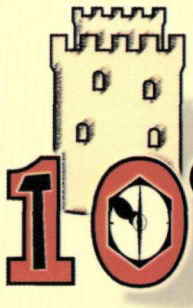
ΔΕΛΤΙΟ
ΤΗΣ
ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ
ΕΤΑΙΡΙΑΣ

ΤΟΜΟΣ XXXVI/3

VOLUME XXXVI/3

BULLETIN
OF THE
GEOLOGICAL
SOCIETY
OF GREECE



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

Σταυροδρόμι *Γεωλογίας Ανάπτυξης Πολιτισμού*

10ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ

Ελληνική Γεωλογική Εταιρία

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 15 - 17 ΑΠΡΙΛΙΟΥ 2004

ΑΡΧΑΙΟΜΕΤΡΙΑ, ΓΕΩΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΑ
ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ
ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ
ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗ ΣΤΙΣ ΓΕΩΕΠΙΣΤΗΜΕΣ
ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ

ΠΡΑΚΤΙΚΑ
PROCEEDINGS

ARCHAEOMETRY, GEOARCHAEOLOGY
GEOTHERMY
APPLIED GEOPHYSICS
INFORMATICS IN GEOSCIENCES
SEISMOLOGY

THESSALONIKI 2004

Crossroad of *Geology Development Culture*

10th INTERNATIONAL CONGRESS

Geological Society of Greece

THESSALONIKI 15 - 17 APRIL 2004

10ο ΔΙΕΘΝΕΣ ΣΥΝΕΔΡΙΟ
ΤΗΣ
ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

Θεσσαλονίκη
15-17 Απριλίου 2004
Συνεδριακό Κέντρο Πανεπιστημίου Μακεδονίας

ΠΡΑΚΤΙΚΑ

PROCEEDINGS

10th INTERNATIONAL CONGRESS
OF
THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

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

ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΚΔΟΣΗΣ

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

EDITORIAL BOARD

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

ΟΡΓΑΝΩΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

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

ORGANIZING COMMITTEE

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

ΔΙΟΙΚΗΤΙΚΟ ΣΥΜΒΟΥΛΙΟ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ

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

COUNCIL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF GREECE

President Paul Marinos, *Professor, National Technical University of Athens*

Vice-President Spyros Pavlides, *Professor, Aristotle University of Thessaloniki*

Secretary General Apostolos Alexopoulos, *Assoc. Professor, National and Kapodistrian University of Athens*

Executive Secretary Dimitrios Galanakis, *Dr. Geologist, I.G.M.E.*

Treasurer Eugenia Moraiti, *Geologist, I.G.M.E.*

Trustee Moisis Kourouzidis, *Dr. Geologist, Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens*

Members Charalampos Georgiou, *Geologist, I.G.M.E.*

Chrysanti Ioakim, *Dr. Geologist, I.G.M.E.*

Konstantinos Papanasileiou, *Assist. Professor, National and Kapodistrian University of Athens*

Theodora Rondoyanni, *Dr. Geologist, I.G.M.E.*

ΚΡΙΤΕΣ

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

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

REVIEWERS

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

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

ΧΟΡΗΓΟΙ

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

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

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Ο Πρόεδρος
Α. Φιλιππίδης

Ο Γεν. Γραμματέας
Γ. Χριστοφίδης

PROLOGUE

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

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

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

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

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

The President
A. Filippidis

Secretary General
G. Christofides

ΕΝΟΤΗΤΕΣ - TOPICS

ΤΟΜΟΣ 1 – VOLUME 1

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

ΤΟΜΟΣ 2 – VOLUME 2

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

ΤΟΜΟΣ 3 – VOLUME 3

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

ΤΟΜΟΣ 4 – VOLUME 4

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

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ - CONTENTS

ΤΟΜΟΣ 1 - VOLUME 1

Βιομηχανικά Ορυκτά και Πετρώματα - Industrial Minerals and Rocks

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Γεωχημεία - Geochemistry

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

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

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

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

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

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

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

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

Περιβαλλοντική Γεωλογία - Environmental Geology

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

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

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

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

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

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

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

Ενεργειακές Πρώτες Ύλες - Energy Resources

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

Φωκιανού Τ. 283
ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΗ ΑΣΦΑΛΕΙΑ ΣΤΟΝ 21ο ΑΙΩΝΑ

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

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

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

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

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

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

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

Κοιτασματολογία - Economic Geology

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Ορυκτολογία - Mineralogy

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

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

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

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

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

Πετρολογία - Petrology

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ΤΟΜΟΣ 2 - VOLUME 2

Γεωλογία και Εκπαίδευση, Γεώτοποι - Geology and Education, Geosites

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

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

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

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

Ιζηματολογία - Sedimentology

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

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

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

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

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

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

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

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

Παλαιοντολογία - Paleontology

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

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

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

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

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

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

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

Στρωματογραφία - Stratigraphy

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

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

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

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

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

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

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

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

Τηλεπισκόπηση - Remote Sensing

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ΤΟΜΟΣ 3 - VOLUME 3

Αρχαιομετρία, Γεωαρχαιολογία - Archaeometry, Geoarchaeology

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

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

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

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

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

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

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

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

Γεωθερμία - Geothermy

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

Εφαρμοσμένη Γεωφυσική - Applied Geophysics

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ΤΟΜΟΣ 4 - VOLUME 4

Τεκτονική - Structural Geology

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Τεχνική Γεωλογία - Engineering Geology

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Υδρογεωλογία - Hydrogeology

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Αρχαιομετρία, Γεωαρχαιολογία

Archaeometry, Geoarchaeology

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

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

ΟΙ ΜΥΛΟΠΕΤΡΕΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΤΩΝ ΜΑΡΩΝΕΙΑΣ ΘΡΑΚΗΣ

Γ. Κοσιάρης και Κ. Μιχαήλ
Ι.Γ.Μ.Ε. - Π.Μ.Α.Μ.Θ., Ξάνθη

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στα όρια των Νομών Ροδόπης και Εβρου δυτικά και νοτιοδυτικά του χωριού Πετρωτά βρίσκεται λατομείο εκμετάλλευσης μυλόπετρας. Το λατομείο αναπτύχθηκε σε ρυολιθικό πυροκλαστικό λατυποπαγές (λαπιλικοί και αδρομερείς όξινοι τόφφοι) το οποίο αποτελεί τμήμα των ηφαιστειακών σχηματισμών του τεκτονικού βυθίσματος της τριτογενούς λεκάνης των Πετρωτών.

Η εξορυκτική δραστηριότητα έλαβε χώρα σε έκταση 250 στρεμμάτων με αρκετά μέτωπα εξόρυξης. Στο δάπεδο του λατομείου σήμερα μπορεί να δει κανείς εγκαταλελειμμένες μυλόπετρες διαφόρων διαστάσεων. Αν κρίνουμε από τις διαστάσεις των λατομικών μετώπων, και τον όγκο των εξορυχθέντων υλικών, τότε συμπεραίνουμε ότι λαξεύτηκαν αρκετές χιλιάδες μυλόπετρες διαφόρων διαστάσεων. Με βάση τα στοιχεία που σώζονται μέχρι σήμερα η λάξευση γινόταν στο μέτωπο του λατομείου και εν συνεχεία γινόταν η αποκόλληση και η μεταφορά δια μέσου ειδικά διαμορφωμένων αυλάκων στην πλατεία φόρτωσης. Η τελευταία βρισκόταν κοντά στην κοίτη του ρέματος. Σώζονται επίσης μέχρι σήμερα και ο καρόδρομος ο οποίος συνέδεε το λατομείο με την αρχαία Εγνατία 500 μέτρα βορειότερα του λατομείου.

Με βάση τον όγκο της εκμετάλλευσης, τη γεωγραφική θέση του λατομείου (πλησίον της Εγνατίας και 3,5 χλμ. βόρεια της θάλασσας), πιστεύεται ότι αυτό αποτέλεσε σημαντικό κέντρο εξόρυξης και εξαγωγής της μυλόπετρας. Το μέγεθος αυτής της δραστηριότητας αποτελεί αντικείμενο εκτεταμένης αρχαιολογικής μελέτης. Παραμένει επίσης άγνωστη η αρχική διάνοιξη του λατομείου. Πιστεύεται όμως με βάση μαρτυρίες των ντόπιων κατοίκων ότι αυτό έγινε στα βάθη των αιώνων χωρίς να αποκλείεται και η προχριστιανική περίοδος. Η δραστηριότητα του λατομείου σταμάτησε πρόσφατα στα προπολεμικά χρόνια.

Αντίστοιχο λατομείο σε ανάλογη πρώτη ύλη βρίσκεται στα Πετρωτά του Ν. Εβρου όπου έγινε αξιόλογη προσπάθεια ανάδειξης και προστασίας του. Από όσα εκθέσαμε παραπάνω είναι φανερό ότι το αρχαίο λατομείο εξόρυξης μυλόπετρας στα Πετρωτά αποτελεί ένα φυσικό και "τεχνολογικό" μνημείο ανεκτίμητης αξίας τόσο Εθνικού όσο και παγκόσμιου ενδιαφέροντος, το οποίο θα πρέπει να προστατευτεί και να αναδειχθεί. Η μελέτη αυτή πιστεύεται ότι θα συμβάλει προς αυτή την κατεύθυνση.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

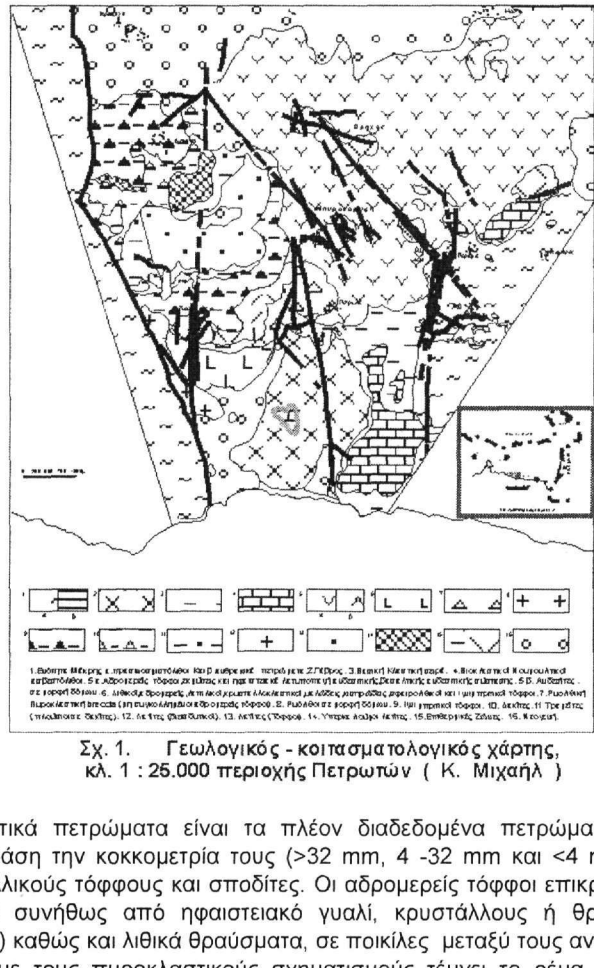
Η πέτρα ήταν για τον προϊστορικό άνθρωπο απαραίτητο εργαλείο και εξακολουθεί να είναι και για τον σύγχρονο κόσμο ένα σημαντικό και συνάμα ζωτικό κομμάτι της ζωής του. Στην πέτρα πρωτοεξέφρασε κι ακόμη εκφράζει τις αισθητικές του πτυχές και τις λατρευτικές του ανάγκες.

Η μυλόπετρα ήταν ένα από τα πολλά λίθινα εργαλεία που επινόησε και κατασκεύασε ο άνθρωπος. Ενα εργαλείο χρήσιμο στα χέρια του για την επεξεργασία γεωργικών προϊόντων (δημητριακά, ελιές).

Ποιο πέτρωμα είναι κατάλληλο για την κατασκευή μυλόπετρας :
Η εμπειρία έδειξε στον άνθρωπο - χρήστη ότι έπρεπε να είναι πιο σκληρό από το προϊόν που θα άλεθε, να είναι αδρόκοκκο με τραχεία επιφάνεια για να συγκρατεί τους σπόρους, να λαξεύεται σχετικά εύκολα και να βρίσκεται κοντά στη γεωργική δραστηριότητα. Ο αδρομερής ψαμμίτης ή και χαλαζίτης έχει όλες αυτές τις ιδιότητες - σήμερα θα λέγαμε "τεχνικές προδιαγραφές" - για να χρησιμοποιηθεί στην κατασκευή της μυλόπετρας. Ελλείψει όμως του ψαμμίτη έψαχνε κι έβρισκε άλλο πέτρωμα στην περιοχή του, που ήταν, σε μεγάλο βαθμό, κατάλληλο και στην περίπτωσή μας ήταν το πυροκλαστικό λατυποπαγές της περιοχής Πετρωτών.

2. ΟΙ ΜΥΛΟΠΕΤΡΕΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΤΩΝ

Η ευρύτερη περιοχή των Πετρωτών δομείται, κατά κύριο λόγο, από ηφαιστειακά πετρώματα (αδρομερείς τόφφοι, εκχύσεις και ηφαιστειακά λατυποπαγή ανδεσιτικής, βασαλτικής - ανδεσιτικής σύστασης, ρυολιθικά πυροκλαστικά λατυποπαγή και βασική κλαστική σειρά. (Σχ.1).



Σχ. 1. Γεωλογικός - κοιτασματολογικός χάρτης, κλ. 1 : 25.000 περιοχής Πετρωτών (Κ. Μιχαήλ)

Τα πυροκλαστικά πετρώματα είναι τα πλέον διαδεδομένα πετρώματα στην περιοχή των Πετρωτών. Με βάση την κοκκομετρία τους (>32 mm, 4 -32 mm και <4 mm) κατατάσσονται σε αδρομερείς, λαπιλλικούς τόφφους και σποδίτες. Οι αδρομερείς τόφφοι επικρατούν των λαπιλλικών και αποτελούνται συνήθως από ηφαιστειακό γυαλί, κρυστάλλους ή θραύσματα κρυστάλλων (χαλαζία, αστρίων) καθώς και λιθικά θραύσματα, σε ποικίλες μεταξύ τους αναλογίες.

Την περιοχή με τους πυροκλαστικούς σχηματισμούς τέμνει το ρέμα "Ρέμα του Γιαλού" με κατεύθυνση ΒΔ - ΝΑ και καταλήγει στη θάλασσα (Σχ.2α).

Οι πυροκλαστικοί σχηματισμοί βρίσκονται ένθεν και ένθεν του ρέματος. (Σχ.2β,γ). Τα λαξευτικά μέτωπα έχουν στο σύνολο τους μήκος που προσεγγίζει τα 500 m το δε ύψος τους υπερβαίνει τα 30 m.

Η εκμετάλλευση - λάξευση άρχισε από τα χαμηλότερα σημεία, κοντά στις όχθες του ρέματος και με την πρόοδο των εργασιών προχωρούσε προς τα ανώτερα επίπεδα όπου σήμερα βρίσκονται τα κύρια λαξευτικά μέτωπα. Παράλληλα τα χαμηλότερα σημεία αποτελούσαν και τον χώρο απόθεσης των μπάζων.

Η χάραξη και λάξευση των μυλόπετρων γινόταν στο μέτωπο του λατομείου, γεγονός για το οποίο μαρτυρούν οι λαξευμένες μυλόπετρες που δεν πρόλαβαν να αποκόψουν από το μέτωπο (Σχ.2δ,Σχ.3α,β,γ).

Με την αποκοπή και την αποκαθήλωση μιας μυλόπετρας η τελική της επεξεργασία (φινίρισμα) και η διάνοιξη της οπής άξονα γινόταν στο δάπεδο του λατομείου.

Ο τρόπος μεταφοράς των μυλόπετρων στον χώρο απόθεσης - φόρτωσης γινόταν μέσα από ειδικά κατασκευασμένο αυλάκι - οδηγό (ίχνη του φαίνονταν καθαρά) που ξεκινούσε από το δάπεδο του λατομείου και κατέληγε χαμηλά κοντά στην κοίτη του ρέματος που ήταν ο χώρος απόθεσης (Σχ.3δ). Αφού σήκωναν την μυλόπετρα όρθια, περνούσαν μέσα από την οπή ένα άξονα τις άκρες του οποίου έδεναν με σχοινιά κι` αφού την οδηγούσαν στο στόμιο του καναλιού την άφηναν σιγά - σιγά να κυλήσει μέχρι το ρέμα.

Από τον χώρο απόθεσης γινόταν η φόρτωση σε κάρα και η μεταφορά τους προς την αγορά μέσω της Εγνατίας Οδού όπου ίχνη της βρίσκονται περίπου 500 m ΒΔ των λαξευτικών κέντρων.

Δεν αποκλείεται και η μεταφορά τους δια θαλάσσης αφού η παραλία Πετρωτών απέχει μόλις 3 - 3,5 Km από τα λατομεία.

3. Η ΣΗΜΕΡΙΝΗ ΕΙΚΟΝΑ

Η πρώτη εντύπωση στον επισκέπτη όταν φτάνει στον χώρο των λατομείων είναι ο τεράστιος όγκος των μπάζων που βρίσκονται στα πρανή ένθεν και ένθεν του ρέματος (Σχ.4α) και που σίγουρα ένα μεγάλο μέρος τους έχει απομακρυνθεί από τα ορμητικά νερά του χειμάρρου κατά τους βροχερούς μήνες.

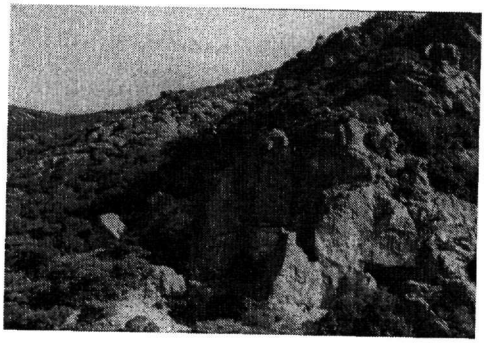
Τόσο στα νότια όσο και στα βόρεια λαξευτικά μέτωπα μπορεί ο επισκέπτης να παρατηρήσει λαξευμένες μυλόπετρες που δεν έχουν αποκοπεί, ίχνη από λάξευση τους. Σε άλλες περιπτώσεις υπάρχουν χαραγμένοι κύκλοι ή μισολαξευμένες πέτρες.

Αυτό που προκαλεί δέος και θαυμασμό είναι οι υπόγειες αίθουσες εκμετάλλευσης - λάξευσης και τα λαξευμένα σκαλοπάτια που οδηγούν σ` αυτές (Σχ.4β,γ). Η κατάβαση στις υπόγειες αίθουσες είναι επικίνδυνη γιατί ο φωτισμός είναι λιγοστός και η κατάσταση εισόδου ανασφαλής λόγω μπάζων και θαμνοκάλυψης. Για τον λόγο αυτό δεν μπορούμε να δώσουμε διαστάσεις ή περιγραφή των υπόγειων εκμεταλλεύσεων.

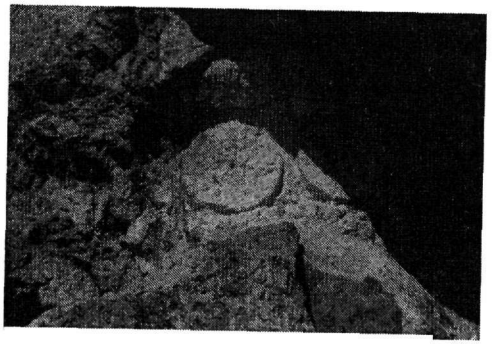
Διάσπαρτες μυλόπετρες υπάρχουν κοντά και μέσα στην κοίτη του χειμάρρου μισοθαμμένες από τα μπάζα και στα θαμνοσκεπασμένα δάπεδα (Σχ4δ,Σχ.5α,β).

α: Πυροκλαστικοί σχηματισμοί – Ρέμα Γιαλού

β: Νότιο τμήμα πυροκλαστικών σχηματισμών

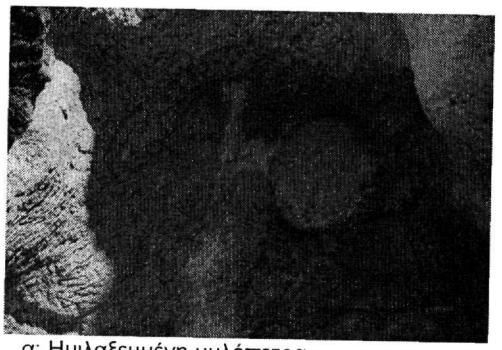


γ: Βόρειο τμήμα πυροκλαστικών σχηματισμών

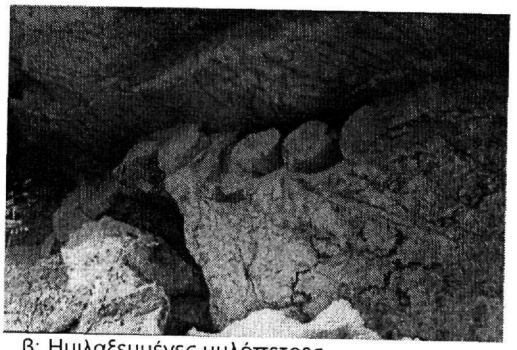


δ: Ημιλαξευμένη μυλόπετρα

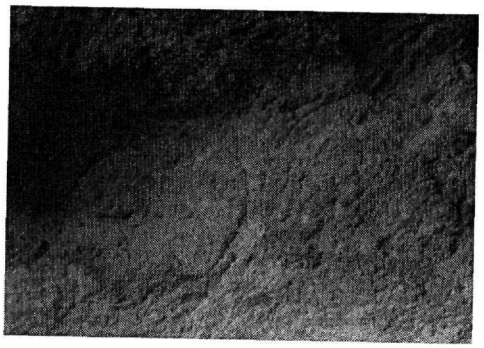
Σχ.2: Φωτογραφίες από το Λατομείο



α: Ημιλαξευμένη μυλόπετρα



β: Ημιλαξευμένες μυλόπετρες

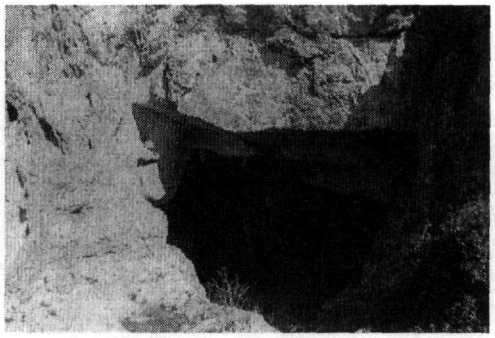


γ: Χαραγμένες μυλόπετρες

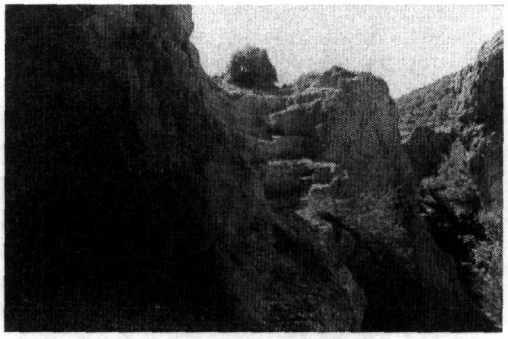
δ: Χώρος απόθεσης - φόρτωσης

Σχ.3: Φωτογραφίες από το Λατομείο

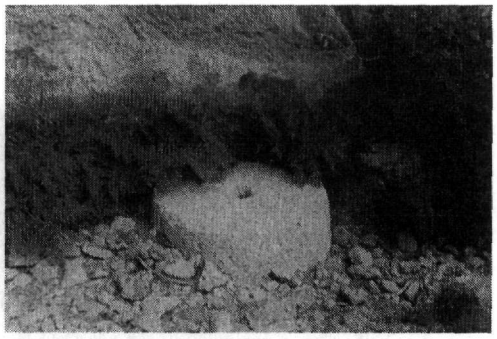
α:Τεράστιοι όγκοι μπάζων



β: Υπόγεια αίθουσα



γ: Λαξευμένα σκαλοπάτια που οδηγούν σε υπόγεια αίθουσα



δ: Μυλόπετρα στη βόρεια κοίτη του ρέματος

Σχ.4 : Φωτογραφίες από το Λατομείο

Η προσέγγιση σε αρκετά λαξευτικά κέντρα είναι δύσκολη λόγω του γεγονότος ότι με την πάροδο του χρόνου και τις διαβρωτικές διεργασίες τεράστιοι όγκοι έχουν αποκοπεί από τα μέτωπα και βρίσκονται πεσμένοι στο δάπεδο των μετώπων. Η θαμνώδης βλάστηση έχει καλύψει σε μεγάλο μέρος τα δάπεδα. Επιπλέον η προσέγγιση εμπεριέχει κινδύνους γιατί μεγάλοι όγκοι βρίσκονται ψηλά στα μέτωπα ετοιμόρροποι.

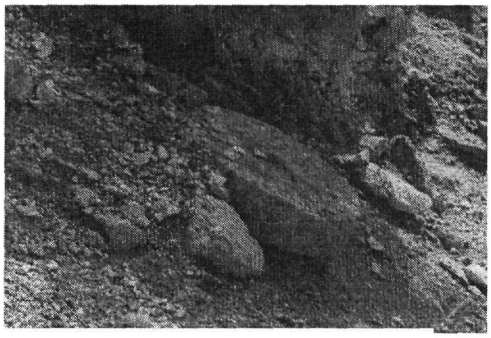
Οι μυλόπετρες φαίνεται ότι ήταν τα κύρια κατασκευαστικά προϊόντα παράλληλα όμως κατασκεύαζαν σε μικρότερο βαθμό αγκωνάρια (Σχ.5γ), γούρνες για πότισμα ζώων, στεφάνες για το χείλος πηγαδιών. Τα προϊόντα αυτά φαίνονται επί τόπου στο λόφο του Αγ. Γεωργίου δυτικά του χωριού των Πετρωτών.

Δυο είδη μυλόπετρας λαξευόντουσαν : οι μικρών διαστάσεων που μπορούσαν να περιστραφούν με το χέρι, οι "οικιακές συσκευές" θα λέγαμε ή όπως ήταν γνωστά τα "χερομύλια". Οι ογκοδέστερες μυλόπετρες ήταν μεγαλύτερων διαστάσεων και η περιστροφή τους γινόταν κυρίως από ζώα ή ακόμη και με νερό (νερόμυλοι).

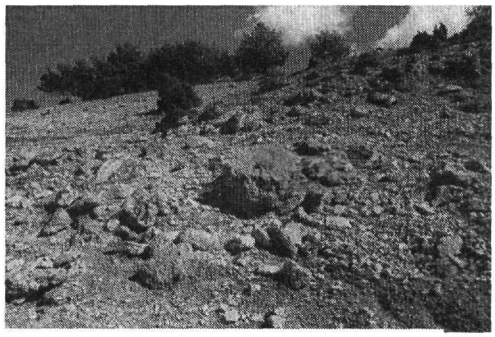
Αν κρίνουμε από τις διαστάσεις των λαξευτικών μετώπων, τον όγκο των μπάζων που έχουν απομείνει και το απαιτούμενο υλικό για την κατασκευή μιας μυλόπετρας υπολογίζεται ότι θα πρέπει να έχουν λαξευτεί και κατασκευαστεί αρκετές χιλιάδες μυλόπετρες. Μια προφορική πληροφορία ότι στον βυθό της θάλασσας κοντά στον αρχαιολογικό χώρο της Μεσημβρίας εντοπίστηκαν μυλόπετρες ενισχύει την άποψη ότι το λατομείο των Πετρωτών λειτουργούσε από αρχαιοτάτων χρόνων και με περιόδους διακοπών η λάξευση συνεχίστηκε μέχρι και τις μέρες μας. Από πληροφορίες των παλαιότερων κατοίκων της περιοχής η λειτουργία του λατομείου σταμάτησε λίγο πριν από τον Β΄ Παγκόσμιο Πόλεμο.

Λαξευτικά εργαλεία δεν έτυχε να βρούμε κατά την επίσκεψη και φωτογράφηση του χώρου. Αλλωστε αυτό αποτελεί αντικείμενο αρχαιολογικής σκαπάνης.

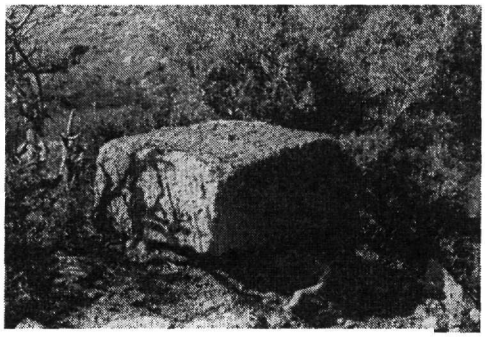
Ενα ερώτημα που μπαίνει είναι γιατί ο τότε "βιομήχανος" χρησιμοποίησε το συγκεκριμένο πέτρωμα για την κατασκευή μυλόπετρας και όχι τον ψαμμίτη ή άλλο πέτρωμα που ανταποκρινόταν καλύτερα στις "τεχνικές προδιαγραφές". Η απάντηση φαίνεται να είναι απλή : Στην ευρύτερη περιοχή δεν απαντούν ψαμμίτες σε ποιότητες και ποσότητες τέτοιες που να δικαιολογούν εγκατάσταση "λατομικής μονάδας". Απεναντίας το ηφαιστειακό λατυποπαγές βρίσκεται σε εκτεταμένους σχηματισμούς και οι "δοκιμές" έδειξαν ότι το υλικό αυτό κατέχει σε μεγάλο βαθμό τις αναγκαίες προδιαγραφές κι` έτσι, πιθανόν, να άρχισε η λειτουργία του λατομείου.



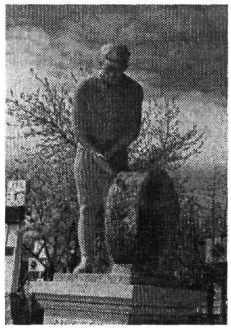
α: Μυλόπετρα σε μπάζα στη βόρεια όχθη του ρέματος



β: Μυλόπετρα σε μπάζα βόρειου με τώπου



γ: Λαξευμένο αγκωνάρι – Παρυφές βόρειου μετώπου



δ: Λιθοξόος - Πλατεία Πετρωτών Έβρου

Σχ.5 : Φωτογραφίες από το Λατομείο

4. ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΛΑΤΟΜΕΙΟΥ ΠΕΤΡΩΤΩΝ

Ο χώρος των λατομείων των Πετρωτών Μαρώνειας βρίσκεται σ` ένα ύψιστου κάλλους φυσικό τοπίο με έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο με ποικίλη φυτική κάλυψη όπου επικρατεί η Μαύρη Πεύκη ιδία στους λατομικούς χώρους.

Οι σχηματισμοί του ηφαιστειακού λατυποπαγούς αποτελούν από μόνοι τους ένα αξιόλογο γεωλογικό μνημείο που σε συνδιασμό με τα λαξευτικά κέντρα αναδεικνύονται σε ένα μοναδικής σημασίας Τεχνολογικό Μουσείο που σημαδεύει έντονα τη σχέση του ανθρώπου με την πέτρα δια μέσου των αιώνων.

Ο λατομικός χώρος έχει αλλοιωθεί με το πέρασμα του χρόνου συνεργούντων και των διαβρωτικών διεργασιών. Κι αν της φύσης οι διεργασίες είναι φυσιολογικές δεν μπορούμε να πούμε το ίδιο και για τον άνθρωπο που συνεργεί με την συμπεριφορά του στην καταστροφή. Τα σημάδια λαθρανασκαφών στο χώρο των λατομείων είναι διάσπαρτα και έντονα.

Για τους λόγους αυτούς κρίνουμε ότι είναι επιτακτική η ανάγκη διαφύλαξης κατ' αρχήν του λαξευτικού κέντρου και στη συνέχεια η ανάδειξη του ως γεωπάρκου - γεώτοπου. Αυτό θα μπορούσε να γίνει αντικείμενο μελέτης σε βάθος όπου θα καταδείκνυε ένα σημαντικό κομμάτι της ζωής και των δραστηριοτήτων των παλαιότερων κατοίκων της Θράκης. Τη μελέτη αυτή θα μπορούσε να την αναλάβει η Τοπική Αυτοδιοίκηση του Δήμου Σαπών σε συνεργασία με την αρμόδια Αρχαιολογική Υπηρεσία του Νομού Ροδόπης.

Ενα αντίστοιχο λατομείο σε ανάλογο ηφαιστειακό πέτρωμα βρίσκεται και στα Πετρωτά Εβρου όπου έγινε μια αξιόλογη προσπάθεια προστασίας και ανάδειξης του ίδιου του λατομικού χώρου αφ' ενός κι αφετέρου ο παλιός αλευρόμυλος του χωριού, που στα παλιά χρόνια χρησιμοποιούσε μυλόπετρες, μετατράπηκε σε μουσείο. Επιπλέον στην πλατεία της Κοινότητας στήθηκε μνημείο αφιερωμένο στον λιθοξόο (Σχ.5δ). Οι ενέργειες αυτές έγιναν από την Αναπτυξιακή Εταιρία του Δήμου Τριγώνου και είχαν σαν αποτέλεσμα την ίδρυση στα Πετρωτά Διαβαλκανικού Πολυκέντρου Πολιτισμού και Τέχνης.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Βαβελίδης, Μ. 1998. Γεωλογική δομή των Πετρωτών 'Εβρου–Λατομική δραστηριότητα στα Πετρωτά Έβρου. Interreg II, τεύχος 2, σ.4.

Βαβελίδης, Μ. Χοτζίδης, Α. Μέλφος,Β. 2000. Αρχαία και νεώτερα μνημεία στην ευρύτερη περιοχή Τριγώνου 'Εβρου. Παλμός, 3, 13-14.

Δήμος Τριγώνου 1998. Διαβαλκανικό Πολυκέντρο Πολιτισμού και Τέχνης - Κοινοτική Πρωτοβουλία Interreg II - Δίκαια.

Δήμου Χανιωτάκη Ελ. 2002. Ιστορία χαραγμένη στην πέτρα. Α.Ε.Ε. Αργυρομεταλλευμάτων και Βαρυτίνης, Αθήνα.

Μιχαήλ Κ. 2002. Ερευνα - Μελέτη Αξιοποίησης πρωτογενούς χρυσού (Ν. Ροδόπης, Ν. Εβρου). Εργο Β΄ Κ.Π.Σ. - 9532520, Ξάνθη.

Μπορνόβας Ι. 1999. Τα φυσικά μνημεία της Ελλάδας. Εκδόσεις Κάκτος, Αθήνα.

Kukal Zd - Malinajar - Malinova Ren - Tesarova Hel 1989. Clovek A Kamen - NNG Akademie, Praga.

Kuzvart M 1984. Industrial Minerals and Rocks. Develop in Geology, 18.

ABSTRACT

THE MILLSTONES OF PETROTA THRACE COUNTY, GREECE.

G Kosiaris - C. Michael

I.G.M.E. - Xanthi Branch

The surrounding area of Petrota village - Rhodopi County, West Thrace - consists , mainly, of volcanic rocks (rhyolites, rhyodacites, tuffs, volcanic breccias and lahars). In the pyroclastic formations a quarry for millstones has been developed.

Engraved or halfcarved handmills, larger millstones, tubs and cisterns can be seen and they are witnesses of the art and skill of the stone cutters.

Larger millstones which needed animal or water power to be rotate were also carved. Some of them are abandoned on the floor of the quarry or lay lower near the river bank.

On the quarry walls can be seen all the stages of carving and cuttering the millstones : a drowing circle - the first stage, close to it the beginning of the carving and nearby the fully carved but still uncuttered millstones.

Amazing is also the underground quarrying and carving the millostones.

Having in mind the size of the walls, the underground excavation and the bulk of dums we can roughly estimate the number of carved millstones which probably reaches several thousands of millstones of different sizes.
The beginning of quarrying and carving of millstones of Petrota is not known but surely it could be traced back to the depth of the ages, not excluding the prehistoric period. The activity of the quarry ended a little before the II World War.
A similar quarry in almost the same rock is located near the Petrota village of Evros County.

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

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

ΜΕΛΕΤΗ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑΣ ΕΦΥΑΛΩΜΕΝΗΣ ΚΕΡΑΜΙΚΗΣ ΣΕ ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΑ ΑΠΟ ΑΝΑΣΚΑΦΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Σοφιανοπούλου Α.[1], Λαμπρόπουλος Β.[2], και Καντηράνης Ν.[3]

[1] *Συντηρήτρια Αρχαιοτήτων και Έργων Τέχνης, Υψηλάντου 6, 542 48 Θεσσαλονίκη, alecasof@otenet.gr*

[2] *Τμήμα Συντήρησης Αρχαιοτήτων και Έργων Τέχνης, ΤΕΙ Αθηνών, 122 10 Αθήνα, blabro@teiath.gr*

[3] *Σχολή Θετικών Επιστημών, Α.Π.Θ. 541 24 Θεσσαλονίκη, kantira@geo.auth.gr*

Στη μνήμη της αρχαιολόγου Έλλης Πελεκανίδου

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Δείγματα επτά οστράκων από αγγεία εφυαλωμένης κεραμικής της υστεροβυζαντινής και μεταβυζαντινής περιόδου που βρέθηκαν κατά τη διάρκεια σωστικής ανασκαφής της 9ης Εφορείας Βυζαντινών Αρχαιοτήτων σε οικόπεδο στο κέντρο της Θεσσαλονίκης, μελετήθηκαν με τις μεθόδους PXRD και SEM-EDS με στόχο τη διερεύνηση των συνθηκών ψησίματός τους. Κάθε όστρακο χωρίζεται σε τρία στρώματα: το κεραμικό, το επίχρισμα και το εφυάλωμα. Το κεραμικό αποτελείται κυρίως από χαλαζία, αστρίους και μοσχοβίτη, ενώ το επίχρισμα από χαλαζία, αστρίους, Pb-ούχο φάση και μοσχοβίτη. Το εφυάλωμα αποτελείται κυρίως από τη φάση του Pb που αναγνωρίστηκε στο επίχρισμα, χαλαζία και αστρίους. Επίσης, σε όλα τα στρώματα αναγνωρίστηκε άμορφη φάση με ποσοστά που αυξάνονται από το κεραμικό προς το εφυάλωμα. Η μικροανάλυση επιβεβαίωσε σε καλό βαθμό τα αποτελέσματα της ορυκτολογικής μελέτης και έδειξε, ιδιαίτερα στο εφυάλωμα, την παρουσία πολύ υψηλών ποσοστών PbO. Η παρουσία της Pb-ούχου φάσης στις εφυαλώσεις αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο για τη θερμοκρασία του δεύτερου ψησίματος των εφυαλωμένων κεραμικών και πιστεύουμε ότι κυμαινόταν μεταξύ 650 και 750 °C. Σχετικά με τη συντήρηση των υπό μελέτη εφυαλωμένων κεραμικών συνιστάται η αποφυγή χημικών υλικών που συμπλοκοποιούν και διαλύουν το μόλυβδο (π.χ. EDTA, αιθυλική αλκοόλη). Στην αντίθετη περίπτωση μπορεί να προκληθεί εξασθένιση και καταστροφή του δικτύου του υαλώματος και κατά συνέπεια αλλοίωση του εξωτερικού στρώματος του αγγείου.

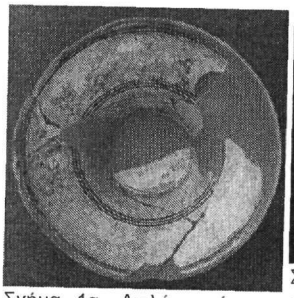
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη των βυζαντινών κεραμικών, στα οποία συναντώνται οι ρίζες τις νεοελληνικής παραδοσιακής κεραμικής, μας παρέχει σημαντικές πληροφορίες για το εμπόριο και την τεχνολογία, τις καθημερινές δραστηριότητες και την αισθητική της κοινωνίας του Βυζαντίου, ενώ συμβάλλει θετικά στη χρονολόγηση κτισμάτων και ανασκαφικών στρωμάτων.

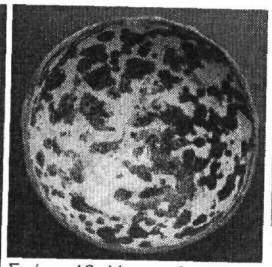
Η βυζαντινή κεραμική συνεχίζει την ελληνορωμαϊκή παράδοση μέχρι τον 7ο αι. Εφαρμόζονται γενικά οι ίδιες τεχνικές ενώ προστίθενται νέα μορφολογικά και διακοσμητικά στοιχεία, όπως χριστιανικά σύμβολα. Από τα τέλη του 7ου αι. συντελείται μια μεγάλη αλλαγή, όταν οι βυζαντινοί κεραμείς επηρεασμένοι από την ισλαμική κεραμική, αρχίζουν να εφαρμόζουν και να αναπτύσσουν την τεχνική της εφυάλωσης. Από το Βυζάντιο αυτό το είδος κεραμικής διαδίδεται στην Ευρώπη, ιδιαίτερα μετά τις πρώτες Σταυροφορίες. Η μεγαλύτερη ώθηση στη βυζαντινή εφυαλωμένη κεραμική δίνεται κατά την εποχή των Μακεδόνων (867-1081), που χαρακτηρίζεται ως μια περίοδος ευμάρειας και ειρήνης για τη Βυζαντινή Αυτοκρατορία. Η ανάπτυξη και διάδοσή της συνεχίζεται και στα χρόνια των Κομνηνών (1081-1185). Ακολουθεί η περίοδος της Φραγκοκρατίας κατά την οποία συντελούνται μορφολογικές αλλαγές των αγγείων, πιθανώς εξαιτίας αλλαγής των διατροφικών συνηθειών. Κατά τα χρόνια των Παλαιολόγων (1261-1453) τα τοπικά εργαστήρια παρουσιάζουν έντονη δραστηριότητα στην παραγωγή εφυαλωμένης κεραμικής. Στα μεταβυζαντινά χρόνια, παρά την πολιτική και πολιτιστική διαφοροποίηση, τα εργαστήρια κεραμικής που βρίσκονται στον ελληνικό χώρο έχο-

ντας κοινές ρίζες στο Βυζάντιο, ακολουθούν αρχικά πιστά τις παραδοσιακές τεχνικές και την ίδια θεματολογία. Όμως, από το 16ο αι. νέα διακοσμητικά χαρακτηριστικά κάνουν την εμφάνισή τους στην ελληνική κεραμική, εξαιτίας της εισαγωγής κεραμικών από ξένα εργαστήρια της Ανατολής και Δύσης. Από το 17ο αι. παρατηρείται μια σταδιακή ανακοπή της βυζαντινής παράδοσης. Διαφοροποιούνται τόσο τα σχήματα όσο και οι τεχνικές κατασκευής και διακόσμησης. Κάθε περιοχή αναπτύσσει τα δικά της χαρακτηριστικά και τα εργαστήριά της τη δική τους παράδοση (Ευγενίδου, 1982; Ταμείο Αρχαιολογικών Πόρων και Απαλλοτριώσεων, 1999).

Σκοπός της εργασίας είναι η μελέτη της τεχνολογίας υστεροβυζαντινών (Σχ. 1α,β) και μεταβυζαντινών (Σχ. 1γ) εφυαλωμένων κεραμικών αγγείων που βρέθηκαν κατά τη διάρκεια σωστικής ανασκαφής της 9ης Εφορείας Βυζαντινών Αρχαιοτήτων σε οικόπεδο στο κέντρο της Θεσσαλονίκης, με στόχο τη διερεύνηση των συνθηκών ψησίματός τους.



Σχήμα 1α. Απλά εγχάρακτα (13ος-14ος αι.)

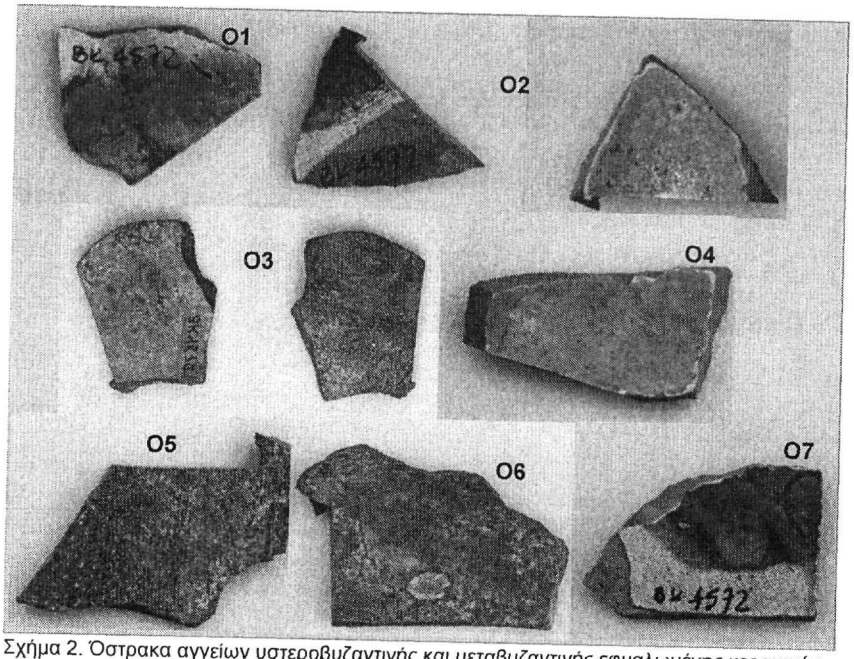


Σχήμα 1β. Υστεροβυζαντινά με μαρμαρώδη διακόσμηση (14ος-15ος αι.)

Σχήμα 1γ. Μεταβυζαντινά εγχάρακτα (15ος-16ος αι.)

2 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Για τη μελέτη χρησιμοποιήθηκαν δείγματα από επτά όστρακα αγγείων (Ο1-Ο7) υστεροβυζαντινής και μεταβυζαντινής εφυαλωμένης κεραμικής (Σχ. 2) με κωδικό ανασκαφής ΒΚ 4572. Η δειγματοληψία έγινε κατόπιν ειδικής άδειας της Διεύθυνσης Συντήρησης Αρχαιοτήτων του Υπουργείου Πολιτισμού.



Σχήμα 2. Όστρακα αγγείων υστεροβυζαντινής και μεταβυζαντινής εφυαλωμένης κεραμικής.

Με νυστέρι πήραμε την ελάχιστη δυνατή ποσότητα για τις απαιτούμενες αναλύσεις. Ένα μέρος των δειγμάτων κονιοποιήθηκε για τη μελέτη της ορυκτολογικής τους σύστασης με τη μέθοδο περιθλασιμετρίας ακτίνων Χ κόνεως (PXRD), ενώ το υπόλοιπο χρησιμοποιήθηκε ως έχει για τη μορφολογική και στοιχειακή τους ανάλυση με τη μέθοδο της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας σάρωσης (SEM-EDS).

Για την ορυκτολογική μελέτη με τη μέθοδο PXRD χρησιμοποιήθηκε ακτινοβολία Cu με φίλτρο Ni για την παραγωγή μονοχρωματικής ακτινοβολίας CuK_α σε περιθλασίμετρο τύπου Philips PW1710 του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ., με συνθήκες λειτουργίας 35 kV και 25 mA, ταχύτητα γωνιομέτρου 1,2°/min, ταχύτητα καταγραφικού 1cm/min και περιοχή σάρωσης 3-53° 2θ. Ο ημιποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτών φάσεων που εντοπίστηκαν στα εξεταζόμενα δείγματα έγινε με τη χρήση της έντασης (counts) συγκεκριμένων ανακλάσεων για κάθε ορυκτό (ασβεστίτης 3,03 Å, χαλαζίας 3,34 Å, μοσχοβίτης 9,97 Å, χλωρίτης 14,2 Å, άστριοι-πλαγιόκλαστα 3,18 Å / καλιούχοι άστριοι 3,22 Å, αιματίτης 2,70 Å και μολυβδούχος φάση 3,47 Å), της πυκνότητας και του συντελεστή απορρόφησης μάζας για ακτινοβολία CuK_α των ορυκτών που προσδιορίστηκαν. Η παρουσία άμορφων φάσεων σε ένα δείγμα γίνεται φανερή με τη μορφολογική εξέταση του περιθλασιογράμματός του. Με τη χρήση ακτινοβολίας Cu (CuK_α) το άμορφο υλικό εμφανίζεται με τη μορφή πλατύκυρτης ανάκλασης σε γωνίες 2θ μεταξύ 10-50° περίπου ανάλογα με τη χημική του σύσταση (Guinier, 1963), πιο συχνά όμως εμφανίζεται μεταξύ 10-18° (Kantiranis et al., 1999). Στα δείγματα που εξετάζονται το άμορφο υλικό υπολογίστηκε με σύγκριση του εμβαδού που σχηματίζει η πλατύκυρτη ανάκλασή του με το αντίστοιχο εμβαδόν που προσδιορίστηκε σε πρότυπα μίγματα συγκεκριμένης αναλογίας σε άμορφο και κρυσταλλικές φάσεις (Καντηράνης κ.α., 2004).

Για τη μελέτη των δειγμάτων με SEM-EDS χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης τύπου Jeol JSM-840 του εργαστηρίου ηλεκτρονικής μικροσκοπίας του Α.Π.Θ., εφοδιασμένο με σύστημα ανάλυσης της διασποράς ενέργειας (EDS) LINK 10000 AN. Οι συνθήκες λειτουργίας του οργάνου ήταν 15 kV, ένταση ηλεκτρονικής δέσμης <3 nA και διαμέτρου 1 μm, ενώ ο χρόνος μέτρησης ήταν 60 sec. Διορθώσεις έγιναν με χρήση του προγράμματος ZAF-4/FLS που παρέχεται από τη LINK.

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Τα αποτελέσματα της ημιποσοτικής ορυκτολογικής σύστασης των δειγμάτων των εξεταζόμενων οστράκων δίνονται στους πίνακες 1-3. Ο όρος «κεραμικό» χρησιμοποιείται για την περιγραφή του ψημένου πηλού πάνω στον οποίο αναπτύσσεται το επίχρισμα και το εφυάλωμα.

Πίνακας 1. Ημιποσοτική ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) κεραμικών.

Όστρακο	Q	F	M	C	H	Ch	A	Σύνολο	Am
O1	70	12	3	13	-	-	-	98	2
O2	63	11	10	12	-	2	-	98	2
O3	55	22	4	4	9	4	-	98	2
O4	67	20	10	-	-	-	-	97	3
O5	78	9	11	-	-	-	-	98	2
O6	59	16	11	9	-	-	2	97	3
O7	59	22	15	-	-	-	-	96	4

Q: χαλαζίας, F: άστριοι, M: μοσχοβίτης, C: ασβεστίτης, H: αιματίτης, Ch: χλωρίτης, A: αμφίβολοι Am: άμορφο.

Πίνακας 2. Ημιποσοτική ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των επιχρισμάτων.

Όστρακο	Q	F	M	Pb	Σύνολο	Am
O1	74	11	4	4	93	7
O4	66	16	2	13	97	3
O6	74	16	3	3	96	4
O7	75	10	4	5	94	6

Q: χαλαζίας, F: άστριοι, M: μοσχοβίτης, Pb: Pb-ούχος φάση ($Pb_{12}Al_2Si_{20}O_{55}$), Am: άμορφο.

Στα κεραμικά προσδιορίστηκαν χαλαζίας (59-78 % κ.β.), άστριοι (9-22 % κ.β.) και μοσχοβίτης (3-15 % κ.β.), ενώ σε μικρότερα ποσοστά και σε ορισμένα δείγματα προσδιορίστηκαν ασβεστίτης (4-13 % κ.β.), αιματίτης (9 % κ.β.), χλωρίτης (2-4 % κ.β.) και αμφίβολος (2 % κ.β.). Η παρουσία υ-

ψηλών ποσοστών ασβεστίτη σε ορισμένα δείγματα οστράκων θεωρείται ότι οφείλονται σε επικαθίσεις στην επιφάνεια του οστράκου από το περιβάλλον ταφής του αγγείου. Την ημιποσοτική ορυκτολογική σύσταση των κεραμικών συμπληρώνει η παρουσία άμορφου φάσης σε ποσοστά που κυμαίνονται από 2-4 % κ.β. και σχηματίζεται κατά τη διάρκεια του ψησίματος των κεραμικών.

Τα επιχρίσματα κατέστη δυνατόν να διαχωριστούν και να αναλυθούν σε 4 από τα 7 δείγματα οστράκων (Ο1, Ο4, Ο6 και Ο7). Όπως και στα κεραμικά επικρατεί ο χαλαζίας (66-75 % κ.β.) και οι άστριοι (10-16 % κ.β.), ενώ εντοπίστηκε και προσδιορίστηκε Pb-ούχος φάση σε ποσοστά που κυμάνθηκαν από 3-13 % κ.β. Σε μικρότερα ποσοστά (2-4 % κ.β.) προσδιορίστηκε μοσχοβίτης. Την ημιποσοτική ορυκτολογική σύσταση συμπληρώνει το άμορφο υλικό που σε ποσοστά 3-7 % κ.β. περιέχεται στα δείγματα των επιχρισμάτων και είναι σχεδόν διπλάσιο σε σύγκριση με τα δείγματα των κεραμικών. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το επίχρισμα βρίσκεται στα εξωτερικότερα στρώματα ενός αγγείου και μαζί με το εφυάλωμα δέχεται την επίδραση των ρευστοποιητών (PbO), αλλά και της υψηλής θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του ψησίματος που οδηγούν στο λιώσιμο της επιφάνειας του αγγείου.

Πίνακας 3. Ημιποσοστική ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των εφυαλωμάτων.

Όστρακο	Q	F	M	Pb	Σύνολο	Am
Ο1	46	25	-	10	81	19
Ο2	56	12	3	12	83	17
Ο3	61	15	-	10	86	14
Ο4	45	16	-	16	77	23
Ο5	54	19	3	9	85	15
Ο6	67	8	5	5	85	15
Ο7	60	13	3	7	83	17

Q: χαλαζίας, F: άστριοι, M: μοσχοβίτης, Pb: Pb-ούχος φάση ($Pb_{12}Al_2Si_{20}O_{55}$), Am: άμορφο.

Στα εφυαλώματα προσδιορίστηκαν χαλαζίας (46-67 % κ.β.), άστριοι (8-25 % κ.β.) και η ίδια μολυβδούχος φάση που αναγνωρίστηκε στα επιχρίσματα (5-16 % κ.β.), ενώ σε σημαντικό ποσοστό υπολογίστηκε άμορφη φάση (15-23 % κ.β.). Σε μικρότερες ποσότητες και σε ορισμένα δείγματα προσδιορίστηκαν μικρά ποσοστά μοσχοβίτη (3-5 % κ.β.).

Η ορυκτολογική φάση του μολύβδου που προσδιορίστηκε στα επιχρίσματα και τα εφυαλώματα ταυτοποιήθηκε με την κάρτα 03-0384 της βάσης δεδομένων της JCPDS (1997), έχει χημικό τύπο $Pb_{12}Al_2Si_{20}O_{55}$ και αναλογία οξειδίων $12PbO{\cdot}Al_2O_3{\cdot}20SiO_2$.

Τα αποτελέσματα της μελέτης των εξεταζόμενων οστράκων με τη μέθοδο της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας δίνονται στους πίνακες 4-6. Πολλά από τα παρακάτω αποτελέσματα είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τα δεδομένα της ημιποσοτικής ορυκτολογικής σύστασης, ενώ αρκετά από αυτά είναι σε απόκλιση. Πρέπει όμως, πάντα να έχουμε υπόψη μας ότι στα εφυαλώματα είναι ιδιαίτερα σημαντικός ο ρόλος της άμορφου φάσης (είναι πολύ πλούσια σε PbO), αλλά και το γεγονός ότι η μικροανάλυση εστιάζεται, ανάλογα με το εμβαδόν της ηλεκτρονικής δέσμης, σε μια μικρή περιοχή του δείγματος και δεν είναι αντιπροσωπευτική για ολόκληρο το δείγμα. Αντίθετα η ορυκτολογική σύσταση έγινε σε αντιπροσωπευτικό δείγμα κάθε οστράκου και ανταποκρίνεται με μεγαλύτερη ακρίβεια στη σύσταση του κάθε στρώματος των εξεταζόμενων δειγμάτων.

Πίνακας 4. Μικροαναλύσεις (% κ.β.) κεραμικών.

Όστρακο	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_{3T}	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PbO	CuO	Σύνολο
Ο1	41,5	-	27,8	1,8	-	27,2	1,2	0,4	-	-	-	99,9
Ο2	75,9	-	20,4	0,6	0,2	0,2	0,8	0,7	1,0	-	-	99,8
Ο3	59,1	-	18,1	6,7	1,6	2,0	1,8	5,1	-	5,4	-	99,8
Ο4	35,1	-	21,7	25,5	6,8	1,2	1,7	2,4	-	5,5	-	99,9
Ο5	65,2	-	18,2	6,8	3,1	1,8	1,8	2,9	-	-	-	99,8
Ο6	35,4	-	24,3	23,5	11,3	1,0	1,2	1,5	-	1,7	-	99,9
Ο7	67,4	-	15,8	0,7	-	0,5	3,4	12,0	-	-	-	99,8

Στα κεραμικά (Πιν. 4) και τα επιχρίσματα (Πιν. 5) μετρήθηκαν υψηλά ποσοστά SiO_2 που κυμαίνονταν μεταξύ 31,4-75,9 % κ.β., Al_2O_3 που κυμαίνονταν μεταξύ 12,7-29,6 % κ.β. και Fe_2O_{3T} που κυμαίνονταν μεταξύ 0,6-25,5 % κ.β., ενώ σε μικρότερα ποσοστά μετρήθηκαν MgO, CaO, Na_2O,

K_2O και το P_2O_5. Επίσης προσδιορίστηκε PbO σε ποσοστά 2,0-7,4 % κ.β. Ιδιαίτερη εντύπωση προκαλεί το δείγμα του επιχρίσματος Ο6 που χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα χαμηλή περιεκτικότητα σε SiO_2 (31,4 %) Al_2O_3 (12,7 %) και πολύ υψηλή περιεκτικότητα σε TiO_2 (24,4 %) και Fe_2O_{3T} (20,5 %) γεγονός που υποδηλώνει ότι στην προκειμένη μικροανάλυση υπάρχει προφανής επηρεασμός από κάποιο κόκκο σιδηροτιτανιούχου ορυκτού που είναι ενσωματωμένος στο επίχρισμα.

Πίνακας 5. Μικροαναλύσεις (% κ.β.) επιχρισμάτων.

Όστρακο	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_{3T}	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PbO	CuO	Σύνολο
Ο2	50,5	0,4	23,3	2,7	1,6	0,9	0,6	10,9	1,5	7,4	-	99,8
Ο3	51,6	-	29,6	1,5	-	-	2,3	12,8	-	2,0	-	99,8
Ο6	31,4	24,4	12,7	20,5	3,1	1,3	1,2	2,8	-	2,5	-	99,9

Στις εφυαλώσεις (Πιν. 6) παρατηρούμε ένα ιδιαίτερα υψηλό ποσοστό οξειδίου του μολύβδου που κυμαίνεται μεταξύ 51,0 και 67,2 % κ.β., ενώ ακολουθούν το SiO_2 με ποσοστά μεταξύ 23,4 και 38,3 % κ.β., το Al_2O_3 με ποσοστά μεταξύ 0,9 και 4,8 % κ.β. και το Fe_2O_{3T} που κυμαίνεται μεταξύ 0,9 και 7,8 % κ.β. Σε μικρότερα ποσοστά προσδιορίστηκαν MgO και CaO, ενώ σε ορισμένα δείγματα Na_2O, K_2O, P_2O_5 και CuO.

Για το χρωματισμό της εφυάλωσης χρησιμοποιούνταν κυρίως οξείδια του σιδήρου, του χαλκού και του μαγγανίου. Σε οξειδωτικό περιβάλλον εντός του καμινιού τα οξείδια του σιδήρου δίνουν από κίτρινο έως καφέ χρώμα, ανάλογα με την περιεκτικότητά τους στη μάζα του εφυαλώματος, ενώ σε αναγωγικό περιβάλλον τα ίδια οξείδια δίνουν πράσινο χρώμα. Όταν η περιεκτικότητά τους είναι μεγαλύτερη από 10 % κ.β. μπορεί να προκύψει ένα βαθύ κόκκινο έως μαύρο χρώμα. Τα οξείδια του χαλκού δίνουν σε οξειδωτικές συνθήκες κυανό ή πράσινο χρώμα ανάλογα και με το είδος των ευτηκτικών οξειδίων που υπάρχουν στο εφυάλωμα. Έτσι, με οξείδια του μολύβδου δίνουν πράσινο χρώμα, ενώ όταν υπάρχουν οξείδια του νατρίου και καλίου δίνουν κυανό έως κυανοπράσινο χρώμα. Σε αναγωγικές συνθήκες τα οξείδια του χαλκού δίνουν κόκκινο χρώμα όταν η περιεκτικότητά τους στο εφυάλωμα κυμαίνετε μεταξύ 2-5 % κ.β., ενώ σε μεγαλύτερες περιεκτικότητες δίνουν μαύρο. Τα οξείδια του μαγγανίου όταν είναι μόνα τους στο εφυάλωμα δίνουν κόκκινα ή μοβ χρώματα, ενώ μαζί με οξείδια του σιδήρου δίνουν μαύρο χρώμα (Σοφιανοπούλου, 2001). Τα εξεταζόμενα εφυαλώματα κατά τη μακροσκοπική τους παρατήρηση διαχωριζόταν χρωματικά εμφανώς σε πράσινες (Ο3 και Ο7) και καφεκίτρινες αποχρώσεις (Ο2, Ο4, Ο5 και Ο6). Οι πράσινες εφυαλώσεις αποδίδονται στο CuO που περιέχεται σε ποσοστό 1,3 (Ο7) και 1,7 % κ.β. (Ο3), ενώ οι καφεκίτρινες αποχρώσεις οφείλονται στην παρουσία οξειδίων του σιδήρου σε ποσοστό που κυμαίνονταν μεταξύ 0,9 και 7,8 % κ.β. Ιδιαίτερη περίπτωση αποτελεί το δείγμα Ο1 του εφυαλώματος, για το οποίο το πράσινο χρώμα του, με την απουσία του χαλκού, μπορεί πιθανόν να δικαιολογηθεί από αναγωγικές συνθήκες ψησίματος οι οποίες με την παρουσία του σιδήρου (Fe_2O_{3T} 5,0 % κ.β.) οδηγούν σε πράσινο χρωματισμό του εφυαλώματος.

Πίνακας 6. Μικροαναλύσεις (% κ.β.) εφυαλώσεων.

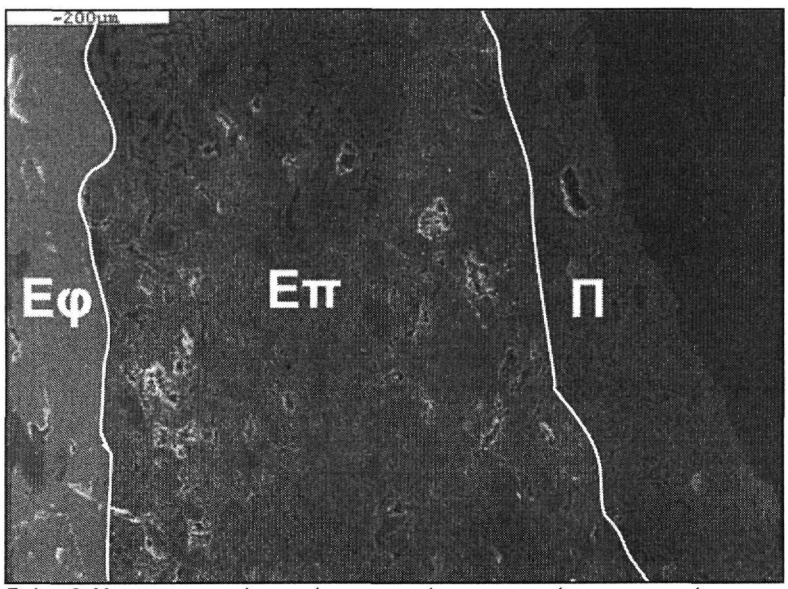
Όστρακο	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_{3T}	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PbO	CuO	Σύνολο
Ο1	36,1	-	4,5	5,0	0,4	0,7	0,9	1,2	-	51,0	-	99,8
Ο2	38,3	-	4,4	0,9	0,2	1,3	0,7	1,1	0,5	52,3	-	99,7
Ο3	32,1	-	2,7	1,4	0,5	1,3	-	-	-	60,2	1,7	99,9
Ο4	26,1	-	1,3	5,3	0,7	4,8	-	0,4	0,8	60,5	-	99,9
Ο5	25,0	-	4,8	2,5	1,0	1,4	-	-	-	65,1	-	99,8
Ο6	25,8	-	0,9	7,8	0,4	5,9	0,6	0,5	-	58,0	-	99,9
Ο7	23,4	-	3,7	1,3	0,5	1,2	0,6	0,7	-	67,2	1,3	99,9

Στο σχήμα 3 διακρίνονται τα τρία στρώματα των εφυαλωμένων κεραμικών. Από αριστερά προς τα δεξιά: εφυάλωση-επίχρισμα-κεραμικό. Η διάκριση μεταξύ του επιχρίσματος και του κεραμικού (ψημένος πηλός) θέλει ιδιαίτερη προσοχή. Το επίχρισμα αποτελείται από καθαρό αραιωμένο πηλό και μοιάζει μορφολογικά πολύ με το κεραμικό.

Η Pb-ούχος φάση που αναγνωρίστηκε με τη μέθοδο PXRD και επιβεβαιώθηκε η ύπαρξή της από την μελέτη με SEM-EDS δεν συναντάται στη φύση και σύμφωνα με το τριγωνικό διάγραμμα σταθερότητας $PbO-Al_2O_3-SiO_2$ των φάσεων αυτών που μελετήθηκε από τους Chen et al. (2001) σχήμα 4, σχηματίζεται στους 650 °C ενώ καταστρέφεται πάνω από τους 750ο °C, δεδομένο που εί-

ναι σε συμφωνία με παλαιότερες μελέτες κατά τις οποίες η εν λόγω μολυβδούχος φάση κρυσταλλώνεται σε θερμοκρασίες περίπου 720 °C (Geller and Bunting, 1943; Mylyanych et al., 1999).

Σύμφωνα με αρχαιολογικά στοιχεία, αλλά και από πληροφορίες σύγχρονων κεραμέων, που διατηρούν τις παραδοσιακές τεχνικές, η κατασκευή των εφυαλωμένων κεραμικών περιλαμβάνει τα εξής στάδια: α) το αγγείο κατασκευάζεται στον τροχό και σταθεροποιείται το σχήμα του, β) με περίχυση ή εμβάπτιση αποκτά ένα άσπρο επενδυτικό στρώμα, το επίχρισμα, γ) πάνω στο στρώμα του επιχρίσματος χαράζεται ο διάκοσμος και το αγγείο ψήνεται για πρώτη φορά, δ) ο διάκοσμος εμπλουτίζεται με χρώμα, ε) το αγγείο επενδύεται με την πρώτη ύλη του μετέπειτα υαλώματος και ψήνεται για δεύτερη φορά



Σχήμα 3. Μικροφωτογραφία οστράκου που φαίνονται τα στρώματα του αγγείου.
(Εφ: εφυάλωμα, Επ: επίχρισμα, Π: κεραμικό = ψημένος πηλός)

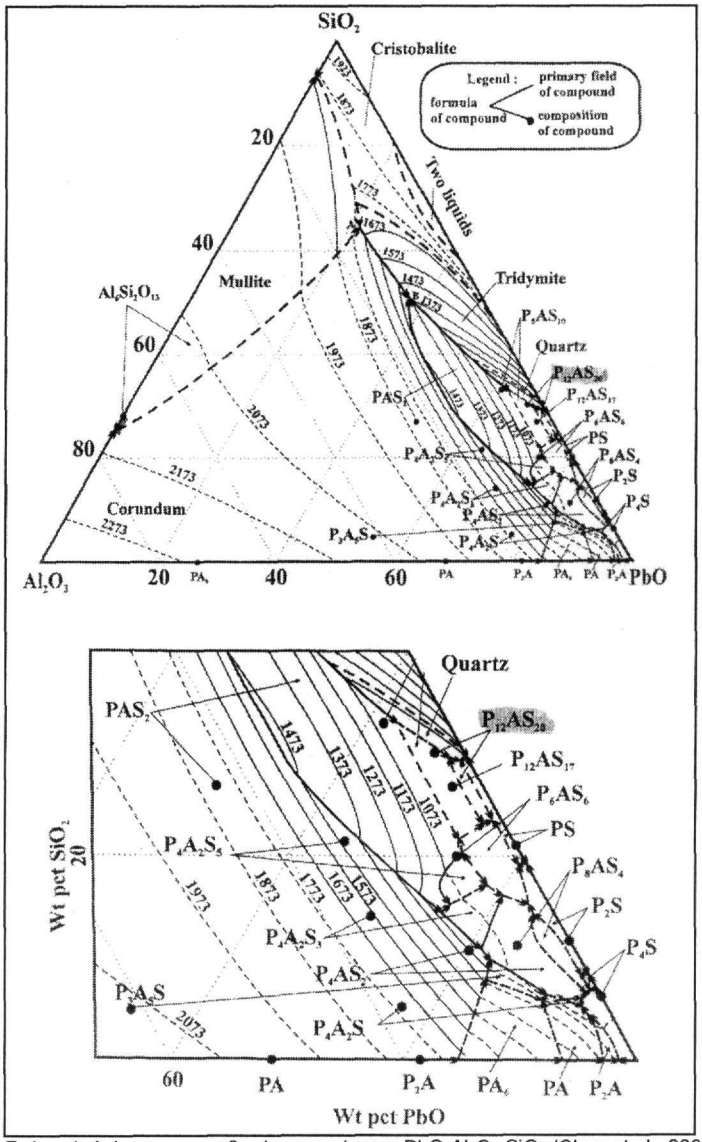
Κατά το πρώτο ψήσιμο των κεραμικών σχηματίζονται μικρορωγμές στο στρώμα του επιχρίσματος, αλλά και στο κεραμικό, οπότε το ρευστό υάλωμα περνάει στο εσωτερικό του επιχρίσματος και αναλόγως με το βάθος των ρωγμών εισέρχεται και στο κεραμικό. Πιθανότατα, έτσι εξηγείται η ύπαρξη μολύβδου στο κεραμικό και το επίχρισμα κατά την ανάλυση με SEM-EDS. Επίσης, θεωρείται ότι εξαιτίας των μικρορωγμών σταθεροποιείται το στρώμα του υαλώματος πάνω στο κεραμικό.

Η Pb-ούχος φάση σχηματίστηκε προφανώς κατά το δεύτερο ψήσιμο των κεραμικών με την εφυάλωση. Η παρουσία της στις εφυαλώσεις αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο για τη θερμοκρασία του δεύτερου ψησίματος των εφυαλωμένων κεραμικών, η οποία κυμαινόταν μεταξύ 650 και 750 °C. Μάλιστα το γεγονός ότι ενώ προσδιορίζεται μόλυβδος στα κεραμικά δεν προσδιορίζεται αντίστοιχα η ορυκτολογική φάση του μολύβδου σημαίνει ότι το ψήσιμο των εφυαλωμένων κεραμικών πιθανόν σταματούσε πριν ξεπεράσει η θερμοκρασία στο στρώμα του κεραμικού τους 650 °C.

Στόχος των κεραμέων ήταν το λαμπερότερο υάλωμα στη χαμηλότερη δυνατή θερμοκρασία, για εντυπωσιακή και γρήγορη παραγωγή με τη μικρότερη κατανάλωση ενέργειας. Η Pb-ούχος φάση που προσδιορίστηκε επιβεβαιώνει ότι πέτυχαν την κατάλληλη σύσταση του μίγματος του υαλώματος και θερμοκρασίας, ώστε να έχουν τα επιθυμητά αποτελέσματα με το σχηματισμό εφυαλώματος που περιέχει μια Pb-ούχο φάση που σχηματίζεται στις χαμηλότερες θερμοκρασίες σε σχέση με τις υπόλοιπες φάσεις που συναντώνται στο διάγραμμα σταθερότητας $PbO-Al_2O_3-SiO_2$.

Ο μόλυβδος στην παρασκευή των εφυαλωμένων κεραμικών χρησιμοποιείται για τις ιδιότητές του να δίνει ένα λαμπερό υάλωμα και να ελαττώνει το σημείο τήξεως, ουσιαστικά όμως, αποτελεί όπως και το πυρίτιο, ένα διαμορφωτή (σχηματιστή) του γυάλινου δικτύου. Επομένως, όσον αφορά τη συντήρηση των υπό μελέτη εφυαλωμένων κεραμικών συνιστάται η αποφυγή χημικών υλικών

που συμπλοκοποιούν και διαλύουν το μόλυβδο (π.χ. EDTA, αιθυλική αλκοόλη κ.ά.). Στην αντίθετη περίπτωση μπορεί να προκληθεί εξασθένιση και καταστροφή του δικτύου του υαλώματος και κατά συνέπεια αλλοίωση του εξωτερικού στρώματος του αγγείου.



Σχήμα 4. Διάγραμμα σταθερότητας φάσεων $PbO-Al_2O_3-SiO_2$ (Chen et al., 2001).

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα αγγεία της υστεροβυζαντινής και μεταβυζαντινής εφυαλωμένης κεραμικής αποτελούνται από τρία στρώματα: το κεραμικό, το επίχρισμα και το εφυάλωμα. Στα όστρακα αγγείων που εξετάστηκαν με τη μέθοδο PXRD το κεραμικό αποτελούνταν κυρίως από χαλαζία, αστρίους και μοσχοβίτη, ενώ το επίχρισμα και το εφυάλωμα από χαλαζία, αστρίους, Pb-ούχο φάση και άμορφο υλικό. Η παρουσία του άμορφου υλικού είναι το αποτέλεσμα της ρευστοποίησης/λιώσιμο που προκαλεί το PbO ως ευτηκτικό υλικό.

Τα αποτελέσματα της μελέτης με SEM-EDS είναι σε πολύ καλή συμφωνία με την ημιποσοστική ορυκτολογική σύσταση των εξεταζόμενων δειγμάτων. Ιδιαίτερα σημαντική είναι η παρουσία υψηλών ποσοστών PbO στο επίχρισμα και το εφυάλωμα που επιβεβαιώνει την παρουσία της Pb-ούχου φάσης. Η Pb-ούχος φάση σχηματίστηκε προφανώς κατά το ψήσιμο των κεραμικών για το σχηματισμό της εφυάλωσης. Η παρουσία της φάσης αυτής στις εφυαλώσεις αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο για τη θερμοκρασία του δεύτερου ψησίματος των εφυαλωμένων κεραμικών και πιστεύουμε ότι κυμαινόταν μεταξύ 650 και 750 °C. Μάλιστα το γεγονός ότι ενώ προσδιορίζεται μόλυβδος στα κεραμικά δεν προσδιορίζεται αντίστοιχα η ορυκτολογική φάση του μολύβδου σημαίνει ότι το ψήσιμο των εφυαλωμένων κεραμικών σταματούσε πριν ξεπεράσει η θερμοκρασία στο στρώμα του κεραμικού τους 650 °C.

Όσον αφορά τη συντήρηση των υπό μελέτη εφυαλωμένων κεραμικών συνιστάται η αποφυγή χημικών υλικών που συμπλοκοποιούν και διαλύουν το μόλυβδο (π.χ. EDTA, αιθυλική αλκοόλη). Στην αντίθετη περίπτωση μπορεί να προκληθεί εξασθένιση και καταστροφή του δικτύου του υαλώματος και κατά συνέπεια αλλοίωση του εξωτερικού στρώματος του αγγείου.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Chen, S., Zhao, B., Hayes, P.C., and Jak, E., 2001. Experimental study of the phase equilibria in the PbO-Al_2O_3-SiO_2 system, *Metallurgical and Materials Transactions B 32B,* 997-1005.

Deer, A.W., Howie, R.A., and Zussman, J., 1996. *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd ed.). Essex, Longman, 696 p.

Ευγενίδου, Δ., 1982. Τα κεραμεικά αντικείμενα καθημερινής χρήσης, *Αρχαιολογία* 3, 61-64.

Geller, R., and Bunting, E., 1943. The system PbO-SiO_2-Al_2O_3. *J. Nat. Bur. Stand.* 31, 255-270.

Guinier, A., 1963. *X-Ray diffraction in crystals, imperfect crystals and amorphous bodies*, San Francisco, Freeman H.W. and Company, 378 p.

JCPDS-ICDD, 1997. *PDF-2, Data Base (Sets 1-47)*, CD-ROM, Ver. 1.30.

Kantiranis, N., Tsirambides, A., Filippidis, A., and Christaras, B., 1999. Technological characteristics of the calcined limestone from Agios Panteleimonas, Macedonia, Greece. *Materials & Structures* 32, 546-551.

Kantiranis, N., Tsiramdides, A., Filippidis, A., and Christaras, B., 1999. Technological characteristics of the calcined limestone from Agios Panteleimonas, Macedonia, Greece. *Materials & Structures* 32, 546-551.

Καντηράνης Ν., Στεργίου Α., Φιλιππίδης Α., και Δρακούλης Α., 2004. Υπολογισμός του ποσοστού του άμορφου υλικού με τη χρηση περιθλασιογράμματων ακτίνων-Χ.10° Διεθνές Συνέδριο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Θεσσαλονίκη 14-17 Απριλίου, Πρακτ., (υπό εκτύπωση).

Mylyanych, O.A., Sheredko, A.M., and Melnyk K.S., 1999. Study of glass structures and crystalline phases in the PbO-Al_2O_3-SiO_2 system, *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy 14*, 513-521.

Σοφιανοπούλου, Α., 2001. Μελέτη τεχνολογίας διάβρωσης και συντήρησης Βυζαντινών εφυαλωμένων κεραμικών. Πτυχιακή Εργασία, Τμήμα Συντήρησης Αρχαιοτήτων και Έργων Τέχνης, Σχολή Γραφικών Τεχνών και Καλλιτεχνικών Σπουδών, ΤΕΙ Αθήνας, 260 σ.

Ταμείο Αρχαιολογικών Πόρων και Απαλλοτριώσεων, 1999. *Βυζαντινά Εφυαλωμένα Κεραμικά. Η τέχνη των εγχαράκτων*, Αθήνα 272 σ.

ABSTRACT

STUDY OF TECHNOLOGY OF GLAZED POTTERY FROM AN EXCAVATION IN THESSALONIKI, GREECE

Sofianopoulou A.[1], Labropoulos B.[2], and Kantiranis N.[3]

[1] *Conservator of Antiquities and Works of Art, Ipsilantou 6, 54248 Thessaloniki, alecasof@otenet.gr*

[2] *Department of Conservation of Antiquities and Works of Art, TEI Athens, 12210 Athens, blabro@teiath.gr*

[3] *Faculty of Sciences, Aristotle University of Thessaloniki, 54124 Thessaloniki, kantira@geo.auth.gr*

Samples of seven shells from vessels of glazed pottery of Palaeologan and post Byzantine period that were found during saving excavation of the 9th Ephoreia of Byzantine Antiquities in the centre of Thessaloniki, were studied with the methods of PXRD and SEM-EDS in order to investigate their firing conditions. Each shell is separated in three layers: the biscuit, the slip and the glaze. Biscuit constituted mainly of quartz, feldspars and muscovite, while the slip from quartz, feldspars, Pb-rich phase and muscovite. The glaze is constituted mainly by the Pb-rich phase that was recognized in the slip, quartz and feldspars. Amorphous phase was determined in all samples with increased percentages from biscuit to glaze. The EDS study confirms most of the results of PXRD study and shows, particularly in the glaze, the presence of very high percentages of PbO. The presence of Pb-rich phase in glaze constitutes an evidence for the temperature of second firing of glazed pottery and we believe that this temperature varied between 650 and 750 °C. Relatively to the maintenance of the studied glazed ceramics is recommended the reject of chemicals that solvating and dissolving the lead (e.g. EDTA, ethyl alcohol). The use of these chemicals can be cause weakening and destruction of enamelling and accordingly alteration of exterior layer of vessel.

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

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

NEW TECHNIQUES FOR SAMPLING AND CONSOLIDATION OF SEDIMENTS: APPLICATION TO BURNT SOILS FROM AN ARCHAEOLOGICAL SITE IN AUSTRIA

E. Aidona[1,2] , R. Scholger[2] and H. J. Mauritsch[2]

[1]*Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54006, Thessaloniki , aidona@lemnos.geo.auth.gr, now at: Paleomagnetic Laboratory, Chair of Geophysics, University of Leoben, Austria, elina.aidona@unileoben.ac.at*

[2]*Paleomagnetic Laboratory, Chair of Geophysics, University of Leoben, Austria, scholger@unileoben.ac.at*

ABSTRACT

An archaeomagnetic study requires samples to be oriented very precisely prior to the removal from the site and to be transported safely since most of the times the collected samples are very soft and fragile. In this study we present new techniques for sampling and consolidation of sediments and unconsolidated soils, which are useful tools for palaeomagnetic and archaeomagnetic investigations.

An application of the above techniques has been performed in burnt soils (roastbeds) in an archaeological site near Eisenerz (Austria), which used to be a cooper-smelting place in Bronze Age (around 1450 b.c.) Several roast beds have been collected and consolidated in order to investigate the distribution and the stability of the magnetization of these materials. We obtained around 350 samples and the natural remanent magnetization and the magnetic susceptibility of all these samples have been measured with a 2G squid cryogenetic magnetometer and a GEOFYSIKA KLY-2 susceptibility meter, respectively.

Plots of the natural remanent magnetization and magnetic susceptibility versus depth indicate different layers of heating and give some first evidences for the use of these soils during the smelting procedure. Higher values of the intensity of the magnetization as well as of the magnetic susceptibility represent the more intense heating layer.

Magnetic cleaning (thermal and Af demagnetization) of pilot samples revealed the presence of a stable component of magnetization.

It seems, therefore, that these types of materials are suitable for an archaeomagnetic investigation, since they are able to record and preserve all the necessary magnetic information and provide important knowledge concerning the recent history of the Earth's magnetic field.

1 INTRODUCTION

Archaeomagnetism is based on the determination of the paleodirection and paleointensity of the geomagnetic field using archaeological samples such as baked clays, which have been heated above the Curie temperature (up to 680°C). These clays usually carry a stable magnetization that is almost entirely a thermoremanence, which has 'fossilized' the direction and the intensity of the field at the time and the place of the last heating.

During the last 50 years intensive archaeomagnetic studies enabled the construction of standard curves of the variation of the earth's magnetic field in different regions of Europe, (Kovacheva &Toshkov 1994, Marton 1996, Kovacheva et al. 1998, Chauvin et al. 2000, Hedley 2001, Schnepp et al 2004). However, most of the studies deal with baked clays (ovens, bricks) since they proved to be very reliable. In this paper we study samples from roast beds, which are very heterogeneous materials, but have been exposed to very high temperatures (up to 1400°C). The main purpose of

this study was to examine if this kind of materials can be used in an archaeomagnetic study providing reliable results.

The study area is an archaeological site near Eisenerz (Fig. 1a) in Styria which used to be a cooper smelting activity area in Bronze Age. Based on pottery findings, the site was determined as Late Bronze Age, but recent radiocarbon ages predate the smelting activities to Middle Bronze Age at about 1450 BC (Doonan et.al, 1994).

According to Doonan et al. (1994), two types of features were identified that suggested the use of high temperatures in the processing of ores in the area of Eisenerz. The first type of feature was defined by a rectangular structure built of schist blocks. These blocks showed evidence of exposure to high temperatures by the nature of their scorched red color and fire cracked condition. The ground, both in and around these features had been burnt deep red. It is proposed that these structures represent the remains of roasting hearths used for the roasting of sulphidic copper ores (Fig 1b). These features are of similar appearance to those described by Eibner (1982) as *Röstbetten* or *Röststadel*. The second type exhibits evidence suggesting that it has been used for the smelting of sulphidic copper ores. These features are essentially rectangular and they were built into a natural terrace.

a

b

2 FIGURE 1. LOCATION MAP (A) AND SAMPLING AREA SHOWING THE ROAST BEDS (B).SAMPLING AND CONSOLIDATION

From the archaeological site 5 different roast beds were sampled for archaeomagnetic investigations. As it is shown in figure 2, we first cut the sample with a saw and isolated it with a cardboard and then covered it with plaster. When the plaster was dry the orientation line was drawn and we removed the samples. In this way all the samples were protected during their transportation to the laboratory since they were very fragile and unconsolidated.

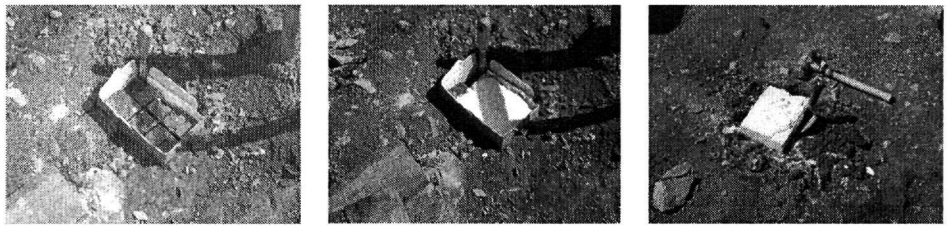


Figure 2. Sampling technique used in this study.

The samples were consolidated in the laboratory using a synthetic resin which called 'Silin Stonehardener' and it is a solvent free hardener on the base of silica-acid-ester". First of all we covered the whole sample with plaster always with respect to the horizontal and then we cut the samples in the middle. We injected the resin several times per day in order to have the best penetration into the samples (Fig. 3). After a few days, when the hardener was dry, we cut the samples in slices and from these slices we prepared cube specimens (1,8 x 1,8cm). We finally obtained around 350 specimens.

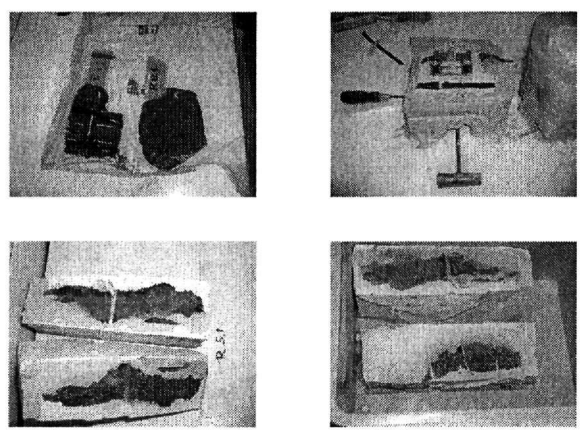


Figure 3. Preparation of specimens in the laboratory and consolidation treatment.

3 MEASUREMENTS

The natural remanent magnetization (NRM) and the magnetic susceptibility of all samples have been measured with a 2G squid cryogenetic magnetometer and a GEOFYSIKA KLY-2 susceptibility meter respectively. AF and thermal cleaning (demagnetization) have been performed in specimens in order to determine the characteristic component of their magnetization. Isothermal remanent magnetization (IRM) and thermomagnetic analysis have been performed in pilot samples for the determination of the magnetic carriers. The IRM was imparted using a 2G pulse magnetizer. The thermomagnetic analyses were performed on a GEOFYSIKA KLY-2 kappabrigde which measures the variation of the magnetic susceptibility with temperature. Finally, the classical Thellier method (Thellier & Thellier 1959) was used to evaluate the ancient geomagnetic field intensity in selected specimens.

4 RESULTS

4.1 Distribution of NRM and susceptibility within the samples

In order to investigate the distribution of the NRM and the susceptibility within the samples we plot these values with depth for all samples (Fig. 4-5). As it is shown in figures 4 and 5 the overall direction of the natural remanent magnetization (black arrows) is reliable and in a very good agreement with the direction of the recent geomagnetic field. The higher values of the intensity of the magnetization as well as of the magnetic susceptibility represent the more intense heating layer, therefore it was expected to observe them in the upper part of our slices. Although these upper parts seem to have high values of intensity and susceptibility they are not the maximum ones. This 'strange' behavior can be explained if we take into account that the upper parts of the samples were exposed to the natural erosion. On the opposite, the higher values are found in a depth of 4-6cm. Thus, these high values correspond to an older smelting procedure.

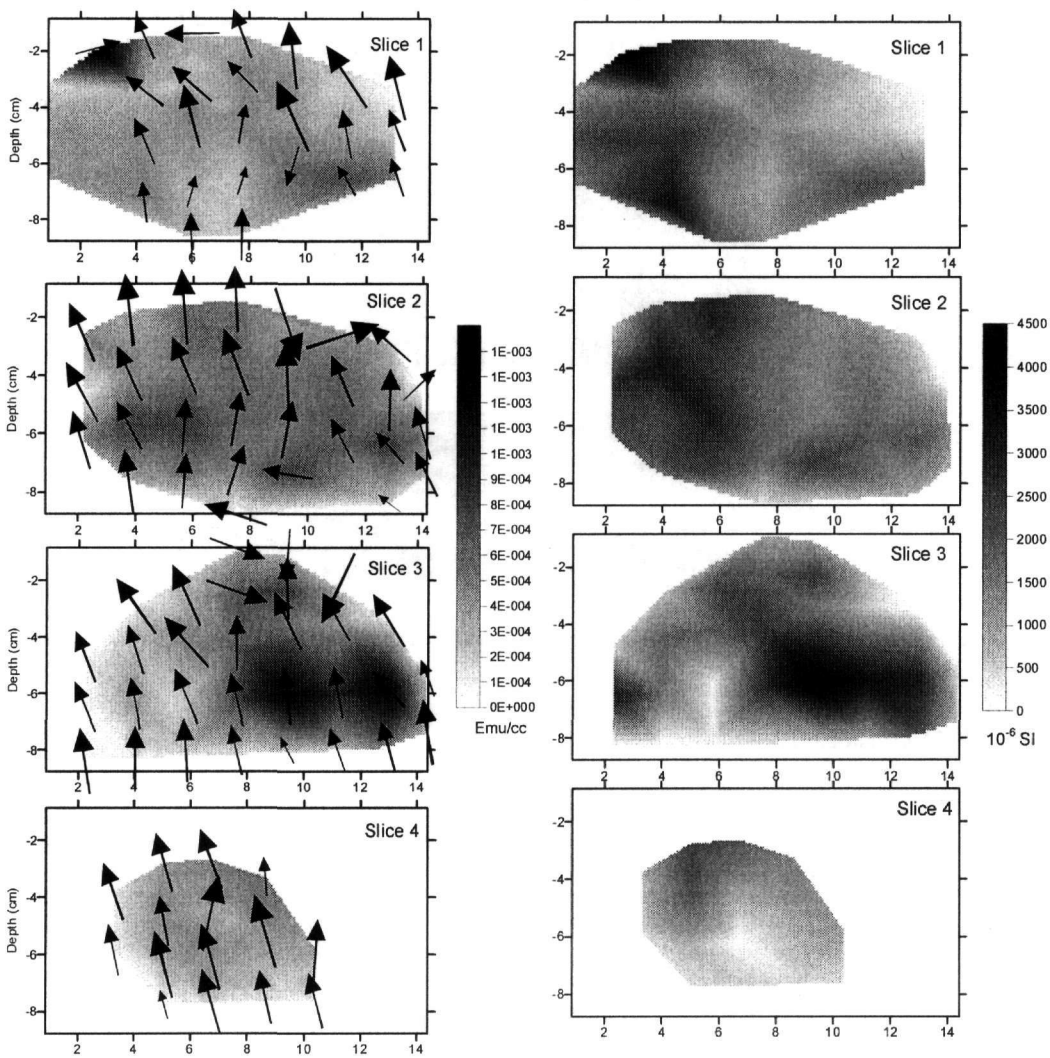


Figure 4. Distribution of NRM (left) and susceptibility (right) of R4 roast bed. Black arrows represent the direction of the NRM .

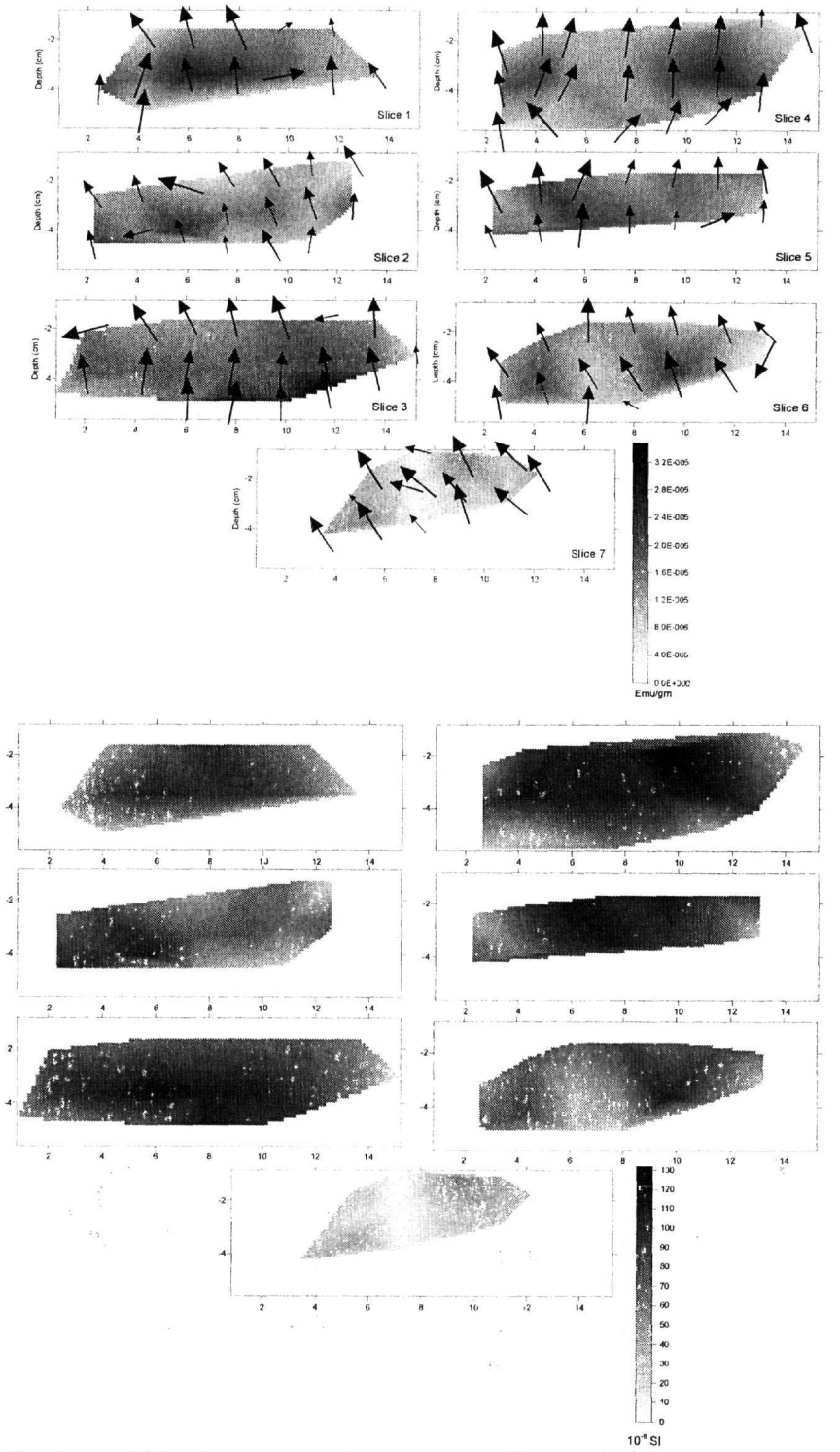


Figure 5. Distribution of NRM (top) and susceptibility (bottom) of R8.1 roast bed. Black arrows represent the direction of the NRM.

The demagnetization process reveals the presence of one stable component of magnetization with the same direction as the natural remanent magnetization as it is shown in figure 6. The majority of the samples could be demagnetized up to 100mT or 550°C. Only in few cases (especially in specimens taken from the upper part of the slices) the demagnetization was not complete even up to 140 mT or 690°C, indicating the presence of a hard component of magnetization (Fig. 7). This hard component can represent either some portions of heamatite or other iron oxides such as goethite.

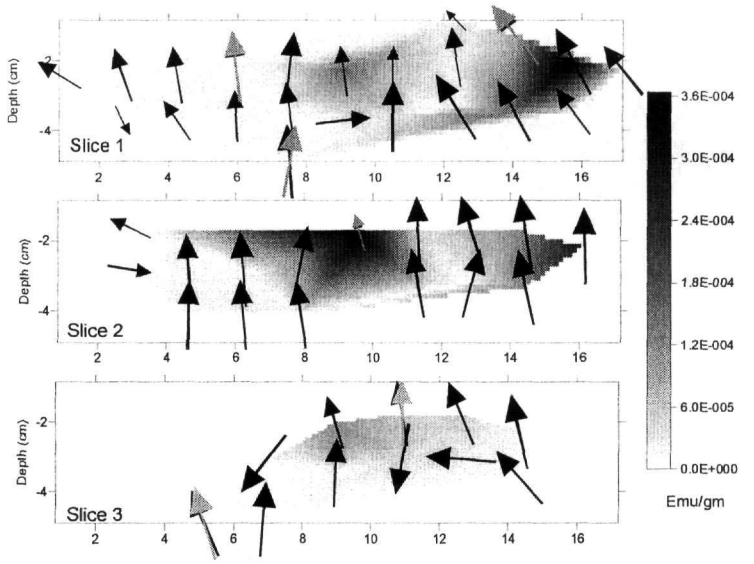


Figure 6. Distribution of intensity and direction of NRM in roast bed R5. Gray arrows indicate the characteristic direction after the demagnetization.

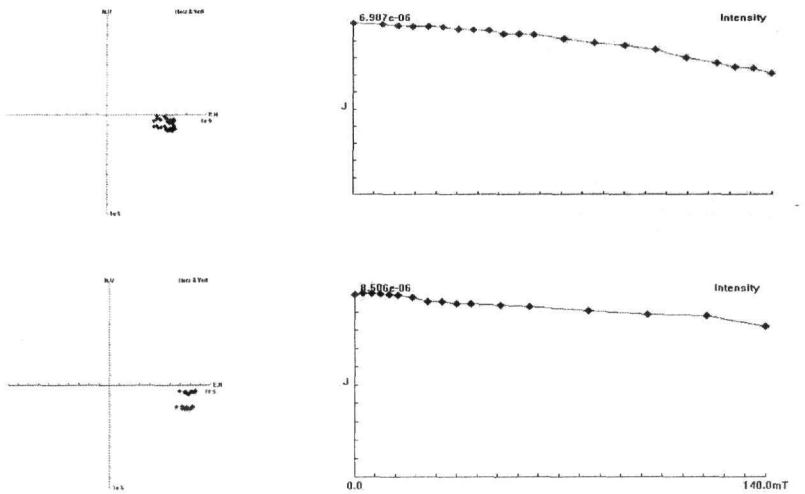


Figure 7. Zijderveld diagrams (left) and intensity decay curves (right) showing that the demagnetization of these specimens is not complete.

4.2 Rock magnetism analysis

Isothermal remanent acquisition curves (IRM) and thermomagnetic analysis have been performed on pilot samples in order to identify the magnetic carriers. IRM measurements revealed the presence of magnetite and hematite as the main magnetic carriers (Fig.8). It is also confirmed by the IRM curves, that a small portion of iron oxides contributes to the magnetization of our samples. This is another sign suggesting that the specimens from the upper part of the roast beds were subjected to weathering since goethite is a characteristic mineral in this kind of environments.

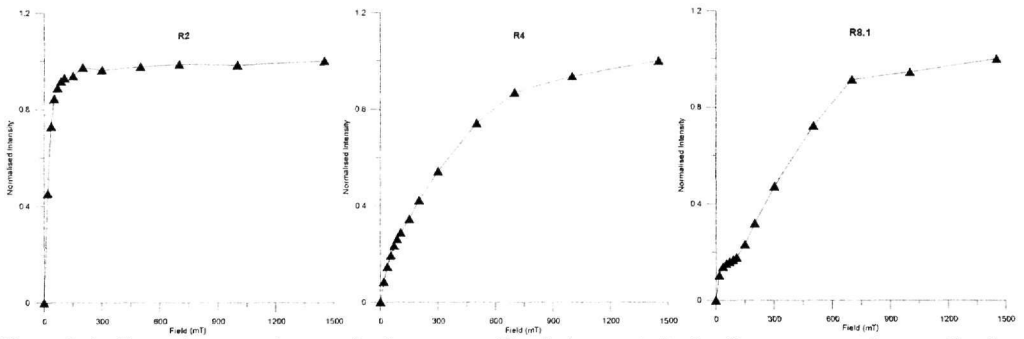


Figure 8. Isothermal remanent magnetization curves. The first curve indicates the presence of magnetite, the second is not saturated up to 1400mT suggesting the presence of hematite and the third one shows the contribution of the iron oxide goethite.

Thermomagnetic analysis confirms the dominance of magnetite with smaller contributions of heamatite. It is also clear that during the heating, secondary magnetite is formed, as it can be seen from the shifting of the cooling curve (fig.9).

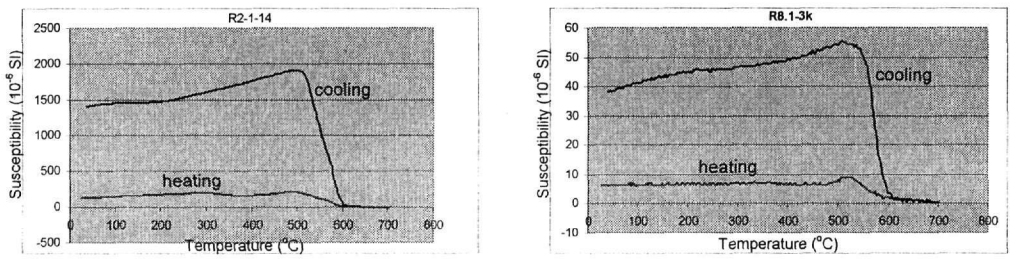


Figure 9. Thermomagnetic analysis of representative samples.

4.3 Palaeointensity results

The classical method developed by Thellier & Thellier (1959) was used for the determination of the ancient geomagnetic field intensity. Although this method is time consuming, it has proved to give reliable results if the materials used are suitable (Kono & Tanaka1984). The estimation of the ancient intensity F^A, is determined from the relationship:

$F^A = b.F_{lab}$

and thus is dependent on the slope (b) of the line formed by plotting experimentally obtained decreasing values of NRM against increasing values of laboratory induced TRM. This kind of plots are so-called Arai diagrams (Nagata et al. 1963).

Several specimens from the 5 roastbeds were used for the paleointensity determination using a laboratory field of 50μT. In figure 10, characteristic results from 2 different roast beds are shown, using for their reliability the criteria proposed by Aitken et al. (1986). Although the Arai plots are

successful, the calculated paleointensities are lower than the expected value (~50μT). This fact also suggests that part of the magnetization of these samples was destroyed and, thus, during the Thellier experiment they can not acquire the whole amount of magnetization.

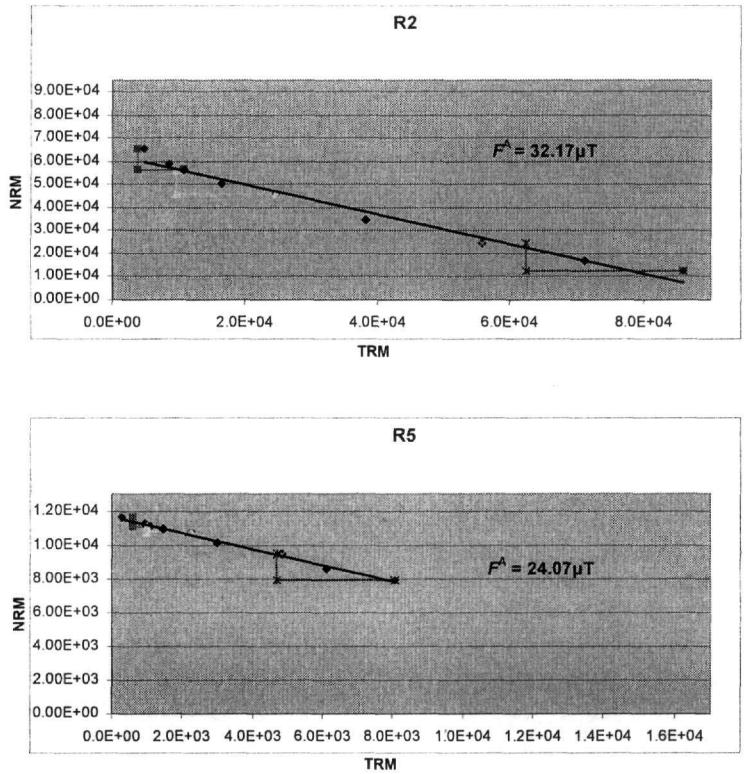


Figure 10. Arai plots of representative samples from R2 and R5 Roast beds as well as the paleointensity value as it is determined from the slope of the line.

5 CONCLUSIONS

The sampling technique we used and the usage of the resin helped us to treat safely our samples and consolidate the unconsolidated materials without any influences in their magnetization.

The distribution of the NRM and susceptibility demonstrate the presence of an older smelting activity. The recording of the last heating, which should have been shown in the upper part of our samples, is partly destroyed by the weathering of the surface as it is suggested from the rock magnetism analysis and the calculated paleointensities values.

The demagnetization reveals the presence of a stable component of magnetization carried by magnetite and heamatite as it arises from the rock magnetism experiments.

Finally, the roast-beds although they are very heterogeneous materials -and therefore difficult to study- seem to be suitable for an archaeomagnetic investigation since they are able to record a stable magnetization and consequently they can contribute to the study of the secular variation of the earth's magnetic field.acknowlegments

This study is part of the EU-funded AARCH project (HPRN-CT2002-00219).

REFERENCES

Aitken M.J., Allsop A.L., Bussell G.D. & Winter M.B. 1986. Paleointensity determination using the Thellier technique: reliability criteria. J. Geomagn. Geoelectr., 38, 1353-1363.

Chauvin A., Garcia Y., Lanos Ph. & Laubenheimer F. 2000. Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sited from France. Physics of the Earth and Planetary Interiors 120, 111-136.

Doonan R.C.P., Klemm S., Ottaway B.S., Sperl G. & Weinek H. 1994. The east alpine Bronze Age copper smelting process: evidence from the Ramsau Valley, Eisenerz, Austria. Archaometry, Ankara.

Eibner C. 1982. Kupfererzbergbau in österreichs Alpen, in Südosteuropa zwischen 1600 and 1000 vor. Chr. In Hansel, B (eds). Prähistorisch Archäologie in Südosteuropa, 1: 399-408.

Hedley I.G. 2001. New directions in archaeomagnetism. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 247,3, 663-672.

Kono M. & Tanaka H. 1984. Analysis of the Thellier's method of paleointensity determination 1: estimation of statistical errors. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity 36, 267-284.

Kovacheva M. & Toshkov A. 1994. Geomagnetic field variations as determined form Bulgarian archaeomagnetic data. Part I: The last 2000 years AD. Surveys in Geophysics 15, 673-701.

Kovacheva M., Jordanova N. & Karloukovski V. 1998. Geomagnetic field variations as determined form Bulgarian archaeomagnetic data. Part II: The last 8000 years. Surveys in Geophysics 19, 431-460.

Marton P. 1996. Archaeomagnetic directions: The Hungarian calibration curve. In A. Morris & D. Tarling (eds), Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean region. Geological Society Special publication N. 105:385-399.

Nagata T., Arai Y. & Momose K. 1963. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years. Journal of Geophysical Research 68, 5277-5281.

Schnepp E., Pucher R., Reinders J., Hambach U., Soffel H. & Hedley J. 2004. A German catalogue of archaeomagnetic data. Geophysical Journal International, 157, 1.

Thellier E. & Thellier O. 1959. Sur l'intensite du champ magnetique terestre dans le passé historique et geologique. Ann. Geophysiques 15, 285-376.

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

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

INFORMATION CONCERNING BUILDINGS CONSTRUCTION TECHNIQUES OF GETO-DACS IN THE 1ST MILLENNIUM B.C.

Cetean V.
Raw Materials Laboratory, PROCEMA GEOLOGI, 136 Calea Grivitei, S1, 010707 Bucharest
cetean@pcnet.ro

ABSTRACT

Spread according to an amazing plan of defense, at the foot of stately heights, at the blunted peaks or on their oblong ridges, the Dacian fortifications and the villages of some blooming communities are proof of an extraordinary technique of space planning and of setting up of construction works, proved by their variety, richness and monumental character. Raised of large and average-size limestone blocks, these fortified areas impress not only by the chosen position, by the extraordinary building techniques, in accordance with the most up-to-date principles of strength, equilibrium and waterproofing, but also by iron processing workshops and time measuring devices. This type of buildings implies today, as it did then, specialists in designing, skillful workers for the execution, but more especially experience in construction works. The discovered fortifications and walls totalize at each of the cities about 200,000 m^3 of stone, which indicates vast building rock mining, opening-up and rock stripping, splitting of the blocks out of the mother-rock, shaping workshops, efficient ways of transport and an advanced organization of the "building site".

1 INTRODUCTION

Perhaps none of the lands of ancient Dacia (the name of the intra and extra-Carpathian territory in the first Millennium B.C.) contains more traces and more important monuments than the Sureanu Mountains, in the Meridional Carpathians [1]. A large part of the settlements and fortifications in the Sureanu Mountains are set round Sarmizegetusa Regia, the capital city of Dacia of the 1st millennium B.C. Among them, there are the walled cities of Blidaru, Costesti, Fetele Albe, Piatra Rosie –

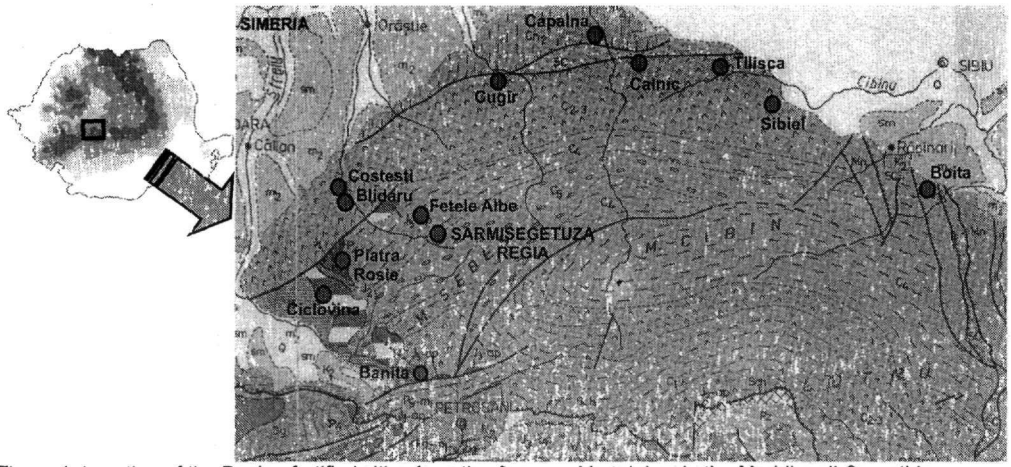


Figure 1. Location of the Dacian fortified cities from the Sureanu Mountains, in the Meridionali Carpathian

located on the Gradistei Hills or in their neighborhood, besides other numerous cities that surround the mountainous massif of Cibin (Fig.1), covering almost all possible ways of communication.

Setting up Sarmizegetusa Regia on the Gradistei Hill in the Sureanu Mountains could not have been determined by economic reasons. The remote place, far away from the great commercial roads, the high altitudes (1000 m inside the fortified city), the unstable mountain climate, the inhospitable ridge consisting of micaschists that are not suited for natural terraces, the absence of the agricultural or even grazing lands mean a choice of a military – strategic character, making use of the advantage of a place that is difficult to be approached.

The civilian Dacian constructions were set up using a great number of materials, a large part of them perished over the millenniums of history, so that the unprofessional eye cannot recognize their aspect and number. Others, such as the edifices integrally or partially built of stone or the military cities provided with massive walls, as nowhere else in the world, have been fairly preserved. The ruins themselves are impressive, letting us imagine what they looked like in their blooming period.

2 GENERAL CONDITIONS

The communal, popular, military and religious buildings indicate the material level of the community, even the number of the population, the specific features and specializations of its members, their degree of adapting and creativity depending on the environment conditions. All this is proved by the traces found in the mentioned areas, represented by stone foundations, remnants of walls or buildings, the usual archaeological inventory: ceramics of various sizes and uses, metal ware from arms to tools, ornaments, religious or household objects, treasures in coins, cranial trepanning kit (found near the Great Sanctuary at Sarmizegetusa Regia) [3].

The Dacian walled cities are the most important buildings outside the Roman Empire, comparable with those of the imperial civilization. These cities are distinguished by the:

- ample offset works, specifically strengthened more by tree planting, the offset filling material reaching hundreds of cubic meters; these terraces were fitted out by infrastructure works in five successive layers;
- circumvolution or surrounding works, to make the access to the walls of the city much more difficult;
- subdivide them into asymmetrical "patios" where for a stranger the orientation was very difficult and the danger very great;
- presence of a wall adjacent to the entrances determining the division of attacking people into two parts; the two ends of the wall facilitated the closure of these between defensive armies;
- abundance of iron building material;
- spacious underground water and dwelling facilities also fitted out with several exits.

3 MILITARY AND CIVIL CONSTRUCTIONS

In the neighborhood of the Dacian cities, more especially in the capital city, grand fortification works were found, unitary as far as the conception of the location is concerned, but with differentiated constructive elements, ingeniously adapted to the place [2].

A characteristic of the Dacian cities is the "Dacian wall" (Fig. 2), called in archaeology "murrus Dacicus". The main characteristic of the wall is the way it is built, namely of two parallel walls (Fig. 3) between which there is a filling material called emplecton, of stone with clay or with slag.

The slag has the property of hardening in time, being able to reach the strength of the concrete. Although the Dacians had a vast iron and steel working activity resulting in large quantities of slag, the expected quantities of slag are not found in the adjacent area of iron mining and processing furnaces and kilns.

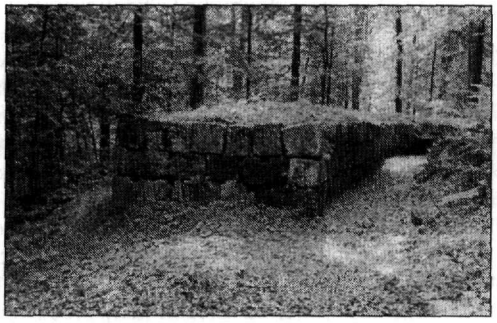


Figure 2. Part of wall around old capital of Dacia, Sarmizegetusa Regia

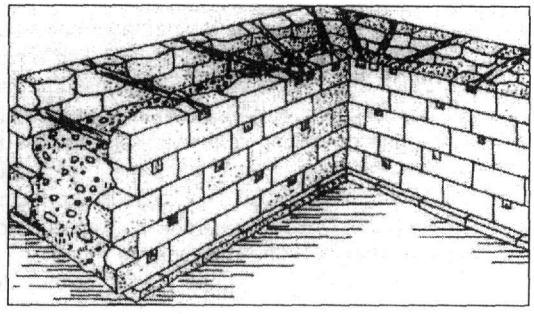


Figure 3. Archaeological sketch graph of reconstituting the Dacian wall from Sarmizegetusa Regia

Taking into consideration the climate in these areas, it was normal that the walls were very thick. With the "murrus dacicus" type city walls [3], the filling material also plays the part of what we call today a "thermal bridge". The fillings prevent the transfer of heat, but more especially of heat from the outside to the inside of the premises. The thickness of these walls is proportional with the dimensions of the rest of the building. Likely for the pyramids, this type of constructions without mortar favour the production of the phenomenon of piezoelectricity.

The Dacian wall has no mortar between its stone blocks. The blocks have fixing grooves of trapezoid section, the so-called dovetail (Fig.4), with the narrow part on the inside, where the girder poles of the same shape are introduced. The girder poles are kept in the wall and, in turn, supported the wall. This type of wall is extremely appropriate to the mountain areas where excavation for foundation is difficult due to the thin soil layer (sometimes absent) above the bedrock. Depending on both the land and the strategy conditions, the wall was 2.3 to 5 m wide. It is possible that certain war machines, of a considerable weight, were located on these walls.

The walls of the Dacian cities are whole made of limestone blocks, of which the oolithic limestones (Fig. 5) are predominant. The colour of these limestones is cream-yellowish. The exposed surfaces are sometimes degraded by the dissolution of the calcium carbonate. Sometimes they get a reddish or blackish color a consequence of the interaction with the waters and substances from the soil that covers them.

The physical degradation changed the colour of the exposed surface of the block (which turns dark cream and slightly reddish by the oxidation of the carbonic ooids and sometimes blackish because of the soil organic matter, the decomposition of the leaves etc.). All blocks are covered with green vegetal films. The blocks are not friable, probably because of the siliceous nuclei of the

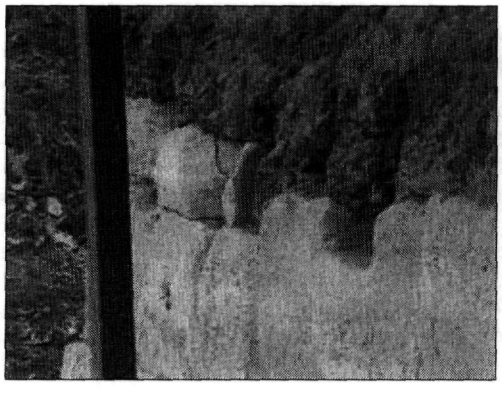


Figure 4. Fixing trapezoid grooves at Tilisca fortified city

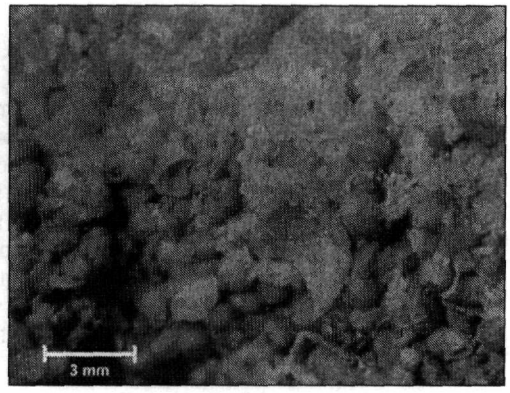


Figure 5. Photomicrograph of thin section of oolithic limestone block from Dacian fortified city walls

ooliths that make up the limestones. The colour of the blocks of fossil – bearing limestone varies from cream to yellowish – reddish. The surface of the massive limestones has a darker color (dirty-white to blackish), but the physical degradation did not led to breaking of the carbonatic material. Only superficial processes of secondary dissolution and cementation have taken place. These limestones are compact, despite the time elapsed since the walls were built and the severe weather conditions prevailing in these mountain areas.

The blocks consist of a variety of limestones which was brought from a distance of 50 km to 150 km away from the area where these edifices were raised. They were primarily processed at the place where they were quarried; subsequently they were transported and processed to obtain grooves and simple, double or triple joints (Fig.6) when the walls were built. The absence of large-sized fragments of blocks is a decisive argument for what we stated above (the small fragments and the resulting dust being certainly a part of the emplecton), besides the logic of saving the effort required for carrying these blocks to the city (it is more difficult to transport an unfinished raw stone block than smaller-sized blocks).

Figure 6. Triple joining at a block from the walls of Sarmizegetuse Region

The direction of the outer walls of the cities is predominantly N-S/E-W on some of the sides, with maximum 2-5° deviation. As the exterior outline is not always rectangular (because of subsequent building of walls for strengthening purposes or change of the purpose of the rooms), there are walls, usually smaller in length, which do not have this direction.

The main constructive characteristics, determined by macroscopic study, are the following:

- The blocks present surfaces with an advanced processing degree, namely cutting and primary grinding, as the surfaces are uniform and straight; besides chamfering of the blocks and obtaining of the angular edges, confirms the application of advanced building rules complying with several rules of durability and functionality of a construction: solid geological bedrock (gneisses and micaschists) with minor or absent ruptural tectonics; use of blocks of such dimensions as to assure the solidity of the construction by their weight; making of some joining edges between the blocks, both at the corners and on the entire length of the walls (angles, inclination of the sizes of the blocks as to the vertical); draining of the waters from the premises of the construction (making of pipes, discharge grooves at an angle that should not diminish the impact force, the erosion and entraining of the blocks, one against the other); optimum wall height / thickness ratio; ornamental effect (type of rock used, limestone shape of the construction);
- The surfaces of some blocks are slightly inclined; the angle between some of the surfaces are sensibly larger , smaller from 90°, respectively the vertical sides of the blocks make an angle of 5-10° with the upper and lower sides. This type of shaping favours the increase of the band between the stone blocks required when the blocks are not bound together with mortar. The "pair" blocks at which the angles of each block are slightly different than 90°, but at both blocks

are 180°, require at the contact surfaces, a special processing and a rigorous organization of the building – site for a proper location within the construction;

- The limestone blocks have dimensions that vary as follows: length (L)=0.5 m; width (W)=0.5 m; height (H)=0.5 m and very seldom 0.3 m.
- The structure of the walls includes stones of up to 0.8-1 t, whose location on the mountains requires lifting installations. Following archaeological studies, special pulleys were identified, of welded plates supporting weight – forces much higher than the monoblock pulleys. Taking into consideration the tree – covered mountain slopes we are entitled to suppose that the pulleys were fixed to supports resting on trees. The pulleys reduce, depending on their number (n), twice (2n) the weight that is lifted. Thus, with 4 pulleys, the weight is 8 times reduced. The Dacians fully justified the physical aptitudes required for carrying out such activities. In addition, the archaeological surveys identified the presence, within the space of the Dacian cities, of some rock bars (at present defined as machine parts shaped as a straight toothed wheel, used to transform a rotation movement into a translation movement and reversely).
- Many of blocks are cut to specific joining shapes (in steps), usually 2-3 angle cuts within the same block (Fig.6), witch determines the increase of the compression strength, supporting a bigger weight above it respectively and enabling the building of a very high construction with solid roofs and none wood, as this is very vulnerable to fire. As far as possible, a fire protection was taken into consideration, because the fire was one of the permanent attacking "arms" throughout the entire history.

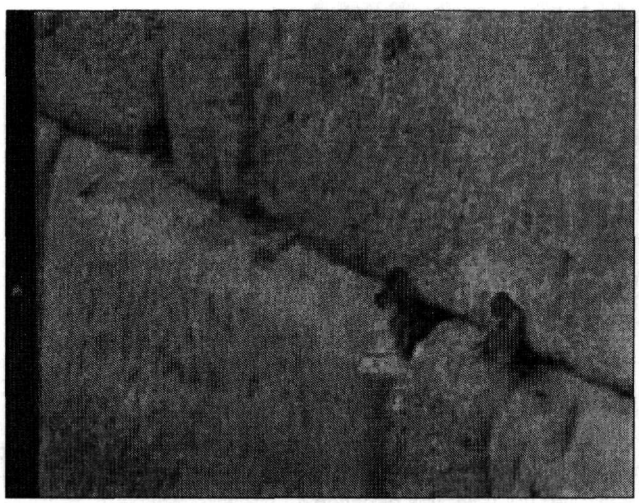


Figure 7. Exemplification of the chamfering technique used limestone blocks at Tilisca city

Almost all the blocks are chamfered (Fig.7) at the edge of the exposed surface. An additional angle to the edges is made by cutting, presenting both a high aesthetic characteristic and a better way for water discharge along the surface of the wall; all the cities in the Sureanu Mountains or adjacent to these present this constructive specific characteristic.

Sometimes "bricks" of gneisses and micaschists with thicknesses of up to 20 cm were placed over the limestone blocks, enabling waters flowing down between them; especially when the hydrostatic level is more on the surface, water must have flown more often and more abundantly during rainy periods and after snow melting, determining the adoption of some additional wall protection measures.

Almost 70% of the blocks have trapezoid shaped holes cut for water flowing, mostly disposed at an angle of 45° as to the sides of the block; a similar feature can be found on the other sides, too, but in a smaller number. This type of constructions (Fig.8) lead nowadays specialists in designing, skilled workers in the execution, but more especially experience in construction. The discovered fortifications and walls totalize abt. 200,000 m^3 of stone, at each of the cities of the Luncanilor plateau.

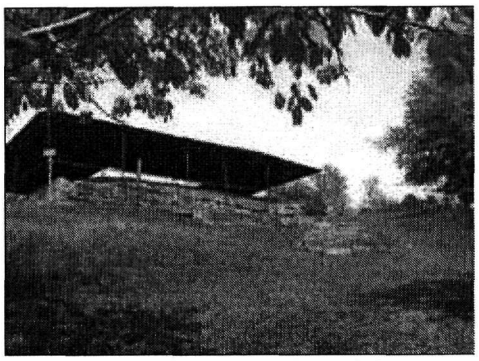


Figure 8. Partial buildings from Costesti civil and fortified city

Figure 9. Paved road on the blocks of the exterior walls in Dacian walled city

This fact indicates vast mining of building rocks, stripping and derocking, detachment of the blocks from the parent – rock, shaping workshops, efficient ways of transport and an advanced organization of the "building – site" [4].

The Dacians civil constructions are adapted to the conditions specific to the geographic and climatic areas of the ancient Dacia, offering good protection to the people and the domestic animals during hard winters. The dwellings had several shapes and levels. Concentric dwellings were identified, polygonal, octagonal or round in shape, to reduce heat losses through corners; the walls were about 50 cm thick, the roofs were also extremely solid to provide a proper thermal insulation, resistant to load due to rainfalls and snow. The constructions thus built, with an appropriate partition of the interior spaces, offered a real comfort.

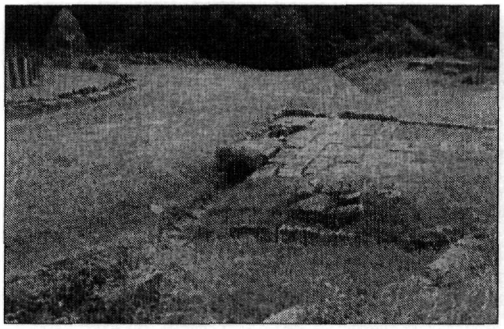
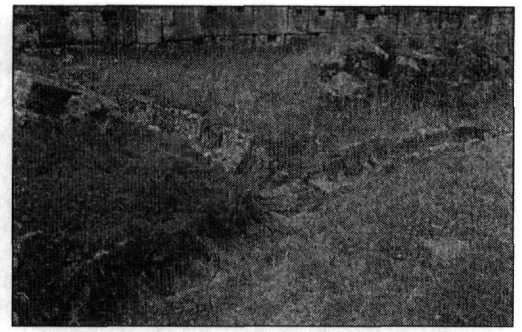
The vast spaces destined to the storage of food for both people and animals indicate the high economic level of the households. Ceramic terra - cotta pipes, supported and earth insulated by wooden troughs, were used for water catching from the springs and directing it to the households. The water was filtered and stored in simple cisterns, sometimes lined with wood. There were also pipes dug up in the rock or consisting of beautifully shaped stone blocks as well as storage cisterns of stone slabs and mortar.

The spaces of the households used to communicate by means of paved roads (Fig.9), some of them covered ones. At some of the former dwellings, monumental staircases, special arrangements, rain water draining pipes, land planning and fortifications, all aiming for preventing land slides were identified. All these incontestably indicate economic prosperity and a high level of civilization.

4 COLLECTION, TRANSPORT AND STORAGE OF WATER

The rainwater collecting pipes inside the cities were covered (Fig.10) making up a vast water collecting network. The stone blocks of the sewerage system are still amazing due to impeccable interior and exterior shaping, carried out in andesite or limestone. The perfect functioning was also assured by the fact that in the direction change points (Fig.11) there are interior thresholds removing clogging and making water flow down without the danger of overflowing, even in large quantities.

In high altitude regions the water pipes are built at the base of the walls of the cities used for draining or flowing are called in the present technique inverse filter weepers, which are special arrangements consisting in placing some successive layers of gravel and sand of a certain size distribution, enabling flowing of the water without entraining material that might clog the draining way. These weepers were so properly built as to be still functional. In the places they were damaged and were not restored, the land was affected, as it slid together with the falling wall. Therefore, their aim was evidently to protect the constructions by preventing landslides. Because this type of draining

Figures 10, 11. System of covered canals for water catching or draining within the premises of the Sanctuaries of Sarmizegetusa Regia, Sureanu Mountains

was not known and because the assistance of a specialist in construction works was not requested, the walls were badly restored by the archaeologists.

The troughs on the city walls, which only some traces remained, had the role of collecting the water from the vertical surfaces of the construction and from the roofs and to direct it into tanks.

Thus, the water cistern from the Blidaru city is made of large stone slabs of micaschists, the same type as the rock the city is built. These "bricks" from micaschists obtained by breaking along the foliation lines of the rocks by a method used until present times by traditional builders, are fixed together with mortar. The composition of the mortar is similar to that of the concretes made according to current standards. The composition of the mortar also includes large coal grain with about 15% offering the mortar septic properties, required for maintaining high quality of the water under stationary storing conditions. Cisterns of a similar type, but without mortar, are found at other walled cities, too, placed differently against the main entrance of the city.

5 WORSHIP CONSTRUCTIONS

The worship buildings have a maxim concentration at Sarmizegetusa Regia, the capital of Dacian kingdom. At 600 m altitude, in the middle part of a micaschists mountain, 15 terraces has built, for different aims. In the present, on the IX-XIth terraces, the traces of one of the most fascinate sanctuaries with astronomic and sacred character have been found [5] (Fig. 12, 13, 14). These are built by andesites and limestones and destroyed by the roman conquerors in 106 A.D.

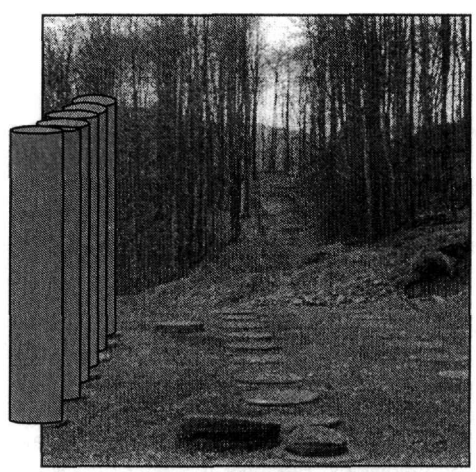


Fig. 12 Ruins of the big andesitic sanctuary from Sarmizegetusa Regia

Now it remained only fragments of columns (until 2.10 m diameter) or pillars which make up 11 sanctuaries, with circular or rectangular shapes. The depth and the foundation layers (until 6 m), archeological inventory, the size and number of elements (included an "andesitic sun" = compass = "astrolabe") give us indications about the old elements (like the high of andesitic column – 11-15 m) or about the probable aims of these sanctuaries. Beside of information of the most exact astronomic calendar B.C., the length and configuration of the year, N-S, geomagnetic, solsticial or equinoxial alignments [3, 6].

Figure 13. Ruins of limestone sanctuary at Sarmizegetusa Regia

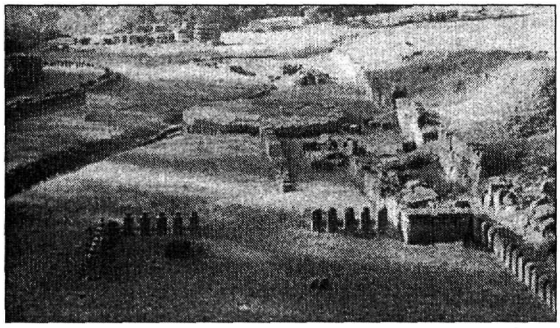


Figure 14. The small sanctuary and astronomic compass from Sarmizegetusa Regia, built of andesite

6 CONCLUSIONS

Built of large and average size limestone blocks, the fortified and civil cities from Sureanu Mountains, in the Meridionali Carpathians, impress not only by their chosen location, but also by the extraordinary building techniques, in accordance with the most up-to date principles of strength, equilibrium, waterproofing, alignment to the axis of the magnetic poles of the globe in the period they were built. These cities had both a military role and an economic-administrative one, as they were able to assure not only the water supply system but also an ingenious water transport, purification or storage system in areas without an aquiferous network, an efficient draining area, iron processing workshops and time measuring devices.

A practical lesson of science, a proof of more then three millenniums of history. Traces in stone which speak to us about the astronomic knowledge and elaborate building construction techniques of the old inhabitants of Dacia, the intra and extra-Carpathian territory in the first millennium B.C.

REFERENCES

[1] Cetean V. , 2000. The study of territorial distribution of building materials, Procema Geological Archive

[2] Brezeanu L. & Cetean V. 2003. Construction techniques of geto-dacs in the 1st millennium B.C., Romanian Journal of Building Materials (in Romanian and English)

[3] Glodariu I., Iaroslavschi E., Rusu-Pescariu A. & Stănescu F., 1996. Sarmizegetusa Regia, the capital of pre-Romanic Dacia, Acta Musei Devensis, Deva, (in Romanian)

[4] Daicoviciu H. 1972. Dacs. Romanian Encyclopedic Editor, Bucharest (in Romanian).

[5] Densusianu N. 2002. Prehystorical Dacia. Ed. Arhetip, Bucharest (in Romanian).

[6] Busuioceanu A. 1985. Zamolxis or dacic myth in the Spanish history and legends. Ed. Meridiane, Bucharest (in Romanian and Spanish)

[7] Cetean V. , Brezeanu I., Giurgiu I. & Matei A, 2000-2003. Photos

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

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

THE ARGON FIELD IN ARCADIA, THE SINKHOLE OF NESTANI VILLAGE, GOD POSEIDON AND THE SUBMARINE DINI SPRINGS IN THE ARGOLIC GULF (PELOPONNISOS, GREECE). A GEOMYTHOLOGICAL APPROACH OF THE POSEIDON'S BIRTH.

Mariolakos I.D.[1], Mariolakos D.I.[2*]

[1] *Dr.rer.nat., Em. Prof. of Geology, Department of Dynamic Tectonic and Applied Geology, School of Geology, National and Kapodistrian University of Athens, 157 74, Athens, mariolakos@geol.uoa.gr*

[2] *Geologist, MSc Environmentologist, Drs. Erasmus Univ., Rotterdam.*

ABSTRACT

The Argon Field (= πεδίο = pedion, in greek) is a small plain in the north part of the much larger Tripolis plain of Central Peloponnisos (Greece). It extends west of Mountain Artemision, which is dedicated to Goddess Artemis (Diana), between Sagas village and that of Nestani, at the province of **Mantinia**. The whole area of Mantinia is well-known since the prehistoric times and, as it is reported by Pausanias, it is mentioned in Greek Mythology.

Pausanias (Arcadica, § 7-8) mentions – among others – the following:

The word "*argon*" means "*slow cultivation*", so that **"Argon field"** means a field of slow cultivation because of occasional flooding during wintertime, caused by water coming from the surrounding mountains and the karstic springs flowing from the margins, consisting mainly of multifolded cretaceous limestones (Pindos geotectonic unit). The Argon field would have probably turned into a lake, if the water had not been drained through a ground rift. In this case, the rift is apparently the **cave – sinkhole of Nestani**, which is located at the lowest topographic point of the whole field. After a few days (based on modern tracing experiments) the water reappears from this sinkhole in a submarine system of karstic springs in the Argolic gulf, that in ancient times were known as **Dini**, located near Kiveri village. The modern name of the springs is **Mikros Anavalos** or **Aghios Georgios Springs**.

The subsurface hydraulic communication between the Nestani Sinkhole and Dini springs was known to ancient greeks.

According to Greek Mythology when Goddess **Rhea**, one of the mythical Titans, gave birth to the Greek god **Poseidon**, she left him near a sheepfold next to a spring, which is known since then as **Arna Spring** (sheep = αρνί = arni, in greek). Rhea didn't present the baby, Poseidon, to his father, **Cronus**, who was another mythical Titan, as she was afraid of him. At that time, Cronus was the head of the Titans, but fearing for a revolt of his children, he was eating them straight after their birth. That is why Rhea told him that she hadn't given birth to a child, but to a colt (small horse) instead (horse = ίππος = hippos, in greek). In this way, Poseidon survived and became one of the most important legendary Gods of the greeks later.

A locality is known next to Dini submarine system of kastric springs at the Argolic Gulf, named **Genesion** or **Genethlion** (= birthplace), which is considered to be Poseidon's birthplace. Here, in this place, the ancient inhabitants of Argos used to sacrifice horses, whereas not far away from Nestani, at the small village of **Milia**, the ruins of a small temple dedicated to **Hippios (Horsey) Poseidon** have been excavated during the last decades.

---

* Dimitris passed away (10/11/2003) just before the last serial of the paper after a road accident (16/10/2003), when he was just 31 years old.

Poseidon is depicted in many pictures, statues, mosaics etc. In a mosaic, Poseidon comes out from the water on a chariot pulled by four horses.

A main question is how Poseidon arrived from a mountainous area to the Argolic Gulf. A geo-mythological interpretation is that a god such as Poseidon, who was responsible for whatever happened in the water (sea, lakes, ground water etc.) and the earth interior (crust, lithosphere), could not follow a mountainous path, for instance the path over mountain Artemision. On the contrary, for such a god it would be much easier to follow the subsurface water-way through the sinkhole of Nestani village, that is the pathway connected to a subterraneous water flow, which reappears to the surface from the bottom of the sea and in this case to the surface of the Argolic Gulf, through Dini spring.

In the case of this myth the hydrogeological conditions of the area are directly connected to the mythological action. This is one more evidence that Poseidon is not a God imported from another culture, but a native one.

1 INTRODUCTION

The Argon Field is a small basin extended just after the exit of the Artemision tunnel, towards Tripolis (Central Peloponnisos).

It is a small polje in the NE part of the biggest Arcadian Plateaus. The Arcadian plateau, which is a much larger basin, is surrounded by relatively high mountains with a mean altitude of about 650 m. and consists of many smaller poljes.

The Argon Field from a hydrological point of view is a closed system, whereas from a hydrogeological point of view is an open one, as the surface and/or groundwater are drained through sinkholes of the margins, or those of the bottom.

The margins and the older palaeo-surface of the bottom consist of alpine limestones. Above the bottom, a relatively thick sequence of younger, post-alpine clastic sediments has been deposited.

Argon Field extends between two relatively high mountains, mt. Artemision in the East as well as Lyrkeion and a smaller one, mt Alision, in the North.

The watershed of Artemision is the border between the Prefecture of Argolis and the Prefecture of Arcadia.

Pausanias has written a lot about the Argon Field, Nestani, Mantineia etc. (Figure 1a). In free translation Pausanias indicates the following (Figure1b): "...Entering the region of Mantineia, after crossing Artemision mountain (today we cross Artemision through the homonymous tunnel of the national road Corinth-Tripolis) we are in the Argon Field, that is called in this way because it cannot be cultivated. The reasons are related to rainwater that drains the surrounding mountain slopes and floods the field, making it inappropriate for cultivation. If rainwater had not disappeared trough a ground rift, the Argon Field could have been transformed into a lake.

Ὑπερβαλόντα δὲ ἐς τὴν Μαντινικὴν διὰ τοῦ Ἀρτεμισίου πεδίον ἐκδέξεταί σε Ἀργὸν καλούμενον, καθάπερ γε καὶ ἔστι· τὸ γὰρ ὕδωρ τὸ ἐκ τοῦ θεοῦ κατερχόμενον ἐς αὐτὸ ἐκ τῶν ὀρῶν ἀργὸν εἶναι τὸ πεδίον ποιεῖ, ἐκώλυέ τε οὐδὲν ἂν τὸ πεδίον τοῦτο εἶναι λίμνην, εἰ μὴ τὸ ὕδωρ ἠφανίζετο ἐς χάσμα γῆς. ἀφανισθὲν δὲ ἐνταῦθα ἄνεισι κατὰ τὴν Λίνην· ἔστι δὲ ἡ Λίνη κατὰ τὸ Γενέθλιον καλούμενον τῆς Ἀργολίδος. ὕδωρ γλυκὺ ἐκ θαλάσσης ἀνερχόμενον. τὸ δὲ ἀρχαῖον καὶ καθίεσαν ἐς τὴν Λίνην τῷ Ποσειδῶνι ἵππους οἱ Ἀργεῖοι κεκοσμημένους χαλινοῖς· γλυκὺ δὲ ὕδωρ ἐν θαλάσσῃ δῆλόν ἐστιν ἐνταῦθά τε ἀνιὸν <ἐν> τῇ Ἀργολίδι καί

(a)

In free translation, Pausanias indicates the following:

"... Entering the region of Mantinia, after crossing Artemisio (today we cross Artemisio through the homonymous tunnel at the national road of Corinth - Tripoli) we are in the Argo Field, that is called in this way because it is not cultivated. The reasons for not being cultivated, are related to rain water that drains from the surrounding mountain slopes, floods the field making it inappropriate for cultivation. If rainwater had not disappeared through a ground rift, the Argo Field could have been a lake...."

(b)

Figure 1. Excerpt from Pausanias and a free translation (on the left).

In Figure 2 we can see the Argon Field flooded, as a result of heavy rainfall during winter of 2003, whereas in Figure 3 a part of the plain is depicted with a snake-like furrow, where water flows towards the Nestani cave-sinkhole through it (see Figure 4).

The "ground rift" of Pausanias is the sinkhole of Nestani, located at the margins of the field, just below the cemetery of the village.

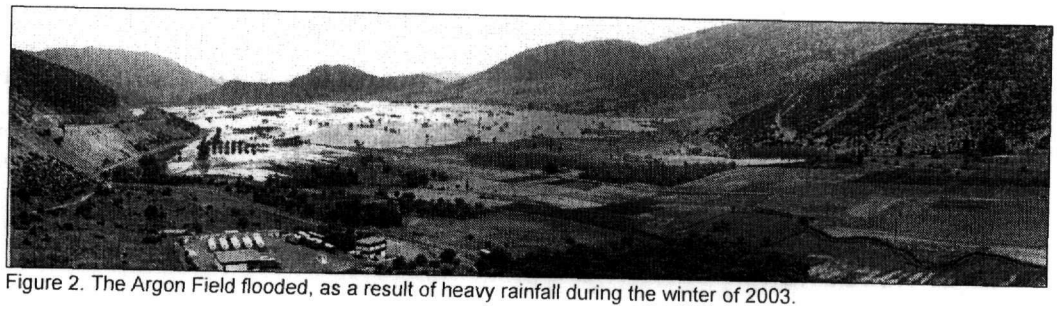


Figure 2. The Argon Field flooded, as a result of heavy rainfall during the winter of 2003.

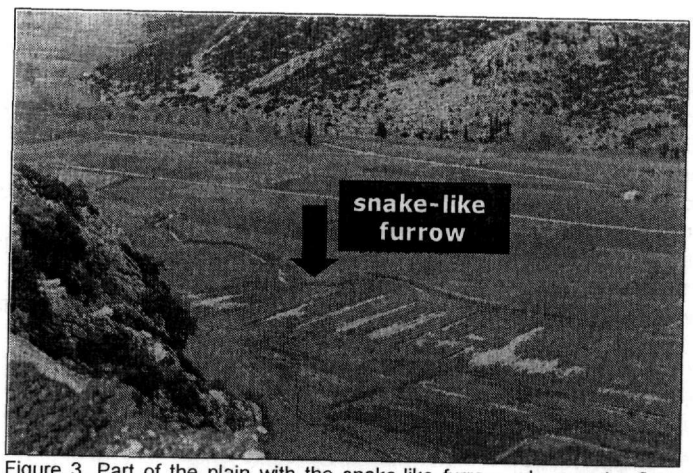


Figure 3. Part of the plain with the snake-like furrow, where water flows towards the Nestani cave-sinkhole through it.

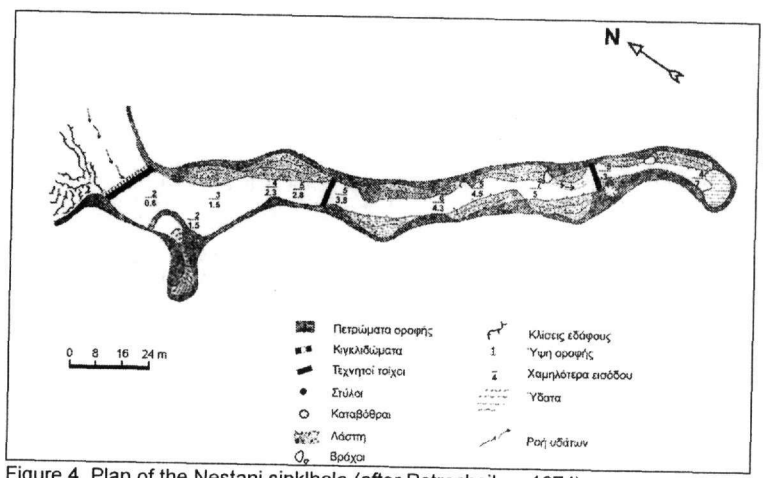


Figure 4. Plan of the Nestani sinklhole (after Petrocheilou, 1974)

2 THE WATER ROUTE

Water from Nestani sinkhole, comes to **Dini Spring.**

Dini is the ancient name of a submarine group of krastic springs at the bottom of the Argolic Gulf, near Kiveri village. The actual name of the springs is that of "Micros Anavalos" and "Saint George Springs".

Next to the Dini springs, which are located some metres away from the coastline, two well-known places are located. The first one is called **Genesion**, whereas the second one is known as **Apovathmi.**

The ancient Argeans used to sacrifice horses to God Poseidon at the place of Genesion, whereas, it is said that **Danaos and** his 50 daughters disembarked at Apovathmi, when they returned from Egypt. One of his daughters was Amymone that Poseidon met and fell in love with, when she was sent in search of water by her father, during a dry period, in order to provide Argos with drinking water. Due to his love for Amymone, Poseidon stroke the rock with his trident and water appeared at the area of Lerna.

The underground hydraulic connection, which was known to ancient Greeks, was verified with tracing experiments during the eighties. In Figure 6 the connection between the sinkhole of Arcadia Plateau and the three major karstic springs of Argolis is depicted schematically, based on tracing experiments.

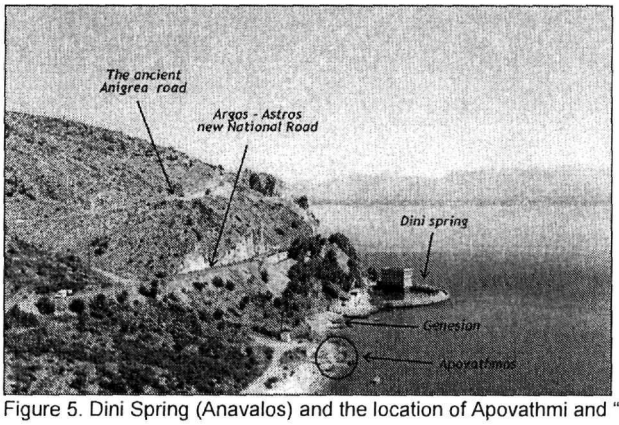


Figure 5. Dini Spring (Anavalos) and the location of Apovathmi and "Genesion", where Poseidon appeared.

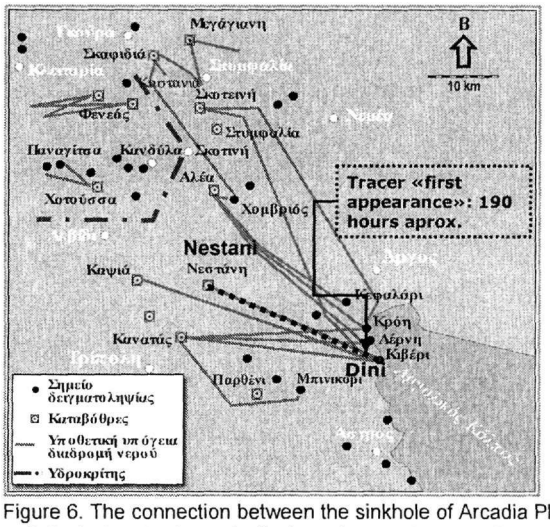


Figure 6. The connection between the sinkhole of Arcadia Plateau and the three major karstic springs of the Argolis is depicted schematically, based on tracing experiments (modified after Zojer et al., 1986).

3 THE GEOLOGY OF THE AREA

Two main geotectonic units outcrop around the Argon Field, named **Pindos** and **Tripolis units.**

3.1 Pindos Unit

The thin-bedded Upper Cretaceous limestones are multifolded. On the small mountain **Alision** at the western margins of the Argon Field, a tectonic inversion is observed. In this case, the flysch sediments are overlain by the Cretaceous limestones of the Arcadian Nappe.

3.2 Tripolis Unit

It consists mainly of neritic carbonates. From a tectonic point of view, the geotectonic unit of Tripolis is overthrusted by the geotectonic unit of Pindos.

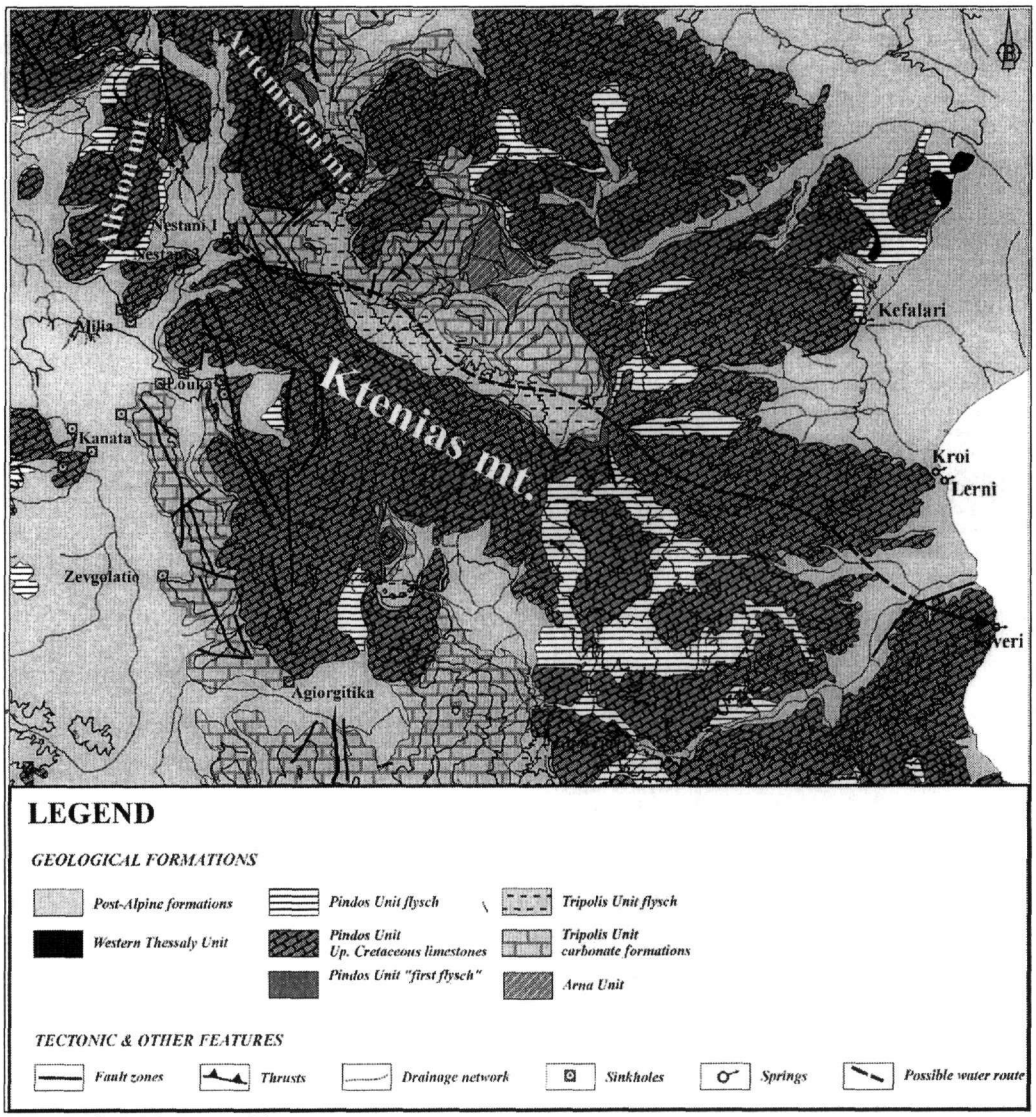


Figure 7. Geological map of the area.

4 MYTHOLOGY

While Titan Rhea (the mother of all Great Gods) was pregnant, she found herself somewhere near Mantineia (=Ptolis = Nestani?), where she gave birth to God Poseidon. At that time, Cronus, Poseidon's father, was eating his children, because he was afraid they were going to overturn him. So Rhea left the baby near a spring, next to a sheep-pen, in order to protect him and told Kronos that she gave birth to a colt (baby-horse) instead. This spring was **Arna** (*"arni" means sheep, in greek*).

Milia village is located behind Arna spring., there is a temple dedicated to **"Ippios (horsey) Poseidon"** in Milia. Mantineia village is located further to the west.

4.1 God Poseidon

Poseidon is one of the six Great Gods of ancient Greeks. He was the God of the sea and all water, springs and the protector of flora.

According to the myth, he was able to provoke tempests or calm the sea by using his trident, which was his main characteristic. He created gulfs, straits and isthmuses (he was called "*Isthmios*" and "*Porthmios*"). By this trident he was also able to create springs and lakes (he was called *"epilimnios", "limni" means lake in greek*) and could change the water quality (he was called "phytalmios").

Poseidon was also the God of the interior of the Earth. He could move the Earth and cause earthquakes, that's why he was called "*seisihthon*", "*gaioseistis*" etc. (*both of these words mean "he who moves the Earth"*).

4.2 The Geomythological approach – The Proposal of Geomythological interpretation of Poseidon's birth

Taking into account all the above mentioned and also that:

1. at Genesion, next to Dini, where the water from Argon Pedion ends up through the Nestani sinkhole, the ancient Argeans sacrificed horses to Poseidon,
2. that in Milia there is the temple of Ippios Poseidon and
3. that in a roman mosaic (*Brado Museum, Tunis*) Poseidon rises from the sea on a chariot pulled by 4 horses, then there can be no doubt that the emerging point of Poseidon has to be the greatest area of Dini and Genesion.

The Great Question: How can a God of springs, lakes and seas – a God - protector of water in general, and at the same time a God of the interior of the Earth to move from his birthplace, Nestani village, to his main action places, the Saronic gulf, the Aegean sea and the rest of the Hellenic area?

Is it possible that he moved over the mountains – mountain Artemision– as Artemis or Pan would do? No, it isn't.

Poseidon must have used the Nestani sinkhole to arrive to Dini, i.e. he used the route of the Argon Pedion waters.

5 GENERAL CONCLUSIONS

Some people may think that all the above-mentioned are a great story, but what do all these really mean? Is Greek Mythology nothing more than a tale?

Greek Mythology is not a product of imagination of the imaginative Greeks, but the encrypted physical and geological evolution of this area.

The hydrogeological conditions of the greatest area are **directly** connected to the actions of a God of the prehistoric Greeks. Poseidon could never be the creation of a different nation, adopted by the Greeks. **He is an autochthonous God**.

Poseidon may not be the first inhabitant of Mantineia Prefecture, but he is certainly the most famous of the prehistoric Mantineians and, why not, the Ptoleans (the inhabitants of Ptolis).

But, we have to note that not even one of today's inhabitants of Nestani is aware of its prehistory, with the exception of a few "initiated" ones. That is really a pity !!

Figure 8. Roman mosaic depicting Poseidon rising from the sea on a chariot pulled by 4 horses (*Brado Museum, Tunis*).

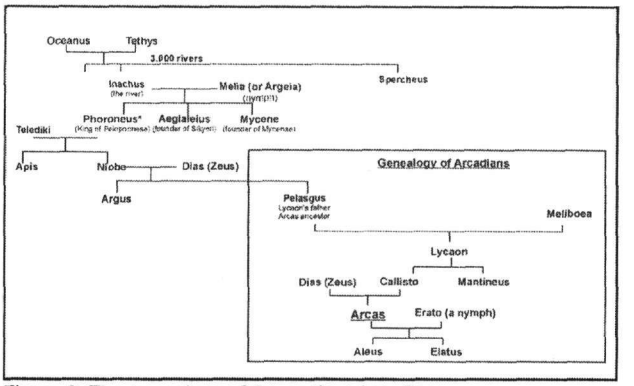


Figure 9. The genealogy of the ancient Arcadians.

REFERENCES

BERGER A., 1988. Milankowitch theory and climate.- *Review of Geophysics*, 26(4), 624-657.

CURTIUS E., 1892. Die Deichbauten der Minyer.- Sitzungsbericht der Berliner Akademie der Wissensch., Philosophisch-Historische Klasse, V. 55, pp. 1181-1193.

DAWSON A.G., 1992. *Ice Age Earth: Late Quaternary Geology and Climate*.- Routledge, 293 p, London.

DUFF D., 1993. *Holme's principles of physical Geology* - Chapman & Hall, 791 p.

DIODORUS SICILUS, 1997. *The Library of History, Book 5th – The Greeks*, Kaktos Ed. 405, Athens (in greek).

THEOCHARIS D., 1993. *Neolithic Civilization*. Educ. Inst. of the National Bank of Greece, 193 p. (in greek).

FAIRBRIDGE R.W., 1983. Isostasy and Eustasy.- *In D.E. Smith and A.G.Dawson (eds): Shorelines and Isostasy*, 3-28, Academic Press, London.

GUIOT J., PONS A., BEAULIEU L. & REILLE M., 1989. A 140.000 year continental climate reconstruction from two European pollen records.- *Nature, 338*, 309-13.

JACOBSEN T., 1976. 17.000 Years of Greek Prehistory.- *Scientific American*, 234.

JINSUN JI., NICOLE PETIT-MAIRE & ZHONGWEI YAN., 1993. The last 1000 Years climatic change in arid Asia and Africa.- *Global and Planetary Change*, 7, 203-210.

IMBRIE J. & IMBRIE K.P, 1979. *Ice Ages: solving the mystery*.- Macmillan, 229 p., London.

ISAR A. S. & BRUINS H.J., 1983. Special climatological conditions in the desserts of Sinai and the Negev during the latest Pleistocene.- *Paleo 3*, 43, 63-72, Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

KAKRIDIS J., 1986. *Greek Mythology*. - Ekdotiki Athinon, v. 4 (in greek).

KNAUSS J., 1984. Die Wasserbauten der Minyer in der Kopais - Die aelteste Flussregulierung Europas (Kopais 1).- *Wasserbau und Wasserwirtschaft*, Nr. 50. Technische Universitaet Muenchen.

KNAUSS J., 1987. Die Melioration des Kopaisbeckens durch die Minyer im 2 Jt. v. Chr. - Wasserbau und Siedlungsbedingungen im Altertum (Kopais 2). - *Wasserbau und Wasserwirtschaft*, Nr. 57. Technische Universitaet Muenchen.

KNAUSS J., 1996. Argolische Studien: Alte Strassen - Alte Wasserbauten.- *Wasserbau und Wasserwirtschaft*, - Nr. 77, Technische Universitaet Muenchen.

KRAFT, J. C., RAPP, G., SZEMLER, G.J., TZIAVOS, C., and KASE, E.W., 1987. The Pass at Thermopylae, Greece: *Jour. of Field Archaeology*, v. 14, 181-198.

LEHMANN H., 1937. *Landeskunde der Ebene von Argos und ihrer Randgebiete (Argolis I)*.- Deutsches Archaeol. Inst., Athen.

MARIOLAKOS, I., 1975. Thoughts and viewpoints on certain problems of the geology and tectonics of Peloponnesus (Greece). *Ann. Geol. Des Pays Helln.*, 27, 215-313 (in greek).

MARIOLAKOS I., FOUNTOULIS I. & KRANIS H., 1997. Introduction to the Geology of Sterea Hellas, Hellenic Territory: Current geodynamic regime, Neoteconics of Corinthiakos Gulf, Delphi, Minyan Ancient Flood Prevention works. *In: Boat and field trip guide of the 7th International Symposium Engineering Geology and the Environment IAEG (Editors: I. Mariolakos and Fountoulis, Geology and Tectonics, P. Marinos, G. Tsiambaos and M. Kakavas)*: Engineering Geology and Geotechnical Engineering, Hydrogeology), 60 p.

MARIOLAKOS I., 1998. The Geomythological Geotope of Lerni Springs (Argolis, Greece) – *Geologica Balcanica*, 28, 3-4, 101-108.
MARIOLAKOS I., 1999. The Contribution of Geotopes to History and Environmental Sensitivity. *3_days Conference on the Conservation of Geological – Geomorphological Heritage*, Syros, 12-14 July1996, IGME, 45-59 (in greek).
MARIOLAKOS I., 1999. Water, Man and Greek Civilization – Proc. of Symp. "The Water of Life", *18-21 November 1999, European Heritage Days,* Athens (in print, in greek).
MARIOLOPOULOS I., 1938. *The climate of Greece*, 370 p., Athens
MILANKOWITCH 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, 633 p., Belgrade.
MILOJCIC V., BOESSNECK J., JUNG D. & SCHNEIDER H., 1965. *Palaeolithikum um Larissa in Thessalien*.- B.A.M., I., Bonn.
MOERNER 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, 63-65.
MOERNER N.- A., 1976. Eustasy and geoid.- *Journal of Geology*, 88, 123-151.
OTA Y., 1987. Sea-level changes during the Holocene: the Northwest Pacific.- *In R.Y.N. Devoy (Eds): Sea Surface Studies – A Global View*, 348-374, Room Helm. Ltd, London.
PAEPE R., HATZIOTIS M.E., THOREZ J., OVERLOOP v. E. & DEMAREE G.,1982. *Climatic indexes on the basis of sedimentation parameters in geological and archaeological sections.-Palaeoclimatic Research and Models*, Eds.: A. GHAZI, EEC, 129-138.
PAEPE R. and MARIOLAKOS I., 1984. Paleoclimatic reconstruction in Belgium and in Greece based on Quaternary lithostratigraphic sequences.- *Proc. E.C. Climatology Programe Symposium*, Sophia Antipolis, France, 2-5 October 1984.
PAUSANIAS. *Arkadika*. Ekdotiki Athinon.
PHILIPPSON A., 1892. *Der Peloponnes*.- Berlin.
PIRAZZOLI P.A., 1986. The early byzantine tectonic paroxysm. - Z. *Geomorph. N.F., Suppl.*, 62, 31-49, Berlin.
PIRAZZOLI P.A., 1987. Sea-level changes in the Mediterranean.- *In M.Y.TOOLEY and I. SHENNAN (eds). Sea Level Changes*, 152-181, Basil Blackwell, Oxford.
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, 281-306.
POUQUEVILLE F.-C.-H.-L.-, 1820. *Voyage dans la Grèce.- Peloponnes*. (Greek translation N. Molfeta), 478 p., Athens, 1997.
RANKE-GRAVES R. von, 1955. Griechische Mythologie. Quellen und Deutung, *Rowolts Deutsche Enzyclopadie*, 2, 80 - 116.
RAPP G. & GIFFORD J.A., 1982. *Troy. The Archaeological Geology*.- Supplementary Monograph 4, University of Cincinnati, Princeton University Press.
ROBERTS N., 1989. *The Holocene: An Environmental History*.- Basil Blackwell, 227 p., Oxford.
SCHNEIDER H., 1968. Zur quartargeologischen Etwicklungsgeschichte Thessaliens (Griechenland), *Beitr.Ur-u. Fruhgesch. Archaol. d. Mittelmerr. - Kulturraumes (BAM)*, 6,. Bonn.
SCHWARZBACH M., 1974. *Das Klima der Vorzeit: Eine Einfuhrung in die Palaoklimatologie*.- Ferd. Enke Verlag, 380 p., Stuttgart.
SPYROPOULOS TH., 1973. An Introduction to the Study of the Kopais Area.- *AAA*, 6, p.201 (in greek).
SPYROPOULOS P., 1997.. A Chronicle of the Earthquakes of Greece from the Antiquity until Today – Dodoni Ed. 453 p. (in greek)
THIEDE J., 1974. A Glacial Mediterranean – Nature, 276, pp. 680-683.
VAN ANDEL T.H., 1998. Middle and upper Paleolithic environments and the calibration of 14C dates beyond 10.000 BP.- *ANTIQUITY*, 72, 26-33.
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) 1-15.
ZANGGER E., 1993. *The Geoarchaeology of the Argolida (Argolis II)* - Deutsches Archaeol. Inst. Athen.
ZERVAS S., 1965. *Hydrogeological study of the water resources of Argolis plain* – Hellenic Ministry of Agriculture, Athens, (Report in greek).

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

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

GEOMORPHOLOGICAL AND ARCHAEOLOGICAL STUDY OF THE BROADER AREA OF THE MYCENAEAN DAM OF MEGALO REMA AND ANCIENT TIRYNS, SOUTHEASTERN ARGIVE PLAIN, PELOPONNESUS

Maroukian H.[1], Gaki-Papanastassiou K.[1] and Piteros Ch.[2]

[1] *Department of Geography-Climatology, School of Geology, University of Athens, 157 84, Athens, maroukian@geol.uoa.gr , gaki@geol.uoa.gr*

[2] *D' EPKA (Ephoria of Prehistoric and Classical Antiquities), 211 00 Nafplio*

ABSTRACT

Along the eastern margins of the Argive plain, in the torrent of Megalo Rema and at a distance of 4 kilometers east of ancient Tiryns, lies the "Mycenaean dam of ancient Tiryns" a unique technological work of 13th century B.C. It is believed that it was constructed for the effective protection of the immediate environs of the Mycenaean acropolis of Tiryns from the great floods of Megalo Rema torrent which was flowing just south of the citadel in Mycenaean times. This technical feat is survived in very good condition, having an almost N-S direction, a length of 80-100 meters, a base of 10 meters and an extant height of 8 meters. Its external side is lined with Cyclopean walls. The stability of the dam is strengthened by the presence of flysch on its southern end.

The diversion of the channel of Megalo Rema was accomplished by the digging of a 1.4 Km long artificial channel having a SSW direction and joining downstream with the natural channel of Agios Adrianos Rema which discharges in the Gulf of Argos farther south from ancient Tiryns. The course of this downstream part of the new Megalo Rema was again diverted by the Venetians around 1500 A.D.

The presence of this dam comprises a fundamental reference point for the geomorphological evolution of this area in the last 3200 years, given that when it was constructed the drainage network of Megalo Rema had already incised in the Pleistocene sediments to a depth of about 10 meters as testified by its inactive channel behind the dam. The ensuing downcutting in the artificial channel during the last 3200 years is 2 meters below the depth of the inactive channel. The incision processes in this time period were not continuous resulting in the formation of a 3-4 meter inner alluvial terrace probably in post – Roman times.

The construction of the Mycenaean dam for flood protective purposes seems to be valid, but the study of the evolution of the broader coastal environment of the Tiryns acropolis leads to an equally important hypothesis that the high sedimentation rates of Megalo Rema had been creating serious problems in the sediment filling of this Mycenaean port whose operation was vitally important for the broader area of the Mycenaean Argive plain.

1 INTRODUCTION

Greece is very fortunate in having rich archaeological evidence covering several thousand years as a result of the flourishment of different civilizations such as the Mycenaean, Classical, Hellenistic, Roman and Byzantine. The information provided by the above evidence is very useful in the understanding of the palaeogeographical evolution of many parts of Greece. The Argive plain is one of the best areas where archaeology and geomorphology can be combined in order to determine the recent environmental evolutionary history of this area.

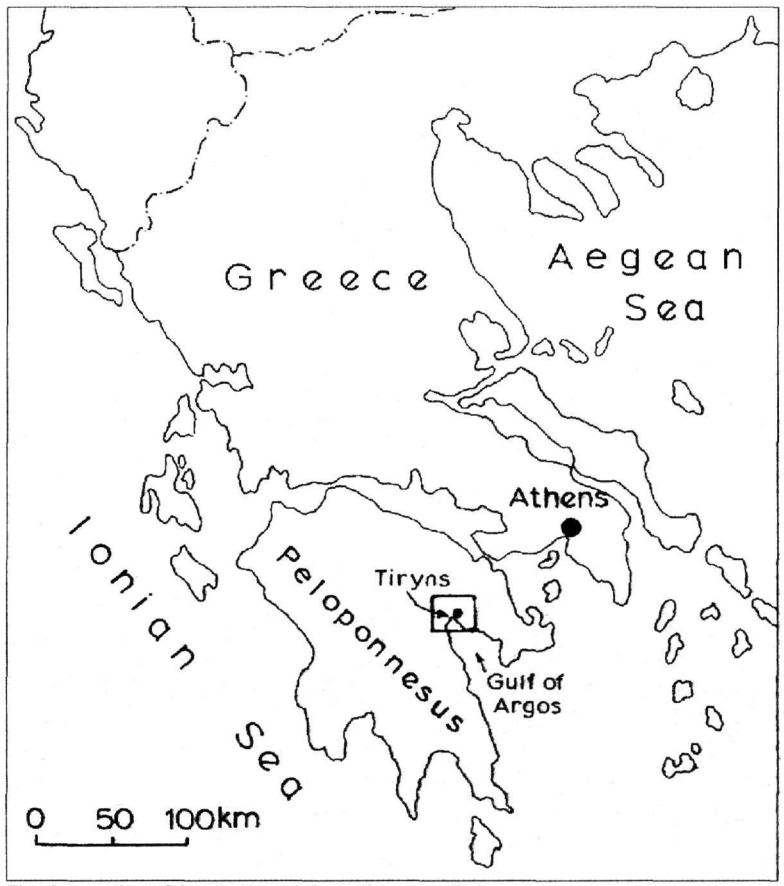


Fig. 1. Location of the study area in northeastern Peloponnesus.

The present study deals with a major constructional feat of the Mycenaean times, where great cities like Mycenae, Argos, Midea and Tiryns flourished in the second millennium B.C. (Fig. 1). It was a flood prevention dam near Tiryns in the southeastern Argive plain, which diverted a significant torrent to a nearby stream channel (Fig. 2, C). This archaeological work is a key element in the reconstruction of the palaeoenvironmental evolution of this area during the Late Holocene.

For this reason the present study aims to determine the morphological evolution of this area in the last 3000 years. In this context very detailed geomorphological mapping was performed in order to determine subtle changes that have taken place along the artificial channel dug out by the Mycenaeans.

2 GEOLOGY

The Argive plain is a tectonic depression of Plio – Pleistocene age. The eastern side of the plain where the study area is located is composed mainly of massive Triassic to Cretaceous limestones which tectonically are thrust over younger flysch formations (Fig. 3). On top of these, at lower elevations, there are Plio-Pleistocene lacustrine marls and fluvial conglomerates. In the coastal plain and in some valley bottoms there are Holocene alluvial and coastal deposits.

The general trend of the major faults of the Argive plain has a NW – SE direction which is responsible for the formation of the graben. The secondary faults which dominate the study area have E – W and NE – SW trends and control partially the flow directions of the torrents.

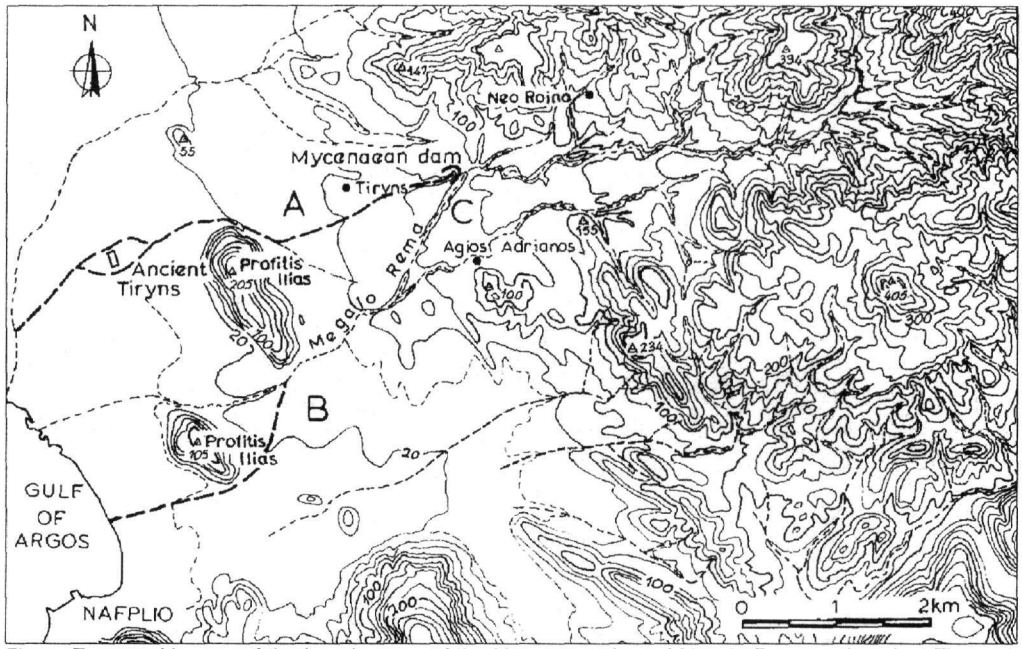


Fig. 2. Topographic map of the broader area of the Mycenaean dam of Megalo Rema and ancient Tiryns. A stands for the inactive channel 3200yrs ago, B for the most recent diverted channel undertaken by the Venetians around 500yrs ago and C stands for the artificial channel.

3 THE MYCENAEAN DAM OF TIRYNS: THE ARCHAEOLOGICAL EVIDENCE

At a distance of four kilometers to the east of the Mycenaean acropolis of Tiryns lies a dam, a distinct technical work of the Mycenaean period, in use until today, constructed for effective protection against floods which troubled the environs of the citadel and the ancient port of Tiryns (Fig.4)

The original (old) channel of Megalo Rema, has an E-W direction is still intact west of the dam. The dam has a length of 80-100 meters with approximately N-S direction, a total height of 10 meters and a mean base width of about 60 meters.

The dam proper (the core) is constructed by natural red earth while on both eastern and western sides two protective walls have been built. The eastern protective wall is strong and large having an extant length of 80-100 meters, height 8 meters, width about 10 meters and is constructed with the Cyclopean method of Mycenaean external defenses made up of partly processed large limestone blocks, while the inner part of the dam is composed of rock and dirt fill (Photo 1). The upper section of this wall and especially its inner side has almost entirely collapsed due to erosion, particularly by torrential floods, but also by the removal of blocks for building purposes in more recent times. There are still some well – preserved parts in the lower portions of the outer side of the retaining wall.

The northern part of the outer protective wall has been intensely eroded by floods and is preserved at a width of 1,5-3 meters. The northernmost curved end of the outer wall used to reach the southern side of the provincial road joining Neo Roino with Nea Tiryns. Unfortunately, this section of the wall was destroyed in 1998 by illegal widening works of the road undertaken by the municipality of Nea Tiryns.

The western protective wall is smaller and much lower than the eastern one and is not discernible today. This wall was not affected by the hydraulic pressure of the torrent. It is noteworthy that both protective walls have a curved shape. The dirt and the core of the dam comprises a smaller part of the eastern side while on the western it forms a smoother shape.

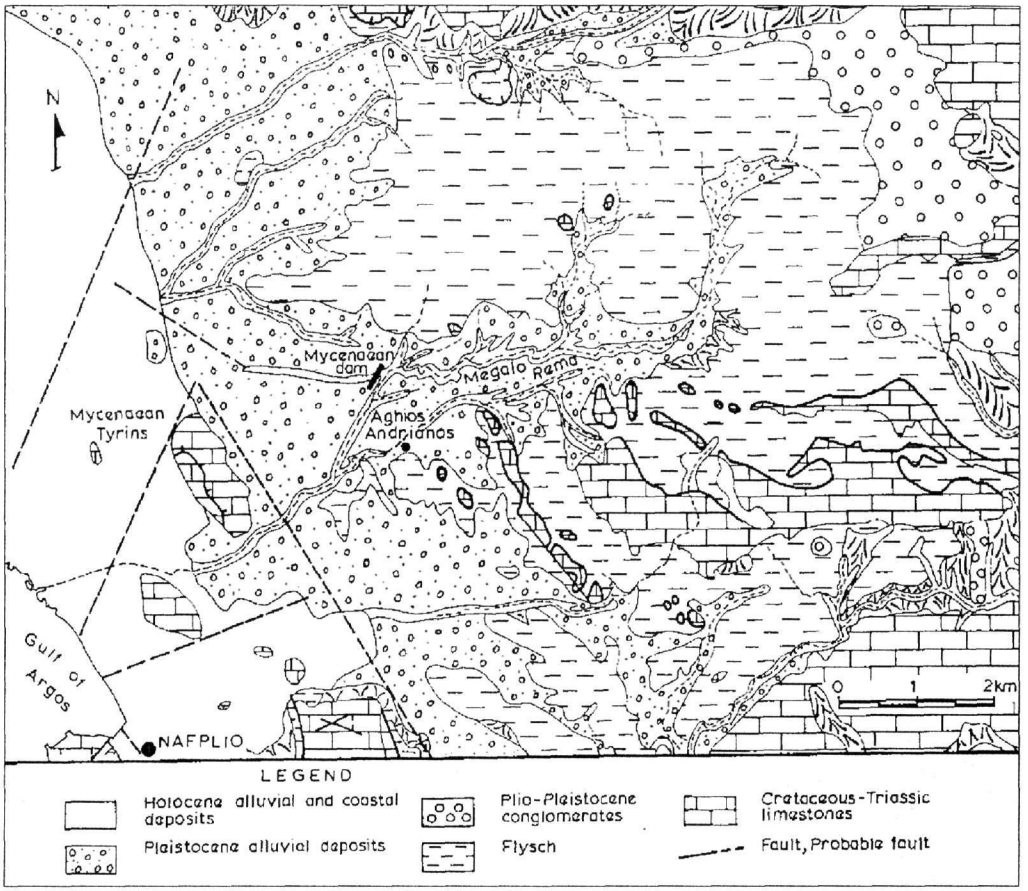


Fig. 3. Simplified geological map of the eastern side of the Argive plain.

Going to ancient Tiryns, Muller and Oelmann excavated geometric age graves in 1912 where they discovered that the Mycenaean foundation walls were 1.40 meters below the ground surface. The graves to the southeast of the citadel also lay within the course of a former stream bed and its alluvial deposits.

The first reference made for the Mycenaean dam was by G. Karo in 1930, who during excavations at Tiryns came upon fluvio – torrential deposits around the citadel (acropolis) and he correctly attributed them to Megalo Rema and the protective dam.

The ephor N. Verdelis in 1963, engaged in archaeological excavations south of the citadel, encountered fluvial deposition down to a depth of 2.80 meters, which he dated to the Early Bronge age (Early Helladic II, second half of the third millennium B.C.) up to historical times. Verdelis associated these deposits to Megalo Rema and the abrupt cessation of flood deposits to the construction of the dam.

E. Slenczka (1973) during his archaeological work around Tiryns discovered 0.60 meter thick flood deposits and dated them to the Early Helladic II, like Verdelis did (1963). He related them to the Tiryns dam and the old channel of Megalo Rema and also to a new diversion channel south of the acropolis.

J. M. Balcer (1974) studied in the field the Mycenaean dam of Tiryns and gave an overview of all the work done in the area.

The archaeological study around the citadel of Tiryns by K. Kilian (1978) ascertained the habitation of the northern side of Tiryns during the Late Helladic IIIC period (Late Mycenaean, 1200-1100 B.C.) upon a fluvio – torrential deposit. This habitation presupposes the security of

complete protection of Tiryns by catastrophic floods which could be ensured only by the construction of a dam farther upstream.

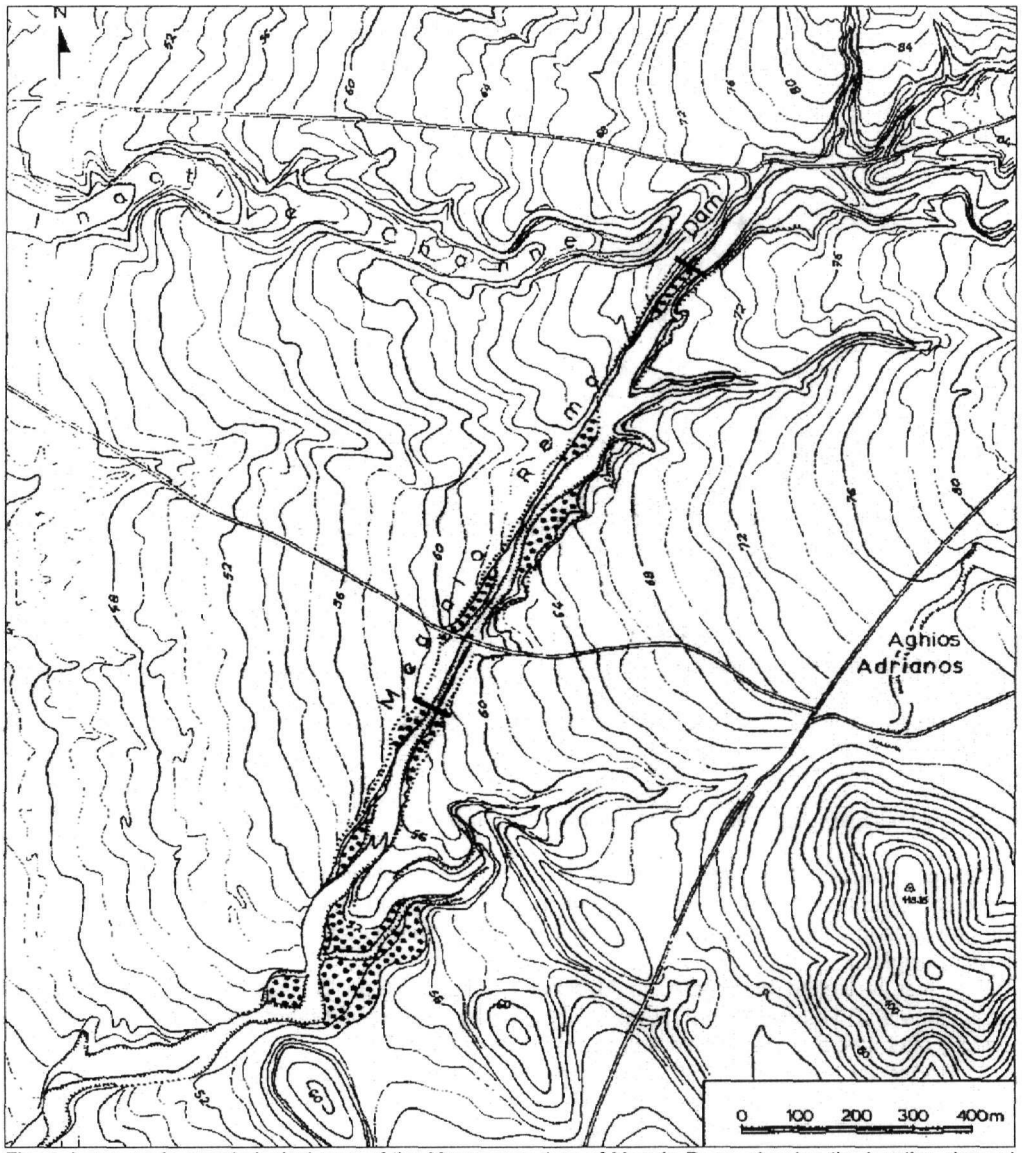


Fig. 4. Large scale morphological map of the Mycenaean dam of Megalo Rema showing the inactive channel and the artificial channel leading to the nearby torrent of Agios Adrianos. Note the inner alluvial terrace of post-Roman times along the artificial channel and the position of the two nickpoints

The construction of such a large technical feat presupposes the existence of a strong central government. The dating of the construction of the dam during the Late Helladic III B period (1300 – 1200 B.C.) coincides with the most prosperous time of the Mycenaean civilization. According to the archaeological study as well as the geoarchaeological research of the Argolid by E. Zangger (1994) it was found that the old channel of Megalo Rema was flowing along the southern side of the acropolis of Tiryns until the Late Helladic III B period and it was then diverted to the north of the citadel obviously due to the catastrophic floods and heavy deposition of sediments.

J. Knauss (1996), an engineer, dealt with the construction of the dam of Tiryns, the diversion of the main channel of Megalo Rema to the south and the technical dig up of the artificial channel for a total length of about 1,4 Kilometers.

Photo 1. View of the Mycenaean dam with remnants of the eastern retaining Cyclopean walls on the side of the active channel. The core fill is made of dirt and large limestone blocks.

4 GEOMORPHOLOGICAL OBSERVATIONS IN THE MEGALO REMA DRAINAGE SYSTEM

The drainage network of Megalo Rema is developed mainly upon flysch formations with some limestone outcrops and is generally characterized by downcutting. The flysch is located in an E-W running tectonic depression between two limestone horsts. Most of the eastern part of the flysch was covered by fluvio-torrential deposits in the Plio – Pleistocene. The drainage network of Megalo Rema formed in the early Pleistocene and has partly eroded the Plio – Pleistocene formations while erosion has moved upstream into the flysch formations as well.

In the Middle - Late Pleistocene the network entered a depositional phase causing the accumulation of 15 – 20 meter thick alluvial sediments.

Near the end of this depositional phase a brief erosional period is observed in the top 3-4 metres in the form of coarse - grained channel - fills. A period of intense downcutting followed, which at some points reached down to 10 meters and locally into the flysch formations. This period of incision continued into the Holocene. The presence of the Mycenaean dam located in the main

channel of Megalo Rema indicates that the incised channel existed at that time. A depositional period in post – Roman times left a channel – fill type terrace of 3 – 4 meters.

In Late Holocene times the lower reaches of the Megalo Rema torrent changed positions several times both naturally and artificially. Until 3300 – 3200 BP the mouth of Megalo Rema was located near Mycenaean Tiryns (Fig. 2). It seems that the river mouth was first located on the southern side of the citadel in the Early Helladic period and was then shifted on the northern side (Late Helladic period) or was on both sides of Ancient Tiryns (Zangger, 1994). This is evident in the morphology of the area deduced by detailed field investigation with the use of very large scale topographic sheets (1:2000). The mouth of Megalo Rema was very close to the hillock of Tiryns as the old coastline was right in front of it in the west (Kraft, 1974, Finke 1986, Gaki-Papanastassiou 1991). Sea level was 1.75 meters below present level 4500yrs B.P. and 1.5meters below sea level 3250yrs B.P. and was about 200 meters west of the citadel of Tiryns (Knauss 1996). Today the present coastline lies about 2 Kilometrs SW from the acropolis of Tiryns.

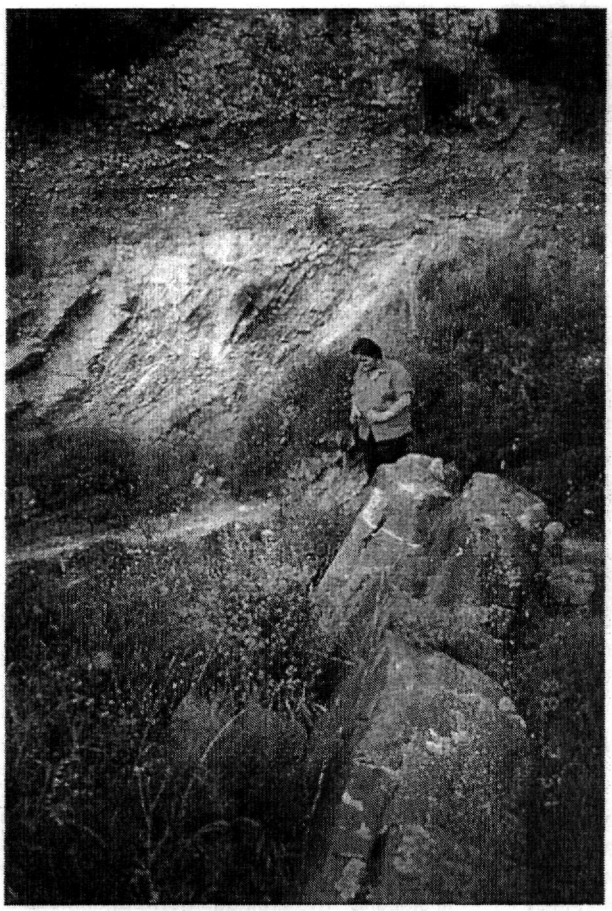


Photo 2. View of the lithological knickpoints at the beginning of the artificial channel composed of flysch formations with the resistant sandstone strata being the most prominent. In the background the flysch strata are visible overlain by the Pleistocene fluvial-torrential deposits.

The construction of the Mycenaean dam farther upstream was accompanied by the diversion of the main channel of Megalo Rema to the south towards today's Agios Adrianos village thus directing it to flow south of Profitis Ilias knoll and then to the Gulf of Argos in the west. It is believed however that the main channel of Agios Adrianos torrent was even more to the south towards the modern city of Nafplion when the dam was constructed (Fig. 2, channel B).

During the works undertaken in 1990-1991 to extend the irrigation channel of Anavalos (western Argive plain) at a short distance east of Profitis Ilias of Nafplio hill and immediately west of the provincial road from Nafplio to Agios Adrianos, the main channel of Megalo Rema was discovered having a width of 40-60 meters, a minimum depth of 3 meters and running NE-SW (Piteros, 1992). It thus becomes apparent that the original diversion channel ended up further south from Profitis Ilias hill and the gulf of Nafplio.

The present channel of Megalo Rema flowing between the two hills of Profitis Ilias was probably emplaced around 1500 A.D. by the Venetians for the more affective protection of Nafplio from floods. It is worth mentioning that at that time, 500 years ago, the Venetians shaped and fortified the city of Nafplio giving it its present shape.

The location for the construction of the dam is the most appropriate as it is situated just below the confluence of two tributaries with the main channel. There are no tributaries downstream of the dam in the inactive channel and thus no significant additional water flow towards ancient Tiryns. An additional reason for the construction site is that the flysch formation reaches very close to the top of the quaternary sediments and was used as a support on the southern end of the dam. The artificial diversion channel is straight with a length of approximately 1,4 Kilometers. Since the downcutting of the main channel of Megalo Rema had reached a depth of 10-12 meters, the artificial channel had to be deep enough to accommodate the discharge of flood stages through it. So we believe that the easiest way to dig out the channel would have been the construction of a step–like trench with five 1,5 meters high and 2 meters wide steps and a channel bed of 4 meters.

Thus, the artificial channel would have a width of 20 meters and a depth of 7,5 meters making it possible to facilitate flood discharge. The remaining depth down to at least 10 meters where the main channel was located would have been incised by river erosion after forming a small lake behind the dam. The formation of the temporary small lake would have served as a dampening obstacle to the high flood flow rates of the torrent.

As a consequence of the constructions of the dam, the section of the main channel of Megalo Rema farther downstream became inactive and has remained so until today. Since no changes have taken place along this channel for the last 3200 years the morphology observed today reflects a picture of how Megalo Rema's main channel was at the time of the construction of the dam and has changed only a little, filled with colluvial sediments from the sides of the channel.

In the ensuing centuries, following the construction of the dam, continuous incision reached the artificial channel down to approximately the same depth where the natural channel was, that is about 10 meters. An old channel that had been flowing parallel and south of today's inactive channel in Mycenaean times became a tributary in its upstream section of the artificial channel (Fig. 4 and 5A). Thus this section followed the morphological evolution of the artificial channel which is very obvious in the longitudinal profile of Figure 5A, while the downstream part has remained inactive since the construction of the dam.

Some time in Late Roman and Byzantine times a short period of aggradation occurred which is encountered in other parts of the Argive plain and the remaining Peloponnesus (Vita Finzi, 1969, Zamani et al., 1991). Following this depositional phase, a period of downcutting took place which continuous until today and has reached the level of the upstream natural channel. There are two locations along the artificial channel which are regarded as knickpoints; one at the beginning of the channel composed of flysch (Photo 2) and the other about a kilometer farther downstream where a 3-4 meter limestone knickpoint has been revealed. The first one is composed by intercalations of sandstones, marls and locally conglomerates which however behave differently when eroded. The most resistant is the sandstone and as the strata dip steeply against the flow of the torrent they become even more difficult to erode.

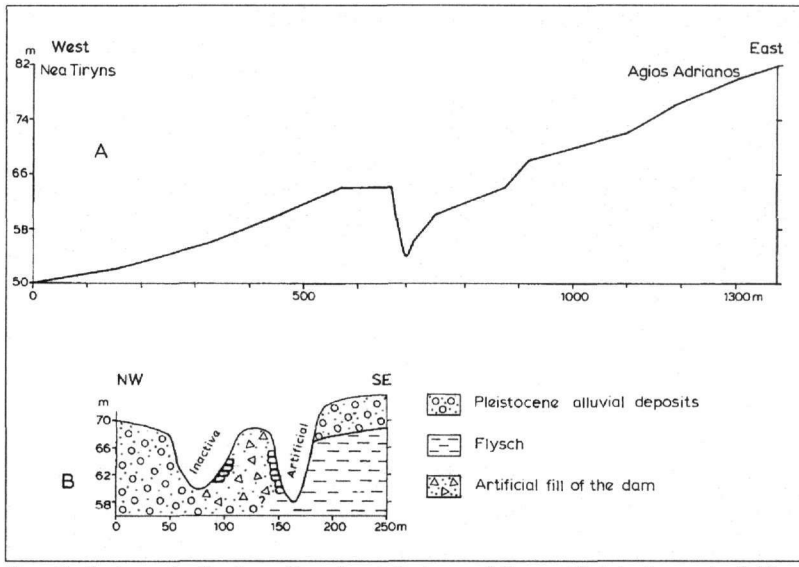


Fig. 5. A. Longitudinal profile of a tributary of the artificial channel of Megalo Rema. B. Cross section of the Mycenaean dam between the artificial and the inactive channels.

5 CONCLUSIONS

The geoarcheological study of an exceptionally well preserved manmade work has helped in the understanding of the environmental changes that have taken place in the late Holocene in this part of the Argive plain. The presence of the Mycenaean dam constructed 3200 years ago together with the excavation of an artificial channel led to significant conclusions regarding the geomorphological evolution of the study area.

The construction of the dam leads to the conclusion that incision of 10meters had already taken place by that time. Since then about 2 meters of entrenchment has occurred. However this process was not continuous because in post Roman times a short period of aggradation took place in the artificial channel leading to 3-4 meter channel fill which was followed in the last centuries by downcutting and formation of a inner alluvial terrace.

Human interference in the natural evolution of Megalo Rema resulted at least in two diversions of the main channel. The first occurred in Mycenaean times and the second around 500 yrs ago. The coastline in Mycenaean times was about 200 meters southwest of the acropolis of Tiryns and close to 1.5 meters below present sea level.

Although it is generally accepted that the reason of the construction of the Mycenaean dam was for flood prevention, we believe that an equally important cause was for the mitigation of sediments in and around the port of Mycenaean Tiryns.

REFERENCES

Balcer J.M. 1974. The Mycenaean Dam at Tiryns. American Journal of Archeology, 78, 141-149.

Finke E. 1988. Landscape evolution of the Argive plain Greece, Palaeoecology, Holocene deposition and history and coastline changes. Ph. D. Thesis, Stanford University, 212p.

Gaki-Papanastassiou K. 1991. Geomorphological evolution of the broader Argive plain during the Quaternary. Ph. D. Thesis, University of Athens, Athens, 193p (In Greek with English abstract).

Gaki-Papanastassiou K. and H. Maroukian. 1995. Late Quaternary controls on river behaviour in the eastern part of the Argive plain, eastern Peloponnesus, Greece. Proceedings of the International Symposium on Mediterranean Quaternary River Environments, Cambridge, 1992, by Balkema, Rotterdam, 89-95.

Karo G. 1930. Archaeologische Funde. Archäologischer Anzeiger, 112 U.

Kilian K. 1978. Anggrabungen in Tiryns 1976. Archäologischer Anzeiger, 448-470

Knauss J. 1996. Argolische Studien. Alte Strassen – Alten Wasserbauten, Flussumleituns von Tiryns. Munchen, 71-121.
Piteros Ch. 1992. Arhaeological observations in the broader area of Tiryns, Argolid. Archaeologiko Deltio, 94/B1.
Slenczka E. 1973. Damm und Kanal bei Kofini, in Fuhrer durch Tiryns, hrsg. V. U. Jantzen, Athens, 96p.
Verdelis N.M. 1963. Neue Geometrische Graber in Tiryns. Athenische Mitteilungen, 78, 1-62.
Vita Finzi C. 1969. The Mediterranean Valleys, Geological changes in historical times. Cambridge University Press, 140p.
Zamani A., Maroukian H. and K. Gaki-Papanastassiou. 1991. Rythmes de depot et de creusement pendant le temps historiques dans le cadre des sites archeologiques de la region d'Argos (Greece). Physio-Geo., 22/23, 81-88.
Zangger E. 1994. Landscape changes around Tiryns during the Bronze age, Am. J. Archaeol. 98/2, 189-212.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΜΥΚΗΝΑΙΚΟΥ ΦΡΑΓΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΑΛΟΥ ΡΕΜΑΤΟΣ, ΝΟΤΙΟ-ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΑΡΓΟΛΙΚΟ ΠΕΔΙΟ, ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ

Μαρουκιάν Χ.[1], Γάκη – Παπαναστασίου Κ.[1] και Πιτερός Χ.[2].
[1] *Τομέας Γεωγραφίας – Κλιματολογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 15784 Αθήνα, maroukian@geol.uoa.gr, gaki@geol.uoa.gr*
[2] Δ' Εφορεία Προϊστορικών και Κλασσικών Αρχαιοτήτων, 21100 Ναύπλιο.

Στα ανατολικά περιθώρια του Αργολικού πεδίου στην κοίτη του Μεγάλου Ρέματος και σε απόσταση περίπου 4 χλμ Α της Τίρυνθας, βρίσκεται το «Μυκηναϊκό φράγμα της Αρχαίας Τίρυνθας», ένα μοναδικό τεχνικό έργο του 13ου π.Χ. αιώνα. Πιστεύεται ότι ο λόγος που κατασκευάσθηκε ήταν η αποτελεσματική προστασία του άμεσου περιβάλλοντος χώρου της Μυκηναϊκής ακρόπολης της Τίρυνθας από τις μεγάλες πλημμύρες του χειμάρρου του Μεγάλου Ρέματος, ο οποίος διερχόταν κατά την Μυκηναϊκή εποχή αμέσως νοτιότερα της ακρόπολης. Το τεχνικό αυτό έργο διατηρείται σε καλή κατάσταση, έχει διεύθυνση Β-Ν, μήκος 80-100μ, πλάτος βάσης 10μ και σωζόμενο ύψος 8μ. Η εξωτερική του πλευρά έχει επενδυθεί από μεγάλα Κυκλώπεια τείχη. Η σταθερότητα του φράγματος ενισχύεται από την ύπαρξη του φλύσχη επί του οποίου εδράζεται τμήμα του. Η εκτροπή της κοίτης του Μεγάλου Ρέματος έγινε με την διάνοιξη τεχνητής κοίτης μήκους 1,5 χλμ με κατεύθυνση προς Ν-ΝΔ ώστε να συμβάλλει στα κατάντη με την φυσική κοίτη του ρέματος του Αγίου Αδριανού το οποίο εκβάλλει νοτιότερα της Τίρυνθας. Η θέση του κατώτερου τμήματος του Μεγάλου Ρέματος μετατοπίστηκε εκ νέου τεχνητά περίπου το 1500μΧ από τους Ενετούς.

Η ύπαρξη αυτού του φράγματος αποτελεί σημαντικότατο σημείο αναφοράς για την γεωμορφολογική εξέλιξη της περιοχής κατά τα τελευταία 3.200 χρόνια δεδομένου ότι όταν κατασκευάστηκε το υδρογραφικό δίκτυο του Μεγάλου Ρέματος είχε ήδη εγκιβωτιστεί στις Τεταρτογενείς αποθέσεις σε βάθος περίπου 10μ όπως πιστοποιείται στην ανενεργή κοίτη του. Η επακόλουθη διάβρωση κατά τα τελευταία 3.200 χρόνια στην κοίτη εκτροπής φθάνει τα 2 μ χαμηλότερα από την εγκαταλελειμμένη κοίτη. Οι διεργασίες της κατά βάθος διάβρωσης δεν ήταν συνεχείς με αποτέλεσμα την δημιουργία κατά θέσεις μιας εσωτερικής αναβαθμίδας ύψους 3-4 μ.

Η κατασκευή του Μυκηναϊκού φράγματος για προστατευτικούς αντιπλημμυρικούς σκοπούς φαίνεται να ευσταθεί αλλά η μελέτη της εξέλιξης του παράκτιου περιβάλλοντος της ευρύτερης περιοχής της ακρόπολης της Τίρυνθας μας οδηγεί σε μία εξίσου σημαντική υπόθεση ότι η έντονη ιζηματογένεση λόγω των υψηλών στερεοπαροχών του Μεγάλου Ρέματος, θα πρέπει να προκαλούσε σοβαρά προβλήματα επιχωμάτωσης στο Μυκηναϊκό λιμάνι με συνέπειες στη λειτουργία του οι οποία ήταν ζωτικής σημασίας για το ευρύτερο χώρο του Αργολικού πεδίου.

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

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

MINERALOGICAL AND STABLE ISOTOPIC STUDY OF ANCIENT WHITE MARBLE QUARRIES IN LARISA, THESSALY, GREECE

Melfos V.

Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR-546 24, Thessaloniki, Greece melfosv@geo.auth.gr

ABSTRACT

The present work focuses on the white marbles which were extracted in Larisa prefecture, Central Greece, during the antiquity. Three characteristic ancient quarries, which are located in the Kastri village (Aghia area), in Kalochori (Sykourio area) and in Gonnoi (Tembi area), were selected for the present study. Data obtained from the extraction techniques are combined with the geological, mineralogical and stable isotopic features in order to determine these marble ancient sources. The average $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the Kastri marble are +2.80‰ and 4.51‰ and of the Kalochori marble +0.87‰ and –8.33‰. At Gonnoi ancient quarrying sites, the isotopic results are heterogeneous: +1.05‰ $\delta^{13}C$, -4.65‰ $\delta^{18}O$ for Gonnoi 1A, +1.89‰ $\delta^{13}C$, -7.97‰ $\delta^{18}O$ for Gonnoi 1B, +2.27‰ $\delta^{13}C$, -3.12‰ $\delta^{18}O$ for Gonnoi 3.

1 INTRODUCTION

The white marble, an attractive and brilliant stone, is strongly related to the social, religious and economic life of Greeks, from the Prehistoric period until today. Especially, throughout antiquity, from Classical and Hellenistic time to early Byzantine period, marble affected the rapid evolution of the technology and economy of the ancient Greeks. Theophrastus (4th century B.C.) refers that "one of the most well-known characteristics of the stones is the possibility for treating them, and some of them can be carved, sculptured and chiselled or cut with a saw" (Theophrastus, *About Stones*, 5). Since the ancient Greeks had deep knowledge of the physical properties of the marble, they expressed the harmony of proportion in the buildings and sculptures construction. It was therefore admirably suited for both architectural and sculptural work, and for epigraphical purposes.

Important marble producing centres were spread around the Aegean sea and provided unique varieties of raw materials in all the Mediterranean area. Famous marble quarries operated in Paros, Penteli, Hymettus, Naxos, Thasos, Doliana, Skyros, Euboea, Prokonnesos (Marmaras sea), Ephesos, Aphrodisias, Dokimia (Orlandos 1958, Craig & Craig 1972, Herz 1987, Tsirambides 1996).

The extensive use of the marbles as building materials by the Greeks, began during the 7th century B.C. Marble was extracted from open pits with straight rock faces and stepwise excavations. The quarrymen selectively mined marbles of high quality and purity, in places where the slopes of the mountains were steep.

In modern science, it is very important to know the exact sources of the raw materials used for the manufacture of the marble artifacts and buildings in antiquity, because this permits to come to important conclusions about the quarrying techniques, the trade patterns, the distances of transportation and the networks of exchange and communication between different ancient communities. The determination of the origin of the white-marble artifacts by only macroscopic examination (such as colour and crystallinity) is rather difficult, as large variations of the physical properties can be observed even for marbles from the same quarry or quarrying area.

The most accurate methods which have been developed for distinguishing white marbles of different origin, are petrographic analysis, stable isotopes (^{13}C and ^{18}O) and sometimes trace element analysis and Electron Paramagnetic Resonance spectroscopy (Craig & Craig 1972, Lazzarini 1980, Herz 1987, Tsirambides 1996, Maniatis & Polikreti 2000, Polikreti & Maniatis 2001, among others). The suitability of these techniques is based on the development of extensive data-bases from

known ancient marble sources and the statistical treatment of the measured parameters. Important additional requirement is the small amount of sample needed. Especially, isotopic ratios of C and O provide usable signatures for determining the provenance of marbles. Isotopic analysis involves measuring of the $^{13}C/^{12}C$ and $^{18}O/^{16}O$ ratios in samples and the results are expressed in terms of the deviation from a conventional standard. This deviation, called δ, is expressed as $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ in parts per thousand (‰ or per mil) and forms the isotopic signature. The values exhibit a relatively restricted range in each quarry area or limited parts of a geological formation (Craig & Craig 1972, Herz 1987).

The present study focuses on three white marble quarries in Larisa prefecture (Thessaly county, central Greece) and aims in characterizing the variations of the petrographical and stable isotope ratios (^{13}C and ^{18}O). These quarries are located in the Kastri village (Aghia area), in Kalochori (Sykourio area) and in Gonnoi (Tembi area), and are considered to be of exceptional cultural interest. Previous studies on ancient quarries of Larisa have been carried out by Germann et al. (1980) and Melfos et al. (2002), who presented microscopic, geochemical and isotopic results.

2 GEOLOGICAL SETTING

The geology of the Larisa district is dominated by metamorphosed Paleozoic-Mesozoic rocks, which belong to the Pelagonian zone (Fig. 1, 4). The Paleozoic crystalline basement (gneisses, amphibolites, schists) in Eastern Thessaly is overlain by the composite Pelagonian nappe (Migiros 1983, Kilias & Mountrakis 1989, Caputo 1990, Reischman et al. 2001). The Pelagonian nappe comprises: i) The Paleozoic crystalline and magmatic masses of Voras, Vernon and Pieria-Kamvounia mountains as well as those outcropping further to the south (Othris, Pelion, Skiathos and N. Evia), ii) The Permo-Triassic volcano-sedimentary series (amphibolites, mica-schists, gneiss-schists) and the Triassic-Jurassic carbonates (marbles) which are non- to only weakly metamorphosed at the western margin and more intensely metamorphosed at the eastern margin of the Pelagonian nappe, iii) The serpentinites, characterised by Late Jurassic-Early Cretaceous deformation, iv) The transgressive Cretaceous crystalline limestones that pass upwards into Palaeocene flysch.

Granites, orthogneisses and metapilites are predominant among the pre-Alpine lithologies and constitute the crystalline basement of the Pelagonian zone. Geochronology of the plutonic rocks outcropping in Elassona, Verdikoussa and Deskati areas (southwest of Mt. Olympos) as well as in northern Pelagonian zone, revealed that they are of Late Paleozoic age (225 to 302 Ma) and they resulted from the Hercynian magmatism (Katerinopoulos et al. 1998, Koronaios et al. 2000, Reischman et al. 2001). According to Reischman et al. (2001) the magmatic rocks are younger than the basement gneisses of the Pelagonian zone.

Intensive tectonism and shear deformation during the Early Cretaceous and Tertiary brought about multiple zones of mylonitization and imbrication, and thrusting of the units from east to west (Koukouvelas 1994, Reischman et al. 2001). An extended ophiolitic transgressive breccia is located close to the Omorphochorion village at the Chasambali hill.

The studied marbles in Kastri and Kalochori areas belong to the of Upper Cretaceous Aghia marble unit, whereas the marbles in the Gonnoi area are part of the crystalline basement of Late Paleozoic-middle Triassic age.

3 MATERIAL AND METHODS

Fresh white marble samples were collected from the studied ancient quarries in Kastri, Kalochori and Gonnoi areas. A total of 10 thin and polished-thin sections of the rock samples were mineralogically studied by optical microscopy at the Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, University of Thessaloniki. Additionally, X-ray diffraction (XRD) was applied in order to distinguish calcite from dolomite and to verify the related abundances in each sample. Eighteen fresh marble samples were analyzed isotopically to determine their carbon and oxygen ratios. The isotopic analyses were carried out at the Department of Geology, Royal Holloway University of London, United Kingdom.

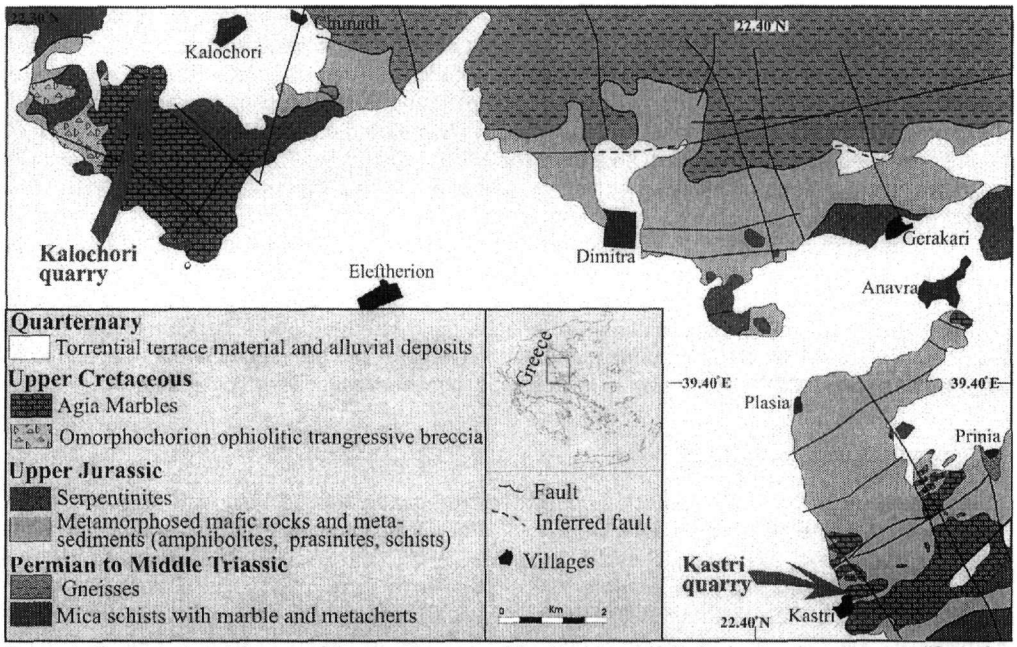


Figure 1. Geological sketch map of the broader area of the Kastri and Kalochori quarrying sites (modified after Katsikatsos et al. 1981).

4 HELLENISTIC AND ROMAN MARBLE QUARRIES IN THE KASTRI VILLAGE

Five ancient white marble quarries are found on the flanks of the mountain Mavrovounio and very close to the ancient Bibois lake (the modern drained Karla lake), close to the Kastri village, 25 km east of Larisa city (Fig. 2a,b). The rocks belong to the Aghia marble unit (Fig. 1), which is divided into two subunits. The lower subunit consists of platy black marble horizons with schist intercalations, passing gradually into the upper subunit, which comprises massive white recrystallized marbles with crystalline dolomite intercalations (Koukouvelas 1994). These rocks are suggested to be deformed crystalline reef limestones of Upper Cretaceous age (Godfriaux 1968).

The Kastri ancient quarries belong to the upper subunit of the Aghia marbles. The marble has a white to white-grey colour and in some cases grey-green-coloured thin orientated stripes (2-4 cm thick) are observed parallel to the schistosity. It is a coarse-grained marble with crystals up to 3 mm long. Based on the microscopic and XRD study, the marble consists mainly of calcite, with quartz, white mica and chlorite as accessory minerals (Fig. 3a). The marble is characterised by a high degree of preferred orientation of the calcite crystals which are considerably distorted by elongation, flattening and bending as a result of intensive strain.

A detailed study of the Kastri quarries revealed the extraction techniques of the marble blocks during antiquity. The rock faces still bear the tool marks left by the pickaxes and the pointed chisels (Fig. 2c). The technique was simple and depended on the geological and structural features of the rock, such as bedding, cleavage, faults and cracks.

The main quarry has a height of 20-25 m above the present level of the ground floor, which is covered by a thick layer of debris. The extraction zone has a roughly west-east orientation and covers an area 50 m long and 25 m wide. The marble was quarried in large massive rectangular stone slabs and monoliths, e.g. 2.50 m x 1.20 m, 3.70 m x 1.50 m and 3.20 m x 1.30 m, and 0.80 to 1.00 m thick. Extraction proceeded stepwise, first by cutting a bench of the length required for the block (Fig. 2d). By hacking a channel, up to 25 cm wide, around the perimeter of the potential marble block, the latter was eventually disengaged from the rock mass. This was achieved by undercutting the block transversally, chiselling out small cylindrical cavities, up to 10 cm long, with pointed chisels, and placing iron or sometimes wooden wedges in the cavities. The next step was to split off the

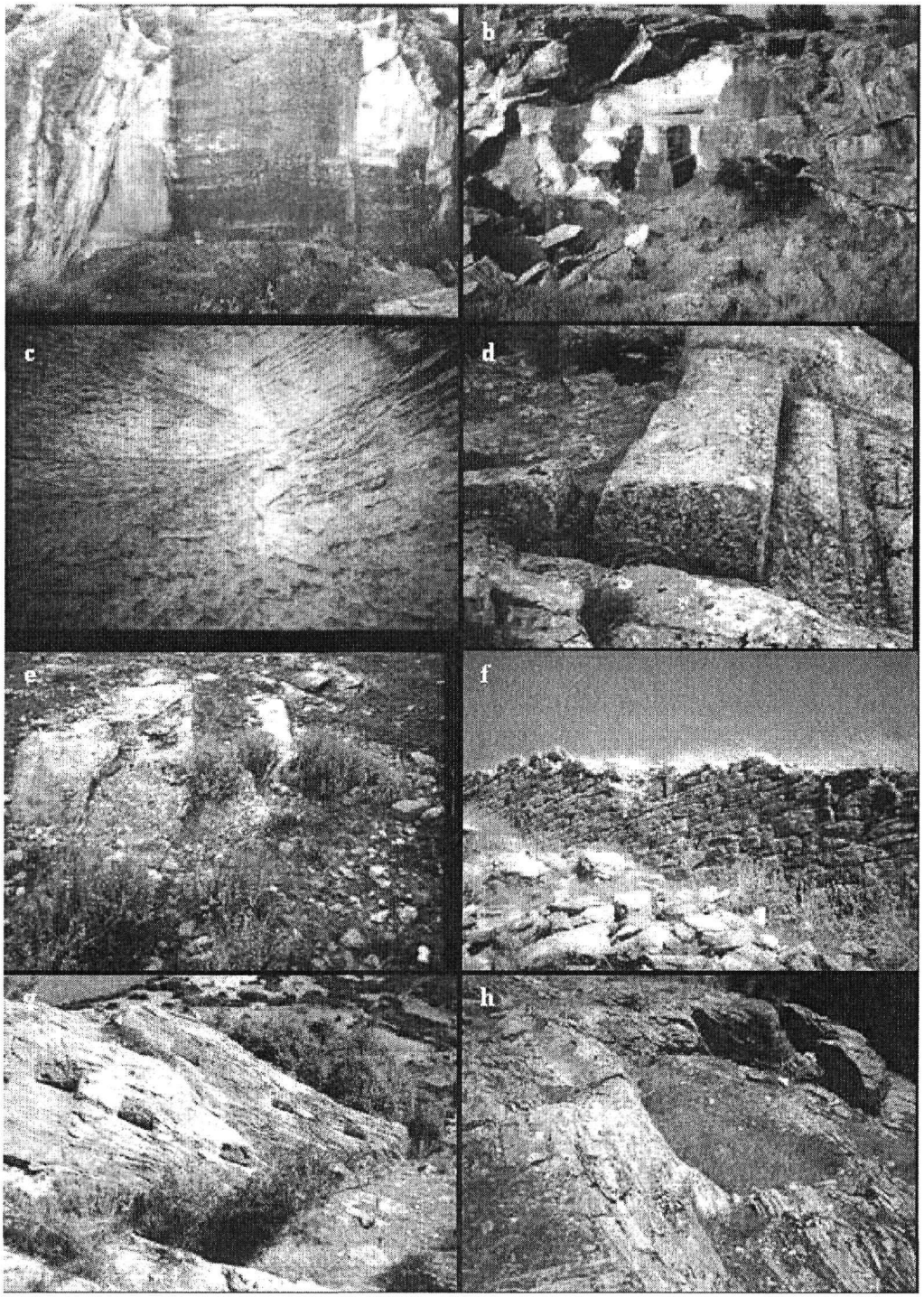


Figure 2. (a-b) Rock faces of the ancient marble quarry in Kastri, (c) Tool traces on the marble in the Kastri ancient quarry, (d) Marble slab left uncut insitu, (e) The ancient marble quarry in Kalochori, (f) The archaic city wall, ancient Gonnoi, (g) Cavities, 40 cm long, where wedges were placed for cutting the marble, ancient Gonnoi, first quarry site, (h) A small quarry, ancient Gonnoi, second extraction zone.

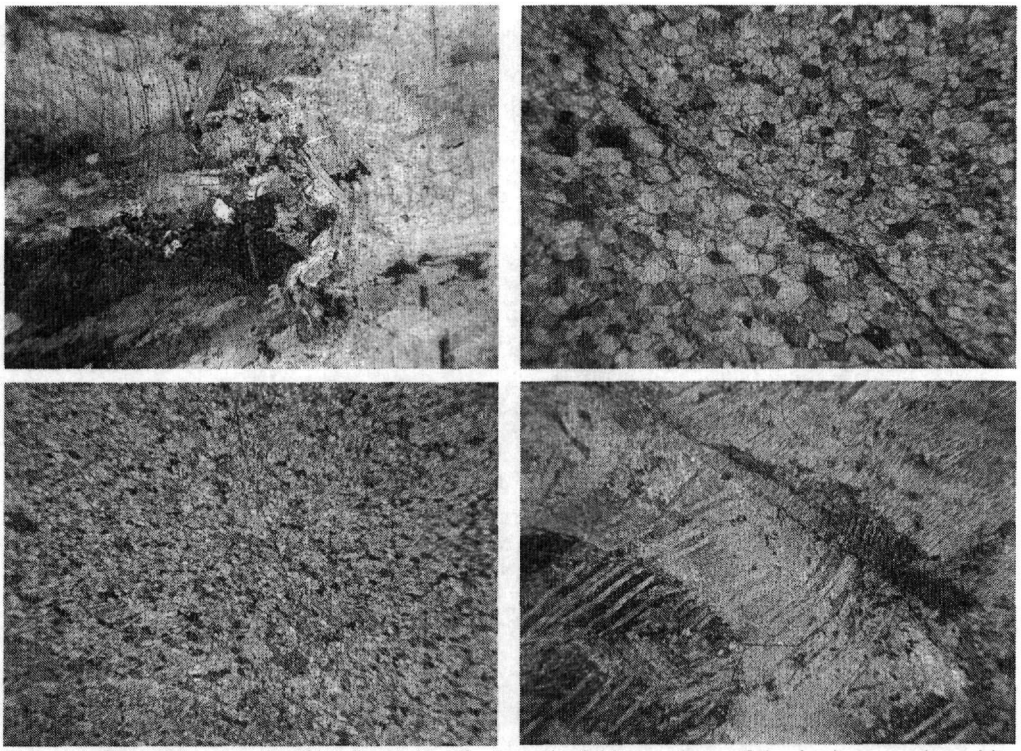


Figure 3. Photomicrographs (N+, figure length: 3 mm) of thin sections of the Larisa quarries white marbles. (a) coarse-grained calcite intergrown with white mica, Kastri quarry, (b) equalgranural calcite crystals and a white mica vein, Kalochori quarry, (c) small-sized dolomite-calcite grains, Gonnoi 1A, (d) strong deformed coarse-grained calcite crystals, Gonnoi 1B.

block from the bed-rock, by hammering the wedges. Material extracted from the quarry was roughly worked by sculpturing in the quarry area, in order to give an approximate shape to the block for an easier transportation. This suggestion is supported by the observed spoil heap, in the form of a horizontal plateau, in front of the quarry, as well as by the presence of a broken column left in the quarry.

Three smaller quarries are observed in the same extraction zone and very close to the main quarry. The quarrying method is exactly the same, and in one of them, with dimensions 16 m long, has been dug up along a big fault. In another small quarry, 15 m x 10 m, big marble blocks have been left in situ. The slab monoliths left uncut, are 3 m long, 0.80 m wide and 0.60 m thick. The surrounding channel is 25-30 cm wide and the cavities dug for putting the wedges are 15 cm long. Four to five successive extraction levels have been observed in this small quarry. It is important that all the marble slabs were cut parallel to the slope of the ground floor (30-40° inclination).

Dating of the operations of the Kastri quarry is not precisely known, although it is ascertained that quarrying works were held mainly during Hellenistic and Roman times. The raw materials were used for the construction of the seats and parts of the stage and the cavea of the ancient theatre in Larisa are from the Kastri marble quarry. The theatre, which lies on the south slope of the hill called "Phrourion" (Fortress), was built at the end of the 3rd century B.C. and continued to be used in the Roman period. The quarry provided marbles also for the funerary stelaes and inscription manufacturing found in the area of Larisa. The extraction technique and the cutmarks still preserved on the rock faces are similar to those from the white marble quarries in Maronia area of Thrace (Melfos & Vavelidis 2000), operated during the same period.

Modern extraction workings for exploitation of the white marble have destroyed a great part of the ancient quarry, and together the significant witnesses of the past and the used ancient technol-

ogy. Additionally human activities like bee-feeding and dumping rubbish at the entrance of the quarry cause big problem in approaching this monument of the ancient technology.

5 ANCIENT MARBLE QUARRIES IN THE KALOCHORI VILLAGE

Close to the Kalochori village at the Sykourio area, 15 km NE of Larissa city, a few traces of an ancient quarry of white marble are still observed today (Fig. 2e). The area is located near the Chasambali district, where the very important and famous green Thessalian stone quarries exist. Columns and other architecture elements, made of the Chasambali ophiolitic breccia, were transported throughout the Roman Empire and in Byzantium, especially during the Justinianus time. The ancient white marble quarry have been totally severed, due to the modern quarrying works which were held in the area by English, Italian and Greek companies between 1860 and 1980, demonstrating the extensive damage of such an important cultural monument.

Geologically the white marble belongs to the Aghia marble unit (Fig. 1). It is a fine-grained marble (<0.5 mm long crystals), with a white colour. XRD and microscopic investigation revealed that the main mineral is calcite, with minor dolomite and traces of white mica (Fig. 3b).

Dating of the quarrying operations in Kalochori is almost impossible due to the lack of ancient marks on the extraction walls. It is possible that quarrying works were held mainly during the Hellenistic and Roman time, the same period with the Kastri quarries operation or at the Roman and early Byzantine times, as the green Thessalian stone quarries at the adjacent Chasambali area.

6 ANCIENT MARBLE QUARRIES AT GONNOI

Ancient Gonnoi, an important city of Perrhaibia, is located 25 km north of Larisa, on the left bank of the river Pineios, at the western entrance to the Tempi pass and at the southern spurs of Mt. Olympos. Due to its position the city evidently prospered in the Archaic and Classical periods, as well as in the Hellenistic and Roman time. The city walls and the ruins of the site are still preserved today and are extending on along three hills. Many quarrying works have been observed inside the ancient city.

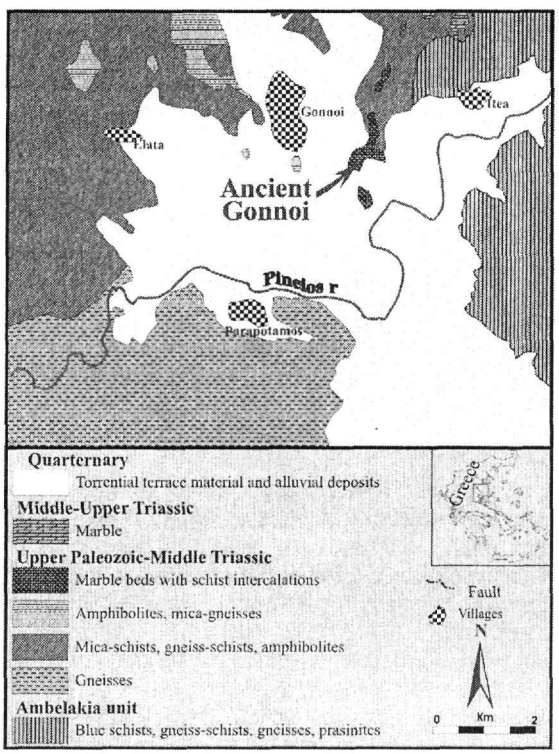


Figure 4. Geological sketch map of the broader area of Ancient Gonnoi quarrying sites (modified after Migiros 1987, Katsikatsos & Migiros 1987).

The area is dominated by metamorphic rocks (Fig. 4) which overlie the Paleozoic crystalline basement of the Pelagonian zone and are folded. These formations have a Pre-Carboniferous to Middle Triassic age and are divided into two units, the lower and the upper (Migiros 1983, Katsikatsos & Migiros 1987, Caputo 1990). The lower unit consist of gneisses alternated with amphibolites and amphibolitic schists and the upper unit comprise mica-schists, gneiss-schists, amphibolites and marbles with schist intercalations. These marbles of the upper unit outcrop at the Gonnoi area and were exploited during the antiquity.

At a distance of 15 km north-west of the Gonnoi area, plutonic rocks, represented mainly by granites to granodiorites, intrude the Pelagonian zone. According to Migiros (1983), the magmatic intrusions have affected the surrounding rocks causing a contact metamorphism zone, with

migmatites and hornfels. The plutonites often contain blocks of metamorphic rocks which have intruded, especially in the contact zone. The size of these blocks ranges from a few tens to a few hundreds of metres.

Two quarrying sites were studied in ancient Gonnoi. The first one is found at the western part of the city, close to the walls (Fig. 2g). Two types of white marble exist in this site. The first type (sample: Gonnoi 1A) is a dolomitic marble and a grey colour. Grains are small, with grain size up to 0.5 mm, but in some parts the size reaches 2 mm. The marble consists mainly of dolomite and calcite (Fig. 3c) with white mica as an accessory mineral. The second type (sample: Gonnoi 1B) is a white coarse-grained calcitic marble, with crystal size over 3 mm. This type comprises calcite, with traces of dolomite and chlorite (Fig. 3d). Green-coloured thin orientated stripes consisting mainly of chlorite are often observed.

Some unfinished marble-slabs left in this quarry, reveal the cutting method, which was used in antiquity. For the separation of the block from the parent rock the quarrymen chiselled out cylindrical cavities, 40 cm long and placed iron wedges. The distance between the cavities ranges from 0.40 to 1.00 m, depending on the hardness of the block and the size of the required block. The cavities were chiselled parallel to the schistosity of the marbles, in order to use the physical properties of the blocks and to eliminate harder and useless work. By hammering the wedges, the quarrymen could easily split off the whole block from the bed-rock. The length of the removed slabs was about 5 m each, and their width ranged from 0.5 to 1.00 m.

This quarrying site provided blocks for the construction of the city walls, which were built by regular roughly squared stone slabs, during the archaic period. Stählin (1924) refers that this wall circled the NE hill of ancient Gonnoi in the archaic period and part of it was still preserved to 6 m in height (today only 2-3 m in height wall is observed).

At the second quarrying site three at least small white marble quarries (5 x 2 x 1 m in size) are found (Fig. 2h). This site is located at the northern part of the city on the top of a hill. The rock is coarse-grained with crystals up to 5 mm long, and consists mainly of calcite, with traces of white mica (sample: Gonnoi 3). The schistosity of the marbles is clearly observed in the most parts. Traces of the cutting marks of quarrying tools were not detected, probably because the extraction method was simple and used the physical properties of the rock (e.g. schistosity). The quarrymen probably put the wedges or the crowbars into the open spaces of the cracks and faults and by hammering them they detached the slabs from the parent rock beds. Then they chiselled the blocks and they produced smaller slices, which were used for the wall and buildings construction. These quarrying works are dated to the Hellenistic time, based on Stählin (1924) who refers that the city wall of Gonnoi was extended along the ridge and included the other two hills during 4th century B.C.

7 ISOTOPIC SIGNATURES

The isotopic results of 18 fresh marble samples collected from the quarry sites are listed in Table 1 and are plotted in the diagram of figure 5. The $\delta^{13}C$ values of the Kastri marble range from +2.71 to +2.85‰ (average +2.80‰, n=6) and the $\delta^{18}O$ from –4.35 to –4.75‰ (average 4.51‰, n=6). The results of the isotopic analyses fall in the same range as the isotopic ratios published by Germann et al. (1980), which are 2.46‰ $\delta^{13}C$ and -5.66‰ $\delta^{18}O$ in average.

Three fresh samples were collected from the Kalochori ancient quarry for carbon and oxygen isotopic analyses (Fig. 5). The $\delta^{13}C$ values range from +0.84 to +0.91‰ (average +0.87‰, n=3) and the $\delta^{18}O$ from –8.59 to –8.00‰ (average –8.33‰, n=3).

At Gonnoi ancient quarrying sites, the isotopic results are rather heterogeneous. In the first extraction zone, different isotopic ratios have been measured in the two marble types: +1.05‰ $\delta^{13}C$ and -4.65‰ $\delta^{18}O$ for Gonnoi 1A and +1.89‰ $\delta^{13}C$ and -7.97‰ $\delta^{18}O$ for Gonnoi 1B (Fig. 5). In the second quarrying site at Gonnoi, the isotopic analyses showed $\delta^{13}C$ values: 2.09-2.41‰ and $\delta^{18}O$ values: -2.98 to -3.32‰. This isotopic variation in the samples from ancient Gonnoi is in agreement with the differences in the mineralogical composition and is possibly attributed to the affects of the plutonic rocks which intruded into the Pelagonian zone.

Table 1. Oxygen and carbon isotope composition ($\delta^{18}O$ ‰, $\delta^{13}C$ ‰) of white marble from the ancient quarries in Kastri (1-6), Kalochori (7-9) and Gonnoi (10-18).

Sampling site		Sample	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Kastri		1	-4.56	2.79
		2	-4.41	2.81
		3	-4.75	2.71
		4	-4.60	2.80
		5	-4.37	2.83
		6	-4.35	2.85
Kalochori		7	-8.40	0.87
		8	-8.00	0.91
		9	-8.59	0.84
Gonnoi	1A	10	-4.64	1.01
		11	-4.81	1.23
		12	-4.49	0.91
	1B	13	-7.96	1.77
		14	-8.31	2.02
		15	-7.63	1.89
	3	16	-3.32	2.41
		17	-3.05	2.09
		18	-2.98	2.31

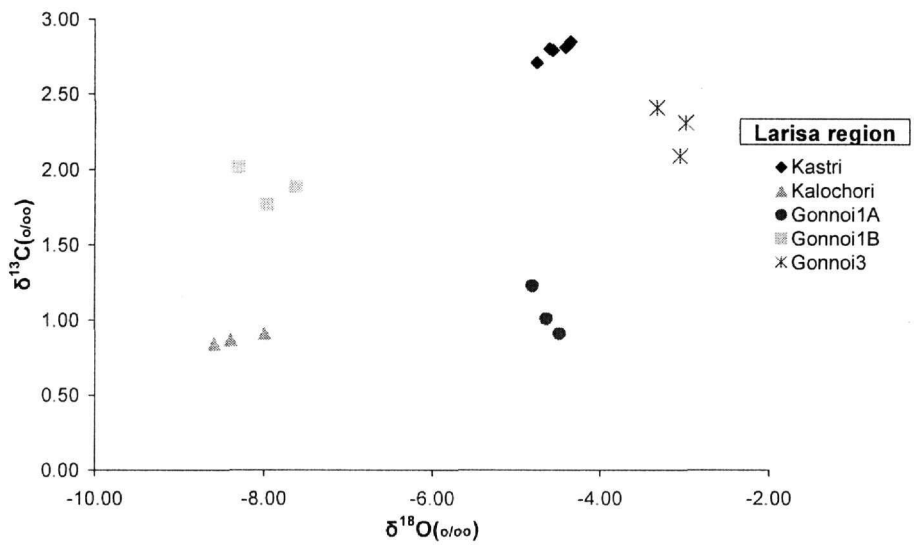


Figure 5. $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ isotopic clusters of the white marbles in Larisa region.

8 CONCLUSIONS

All the ancient quarrying works are recognised as important and potential sites which belong to our natural and cultural heritage. They provide significant information and knowledge concerning the ancient Greek technology, being diachronous historical monuments, which have to be protected and preserved from human activities.

The studied ancient quarrying sites in Larisa area provide significant information regarding the used materials and the applied technology in antiquity. In this direction carbon and oxygen isotopic measurements, combined with petrological and mineralogical results, provide a useful and potential tool in identifying the provenance of ancient marble artifacts.

REFERENCES

Caputo R. 1990. Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene-Quaternary basins of Thessaly (Central Greece). PhD Thesis, University of Thessaloniki, 251p.

Craig H. & Craig V. 1972. Greek marbles: Determination of provenance by isotopic analyses. *Science*, 176, 401-403.

Germann K., Holzmann G. & Winkler F.J. 1980. Determination of marble provenance: Limits of isotopic analyses. *Archaeometry*, 22, 99-106.

Godfriaux I. 1968. Etude geologique de la region de l' Olympe, *Ann. Geol. Pays Hell.*, 19, 1-271.

Herz N. 1987. Carbon and oxygen isotopic ratios: A data base for classical Greek and Roman marble. *Archaeometry*, 29, 35-43.

Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K., Del Moro A., Kokkinakis A. & Giannotti U. 1998. Petrology, geochemistry and Rb/Sr age determination of Hercynian granitic rocks from Thessaly, Central Greece. *Chem. Erde*, 58, 64-79.

Katsikatsos G. & Migiros G. 1987. *Rapsani sheet*, Geological map of Greece, 1:50,000, IGME, Athens.

Katsikatsos G., Migiros G., Triantaphyllis M. & Mettos A. 1986. Geological structure of internal Hellenides. *Geol. Geoph. Res. Sp. Issue*, 191-212.

Katsikatsos G., Vidakis M. & Migiros G. 1981. *Platycampos sheet*, Geological map of Greece, 1:50,000, IGME, Athens.

Kilias A. & Mountrakis D. 1989. The Pelagonian nappe. Tectonics, metamorphism and magmatism. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXIII/1, 29-46.

Koroneos A., Soldatos T., Christofides G. & Gerouki F. 2000. Comparative geochemical study of plutonites from the northern pelagonian zone. In *Proc. 1st Conf. Commit. Econ. Geol., Mineral., Geoch.*, 243-260.

Koukouvelas I. 1994. Flow partitioning during nappe motion in the Aghia marble, Thessaly, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXX/2, 159-165.

Lazzarini L., Moschini G. & Stievano B.M. 1980. A contribution to the identification of Italian, Greek and Anatolian marbles through a petrological study and the evaluation of Ca/Sr ratio. *Archaeometry*, 22, 173-183.

Maniatis Y. & Polikreti K. 2000. White marbles in antiquity: provenance with use of physicochemical techniques, In: *The Building Stone in Monuments*, (eds) Varti-Matarangas M & Katsikis Y., IGME, Athens, 119-131.

Melfos V. & Vavelidis M. 2000. The ancient quarries in Maronia, Rhodope prefecture. *Thessalonikians Polis*, 2, 63-76.

Melfos V., Vavelidis M. & Theodorikas S. 2002. Preservation of the Greek Cultural Heritage: A study of the geology and extraction techniques of two ancient quarries, Larisa prefecture, Thessaly, Greece. In: *Proc. Int. Conf. "Protection and Restoration of the Environment VI"*, (eds) Kungolos et al., 1535-1544.

Migiros G. 1983. *Geological study of the Kato Olympos area Thessaly*. PhD Thesis, University of Patras, 204p.

Migiros G. 1987. *Gonnoi sheet*, Geological map of Greece, 1:50,000. IGME, Athens.

Orlandos A. 1958. *The building materials of the ancient Greeks*, Library of the Athenian Archaeological Society, Athens, 426p.

Polikreti K. & Maniatis Y. 2001. A new methodology for marble provenance investigation based on EPR spectroscopy. *Archaeometry*, 43, 1-21.

Reischman T., Kostopoulos D.K., Loos S., Anders B., Avgerinas A. & Sklavounos S.A. 2001. Late Paleozoic magmatism in the basement rocks southwest of Mt. Olympos, Central Pelagonian zone, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXIV/3, 985-993.

Stählin F. 1924. *Das Hellenische Thessalien*. Verlag Von J. Engelhorns Nachf, Stuttgart, (Greek translation, Kyriakidis brothers, Thessaloniki, 2002), 428p.

Tsirambides A. 1996. *The greek marbles and other decorative stones*, University Studio Press, Thessaloniki, 310p.

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

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

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

Pinarelli L.
CNR, Institute of Geosciences and Earth Resources, Section of Florence, Via La Pira, 4, 50121 Florence, Italy, lapina@igg.cnr.it

ABSTRACT

The provenance of the materials making up the metal artifacts represents a fundamental question for archaeological research. The complex processes necessary to extract the metals from the minerals cause considerable changes in their chemical composition. By contrast, the ratio of the different lead isotopes in artifacts is not influenced by metallurgic processes. Therefore, the raw mineral material and the extracted metal exhibit the same isotope "footprint".

Over the course of history, Sardinia has played a major role in maritime routes. Its considerably rich mineral resources, with copper, lead and iron mineralizations, moreover complemented its strategic importance. During the 10th and 9th centuries BC Sardinia, because of its strategic location, was to become directly involved in the "precolonial" Phoenician expansion.

Two repositories of copper ingots recovered at different levels within a nuragic village in northwest Sardinia, can be placed within this historical context of intense traffic and exchange of goods between native Sardinian and Phoenician communities. The ingots were made in different shapes: plane-convex, biconvex, truncated cone and irregular.

The analyzed ingots exhibit a considerable lead isotopic variability, although no systematic differences in isotope composition were revealed between the ingots from the two different repositories. Moreover, no systematic isotopic variations were observed between the different shapes in which the material was found.

Overall, the ingots exhibit a linear distribution in the lead/lead diagrams. The group of ingots with the lowest isotope ratios project onto the area defined by the northwestern Sardinian mineralizations. The ingot located on the other extreme end of the straight line in the Pb diagrams overlaps the area defined by the southern Sardinian deposits. The isotope footprints of the intermediate samples seem to indicate that they stem from the mixing of two components from two different mining areas of Sardinia, one in the north, the other in the south. Therefore, widespread exchange of metal must have taken place throughout the island, and such an exchange does not seem to have been hindered by the advent of the Phoenicians in Sardinia.

The results of the present investigation indicate that the majority of the examined ingots was produced with metal from the northwest of the island, and that these mines were therefore known and exploited in nuragic times. Such findings shed new light on the complex issues involved in proto-historic Sardinian metallurgy.

1 INTRODUCTION

Geographically, Sardinia is set at the crossroads between the eastern and western Mediterranean (Fig.1). Thus, over the course of history it has played a major role in maritime routes. Its strategic importance is moreover complemented by its considerably rich mineral resources, with copper, lead and iron mineralizations scattered throughout various parts of the island (Marcello et al. 1978, Garbarino et al. 1984, Cello & De Vivo 1988).

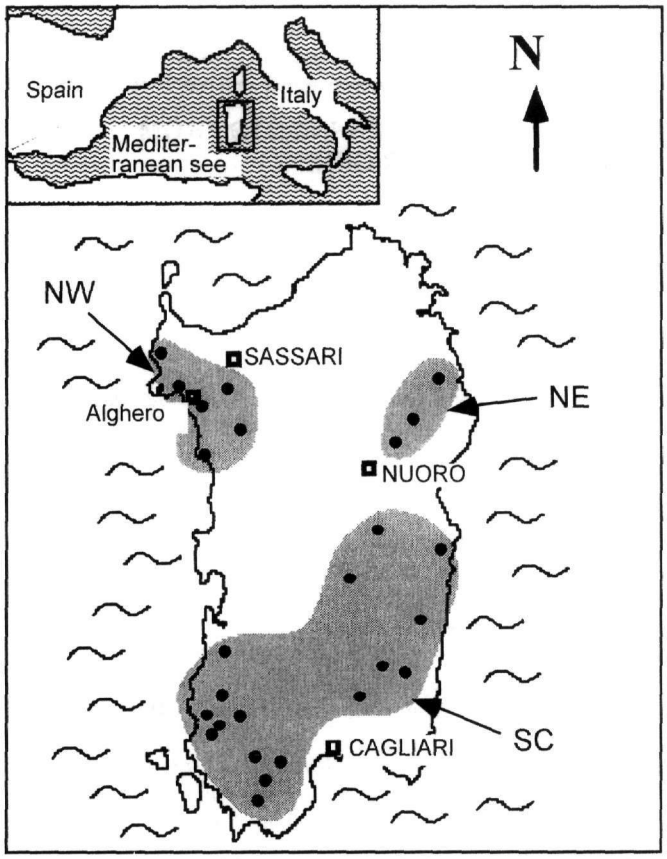


Figure 1. Sketch map of Sardinia showing the location of base-metal ores (black dots) grouped in three areas: Northeast (NE), Northwest (NW) and South-central (SC). Grouping is based on lead isotopic similarities, without considering genetical processes.

The earliest exploitation of these natural resources by local communities can be traced back to the late Neolithic Age (Lo Schiavo 1989). Metallurgic activities appear to have been particularly developed and widely practiced in Sardinia between the close of the Bronze Age and the beginning of the Iron Age. Particularly wide-spread testament of this period are present in the findings of repositories, collections of metal in the form of both whole or fragmented manufactured articles as well as ingots of varying types, though most commonly loaf–shaped. Thus, these sites represented true treasure chests: wealth accumulated in the form of metal, amassed and stashed away by local communities.

It is during this same period that the complex phenomenon of "precolonial" Phoenician expansion came about. In fact, during the 10th and 9th centuries BC, these middle-eastern peoples developed into a powerful economic and commercial force, whose sphere of influence spread outwards from the area of Syria and Palestine toward the regions of the central and western Mediterranean. Because of its strategic location, Sardinia was to become directly involved in their influence (Moscati 1983, 1988, Bisi 1988, Godart 1988).

Within this historical context of intense traffic and exchange of goods between native Sardinian and Phoenician communities we can place the two hoards of copper ingots recovered at different levels within a nuragic village near Alghero, in northwest Sardinia (Fig.1). The first (Site-1) was unearthed beneath the floor of a nuragh, in a turned Phoenician amphora dated to between the late

8th and mid 7th century BC. The second (Site-2) was in a nuragic vase discovered beneath a layer containing a Euboic Skiphos dated to the early 8th century BC.

The two caches were deposited at the height of nuragic metallurgy, between the time of their earliest contact with the western world, in the 10th-11th century BC, and the colonization of Sardinia by the Phoenicians, from the 8th to the 7th century BC. It is thus interesting to investigate any influence the Phoenicians may have had on the metallurgic techniques and origins of the metals used.

2 THE ORIGIN OF THE METAL ARTIFACTS AND PB ISOTOPES

The origins of the raw materials, first amongst which the metal components, represents a fundamental question for archaeological research. Attempts to establish the origins of the copper in artifacts by comparing their chemical composition with that of cupriferous minerals have to date been unable to yield unequivocal results. Indeed, the metallurgic processes necessary to smelt the metal from the ore, and its subsequent refining, cause considerable changes in their chemical composition. For instance refining the copper can dramatically change the levels of iron, sulfur, arsenic and other elements (Tylecote et al. 1977).

In contrast to their chemical composition, the ratio of the different lead isotopes in artifacts is not influenced by metallurgic processes (Barnes et al. 1978). Therefore, the raw mineral material, the extracted metal and even the scoriae all exhibit the same isotope "footprint". The ubiquitous presence of lead in copper mineralizations therefore allows for characterizing the metals originating in different copper deposits, as well as the articles manufactured therefrom. Thus, artifacts can be linked to the deposits whence their constituent metals were drawn.

3 ANALYTICAL METHODS

The procedure used for the Pb isotope ratio analysis consists of two stages: firstly, the Pb is separated chemically from other elements; secondly, the pure element is analyzed via TIMS (thermal ionization mass spectrometry).

In detail, the chemical purification technique adopted is as follows: several mg of sample are purified of the oxidized parts via a Frantz isodynamic separator, then dissolved in aqua regia at 100°C in a Teflon-PFA beaker. The Pb is concentrated and separated from other interfering elements by passing the solution twice through anion exchange resins. A blank analysis is conducted for each sample series, that is to say, the complete chemical procedure is performed without the addition of any sample, thereby providing a test of the degree of contamination due to the reagents and materials used. During the current study, the blanks were about 0.4 ng.

Pb isotope ratios were measured on a Finnigan MAT 262 multicollector mass spectrometer. Two μl of the solution containing the sample were loaded onto a preheated Re filament using the silica gel-phosphoric acid loading technique. Stable beams of 10^{-11} Amps were obtained at filament temperatures of 1150-1180°C.

Each Pb isotope ratio reported in Table 1 represents the mean value of a series of 100 individual measurements. Within run errors were generally below 0.01% (2σ). A more realistic evaluation of the errors, however, ought to take into account the isotope fractionation that occurs at the high temperatures attained in the spectrometer source. The degree of fractionation was evaluated using the international standard for common Pb isotopic composition (NBS SRM-981). Standard samples were measured repeatedly in alternation with the unknown specimens, and the resulting sample isotope ratios were then normalized to the standard at the end of each measurement set.

The error reported in Table 1 for each isotope ratio includes both within run and fractionation errors. Such "total" values provide a measure of the precision with which the individual isotope ratios were determined and are represented graphically by means of the error bars.

Table1. Lead isotope ratios of the analyzed copper ingots

Sample (shape)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{207}Pb$
Site-1						
13 (plane-convex)	18.536	15.656	38.645	0.8446	2.0849	2.4685
23 (bi-convex)	18.287	15.632	38.437	0.8548	2.1019	2.4589
26 (truncated cone)	18.512	15.611	38.572	0.8433	2.0836	2.4708
28 (irregular)	18.288	15.553	38.421	0.8504	2.1009	2.4705
33 (plane-convex)	18.109	15.602	38.169	0.8618	2.1077	2.4463
Site-2						
17 (flat)	18.433	15.581	38.444	0.8453	2.0856	2.4674
30 (flat)	18.557	15.675	38.712	0.8447	2.0861	2.4696
50 (truncated cone)	18.243	15.590	38.290	0.8546	2.0989	2.4560
51 (truncated cone)	18.527	15.610	38.603	0.8426	2.0836	2.4728
59 (irregular)	18.536	15.614	38.621	0.8424	2.0836	2.4734
Error% (2σ)	0.08	0.09	0.10	0.05	0.05	0.09

4 RESULTS

Ten copper samples were analyzed (Tab.1), five each from the two different hoards, Site-1 (13, 23, 26, 28, 33) and Site-2 (17, 30, 50, 51, 59). The five specimens for each site were drawn from different shaped ingots: plane-convex, truncated cone, flat, biconvex and irregular, in order to test for any possible differences in composition.

The Pb isotope ratios of the analyzed samples were plotted with the respective error bars in the variation diagrams in figure 2. The ratios $^{208}Pb/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{204}Pb$ were used because they exhibited the lowest error (the error associated with $^{207}Pb/^{206}Pb$ is not visible is in the graphs, as it is below the scale of the symbols). The diagrams can be looked at as the mirror image of groups of points in a three-dimensional space projected onto two planes at 90° one from the other. Each point is defined by three parameters: the ratios $^{208}Pb/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{206}Pb/^{204}Pb$; two points can be only considered equivalent if they coincide (within the limits of error) in both the diagrams.

Although the copper ingots exhibit a considerable degree of isotopic variability, no systematic differences in isotope composition were revealed between the different shapes in which the material was found (fig. 2a). Moreover, no systematic isotopic variations were observed between the ingots from the two different caches (fig.2b and c).

The diagrams in figure 2 show that, overall, the samples exhibit a linear distribution. A group of isotopically homogeneous samples, highlighted by the stippled area, is made up of six ingots that are heterogeneous in both shape and site of origin. These ingots present the lowest $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{208}Pb/^{206}Pb$ ratios and the highest $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios of all the analyzed samples and are all clustered on one end of the straight line defined by the other samples. It should also be pointed out that sample 17 falls within this group only in the $^{208}Pb/^{206}Pb$ vs $^{207}Pb/^{206}Pb$ diagram (fig. 2c), while its lower $^{206}Pb/^{204}Pb$ distinguishes it from the other samples, even if the error bars are taken into account (fig. 2d).

A linear distribution in the Pb variation diagrams may be indicative of a two-component mixing process: the pure components are found at the two extremes, while the hybrids produced by their blending in various proportions are lined up along the plot. This fact leads to the hypothesis that at least some of the copper ingots are the product of recasting.

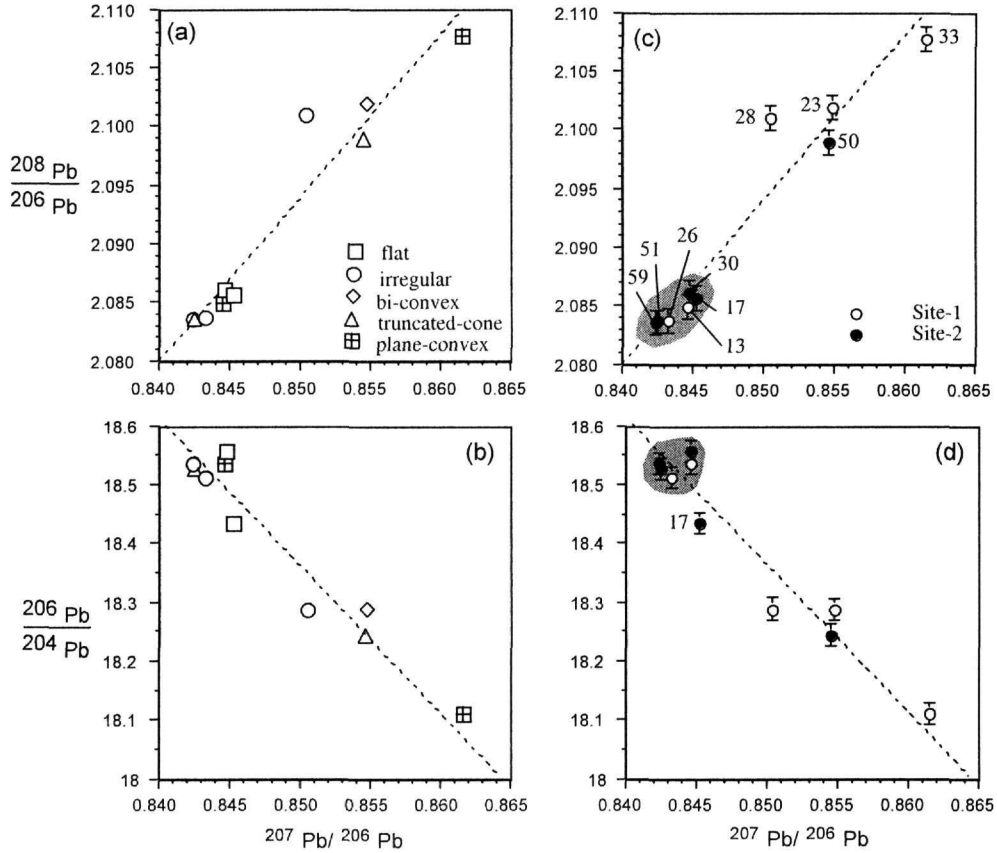


Figure 2. $^{208}Pb/^{206}Pb$ (a, c) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ (b, d) vs $^{207}Pb/^{206}Pb$ diagrams. (a, b): the copper ingots are marked with different symbols indicating their shapes. (c, d): the two different repositories in which the ingots were found are distinguished. Error bars are according to the errors reported in Table1.

With the aim of determining the origins of the metal employed to produce the ingots, figure 3 shows the Pb isotope data drawn from the literature on the mineral deposits of Sardinia, Tuscany, Spain, Cyprus and Attica (Lavrion).

The homogeneous group of samples with the lowest $^{207}Pb/^{206}Pb$ project onto the area defined by the northwestern Sardinian deposits (Fig.3a, b), in particular near the mines of Calabona and Capo Marargiu (Fig.3c, d). The ingot located on the other extreme end of the straight line passing through the samples in the Pb diagrams, overlaps instead the South-central Sardinia field (Fig.3a b), in the area defined by the Montevecchio mine (Fig.3c and d).

As regards to the intermediate samples: i) sample 17, which in figure 3c plot near Calabona/Capo Marargiu mines, in figure 3d is displaced towards the lower $^{206}Pb/^{204}Pb$ values of Cyprus. ii) Sample 28 has $^{208}Pb/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ similar to those of the Canale Barisone mine (NE- Sardinia; fig. 3c), but distinctly lower $^{206}Pb/^{204}Pb$ (fig. 3d). iii) Both samples 23 and 50 lie within the field characteristic of the South-central deposits of Sardinia, though they plot rather towards the edge of the field.

As already mentioned, the diagrams in figure 3 are two-dimensional projections of a three-dimensional space, by which, two points can only be considered coincident if they overlap in both

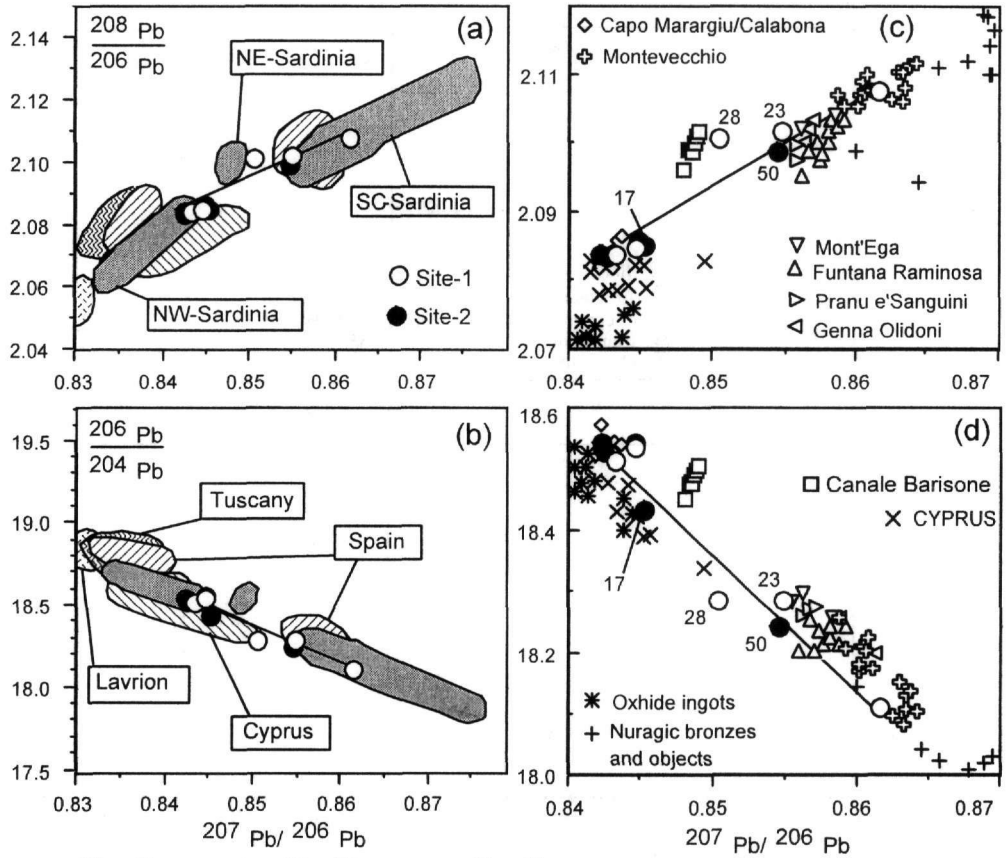


Figure 3. $^{208}Pb/^{206}Pb$ (a, c) and $^{206}Pb/^{204}Pb$ (b, d) vs $^{207}Pb/^{206}Pb$ diagrams. (a, b): Besides the analyzed copper ingots, the representative fields of Sardinian, Tuscan, Spanish, Cypriot and Attica (Lavrion) mining areas are also indicated. The areas of Sardinia are labeled according to Figure 1. (c, d): The data points of some specific Sardinian mines are reported, along with published data on some nuragic bronzes and objects, as well as copper oxhide ingots. (Data sources: Swainbank et al. 1982, Stos-Gale et al. 1986, Gale & Stos-Gale 1987, Ludwig et al. 1989, Sayre et al. 1992, Stos-Gale & Gale 1992, Stos-Gale et al. 1995, Stos-Gale et al. 1997).

diagrams. Thus, it follows that the material making up samples 17 and 28 do not originate directly from the Sardinian or Cyprus mines. The isotope footprints of these samples, and perhaps of 23 and 50 as well, instead seem to indicate that they stem from the mixing of two components from two different mining areas of Sardinia, one in the northwest, the other in the south.

Isotope studies conducted by Gale & Stos-Gale (1987) on bronzes from the cache of Santa Maria in Paulis, on some nuragic lead artifacts from the nuraghs Antigori (Cagliari) and Albucciu (Arzachena), as well as some copper bars from Baccu Simeone (Villanovaforru), have indicated their origins to be in the ore deposits of southern Sardinia (fig.3c, d). Some copper oxhide ingots found in various parts of Sardinia, analyzed by the same authors, have however shown ambiguous lead isotope characteristics. While their $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Fig.3d) were similar to those of the Cypriot mines, their $^{208}Pb/^{206}Pb$ (Fig.3c) were displaced towards rather low values, far from both the Cypriot or the Sardinian field.

The data presented in the foregoing support the existence of a second source of copper on Sardinia, in addition to the well known southern deposits: the northwestern deposits.

The utilization of metals of various origins (and therefore with varying isotopic characteristics) in the production of ingots fits in well with the metallurgic techniques in use in foundries of the Tyrrenian area during the first Iron Age. Some circular plane-convex ingots from the Sicilian hoard of

Mendolito di Adrano (datable to the end of the first Italian iron age) bear incompletely melted fragments of objects, demonstrating that the ingots themselves were produced by re-utilizing metallic discards and remnants (Albanese Procelli 1993). Study of the composition of bronzes from the hoard of San Francesco in Bologna (early 7th century BC) has moreover revealed that in Emilia during Villanovan times valuable bronze objects were produced from pure copper, to which the necessary tin was added (Bietti Sestieri et al. 1998). It was therefore common practice to have two types of ingots, alloy bars and pure copper ones, distinguishable by their color, and to fuse together fragments of ingots having the same copper-red shade to guarantee a similar composition.

5 CONCLUSIONS

The results of the lead isotope study suggest a predominantly local origin for the copper making up the ingots from the two repositories near Alghero. It seems, in fact, to have originated to a large extent in the geographically nearby deposits of the northwestern Sardinia. However, there are also indications that copper from the south of Sardinia was utilized as well: it seems to have been mixed with the local metal to produce bars with intermediate Pb isotope compositions. Therefore, widespread exchange of metal must have taken place throughout the island, and such an exchange does not seem to have been hindered by the advent of the Phoenicians in Sardinia. Even the strengthening of ties with Villanova that came about in the first iron age (Lilliu 1988) does not appear to have translated into direct copper importation, at least based on the results of the reported analyses.

It should moreover be stressed that no difference in makeup of the ingots has been found which enable the metals from the two areas to be distinguished: either the plane-convex, the truncated-conical, and the irregular artifacts result to be products of both northern as well as southern copper.

In closing, the results of the investigations carried out on the caches near Alghero indicate that the majority of indigenous ingots were produced with metal from the northwest of the island, and that these mines were therefore known and exploited in nuragic times. Such findings shed new light on the complex issues involved in proto-historic Sardinian metallurgy.

AGKNOWLEDGEMENTS

The author is indebted to F. Lo Schiavo for providing samples of copper ingots from the two repositories near Alghero. She also is grateful to C. Giardino for useful discussions and comments.

This work is part of the CNR project "Mining and metallurgical production in the pre-roman Italy. Archeometry and experimentation" and was carried out at the "Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica" of CNR (Pisa, Italy).

REFERENCES

Albanese Procelli R.M. (1993). Ripostigli di bronzi della Sicilia nel Museo Archeologico di Siracusa. Palermo.

Barnes I. L., Gramlich J. W., Diaz M. G. & Brill R. H. (1978). The possible change of lead isotope ratios in the manufacture of pigments; a fractionation experiment. *Archaeological Chemistry II. Advances in Chemistry*, 171, 273-279.

Bietti Sestieri A. M., Giardino C. & Gigante G. E. (1998). L'alligazione del rame nella tarda preistoria, ovvero: l'antico metallurgista disponeava di ricettari? In M.-C. Frère-Sautot (ed), *Paléométallurgie des cuivres. Actes du colloque de Bourg-en-Bresse et Beaune*, Montagnac, 165-172.

Bisi A.M. (1988). Modalità e aspetti degli scambi fra Oriente e Occidente fenicio in età precoloniale. *Proceedings of the International Congress: Momenti precoloniali nel Mediterraneo antico. Questioni di metodo- Aree d'indagine. Evidenze a confronto*, Rome, 205-226.

Cello G. & De Vivo B. (1988). Cenni sulle mineralizzazioni metallifere italiane. In C.F. Park & R.A. Mac Diarmind (eds), *Giacimenti minerari*, Napoli, 626-676.

Gale N.H. & Stos-Gale Z.A. (1987). Oxhide Ingots from Sardinia, Crete and Cyprus and the Bronze Age Copper Trade: New Scientific Evidence. In M.S. Balmuth (ed), *Studies in Sardinian Archaeology III. Nuragic Sardinia and the Mycenean World*, BAR Int. Series 387, Oxford, 135-178.

Garbarino C, Grillo S. M., Marini C., Mazzella A., Melis F., Padalino G., Tocco S., Violo M. & Maccioni L., Fiori M. (1984). The Paleozoic metallogenic epochs of the Sardinian microplate (Western Mediterranean): an attempt of synthesis on geodinamic evolution and mineralizing processes. *Rend. Soc. Ttal. Miner. Petrol.*, 39,1, 193-228.

Godart L. (1988). Conclusioni. *Proceedings of the International Congress: Momenti precoloniali nel Mediterraneo antico. Questioni di metodo- Aree d'indagine. Evidenze a confronto*, Rome, 291-297.

Lilliu G. (1988). La civiltà dei Sardi. Dal paleolitico all'età dei nuraghi (III ed.). Torino.

Lo Schiavo F. (1989). Early Metallurgy in Sardinia. Copper Ox-Hide Ingots. In A. Hauptmann, E. Pernicka & G.A. Wagner (eds), *Archaeometallurgie der Alten Welt, Beitrage zum Internationalen Symposium "Old World Archaeometallurgy"*, Heidelberg, Der Anschnitt 7, Bochum, 33-38.

Ludwig K.R., Vollmer R., Turi B., Simmons K.R. & Perna G. (1989). Isotopic constraints on the genesis of base-metal ores in southern and central Sardinia. *Eur. J. Mineral.*, 1, 657-666.

Marcello A., Pretti S. & Salvadori I., (1978). Carta Metallogenica della Sardegna. Firenze.

Moscati S. (1983). Precolonizzazione greca e precolonizzazione fenicia. *Rivista studi fenici*, XI, 1, 1-7.

Moscati S. (1988). Momenti precoloniali nel mediterraneo antico. *Proceedings of the International Congress: Momenti precoloniali nel Mediterraneo antico. Questioni di metodo- Aree d'indagine. Evidenze a confronto*, Rome, 11-18.

Sayre E.V., Yener K.A., Joel E.C. & Barnes I.L. (1992). Statistical Evaluation of the Presently Accumulated Lead Isotope Data from Anatolia and Surrounding Regions. *Archaeometry*, 34, 1, 73-105.

Stos-Gale Z.A. & Gale N.H. (1992). New Light on the Provenience of the Copper Oxhide Ingots Found on Sardinia. In R.H. Tykot & T.K. Andrews (eds), *Sardinia in the Mediterranean: A Footprint in the Sea*, Sheffield, 317-346.

Stos-Gale Z.A., Gale N.H., Houghton J. & Speakman R. (1995). Lead Isotope Data from the Isotrace Laboratory, Oxford: Archaeometry Data Base 1, Ores from the Western Mediterranean. *Archaeometry*, 37, 2, 407-415.

Stos-Gale Z.A., Gale N.H. & Zwicker U. (1986). The Copper Trade in the South-East Mediterranean Region. Preliminary Scientific Evidence. *Report of the Department of Antiquities*, Cyprus, 122-144.

Stos-Gale Z.A., Maliotis G., Gale N.H. & Annetts N. (1997). Lead Isotope Characteristics of the Cyprus Copper Ore Deposits Applied to Provenance Studies of Copper Oxhide Ingots. *Archaeometry*, 39, 1, 83-123.

Swainbank I.G., Shepherd T.J., Caboi R. & Massoli-Novelli R. (1982). Lead isotopic composition of some galena ores from Sardinia. *Period. Mineral.*, 51, 275-286.

Tylecote R. F., Ghaznavi H. A. & Boydell P. J. (1977). Partitioning of Trace Elements between Ores, Fluxes, Slags and metal during the Smelting of Copper. *Jour. Archaeol. Sci.*, 4, 305-333.

Γεωθερμία

Geothermy

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

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

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑΣ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΟΥ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΘΕΡΜΩΝ ΝΙΓΡΙΤΑΣ (Ν. ΣΕΡΡΩΝ)

Μπιρμπίλη Μ.[1], Χρηστάνης Κ.[1], Λαμπράκης Ν.[2] και Καρύτσας Κ.[3]

[1] *Τομέας Ορυκτών Πρώτων Υλών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 26500 Ρίο-Πάτρα, birbili@hotmail.com, christan@upatras.gr*

[2] *Τομέας Εφαρμοσμένης Γεωλογίας-Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 26500 Ρίο-Πάτρα, lambraki@upatras.gr*

[3] *Τομέας Γεωθερμίας, Κέντρο Ανανεώσιμων Πηγών Ενέργειας, 19009 Πικέρμι Αττικής, kkari@cres.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στόχος της εργασίας αυτής είναι να αξιολογηθεί το δυναμικό του γεωθερμικού πεδίου Θερμών και να διερευνηθεί η δυνατότητα αξιοποίησής του. Για το σκοπό αυτό έγινε δειγματοληψία από έξι γεωθερμικές γεωτρήσεις και δυο γεωτρήσεις ψυχρού νερού της περιοχής. Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις στην ύπαιθρο, καθώς και εργαστηριακοί προσδιορισμοί, κατά τους οποίους εφαρμόστηκαν κλασικές και σύγχρονες μέθοδοι ανάλυσης. Διαπιστώθηκε ότι οι θερμοκρασίες των γεωθερμικών γεωτρήσεων κυμαίνονται από 38,5-64°C και οι παροχές τους από 40-70 m^3/h, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το πεδίο είναι καταρχήν αξιοποιήσιμο. Λόγω των υψηλών συγκεντρώσεων As και Li που μετρήθηκαν στα ρευστά, κρίνεται απαραίτητη η επανεισαγωγή τους στον ταμιευτήρα μετά τη χρήση τους.

Για την αξιοποίηση του γεωθερμικού πεδίου προτείνεται η εφαρμογή τηλεκλιματισμού, που περιλαμβάνει θέρμανση και ψύξη τμήματος του πολεοδομικού συγκροτήματος Νιγρίτας με τη βοήθεια αντλιών θερμότητας, σε συνδυασμό με τη θέρμανση θερμοκηπίων. Οι εφαρμογές αυτές τοποθετούνται σε σειρά, ώστε να εξοικονομείται ενέργεια και να επιτυγχάνεται μείωση του κόστους κατασκευής. Το κόστος παραγωγής της ενέργειας των παραπάνω εφαρμογών υπολογίζεται συνολικά σε 0,0226 ευρώ ανά kWh. Είναι φανερό ότι οι προτεινόμενες εφαρμογές πλεονεκτούν οικονομικά έναντι των συμβατικών καυσίμων και επιπλέον παρέχουν σημαντικό περιβαλλοντικό όφελος, καθώς αποφεύγεται η εκπομπή στην ατμόσφαιρα σημαντικών ποσοτήτων CO_2 (> 8.000 τόνοι ετησίως), που θα εκπέμπονταν σε περίπτωση χρήσης πετρελαίου για την κάλυψη των συγκεκριμένων αναγκών.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το γεωθερμικό πεδίο Θερμών Νιγρίτας είναι ένα γεωθερμικό πεδίο χαμηλής ενθαλπίας και αποτελεί το πρώτο από τα πεδία της λεκάνης Στρυμόνα του νομού Σερρών που ερευνήθηκε. Σύμφωνα με έκθεσή του Ι.Γ.Μ.Ε. (Καρυδάκης 1983) το γεωθερμικό πεδίο κρίθηκε από τον ίδιο ερευνητή οικονομικά αξιοποιήσιμο για άμεσες χρήσεις (θερμοκήπια, θέρμανση κατοικιών, ιχθυοκαλλιέργειες κ.ά.). Οι Κυριακίδης και Τσόκας (1987) μελέτησαν την προέλευση και πορεία των γεωθερμικών ρευστών με τη μέθοδο των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων. Οι Δημόπουλος κ.ά. (1987) και οι Κολλιαδήμου και Γαλανίδης (1988) μελέτησαν τις γεωλογικές, υδρολογικές και γεωθερμικές συνθήκες της περιοχής των πηγών Θερμών Νιγρίτας. Οι Αρβανίτης κ.ά. (1998) πραγματοποίησαν γεωχημική και θερμομετρική έρευνα στην περιοχή.

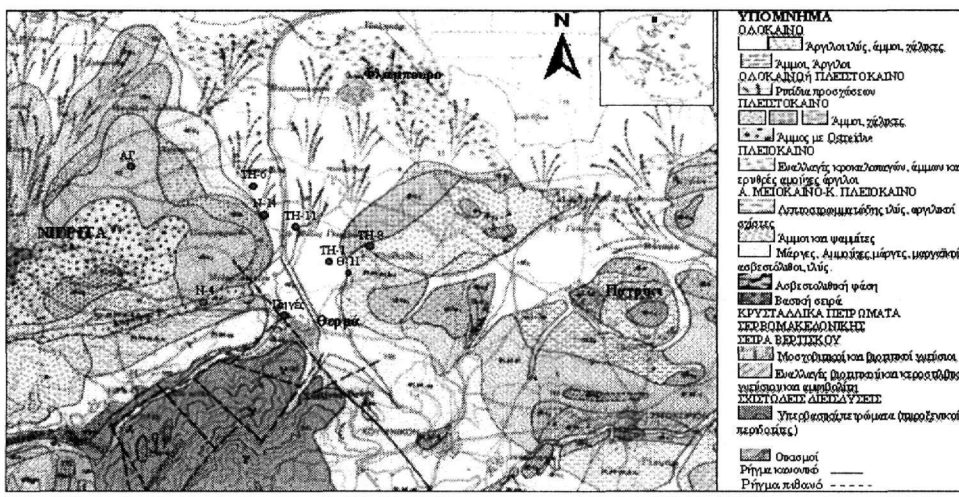
Οι υφιστάμενες χρήσεις του γεωθερμικού πεδίου αφορούν κυρίως σε αγροτικές χρήσεις και συγκεκριμένα σε 68 στρέμματα θερμοκηπίων, στα οποία καλλιεργούνται κηπευτικά, φύκια (*Spirulina*), λουλούδια, καθώς και σε 30 στρέμματα θέρμανσης εδάφους για καλλιέργεια σπαραγγιών. Επίσης υπάρχουν ιαματικά λουτρά του ΕΟΤ, τα οποία λειτουργούν μόνο κατά τη θερινή περίοδο.

Στην Ελλάδα οι πιο διαδεδομένες χρήσεις της γεωθερμικής ενέργειας είναι οι θερμοκηπιακές εφαρμογές και οι εφαρμογές θέρμανσης εδάφους, των οποίων η ολική εγκατεστημένη ισχύς είναι 29 MW_{th} (Mendrinos et al. 2003a). Όσον αφορά στις αντλίες θερμότητας η συνολική εγκατεστημένη ισχύς στην Ελλάδα σήμερα είναι 2 MW_{th} (Fytikas et al. 2000, Mendrinos et al. 2003a).

Στην παρούσα εργασία εξετάζεται η δυνατότητα αξιοποίησης του πεδίου Θερμών Νιγρίτας με την εφαρμογή σε σειρά θέρμανσης θερμοκηπίων και τηλεκλιματισμού (θέρμανση-ψύξη) τμήματος του πολεοδομικού συγκροτήματος Νιγρίτας με χρήση αντλιών θερμότητας, μελετάται το διάγραμμα ροής της εκμετάλλευσης και υπολογίζεται το κόστος παραγωγής ενέργειας των προτεινόμενων εφαρμογών.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η ευρύτερη περιοχή των Θερμών Νιγρίτας τοποθετείται στα δυτικά περιθώρια του βυθίσματος του Στρυμόνα και συγκεκριμένα 20 km νότια της πόλης των Σερρών. Γεωτεκτονικά ανήκει στη Σερβομακεδονική μάζα και συγκεκριμένα στο κρυσταλλοσχιστώδες σύστημα Βερτίσκου, το οποίο αποτελεί και το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής. Πάνω στο υπόβαθρο έχουν αποτεθεί Νεογενή ιζήματα, που παρουσιάζουν σχεδόν παντού ένα κροκαλοπαγές βάσης, το οποίο αποτελεί τον κύριο ορίζοντα κυκλοφορίας γεωθερμικών ρευστών (Καρυδάκης 1983). Ακολουθούν Πλειστοκαινικές και Ολοκαινικές λιμναίες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις.



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης Θερμών Νιγρίτας-θέσεις των γεωτρήσεων (ΙΓΜΕ, 1970, τροποποιημένος).

3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για τη μελέτη του γεωθερμικού πεδίου Θερμών Νιγρίτας έγινε δειγματοληψία νερού από 6 γεωθερμικές γεωτρήσεις (ΤΗ-6, ΤΗ-11, ΤΗ-8, ΤΗ-1, Θ-11, Ν-14) και από δύο γεωτρήσεις ψυχρού νερού (ΑΓ, Ν-4). Το βάθος, στο οποίο οι γεωτρήσεις αυτές συναντούν τον ορίζοντα κυκλοφορίας γεωθερμικών ρευστών, είναι: η ΤΗ-6 στα 265-300 m, η ΤΗ-11 στα 235-285 m, η ΤΗ-8 στα 155-200 m, η ΤΗ-1 στα 115-135 m, η Θ-11 στα 120-150 m, η Ν-14 στα 180 m. Οι γεωτρήσεις ΑΓ και Ν-4 συναντούν τον υδροφόρο ορίζοντα στα 200 m και 180 m, αντίστοιχα.

Κατά την υπαίθρια εργασία μετρήθηκαν η θερμοκρασία, το pH, το ηλεκτρικό δυναμικό, η ηλεκτρική αγωγιμότητα, το CO_2 και η αλκαλικότητα. Για τους διάφορους προσδιορισμούς χρησιμοποιήθηκαν: η φασματομετρία μοριακής απορρόφησης (για τον προσδιορισμό των περιεκτικοτήτων SO_4^{-2}, PO_4^{-3}, NO_2^-, SiO_2, NO_3^-, NH_4^+), η φασματομετρία ατομικής απορρόφησης (για τον προσδιορισμό των περιεκτικοτήτων Ca^{+2}, Mg^{+2}, Na^+, K^+), ενώ για τα ιχνοστοιχεία (As, Ba, Be, Cd, Cr, Cu, Fe, Hg, Li, Mn, Ni, Pb, Sc, Se, Te, Ti, Zn) χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος ICP-MS. Ακολούθησε αξιολόγηση των αποτελεσμάτων και με βάση τα συμπεράσματα που προέκυψαν, έγινε η πρόταση για την αξιοποίηση του γεωθερμικού πεδίου.

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στον Πίνακα 1 αναγράφονται μόνο εκείνα από τα αποτελέσματα των μετρήσεων πεδίου και εργαστηρίου, που ενδιαφέρουν άμεσα στην αξιοποίηση του πεδίου με τις προτεινόμενες εφαρμογές.

Πίνακας 1. Αποτελέσματα χημικών αναλύσεων των γεωτρήσεων της περιοχής Θερμών Νιγρίτας.

Μέτρηση	ΤΗ-6	Ν-14	ΤΗ-11	ΤΗ-8	ΤΗ-1	Θ-11	Ν-4	ΑΓ
T (°C)	38,5	42,5	51,5	62,5	59,0	62,5	19,0	18,0
$\dot{V}$ (m^3/h)	40	60	70	70	55	70	20	45
pH	6,53	6,53	6,61	6,79	6,81	6,89	7,49	7,19
CO_2 (mg/l)	616	686	588	432	378	394	102	164
TDS (mg/l)	3000,0	3163,5	3189,1	3140,5	3333,8	3169,1	567,4	687,7
As (ppb)	796,51	855,27	887,51	831,78	955,94	806,62	2,09	3,98
Li (ppb)	699,37	750,28	882,46	947,07	852,05	860,62	12,63	23,55

Διαπιστώθηκε ότι οι θερμοκρασίες των γεωθερμικών γεωτρήσεων (ΤΗ-6, ΤΗ-11, ΤΗ-8, ΤΗ-1, Θ-11, Ν-14) κυμαίνονται από 38,5°C (ΤΗ-6) έως 62,5°C (ΤΗ-8, Θ-11) και οι παροχές τους από 40 έως 70 m^3/h. Επομένως είναι φανερό, ότι λόγω των υψηλών παροχών των γεωτρήσεων, αλλά και των ικανοποιητικών θερμοκρασιών, το γεωθερμικό πεδίο Θερμών Νιγρίτας είναι αξιοποιήσιμο.

Από την επεξεργασία των αποτελεσμάτων των χημικών αναλύσεων διαπιστώθηκε ότι τα γεωθερμικά νερά παρουσιάζουν σύνολο διαλυμένων αλάτων (TDS) από 3.000 έως 3.335 mg/l. Σύμφωνα με την ταξινόμηση κατά Hem (1970), τα γεωθερμικά ρευστά της περιοχής μπορούν να χαρακτηριστούν ως μέτρια αλατούχα. Τα ψυχρά ή υπόθερμα νερά παρουσιάζουν σύνολο διαλυμένων αλάτων (TDS) από 567 έως 688 mg/l και επομένως κατατάσσονται στα γλυκά νερά. Οι υψηλές συγκεντρώσεις σε σύνολο διαλυμένων αλάτων πρέπει να ληφθούν σοβαρά υπόψη κατά την εκμετάλλευση του γεωθερμικού πεδίου λόγω του ότι μπορεί να προκαλέσουν σημαντικά προβλήματα τόσο περιβαλλοντικής, όσο και τεχνικής φύσεως. Συγκεντρώσεις TDS μεγαλύτερες από 1920 mg/l προκαλούν πολύ σοβαρά προβλήματα στις καλλιέργειες και είναι καταστροφικά για την καρποφορία (Καλλέργης 1986).

Τα γεωθερμικά ρευστά παρουσιάζουν τιμές pH, που κυμαίνονται από 6,53 έως 6,89 και επομένως μπορούν να χαρακτηριστούν ελαφρώς όξινα έως ουδέτερα. Τα ψυχρά νερά μπορούν να χαρακτηριστούν ουδέτερα, αφού οι τιμές pH είναι 7,19 και 7,49.

Οι συγκεντρώσεις ιόντων Li^+ κυμαίνονται από 0,6 έως περίπου 1 mg/l για τις γεωθερμικές γεωτρήσεις. Οι γεωτρήσεις ψυχρού νερού παρουσιάζουν χαμηλές συγκεντρώσεις Li, συνήθεις για τα υπόγεια νερά. Η υψηλή συγκέντρωση του Li στα γεωθερμικά ρευστά πρέπει να ληφθεί υπόψη κατά την αξιοποίηση του πεδίου, καθώς ενδεχόμενη ελεύθερη απόρριψη του ρευστού μετά τη χρήση του συνεπάγεται σημαντικές περιβαλλοντικές επιπτώσεις. Ειδικά για τα οπωροφόρα δέντρα συγκεντρώσεις μεγαλύτερες του 0,07 mg/l μπορεί να είναι καταστροφικές (Καλλέργης 1986, Δ.Ε.Β. 2003).

Οι συγκεντρώσεις As είναι επίσης υψηλές και κυμαίνονται από 0,7 έως 1 mg/l στα γεωθερμικά ρευστά. Πρόκειται για ένα τοξικό μέταλλο, το οποίο μπορεί να έχει σοβαρές επιπτώσεις τόσο στο περιβάλλον, όσο και στην ανθρώπινη υγεία σε περίπτωση πρόσληψής του μέσω της τροφικής αλυσίδας. Η ανώτατη επιτρεπόμενη συγκέντρωση As για τα αρδευτικά νερά είναι 0,1 mg/l (Καλλέργης 1986). Είναι φανερό λοιπόν, πως το ρευστό των γεωθερμικών γεωτρήσεων δεν μπορεί να διατεθεί μετά την εκμετάλλευσή του ελεύθερα στο περιβάλλον, ειδικά σε μία αγροτική περιοχή, όπως είναι η Νιγρίτα, και επομένως είναι απαραίτητη η επανεισαγωγή του στον ταμιευτήρα.

5 ΠΡΟΤΑΣΗ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΘΕΡΜΩΝ ΝΙΓΡΙΤΑΣ

5.1 Οι προτεινόμενες εφαρμογές

Προτείνονται οι παρακάτω εφαρμογές σε σειρά:

1. **Θέρμανση θερμοκηπίων**.
2. **Τηλεκλιματισμός (θέρμανση-ψύξη) τμήματος της πόλης της Νιγρίτας με χρήση αντλιών θερμότητας.**

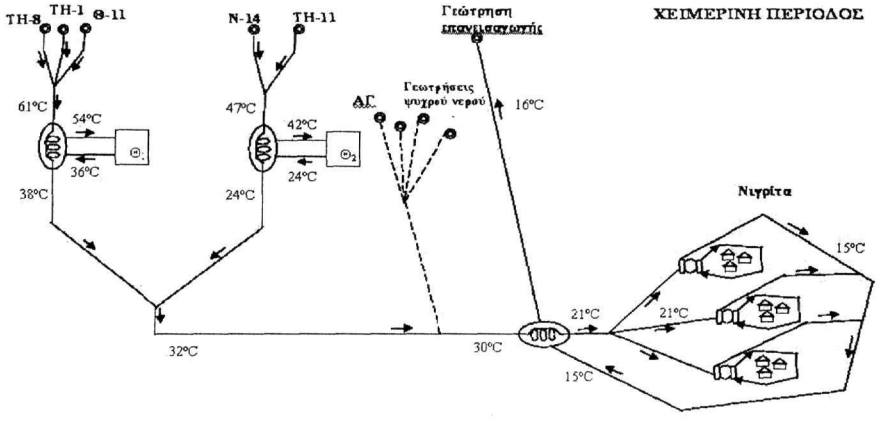
Για την πραγματοποίηση των παραπάνω εφαρμογών θέρμανσης προτείνεται να χρησιμοποιηθούν οι γεωτρήσεις ΤΗ-1, ΤΗ-8, ΤΗ-11, Ν-14, Θ-11 (Σχ. 2). Για την εφαρμογή ψύξης κατά τη θερινή περίοδο προτείνεται να χρησιμοποιηθεί η γεώτρηση ΑΓ (18°C) και 4 άλλες αρδευτικές γεωτρήσεις της περιοχής (18°C, 40 m^3/h) (Σχ. 3).

Αναλυτικότερα, το γεωθερμικό ρευστό των γεωτρήσεων ΤΗ-8 (62,5°C), ΤΗ-1 (59°C) και Θ-11 (62,5°C) θα συλλέγεται και στη συνέχεια θα διοχετεύεται με θερμοκρασία 61°C στο πρώτο θερμοκήπιο, το οποίο υπολογίζεται ότι μπορεί να καταλαμβάνει επιφάνεια 23 στρεμμάτων (βλ. κεφ. 5.2.1 και Σχ. 2). Για τη θέρμανση των θερμοκηπίων προτείνεται να χρησιμοποιηθεί πλακοειδής εναλλάκτης θερμότητας με πλάκες τιτανίου (Bartlett 1996). Με τον τρόπο αυτό αποφεύγεται το μεγάλο κόστος συντήρησης λόγω καθαλατώσεων στο εσωτερικό κλειστό δίκτυο του θερμοκηπίου, αφού κυκλοφορεί καθαρό νερό. Το γεωθερμικό ρευστό σχεδιάζεται να εισέρχεται στον εναλλάκτη θερμότητας με θερμοκρασία 61°C και να αποβάλλεται με 38°C.

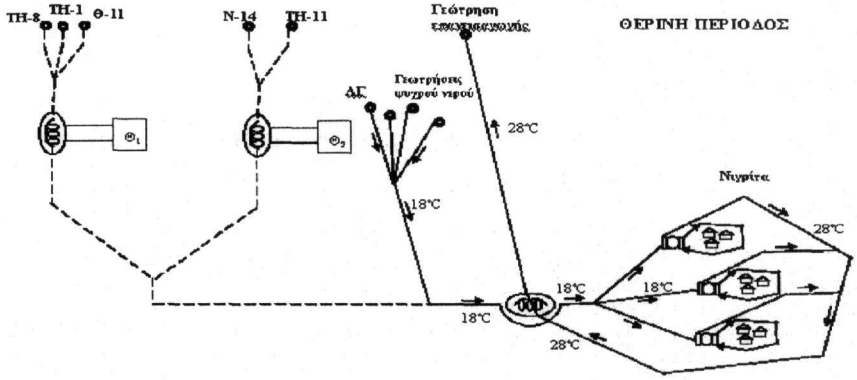
Το γεωθερμικό ρευστό των γεωτρήσεων Ν-14 (42,5°C) και ΤΗ-11 (51,5°C) θα συλλέγεται και στη συνέχεια θα διοχετεύεται στο δεύτερο θερμοκήπιο, το οποίο υπολογίζεται ότι μπορεί να καταλαμβάνει έκταση 15,5 στρεμμάτων (βλ. κεφ. 5.2.1 και Σχ. 2). Το γεωθερμικό ρευστό σχεδιάζεται να εισέρχεται στον εναλλάκτη θερμότητας του θερμοκηπίου με θερμοκρασία 47°C και να αποβάλλεται με 24°C.

Το αποβαλλόμενο από τους γεωθερμικούς εναλλάκτες των θερμοκηπίων γεωθερμικό ρευστό συλλέγεται και στη συνέχεια μεταφέρεται μέσω δικτύου ενταφιασμένων σωλήνων σε απόσταση 4 km στην πόλη της Νιγρίτας, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί για θέρμανση κατοικιών με τη χρήση γεωθερμικών αντλιών θερμότητας (Σχ. 2). Για τους ίδιους λόγους προτείνεται να χρησιμοποιηθεί πλακοειδής εναλλάκτης θερμότητας πλακών τιτανίου, έτσι ώστε στο κλειστό δίκτυο της πόλης να κυκλοφορεί καθαρό νερό. Το γεωθερμικό ρευστό σχεδιάζεται να εισέρχεται στον εναλλάκτη θερμότητας με θερμοκρασία 30°C και να αποβάλλεται με θερμοκρασία 16°C. Το νερό του δευτερεύοντος κυκλώματος του εναλλάκτη, θερμοκρασίας 21°C, θα διοχετεύεται στις αντλίες θερμότητας. Οι αντλίες θερμότητας που θα χρησιμοποιηθούν, είναι υδρόψυκτες γεωθερμικές αντλίες θερμότητας με βαθμό απόδοσης 4 (COP=4). Υπολογίζεται ότι υπάρχει η δυνατότητα θέρμανσης 365 ισοδύναμων κατοικιών των 100 m^2 (βλ. κεφ. 5.2.2). Πρόκειται να χρησιμοποιηθούν 20 αντλίες θερμότητας ισχύος 240 kW (μία αντλία θερμότητας ανά 18 περίπου σπίτια), έτσι ώστε να επιτευχθεί θέρμανση κατοικιών συνολικής έκτασης 36.500 m^2. Το νερό που θα αποβάλλεται από τις αντλίες θερμότητας, θα συλλέγεται και θα διοχετεύεται πάλι στον εναλλάκτη θερμότητας.

Το αποβαλλόμενο από τον εναλλάκτη θερμότητας γεωθερμικό ρευστό θα μεταφέρεται σε απόσταση 4 km, όπου θα επανεισάγεται στον ταμιευτήρα απ' όπου προήλθε, σε θερμοκρασία περίπου 16°C. Με αυτόν τον τρόπο διασφαλίζεται η αειφορία του συστήματος και αποφεύγονται οι ενδεχόμενες περιβαλλοντικές επιπτώσεις από την απόρριψη του γεωθερμικού ρευστού στο περιβάλλον.



Σχήμα 2. Διάγραμμα ροής του δικτύου των προτεινόμενων εφαρμογών κατά τη χειμερινή περίοδο.



Σχήμα 3. Διάγραμμα ροής του δικτύου των προτεινόμενων εφαρμογών κατά τη θερινή περίοδο.

Για την ψύξη κατά τη θερινή περίοδο, πρόκειται να χρησιμοποιηθεί νερό από 5 αρδευτικές γεωτρήσεις θερμοκρασίας 18°C (Σχ. 3). Το νερό των γεωτρήσεων αυτών θα συλλέγεται και στη συνέχεια θα μεταφέρεται στην πόλη της Νιγρίτας μέσω του ίδιου δικτύου με το γεωθερμικό ρευστό, το οποίο κατά τους θερινούς μήνες δεν θα χρησιμοποιείται. Λόγω του ότι η χημική σύσταση του νερού των αρδευτικών γεωτρήσεων είναι κατάλληλη, ώστε να επιτρέπει την απευθείας χρήση του, δεν κρίνεται σκόπιμη η χρήση εναλλάκτη θερμότητας και έτσι το νερό διοχετεύεται με θερμοκρασία 18°C απευθείας στις αντλίες θερμότητας. Το νερό που θα αποβάλλεται από τις αντλίες θερμότητας, θερμοκρασίας 28°C, θα συλλέγεται και θα διοχετεύεται στη γεώτρηση επανεισαγωγής και από εκεί στο γεωθερμικό ταμιευτήρα, στον οποίο θα εισάγεται με θερμοκρασία περίπου 28°C. Με τον τρόπο αυτό ενισχύεται περισσότερο η αειφορία του συστήματος και επιπλέον με την επανεισαγωγή νερού μεγαλύτερης θερμοκρασίας κατά τους θερινούς μήνες μειώνεται η πιθανότητα πτώσης της θερμοκρασίας του γεωθερμικού ρευστού του ταμιευτήρα λόγω της επανεισαγωγής ρευστού πολύ χαμηλότερης θερμοκρασίας από αυτήν του αντλούμενου.

5.2 Η διαστασιολόγηση των προτεινόμενων εφαρμογών

5.2.1 *Θερμοκήπια*

Η πρώτη εφαρμογή αφορά στη θέρμανση θερμοκηπίου (Θ1), που βρίσκεται στην περιοχή Θερμών Νιγρίτας. Το γεωθερμικό ρευστό που χρησιμοποιείται, παράγεται από τρεις γεωτρήσεις (ΤΗ-8, ΤΗ-1, Θ-11), οι οποίες παρουσιάζουν αρτεσιανισμό και βρίσκονται σε μικρή απόσταση από το θερμοκήπιο. Το γεωθερμικό ρευστό που θα λαμβάνεται από τις γεωτρήσεις, έχει συνολική παροχή 195 m^3/h και μέση θερμοκρασία 61,7°C. Στη συνέχεια διοχετεύεται στον εναλλάκτη θερμότητας του θερμοκηπίου (πρωτεύον κύκλωμα) με θερμοκρασία 61°C και υπολογίζεται ότι θα αποβάλλεται από αυτόν με θερμοκρασία 38°C, αποδίδοντας τη θερμότητα στο θερμοκήπιο. Οι εναλλαγές θερμότητας και οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.

Πίνακας 2. Οι τεχνικές προδιαγραφές της θέρμανσης του 1ου θερμοκηπίου.

Πρωτεύον κύκλωμα εναλλάκτη θερμότητας (γεωθερμικό κύκλωμα):	
Θερμοκρασία εισόδου στον εναλλάκτη	61°C
Θερμοκρασία εξόδου από τον εναλλάκτη	38°C
Παροχή γεωθερμικού ρευστού	195 m^3/h
Εναλλασσόμενη θερμότητα	4.954 kW_{th}
Δευτερεύον κύκλωμα εναλλάκτη θερμότητας (κύκλωμα καθαρού νερού):	
Θερμοκρασία εισόδου στον εναλλάκτη	36°C
Θερμοκρασία εξόδου από τον εναλλάκτη	54°C
Παροχή γλυκού νερού	237 m^3/h
Αποδιδόμενη θερμότητα	4.707 kW_{th}

Οι εναλλαγές θερμότητας και η ισχύς που αποδίδεται στο χώρο υπολογίζονται από τον τύπο:

$$\dot{Q} = \dot{V} \cdot \Delta T \cdot \gamma \cdot a \qquad (1)$$

όπου $\dot{Q}$ = θερμική ισχύς (θερμότητα), $\dot{V}$ = παροχή, ΔT= διαφορά θερμοκρασίας, γ= το γινόμενο της ειδικής θερμοχωρητικότητας του ρευστού (SHC: specific heat capacity) και της πυκνότητάς του (d) και α= απόδοση του εναλλάκτη. Υπολογίστηκε ότι η αποδιδόμενη ισχύς στο θερμοκήπιο θα είναι 4.707 kW_{th}.

Η ανάγκη σε θερμότητα (q) ενός θερμοκηπίου υπολογίζεται από τον τύπο (Nikita-Martzopoulou 2002, Karytsas et al. 2003):

$$q = \left(A_c \cdot U + 1/2 \cdot V \cdot n\right) \cdot 1{,}30 \cdot \Delta T_\theta \qquad (2)$$

όπου A_c= η συνολική εξωτερική επιφάνεια, U= ο συντελεστής μετάδοσης θερμότητας για διπλό πλαστικό, V= ο συνολικός όγκος του θερμοκηπίου, n= ο αριθμός των εξαεριστήρων που χρησιμοποιούνται ανά ώρα, 1,30= συντελεστής που αφορά στη συνεισφορά της ηλιακής ακτινοβολίας, η οποία θεωρείται 30% (τα στοιχεία αυτά αφορούν τη θερμική απόδοση του θερμοκηπίου) και ΔT_θ= η αποδιδόμενη στο θερμοκήπιο διαφορά θερμοκρασίας.

Η ανάγκη θερμότητας ανά στρέμμα θερμοκηπίου για το Νομό Σερρών, θεωρώντας παράγοντα ασφαλείας 10%, και με τη χρήση πετρελαίου κατά 20% (back up) υπολογίζεται σε 203,2 kW_e. Επομένως επαρκεί για **23 στρέμματα θερμοκηπίου**. Διαπιστώθηκε ότι μέχρι τη θερμοκρασία -4°C, τα 23 στρέμματα θερμοκηπίου μπορούν να θερμανθούν πλήρως με γεωθερμική ενέργεια.

Η δεύτερη εφαρμογή αφορά στη θέρμανση θερμοκηπίου (Θ2), που βρίσκεται στην περιοχή Θερμών Νιγρίτας. Το γεωθερμικό ρευστό που χρησιμοποιείται, παράγεται από δύο γεωτρήσεις (N-14, TH-11), οι οποίες παρουσιάζουν αρτεσιανισμό και απέχουν μικρή απόσταση από το θερμοκήπιο. Το γεωθερμικό ρευστό που λαμβάνεται από τις γεωτρήσεις, συνολικής παροχής 130 m^3/h και μέσης θερμοκρασίας 47,3°C, διοχετεύεται στον εναλλάκτη του θερμοκηπίου (πρωτεύον κύκλωμα) με θερμοκρασία 47°C και αποβάλλεται από αυτόν με θερμοκρασία 24°C. Οι εναλλαγές θερμότητας και οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.

Πίνακας 3. Οι τεχνικές προδιαγραφές της θέρμανσης του 2ου θερμοκηπίου.

Πρωτεύον κύκλωμα εναλλάκτη θερμότητας (γεωθερμικό κύκλωμα):	
Θερμοκρασία εισόδου στον εναλλάκτη	47°C
Θερμοκρασία εξόδου από τον εναλλάκτη	24°C
Παροχή γεωθερμικού ρευστού	130 m^3/h
Εναλλασσόμενη θερμότητα	3.303 kW_{th}
Δευτερεύον κύκλωμα εναλλάκτη θερμότητας (κύκλωμα καθαρού νερού):	
Θερμοκρασία εισόδου στον εναλλάκτη	24°C
Θερμοκρασία εξόδου από τον εναλλάκτη	42°C
Παροχή γλυκού νερού	157,8 m^3/h
Αποδιδόμενη θερμότητα	3.138 kW_{th}

Υπολογίστηκε (τύπος 1) ότι η αποδιδόμενη ισχύς στο θερμοκήπιο θα είναι 3.138 kW_{th}, η οποία επαρκεί για **15,5 στρέμματα θερμοκηπίου**. Διαπιστώθηκε ότι μέχρι τη θερμοκρασία -4°C, τα 15,5 στρέμματα θερμοκηπίου μπορούν να θερμανθούν πλήρως με τη γεωθερμική ενέργεια.

5.2.2 *Γεωθερμικές αντλίες θερμότητας*

Η εφαρμογή αυτή αφορά στη θέρμανση και την ψύξη τμήματος της πόλης της Νιγρίτας με χρήση αντλιών θερμότητας.

Όσον αφορά στην εφαρμογή της θέρμανσης, το γεωθερμικό ρευστό που αποβάλλεται μετά τη χρήση του από τα θερμοκήπια, τα οποία απέχουν 1 km μεταξύ τους, συλλέγεται και με μέση θερμοκρασία 32,1°C και συνολική παροχή 325 m^3/h, διοχετεύεται σε δίκτυο ενταφιασμένων σωληνώσεων, μέσω του οποίου μεταφέρεται σε απόσταση 4 km στην πόλη της Νιγρίτας. Υπολογίζεται ότι θα υπάρχουν απώλειες περίπου 2°C λόγω της μεταφοράς (0,5°C ανά km) και ότι τελικά το γεωθερμικό ρευστό θα εισέλθει στον κεντρικό εναλλάκτη της Νιγρίτας με θερμοκρασία 30°C και θα αποβάλλεται με θερμοκρασία 16°C (πρωτεύον κύκλωμα). Η θερμότητα αυτή θα αποδίδεται και θα θερμαίνει το καθαρό νερό που κυκλοφορεί στο δευτερεύον κύκλωμα του εναλλάκτη, που ουσιαστικά είναι το κλειστό δίκτυο της πόλης, από το οποίο τροφοδοτούνται οι αντλίες θερμότητας. Το νερό

που θα αποβάλλεται από τον εναλλάκτη θα μεταφέρεται μέσω σωληνώσεων στη γεώτρηση επανεισαγωγής (Σχ. 2). Οι εναλλαγές θερμότητας και οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.

Πίνακας 4. Οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής θέρμανσης του κεντρικού εναλλάκτη της Νιγρίτας.

Κεντρικός εναλλάκτης	
Πρωτεύον κύκλωμα εναλλάκτη θερμότητας (γεωθερμικό κύκλωμα):	
Θερμοκρασία εισόδου στον εναλλάκτη	30°C
Θερμοκρασία εξόδου από τον εναλλάκτη	16°C
Παροχή γεωθερμικού ρευστού	325 m^3/h
Εναλλασσόμενη θερμότητα	5.026 kW_{th}
Δευτερεύον κύκλωμα εναλλάκτη θερμότητας (κύκλωμα καθαρού νερού):	
Θερμοκρασία εισόδου στον εναλλάκτη	15°C
Θερμοκρασία εξόδου από τον εναλλάκτη	21°C
Παροχή γλυκού νερού	720,4 m^3/h
Αποδιδόμενη θερμότητα	4.775 kW_{th}

Η εναλλασσόμενη και αποδιδόμενη θερμότητα υπολογίζονται από τον τύπο (1). Το νερό του δευτερεύοντος κυκλώματος (κύκλωμα καθαρού νερού) του γεωθερμικού εναλλάκτη, που αποτελεί το κλειστό κύκλωμα του δικτύου της πόλης, θα διοχετεύεται προς τις αντλίες θερμότητας με θερμοκρασία 21°C και συνολική παροχή 720,4 m^3/h. Σε κάθε αντλία θερμότητας θα εισέρχεται νερό θερμοκρασίας 21°C, το οποίο θα αποβάλλεται με θερμοκρασία 15°C, αποδίδοντας τη θερμότητα στο χώρο. Το νερό, που θα αποβάλλεται από τις αντλίες θερμότητας, θα συλλέγεται και θα επαναδιοχετεύεται στον εναλλάκτη. Οι εναλλαγές θερμότητας και οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.

Πίνακας 5. Οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής τηλεθέρμανσης με αντλίες θερμότητας.

Θερμοκρασία εισόδου νερού στον εξατμιστή	21°C
Θερμοκρασία εξόδου νερού από τον εξατμιστή	15°C
Θερμοκρασία εισόδου δευτερεύοντος στον συμπυκνωτή	39°C
Θερμοκρασία εξόδου δευτερεύοντος από τον συμπυκνωτή	54°C
COP αντλιών θερμότητας	4
Συνολική παροχή νερού στις αντλίες θερμότητας	720,4 m^3/h
Εναλλασσόμενη θερμότητα	4.775 kW_{th}
Ισχύς του συμπιεστή (ηλεκτρισμός)	1592 kW_e
Αποδιδόμενη θερμότητα	6.367 kW_{th}

Η ισχύς που αποδίδεται στο χώρο (γεωθερμική συν ηλεκτρική ισχύς) για τη θέρμανση με αντλίες θερμότητας υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\dot{Q}_x = \dot{Q}_\gamma + \frac{\dot{Q}_\gamma}{COP - 1} \qquad (3)$$

όπου $\dot{Q}_x$= ισχύς που αποδίδεται στο χώρο, $\dot{Q}_\gamma$= παρεχόμενη γεωθερμική ισχύς, COP= συντελεστής απόδοσης αντλίας θερμότητας (COP=4). Υπολογίζεται ότι η αποδιδόμενη στο χώρο θερμότητα είναι 6.367 kW_{th}. Για τη θέρμανση ενός σπιτιού των 100 m^2 χρειάζονται 15.000 kcal/h. Επομένως υπάρχει η δυνατότητα θέρμανσης **365** σπιτιών των 100 m^2.

Όσον αφορά στην ψύξη κατοικιών με χρήση των αντλιών θερμότητας κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών, προτείνεται να χρησιμοποιηθούν γεωτρήσεις ψυχρού νερού της περιοχής θερμοκρασίας 18°C και συνολικής παροχής 205 m^3/h, προκειμένου να ψυχθεί ο ίδιος αριθμός κατοικιών.

Το νερό των γεωτρήσεων αυτών θα συλλέγεται και θα μεταφέρεται στην πόλη της Νιγρίτας μέσω του ίδιου δικτύου, με το οποίο κατά τη διάρκεια του χειμώνα μεταφερόταν το γεωθερμικό ρευστό. Λόγω της σύστασης του νερού, η οποία επιτρέπει την απευθείας χρήση του, ο εναλλάκτης θερμότητας παρακάμπτεται και το νερό διοχετεύεται απευθείας στις αντλίες θερμότητας. Σε κάθε αντλία θερμότητας, θα εισέρχεται νερό θερμοκρασίας 18°C, το οποίο θα αποβάλλεται με θερμο-

κρασία 28°C, απάγοντας έτσι θερμότητα από το χώρο. Το νερό, που θα αποβάλλεται από τις αντλίες θερμότητας, θα συλλέγεται και στη συνέχεια θα παροχετεύεται στη γεώτρηση επανεισαγωγής και θα εισάγεται στον ταμιευτήρα. Οι εναλλαγές θερμότητας και οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 6.

Πίνακας 6. Οι τεχνικές προδιαγραφές της εφαρμογής τηλεθέρμανσης με αντλίες θερμότητας.

Θερμοκρασία εισόδου νερού στον συμπυκνωτή	18°C
Θερμοκρασία εξόδου νερού από τον συμπυκνωτή	28°C
Θερμοκρασία εισόδου δευτερεύοντος στον εξατμιστή	6°C
Θερμοκρασία εξόδου δευτερεύοντος από τον εξατμιστή	12°C
COP αντλιών θερμότητας για την ψύξη	3
Παροχή γεωθερμικού ρευστού	205 m^3/h
Αποδιδόμενη στο έδαφος θερμότητα	2.264,5 kW_{th}
Ισχύς του συμπιεστή (ηλεκτρισμός)	566 kW_e
Αποδιδόμενο ψυκτικό φορτίο	1.698,4 kW_{th}

Η ισχύς που αποδίδεται στο χώρο (γεωθερμική μείον ηλεκτρική ισχύς) για την περίπτωση της ψύξης με αντλίες θερμότητας υπολογίζεται από τον τύπο:

$$\dot{Q}_x = \dot{Q}_\gamma - \frac{\dot{Q}_\gamma}{COP+1} \qquad (4)$$

Υπολογίζεται ότι η αποδιδόμενη στο χώρο θερμότητα είναι 1.698,4 kW_{th}. Για την ψύξη ενός σπιτιού των 100 m^2 χρειάζονται 4.000 kcal/h, δεδομένου ότι συνήθως ψύχεται μόνο το σαλόνι και η τραπεζαρία και πιθανώς ένα ακόμη δωμάτιο, δηλαδή χώροι που καταλαμβάνουν το 80% του σπιτιού). Επομένως υπάρχει η δυνατότητα ψύξης **365** σπιτιών των 100 m^2.

5.2.3 *Κόστος Παραγωγής Ενέργειας*

Το συνολικό κόστος κατασκευής του δικτύου των εφαρμογών αξιοποίησης του γεωθερμικού πεδίου υπολογίστηκε **2.010.473 Ευρώ.** Στον υπολογισμό του έχουν συμπεριληφθεί οι σωληνώσεις μαζί με την εκσκαφή, οι εναλλάκτες θερμότητας, οι αντλίες θερμότητας, οι αντλίες-κυκλοφορητές, καθώς και διάφορα άλλα έξοδα. Οι τιμές που χρησιμοποιήθηκαν, έχουν ληφθεί από προσφορές προμηθευτών.

Το κόστος παραγωγής ενέργειας των εφαρμογών που προτείνονται για την αξιοποίηση του γεωθερμικού πεδίου χαμηλής ενθαλπίας Θερμών Νιγρίτας, παρουσιάζεται αναλυτικά στον Πίνακα 6.

Στον υπολογισμό του κόστους παραγωγής ενέργειας έχουν συμπεριληφθεί το κόστος κατασκευής καταμερισμένο ανά έτος, η καταναλισκόμενη ηλεκτρική ενέργεια, η συντήρηση του εξοπλισμού, οι μισθοί του προσωπικού, η άδεια χρήσης του γεωθερμικού ρευστού, διάφορες άλλες δαπάνες, καθώς και η απόσβεση του κεφαλαίου, το οποίο θεωρείται ότι προέρχεται κατά το ήμισυ από επιδότηση και κατά το ήμισυ από δανεισμό. Για το λόγο αυτό έχει συνυπολογισθεί και το ετήσιο τοκοχρεολύσιο αποπληρωμής δανείου για 12 έτη.

Προέκυψε ότι το κόστος παραγωγής ενέργειας για τη συνολική εφαρμογή είναι μόλις 0,0**226 €/kWh**, γεγονός που οφείλεται στη σημαντική εξοικονόμηση ενέργειας που επιτυγχάνεται λόγω του ότι οι εφαρμογές έχουν τοποθετηθεί σε σειρά. Αν γίνει σύγκριση του κόστους παραγωγής ενέργειας της προτεινόμενης εφαρμογής (0,0226 €/KWh) με τις τιμές του πετρελαίου (0,0426 €/KWh), του φυσικού αερίου (0,039 €/kWh), αλλά και του ηλεκτρικού ρεύματος (0.07 €/kWh), που θα χρησιμοποιούταν κυρίως για την εφαρμογή της ψύξης, διαπιστώνεται ότι η προτεινόμενη εφαρμογή είναι πολύ συμφέρουσα. Εδώ θα πρέπει να τονιστεί ότι στο κόστος παραγωγής ενέργειας της προτεινόμενης εφαρμογής συμπεριλαμβάνεται εξολοκλήρου η κατασκευή και η εγκατάσταση του δικτύου, ενώ οι τιμές του πετρελαίου, του φυσικού αερίου και του ηλεκτρικού ρεύματος είναι τιμές καθαρής ενέργειας.

Ένα σημαντικό επίσης όφελος είναι και το περιβαλλοντικό, αφού αποφεύγεται η εκπομπή στην ατμόσφαιρα περισσότερων από 8000 τόνων CO_2, οι οποίοι υπολογίζεται ότι θα εκπέμπονταν αν χρησιμοποιούταν πετρέλαιο για τις εφαρμογές αυτές.

Πίνακας 6. Το κόστος παραγωγής ενέργειας των εφαρμογών.

Εφαρμογή	Θερμοκήπιο1	Θερμοκήπιο2	Αντλίες θερμότητας Θέρμανση-κλιματισμός(365 κατοικιών)	Σύνολο
Ηλεκτρική ενέργεια (€)	45,9	31,2	248.214,2	248.291,2
Συντήρηση εξοπλισμού (€)	2.059,4	1.841,9	76.527,7	80.428,9
Προσωπικό (€)	24.000	24.000	24.000	72.000
Άδεια χρήσης γεωθερμικού ρευστού (€)	13.298,2	8.865,5	18.288,6	40.452,3
Διάφορες Δαπάνες (€)	514,8	460,5	19.129,4	20.104,7
Συνολικό ετήσιο κόστος παραγωγής (€)	39.918,3	35.199,0	386.159,8	461.277,1
Κόστος παραγωγής ενέργειας σε € /kWh	0,0048	0,0064	0,0378	0,0193
Αποπληρωμή δανείου(€)	2.065,6	1.847,7	76.749,7	80.663,0
Συνολικό ετήσιο κόστος παραγωγής συμπεριλαμβανομένου του δανεισμού (€)	41.983,9	37.046,6	462.909,5	541.940,1
Κόστος παραγωγής ενέργειας σε €/kWh συμπεριλαμβανομένου του δανεισμού	0,0051	0,0067	0,0453	**0,0226**
Ενέργεια που υποκαθίσταται (kWh)	8.246.664	5.497.776	10.216.569	23.961.009
Τόνοι ισοδυνάμου πετρελαίου	886,5	591,0	1098,4	2575,9
CO_2 που δεν εκπέμπεται σε τόνους	2.837,0	1.891,3	3.514,6	8.242,9

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα βασικά συμπεράσματα της παρούσας μελέτης είναι:

1. Διαπιστώθηκε ότι είναι εφικτή η αξιοποίηση του γεωθερμικού πεδίου και προτείνεται η εφαρμογή σε σειρά θέρμανσης θερμοκηπίων και τηλεκλιματισμού (θέρμανσης-ψύξης) τμήματος της πόλης της Νιγρίτας.

2. Λόγω των υψηλών συγκεντρώσεων αρσενικού και λιθίου στο γεωθερμικό ρευστό κρίνεται απαραίτητη η επανεισαγωγή του στον ταμιευτήρα.

3. Το κόστος παραγωγής ενέργειας των προτεινόμενων εφαρμογών υπολογίστηκε συνολικά σε 0,0226 €/kWh και διαπιστώθηκε ότι είναι πολύ οικονομικότερο των συμβατικών καυσίμων.

4. Υπάρχει πολύ σημαντικό περιβαλλοντικό όφελος τόσο λόγω της εξοικονόμησης ενέργειας, όσο και λόγω των σημαντικών ποσοτήτων CO_2, που ξεπερνούν τους 8.000 τόνους ετησίως, των οποίων η εκπομπή στην ατμόσφαιρα αποφεύγεται.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αρβανίτης Α., Φυτίκας Μ., Ντότσικα Ε. 1998. Γεωθερμικές Συνθήκες της Περιοχής Θερμών-Νιγρίτας (Λεκάνη Στρυμόνα, Βόρεια Ελλάδα). Δελτίο Ελ. Γεωλ. Ετ., XXXII/4, 229-242.

Δημόπουλος Γ., Μουντράκης Δ., Βασιλειάδης Δ., Δαφνης Σ., Ζούρος Ν., Κολιαδήμου Κ., Νάτση Χ., Χαριζάνης Γ. 1987. Γεωλογική-Υδρογεωλογική Μελέτη Θερμών Νιγρίτας. Σ.Δ.Κ.Ι.Π.Ε., Θεσσαλονίκη, 59 σ.

Δ.Ε.Β. (Διεύθυνση Εγγείων Βελτιώσεων) 2003. Φυσικοχημικοί και Χημικοί παράμετροι καταλληλότητας νερού άρδευσης. Νομαρχία Σερρών.

Ι.Γ.Μ.Ε. 1970. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, 1:50000, Φύλλο Σιτοχώριον. Αθήνα.

Καλλέργης Γ. 1986. Εφαρμοσμένη Υδρογεωλογία. Τόμος Β΄, έκδοση Τ.Ε.Ε., Αθήνα.

Καρυδάκης Γρ. 1983. Μελέτη Γεωθερμικού πεδίου χαμηλής ενθαλπίας στην περιοχή Θερμά-Νιγρίτας. Έκθεση Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα, 47 σ.

Κολιαδήμου Κ., Γαλανίδης Δ., 1988. Γεωλογική και Γεωυδρολογική – Υδροχημική μελέτη του Γεωθερμικού πεδίου της περιοχής Θερμών Νιγρίτας Σερρών. Πρακτικά 2ου Συνεδρίου για τα Θερμομεταλλικά Νερά, 7-9 Οκτωβρίου 1988, 133-184.

Κυριακίδης Δ., Τσόκας Γρ. 1987. Προκαταρκτική γεωηλεκτρική μελέτη Νιγρίτας-Θερμών. Σ.Δ.Κ.Ι.Π.Ε., Θεσσαλονίκη, 15 σ.

Bartlett D.A. 1996. The fundamentals of heat exchangers. The Indus. Phys., vol. 2, 4, 18-21.

Fytikas M., Andritsos N., Karydakis G., Kolios N., Mendrinos D., Papachristou M. 2000. Geothermal exploration and development activities in Greece during 1995-1999. Proceedings of World Geothermal Congress 2000, (May 28 - June 10, 2000), Kyushu-Tohoku, Japan, 199-208.

Karytsas, C., Mendrinos, D. 2003. Nisyros Low Enthalpy Geothermal Energy Utilization. In Final Report of project: "Removal of barriers to the development of geothermal energy in the European Peripheral Islands", GE-ISLEBAR project, Contract No. NNE5-2000-197, DG TREN Accompanying Measures, March 2003.

Mendrinos D., Karytsas C. 2003a. Country Report for Greece for IEA-GIA 2002 Annual Report. Center for Renewable Energy Sources, Athens.

Nikita-Martzopoulou C. 2002. Agricultural aspects of geothermal heating in greenhouses. International Summer school on Direct Application of Geothermal Energy, 1-9 Sep. 2002, Thessaloniki, 95-111.

ABSTRACT

STUDY ON THE EXPLOITATION POSSIBILITY OF THE THERMA-NIGRITA GEOTHERMAL FIELD (PREFECTURE OF SERRES)

Birbili M.[1], Christanis K.[1], Labrakis N.[2] and Karytsas K.[3]

[1] *Section of Earth Materials, Department of Geology, University of Patras, 26500 Rio-Patras, birbili@hotmail.com, christan@upatras.gr*

[2] *Section of Applied Geology and Geophysics, Department of Geology, University of Patras, 26500 Rio-Patras, lambraki@upatras.gr*

[3] *Geothermy Section, Center of Renewable Energy Sources, 19009 Pikermi Athens, kkari@cres.gr*

The aim of this study is to evaluate the potential of Therma Nigrita low-enthalpy geothermal field and to examine the possibility of exploitation. Six geothermal fluid samples and two cold-water samples were obtained from eight boreholes situated in the Therma field of Nigrita. Field measurements, as well as laboratory determinations using classic and modern methods of analyses were carried out. The temperature of the geothermal fluids ranges from 38,5 up to 62,5°C; the discharge rates of the boreholes range from 40 up to 70 m^3/h. These data lead to the conclusion that the field is exploitable. Due to high As and Li contents and in order to avoid environmental impacts, it is essential to reinject the waste geothermal fluids into the geothermal reservoir.

For the exploitation of the geothermal field, the applications of district heating and cooling of a part of Nigrita Municipality using heat pumps, in combination with greenhouse applications, are proposed. In order to save energy and reduce the capital cost, the above applications have to be placed in cascade. The energy production cost, including also the capital amortisation cost, of the above application amounts to 0.0226 €/kWh. The proposed geothermal applications have a significant economic advantage over the use of fossil fuels. Additionally, there is an important environmental benefit from avoiding the emission of severe quantities of CO_2 (>8,000 tons annually), which would be emitted in case of oil use.

Εφαρμοσμένη Γεωφυσική

Applied Geophysics

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

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

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ ΠΥΡΗΝΩΝ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ : ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΠΥΡΗΝΕΣ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ Β. ΕΛΛΑΔΑ

Αηδονά Ε.[1], Δ. Κοντοπούλου[1] και Scholger R.[2]

[1]*Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστ. Παν/μιο Θεσ/νίκης, aidona@lemnos.geo.auth.gr, despi@geo.auth.gr*

[2]*Paleomagnetic Laboratory, Institute of Geophysics, University of Leoben, Austria*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή περιγράφονται οι διάφορες μέθοδοι επαναπροσανατολισμού πυρήνων γεωτρήσεων που έχουν αναπτυχθεί ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια παγκοσμίως. Όπως είναι γνωστό, για την εξαγωγή συμπερασμάτων από τη μελέτη των πυρήνων γεωτρήσεων σχετικά με τις διευθύνσεις των ιζηματογενών δομών, τη διαπερατότητα των σχηματισμών και την ανισοτροπία, είναι απαραίτητο να επαναφέρουμε όλα τα κομμάτια του πυρήνα στην αρχική τους θέση (in situ) σε σχέση με το Βορρά και το κατακόρυφο επίπεδο (επαναπροσανατολισμός πυρήνων).

Ιδιαίτερα αναπτύσσεται η παλαιομαγνητική μέθοδος, η οποία χρησιμοποιεί τις συνιστώσες της μαγνήτισης των πετρωμάτων (κυρίως την ιξώδη μαγνήτιση) για να προσδιορίσει τη διεύθυνση τους ως προς το Βορρά, δηλαδή να επαναπροσανατολίσει την τιμή της απόκλισης D. Επίσης περιγράφεται αναλυτικά και η μέθοδος της ανισοτροπίας με την οποία είναι δυνατόν να καθοριστεί η προτιμητέα κατεύθυνση των κόκκων ενός πετρώματος και να διορθωθεί έτσι η τιμή της έγκλισης I.

Τέλος εφαρμόζονται οι δύο τελευταίες μέθοδοι σε μη προσανατολισμένα δείγματα πυρήνων ιζημάτων από γεωτρήσεις στην Β. Ελλάδα και φαίνεται η σημαντική συνεισφορά των μεθόδων αυτών στην παλαιομαγνητική έρευνα.

1 ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΣ ΠΥΡΗΝΩΝ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ

Διάφοροι ερευνητές έχουν ασχοληθεί επί σειρά ετών με το πρόβλημα του επαναπροσανατολισμού των πυρήνων γεωτρήσεων. Για την εξαγωγή συμπερασμάτων από τη μελέτη των πυρήνων σχετικά με τις διευθύνσεις των ιζηματογενών δομών, τη διαπερατότητα των σχηματισμών και την ανισοτροπία, είναι απαραίτητο να επαναφέρουμε όλα τα κομμάτια του πυρήνα στην αρχική τους θέση (*in situ*) σε σχέση με το Βορρά και το κατακόρυφο επίπεδο. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται ***επαναπροσανατολισμός πυρήνων γεωτρήσεων***.

Τέσσερις βασικές προσεγγίσεις έχουν χρησιμοποιηθεί για τον επαναπροσανατολισμό των πυρήνων. Η πιο ευθεία μέθοδος είναι η χρησιμοποίηση ενός κυλίνδρου προσανατολισμού. Σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο μία ειδική κάμερα μέσα στη γεώτρηση φωτογραφίζει τη θέση μίας πυξίδας η οποία συνδέεται με μία εγκοπή πάνω στον πυρήνα (Davison & Haszeldine 1984). Η μέθοδος αυτή είναι αρκετά ακριβή γιατί χρειάζονται εξειδικευμένα όργανα. Επίσης σε πολλές περιπτώσεις η εγκοπή που αποτελεί την αναφορά δεν χαράζεται σωστά πάνω στο δείγμα με αποτέλεσμα να οδηγεί σε λάθος προσανατολισμούς. Τα προβλήματα αυτά έχουν συζητηθεί από τους Nelson et al. (1987), οι οποίοι και προσδιορίζουν ένα λάθος στον προσανατολισμό της τάξης των 11° και θεωρούν ότι μόνο το 26% των επαναπροσανατολισμένων δειγμάτων ταιριάζουν με δείγματα που έχουν προσανατολισθεί με άλλες ακριβέστερες μεθόδους.

Η δεύτερη, αρκετά διαδεδομένη, μέθοδος προσανατολισμού βασίζεται στη χρήση δεδομένων κλισιμέτρων. Αν η γεώτρηση αποκλίνει από το κατακόρυφο επίπεδο και αυτή η απόκλιση είναι γνωστή, τότε είναι πιθανόν να προβλεφτεί η διεύθυνση του Βορρά σε σχέση με τη μέγιστη φαινόμενη κλίση των στρωμάτων μέσα στον πυρήνα. Αυτή η μέθοδος μπορεί να εφαρμοσθεί μόνο όταν η γεώτρηση αποκλίνει από την κατακόρυφο ή όταν τα στρώματα παρουσιάζουν μία σημαντική κλίση.

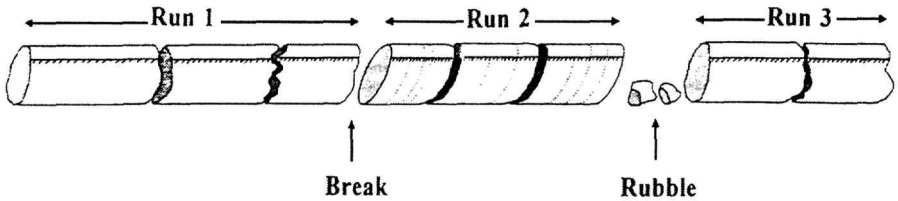
Πρόσφατα, έχει αρχίσει να αναπτύσσεται μία νέα μέθοδος που χρησιμοποιεί εργαλεία απεικόνισης (imaging tools) μέσα στις γεωτρήσεις. Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, με τη βοήθεια συστήματος

ακουστικών διαγραφιών (sonic) απεικονίζονται όλες οι δομές (επίπεδα στρώσης, επίπεδα θραυσμού) στα τοιχώματα της γεώτρησης και με τη βοήθεια μαγνητικής πυξίδας προσανατολίζονται. Στη συνέχεια ευθυγραμμίζονται οι αντίστοιχες παρατηρούμενες δομές του πυρήνα με αυτές των τοιχωμάτων και έτσι το δείγμα προσανατολίζεται. Αυτή η τεχνική απαιτεί ιδιαίτερα ακριβό εξοπλισμό και η επιτυχία της εξαρτάται από τη σωστή αναγνώριση και συσχέτιση των δομών στη γεώτρηση και στον πυρήνα.

Η τέταρτη τεχνική είναι ο παλαιομαγνητικός προσανατολισμός. Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στο γεγονός ότι σχεδόν όλα τα πετρώματα μεταφέρουν μία ή περισσότερες συνιστώσες της μαγνήτισης, οι οποίες ευθυγραμμίζονται με τη διεύθυνση του πεδίου κατά το χρόνο της απόκτησής τους. Οι συνιστώσες αυτές παρέχουν μία καταγραφή της διεύθυνσης του γεωγραφικού Βορρά σε σχέση με τη γραμμή αναφοράς του πυρήνα (reference line), είτε σε πρόσφατους χρόνους είτε κατά τη διάρκεια σχηματισμού του πετρώματος. Έτσι, με την απομόνωση αυτής της σταθερής διεύθυνσης στα δείγματα με τη βοήθεια των παλαιομαγνητικών τεχνικών είναι δυνατόν να επαναπροσανατολισθεί ο πυρήνας σε σχέση με το γεωγραφικό Βορρά. Ένα σημαντικό πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι ότι οι μετρήσεις γίνονται στον ίδιο τον πυρήνα και με αυτό τον τρόπο αποφεύγονται τα λάθη που δημιουργούνται κατά τη γεώτρηση. Επιπλέον δεν απαιτείται η γεώτρηση να αποκλίνει ή τα στρώματα να παρουσιάζουν κλίση, όπως συμβαίνει στη μέθοδο του κλισιόμετρου.

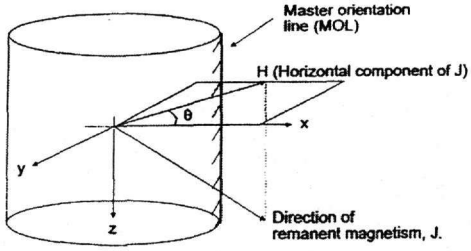
2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΠΑΛΑΙΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ ΠΥΡΗΝΩΝ

Η πρώτη αναφορά αυτής της μεθόδου έγινε από τον Lunton το 1938. Στη συνέχεια μελετήθηκε από τον Fuller (1969), παρόλο που τα μέσα που διέθετε εκείνη την εποχή τον περιόρισαν στη μελέτη μόνο των ισχυρά μαγνητισμένων πυριγενών πετρωμάτων. Πιο πρόσφατες εφαρμογές αυτής της μεθόδου τόσο σε πυριγενή όσο και σε ιζηματογενή πετρώματα περιγράφονται από τους Van der Voo & Watts 1978, Kodama 1984, Shibuya et al. 1991.



Σχήμα 1. Επανατοποθέτηση των διαφόρων κομματιών του πυρήνα για τον παλαιομαγνητικό προσανατολισμό.

Το πρώτο βήμα της μεθόδου είναι να ταιριάξουν μεταξύ τους τα διάφορα κομμάτια από τον πυρήνα όπως φαίνεται στο σχήμα 1. Στη συνέχεια, χαράσσεται μία κοινή γραμμή αναφοράς. Έτσι η μέση διεύθυνση της παραμένουσας μαγνήτισης καθορίζεται σε σχέση με αυτή τη γραμμή αναφοράς. Η οριζόντια συνιστώσα του διανύσματος της μέσης παραμένουσας μαγνήτισης καθορίζει το μαγνητικό Βορρά, και η γωνία θ προσδιορίζει το γεωγραφικό αζιμούθιο (Σχ. 2).



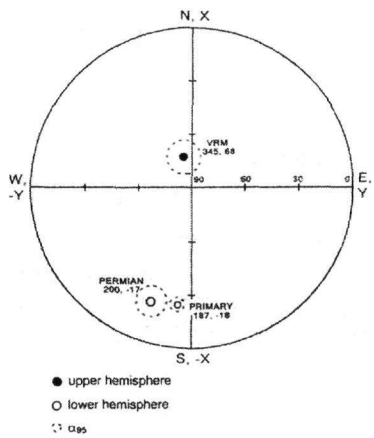
Σχήμα 2. Βασικά στοιχεία παλαιομαγνητικών πυρήνων απαραίτητα για την εφαρμογή της μεθόδου επαναπροσανατολισμού σε κατακόρυφη γεώτρηση (Hailwood and Ding, 1995).

Τα περισσότερα πετρώματα φέρουν διάφορες συνιστώσες μαγνήτισης που αποκτήθηκαν σε διαφορετικές χρονικές στιγμές της ιστορίας τους. Για τον προσανατολισμό των πυρήνων, η πιο χρήσιμη από τις συνιστώσες αυτές είναι η ιξώδης μαγνήτιση, η οποία αναπτύσσεται σταδιακά στη διεύθυνση του σημερινού πεδίου. Το διπολικό μέρος του γήινου μαγνητικού πεδίου μπορεί να θεωρηθεί ότι οφείλεται σε ένα μαγνητικό δίπολο στο κέντρο της Γης με τον άξονα του να αποκλίνει 11° από το γεωγραφικό άξονα.

Λόγω της αιώνιας μεταβολής του μαγνητικού πεδίου, αυτή η γωνία μεταβάλλεται με το χρόνο (Hailwood 1989) και κάθε 10000 χρόνια το μαγνητικό δίπολο συμπίπτει με το γεωγραφικό άξονα. Έτσι ο μαγνητικός Βορράς ταυτίζεται με το γεωγραφικό. Η ιξώδης μαγνήτιση αντιπροσωπεύει τη διεύθυνση του γεωμαγνητικού πεδίου από την τελευταία αντιστροφή της πολικότητας (~ 730.000 χρόνια). Αν θεωρήσουμε λοιπόν ότι η ιξώδης μαγνήτιση δεν έχει επηρεαστεί από 'ύποπτες' μαγνητίσεις που είναι δυνατόν να αποκτηθούν κατά τη διάρκεια της γεώτρησης, τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί απευθείας για να καθορίσει το σημερινό γεωγραφικό Βορρά (Hailwood & Ding 1995).

Η μέθοδος αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για τον επαναπροσανατολισμό της διεύθυνσης της κύριας μαγνήτισης ενός πυρήνα γνωστής ηλικίας (Rolph et al. 1995). Αυτή η διεύθυνση μπορεί να συγκριθεί με την αναμενόμενη διεύθυνση για τη συγκεκριμένη ηλικία. Στο σχήμα 3 απεικονίζονται οι μέσες τιμές της ιξώδους και της κύριας μαγνήτισης από έναν πυρήνα ηλικίας Περμίου από τη Β. Θάλασσα. Επίσης στην ίδια στερεογραφική προβολή φαίνεται η αναμενόμενη διεύθυνση για το Μέσο Πέρμιο. Όπως φαίνεται στο σχήμα 3, η ιξώδης μαγνήτιση πρέπει να περιστραφεί δεξιόστροφα κατά 15° για να ταυτιστεί με το Βορρά. Έτσι και η διεύθυνση της κύριας μαγνήτισης θα έρθει σε συμφωνία με την αναμενόμενη διεύθυνση, μέσα στα επιτρεπόμενα όρια του σφάλματος (Rolph et al. 1995).

Ένα από τα προβλήματα που παρουσιάζει η μέθοδος αυτή είναι η εμφάνιση παρασιτικών μαγνητίσεων που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια της γεώτρησης. Οι ιδιότητες αυτών των μαγνητίσεων έχουν μελετηθεί κατά το παρελθόν και έτσι σήμερα γνωρίζουμε ότι είναι παράλληλες ή αντιπαράλληλες με τον άξονα της γεώτρησης και χαρακτηρίζονται από μία ένταση μαγνήτισης η οποία είναι κατά αρκετές τάξεις μεγέθους μεγαλύτερη από τη φυσική παραμένουσα μαγνήτιση (Audunsson & Levi 1989, Li et al. 1991). Η παρουσία αυτής της συνιστώσας της μαγνήτισης δημιουργεί διάφορες δυσκολίες στον καθορισμό των άλλων φυσικών συνιστωσών. Πιο συγκεκριμένα, καλύπτει την ιξώδη μαγνήτιση χωρίς την οποία δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί ο επαναπροσανατολισμός των πυρήνων. Επίσης, αυτή η παρασιτική μαγνήτιση είναι δυνατόν να επισκιάσει ή να τροποποιήσει την κύρια συνιστώσα της μαγνήτισης, με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η χρήση των δεδομένων για μαγνητοστρωματογραφικούς και άλλους σκοπούς.



Σχήμα 3. Μέσες τιμές της ιξώδους μαγνήτισης (VRM) και της κύριας διεύθυνσης από δείγματα του Περμίου. Η περιστροφή της ιξώδους συνιστώσας προς το Βορρά μετακινεί και την κύρια συνιστώσα με αποτελέσματα να συμπίπτει με την αναμενόμενη τιμή για το Πέρμιο (Rolph et al. 1995).

Διάφοροι μηχανισμοί έχουν προταθεί σχετικά με την προέλευση αυτής της μαγνήτισης. Σύμφωνα με τους ερευνητές, μπορεί να οφείλεται σε μερική θερμική παραμένουσα μαγνήτιση (Sallomy & Briden 1975), σε πιεζοπαραμένουσα (Kodama 1984) και σε ισόθερμη παραμένουσα (Audunsson & Levi 1989). Οι Shi & Tarling (1999) έδειξαν ότι μηχανικές ταλαντώσεις και χτυπήματα (shocks) πάνω στα δείγματα κατά τη διάνοιξη της γεώτρησης, είναι δυνατόν να διεγείρουν ένα μηχανισμό σύμφωνα με τον οποίο ο πυρήνας μπορεί να αποκτήσει μία μαγνήτιση μέσα σε ένα αυξημένο μαγνητικό πεδίο στην άκρη του στελέχους του τρυπανιού. Έτσι, με εργαστηριακές επαναλαμβανόμενες δονήσεις σε θαλάσσια δείγματα ψαμμίτη, αποδείχθηκε ότι η παρασιτική μαγνήτιση από τη γεώτρηση προκαλεί αύξηση της χαμηλής τους μαγνητικής επιδεκτικότητας και αύξηση της ικανότητάς τους να αποκτήσουν ισόθερμη παραμένουσα μαγνήτιση (Shi & Tarling 1999).

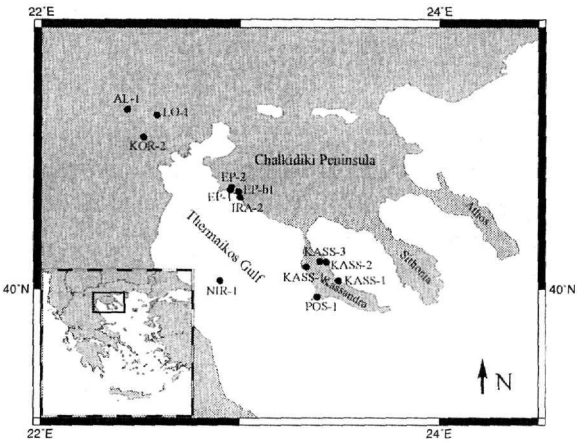
2.1 Προσανατολισμός πυρήνων με τη μέθοδο της ανισοτροπίας

Η μαγνητική ανισοτροπία είναι μία καλά εδραιωμένη προσέγγιση για τον καθορισμό του προσανατολισμού των ιζηματογενών κόκκων στις τρεις διαστάσεις (Hamilton & Rees 1970, Sayre & Hailwood 1985, Folami & Hailwood 1991, Tarling & Hrouda 1993). Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην ανεξαρτησία της ανισοτροπίας της μαγνητικής επιδεκτικότητας ως προς την ευθυγράμμιση του

μεγάλου και του μικρού άξονα των μαγνητικών κόκκων μέσα στο ίζημα. Για ένα σύνολο μαγνητικών κόκκων μέσα σε ένα ίζημα, η ανισοτροπία της μαγνητικής επιδεκτικότητας του δείγματος αντανακλά την προτιμητέα ευθυγράμμιση του πληθυσμού των μαγνητικών κόκκων. Έτσι, ο k_{max} αντιπροσωπεύει τη διεύθυνση της προτιμητέας κατεύθυνσης του μεγάλου άξονα και ο k_{min} τη διεύθυνση του μικρού άξονα του ιζήματος. Η μέτρηση λοιπόν της ανισοτροπίας ενός δείγματος παρέχει μία γρήγορη και μή καταστροφική για το δείγμα μέθοδο για τον καθορισμό την προτιμητέας κατεύθυνσης των κόκκων.

Εργαστηριακές μελέτες της μαγνητικής ανισοτροπίας ιζηματογενών αποθέσεων προσδιόρισαν χαρακτηριστικούς τύπους ιζημάτων σε διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης (Hamilton & Rees 1970). Έτσι, σε ιζήματα που αποτέθηκαν σε ήρεμα περιβάλλοντα, έχουμε μία συγκέντρωση των k_{min} αξόνων κοντά στο κατακόρυφο επίπεδο, το οποίο αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη διεύθυνση του μικρού άξονα των κόκκων. Αυτό αντιστοιχεί σε ένα οριζόντιο επίπεδο απόθεσης. Οι k_{max} άξονες κατανέμονται σχεδόν στο οριζόντιο επίπεδο, δείχνοντας έτσι την απουσία κάθε συστηματικής δύναμης ευθυγράμμισης των μαγνητικών κόκκων σε αυτό το επίπεδο. Αντίθετα, αν η απόθεση των ιζημάτων γίνεται σε κάποια κοίτη ποταμού (περιβάλλον υψηλής ενέργειας), τότε η προτιμητέα διεύθυνση των κόκκων θα είναι παράλληλη με αυτή της κοίτης του ποταμού.

3 ΠΡΟΣΠΑΘΕΙΕΣ ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ Β. ΕΛΛΑΔΑΣ



Σχήμα 4. Σχηματικός χάρτης της περιοχής μελέτης όπου φαίνονται οι θέσεις των γεωτρήσεων.

Η παλαιομαγνητική μέθοδος όπως περιγράφηκε παραπάνω, εφαρμόστηκε σε δείγματα από πυρήνες 13 γεωτρήσεων από την Β. Ελλάδα (Αηδονά 2002). Οι θέσεις των γεωτρήσεων φαίνονται στο σχήμα 4 και μπορούν να χωριστούν σε τρεις ζώνες: α) γεωτρήσεις Κασσάνδρας, β) γεωτρήσεις Επανομής και γ) γεωτρήσεις Αξιού. Οι πυρήνες αποτελούνται από μία κλαστική σειρά ιζημάτων ηλικίας Ηωκαίνου – Μειοκαίνου που επικάθονται στο Μεσοζωικό υπόβαθρο. Το βάθος των πυρήνων κυμαίνεται από 2Km και φτάνει στην γεώτρηση του Ποσειδίου (Κασσάνδρα) τα 4Km.

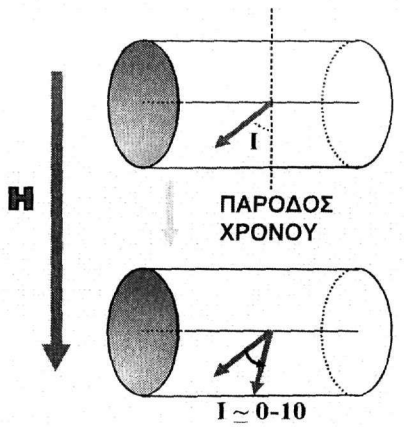
Στα δείγματα που υποβλήθηκαν σε μαγνητικό καθαρισμό, απομονώθηκε η ιξώδης μαγνήτιση και υπολογίστηκε η διεύθυνσή της. Η διεύθυνση αυτή πρέπει να αντιπροσωπεύει τη διεύθυνση του σημερινού γεωμαγνητικού πεδίου, δηλαδή θα πρέπει η τιμή της απόκλισης να κυμαίνεται γύρω στις 0° και της έγκλισης γύρω στις 55° - 65°.

Στον πίνακα 1 παραθέτονται αντιπροσωπευτικές τιμές των υπολογισθέντων διευθύνσεων της ιξώδους μαγνήτισης από όλα τα εξετασθέντα δείγματα.

Πίνακας 1. Υπολογιζόμενες τιμές ιξώδους μαγνήτισης (ΤΗ: Θερμική Απομαγνήτιση, AF: Απομαγνήτιση εναλλασσόμενου πεδίου).

Δείγμα	Απόκλιση (D)	Έγκλιση (I)	Μέθοδος Απομαγν.
KASS – 1			
1117,2b	236,7	10,3	TH (NRM-100°)
1118,5b	181	-6	AF (NRM- 10 mT)
1118,6b	167,5	-9,5	AF (NRM- 10 mT)
1119,7a	217,4	3,4	TH (NRM-100°)
1119,7b	205,6	-23,8	AF (NRM- 10 mT)
KASS – 2			
1133,3b	173,3	-31,5	AF (NRM-10 mT)
1134,3	216	16,2	TH (NRM-100°)

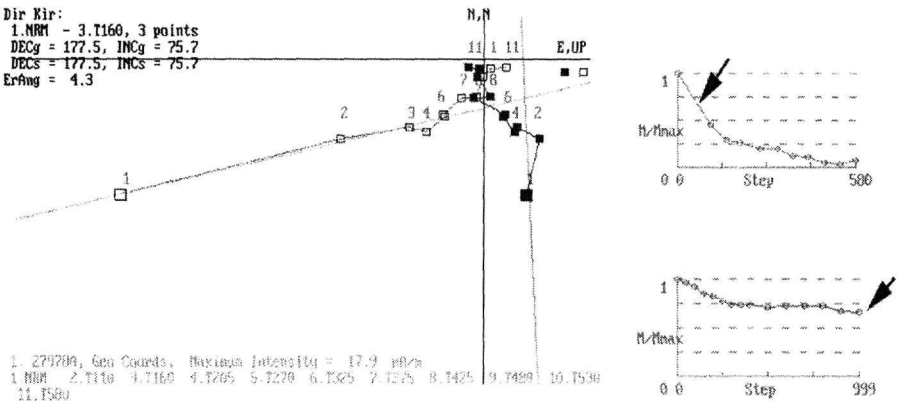
1134,8b	173,6	-3,6	TH (NRM-150°)
1135,8a	203,4	-18,5	TH (NRM-100°)
1135,8b	216,8	-17,9	AF (NRM-10 mT)
1136,9b	172,7	-18,8	AF (NRM-10 mT)
1197,8b	174,8	9,6	AF (NRM-10 mT)
1198,9	200,7	-26,9	TH (NRM-180°)
1202,4b	171,5	-15,3	AF (NRM-10 mT)
1202,5	199,6	-10,7	AF (NRM-10 mT)
1205b	154,3	-22,4	TH (NRM-150°)
1205c	158,7	-32,1	AF (NRM-10 mT)
1464,2b	167,2	-18,7	AF (NRM-15 mT)
KASS – 3			
1686,2a	299,1	8,3	TH (NRM-100°)
1687,9a	193,4	9,1	TH (NRM-180°)
1687,9b	190,6	-13,5	AF (NRM-20 mT)
1688,9a	176,3	3,1	TH (NRM-150°)
1688,9c	230,1	3,7	AF (NRM-10 mT)
1689,2a	130,1	6,1	TH (NRM-180°)
1689,6a	117,4	-14,2	AF (NRM-10 mT)
1690b	171,4	11,2	TH (NRM-75°)
1690c	177,7	-15,8	AF (NRM-10 mT)
1691,3b	173,5	-11,7	AF (NRM-10 mT)
1691,7a	169,8	11,5	TH (NRM-150°)
1691,7b	172,6	-24,7	AF (NRM-10 mT)
1692,8b	173,7	16,4	TH (NRM-75°)
KASS – 4			
1863,2	159,3	-3,9	AF (NRM-15 mT)
1863,5	169,7	-8,9	AF (NRM-10 mT)
1864,3	160	-3,9	TH (NRM-180°)
1864,8	243,5	-3,7	TH (NRM-100°)
1865,6a	198,8	0,7	TH (NRM-150°)
1865,6b	171,7	12,3	TH (NRM-120°)
1867,2b	186,6	-4,4	AF (NRM-15 mT)
1867,6a	190,4	14,3	AF (NRM-10 mT)
1867,6b	178,9	10,9	TH (NRM-200°)
2329,8	171,9	19,5	AF (NRM-15 mT)
2330,3a	58,7	68,4	TH (NRM-200°)
2330,3b	47,1	60,9	AF (NRM-10 mT)
2331,1	117,5	63,2	TH (NRM-200°)
2331,8	344,8	50,5	TH (NRM-100°)
2333,8	355,1	67,2	TH (NRM-120°)
2334,7	97,5	76,8	TH (NRM-200°)
2335,8	85,4	50,7	TH (NRM-75°)
2650,9a	126,3	65,2	TH (NRM-150°)
2651,3a	182,1	68,3	TH (NRM-200°)
2654	89,3	64	TH (100-200°)
2796a	301,5	4,7	TH (NRM-100°)
2799,3	150,8	9,7	AF (NRM-10 mT)
2799,8	168,6	0,5	TH (100-150°)
2803,3	319,2	3,3	TH (NRM-100°)
2803,6	190,4	5,0	AF (NRM-5 mT)
2902,8	173,7	-34,6	AF (NRM-10 mT)
2903,2	276,9	-28,6	TH (NRM-100°)
2903,7	183,5	23,4	AF (NRM-5 mT)
2907,3	242,1	15,8	TH (NRM-100°)
2908,2	160	46,1	AF (NRM-5 mT)
3040,4a	108,7	77,6	TH (NRM-150°)
3040,4b	158	59,9	AF (NRM-10 mT)
3042,5a	138,6	80,5	TH (NRM-180°)
3043,5a	125	51,9	AF (5-15 mT)
3043,5b	118,2	38,3	TH (100°-200°)
POS-1			
2646,2b	192,4	5,9	AF (NRM-15 mT)
2647,3a	351,2	-19	AF (NRM-10 mT)
3028,4a	198,4	-5,0	TH (NRM-200°)
3028,4b	187,8	-2,9	AF (NRM-15 mT)
3029,9a	177,6	3,5	TH (NRM-200°)
3029,9b	167,7	6,2	AF (NRM-10 mT)
3031,4a	177,4	-5,2	TH (NRM-150°)
3031,4b	177,3	-16,3	AF (NRM-5 mT)
3469,9a	231,9	25,8	AF (NRM-10 mT)
3472b	191,4	-31,2	AF (NRM-10 mT)
4115,4	276,5	-16,4	TH (NRM-150°)
4116,7a	101,8	-1,6	TH (NRM-150°)
4118,9	167,3	11,4	TH (100°-150°)



Όπως φαίνεται από τον παραπάνω πίνακα οι τιμές της έγκλισης στην πλειοψηφία των περιπτώσεων είναι αρνητικές και πολύ χαμηλότερες από την αναμενόμενη τιμή (55° -65°). Το γεγονός αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι είναι αδύνατη η χρήση αυτών των διευθύνσεων για τον επαναπροσδιορισμό της απόκλισης D. Φαίνεται ότι η ιξώδης μαγνήτιση έχει επηρεαστεί σε μεγάλο βαθμό από μία παρασιτική μαγνήτιση που είχε δημιουργηθεί στο χώρο αποθήκευσης των δειγμάτων. Έτσι, η πολυετής αποθήκευση των δειγμάτων σε οριζόντια θέση μέσα στους χώρους αυτούς οδήγησε στην καταστροφή της ιξώδους μαγνήτισης.

Σχήμα 5. Η παρασιτική μαγνήτιση Η που επέδρασε στα δείγματα που ήταν αποθηκευμένα με συνέπεια τη μείωση της έγκλισης I.

Οι τόσο χαμηλές τιμές έγκλισης δικαιολογούνται λαμβάνοντας υπόψη την οριζόντια θέση που είχαν οι πυρήνες των γεωτρήσεων μέσα στους χώρους αποθήκευσης (Σχ. 5). Η μοναδική εξαίρεση παρουσιάζεται στη γεώτρηση KASS-4 όπου στους πυρήνες που βρίσκονται σε βάθη 2330-2335, 2650-2651 και 3040-3043 οι τιμές της έγκλισης είναι θετικές και πολύ κοντά στην αναμενόμενη τιμή του σημερινού πεδίου. Για τις περιπτώσεις αυτές (γραμμοσκιασμένες περιοχές στον πίνακα 1) διορθώθηκε η τιμή της απόκλισης σε κάθε μία περίπτωση χωριστά.



Σχήμα 6. Παρουσία του γκαιτίτη όπως φαίνεται από τη μείωση της καμπύλης της έντασης της μαγνήτισης κατά τη θερμική απομαγνήτιση (πάνω διάγραμμα) και επιβεβαιώνεται από το αντίστοιχο διάγραμμα της απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο (κάτω διάγραμμα) όπου φαίνεται ότι δεν έχει απομαγνητισθεί εντελώς το δείγμα.

Παράλληλα με τη διερεύνηση της ιξώδους μαγνήτισης επιχειρήθηκε και ο εντοπισμός του ορυκτού γκαιτίτη. Το ορυκτό αυτό βρίσκεται στη φύση και είναι το μόνο που έχει τη δυνατότητα να 'μεταφέρει' μία παραμένουσα μαγνήτιση. Η θερμοκρασία φραγμού του καθορίζεται στους 100°C – 120°C με αποτέλεσμα να απομαγνητίζεται στα πρώτα στάδια της θερμικής απομαγνήτισης. Αντίθετα, κατά την απομαγνήτιση με εναλλασσόμενο πεδίο, ο γκαιτίτης παρουσιάζεται σταθερός και δεν απομαγνητίζεται μέχρι τα 100mT. Λόγω της ιδιότητας του να 'κρατά' τη μαγνήτιση, η διεύθυνση που προκύπτει κατά την απομαγνήτισή του συμπίπτει με τη διεύθυνση του σημερινού γεωμαγνητικού πεδίου (Collinson 1983).

Διερευνήθηκε η πιθανότητα ύπαρξης γκαιτίτη σε όλα τα δείγματα που υποβλήθηκαν σε θερμικό μαγνητικό καθαρισμό. Στην περίπτωση του πυρήνα KOR-1 είναι ευδιάκριτη η παρουσία του γκαιτί-

τη όπως φαίνεται και στο σχήμα 6. Δυστυχώς μόνο σε λίγες περιπτώσεις διαπιστώθηκε η ύπαρξή του (αφού επιβεβαιώθηκε από τα αποτελέσματα της απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο) και προχωρήσαμε έτσι στον επαναπροσανατολισμό της απόκλισης D. Στον πίνακα 2 που ακολουθεί παρουσιάζονται οι αρχικές τιμές της απόκλισης και της έγκλισης της ιξώδους μαγνήτισης των δειγμάτων που περιέχουν ποσότητες γκαιτίτη.

Πίνακας 2. Υπολογιζόμενες τιμές ιξώδους μαγνήτισης.

KOR-2 Δείγμα	Απόκλιση (D)	Έγκλιση (I)	Μέθοδος Απομαγν.
853,8	153,1	67,4	TH (100°-150)
2705,2	79,2	64,5	TH (100°-150°)
2742,2a	20,2	83,5	TH (100°-150°)
2744,1a	61,9	58	TH (100°-150°)
2797,8a	177,5	75,5	TH (100°-150°)
2798,2a	108,2	69,4	TH (100°-150°)
AL-1			
1626a	243,2	66,7	TH (100°-150°)
1700,5a	139,8	57,6	TH (NRM-100°)
1701,5	245,1	81,1	TH (NRM-100°)
1702,7a	225,8	74,3	TH (NRM-100°)
1702,7b	302,5	73,9	TH (NRM-100°)

Είναι χαρακτηριστικό το γεγονός ότι στην πλειοψηφία τους τα δείγματα από τις γεωτρήσεις KOR-2, AL-1 παρουσιάζουν πολύ καλή συμπεριφορά κατά την απομαγνήτιση συγκριτικά με τις υπόλοιπες γεωτρήσεις. Όπως φαίνεται και από τον πίνακα 2 απουσιάζουν στα πρώτα στάδια απομαγνήτισης οι πολύ χαμηλές τιμές της έγκλισης δίνοντας μας έτσι τη δυνατότητα να χρησιμοποιήσουμε τις τιμές αυτές για τον προσανατολισμό των τιμών της απόκλισης. Φαίνεται λοιπόν ότι τα δείγματα αυτών των γεωτρήσεων δεν έχουν επηρεαστεί από την παρασιτική μαγνήτιση που έχει επιδράσει στα υπόλοιπα δείγματα. Το γεγονός αυτό πιθανόν να οφείλεται στο ότι τα δείγματα αυτά φυλάσσονταν στις αποθήκες των Ελληνικών Πετρελαίων στη Καβάλα και όχι στην Αθήνα από όπου συλλέχθηκαν τα υπόλοιπα δείγματα. Έτσι λοιπόν επιβεβαιώνεται η άποψή μας σχετικά με την καταστροφική επίδραση του χώρου αποθήκευσης στα δείγματα, όπως έχει αναφερθεί στην αρχή αυτού του κεφαλαίου.

Το δεύτερο στάδιο της προσπάθειας επαναπροσανατολισμού των πυρήνων μας ήταν ο έλεγχος της ορθότητας της τιμής της έγκλισης I. Η μέθοδος που ακολουθήθηκε ήταν η μέθοδος της ανισοτροπίας. Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην παράγραφο 2.1, μετρώντας την ανισοτροπία της μαγνητικής επιδεκτικότητας των δειγμάτων, μπορούμε να έχουμε με ακρίβεια την εκτίμηση της προτιμητέας διεύθυνσης των κόκκων.

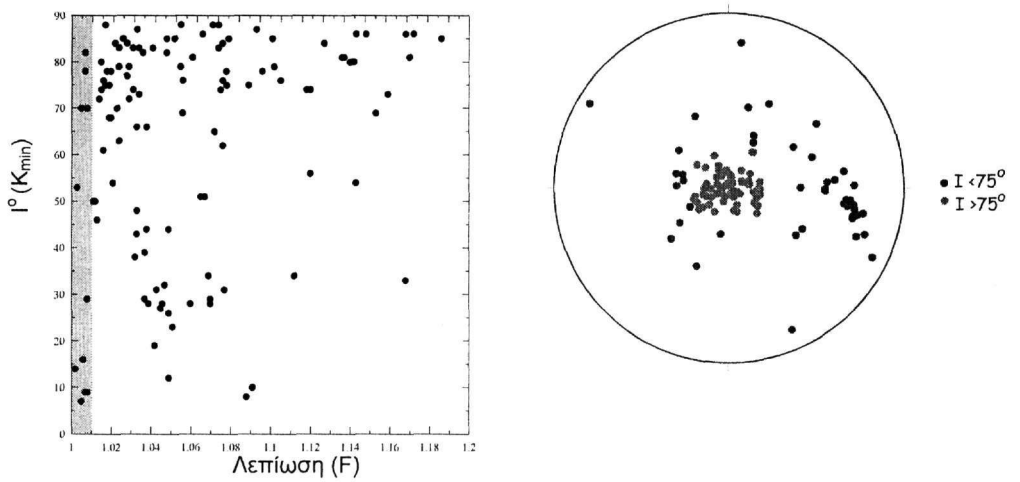
Η ανισοτροπία της μαγνητικής επιδεκτικότητας μετρήθηκε σε αντιπροσωπευτικά δείγματα από κάθε πυρήνα γεώτρησης. Από τη μέτρηση αυτή προέκυψαν οι άξονες K_{min} και χαρτογραφήθηκαν σε στερεογραφικές προβολές.

Πριν προχωρήσουμε στη διόρθωση της κλίσης των στρωμάτων θα έπρεπε να βεβαιωθούμε ότι οι τιμές του K_{min} είναι αξιόπιστες. Ένας τρόπος για να το ελέγξουμε ήταν να συσχετίσουμε τις τιμές του K_{min} με τις τιμές της μαγνητικής λεπίωσης F. Η μαγνητική λεπίωση F ορίζεται σαν το λόγο του ενδιάμεσου άξονα K2 προς τον μικρό άξονα K_3 του ελλειψοειδούς της μαγνητικής επιδεκτικότητας και εκφράζει την εκκεντρότητα του ελλειψοειδούς. Για να έχουμε αξιόπιστα αποτελέσματα θα πρέπει οι τιμές της λεπίωσης να είναι μεγαλύτερες από 1.010. Δείγματα που παρουσιάζουν τιμές της λεπίωσης μικρότερες από 1.010 δεν θεωρούνται ανισότροπα οπότε δεν μπορούμε να εμπιστευτούμε την τιμή του άξονα K_{min} (Tarling & Hrouda 1993).

Όπως φαίνεται στα σχήμα 7 στην πλειοψηφία τους οι K_{min} άξονες είναι κατακόρυφοι, δηλαδή το επίπεδο στρώσης είναι οριζόντιο. Στα δείγματα που παρουσιάζουν τιμές έγκλισης του K_{min} (μπλε κύκλοι στο σχήμα) μικρότερες από 75° βρέθηκε καταρχήν το επίπεδο στρώσης και στη συνέχεια ακολούθησε η διόρθωση της κλίσης.

Το σύνολο των δειγμάτων που τελικά επαναπροσανατολίστηκαν φαίνονται στο σχήμα 8 και στο πίνακα 3. Στο σχήμα 8α φαίνονται οι αρχικές τιμές της απόκλισης και της έγκλισης ενώ στο σχήμα 8β φαίνονται οι διορθωμένες διευθύνσεις των ίδιων δειγμάτων. Παρατηρούμε λοιπόν ότι αρχικά τα δείγματα παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά, ενώ μετά τη διόρθωση φαίνεται ότι συγκεντρώνονται

καλύτερα ενώ η μέση τιμή που υπολογίσθηκε για το σύνολο των δειγμάτων αυτών (D = 27.5°, I = 58.2°) βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με την αναμενόμενη διεύθυνση για την περιοχή και την συγκεκριμένη ηλικία.



Σχήμα 7. Διάγραμμα των τιμών της έγκλισης I του K_{min} σε σχέση με τη λεπίωση και στερεογραφική προβολή του K_{min} για όλα τα δείγματα που μελετήθηκαν.

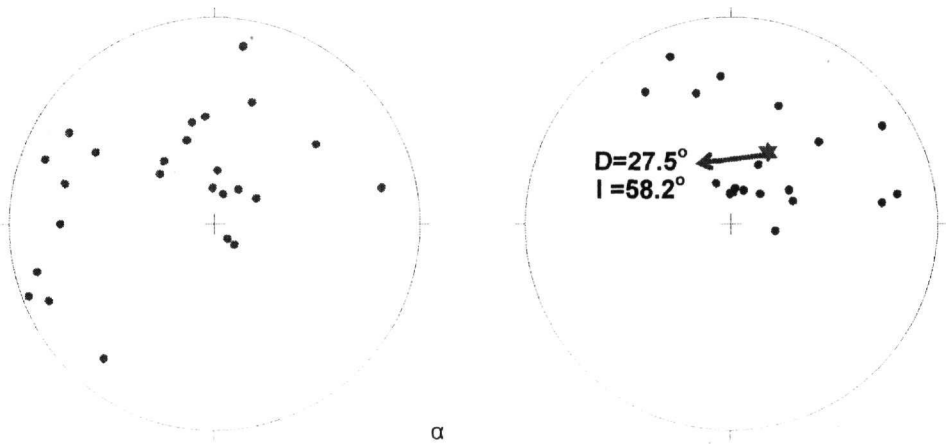
Πίνακας 3. Τιμές της απόκλισης (D) και της έγκλισης (I) πριν και μετά τον επαναπροσανατολισμό των δειγμάτων

ΠΡΙΝ ΤΗΝ ΔΙΟΡΘΩΣΗ		ΜΕΤΑ ΤΗΝ ΔΙΟΡΘΩΣΗ	
Απόκλιση (D°)	Έγκλιση (I°)	Απόκλιση (D°)	Έγκλιση (I°)
177	14	27.5	58.2
167.4	41.6	345	35.1
132.4	29.2	4.1	77.7
238.6	19.4	340	73.2
110.7	77	100	72.3
189	76	70	63.9
318.2	7.7	358	78.2
197	12.2	57	14
315.5	11.1	47	41.6
68.8	86.5	356	29.2
161.5	35.1	80	19.4
65.1	77.7	21	76
39.5	73.2	7	76
122	72.3	327	25
90	63.9	22	38.6
75	78.2	340	15
104.9	64.3	60	63.6
183.5	21	82	27
258	71.9	45	73.6
197.2	51.5	25	64.3

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στη παρούσα εργασία περιγράφονται οι διάφορες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τον επαναπροσανατολισμό πυρήνων γεωτρήσεων. Ειδικότερα η παλαιομαγνητική μέθοδος εφαρμόζεται σε πυρήνες γεωτρήσεων από τον Β. Ελλαδικό χώρο. Η πλειοψηφία των δειγμάτων που μελετήθηκαν φαίνεται ότι έχει επηρεαστεί από μια παρασιτική μαγνήτιση που επέδρασε κατά την πολύχρονη φύλαξη των δειγμάτων με συνέπεια τη καταστροφή της ιξώδους μαγνήτισής τους. Στα δείγματα που δεν έχουν επηρεαστεί από αυτή τη μαγνήτιση, ήταν δυνατόν να διορθώσουμε τόσο την απόκλιση όσο και την έγκλιση και όπως φαίνεται από το σχήμα 8 μετά τον επαναπροσανατολισμό τους παρατηρείται καλύτερη συγκέντρωση των τελικών διευθύνσεων. Ο μέσος όρος βρίσκεται σε πολύ κα-

λή συμφωνία με τα αποτελέσματα άλλων ερευνών σε επιφανειακούς σχηματισμούς της ίδιας περιοχής (Πίνακας 4). Φαίνεται λοιπόν ότι ο επαναπροσανατολισμός των πυρήνων γεωτρήσεων είναι μία πολύ σημαντική διαδικασία για την εξαγωγή αξιόπιστων παλαιομαγνητικών αποτελεσμάτων.



α

β

Σχήμα 8. (α) Αρχικές διευθύνσεις των δειγμάτων που επαναπροσανατολίσθηκαν, (β)Τελικές τιμές διευθύνσεων όπως προκύπτουν μετά τη διόρθωση για την απόκλιση και την έγκλιση. Με τον αστερίσκο φαίνεται η μέση τιμή της διεύθυνσης.

Πίνακας 4. Αποτελέσματα πλουτωνικών και ιζηματογενών σχηματισμών από την ίδια περιοχή

Περιοχή	Σχηματισμός	Ηλικία	D	I	Συγγραφείς
1. Χαλκιδική (Κασσάνδρα)	Ιζήματα	Μειο - Πλειόκαινο	24.7	54.2	Haubold et al., 1999
Αξιός	Ιζήματα	Μειόκαινο	20	46	Sen et al., 2000
3. Στρυμονικός	Πλουτωνικά	Ολιγόκαινο – Μειόκαινο	26	47	Westphal et al. (1991)
6. Αξιός (Ωραιόκαστρο)	Πλουτωνικά	Ηώκαινο	29.5	39	Feinberg et al. (1994)
Αναμενόμενες τιμές της έγκλισης για την περιοχή					
Κασσάνδρα		Ηώκαινο	10.4	50.8	Westphal et al. (1986)
Κασσάνδρα		Ολιγόκαινο	8.2	56.4	Westphal et al. (1986)

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Αηδονά Ε. 2002. Παλαιομαγνητικές και μαγνητικές ιδιότητες ιζημάτων και υποβάθρου σε πυρήνες γεωτρήσεων από τον Β. Ελλαδικό χώρο: Συμβολή στη διερεύνηση των συνθηκών διαγένεσης, Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ, 235σ .

Audunsson H., & Levi S. 1989. Drilling-induced remanent magnetization in basalt drill cores. Geophys. J. Int., 98, 613-622.

Collinson D. W. 1983. Methods in rock magnetism and Palaeomagnetism, Techniques and Instrumentation, Chapman and Hall, London.

Davison I. & Haszeldine R. S. 1984. *Orienting conventional cores for geological purposes: a review of methods.* Journal of Petroleum Geology, 7, 461-466.

Feinberg H., Kondopoulou D., Michard A. & Mountrakis D. 1994. Paleomagnetism of some northern Greece ophiolites and associated sediments. Bulletin of the Geological Society of Greece 30, 359-370.

Folami S. & Hailwood E.A. 1991. Magnetic fabric results from DSDP holes 380A (Black Sea) and 524 (South America) sediment cores: a case study for the comparison between low-and high-field torque magnetometer measurements. Marine Geophysical Researches, 13, 239-253.

Fuller M. 1969. *Magnetic orientation of borehole core.* Geophysics, 34, 772-774.

Hailwood E. A. & Ding F. 1995. Palaeomagnetic reorientation of cores and the magnetic fabric of hydrocarbon reservoir sands. *In:* Turner, P. and Turner, A. (eds) Palaeomagnetic Applications in Hydrocarbon Exporation. Geological Society, London, Special Publications, 98, 245-258.

Hailwood E. A. 1989. Magnetostratigraphy Geological Society, London Special Report, 19, 84pp.

Hamilton N. & Rees A. I. 1970. The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. *In:*Runcorn, S.K. (eds) Palaeogeophysics, Academic Press, London, 445-464.
Haubold, H., Kondopoulou D., Scholger R. & Mauritsch H. J. 1999. Further palaeomagnetic evidence for the structural unroofing of the Rhodope metamorphic core complex. Abstract in EGS99.
Kodama K. P.1984.Palaeomagnetism of granite intrusives from the Precambrian basement under eastern Kansas: orienting drill cores using secondary magnetization components. Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society, 76,273-287
Li Z. X., Powell C. M. & Morris D. G. 1991. Syndeformational and drilling-induced remanent magnetizations from diamond drill cores of the Mt Eclipse Sandstone, central Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 38, 473-484.
Lunton E. D. 1938. Recent developments in laboratory orientation of cores by their magnetic polarity. Geophysics, 3, 122-129.
Nelson R. A., Lenox L. C. & Ward B. J. 1987. Oriented core: its use, error and uncertainty. America association of Petroleum geologists Bulletin, 71, 357-367.
Rolph,T. C., Shaw, J. Happer T. R. & Hagan J. T. 1995. Viscous remanent magnetization: a tool for orientation of drill cores. *In* : Turner, P. and Turner, A. (eds) Palaeomagnetic Applications in Hydrocarbon Exporation. Geological Society, London, Special Publications, 98, 239-243.
Sallomy J. T. & Briden J. C. 1975. Palaeomagnetic studies of Lower Jurassic rocks in England and Wales. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 369-376.
Sayre W. O. & Hailwood E. A. 1985. The magnetic fabric of early Tertiary sediments from the Rockall Plateau, northeast Atlantic Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 75, 289-296.
Sen, S., Koufos, G., Kondopoulou D. & de Bonis. L. 2000. Magnetostratigraphy of Late Miocene continental deposits of the Lower Axios valley, Macedonia, Greece. Geological Soc.of Greece, Special Publ. 9, 197-206.
Shi H. & Tarling D. H. 1999. The origin of bore-core remanences: mechanical-shock-imposed irreversible magnetizations. Geophys. J. Int, 137, 831-838.
Shibuya H., Merrill D. L., Hsu V. & Leg 124 Shipboard Scientific party. 1991. Paleogene counterclockwise rotation of the Celebes Sea- orientation of ODP cores utilizing the secondary magnetization. *In:* Silver, E. A., Rangin, C., von Breyman, M. T. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 124.
Tarling D. H. & Hrouda F. 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman and Hall.
Van der Voo R. & Watts D. R. 1978. Paleomagnetic results from igneous and sedimentary rocks from Michigan Basin borehole. Journal of Geophysical Research, 83, 5844-5848.
Westphal M., Bazhenov M., Lauer J. P., Pechersky M., & Sibuet J. C. 1986. Palaeomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. Tectonophysics, 123, 37-82.
Westphal, M., Kondopoulou, D., Edel, J. B. & Pavlides, S. 1991. Paleomagnetism of late Tertiary and Plio-Pleistocene formations from N. Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece 25, 239-250.

ABSTRACT

RE-ORIENTANTION METHODS OF CORE SAMPLES: IMPLICATIONS TO SEDIMENT CORES FROM N. GREECE

Aidona E.[1], Kondopoulou D.[1], and Scholger R.[2]
[1]*Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, aidona@lemnos.geo.auth.gr, despi@geo.auth.gr*

[2]*Paleomagnetic Laboratory, Institute of Geophysics, University of Leoben, Austria*

The different methods of re-orientation of core samples are discussed in the present study. In order to obtain results from core samples concerning the direction of the formation, their permeability and their anisotropy, it is essential first to bring all the pieces of the core into their initial position with regard to the North and to the horizontal (in-situ).

In this study we emphasize particularly to the palaeomagnetic technique. This re-orientation method uses the magnetic components of the rocks (especially the viscous component) in order to determine the direction with regard to the North (declination). Also, the anisotropy method which helps us to correct the angle to the horizontal (inclination) is described here.

Finally we applied the last two methods in non-oriented core samples from N. Greece and the significant importance of the re-orientation techniques to the palaeomagnetic studies is shown.

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

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

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΟ ΟΡΟΠΕΔΙΟ ΤΟΥ ΟΜΑΛΟΥ, Ν. ΧΑΝΙΩΝ

Βαφείδης Α.[1], Μανούτσογλου Ε.[2], Hamdan Η.[1], Ανδρονικίδης Ν.[1], Κουκαδάκη Μ.[1], Κρητικάκης Γ.[1], Οικονόμου Ν.[1] και Σπανουδάκης Ν.[1]

[1] *Τομέας Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 731 00 Χανιά,* vafidis@mred.tuc.gr , mkoukad@mred.tuc.gr.

[2] *Τομέας Γεωλογίας, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 731 00 Χανιά,* emanout@mred.tuc.gr.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Εξετάζονται και συγκρίνονται τα προκαταρκτικά αποτελέσματα γεωφυσικής διασκόπησης που πραγματοποιήθηκε στο οροπέδιο του Ομαλού στο νομό Χανίων, Κρήτης. Η γεωφυσική έρευνα περιελάμβανε μετρήσεις ηλεκτρικής τομογραφίας, ηλεκτρικής χαρτογράφησης, σεισμικής διάθλασης, γεωραντάρ, VLF, κινούμενου πομπού-δέκτη και τέλος βαρυτικής χαρτογράφησης. Στόχος της συγκεκριμένης μελέτης είναι η σύγκριση των αποτελεσμάτων των διαφόρων μεθοδολογιών που χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό και την απεικόνιση των καρστικών μορφών που συναντώνται στην περιοχή. Στην παρούσα μελέτη επομένως δίνεται έμφαση στη χρησιμότητα των γεωφυσικών μεθόδων στον εντοπισμό καρστικών δομών. Η επεξεργασία των δεδομένων επιτρέπει την αναγνώριση τριών γεωηλεκτρικών στρωμάτων που συνιστούν το γεωλογικό υπόβαθρο. Πρόκειται για το πρώτο στρώμα πολύ υψηλών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων, το οποίο χαρακτηρίζεται ως αλλουβιακές / διλλουβιακές αποθέσεις. Το δεύτερο στρώμα μειωμένων ηλεκτρικών αντιστάσεων που κατά κύριο λόγο αντικατοπτρίζει την ύπαρξη μαργών και τέλος το τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα, το οποίο με τη σειρά του οριοθετεί το ανθρακικό υπόβαθρο της περιοχής μελέτης. Ο συνδυασμός όλων των γεωφυσικών μεθόδων συγκλίνει στο ίδιο συμπέρασμα σχετικά με το πάχος των υπερκείμενων σχηματισμών του ανθρακικού υποβάθρου, το μέγιστο πάχος των οποίων είναι περίπου 115 m. Επίσης στο ανθρακικό υπόβαθρο εντοπίστηκαν δολίνες και καρστικά έγκοιλα σε ένα τμήμα του οροπεδίου του Ομαλού, όπου και πραγματοποιήθηκε η γεωφυσική διασκόπηση.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην παρούσα μελέτη παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των γεωφυσικών μετρήσεων στο οροπέδιο του Ομαλού κατά τα έτη 2002 - 2003. Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι να διαπιστωθεί κατά πόσο ο συνδυασμός των γεωφυσικών μεθόδων είναι σε θέση να εξάγει ορθά συμπεράσματα σχετικά με τους γεωλογικούς σχηματισμούς που δομούν το οροπέδιο. Οι γεωφυσικές μέθοδοι που εφαρμόστηκαν αποσκοπούσαν στον υπολογισμό του πάχους του εδαφικού καλύμματος και του συνόλου των κλαστικών σχηματισμών καθώς και στην απεικόνιση των δολίνων και καρστικών εγκοίλων τμήματος του οροπεδίου.

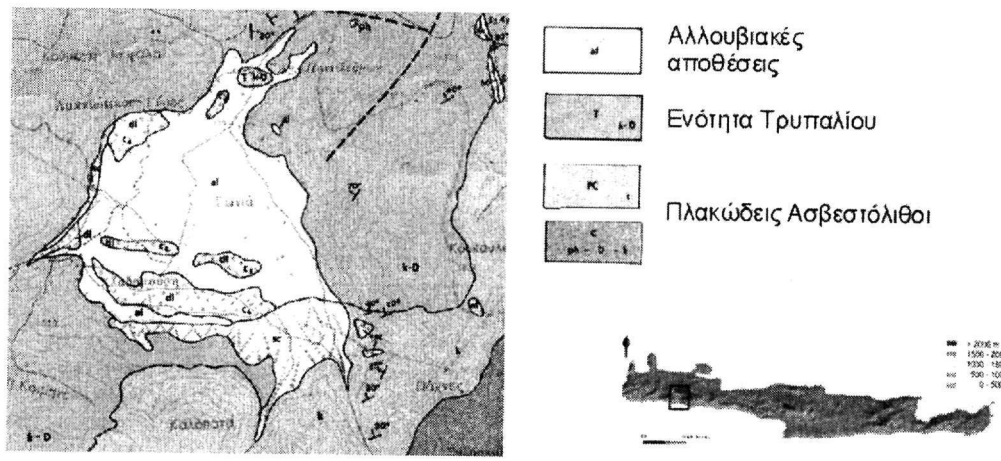
Η γεωφυσική διασκόπηση πραγματοποιήθηκε με τη συμβολή φοιτητών του Πολυτεχνείου Κρήτης, οι οποίοι αποκόμισαν σημαντική εμπειρία και εξοικειώθηκαν με το γεωφυσικό εξοπλισμό και τη συλλογή δεδομένων.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ

Η περιοχή μελέτης εντοπίζεται στο δυτικό τμήμα των Λευκών Ορέων. Το οροπέδιο του Ομαλού αποτελεί μία τυπική πόλγη που βρίσκεται στην περιοχή εξάπλωσης της ρηγματογενούς ζώνης μεταξύ του καλύμματος του Τρυπαλίου και των υποκείμενων ανθρακικών σχηματισμών.

Η πόλγη του Ομαλού χαρακτηρίζεται γεωλογικά από τρεις ενότητες: α) Νεογενείς – Τεταρτογενείς αποθέσεις, β) Ενότητα Τρυπαλίου και γ) Ομάδα πλακωδών ασβεστολίθων.

Στο Σχήμα 1 παρουσιάζεται ο γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του οροπεδίου, στον οποίο διακρίνεται η έντονη παρουσία αλλουβιακών αποθέσεων εντός της πόλγης με κατά τόπους εμφάνιση μαργών και κροκαλοπαγών πάνω στους καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους. Η πόλγη του Ομαλού αναπτύσσεται στην επαφή της ενότητας Τρυπαλίου και Πλακωδών ασβεστολίθων και κατά κύριο λόγο εντός των ασβεστολίθων του Τρυπαλίου.



Σχήμα 1. Γεωλογικός χάρτης του οροπεδίου του Ομαλού και τοπογραφικός χάρτης της Κρήτης.

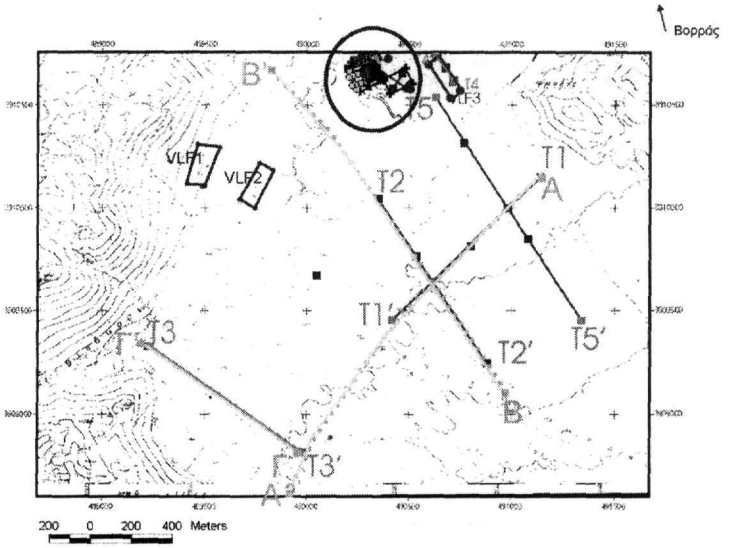
3 ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

Η γεωφυσική διασκόπηση που αναφέρεται στην παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε σε προκαταρκτικό τμήμα της πόλγης του Ομαλού διαστάσεων 3x2 km. Οι γεωφυσικές εντούτοις μέθοδοι που παρουσιάζονται στη συνέχεια, εκτός από δύο γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας T1 – T1' και T2 – T2' (βλ.§3.5), έχουν επικεντρωθεί σε ένα μικρότερο τμήμα της αρχικής έκτασης, διαστάσεων 350x250 m (κύκλος στο Σχ. 2). Η συγκεκριμένη περιοχή απεικονίζεται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια στο Σχήμα 3.

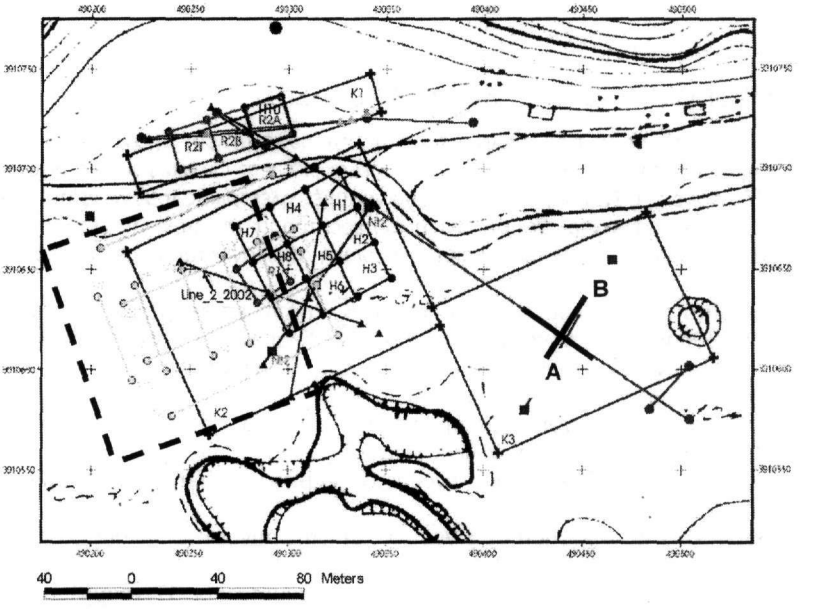
Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται προέκυψαν κατόπιν επεξεργασίας των γεωφυσικών δεδομένων που ελήφθησαν κατά τις περιόδους 2002 - 2003 και αναφέρονται στη σύγκριση γεωφυσικών μεθόδων που πραγματοποιήθηκαν στην ίδια περιοχή ενδιαφέροντος.

Συγκεκριμένα , η γεωφυσική έρευνα περιελάμβανε:

- ✓ Ηλεκτρική χαρτογράφηση με τη διάταξη Wenner (a = 10 m με ισαπόσταση γραμμών 10 m) σε 3 καννάβους συνολικής έκτασης 20.000 m^2.
- ✓ Χαρτογράφηση με τη μέθοδο κινούμενου πομπού – δέκτη σε 3 καννάβους συνολικής έκτασης 4000 m^2.
- ✓ Βαρυτική χαρτογράφηση σε 3 γραμμές μελέτης συνολικού μήκους 5000 m και με ισαπόσταση σταθμών 50 m.
- ✓ Σεισμική διάθλαση διαμήκων και εγκαρσίων κυμάτων σε 17 γραμμές μελέτης συνολικού μήκους 1200 m.
- ✓ Γεωραντάρ με κεραίες των 110 MHz σε 2 καννάβους έκτασης 1600 m^2 και 3 γραμμές συνολικού μήκους 430 m.
- ✓ Ηλεκτρική τομογραφία με τη διάταξη Wenner – Schlumberger σε 6 γραμμές μελέτης συνολικού μήκους 3320 m.
- ✓ Χαρτογράφηση με την ηλεκτρομαγνητική μέθοδο μέτρησης γωνίας κλίσης (VLF) σε 3 καννάβους συνολικής έκτασης 42.000 m^2 και 20 γραμμές μελέτης συνολικού μήκους 14.000 m.



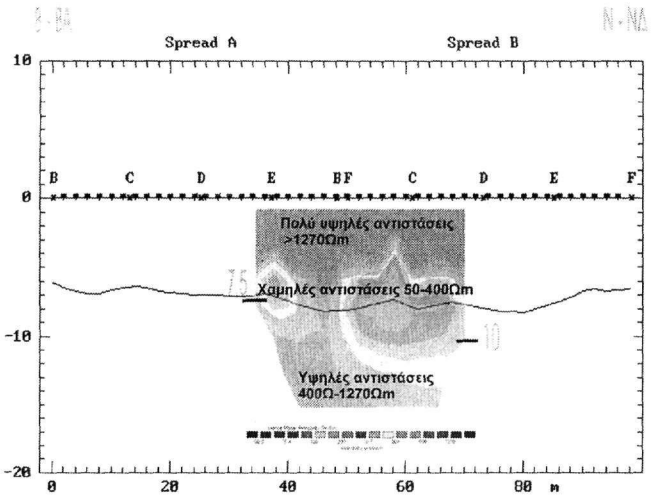
Σχήμα 2. Τοπογραφικός χάρτης ευρύτερης περιοχής γεωφυσικής διασκόπησης στο οροπέδιο. Παρουσιάζονται ενδεικτικές γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας (Τ1-Τ1', Τ2-Τ2'), κάνναβοι VLF καθώς και γραμμές βαρυτικής χαρτογράφησης (Α-Α΄, Β-Β΄, Γ-Γ΄). Η κυκλική περιοχή υποδηλώνει το χώρο, όπου επικεντρώθηκε η γεωφυσική διασκόπηση και της οποίας τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στη συνέχεια.



Σχήμα 3. Τοπογραφικός χάρτης της περιοχής που επικεντρώθηκε η γεωφυσική διασκόπηση. Διακρίνονται οι κάνναβοι του γεωραντάρ (R2A, Β, Γ) της μεθόδου κινούμενου πομπού-δέκτη (Η1 -Η10) και της ηλεκτρικής μεθόδου (Κ1, Κ2, Κ3) . Η ΑΒ αντιστοιχεί σε γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας και η κάθετη σε αυτή σε γραμμή γεωραντάρ (βλ.§3.3). Το πλαίσιο με διακεκομμένη γραμμή τετραγώνου οριοθετεί τνη περιοχή που διασκοπήθηκε από τη σεισμική διάθλαση.

3.1 Συνδυασμός ηλεκτρικής τομογραφίας - σεισμικής διάθλασης

Σε ένα τμήμα της πόλγης του Ομαλού πραγματοποιήθηκαν μία γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας μήκους 36 m και διεύθυνσης βόρεια – βορειανατολικά προς νότιο – νοτιοδυτικά καθώς και μία γραμμή σεισμικής διάθλασης μήκους 94 m και ίδιας διεύθυνσης.



Σχήμα 4. Υπέρθεση γραμμής σεισμικής διάθλασης πάνω στα δεδομένα της ηλεκτρικής τομογραφίας. Διακρίνονται τα τρία γεωηλεκτρικά στρώματα που προέκυψαν από την ερμηνεία της τομογραφίας καθώς και οι δύο γεωλογικές ενότητες που οριοθετούν οι σεισμικές μετρήσεις. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζονται οι σταθμοί συλλογής των σεισμικών δεδομένων και στον κατακόρυφο το βάθος διασκόπησης (m).

Η ηλεκτρική τομογραφία πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τη διάταξη Wenner - Schlumberger κατά την οποία η απόσταση ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού αυξανόταν συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης με βήμα 3 m. Για την αντιστροφή των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο RES2DINV (Loke and Barker, 1994).

Η γεωηλεκτρική τομή απεικονίζει τη μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε συνάρτηση με το βάθος. Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την εν λόγω περιοχή κυμαίνονται από 50 -1300 Ωm. Συγκεκριμένα διακρίνονται τρεις γεωηλεκτρικές ενότητες: 1) το πρώτο στρώμα εξαιρετικά υψηλών αντιστάσεων, με τιμές που ξεπερνούν τα 1270 Ωm, 2) ένα δεύτερο στρώμα, το οποίο χαρακτηρίζεται από μειωμένες τιμές 50 - 400 Ωm και τέλος 3) το τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα, το οποίο και χαρακτηρίζεται από αντιστάσεις της τάξης των 400 – 1270 Ωm (Σχ. 4). Οι ασυνήθιστα υψηλές τιμές που παρατηρούνται στο πρώτο στρώμα είναι δυνατόν να δικαιολογηθούν εάν ληφθεί υπόψη η εποχή κατά την οποία πραγματοποιήθηκε η γεωφυσική διασκόπηση. Οι μετρήσεις της ηλεκτρικής τομογραφίας συλλέχθηκαν στο τέλος του καλοκαιριού, με αποτέλεσμα το επιφανειακό στρώμα του υπεδάφους να είναι ιδιαίτερα ξηρό, με μηδαμινή παρουσία υγρασίας σε σχέση με τα κατώτερα στρώματα.

Σχετικά με τη γεωλογική ερμηνεία της ηλεκτρικής τομογραφίας, οι τρεις γεωηλεκτρικές ενότητες μπορούν να ερμηνευτούν ως εξής: Το πρώτο στρώμα που παρατηρείται μπορεί να χαρακτηριστεί ως αλλουβιακές ή διλλουβιακές αποθέσεις. Στη συνέχεια ακολουθεί μία ενότητα, η οποία αποδίδεται σε μάργες ενώ το τελευταίο στρώμα είναι αυτό που οριοθετεί το ανθρακικό υπόβαθρο.

Παρατηρείται ότι ο γεωλογικός χαρακτηρισμός αυτού του τμήματος της πόλγης, όπου και πραγματοποιήθηκε η διασκόπηση, βρίσκεται σε συμφωνία με το γεωλογικό χάρτη της περιοχής. Οι επιφανειακοί σχηματισμοί του Ομαλού χαρακτηρίζονται όντως ως σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις, οι οποίες επικάθονται πάνω στο ανθρακικό υπόβαθρο της περιοχής.

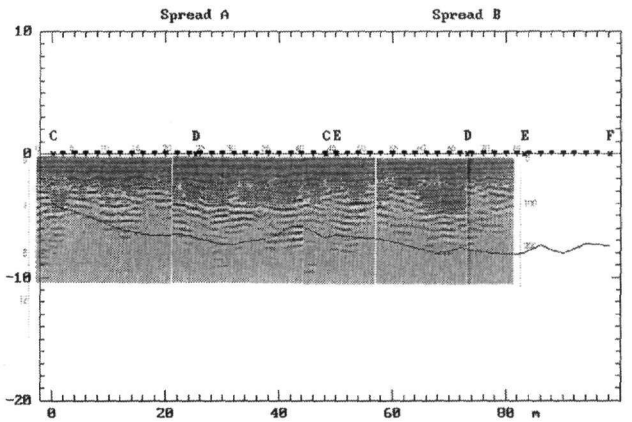
Όσον αφορά στη γραμμή της σεισμικής διάθλασης που πραγματοποιήθηκε στον ίδιο χώρο με τις μετρήσεις της ηλεκτρικής τομογραφίας, είχε συνολικό μήκος 94 m και ισαπόσταση στους σταθμούς γεωφώνων 2 m. Στην περίπτωση αυτή η σεισμική γραμμή οριοθετεί δύο γεωλογικά στρώμα-

τα. Το πρώτο στρώμα αντιστοιχεί σε αλλουβιακές – διλλουβιακές αποθέσεις και το δεύτερο στο ανθρακικό υπόβαθρο (Σχ 4). Οι σεισμικές ταχύτητες που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο συν – πλην (plus – minus) ήταν της τάξης των 530 m/sec και 2500m/sec για τα δύο στρώματα αντίστοιχα. Μία σύγκριση των αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής τομογραφίας και της σεισμικής διάθλασης αποδεικνύει ότι κατά κύριο λόγο συμφωνούν, με τη διαφορά ότι η γεωλογική ερμηνεία με βάση την ειδική ηλεκτρική αντίσταση των σχηματισμών προσφέρει μεγαλύτερη λεπτομέρεια σε σχέση με την ερμηνεία που προκύπτει από τη ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

3.2 Συνδυασμός γεωραντάρ - σεισμικής διάθλασης

Η γραμμή του γεωραντάρ που περιγράφεται είχε μήκος 75 m, διεύθυνση από δύση προς ανατολή και βάθος διείσδυσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων μέχρι 10 m περίπου. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν με κεραίες 110 MHz, ενώ το βήμα δειγματοληψίας ήταν 0,5 m.

Αξίζει να σημειωθεί ότι στις καταγραφές του γεωραντάρ παρατηρείται εξασθένιση αυτών με το βάθος. Ενώ αρχικά παρατηρείται έντονη διείσδυση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων μέχρι βάθους 4 m περίπου, στη συνέχεια οι καταγραφές του γεωραντάρ παρουσιάζονται ιδιαίτερα εξασθενημένες μέχρι και τα 10 m (Σχ. 5). Η εξασθένιση αυτή πιθανότατα σχετίζεται με το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα που χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μαργών. Η διάδοση επομένως των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων δυσχεραίνεται εξαιτίας της παρουσίας μάργας, με αποτέλεσμα το γεωραντάρ να μην είναι σε θέση να δώσει περισσότερες πληροφορίες σε μεγαλύτερα βάθη. Η διαχωριστική επιφάνεια ανάμεσα στις ισχυρές και λιγότερο ισχυρές καταγραφές οριοθετεί τη διεπιφάνεια ανάμεσα στο πρώτο και δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα.



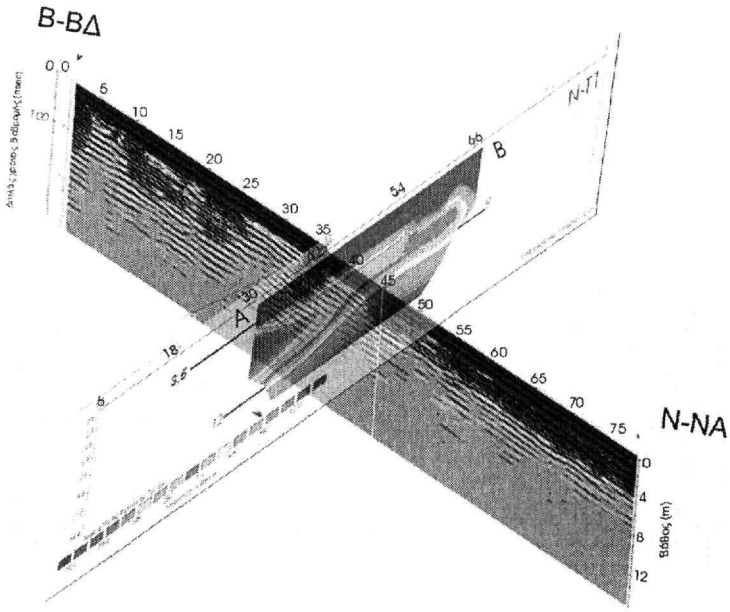
Σχήμα 5. Υπέρθεση του μοντέλου ταχυτήτων από τη σεισμική διάθλαση πάνω στις καταγραφές του γεωραντάρ.

Τα σεισμικά δεδομένα συμπληρώνουν τις καταγραφές του γεωραντάρ προσφέροντας πληροφορίες για το ανθρακικό υπόβαθρο της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα η γραμμή της σεισμικής διάθλασης φαίνεται να οριοθετεί την οροφή του ανθρακικού υποβάθρου.

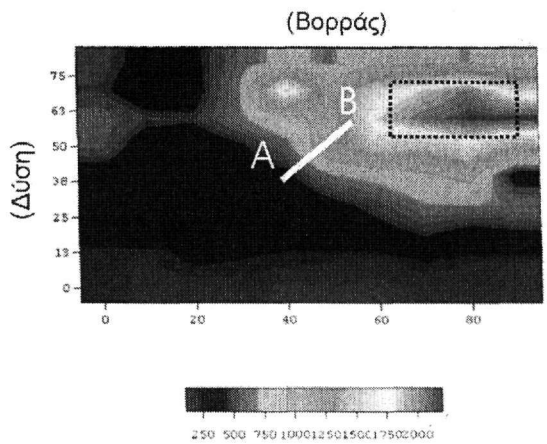
3.3 Συνδυασμός ηλεκτρικής τομογραφίας - γεωραντάρ - ηλεκτρικής χαρτογράφησης

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας ΑΒ είχε συνολικό μήκος 36 m, βήμα διασκόπησης 3 m και διεύθυνση νότιο – νοτιοδυτικά προς βόρεια – βορειανατολικά (βλ. διακεκομμένες γραμμές στο Σχ.3). Η επιφάνεια του έδαφους στην εν λόγω περιοχή ήταν οριζόντια και δε χρειάστηκε να γίνουν τοπογραφικές διορθώσεις. Η γεωλογική ερμηνεία της συγκεκριμένης τομογραφίας ήταν σε πλήρη συμφωνία με το γεωλογικό μοντέλο που προέκυψε από προηγούμενες ηλεκτρικές μετρήσεις (βλ.§3.1). Αξίζει να σημειωθεί ότι στη γεωηλεκτρική τομή ΑΒ παρατηρείται μείωση του πάχους των υπερκείμενων σχηματισμών του ανθρακικού υποβάθρου, καθώς κατευθυνόμαστε προς τα βορειοανατολικά της περιοχής (Σχ. 6).

Την ηλεκτρική τομογραφία συμπλήρωσαν μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν με τη μέθοδο του γεωραντάρ. Οι γραμμές του γεωραντάρ είχαν μήκος 75 m, διεύθυνση βόρεια – βορειοδυτικά προς νότιο – νοτιοανατολικά και έτεμναν σχεδόν κάθετα τη γραμμή της ηλεκτρικής τομογραφίας. Ακόμη και στην περίπτωση αυτή, οι καταγραφές εμφανίζουν έντονη εξασθένιση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων μέσα στο στρώμα των μαργών (Σχ. 6).



Σχήμα 6. Συνδυασμός ηλεκτρικής τομογραφίας (ΑΒ) και γεωραντάρ (βλ. Σχ. 3). Είναι εμφανής η ταύτιση του πρώτου στρώματος πολύ υψηλών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων με τις ισχυρές καταγραφές του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στο γεωραντάρ. Η τομή του γεωραντάρ έχει συνολικό μήκος 75 m και βάθος 15 m. Η ηλεκτρική τομή έχει μήκος 36 m, βάθος 14,5 m και εύρος ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων 50 έως 1300 Ωm.

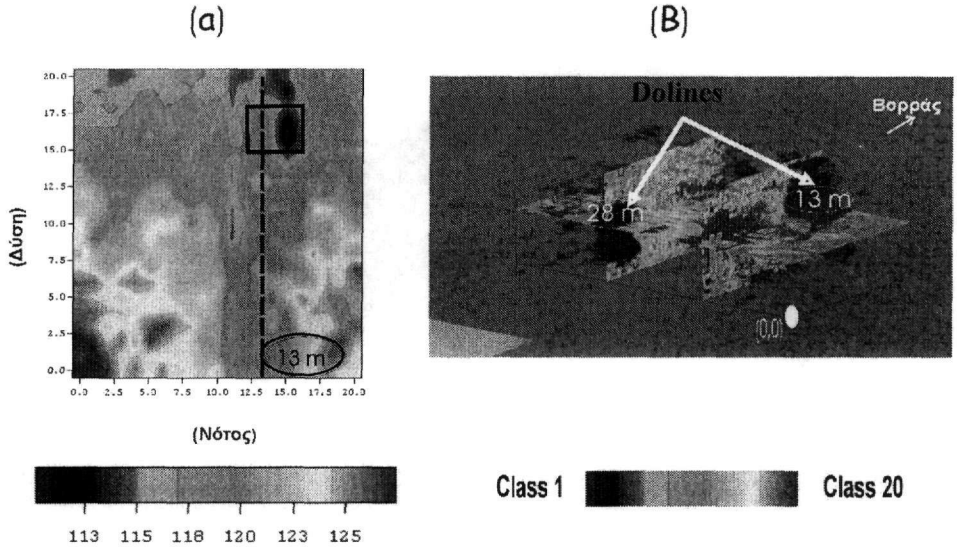


Σχήμα 7. Χάρτης φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας ΑΒ. Η χαρτογράφηση πραγματοποιήθηκε με τη διάταξη Wenner με a = 10 m και ισαπόσταση γραμμών 10 m. Το τετράγωνο αντιστοιχεί στην περιοχή υψηλής φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Σχετικά με τα δεδομένα της ηλεκτρικής χαρτογράφησης (βλ. κάνναβο Κ3 στο Σχ.3), η οποία διεξήχθη στον ίδιο χώρο με αυτό των προηγούμενων μεθόδων η επεξεργασία των μετρήσεων υπέδειξε μία περιοχή αυξημένης φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης προς τα βορειοανατολικά της περιοχής μελέτης (τετράγωνο στο Σχ. 7). Η διαπίστωση αυτή συμφωνεί με την αρχική επισήμανση στα δεδομένα της ηλεκτρικής τομογραφίας και αιτιολογείται αν ληφθεί υπόψη ότι κατευθυνόμαστε προς το όριο της πόλγης του Ομαλού.

3.4 Συνδυασμός γεωραντάρ - ηλεκτρομαγνητικής χαρτογράφησης

Το έτος 2003 διεξήχθη συνδυασμένη διασκόπηση ηλεκτρομαγνητικών μετρήσεων (μέθοδοι κινούμενου πομπού – δέκτη και γεωραντάρ). Αν και ο κάνναβος του γεωραντάρ ήταν 20x40m, η επεξεργασία πραγματοποιήθηκε σε κοινό κάνναβο διαστάσεων 20x20m καθώς ο κάναβος της ηλεκτρομαγνητικής διασκόπησης ήταν 20x20m. Οι γραμμές και για τις δύο μεθόδους είχαν διεύθυνση από νότο προς βορρά.



Σχήμα 8. Συνδυασμός ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου κινούμενου πομπού – δέκτη (α) και γεωραντάρ (β). Στο χάρτη της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (α) και στον ταξινομημένο όγκο των καταγραφών του γεωραντάρ (β) παρατηρείται μία πιθανή δολίνη στο βόρειο τμήμα του καννάβου (13 m). Στο τρισδιάστατο σχήμα (β) ο κατακόρυφος άξονα αντιστοιχεί σε χρόνο (0-540 nsec) και οι δύο οριζόντιοι σε απόσταση (0-40 m και 0-20 m).

Στη μέθοδο κινούμενου πομπού – δέκτη υπολογίζονται απευθείας με βήμα διασκόπησης 1 m η πραγματική και φανταστική συνιστώσα του δευτερεύοντος ηλεκτρομαγνητικού πεδίου και στη συνέχεια η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Το βάθος διασκόπησης με το όργανο EM – 31 έφτανε μέχρι τα 6 m περίπου (Σχήμα 8α).

Σχετικά με τον κάνναβο του γεωραντάρ, οι γραμμές απείχαν ισαπόσταση 1 m, το βήμα διασκόπησης ήταν 0,5 m και χρησιμοποιήθηκαν πάλι κεραίες των 110 MHz. Στην περίπτωση αυτή στα δεδομένα του γεωραντάρ εφαρμόστηκαν μέθοδοι ταξινόμησης. Η λογική της ταξινόμησης στηρίζεται στο γεγονός ότι όλες οι μετρήσεις του γεωραντάρ έχουν κάποιες ιδιότητες, οι οποίες άλλοτε είναι κοινές και άλλοτε διαφέρουν κατά πολύ από μέτρηση σε μέτρηση. Ανάλογα επομένως με τα χαρακτηριστικά τους (attributes), τα δεδομένα ταξινομήθηκαν σε ομάδες – τάξεις. Δεδομένα με παρόμοια χαρακτηριστικά εμφανίζονται με ίδιο χρωματισμό και αντιστοιχούν σε ανάλογες γεωλογικές μορφές (Taner et. al., 2001). Από τα ταξινομημένα πλέον δεδομένα, διαπιστώθηκε ότι οι περιοχές στα 13 και 28 m αντίστοιχα προς δυσμάς ανήκουν στην ίδια τάξη (Σχ. 8β). Τα βάθη στα οποία εντοπίστηκαν οι ανωμαλίες προέκυψαν έπειτα από αντιστοιχία της ταχύτητας διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (0,1 m/sec) και του μονού χρόνου διαδρομής κύματος (130 nsec για την ανωμαλία των 13 m).

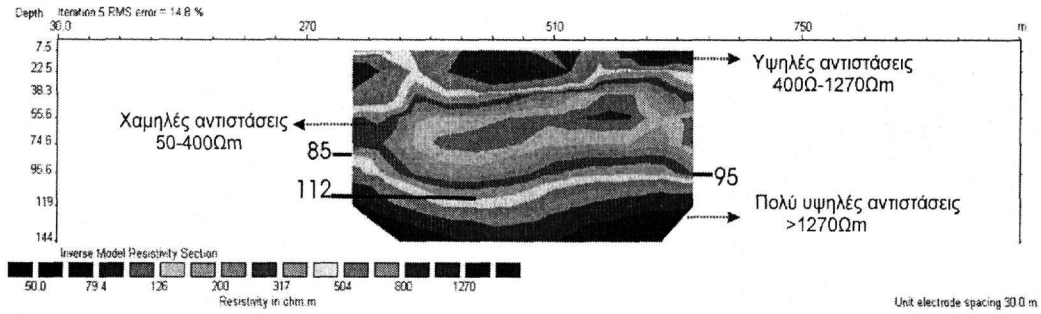
Η μέθοδος του κινούμενου πομπού – δέκτη εμφάνισε με τη σειρά της περιοχή χαμηλών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων στα βόρεια του κοινού καννάβου. Συγκεκριμένα αυτή η ανωμαλία παρατηρείται όντως σε μία από τις δύο περιοχές που είχαν επισημανθεί από τα ταξινομημένα δεδομένα του γεωραντάρ (τετράγωνο στο Σχ. 8α). Οι δύο μέθοδοι επομένως φαίνεται να συμφωνούν μεταξύ τους, οριοθετώντας μία πιθανή δολίνη.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφερθεί ότι οι χαμηλής τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που αποδίδονται στη δολίνη. Η παραπάνω διαπίστωση δεν μπορεί να γενικευτεί ως κανόνας για όλα τα καρστικά έγκοιλα.. Οι τιμές επομένως της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που μπορούν να αποδοθούν σε καρστική δομή δεν είναι αποκλειστικά υψηλές ή χαμηλές, αλλά εξαρτώνται πάντοτε από τις συνθήκες του περιβάλλοντα χώρου.

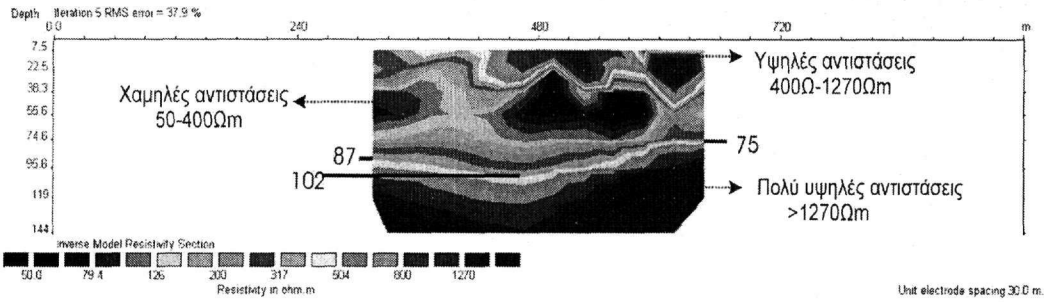
3.5 Ηλεκτρική τομογραφία (γραμμές Τ1 – Τ1' και Τ2 – Τ2')

Στην περίπτωση αυτή παρουσιάζονται δύο γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας μήκους 330 m έκαστη και με βήμα διασκόπησης 30 m στο κέντρο περίπου της πόλγης του Ομαλού (βλ. Σχ. 2). Ο σκοπός των συγκεκριμένων μετρήσεων ήταν να διαπιστωθεί κατά πόσο είναι έντονο το ανάγλυφο της οροφής των ανθρακικών σχηματισμών στη πόλγη του Ομαλού,.

(α)



(β)



Σχήμα 9. Ηλεκτρικές τομογραφίες κατά μήκος των γραμμών μελέτης Τ1 – Τ1' (α) και Τ2 – Τ2' (β) που απεικονίζουν την εναλλαγή των τριών στρωμάτων και την έντονη διακύμανση της οροφής του ανθρακικού υποβάθρου.

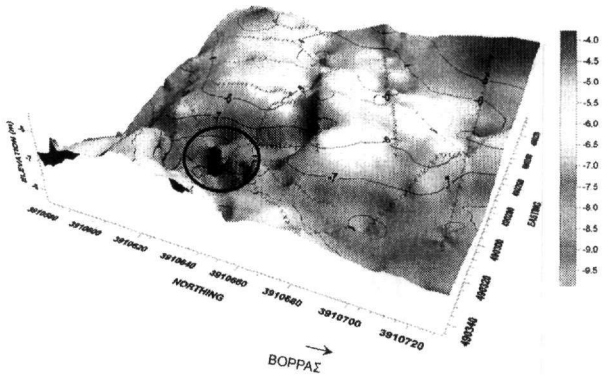
Πράγματι οι ηλεκτρικές τομογραφίες οριοθέτησαν τα τρία γεωηλεκτρικά στρώματα των αλλουβιακών αποθέσεων, της μάργας και του ανθρακικού υποβάθρου. Σχετικά με το τελευταίο, παρατηρείται μία έντονη διακύμανση στο βάθος της οροφής του με τιμές που κυμαίνονται από 75 – 115 m. Διαπιστώνεται επομένως ότι το ανάγλυφο της οροφής των ασβεστολιθικών σχηματισμών της πόλγης δεν είναι ομαλό (Σχ. 9).

Οι διαπιστώσεις των γραμμών ηλεκτρικής τομογραφίας επιβεβαιώθηκαν από γεώτρηση που βρίσκεται στο νοτιοδυτικό τμήμα της πόλγης του Ομαλού. Σύμφωνα με τη γεώτρηση εμφανίζονται

αλλουβιακές προσχώσεις (χάλικες, 'terra rosa'), στρώμα μάργας με άμμους, και τέλος το ανθρακικό υπόβαθρο.

3.6 Τρισδιάστατη απεικόνιση της οροφής του ανθρακικού υποβάθρου

Η τρισδιάστατη απεικόνιση της οροφής του ανθρακικού υποβάθρου προέκυψε από τη συνδυασμένη ερμηνεία όλων των γραμμών σεισμικής διάθλασης που διεξήχθησαν σε τμήμα του Ομαλού (βλ. κύκλος στο Σχ. 2). Στην τρισδιάστατη εικόνα εμφανίζεται βύθιση του ανθρακικού υποβάθρου στα νοτιοανατολικά της περιοχής μελέτης (κύκλος στο Σχ. 10). Στη συγκεκριμένη θέση το βάθος της οροφής μειώνεται από τα 4-5 m στα 9 m.



Σχήμα 10. Τρισδιάστατη απεικόνιση της οροφής του ανθρακικού υποβάθρου. Οι σταυροί αντιστοιχούν στις θέσεις των γεωφώνων σε κάθε σεισμική γραμμή μελέτης. Με πιο σκούρο χρώμα απεικονίζονται τα βαθύτερα σημεία από την επιφάνεια του εδάφους.

Συμπερασματικά αποδεικνύεται ότι η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι σε θέση να χαρτογραφήσει με λεπτομέρεια το ανθρακικό υπόβαθρο, το οποίο εμφανίζεται αρκετά έντονο. Η επιτυχής εφαρμογή αυτής της μεθόδου στο συγκεκριμένο τμήμα της πόλγης υποδεικνύει τη συνέχιση της διασκόπησης σε ολόκληρη πλέον την πόλγη του Ομαλού.

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η προκαταρκτική γεωφυσική διασκόπηση που πραγματοποιήθηκε σε τμήμα του οροπεδίου του Ομαλού επέτρεψε την απεικόνιση σπηλαιώσεων και δολίνων κατά μήκος του υφιστάμενου επαρχιακού δρόμου. Σχετικά με τη γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής, εντοπίστηκαν τρία γεωηλεκτρικά στρώματα, τα οποία αντιστοιχούν σε αλλουβιακές – διλλουβιακές αποθέσεις, σε ένα στρώμα μάργας και τέλος στο ανθρακικό υπόβαθρο του χώρου μελέτης. Η συνδυασμένη ερμηνεία των γραμμών σεισμικής διάθλασης καθώς και δύο γραμμών ηλεκτρικής τομογραφίας επέτρεψε την τρισδιάστατη απεικόνιση της οροφής του ανθρακικού υποβάθρου. Παράλληλα αναδεικνύονται βυθίσεις του ανθρακικού υποβάθρου, οι οποίες συνδέονται με υπαρκτές δολίνες της περιοχής.

Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των διαφόρων γεωφυσικών μεθόδων, προέκυψε ότι η ηλεκτρική τομογραφία είναι η πλέον κατάλληλη για τον εντοπισμό των διαφόρων στρωμάτων του υπεδάφους και την απεικόνιση των ζητούμενων καρστικών μορφών. Με τη μέθοδο του γεωραντάρ και την εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων ταξινόμησης απεικονίστηκαν με υψηλή πλέον ανάλυση οι δολίνες και τα καρστικά έγκοιλα, τα οποία επιβεβαιώθηκαν από τη διεξαγωγή χαρτογράφησης με την ηλεκτρομαγνητική μέθοδο κινούμενου πομπού – δέκτη. Με τη σεισμική τέλος διάθλαση, προσδιορίστηκαν οι ταχύτητες διάδοσης των διαμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, τόσο στους υπερκείμενους κλαστικούς σχηματισμούς όσο και στα μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας

του Τρυπαλίου. Δύο γεωηλεκτρικές τομές στο κέντρο της πόλγης υπέδειξαν ότι το υπόβαθρο παρουσιάζει αρκετά έντονο ανάγλυφο, με διακυμάνσεις στο βάθος της οροφής των ανθρακικών σχηματισμών από 75 – 115 m.

Η παρούσα μελέτη απέδειξε ότι η συνδυασμένη εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων, με τη συμβολή πάντα της γεωλογίας, είναι σε θέση να εξάγει ορθά συμπεράσματα σχετικά με τις γεωλογικές μορφές στην περιοχή του Ομαλού και την ανάδειξη επιμέρους ανωμαλιών και περιοχών ενδιαφέροντος. Τα αποτελέσματα ωστόσο που παρατέθηκαν στην παρούσα εργασία, αποτελούν μονάχα το προκαταρκτικό στάδιο της γεωφυσικής διασκόπησης στο οροπέδιο του Ομαλού, καθώς η περιοχή αποτελεί αντιπροσωπευτικό παράδειγμα ενός οικιστικού και τουριστικού χώρου που έχει αναπτυχθεί πάνω σε ενεργά καρστικά πεδία και αξίζει να μελετηθεί λεπτομερέστερα.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Palmer D. 1981, An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, Geophysics 46, pp. 1508-1518.

Pipan M, Finetti 1, and Ferigo F. 1996, Multi-fold GPR techniques with applications to high-resolution studies: two case histories, Eur. Journ. of Envir. and Eng. Geoph. 1, pp. 83-103.

Loke, M. H., and Barker, R. D., 1994. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudoseclions: Extended Abstracts of Papers 5616 FACE Meeting Vienna, Austria 6-IO Juno 1994, p. 1802.

Taner, M.T., Walls, J.D., Smith, M., Taylor, G., Carr, M.B., Dumas, D., 2001, Reservoir characterization by calibration of self-organized map clusters, Extended Abstracts, SEG International Exposition and Annual Meeting, San Antonio, Texas.

ABSTRACT

GEOPHYSICAL SURVEY AT THE OMALOS PLATEAU, CHANIA, CRETE

Vafidis A.[1], Manoutsoglou M.[2], Hamdan H.[1], Andronikidis N.[1], Koukadaki M.[1], Kritikakis G.[1], Oikonomou N.[1] και Spanoudakis N.[1]

[1] *Applied Geophysics Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Polytechnioupolis, Chania,* vafidis@mred.tuc.gr, mkoukad@mred.tuc.gr.

[2] *Geology Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Polytechnioupolis, Chania,* emanout@merd.tuc.gr.

This paper discusses the preliminary results of a geophysical survey that was carried out at the Omalos plateau in Chania, Crete. The geophysical survey included measurements of electrical tomography, electrical mapping, seismic refraction, georadar, VLF and gravity. The aim of this survey is to compare the results from different geophysical methods used in imaging dolines and karstic features. The processing of the measurements indicates three geoelectrical layers. The first layer of extremely high electrical resistivity is attributed to alluvial – dilluvial deposits. The second layer of very low electrical resistivity reflects mainly the presence of marls. Finally, the third geoelectrical layer outlines the carbonate bedrock, whose relief appears highly irregular. The comparison of all geophysical methods leads to the same results, concerning the detection of dolines and karstic anomalies at the Omalos plateau.

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

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

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΛΟΓΗ ΘΕΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΛΙΜΝΟΔΕΞΑΜΕΝΗΣ ΣΤΗΝ ΚΟΥΝΤΟΥΡΑ, Δ.ΠΕΛΕΚΑΝΟΥ, Ν.ΧΑΝΙΩΝ

Α. Βαφείδης[1], Η. Hamdan[1], Ν. Ανδρονικίδης[1], Α. Δασύρας[3], Γ. Κρητικάκης[1], Μ. Κουκαδάκη[1], Ν. Κουμάκης[2], Σ. Λαμπαθάκης[3], Ε. Μανούτσογλου[1], Ν. Οικονόμου[1], Κ. Παπακωνσταντίνου[2] and Ν.Σπανουδάκης[1]

[1]*Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 73100, Πολυτεχνειούπολη, Χανιά, nandron@mred.tuc.gr*

[2] *ΓΕΩΤΕΚ ΕΠΕ, Περιγιάλι 83, Καβάλα*

[3] *ΟΑΔΥΚ Πλατεία 1866 & Κριάρη, Χανιά*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διασκόπησης στην περιοχή της Κουντούρας του Δήμου Πελεκάνου Χανίων. Η γεωφυσική έρευνα είχε ως στόχο τον προσδιορισμό του πάχους των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών πάνω στους οποίους θα εδραστεί η λιμνοδεξαμενή και την υπόδειξη θέσεων δειγματοληπτικών γεωτρήσεων. Στα πλαίσια της μελέτης αυτής σχεδιάστηκε γεωφυσική έρευνα, η οποία περιλαμβάνει 7 γραμμές μελέτης σεισμικής διάθλασης συνολικού μήκους 1012 m, 3 γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας συνολικού μήκους 248 m καθώς και 7 γραμμές μελέτης στις οποίες πραγματοποιήθηκαν ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις VLF.

Στο τμήμα της περιοχής μελέτης δυτικά της επαρχιακής οδού προς Βουτά, η σεισμική διάθλαση υποδεικνύει τρία στρώματα, το πρώτο και το δεύτερο αντιστοιχούν σε λατυποπαγή σχηματισμό. Σε μία από τις σεισμικές γραμμές μελέτης πραγματοποιήθηκε διασκόπηση και με την ηλεκτρική τομογραφία (διάταξη Wenner). Συγκρίνοντας την γεωηλεκτρική τομή με την αντίστοιχη σεισμική παρατηρείται ότι το τρίτο στρώμα του μοντέλου σεισμικής ταχύτητας είναι ηλεκτρικά πιό αγώγιμο και αντιστοιχεί σε μάργες του Νεογενούς. Τα παραπάνω επιβεβαιώθηκαν από πληροφορίες τόσο δειγματοληπτικής γεώτρησης όσο και διαγραφιών φυσικής ραδιενέργειας οι οποίες διενεργήθηκαν σε γεώτρηση που υποδείχθηκε από τη γεωφυσική διασκόπηση.

Στο τμήμα της περιοχής μελέτης ανατολικά της επαρχιακής οδού προς Βουτά, εμφανίζεται έντονη πλευρική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η οποία οφείλεται σύμφωνα με δειγματοληπτική γεώτρηση σε εξαλλοιωμένο φυλλίτη που παρεμβάλλεται στις μάργες του Νεογενούς. Από τα γεωφυσικά και γεωτρητικά στοιχεία κατασκευάστηκε τρισδιάστατο μοντέλο της οροφής των μαργών του νεογενούς, οι οποίες υπόκεινται του επιφανειακού λατυποπαγούς στρώματος. Όπως γίνεται εμφανές από αυτό το μοντέλο, το βάθος που απαντάται ο σχηματισμός της μάργας παρουσιάζει διακυμάνσεις, οι οποίες όμως δεν φαίνεται να οφείλονται στην ύπαρξη ρήγματος αλλά σχετίζονται με το παλαιοανάγλυφο της αποσαθρωμένης ζώνης φυλλιτών–χαλαζιτών και των υποκείμενων αυτής ασβεστολίθων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα εργασία πραγματεύεται την γεωφυσική έρευνα που έχει πραγματοποιηθεί σε περιοχή όπου πρόκειται να κατασκευαστεί λιμνοδεξαμενή. Τόσο η γεωλογική έρευνα όσο και η γεωφυσική δεν είναι ικανές από μόνες τους να παρέχουν το πλήθος των απαραίτητων πληροφοριών που απαιτούνται για τον σχεδιασμό αυτού του τεχνικού έργου. Ο συνδυασμός των γεωλογικών στοιχείων με τα γεωφυσικά δεδομένα, δίνει την δυνατότητα για εξαγωγή συμπερασμάτων που σχετίζονται με τις γεωλογικές συνθήκες. Τα γεωφυσικά αποτελέσματα (σεισμική διάθλαση, ηλεκτρική τομογραφία) αξιολογήθηκαν και εν συνεχεία πραγματοποιήθηκαν γεωτρήσεις σε θέσεις που υπέδειξε η γεωφυσική έρευνα προκειμένου να επαληθευτεί η αρχική ερμηνεία.

2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η Κουντούρα βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο του νομού Χανίων, 7 km περίπου δυτικά της Παλαιόχωρας. Η περιοχή της Κουντούρας χαρακτηρίζεται από ήπιο ανάγλυφο και είναι ελαφρά επικλινής με κατεύθυνση προς τη θάλασσα. Συγκεκριμένα, η περιοχή μελέτης περιστοιχίζεται στα νότια από το εκκλησάκι του Αγ. Γεωργίου, στα ανατολικά από τον λόφο Τρούλα, στα δυτικά από την περιοχή Πλάτες και στα βόρεια από το εκκλησάκι του Αρχ. Μιχαήλ. Αξίζει επίσης να σημειωθεί ότι η περιοχή μελέτης διαιρείται από τμήμα της επαρχιακής οδού που κατευθύνεται στο Βουτά. Στο σχήμα 1 απεικονίζονται το ανάγλυφο της περιοχής μελέτης καθώς επίσης και τα όρια της λιμνοδεξαμενής.

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που παρατηρούνται στην ευρύτερη περιοχή είναι:

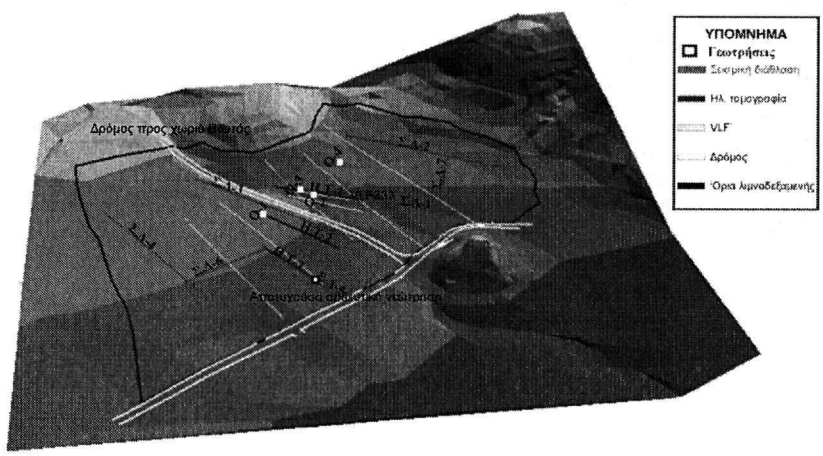
α) Τεταρτογενείς αποθέσεις : είναι οι νεότερες αποθέσεις της περιοχής και αποτελούνται από κροκάλες, άμμους και άλλα υλικά χαλαρής συνεκτικότητας. Το μέγιστο πάχος τους στο φύλλο χάρτη «Παλαιόχωρα» δίνεται περί τα 100 μέτρα. Εντός των ορίων της περιοχής μελέτης το ορατό τους πάχος ποικίλλει και κυμαίνεται από μερικά εκατοστά στην ανατολική κλιτή, πάνω από τους ανθρακικούς σχηματισμούς, δύο περίπου μέτρα κατά μήκος μιας τομής στο κεντρικό τμήμα και περί τα 15 μέτρα κατά μήκος του δρόμου στο βόρειο τμήμα της περιοχής.

β) Νεογενείς αποθέσεις: αποτελούνται κυρίως από μάργες, ψαμμίτες, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, λατυποπαγή και κροκαλοπαγή.

γ) Φυλλιτικοί-Χαλαζιτικοί σχηματισμοί: ανήκουν στην ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών που βρίσκεται επωθημένη πάνω στην σειρά Τρυπαλίου.

δ) Ανθρακικοί σχηματισμοί: αποτελούν τους πλέον διαδεδομένους για τα τεκτονικά καλύμματα της Πίνδου και Τρίπολης.

Σύμφωνα με τα στοιχεία αποτυχούσας αρδευτικής γεώτρησης στην περιοχή (Σχ. 1), το επιφανειακό στρώμα των λατυποπαγών είναι συνεκτικό και έχει πάχος 18 m. Ο υποκείμενος σχηματισμός αντιστοιχεί σε μάργες του Νεογενούς.



Σχήμα 1. Τοπογραφικό ομοίωμα της περιοχής μελέτης.

3 ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

3.1 Μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης

Η σεισμική διάθλαση ανήκει στις σεισμικές μεθόδους διασκόπησης. Η αρχή της μεθόδου αυτής βασίζεται στον πειραματικό προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων και των κυμάτων διάθλασης και τη χρησιμοποίηση, κατόπιν, των καμπύλων του χρόνου διαδρομής των κυμάτων αυτών, για τον καθορισμό της ταχύτητας των κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα (Lankston 1992). Η διασκόπηση με τη σεισμική διάθλαση πραγματοποιήθηκε κατά μήκος επτά γραμμών μελέτης (Σχ. 1). Οι σεισμικές γραμμές μελέτης 1 έως 4 αποτελούνται από δύο αναπτύγματα 24 γεωφώ-

νων και μήκους 92 m το κάθε ένα, ενώ οι υπόλοιπες τρεις από ένα ανάπτυγμα μήκους 92 m. Η ισαπόσταση των γεωφώνων ήταν 4m . Η παραγωγή σεισμικών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με την κρούση βαριοπούλας πάνω σε μεταλλική πλάκα, τόσο άκρα της διάταξης των γεωφώνων όσο και μεταξύ των γεωφώνων. Στην πρώτη περίπτωση η απόσταση της πηγής ήταν 2 και 20 m από το 1° και το 24° γεώφωνο, ενώ στη δεύτερη η πηγή βρίσκονταν μεταξύ των γεωφώνων 6 -7, 12 -13 και 18 -19.

Η ηλεκτρική τομογραφία ανήκει στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και συμβάλλει στη λεπτομερή απεικόνιση του υπεδάφους, καθώς είναι μέθοδος υψηλής διακριτικής ικανότητας (Loke & Barker 1996). Στην ηλεκτρική τομογραφία, η περιγραφή της γεωλογικής δομής βασίζεται στη μελέτη των μεταβολών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά την οριζόντια και την κατακόρυφη διεύθυνση εντοπίζοντας έτσι ασυνέχειες των σχηματισμών, όπως ρήγματα. Η διασκόπηση με την ηλεκτρική τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος τριών γραμμών μελέτης με τη διάταξη Wenner και ισαπόσταση ηλεκτροδίων 4m.

Η μέθοδος VLF ανήκει στις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Όταν Η/Μ κύματα διαδίδονται στο υπέδαφος επάγουν ηλεκτρικά ρεύματα σε όποιο αγώγιμο σώμα συναντήσουν. Τα ρεύματα αυτά δημιουργούν δευτερογενές μαγνητικό πεδίο. Επειδή η ένταση του πρωτεύοντος και του δευτερεύοντος μαγνητικού πεδίου μεταβάλλεται με το χρόνο, το άκρο της συνισταμένης τους θα διαγράφει έλλειψη (ελλειπτικά πολωμένο κύμα), της οποίας ο μέγιστος άξονας σχηματίζει γωνία θ με το πρωτεύον μαγνητικό πεδίο. Η γωνία θ ονομάζεται γωνία κλίσης της συνισταμένης έντασης του μαγνητικού πεδίου. Κατά την εφαρμογή της μεθόδου VLF πραγματοποιούνται μετρήσεις της γωνίας κλίσης σε διάφορα σημεία τομών. Μεταβολή της τιμής της γωνίας κλίσης υποδηλώνει δομές υψηλής ηλεκτρικής αγωγιμότητας (ρήγματα). Στην Κουντούρα Χανίων πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της γωνίας κλίσης με το ηλεκτρομαγνητικό όργανο WADI κατά μήκος 7 γραμμών μελέτης.

3.2 Αποτελέσματα γεωφυσικής διασκόπησης

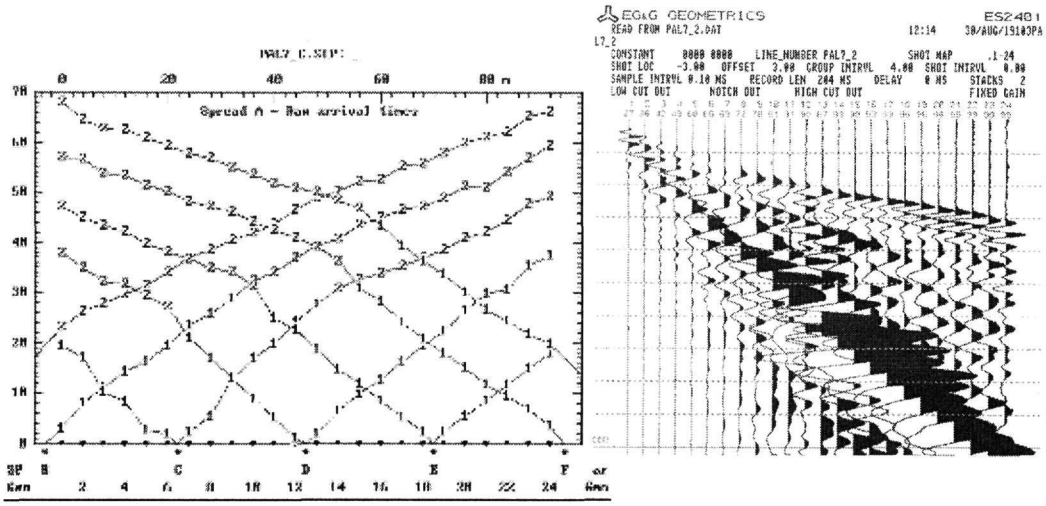
3.2.1 *Αποτελέσματα σεισμικής διασκόπησης*

Οι καταγραφές των σεισμικών δεδομένων αποτελούνται από σεισμογράμματα, στα οποία απεικονίζεται η εδαφική ταλάντωση σε συνάρτηση με το χρόνο (Σχ. 2). Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων έγινε με το πρόγραμμα SIP της EG&G GEOMETRICS ©. Το πρόγραμμα αυτό χρησιμοποιείται για την επεξεργασία των πρώτων αφίξεων που αντιστοιχούν σε απευθείας ή μετωπικά κύματα. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων περιλαμβάνει τα εξής στάδια: α) επιλογή των πρώτων αφίξεων β) δημιουργία δρομοχρονικού διαγράμματος γ) προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων και του μοντέλου βάθους με την τροποποιημένη μέθοδο συν-πλην (Haeni *et al.* 1987). Η σεισμική έρευνα περιελάμβανε 7 γραμμές μελέτης συνολικού μήκους 1012 m. Ανατολικά του επαρχιακού δρόμου προς Βουτά βρίσκονται οι σεισμικές γραμμές ΣΔ-1, ΣΔ-2 και ΣΔ-7, ενώ δυτικά του δρόμου οι υπόλοιπες γραμμές.

Δυτικά του επαρχιακού δρόμου βρίσκονται οι σεισμικές γραμμές ΣΔ-3, ΣΔ-4, ΣΔ-5 και ΣΔ-6. Στις σεισμικές γραμμές ΣΔ-3 και ΣΔ-6 προσδιορίστηκαν τρία στρώματα με ταχύτητες των P – κυμάτων από 1492 έως 1862 m/sec για το πρώτο στρώμα, από 2091 έως 2434 m/sec για το δεύτερο στρώμα και από 3081 έως 4009 m/sec για το τρίτο στρώμα. Στην σεισμική γραμμή ΣΔ-4 προσδιορίστηκαν δύο στρώματα με ταχύτητες των P – κυμάτων από 1714 έως 1995 m/sec για το πρώτο και από 3132 έως 3448 m/sec για το δεύτερο. Στην ΣΔ-5 δεν κατέστη δυνατή η εύρεση του μοντέλου βάθους λόγω περιορισμένου αριθμού πρώτων αφίξεων για τα μετωπικά κύματα. Σύμφωνα με τα στοιχεία της δειγματοληπτικής γεώτρησης Ο-1, το δεύτερο στρώμα στις ΣΔ-3 και ΣΔ-6 είναι λατυποπαγές με ταχύτητα που κυμαίνεται από 2091 έως 2434m/s, ενώ σε όλες αυτές τις γραμμές το τελευταίο στρώμα αντιστοιχεί στις μάργες του Νεογενούς. Συμπερασματικά, παρατηρείται ότι οι μάργες παρουσιάζουν μεγαλύτερες σεισμικές ταχύτητες από τα υπερκείμενα λατυποπαγή, παρ' όλο που αυτά είναι συνεκτικά.

Ανατολικά του επαρχιακού δρόμου προς Βουτά βρίσκονται οι ΣΔ-1, ΣΔ-2 και ΣΔ-7. Η διεύθυνση των ΣΔ-1 και ΣΔ-2 είναι ΒΔ-ΝΑ. Στην ΣΔ-1 προσδιορίστηκαν τρία εδαφικά στρώματα με ταχύτητες P – κυμάτων 861 m/sec, 2036 m/sec και 2476 m/sec αντίστοιχα. Το πάχος του πρώτου στρώματος κυμαίνεται από 2 έως 6 m και του δεύτερου από 6.5 έως 15 m. Στην ΣΔ-2 προσδιορίστηκαν δύο στρώματα. Η ταχύτητα των P – κυμάτων στο πρώτο στρώμα κυμαίνεται από 1055 έως 1120 m/sec και στο δεύτερο από 2656 έως 3993 m/sec. Το πάχος του πρώτου στρώματος αυξάνει από 7 στα

20 m προς ΝΑ. Στην ΣΔ7 διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ προσδιορίστηκαν δύο στρώματα με ταχύτητες των P – κυμάτων 1140 m/sec και 2241 m/sec αντίστοιχα. Τα μέσο πάχος του πρώτου στρώματος είναι 10 m.



Σχήμα 2. Δρομοχρονικό διάγραμμα και τυπική καταγραφή για τη γραμμή μελέτης ΣΔ-7. Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται ο χρόνος σε msec, ενώ στον οριζόντιο, η απόσταση από τη σεισμική πηγή Β και τα 24 κανάλια (γεώφωνα).. Το '1' συμβολίζει απευθείας σεισμικά κύματα, ενώ το '2', τα μετωπικά κύματα.

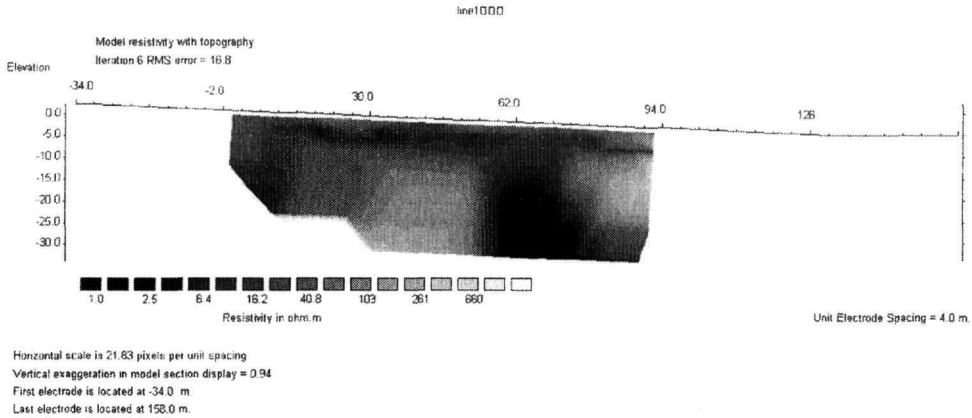
Για την ερμηνεία των σεισμικών τομών χρησιμοποιήθηκαν οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις Ο-1, Ο-2 καθώς και οι ερευνητικές Ο-3 και Ο-4. Η γεώτρηση Ο-3 βρίσκεται στην γραμμή μελέτης ΣΔ-1 και διέτρησε μάργες του Νεογενούς μέχρι βάθους 30m. Το εύρος των τιμών της σεισμικής ταχύτητας στο δεύτερο στρώμα (2036 m/s) και στο τρίτο (2476 m/s) κατά μήκος της ΣΔ-1 συμφωνεί με τις αντίστοιχες της μάργας στη βιβλιογραφία.

Με βάση τα παραπάνω η οροφή του στρώματος της μάργας δυτικά του δρόμου, προς Βούτα, χαρτογραφήθηκε χρησιμοποιώντας ταχύτητες που κυμαινόταν από 3000 έως 4009 m/s, ενώ ανατολικά του δρόμου η μάργα εμφανίζει μικρότερες ταχύτητες που κυμαίνονται από 2000 έως 2500 m/s.

3.2.2 *Αποτελέσματα ηλεκτρικής τομογραφίας*

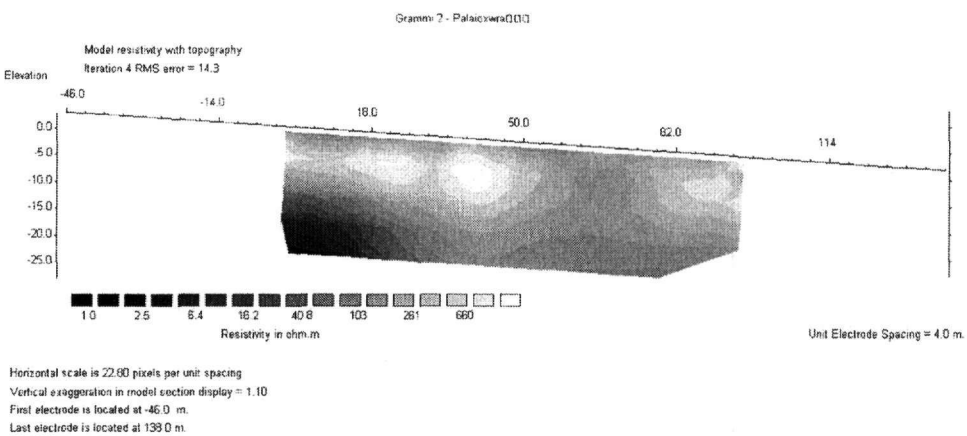
Ο υπολογισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης επιτυγχάνεται με την χρήση του λογισμικού πακέτου Res2Dinv (Loke & Barker 1996). Στο πρόγραμμα αυτό θεωρείται ότι κάθε τομή του υπεδάφους διαιρείται σε τμήματα σχήματος παραλληλόγραμμου. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση θεωρείται σταθερή σε κάθε στοιχειώδες τμήμα. Ξεκινώντας, υπολογίζονται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για αρχικό γεωηλεκτρικό μοντέλο. Με διαδοχικές επαναλήψεις επιλέγεται το τελικό μοντέλο για το οποίο η διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης γίνεται ελάχιστη. Επίσης, το πρόγραμμα παρέχει τη δυνατότητα εισαγωγής των υψομέτρων για καλύτερη προσέγγιση του πραγματικού μοντέλου του υπεδάφους.

Η γραμμή μελέτης ΗΤ-1 μήκους 92m και διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ αποτελείται από 24 κέντρα με ισαπόσταση 4 m (Σχ. 3). Οι χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (1 – 100 ohm.m) που εμφανίζονται από την επιφάνεια της γης μέχρι βάθους 10 m περίπου είναι πιθανόν να αντιστοιχούν σε πρόσφατες επιφανειακές προσχώσεις. Πολύ ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή με τις πολύ χαμηλές τιμές των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων (1-10 ohm.m) σε απόσταση 58 – 70 m από την αρχή της γραμμής και σε βάθος μεγαλύτερο των 10 m. Στη θέση αυτή δειγματοληπτική γεώτρηση διάτρησε την αποσαθρωμένη ζώνη της σειράς των φυλλιτών-χαλαζιτών.



Σχήμα 3. Η γεωηλεκτρική τομή για την γραμμή ΗΤ-1, με κατεύθυνση από βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά.

Η γραμμή μελέτης ΗΤ-2 μήκους 96m και διεύθυνσης περίπου ΒΔ-ΝΑ αποτελείται από 25 κέντρα με ισαπόσταση 4 m (Σχ. 4). Οι σχετικά υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (100 – 700 ohm.m) που εμφανίζονται από την επιφάνεια της γης μέχρι βάθος 12-22 m περίπου, είναι πιθανόν να αντιστοιχούν στους λατυποπαγείς σχηματισμούς. Ενώ οι χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (1 – 100 ohm.m), κυρίως στο βορειοδυτικό άκρο της γεωηλεκτρικής τομής και σε βάθος μεγαλύτερο από 10 m, είναι πιθανόν να οφείλονται στις μάργες. Παρατηρείται πλευρική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σε αυτήν τη γραμμή (62 m – 70 m από την αρχή της γραμμής), όπου μειωμένες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (150 ohm.m) διακόπτουν τη συνέχεια του σχηματισμού των λατυποπαγών, αν και αυτή η μεταβολή δεν είναι τόση έντονη όπως αυτή της πρώτης γραμμής.

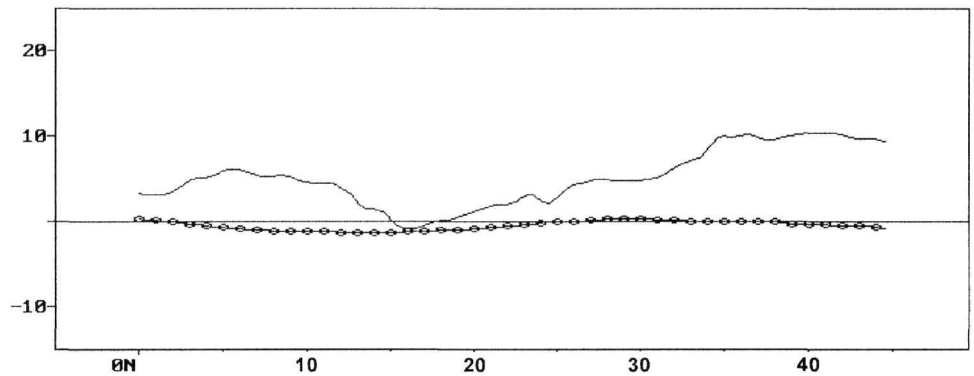


Σχήμα 4. Η γεωηλεκτρική τομή για την γραμμή ΗΤ-2, με κατεύθυνση από βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά

Η γραμμή ΗΤ-3 μήκους 64 m και διεύθυνσης περίπου ΒΔ-ΝΑ αποτελείται από 17 κέντρα με ισαπόσταση 4 m. Σχετικά υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (100 – 700 ohm.m) εμφανίζονται μέχρι βάθος 21-24 m. Αυτές είναι πολύ πιθανόν να αντιστοιχούν στους σχηματισμούς των λατυποπαγών. Οι χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (1 – 100 ohm.m), σε βάθη μεγαλύτερα από 20 m, είναι πιθανόν να οφείλονται στις μάργες.

3.2.3 *Αποτελέσματα ηλεκτρομαγνητικής διασκόπησης*

Οι μετρήσεις της γωνίας κλίσης δεν υπέδειξαν κύριο ρήγμα στην υπό μελέτη περιοχή και σε βάθος μέχρι 30 m. Στο σχήμα 6 παρατίθενται ενδεικτικά οι μετρήσεις κατά μήκος της γραμμής μελέτης VLF333 (Σχ. 5).

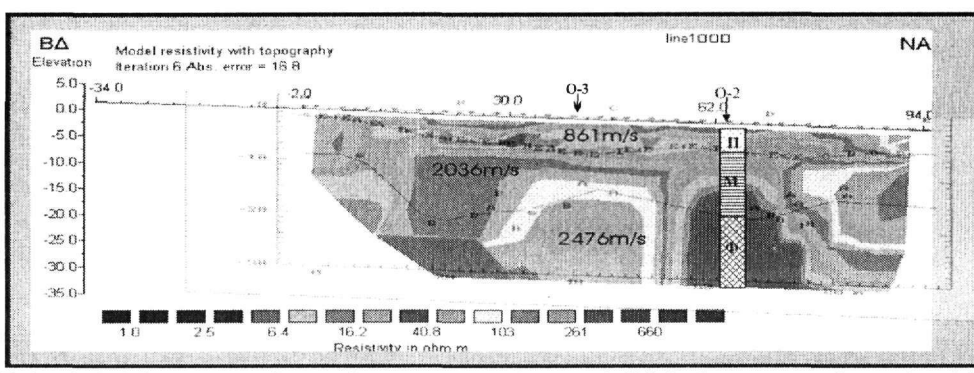


Σχήμα 5. Τυπική καταγραφή της γωνίας κλίσης (συνεχής γραμμή) κατά μήκος της γραμμής μελέτης VLF333.

4 ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ

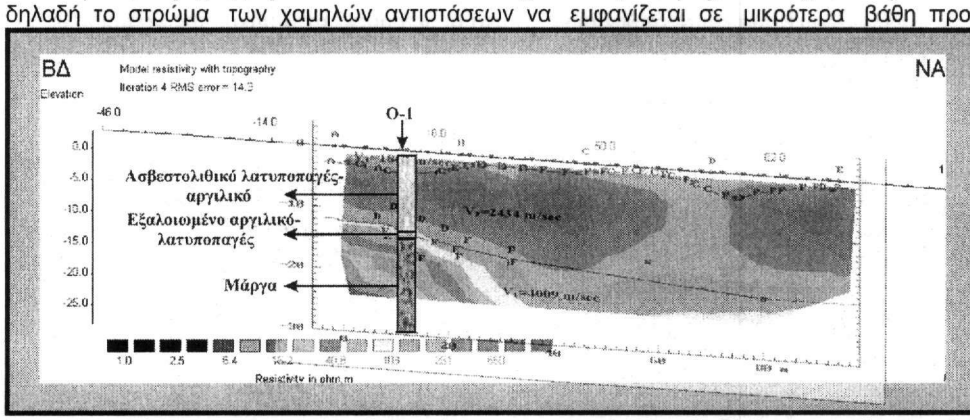
4.1 Συνδυασμένη ερμηνεία γεωφυσικής διασκόπησης

Η ηλεκτρική γραμμή ΗΤ-1 συμπίπτει με τμήμα της σεισμικής γραμμής ΣΔ-1. Στο σχήμα 6 παρουσιάζεται η υπέρθεση της γεωηλεκτρικής τομής και του μοντέλου των ταχυτήτων. Τα αποτελέσματα της σεισμικής διάθλασης και της ηλεκτρικής τομογραφίας δείχνουν να συμφωνούν. Η σεισμική διάθλαση υποδεικνύει ένα επιφανειακό στρώμα στο οποίο η γεωηλεκτρική τομή παρουσιάζει μειωμένες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Στην γεωηλεκτρική τομή παρατηρείται έντονη πλευρική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η οποία αντικατοπτρίζεται με τη έντονη μεταβολή του πάχους του δεύτερου στρώματος στο μοντέλο των ταχυτήτων. Με βάση τα παραπάνω υποδείχθηκε η θέση δύο γεωτρήσεων, η πρώτη σε απόσταση 42 m από την αρχή της γραμμής (ερευνητική) και η δεύτερη σε απόσταση 64 m από την αρχή της γραμμής (δειγματοληπτική). Στο σχήμα 6 τοποθετήθηκαν και τα στοιχεία της δειγματοληπτικής γεώτρησης Ο2. Στην γεώτρηση Ο2 διατρήθηκαν τα εξής στρώματα: α) νεότερες αποθέσεις μέχρι βάθους 5 m περίπου, β) μάργα μέχρι τα 17 m περίπου και γ) αποσαθρωμένη ζώνη της φυλλιτικής χαλαζιτικής σειράς μέχρι το τέλος της γεώτρησης που έφθασε τα 30 m. Η ερευνητική γεώτρηση Ο3 διέτρησε νεότερες αποθέσεις και μάργες του νεογενούς μέχρι τα 30 m.



Σχήμα 6. Υπέρθεση του μοντέλου ταχύτητας της σεισμικής γραμμής Σ.Δ-1 πάνω στην γεωηλεκτρική τομή ΗΤ-1. Η γεώτρηση Ο-2 διάτρησε προσχώσεις (Π), μάργες (Μ) και την αποσαθρωμένη ζώνη της φυλλιτικής-χαλαζιτικής σειράς (Φ).

Οι ηλεκτρικές γραμμές ΗΤ-2 και ΗΤ-3 είναι σχεδόν παράλληλες, και δείχνουν την ίδια τάση, δηλαδή το στρώμα των χαμηλών αντιστάσεων να εμφανίζεται σε μικρότερα βάθη προς τα



Σχήμα 7. Υπέρθεση τμήματος του μοντέλου ταχύτητας της σεισμικής γραμμής ΣΔ-3 και της γεώτρησης Ο-1 πάνω στην γεωηλεκτρική τομή ΗΤ-2.

βορειοδυτικά. Παράλληλα με την ηλεκτρική γραμμή ΗΤ-2 και σε απόσταση 18 m προς τα δυτικά βρίσκεται η σεισμική γραμμή ΣΔ-3. Τα αποτελέσματα της σεισμικής διάθλασης και της ηλεκτρικής τομογραφίας δείχνουν να συμφωνούν (Σχ. 7). Η σεισμική διάθλαση υποδεικνύει δύο επιφανειακά στρώματα με πάχη που κυμαίνονται από 1 έως 3.5m και από 12 έως 20m και με ταχύτητες 1862 και 2436 m/s αντίστοιχα, που αποδίδονται σύμφωνα με τη γεώτρηση Ο-1 στους λατυποπαγείς σχηματισμούς. Ακόμα, ο διαχωρισμός των λατυποπαγών σε δύο στρώματα στην σεισμική τομή συμφωνεί με την γεωηλεκτρική τομή όπου εμφανίζεται λεπτό επιφανειακό στρώμα με μικρότερες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Το τρίτο στρώμα, στην σεισμική τομή συμπίπτει με το στρώμα χαμηλών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στην γεωηλεκτρική τομή. Οι δύο αυτές τομές δείχνουν την τάση να εμφανισθεί αυτό το στρώμα σε μικρότερα βάθη στο βορειοδυτικό τμήμα της γραμμής. Η θέση της υποδειχθείσας δειγματοληπτικής γεώτρησης, είναι σε απόσταση 12 m από την αρχή της γραμμής. Στην γεώτρηση Ο-1 διατρήθηκαν τα εξής στρώματα: α) ασβεστολιθικό λατυποπαγές-αργιλικό μέχρι το βάθος των 13,2 m, β) εξαλοιωμένο αργιλικό-λατυποπαγές μικρού πάχους, γ) σχηματισμός της μάργας μέχρι το τέλος της γεώτρησης, που έφθασε τα 30 m. Η γεώτρηση επαλήθευσε την ύπαρξη του στρώματος των μαργών σε βάθος περίπου 13 m στο οποίο η ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι μικρή.

4.2 Διαγραφίες φυσικής ραδιενέργειας

Μετά το πρώτο στάδιο της γεωφυσικής έρευνας και την ανόρυξη των τεσσάρων (4) γεωτρήσεων (δειγματοληπτικών (Ο-1 & Ο-2) και ερευνητικών (Ο-3 & Ο-4)) σε συγκεκριμένες θέσεις που είχαν υποδειχθεί από τη γεωφυσική έρευνα, ακολούθησε διασκόπηση εντός των γεωτρήσεων (διαγραφίες).

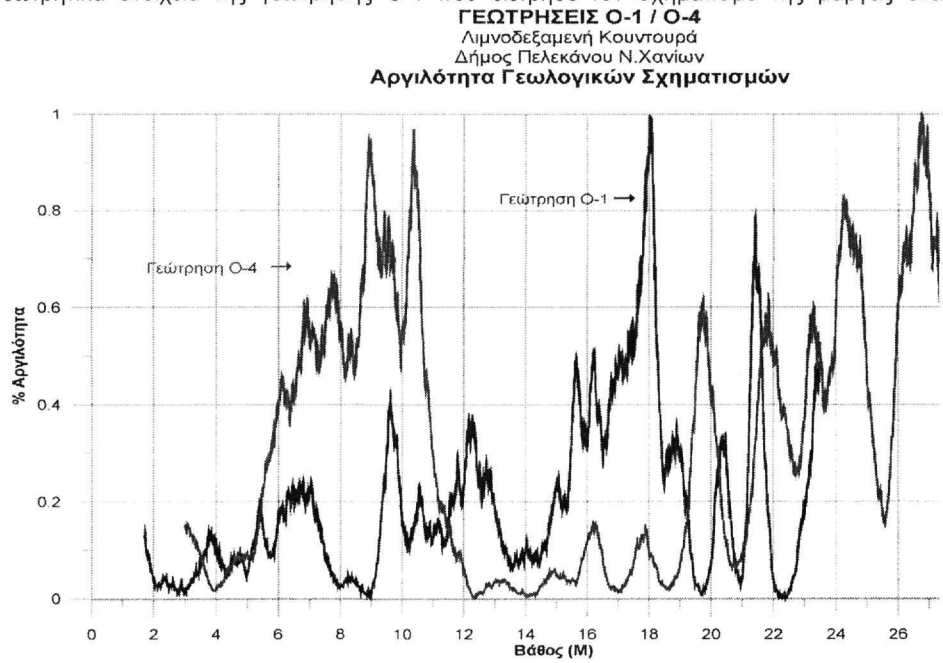
Οι διαγραφίες πραγματοποιήθηκαν στις γεωτρήσεις Ο-1 και Ο-4 βάθους 27 και 31 m αντίστοιχα. Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε για τις διαγραφίες περιλαμβάνει:

- φωρατή μέτρησης της Φυσικής Ακτινοβολίας Γάμμα για τον υπολογισμό του δείκτη φυσικής ακτινοβολίας γάμμα και της αργιλότητας των διατρηθέντων γεωλογικών σχηματισμών.
- φωρατή ακουστικής διαγραφίας πλήρους κυματομορφής, για την εκτίμηση της ταχύτητας των διαμήκων και εγκάρσιων κυμάτων στους διατρηθέντες γεωλογικούς σχηματισμούς. Με τη διαγραφία αυτή εκτιμάται ο βαθμός συνεκτικότητας των διατρηθέντων σχηματισμών καθώς και η ύπαρξη ασυνεχειών γύρω από τη γεώτρηση.
- φωρατή μέτρησης της διαμέτρου της γεώτρησης.

Στο σχήμα 8 παρουσιάζονται οι διαγραφίες του δείκτη αργιλότητας συναρτήσει του βάθους για τις γεωτρήσεις Ο-1 και Ο-4. Ο δείκτης αργιλότητας εκφράζει το ποσοστό αργίλου (%) του διατρηθέντος σχηματισμού. Στην γεώτρηση Ο-1 ο δείκτης αργιλότητας παρουσιάζει μικρές τιμές μέχρι τα 14 m. Από τα 14 m μέχρι το τελικό βάθος των 31 m παρατηρούνται αυξημένες τιμές του δείκτη αργιλό-

τητας, οι οποίες αντιστοιχούν στις μάργες του νεογενούς. Στην γεώτρηση Ο-4 εμφανίζονται δύο στρώματα με μεγάλο δείκτη αργιλότητας σε βάθος 5-11 m και 19-24 m.

Στο σχήμα 8 παρατηρείται ότι το υπολογισμένο, από τα δεδομένα της γεωφυσικής διασκόπησης (Σ.Δ-3, Η.Τ-2) βάθος της οροφής του στρώματος της μάργας (12 m) επιβεβαιώθηκε τόσο από τα γεωτρητικά στοιχεία της γεώτρησης Ο-1 που διέτρησε τον σχηματισμό της μάργας στα 13 m



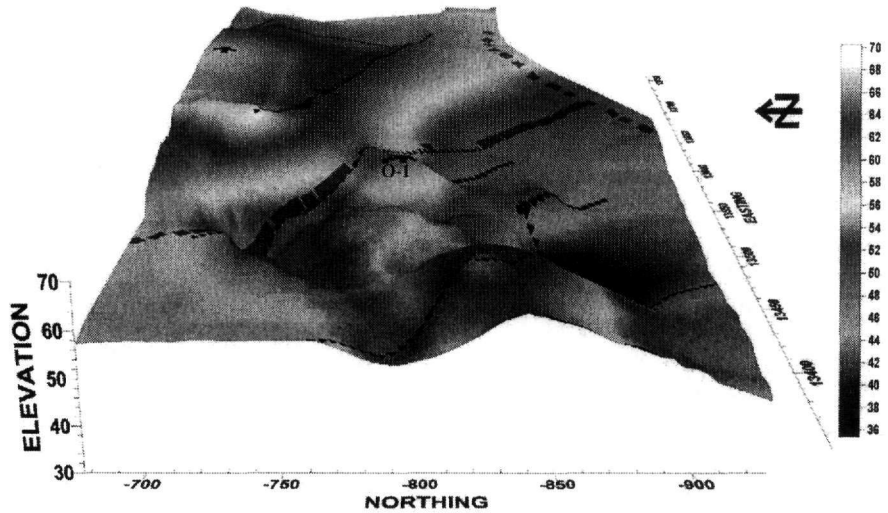
Σχήμα 8. Διαγραφία του δείκτη αργιλότητας των γεωλογικών σχηματισμών για τις γεωτρήσεις Ο-1 και Ο-4.

περίπου όσο και από τις διαγραφίες όπου μετρήθηκε αυξημένη τιμή του δείκτη αργιλότητας σε βάθος 14 m. Επίσης, στο σχήμα 6 παρατηρείται ότι η πλευρική μεταβολή στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, στα 64 m περίπου της γεωηλεκτρικής τομής ΗΤ1, επιβεβαιώθηκε από τα γεωτρητικά στοιχεία της Ο-2. Πράγματι στο βάθος των 17 m διατρήθηκε ο σχηματισμός των φυλλιτών-χαλαζιτών οι οποίοι ήταν κερματισμένοι και ισχυρά αποσαθρωμένοι.

4.3 Δημιουργία τρισδιάστατου μοντέλου

Από το σύνολο των αποτελεσμάτων της έρευνας δημιουργήθηκε τρισδιάστατο μοντέλο της οροφής των μαργών του Νεογενούς της περιοχής της λιμνοδεξαμενής (Σχ. 9). Συγκεκριμένα, το βάθος της οροφής της μάργας κάτω από κάθε γεώφωνο μετατράπηκε σε απόλυτο υψόμετρο. Ομοίως, από τις γεωηλεκτρικές τομές, υπολογίστηκε το βάθος της οροφής της μάργας (σημείο εναλλαγής υψηλών και χαμηλών τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης) κάτω από κάθε κέντρο της ηλεκτρικής γραμμής. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα από τις γεωτρήσεις. Με την εισαγωγή των δεδομένων αυτών στο λογισμικό πακέτο Surfer © δημιουργήθηκε το ανάγλυφο της οροφής των μαργών του Νεογενούς. Το απόλυτο υψόμετρο της οροφής της μάργας κυμαίνεται από 36 έως 68 m. Μεγαλύτερα απόλυτα υψόμετρα παρατηρούνται προς τα ΒΑ. Στο τρισδιάστατο μοντέλο της οροφής (Σχ. 9) της μάργας έχουν τοποθετηθεί οι γεωτρήσεις (σταυροί), οι σεισμικές και ηλεκτρικές γραμμές (μαύρα βελάκια), καθώς και ο επαρχιακός δρόμος που οδηγεί στο χωριό Βουτάς (μαύρα τετράγωνα). Στο τρισδιάστατο μοντέλο δεν εμφανίζονται ρήγματα που επηρεάζουν τις μάργες του νεογενούς. Στα δυτικά του επαρχιακού δρόμου προς Βουτά βρίσκεται ύβωμα, κοντά στην θέση της γεώτρησης Ο-1, το οποίο συνεχίζει προς τα Δ-ΝΔ. Αυτή η γεωλογική μορφή διαιρεί την περιοχή που θα κατασκευασθεί η λιμνοδεξαμενή σε δύο τμήματα. Στο νοτιότερο τμήμα αυξάνεται η κλίση του μαργαϊκού σχηματισμού. Ενώ στο βορειότερο, οι μάργες εμφανίζονται σε μικρότερα βάθη και με μικρότερη κλίση. Απο την μελέτη του τρισδιάστατου προτείνεται το νότιο άκρο της υπό κατασκευής λιμνοδεξαμενής να βρίσκεται πλησίον της γραμμής που οριοθετεί την

προαναφερθείσα έξαρση. Τέλος το τρισδιάστατο μοντέλο επιβεβαιώθηκε από στοιχεία προγενέστερης γεώτρησης (13520 easting, -890 northing, Σχ. 9). Αυτή η γεώτρηση (Σχ. 1) διέτρησε τον σχηματισμό της μάργας στα 19 m, γεγονός που συμφωνεί με το βάθος των 18 m το οποίο προέκυψε από το μοντέλο της οροφής της μάργας.



Σχήμα 9. Τρισδιάστατο μοντέλο της οροφής της μάργας. Όπου απεικονίζονται με σταυρούς οι γεωτρήσεις, με μαύρα βελάκια οι σεισμικές και ηλεκτρικές γραμμές καθώς και ο επαρχιακός δρόμος που οδηγεί στο χωριό Βουτάς (μαύρα τετράγωνα).

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1)) Η στρωματογραφική διαδοχή που παρατηρείται στο χώρο του έργου χαρακτηρίζεται από την επιφανειακή εμφάνιση λατυποπαγούς στρώματος το οποίο επικάθεται με ορατό διαφορετικό πάχος πάνω στο αργιλικό μαργαϊκό υπόβαθρο. Το βάθος που απαντάται το υπόβαθρο αυτό παρουσιάζει διακυμάνσεις οι οποίες όμως δεν φαίνεται να οφείλονται στην ύπαρξη ρήγματος αλλά πιθανότερα σχετίζονται με το υποκείμενο παλαιοανάγλυφο της αποσαθρωμένης ζώνης φυλλιτών – χαλαζιτών και των υποκείμενων αυτής ασβεστολίθων. Το παλαιοανάγλυφο αυτό συνέχισε να υφίσταται και κατά την διάρκεια του Πλειστοκαίνου διαμορφώνοντας τον χώρο απόθεσης των ποταμοχερσαίων κροκαλοπαγών διαφόρου πάχους. Η άποψη αυτή ενισχύεται και από τις ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις VLF.

2) Η σύνθεση των δεδομένων των αρχικών γεωφυσικών μετρήσεων (ηλεκτρικές τομογραφίες, γραμμές σεισμικής διάθλασης) με τα δεδομένα των γεωτρήσεων, των μετρήσεων των διαγραφιών και των μετρήσεων με την ηλεκτρομαγνητική μέθοδο VLF, οδήγησαν στην κατασκευή τρισδιάστατου μοντέλου όπου απεικονίζεται το ανάγλυφο (οροφή) του μαργαϊκού στρώματος στο χώρο έρευνας. Σε αυτό το μοντέλο παρατηρούμε ότι το απόλυτο υψόμετρο της οροφής της μάργας κυμαίνεται από 36 έως 68 m. Στα δυτικά του επαρχιακού δρόμου προς Βουτά βρίσκεται ύβωμα, κοντά στην θέση της γεώτρησης Ο-1, το οποίο συνεχίζει προς τα Δ-ΝΔ. Από το τρισδιάστατο μοντέλο προκύπτει ότι το νότιο άκρο της υπό κατασκευή λιμνοδεξαμένης προτείνεται να βρίσκεται βόρεια από την σειρά των εξάρσεων της μάργας.

3) Από την σύγκριση των αποτελεσμάτων των γεωφυσικών μεθόδων προέκυψε ότι τόσο τα αποτελέσματα της Σεισμικής Διάθλασης όσο και αυτά της Ηλεκτρικής Τομογραφίας συμφωνούν μεταξύ τους και επιβεβαιώνονται από τα γεωτρητικά στοιχεία.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Haeni F.P., Grantham D.G. & Ellefsen K. 1987. *Microcomputer-based version of Sipt-. A program for the interpretation of seismic-refraction data.* Open file report, 87-103-A. Harford, Connecticut.

Lankston R. 1992. High-Resolution Refraction Seismic Data Acquisition and Interpretation. Geotechnical and environmental geophysics, 45-73.

Loke M.H. & Barker R.D. 1996. Rapid least squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi Newton method. *Geophysical Prospecting, 44*, 131-152.

ABSTRACT

CONTRIBUTION OF ELECTRICAL TOMOGRAPH AND SEISMIC REFRACTION IN SITE SELECTION FOR A DAM AT KOUNTOURA, CHANIA

Vafidis A.[1], Hamdan H.[1], Andronikidis N.[1], Dasiras A.[3], Kritikakis G.[1], Koukadaki M.[1], Koumakis N.[2], Lampathakis S.[3], Manoutsoglou E.[1], Oikonomou N.[1], Papakonstantinou K.[2], Spanoudakis N.[1]

[1]*Applied Geophysics Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Polytechnioupolis, Chania, nandron@mred.tuc.gr*

[2] *GEOTECH, Perigiali str 83, Kavala*

[3] *O.A.D.I.K., Square 1866 & Kriari str, Chania*

This paper presents the results from a geophysical survey conducted at Kountoura vergion, Chania. The aim of this survey was to estimate the thickness of the geological formations in the area where a dam is going to be constructed. Electrical tomography and seismic refraction were utilized in order to indicate the location of four drill holes. VLF, well logging and drill hole sampling were carried out. A 3D model was constructed indicating the relief of the underlying neogene marls covered by recent deposits and neogene conglomerates whose thickness ranges from 2-30m. This model does not show any major faults, which may affect the construction of the dam. The relief of the neogene marls is mainly affected by the paleorelief of the phyllite-quartzites and the underlying carbonates. One of the wells shows the weathered layer of phylite-quartzites at depth less than 20 m. This survey shows that the geophysical method give useful information regarding the site selection for the dam at Kountoura.

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

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

ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΑΡΟΔΙΚΩΝ ΠΕΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΕΡΕΥΝΑ ΤΟΥ ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΑΡΙΣΤΙΝΟΥ ΑΛΕΞ/ΛΗΣ

Π. Κάρμης[1], Γ. Βαργεμέζης[2] , Η. Παπαδόπουλος[2] , και Π. Τσούρλος[2]
[1] *Δ/νση Γεωφυσικής, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Μεσογείων 70, 11527 Αθήνα*
[2] *Τομεας Γεωφυσικης, Τμημα Γεωλογιας, Αριστοτελειο Πανεπιστημιο Θεσσαλονικης, 54124 Θεσσαλονικη*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή εξετάζονται οι δυνατότητες της Ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου παροδικών πεδίων (Transient EM), στην έρευνα γεωθερμικών πεδίων και τη μελέτη της γεωλογικής στρωματογραφίας. Η μέθοδος εφαρμόσθηκε στο γεωθερμικό πεδίο του Αρίστινου Αλεξανδρούπολης, δυτικά της Τραϊανούπολης, όπου υπάρχουν οι γνωστές θερμές πηγές. Η ΗΜ μέθοδος και ειδικότερα η μαγνητοτελλουρική (ΜΤ), έχει εφαρμοσθεί στο παρελθόν στην Ελλάδα από διάφορους ερευνητές (Λάγιος 1992, Τζάνης 1993), αλλά είναι η πρώτη φορά που δοκιμάζεται η εφαρμογή της ΤΕΜ μεθόδου.

Όπως έχει καταδειχθεί από την εκτέλεση ερευνητικού προγράμματος του ΙΓΜΕ (Κολιός κ.α. 2001), στην ευρύτερη περιοχή του Αρίστινου αναπτύσσεται ένα σημαντικό γεωθερμικό κοίτασμα με γεωθερμικά ρευστά θερμοκρασίας 30^0-95^0 και υψηλής περιεκτικότητας διαλυμένων αλάτων της τάξης των 10 gr/lt. Οι παραπάνω παράγοντες έχουν σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση γεωηλεκτρικών οριζόντων ισχυρής αγωγιμότητας που σχετίζονται άμεσα με το γεωθερμικό πεδίο της περιοχής. Η ύπαρξη δυο γεωτρήσεων στην περιοχή επέτρεψε την βαθμονόμηση της ΗΜ έρευνας και τον έλεγχο της αποτελεσματικότητας της ΤΕΜ μεθόδου.

Από τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας οριοθετείται ζώνη τοπικού γεωθερμικού ενδιαφέροντος που διαμορφώνεται από θερμό υδροφόρο ορίζοντα μικρού σχετικά βάθους, επεκτεινόμενο Βόρεια του Αρίστινου και μεταξύ των κύριων ρηγμάτων της περιοχής. Τα δυο κύρια ρήγματα είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία τεκτονικού βυθίσματος στην ενδιάμεση περιοχή και είναι επίσης υπεύθυνα για την ανάπτυξη του ισχυρά αγώγιμου σχηματισμού που συνδέεται με το θερμό υδροφόρο ταμιευτήρα των γεωτρήσεων. Το γεωθερμικό ρευστό ανέρχεται από το σύστημα των ρηγμάτων της περιοχής έχοντας αποκτήσει μεγάλη θερμοκρασία από την επαφή με μαγματικές μάζες.
Η εφαρμογή της ΤΕΜ μεθοδολογίας απέδειξε τα επιχειρησιακά της πλεονεκτήματα στην έρευνα γεωθερμικών πεδίων. Ο μικρός αριθμός των μετρήσεων δεν επιτρέπει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων σε ότι αφορά το γεωθερμικό πεδίο της ευρύτερης περιοχής, αλλά η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων με βάση τα γεωλογικά και γεωτρητικά δεδομένα της περιοχής είναι άκρως ενθαρρυντικά και δικαιολογούν τη χρήση της μεθόδου στη συστηματική μελέτη και χαρτογράφηση γεωθερμικών πεδίων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην περιοχή του Αρίστινου Αλεξανδρούπολης (σχήμα 1), διεξήχθη γεωφυσική έρευνα με τη μέθοδο ΤΕΜ, σε συνεργασία με τον Φορέα N^0 2, με σκοπό την εκτίμηση της αποτελεσματικότητας της μεθόδου στην έρευνα γεωθερμικών πεδίων και τη μελέτη της γεωλογικής στρωματογραφίας της περιοχής.

Η περιοχή βρίσκεται βορειοανατολικά της Αλεξανδρούπολης και δυτικά της Τραϊανούπολης, όπου υπάρχουν οι γνωστές θερμές πηγές με επιφανειακές εκδηλώσεις θερμότητας.

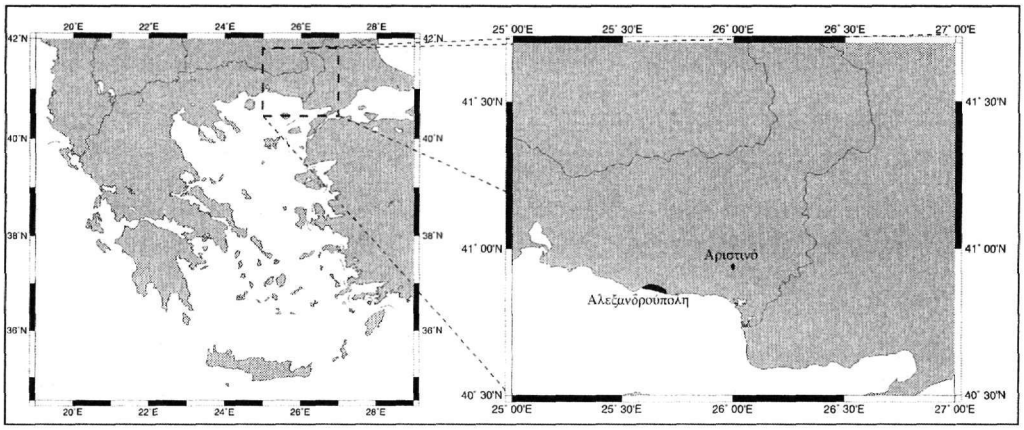
Η αποτελεσματική εφαρμογή της Ηλεκτρομαγνητικής (ΜΤ, ΤΕΜ) μεθόδου σε έρευνες γεωθερμικών πεδίων, γίνεται δυνατή εξαιτίας των ακόλουθων παραγόντων :

- Αυξημένο πορώδες των υδροπερατών σχηματισμών που φιλοξενούν τα γεωθερμικά ρευστά
- Η μεγάλη θερμοκρασία των ρευστών που συμβάλλει στη μείωση της ειδικής αντίστασης.

- Η παρουσία τεκτονικής δράσης με επακόλουθο τη δημιουργία αγώγιμων αργιλικών υλικών λόγω των συνοδών υδροθερμικών εξαλλοιώσεων.
- Η αυξημένη περιεκτικότητα των διαλυμένων αλάτων των γεωθερμικών ρευστών, που έχουν ως άμεση συνέπεια την αυξημένη αγωγιμότητα.

Η περιοχή του Αρίστινου όπου εφαρμόσθηκε δοκιμαστικά η μέθοδος παρουσιάζει έντονη τεκτονική με σημαντική ανάπτυξη Τριτογενούς ηφαιστειότητας και σημαντικές εκχύσεις μαγματικών μαζών. Όπως έχει καταδειχθεί (Κολιός κ. α. 2001), στη περιοχή αναπτύσσεται ένα σημαντικό γεωθερμικό κοίτασμα με γεωθερμικά ρευστά θερμοκρασίας 30^0-95^0C και υψηλής περιεκτικότητας διαλυμένων αλάτων της τάξης των 10 gr/lt.

Οι παραπάνω παράγοντες έχουν σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση γεωηλεκτρικών οριζόντων ισχυρής αγωγιμότητας που σχετίζονται άμεσα με το γεωθερμικό πεδίο της περιοχής.



Σχήμα 1 Χάρτης της ευρύτερης περιοχής έρευνας.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η περιοχή του Αρίστινου και των Λουτρών Τραϊανούπολης ανήκει στην ιζηματογενή λεκάνη Δυτικά του ποταμού Εβρου, η οποία αναπτύσσεται στο Νότιο τμήμα της Ροδοπικής μάζας, με μεγάλο πάχος Παλαιογενών ιζημάτων του Ηωκαίνου και Ολιγοκαίνου που κάθονται ασύμφωνα είτε σε Μεσοζωϊκά πετρώματα, είτε σε αμφιβολίτες, γνευσίους της Ροδοπικής μάζας.

Η ανάπτυξη της ιζηματογενούς λεκάνης ακολούθησε την πορεία του ευρύτερου Περιροδοπικού ιζηματογενούς χώρου από το Ανώτερο Κρητιδικό μέχρι σήμερα, με την ιζηματογένεση να ακολουθεί την Τεκτονική ορογενετική διαδικασία των τελευταίων φάσεων των Αλπικών πτυχώσεων.

Αποτέλεσμα των διαρρήξεων και της εφελκυστικής τεκτονικής ήταν η δημιουργία μεγάλων ταφροειδών λεκανών, που αποτέλεσαν το χώρο απόθεσης τριτογενών μολασσικών ιζημάτων. Αυτά επικάθονται στο φυλλιτικό υπόβαθρο της σειράς της Μάκρης, που αποτελείται από Κρητιδικούς αργιλικούς – σερικιτικούς σχιστόλιθους.

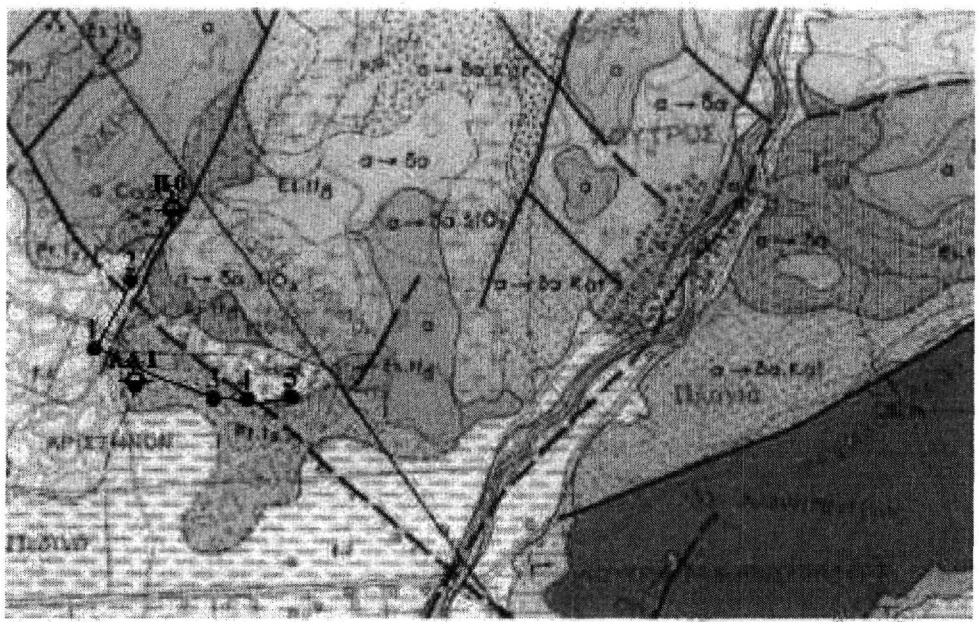
Στο Μέσο Ηώκαινο (Λουτήσιο) εμφανίζεται η βασική κλαστική σειρά ιζημάτων, αποτελούμενη από λατυπο-κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και ασβεστοψαμμιτικούς ως μαργαϊκούς ορίζοντες.

Στο Ανω Ηώκαινο, κατά τον ίδιο χρόνο με την απόθεση των μολασικών ιζημάτων, εμφανίζεται ηφαιστειακή – μαγματική δράση με ηφαιστειακά πετρώματα ανδεσιτικής σύστασης, λάβες, τόφους και ηφαιστειακά λατυποπαγή, τοπικά έντονα εξαλλοιωμένα. Τα ηφαιστειακά πετρώματα εναλλάσσονται με μολασσικά ιζήματα ψαμμιτομαργαϊκού και ασβεστοψαμμιτικού τύπου.

Στο Ολιγόκαινο τα ιζήματα αποτελούνται από εναλλαγές μαργών με ψαμμίτες. Παράλληλα εμφανίζεται ηφαιστειότητα ρυολιθικού τύπου, με την ανάπτυξη όξινων δόμων, τόφων και τοφίτων.

Στα ιζήματα του Νεογενούς της περιοχής έρευνας συγκαταλέγονται εναλλαγές ψαμμιτών, άμμων, αμμούχων αργίλων – αργίλων, στα οποία επικάθονται συστήματα αναβαθμίδων, αποτελούμενα από ερυθρές άμμους, αργιλούχους άμμους, κροκάλες και χαλίκια. Στο σχήμα 2 παρουσιάζεται τμήμα του γεωλογικού χάρτη Φέρρες (ΙΓΜΕ 1980) με τη στενή περιοχή του χώρου έρευνας.

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από Νότια γεωλογική κλίση και έντονη τεκτονική, με κυρίαρχο γεγονός το διασταυρούμενο σύστημα ρηγμάτων ΒΒΑ-ΝΝΔ, ΒΒΔ-ΝΝΑ.



Σχήμα 2. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας (απόσπασμα χάρτη ΙΓΜΕ, 1980 Φύλλο ΦΕΡΡΕΣ, Παπαδόπουλος, Π., 1982). Σημειώνονται οι θέσεις των TEM βυθοσκοπήσεων και των γεωτρήσεων Π_0, ΑΑ1.

3 ΓΕΩΘΕΡΜΙΚΟ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Πέρα από τις επιφανειακές εκδηλώσεις στις θερμές πηγές της Τραϊανούπολης, το γεωθερμικό ενδιαφέρον προκαλείται από την ύπαρξη υδροπερατών γεωλογικών σχηματισμών, την κατάλληλη τεκτονική με ενεργά ρήγματα, τις εναλλαγές ηφαιστιτών και πυροκλαστικών προϊόντων και τη ρυολιθική ηφαιστειότητα. Οι ηφαιστειακές μάζες του υποβάθρου λειτουργούν ως θερμικές αποθήκες και σε συνδυασμό με τα ενεργά ρήγματα επιτρέπουν τη δημιουργία επαγωγικών ρευμάτων μεταφοράς και συσσώρευσης θερμικής ενέργειας σε περατούς σχηματισμούς. (Κολιός κλπ. 2001).

Στην περιοχή του Αρίστινου έχουν γίνει κατά το παρελθόν έρευνες φορέων της τοπικής αυτοδιοίκησης και έχει ανορυχθεί ιδιωτική γεώτρηση (Π_0), της οποίας τα αποτελέσματα εμφανίζονται στο σχήμα 3. Έχουν διατρηθεί ιζήματα και ηφαιστειακά πετρώματα του Ανώτερου Ηώκαινου (Πριαμπόνιου), με αργιλικά ιζήματα πάχους 55 μέτρων να επικάθονται τόφων, εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών, δακιτοειδούς ανδεσίτη με

μεταλλοφορία FeS_2 και τέλος δακίτη σε βάθος 116 μέτρων.

Σε βάθος μεταξύ 55 και 115 μέτρων, αντλήθηκε το γεωθερμικό ρευστό με θερμοκρασία 80° και η χημική ανάλυση το χαρακτηρίζει ως Cl-Na-Ca-K-Li-Sr –ούχο , (Κυριακίδης-Τσόκας 1988).

Στην ίδια περιοχή στο παρελθόν είχε πραγματοποιηθεί ανεξάρτητη γεωλογική – γεωφυσική μελέτη με τη χρήση ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων VES, (Κυριακίδης - Τσόκας 1988), για τη μελέτη του γεωθερμικού πεδίου. Σύμφωνα με αυτή, ορίζεται ως πιθανός χώρος που περιέχει γεωθερμ ικό ρευστό μια περιοχή ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης, ακριβώς πάνω στο κυρίαρχο ρήγμα της περιοχής, όπως φαίνεται στο γεωλογικό χάρτη του σχήματος 2.

Σε χρόνο μεταγενέστερο της γεωφυσικής έρευνας ΤΕΜ που παρουσιάζεται στη παρούσα μελέτη, λήφθηκαν υπόψη στοιχεία από έρευνα του ΙΓΜΕ στην ευρύτερη περιοχή (Κολιός κ.α. 2001) και ειδικότερα για τη στενή περιοχή έρευνας τα γεωτρητικά αποτελέσματα της θέσης ΑΑ1(σχήμα 4).

Η γεώτρηση ΑΑ1 τοποθετήθηκε ΒΑ του χωριού Αρίστινο με τελικό βάθος 465 μέτρων. Διατρήθηκαν αργιλικοί σχηματισμοί μέχρι βάθους 110 μέτρων, ακολούθως αργιλοψαμμιτικοί σχηματισμοί μέχρι βάθους 170 μέτρων, παρεμβολή εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών μέχρι βάθος 210 μέτρων, ακολουθούμενα από αργιλοψαμμιτικό ορίζοντα μέχρι βάθος 430 μέτρων, όπου και διατρήθηκαν υγιείς ηφαιστίτες ιγνιμβριτικής φύσης με υψηλή υδροφορία. Στη σχετική έκθεση (Κολιός κ.α.2001), αναφέρεται σαν αξιοσημείωτο το γεγονός της ύπαρξης των ηφαιστειακών μεταξύ 170 και 210 μέτρων, που αποτελούν ισχυρό υδροφόρο σχηματισμό με θερμοκρασία 50^0C. Η θερμοκρασία του γεωθερμικού ρευστού φθάνει θερμοκρασία 72.3^0C σε βάθος 360 μέτρα. Τα ηφαιστειακά χαρακτηρίζονται σαν λατυποπαγή από τους δακιτικούς δόμους της Βορειότερης περιοχής. Τα γεωθερμικά ρευστά είναι (Ca)Na-Cl(SO_4) σύστασης, με σύνολο διαλυμένων αλάτων 10 gr/lt και υψηλή αγωγιμότητα 12200 μs/cm (Κολιός κ.α. 2001).

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΤΕΜ ΜΕΘΟΔΟΥ

Στην περιοχή αυτή εφαρμόσθηκε δοκιμαστικά η ΤΕΜ μέθοδος με σκοπό την εκτίμηση των δυνατοτήτων της μεθόδου σε γεωθερμικά πεδία. Η έρευνα υπαίθρου ολοκληρώθηκε σε μια μέρα και ως εκ τούτου δεν είχε τακτικό ερευνητικό χαρακτήρα, αλλά προσέφερε τη δυνατότητα να εκτιμηθεί η συμβολή της μεθόδου σε ένα γνωστό γεωθερμικό κοίτασμα.

Στην προηγηθείσα γεωλογική μελέτη είχαν πραγματοποιηθεί πέντε βυθοσκοπήσεις με τη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

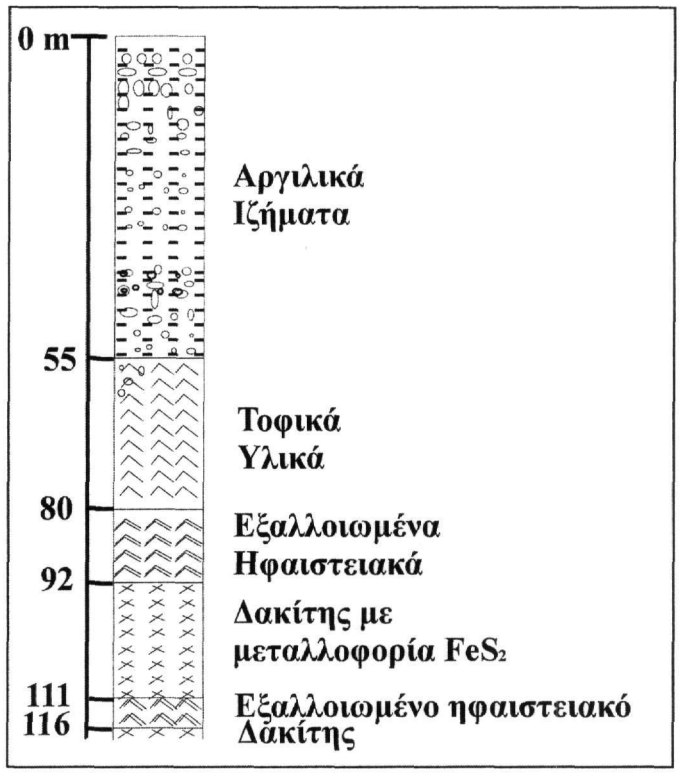
Η μέθοδος των ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων δεν αποδείχθηκε ικανή να διαγνώσει το υπόβαθρο της περιοχής, λόγω του μικρού βάθους διασκόπησης, που ήταν αποτέλεσμα της μεγάλης αγωγιμότητας του υπεδάφους. Οι μεγάλες τιμές της αγωγιμότητας έχουν ως αποτέλεσμα πολύ μικρές τιμές του μετρούμενου Δυναμικού που φθάνουν τα 0.1 mV και σε συνδυασμό με την ισχυρή επίδραση των ρηγμάτων της περιοχής στις μετρήσεις, που παραμορφώνουν πολλές φορές καταστροφικά τις καμπύλες ειδικής αντίστασης, με άμεση συνέπεια η ερμηνεία να έχει περισσότερο ποιοτικό παρά ποσοτικό χαρακτήρα. Οι θέσεις των ΤΕΜ βυθοσκοπήσεων τοποθετήθηκαν κοντά στις θέσεις των αντίστοιχων VES βυθοσκοπήσεων.

Το μέγιστο βάθος της βυθοσκόπησης έφθασε τα 200 περίπου μέτρα και αυτό επιτεύχθηκε με μετρούμενο χρονικό φάσμα 10 msec, κατά πολύ μικρότερου των δυνατοτήτων της συσκευής. Το βάθος αυτό είναι μεγαλύτερο μεν από το αντίστοιχο των Ηλεκτρικών VES βυθοσκοπησεων (Κυ-

ριακίδης, Τσόκας 1989), αλλά πολύ μικρότερο των δυνατοτήτων της TEM μεθοδολογίας σε έρευνες γεωθερμικών πεδίων.

Η μεγάλη αγωγιμότητα του υπεδάφους επιτρέπει τη διασκόπηση αρκετών εκατοντάδων μέτρων και η εφαρμογή της TEM μεθόδου στη γεωθερμική έρευνα προσφέρει σημαντικά πλεονεκτήματα έναντι της VES μεθόδου.

Η ερμηνεία των δεδομένων έγινε με αυτοματοποιημένη μέθοδο επιλογής στρωμάτων και παραμέτρων (Κάρμης 2003). Τα αποτελέσματα των αντιστροφών φαίνονται γραφικά στό σχήμα 4 και στον πίνακα 1 όπου παρουσιάζονται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα της ερμηνείας των TEM διασκοπήσεων για τα δεδομένα των πρώϊ,ων χρόνων.

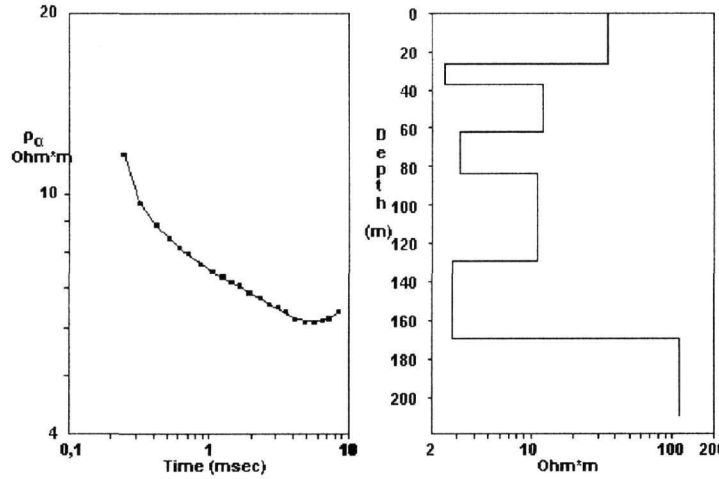


Σχήμα 3. Στρωματογραφική στήλη γεώτρησης στη θέση Π0.

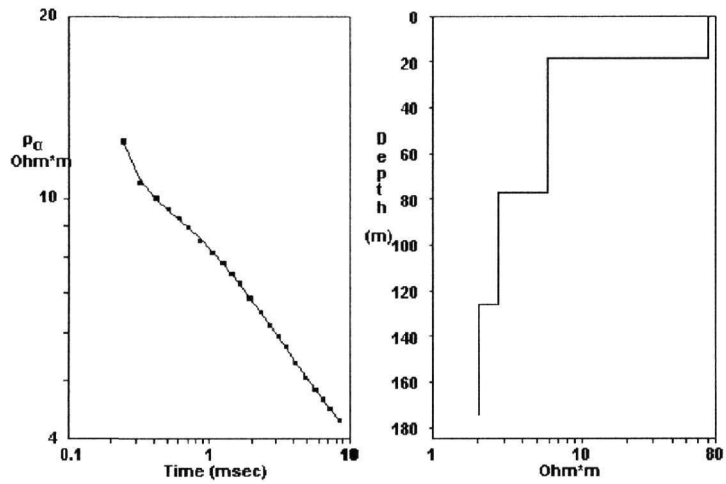
Πίνακας 1. Συγκεντρωτικά αποτελέσματα TEM διασκοπήσεων από την περιοχή Αριστινό Αλεξανδρούπολης. Οι αντιστάσεις των στρωμάτων είναι σε Ωm και τα πάχη των στρωμάτων σε μ.

Παράμετροι	1		2		3		4		5	
	ρ	h	ρ	h	ρ	h	ρ	h	ρ	h
Στρώμα 1	35	27	70	19	38	21	41	23	38	21
Στρώμα 2	3.2	10	5.9	59	4.3	23	3.5	19	3.2	17.5
Στρώμα 3	12.3	25	2.8	49	13.7	27	11.3	17	9.7	13
Στρώμα 4	3.1	22	**2**		4.2	43	4.1	37	3.7	39
Στρώμα 5	11.2	45.5			8	39	9.1	45	7	36
Στρώμα 6	**2.8**	**40**			**3**		**2.9**	**44**	**2.7**	**47**
Στρώμα 7	110						76		50	

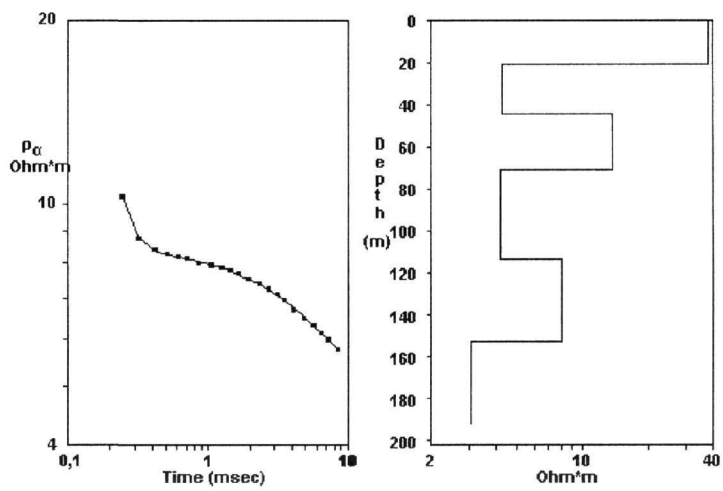
ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ 1



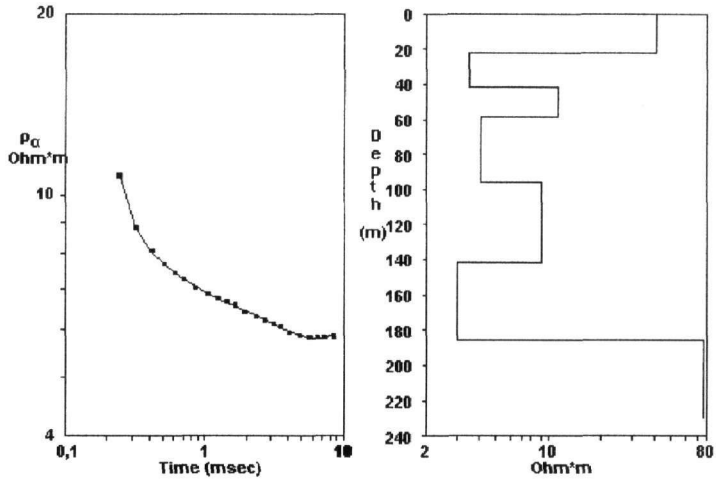
ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ 2



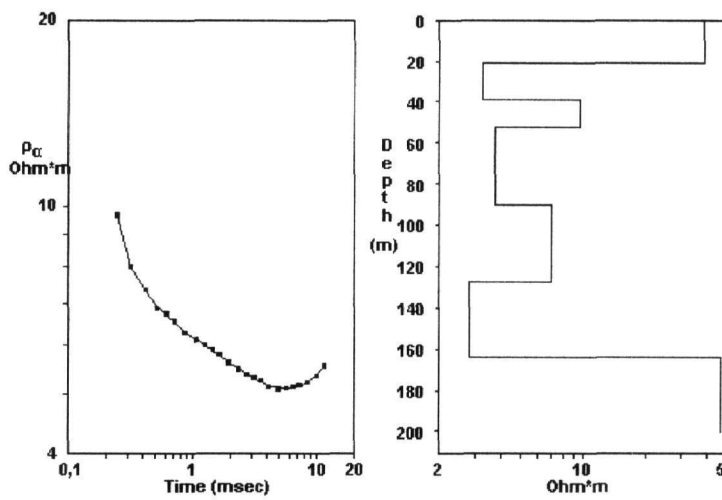
ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ 3



ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ 4



ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ 5



Σχήμα 4 Ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων ΤΕΜ 1-5

5 ΕΡΜΗΝΕΙΑ

Από τα αποτελέσματα της ερμηνείας γίνονται αμέσως εμφανή τα κοινά χαρακτηριστικά των βυθοσκοπήσεων. Σε όλες τις θέσεις εμφανίζεται επιφανειακό στρώμα ειδικής αντίστασης 35-41 Ωm και πάχους 21-27 μέτρων. Υποκείμενοι αυτού εμφανίζονται εναλλαγές σχηματισμών μικρότερης αντίστασης, οι οποίοι έχουν κατηγοριοποιηθεί στον πίνακα γεωηλεκτρικής στρωματογραφίας σε σχέση με τις τιμές ειδικής αντίστασης.

Το ενδιαφέρον και κυρίαρχο στοιχείο, που είναι κοινό σε όλες τις βυθοσκοπήσεις είναι η παρουσία ισχυρά αγώγιμου σχηματισμού (στρώμα 6), με παραπλήσιες τιμές αντίστασης περί τα 2-3 Ωm.

Ο σχηματισμός αυτός έχει πάχος 40 περίπου μέτρα στις βυθοσκοπήσεις 1, 4 και 5 και υπέρκειται αντιστατικού υποβάθρου με αντίσταση μεγαλύτερη των 50 Ωm.

Στις βυθοσκοπήσεις 2 και 3 δεν κατέστη δυνατό να ανιχνευθεί το αντιστατικό υπόβαθρο. Το Ηλεκτρομαγνητικό σήμα παρέμεινε εγκλωβισμένο στο ισχυρά αγώγιμο μέσο του τελευταίου στρώματος, με επακόλουθο να περιορισθεί το βάθος διασκόπησης σε σχέση με τις θέσεις 1, 4 και 5.

Βυθοσκόπηση 2

Ειδικότερα για τη θέση 2 τα αποτελέσματα είναι και τα πλέον εντυπωσιακά. Η βυθοσκόπηση εκτελέσθηκε περί τα 400 μέτρα Νότια της ιδιωτικής γεώτρησης $Π_0$, η οποία και διέτρησε από το βάθος 55 εως και 116 μέτρων ηφαιστειακά υλικά, συμπεριλαμβανομένων τόφφων και εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών, με υδροφορία σε θερμοκρασία 80^0C. Βρίσκεται κοντά στη διασταύρωση των κύριων ρηγμάτων Διεύθυνσης Β160 και Β070 της περιοχής.

Τα αποτελέσματα της ερμηνείας δείχνουν την ύπαρξη κροκαλοπαγών και αργιλικών ιζημάτων μέχρι βάθους 78 μέτρων, τα οποία λαμβανομένης υπόψη της Νότιας γεωλογικής κλίσης της περιοχής, έρχονται σε συμφωνία με το πάχος των 55 μέτρων επιφανειακών αργιλικών ιζημάτων που διατρήθηκε στη γεώτρησης $Π_0$. Στη θέση αυτή και σε βάθος 78 μέτρων εντοπίζεται σχηματισμός ειδικής αντίστασης 2.8 Ωm, του οποίου υπόκειται σχηματισμός αντίστασης 2 Ωm σε βάθος 125 μέτρων. Ο σχηματισμός των 2 Ωm συνεχίζεται μέχρι βάθους τουλάχιστον 170 μέτρων περίπου. Τα στρώματα αυτά αντιστοιχούν στους τόφφους και στα εξαλλοιωμένα ηφαιστειακά της γεώτρησης $Π_0$.

Συμπεραίνεται λοιπόν η άμεση συσχέτιση των στρωμάτων αυτών με το γεωθερμικό ταμιευτήρα που εντοπίσθηκε στο γεωτρητικό πρόγραμμα του ΙΓΜΕ (Κολιός κ.α. 2001).

Βυθοσκόπηση 3

Η βυθοσκόπηση της θέσης 3 εκτελέσθηκε περί τα 300 μ Ανατολικά της γεώτρησης ΑΑ1 του ΙΓΜΕ (Κολιός 2001), η οποία και κατέδειξε ότι σε βάθος 360 μέτρων αναπτύσσεται μέσα σε πυροκλαστικά ηφαιστειακά προϊόντα γεωθερμικός ταμιευτήρας με θερμοκρασίες άνω των 86^0C. Εκτός αυτού όμως από τη γεώτρηση ΑΑ1 διαπιστώθηκε η ύπαρξη ορίζοντα εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών υλικών από το βάθος των 170 έως και 210 μέτρων, όπου και αναπτύσσεται δεύτερος υδροφόρος ορίζοντας με θερμοκρασίες 50^0C.

Τα πρώτα 4 γεωηλεκτρικά στρώματα της ερμηνείας του πίνακα 28 και μέχρι βάθος 114 μέτρων αντιστοιχούν στα αργιλικά ιζήματα της γεώτρησης ΑΑ1, αποτελούμενα από εναλλαγές κροκαλοπαγών και μαργών. Υποκείμενος βρίσκεται αργιλοψαμμιτικός σχηματισμός πάχους 40 μέτρων περίπου με αντίσταση 8 Ωm.

Το πλέον ενδιαφέρον στοιχείο που προκύπτει από την ερμηνεία της βυθοσκόπησης 3 είναι η ύπαρξη αγώγιμου στρώματος σε βάθος 153 μέτρων με τιμή ειδικής αντίστασης 3 Ωm, παραπλήσια των τιμών που αντιστοιχούν στα αγώγιμα στρώματα 3 και 4 της διασκόπησης 2. Από τα παραπάνω συνάγεται η πιθανή συνέχεια προς τα Ανατολικά του επιφανειακού θερμού υδροφόρου ορίζοντα της γεώτρησης ΑΑ1.

Βυθοσκόπηση 1

Η βυθοσκόπηση εκτελέσθηκε Δυτικά του ρήγματος διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ που παρεμβάλλεται μεταξύ των βυθοσκοπήσεων 1 και 3. Από την ερμηνεία προκύπτει ανάλογη στρωματογραφία με τη θέση 3, με την ύπαρξη αντίστοιχων αργιλικών ιζημάτων πάχους 84 μέτρων, υπερκείμενων αργιλοψαμμιτικού σχηματισμού μέχρι βάθους 130 μέτρων περίπου. Στο βάθος αυτό εμφανίζεται αγώγιμο στρώμα πάχους 40 μέτρων με τιμή ειδικής αντίστασης 2.8 Ωm αντίστοιχης των τιμών του θερμού υδροφόρου στρώματος των θέσεων 2 και 3.

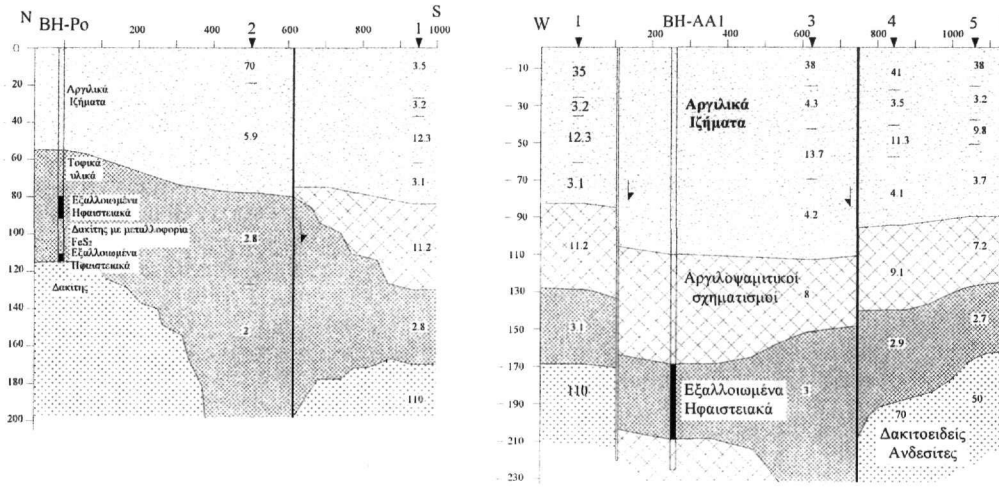
Το πάχος του αγώγιμου αυτού στρώματος είναι το ίδιο με αυτό των εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών που διατρήθηκαν από τη γεώτρηση ΑΑ1, τα οποία βεβαίως εντοπίζονται σε μεγαλύτερο βάθος λόγω της δράσης του ρήγματος διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ. Τέλος ο αντιστατικός ημιχώρος που εντοπίζεται αποδίδεται σε συμπαγείς δακιτικούς ανδεσίτες.

Βυθοσκοπήσεις 4 και 5

Όπως προαναφέρθηκε η ερμηνεία των υπολοίπων βυθοσκοπήσεων έδειξε κοινά χαρακτηριστικά με σημαντικό στοιχείο την ύπαρξη αγώγιμου στρώματος πάχους 37-44 μέτρων και τιμές ειδικής αντίστασης 2.7-2.9 Ωm. Οι τιμές αυτές της αντίστασης είναι οι ίδιες με αυτές του αγώγιμου στρώματος που εντοπίζεται στις άλλες βυθοσκοπήσεις και αποδίδεται στο στρώμα των εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών και το οποίο αποτελεί το στόχο της έρευνας.

Τα αποτελέσματα της ερμηνείας σχεδιάσθηκαν σε 2 τομές, εκ των οποίων η πρώτη διεύθυνσης Δ-Α περιλαμβάνει τις βυθοσκοπήσεις 1, 3, 4, 5 και τη γεώτρηση ΑΑ1 και η δεύτερη διεύθυνσης Β-Ν

τις βυθοσκοπήσεις 2, 1 και τη γεώτρηση Π_0. Από τις τομές διαφαίνεται η συμφωνία της γεωλογικής στρωματογραφίας των γεωτρήσεων με τη γεωηλεκτρική στρωματογραφία της TEM μεθόδου. Με διαπιστωμένη την αξιοπιστία της γεωφυσικής πληροφόρησης προκύπτουν χρήσιμα συμπεράσματα για το γεωθερμικό καθεστώς της περιοχής.



Σχήμα 5 Ερμηνευτικές τομές γεωθερμικού πεδίου Αρίστινου

6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Διαπιστώνεται η ύπαρξη θερμού υδροφόρου ορίζοντα μεταξύ της γεώτρησης Π_0, που επεκτείνεται ως τη θέση της βυθοσκόπησης 1, παρακολουθείται στη γεώτρηση ΑΑ1 και συνεχίζει πέραν της θέσης 3, του ρήγματος διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ ως τις θέσεις 4 και 5.

Τα δυο κύρια ρήγματα της περιοχής διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ και ΒΒΔ-ΝΝΑ, είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία τεκτονικού βυθίσματος (grabben) στην ενδιάμεση περιοχή και είναι επίσης υπεύθυνα για την ανάπτυξη του ισχυρά αγώγιμου σχηματισμού που συνδεέται με το θερμό υδροφόρο ταμιευτήρα των γεωτρήσεων ΑΑ1 και Π_0. Η ύπαρξη των ρηγμάτων κοντά στις θέσεις των βυθοσκοπήσεων 1 και 2 δικαιολογεί την αδυναμία προσδιορισμού αντιστατικού υποβάθρου στις θέσεις αυτές.

Το γεωθερμικό ρευστό που πληροί τον υδροπερατό σχηματισμό των εξαλλοιωμένων ηφαιστειακών των δυο γεωτρήσεων βρίσκεται σε υδραυλική επικοινωνία με το βαθύ θερμό υδροφόρο που εντοπίσθηκε σε βάθος 430 μέτρων στη γεώτρηση ΑΑ1. Το γεωθερμικό ρευστό ανέρχεται από το σύστημα των ρηγμάτων της περιοχής έχοντας αποκτήσει μεγάλη θερμοκρασία από την επαφή με μαγματικές μάζες. Τα ρήγματα είναι και οι τελικοί συλλέκτες, καθώς παρατηρήθηκαν πολύ υψηλές αγωγιμότητες, και περιορίζονται σε ζώνη ενδιάμεση των ρηγμάτων με ΑΝΑ διεύθυνση.

Αποτέλεσμα είναι η δημιουργία του επιφανειακού θερμού υδροφόρου ορίζοντα που επεκτείνεται Βόρεια του Αρίστινου και μεταξύ των κύριων ρηγμάτων, διαμορφώνοντας ζώνη τοπικού γεωθερμικού ενδιαφέροντος.

Η εφαρμογή της TEM μεθοδολογίας απέδειξε τα επιχειρησιακά της πλεονεκτήματα στην έρευνα γεωθερμικών πεδίων. Ο μικρός αριθμός των μετρήσεων δεν επιτρέπει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων σε ότι αφορά το γεωθερμικό πεδίο της ευρύτερης περιοχής. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του ελέγχου της αξιοπιστίας του προγράμματος αυτοματοποιημένης ερμηνείας και η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων με βάση τα γεωλογικά και γεωτρητικά δεδομένα της περιοχής είναι άκρως ενθαρρυντικά και δικαιολογούν τη χρήση της μεθόδου στη συστηματική μελέτη και χαρτογράφηση γεωθερμικών πεδίων.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Κάρμης Π. 2003 Αυτοματοποιημένη ερμηνεία Ηλεκρομαγνητικής μεθόδου παροδικών πεδίων, Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα

Κυριακίδης Ε. , Τσόκας Γ., 1988, Γεωηλεκτρική μελέτη περιοχής λουτρών Αλεξανδρούπολης (Σύνδεσμος Δήμων και Κοινοτήτων Ιαματικών Πηγών Ελλάδος)

Κολιός Ν., Καρυδάκης Γ., Κουτσίνος Σ., Ζηκόπουλος Κ., 2001 Ερευνα και ανάπτυξη Γεωθερμικής ενέργειας στην Ανατολική Μακεδονία και Θράκη. Εργο 9531519 ΠΕΠ – Β΄ ΚΠΣ, Τεχνική έκθεση ΙΓΜΕ

Λάγιος Ε., 1992 Μαγνητοτελλουρικές διασκοπήσεις στις γεωθερμικού ενδιαφέροντος περιοχές Σουσακίου και Μεθάνων, Τόμοι Ι και ΙΙ. Τεχνική έκθεση, ΔΕΜΕ/ΔΕΗ, Αθήνα

Tzanis A., Lagios E., 1993 Magnetotelluric exploration of Sousaki geothermal prospect, Corinth prefecture, Greece: The first results, 2nd Congress of Hell. Geophysical Union, Florina, Greece

ABSTRACT

THE APPLICATION OF THE TRANSIENT EM METHOD INTO THE GEOTHERMAL FIELD EXPLORATION

Karmis P.[1], Vargemezis G.[2] , Papadopoulos I.[2] , and Tsourlos P.[2]

[1] *I.G.M.E. Dept. of Geophysics, 70 Mesogion, 11527 Athens, Greece*

[2] *Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, Greece*

In this work we examine the potential of the time-domain electromagnetic method (Transient EM) in the exploration of geothermal field and the study of the geological environment. The method was applied in the geothermal field of Aristino (Alexandroupolis), westwards of the Traianoupolis, where the known hot springs exist. The EM method and more specifically magnetotellurics (MT), it has been applied in the past in Greece by various researchers, but it is the first time the TEM method is applied for geothermal exploration purposes.

As it has been shown by previous works, in the wider region of Aristino an important geothermal field is developed, with geothermal fluid temperature of 30^0-90^0 and high content of dissolved salts of 10gr/lt. These factors result to the appearance of highly conductive geoelectrical anomalies which are directly related to the geothermal field. The existence of two drillholes in the region allowed the calibration and the control of the effectiveness of the TEM method. The geophysical survey has delimited the area of local geothermal interest that is formed by hot aquifer at a relatively shallow depth, extended North of Aristino and between the main faults of the region. The two main faults are responsible for the creation of a tectonic graben in the intermediary region and the development of a highly conductive formation which correlates well with the hot aquifer tank. The geothermal fluid circulates through the faulting system having high temperature caused by the contact with magmatic masses.

The application of TEM proved the operational advantages of the method in the geothermal field exploration. The relatively limited number of TEM soundings presented here does not allow the export of safe conclusions regarding the geothermal field of the wider region, although the evaluation of results based on the geological and geoelectrical data of the region is extremely encouraging and justifies the use of the TEM method in the systematic study and mapping of geothermal fields.

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

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

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΧΩΡΟ ΑΠΟΘΕΣΗΣ ΑΠΟΡΡΙΜΜΑΤΩΝ ΣΤΗ Β. ΙΤΑΛΙΑ ΚΑΙ ΣΤΗ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ PORTO PETROLI, GENOA

Κρητικάκης Σ. Γ.[1] , Βαφείδης Α.[1] , Gourry J. C.[2]

[1] *Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 73100, Πολυτεχνειούπολη, Χανιά, gkritik@mred.tuc.gr, vafidis@mred.tuc.gr*

[2] *BRGM Development Planning and Natural Risks Division, Orléans, France, jc.gourry@brgm.fr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το φαινόμενο της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων και ειδικότερα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, έχει αποτελέσει τα τελευταία χρόνια εφαλτήριο για την εφαρμογή σύγχρονων τεχνικών της γεωτεχνικής και περιβαλλοντικής γεωφυσικής. Στις μέρες μας, η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh χρησιμοποιείται ευρύτατα για τον προσδιορισμό των ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων.

Στην εργασία αυτή περιγράφεται κυρίως η μεθοδολογίας ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, ενώ παράλληλα παρουσιάζονται εφαρμογές της σε σεισμικά δεδομένα που προέρχονται από διασκοπήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος HYGEIA, σε δύο περιβαλλοντικά επιβαρημένες περιοχές: α) στην περιοχή του Monfalcone στη βόρεια Ιταλία και β) στην βιομηχανική περιοχή Porto Petroli, στη Γένοβα.

Η μεθοδολογία αυτή αποδεικνύεται πολύ χρήσιμη στην οριοθέτηση του ετερογενούς εδάφους που περιέχει θαμμένα απορρίμματα στην περιοχή του Monfalcone και στην χαρτογράφηση του ανάγλυφου του υποβάθρου της βιομηχανικής περιοχής του Porto Petroli, μέσω του προσδιορισμού των ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Είναι γνωστό ότι τα επιφανειακά σεισμικά κύματα παρουσιάζουν έντονο το φαινόμενο της διασποράς (dispersion), δηλαδή της εξάρτησης της ταχύτητας φάσης από τη συχνότητα. Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh σε οριζόντια στρωματωμένο εδαφικό μοντέλο εξαρτάται από τη συχνότητα και τέσσερις εδαφικές παραμέτρους (Schwab and Knopoff, 1972):

- Ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων (P – κύματα)
- Ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (S – κύματα)
- Πυκνότητα των σχηματισμών
- Πάχος κάθε στρώματος

Η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων επηρεάζει την καμπύλη διασποράς περισσότερο από όλες τις άλλες εδαφικές παραμέτρους. Για το λόγο αυτό, χρησιμοποιώντας τεχνικές αντιστροφής, είναι δυνατό να προσδιοριστεί η κατανομή της ταχύτητας των S – κυμάτων συναρτήσει του βάθους, από την καμπύλη διασποράς Rayleigh.

Η πλευρική μεταβολή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων προσδιορίζεται χρησιμοποιώντας τεχνικές *roll along κατά την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών* (Miller et al, 1999). Από κάθε καταγραφή κοινής πηγής και μετά την αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς προκύπτει η ταχύτητα των S – κυμάτων συναρτήσει του βάθους. Τοποθετώντας τα αποτελέσματα από κάθε αντιστροφή στο κέντρο του αναπτύγματος πηγής - γεωφώνων προκύπτει η ψευδοτομή της ταχύτητας των S – κυμάτων.

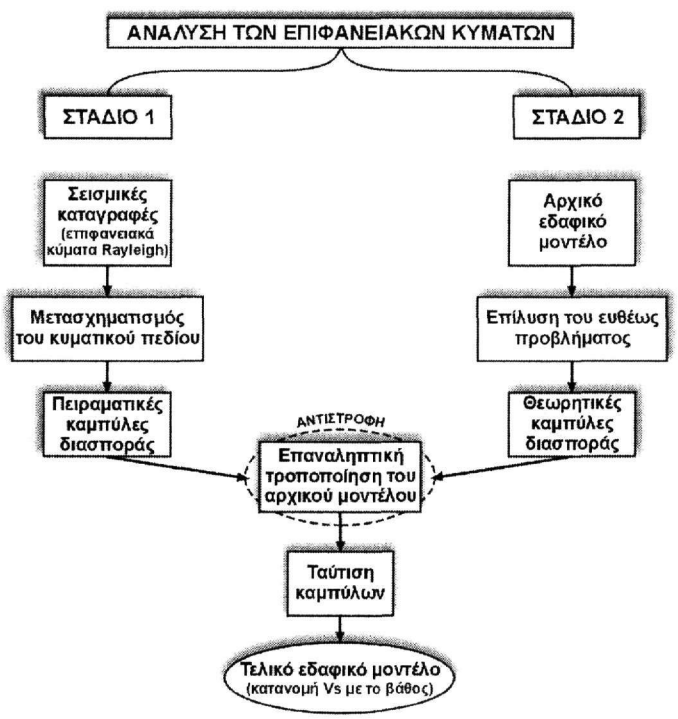
Πολλές εφαρμογές προσδιορισμού της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων από σεισμικά δεδομένα επιφανειακών κυμάτων (Ραπτάκης, 1995, Stokoe et al., 1994, Misiek, 1996) έχουν αποδείξει την αξιοπιστία της μεθόδου αυτής. Τέλος, οι νέες τάσεις στο συγκεκριμένο αντικείμενο εισάγουν την παράμετρο της πλευρικής ανομοιογένειας της ταχύτητας στα εδαφικά μοντέλα (Misiek, 1996) για

τον χαρακτηρισμό των σχηματισμών με άμεσο γεωτεχνικό και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον (Miller and Xia, 1999, Miller et al., 1999).

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων περιλαμβάνει τη λήψη καταγραφών πλούσιων σε επιφανειακά κύματα Rayleigh και την αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς τους, για τον καθορισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων κατανεμημένης με το βάθος. Μια από τις κυριότερες διαδικασίες για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων είναι ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς από τις καταγραφές. Η αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς αποτελεί τη δεύτερη σημαντικότερη φάση της επεξεργασίας.

Από τη διαδικασία της αντιστροφής προσδιορίζονται οι παράμετροι του εδαφικού μοντέλου. Η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι δυνατό να χωριστεί σε δύο διακριτά στάδια (Σχ. 1). Κατά το πρώτο στάδιο, από τις σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής, οι οποίες θα πρέπει να περιλαμβάνουν σημαντική σεισμική ενέργεια κατανεμημένη στα επιφανειακά κύματα, προκύπτουν οι πειραματικές καμπύλες διασποράς. Ενώ στο δεύτερο στάδιο προσδιορίζονται οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς για οριζόντια στρωματωμένο εδαφικό μοντέλο, χρησιμοποιώντας την τεχνική Thomson-Haskell (Haskell, 1953, Schwab and Knopoff, 1972). Τροποποιώντας επαναληπτικά το εδαφικό μοντέλο επιτυγχάνεται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στην πειραματική (διαδικασία που ονομάζεται αντιστροφή). Έτσι, εφόσον πραγματοποιηθεί ταύτιση των καμπύλων, προσδιορίζεται το τελικό εδαφικό μοντέλο (κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος). Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται αναλυτικά όλα τα βήματα που ακολουθούνται κατά τη διαδικασία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.



Σχήμα 1. Διάγραμμα ροής που περιγράφει τη μεθοδολογία της ανάλυσης των κυμάτων Rayleigh.

2.1 Στάδιο 1

2.1.1 *Απόκτηση σεισμικών καταγραφών*

Στα πειράματα σεισμικής διασκόπησης, τα επιφανειακά κύματα εμφανίζονται στα σεισμογράμματα μετά τα κύματα χώρου και αναγνωρίζονται από το μεγάλο πλάτος και τη σχετικά χαμηλή συχνότητά τους. Η απόκτηση των σεισμικών καταγραφών, στις οποίες θα πρέπει να δεσπόζουν τα επιφανειακά κύματα, απαιτεί ορισμένες ρυθμίσεις, όπως είναι η επιλογή του κατάλληλου εξοπλισμού (γεώφωνα κατάλληλης ιδιοσυχνότητας και σεισμική πηγή με ευρύ φασματικό περιεχόμενο), η ρύθμιση της απόστασης πηγής – γεωφώνου και της ισαπόστασης των γεωφώνων καθώς και η ρύθμιση του διαστήματος δειγματοληψίας και της διάρκειας καταγραφής. Για την συλλογή των σεισμικών δεδομένων χρησιμοποιείται διάταξη πηγής - γεωφώνων και κύλισή της (roll along) με σταθερό βήμα προχώρησης, προκειμένου τα αποτελέσματα της αντιστροφής να ισαπέχουν πάνω στην ψευδοτομή.

Η σεισμική πηγή παίζει σημαντικό ρόλο για τη λήψη των δεδομένων, καθώς όσο πιο πλούσιο συχνοτικό περιεχόμενο παρέχει, τόσο καλύτερη ανάλυση επιτυγχάνεται. Επίσης, για τη διασκόπηση βαθύτερων γεωλογικών σχηματισμών απαιτείται η καταγραφή σημαντικής ενέργειας σε χαμηλές συχνότητες. Εκτενέστερες αναφορές σχετικά με τις βέλτιστες παραμέτρους απόκτησης των σεισμικών καταγραφών έχουν παρουσιαστεί από τους Park et al (1999).

2.1.2 *Μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου*

Οι χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων που καταγράφονται από διάταξη κοινής πηγής προκύπτουν μετά την εφαρμογή ενός μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου από τον χώρο x – t στον χώρο p – ω (McMechan and Yedlin, 1981).

Αρχικά εφαρμόζεται γραμμική χρονική απόκλιση (Linear MoveOut – LMO) στα σεισμικά δεδομένα:

$$u(x,t) \overset{LMO}{\rightarrow} U(x,\tau) = U(x,t-px) \tag{1}$$

όπου *u(x, t)* είναι η κατακόρυφη μετατόπιση των υλικών σημείων στο πεδίο απόστασης – χρόνου, *τ* είναι ο χρόνος καθυστέρησης:

$$\tau = t - px \tag{2}$$

και *p* είναι η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας (εξ. 3), η οποία για οριζόντια διαδιδόμενα σεισμικά κύματα ισούται με το αντίστροφο της σεισμικής ταχύτητας και ονομάζεται βραδύτητα φάσης (Yilmaz, 1987).

$$p = \left.\frac{\sin(i)}{V}\right|_{i=90^o} \Rightarrow \quad p = \frac{1}{V_{hor}} \tag{3}$$

Επίσης, η βραδύτητα φάσης (phase slowness) σχετίζεται με την ταχύτητας φάσης (*c*) σύμφωνα με τη σχέση:

$$p = \frac{1}{c} \tag{4}$$

Η ταχύτητα φάσης εκφράζει τη ταχύτητα διάδοσης κάθε αρμονικού σεισμικού κύματος.
Εφαρμόζοντας την ιδιότητα της χρονικής μετάθεσης (time shifting) του μετασχηματισμού Fourier, η γραμμική χρονική απόκλιση πραγματοποιείται στο χώρο των συχνοτήτων σύμφωνα με την σχέση:

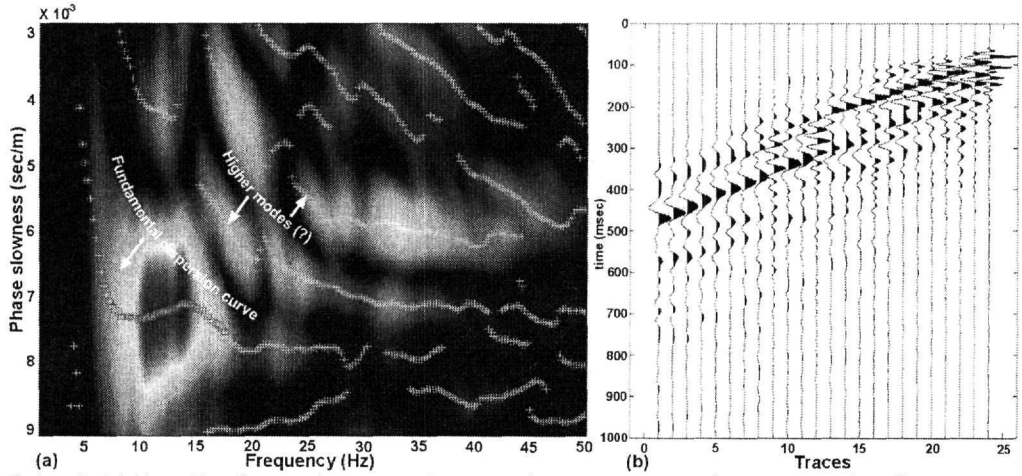
$$U(x,\tau) = U(x,t\text{-}px) \leftrightarrow \tilde{U}(x,f)\, e^{-i2\pi fpx} \tag{5}$$

όπου $u(x,t) \leftrightarrow \tilde{U}(x,f)$ και το σύμβολο $\leftrightarrow$ υποδηλώνει ζεύγος Fourier.

Ακολούθως, αθροίζονται τα ίχνη που έχουν υποστεί γραμμική χρονική απόκλιση στο χώρο τον συχνοτήτων:

$$\tilde{S}(p,f) = \sum_{x} \tilde{U}(x,f) \cdot e^{-i2\pi fpx} \tag{6}$$

όπου το $\tilde{S}$ εκφράζει το κυματικό πεδίο στο χώρο (p – f).



Σχήμα 2. (a) Καμπύλες διασποράς που προέκυψαν από το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου της καταγραφής με κωδικό πεδίου (FFID) 206 (b) στην περιοχή του Monfalcone. Διακρίνεται η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς και πιθανόν 2 καμπύλες ανώτερης τάξης.

Οι καμπύλες διασποράς αντιστοιχούν σε τοπικά ενεργειακά μέγιστα της κυματικής ενέργειας που παρατηρούνται στο πεδίο *p – f* και ουσιαστικά απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας (σταυροί στο σχ. 2a). Το ενδιαφέρον της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στη συγκεκριμένη εργασία επικεντρώνεται στη θεμελιώδη χαρακτηριστική καμπύλη (fundamental dispersion curve), ενώ καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης (higher modes) εμφανίζουν υψηλότερες ταχύτητες από αυτήν της θεμελιώδους για συγκεκριμένη συχνότητα.

2.2 Στάδιο 2

2.2.1 *Προσδιορισμός αρχικού εδαφικού μοντέλου*

Στις μεθόδους αντιστροφής η μη γραμμική αναλυτική σχέση προσεγγίζεται με τη χρήση του αναπτύγματος Taylor. Στη συνέχεια εφαρμόζεται επαναληπτική διαδικασία, για την επιτυχή σύγκλισή της οποίας απαιτείται το αρχικό μοντέλο να βρίσκεται «σχετικά» κοντά στη γειτονιά της λύσης. Επομένως, για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι πολύ σημαντική η επιλογή κατάλληλου αρχικού εδαφικού μοντέλου.

Έτσι, για τον προσδιορισμό του αρχικού εδαφικού μοντέλου λαμβάνονται υπόψη τα εξής:

- Από τις καμπύλες διασποράς και για κάθε τιμή ταχύτητας φάσης και συχνότητας είναι δυνατό να προσδιοριστεί το αντίστοιχο μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, σύμφωνα με τη θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής:

$$c_R = \lambda_R \cdot f_R \tag{7}$$

όπου c_R είναι η ταχύτητα φάσης, f_R η συχνότητα και λ_R το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

- Η κατακόρυφη μετατόπιση των υλικών σημείων κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε βάθος ίσο με το μήκος κύματός τους ισούται περίπου με το 15 % της μετατόπισης στην επιφάνεια (Nazarian, 1984). Άρα, τα επιφανειακά κύματα Rayleigh διεισδύουν πρακτικά σε μέγιστο βάθος περίπου ίσο με το μήκος κύματός τους και επομένως

οι πληροφορίες που εμπεριέχουν για τους εδαφικούς σχηματισμούς συνοψίζονται μέχρι το βάθος αυτό.

- Η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συνδέεται με την ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (V_S) με τη σχέση:

$$c_R(f_i) = a \cdot V_S(f_i) \tag{8}$$

όπου ο αριθμητικός συντελεστής *a* λαμβάνει τιμές από 0.874 έως 0.955 για αντίστοιχες τιμές του λόγου Poisson από 0.0 έως 0.5 (Xia et al, 1999, Stokoe et al, 1994).

Εν κατακλείδι, υπολογίζεται το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh από την εξ. 7. Στη συνέχεια καθορίζεται το μέγιστο βάθος (d) διείσδυσης των επιφανειακών κυμάτων και το πάχος των στρωμάτων του εδαφικού μοντέλου, το οποίο αυξάνεται με το βάθος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την ικανοποιητική εκτίμηση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος. Ακολούθως, θεωρώντας σταθερό λόγο του Poisson (*v*) για κάθε εδαφικό στρώμα είναι δυνατό να εκτιμηθεί η ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων (*Vp*). Τέλος, με τη χρήση εμπειρικών σχέσεων εκτιμάται και η πυκνότητα κάθε εδαφικού στρώματος. Πληροφορίες από άλλες μεθόδους που αφορούν την ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων και την πυκνότητα των γεωλογικών σχηματισμών είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν απευθείας ως παράμετροι του αρχικού εδαφικού μοντέλου.

2.2.2 *Επίλυση του ευθέως προβλήματος*

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh, c_{Ri}, προσδιορίζεται από την συνάρτηση διασποράς F στη μη γραμμική και πεπλεγμένη της μορφή (Schwab and Knopoff, 1972):

$$F(f_i, c_{R\,i},\ Vs, Vp, \rho, d) = 0 \qquad (i = 1, 2, 3, ..., n) \tag{9}$$

όπου f_i είναι η συχνότητα σε Hz, c_{Ri} είναι η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα f_i, $\mathbf{Vs} = (Vs_1, Vs_2, ..., Vs_m)^T$ είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των S – κυμάτων, με Vs_j την ταχύτητα των S – κυμάτων του *j* στρώματος ($j = 1, 2, ..., m$), *m* είναι ο αριθμός των στρωμάτων, $\mathbf{Vp} = (Vp_1, Vp_2, ..., Vp_m)^T$ είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των P – κυμάτων, με Vp_j την ταχύτητα των P – κυμάτων του *j* στρώματος, $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, \rho_2, ..., \rho_m)^T$ είναι το διάνυσμα των πυκνοτήτων, με ρ_j την πυκνότητα του *j* στρώματος και $\mathbf{d} = (d_1, d_2, ..., d_{m-1})^T$ είναι το διάνυσμα των παχών, με d_j το πάχος του *j* στρώματος. Οι ρίζες της αναλυτικής σχέσης της συνάρτησης διασποράς για συγκεκριμένες παραμέτρους του μοντέλου (**Vs**, **Vp**, **ρ**, και **d**) και για συχνότητα (f_i) αντιστοιχούν στις ταχύτητες φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στη συγκεκριμένη συχνότητα. Σε αυτή την εργασία, εξετάζεται μόνο η θεμελιώδης χαρακτηριστική καμπύλη (fundamental mode) η οποία, σε χαμηλές συχνότητες, αποτελείται από τις μικρότερες θετικές ρίζες της συνάρτησης διασποράς για διάφορες συχνότητες $f_i = 1, 2, ..., n$. Για να προσδιοριστεί η ταχύτητα φάσης c_{Ri} στις διάφορες συχνότητες f_i ($i = 1, 2, ..., n$) χρησιμοποιείται η μέθοδος της διχοτόμησης (bisection), η οποία προσδιορίζει τις ρίζες της συνάρτησης διασποράς (εξ. 9, Press et al., 1992).

2.3 Αντιστροφή των καμπύλων διασποράς

Εφόσον ο αντικειμενικός στόχος είναι ο μηδενισμός της συνάρτησης διασποράς (εξ. 9), η ταχύτητα φάσης, c_{Ri}, για μια δεδομένη συχνότητα f_i είναι δυνατό να εκφραστεί ως συνάρτηση των ταχυτήτων των S-κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση (Κρητικάκης, 2001) :

$$c_{Ri} = c_{Ri}\left(Vs_1, Vs_2, ...Vs_m, \{Vp_{1,2,...m}, \rho_{1,2,...m}, d_{1,2,...m}\}, f_i\right) \tag{10}$$

Η συνάρτηση αυτή (εξ. 10) είναι δυνατό να αναπτυχθεί σε σειρά Taylor ως προς *Vs* διατηρώντας μόνο πρώτης τάξης όρους.

Έτσι, προκύπτει η σχέση:

$$c_{Ri} - c_{Ri}^{0} = \sum_{j=1}^{m} \left. \frac{\partial c_{Ri}}{\partial Vs_j} \right|_{\substack{V_{s1}=V_{s1}^{0} \\ V_{s2}=V_{s2}^{0} \\ \cdots \\ V_{sm}=V_{sm}^{0}}} \cdot \left(Vs_j - Vs_j^{0}\right) \tag{11}$$

όπου το *i = 1, 2, ..., n* είναι ο ο αριθμός των μετρήσεων, ενώ ο εκθέτης ^{0} συμβολίζει το αρχικό μοντέλο τόσο για τις V_s^0 όσο και για τις υπολογισμένες τιμές της ταχύτητας φάσης C_{Ri}

Στη διανυσματική μορφή η ίδια σχέση γράφεται ως εξής:

$$\Delta c_R = J_{ij} \cdot \Delta Vs \tag{12}$$

όπου το διάνυσμα:

$$\Delta c_R = c_R - c_R^{0} \tag{13}$$

εκφράζει τη διαφορά ανάμεσα στα διανύσματα της πειραματικής και θεωρητικής ταχύτητας φάσης. Το διάνυσμα:

$$\Delta Vs = Vs - Vs^{0} \tag{14}$$

περιέχει τις άγνωστες ταχύτητες *Vs* αλλά και τις αντίστοιχες Vs^0 του αρχικού εδαφικού μοντέλου. Τέλος, η Ιακωβιανή J_{ij} της συνάρτησης διασποράς, προσδιορίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$J_{ij} = -\frac{\dfrac{\partial F}{\partial Vs_j}}{\dfrac{\partial F}{\partial c_{Ri}}} = -\frac{\partial c_{Ri}}{\partial Vs_j} \tag{15}$$

όπου το *j = 1, 2, ..., m*, συμβολίζει το πλήθος των εδαφικών στρωμάτων (συμπεριλαμβανομένου και του ημιχώρου). Ο προσδιορισμός των μερικών παραγώγων της Ιακωβιανής (εξ. 15) κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, επιτυγχάνεται με τη μέθοδο της πολυωνυμικής παρεμβολής (polynomial extrapolation) του Ridder (Press et al., 1992).

Για το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων (εξ. 12), ορίζεται αντικειμενική συνάρτηση, έτσι ώστε η λύση του να προκύπτει μέσω της ελαχιστοποίησής της:

$$\vec{\varepsilon} = J \cdot \vec{V}s - \Delta\vec{c} \tag{16}$$

χρησιμοποιώντας την μέθοδο Levenberg – Marquardt (L-M, Marquardt, 1963) και την τεχνική Singular Value Decomposition (SVD, Press et al., 1992).

3 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ MONFALCONE ΣΤΗ Β. ΙΤΑΛΙΑ

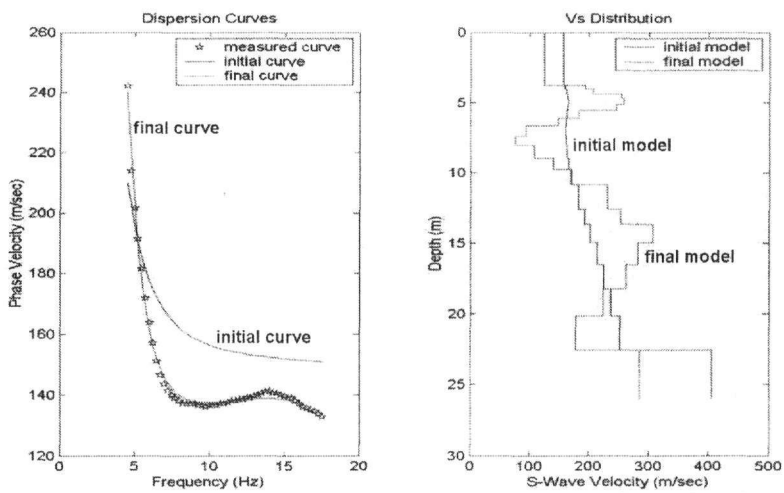
Η εφαρμογή της μεθοδολογίας της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με επιτυχία στην περιοχή του Monfalcone στη βόρεια Ιταλία, όπου στόχος της διασκόπησης ήταν να χαρτογραφηθούν πιθανές θέσεις με θαμμένα απορρίμματα. Έτσι, για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκαν 23 καταγραφές κοινής πηγής με ισαπόσταση πηγών 5 m, χρησιμοποιώντας την τεχνική roll along. Η ισαπόσταση των γεωφώνων ορίστηκε 2 m και η ελάχιστη απόσταση πηγής γεωφώνου 5 m. Για την καταγραφή χρησιμοποιήθηκε 24κάναλος σεισμογράφος και γεώφωνα, τα οποία έχουν την δυνατότητα να καταγράφουν σεισμικές δονήσεις χωρίς να καρφώνονται στο έδαφος (gimbals).

Ο προσδιορισμός της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς από τις καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πρότυπων αλγόριθμων που αναπτύχθηκαν στο Ερ-

γαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, χρησιμοποιώντας την τεχνική του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου που περιγράφεται στην παράγραφο §2.1.2. Οι πειραματικές καμπύλες διασποράς για την καταγραφή με κωδικό πεδίου (FFID) 206 απεικονίζονται στο σχήμα 2a. Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος χρησιμοποιήθηκε μια τροποποιημένη μέθοδος της Thomson – Haskell (Schwab and Knopoff, 1972) (§2.2.2), ενώ κατά τη διαδικασία της αντιστροφής ακολουθήθηκε η μεθοδολογία που περιγράφεται στην παράγραφο §2.3. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την καταγραφή με FFID 206 απεικονίζονται στο σχήμα 3. Δύο στρώματα χαμηλής ταχύτητας εντοπίζονται σε βάθη περίπου 7.5 m και 21 m και αποδίδονται σε αμμούχο πηλό και άργιλο αντίστοιχα. Το γεγονός αυτό τονίζει την υπεροχή της μεθοδολογίας που περιγράφεται στην εργασία αυτή σε σχέση με την σεισμική διάθλαση, η οποία αδυνατεί να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε περιπτώσεις αναστροφής ταχυτήτων, όπως παρατηρήθηκαν στην συγκεκριμένη διασκόπηση.

Στο σχήμα 4 παρατίθεται το ερμηνευμένο σεισμικό μοντέλο και η γεωλογική στήλη από παραπλήσια ερευνητική γεώτρηση με κωδικό S1. Η γεώτρηση αυτή απέχει 18 m από το κέντρο του πρώτου αναπτύγματος πηγής γεωφώνων. Συνδυάζοντας τα δεδομένα της γεώτρησης (Πίνακας 1) και της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, πραγματοποιήθηκε γεωλογική ερμηνεία της τομής της ταχύτητας διάδοσης των S – κυμάτων (σχήμα 4).

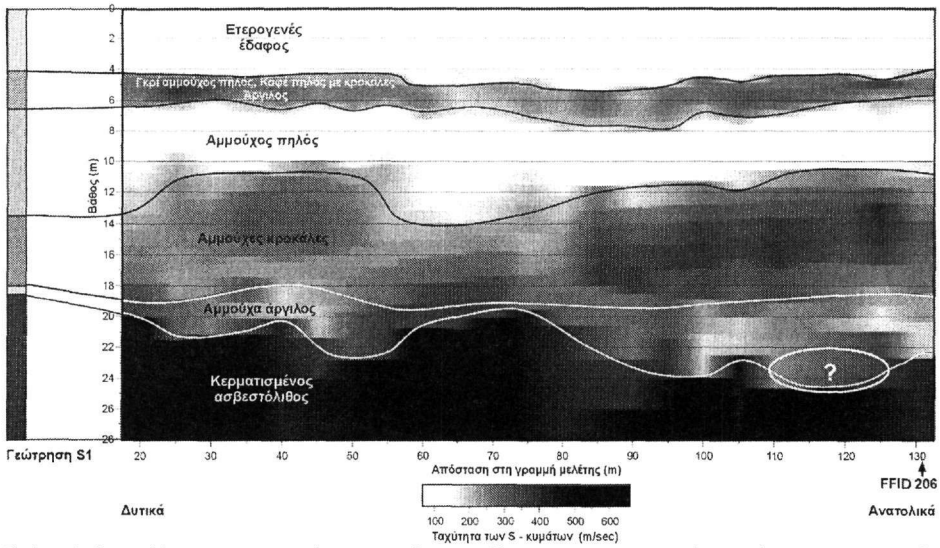
Παρατηρείται ότι το ασβεστολιθικό υπόβαθρο της περιοχής απαντάται σε βάθος που κυμαίνεται από 20 m (στα δυτικά) έως 24 m (στα ανατολικά), ενώ το λεπτό υπερκείμενο στρώμα της αμμούχου αργίλου φαίνεται να πληρώνει τα κοιλώματα του ασβεστολιθικού ανάγλυφου. Το επιφανειακό στρώμα, όπως έδειξε και η γεώτρηση, αποτελείται από ετερογενές έδαφος σε διάφορες αναλογίες με στερεά απορρίμματα. Η περιοχή με το ερωτηματικό αντιστοιχεί σε αμφιλεγόμενη ερμηνεία επειδή η πληροφορία για τις ταχύτητες στο σημείο αυτό προέκυψε από παρεμβολή δεδομένων γειτονικών περιοχών.



Σχήμα 3. Αποτελέσματα της αντιστροφής για την καταγραφή με κωδικό πεδίου (FFID) 206. Η θέση της καταγραφής αυτής πάνω στη γραμμή μελέτης υποδεικνύεται στο σχήμα 4.

Πίνακας 1. Γεωλογική ερμηνεία της γεώτρησης S1

Άνω επιφάνεια στρώματος (m)	Κάτω επιφάνεια στρώματος (m)	Γεωλογική περιγραφή
0.0	4.0	Ετερογενές έδαφος με απορρίμματα
4.0	4.6	Γκρι αμμούχος πηλός
4.6	5.0	Καφέ πηλός με ασβεστολιθικές κροκάλες
5.0	6.5	Ιλύς και άργιλος
6.5	13.0	Αμμούχος πηλός
13.5	18.0	Ασβεστολιθικές αμμούχες κροκάλες
18.0	18.3	Αμμούχα άργιλος
18.3	20.0	Κερματισμένος ασβεστόλιθος (υπόβαθρο)

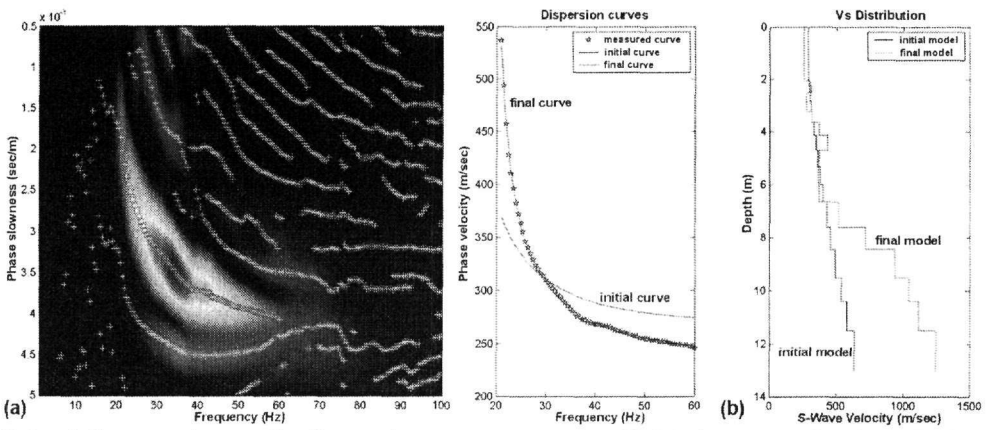


Σχήμα 4. Αποτελέσματα που προέκυψαν από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή του Monfalcone στη βόρεια Ιταλία. Η γεωλογική ερμηνεία πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια γειτονικής γεώτρησης.

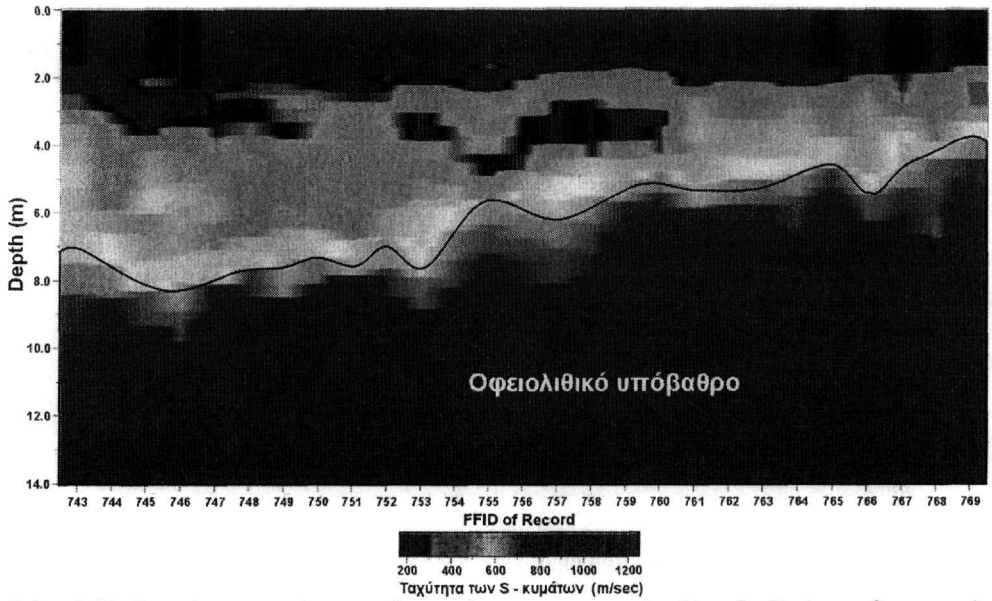
4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΤΗΝ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ PORTO PETROLI, GENOA

Η ίδια μεθοδολογία απόκτησης και επεξεργασίας ακολουθήθηκε και στην περιοχή Porto Petroli, στη Γένοβα, όπου διασκοπήθηκαν 4 σεισμικές γραμμές μελέτης, ανάμεσα σε κτήρια της βιομηχανικής περιοχής. Η χαρτογράφηση του μεταμορφωμένου οφειολιθικού υποβάθρου της περιοχής αποτελεί μια σημαντική πληροφορία για τον καλύτερο σχεδιασμό άλλων γεωφυσικών μεθόδων και τον εντοπισμό πιθανών θέσεων όπου οι ρύποι είναι δυνατόν να εισχωρήσουν σε βαθύτερους σχηματισμούς.

Οι πειραματικές καμπύλες διασποράς για την καταγραφή με FFID 748 της γραμμής μελέτης Profile1 απεικονίζονται στο σχήμα 5a, ενώ τα αντίστοιχα αποτελέσματα της αντιστροφής παρατίθενται στο σχήμα 5b. Η ψευδοτομή των ταχυτήτων των S – κυμάτων για αυτήν την γραμμή απεικονίζεται στο σχήμα 6. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στους κωδικούς πεδίου των καταγραφών. Η γεωλογική ερμηνεία της τομής (προσδιορισμός του ανάγλυφου του υποβάθρου) πραγματοποιήθηκε με βάση γεωλογικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης.



Σχήμα 5. Πειραματικές καμπύλες διασποράς για την καταγραφή με FFID 748 της γραμμής μελέτης Profile1 (a) και τα αντίστοιχα αποτελέσματα της αντιστροφής (b).



Σχήμα 6. Ψευδοτομή των ταχυτήτων των S – κυμάτων για την γραμμή μελέτης Profile 1 στην βιομηχανική περιοχή του Porto Petroli.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Για την πραγματοποίηση της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh των σεισμικών δεδομένων στις περιοχές μελέτης που παρουσιάζονται στην εργασία αυτή, η μεθοδολογία που περιγράφεται αναπτύχθηκε σε περιβάλλον MATLAB υποστηριζόμενη από αλγόριθμους σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN 77. Συνοπτικά, η μεθοδολογία αυτή για το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου στο χώρο p – ω χρησιμοποιεί την τεχνική που έχει προταθεί από τους MacMechan and Yedlin (1981) και για τον υπολογισμό της συνάρτησης διασποράς την τροποποιημένη από τους Schwab and Knopoff (1972) τεχνική Thomson – Haskell. Κατά την αντιστροφή χρησιμοποιείται η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων, η οποία υλοποιείται στην μεθοδολογία της ανάλυσης πινάκων SVD, ενώ η εξασφάλιση της σύγκλισης της αντιστροφής επιτυγχάνεται με την τεχνική Levenberg – Marquardt (L – M, Marquardt, 1963).

Η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh αποδείχθηκε πολύ χρήσιμη στην οριοθέτηση του ετερογενούς εδάφους που περιέχει θαμμένα απορρίμματα στην περιοχή του Monfalcone και στη χαρτογράφηση του αναγλύφου του υποβάθρου της βιομηχανικής περιοχής του Porto Petroli.

Συμπερασματικά, η μεθοδολογία αυτή αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για την αντιμετώπιση περιβαλλοντικών προβλημάτων συνεισφέροντας στην χαρτογράφηση του υπεδάφους μέσω του προσδιορισμού της ταχύτητας των S – κυμάτων.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν την Ευρωπαϊκή Ενωση για την οικονομική υποστήριξη μέσω του προγράμματος EVKA-CT2001-00046-HYGEIA (HYbrid Geophysical technology for the Evaluation of Insidious contaminated Areas).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Κρητικάκης Σ.Γ. 2001. Εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων και των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων από καταγραφές επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Μεταπτυχιακή εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, 177σ.

Ραπτάκης Δ. 1995. Συμβολή στον προσδιορισμό της γεωμετρίας και των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών και στη σεισμική απόκριση τους. Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνική σχολή Α.Π.Θ.

Haskell N.A. 1953. The dispersion of surface waves in multi-layered media. Bulletin of Seismological Society of America, 43, 17-34.

Marquardt D.W. 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. J. Soc. Indus. Appl. Math., 2, 431-441.

McMechan G.A. & Yedlin M.J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. Geophysics, 46, 869-874.

Miller R.D. & Xia J. 1999. Using MASW to Map Bedrock in Oathle, Kansas, Open file report No. 99-9. Harding Lawson Associates, Lee's Summit, Missouri.

Miller R.D., Xia J., Park C.B. & Ivanov J.M. 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. The Leading Edge, 18(12),1392-1396.

Misiek R. 1996. Surface waves: Application to lithostructural interpretation of near-surface layers in the meter and decameter range, Ph. D. Thesis (unpubl.), University of Ruhr, Bochum. p.109.

Nazarian S. 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectral-analysis-of-surface-waves method. Ph. D. Thesis (unpubl.), University of Texas.

Park B.C., Miller D.R. & Xia J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, 64(3), 800-808.

Press W.H., Teukosky S.A., Vetterling W.T. & Flannery B.P. 1992. Numerical Recipes in Fortran, 2nd Edition, Cambridge University Press.

Schwab F. & Knopoff L. 1972. Fast surface wave and free mode computations. in Bolt B.A. Edition, Methods in computational physics, Academic Press, 87-180.

Stokoe II K.H., Wright G.W., Bay J.A. & Roesset J.M. 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Woods R.D. Edition, Geophysical characterization of sites, Oxford Publishers.

Xia J., Miller R.D. & Park C.B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics, 64(3), 691-700.

Yilmaz O. 1987. Seismic data processing, in Doherty M.S. Edition, Investigations in Geophysics, 2, Society of Exploration Geophysicists.

ABSTRACT

RAYLEIGH SURFACE WAVE ANALYSIS AND APPLICATION AT THE MONFALCONE LANDFILL, AND AT THE INDUSTRIAL AREA OF PORTO PETROLI, GENOA, NORTHERN ITALY

Kritikakis S. G.[1] , Vafidis A.[1] , Gourry J. C.[2]

[1] *Applied Geophysics Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Polytechnioupolis, Chania, gkritik@mred.tuc.gr, vafidis@mred.tuc.gr*

[2] *BRGM Development Planning and Natural Risks Division, Orléans, France, jc.gourry@brgm.fr*

During the last few years, the dispersion of Rayleigh surface waves has been intensively studied as an alternative to contemporary geotechnical and environmental geophysical techniques. Nowadays, Rayleigh surface wave analysis (SASW, MASW) is widely used for the determination of S-wave velocity distribution with depth.

This work aims to the description of the Rayleigh surface wave analysis methodology as well as to the presentation of its application on seismic data from geophysical surveys, carried out for the purposes of the HYGEIA European project, in two polluted areas: a) In the area of Monfalcone, northern Italy and b) in the industrial area of Porto Petroli, Genoa.

Rayleigh surface wave analysis proved very useful in locating the lateral and vertical extent of the heterogeneous soil in Monfalcone and in mapping the bedrock relief in Porto Petroli through S-wave velocity determination.

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

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

Η ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΣΑΡΩΣΗΣ ΩΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΤΗΝ ΑΠΟΤΥΠΩΣΗ ΣΠΗΛΑΙΩΝ. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟ ΣΠΗΛΑΙΟ ΑΓ. ΓΕΩΡΓΙΟΥ ΚΙΛΚΙΣ

Παγούνης Β., Καλυκάκης Σ.και Μπιζά Π.
Εργαστήριο Τοπογραφίας, Τμήμα Τοπογραφίας, Τ.Ε.Ι. Αθηνών

Χ. Παπαδόπουλος
ΗΣΒ ΕΠΕ, Αντιφίλου 3, Αθήνα

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η συστηματική μελέτη των σπηλαίων απαιτεί την ύπαρξη αξιόπιστου και λεπτομερούς υποβάθρου σε κατάλληλη μορφή και κλίμακα έτσι ώστε να ικανοποιεί οποιοδήποτε γνωστικό αντικείμενο των γεωεπιστημών (γεωλογία, σπηλαιολογία, παλαιοντολογία, στατική, κ.α.). Η σύνθετη γεωμετρία καθώς και η πολυπλοκότητα των σχηματισμών είναι τα κύρια χαρακτηριστικά που καθιστούν την καταγραφή, αποτύπωση και τεκμηρίωση ενός σπηλαίου επίπονη και ιδιαίτερα δύσκολη διαδικασία.

Οι ιδιότυπες συνθήκες που επικρατούν στα σπήλαια καθιστούν τις κλασσικές μεθόδους αποτύπωσης (τοπογραφικές – φωτογραμμετρικές) χρονοβόρες και οικονομικά ασύμφορες. Στις τοπογραφικές μεθόδους είναι αδύνατο να αποτυπωθούν όλα τα σημεία ενός πολύπλοκου ανάγλυφου ενώ στην φωτογραμμετρία αν και η καταγραφή του χώρου είναι πιο εύκολη, οι πληροφορίες που εξάγονται δεν έχουν την απαιτούμενη ακρίβεια.

Η χρήση της τρισδιάστατης σάρωσης αποτελεί μια εναλλακτική μεθοδολογία και ένα σημαντικό εργαλείο στις αποτυπώσεις σπηλαίων. Η σύγχρονη αυτή μέθοδος δίνει την δυνατότητα παραγωγής τρισδιάστατων ψηφιακών μοντέλων, παρέχοντας υψηλή ακρίβεια, ταχύτητα, ευκολία στη μοντελοποίηση και μείωση του κόστους παραγωγής συγκριτικά με τις κλασσικές μεθόδους αποτύπωσης.

Το σύστημα σάρωσης προσδιορίζει την τρισδιάστατη γεωμετρία των φυσικών επιφανειών η οποία απεικονίζεται σε μορφή πυκνών σημείων (point cloud). Κατά τη διάρκεια της σάρωσης χιλιάδες μεμονωμένες τρισδιάστατες μετρήσεις εμφανίζονται δημιουργώντας σε πραγματικό χρόνο μια τρισδιάστατη απεικόνιση της λήψης. Επιπλέον, με την καταγραφή της τιμής της έντασης της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας, προκύπτει χρήσιμη πληροφορία για την υφή της επιφάνειας των σχηματισμών των σπηλαίων.

Στην εργασία αυτή διερευνούνται οι δυνατότητες και οι προϋποθέσεις εφαρμογής της μεθοδολογίας της τρισδιάστατης σάρωσης στις αποτυπώσεις σπηλαίων και παρουσιάζεται εφαρμογή της μεθόδου που πραγματοποιήθηκε σε τμήμα του σπηλαίου Αγ. Γεωργίου Κιλκίς.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η καταγραφή των σπηλαίων, στην πρώτη φάση που ακολουθεί την ανακάλυψή τους, μπορεί να γίνει με τη χρήση απλών μέσων όπως κλισίμετρα, μετροταινίες. Η συστηματική όμως μελέτη των σπηλαίων απαιτεί την ύπαρξη αξιόπιστου και λεπτομερούς υποβάθρου σε κατάλληλη μορφή και κλίμακα έτσι ώστε να ικανοποιεί οποιοδήποτε γνωστικό αντικείμενο των γεωεπιστημών (γεωλογία, σπηλαιολογία, παλαιοντολογία, στατική, κ.α.) (Δογγούρης 1986, Κοντογιάννης 2001).

Για την ολοκληρωμένη τεκμηρίωση των σπηλαίων είναι αναγκαία η εφαρμογή τοπογραφικών μεθόδων, προσαρμοσμένων κάθε φορά στις ιδιαιτερότητες του αντικειμένου. Με την εξέλιξη της τεχνολογίας δίνεται η δυνατότητα δημιουργίας τρισδιάστατων διαγραμμάτων των σπηλαίων (Horrocks 2002, Wierzbinski 1999).

2 ΑΠΟΤΥΠΩΣΕΙΣ ΣΠΗΛΑΙΩΝ

Για την συστηματική μελέτη και επέμβαση στα σπήλαια απαιτείται ένα λεπτομερειακό υπόβαθρο τεκμηρίωσης-αποτύπωσης της γεωμετρίας και μορφής τους. Οι κατηγορίες μελετών ανά γνωστικό αντικείμενο και τομέα μπορούν να χωριστούν όπως παρακάτω:

- Γεωλογικές μελέτες,
- Στατικές μελέτες,
- Μελέτες αξιοποίησης και ανάδειξης των σπηλαίων,
- Αρχαιολογικές και παλαιοντολογικές μελέτες.

Η αποτύπωση ενός σπηλαίου περιέχει τα στοιχεία εκείνα που είναι χρήσιμα στις παραπάνω κατηγορίες μελετών. Έτσι, οι απαιτήσεις σε ότι αφορά το θεματικό περιεχόμενο και την ακρίβεια της αποτύπωσης διαφέρουν ανάλογα με το είδος της μελέτης.

Για την ολοκληρωμένη τεκμηρίωση ενός σπηλαίου και κάλυψη των αναγκών του μεγαλύτερου ποσοστού των χρηστών, ορίζεται ένα ελάχιστο περιεχόμενο των προς αποτύπωση σπηλαίων με βάση το οποίο ορίζεται και η μεθοδολογία αποτύπωσης που ακολουθείται. Έτσι λοιπόν η αποτύπωση των σπηλαίων περιλαμβάνει κατ' ελάχιστο τα εξής:

- Οριζοντιογραφική και υψομετρική ένταξη στο κρατικό γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς,
- Αποτύπωση του υπερκείμενου του σπηλαίου εδάφους,
- Οριζόντιες τομές του σπηλαίου σε διάφορα ύψη,
- Κατακόρυφες κατά μήκος και εγκάρσιες τομές σε διάφορες θέσεις,
- Οριζοντιογραφική αποτύπωση του δαπέδου του σπηλαίου.

Η κλίμακα αποτύπωσης που χρησιμοποιείται τις περισσότερες φορές είναι η 1:500. Σε πολλές περιπτώσεις όμως επιλέγεται μικρότερη κλίμακα (1:1000), όπως σε πολύ μεγάλα σπήλαια ή μεγαλύτερες κλίμακες (1:200, 1:100) για την ανάγκη στατικών μελετών στα σπήλαια ή ακόμα μεγαλύτερη (1:50, 1:20) σε περιπτώσεις ειδικών μελετών ή αρχαιολογικών τεκμηριώσεων (Δογγούρης 1986).

Οι αποτυπώσεις σπηλαίων ανήκουν στην κατηγορία των υπόγειων αποτυπώσεων. Πραγματοποιούνται σε ένα ιδιότυπο περιβάλλον, σε ότι αφορά όχι μόνο τις συνθήκες του ίδιου του σπηλαίου (δυσμενείς συνθήκες φωτισμού, υγρασίας κ.α.) αλλά επίσης και τις δυσκολίες που προκύπτουν από την τοποθέτηση των οργάνων και την κυκλοφορία του συνεργείου λόγω περιορισμένου χώρου. Η εξάρτηση του εσωτερικού με το εξωτερικό δίκτυο (κρατικό σύστημα αναφοράς) αποτελεί μια επίπονη διαδικασία. Συνήθως, λόγω των μεγάλων κλίσεων στο εσωτερικό των σπηλαίων η χρήση γεωμετρικής χωροστάθμησης είναι αδύνατη και άλλες μέθοδοι υψομετρίας εφαρμόζονται. Επίσης, λόγω του ότι τα σπήλαια συνήθως έχουν μια είσοδο το υπόγειο τοπογραφικό δίκτυο είναι προσανατολισμένα και εξαρτημένα στο ένα μόνο άκρο.

Όλα τα παραπάνω καθιστούν την καταγραφή, αποτύπωση και τεκμηρίωση ενός σπηλαίου επίπονη και ιδιαίτερα δύσκολη διαδικασία.

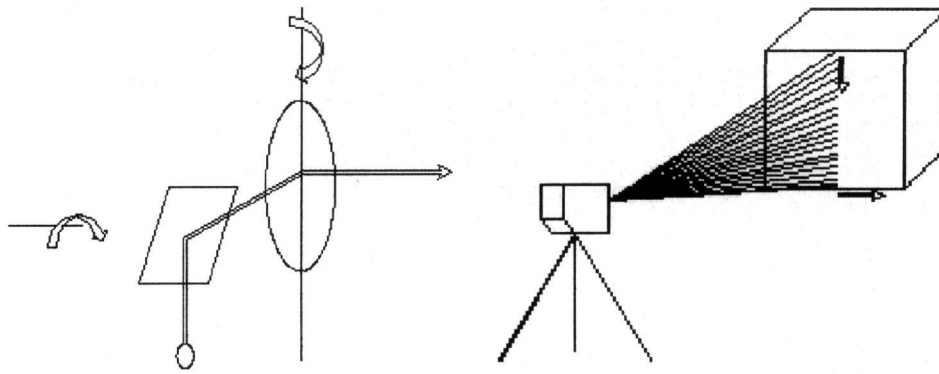
3 ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΣΑΡΩΣΗΣ

Ένας τρισδιάστατος σαρωτής είναι οποιαδήποτε συσκευή που συλλέγει συντεταγμένες τριών διαστάσεων (x, y, z) αυτόματα και συστηματικά, μιας συγκεκριμένης περιοχής ή ενός αντικειμένου, με υψηλό ρυθμό συλλογής σημείων και πετυχαίνοντας αποτελέσματα (3D model) σε πραγματικό χρόνο.

Οι επίγειοι σαρωτές ανάλογα με την αρχή που χρησιμοποιούν για την μέτρηση αποστάσεων σαρωτή-στόχου διακρίνονται σε:

1. Time of flight σαρωτές (TOF)
    - Ranging σαρωτές
    - Phase comparison σαρωτές
2. Triangulation σαρωτές

Στη συγκεκριμένη μελέτη θα αναφερθούμε σε σύστημα σάρωσης TOF. Πρόκειται για ένα φορητό σύστημα, που η λειτουργία του βασίζεται στην εκπομπή και λήψη ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.



Σχήμα 1. Σύστημα λειτουργίας τρισδιάστατου σαρωτή.

Ο σαρωτής εκπέμπει παλμούς λέιζερ. Το παλλόμενο λέιζερ σχηματίζει μια δέσμη η οποία υλοποιεί ένα κατακόρυφο επίπεδο που καθοδηγείται στο χώρο από ένα σύστημα περιστρεφόμενων καθρεφτών, που βρίσκονται στο εσωτερικό του. Η δέσμη της ακτινοβολίας κινείται κατά την οριζόντια έννοια εντός μιας γωνίας (εύρος σάρωσης) (Σχ. 1). Το εύρος της γωνίας δέσμης ορίζει το οπτικό πεδίο του σαρωτή και καθορίζεται από τον κατασκευαστή .

Όταν η δέσμη προσπίπτει στο αντικείμενο, ανακλάται και επιστρέφει στο δέκτη όπου και καταγράφεται ο χρόνος μετάβασης-επιστροφής της καθώς και η τιμή **I** της έντασης της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας. Τα δεδομένα αυτά καταγράφονται στην καταγραφική μονάδα του σαρωτή και μεταφέρονται στη μονάδα ελέγχου όπου και επεξεργάζονται. Η σάρωση του προς αποτύπωση αντικειμένου προκύπτει σαν διαδοχική σειρά στηλών διαδοχικών σημείων που σχηματίζουν μια τρισδιάστατη εικόνα.

Οι σαρωτές καταγράφουν στην καταγραφική τους μονάδα τα παρακάτω στοιχεία :

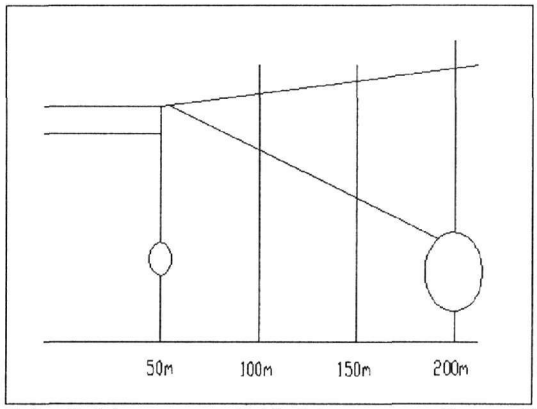
1. χρόνο μετάβασης - επιστροφής του σήματος εκπομπής
2. γωνίες σάρωσης - οι γωνίες με τις οποίες εκπέμπεται η δέσμη από το σαρωτή (κατακόρυφη γωνία)
3. ένταση I της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας.

Από τα στοιχεία αυτά προκύπτουν: η απόσταση σαρωτή-σημείου, οι πολικές συντεταγμένες των σημείων της επιφάνειας που σαρώνεται, και η τιμή της έντασης I της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας. Από τις πολικές συντεταγμένες υπολογίζονται στη συνέχεια αυτόματα οι καρτεσιανές συντεταγμένες (x, y, z) των σημείων του προς αποτύπωση αντικειμένου στο τρισορθογώνιο σύστημα του σαρωτή. Έτσι, σε κάθε σημείο αντιστοιχεί η πληροφορία (x, y, z, i), με συνέπεια να ορίζεται η θέση καθώς και η υφή του. Τα σημεία του αντικειμένου που αποτυπώνονται με την τεχνική της σάρωσης, παρουσιάζονται ενιαία με τη μορφή ενός νέφους σημείων (point cloud) που σχηματίζει και αποδίδει με ακρίβεια την τρισδιάστατη γεωμετρία του αντικειμένου που σαρώνεται.

Η απόδοση της τρισδιάστατης γεωμετρίας με νέφος σημείων και όχι με μεμονωμένα σημεία όπως γίνεται στις κλασσικές μεθόδους αποτύπωσης, αποδίδει όλες τις λεπτομέρειες της επιφάνειας που σαρώνεται, χωρίς κενά και ανακρίβειες, σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα. Με τη χρήση της τρισδιάστατης σάρωσης μπορεί κανείς να αποτυπώσει περισσότερα των 40 εκατομμυρίων σημείων μέσα σε μια ημέρα, κάτι αδιανόητο για τις κλασσικές μεθόδους αποτύπωσης. Το νέφος σημείων ενός αντικειμένου που έχει σαρωθεί αποτελεί δεδομένα έτοιμα για μετρήσεις από σημείο σε σημείο (αποστάσεις-γωνίες), τρισδιάστατη αναπαράσταση, μοντελοποίηση, παραγωγή ισοϋψών, αλλά και για εφαρμογές σε προγράμματα CAD (Boehler 2002).

3.1 Ακρίβεια των μετρήσεων

Η απόσταση του συστήματος από το προς αποτύπωση αντικείμενο κυμαίνεται από 1 – 200m. Ο ρυθμός σάρωσης του προς αποτύπωση αντικείμενου είναι της τάξης των 1000 σημείων ανά δευτερόλεπτο. Οι διαστάσεις της κουκίδας (spot) της δέσμης του παλλόμενου laser είναι 6mm σε απόσταση 50m ενώ σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 50m η κουκίδα μεγαλώνει ανάλογα με την απόσταση (Σχ. 2).



Σχήμα 2. Διάγραμμα μεταβολής διάστασης κουκίδας της δέσμης του laser

Η ακρίβεια μέτρησης των αποστάσεων είναι της τάξης των ± 4mm, ενώ η ακρίβεια μέτρησης των γωνιών είναι της τάξης των ± 60 mrad. Οι μοντελοποιημένες επιφάνειες προκύπτουν με ακρίβεια ± 2mm. Με την ολοκλήρωση της σάρωσης ενός αντικειμένου προκύπτει το νέφος σημείων που αποτυπώνει τη γεωμετρία του στο χώρο. Με την καταγραφή της τρισδιάστατης γεωμετρίας του αντικειμένου, οι πολικές συντεταγμένες των σημείων της επιφάνειάς του αναφέρονται με αρχή του συστήματος τη θέση του σαρωτή, η οποία αποτελεί και την αρχή του συστήματος συντεταγμένων (Τσάμου 2003).

Στις περισσότερες από τις εφαρμογές προκύπτει η ανάγκη για ένταξη των συντεταγμένων των σημείων του αντικειμένου σε ενιαίο σύστημα αναφοράς. Απαιτείται δηλαδή η γεωαναφορά του αντικειμένου, προκειμένου να μπορεί να χρησιμεύσει και σε άλλες εφαρμογές. Για την ένταξη μιας σάρωσης σε ένα σύστημα αναφοράς, αρκεί να υπολογίσουμε στο επιθυμητό σύστημα τις θέσεις κάποιων σημείων του αντικειμένου.

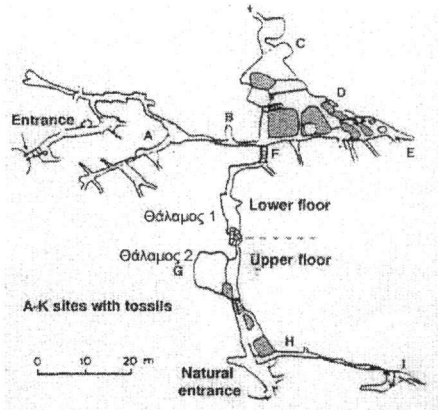
Υπάρχουν δύο τρόποι για την ένωση των σαρώσεων. Σύμφωνα με τον πρώτο γίνεται χρήση ειδικών στόχων στο πεδίο, ενώ με τον δεύτερο τρόπο γίνεται χρήση ομόλογων σημείων των επικαλυπτόμενων περιοχών στις γειτονικές σαρώσεις. Η επιλογή του τρόπου για την ένωση των σαρώσεων εξαρτάται από τις δυνατότητες που παρέχει ο σαρωτής, το λογισμικό που τον συνοδεύει, αλλά και τις απαιτήσεις ακριβείας του τελικού προϊόντος. Στην περίπτωση που η έκταση ή η τοποθέτηση ή ιδιομορφία του υπό μελέτη αντικειμένου είναι τέτοια, ώστε να απαιτείται η σάρωσή του από πολλές πλευρές-όψεις ώστε να αποδοθεί η γεωμετρία του, η ένταξη των πολλαπλών σαρώσεων σε ενιαίο σύστημα αναφοράς πραγματοποιείται με την ένταξη των θέσεων σημείων του αντικειμένου στο σύστημα συντεταγμένων, για κάθε σάρωση.

4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΤΟ ΣΠΗΛΑΙΟ ΑΓ. ΓΕΩΡΓΙΟΥ ΚΙΛΚΙΣ

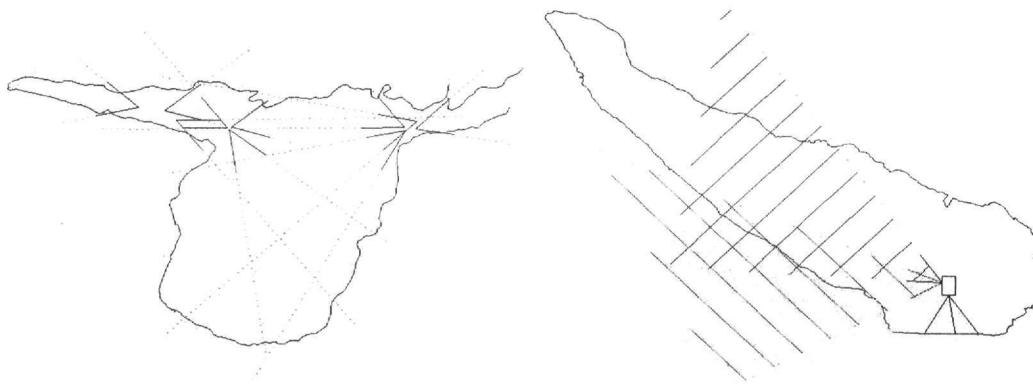
Το σπήλαιο βρίσκεται στο λόφο του Αγίου Γεωργίου στην πόλη του Κιλκίς. Ανακαλύφθηκε τυχαία το 1925 και το 1960 έγινε η πρώτη χαρτογράφηση του από την Άννα Πετροχείλου. Το 1977 αρχίζουν οι εργασίες αξιοποίησης του σπηλαίου, ενώ το 1986 το σπήλαιο άνοιξε για το κοινό.

Το σπήλαιο παρουσιάζει έναν πρωτότυπο σχηματισμό (κατακόρυφη διάνοιξη), με διακλαδώσεις που σε παράλληλες και κάθετες διευθύνσεις παρουσιάζουν ψηλές οροφές και στενούς διαδρόμους. Αποτελείται από δύο ορόφους, με μήκος 500 μέτρα και έκταση που υπερβαίνει συνολικά τα 1600 τετραγωνικά μέτρα.

Οι σαρώσεις για τη δημιουργία του τρισδιάστατου μοντέλου έγινε σε τμήμα του σπηλαίου. Συγκεκριμένα αποτυπώθηκαν δύο θάλαμοι του σπηλαίου, ο θάλαμος του «Ναού» και των «Κοραλλένιων Διαμερισμάτων» (Πετροχείλου 1985) (Σχ. 3). Για την τρισδιάστατη αποτύπωση των θαλάμων πραγματοποιήθηκαν συνολικά 42 σαρώσεις. Στο σχήμα 4 δίνεται σχηματικό παράδειγμα της θέσης και του τρόπου σάρωσης.



Σχήμα 3. Διάγραμμα σαρώσεων σε κάτοψη και όψη



Σχήμα 4. Σχηματικό παράδειγμα σαρώσεων σε κάτοψη και όψη

Η ανάλυση της σάρωσης ήταν 1000x1000. Δηλαδή σαρώθηκαν 1000x1000 σημεία οριζόντια και κατακόρυφα, κάτι που αντιστοιχεί σε ένα μέσο βήμα 3x4mm. Ο χρόνος ολοκλήρωσης κάθε σάρωσης καθορίστηκε από το μέγεθος του τμήματος του αντικειμένου που σαρωνόταν. Ο μέσος χρόνος σάρωσης ήταν περίπου 15 λεπτά.

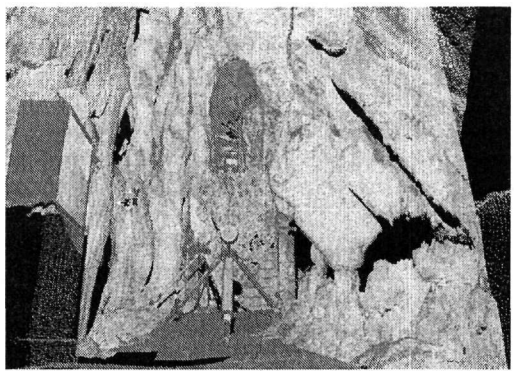
Κατά την διάρκεια των σαρώσεων υπήρχε η δυνατότητα σε πραγματικό χρόνο "περιήγησης" στο προς σάρωση αντικείμενο, με αποτέλεσμα σε περίπτωση εντοπισμού κενών ή ανεπαρκούς κάλυψης, να επαναληφθεί η σάρωση των τμημάτων αυτών. Η εργασία στο πεδίο ήταν διάρκειας 23 ωρών.

Οι σαρώσεις ενώθηκαν μεταξύ τους με τη μέθοδο των ομολόγων σημείων. Λόγω της πολυπλοκότητας των σχηματισμών στους θαλάμους του σπηλαίου, για την ένωση των σαρώσεων χρησιμοποιήθηκαν και σφαιρικοί στόχοι (tie points) ώστε να εξασφαλίζεται η "σκόπευση" του ίδιου σημείου. Στον παρακάτω πίνακα δίνονται οι τιμές των μέσων τετραγωνικών σφαλμάτων για τις ενώσεις κάθε σάρωσης.

Πίνακας 1. Τιμές μέσων τετραγωνικών σφαλμάτων ένωσης σαρώσεων

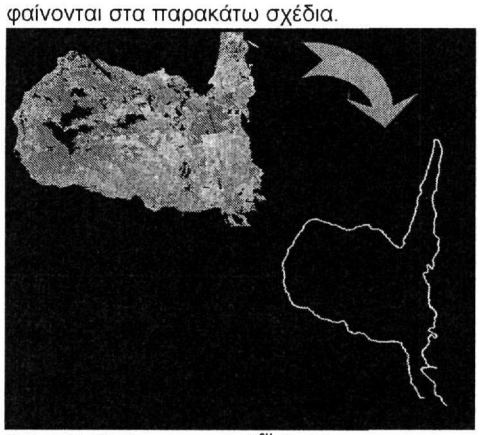
Registration	RMS (m)	Min (m)	Max (m)	Std Dev (m)	Avg (m)
Θάλαμος 1	0.0121	$1.5x10^{-8}$	0.060	0.009	0.007
Θάλαμος 2	0.0207	$5.0x10^{-8}$	0.050	0.012	0.016

Δημιουργήθηκαν δύο αρχεία νέφους σημείων για κάθε ένα θάλαμο. Το σύνολο των σαρώσεων αποτελεί ένα αρχείο 865 MB και περιέχει 15.190.185 σημεία ο πρώτος θάλαμος (Σχ. 5) και 19.341.396 ο δεύτερος.

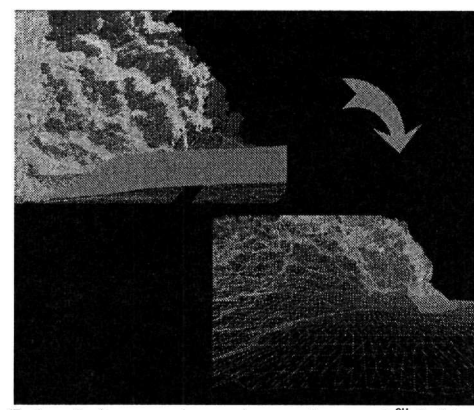


Σχήμα 5. Τρισδιάστατη απεικόνιση του θαλάμου «Ναός».

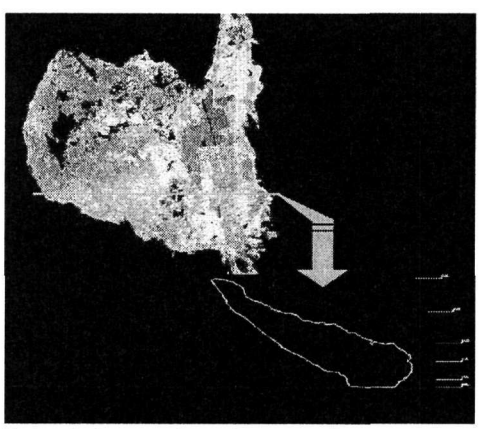
Από την αποτύπωση προέκυψε η οριζοντιογραφία των θαλάμων (Σχ. 6), κατακόρυφες κατά μήκος και εγκάρσιες τομές (Σχ. 8, 9), καθώς και δημιουργία τρισδιάστατου μοντέλου (Σχ. 7). Η επεξεργασία των αρχείων αυτών έγινε στο λογισμικό Cyclone 4.1 – CYRA Tech. Τα αποτελέσματα φαίνονται στα παρακάτω σχέδια.



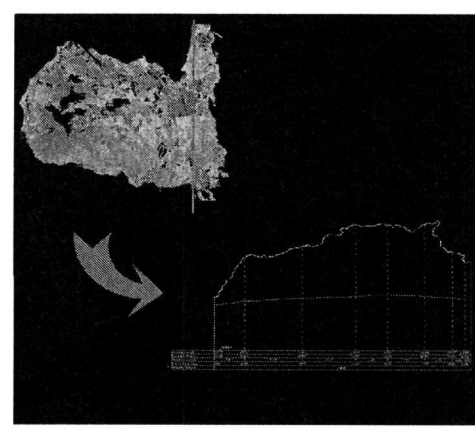
Σχήμα 6. Οριζοντιογραφία 2^{ου} θαλάμου.



Σχήμα 7. Δημιουργία mesh σε τμήμα του 2^{ου} θαλάμου.



Σχήμα 8. Δημιουργία εγκάρσιας τομής.



Σχήμα 9. Δημιουργία μηκοτομής.

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα τελευταία χρόνια είναι πλέον επιτακτική η ανάγκη παραγωγής ψηφιακών τρισδιάστατων μοντέλων προκειμένου για τη μελέτη και έρευνα σύνθετων και πολύπλοκων αντικειμένων. Την ανάγκη αυτή έρχεται να καλύψει η μέθοδος της τρισδιάστατης σάρωσης, η οποία αποτελεί μια σύγχρονη, σε παγκόσμιο επίπεδο, μέθοδο. Με τη χρήση της τρισδιάστατης σάρωσης, μεγάλος αριθμός δεδομένων μπορούν να μετρηθούν με υψηλή ακρίβεια σε μικρό χρονικό διάστημα για την παραγωγή ψηφιακών τρισδιάστατων μοντέλων.

Μεταξύ των σημαντικών πλεονεκτημάτων της μεθόδου συγκαταλέγονται ο μικρός σχετικά χρόνος συλλογής και επεξεργασίας των δεδομένων και παραγωγής των προϊόντων καθώς και το χαμηλό κόστος παραγωγής τρισδιάστατης πληροφορίας, ενώ ένα από τα προβλήματα που παρουσιάζονται είναι ο μεγάλος όγκος των αρχείων που προκύπτουν.

Στη συγκεκριμένη εργασία διερευνούνται οι δυνατότητες εφαρμογής της μεθοδολογίας της τρισδιάστατης σάρωσης στις αποτυπώσεις σπηλαίων. Τα αποτελέσματα της παραπάνω εφαρμογής δείχνουν ότι η τρισδιάστατη σάρωση αποτελεί μια αξιόπιστη μέθοδο για τη δημιουργία τρισδιάστατου υποβάθρου προκειμένου να χρησιμοποιηθεί για την περαιτέρω μελέτη του σπηλαίου.

Η χρήση της τρισδιάστατης σάρωσης αποτελεί μια εναλλακτική μεθοδολογία και ένα σημαντικό εργαλείο. Παρόλα αυτά σε καμία περίπτωση δεν πρέπει να θεωρηθεί ότι μπορεί ή πρέπει να αντικαταστήσει τις κλασικές μεθόδους αποτύπωσης. Ο συνδυασμός των μεθόδων της τοπογραφίας και της φωτογραμμετρίας με τη χρήση της 3Δ σάρωσης αποτελεί πρόκληση και ανάγκη για την εκτέλεση σύνθετων και ολοκληρωμένων εργασιών μέτρησης και απόδοσης τρισδιάστατης πληροφορίας.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστούμε τον Δήμο Κιλκίς και ιδιαίτερα τον Δήμαρχο κ. Δ. Τερζίδη, για τη φιλοξενία κατά τη διάρκεια των μετρήσεων, καθώς και τον σπηλαιολόγο Β. Μακρίδη για την βοήθειά του και τις χρήσιμες πληροφορίες που μας παρείχε σχετικά με την ιστορία του σπηλαίου.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Boehler, W., Marbs, A., 2002, *3D Scanning Instruments*, ICOMOS/ISPRS, GREECE, 9pp.

Δογγούρης, Σ.,Ν., Μακρής, Γ., Ν., Μπαλοδήμος, Δ., Δ.,, 1986, *Αποτυπώσεις σπηλαίων*, Σύγχρονες μέθοδοι αποτύπωσης και τεκμηρίωσης μνημείων και αρχαιολογικών χώρων, ΚΕΔΑΚ-ΤΕΕ ΚΜ-ΣΑΤΜΒΕ, Θεσσαλονίκη, 188-222.

Horrocks, R., D., 2002, *Developing a cave potential map for South Dakota's wind cave using GIS*, ArcNews Online.

Κοντογιάννη, Β., Α., Στείρος, Σ., Κ., 2001, *Γεωδαιτική μέθοδος παρακολούθησης των παραμορφώσεων σηράγγων*, Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, Τόμος XXXIV/5, 1671-1677.

Πετροχείλου, Α., 1985, Τα σπήλαια της Ελλάδας, εκδοτική Αθηνών.

Τσάμου, Κ., 2003, Συλλογή υψομετρικής πληροφορίας με χρήση σαρωτών εκπομπής δέσμης laser, ΕΜΠ-ΤΑΤΜ.

Wierzbinski, B., 1999, *Out of the dark ages. New technology brings cave mapping into the 21st century*, Point of Beginning.

ABSTRACT

THE USE OF THREE-DIMENSIONAL SCANNING AS METHODOLOGY OF 3D LASER SCANNING AT CAVES' SURVEYING. PRESENTATION AT AGIOS GEORGIOS CAVE OF KILKIS

V. Pagounis, S. Kalikakis, P. Biza
Laboratory of Survey, Department of Land Surveying, T.E.I. Athens

H. Papadopoulos
HCB, Antifilou 3, Athens

The systematic study of the caves demands the existence of a reliable and detailed background at a suitable form and scale so as to satisfy any cognitional subject of the geosciences (geology, speleology, paleontology, statics, e.t.c). The composite geometry as well as the complexity of the schematisms is the main characteristics that make recording, surveying and validation of a cave an especially difficult procedure.

The faddish conditions that are carried out at caves make the classical - traditional surveying methods (topography – photogrammetry) time consuming and unprofitable procedures.

The use of three-dimensional scanning is not only an alternative methodology but also a significant tool at caves' surveying. With this up-to-date method there can be produced very fast 3D digital models of high accuracy, easy modeled, cost effective comparatively to the classic surveying methods.

With the 3D laser scanner the three dimensions of the surfaces are determined and represented as a point-cloud. During the scanning thousands of separate 3D points are measured and the 3D model of the scan is represented in real-time. Additionally, by the recording of the intensity of the reflected radiation, useful information can be obtained for the texture of the surface.

This paper deals with the study of the capabilities and the preconditions for the usage of the methodology of 3D laser scanning at caves' surveying. A case study of this methodology is represented that took place at a part of Agios Georgios cave , Kilkis region.

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

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

ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΕΠΑΦΩΝ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΒΑΘΟΥΣ ΤΑΦΗΣ ΤΩΝ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ ΑΠΟ ΤΑ ΑΕΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗ

Σταμπολίδης Α. και Τσόκας Γ.
Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541 24 Θεσσαλονίκη,
astamp@lemnos.geo.auth.gr, gtsokas@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή παρουσιάζουμε την επεξεργασία που έγινε στα ψηφιοποιημένα αερομαγνητικά δεδομένα της Μακεδονίας και Θράκης. Η επεξεργασία αυτή έγινε με σκοπό τον υπολογισμό των μαγνητικών επαφών και των βαθών ταφής των μαγνητικών πηγών στην περιοχή μελέτης. Τρεις μέθοδοι εφαρμόστηκαν για τους υπολογισμούς αυτούς: η μέθοδος της οριζόντιας βαθμίδας, η μέθοδος του αναλυτικού σήματος και η μέθοδος του τοπικού κυματαρίθμου.

Για τον υπολογισμό του βάθους ταφής των μαγνητικών πηγών από τα αερομαγνητικά δεδομένα, είναι πρώτα απαραίτητο να υπολογισθούν οι θέσεις των μαγνητικών επαφών. Αυτό γίνεται με την κατασκευή κατάλληλης συνάρτησης, η οποία θα παρουσιάζει ακρότατα πάνω από τις επαφές. Αρκετές τέτοιες συναρτήσεις υπάρχουν στην βιβλιογραφία, όπως η συνάρτηση του μεγέθους της οριζόντιας βαθμίδας (Cordell & Grauch 1982, Cordell & Grauch 1985, Blakely & Simpson 1986), η συνάρτηση του μεγέθους του αναλυτικού σήματος (Nabighian 1972, Roest et al. 1992, Roest & Pilkington 1993), και ο τοπικός κυματάριθμος (Thurston & Smith 1997, Smith et al. 1998). Σε κάθε περίπτωση, η ίδια συνάρτηση που χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό των θέσεων των επαφών, μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την εκτίμηση του βάθους ταφής των μαγνητικών πηγών στις θέσεις αυτές.

Οι θέσεις των μαγνητικών επαφών που υπολογίσθηκαν για κάθε μια από τις τρεις μεθόδου ανάλυσης συνδυάζονται σε ένα χάρτη για να βοηθήσουν στην ερμηνεία των προτεινόμενων θέσεων μαγνητικών επαφών. Αν και οι επικαλυπτόμενες επαφές μπορεί να θεωρηθούν πιο αξιόπιστες, αυτό δεν είναι κριτήριο για την επιλογή των προτεινόμενων επαφών.

Και οι τρεις μέθοδοι ανάλυσης ήταν επιτυχείς τόσο στον εντοπισμό βαθύτερων μαγνητικών πηγών μέσα σε λεκάνες όσο και επιφανειακών πηγών σε περιοχές με επιφανειακές εκδηλώσεις του κρυσταλλικού υποβάθρου. Ανάλογα με το μετασχηματισμό του μαγνητικού πεδίου που χρησιμοποιούμε σαν εισαγωγή στις μεθόδους οριζόντιας βαθμίδας και αναλυτικού σήματος μπορούμε να υπολογίζουμε τα ελάχιστα και μέγιστα βάθη ταφής των μαγνητικών επαφών. Τα βάθη της μεθόδου του τοπικού κυματάριθμου είναι γενικά βαθύτερα από τα ελάχιστα που υπολογίσαμε στις προηγούμενες μεθόδους, και οφείλεται στο ότι η μέθοδος του τοπικού κυματάριθμου είναι ανεξάρτητη του μοντέλου των πηγών.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα μαγνητικά δεδομένα συνήθως χρησιμοποιούνται για την χαρτογράφηση μαγνητικών ελασμάτων και/ή επαφών, όπως τα ρήγματα. Η ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων περιπλέκεται λόγω της διπολικής φύσης του μαγνητικού πεδίου, των ασυμμετρικών ανωμαλιών που δημιουργούνται από μη κατακόρυφες διευθύνσεις μαγνητίσεων, ασυμμετρικών ανωμαλιών λόγω μη κατακόρυφων μαγνητικών επαφών και πιθανών μετατοπίσεων μεταξύ των άκρων των μαγνητικών πηγών και των χαρακτηριστικών σημείων του μαγνητικού πεδίου (μέγιστα, ελάχιστα και σημείων μετάβασης).

Υπάρχουν αρκετές μέθοδοι που έχουν σχεδιαστεί για να απλοποιήσουν τα μαγνητικά δεδομένα, αφαιρώντας μια ή περισσότερες από τις παραπάνω αιτίες πολυπλοκότητας. Ο μετασχηματισμός της αναγωγής στον πόλο (Baranov 1957), σε συντομογραφία RTP, αφαιρεί την ασυμμετρία που οφείλεται σε μη κατακόρυφη μαγνήτιση, ενώ ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας (Baranov

1957), σε συντομογραφία PSG, μετατρέπει το διπολικό μαγνητικό πεδίο σε μονοπολικό, ανάλογο του βαρυτικού.

Οι Blakely & Simpson (1986) δημοσίευσαν την πρώτη αυτόματη μέθοδο για τον εντοπισμό των οριζόντιων θέσεων μαγνητικών επαφών σε κανονικοποιημένα (gridded) μαγνητικά δεδομένα. Η μέθοδος τους βασίζεται στην παρατήρηση των Cordell & Grauch (1985) ότι τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας του μετασχηματισμού της ψευδοβαρύτητας ενός μαγνητικού πεδίου, βρίσκονται πάνω από κατακόρυφες μαγνητικές επαφές. Ένα παράθυρο 3x3 περνά πάνω από τον κάνναβο (grid) των τιμών της οριζόντιας βαθμίδας, σε συντομογραφία HGM, και γίνεται προσπάθεια να εντοπιστούν οι κορυφές (horizontal gradient maxima) που αντιστοιχούν στα όρια των μαγνητικών επαφών.

Οι Roest & Pilkington (1993) πρότειναν την χρήση του HGM για τον υπολογισμό βαθών από την κορυφή των μαγνητικών επαφών. Άλλες συναρτήσεις οι οποίες έχουν μέγιστα πάνω από τις μαγνητικές επαφές και μπορούν να χρησιμοποιηθούν στην εκτίμηση των βαθών τους είναι το τετράγωνο του πλάτους του αναλυτικού σήματος (Roest et al. 1992) και ο τοπικός κυματάριθμος (Thurston & Smith 1997, Smith et al. 1998). Οι παραπάνω μέθοδοι χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση των αερομαγνητικών δεδομένων της Μακεδονίας και Θράκης για τον εντοπισμό των μαγνητικών επαφών και την εκτίμηση του βάθους ταφής τους.

2 ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Τα μαγνητικά δεδομένα της παρούσας μελέτης προέρχονται από τις από αέρος καταγραφές του ολικού μαγνητικού πεδίου που πραγματοποίησε η εταιρία ABEM (AB Elektrisk Malmletning) το 1966, για λογαριασμό του ελληνικού Ινστιτούτου Γεωλογικών και Υπεδάφιων Ερευνών, σημερινό ΙΓΜΕ.

Η κάλυψη της ΒΑ Ελλάδας έγινε στο διάστημα μεταξύ 23 Ιουνίου και 13 Οκτωβρίου 1966 (ABEM 1967). Συνολικά, πραγματοποιήθηκαν 30192.9 Km γραμμών πτήσεων, καλύπτοντας μια έκταση 22.000 Km^2 περίπου. Τα όρια της περιοχής διασκόπησης περιορίζονται, στα δυτικά από την εθνική οδό Θεσσαλονίκης-Ευζώνων και τα σύνορα με την πρώην Γιουγκοσλαβική Δημοκρατία της Μακεδονίας (F.Y.R.O.M.), στα ανατολικά από την οδό Αλεξανδρούπολης – Διδυμοτείχου, στα νότια από την θάλασσα του Β. Αιγαίου και στα βόρεια από τα σύνορα με Βουλγαρία και F.Y.R.O.M.

Η μαγνητική διασκόπηση έγινε με πτήσεις σταθερού ύψους πτήσης 275 ± 75 m, πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, ακολουθώντας την τοπογραφία (terrain clearance), ενώ η απόσταση μεταξύ των γραμμών πτήσης ήταν περίπου 800 m. Η διεύθυνση των γραμμών πτήσης ήταν ΔΝΔ-ΑΒΑ, κάθετη στην κύρια διεύθυνση των Ελληνίδων. Κάθετα στις προηγούμενες έγιναν οι γραμμές ελέγχου (tie lines), με μέση απόσταση 30 km, περίπου.

Τα δεδομένα αυτά είναι πλέον διαθέσιμα σε ηλεκτρονική μορφή, αφού ψηφιοποιήθηκαν και υπέστησαν τις αναγκαίες διορθώσεις (Σταμπολίδης 1999).

3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Και οι τρεις μέθοδοι που εφαρμόζονται στην παρούσα εργασία έχουν μια κοινή προσέγγιση στον προσδιορισμό των οριζόντιων θέσεων και του βάθους ταφής των μαγνητικών επαφών. Για μονοδιάστατα δεδομένα ένα παράθυρο τριών σημείων κινείται κατά μήκος του προφίλ της παραγώγου και γίνεται προσπάθεια να προσαρμοστεί μια παραβολική κορυφή σε κάθε τριάδα δεδομένων. Αν εντοπιστεί μια κορυφή, η οριζόντια θέση της κορυφής ορίζεται ως θέση της μαγνητικής επαφής. Για κάθε μια μέθοδο η παράγωγος κοντά στην κορυφή δίνεται από μια σχέση της μορφής

$$Z(h) = \frac{K_Z}{(h - h_0)^2 + z_0^2} \quad (1),$$

όπου Z είναι το πλάτος της παραγώγου, K_Z είναι μια σταθερά που εξαρτάται από την μέθοδο, z_0 είναι το βάθος, h_0 είναι η οριζόντια συντεταγμένη της κορυφής και $|h- h_0|$ είναι η οριζόντια απόσταση από την κορυφή.

Για δεδομένα δύο διαστάσεων χρησιμοποιείται η προσέγγιση των Blakely & Simpson (1986) με την χρήση ενός παραθύρου 3x3, μέσα στο οποίο αναζητούνται τα τοπικά μέγιστα. Αν βρεθούν τουλάχιστον δύο τοπικά μέγιστα, η τοπική παράταξη υπολογίζεται αναζητώντας πρόσθετα

μέγιστα στην περιφέρεια του παραθύρου 3x3, ή μέσα σε ένα μεγαλύτερο παράθυρο 5x5 και προσαρμόζοντας στην συνέχεια μια ευθεία ελαχίστων τετραγώνων στα εσωτερικά και περιφερειακά μέγιστα. Τα δεδομένα στο παράθυρο (συμπεριλαμβανομένων και των υπολογισμένων μεγίστων) εξάγονται μέσα σε μια ζώνη κάθετα στην διεύθυνση της παράταξης και το βάθος υπολογίζεται με την χρήση ελαχίστων τετραγώνων.

Η **μέθοδος της οριζόντιας βαθμίδας** χρησιμοποιεί την τιμή της οριζόντιας βαθμίδας, Η, (HGM) που για τις δύο διαστάσεις δίνεται από τη σχέση

$$\left|H(x,y)\right| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \qquad (2),$$

όπου Μ είναι το μαγνητικό πεδίο, είτε ανηγμένο στον πόλο, (RTP), είτε αφού υποστεί το μετασχηματισμό της ψευδοβαρύτητας, (PSG).

Η μέθοδος της οριζόντιας βαθμίδας όταν εφαρμόζεται στο ανηγμένο στον πόλο μαγνητικό πεδίο (RTP) εντοπίζει με ακρίβεια τις κορυφές απομονωμένων κατακόρυφων μαγνητικών επαφών μεγάλου πάχους, ενώ όταν εφαρμόζεται στον πεδίο του μετασχηματισμού της ψευδοβαρύτητας (PSG) δίνει με ακρίβεια τις θέσεις των απομονωμένων κορυφών οριζόντιων λεπτών ελασμάτων (Phillips, 2000). Οι Roest & Pilkington (1993) έδειξαν ότι στην τελευταία περίπτωση το, Η, (HGM) δίνεται από την σχέση

$$\left|H(h)\right| = \frac{K_H}{(h-h_0)^2 - z_0^2} \qquad (3)$$

όπου $K_H = 2kFz_0$, k είναι η διαφορά μαγνητικής επιδεκτικότητας και F η ένταση του γεωμαγνητικού πεδίου, ενώ παρόμοια σχέση ισχύει και στην περίπτωση που το Μ είναι το ανηγμένο στον πόλο μαγνητικό πεδίο. Αν οι πηγές έχουν κλίση, τότε οι θέσεις των επαφών που προσδιορίζονται από την μέθοδο είναι μετατεθειμένες προς την διεύθυνση της κλίσης, σε σχέση με τις πραγματικές θέσεις των κορυφών (Grauch & Cordel 1987).

Τα βάθη ταφής των οροφών των μαγνητικών πηγών που υπολογίζονται από την μέθοδο της οριζόντιας βαθμίδας είναι ακριβή στην περίπτωση που στο πεδίο έχει γίνει αναγωγή στον πόλο (RTP) και οι μαγνητικές επαφές έχουν μεγάλο πάχος, ενώ στις υπόλοιπες περιπτώσεις επαφών παίρνουμε ελάχιστα βάθη ταφής. Όταν τα δεδομένα είναι ψευδοβαρυτικά τότε η εκτίμηση του βάθους ταφής είναι ακριβής για λεπτά οριζόντια ελάσματα, ενώ για τις υπόλοιπες πηγές τα βάθη που υπολογίζονται είναι τα μέγιστα (Phillips 2000).

Η **μέθοδος του αναλυτικού σήματος** χρησιμοποιεί το τετράγωνο του πλάτους του αναλυτικού σήματος, το οποίο για τις δύο διαστάσεις δίνεται από τη σχέση

$$\left|A(x,y)\right|^2 = \left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2 \qquad (4)$$

όπου Μ είναι το μαγνητικό πεδίο. Συνήθως οι οριζόντιες βαθμίδες υπολογίζονται στο πεδίο του χώρου, ενώ η κατακόρυφη βαθμίδα υπολογίζεται με την χρήση του μετασχηματισμού Fourier στο πεδίο των κυματαρίθμων.

Αν το Μ είναι το μαγνητικό πεδίο μιας απομονωμένης μαγνητικής επαφής που εκτείνεται σε μεγάλο βάθος, τότε το τετράγωνο του πλάτους του αναλυτικού σήματος σύμφωνα με τον Nabigian (1972) δίνεται από τη σχέση

$$\left|A(h)\right|^2 = \frac{K_A}{(h-h_0)^2 - z_0^2} \qquad (5)$$

όπου $K_A = [2kF(1-\cos^2 i \sin^2 \alpha) \sin d]^2$, d η κλίση της επαφής, i η έκλιση του γεωμαγνητικού πεδίου, και α η γωνία μεταξύ του προφίλ των μετρήσεων και του μαγνητικού βορρά. Όταν η μέθοδος εφαρμόζεται σε δεδομένα ολικού μαγνητικού πεδίου (MAG) δίνει καλές εκτιμήσεις των οριζοντίων θέσεων των μαγνητικών επαφών και λεπτών ελασμάτων ανεξάρτητα από την κλίση τους ή την κλίση του γεωμαγνητικού πεδίου. Η μέθοδος μπορεί να εφαρμοστεί εκτός από τα μαγνητικά δεδομένα ολικού πεδίου και σε δεδομένα PSG, καθώς και σε τιμές πρώτου κατακόρυφου ολοκληρώματος (FVI), του μαγνητικού πεδίου. Οι εκτιμήσεις βάθους στην πρώτη περίπτωση, (MAG), είναι ακριβείς

για μαγνητικές επαφές, αλλά υποεκτιμημένες για άλλου είδους πηγές, ενώ στην περίπτωση που το μαγνητικό πεδίο είναι στην μορφή του πρώτου κατακόρυφου ολοκληρώματος (FVI), έχουμε καλύτερες εκτιμήσεις βάθους για πηγές με μορφή λεπτών ελασμάτων.

Η **μέθοδος του τοπικού κυματάριθμου** (Thurston & Smith 1997, Smith et al. 1998) δίνει αρκετά καλές εκτιμήσεις για την θέση, το βάθος ταφής, την κλίση και την διαφορά μαγνητικής επιδεκτικότητας, επαφών απλών μαγνητικών πηγών. Ο τοπικός κυματάριθμος για κάνναβο μαγνητικού πεδίου M(x,y) δίνεται (Phillips 2000) από την σχέση

$$\kappa(x,y) = \frac{1}{\left|A(x,y)\right|^2}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z}\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial^2 M}{\partial y \partial z}\frac{\partial M}{\partial y} + \frac{\partial^2 M}{\partial z^2}\frac{\partial M}{\partial z}\right) \quad (6)$$

όπου το $|A(x,y)|^2$ δίνεται από την σχέση (4). Οι Smith et al. (1998) έδειξαν ότι για απομονωμένες γραμμικές πηγές, ο τοπικός κυματάριθμος κ συνδέεται με το βάθος ταφής z_0 με τη σχέση

$$\kappa(h) = \frac{K_L}{(h-h_0)^2 - z_0^2} \quad (7)$$

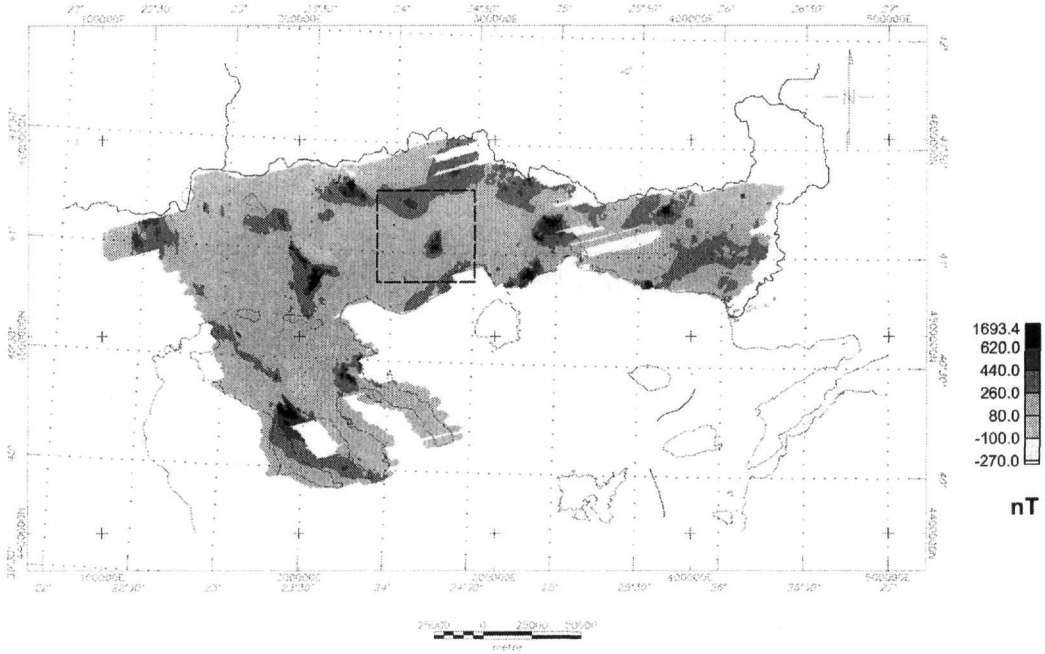
Το K_L εξαρτάται μόνο από το είδος της μαγνητικής πηγής (π.χ. μαγνητική επαφή, λεπτό έλασμα, κύλινδρος, σφαίρα). Οι εκτιμήσεις, λοιπόν, για τις θέσεις και τα βάθη ταφής είναι ανεξάρτητες των κλίσεων των μαγνητικών πηγών, των στοιχείων του γεωμαγνητικού πεδίου (έγκλιση, απόκλιση) και της παραμένουσας μαγνήτισης τους.

4 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ

Το υπολειμματικό μαγνητικό πεδίο της Μακεδονίας και Θράκης (Σχ. 1), δηλαδή το ολικό μαγνητικό πεδίο μετά τις διορθώσεις και την αφαίρεση του μαθηματικού μοντέλου του διπολικού πεδίου της Γης IGRF (International Geomagnetic Reference Field) για την περίοδο των μετρήσεων, είναι η βάση της παραπέρα ανάλυσης που παρουσιάζουμε παρακάτω.

Επιλέξαμε ένα αντιπροσωπευτικό τμήμα του χάρτη (Σχ. 1) για την καλύτερη παρουσίαση της επεξεργασίας που κάναμε στο σύνολο των δεδομένων. Η έντονη μαγνητική ανωμαλία που εμφανίζεται στο κέντρο του σχήματος (2Α) προκαλείται από το γρανίτη των Φιλίππων, ο οποίος δεν έχει επιφανειακή εκδήλωση, η γραμμική ανωμαλία με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, στο νοτιοανατολικό τμήμα του οφείλεται στον γρανίτη του Συμβόλου, ενώ αυτή στα βορειοδυτικά αντιστοιχεί στον πλουτωνίτη του Φαλακρού όρους.

Η μέθοδος της οριζόντιας βαθμίδας εφαρμόστηκε στα μαγνητικά δεδομένα μετά την αναγωγή τους στο πόλο (RTP) με στόχο να εντοπιστούν οι θέσεις των μαγνητικών επαφών και τα ελάχιστα βάθη των μαγνητικών πηγών. Στο σχήμα 2 παρουσιάζεται η ακολουθία επεξεργασίας για το επιλεγμένο τμήμα του αερομαγνητικού χάρτη (Σχ. 1). Η αναγωγή στον πόλο (Σχ. 2Β) αφαιρεί την ασυμμετρία που οφείλεται σε μη κατακόρυφη μαγνήτιση. Στο σχήμα 2Γ παρουσιάζεται ο μετασχηματισμός της επιπεδοποίησης (TER-RTP) ο οποίος χωρίζει την εικόνα του πεδίου σε περιοχές ίσης μαγνήτισης με απότομα όρια (Cordell & McCafferty 1989, Phillips 1992, Phillips 1997). Οι περιοχές που δημιουργούνται αντιστοιχούν σε γεωλογικούς σχηματισμούς με διαφορετικές μαγνητίσεις και η μορφή του "επιπεδοποιημένου" πεδίου δίνει την εντύπωση γεωλογικού χάρτη. Στο σχήμα 2Δ παρουσιάζεται το μέγεθος της οριζόντιας βαθμίδας (HGM-RTP), ενώ στο σχήμα 2Ε έχουν τοποθετηθεί οι υπολογισμένες κορυφές των μαγνητικών πηγών και σύμφωνα με αυτά που αναφέρθηκαν προηγούμενα αντιστοιχούν στα ελάχιστα βάθη από την κορυφή των πηγών, με σφάλμα μικρότερο ή ίσο του 20 % (HGM-HDEP). Στο σχήμα 2ΣΤ οι προηγούμενες εκτιμήσεις έχουν τοποθετηθεί στο χάρτη του "επιπεδοποιημένου" πεδίου (TER-RTP-HDEP). Ο κώδικας των συμβόλων για τα εκτιμώμενα βάθη παρουσιάζεται στον πίνακα 1.



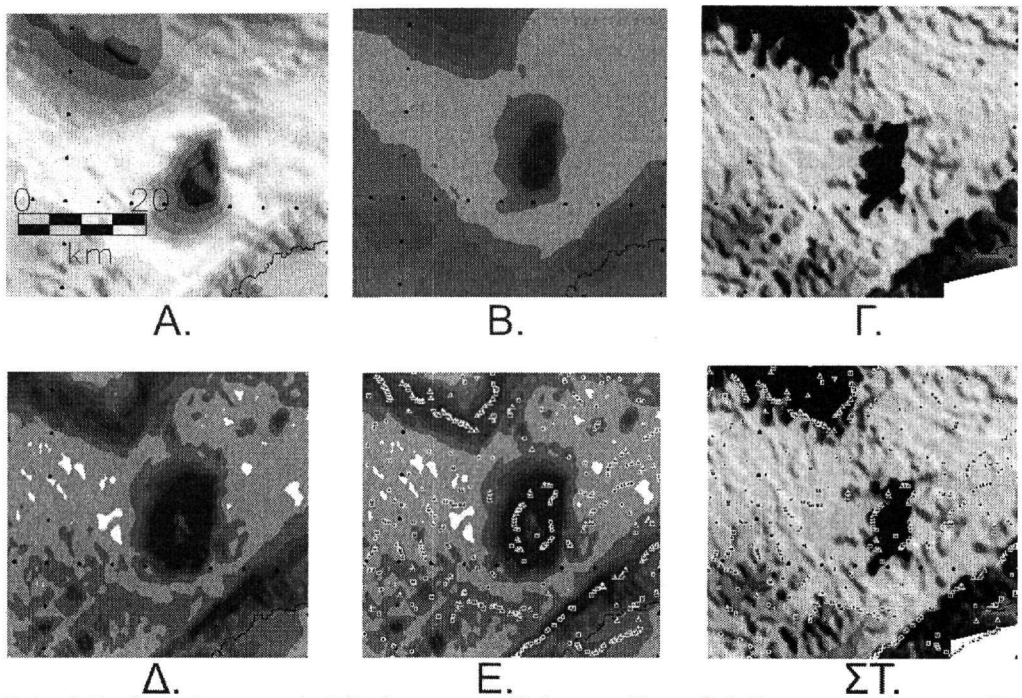
Σχήμα 1. Το υπολειμματικό μαγνητικό πεδίο στην Μακεδονία και Θράκη. Αερομαγνητικός χάρτης με μέσο ύψος πτήσης 275 μέτρα. Οι διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το τμήμα του χάρτη που επιλέχθηκε για την παρουσίαση της επεξεργασίας.

Πίνακας 1. Ο κώδικας των συμβόλων για τα εκτιμώμενα βάθη ταφής μαγνητικών επαφών.

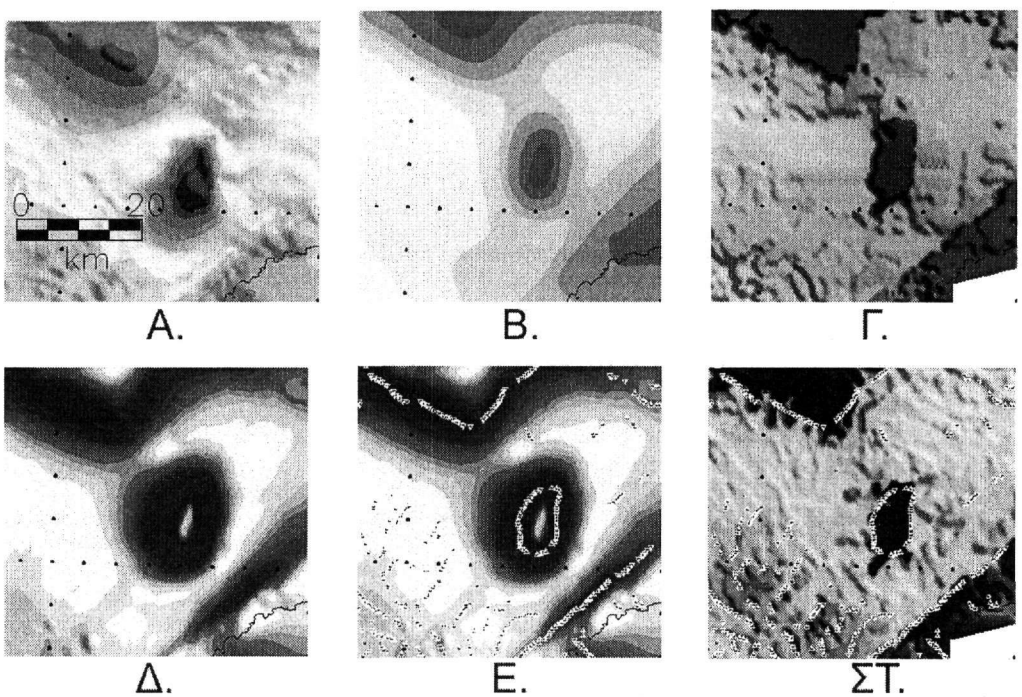
Σύμβολο	Ελάχιστο βάθος (km)	Μέγιστο βάθος (km)
Κύκλος	0.0	0.5
Τετράγωνο	0.5	1.0
Τρίγωνο	1.0	2.5
Ανεστραμένο τρίγωνο	2.5	5.0
Οκτάγωνο	5.0	20

Η μέθοδος της οριζόντιας βαθμίδας εφαρμόστηκε ξανά στα μαγνητικά δεδομένα, αυτή τη φορά μετά τον μετασχηματισμό της ψευδοβαρύτητας, (PSG), ο οποίος μετατρέπει το διπολικό μαγνητικό πεδίο σε μονοπολικό, με στόχο να εντοπιστούν οι θέσεις των μαγνητικών επαφών και τα μέγιστα βάθη τους. Παρόμοια επεξεργασία με αυτή που εφαρμόστηκε στο ανηγμένο στον πόλο μαγνητικό πεδίο, εφαρμόστηκε και στο πεδίο της ψευδοβαρύτητας. Έτσι, στο σχήμα 3Α παρουσιάζεται το αρχικό πεδίο, στο σχήμα 3Β ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας (PSG), στο σχήμα 3Γ το επιπεδοποιημένο πεδίο του μετασχηματισμού της ψευδοβαρύτητας (TER-PSG), στο σχήμα 3Δ παρουσιάζεται το μέγεθος της οριζόντιας βαθμίδας του πεδίου της ψευδοβαρύτητας (HGM-PSG), ενώ στα σχήματα 3Ε και 3ΣΤ παρουσιάζονται τα μέγιστα βάθη που υπολογίσθηκαν με την μέθοδο της οριζόντιας βαθμίδας στους χάρτες του μεγέθους της οριζόντιας βαθμίδας (HGM-PSG-HDEP) και επιπεδοποιημένου πεδίου (TER-PSG-HDEP), αντίστοιχα. Ο κώδικας των συμβόλων για τα εκτιμώμενα βάθη είναι αυτός του πίνακα 1.

Η μέθοδος του αναλυτικού σήματος εφαρμόστηκε αρχικά στα δεδομένα ολικού μαγνητικού πεδίου (MAG) με σκοπό να υπολογισθούν με ακρίβεια τα βάθη ταφής, και στην συνέχεια στο πεδίο του πρώτου κατακόρυφου ολοκληρώματος (FVI) του μαγνητικού πεδίου. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω οι εκτιμήσεις για το βάθος ταφής στην πρώτη περίπτωση (MAG) είναι ακριβείς για μαγνητικές επαφές, αλλά υποεκτιμημένες για άλλου είδους πηγές, ενώ στην δεύτερη περίπτωση (FVI) έχουμε καλύτερες εκτιμήσεις βάθους για πηγές με μορφή λεπτών ελασμάτων.



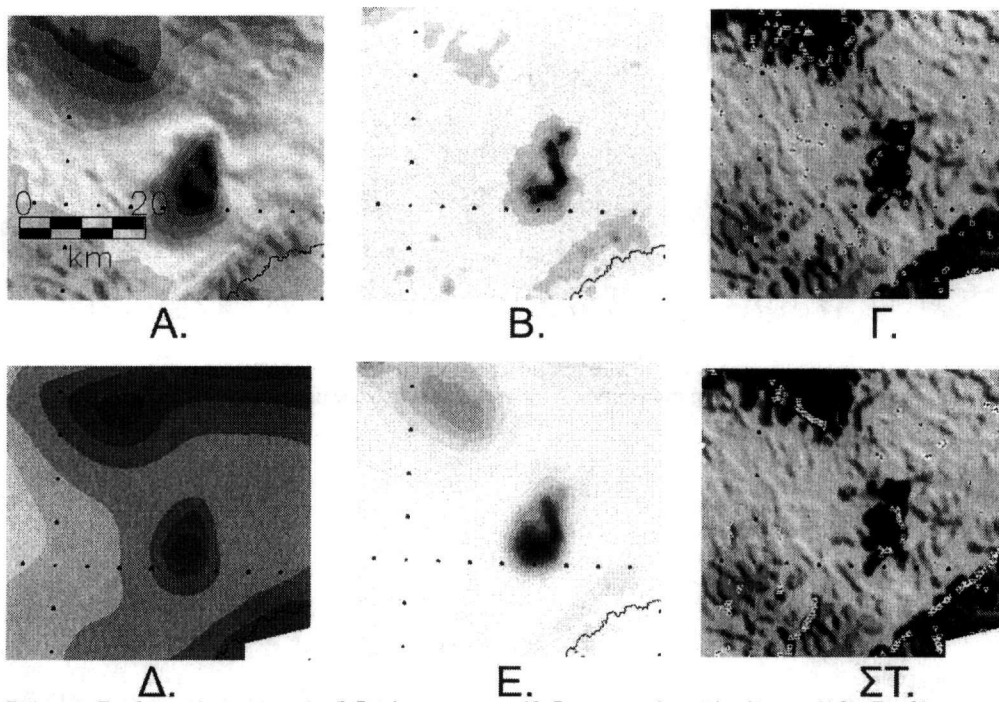
Σχήμα 2. Επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων με την μέθοδο της οριζόντιας βαθμίδας στο ανηγμένο στον πόλο μαγνητικό πεδίο (RTP). Επεξήγηση στο κείμενο. Υψηλές τιμές αντιστοιχούν σε σκούρα χρώματα.



Σχήμα 3. Επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων με την μέθοδο της οριζόντιας βαθμίδας στο πεδίο της ψευδοβαρύτητας (PSG). Επεξήγηση στο κείμενο. Υψηλές τιμές αντιστοιχούν σε σκούρα χρώματα.

Στο σχήμα 4 παρουσιάζεται η ακολουθία της επεξεργασίας με την μέθοδο του αναλυτικού σήματος στο τμήμα του αερομαγνητικού χάρτη (Σχ. 1) που ορίζεται από τις διακεκομμένες γραμμές. Το σχήμα 4Α είναι το ολικό μαγνητικό πεδίο (MAG), το σχήμα 4Β είναι το πλάτος του αναλυτικού σήματος για το προηγούμενο πεδίο (AS-MAG), ενώ το σχήμα 4Γ παρουσιάζονται οι θέσεις των μαγνητικών επαφών και οι εκτιμήσεις βάθους της μεθόδου, τοποθετημένες πάνω στο χάρτη της επιπεδοποίησης της αναγωγής στον πόλο (TER-RTP-ASDEP-MAG). Ο κώδικας των συμβόλων για τα εκτιμώμενα βάθη παρουσιάζεται στον πίνακα 1.

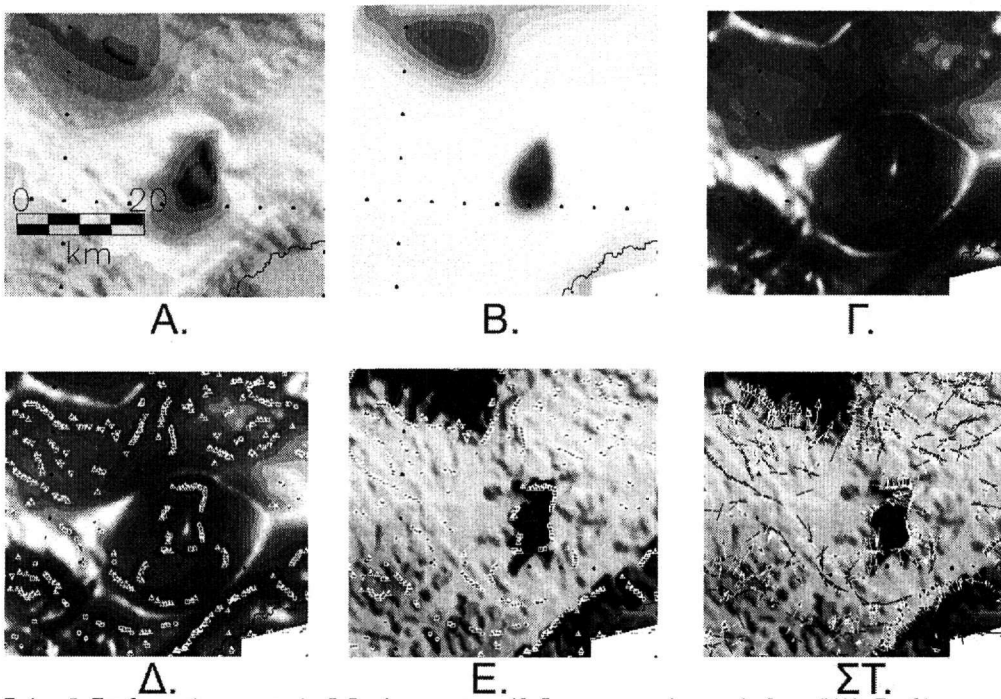
Αντίστοιχα, στα σχήματα 4Δ, 4Ε και 4ΣΤ παρουσιάζονται το πεδίο του πρώτου κατακόρυφου ολοκληρώματος (FVI), του πλάτους του αναλυτικού σήματος του πεδίου αυτού (AS-FVI) και οι θέσεις των μαγνητικών επαφών και οι εκτιμήσεις βάθους της μεθόδου, τοποθετημένες πάνω στο χάρτη της επιπεδοποίησης της αναγωγής στον πόλο (TER-RTP-ASDEP-FVI).



Σχήμα 4. Επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων με την μέθοδο του αναλυτικού σήματος (AS). Επεξήγηση στο κείμενο. Υψηλές τιμές αντιστοιχούν σε σκούρα χρώματα.

Τελευταία εφαρμόστηκε η μέθοδος του τοπικού κυματάριθμου. Η μέθοδος αυτή επειδή χρησιμοποιεί δεύτερες παραγώγους είναι πολύ ευαίσθητη στον θόρυβο που τυχών υπάρχει στα δεδομένα. Για να βελτιώσουμε τον λόγο του σήματος προς θόρυβο στα δεδομένα είναι συνήθως απαραίτητο να συνεχίσουμε το πεδίο προς τα πάνω πριν την εφαρμογή της μεθόδου. Η επεξεργασία αυτή είναι ανάλογη με την εφαρμογή φίλτρου αποκοπής των υψηλών συχνοτήτων, που συνήθως περιέχουν και το μεγαλύτερο ποσοστό του θορύβου των δεδομένων. Στα πλαίσια της παρούσας μελέτης έγινε άνω συνέχεια του πεδίου κατά 725 μέτρα πάνω από την επιφάνεια των μετρήσεων με την μέθοδο Chessboard (Cordell 1985), οπότε το συνολικό υψόμετρο από την επιφάνεια του εδάφους του νέου πεδίου που δημιουργήθηκε είναι 1km (1km terrain clearance). Στο σχήμα 5 παρουσιάζεται η ακολουθία της επεξεργασίας με την μέθοδο του αναλυτικού σήματος στο τμήμα του αερομαγνητικού χάρτη (Σχ. 1) που ορίζεται από τις διακεκομμένες γραμμές. Το σχήμα 5Α είναι το ολικό μαγνητικό πεδίο (MAG), το σχήμα 5Β είναι το συνεχισμένο προς τα πάνω πεδίο (UP), το σχήμα 5Γ είναι ο τοπικός κυματάριθμος (LW-UP), στο σχήμα 5Δ παρουσιάζονται οι θέσεις των μαγνητικών επαφών και οι εκτιμήσεις βάθους της μεθόδου, τοποθετημένες πάνω στο χάρτη του τοπικού κυματάριθμου (LW-UP-LOCDEP) και για σύγκριση με τις προηγούμενες μεθόδους (Σχ. 5Ε) στο χάρτη της επιπεδοποίησης της αναγωγής στον πόλο (TER-RTP-LOCDEP). Ο κώδικας των τιμών για τις εκτιμήσεις βάθους είναι αυτός του πίνακα 1. Στο σχήμα 5ΣΤ παρουσιάζονται δύο ακόμη παράγωγα της μεθό-

δου του τοπικού κυματάριθμου, η παράταξη και η κλίση των μαγνητικών επαφών. Η παράταξη μιας μαγνητικής επαφής παρουσιάζεται με τμήμα ευθείας γραμμής, ενώ η κλίση της με βέλος το οποίο δείχνει την διεύθυνση της κλίσης της επαφής και έχει μέγεθος ανάλογο της γωνίας κλίσης της. Το μέγεθος είναι μέγιστο όταν η γωνία κλίσης είναι 90°, ενώ ελάχιστο όταν η γωνία πλησιάζει στην οριζόντιο (0°).



Σχήμα 5. Επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων με την μέθοδο του τοπικού κυματάριθμου (LW). Επεξήγηση στο κείμενο. Υψηλές τιμές αντιστοιχούν σε σκούρα χρώματα.

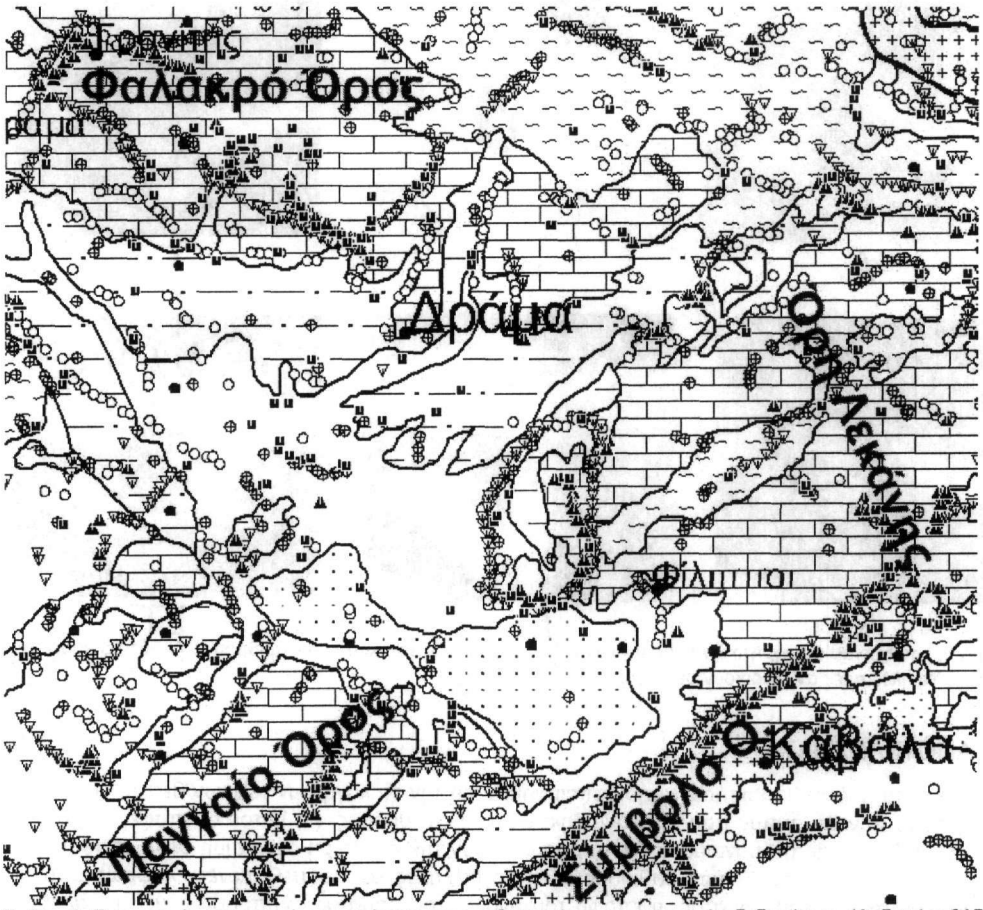
5 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Γενικά, τα ακόλουθα κριτήρια χρησιμοποιήθηκαν για την επιλογή των τελικών θέσεων των επαφών από το σύνολο αυτών που υπολογίσθηκαν από τις μεθόδους: (1) Όπου οι επαφές της οριζόντιας βαθμίδας είναι απομονωμένες, αντιπροσωπεύουν την καλύτερη διαθέσιμη θέση επαφών. (2) Όπου οι επαφές της οριζόντιας βαθμίδας είναι παράλληλες και μετατεθειμένες ελαφρώς από τις επαφές του αναλυτικού σήματος, η επαφή του αναλυτικού σήματος αντιπροσωπεύει την αληθινή θέση επαφών και η επαφή της οριζόντιας βαθμίδας δείχνει την διεύθυνση βύθισης. (3) Όπου οι επαφές του αναλυτικού σήματος είναι απομονωμένες και δεν είναι ευθυγραμμισμένες γνωστές κατευθύνσεις θορύβου, παρέχουν τις αξιόπιστες θέσεις επαφών. (4) Όπου οι επαφές του αναλυτικού σήματος είναι ασυνεχής, μπορούν να συμπληρωθούν από τις επαφές του τοπικού κυματάριθμου.

Τα ελάχιστα και μέγιστα βάθη ταφής των μαγνητικών επαφών που υπολογίσθηκαν από τις μεθόδους της οριζόντιας βαθμίδας και αναλυτικού σήματος, καθώς και οι εκτιμήσεις βάθους ταφής της μεθόδου του τοπικού κυματάριθμου μπορούν να χρησιμοποιηθούν στην κατασκευή αξιόπιστων μοντέλων των μαγνητικών πηγών. Για απομονωμένες μαγνητικές επαφές και λεπτά ελάσματα, ανεξάρτητα από την κλίση τους (π.χ. ρήγματα) η μέθοδος του τοπικού κυματάριθμου δίνει τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα, πρέπει όμως η λύση να βρίσκεται μεταξύ των ελαχίστων και μεγίστων που δίνουν οι άλλες μέθοδοι. Οι εκτιμήσεις της μεθόδου του τοπικού κυματάριθμου δεν είναι ακριβής στην περίπτωση πιο πολύπλοκων σωμάτων, οπότε χρησιμοποιούμε τις ελάχιστες και μέγιστες εκτιμήσεις βαθών των άλλων μεθόδων.

Οι μαγνητικές επαφές που εντοπίστηκαν με τις διάφορες μεθόδους από την παραπάνω επεξεργασίας τοποθετήθηκαν στο γεωλογικό χάρτη της περιοχής (Σχ. 6). Τα σημαντικότερα στοιχεία που

μπορούμε να διακρίνουμε στο σχήμα αυτό είναι α) τα πλευρικά όρια του γρανίτη των Φιλίππων, ο οποίος εμφανίζεται κάτω από τα ιζήματα και τα ανθρακικά πετρώματα της περιοχής, β) την συνέχεια του πλουτωνίτη της Καβάλας προς τα ΒΑ, κάτω από τα μάρμαρα στα Όρη Λεκάνης, γ) την κλίση προς τα ΒΔ που έχει το όριο του πλουτωνίτη, δ) τα πλευρικά όρια του πλουτωνίτη που εντοπίζεται κάτω από τα ανθρακικά πετρώματα του Φαλακρού όρους και ε) ένα πλήθος τεκτονικών γραμμών, μερικές από τις οποίες ταυτίζονται με χαρτογραφημένα ρήγματα όπως για παράδειγμα το ρήγμα ΒΑ των Φιλίππων μέσα στα μεταμορφωμένα πετρώματα.



Σχήμα 6. Εντοπισμός μαγνητικών επαφών με την επεξεργασία των μαγνητικών δεδομένων. *Κωδικοί μεθόδων*: ⊕-(HGM-RTP), ▽-(HGM-PSG), ■-(AS-MAG), ▲-(AS-FVI) και ○-(LW-UP). *Γεωλογικοί σχηματισμοί*: -μεταμορφωμένα, -ανθρακικά, -γρανίτες, -ιζήματα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ABEM, 1967, Final Report on an Airborne Geophysical Survey carried out for the Greek Institute for Geology and Subsurface Research during the year 1966 by ABEM-AB Elektrisk Malmletning, Stockholm.

Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps—pseudogravity anomalies; Geophysics, v. 22, p. 359-383.

Blakely, R.J., and Simpson, R.W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies: Geophysics, v.51, no.7, p.1494-1498.

Cordell, L., 1985, Applications and problems of analytical continuation of New Mexico aeromagnetic data between arbitrary surfaces of very high relief, in Proceedings of the International Meeting on Potential Fields in Rugged Topography, Bulletin 7, 96-101, Institut de Geophysique de Universite de Lausanne, Lausanne, Switzerland.

Cordell, Lindrith, and Grauch, V.J.S., 1982, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico: Society of Exploration Geophysicists, 52nd Annual Meeting, Abstracts and Bibliographies, p.246-247.

Cordell, Lindrith, and Grauch, V.J.S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico *in* Hinze, W.J., ed., The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps: Society of Exploration Geophysicists, p.181-197.

Cordell, Lindrith, and McCafferty, A.E., 1989, A terracing operator for physical property mapping with potential field data: Geophysics, v.54, no.5, p.621-634.

Grauch, V.J.S., and Cordell, Lindrith, 1987, Limitations on determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data: Geophysics, v.52, no.1, p.118-121.

Nabighian, M.N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysics, v.37, no.3, p.507-517.

Phillips, J.D., 1992, TERRACE: A terracing procedure for gridded data, with Fortran programs, and VAX command procedure, Unix C-shell and DOS batch file implementations: U.S. Geological Survey Open-File Report 92-5, 27p., 1 diskette.

Phillips, J.D., 1997, Potential-field geophysical software for the PC, version 2.2: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-725, 34p.

Phillips, J.D., 2000, Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods: Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts with Biographies, 2000 Technical Program, v.1, p.402-405.

Roest, W.R., and Pilkington, Mark, 1993, Identifying remanant magnetization effects in magnetic data: Geophysics, v.58, no.5, p.653-659.

Roest,W.R., Verhoef, Jacob, and Pilkington, Mark, 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: Geophysics, v.57, no.1, p.116-125.

Smith, R.S., Thurston, J.B., Dai, Ting-Fan, and MacLeod, I.N., 1998, iSPI[tm] - the improved source parameter imaging method: Geophysical Prospecting, v.46, p.141-151.

Σταμπολίδης Α., 1999, Το Γεωμαγνητικό πεδίο στην Μακεδονία και την Θράκη και η σχέση του με την γεωφυσική και γεωλογική δομή της περιοχής». Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ.258.

Syberg, F.J.R., 1972, A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields: Geophysical Prospecting, v.20, p.47-75.

Thurston, J.B., and Smith, R.S., 1997, Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI[tm] method: Geophysics, v.62, no.3, p.807-813

ABSTRACT

LOCATION OF MAGNETIC CONTACTS AND DEPTH ESTIMATES FOR THE MAGNETIC SOURCES FROM THE AEROMAGNETIC DATA OF MACEDONIA AND THRACE

Stampolidis A. and Tsokas G.

Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24, Thessaloniki, astamp@lemnos.geo.auth.gr, gtsokas@geo.auth.gr

In this work we present the processing that applied to digitised aeromagnetic data from Macedonia and Thrace. This processing was aiming the calculation of magnetic contacts and depths of burial of magnetic sources in the region of study. Three methods were applied for these calculations: the method of horizontal gradient, the method of analytical signal and the method of local wavenumber.

All methods were successful in locating the deeper magnetic sources in basins and surface sources in regions with surface outcrops of the crystalline basement. Depending on the transformation of magnetic field we use as input for the methods of the horizontal gradient and analytical signal, we could calculate the minimum and maximum depths of burial for the magnetic contacts.

The locations of magnetic contacts that were calculated for every method of analysis were combined in a map in order to help in the interpretation of proposed magnetic contacts.

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

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

2-D GEOELECTRICAL SURVEY FOR THE PRELIMINARY ROUTE OF THE NATURAL GAS PIPELINE INSTALLATION AT ALISTRATI CAVES, N. GREECE

Atzemoglou A. [1] Tsourlos P. [2] and Vasiliadis C. [1]

[1] *Institute of Geology and Mineral Exploration, 1 Fragon str, 54626, Thessaloniki, Greece (e-mail: matzem@thes.igme.gr, Fax: +302310517071)*

[2] *Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54006 Thessaloniki, Greece.*

ABSTRACT

An extensive 2-D geoelectrical survey was carried out at the Alistrati caves, prefecture of Serres, N. Greece, as part of a preliminary route survey for the planned natural gas pipeline that was about to cross these regions of Northern Greece.

Geophysics can play a significant role in this procedure. Synthetic modeling and inversion examples presented in this work support the above claim.

The dipole-dipole array was used with inter-electrode spacing of 5m and maximum dipole separation of n equal to 8 dipole spacing. Two groups of personnel, including geophysicists and technicians, worked for one month to realize this survey. The number of measurements is really enormous for such type of research. A total of 7616 measurements (952 electrode points) were obtained. The area of investigation was chosen on the basis of the local geological conditions, which appeared to favor the existence of void structures. The survey line had a length of approximately 5 km.

The 2-D geoelectrical survey proved to be an effective tool for delineating the subsurface lithology and structure of the surveyed area. Most importantly, the technique proved successful in locating highly karstified areas and can be used to aid void mapping as well as to provide useful information about their general setting.

I INTRODUCTION

The cave of Alistrati is situated about 50 Km SE of Serres and 25 Km SW from the city of Kavala. The cave has 3000 m length and covers about 25000 m^2. The surveyed area was near the Alistrati caves (N. Greece), 6 Km SE from the village of Alistrati. Not far from the cave, Agitis River is passed across. The route of the natural gas pipeline (branch of Kavala) was initially situated across the cave of Alistrati and there was a great possibility that during the cutting of the pipeline the cave of Alistrati would have great damage. So, there was at great priority to locate and avoid the shallow karstic voids (either air or clay filled) existed into the metamorphic formations of Rhodope massif.

A large-scale geoelectrical survey was conducted at the Alistrati caves (N. Greece) (Figure 1).

In particular, since karstified areas are effectively buried voids (either air or clay filled), they are ideal geophysical targets. 2-D electrical is a widely used technique for void detection. Many successful applications of the techniques can be found in literature (Dahlin 2001, Ward, 1989). These techniques were tested to the known voids and proved particularly successful.

One popular way to incorporate geology into the interpretation procedure is given from some concrete geological information (i.e. drill columns) to assume that certain properties of some geoelectrical layers are known. However, this approach effectively requires that prior geological knowledge is transformed successfully into concrete geoelectrical information and this is not always an easy task.

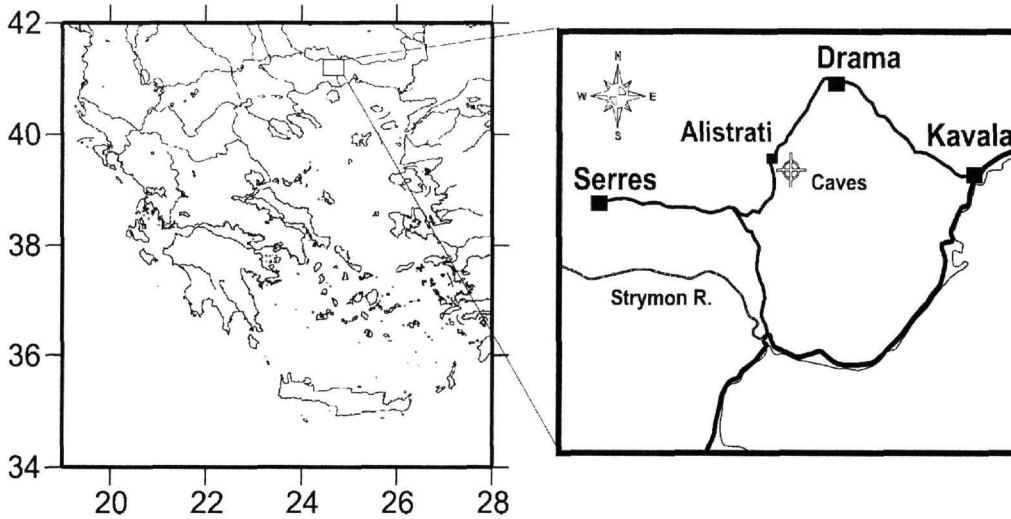


Figure 1: Location map of the study area

2 GEOLOGICAL SETTING

The studied area of Alistrati region (figure 2) belongs to the Rhodope massif, which is an old cratonic mass over lied by Paleozoic and Mesozoic metamorphic layers. The exact stratigraphy of the massif is very difficult to be interpreted due to intense tectonism and metamorphism. The layers of the Rhodope massif, which have a thickness of about 12 Km, can be divided in 3 major groups. An upper and lower group of gneisses and an intermediate group of marbles (case of Alistrati area). Alpine folding has strongly affected the Rhodope massif while simultaneous intrusions of granites of Mesozoic and Cenozoic age are widespread (between else: Ivanov, 1981; Kilias & Moundrakis, 1990; Atzemoglou, 1997). In different basins, like the basins of Drama and Serres, the layers of Pliocene have been deposited on the metamorphic rocks. The well-known subsurficial karst of Alistrati and the possible smaller karsts that develop in the wider studied area are very possible to constitute a system of conjoined caves.

The studied area is covered by Tertiary formations, which consist of marls, conglomerates, sandstones and marly limestones. These formations cover the greater surficial area near the village of Alistrati. The low relief of the Alistrati area is due to these formations. In the wider area outcrop quaternary deposits and metamorphic formations of Paleozoic. In the studied area of the caves, the limestones are underlied the marls. More precisely, the formations of the wider area are the following:

1. Fluvial terraces consisting of sand, gravel, sandy gravel, sandy clays and rounded pebbles having thickness between 5 and 10 m.
2. Terrestrial breccia-conglomerates consisting of coarse, unbedded, ungraded and cohesive breccia-conglomerate.
3. Reddish-brown loams with dispersed rounded pebbles: consisting of red clays, sandy loams with dispersed rounded pebbles mainly of marble.
4. Pliocene marls and marly limestones that are alternations of sandy marls, marls and marly limestones with white grey color.
5. Miocene conglomerates non-cohesive and marls mainly with gneiss and marble pebbles consolidated with marly cement.
6. Miocene compact conglomerates consisting of marble pebbles. Limestones bands are also found in the conglomerates.

7. Paleozoic marbles and mica schist-gneisses. They belong to Rhodope massif. These formations constitute the geological background of the previous mentioned tertiary and quaternary deposits. The marbles are grey to whitish, coarse crystalline or micro crystalline, massive to bedded and locally platy marbles and the mica schist-gneisses are of low-grade metamorphism.

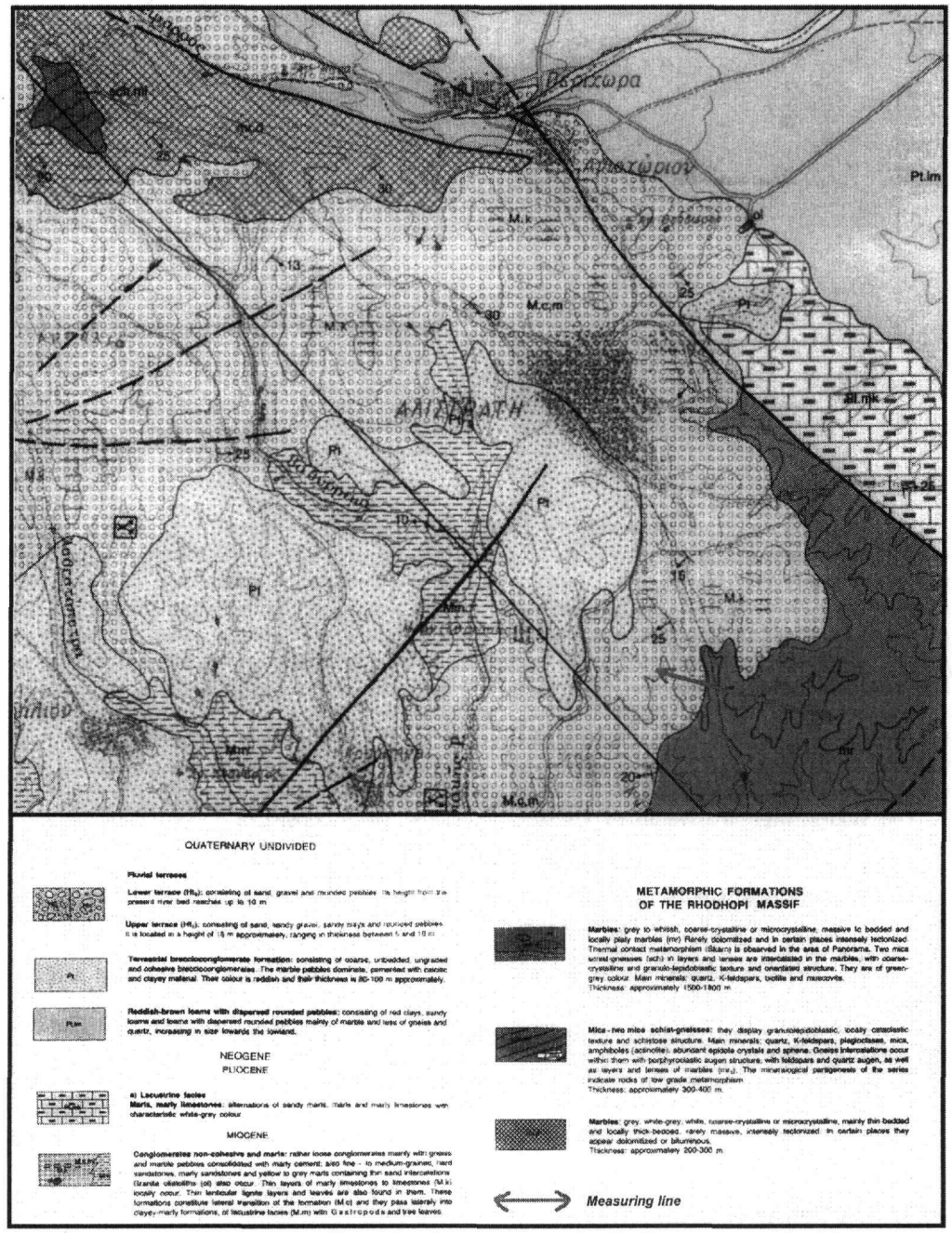


Figure 2: A synoptic geological map of the studied area (IGME, 1988). The measuring line is also drawn.

3 MODELLING AND PROCESSING

2-D resistivity measured data in the form of pseudosections of apparent resistivity produce a distorted image of the subsurface resistivity. Inversion is currently the standard procedure to obtain a realistic estimate of the true resistivity based on the field observations. Among others, the smoothness constraint inversion (Constable et al, 1987) has become the most popular for interpreting ERT data since it produces a simplified subsurface resistivity model which is a reasonable representation of the subsurface and at the same time guarantees inversion stability.

In this work a flexible non-linear 2-D scheme (Tsourlos, 1995; Tsourlos et al., 1998) based on a smoothness constrained algorithm was used to invert the collected resistivity data. The aim of the inversion is to construct an estimate of a subsurface resistivity distribution, which is consistent with the experimental data. The algorithm is iterative and fully automated and is based on a reliable 2.5D finite element forward modeling scheme, which is also used for calculating the Jacobian matrix when necessary. The smoothness inversion scheme, used in this work, tries to calculate a subsurface resistivity estimate **x** for which the difference **dy** between the observed data $\mathbf{d_{obs}}$ and the modeled data $\mathbf{d_{calc}}$ (calculated using the forward modeling technique) is minimized under the condition that the roughness of the produced model is minimized. The resistivity correction at the k+1 iteration is given by:

$$d\mathbf{x}_{k+1}=[(\mathbf{J}_k^T\mathbf{J}_k+\mu\mathbf{C}_x^T\mathbf{C}_x+\mathbf{C}_z^T\mathbf{C}_z)]^{-1}\,\mathbf{J}_k^T\mathbf{J}_k\,d\mathbf{y}_k \qquad (1)$$

where $\mathbf{C}_x$, $\mathbf{C}_z$ are matrices which describe the smoothness pattern of the model in the x,z, directions, $\mathbf{J}_k$ is the Jacobian matrix estimate and $\boldsymbol{\mu}$ is the lagrangian multiplier.

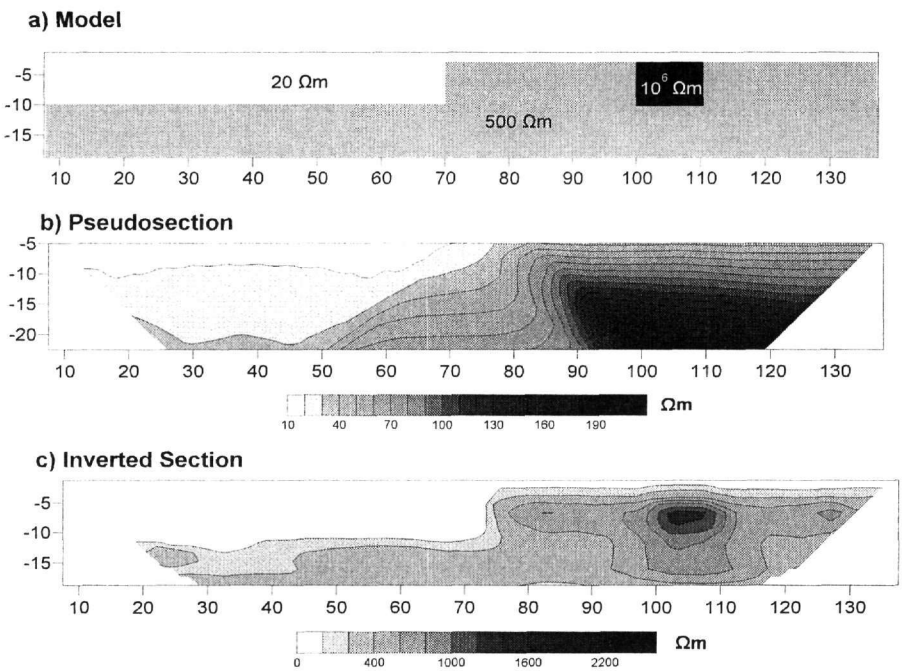


Figure 3: (a) Resistivity model (b) Synthetic data in a pseudosection form obtained for the model (a). (c) Inverted image of the synthetic resistivity data.

A proven 2.5D Finite Element Method (FEM) scheme was used as the platform for the forward resistivity calculations. In 2.5D modelling the change in resistivity is considered to be two-dimensional but the current flow pattern is a three dimensional one. In other words, the measured values correspond to a three dimensional subsurface where the resistivity is allowed to vary in only

two dimensions and remains constant in the strike direction. The adjoin equation approach was incorporated into the FEM scheme in order to calculate the Jacobian matrix **J**.

To illustrate the effectiveness of the above procedure the model of Figure 3a, which simulates a void within a resistive bedrock formation (i.e. limestone), was used. A sediment overburden of varying thickness is also included into the model. We produced a 2-D dipole-dipole data set using the 2.5 FEM forward modeling scheme. The obtained apparent resistivity data, depicted in a pseudosection form in Figure 3b, were subsequently inverted and the results are shown in Figure 3c. The inverted subsurface resistivity image is very close to the initial model and is definitely a major improvement when compared to the pseudosection of Figure 3b, illustrating that voids are a particularly good target for the resistivity method even when they are placed within a resistive formation. Further the sediment layer is mapped accurately. Note that a similar processing procedure was followed for all the real data collected from the studied area.

4 MEASUREMENTS AND INTERPRETATION

All resistivity 2-D data sets were collected using the dipole-dipole array with a maximum N separation max_N=8. During our measurements, we used an inter-electrode spacing of 5 m between the electrodes. Data were obtained with a SAS 300 Terrameter. The survey line was positioned between the 64.5 Km and the 69.5 Km of the initial planned pipeline (Vasiliadis, 1997).

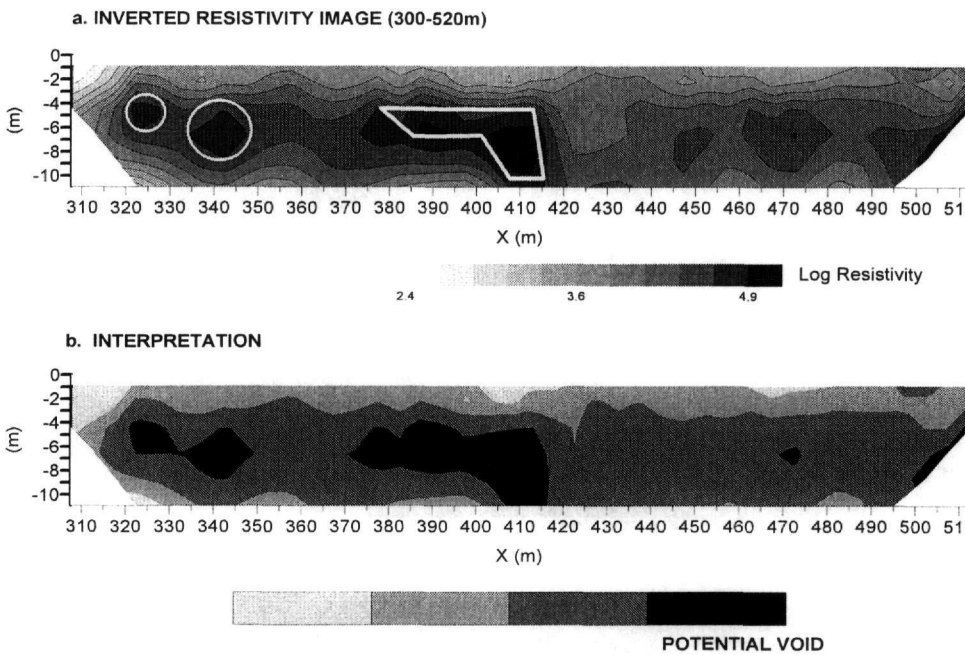


Figure 4: a) typical 2-D inversion section obtained from the area. Highly resistive features are noted as potential voids and b) interpretation of the inverted image.

Table 1: Resistivity ranges and their correlation to various geological features of the area.

	Resistivity (Ohm·m)	Formation
1.	$31<\rho_a<3100$ ($10^{1.5}<\rho_a< 10^{3.5}$)	Non-cohesive conglomerates
2.	$3100<\rho_a< 10000$ ($10^{3.5}<\rho_a< 10^{4}$)	Compact conglomerates
3.	$10000<\rho_a< 40000$ ($10^{4}<\rho_a< 10^{4.6}$)	Marbles
4.	$\rho_a > 40000$ ($\rho_a> 10^{4.6}$)	Voids

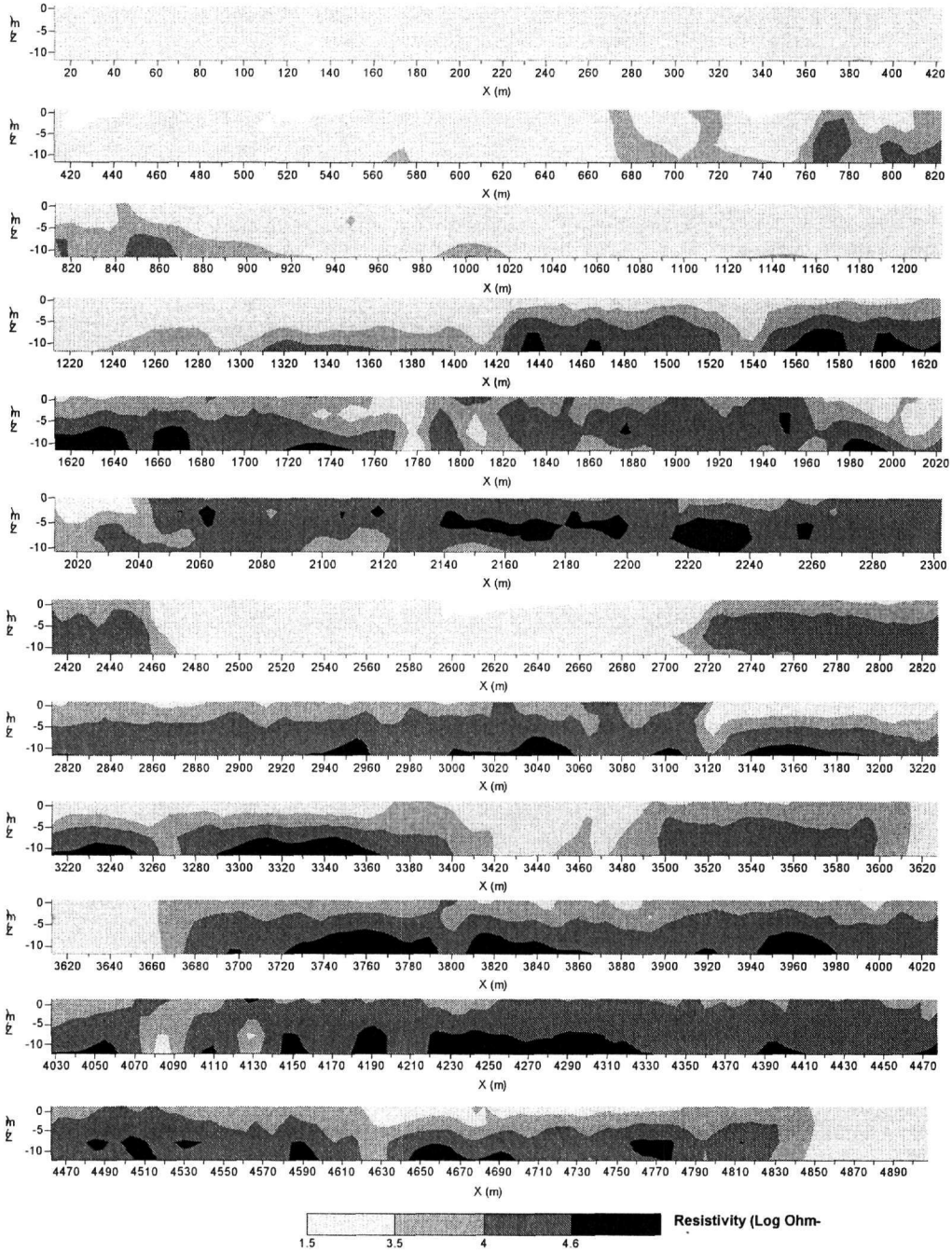


Figure 5: The interpreted geoelectrical image of the entire survey area.

The survey line has a length of 4760m. Because of this large length, we decided to divide this in 2 major sub lines having lengths of 2280m (KM64500) and 2480m (KM72000) respectively, which were inverted separately. Initially data were split into several sub-sections, which were inverted individually in order to facilitate processing and to further remove bad-quality data points. A typical inversion result is depicted in Figure 4 where highly resistive areas are clearly outlined (Fig 4a). Note

also that the bedrock is clearly distinguished. In Figure 4b results are presented with a different color scale in order to emphasize areas that are interpreted as potential voids or fracture zones.

Final results are produced by inverting the 2 major sub lines, despite their size, in order to avoid artificial discontinuities between the individual subsurface resistivity images. Subsequently each sub line was sub divided in segments of 400m approximately solely for presentation purposes.

The overall picture presents high resistivities (>10^3 Ohm*m), which are indicative of the marble. Yet, there are areas in which the resistivity is extremely high which is indicative of the existence of voids. Calibration tests over known test areas suggested that a resistivity value over $4 \cdot 10^4$ Ohm*m is a reasonable threshold above which the existence of a void is highly possible. According to the above threshold the section is re-plotted in Figure 5 depicting the areas of non-cohesive conglomerates, the areas where there are compact conglomerates, the marbles regimes and the areas that are characterized as potential voids.

The interpreted results (based on Table1) for the entire area were taken into account in Figure 5. Several high resistive zones are recognized and interpreted as faults or fracture zones. This image is in good agreement with the geology of the studied area and suggests that the designed route of the pipeline in the area, onto the Alistrati cave, is not suitable for gas-pipe installation.

5 CONCLUSIONS

In the studied area, according to the in situ geological observations, the existence of big karstic structures, even below the superficial cover, was more than possible (Vasiliadis, 1997). The 2-D geoelectrical survey proved to be an effective tool for delineating the subsurface lithology and structure of the surveyed area. Besides the limitations of the used methodology (the dimensions of the caves cannot precisely defined), the technique proved totally successful in locating precisely the existing karstified places of the studied area.

The produced subsurface resistivity images can be easily understood by non-geophysicists and were particularly useful for redesigning the route of the natural gas pipeline. Based on the results of this research, the route of the natural gas pipeline was finally redesigned far from the cave of Alistrati and the neighbouring caves.

Conclusively, it is shown that geophysical surveys, especially with the modern equipment, can play a significant role in infrastructure planning by providing reliable results in a limited time and low costs.

REFERENCES

Atzemoglou, A. (1997). Paleomagnetic results from N. Greece and their contribution in the interpretation of the Tertiary geodynamic evolution of the area. D.Phil. Thesis, Aristotle University of Thessaloniki, Greece (in Greek).

Atzemoglou, A. (1998). Geophysical survey at Alistrati (Serres county). IGME, Internal report (in Greek).

Constable, S. Parker, R., and Constable C. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52, 289-300.

Dahlin, T. (2001). The development of DC resistivity imaging techniques. COMPUTERS & GEOSCIENCES , 27 (9),1019-1029

Geological map of Greece, Prosotsani sheet, IGME (1988).

Ivanov, R. (1981). The deep-seated central_Rhodope nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement. Geol. Balkan., 11, 47-66.

Kilias, A. and Moundrakis, D. (1990). Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope massif. Geol. Rhodopica, 2, 100-116.

Tsourlos, P (1995). Modelling, interpretation and inversion of multi-electrode resistivity survey data. D.Phil. Thesis, University of York, U.K.

Tsourlos, P., Szymanski, J. and Tsokas, G. (1998). A smoothness constrained algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity and induced polarization data. Journal of the Balkan Geophysical Society, 1, 1, 3-13.

Ward, S. (1989). Resistivity and induced polarization methods: in Investigations in Geophysics no 5, Geotechnical and Environmental Geophysics vol I, ed. S. Ward, SEG, Tulsa, 147-189.

Vasiliadis, C. (1997). Geophysical survey at the region of Alistrati (Serres County) across the preliminary route of natural gas pipeline, section of Kavala. IGME, Internal report (in Greek).

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

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

A WAVELET REPRESENTATION OF HVSR TECHNIQUE

G. Hloupis [1,2], F. Vallianatos [1] and J. Stonham [2]

[1] *Department of Natural Resources & Environment, Technological Educational Institute of Crete, Romanou 3, 73133 Chania, GREECE, fvallian@chania.teicrete.gr*

[2] *Department of Electronic and Computer Engineering, Brunel University, Uxbridge, Middlesex UB8 3PH, UNITED KINGDOM, george.hloupis@brunel.ac.uk, john.stonham@brunel.ac.uk*

ABSTRACT

In order to evaluate eathquake site amplification characteristics, horizontal to vertical Fourier spectrum of microtremor has been widely used. As long as the Fourier transform (FT) cannot distinguish between stationary and non-stationary coefficients we cannot eliminate the contamination of microtremors signals from short period transients.

The wavelet transform (WT), using the property of localization of wavelet bases has been widely used in signal processing. Unlike the Short Time Fourier Transform (STFT) in which the width of window is fixed, the WT localizes signal in a variable window using the dilation parameter. This property, which derived directly from multiresolution analysis provide us the ability to decompose a signal in a well localized set of coefficients and identify the non-stationary portions of it.

In the present study we use the WT in order to eliminate the non-stationarities in microtremor signals before we calculate the spectrum of each one using conventional FFT algorithms

1 INTRODUCTION

With the term "microtremors" we define Earth's surface vibrations caused by daily human activities such as movement of machinery in factories, motor cars, people walking and natural phenomena such as flow of water in rivers, rain, wind, variation in atmospheric pressure and ocean waves.

The spectral ratio between horizontal and vertical components (H/V ratio) of microtremors (as measured from triaxial seismometers at the ground surface) has been used to estimate fundamental periods and amplification factors of a site in order to identify the site's response during earthquake. This technique was first applied by Nogoshi and Igarashi (1970, 1971) and popularized by Nakamura (1989) in order to determine the predominant frequency and amplification of a site. The preciseness of this method depends on the stationarity of the recorded microtremor signals. Non-stationary components (such as transients) contaminate the signal and reveals frequencies that are not related with site's characteristics.

In the present study we will estimate first the Horizontal to Vertical Spectrum Ratio (HVSR) using ordinary methodology and then we calculate the HVSR using wavelet-filtered microtremor signals in order to identify the variation of HVSR when the non-stationary components elimininated.

2 SIGNAL ANALYSIS

2.1 Conventional Methods

The Fourier analysis (Papoulis, 1962), which decomposes a time series into orthogonal frequency components or vice versa, has been widely used for geophysical signal processing. The fast Fourier transform (FFT) algorithm has made the Fourier analysis very attractive for many data processing applications, mainly because of the orthogonal properties of the Fourier series and of its simple expression. However, upon inspection of the expression of FT

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt , \qquad (1)$$

one must notice that the FT extracts periodic signals from a function *f(t)* of infinite time duration and the frequency information cannot be associated with time. One can only analyze and process signals in either the time or the frequency domain.

To compensate for the limitations of the FT related with time-frequency analysis, the concept of the short time Fourier transform (STFT) was developed. This transform which also called Gabor transform is defined as (Chui, 1992)

$$G_{k,b}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} g_k(t-b) dt , \qquad (2)$$

where g(t) is a Gaussian function

$$g_k(t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi \cdot k}} e^{-\frac{t^2}{4k}} , \qquad (3)$$

which also called a window function. (Alternative formulations replaced the Gaussian function by other window functions). Thus the Gabor transform localizes the FT of a signal *f(t)* at around *t=b*. The width of the window is determined by the fixed positive constant k. In the majority of STFT methods there are undesirable computational complexities when either narrowing of the window is required for better localization or widening the window required to obtain more global picture (Chui, 1992).

2.2 Wavelet transform (WT)

Wavelets are functions that satisfy certain mathematical requirements and are used in representing data or other functions. The class of functions that present the WT are those that are square integrable and satisfy that when the frequency approaches zero, the Fourier transform of the wavelet function must also approach zero. This class of functions is denoted as:

$$f(x) \in L^2(R) \Rightarrow \int_{-\infty}^{+\infty} |f(x)|^2 dx < \infty . \qquad (4)$$

The wavelet functions that used in the wavelet analysis are derived from a single prototype function (the mother wavelet) by dilating (scaling) and translating (time shifting) its two characteristic parameters, the dilation (α) and the translation (b), which vary continuously. A wavelet function $\psi_{a,b}(x)$ can be defined as

$$\psi_{a,b}(x) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \psi\left(\frac{x-b}{a}\right) \qquad a,b \in R \text{ with } a \neq 0 \qquad (5)$$

The parameter a (dilation) controls the number of dilations hence it provides the frequency resolution of the wavelet function as long as the parameter b (translation) controls the position of wavelet in time.

Whereas the Fourier transform decomposes a signal into infinite length sines and cosines, effectively losing all time-localization information, the CWT's basis functions are scaled and shifted versions of the time-localized mother wavelet. The CWT is a convolution of the data sequence with a scaled and translated version of the mother wavelet, the ψ function such as

$$(W_\psi f)(a,b) = \langle f, \psi_{(a,b)} \rangle = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt . \qquad (6)$$

Equation (6) contains normalization so that the wavelet function contains unit energy at every scale.

In the CWT, for each value of the scale used, the correlation between the scaled wavelet and successive segments of the data stream is computed. Unless reconstruction is needed, there are

no restrictions in the CWT as to how many scales are used, nor of the spacing between the scales. The convolutions can be done up to N times at each scale, and must be done all N times if the FFT is used. The CWT consists of N spectral values for each scale used, each of these requiring an inverse FFT. The computational load of the CWT and its memory requirements are thus considerable. The benefit from this high measure of redundancy in the CWT is an accurate time-frequency spectrum.

The selection of the mother wavelet function is critical for the results that we expect to derive. In our analysis we choose one of the most known and widely used in geophysical signals is the Morlet wavelet. This wavelet consists of a plane wave modulated by Gaussian function and is defined as:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{id_0\eta} e^{-\frac{\eta^2}{2}} \qquad (7)$$

d_0 is the so-called "wavenumber" of the wavelet and is adjustable from 6 (minimum value to satisfy the admissibility condition) to 500, where small values provides better time resolution against frequency resolution and vice versa. In Figure 1 we have a morlet wavelet with wavenumber 6.

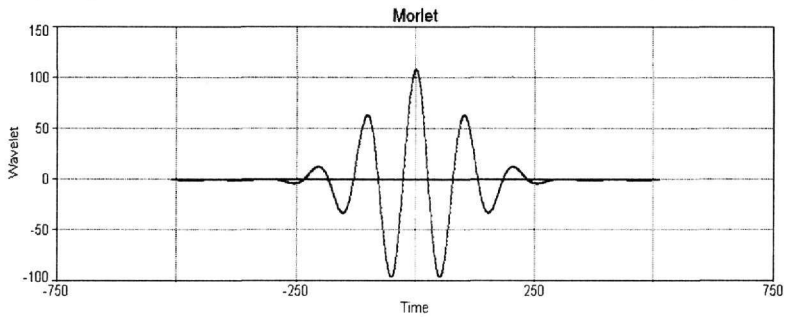


Figure 1. Morlet wavelet (d_0 = 6).

In practice the CWT is interpreted as the signal f is filtered by a particular (non-uniforms, band-pass) filter banks ψ. These filters decompose the signal's spectrum into sub-spectra of different bandwidths (wavelet's wavenumber). Octave filter banks (filters with exponentially spaced centre frequency and bandwidths) are used in order to perform the WT (Mallat, 1989). Decomposition algorithm exists to compute scaling function and wavelet coefficients at level *j* from the scaling function at level *j-1* (Odgen, 1997). This algorithm implemented as a pair of filtering operations. The decomposition scheme builds from two-channel tree-stucture filter banks consisting of a low-pass filter H and a high pass filter G as shown in Figure 2, for a j=3.

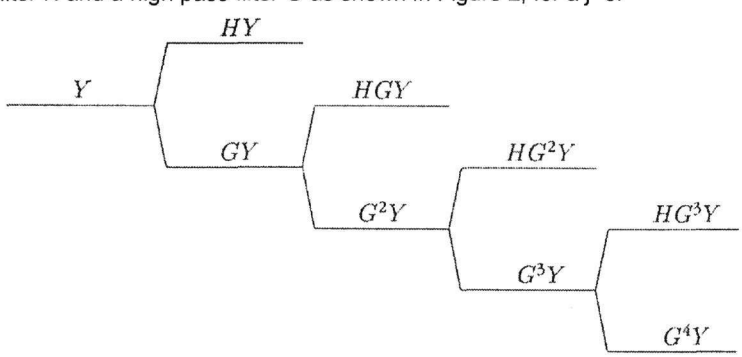


Figure 2. Tree diagram for j=3 wavelet decomposition algorithm.

The plot of the coefficients of WT is called scalogram. Usually it consists of the square of the CWT (or another parameter that can be calculated from wavelet coefficients) which plotted against scale and translation over time.

Just as it is possible to reconstruct a signal f(t) given its Fourier transform F(ω) by means of the inverse Fourier transform, it is also possible to reconstruct a signal given only its continuous wavelet transform ($W_\psi f$)(α,b). For an appropriate wavelet ψ and for $f \in L^2(\Re)$

$$f(t) = \frac{2}{C_\psi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{0}^{\infty} (W_\psi f)(\alpha, b) \psi_{(\alpha,b)}(t) \frac{1}{\alpha^2} da db \qquad (8)$$

for every $t \in \Re$ at which f is continuous. The constant C_ψ is given by

$$C_\psi = 2 \int_0^\infty \frac{\left| \hat{\psi}(\omega) \right|^2}{\omega} d\omega = 2 \int_0^\infty \frac{\left| \hat{\psi}(-\omega) \right|^2}{\omega} d\omega \qquad (9)$$

3 ESTIMATION OF HVSR

The horizontal to vertical spectral ratio (HVSR) is estimated from the three components of the microtremor recordings (North-South, East-West and Vertical) through the following steps (Magri et al.1994, Mucciarelli 1998) :

a) Offset removal: the mean of the entire recording is deducted from each sample.

b) Single window processing: The second step consists in selecting portions of the signal that do not contain transients. This is done manually (by visual examination of the recording) or with the aid of automatic window selection algorithms based on well-known STA/LTA approaches.

c) Process of individual windows:

- Bandpass filtering (usually from 0.1 to 20 Hz)
- Cosine tapering with a length of 5% is applied on both side of the window signal of the vertical, North-South and East-West component.
- FFT is applied to each component in order to obtain the spectral amplitudes.
- A smoothing function is applied (usually Konno & Ohmachi window function) to each spectral amplitude (Kohno et al. 1995).
- Merging of two horizontal spectral amplitudes with a quadratic mean,

$$H = \sqrt{\frac{NS^2 + EW^2}{2}} \qquad (9)$$

Thus in each of the windows the distribution of $\log_{10}$(H/V) is obtained as a function of frequency.

d) Average results

H/V is averaged over all window results

4 APPLICATION TO MICROTREMORS

4.1 Data acquisition

Microtremors recordings were collected with Reftek DAS-130 data logger at 125Hz using Sercel's L3-4D seismometer at Chania, Greece. One set of three microtremor recordings is presented below (Fig. 3a, 3b, 3c)

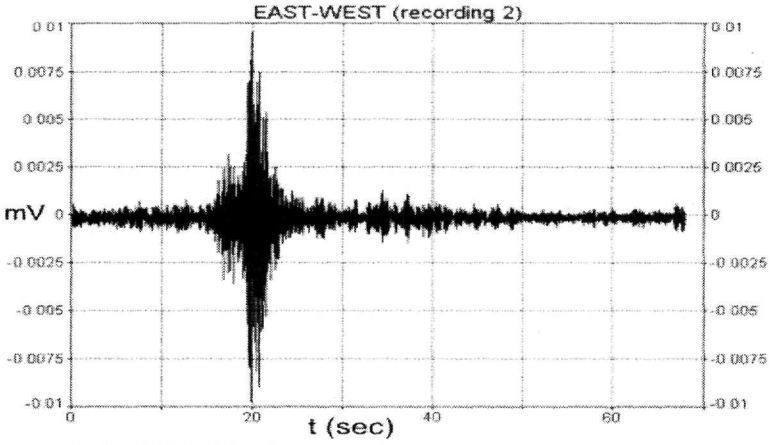


Figure 3a. Horizontal (East-West) component

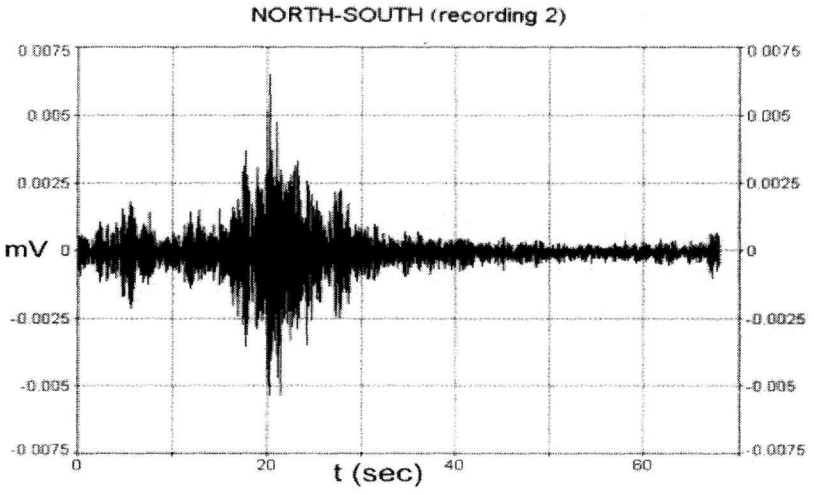


Figure 3b. Horizontal (North-south) component

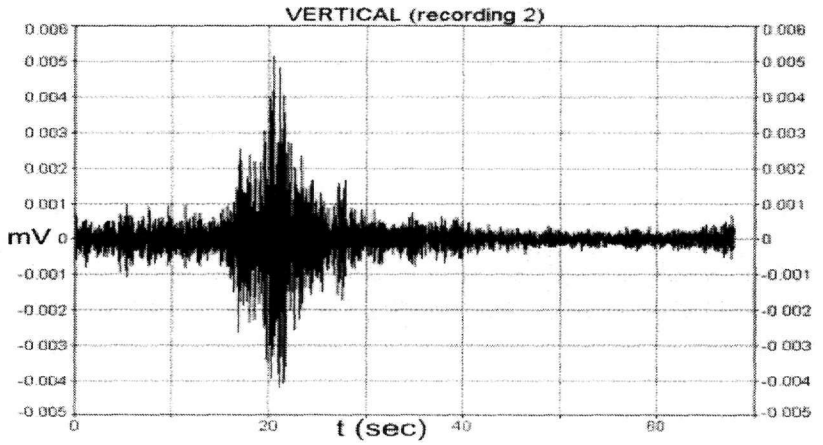


Figure 3c. Vertical component

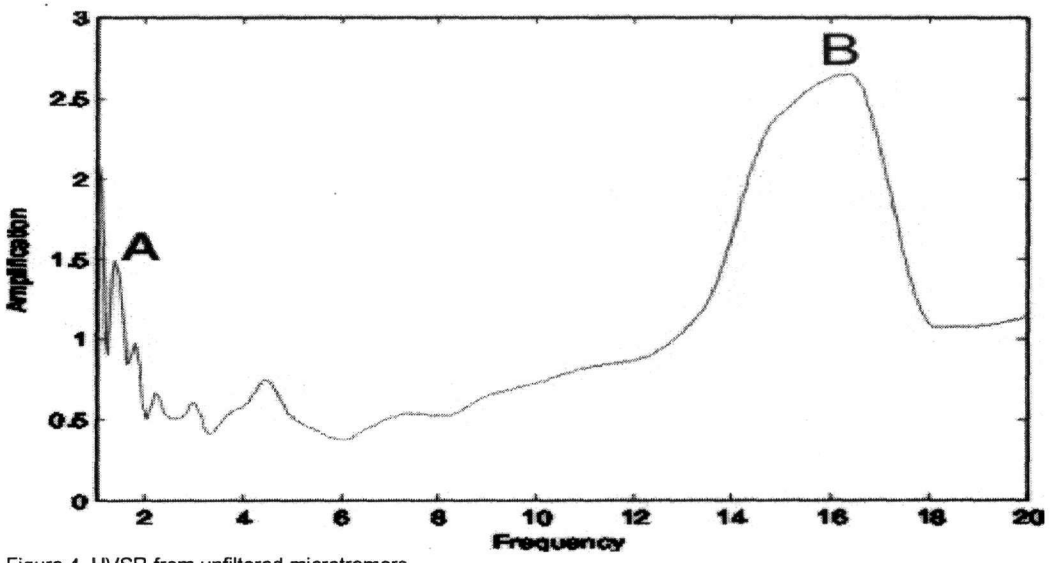


Figure 4. HVSR from unfiltered microtremors

4.2 Using WT and filtering in HVSR estimation

We estimate the HVSR following the steps defined in section 3. The calculated amplification factor S over frequency is depicted in Figure 4. We can identify amplification for frequencies around 1.1Hz (point A) and around 16.4Hz (point B)

As mentioned earlier HVSR method needs stationary data because any non-stationary event (transients, spikes e.t.c) contaminates the spectrum ratio because its frequency components take place in the calculation of spectral ratio. For this reason we altered the steps that presented in section 3 and specifically we split the step "B" with the following two:

b1) Calculation of Wavelet spectrum using (5) or (6)

b2) Wavelet filtering for time and frequency simultaneously.

From the b1) we can identify clearly the non-stationary components of the microtremor gathering both time and frequency information. The calculated wavelet spectrum of recorded microtremors are depicted in Figures 5a, 5b and 5c.

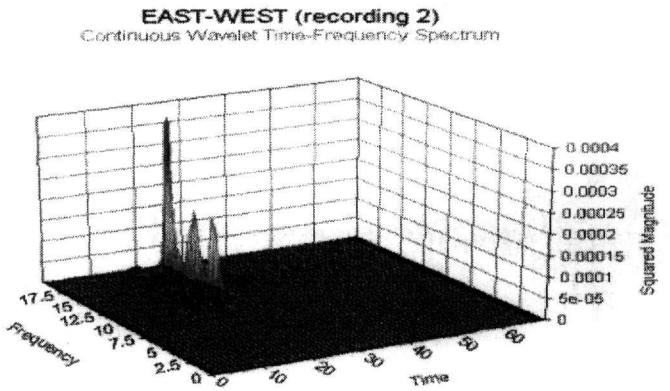


Figure 5a. Wavelet spectrum for E-W component

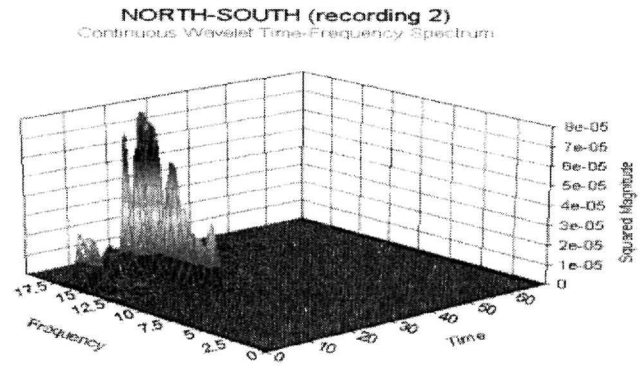


Figure 5b. Wavelet spectrum for N-S component

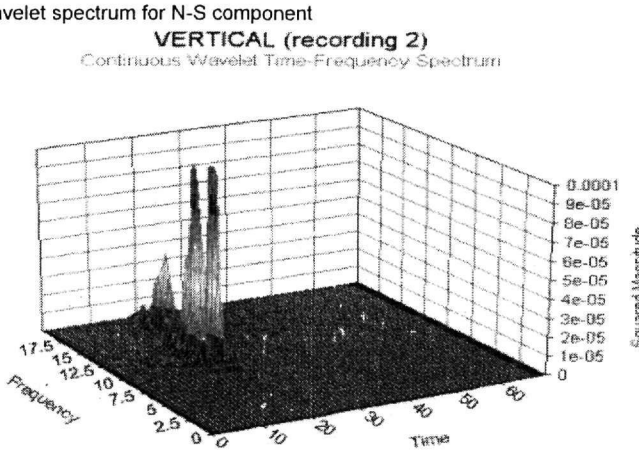


Figure 5c. Wavelet spectrum for Vertical component

From the above figures we can clearly identify non-stationary components with frequencies from 8Hz to 18Hz between 15sec and 25sec. From this point as long as we identify the undesired portions of the microtremor we apply a wavelet cut-off filter (non-linear filter which eliminates signal's components using both time and frequency parameters). The filter that we apply blocked the frequencies from 8 to 18Hz for 15 to 25 sec time interval as depicted in microtremor recording shown in Figures 6a, 6b and 6c.

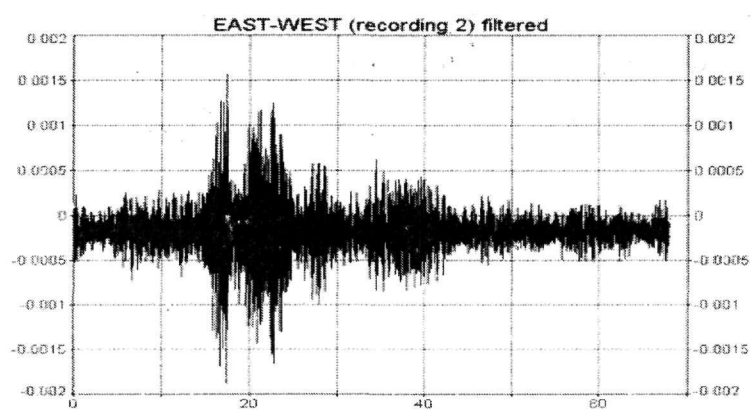


Figure 6a. Horizontal (East-West) component filtered

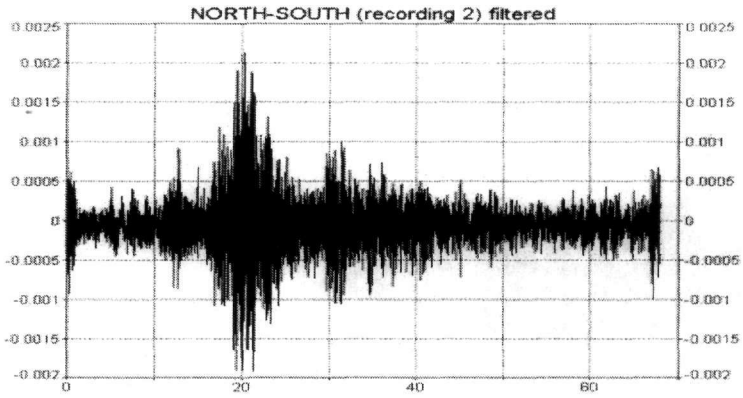


Figure 6b. Horizontal (North-South) component filtered

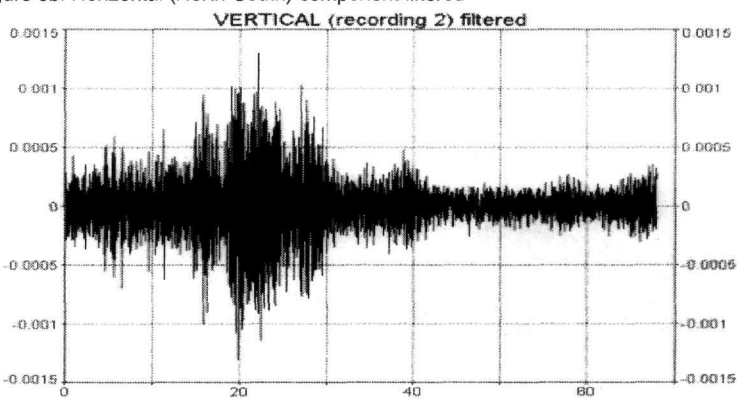


Figure 6c. Vertical component filtered

For evaluation of filtering correctness we present below the calculated wavelet spectrums after filtering (Fig 7a, 7b and 7c).

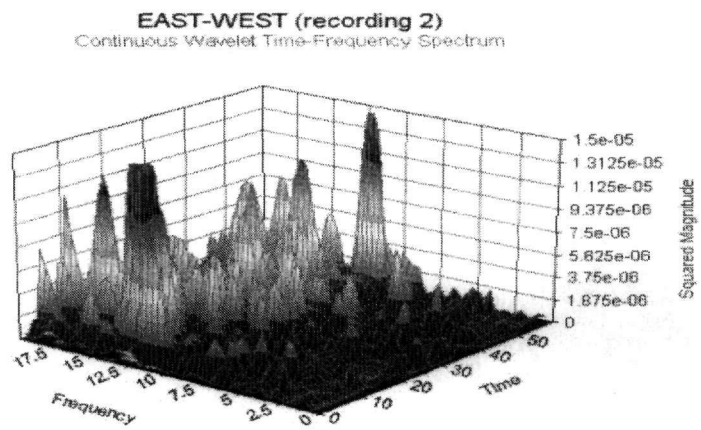


Figure 7a. Filtered wavelet spectrum for E-W component

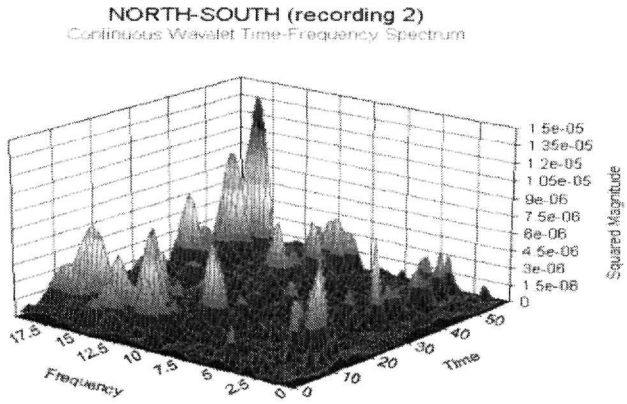


Figure 7b. Filtered wavelet spectrum for N-S component

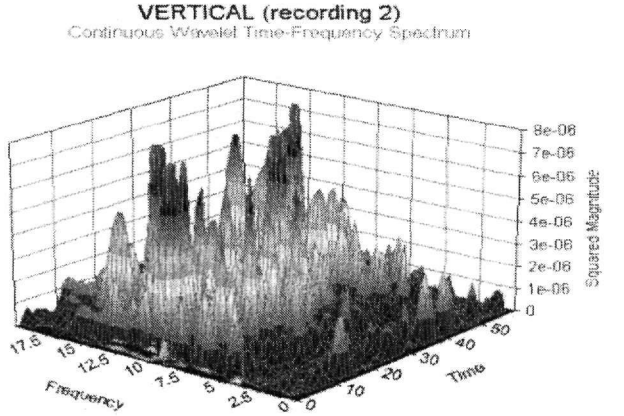


Figure 7c. Filtered wavelet spectrum for Vertical component

From the comparison of wavelet spectrums it is clear that the strong non-stationarities eliminated and at the same time lower amplitude components revealed.

After non-linear filtering we continue the estimation of HVSR to step c) and the result depicted in Figure 8.

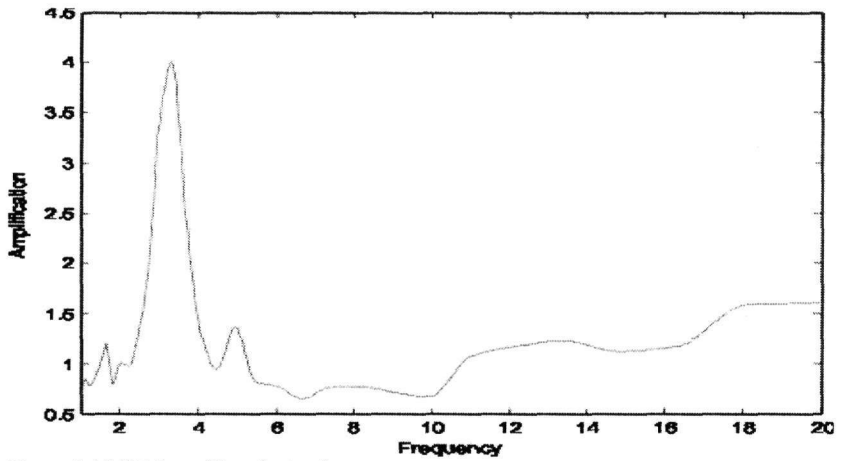


Figure 8. HVSR from filtered microtremors

The latter estimation of HVSR indicates that the dominant frequency is around 3.5Hz and not 16.4Hz as we calculate using traditionally applied steps in HSVR technique. This result is expectable as long as we identify the non-stationarities with frequencies around 16Hz. After non-linear filtering the lower amplitude stationary components revealed and contribute to the spectral ratio resulting in a more accurate HVSR estimation.

5 CONCLUSIONS

The precision of the HVSR method for site effect investigations depends on the stationarity of the recorded microtremors. This is not obtainable when measurements take place in urban areas. In the present study we apply wavelet transform in order to identify non-stationarities in microtremors and then eliminate short period transients using non-linear wavelet filtering. This approach does not nullify the commonly used HVSR method but it is incorporated with it by adding one more procedure in order to achieve better and trustworthy results.

ACKNOWLEDGEMENTS

Research of the author G. Hloupis is funded by Greek National Foundation for Scholarships (IKY). The work of F.Vallianatos was supported by "ARCHIMIDIS" and CRINNO

REFERENCES

Chui, C.K., 1992. An introduction to wavelets, Academic press, New York

Konno, K, and T. Ohmachi, 1995. A smoothing function suitable for estimation of amplification factor of the surface ground from microtremors. J. JSCE 525, 1-33

Mallat, S.G., 1989. A theory for multiresolution signal decomposition : the wavelet representation, IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, 11, 674-693

Magri, L., Mucciarelli, M., Albarello, D.,1994. Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data. Pure Appl. Geophys., 143(4),, 617-632

Mucciarelli, M., 1998, Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach, J Earthquake Eng, 2 (4), 625-638

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR of RTRI 30, 25-33

Nogoshi, M. and T. Igarashi, 1970. On the propagation characteristics of microtremors. J. Seism. Soc. Japan 23, 264-280

Nogoshi, M. and T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of the microtremors. J. Seism. Soc. Japan 24, 24-40

Odgen, R., 1997. Essential Wavelets for statistical applications and data analysis, Birkhauser, Boston

Papoulis, A., 1962. The Fourier integral and its applications. McGraw-Hill Press, New York

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

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

APPLICATION OF CLEAN ALGORITHM IN INCOMPLETE MICROTREMORS RECORDINGS

Hloupis G.[1,3], Moisidi M.[1], Vallianatos F.[1,2], Makris J.P.[1,2], Stonham J.[3] and Triantis D.[4]

[1] *Department of Natural Resources and Environment, Technological Educational Institute of Crete – Romanou 3 – 73133 – Chania, George.Hloupis@brunel.ac.uk, John.Stonham@brunel.ac.uk*

[2] *Center for Technological Research of Crete, Institute of Natural Resources and Natural Hazards, Greece, fvallian@chania.teicrete.gr , jpmakris@chania.teicrete.gr*

[3] *Department of Electronic and Computer Engineering, Brunel University of London, Uxbridge – Middlesex – UB8 3PH – United Kingdom, John.Stonham@brunel.ac.uk*

[4] *Department of Electronics, Technological Educational Institute of Athens, Greece, Triantis@ee.teiath.gr*

ABSTRACT

The reconstruction of gapped microtremors recordings with the aid of CLEAN algorithm, which originally developed for spectral analysis of unevenly spaced time series, is studied. As proved in previous relative studies the algorithm has the ability to "clean" the spectrum of a discrete signal from artifacts and additionally (through an Inverse DFT) to reconstruct the signal in time domain. We studied the algorithm's effectiveness of reconstruction in microtremors recordings. We saw that for continuous gap with length up to 10% of the total length of microtremor recording, the algorithm was able to reconstruct efficiently.

1 INTRODUCTION

The purpose of this study is to examine the successive estimation of HSVR applied in gapped microtremors recordings. Our approach is based on CLEAN algorithm. This algorithm originally developed for spectral analysis of unevenly spaced time series (Roberts et.al, 1987). Experimental studies (Gitterman et. al. 1996, Bour et.al. 1996, Giampiccolo et. al. 2001) used microtremors recordings in order to determine the response of a site as a precondition for a successful analysis of a local seismic hazard. The majority of the studies involved in situ recordings using three directional seismometers with appropriate data recorders. A problem that arises from in situ recordings is the missing data, which are depicted as gaps in recorded time-series. Common solutions such as interpolation usually produce spectral artifacts, which may be critical in final produced spectrum. As long as the common microtremors analysis techniques (Nogoshi et. al. 1978, Nakamura 1989) take place in frequency domain it is imperative to use a reconstruction technique that leaves the spectrum undominated.

The CLEAN algorithm performs a nonlinear deconvolution in frequency domain equivalent to a least-squares interpolation in the time domain. In this study, we used the CLEAN algorithm as described and modified (Baisch et al. 1999) in order to reconstruct microtremors recordings with continuous gap. As proved in previous relative studies (Ding et.al. 1999, Baisch and Bokelmann 1999) this algorithm has the ability to "clean" the spectrum of a discrete signal from artifacts and additionally (through an Inverse DFT) to reconstruct the signal in time domain. The idea of modified CLEAN algorithm is first to calculate the contaminated spectrum of gapped microtremor recording (which is known that is the convolution of harmonic contents of recording time series with the spectrum of sampling function) and then to find the strongest spectral component (i.e. amplitude and phase in a particular frequency) from this spectrum. Finally this component is subtracted

(including sidelobes) removing in this way its contribution to the spectrum. This process is iterative and every time we produced a residual spectrum "cleaner" than previous. After a predefined number of iterations we finally have a uncontaminated spectrum (which is acquittaled from the spectrum of window function).

2 THE CLEAN ALGORITHM: FORMULATION

Let $x(t)$ a signal continuous in time and $D(f)$ its Fourier transform. Consider now the discrete case, where data are given at N times t_i of the above. Its Fourier transform $D(f_i)$, as known, is the convolution of the spectrum $D(f)$ with the spectrum $W(f_i)$ of the spectral window function as shown:

$$D(f_i) = D(f) \otimes W(f_i) \qquad (1)$$

For convenience in the following, we named $D(f_i)$ as "contaminated" spectrum and $W(f_i)$ as "window" spectrum.

From equation (1) is obvious that in order to get the true spectrum we must deconvolve the contaminated spectrum from window spectrum preventing weak frequency peaks being masked from strong sidelobes of window spectrum. Especially in our case with the existence of gap in microtremors time series the spectrum $W(f_i)$ becomes more complex.

The CLEAN algorithm is based on a method proposed by Roberts et al. (1987). They utilized the knowledge of sampling function in order to perform an iterative deconvolution of the spectral window in frequency domain.

To illustrate the application of CLEAN algorithm we consider a single frequency cosine signal

$$f(t) = A \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot \hat{f} \cdot t + \theta) \qquad (2)$$

For $t \to \infty$ the spectrum of $f(t)$ is:

$$F(f) = a \cdot \delta(f - \hat{f}) + a^* \cdot \delta(f + \hat{f}) \qquad (3)$$

Where $\hat{f}$ denotes peak frequency, $a = \frac{A}{2} e^{i\theta}$ and a^* the complex conjugation of a.

If $f(t)$ sampled at N discrete times the spectrum will be:

$$F(f) = a \cdot W(f - \hat{f}) + W(f + \hat{f}) \qquad (4)$$

In equation (4) we have is a "contaminated" spectrum, which contains real peaks at $\pm f$ and false peaks, which generated by discretization of the signal as well as the sidelobes of window function $W(f)$.

At peak frequency $\hat{f}$ assuming W (0) = 1 we have:

$$F(\hat{f}) = a + W(2f) \qquad (5)$$

Knowing $\hat{f}$ we can determine α as Ding et al. (1999), calculated:

$$a(\hat{f}) = \frac{F(f) - F^*(\hat{f}) \cdot W(2\hat{f})}{1 - \left|W(2\hat{f})\right|^2} \qquad (6)$$

The idea of CLEAN algorithm is to use equation (6) to find the first spectral component (i.e. amplitude and phase in a particular frequency) and then subtract it (including sidelobes) from D using equation (4) removing in this way its contribution to the spectrum. This is done by choosing the largest peak in the contaminated spectrum. This procedure is iterative and the iteration scheme as given by Roberts et al (1989) is:

1. Compute the contaminated spectrum $F(f)$
2. Start the iteration with the initial residual spectrum $R^0 \equiv F$

3. On the K'th iteration find the maximum frequency f_{peak} in the previous residual spectrum R^{K-1} and calculate its complex amplitude $a(f_{peak})$ using equation (6).
4. Use equation (4) to calculate the contribution of $a(f_{peak})$ to the contaminated spectrum and form the residual spectrum R^K by subtracting a fraction g (0<g<1) of the result from R^{K-1}:

$$R^K = R^{K-1} - g\left(\left(a^K \cdot W(f - f_{peak}) + (a^K)^* \cdot W(f + f_{peak})\right)\right)$$

5. Store the subtracted fraction $g \cdot a^K$ to an uncontaminated component array at locations f_{peak} and $-f_{peak}$
6. After the iteration, convolve the uncontaminated component array with a Gaussian function to obtain reasonable frequency resolution. Finally add the residual spectrum of the last iteration

Using the above iteration scheme we calculated the spectrum of gapped microtremors time series, which is known to be a convolution of harmonic contents of time series with the spectrum of sampling function. At the end of the iterations, we add the uncontaminated spectrum the residual spectrum and we apply an inverse DFT to this sum in order to reconstruct the signal in time domain.

3 APPLICATION TO MICROTREMORS

Microtremors measurements recorded from various sites at Crete (Greece). Rec 1 recorded at old Venezian city of Chania (11/7/2002), Rec 2 recorded at Ancient Aptera (24/1/2004) and Rec 3 recorded at Castello (21/10/2003). The microtremor data used have been recorded with a tridirectional sensor Lennartz 3D-Lite (1Hz period), connected with a 24-bit digital acquisition unit and a personal computer. The sensor has the same characteristics on the three axes. All the equipment , sensor and power supply included, is mounted in a single aluminum case whose base is stiffened by a 1cm thick steel plate. This mounting enables the avoidance of any interference (mechanical or electrical) caused by external wiring. The sampling rate was 125Hz and each recording was 112500 points long provides 15 min of recording. Each time series were corrected for base-line and anomalous trends and then a band pass filter applied with range 0.3-20Hz following the methodology described by Bour et al.(1996) and Mucciarelli (1998). The result from three recordings depicted in fig.1, 2 and 3.

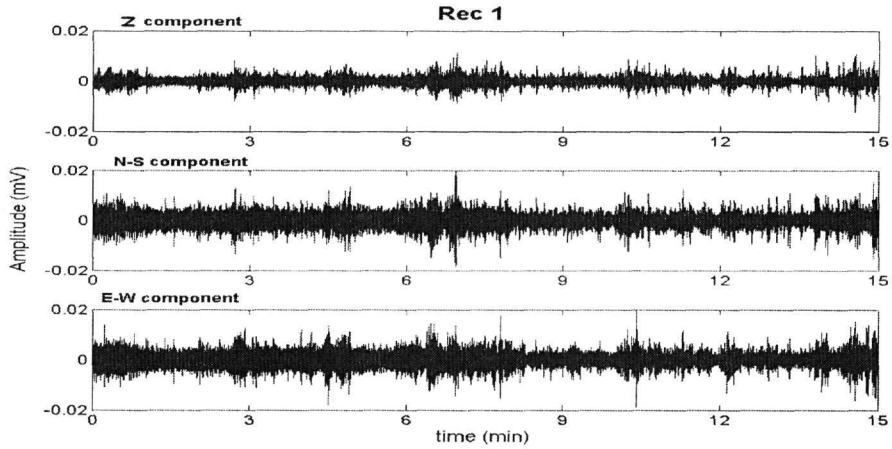


Figure 1: Recording from old Venezian city of Chania, Greece

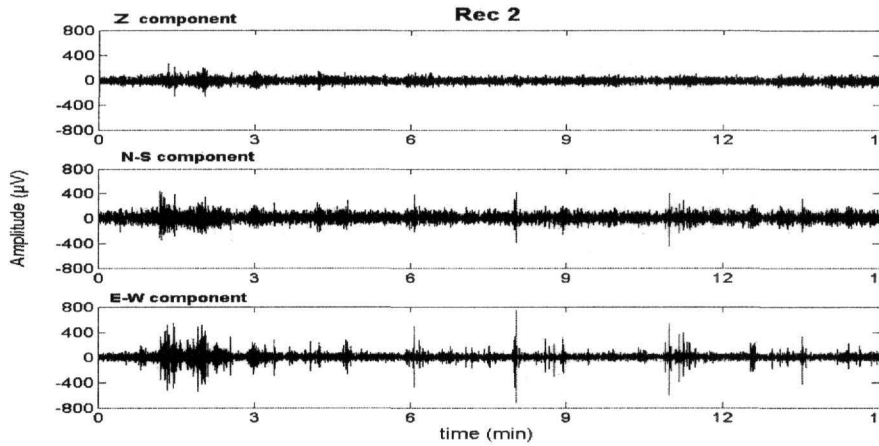


Figure 2: Recording from Ancient Aptera, Greece

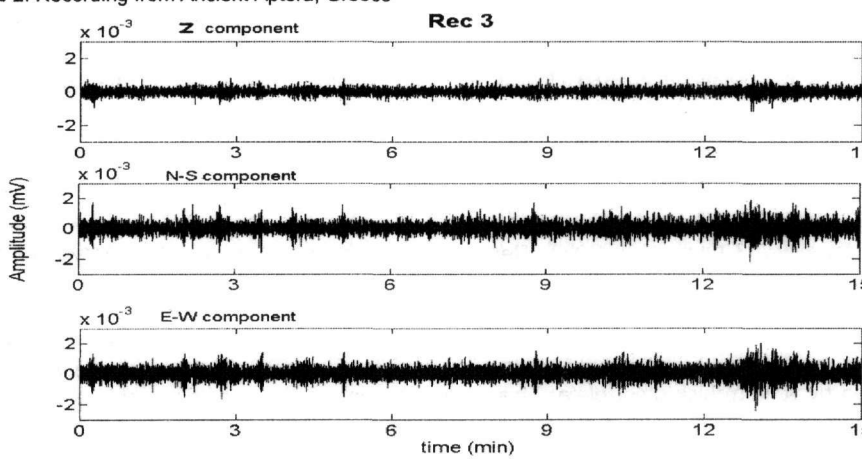


Figure 3: Recording from Castello site, Chania, Greece

The CLEAN algorithm as implemented by Baisch and Bokelmann (1999) requires two crucial parameters: Number of iterations and gain factor. The number of iterations (K) controls how many times the algorithm is repeated until it reaches the final value of residual spectrum. The next parameter, gain factor (g), controls the portion of peak frequency that subtracted from the spectrum because it proved that we couldn't subtract in each iteration the whole frequency peak that we find. Therefore, in every iteration we subtract from contaminated spectrum the $g \cdot a$ portion with $0 < g \leq 1$.

In previous studies, (Roberts et al. 1987, Baisch and Bokelmann 1999, Ding et al. 1999) g usually was 0.1 until 0.5 but these values referred to data with noise up to 31%. We tested the microtremors with these values of g but we did not receive successful reconstructions. The main reason for this seems to be the nature of microtremors, which is pure noise. Based on this, we expect a spectrum with rich frequency content without excessive peaks. In order to choose the appropriate values for g and K parameters we calculate the spectrums for each component for several values of g,K (i.e. Rec 1-NS component spectrums for several values of g and K=100, at Fig.4). Then we compare each calculated spectrum with the original one and we define the r^2 coefficient between them. Assuming successive reconstruction for $r^2 > 0.95$ and as plotted at Fig.5 and Fig.6 we chose g=0.05 in order to remove small fractions of smeared frequencies in every iteration and K=100 iterations.

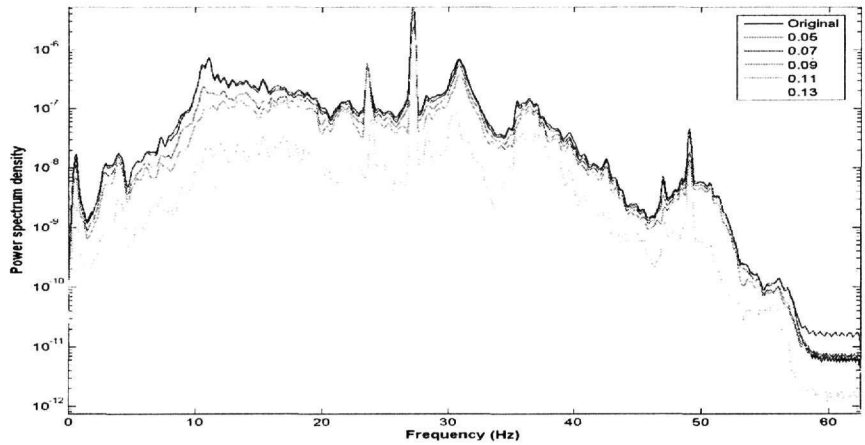


Figure 4: Calculated spectrums for various values of g and K=100 (Rec 1 – NS component)

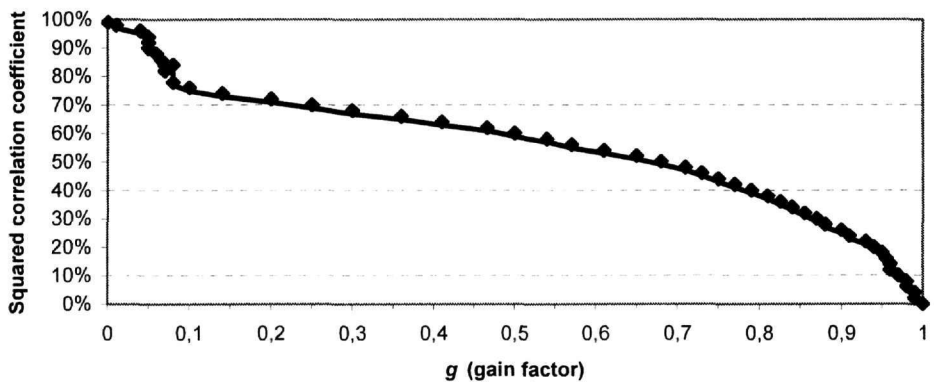


Figure 5: r^2 vs. g parameter for K=100 iterations

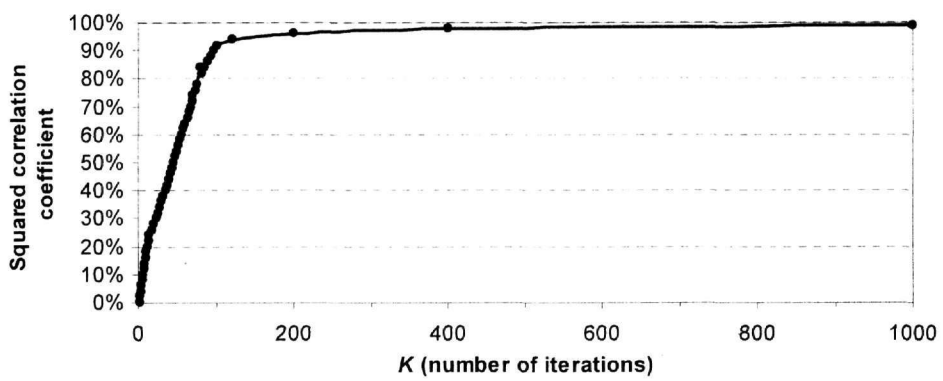


Figure 6: r^2 vs. K parameter for fixed g=0.005

For each recording we produce gapped microtremors signals with gaps from 2% to 30% of the total time series length. From each gapped microtremor signal, we produced two reconstructed

signals: One with the aid of CLEAN algorithm and the other with interpolation in time domain. For each triple of the signals (Original, reconstructed by CLEAN, reconstructed by interpolation) we calculate their spectrums (fig.7 - fig 15).

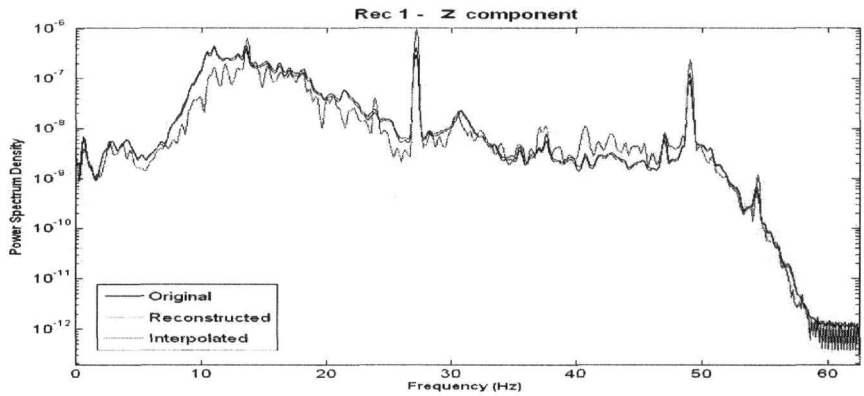


Figure 7: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 1 (UP)

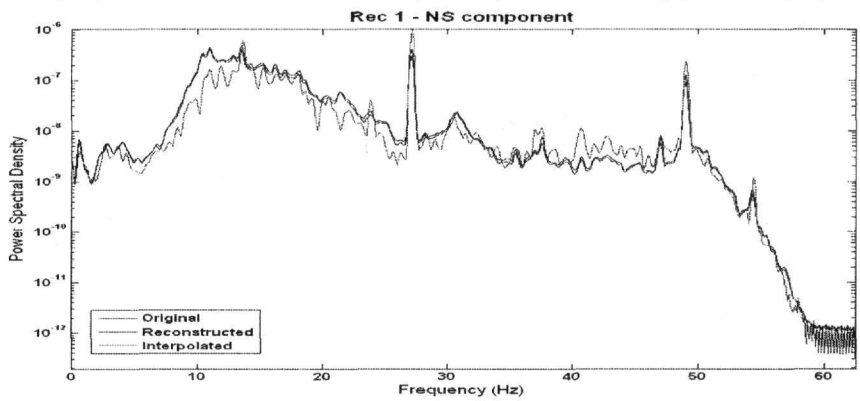


Figure 8: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 1 (N-S)

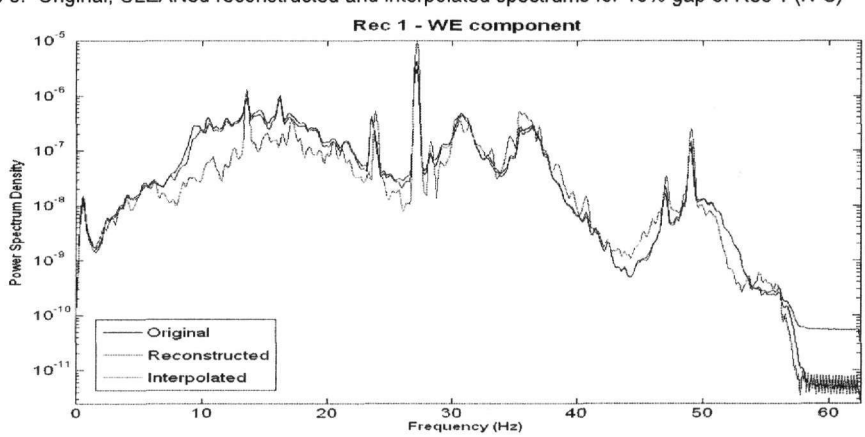


Figure 9: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 1 (W-E)

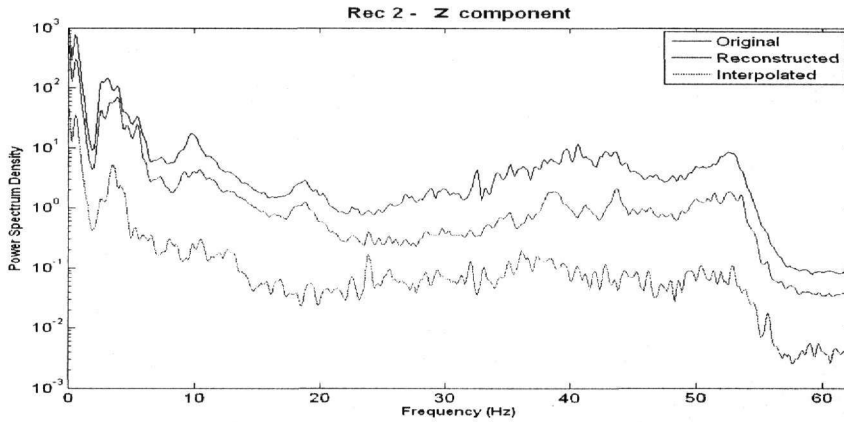


Figure 10: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 2 (UP)

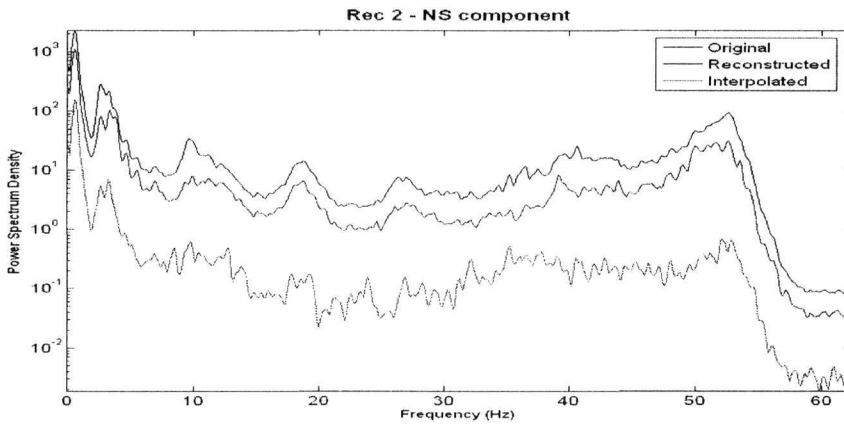


Figure 11: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 2 (N-S)

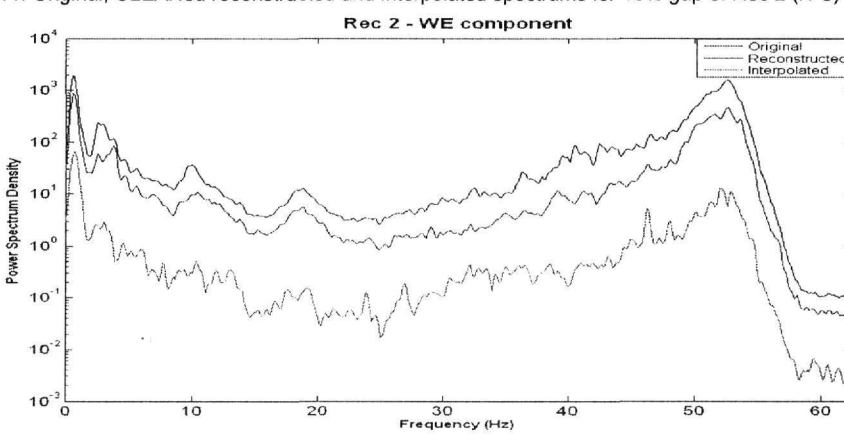


Figure 12: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 2 (W-E)

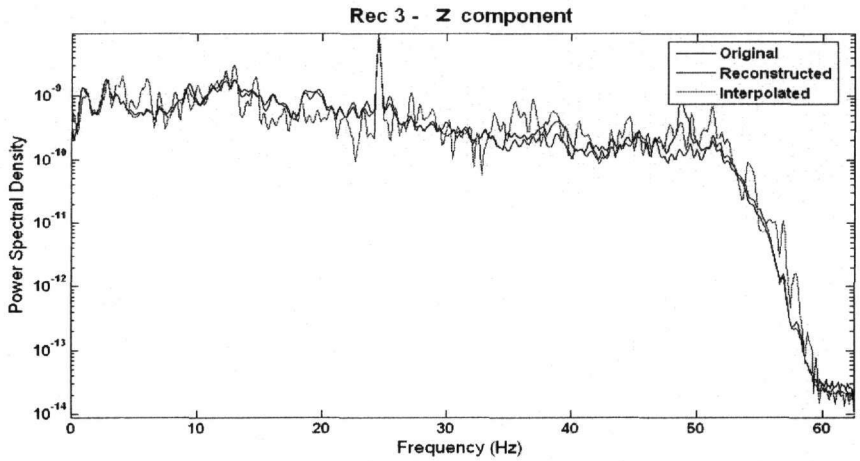


Figure 13: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 3 (UP)

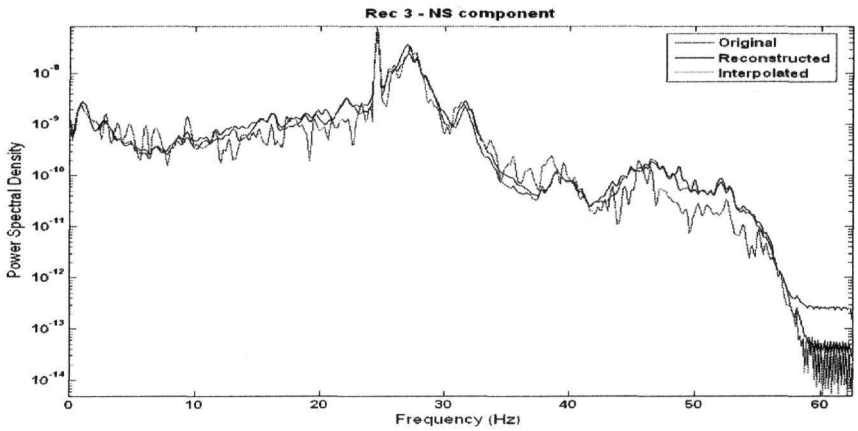


Figure 14: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 2 (N-S)

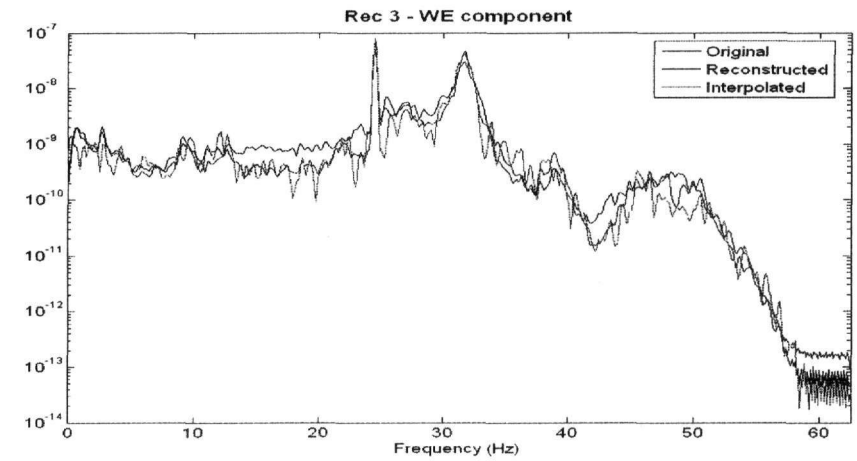


Figure 15: Original, CLEANed reconstructed and interpolated spectrums for 10% gap of Rec 3 (W-E)

In order to investigate the effectiveness of CLEAN algorithm in HVSR calculation we produce HVSR plots using original recording, gapped recording and recording reconstructed by CLEAN for various gaps and for each recording. At fig.16 we present representative HVSR plots for 10% gap for each recording.

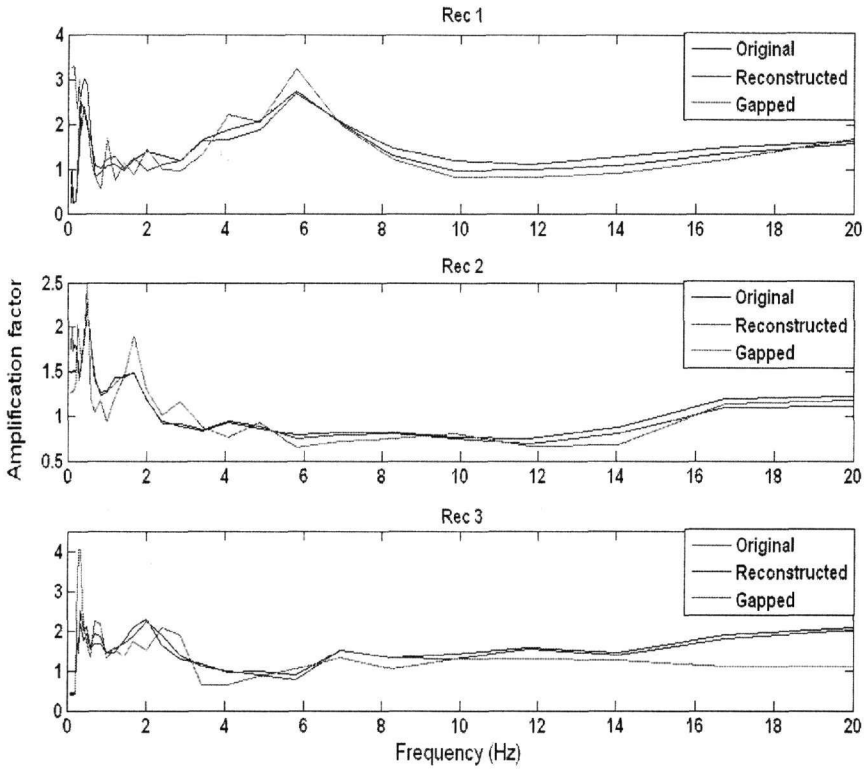


Figure 16: HVSR plots for original, gapped and reconstructed by CLEAN recordings for 10% gap

We can clearly see that the CLEAN algorithm provides better reconstruction than simple interpolation as the calculated HVSR is quite similar than original signal's HVSR. We can also see that as the gap of the missing data increases then the reconstruction became unsuccessful. In order to investigate the exact behavior of CLEAN we calculated the correlation coefficient r^2 between original and reconstructed signal for gap length 2% till 30%, for the microtremors recordings. The results plotted in fig.17 where we can clearly see that if we assume successive reconstruction when $r^2 > 0.95$ then we have successful reconstruction for gap lengths below 10%. We can also state that after 15% gap we have a dramatically failure in reconstruction which shows us that here lied the limit of the algorithm for these type of microtremors signals.

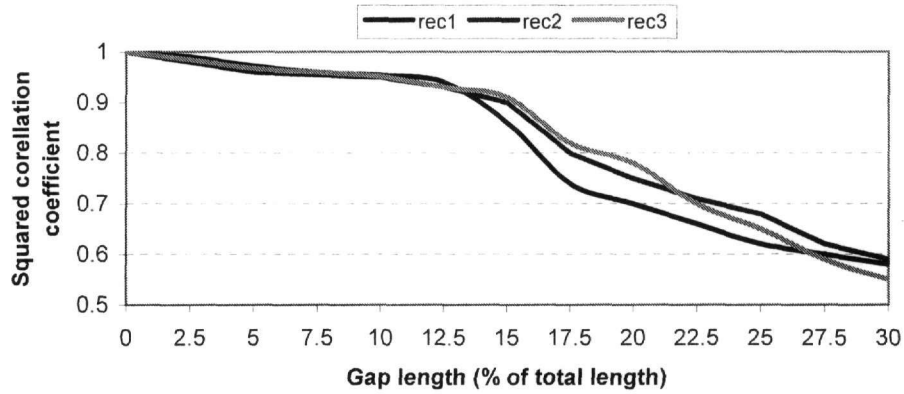


Figure 17: Squared correlation coefficient vs. gap length for the three recording microtremors signals.

4 CONCLUSIONS

The application of CLEAN algorithm for reconstruction of incomplete sampled microtremors signals is studied. Even the algorithm originally developed for spectral analysis we used its ability to uncontaminate the spectrum of a discrete signal and after that with a back transformation to time domain (through an Inverse DFT) to reconstruct the gapped signal from its uncontaminated spectrum.

We applied the algorithm in five gapped microtremors recordings and we examined the successive reconstruction in relation with gap length. We show that for continuous gap lengths below 10% of total length of the signal. Additionally we see that for performing the best results with CLEAN algorithm we must know the nature of our signal in order to select the appropriate value of parameter g.

ACKNOWLEDGEMENTS

Research of the author GH is funded by Greek National Foundation for Scholarships (IKY). The work of FV, JM and MM was supported by "ARCHIMEDES" project "Seismic Hazard in the frontal part of the Hellenic Arc", Greek Ministry of Education and CRINNO project, Region of Crete

REFERENCES

Baisch, S., Bokelmann, G.,1999, "Spectral analysis with incomplete time series: an example from seismology", Computer and Geosciences, 25, pp.739-750

Bour, M.,Fouissac, D., Dominique, P., Martin, C.,1996, On the use of microtremor recording in seismic microzonation. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol.17, issue 7-8, pp.465-474

Ding, Y., Li, Z., Diwu, Y., 1999, The CLEAN method of spectral analysis and its application to the oscillations of the cataclysmic variable TT Ariets", Chinese Astronomy and Astrophysics, 23 , pp.484-492

Giampiccolo, E., Gresta, S., Mucciarelli, M., de Guidi, G., Gallipoli, M., 2001, Information on subsoil geological structure in the city of Catania from microtremors measurements. Annali di Geofisica, Vol.44, N.1

Gitterman. Y., Zaslavsky, Y., Shapira, A., Shtivelman, V., 1996, Empirical site response evaluations: case studies in Israel. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol.15, pp.447-463

Mucciarelli, M., 1998, Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach, Journal of Earthquake Engineering, Vol.2, No.4, pp.625-638.

Nakamura, Y.,, 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, Rep. Railway Tech. Inst. Jpn, 30, 1, pp.25-33.

Nogoshi, M., 1978, On fundamental nature of microtremors and its application. J.Min. Coll. Akita Univ. Jpn, Ser.A 5 3, pp.1-51

Roberts, D., Lehar, J., Dreher, J., 1987, Time series analysis with CLEAN. I: Derivation of a spectrum, Astronomical Journal, 93 (4), pp.968-989

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

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

INVERSION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY DATA DERIVING FROM 3D STRUCTURES

Tsourlos P.
Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124, Thessaloniki, Greece tsourlos@lemnos.geo.auth.gr

ABSTRACT

In this work the effectiveness of 2D and 3D algorithms for inverting Electrical Resistivity Tomography (ERT) data deriving from 3D structures is studied. Further, an analysis of data-collection strategies in the case of 3D structures is being carried out. Dense 2D measurements are considered a practical tool for mapping 3D structures given the current limitations in ERT hardware.

To perform the tests 2D and a 3D inversion programs are used. Both schemes use a forward model based on a 2.5D and 3D finite element scheme respectively. For both the 2D and 3D cases a fully non-linear inversion scheme based on a smoothness constrained algorithm is used. The Jacobian matrix is calculated using the adjoined equation technique.

Comparisons are being carried out by means of synthetic examples for 3D models and dense 2D measurements with their axis parallel to the X (X-lines) and/or Y (Y-lines) directions. For the case of 3D structures and 2D inversion tests results illustrate that both X-line, Y-line measurements are required to delineate the modeling body. However, when 3D inversion is considered either X-line or Y-line measurements are adequate to produce good quality reconstructions of the subsurface.

Overall, results clearly illustrate the superiority of 3D over 2D inversion schemes in the case of 3D structures both in view of quality and logistics. Despite the increased computational time required by 3D inversion schemes, good quality results can be produced. Further, 2D inversion techniques require effectively a double amount of measurements to produce acceptable results. The ongoing advancement of fast computers renders the described approach of combining dense 2-D measurement with 3D inversion practical for routine data treatment.

1 INTRODUCTION

The Electrical resistivity tomography (ERT) technique is considered as one of the most significant new geophysical methodologies to emerge in the last decade. ERT is now widely used for environmental, engineering and groundwater resource mapping.

The development of the technology associated with automatically multiplexed electrode arrangements and automatic measuring systems facilitate the acquisition of a large number of measurements in a limited time. Further, the advent of fast computers allowed the development of the automated resistivity inversion schemes which aim to construct an estimate of a subsurface resistivity distribution which is consistent with the experimental data. Among others, the smoothness constraint inversion (Constable, 1987) has become the most popular for interpreting ERT data since it produces a simplified subsurface resistivity model which is a reasonable representation of the subsurface and at the same time guarantees inversion stability.

Several 2D smoothness constrained inversion algorithms for ERT data have been presented in literature (Sasaki 1989, Xu 1993, Elis & Oldenburg 1994, Tsourlos 1995, Loke & Barker 1996a).

Further, since many of the problems associated with geophysical exploration are of a three-dimensional nature several algorithms for treating the ERT problem in three-dimensions have been presented (among others Park & Van 1991, Loke & Barker 1996b, Tsourlos & Ogilvy 1999).

Despite the development of advanced instrumentation and 3D interpretation techniques still common geophysical practice relies mainly on 2D approaches both in view of measurements and interpretations (Chambers, 2001). Even in the case of fully 3D resistivity variations 2D measurements are still quite popular among geophysicists. In this framework the effectiveness of 2D and 3D inversion strategies for the case of 3D structures is studied in the present work on the basis of synthetic model tests in combination to data-collection strategies. To perform the tests 2D and 3D inversion programs are used. Both schemes use a forward model based on the finite element method, whereas inversion is based on the same, fully non-linear, iterative scheme.

(a) (b)

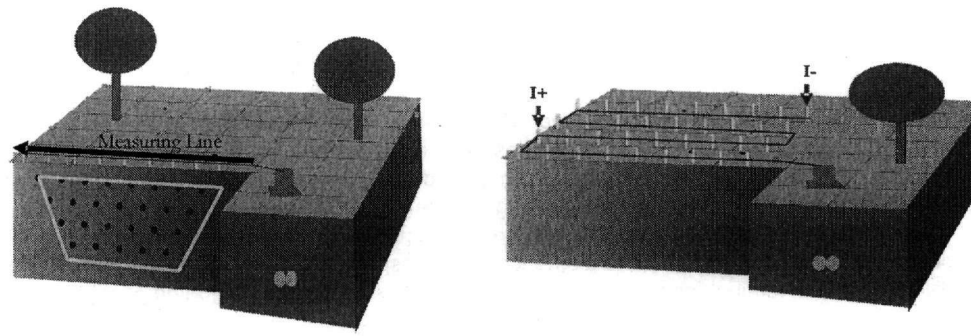


Figure 1: a) 2D measuring mode, b) 3D measuring mode

2 MEASURING-INTERPRETATION STRATEGY

There are two main measuring modes in ERT: a) 2D measuring mode involves laying a number of equally spaced electrodes over a line and obtain measurement combinations for varying spacing in order to obtain sectional images of the subsurface (Fig 1a) and b) 3D measuring mode which involves laying out a number of electrodes on a 3D grid and measure a large number 4-electrode combinations in order to obtain information about the 3D variation of the subsurface resistivity (Fig 1b). 2D measuring mode is fast, easy and low-cost to implement, and results can be interpreted fast using 2D inversion programs but is problematic when 3D structures are to be detected. Conversely 3D measuring mode treats successfully 3D structures however it is expensive since it involves increased instrumentation (cable) and computational cost if data are to be treated with 3D inversion programs. The later is not an important problem considering the high increase in computer power but hardware logistics is most of the times prohibitive in measuring with the 3D mode particularly with large electrode spacing.

So in practice instead of using the 3D measurement mode 3D resistivity variations are recorded by recording a dense 2D measurement grid which is considered to be a more practical and economical approach for field-data. Dense 2D sets involve measuring parallel 2D lines with inter-line spacing equal to the inter-electrode spacing. Measurements can take place along the X-axis (X-lines) (Fig 2a), or along the Y axis (Y-lines) (Fig 2b), or along both axes (XY-lines) as depicted in figure 2c.

These dense 2D measurements are routinely being interpreted with 2D algorithms and the results are combined *a-posteriori* to generate pseudo-3D (x,y,z) images. This type of results often suffer from artifacts either due to the fact that 3D responses are attributed to 2D structures and/or due to the varying level of misfit that individual 2D inversions may reach to. It is therefore reasonable to assume that the quality of the pseudo-3D images is dropping the noisier the data and the more complicated (3D) the subsurface structure is. Techniques such as smoothing can certainly improve pseudo 3D results yet this approach is not implied by the data or the model but is simply a mathematical operation lacking physical (geological) intuition.

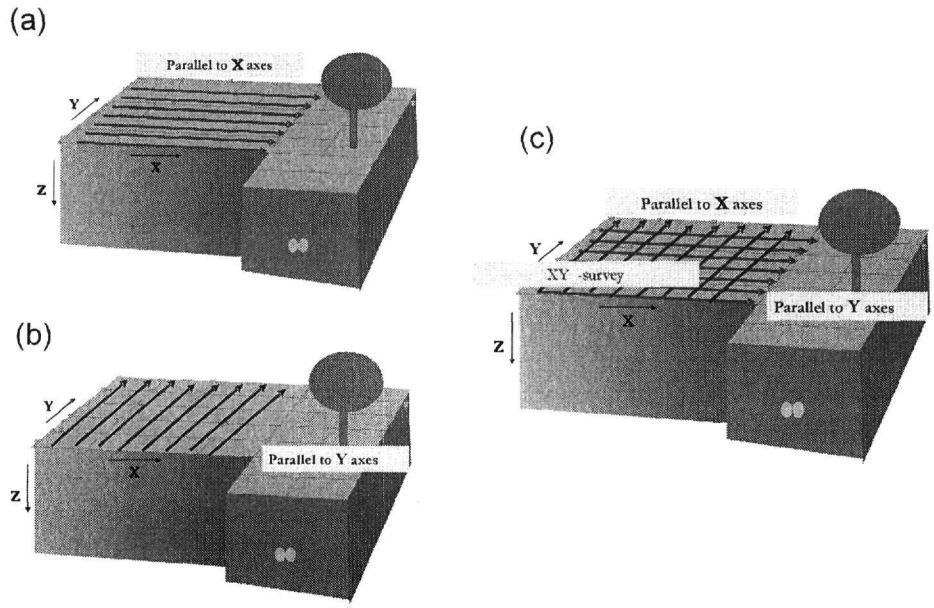


Figure 2: Dense 2D measurements a) parallel to the X-axis (X-lines), b) parallel to the Y-axis (Y-lines), c) combined XY-lines.

3 MODELLING AND INVERSION

The models presented in this work have been calculated using the finite element method (FEM). The technique has been extensively described in many works so only a brief description of the method is presented here.

3.1 2.5-D Forward Modelling

In 2.5D modelling the change in resistivity is considered to be two dimensional but the current flow pattern is a three dimensional one. In other words, the measured values correspond to a three dimensional subsurface where the resistivity is allowed to vary in only two dimensions and remains constant in the strike direction (Tsourlos et al., 1999). To include the potential variability in the strike (y) direction a cosine Fourier transformation is applied.

The FEM treats the problem by discretizing the earth into homogeneous triangular (in this case) regions called elements (Fig 3a). The potential within each element is approximated by a simple interpolation function (basis function). In order to minimize the error between the approximated and real potential, the Galerkin minimization criterion is applied. After applying the Galerkin minimization scheme to every element, the individual element equations can be assembled in to one global system which has the following form:

$$\mathbf{K}\,\mathbf{A} = \mathbf{F}, \qquad (1)$$

where A is the unknown transformed nodal potential vector, F is the vector describing the sources and K is a matrix which is related to the nodal coordinates. After applying the homogeneous Dirichlet and Newman boundary conditions the system of equation (1) is being solved and the transformed nodal potential is obtained. After solving equation (1) for several wavenumbers the total potential is recovered by applying the inverse Fourier transform. Since the nodal potential is known, point to point potential differences and apparent resistivities are easily obtained.

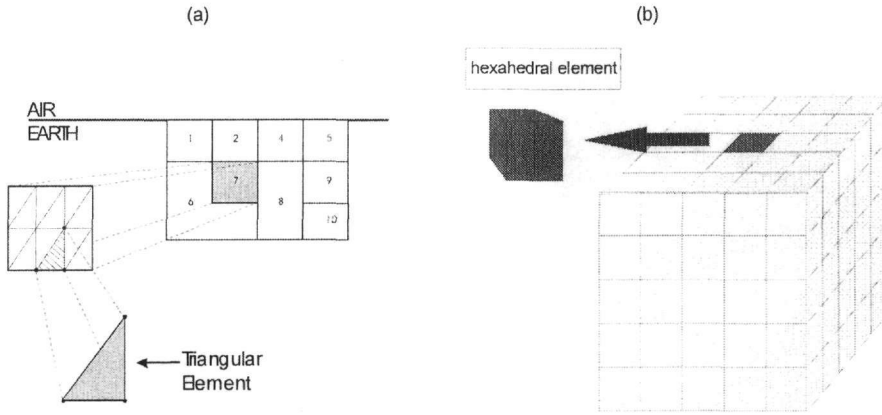


Figure 3: (a) triangular element - 2.5D FEM, (b) hexahedral element – 3D FEM.

3.2 3D Forward Modeling

The approach is very similar to the 2.5D case however here the problem is treated in 3D so there is no need to use a fourier transformation. The solution of the differential equation that governs the flow of the electrical current in the ground (Poisson equation) is sought by subdividing the area into hexahedral elements (Fig 3b). After applying the Galerkin minimization scheme to every element, the individual element equations are assembled to form the global system which has the form of equation 1.

The final step is to solve the system of equations: for the 3D case which in general involves large systems of equations an iterative technique is preferable. In this work the conjugate gradient method for solving large sparse linear systems is used.

3.3 Inversion

The inversion core algorithm is the same for both the 2D and 3D case. A non-linear smoothness constrained inversion algorithm was used (Sasaki, 1992). The inversion is iterative and the resistivity xk+1 at the k+1th iteration is given by:

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + d\mathbf{x}_k = \mathbf{x}_k + [(\mathbf{W}_d \mathbf{J}_k)^T (\mathbf{W}_d \mathbf{J}_k) + \mu_k (\mathbf{C}_x^T \mathbf{C}_x + \mathbf{C}_z^T \mathbf{C}_z)]^{-1} (\mathbf{W}_d \mathbf{J}_k)^T \mathbf{W}_d \mathbf{dy}_k \quad (2)$$

where $\mathbf{C}_x$, $\mathbf{C}_z$ are matrices which describe the smoothness pattern of the model in the x and z axes respectively (de Groot-Hedlin and Constable, 1990), $\mathbf{dy}_k$ is the vector of differences between the observed data $\mathbf{d}^{obs}$ and the modeled data $\mathbf{d}_k^{calc}$ (calculated using the forward modeling technique 2.5D or 3D), $\mathbf{J}_k$ and μ_k is the Jacobian matrix estimate and the Lagrangian multiplier respectively for the kth iteration, $\mathbf{W}_d$ is the diagonal matrix of the data variances, and T denotes the transpose. The adjoint equation approach (McGillivray & Oldenburg, 1990) was incorporated into the FEM scheme in order to calculate the Jacobian matrix J (Tsourlos, 1995). Depending on the dimensions of our problem the Jacobian matrix is calculated either by the 2.5D or the 3D forward solver.

4 SYNTHETIC EXAMPLES

Synthetic data were created assuming a 15X15X8 3D grid. Synthetic data involved measuring 15 2D lines parallel to the X-axis and 15 2D lines parallel to the Y axis. Inter-line and inter-electrode spacing was set to be a=5m. Synthetic data were obtained using the pole-dipole array with max_n separation equal to 7a.

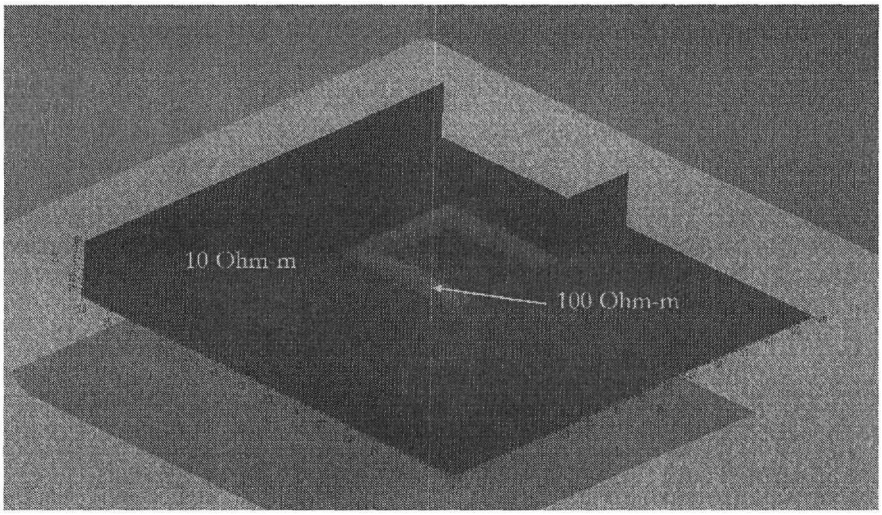


Figure 4: Model 1

MODEL 1

The modeling body is a typical 3D structure and is depicted in figure 4. The produced synthetic data were inverted using 2D inversion and the interpreted 2D sections were combined to produce pseudo-3D depth slices for the X-lines, Y-lines and XY-lines and are depicted in figure 5. It is clear that in the X-lines inversion the features parallel to the X axis cannot be reconstructed. A similar result is obtained for the Y-lines and the features parallel to the Y axis. Only when both X,Y-lines are inverted the modeled body is reconstructed successfully. This signifies that in dense 2D surveys if 2D interpretation is to be used both X,Y-lines need to be measured and combined in order to be safe that no feature is "missed".

However this is not the case when data are inverted using the 3D inversion scheme. In figure 6 it is clearly shown that the 3D inversion results plotted as depth slices are equally satisfactory for the X-lines and XY-lines and superior to the 2D inversion results for the XY-lines. This signifies that if 3D inversion is used measuring just the X or the Y lines is enough to produce good quality results.

MODEL 2

The synthetic data (X,Y,XY-lines) produced for the modeling body of figure 7 were inverted using 2D inversion. Results are depicted in Figure 8. In this case, although the 2D inversion of XY-lines is superior to the X and Y lines inversions, the latter managed to delineate the modeling body far more successfully than the previous case. This is due to the fact that the modeling body has a dip in relation to the measuring axes. This signifies that in areas where the main strikes of the targets are known (i.e faulting systems) and the survey orientation dips the main strikes, 2D inversion of just the X or Y lines is enough to obtain an acceptable subsurface image.

MODEL 3

The synthetic data (X,Y,XY-lines) produced for the modeling body of figure 9 were inverted using both 2D and 3D inversion. Results are depicted as depth slices in figure 10. All inverted images (2D, 3D) are in general satisfactory however again 3D inversion results are by far more accurate. Also note that the 3D inversion results of the X and XY-lines are effectively identical. In figure 11 a 3D view of X-lines 3D inversion results is depicted

5 CONCLUSIONS

The results illustrate the superiority of 3D over the pseudo-3D inversion schemes. Dense 2D measurements across either X or Y axis combined with 3D inversion schemes are adequate to delineate even complicated 3D structures. The 2D (Pseudo-3D) schemes requires measurements across both X-Y axes in order to produce safe information.

This approach of combining dense 2-D measurement with 3D inversion is considered practical for routine data treatment since the extra computational time/power required by 3D inversion schemes is compensated by the reduced amount (50% less) of field data required when compared with the 2D approach.

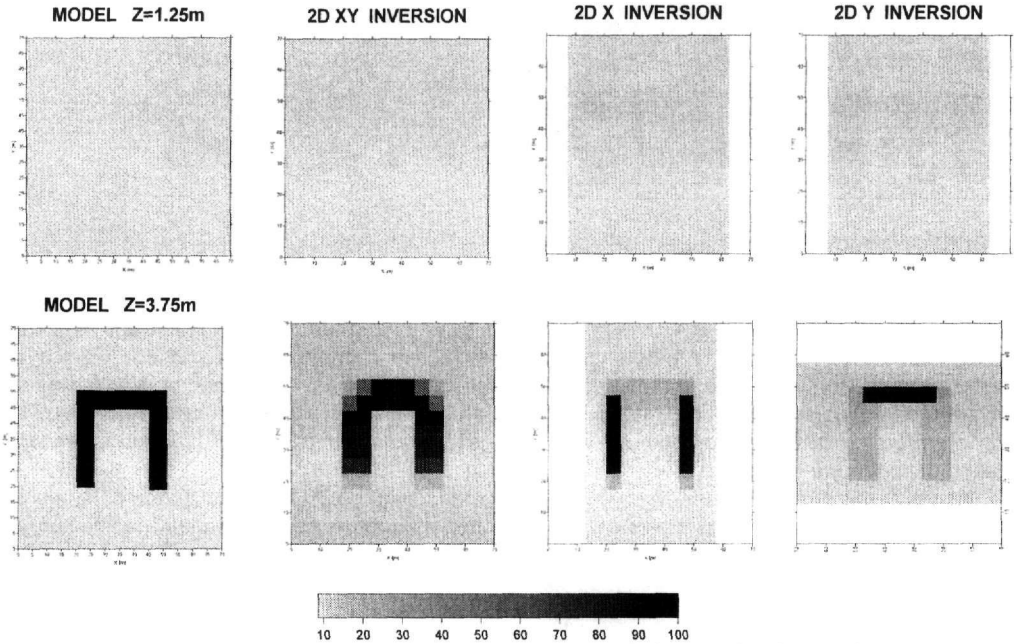


Figure 5: Pseudo-3D depth slices of the 2D inversions for the X-lines, Y-lines and XY-lines of Model 1

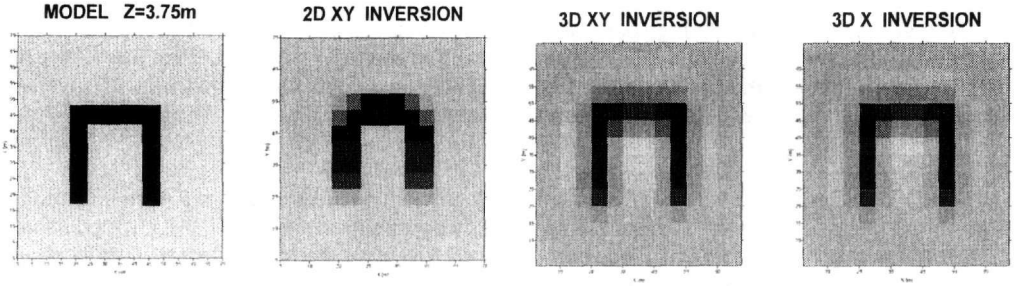


Figure 6: 2D and 3D inversion results for the X-lines and XY-lines of Model 1 presented as depth slices

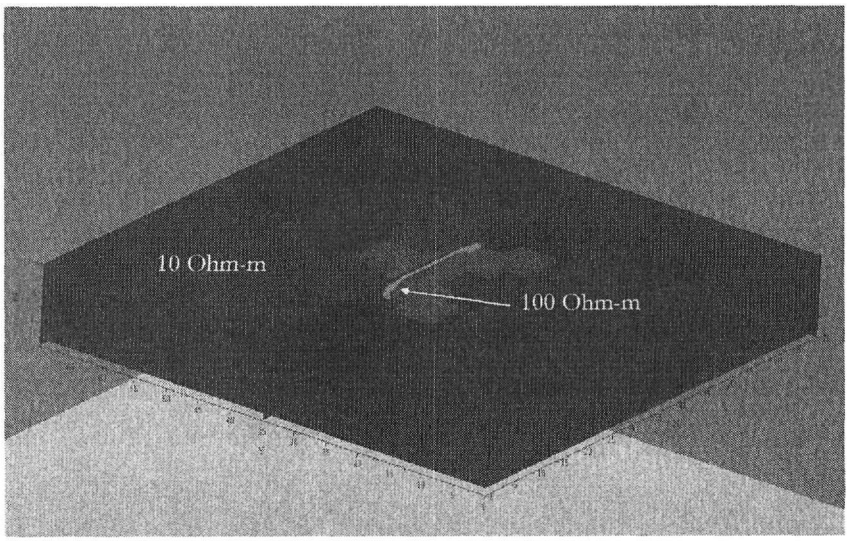


Figure 7: Model 2

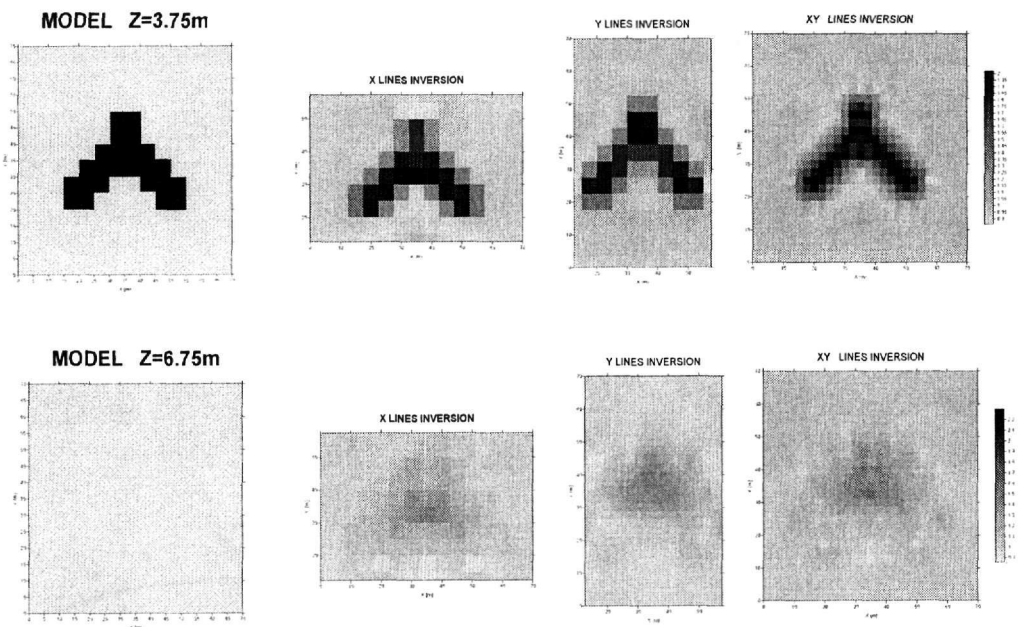


Figure 8: Pseudo-3D depth slices of the 2D inversions for the X-lines, Y-lines and XY-lines of Model 2

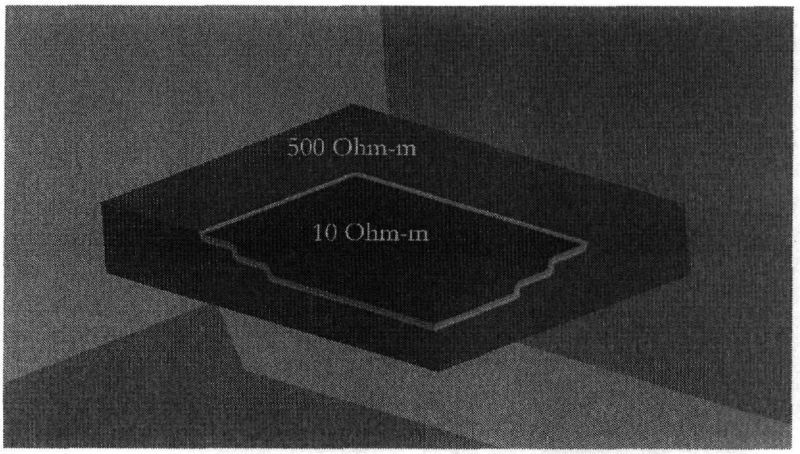


Figure 9: Model 3

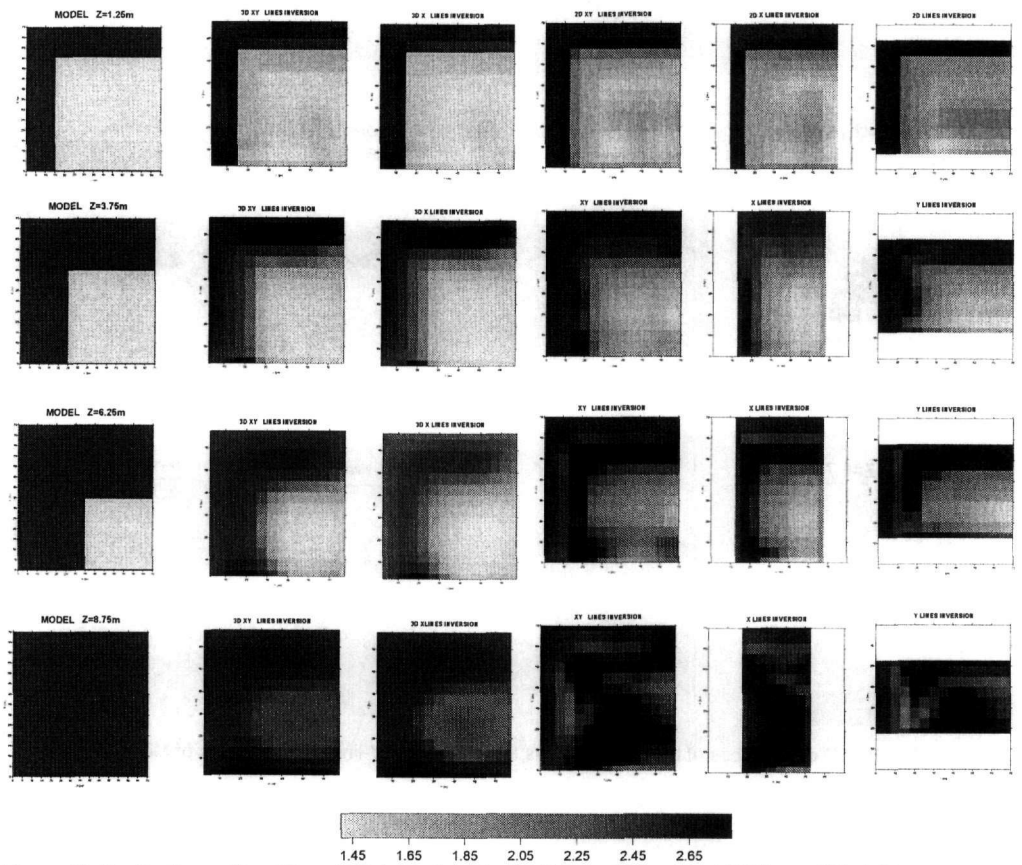


Figure 10: Depth slices of the 2D and 3D inversions for the X-lines, Y-lines and XY-lines of Model 3

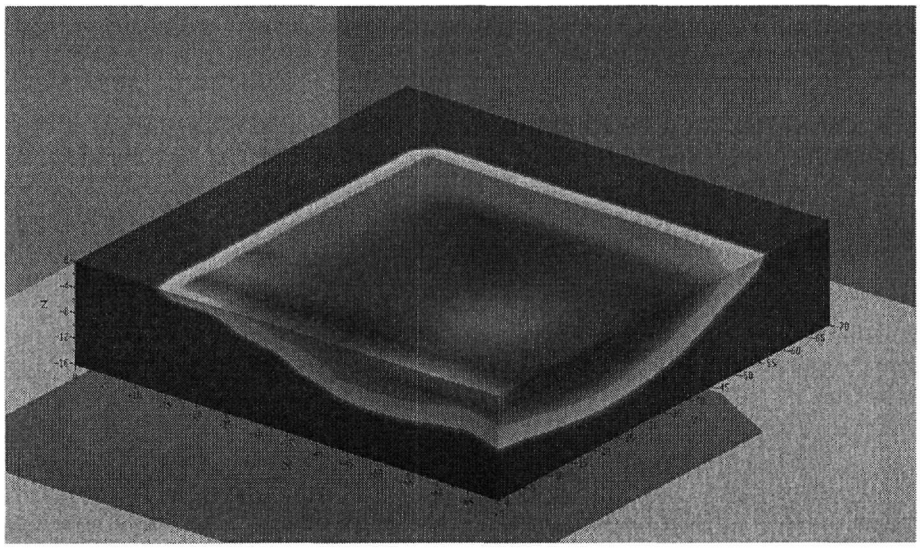


Figure 11: 3D view of the X-lines 3D inversion results for model 3

REFERENCES

Chambers J.E., 2001. The application of 3D electrical tomography to the investigations of brownfield sites. PhD Thesis, University of Sheffield.

Constable, S. Parker, R., & Constable C., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52:289-300.

deGroot-Hedlin, C., and Constable, S., 1990.Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. Geophysics, 55:1613-1624.

Ellis, R., & Oldenburg D.W., 1994. Applied geophysical inversion.Geophys.J.Int.,116, 5-11.

Loke M.H. and Barker R.D.,1996a. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, 44, 131-152.

Loke M.H. and Barker R.D.,1996b. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, 499-523.

McGillivray, P., & Oldenburg, D., 1990, Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study: Geophysical Prospecting, 38, 499-524.

Park, S.K. & Van, G.P. 1991. Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structures beneath arrays of electrodes. Geophysics, 56, 951-960.

Sasaki, Y., 1989. 2-D joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. Geophysics, 54:254-262.

Sasaki, Y., 1992. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. Geophysical Prospecting, 40:453-464.

Tsourlos P., 1995. Modelling interpretation and inversion of multielectrode resistivity survey data. Ph.D. Thesis, University of York.

Tsourlos, P., Szymanski, J. & Tsokas G., 1999, The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays: Geophysics, 64, 1357-1363.

Tsourlos P. & Ogilvy R. 1999. An algorithm for the 3-D Inversion of Tomographic Resistivity and Induced Polarisation data: Preliminary Results. Journal of the Balkan Geophysical Society, 2, 2, 30-45.

Xu, B., 1993. Development of electrical resistivity imaging methods for geological and archaeological prospecting. Ph.D. Thesis, University of Durham

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

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

MONOFRACTAL AND MULTIFRACTAL ANALYSIS IN SHORT – TERM TIME DYNAMICS OF ULF GEOMAGNETIC FIELD MEASURED IN CRETE, GREECE

F. Vallianatos, J. P. Makris, V. Saltas
Technological Educational Institute of Crete, Chania, Crete, Greece, Fvallian@chania.teicrete.gr, Jpmakris@chania.teicrete.gr, Vsaltas@chania.teicrete.gr

L. Telesca, V. Lapenna
Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Tito, Italy, ltelesca@imaa.cnr.it

ABSTRACT

In this work, a monofractal and multifractal characterization of the short-term time dynamical fluctuations of the ultra low frequency (ULF) geomagnetic field, measured by one station installed in Creete, Greece, has been carried out. Time scale properties of the three ULF geomagnetic components, two horizontal (x, y) and one vertical (z) have been analyzed through the power spectral density, Higuchi method and Hurst R/S analysis. Results point out the presence of fractal features expressing long-range time correlation with scaling coefficients, which are the clue of persistent mechanism. Using a set of multifractal parameters, defined from the shape of the multifractal spectrum, it has been observed that the degree of multifractality, that characterizes the original signals, is "weaker" if compared to the residual signals, obtained from the original ones after removing the four observed periodicities (24-, 12-, 8- and 6-h periodicties). Furthermore the horizontal x and y components have revealed to be less multifractal than the vertical z-component.

1 INTRODUCTION

The investigation of the temporal fluctuations of ultra low frequency (ULF) geomagnetic signals has recently revealed its potential in giving information related to seismotectonic processes. ULF emissions in the frequency range 0.01-10 Hz were observed using magnetic sensors in very active seismic areas, such as before and after the great crustal earthquakes at Armenia, Spitak on Dec. 7, 1988 and Loma Prieta, California on Nov. 18, 1989 (Kopytenko et al., 1993; Molchanov et al., 1992). In the study of seemingly complex phenomena such as those generating electromagnetic signals, fractal analysis techniques, developed to draw qualitative and quantitative information from time series, have been applied recently to the study of a large of variety of irregular, erratic signals and by now have proved to be very useful to detect deep dynamical features. These methods are mainly useful to detect the presence of long-range power-law correlations that have been found to exist in a wide variety of systems. As soon as they are found, they are generally quantified by a scaling exponent. By estimating the scaling coefficient we are able to obtain quantitative information on the strength of power-law fluctuations of the signal and to get insight into the kind of mechanisms which may be responsible of its generation. Hayakawa et al. proposed a fractal analysis of ULF data obtained at Guam observatory during a strong (Ms=8.0) earthquake occurred on August 8, 1993 near the Guam island (Hayakawa et al., 1999). They found that the spectrum of emissions displayed decreasing power-law behaviour, typical of self-organised critical dynamics, with the scaling exponent gradually decreasing during the process of earthquake preparation. In a later paper, Hayakawa et al. showed that the February 17, 1996, Biak, Indonesia, earthquake was preceded by a decrease of the spectral power-law exponent approaching unity (Hayakawa et al., 2000). Other electromagnetic anomalies were observed in Greece (Tzanis et al., 2000).

The above analyses concern with the determination of a single exponent, leading to a mono-fractal description of the temporal fluctuations of such kind of signals. Monofractals are

homogeneous in the sense that they have the same scaling properties, characterized by a single singularity exponent (Stanley et al., 1999). The need for more than one scaling exponent to describe the scaling properties of the process uniquely, indicates that the process is not a monofractal but could be a multifractal. A multifractal object requires many indices to characterize its scaling properties. Multifractals can be decomposed into many -possibly infinitely many- sub-sets characterized by different scaling exponents. Thus multifractals are intrinsically more complex and inhomogeneous than monofractals. Maybe the most adequate manner to investigate multifractals is to analyze their fractality or singularity spectra. The singularity spectrum quantifies the fractal dimension of the sub-set characterized by a particular exponent that is gives information about the relative dominance of various fractal exponents present in the process. In particular, the maximum of the spectra furnishes the dominant fractal exponent and the width of the spectrum denotes the range of the fractal exponents.

Therefore, the aim of the present work is to perform a multifractal characterization of the time dynamics of three series of ULF geomagnetic data (two horizontal and one vertical components), measured in Crete, Greece, one of the most seismically active areas of the Mediterranean.

2 GEOLOGICAL AND SEISMOLOGICAL SETTINGS

The measuring station is located in Crete island, Greece, in the southern Aegean area, one of the most seismically active of the world and one of the most rapidly deforming continental regions. The southern Aegean area is limited to the north by the continental blocks of the European plate, to the south by oceanic material of the African plate, to the east to central Turkey and to the west by the Adriatic sea (Baker et al., 1997). In this region, the African plate is subducted under the Eurasian lithosphere along the Hellenic arc; in this region, the seismic activity is very intense and extends up to a depth of 180 km (Papazachos, 1990).

The geomagnetic station is equipped with LEMI-009 magnetometer, which has a digital structure and with a full measuring range of ±100,000 nT. Furthermore, features of the type of magnetometer used are: very low noise, high temporal and thermal stability and low power consumption (Korepanov et al., 2001). The 1-Hz-sampled geomagnetic field has been continuously measured for two months, April and May 2002. We applied the fractal analysis on the minute means, and the number of samples is sufficient to obtain reliable measures of the multifractal properties.

3 DATA ANALYSIS

3.1 Monofractal analysis

Before performing the fluctuation analysis of the geomagnetic series, we removed linear trends and then we "studentized" the signals, in order to deal with data having zero mean and unity variance. Fig. 1 shows the "studentized" signals. We firstly performed the power spectral analysis method, which allows detecting significant periodic components of the signals. For long-range correlated signals, that is characterized by a scaling behavior, the power spectral density behaves as a power-law of the frequency f, $P(f) \approx f^{\alpha}$. The results are shown in Fig. 2. Four frequency lines with a relative high amplitude are clearly recognizable. They correspond to the 24-, 12-, 8- and 6-h periodicities. The first two are clearly associated with diurnal and semidiurnal processes (temperature and atmospheric pressure) while the other two frequencies could be higher harmonics of the first ones. The periodic components are superimposed on a scaling behavior, typical of colored-noise processes.

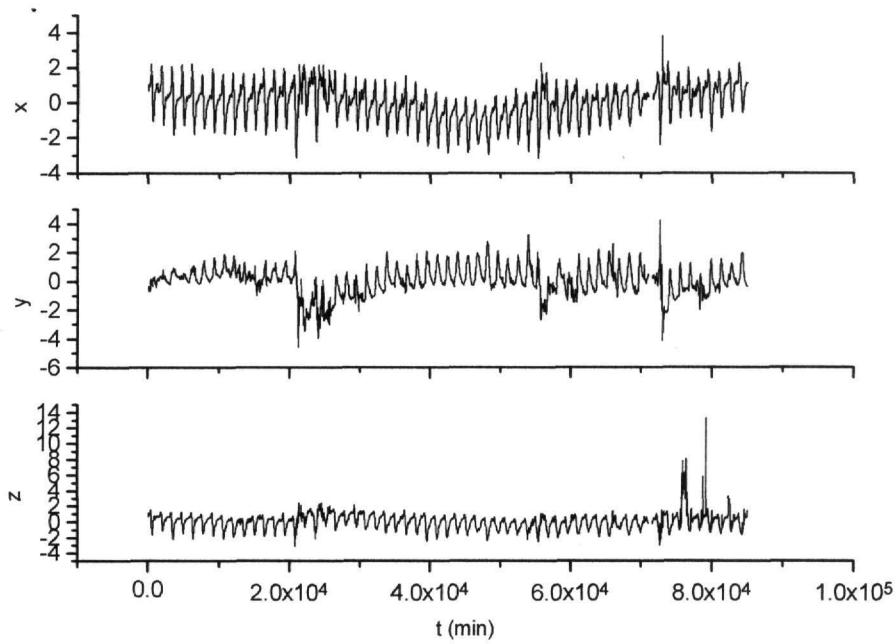


Figure 1. ULF geomagnetic "studentized" signals: horizontal components (x and y) and vertical component (z).

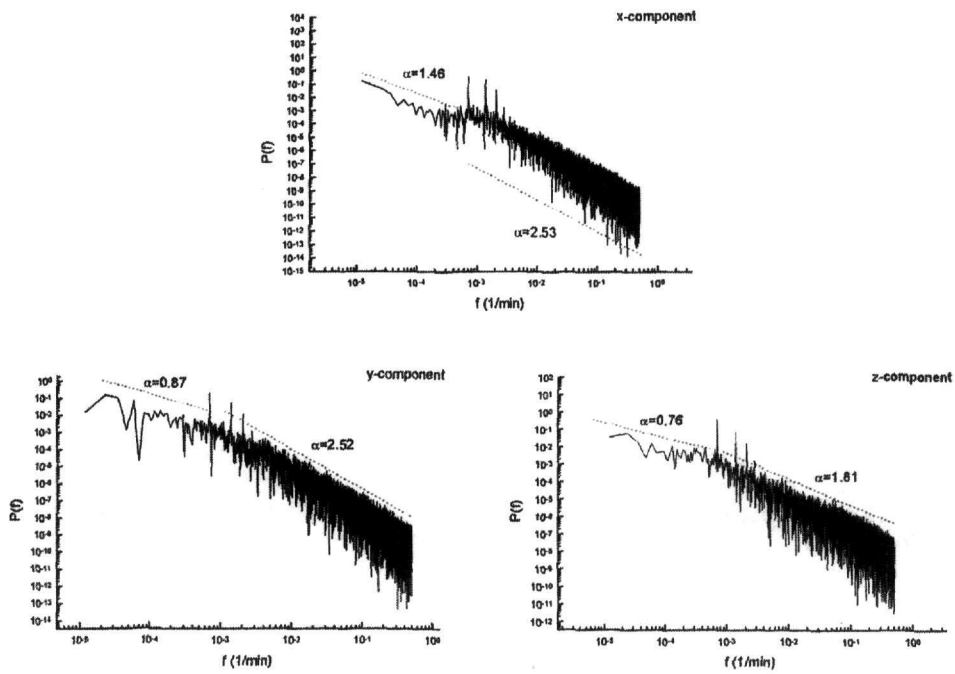


Figure 2. Power spectra of the signals plotted in Fig. 1.

We performed the Higuchi analysis, which reveals the property of fractal curve in a time series, by means of the estimation of its fractal dimension D (Burlaga and Klein, 1986; Higuchi, 1988). A new time-series is constructed from the given time series X(i), (i=1, 2, ..., N),

$$X_\tau^m; X(m), X(m+\tau), X(m+2\tau), \ldots, X(m+[(N-m)/\tau]\tau); (m = 1, \ldots \tau) \quad (1)$$

where [ ] denotes Gauss' notation. The length of the curve is defined as

$$L_m(t) = \left\{ \left(\sum_{i=1}^{[(N-m)/\tau]} \left| X(m+i\tau) - X(\mu+(\iota-1)\tau) \right| \right) \frac{N-1}{[(N-m)/\tau]\tau} \right\} \frac{1}{\tau} \quad (2)$$

The average value $\langle L(\tau) \rangle$ over τ sets of $L_m(\tau)$ is defined as the length of the curve for the time interval τ. If $\langle L(\tau) \rangle \propto \tau^{-D}$, within the range $\tau_{min} \leq \tau \leq \tau_{max}$ then the curve is fractal with dimension D in this range.

Fig. 3 shows the results of the Higuchi analysis. As observed in the power spectral densities, we can recognize the presence of two scaling behaviors in each signal, with significantly different estimates for the fractal dimension D, which assumes values ranging between 1.1 and 1.2 for the first scaling regime, and values around 1.9 for the second scaling region. Furthermore, the 24-hour oscillation is clearly identifiable, especially at high timescales τ.

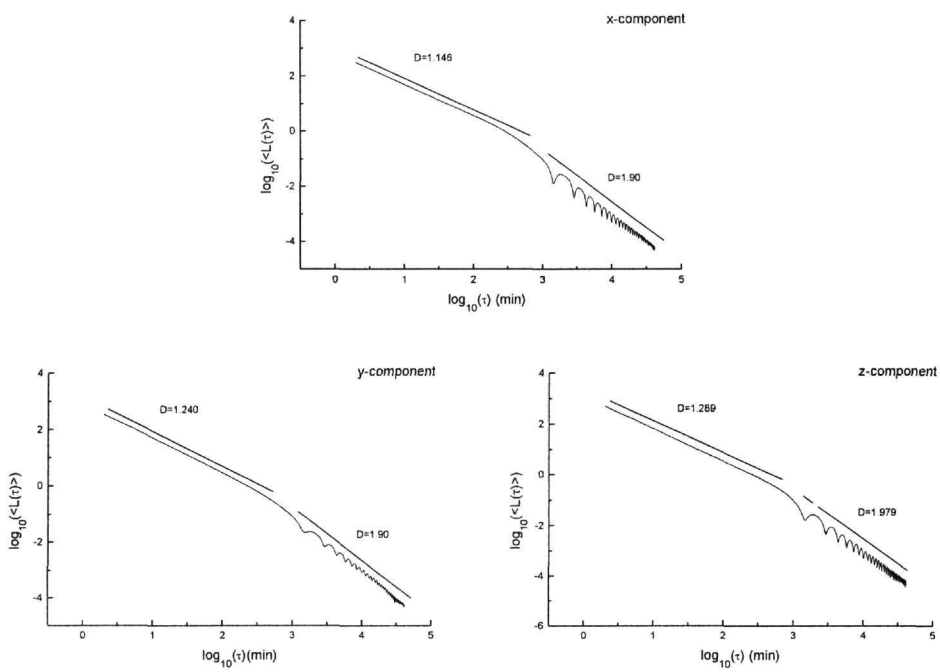


Figure 3. Higuchi analysis of the signals plotted in Fig. 1.

We finally performed the Hurst R/S analysis (Feder, 1988). The Hurst exponent H, defined in the following relation, provides information about persistent/antipersistent long-range correlations in a time series.

$$\frac{R(m)}{S(m)} \propto m^H \quad (3)$$

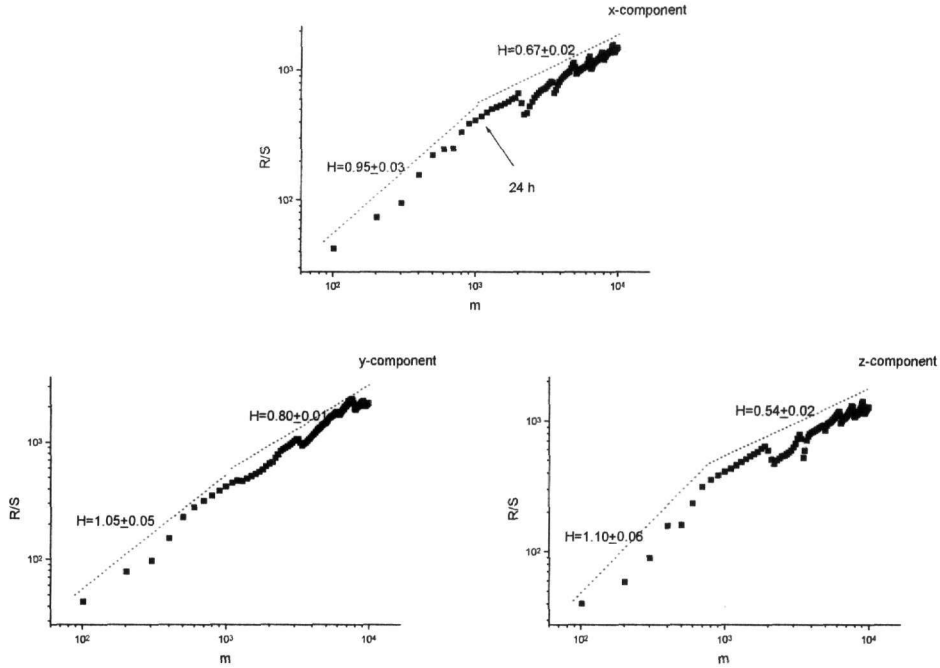


Figure 4. Hurst R/S analysis of the signals plotted in Fig. 1.

The range R(m) is the difference between the minimum and the maximum accumulated departure X and S(m) denotes the standard deviation over the period m. For a purely random processes, with no correlations among their increments, H=0.5. For other stochastic processes, H can be less or more large than 0.5, indicating in both cases the presence of correlation. Such a correlation is positive if H>1/2, that is increasing (decreasing) fluctuations in the past imply on the average increasing (decreasing) fluctuations in the future. This feature leads to persistence; the signal appears rather smooth and shows seemingly regular patterns. Persistence is useful to describe processes generated by positive feedback mechanisms. Fig. 4 shows the R/S analysis performed on the ULF geomagnetic data of fig. 1. As observed in the previous analyses, the appearance of two scaling regimes is clear, with a crossover located at about 24 hours. Furthermore, the fluctuations of the signals seem persistent at all timescales m, with the short-time scale interactions more persistent than those at long-time scales, as indicated by the value of the Hurst exponent H, that assumes larger values at small time scales. The 24-hour oscillation is also visible at long-timescales, indicating the persistence of such modulation at long time scales.

3.2 Multifractal analysis

3.2.1 *Method*

Many authors have developed the multifractality and its formalism, applying it to several fields of the scientific research (Mandelbrot, 1974; Meneveau and Sreenivasan, 1991). Firstly, the so-called partition function $Z(q,\varepsilon)$ has to be defined,

$$Z(q,\varepsilon) = \sum_{i=1}^{N_{boxes}(\varepsilon)} \left[\mu_i(\varepsilon)\right]^q \tag{4}$$

The quantity $\mu_i(\varepsilon)$ is a measure and it depends on ε, the size or scale of the boxes used to cover the sample. The boxes are labeled by the index i and $N_{boxes}(\varepsilon)$ indicates the number of boxes of size ε needed to cover the sample. The exponent q is a real parameter that indicates the order of the moment of the measure. The choice of the functional form of the measure $\mu_i(\varepsilon)$ is arbitrary, provided that the most restrictive condition $\mu_i(\varepsilon)\geq 0$ is satisfied. In the case presented in this paper, we use the following definition of measure:

$$\mu_i(\varepsilon) = \frac{1}{M}\sum_{j=1}^{N_{box_i}} |x|_j \tag{5}$$

where $|x|_j$ is the j-th absolute value of the signal x inside the box i. $M = \sum_{k=1}^{N} |x|_k$ is the sum of all the absolute values, and, therefore, it performs as a normalization constant, so that $\sum_i \mu_i(\varepsilon) = 1$; with this normalization, the measure $\mu_i(\varepsilon)$ can be interpreted as probability.

The parameter q can be considered as a powerful microscope, able to enhance the smallest differences of two very similar maps (Diego et al., 1999). Furthermore, q represents a selective parameter: high values of q enhance boxes with relatively high values for $\mu_i(\varepsilon)$; while low values of q favor boxes with relatively low values of $\mu_i(\varepsilon)$. The box size ε can be considered as a filter, so that big values of the size is equivalent to apply a large scale filter to the map. Changing the size ε, one explores the sample at different scales. Therefore, the partition function $Z(q,\varepsilon)$ furnishes information at different scales and moments.

The generalized dimension are defined by the following equation

$$D(q) = \lim_{\varepsilon \to 0} \frac{1}{q-1} \frac{\ln Z(q,\varepsilon)}{\ln \varepsilon} \tag{6}$$

D(0) is the capacity dimension; D(1) is the information dimension, and D(2) is the correlation dimension. An object is called monofractal if D(q) is constant for all values of q, otherwise is called multifractal. In most practical applications the limit in Eq. 6 cannot be calculated, because we do not have information at small scales, or because below a minimum physical length no scaling can exist at all (Diego et al., 1999). Generally, a scaling region is found, where a power-law can be fitted to the partition function, which in that scaling range behaves as

$$Z(q,\varepsilon) \propto \varepsilon^{\tau(q)} \tag{7}$$

The slope $\tau(q)$ is related to the generalized dimension by the following equation:

$$\tau(q)=(q-1)D(q) \tag{8}$$

An usual measure in characterizing multifractals is given by the singularity spectrum or Legendre spectrum $f(\alpha)$, that is defined as follows. If for a certain box j the measure scales as

$$\mu_j(\varepsilon) \propto \varepsilon^{\alpha_j} \tag{9}$$

the exponent α, which depends upon the box j, is called Hölder exponent. If all boxes have the same scaling with the same exponent α, the sample is monofractal. The multifractal is given if different boxes scale with different exponents α, corresponding to different strength of the measure. Denoting as S_α the subset formed by the boxes with the same value of α, and indicating as $N_\alpha(\varepsilon)$ the cardinality of S_α, for a multifractal the following relation holds:

$$N_\alpha(\varepsilon) \propto \varepsilon^{-f(\alpha)} \tag{10}$$

By means of the Legendre transform the quantities α and $f(\alpha)$ can be related with q and $\tau(q)$:

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \tag{11}$$

$$f(\alpha)=q\alpha(q)-\tau(q) \tag{12}$$

The curve $f(\alpha)$ is a single-humped function for a multifractal, while reduces to a point for a monofractal. To be able to make more quantitative statements concerning possible differences in Legendre spectra stemming from different signals, it is possible to fit, by a least square method, the spectra to a quadratic function around the position of their maxima at α_0 (Shimizu et al., 2002):

$$f(\alpha)=A(\alpha-\alpha_0)^2+B(\alpha-\alpha_0)+C \tag{13}$$

Parameter B measures the asymmetry of the curve, which is zero for symmetric shapes, positive or negative for left-skewed or right-skewed shapes respectively.

Another parameter is the width of the spectrum, that estimates the range of α where $f(\alpha)>0$, obtained extrapolating the fitted curve to zero; thus the width is defined as

$$W=\alpha_{max}-\alpha_{min} \tag{14}$$

where $f(\alpha_{max})=f(\alpha_{min})=0$.

These three parameters serve to describe the complexity of the signal. If α_0 is low, the signal is correlated and the underlying process "loses fine structure", becoming more regular in appearance (Shimizu et al., 2002). The width W measures the length of the range of fractal exponents in the signal; therefore, the wider the range, the "richer" the signal in structure. The asymmetry parameter B informs about the dominance of low or high fractal exponents respect to the other. A right-skewed spectrum denotes relatively strongly weighted high fractal exponents, corresponding to fine structures, and low ones (more smooth-looking) for left-skewed spectra. Therefore, high maximum, large width and low asymmetry denote a signal with "strong" multifractality degree.

3.2.2 *Results*

In order to quantify how the presence of powerful oscillations can affect the multifractal character of the signals, we firstly removed from the signals the four periodicities, which were observed in the power spectral densities. We therefore, applied the multifractal formalism to the original signals as well as to the residuals. Fig. 4 shows the multifractal spectra α-$f(\alpha)$ for the three ULF signals, both in the original as well as residual case, obtained considering the time scale range from 10^3 min to $4{\cdot}10^4$ min (more than 1.5 decades). By visual inspection, we can observe that the residual time series display a "stronger" multifractality degree, revealed, in particular, by the wider spectrum. In order to quantify such degree of multifractality, we fitted the multifractal spectra by means of a parabolic function centered on the maximum of each spectrum. The results are shown in Fig. 5: the three residual signals are characterized by higher maximum, larger width and lower asymmetry than those of the original ones. This indicates that the multifractality degree of the signals is strongly reduced by the presence of powerful oscillations. The presence of strong periodicities in the original signals is due to an external origin, correlated with diurnal and semidiurnal processes (mainly, temperature and air pressure); these phenomena act as "regulators" of the dynamics of the ULF signals, which lose their finer time structure becoming less complex.

Furthermore, the vertical component of the ULF residual geomagnetic field is characterized by a stronger multifractality degree than the horizontal component. Maybe, the different character could be put in relation with the higher sensitivity of the horizontal components to low-frequency ionospheric disturbances (Karakelian et al. 2000).

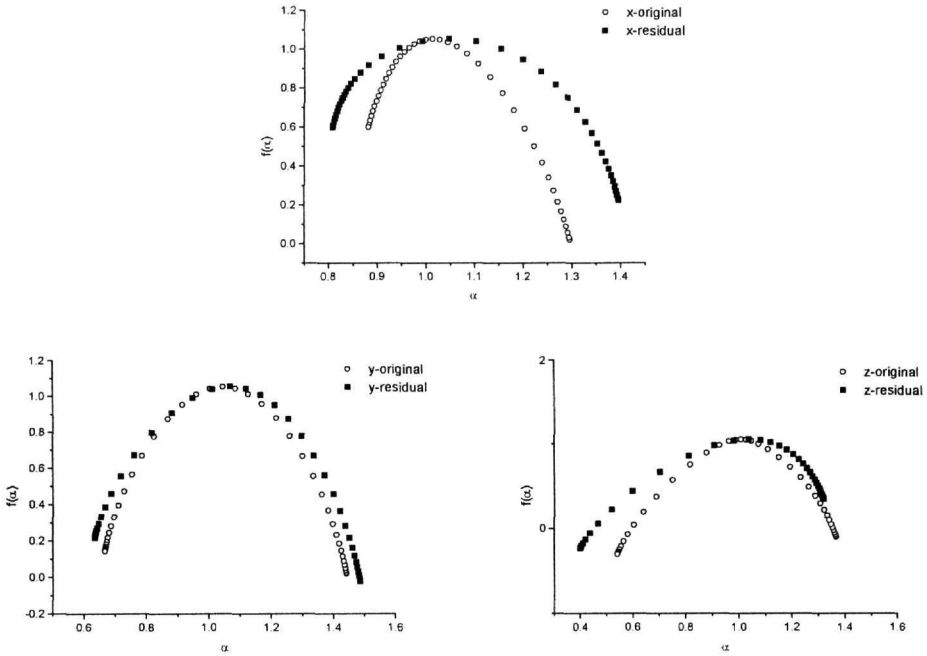


Figure 4. Legendre spectra of the original and residual signals.

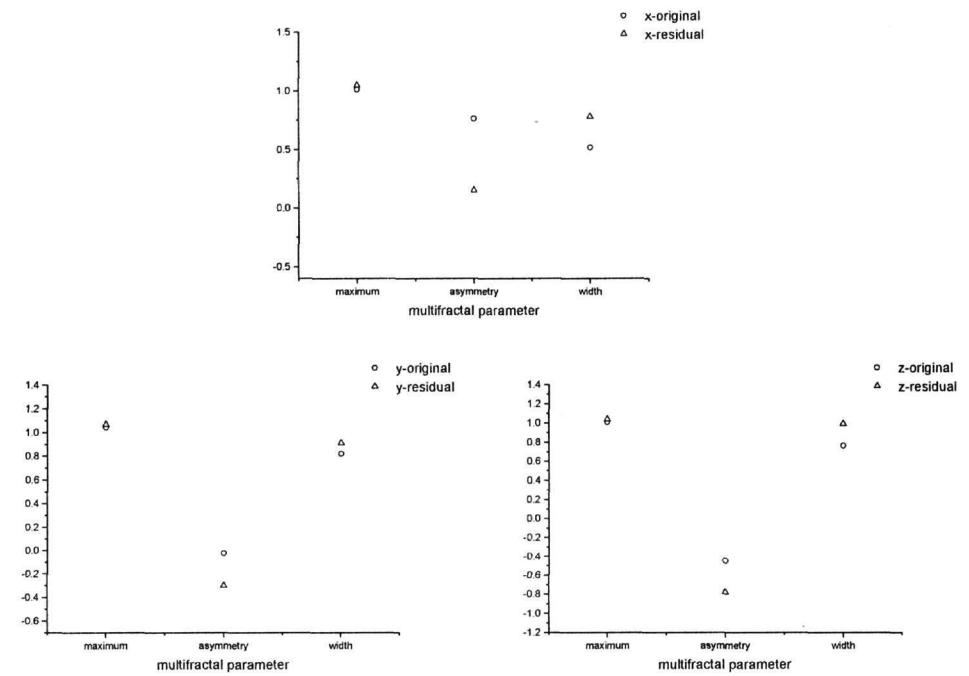


Figure 5. Multifractal parameters of the original and residual signals.

4 CONCLUSIONS

The investigation of the time scale properties of the three-component-ULF geomagnetic field, measured in Crete, Greece, one of the most seismically intense areas of the world, has put in evidence very evident fractal features, indicating the presence of $1/f^{\alpha}$-like long-range correlations. On time scales going from minutes to weeks, the signals, although modulated mainly by diurnal and semidiurnal cycles, show the presence of two main scaling regimes characterized by scaling exponents denoting persistent temporal fluctuations, that indicate that the signals are governed by positive feedback mechanisms. The Legendre spectra have shown a strong multifractality degree for all the signals, from which the diurnal and semidiurnal periodicities have been removed. The vertical component, furthermore, evidences the highest multifractal character.

The multifractal approach could be more advantageous respect to monofractal analysis from extraction of the earthquake precursory signatures. The supporting argument for that is the qualitative analogy between the process of crack propagation and multifractal structure generation, which have been established recently (Kiyashchenko et al., 2003). The multifractal spectrum is characterized by important generalized features of the time series as information entropy and the high-order fractal dimensions, which can be sensitive to earthquake preparation processes. Application of the multifractal approach for study of the evolution of the regional seismicity distribution before a number of the large earthquakes of Japan and Southern California showed specific precursory dynamics of those parameters before the major shocks (Kiyashchenko et al., 2003). So, it is possible to expect the corresponding precursory behavior in the multifractal characteristics of ULF geomagnetic fields in seismo-active regions. The multifractal properties of the ULF signals longer than those investigated in this work suggest us to analyze longer samples of measures in order to assess the variation of the multifractal features of ULF geomagnetic signals. At the same time, we believe that a similar analysis, carried out on data coming from different sites located in the same zone and from sites belonging to different seismic areas might be very interesting to get insight on the link among multifractal properties, features peculiar to the specific site, local tectonics and very general properties of the ULF geomagnetic signals.

REFERENCES

Baker C., Hatzfeld D., Lyon-Caen H., Papadimitriou E. and Rigo A., 1997. Earthquake mechanism of the Adriatic Western Greece: implications for the oceanic subduction-continental collision transition, *Geophys. J. Int. 131*, 559-594.

Burlaga L. F., and Klein L. W., 1986. Fractal structure of the interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res. 91*, 347-351.

Diego J. M., Martinez-Gonzales E., Sanz J.L., Mollerach S. and Mart V.J., 1999. Partition function based analysis of cosmic microwave background maps. *Mon. Not. R. Astron. Soc. 306*, 427-436.

Feder J., 1988. *Fractals,* Plenum Press, New York, p. 181.

Hayakawa M., Ito T. and Smirnova N., 1999. Fractal analysis of ULF geomagnetic data associated with the Guam earthquake on August 8, 1993, *Geophys. Res. Lett. 26*, 2797-2800.

Hayakawa M., Ito T., Hattori K. and Yumoto K., 2000. ULF electromagnetic precursors for an earthquake at Biak, Indonesia on February 17, 1996, *Geophys. Res. Lett. 27*, 1531-1534.

Higuchi T., 1988. Approach to an irregular time series on the basis of the fractal theory, *Physica D 31*, 277-283.

Karakelian D., Klemperer S.L., Fraser-Smith A.C. and Beroza G.C., 2000. A transportable system for monitoring ultra-low frequency electromagnetic signals associated with earthquakes. *Seis. Res. Lett. 71*, 423-436.

Kiyashchenko D., Smirnova N., Troyan V. and Vallianatos F., 2003. Multifractal analysis of the regional seismicity dynamics before the large earthquakes, precursory evolution of spatial and temporal inhomogeneity of the seismicity distribution. *Nat. Hazards Earth Sys. Sci. 3*, 285 – 298.

Kopytenko YuA, Matiashvily TG, Voronov PM, Kopytenko EA and Molchanov OA. 1993. Detection of ULF emission connected with the Spitak earthquake and its aftershock activity based on geomagnetic pulsations data at Dusheti and Varziya observatories. *Phys. Earth Planet. Int. 77*, 85-95.

Korepanov V., Berkman R., Rakhlin L., Klymovych Ye., Prystai A., Marussenkov A. and Afanassenko M., 2001. Advanced field magnetometers comparative study, *Measurement 29*, 137-146.

Mandelbrot BB. 1974. Intermittent turbulence in self-similar cascades: divergence of high moments and dimensions of the carrier. *J. Fluid Mech 62*, 331-358.

Meneveau C and Sreenivasan KR, 1991. The multifractal nature of turbulent energy dissipation. *J. Fluid Mech. 224*, 429-484.

Molchanov OA, Kopytenko YuA, Voronov PM, Kopytenko EA, Matiashvili TG, Fraser-Smith AC and Bernardy A., 1992. Results of ULF magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak (M_S=6.9) and Loma Prieta (M_S=7.1) earthquakes: Comparative analyses. *Geophys. Res. Lett. 19*, 1495-1498.

Papazachos B. C., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics 178*, 287-308.

Shimizu Y., Thurner S. and Ehrenberger K. 2002. Multifractal spectra as a measure of complexity in human posture. *Fractals 10*, 103-116.

Stanley HE, Amaral LAN, Goldberger AL, Havlin S, Ivanov PCh and Peng C-K. 1999. Statistical physics and physiology: Monofractal and multifractal approaches. *Physica A* 270, 309-324.

Tzanis A., Vallianatos F. and Gruszow S., 2000. Identification and discrimination of transient electric earthquake precursors: Fact, fiction and some possibilities, *Phys. Earth Planet. Int. 121*, 223-248.

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

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

ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (AMS) IN VOLCANIC FORMATIONS: THEORY AND PRELIMINARY RESULTS FROM RECENT VOLCANICS OF BROADER AEGEAN.

Zananiri I. and Kondopoulou D.

Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, P.O. Box 352-1, 54124, Thessaloniki, izanan@lemnos.geo.auth.gr, despi@geo.auth.gr

ABSTRACT

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a physical property of rocks widely used in petrofabric studies and other applications. It is based on the measurement of low-field magnetic susceptibility in different directions along a sample. From this process several scalar properties arise, defining the magnitude and symmetry of the AMS ellipsoid, along with the magnetic foliation, namely the magnetic fabric. Imaging the sense of magma flow in dykes is an important task for volcanology; the magnetic fabric provides a fast and accurate way to infer this flow direction. Moreover, the AMS technique can be used in order to distinguish sills and dykes, a task that is almost impossible by using only field observations. Finally in the case of lava flows, the method can be applied to define the local flow conditions and to indicate the position of the "paleo" source region. However, this technique is quite new in Greece. Some preliminary results from volcanic formations of continental Greece and Southern Aegean are presented (Aegina, Almopia, Elatia, Gavra, Kos, Patmos, Samos, Samothraki and Santorini).

KEYWORDS

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), volcanology, petrofabrics, flow directions, Greek volcanics.

1 INTRODUCTION

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a physical property of rocks widely used in petrofabric studies and other applications. This technique, combined with palaeomagnetism and rock magnetism can greatly contribute to volcanology by providing: (1) a correlation or dating tool; (2) a way of documenting the tilting and rotation of rocks; (3) a way of assessing the thermal history of rocks; and (4) a magma flow direction indicator (e.g. Ernst 1990, McKenzie et al. 1992, Tarling & Hrouda 1993, Raposo & D'Agrella-Filho 2000, and references therein).

Petrofabric studies in volcanic rocks are difficult due to fine grain size and weak preferred orientation. The AMS efficiency in determining the internal structures, t.i. the flow plane and/or direction, of these rocks has been demonstrated in volcanic formations throughout the world (e.g. Dragoni et al. 1997, Le Pennec et al. 1998, Smith 1998, Varga et al. 1998, Archanjo et al. 2000, Canon-Tapia & Pinkerton 2000 among others). The method favours great acceptance because: it exhibits high sensitivity, is non time-consuming and can be applied to a variety of formations – lava flows, pyroclastic deposits, ash and tuff flows, ignimbrites, sills and dykes.

2 METHODOLOGY

2.1 Sampling and measurement of AMS

Oriented drilled cores or hand samples are collected on the basis of access, freshness of material and presence of flow structures. The number and distribution of sites are determined by the nature of the studied formation, e.g. different sampling strategy for dykes and lava flows.

The magnetic susceptibility, k, represents the response of a body when it is inserted in a magnetic field, and is an intrinsic physical property of minerals. In rock samples and minerals, k, varies with the direction of measurement, and can be regarded at a first approximation, in low-field and low temperature, as a symmetrical, second rank tensor. Thus, it is geometrically represented by a triaxial ellipsoid of $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ major axes.

Laboratory measurement of the magnetic susceptibility is performed either by the Agico Kappabridge KLY-2/3/4 susceptibility bridges, or the Sapphire apparatus. Each anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurement yields the magnitudes of the three principal orthogonal axes of the AMS ellipsoid, and their declinations and inclinations with respect to the geographical frame. The bulk magnetic susceptibility magnitude is given by eq. 1. The anisotropy degree (eq. 2), and the shape parameter (eq. 2) of Jelinek (1981) are the most commonly used scalar AMS parameters.

$$K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3 \tag{1}$$

$$P' = \exp\sqrt{2\left[\left(\ln\frac{K_1}{K_m}\right)^2 + \left(\ln\frac{K_2}{K_m}\right)^2 + \left(\ln\frac{K_3}{K_m}\right)^2\right]} \tag{2}$$

$$T = (\ln F - \ln L)/(\ln F + \ln L), \quad \text{where} \quad F = K_2/K_3 \;\&\; L = K_1/K_2 \tag{3}$$

2.2 General character of AMS in volcanics

The magnetic anisotropy of volcanic rocks is derived from the viscous flow during their emplacement. Various studies (Khan 1962, Bolshakov & Skorodkin 1967, Le Pennec et al. 1998, Zanella et al. 1999, among others) showed that the degree of magnetic anisotropy in volcanic rocks is usually low, less than 10%, while the bulk susceptibility ranges according to the magnetic mineralogy, but most commonly is of the order of $10^{-3} - 10^{-2}$ SI. The low anisotropy suggests that the orientation mechanism of ferromagnetic minerals is not very effective.

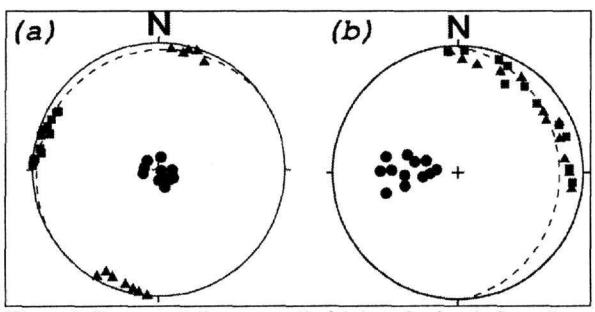


Figure 1. Representative magnetic fabrics of volcanic formations. Squares represent K_1 axes, triangles K_2 axes, circles K_3 axes, and dashed line represents the foliation plane.

Lava flows, dykes and sills have fabrics that tend to be more foliated than lineated, and since the foliation plane lies close to the flow plane, their minimum susceptibility axes are perpendicular to it. The predominance of foliation means that the maximum and intermediate axes commonly form a girdle on the stereographic projection (Fig. 1a), or can be sometimes grouped either parallel or

perpendicular to the flow direction (Fig. 1b) (Khan 1962, Ellwood 1978). These relationships have been also observed in laboratory materials in which the magma flow was simulated (Wing-Fatt & Stacey 1966, Dragoni et al. 1997).

3 APPLICATIONS

The method of anisotropy of magnetic susceptibility can be applied in various volcanic formations: dykes and sills, lava flows, pyroclastic flows, ignimbrites.

3.1 Dykes and sills

Dykes are primary conduits of magma formed in the mantle and emplaced into the crust by filling fractures created during an extensional stress regime. It is clear that the magma migrates upwards, however, the flow path may include lateral transport to great distances from the source. AMS data from chilled margins of dykes and other sheet-like intrusions can potentially yield the flow plane, the flow direction and even the flow sense (Knight & Walker 1988). Determining magma-transport directions in dykes and/or sills is one of the most important steps forward in our understanding of magmatic plumbing systems. There are several case studies exhibiting this application (Rochette et al. 1991, Archanjo et al. 2000, Herrero-Berrera et al. 2001, Gil et al. 2002, among others).

Standard sampling of dykes involves collection of samples from within 10 cm of the two chilled margins – minimum of six samples per each margin – because often the middle of the dyke has little to do with the direction of the flow (Staudigel et al. 1992, Tauxe et al. 1998). This applies especially in cases of dykes thicker than 1.5m, where the primary flow fabric is much more easily lost because the inner part of the structure is characterized by: (1) slower and less regular flow, resulting in poorly defined fabric, and (2) larger heat capacity, causing the magma to remain fluid for some time inside the already chilled margins. The basic principles of AMS interpretation of flow directions in dykes are shown in Figure 2. In the ideal case, the K_1 directions from the two margins are distinct and fall on either side of the dyke trace. The fact that the western margin data plot on the western side and the eastern margin data plot on the eastern side suggests that the flow was upwards.

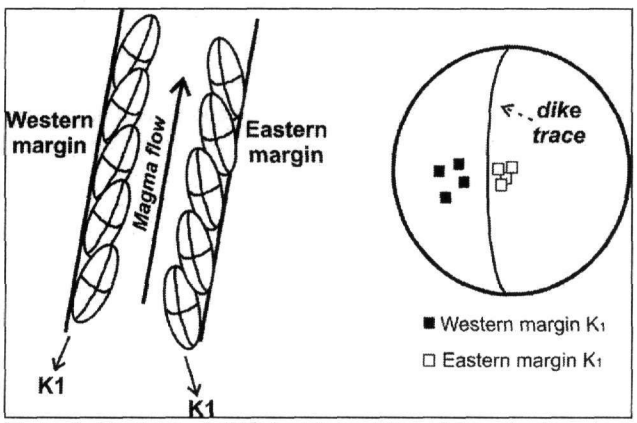


Figure 2. Principles of AMS for interpretation of flow directions in dykes (After Knight & Walker 1988, Tauxe 1998).

The orientation of the magnetic foliation can also be used to distinguish between different structures, e.g. sills and dykes, a task sometimes impossible simply by field observations (Halvorsen 1974). In the case of sills the foliation planes are almost horizontal and similar to each other, while throughout a dyke swarm the foliation planes are distributed along various semi-vertical directions.

3.2 Lava flows

The application of the anisotropy of magnetic susceptibility technique in lava flows is more complicated than in dykes/sills because of two aspects. Firstly, the flow direction is less well-constrained since the magma flows in an open environment, and secondly, there are no imbricated margins to provide directional information.

Generally, in lava flows a planar fabric with sub-horizontal K_1, K_2 axes is observed. However, flow planes and directions can be widely dispersed throughout the lava flow due to local flow conditions. A typical example can be seen in Figure 3. This Quaternary lava flow of basaltic type can be clearly followed from the volcano to its toe. Where the flow was faster and possibly less viscous the fabrics are well defined (Fig. 3a), whereas fabrics near the nose of the flow are poorly defined (Fig. 3b) due to more irregular flow or less alignment because of the slower speed and greater viscosity.

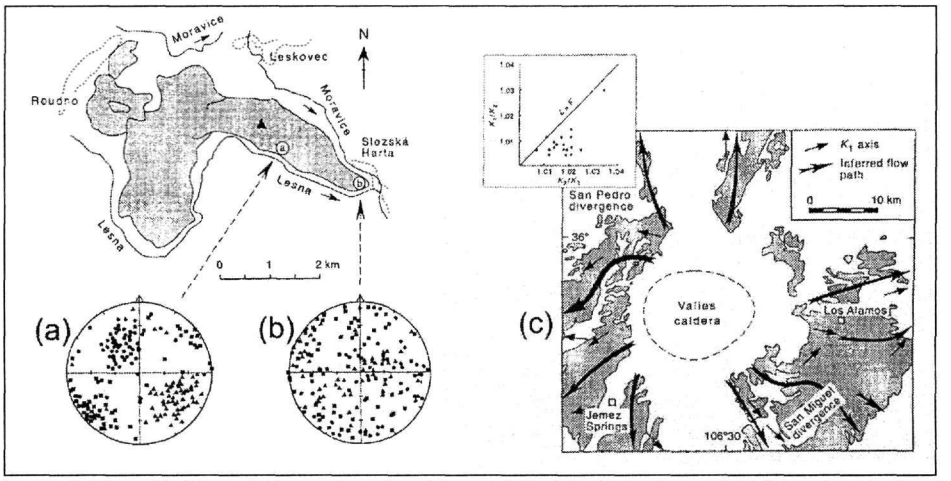


Figure 3. Magnetic fabrics and flow directions from (a) & (b) The Chribsky Les lava flow, Moravia, Czechoslovakia (After Kolofikova 1976), (c) The Tshirege member of the upper Bandelier Tuff, Valles Caldera, New Mexico (After MacDonald & Palmer 1990).

Magnetic fabrics, apart from defining local flow conditions, can also be applied to determine the magma source of the lava flow. The flow path is inferred by the directions of maximum susceptibility axes, K_1, which are pointing away from the volcanic centre. This approach is demonstrated in an example of MacDonald & Palmer 1990; magnetic fabrics helped to determine the sources of flows where these were uncertain (Fig. 3c). If AMS is applied on Miocene or younger occurrences, by indicating the direction in which the magma source is located, it can help to assess the present-day volcanic hazards.

A noteworthy factor that must be taken into account when interpreting AMS data is the eruption environment of the flow. It has been suggested that the magnetic fabrics of subaerial lavas differ from those of subaquous flows (Ellwood & Fisk 1977, Ellwood 1978). The former commonly have a consistent fabric, while the latter are said to have more random fabrics (Ellwood 1978). This difference may result from faster cooling rates, several chemical changes, and degassing phenomena caused by the presence of water during deep-sea eruptions.

3.3 Pyroclastic flows

The behaviour of pyroclastic rocks is more complicated, since deposition of the pyroclastic material and cooling may partially overlap. Moreover, the transportation and deposition can be highly variable ranging from concentrated and laminar flows to turbulent currents. However, many studies showed that pyroclastic flows have the ability to preserve in their fabric imprints of the flow direction during their emplacement, as well as information on the vent position (Knight et al. 1986, Hillhouse & Wells 1991, Seaman et al. 1991, MacDonald et al. 1992, Cagnoli & Tarling 1997).

The anisotropy of magnetic susceptibility depends on the anisotropy of each mineral grain and the spatial distribution of the grains within the rock. Thus, it is a powerful indicator of the preferred orientation of minerals and provides information about the processes leading to the transport and deposition of pyroclastic rocks. This approach was used by Zanella et al. (1999), to study the emplacement dynamics of pyroclastic surge deposits from Vulcano (Aeolian Islands, Italy). The foliation planes were horizontal and well-defined, while in most sites the lineations were directed upflow towards the eruptive centre of the La Fossa caldera.

3.4 Ignimbrites

Studying the magnetic fabric of ignimbrites with known source areas, Ellwood (1982) illustrated the potential use of the anisotropy of magnetic susceptibility in these rocks in order to locate their sources. More recently the use of the AMS technique has been extended in undeformed ignimbrites, as a flow fabric delineator (Seaman et al. 1991, Lamarche & Froggatt 1993, Palmer et al. 1996, Palmer & MacDonald 1999). In a recent study by Wang et al. (2001) the magnetic anisotropy has been also used in order to check whether some stratigraphically and geochemically similar units originated from the same source.

4 AMS DATA FROM GREECE

The AMS technique has been applied in various volcanic formations of continental Greece and Southern Aegean: Almopia, Elatia, Gavra, Kos, Samothraki and Samos. Preliminary results of the above studies, together with existing published data from Greek volcanic rocks (Fig. 4) are presented here (Table 1).

Table 1. Existing AMS data from Greek volcanics (1: Morris 2000, 2: Atzemoglou et al. 2001, 3: ongoing research; 4: Morris, personal communication; 5: Kondopoulou et al. 2004, 6: Zananiri 2000).

Location	Age	Lithology	Sites	K_m ($\times 10^{-3}$ SI)	P'	T/shape*
Aegina[1]	Plio-Quaternary	Lava flow	13	19.9	1.080	oblate
Almopia[2]	Plio-Quaternary	Lava flow	6	14.2	1.028	0.254
Kos[3]	Plio-Miocene	Lava flow	5	4.6	1.089	0.314
Patmos[4]	Plio-Miocene	Lava flow	5	0.9	1.033	oblate
Samothraki[5]	Early Miocene	Lava flow	4	14.8	1.043	0.246
Samos[3]	Miocene	Lava flow	3	8.3	1.023	0.364
Elatia[6]	Mid-Oligocene	Lava flow	8	29.3	1.027	0.068
Gavra[6]	Late Oligocene	Lava flow	2	0.3	1.045	0.376

* Oblate ellipsoid: T>0, Prolate ellipsoid: T<0. The shape of the AMS ellipsoid is indicated where no mean value for T parameter was available.

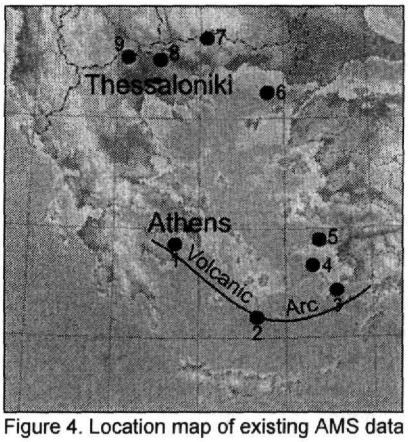


Figure 4. Location map of existing AMS data in Greece (1: Aegina, 2: Santorini, 3: Kos, 4: Patmos, 5: Samos, 6: Samothraki, 7: Elatia, 8: Gavra, 9: Almopia).

In the majority of cases the magnetic fabric is well-defined with prevailing oblate ellipsoids (Fig. 5). K_3 axes, which are perpendicular to the magnetic foliation, range from vertical to semi-vertical, defining thus a sub-horizontal flow plane. K_1 and K_2 axes are either grouped, in semi-horizontal positions, or moving along the flow plane. The anisotropy degree is low, as expected for volcanic rocks, ranging from 3 to 8%, while the magnetic susceptibility is of the order of 10^{-3}. Representative plots of the magnetic fabric are shown in Figure 6.

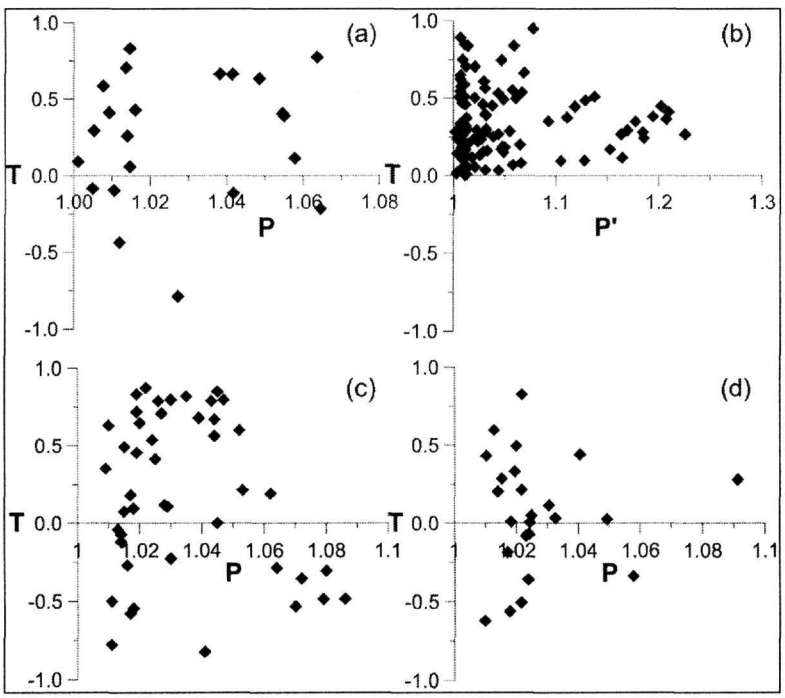


Figure 5. *P* vs. *T* plot for various Greek volcanics: (a) Almopia, (b) Kos-Samos, (c) Samothraki, (d) Elatia. Oblate susceptibility ellipsoids fall in the T>0 domain, while prolate susceptibility ellipsoids are in the T<0 domain. For definitions of parameters see text.

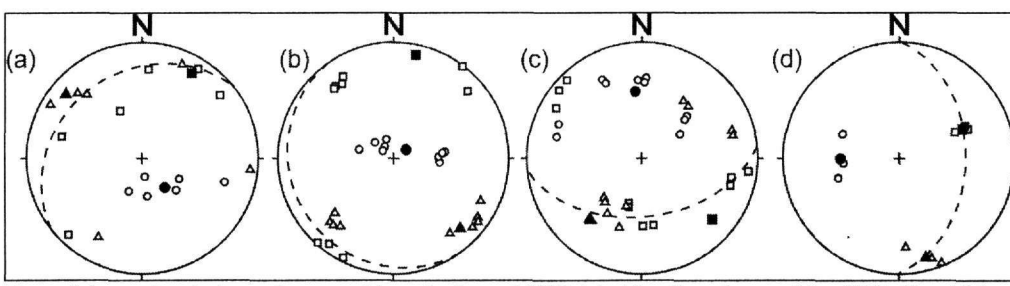


Figure 6. Lower hemisphere stereographic projections of AMS data (direction of axes of the AMS ellipsoid) from several sites from Greek volcanics: (a) Almopia, (b) Kos, (c) Samothraki, (d) Elatia. Squares represent K_1 axes, triangles K_2 axes, circles K_3 axes (open symbols are sample values and filled symbols are site means). Dashed lines represent foliation = flow planes, perpendicular to K_3 axis.

5 CONCLUSIONS

The method of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) can be successfully applied to a variety of volcanic formations allowing us to reach meaningful conclusions about their emplacement mechanism and flow direction. Thus, numerous studies have been carried out worldwide in dykes

and sills, lava flows, pyroclastic flows and ignimbrites. Recently, the method has been used in petrofabric studies of Greek volcanic rocks. Published and new data from Aegina, Almopia, Elatia, Gavra, Kos, Patmos, Samos, Samothraki and Santorini are presented. In the majority of cases the magnetic fabric was well-defined, with low anisotropy degree and quite high susceptibility values. The shape of the AMS ellipsoid was predominantly oblate.

ACKNOWLEDGEMENTS

Professor R. Lanza and Dr. A. Morris are warmly thanked for fruitful discussions, which helped to clarify several aspects of the AMS technique in volcanic rocks. This is a Geophysical Laboratory of the Aristotle University of Thessaloniki contribution number #643/2004.

REFERENCES

Archanjo, C.J., Trindade, R.I., Macedo, J.W.P., and Araujo, M.G., 2000. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil, *J. South Am. Earth Sci.*, 13, 179-189.

Atzemoglou, A., Kondopoulou, D., and I. Zananiri, 2001. Paleomagnetism and magnetic fabrics of the Almopias, Thessaly and Milos volcanics. Implications for the regional deformation, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. XXXIV/1, 61-68.

Bolshakov, A.S., and Skorodkin, Y.P., 1967. Magnetic anisotropy of eruptive rocks, *Akad. Nauk. SSSR Izv. Fiz. Zemlli,* 1967, 78-82.

Cagnoli, B., and Tarling, D.H., 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75, 309-320.

Canon-Tapia, E. and Pinkerton, H., 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 98, 219-233.

Dragoni, M., Lanza, R., and Tallarico, A., 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica), *Geophys.J. Int.*, 128, 230-240.

Ellwood, B.B., 1978. Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 254-264.

Ellwood, B.B., and Fisk, M.R., 1977. Anisotropy of magnetic susceptibility variations in a single Icelandic columnar basalt, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 116-122.

Ellwood, B.B., 1982. Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San juan Mountains, southwest Colorado, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 303-314.

Ernst, R.E., 1990. Magma flow directions in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian shield, as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data. In: Parker, A.J., Rickwood, P.C, Tucker, D.H. (Eds.), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms,* Balkema, Rotterdam, pp. 231-235.

Gil, A., Lago, M., Gale, C., Pocovi, A., and Arranz, E., 2002. Magnetic fabric in folded sills and lava flows. A case study in the Permian basalts of the Anayet Massif (Pyrenean Axial Zone, Spain), *Tectonophysics,* 350, 1-15.

Halvorsen, E., 1974. The magnetic fabric of some dolerite intrusions, NE Spitsbergen: Implications for their mode of emplacement, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 127-133.

Herrero-Bervera, E., Walker, G.P.L., Canon-Tapia, E., and Garcia, M.O., 2001. Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarms, Isle of Skye, Scotland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106, 195-210.

Hillhouse, J.W., and Wells, R.E., 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California and Nevada, *J. Geophys. Res.*, 96, 12443-12460.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics,* 79, T63-T67.

Khan, M.A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks, *J. Geophys. Res.*, 67, 2867-2875.

Knight, M.D., and Walker, G.P.L., 1988. Magma flow direction in dikes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies, *J. Geophys. Res.*, 93, 4301-4319.

Knight, M.D., Walker, G.P.L., Ellwood, B.B., and Diehl, J.F., 1986. Stratigrapfy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba tuffs: constraints on the sources and eruptive style, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 205-220.

Kolofikova, O., 1976. Geological interpretation of measurements of magnetic properties of basalts on example of the Chribsky Las Lava Flow of the Velky Roudny Volcano (Nizky Jesenik), *Cas. Mineral. Geol.*, 21, 387-396 (In Czech).

Kondopoulou, D., Michard, A., Zananiri, I., Feinberg, H., Atzemoglou, A., Pozzi, J.-P., and Voidomatis, Ph., 2004. Neogene tectonic rotations in the vicinity of the North Aegean Trough: new paleomagnetic evidence from Athos and Samothraki (Greece). *(submitted)*

Lamarche, G., and Froggatt, P.C., 1993. New eruptive vents for the Whakamaru ignimbrite (Taupo volcanic sone) identified from magnetic fabric studies, *N.Z. J. Geol. Geophys.,* 36, 213-222.

Le Pennec, J.-L., Chenn, Y., Diot, H., Froger, J.-L., and Gourgaud, A., 1998. Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms. An Anatolian case study, *Earth Planet. Sci. Lett.,* 157, 105-127.

MacDonald, W.D., and Palmer, H.C., 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff) Valles Caldera, New Mexico, USA, *Bull. Volcanol.,* 53, 45-59.

MacDonald, W.D., Palmer, H.C., and Hayatsu, A., 1992. Egan Range Volcanic Complex, Nevada: geochronology, paleomagnetism and magnetic fabric, *Phys. Earth Planet. Inter.,* 74, 109-126.

McKenzie, D., McKenzie, J.M., and Saunders, R.S., 1992. Dike emplacement on Venus and Earth, *J. Geophys. Res.,* 97, 15990-15997.

Morris, A., 2000. Magnetic fabric and palaeomagnetic analyses of the Plio-Quaternary calc-alkaline series of Aegina Island, South Aegean volcanic arc, Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.,* 176, 91-105.

Palmer, H.C., McDonald, W.D., Gromme, C.S., and Ellwood, B.B., 1996. Magnetic properties and emplacement of the Bishop Tuff, California, *Bull. Volcanol.,* 58, 101-116.

Palmer, H.C., and MacDonald, W.D., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations, *Tectonophysics,* 307, 207-218.

Raposo, M.I.B., and D'Agrella-Filho, M.S., 2000. Magnetic fabrics of dike swarms from SE Bahia State, Brazil: their significance and implications for Mesoproterozoic basic magmatism in the Sao Francisco Craton, *Precambrian Res.,* 99, 309-325.

Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F., and Reuber, I., 1991. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In: Peters, Tj., Nicolas, A., Coleman, R.G. (Eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere,* Kluwer, Dordrecht, pp. 55-82.

Seaman, S.J., McIntosh, W.C., Geissman, J.W., Williams, M.L., and Elston, W.E., 1991. Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement and ateration processes, *Bull. Volcanol., 53,* 460-476.

Smith, J.V., 1998. Interpretation of domainal groundmass textures in basalt lavas of the southern Lamington Volcanics, eastern Australia, *J. Geophys. Res.,* 103, 27383-27391.

Staudigel, H., Gee, J., Tauxe, L., and Varga, R.J., 1992. Shallow intrusive directions of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data, *Geology,* 20, 841-844.

Tarling, D.H., and Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks,* Chapman and Hall, London, 217 pp.

Tauxe, L., Gee, J.S., and Staudigel, H., 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way, *J. Geophys. Res.,* 103, 17775-17790.

Tauxe, L., 1998. *Paleomagnetic principles and practice*, Kluwer Academic Publishers, Dordreht/Boston/London, pp. 299.

Varga, J.V., Gee, J.S., Staudigel, H., and Tauxe, L., 1998. Dike surface lineations as magma flow indicators within the sheeted dike complex of the Troodos ophiolite, Cyprus, *J. Geophys. Res.,* 103, 5241-5256.

Wang, X., Roberts, J., and Schmidt, P., 2001. Flow directions of Carboniferous ignimbrites, southern New England Orogen, Australia, using anisotropy of magnetic susceptibility, *J. Volcanol. Geotherm. Res.,* 110, 1-25.

Wing-Fatt, L., and Stacey, F.D., 1966. Magnetic anisotropy of laboratory materials in which magma flow is simulated, *Pure Appl. Geophys.,* 64, 78-80.

Zananiri, I., 2000. Examination of the relationships between magnetic and mineralogical – histological anisotropy in granitic rocks, *Master Thesis*, Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece.

Zanella, E., De Astis, G., Dellino, P., Lanza, R., and La Volpe, L., 1999. Magnetic fabric and remanent magnetization of pyroclastic surge deposits from Vulcano (Aeolian Islands, Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.,* 93, 217-236.

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

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

MAGNETIC FABRICS OF THE TERTIARY VRONDOU PLUTONIC COMPLEX, NORTHERN GREECE.

Zananiri I.[1], Dimitriadis S.[2], Kondopoulou D.[1], and Kilias A.[3]

[1] *Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, izanan@lemnos.geo.auth.gr, despi@geo.auth.gr*

[2] *Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, sarantis@geo.auth.gr*

[3] *Department of Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, kilias@geo.auth.gr*

ABSTRACT

The emplacement and tectonic evolution of the Tertiary Vrondou granitoid in the Greek Rhodope has been studied by a combination of field tectonic, microtextural and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) methods. The Vrondou pluton is composed of at least two intrusions: a Mid-Oligocene one at its eastern and an Early Miocene at its western parts. Room for the emplacement in both cases was provided by the opening of an extensional ramp space within a several km thick, mid-crustal subhorizontal shear zone, with a top to the SW sense, active during the Mid-Oligocene to Early Miocene period. The older eastern part of the pluton is much less deformed than the younger western part. Magmatic textures are well preserved in the older intrusion whereas they are scarcely present in the younger one. They indicate a NW-SE direction of magmatic flow in both cases. Sub-solidus plastic deformation affected mostly the younger western part of the pluton and only locally the older eastern one. In both cases mineral lineations trending NE-SW were developed. An increase in the shear rate by the Early Miocene or a localization of shear mainly in the west, in combination with the more silica saturated rock types present there, are probably the reasons for the different deformational behaviour of the two parts of the pluton.

1 INTRODUCTION

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has become a powerful tool for unravelling the emplacement, cooling and deformational history of granitic plutons (e.g. Bouchez *et al.* 1990, Trindade et al. 1999). AMS can detect feeble anisotropies imperceptible in the field, imprinted in the rock either at super-solidus temperatures during the emplacement of partly crystallized magmatic bodies, or shortly after their complete crystallization at sub-solidus yet relatively high temperatures, or even long after their emplacement, crystallization and cooling. Once such magnetic anisotropies and their principal orientations are identified by AMS, re-examination of field exposures and careful study of oriented thin sections or polished slabs may reveal mineral and fabric anisotropies which otherwise could have passed unnoticed. In certain cases AMS can also provide clues as to the mechanism and kinematics responsible for the observed anisotropy.

In this paper we present the results of a combined AMS and microtextural study of the approx. 300 km^2 Vrondou granitic pluton, northern Greece. Vrondou is one of the several Tertiary plutonic bodies that intruded in the metamorphic formations of the Rhodope massif (Fig. 1).

Petrological aspects of the Tertiary granitic rocks emplaced in the Rhodope can be found in several unpublished Theses (Papadakis 1965, Christofides 1977, Sklavounos 1981, Theodorikas 1982, Soldatos 1985, Kyriakopoulos 1987, Kolokotroni 1992). General reviews of the Tertiary magmatism in the Rhodope were presented by Jones et al. (1992) and Christofides et al. (2001).

A lot of work has been done concerning the Tertiary tectonic evolution of the Rhodope (Kronberg 1969, Kronberg et al. 1970, Burg et al. 1990, Koukouvelas & Doutsos 1990, Dinter & Royden

1993, Dinter 1991, 1994, Dimitriadis 1995, Burg et al. 1995, Dimitriadis et al. 1998, Kilias & Mountrakis 1998, Mposkos 1998, Soldatos et al. 1998, Kilias et al. 2002). This is characterized by the presence of a several km thick mid crustal subhorizontal shear zone with a top to the SW sense of shear, which affected successively the Rhodopian units from top to bottom during Eocene to Oligocene – Miocene times. Southwest sense of movement was associated with greenschist to amphibolite facies metamorphism and syn-extensional granite intrusions during the Oligocene and the Early Miocene. The whole complex was elevated and finally exhumed its core via an extensional unroofing that started by the Middle Miocene and resulted in the opening of the Strymon Valley (Dinter 1991, 1994, Dinter & Royden 1993). The Strymon Valley detachment fault actually bounds the Vrondou pluton from the west (Fig. 1).

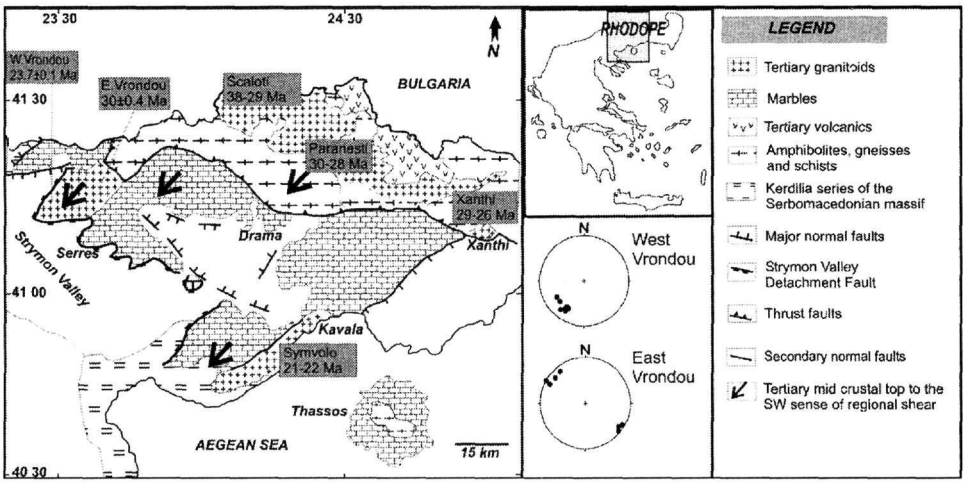


Figure 1. Tertiary granitoid intrusions (with their isotopic ages) and the main lithological and tectonic features of the Greek Rhodope. (After Kilias & Mountrakis 1998). The two stereoplots represent stretching lineations measured in the present study in western and eastern Vrondou.

Vrondou is a petrologically composite pluton, with granitic, syenitic, granodioritic, monzonitic and quartz monzonitic parts (Fig. 2a). According to the most recent and reliable radiometric age determinations (Ar-Ar in hornblende and U-Pb in titanite, Kauffman 1995, Dinter et al. 1995) the pluton was formed by at least two distinctive intrusive events separated by several million years. During the earlier one, of Mid-Oligocene age (30 ± 0.4 Ma, Ar-Ar in hornblende) the monzonitic and granodioritic types were emplaced in the eastern part of the composite pluton, whereas during the later, of latest Oligocene to Early Miocene age (23.7 ± 0.1 Ma, U-Pb in titanite) the more silica saturated granitic and quartz monzonitic types were emplaced in its western part. No clear-cut contacts between the crystallized products of these two emplacement events have however been identified in the field.

A subhorizontal planar fabric with top to the SW sense of shear is strongly imprinted in the south-western, younger part of the pluton and has been generally interpreted as due to a "syn-emplacement" Early Miocene deformation event. This same fabric, less well developed, is however also present, though only locally, at the eastern, older part of the pluton.

It has been proposed (Kolokotroni & Dixon 1991, Kolokotroni 1992) that the Vrondou pluton was emplaced by influx of magma into a flat extensional ramp space, laterally bounded at the last stages of intrusion by a steep dextral wrench shear pair. This model is consistent with the shallow stretching and mineral lineations trending NE-SW, mainly seen in the central and southwestern parts of the pluton. The same authors have also suggested on geochemical evidence that the sequence of intrusions and the movement of a "crystallization front" in Vrondou was from SW to NE. This latter is at variance to the results of the age determinations referred above.

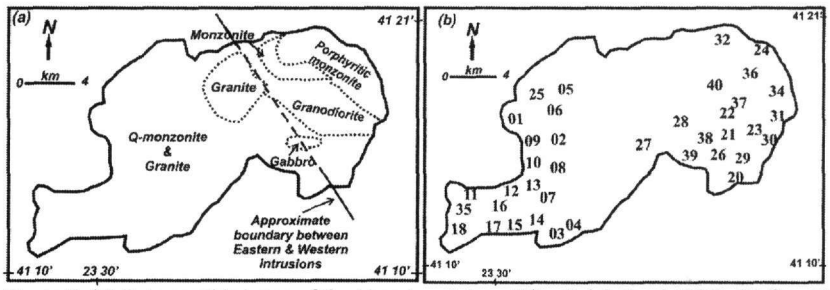


Figure 2. (a) Petrographic types of the Vrondou pluton. (After Kolokotroni 1992), (b) Sampling sites in the Vrondou pluton.

A combined AMS and microtextural analysis of the state and spatial distribution of deformation covering both parts of the pluton could help understand the emplacement sequence and the reasons for the observed differences in the deformational behaviour between these two parts. This is the aim of the present study, preliminary results of which have already been presented in Zananiri et al. 2002).

2 SAMPLING AND MEASUREMENTS

Drilled cores and oriented hand samples were collected at 40 sites (Fig. 2b). Sampling was restricted only in areas exposing fresh rock; due to its deep weathering most of the central part of the pluton was for this reason left out.

Both AMS and palaeomagnetic measurements were performed on the collected samples. Thermomagnetic analyses and isothermal remanent magnetization (IRM) measurements were carried out to investigate the magnetic mineralogy. Microscopic examination of oriented thin sections helped characterizing the microstructures. All these data were combined with field structural data.

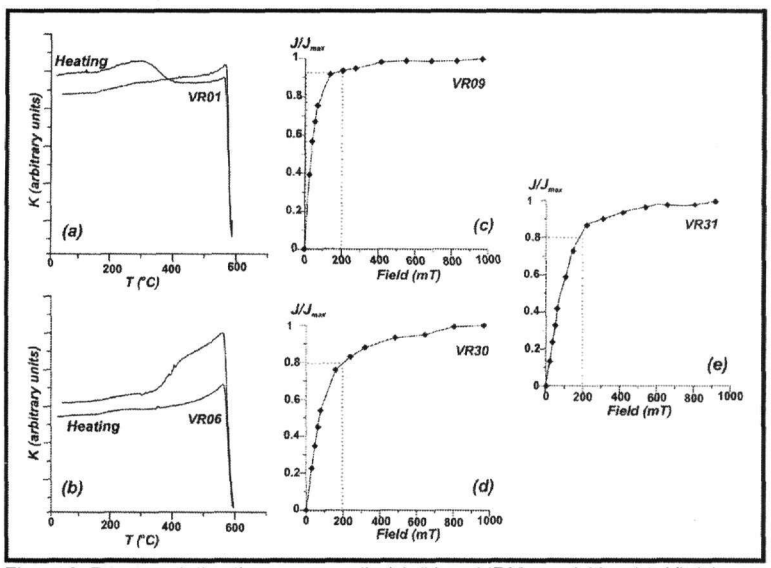


Figure 3. Representative thermomagnetic (a)-(b) and IRM acquisition (c)-(d)-(e) curves.

3 MAGNETIC MINERALOGY

Palaeomagnetic and rock magnetic experiments were performed at the Palaeomagnetic Laboratory of the Aristotle University of Thessaloniki. Representative thermomagnetic curves (Fig. 3a,b) show that the magnetic susceptibility *K* decreases to zero at 580°C, the Curie temperature typical of

magnetite. Stepwise acquisition of the IRM indicates that more than 80% of saturation is reached at fields lower than 200 mT (Fig. 3c,d,e). Thus, magnetite as the main magnetic carrier can be assumed, along with the presence of small amounts of hematite. The Lowrie-Fuller (1971) and Cisowski (1981) tests suggest that the remanence carrier is mostly multi-domain magnetite. Magnetite as the prevailing magnetic phase is also verified by thermal and AF-demagnetization experiments. Combining the results of the thermomagnetic curves and the Lowrie-Fuller tests we can assume that we have a mixture of coarse- and fine-grained magnetites.

4 ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

The anisotropy of the magnetic susceptibility was measured with the Kappabridge KLY-2 and KLY-3 apparatuses at the Palaeomagnetic Laboratories of the Universities of Plymouth (UK), Sofia (Bulgaria) and Turin (Italy). A few samples were measured at all three laboratories to ensure accuracy and compatibility of the data sets. Each AMS measurement yields the magnitudes of the three principal orthogonal axes of the AMS ellipsoid ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$), and their declinations and inclinations with respect to the geographical frame. The bulk magnetic susceptibility magnitude is given by $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$. The anisotropy degree $P' = \exp\sqrt{2\left[\left(\ln\frac{K_1}{K_m}\right)^2 + \left(\ln\frac{K_2}{K_m}\right)^2 + \left(\ln\frac{K_3}{K_m}\right)^2\right]}$, and the shape parameter of Jelinek (1981) $T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$, where $F = K_2/K_3$ and $L = K_1/K_2$, were also calculated. Table 1 gives averages of the AMS data at each of the 40 sites.

4.1 Scalar AMS data

The measured scalar AMS parameters vary significantly throughout the examined parts of the pluton, but the western and eastern Vrondou have clearly different behaviours. In western Vrondou susceptibility ranges from 1.120×10^{-3} to 48×10^{-3} SI, with a unimodal distribution and a frequency peak around 10×10^{-3} SI (Fig. 4a,b). Eastern Vrondou on the other hand exhibits much lower mean susceptibilities, ranging from 0.255×10^{-3} to 36.020×10^{-3} SI, with a bimodal distribution, the major peak being at very low values ($<10^{-3}$ SI) and the other at intermediate values ($\sim10\times10^{-3}$ SI). Note that the main peaks of the two distributions differ by one order of magnitude.

Examining the magnetic susceptibility (K) versus the anisotropy degree (P') (Fig. 4c,d) other differences between the two areas become evident. In western Vrondou the anisotropy degree is high, ranging from 13 to 55%, with a mean value of 37%. A linear correlation is observed between *K* and *P'*, as is usually the case for magnetite-bearing plutons (Bouchez 1997). In the eastern Vrondou the anisotropy ranges between 5 and 56%, but anisotropies higher than 30% are present only in 3 sites, with a mean at 18%. The *P'* versus *K* plot does not show any correlation between the two parameters.

As to the shape of the AMS ellipsoid (Fig. 4e,f), in western Vrondou the *T* values range from –0.191 to 0.881, with a mean at 0.350, indicating that oblate ellipsoids prevail. The *T* versus *P'* plot points to the lack of prolate-shaped ellipsoids. Noteworthy is the trajectory of T with increasing anisotropy degree. The dashed line in figure 5e first follows a curve of regression and then changes to a steep increase, approaching the shape of a parabola. Similar paths have been referred by Borradaile & Henry (1997) for sedimentary strained rocks, where the Jelinek plot showed the general trend of the AMS ellipsoid during deformation. In eastern Vrondou the picture is totally different. The shape parameter *T* ranges widely from –0.737 to 0.874, and in the T(P') plot two distinct concentrations are present; one in the positive T – low P' domain with a mean value of 0.415, and the other in the negative T – high P' domain with a mean of –0.200. Hence, with increasing anisotropy the AMS ellipsoid changes from oblate to prolate. These very different T(P') trajectories point to different deformation paths for the western and eastern parts of the pluton.

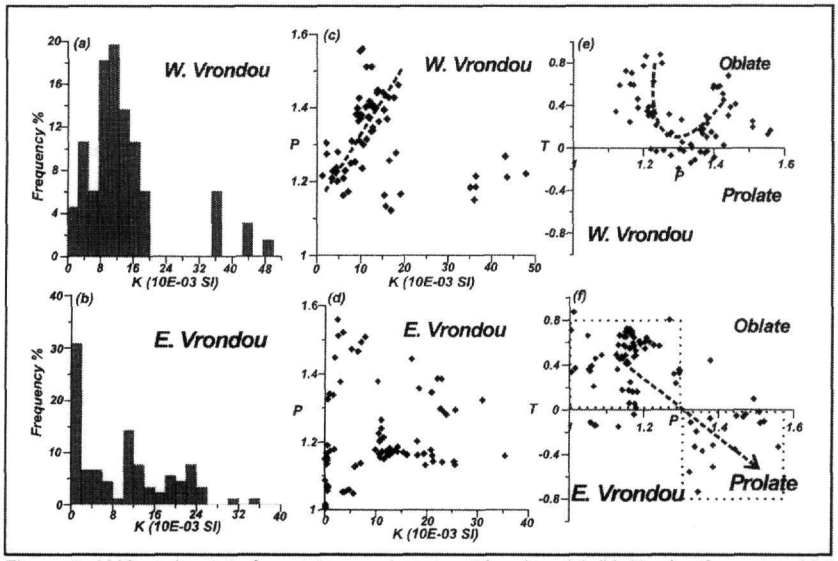


Figure 4. AMS scalar data for western and eastern Vrondou: (a)-(b) K value frequency histogram; (c)-(d) P' vs. K plot; (e)-(f) P' vs. T plot.

4.2 Magnetic fabric

The magnetic fabrics throughout the studied parts of the Vrondou pluton are well defined, allowing thus reliable interpretations. The prevailing magnetic lineation (K_1) in the strongly deformed western part of the pluton is subhorizontal and trends NE-SW (Fig. 5a) parallel to the mylonitic mineral lineation of these rocks. However, at a few sites magnetic lineations trending NW-SE were recorded. These are related with rocks preserving magmatic textures.

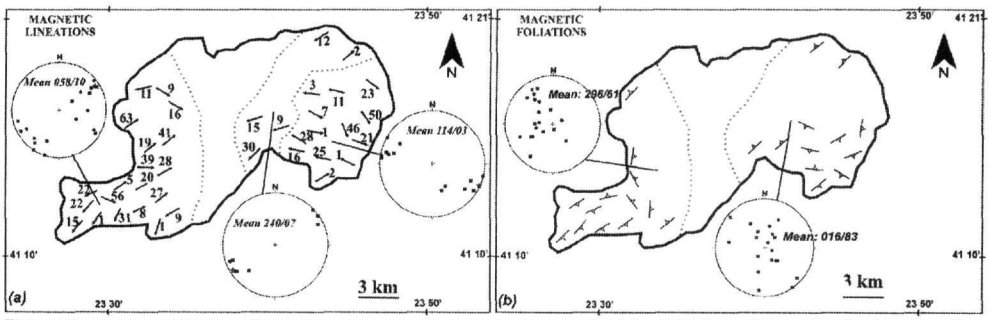


Figure 5. a) Magnetic lineations (K_1 axe with plunges in degrees), Schmidt plots (lower hemisphere) and average orientations in the west and east of Vrondou. b) Magnetic foliations in the different sub-domains of the Vrondou pluton, Schmidt plots of K_3 axes and average orientations in the west and east of Vrondou. In both figures, the dashed lines distinguish between the parts of the pluton where the stereoplots are valid.

By contrast, the prevailing magnetic lineation in the almost undeformed, eastern part of the pluton is also close to horizontal but trends NW-SE (Fig. 5a). However, a few sites yield NE-SW magnetic lineations and these are related with rocks bearing indications of post-crystallization deformation. The above differences between the eastern and the western parts of the pluton may be attributed to their different responses under the same stress field.

Both in eastern and western Vrondou K_3 axes are mostly subvertical, defining subhorizontal foliation planes (Fig 5b). The few sites that exhibit steep K_1-K_2 planes are close to the borders of the pluton and may be related either to magmatic flow close to steep bordering "walls", or to marginal deflections of originally subhorizontal foliation planes during the exhumation stage.

Table 1. Average AMS data for each sampling site from the Vrondou pluton

Site	N	$K_m \times 10^{-3}$	L	F	P'	T	K_{max} (Dec/Inc)	K_{int} (Dec/Inc)	K_{min} (Dec/Inc)
1	7	18.910	1.074	1.149	1.233	0.337	056/63	155/03	249/27
2	8	10.311	1.172	1.133	1.328	-0.122	051/41	148/07	239/49
3	16	2.012	1.080	1.140	1.232	0.320	198/01	112/33	310/58
4	8	14.900	1.126	1.156	1.303	0.118	241/09	339/33	141/54
5	6	9.866	1.063	1.059	1.126	-0.074	122/09	218/03	215/19
6	7	16.421	1.055	1.103	1.164	0.353	119/16	021/55	352/65
7	4	10.946	1.187	1.289	1.534	0.184	062/27	171/39	272/59
8	4	19.199	1.116	1.283	1.445	0.391	062/28	156/07	258/61
9	4	12.903	1.067	1.303	1.417	0.608	056/19	153/14	278/67
10	5	16.407	1.150	1.169	1.345	0.044	091/39	348/17	241/46
11	5	27.773	1.061	1.109	1.181	0.330	240/22	087/56	328/18
12	6	9.757	1.132	1.207	1.369	0.209	050/05	319/08	168/81
13	4	10.144	1.147	1.155	1.325	0.020	056/20	327/01	232/70
14	6	34.407	1.043	1.129	1.185	0.501	059/08	161/52	323/37
15	5	6.553	1.040	1.216	1.288	0.718	202/31	093/29	328/45
16	5	7.164	1.032	1.160	1.213	0.628	117/56	232/12	336/21
17	5	4.233	1.081	1.144	1.239	0.274	213/01	118/34	311/58
18	6	11.339	1.180	1.148	1.355	-0.095	217/15	094/63	315/25
19	5	11.557	1.119	1.354	1.539	0.467	064/11	329/03	217/72
20	5	5.850	1.214	1.206	1.464	-0.020	056/02	146/22	321/68
21	8	10.144	1.039	1.124	1.176	0.497	103/01	193/37	012/53
22	5	23.624	1.091	1.183	1.297	0.319	122/07	219/52	026/37
23	6	12.382	1.026	1.116	1.181	0.665	160/46	64/06	329/43
24	5	0.487	1.031	1.035	1.068	0.055	047/02	316/79	133/10
25	7	18.914	1.231	1.097	1.364	-0.323	255/11	154/04	065/73
26	4	-0.004	1.030	1.087	1.124	0.487	285/25	077/58	187/13
27	7	1.834	1.236	1.160	1.439	-0.177	250/15	348/27	135/59
28	12	0.330	1.023	1.124	1.188	0.676	250/09	352/19	139/61
29	4	1.418	1.086	1.084	1.177	-0.011	300/01	069/06	031/80
30	4	21.356	1.033	1.102	1.144	0.502	113/21	210/19	337/61
31	5	12.865	1.036	1.134	1.184	0.565	149/50	024/27	279/27
32	6	6.304	1.019	1.053	1.075	0.444	235/12	053/80	145/01
33	4	4.306	1.068	1.016	1.090	-0.547	-	-	-
34	9	19.023	1.070	1.087	1.165	0.102	127/23	222/03	312/07
35	4	13.005	1.164	1.120	1.345	-0.026	222/22	100/52	327/28
36	4	0.112	1.002	1.007	1.010	0.572	225/30	135/10	044/66
37	7	10.744	1.045	1.181	1.250	0.582	284/11	015/05	110/77
38	4	34.427	1.058	1.171	1.249	0.475	302/28	045/07	150/66
39	7	21.681	1.080	1.095	1.183	0.092	282/16	193/27	029/64
40	4	31.463	1.047	1.074	1.126	0.220	277/03	023/38	194/47

5 MICROTEXTURES

In most of the of the pluton, where granodiorite and monzonite prevail, the rocks appear macroscopically isotropic. However, it is in these parts that AMS measurements record the NW-SE trending magnetic anisotropy. This direction does not match any tectonic fabric known anywhere in the Rhodope, which constantly presents only NE-SW stretching lineations. For this reason we re-

examined outcrops of these rocks and studied oriented samples cut parallel and normal to the NW-SE direction. What we found macroscopically is that platy microgranular enclaves of cm to dm scales, although dipping at various angles, are constantly subparallel to the NW-SE direction. In a few cases a faint NW-SE trending lineation was also visible in the field.

Under the microscope, even the most isotropic looking rocks with typical magmatic textures and no indication of solid state deformational reworking apart from incipient undulose extinction in quartz (Plate I a,b), reveal a plagioclase orientation anisotropy. Most of the platy plagioclase crystals have their long axes parallel to the NW-SE direction (Plate Ic). In the same rocks a rather well defined NW-SE orientation of "strings" of magnetite crystals, and to some extent of hornblende, can be seen (Plate Id). All the above lead us to suggest that the NW-SE directed fabric is of magmatic origin and has been clearly recorded by AMS. A NW-SE directed "magmatic movement" can be deduced, although this was apparently more complicated than a simple laminar flow.

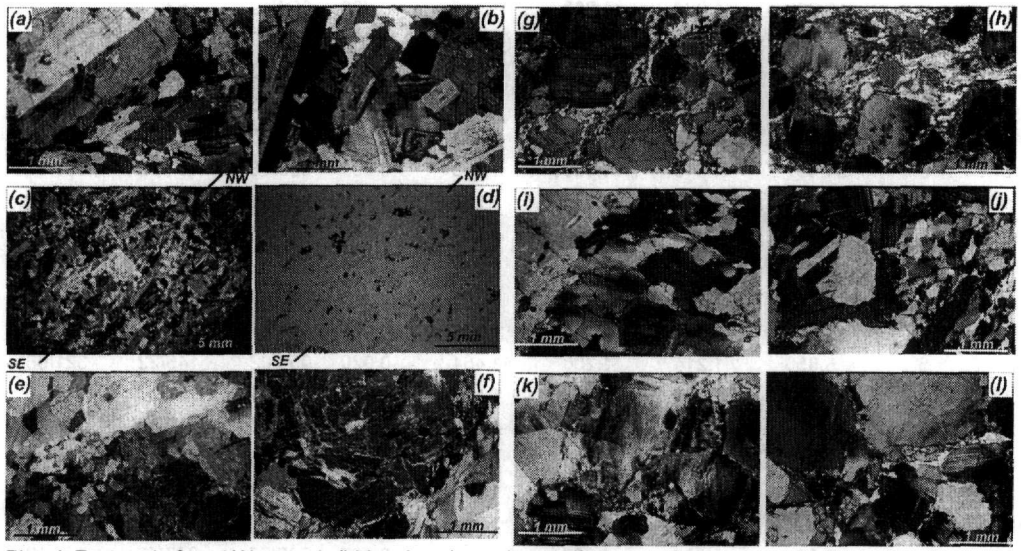


Plate I. Eastern (a-f) and Western (g-l) Vrondou photomicrographs.
(a)-(b) Magmatic textures in the monzonites, (c)-(d) Subparallel alignment of plagioclase laths, (c) and of femics and opaques, (d) Same thin section and field of view with crossed polars (XPL) (c) and plain polarized light (PPL) (d), (e) Quartz mosaics in a slightly deformed rock , (f) Marginal dislocation and recrystallization of a plagioclase megacryst, (g)-(h) Mylonitic fabric in quartz monzonites, (i)-(j) Dynamic recrystallization of quartz in quartz monzonites, (k)Recrystallized dislocations in feldspars, (l) Streams of microgranular quartz matrix.

In the same eastern part of the pluton there are places where the rocks show indications of plastic deformation, with a NE-SW trending mineral lineation on flat subhorizontal shearing surfaces. Under the microscope the solid state plastic reworking of the rock is testified by the dynamic recrystallization of quartz which turns into mosaic multigrains (Plate Ie), by broken and annealed feldspar megacrysts (Plate If) and by a new NE-SW alignment of smaller plagioclase crystals, femics and opaques. True mylonitic fabrics however are lacking.

In the western part of the pluton (Early Miocene in age) large tracts of quartz monzonite and granite, the most common types there, have been pervasively deformed by a top to the SW shear, which resulted in NE-SW trending mineral lineations. Original magmatic textures have been generally overprinted by solid-state plastic deformation, which in a few cases continued until reaching semi-brittle conditions. Dynamic recrystallization of quartz, development of deformational twins in plagioclase, "mechanical abrasion" of feldspar crystals and "flow" of a microgranular quartz matrix round them are very common features in these mylonitized rocks (Plate I g,h). The magnetic lineation in these rocks matches perfectly the observed tectonic fabric.

The few sites in the western part of the pluton where magnetic lineations deviate significantly from the regional NE-SW trend, turning towards the NW-SE direction, correspond to rocks that apparently escaped intense sub-solidus reworking by the NE-SW trending shearing. In these rocks, apart from local dynamic recrystallization of quartz, recrystallized dislocations in feldspars and for-

mation of some streams of microgranular quartz matrix (Plate I i,j,k,l), the original magmatic texture has not changed much and no new mineral alignments were developed. It is therefore very likely that the magnetic anisotropy in these rocks also records to a large degree the original magmatic flow orientation, which we believe was also NW-SE oriented, as was in eastern Vrondou.

6 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In both parts of the Vrondou pluton, but especially in the older (Mid-Oligocene) eastern part, an original magmatic fabric indicates that magmatic flow was NW-SE oriented, though no specific direction of flow can be deduced. Also in both parts of the pluton, but especially in the younger (Early Miocene) western part, a regional NE-SW oriented subhorizontal shear, with top to the SW sense, overprints the original magmatic texture, developing a NE-SW oriented mineral lineation. AMS measurements have detected the original magmatic and the sub-solidus tectonic fabrics in both parts of the pluton.

Two questions arise from the above: a. is it significant that the direction of magmatic flow appears to be nearly normal to the shear direction in both the Mid-Oligocene and the Early Miocene intrusions? b. why has NE-SW shear affected more intensely the western, younger part of the pluton than the eastern, older part of it? Likely answers to the above questions will be given in the discussion that follows on the emplacement mechanism of the Vrondou pluton.

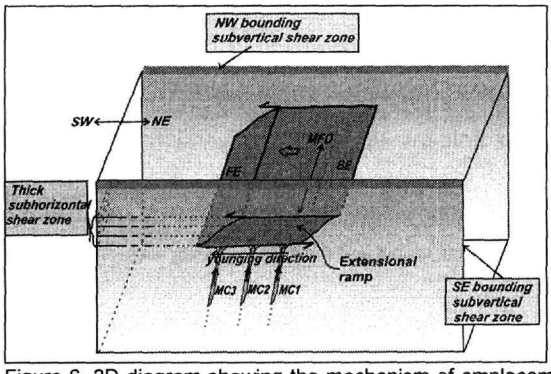


Figure 6. 3D diagram showing the mechanism of emplacement of the Vrondou pluton. FE: Frontal edge of the extensional ramp (younger intrusions), BE: back edge of the extensional ramp (older intrusions), MC: Ascending magma conduits, MFD: Main magmatic flow direction.

The emplacement model we present is inspired from one already proposed by Kolokotroni & Dixon (1991) and Kolokotroni (1992). Following these authors we envisage a subhorizontal extensional ramp space at mid crustal levels (Fig. 6) formed by the regional top to the SW shear movement in the Rhodope, active during the Mid Oligocene to Early Miocene period. A box-like extensional ramp space was incrementally widening and was simultaneously being filled with batches of magma generated at deeper levels. Free space for the influx of magma within the extensional ramp was provided by the southwestward movement of its frontal edge in relation to its back edge, and this may have been accommodated by strike-slip movements on two subvertical shear zones bounding the ramp space from NW and SE. According to Kolokotroni & Dixon (1991) and Kolokotroni (1992) a subvertical shear zone at the southwestern border of the pluton was active during the latest stage of extension when conditions changed from ductile to brittle. Such structures may however be the last traces of earlier, longer lasted subvertical ductile shear zones, of which little evidence may have been left, especially after their possible function as bordering walls during the pluton exhumation. If such steep, deep reaching shear zones did actually bound the extensional ramp space, then could have also acted as paths for the ascending magma, which was therefore entering from the NW or SE the gradually developing ramp space and was filling it by steaming along a NW-SE direction. Early magmatic intrusions were attached to the back edge of the ramp space, while new space was developing in its frontal edge.

The stronger imprint of the NE-SW shearing in the Early Miocene rocks in the west, as compared to the Mid Oligocene ones in the east, may be the result of any, or of a combination of the following three, not mutually exclusive factors.The first is that the rate of regional shear movement may have been higher by Early Miocene in relation to the Mid Oligocene; therefore, the more deformable hotter rock in the west took most of the strain, whereas the colder rock in the east was left with only the feeble deformation imposed on it shortly after its emplacement in the Mid Oligocene. The second is that the younger rocks in the west were more deformable due to their high quartz and biotite content in relation to the less silica saturated, hornblende bearing older rock types in the east. The third is that the initial stages of activation of the Strymon detachment may have especially affected the western parts of the pluton in addition to the deformation imposed by the regional Mid Tertiary shearing. The Strymon detachment, a clearly Neogene brittle structure, bounds the Vrondou pluton from the west and is related (it was actually responsible for) the starting of its exhumation. The direction and sense of movement of this detachment are the same with the mid Tertiary regional shearing. It may be that the initiation of the Strymon detachment was actually the gradual localization of the thick mid Tertiary subhorizontal shear zone into a much thinner zone within it, before ending up at a single brittle detachment surface. This localization probably started before the Middle Miocene, since by that time sediments were deposited in extensional basins already opened by the Strymon detachment (Dinter & Royden 1993). The restriction of shear movement near the western margin of the Vrondou pluton by the Early to Middle Miocene may have strongly affected its western parts as long as they were still hot.

ACKNOWLEDGEMENTS

The first author thanks the National Grant Foundation of Greece for financial support. Mary Kovacheva, Roberto Lanza and Antony Morris are gratefully acknowledged for allowing the use of the facilities at their laboratories and providing helpful advice. R. Trindade, Ch. Zananiri and S. Zananiri are warmly thanked for their help in the field. The paper benefited from the reviews of Simo Spassov and an anonymous referee. This is Geophysical Laboratory of the Aristotle University of Thessaloniki contribution number # 640/2004.

REFERENCES

Borradaile, G.J. & Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth-Science Reviews, 42, 49-93.

Bouchez, J.-L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. From: Bouchez, J.-L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer Academic Publishers, Dortrecht, pp. 95-112.

Bouchez, J.-L., Gleizes, G., Djouadi, T. & Rochette, P. 1990. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites : the example of the Foix pluton (French Pyrenees). Tectonophysics, 184, 157-171.

Burg, J. P., Ivanov, Z., Ricou, L. E., Dimor, D. & Klain, L. 1990. Implications of shear-sense criteria for the tectonic evolution of the central Rhodope massif, southern Bulgaria. Geology, 18, 451-454.

Burg, J. P., Godfriaux, I. & Ricou, L. E. 1995. Extension of the Mesozoic Rhodope thrust units in the Vertiskos-Kerdilion Massifs (Northern Greece). C. R. Acad. Sci. Paris, 320 lia, 889-896.

Christofides, G. 1977. A contribution to the study of the plutonic rocks of Xanthi area. PhD thesis, Aristotle University of Thessaloniki.

Christofides, G., Koroneos, A., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. & Kilias, A. 2001. Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope Massif (Northern Greece). Acta Vulcanologica, 13 (1-2), 73-89.

Cisowski, S. 1981. Interacting vs. non-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 26, 56-62.

Dimitriadis, S. 1995. A likely petrological evidence for large scale southwestward displacement of the Serbomacedonian over the Pangaion Unit in Late Tertiary. Geological Society of Greece, Special Publications, No 4, 21-23.

Dimitriadis, S., Kondopoulou, D. & Atzemoglou, A. 1998. Dextral rotations and tectonomagmatic evolution of the southern Rhodope and adjacent regions (Greece). Tectonophysics, 299, 159-173.

Dinter, D. 1991. Neogene detachment faulting and the Rhodope metamorphic core complexes, northern Greece. EOS Trans. AGU, 72(44), Fall Meet. Suppl., 460.

Dinter, D. A. 1994. Tectonic evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. PhD thesis, 320 pp., Mass. Inst. of Technol., Cambridge.

Dinter, D. A. & Royden, L. H. 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope metamorphic core complex. Geology, 21, 45-48.

Dinter, D., Macfarlane, A., Hames, W., Isachnsen, C., Bowring, S. & Royden, L. 1995. U-Pb and $_{40}Ar/_{39}Ar$ geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. Tectonics, 14, 4, 886-908.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79, T63-T67.

Jones, E. C., Tarney, J., Baker, J. & Gerouki, F. 1992. Tertiary granitoids of the Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? Tectonophysics, 210, 295-314.

Kaufman, P. S. 1995. Extensional tectonic history of the Rhodope metamorphic core complex, Greece, and geophysical modeling of the Halloran Hills, California. PhD thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 295 pp.

Kilias, A. A. & Mountrakis, D. M. 1998. Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). Acta Vulcanologica, 10 (2), 331-337.

Kilias, A., Tranos, M., Orozco, M., Alonso-Chaves, F. & Soto, J. 2002. Extensional collapse of the Hellenides: a review. Rev. Soc. Geol. Espana, 15 (3-4), 129-139.

Kolokotroni, C. 1992. The emplacement and petrogenesis of the Vrodou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece. PhD thesis, University of Edinburgh, 425pp.

Kolokotroni, C. N. and Dixon, J. E. 1991. The origin and emplacement of the Vrondou granite, Serres, NE Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, 25, 469-483.

Koukouvelas, J. & Doutsos, T. 1990. Tectonic stages along a traverse cross cutting the Rhodope zone (Greece). Geol. Rundsch. 79, 3, 753-776.

Kronberg, P. 1969. Petrografie und Tectonik im Rhodopen-Kristallin des Tsal-Dag, Simvolon und Ost-Pangaon (Griechisch-Makedonien). N. J. Geol. Pal. Abh., 7, 140-156.

Kronberg, P., Meyer, W. & Pilger, A. 1970. Geologie der Rila-Rhodope-Masse zwischen Strimon und Nestos (Nordgriechenland). Beih. geol. Jb. 88, 133-180.

Kyriakopoulos, K.G. 1987. A geochronological, geochemical and mineralogical study of some Tertiary plutonic rocks of the Rhodope Massif and their isotopic characteristics. PhD thesis, University of Athens, 343pp.

Lowrie, W. & Fuller, M. 1971. On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremenent magnetization in magnetite. Journal of Geophysical Research, 76, 6339-6349.

Mposkos, E. 1998. Cretaceous and Tertiary tectonometamorphic events in Rhodope zone (Greece). Petrological and geochronological evidences. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXII/3, 59-67.

Papadakis, A.N. 1965. The Serres-Drama pluton. PhD thesis, Aristotle University of Thessaloniki, 130pp.

Sklavounos, S. 1981. The Paranestion granite. Mineralogy-Petrography. PhD thesis, University of Thessaloniki, Greece, 175pp.

Soldatos, T. 1985. Petrology and geochemistry of the Elatia pluton. PhD thesis, and Scientific Annales of the Faculty of Sciences, University of Thessaloniki, Greece, 23 (37), 303pp.

Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A. & Tommasini, S. 1998. Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrondou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing. Acta Vulcanologica, 10 (2), 319-330.

Theodorikas, S. 1982. The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, northern Greece. PhD Thesis, University of Keele, and Scientific Annales of the Faculty of Physics-Mathematics, University of Thessaloniki, 22, no.28, Thessaloniki. 1983, 415 pp.

Trindade, R., Raposo, I., Ernesto, M. & Siqueira, R. 1999. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourao, NE Brazil. Tectonophysics, 314, 443-468.

Zananiri, I., Dimitriadis, S., Kondopoulou, D. & Atzemoglou, A. 2002. A preliminary AMS study in some Tertiary granitoids from Northern Greece: integration of tectonic and paleomagnetic data. Physics and Chemistry of the Earth, 27, 25-31, 1289-1297.

Πληροφορική στις Γεωεπιστήμες

Informatics in Geosciences

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

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

SEISIMPACT-THES: ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ, ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΕΝΟΣ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΑΚΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑΣ ΑΠΟ ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΙΝΔΥΝΟ ΓΙΑ ΤΟ ΔΟΜΗΜΕΝΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΣ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

Κουτουπές Σ.[1], Καραντώνης Γ.[2], Σωτηριάδης Α.[2], Κυρατζή Α.[3], Βαλαδάκη Α.[4], Σαββαΐδης Α.[5], Θεοδουλίδης Ν.[5], Τζιαβός Η.[6], Σαββαΐδης Π.[7] και Δούκας Ι.[7]

[1]*Hellas On Line A.E. (HOL), Αγ. Κωνσταντίνου 59-61, 151 24 Μαρούσι, skout@hol.net*

[2]*Agiltech A.E., Αετιδέων 18, 155 61 Χολαργός, gkarant@agiltech.gr, asot@agiltech.gr*

[3]*Τομέας Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Πανεπιστημιούπολη, 541 24 Θεσσαλονίκη, Kiratzi@geo.auth.gr*

[4]*Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας & Δημοσίων έργων, Τρικάλων 36 & Λ. Μεσογείων, Αθήνα, Valadaki@panafonet.gr*

[5]*Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας & Αντισεισμικών Κατασκευών (ΙΤΣΑΚ), Γεωργικής Σχολής 46, 551 02 Φοίνικας, ntheo@itsak.gr, alekos@itsak.gr*

[6]*Τομέας Γεωδαισίας & Τοπογραφίας, Τμήμα Αγρονόμων & Τοπογράφων Μηχανικών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Πανεπιστημιούπολη, 541 24 Θεσσαλονίκη, tziavos@eng.auth.gr*

[7]*Εργαστήριο Γεωδαισίας, Τομέας Γεωτεχνικής Μηχανικής, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, psav@civil.auth.gr, jdoukas@civil.auth.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην εργασία αυτή παρουσιάζεται η ανάπτυξη ενός πληροφοριακού συστήματος το οποίο σκοπό έχει να αξιοποιήσει σεισμολογικά, γεωδαιτικά, γεωφυσικά, μακροσεισμικά δεδομένα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης με σκοπό την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου από μελλοντικούς σεισμούς και την παροχή αυτής της πληροφορίας σε χρήστες. Βασικό κορμό αυτής της διαδικασίας αποτελεί το αξιόλογο αρχείο των καταγραφέντων ζημιών μετά τον ισχυρό σεισμό της 20ης Ιουνίου 1978, M =6.5 που έπληξε την πόλη της Θεσσαλονίκης. Το αρχείο αυτό που διατέθηκε σε εμάς από την Υ.Α.Σ.Β.Ε. (Υπηρεσία Αποκατάστασης Σεισμοπλήκτων Βορείου Ελλάδος) περιλαμβάνει περίπου 65.000 καταχωρήσεις για τον πολεοδομικό ιστό της τότε πόλης, τις οποίες οργανώσαμε σε ψηφιακή μορφή. Με πυρήνα αυτά τα πρωτογενή δεδομένα και σύγχρονα στοιχεία για την μεγαλύτερη πόλη της Ελλάδας μετά την πρωτεύουσα, αναπτύξαμε ένα πρωτοποριακό πληροφοριακό σύστημα ανοικτής αρχιτεκτονικής που παρουσιάζει εμπορική και οικονομική σπουδαιότητα και περιλαμβάνει:

- Μια κατάλληλα σχεδιασμένη βάση δεδομένων.
- Ένα Γεωγραφικό σύστημα Πληροφοριών που περιέχει το σύνολο των ψηφιοποιημένων δεδομένων (μακροσεισμικά στοιχεία του σεισμού του 1978, αρχείο ΥΑΣΒΕ, τοπογραφικά, γεωλογικά και γεωφυσικά) για την περιοχή.
- Ένα πρότυπο σύστημα πρόσβασης στα παραπάνω μέσω διαδικτύου αλλά και μέσω κινητών συσκευών.

Αξιοποιούμε τη γνώση του παρελθόντος, τα διαθέσιμα στοιχεία από τον προηγούμενο μεγάλο σεισμό της περιοχής σε συνδυασμό με τη σύγχρονη γνώση καθώς και τα στοιχεία από τα δίκτυα της χώρας για να αντλήσουμε πληροφορίες για τη συμπεριφορά του πολεοδομικού ιστού της χώ-

ρας σε σενάρια μελλοντικών σεισμών. Είναι αυτή η πληροφορία που τελικά παρέχεται στο χρήστη με τη βοήθεια του πληροφοριακού συστήματος.

Το πληροφοριακό αυτό σύστημα σχεδιάστηκε έτσι ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αξιοποίηση παρόμοιων δεδομένων άλλων περιοχών, αλλά και για την αξιοποίηση και χρήση άλλων χωρικά κατανεμημένων πληροφοριών – χαρακτηριστικό που του προσδίδει επιστημονική αλλά και ιδιαίτερη εμπορική και οικονομική σπουδαιότητα.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Έναυσμα για αυτή τη σχεδίαση του συστήματος ήταν η διεθνής εμπειρία κυρίως από χώρες που είναι πρωτοπόρες σε ανάλογα θέματα και παροχής πληροφορίας στο χρήστη. Ενδεικτικά αναφέρουμε ανάλογες εργασίες στην Αμερική και ιδιαίτερα στην περιοχή της Καλιφόρνιας (Dreger and Kaverina, 2000; Stidham et al., 1999). Στην παρούσα εργασία παρουσιάζεται το πληροφοριακό σύστημα ανοικτής αρχιτεκτονικής που περιλαμβάνει:

- Μια κατάλληλα σχεδιασμένη βάση δεδομένων.
- Ένα Γεωγραφικό σύστημα Πληροφοριών που περιέχει το σύνολο των ψηφιοποιημένων δεδομένων αλλά και τοπογραφικά, γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα για την περιοχή (Παπαζάχος 1998, Παπαζάχος et al. 1979, Soufleris et al. 1982, Σταυρακάκης et al. 1987).
- Ένα πρότυπο σύστημα πρόσβασης στα παραπάνω μέσω του διαδικτύου αλλά και μέσω κινητών συσκευών.

Τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν, και αποθηκεύθηκαν περιγράφονται με τη βοήθεια του κώδικα XML για να διευκολυνθεί η επικοινωνία μεταξύ διαφορετικών εφαρμογών και για την παροχή πρόσθετης ευελιξίας κατά την πιθανή επέκταση του συστήματος με την προσθήκη νέων τύπων δεδομένων στη βάση. Η χρήση κώδικα XML θεωρείται ως ιδανική λύση τόσο για την περιγραφή της λογικής της εφαρμογής όσο και για την ολοκλήρωση των διαφόρων υποσυστημάτων. Πιο συγκεκριμένα και αναφορικά με το τελευταίο, αναπτύσσονται μεθοδολογίες βασισμένες σε XML-RPC και SOAP για την ολοκλήρωση εφαρμογών. Οι μεθοδολογίες αυτές επιτρέπουν ευελιξία στην ανταλλαγή δεδομένων με εξωτερικά συστήματα και εφαρμογές. Η τελική εφαρμογή είναι διαθέσιμη μέσω του διαδικτύου και έτσι το περιβάλλον διεπαφής χρήστη υλοποιείται μέσω προγράμματος πλοήγησης διαδικτύου, με τη χρήση ενός απλού επιτραπέζιου υπολογιστή, ή, με κάποιους περιορισμούς, με υπολογιστή παλάμης.

2 ΠΛΑΤΦΟΡΜΑ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ

Η κύρια πλατφόρμα ανάπτυξης του συστήματος είναι η πλατφόρμα των Microsoft Windows 2003. Πιο συγκεκριμένα τα κύρια μέρη του συστήματος υλοποιούνται σε περιβάλλον ανάπτυξης Microsoft .NET Framework 1.1 και κάνουν χρήση των Microsoft Internet Information Services 6.0 (Web Server), και των Microsoft Windows 2003 Component Services (Application Server). Επίσης, αναφορικά με την έκθεση των χωρικών δεδομένων (spatial data) του συστήματος με χρήση Web τεχνολογίας χρησιμοποιείται ο ArcIMS (Internet Mapping System της ESRI).

Όσον αφορά τη βάση δεδομένων του συστήματος, χρησιμοποιείται ο Microsoft SQL Server 2000, ενώ τέλος σχετικά με την δυνατότητα διατήρησης των προαναφερθέντων χωρικών δεδομένων (spatial data) μέσα στην ίδια βάση δεδομένων του SQL Server χρησιμοποιείται ο ArcSDE (Spatial Data Engine της ESRI).

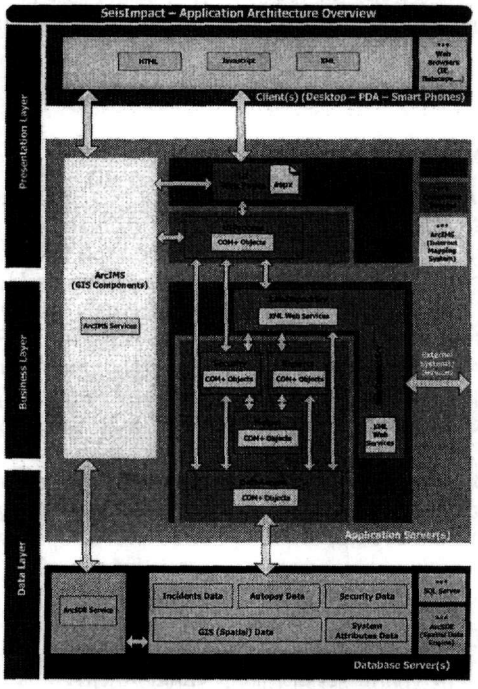
Προκειμένου για την βέλτιστη σχεδίαση του συστήματος αλλά και για την αποδοτικότερη αναπαράστασή αυτού και των επιμέρους μερών του γίνεται ευρεία χρήση πρότυπων UML διαγραμμάτων τα οποία παρατίθενται μέσα στο παρόν κείμενο όπου είναι απαραίτητο.

3 ΑΡΧΙΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ

Το σύστημα υλοποιείται με χρήση 3-Tier Client/ Server αρχιτεκτονικής με Zero Footprint Client. Αποτελείται από μια κύρια Web εφαρμογή η οποία υλοποιείται ως .NET Web Application και ρόλος

της είναι η προσφορά (μέσω Internet) ενός ιδιαίτερα εύχρηστου και λειτουργικού περιβάλλοντος για την αποδοτικότερη έκθεση και εκμετάλλευση τόσο των χωρικών δεδομένων (spatial data) όσο και των υπόλοιπων διαθέσιμων δεδομένων του συστήματος με χρήση σύγχρονων Web τεχνολογιών. Τα δεδομένα αυτά περιέχονται σε κανονικοποιημένη μορφή (normalized) στη βάση δεδομένων του συστήματος. Όλες οι λειτουργίες του συστήματος, είτε αποτελούν λειτουργίες ανάκτησης / συντήρησης των δεδομένων, είτε άλλες λειτουργίες αξιοποίησης αυτών, διενεργούνται στο σύστημα μέσω δύο δρόμων. Όσον αφορά τα χωρικά δεδομένα και τις λειτουργίες επί αυτών γίνεται χρήση του ArcIMS (Internet Mapping System της ESRI) σε συνδυασμό με το ArcSDE (Spatial Data Engine της ESRI), ενώ αναφορικά με τις υπόλοιπες λειτουργίες / δεδομένα του συστήματος γίνεται χρήση των επιμέρους components του συστήματος. Αυτά υλοποιούνται ως .NET/COM+ Components και συνδυαστικά αποτελούν τον διαμεσολαβητή μεταξύ του Περιβάλλοντος Διεπαφής (User Interface) που προσφέρει η Web εφαρμογή και της βάσης δεδομένων του συστήματος. Επίσης, ένα από αυτά έχει επιπλέον τη μορφή ενός .NET XML Web Service και ρόλος του θα είναι από τη μια να παρέχει καθορισμένη λειτουργικότητα μέσα στο σύστημα (μεταξύ των επιμέρους μερών του) και από την άλλη να αποτελεί μια πύλη εισόδου προς το σύστημα έτσι ώστε άλλα εξωτερικά συστήματα / υπηρεσίες να έχουν τη δυνατότητα να κάνουν χρήση κάποιας συγκεκριμένης λειτουργίας που θα προσφέρεται μέσω αυτού.

Με βάση τα παραπάνω, και όπως συμβαίνει σε όλα τα συστήματα που αναπτύσσονται με χρήση 3-Tier αρχιτεκτονικής, γίνεται αντιληπτό ότι τα επιμέρους μέρη του συστήματος είναι δυνατόν να τοποθετηθούν λογικά σε κάποιο(α) από τα 3 layers (Presentation, Business, και Data Layer) που συνθέτουν το σύστημα. Επίσης, κάθε ένα από τα από αυτά τα layers είναι δυνατόν να εκτείνεται σε ένα ή περισσότερα από τα διαθέσιμα φυσικά μέσα του συστήματος (είτε αυτά αποτελούν κάποια μορφή server του συστήματος, είτε κάποια μορφή απλού client αυτού). Στο σχήμα 1 που αποτελεί το Διάγραμμα Αρχιτεκτονικής Συστήματος αποτυπώνονται παραστατικά τα διάφορα επίπεδα. Αυτό παρέχει μια συνολική εικόνα της αρχιτεκτονικής του συστήματος, αποτυπώνοντας όλα τα επιμέρους μέρη που συνθέτουν το σύστημα, τη μορφή που έχει κάθε ένα από αυτά και τις τεχνολογίες που αυτά υλοποιούν, ακόμα τα διαφορετικά layers στα οποία εκτείνονται αλλά και τον τύπο των φυσικών μέσων στα οποία εκτελούνται, και τέλος τη μεταξύ τους σχέση και επικοινωνία.



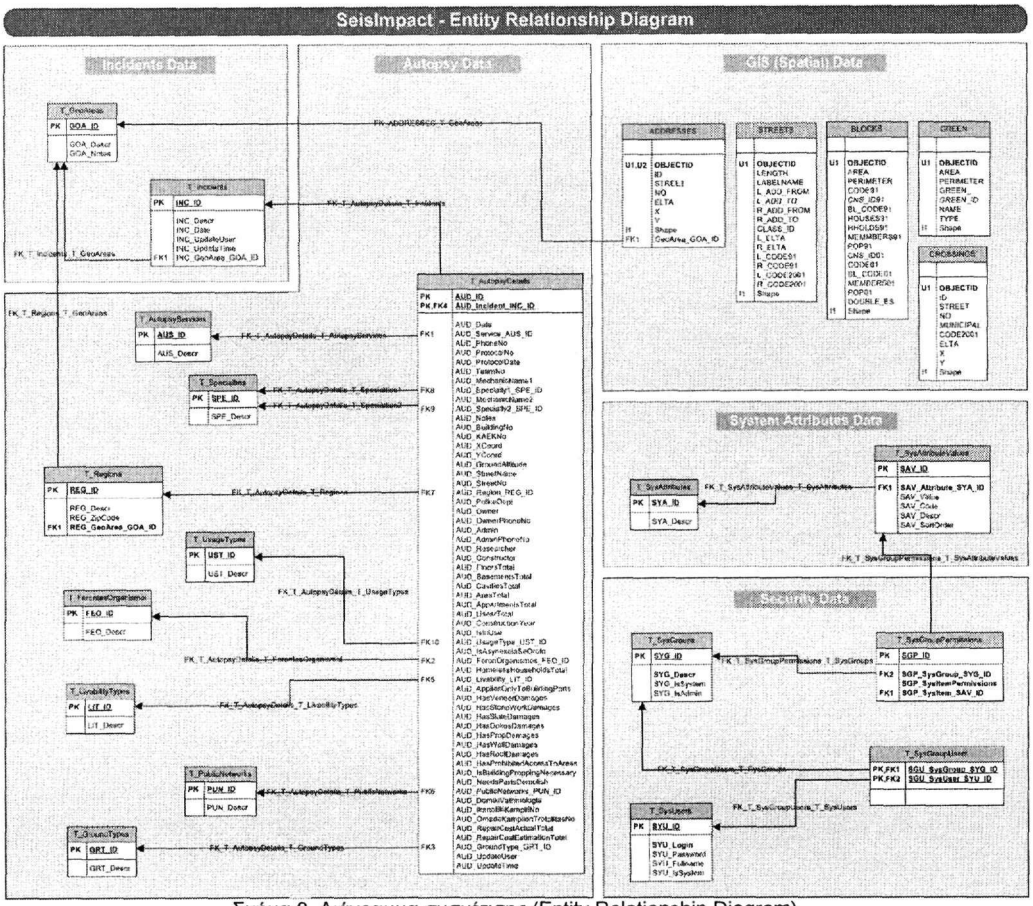
Σχήμα 1. Διάγραμμα αρχιτεκτονικής συστήματος

4 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ

Για την καλύτερη ανάλυση, ερμηνεία και αξιοποίησή τους τα δεδομένα του συστήματος έχουν υποστεί κανονικοποίηση (normalization) και έχουν χωριστεί σε λογικές κατηγορίες. Ακολουθεί παράθεση των κατηγοριών αυτών.

- **GIS (Spatial Data).** Περιλαμβάνονται τα χωρικά (ή γεωγραφικά) δεδομένα (spatial data) του συστήματος.
- **Security Data.** Περιλαμβάνονται τα δεδομένα ασφάλειας του συστήματος.
- **System Attributes Data.** Περιλαμβάνονται τα δεδομένα που αφορούν τα διάφορα attributes (ιδιότητες / παράμετροι) του συστήματος.
- **Incidents Data.** Περιλαμβάνονται τα δεδομένα που σχετίζονται με τα καταγραφόμενα συμβάντα (Σεισμοί) μέσα στο σύστημα.
- **Autopsy Data.** Περιλαμβάνονται τα δεδομένα σχετικά με τις Αυτοψίες που διενεργούνται για κάθε καταγραφόμενο συμβάν (σεισμό) μέσα στο σύστημα.

Το σχήμα 2 αποτελεί το Διάγραμμα συσχέτισης (Entity Relationship Diagram) των δεδομένων του συστήματος που αποτυπώνει συνολικά, ανά κατηγορία δεδομένων, όλες τις οντότητες (entities) / πίνακες (tables) που απαρτίζουν τη βάση δεδομένων του συστήματος καθώς και τις μεταξύ τους συσχετίσεις.

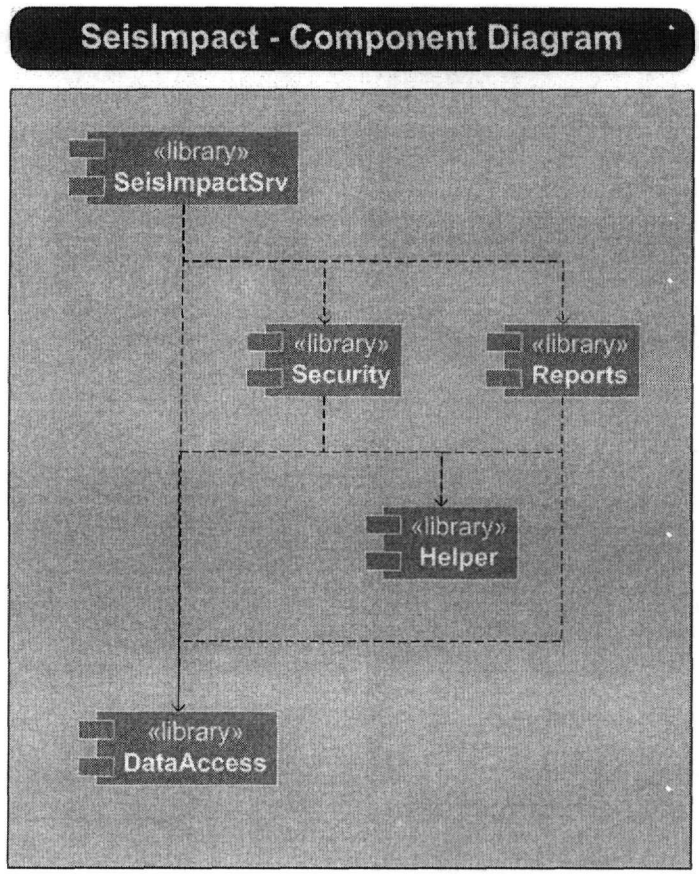


Σχήμα 2. Διάγραμμα συσχέτισης (Entity Relationship Diagram)

5 ΣΤΟΙΧΕΙΑ (COMPONENTS) ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, για τη βέλτιστη απόδοση του συστήματος αλλά και για την αποδοτικότερη και πλέον λειτουργική υλοποίηση και συντήρηση των επιμέρους μερών / λειτουργιών του, είναι αναγκαία η διάσπαση αυτών σε συγκεκριμένα components. Κάθε ένα από αυτά, υλοποιείται ως Microsoft Windows .NET/COM+ Component (ένα έχει επιπλέον τη μορφή ενός .NET XML Web Service) και φιλοξενείται μέσα στο περιβάλλον των Microsoft Windows 2003 Component Services σε κάποιον από τους διαθέσιμους Application Server(s) του συστήματος. Αυτό κάνει δυνατή τη χρήση, κατά περίπτωση, όλων των προσφερόμενων υπηρεσιών (services) του περιβάλλοντος αυτού (πχ. Συναλλαγες (transactions), συγχρονισμό (synchronization), κλπ), ενώ συνολικά επιτυγχάνεται η καλύτερη δυνατή αξιοποίηση των χαρακτηριστικών απόδοσης και κλιμάκωσης (performance, scalability) που προσφέρει αυτό το περιβάλλον εκτέλεσης εφαρμογών. Παράλληλα η χρήση του συγκεκριμένου περιβάλλοντος φιλοξενίας κάνει ευκολότερη και πιο ολοκληρωμένη (integrated) την κεντρική συντήρηση των συστατικών της εφαρμογής ενώ η χρήση του ενισχυμένου και εγγενούς μοντέλου ασφάλειας που παρέχει εγγυάται τη μέγιστη δυνατή ασφάλεια της εφαρμογής σε επίπεδο συστήματος (system level security).

Στο σχήμα 3 (Component Diagram) αποτυπώνεται μια γενική εικόνα των διαθέσιμων στοιχείων (components) του συστήματος καθώς και της ιεραρχικής σχέσης που υπάρχει μεταξύ τους από πάνω προς τα κάτω (top-down hierarchy).



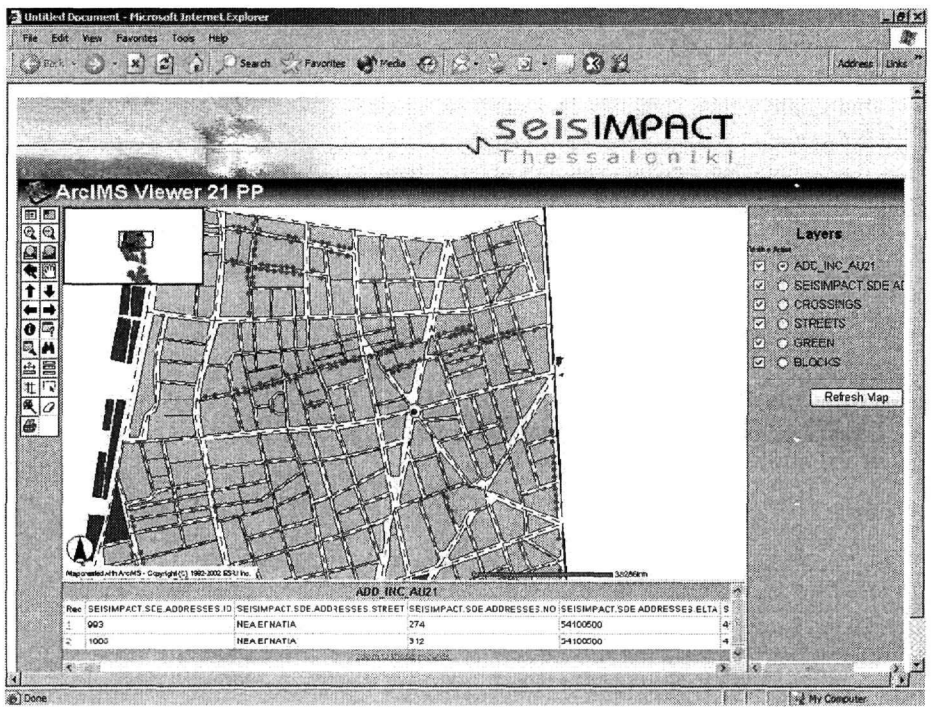
Σχήμα 3. Διάγραμμα στοιχείων (Component Diagram)

Ακολουθεί η περιγραφή καθενός από τα διαθέσιμα **στοιχεία** (components) του συστήματος.

- **Component 1: SeisImpact Srv.** Αποτελεί την πύλη εισόδου προς το σύστημα για τον έξω κόσμο. Έχοντας την μορφή ενός κατάλληλα διαμορφωμένου XML Web Service έχει διπλό ρόλο. Από τη μια να παρέχει συγκεκριμένη λειτουργικότητα στα υπόλοιπα μέρη του συστήματος (πχ. διαμεσολαβεί για την παροχή συγκεκριμένων δεδομένων προς το User Interface της Web εφαρμογής) και από την άλλη να αποτελεί την πύλη εισόδου προς το σύστημα για τον έξω κόσμο εκθέτοντας καθορισμένη λειτουργικότητα του συστήματος προς χρήση από άλλα εξωτερικά συτήματα / υπηρεσίες.
- **Component 2: Security.** Υλοποιεί το μοντέλο ασφάλειας του συστήματος αποφασίζοντας το «ποιος» και το «τι είδους» πρόσβαση έχει στα επιμέρους μέρη του συστήματος.
- **Component 3: Reports.** Παρέχει όλες τις διαθέσιμες λειτουργίες reporting του συστήματος.
- **Component 4: Helper.** Αποτελεί βοηθητικό component το οποίο παρέχει όλες τις παραμέτρους σχετικά με το configuration του συστήματος καθώς και κάποιες άλλες βοηθητικές λειτουργίες προς εξυπηρέτηση των υπόλοιπων components.
- **Component 5: DataAccess.** Επιτελεί όλες τις λειτουργίες που έχουν σχέση με την πρόσβαση στα δεδομένα της βάσης δεδομένων του συστήματος καθώς και με τη διαχείριση αυτών των δεδομένων.

6 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΔΙΕΠΑΦΗΣ (USER INTERFACE)

Η εφαρμογή είναι διαθέσιμη μέσω διαδικτύου, συνεπώς το interface της εφαρμογής απεικονίζεται σε ένα οδηγό πλοήγησης στο διαδίκτυο (Web Browser) είτε επιτραπέζιου υπολογιστή (desktop PC), είτε φορητού υπολογιστή (laptop), είτε –με κάποιους περιορισμούς- υπολογιστή παλάμης (PDA). Μία ενδεικτική μακέτα (mockup) σχήμα 4 παρουσιάζει οθόνη του συστήματος με χαρτογραφικά δεδομένα. Παρόμοιες μακέτες αναπτύσσονται για όλες τις βασικές οθόνες του συστήματος ώστε να εξασφαλιστεί η ευχρηστία του περιβάλλοντος διεπαφής χρήστη και η ικανοποίηση όλων των σχετικών απαιτήσεων των χρηστών.



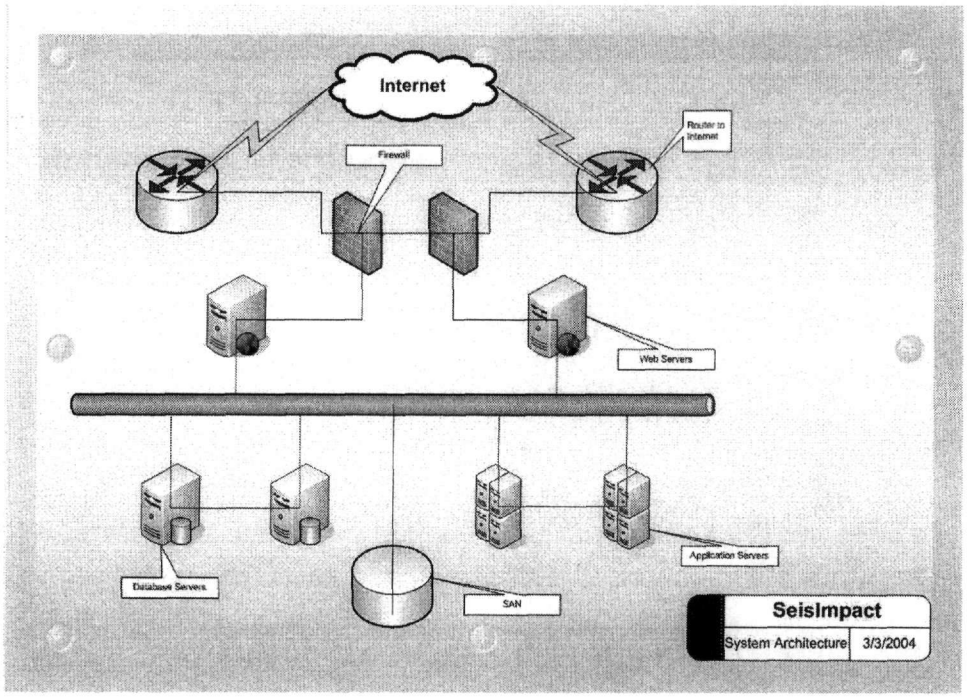
Σχήμα 4. Ενδεικτική μακέτα (mockup) οθόνης του συστήματος

7 ΥΠΟΔΟΜΗ ΚΑΙ ΤΟΠΟΛΟΓΙΑ ΔΙΚΤΥΟΥ

Το σύστημα φιλοξενείται στο Telecom & Data Center της Hellas On Line (που βρίσκεται στο Κορωπί) σε ασφαλές και fault tolerant περιβάλλον για τη διασφάλιση και εγγύηση της αξιοπιστίας και της συνεχούς παροχής της υπηρεσίας, αλλά και της ασφάλειας των πληροφοριών. Το data center της Hellas On Line προστατεύεται σε 24ωρη βάση από σύγχρονους μηχανισμούς φύλαξης, είναι εξοπλισμένο με συστήματα ελέγχου θερμοκρασίας, συστήματα πυρανίχνευσης και πυροπροστασίας, UPS και ηλεκτρογεννήτριες για την εξασφάλιση αδιάλειπτης παροχής ηλεκτρικού ρεύματος στο δίκτυο, και συστήματα remote management. Οι φιλοξενούμενοι servers παρακολουθούνται σε 24ωρη βάση από το σύστημα παρακολούθησης δικτύου και καταγραφής συμβάντων της Hellas On Line το οποίο ελέγχει την ομαλή λειτουργία του εξοπλισμού και του λογισμικού των φιλοξενούμενων συστημάτων.

Όλα τα συμβάντα που αφορούν οποιοδήποτε πρόβλημα στο Telecom & Data Center, ενεργοποιούν το σύστημα καταγραφής και επίλυσης Συμβάντων. Η καρδιά του παραπάνω συστήματος είναι το σύστημα NMS που δίνει το αρχικό Alarm ή που αναγνωρίζει μία κατάσταση που πιθανόν να οδηγήσει σε Alarm. Σε κάθε τέτοια περίπτωση το NMS παράγει ένα Incident ή Trouble Ticket και το αποστέλλεται με email και SMS στον Υπεύθυνο Μηχανικό Βάρδιας σε ώρες εκτός λειτουργίας ή στο Network & Data Operation Center σε ώρες κανονικής λειτουργίας για να ξεκινήσει η διαδικασία διαχείρισής του.

Με γνώμονα τη διαθεσιμότητα (availability) και την εξασφάλιση της συνεχούς λειτουργίας (continuity) των συστημάτων καθώς και των λειτουργιών του συστήματος, σε συνδυασμό με τις λειτουργικές απαιτήσεις όπως αυτές ορίζονται από τους διάφορους χρήστες του συστήματος έγινε μια πρώτη αξιολόγηση όσον αφορά τα υπολογιστικά συστήματα που απαιτούνται για να καλύψουν τις συνολικές ανάγκες της λύσης. Η τελική υλικοτεχνική υποδομή θα προκύψει κατά την διάρκεια της υλοποίησης και θα εξαρτηθεί κυρίως από το χρόνο απόκρισης (response time) του συστήματος. Εκτιμάται πως η αρχιτεκτονική του συστήματος θα παραμείνει όπως περιγράφεται στο σχήμα 5, με πιθανές διαφοροποιήσεις που ίσως προκύψουν σε σχέση με τη ποσότητα μνήμης και αποθηκευτικού χώρου.



Σχήμα 5. Απαιτούμενη δικτυακή αρχιτεκτονική.

Η ασφάλεια στην παρεχόμενη υποδομή, περιλαμβάνει:

- Ασφάλεια σε επίπεδο Layer 2 isolation με το οποίο το σύστημα προστατεύεται μέσω πλήρους δικτυακής απομόνωσής του από το υπόλοιπο δίκτυο. Οι συγκεκριμένοι servers θα αποτελούν αυτόνομο υποδίκτυο των υποδομών φιλοξενίας της Hellas On Line.
- Προστασία της παρεχόμενης υποδομής από fully redundant CISCO PIX Firewall το οποίο παρέχει ασφαλή προστασία και υψηλά επίπεδα performance.
- Monitoring: Δυνατότητα on-line παρακολούθησης του εξοπλισμού και προαιρετικά λήψη Real-time alerts (μέσω e-mail).

Παρέχεται αφ' ενός δυνατότητα εξ αποστάσεως διαχειριστικής πρόσβασης, αφ' ετέρου φυσικής πρόσβασης στον εξοπλισμό από ειδική κονσόλα στις εγκαταστάσεις της Hellas On Line, κατόπιν συνεννόησης με το τεχνικό τμήμα της Hellas On Line. Για την εξ αποστάσεως διαχείριση θα παρέχεται μία (1) σύνδεση ISDN 128 Kbps με την Hellas On Line. Η εξ αποστάσεως πρόσβαση μπορεί να γίνει με Terminal Services από τον διαχειριστή. Επιπλέον είναι δυνατόν να δημιουργηθούν ένα ή περισσότερα accounts με δικαιώματα διαχείρισης στα συστήματα, ανάλογα με τις ανάγκες που θα προκύψουν. Για επιπρόσθετη ασφάλεια προτείνονται μία ή και οι δύο από τις κάτωθι λύσεις:

- Πρόσβαση πάντοτε από προκαθορισμένη στατική IP η οποία θα γνωστοποιηθεί έτσι ώστε να γίνει η ενημέρωση του Firewall που προστατεύει το σύστημα. Η αντιμετώπιση μίας πιθανής επίθεσης spoofing της IP διεύθυνσης, θα γίνεται μέσω του Firewall.
- Δυνατότητα διαχειριστικής πρόσβασης κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων ωρών ημερησίως που γνωρίζει μόνο ο διαχειριστής, και είναι προκαθορισμένες.

8 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα βασικότερα οφέλη που προκύπτουν από την ανάπτυξη του υπό εξέταση πληροφοριακού συστήματος συνοψίζονται στα ακόλουθα:

- Αύξηση της διαθέσιμης τεχνογνωσίας σε θέματα διαχείρισης δεδομένων σεισμικών καταγραφών και γενικότερα θέματα διαχείρισης και επεξεργασίας γεωγραφικά κατανεμημένων πληροφοριών.
- Απόκτηση σημαντικής εμπειρίας με την υλοποίηση ενός σύνθετου πληροφοριακού συστήματος που συνδέει βάση δεδομένων, γεωγραφικό σύστημα πληροφοριών και εφαρμογές WEB
- Ανάπτυξη τεχνογνωσίας σε εφαρμογές που είναι προσβάσιμες με φορητές συσκευές (mobile terminal devices – PDAs) και σε location based applications
- Ανάπτυξη δραστηριοτήτων στο Νομό Θεσσαλονίκης.
- Επιχειρηματική ανάπτυξη και πιθανή εμπορική αξιοποίηση ενός πρωτοποριακού συστήματος, τόσο με τη μορφή παροχής υπηρεσιών μέσω Internet όσο και μέσω της πώλησής του σαν ανεξάρτητη εφαρμογή λογισμικού.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η ανάπτυξη του συστήματος χρηματοδοτείται από τη Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας στο πλαίσιο του ερευνητικού έργου: SEISIMPACT-THES ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΟ ΔΟΜΗΜΕΝΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ, που έχει ενταχθεί στη Δράση 4.5.1 του Επιχειρησιακού Προγράμματος για την Ανταγωνιστικότητα του 3ου Κοινοτικού Πλαισίου Στήριξης και συγχρηματοδοτείται από την Ευρωπαϊκή Ένωση και το Ελληνικό Δημόσιο.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Dreger, D., and A. Kaverina (2000). Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake, Geophys. Res. Lett., 27, 1941-1944

Papazachos, B., 1998. The study of the Thessaloniki earthquake (20 - 6 - 78, M=6.5) and its contribution to the seismological knoeledge. Ziti Editions, Thessaloniki, pp 7 - 16.

Papazachos, B., D. Mountrakis, A. Psilovikos and G. Leventakis (1979). Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece, Tectonophysics 53, 171 – 183.

Soufleris, C., J. A. Jackson, G. C. P. King and C. P. Spencer (1982). The 1978 earthquake sequence near Thessaloniki (northern Greece), Geophys. J. R. astr. Soc. 68, 429 – 458.

Stavrakakis, G. N., Akis-G. Tselentis and J. Drakopoulos (1987). Iterative deconvolution of teleseismic P waves from the Thessaloniki (N. Greece) earthquake of June 20, 1978, PAGEOPH 124(6), 1039 – 1050.

Stidham, C., M. Antolik, D. Dreger, S. Larsen, and B. Romanowicz (1999). Three-Dimensional Structure Influences on the Strong Motion Wavefield of the 1989 Loma Prieta Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 1184-1202.

Δικτυακοί τόποι:
http://www.w3.org/2000/xp/Group/
http://www.esri.com/arcnews

ABSTRACT

SEISIMPACT-THES: DESIGN, DEVELOPMENT AND APPLICATION OF AN INFORMATION SYSTEM TO ASSESS THE VULNERABILITY TO EARTHQUAKE HAZARD OF THE BUILT ENVIRONMENT OF THE PREFECTURE OF THESSALONIKI

Koutoupes S.[1], Karantonis G.[2], Sotiriadis A.[2], Kiratzi A.[3], Valadaki A.[4], Theodulidis N.[5], Savvaidis A.[5], Tziavos H.[6], Savvaidis P.[7] and Doukas I.[7]

[1]*Hellas On Line (HOL), Agiou Konstantinou 59-61, 151 24 Maroussi, Athens,* skout@hol.net

[2]*Agiltech S.A., 18 Aetideon, 15561, Holargos, Athens,* gkarant@agiltech.gr, asot@agiltech.gr

[3]*Department of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki, P.O. Box 352-1, 54124, Thessaloniki, Kiratzi@geo.auth.gr, Valadaki@panafonet.gr*

[4]*Ministry for the Environment, Physical Planning and Public Works, 36 Trikalon Str. & Mesogeion Av., Athens, Valadaki@panafonet.gr*

[5]*Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering, P.O. Box 53, 55102 ntheo@itsak.gr, alekos@itsak.gr*

[6]*Division of Geodesy and Surveying, Department of Rural and Surveying Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, tziavos@eng.auth.gr*

[7]*Laboratory of Geodesy, Division of Geotechnical Engineering, Department of Civil Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, psav@civil.auth.gr, jdoukas@civil.auth.gr*

The scope of the present work is to organize into a digital form and evaluate the excellent record of reported damages, connected to the occurrence of the 1978 Thessaloniki earthquake (M 6.5). For this purpose an advanced Information System with open architecture is under development. The system will include:

- A properly designed database.
- A Geographic Information System containing all the above data (after digitization and corrections) enriched with more recent data, as well as topographic, geological and geophysical data of the region (metropolitan area of Thessalonica).
- A model system of accessing the above via web and mobile devices.

The information system is designed with an open architecture so it can be easily adapted for use with similar data from other regions, and/or with other geographically distributed information with commercial importance. The data to be collected, stored and used will be described using XML language to facilitate communication among different applications and for flexible expansion to incorporate any new data types that have to be described and stored in the database. The use of XML is considered ideal both for back-end application logic, and as a platform for application and platforms integration. More specifically regarding the latter, methodologies will be developed for application integration based on XML-RPC and SOAP, which will enable flexible exchange of data with external systems and applications. The application will be available through the Internet so the interface of the application will be depicted through a Web Browser, using a desktop PC, a laptop, or – with some restrictions - a PDA.

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

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

ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ TVI ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΡΟΜΗ ΤΗΣ ΘΕΩΡΙΑΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΩΝ

Σκιάνης Γ. Αιμ.[1], Βαϊόπουλος Δ.[1] και Νικολακόπουλος Κ.[2]

[1] *Εργαστήριο Τηλεανίχνευσης, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αθηνών 157 84 Αθήνα, skianis@geol.uoa.gr, vaiopoulos@geol.uoa.gr*

[2] *IGD GROUP, Βύρωνος 6, 152 31 Αθήνα knikolakopoulos@geol.uoa.gr*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία μελετάται, με τη βοήθεια της θεωρίας πιθανοτήτων, η συμπεριφορά του μετασχηματισμένου δείκτη βλάστησης TVI, καθώς και της παραλλαγμένης μορφής αυτού, TVI'. Εισάγοντας μια κατάλληλη κατανομή για την περιγραφή των ιστογραμμάτων των καναλιών της εικόνας, και αξιοποιώντας θεωρήματα της στατιστικής, συνάγονται οι μαθηματικές σχέσεις που περιγράφουν τις κατανομές τιμών των δεικτών βλάστησης TVI και TVI'. Από τη μελέτη των κατανομών αυτών συμπεραίνεται ότι όταν η τυπική απόκλιση της εικόνας της ζώνης του υπερύθρου είναι μεγαλύτερη από αυτήν της ζώνης του ερυθρού, στο ιστόγραμμα TVI' η επικρατούσα τιμή είναι μετατοπισμένη προς τα δεξιά, ως προς την επικρατούσα τιμή του ιστογράμματος TVI. Από την άλλη πλευρά, το ιστόγραμμα TVI έχει μια επικρατούσα τιμή προς το μέσον της κλίμακας τονικότητας, καθώς και μια μεγαλύτερη διασπορά. Επομένως η εικόνα TVI έχει μια καλύτερη αντίθεση φωτεινότητας από την εικόνα TVI'. Βρέθηκε επίσης ότι η εικόνα TVI έχει μεγαλύτερη διασπορά και από την εικόνα του συχνά εφαρμοζόμενου δείκτη βλάστησης NDVI. Οι θεωρητικές αυτές προβλέψεις συμφωνούν με παρατηρήσεις σε δορυφορική εικόνα Landsat από τη Νήσο Ζάκυνθο.

Τα πορίσματα αυτής της εργασίας μπορούν να αξιοποιηθούν σε γεωλογικές και περιβαλλοντικές έρευνες, με αντικείμενο τη χαρτογράφηση περιοχών διαφοροποιημένης πυκνότητας βλάστησης, οι οποίες πιθανόν να έχουν σχέση με διάφορους τύπους εδαφών και γεωλογικών ενοτήτων.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στη γεωλογική και στην περιβαλλοντική έρευνα χρησιμοποιούνται συχνά λόγοι φασματικών ζωνών από πολυφασματικές εικόνες, ως δείκτες βλάστησης, προκειμένου να χαρτογραφηθούν περιοχές με διαφοροποιημένη πυκνότητα φυτοκάλυψης. Στη διεθνή βιβλιογραφία έχουν προταθεί διάφοροι δείκτες βλάστησης, με εμπειρικά κυρίως κριτήρια ανταπόκρισης στους τύπους φυτοκάλυψης που επιχειρείται να χαρτογραφηθούν (Jensen 1996, Rouse et. al. 1973, Deering et. al 1975, Huete 1988, Faust 1989, Baret & Guyot 1991, Qi et. al. 1994, Burgan 1996). Ένας από τους προταθέντες δείκτες βλάστησης είναι ο Μετασχηματισμένος Δείκτης Βλάστησης (Transformed Vegetation Index) TVI (Deering et. al. 1975), που ορίζεται ως:

$$u = \sqrt{\frac{x-y}{x+y}} \qquad (1)$$

x και y είναι οι τιμές φωτεινότητας στις φασματικές ζώνες του εγγύς υπερύθρου και του ερυθρού, αντίστοιχα. u είναι η αριθμητική τιμή του δείκτη βλάστησης.

Όταν το x είναι μικρότερο του y, ο TVI είναι μηδέν. Προκειμένου να περιοριστεί ο αριθμός των εικονοστοιχείων με μηδενικό δείκτη βλάστησης, συχνά προτιμάται η παρακάτω παραλλαγή TVI' του δείκτη TVI (Schowengerdt 1997):

$$u = \sqrt{\frac{x-y}{x+y} + 0.5} \qquad (2)$$

Ο συνηθέστερα χρησιμοποιούμενος δείκτης βλάστησης είναι ο Δείκτης Βλάστησης

Κανονικοποιημένων Διαφορών NDVI (Boyd et. al. 2002, Chuvieco et. al. 2002, Peterson et. al. 2002, Stroppiana et. al. 2002 και πολλοί άλλοι). Ο NDVI ορίζεται ως (Rouse et. al. 1973):

$$u = \frac{x - y}{x + y} \tag{3}$$

Στην παρούσα εργασία συγκρίνονται τα χαρακτηριστικά των εικόνων των δεικτών βλάστησης TVI, TVI' και NDVI. Το βασικό κριτήριο σύγκρισης είναι το εύρος του ιστογράμματος εικόνας, μέτρο του οποίου είναι η τυπική απόκλιση. Αν το ιστόγραμμα εικόνας δείκτη βλάστησης έχει μικρή τυπική απόκλιση, η εικόνα παρέχει περιορισμένη πληροφορία για τους στόχους ενδιαφέροντος. Αν η τυπική αποκλιση είναι μεγάλη και το ιστόγραμμα καλύπτει όλη την κλίμακα τονικότητας, τότε ο δείκτης βλάστησης αναμένεται να δώσει περισσότερες πληροφορίες, ιδίως όταν η επικρατούσα τιμή βρίσκεται προς το μέσο της κλίμακας τονικότητας.

Με τη βοήθεια κατάλληλων κατανομών και αξιοποιώντας θεωρήματα της στατιστικής, μελετώνται τα ιστογράμματα των εικόνων των τριών δεικτών βλάστησης και διατυπώνονται θεωρητικές προβλέψεις για την αποτελεσματικότητα του κάθε δείκτη. Στη συνέχεια, οι προβλέψεις αυτές συγκρίνονται με τα αποτελέσματα της εφαρμογής των τριών δεικτών βλάστησης σε δορυφορική εικόνα. Τα πορίσματα αυτής της εργασίας μπορούν να αξιοποιηθούν στη γεωλογική και περιβαλλοντική έρευνα με αντικείμενο την αναγνώριση περιοχών με διαφορετική πυκνότητα φυτοκάλυψης.

2 ΠΙΘΑΝΟΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

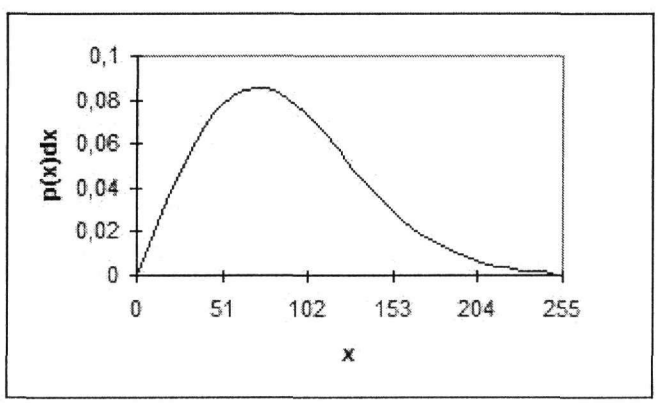
Για την πιθανοθεωρητική μελέτη της συμπεριφοράς των δεικτών βλάστησης θα πρέπει να προσομοιωθούν τα ιστογράμματα των ζωνών x και y με μια κατάλληλη κατανομή. Η κατανομή αυτή θα πρέπει να ξεκινάει από το μηδέν, να έχει μέγιστο για μια σχετικά μικρή τιμή της κλίμακας τονικότητας και να μηδενίζεται πρακτικά στις υψηλές τιμές φωτεινότητας. Μια δορυφορική εικόνα που έχει υποστεί ατμοσφαιρική διόρθωση και που δεν έχει γίνει σε αυτήν έλκυση ιστογράμματος, γενικά έχει αυτά τα χαρακτηριστικά.

Λαμβάνοντας υπόψη αυτή τη συμπεριφορά του ιστογράμματος εικόνας, επιλέξαμε τις παρακάτω κατανομές p_1 και p_2 για την περιγραφή των ιστογραμμάτων των ζωνών x και y, αντίστοιχα:

$$p_1(x) = 2a_1 x.e^{-a_1 x^2} \tag{4}$$

$$p_2(y) = 2a_2 y.e^{-a_2 y^2} \tag{5}$$

a_1 και a_2 είναι θετικές παράμετροι που διαμορφώνουν την επικρατούσα τιμή του ιστογράμματος. Στο (σχ. 1) παρουσιάζεται η συμπεριφορά των κατανομών p_1 και p_2.



Σχ. 1. Γραφική παράσταση των κατανομών p_1 και p_2. α_1=α_2=0.0001

Αν θεωρηθεί ότι οι μεταβλητές x και y είναι ασυσχέτιστες, η κατανομή $f(x,y)$ των ζευγών τιμών φωτεινότητας (x,y) είναι η:

$$f(x,y) = 4a_1a_2.e^{-a_1x^2-a_2y^2} \quad (6)$$

Ένας αναγνώστης με κριτικό πνεύμα θα μπορούσε να παρατηρήσει ότι γενικά υπάρχει μια γραμμική συσχέτιση τιμών φωτεινότητας μεταξύ διαφορετικών καναλιών, επομένως οι ζώνες x και y δε θα έπρεπε να θεωρούνται ως ανεξάρτητες μεταξύ τους μεταβλητές που να ακολουθούν την κατανομή της σχέσης (6). Όμως για να εργαστούμε με εύχρηστες, κατά το δυνατόν, μαθηματικές σχέσεις, θεωρούμε ότι η γραμμική συσχέτιση είναι μικρή και ότι μπορεί να παραβλεφθεί. Μια τέτοια υπόθεση ενισχύεται από το ότι μεταξύ ερυθρής και εγγύς υπέρυθρης ζώνης η συσχέτιση είναι σημαντικά μικρότερη απ'όσο μεταξύ άλλων ζωνών (ο συντελεστής συσχέτισης μπορεί να έχει τιμές μικρότερες του 0.5).

Αξιοποιώντας γνωστά θεωρήματα της στατιστικής (Spiegel 1977) μπορεί να αποδειχθεί ότι η κατανομή $g(u)$ δείκτη βλάστησης u περιγράφεται από τη σχέση (Vaiopoulos et. al. 2004):

$$g(u) = \int_0^{\infty} |J| . f(\upsilon, \varphi^{-1}[u,\upsilon]) d\upsilon \quad (7)$$

υ είναι μια μεταβλητή εξ ορισμού ίση με x. φ^{-1} είναι η αντίστροφη της συνάρτησης φ που περιγράφει το δείκτη βλάστησης u. J είναι η ιακωβιανή των x και y ως προς u και υ.

Με βάση τη σχέση (7), αποδεικνύεται (Vaiopoulos et. al. 2004) ότι η κατανομή τιμών $g(u)$ του δείκτη βλάστησης NDVI, ο οποίος ορίζεται από τη σχέση (3), περιγράφεται από τη σχέση:

$$g(u) = \frac{4\lambda(1-u^2)}{[\lambda(1+u)^2 + (1-u)^2]^2} \quad (8)$$

Η παράμετρος λ σχετίζεται τόσο με τις παραμέτρους a_1 και a_2, όσο και με τις τυπικές αποκλίσεις σ_1 και σ_2 των ζωνών x και y αντίστοιχα, με βάση τη σχέση:

$$\lambda = \frac{a_1}{a_2} = \sqrt{\frac{\sigma_2}{\sigma_1}} \quad (9)$$

Από τις σχέσεις (1) και (3), συνάγεται ότι ο δείκτης βλάστησης TVI είναι συνάρτηση του δείκτη NDVI, με βάση τη σχέση:

$$u(u') = \sqrt{u'} \quad (10)$$

Με u και u' συμβολίζονται οι τιμές των δεικτών βλάστησης TVI και NDVI, αντίστοιχα.

Ομοίως, από τις σχέσεις (2) και (3) συνάγεται ότι οι δείκτες βλάστησης TVI' και NDVI συνδέονται με την παρακάτω σχέση:

$$u(u') = \sqrt{u'+0.5} \quad (11)$$

Με βάση ένα γνωστό θεώρημα της στατιστικής (Spiegel 1977), η κατανομή $g(u)$ του u συνδέεται με την κατανομή $g(u')$ του u' μέσω της σχέσης:

$$g(u) = g[u'(u)] \cdot \left| \frac{du'}{du} \right| \quad (12)$$

Καθώς οι τιμές u των δεικτών βλάστησης TVI και TVI' είναι μεγαλύτερες ή ίσες του μηδενός, το ποσοστό των εικονοστοιχείων $g(0)$ με μηδενικό u είναι ίσο με το ποσοστό των εικονοστοιχείων για τα οποία οι υπόρριζες ποσότητες στις σχέσεις (10) και (11) είναι μικρότερες ή ίσες του μηδενός. Κατά συνέπεια, για το δείκτη TVI ισχύει:

$$g(0) = \int_{-1}^{0} g(u')du' \quad (13)$$

Το κάτω όριο ολοκλήρωσης είναι ίσο με την ελάχιστη τιμή u' του δείκτη NDVI.

Για το δείκτη TVI' ισχύει:

$$g(0) = \int_{-0.5}^{0} g(u')du' \quad (14)$$

Το κάτω όριο ολοκλήρωσης είναι ίσο με την ελάχιστη τιμή της ποσότητας $u'+0.5$.

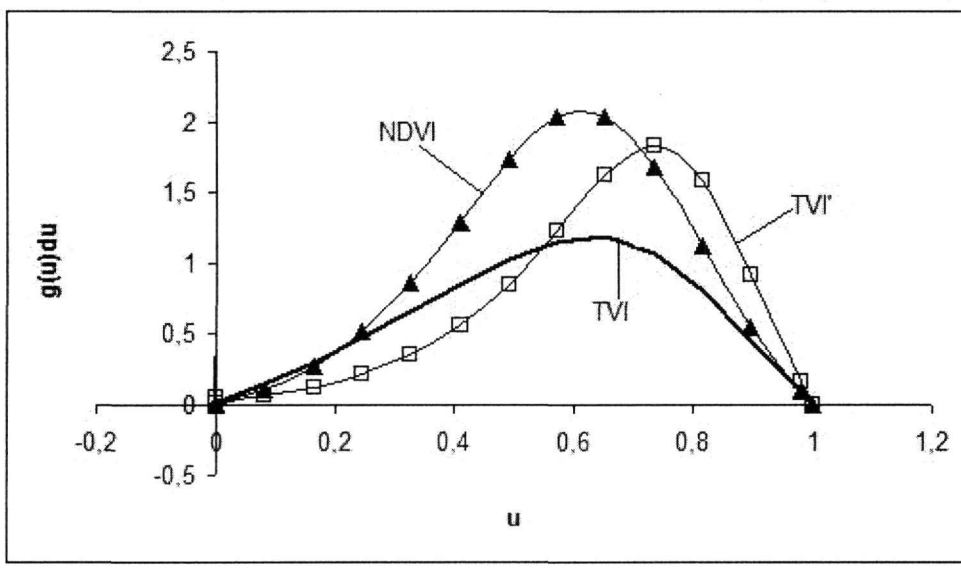
Από τις σχέσεις (8), (10), (12) και (13) συνάγεται ότι η κατανομή τιμών $g(u)$ του δείκτη βλάστησης TVI είναι:

$$g(u)=\begin{cases}\dfrac{8\lambda(1-u^2)u}{(1+u^2)^3\left[\lambda+\left(\dfrac{1-u^2}{1+u^2}\right)^2\right]^2} & (x\geq y)\\ \dfrac{\lambda}{\lambda+1} & (x<y)\end{cases} \quad (15)$$

Από τις σχέσεις (8), (11), (12) και (14), συνάγεται ότι η κατανομή $g(u)$ του δείκτη βλάστησης TVI', περιγράφεται από τη σχέση:

$$g(u)=\begin{cases}\dfrac{8\lambda(1.5-u^2)u}{(0.5+u^2)^3\left[\lambda+\left(\dfrac{1.5-u^2}{0.5+u^2}\right)\right]^2} & (\dfrac{x-y}{x+y}\geq -0.5)\\ \dfrac{\lambda}{\lambda+9} & (\dfrac{x-y}{x+y}<-0.5)\end{cases} \quad (16)$$

Στο (σχ. 2) αναπαριστάνονται γραφικά οι κατανομές τιμών των δεικτών βλάστησης NDVI, TVI και TVI', με βάση τις σχέσεις (8), (15) και (16), αντίστοιχα. Στο (σχ. 3) αναπαριστάνονται οι ίδιες τιμές, κανονικοποιημένες ως τις μέγιστες τιμές αυτών, $g(u)$. Οι τιμές και των τριών δεικτών βλάστησης έχουν αναχθεί στην κοινή κλίμακα τονικότητας [0,1].



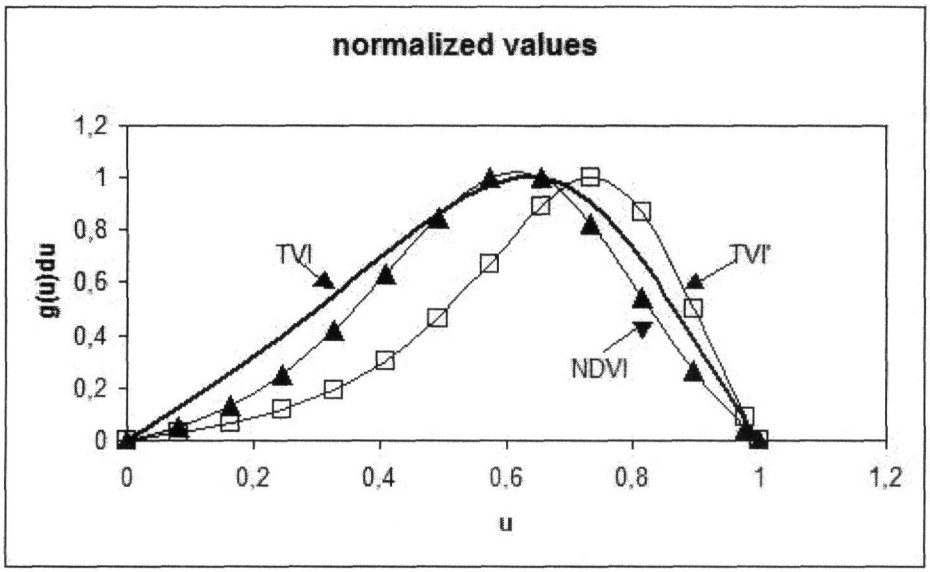
Σχ. 2. Οι κατανομές τιμών των δεικτών βλάστησης TVI, TVI' και NDVI. λ=0.25.

Από τις γραφικές παραστάσεις του (σχ. 2), παρατηρούμε ότι το μέγιστο της κατανομής του δείκτη βλάστησης TVI' είναι μετατοπισμένο προς τη δεξιά πλευρά της κλίμακας τονικότητας και είναι μικρά τα ποσοστά των εικονοστοιχείων με χαμηλές τιμές φωτεινότητας. Αυτό σημαίνει ότι η εικόνα του δείκτη βλάστησης TVI' αναμένεται να έχει μια διάχυτη φωτεινότητα, που ενδεχομένως να μην ευνοεί την αναγνώριση σχηματισμών χαμηλής τονικότητας. Τα μέγιστα των κατανομών TVI και NDVI βρίσκονται προς το μέσο της κλίμακας επομένως αναμένεται να έχουν οι εικόνες των δεικτών αυτών λιγότερη διάχυτη φωτεινότητα.

Στις κατανομές του (σχ. 2), η παράμετρος λ είναι μικρότερη της μονάδας. Για λ μεγαλύτερο της μονάδας, το μέγιστο της κατανομής TVI' εντοπίζεται στις χαμηλές τιμές της κλίμακας τονικότητας.

Με βάση την εμπειρία μας, εκτιμούμε ότι η τυπική απόκλιση στο εγγύς υπέρυθρο είναι συνήθως μεγαλύτερη από αυτήν στο ερυθρό, με αποτέλεσμα, δυνάμει της σχέσης (9), να είναι το λ μικρότερο της μονάδας.

Από τις κανονικοποιημένες καμπύλες του (σχ. 3), φαίνεται σαφώς ότι η διασπορά της κατανομής τιμών του δείκτη TVI είναι μεγαλύτερη από αυτήν του NDVI, καθώς και του TVI'. Αυτό επιβεβαιώνεται και από αριθμητικούς υπολογισμούς της τυπικής απόκλισης, που πραγματοποιήθηκαν με βάση τις σχέσεις (8), (15) και (16), και που περιγράφουν τις κατανομές τιμών NDVI, TVI και TVI', αντίστοιχα. Η μεγάλη διασπορά της κατανομής TVI υποδηλώνει εικόνα με καλή αντίθεση φωτεινότητας.



Σχ. 3. Κανονικοποιημένες τιμές των κατανομών φωτεινότητας των δεικτών βλάστησης TVI, TVI' και NDVI

Με βάση την πιθανοθεωρητική μελέτη εκτιμάται ότι η εικόνα TVI έχει τη μεγαλύτερη διασπορά και την καλύτερη αντίθεση φωτεινότητας. Προβλέπεται επίσης ότι η εικόνα TVI' έχει μια διάχυτη φωτεινότητα («θάμπωμα»). Το επόμενο βήμα είναι να συγκριθούν αυτές οι θεωρητικές προβλέψεις με πραγματικά δεδομένα.

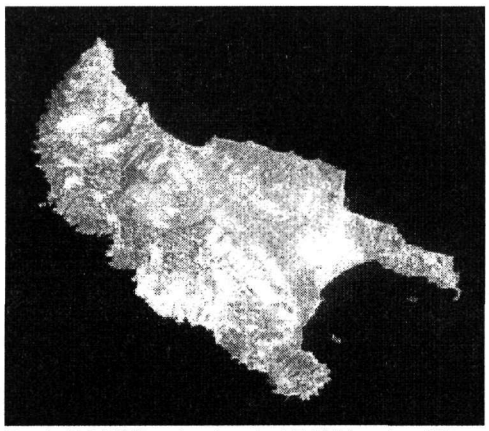
3 ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΣΜΟΣ ΜΕ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΕΙΚΟΝΑ

Για τον έλεγχο των θεωρητικών προβλέψεων σε σχέση με τα χαρακτηριστικά εικόνων δεικτών βλάστησης, χρησιμοποιήθηκε εικόνα Landsat7 ETM (Αύγουστος 1999). Στο (σχ. 4) εμφανίζεται η 432 RGB εικόνα της περιοχής. Στα (σχ. 5), (σχ. 6) και (σχ. 7) παρουσιάζονται οι εικόνες των δεικτών βλάστησης NDVI, TVI' και TVI, αντίστοιχα, οι οποίοι έχουν αναχθεί σε κοινή κλίμακα τονικότητας με τιμές από 0 ως 1. Για την παραγωγή των εικόνων των τριών δεικτών βλάστησης χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Image 8.6 της ERDAS. Στο νησί είχε σημειωθεί πυρκαϊά λίγο πριν τη λήψη της εικόνας. Οι καμένες περιοχές εμφανίζονται με σκοτεινούς τόνους στις εικόνες δεικτών βλάστησης.

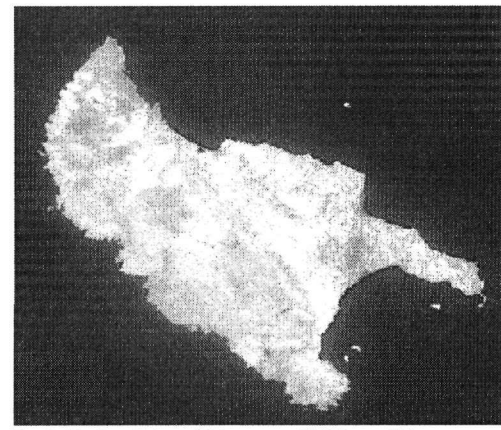
Παρατηρούμε ότι στις εικόνες των (σχ. 5) και (σχ. 6) υπάρχει μια διάχυτη φωτεινότητα, που είναι ιδιαίτερα εμφανής στη θαλάσσια περιοχή, όπου εμφανίζονται ραβδώσεις διαφοροποιημένης τονικότητας. Στην εικόνα TVI (σχ. 7), δεν υπάρχει αυτή η διάχυτη φωτεινότητα και η θάλασσα εμφανίζεται με βαθείς σκοτεινούς τόνους. Επίσης, οι καμένες περιοχές εμφανίζονται με πιο σκοτεινούς τόνους στην εικόνα δείκτη TVI απ'όσο στους άλλους δυο δείκτες.

Η εικόνα TVI έχει καλύτερη αντίθεση φωτεινότητας απ'οσο οι εικόνες TVI' και NDVI και αυτό έχει ως συνέπεια να εμφανίζονται ευκρινέστερα οι σκοτεινές λεπτές γραμμές του οδικού δικτύου στην εικόνα TVI από το βόρειο μέρος της Νήσου (σχ. 8) απ'όσο στην εικόνα TVI' της ίδιας περιοχής (σχ. 9). Φαίνεται λοιπόν να επαληθεύονται, από ποιοτική άποψη, οι θεωρητικές προβλέψεις για εικόνα

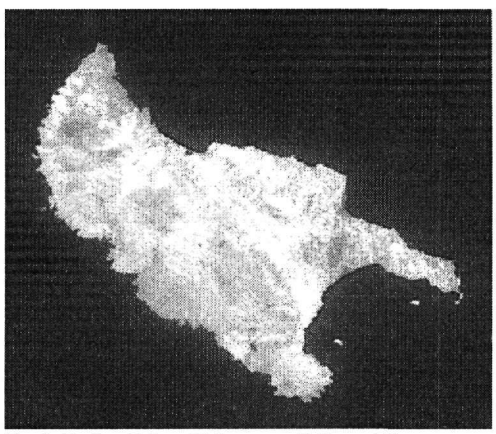
TVI χωρίς «θάμπωμα» και με καλύτερη αντίθεση φωτεινότητας από αυτήν των δυο άλλων δεικτών βλάστησης.



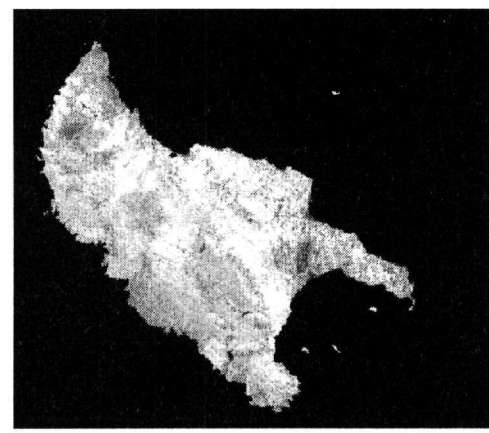
Σχ. 4. 432 RGB εικόνα Landsat 7 ETM από τη Νήσο Ζάκυνθο



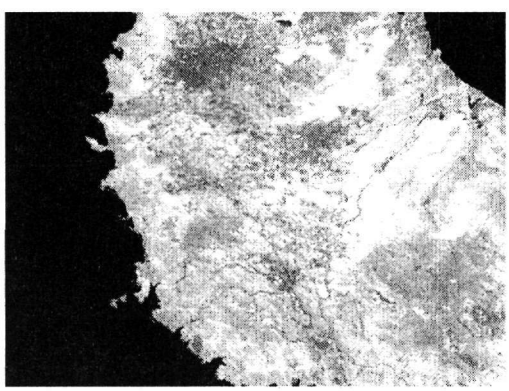
Σχ. 5. Εικόνα δείκτη βλάστησης NDVI της Νήσου Ζακύνθου



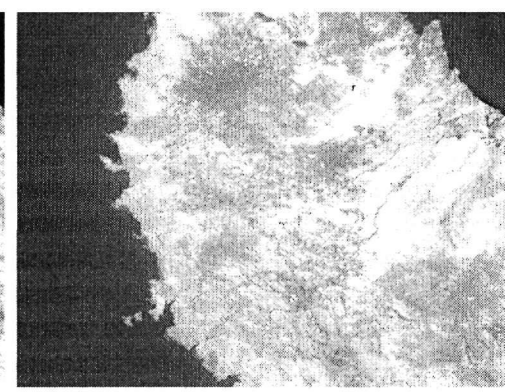
Σχ. 6. Εικόνα δείκτη βλάστησης TVI' της Νήσου Ζακύνθου



Σχ. 7. Εικόνα δείκτη βλάστησης TVI της Νήσου Ζακύνθου



Σχ. 8. Εικόνα TVI από το βόρειο τμήμα της Νήσου Ζακύνθου



Σχ. 9. Εικόνα TVI' από το βόρειο τμήμα της Νήσου Ζακύνθου

Στον παρακάτω πίνακα εμφανίζονται οι τυπικές αποκλίσεις των ιστογραμμάτων των εικόνων των τριών δεικτών βλάστησης. Όπως προβλέπει και η πιθανοθεωρητική μελέτη, η τυπική απόκλιση της εικόνας TVI είναι μεγαλύτερη από αυτές των εικόνων NDVI και TVI'.

Πίνακας 1

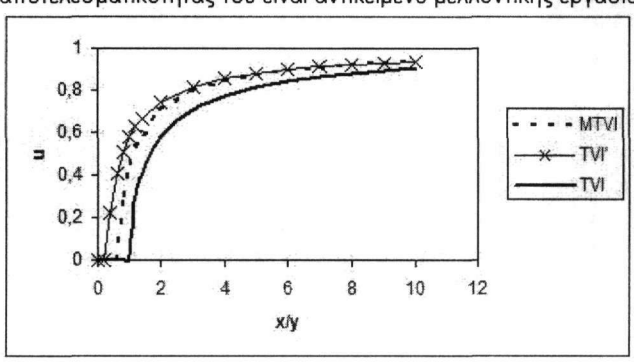
Δείκτης Βλάστησης	NDVI	TVI'	TVI
Τυπική Απόκλιση	0.095	0.083	0.219

Τόσο οι θεωρητικές προβλέψεις, όσο και ο πειραματικός έλεγχος με δορυφορική εικόνα, έδειξαν ότι ο δείκτης βλάστησης TVI, παράγει εικόνες με μεγαλύτερη τυπική απόκλιση και καλύτερη αντίθεση φωτεινότητας από αυτές που προκύπτουν από τους δείκτες TVI' και NDVI. Κατά συνέπεια, ο δείκτης TVI είναι ο πλέον ενδεδειγμένος, κυρίως για ανίχνευση σχηματισμών χαμηλής τονικότητας, όπως καμένες περιοχές ή γεωλογικές ενότητες με αραιή φυτοκάλυψη.

Υπάρχει ωστόσο η δυνατότητα να αξιοποιηθεί και ένας τροποποιημένος δείκτης TVI, ο MTVI, που ορίζεται από τη σχέση:

$$u = \sqrt{\frac{cx - y}{cx + y}} \tag{17}$$

Το c είναι μια παράμετρος με τιμές από 1 ως 3. Εξαιτίας αυτής της παραμέτρου ο δείκτης βλάστησης MTVI λαμβάνει ενδιάμεσες τιμές μεταξύ TVI και TVI', όπως φαίνεται στο (σχ. 10). Μια εικόνα MTVI, από πλευράς οπτικού αποτελέσματος και στατιστικών χαρακτηριστικών, είναι μια ενδιάμεση κατάσταση μεταξύ TVI και TVI'. Στο βαθμό που το c πλησιάζει τη μονάδα, η εικόνα MTVI έχει παρόμοια χαρακτηριστικά με την εικόνα TVI. Στο βαθμό που το c αυξάνεται, η εικόνα MTVI προσομοιάζει με την εικόνα TVI'. Διαφορετικές τιμές του c αντιστοιχούν σε εικόνες με διαφοροποιημένη τονικότητα, διευρύνοντας έτσι τις επιλογές του χρήστη. Ο δείκτης MTVI μπορεί να κατασκευαστεί εύκολα με τη βοήθεια κατάλληλου λογισμικού (για παράδειγμα με το εργαλείο spatial modeler του ERDAS Imagine ή με τη γλώσσα προγραμματισμού του ILWIS) και η μελέτη της αποτελεσματικότητάς του είναι αντικείμενο μελλοντικής εργασίας.



Σχ. 10. Γραφική παράσταση της μεταβολής των τιμών TVI, TVI' και MTVI ως προς το λόγο των φασματικών ζωνών *x/y*. *c*=1.5

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η πιθανοθεωρητική ανάλυση έδειξε ότι ο δείκτης TVI παράγει εικόνες με μεγάλη τυπική απόκλιση, που ευνοεί μια καλή αντίθεση φωτεινότητας. Ο δείκτης TVI', εξαιτίας της υπόρριζης ποσότητας 0.5, παράγει εικόνες με μεγάλη φωτεινότητα και μικρή τυπική απόκλιση.

Ο πειραματισμός με δορυφορική εικόνα Landsat 7 ETM επιβεβαίωσε τις θεωρητικές προβλέψεις περί καλύτερης αντίθεσης φωτεινότητας της εικόνας TVI από την εικόνα TVI'. Επί πλέον, ως συνέπεια της μεγάλης διάχυτης φωτεινότητας που χαρακτηρίζει την εικόνα TVI', γραμμώσεις χαμηλής φωτεινότητας, όπως το οδικό δίκτυο για παράδειγμα, εμφανίζονται με μεγαλύτερη ευκρίνεια στην εικόνα TVI.

Κατά συνέπεια, εκτιμούμε ότι ο δείκτης TVI, έτσι όπως ορίζεται από τη σχέση (1), είναι προτιμητέος σε σχέση με τον τροποποιημένο δείκτη TVI', έστω και αν ο δεύτερος χρησιμοποιείται

συχνότερα και είναι ενσωματωμένος σε διαδεδομένα πακέτα λογισμικού επεξεργασίας δορυφορικών εικόνων.

Ωστόσο, αν ο χρήστης επιθυμεί να έχει διευρυμένα περιθώρια επιλογών από πλευράς οπτικού αποτελέσματος, μπορεί να εφαρμόσει το δείκτη MTVI, με βάση τη σχέση (17), για διάφορες τιμές της παραμέτρου c. Οι εικόνες που παράγονται για διάφορα c θα έχουν ενδιάμεσες τιμές φωτεινότητας μεταξύ αυτής των εικόνων TVI και TVI'.

Ένα γενικότερο συμπέρασμα που προκύπτει από αυτήν την εργασία είναι ότι η θεωρία πιθανοτήτων μπορεί να συμβάλει στην αξιολόγηση των δεικτών βλάστησης που εφαρμόζονται σε πολυφασματικές εικόνες. Με την πιθανοθεωρητική ανάλυση μπορούν να διατυπωθούν προβλέψεις για τα στατιστικά χαρακτηριστικά της εικόνας, οι οποίες, στο βαθμό που επιβεβαιώνονται από τον έλεγχο με πραγματικά δεδομένα τηλεανίχνευσης, οδηγούν σε αξιόπιστα συμπεράσματα για τις δυνατότητες και τους περιορισμούς του υπό μελέτη δείκτη βλάστησης.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Baret, F., and Guyot, G., 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment* 35, 161-173

Boyd, D. S., Phipps, P. C., Foody, G. M., and Walsh, R. P. D., 2002. Exploring the utility of NOAA AVHRR middle infrared reflectance to monitor the impacts of ENSO-induced drought stress on Sabah rainforests. *International Journal of Remote Sensing*, 23(2), 5141-5147

Burgan, R. E., 1996. Use of Remotely Sensed Data for Fire Danger Estimation. *Earsel Advances in Remote Sensing. Remote Sensing and GIS applications for Forest Fire Management*, 4(4), 1-8

Chuvieco, E., Martin, M. P., and Palacios, A., 2002. Assessment of different spectral indices in the red-near-infrared spectral domain for burned land discrimination. *International Journal of Remote Sensing* 23(23), 5103-5110

Deering, D. W., Rouse, J. W., Haas, R. H., and Schell, J. A., 1975. Measuring Forage Production of Grazing Units from Landsat MSS Data. *10th Internatonal Symposium on Remote Sensing of Environment 2*, 1169-1178

Faust, N. L., 1989. Image Enhancement. In: Allen Kent and James G. Williams (editors), *Encyclopedia of Computer Science and Technology*, Vol. 20, Supplement 5. Marcel Dekker Inc.

Huete, A. R., 1978. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment* 25, 295-309

Jensen, R. J., 1995. *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*. Prentice Hall, 316 pp

Peterson, D. L., Price, K. P., and Martinko, E. A., 2002. Discriminating between cool season and warm season grassland cover types in northeastern Kansas. *International Journal of* Remote *Sensing* 23(23), 5015-5130

Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A. R., Kerr, Y. H., and Sorooshian, S., 1994. A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment* 48(2), 119-126

Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., and Deering, D. W., 1973. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *3rd ERTS Symposium*, Vol. 1, 48-62

Schowengerdt, R. A., 1997. *Remote Sensing. Models and Methods for Image Processing*. Academic Press, 515 pp

Spiegel, M. R., 1977. *Πιθανότητες και Στατιστική*. McGraw-Hill, ΕΣΠΙ, 384 σελ.

Stroppiana, D., Pinnock, S., Pereira, J. M. C., and Gregoire, J. M., 2002. Radiometric analysis of SPOT-VEGETATION images for burnt area detection in Northern Australia. *Remote Sensing of Environment* 82, 21-37

Vaiopoulos, D., Skianis, G. Aim., and Nikolakopoulos, K., 2004. The contribution of probability theory in assessing the efficiency of two frequently used vegetation indices. *International Journal of Remote Sensing* 25(20), 4219-4236.

ABSTRACT

ASSESMENT OF THE TVI VEGETATION INDEX WITH THE AID OF PROBABILITY THEORY

Skianis G. Aim.[1], Vaiopoulos D.[1], and Nikolakopoulos K.[2]

[1] *Remote Sensing Laboratory, Faculty of Geology, University of Athens, 157 84 Athens. skianis@geol.uoa.gr, vaiopoulos@geol.uoa.gr*

[2] *IGD GROUP, Vyronos 6, 152 31 Athens. knikolakopoulos@geol.uoa.gr*

In the present paper the statistical behaviour of the Transformed Vegetation Index TVI is studied. TVI is defined by:

$$u = \sqrt{\frac{x-y}{x+y}} \qquad (1)$$

or, alternatively, by:

$$u = \sqrt{\frac{x-y}{x+y} + 0.5} \qquad (2)$$

u is the numerical value of the vegetation index. *x and y* are the brightness values of the near infrared and red zones, respectively. Relation (1) defines the vegetation index TVI. Relation (2) defines the vegetation index TVI'.

Using appropriate distributions to describe the histograms of *x* and *y* channels, and taking into account certain theorems from probability theory, the expressions for the distributions of TVI and TVI' values are deduced. According to these expressions, the standard deviation of TVI image is larger than that of TVI', as well as NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). The prevailing value of the TVI' histogram is located at the right part of the tonality range. Therefore, according to the mathematical analysis, the TVI image has a better contrast than that of the NDVI and TVI' images. The TVI' has a diffuse luminance.

The theoretical predictions were tested with a Landsat 7 ETM image of Zakynthos Island (western Greece) and they were found to be in accordance with the satellite data. It was also observed that lineaments with a dark tonality are expressed more clearly in the TVI image than in the TVI' image.

The general conclusion is that the TVI vegetation index is preferable from TVI', since the former produces images with a larger standard deviation and a better contrast than the latter.

The results and conclusions of this paper may be useful in geological and environmental research , for mapping regions with a different vegetation cover.

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

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

A FREEWARE PACKAGE FOR THE ANALYSIS AND INTERPRETATION OF COMMON-OFFSET GROUND PROBING RADAR DATA, BASED ON GENERAL PURPOSE COMPUTING ENGINES

Tzanis A. and Kafetsis G.
Department of Geophysics and Geothermy, University of Athens, Panepistimiopoli, Zografou 157 84, Greece; atzanis@geol.uoa.gr.

ABSTRACT

The Ground Probing Radar (GPR) has become an invaluable means of exploring shallow structures for geoscientific, engineering environmental and archaeological work. At the same time, GPR analysis software is mostly proprietary and expensive. The academic freeware community has been slow to react the limited free software is usually highly focused and generally unorganized. Herein we report the beginning of an attempt to remedy this situation with a cross-platform freeware analysis and interpretation package, which can also be expandable and customizable to the requirements of a particular user with relatively little programming effort. Almost ideal platforms for the development of such a kind of software are general purpose computing engines, such as MATLAB™ and/or OCTAVE. These provide two very similar, cross-platform and complete environments for the development of advanced analysis software. We have designed a two-layered software system. The Bottom Layer comprises a set of self-contained and self-documented functions to handle, visualize, process and interpret GPR data and is expandable with addition of a user's own functions. The Top Layer organizes these functions, automating data management and streamlining the flow of work by means of a GU Interface. At the present stage of development, this GPR analysis offers a decent and in many respects advanced means of treating and interpreting common-offset data; future releases may even become competitive, if maintained and developed by collective effort along the spirit of the GNU project.

1 INTRODUCTION

The Ground Probing Radar (GPR) has become an invaluable and almost indispensable means of exploring shallow structures for geoscientific, engineering environmental and archaeological work. At the same time, GPR analysis software is mostly proprietary and usually available from GPR manufacturers or a handful of other vendors (e.g. REFLEX by Sandmeier Engineering; GRORADAR™ by Garry Olhoeft at http://www.g-p-r.com/links.htm, etc.)

There are only two exceptions. A good but quite limited freeware package provided by the USGS (Lucius and Powers, 2002), which will never work in non-Microsoft platforms and due to the particularities of its graphics drivers has even problems working in Windows XP. The second freeware package is the Radar Unix by Grandjean and Durand (1999), which is limited to Unix and Linux platforms; it does not work in Windows, OS2 or Macintosh systems unless they're augmented with the CygWin Linux emulator, and then under conditions. Furthermore, RU draws processing power from the Seismic Unix (SU) analysis system, but as it is based on an outdated version of SU, it requires extensive overhaul. Both freeware packages are written in C, while RU's graphical interface (Xforms) is written in C++. This renders both of them rather unwieldy to modification or augmentation by the average practitioner.

The academic freeware community has been slow to react on this issue and the limited freely distributed software is usually focused on very particular problems (mainly data input / output), generally unorganized and so diversely programmed, that it cannot form a consistent basis for the reliable manipulation of GPR data.

Herein we report the beginning of an attempt to remedy this situation with a freeware analysis and interpretation package, which can be truly cross-platform, as well as expandable and customizable to the needs of a particular user, with little programming effort. Although easy to say, this would be a truly demanding and ambitious undertaking, had it not been for the existence of powerful, general purpose computing engines. On this basis, the realization of such a project is feasible because a computing engine will generally provide a complete high level programming environment, inclusive of graphics, which facilitates the development of advanced software because all the complexities pertaining to low level interfacing, programming and functionality are taken care by the engines themselves. This is much easier and faster than building programs from scratch in some conventional high level language such as C, C++ or FORTRAN. A cross-platform package is also possible because computing engines are usually made for, or transportable to more than one operating systems.

2 CHOOSING THE APPROPRIATE ENGINE(S)

General purpose scientific computing engines are not many: The most commonly available are the proprietary IDL™ and MATLAB™ and the freeware OCTAVE and SCILAB. Of course, there is an abundance of other (proprietary or non-proprietary) scientific data analysis software, which is generally not suitable for our purpose because it is usually specialized (e.g. statistical analysis, curve fitting, data modelling, graphics etc.) and does not provide a sufficiently general and versatile enough programming environment for the development of integrated programs.

MATLAB and OCTAVE are, to a certain degree, complementary. They both provide the same complete high-level programming language, which is furthermore fully vectorized, but is not as demanding as C/C++ or FORTRAN because all of the low-level functionality and interfacing is taken care of by the engines themselves. Thus it is possible to create the same core software, which may run in both engines. The fact that MATLAB is proprietary software while OCTAVE is freeware can also be advantageous because the core software will work for everybody, even for those who cannot afford MATLAB.

On the other hand, MATLAB being proprietary enjoys continuous and dedicated support and development and is definitely richer in tools and more functional, in that it offers very extensive graphical and GUI capabilities and a multitude of programming shortcuts. OCTAVE offers limited GUI support unless operated together with additional freeware packages to which it may link dynamically. Such are, for instance the graphics package PLplot, which is also modelled on MATLAB and the well known Tcl-Tk, which may provide GUI support (e.g. via the Tk_Octave interface by João Cardoso. Thus, the combination OCTAVE/ PLplot / Tcl-Tk could offer a quite cumbersome to build, but totally free and quite decent substitute for MATLAB.

In short, the complementarities of MATLAB and OCTAVE allow for the development of software which, with relatively minor changes may work in all platforms and operating systems in which MATLAB can be installed (that is practically everywhere), as well as all platforms in which OCTAVE/ PLplot/ Tcl-Tk can be installed. The latter includes all flavours of UNIX and LINUX, but also the Microsoft Windows family of operating systems, provided of course they're augmented with the appropriate version of the (free) CygWin Linux emulator. Such versatility is *not* enjoyed by other computing engines.

3 DESIGN AND IMPLEMENTATION

We have designed a two-layered software system, in which the *bottom layer* comprises a suite of scripts and functions to handle, display and process the data, while the *top layer* organizes these functions, automating data management and streamlining the flow of work by means of a GU Interface. As evident from the above discussion this interface has to be different in MATLAB and OCTAVE and therefore, the package must also comprise two clones: one for MATLAB (matGPR v1.0) and one for OCTAVE (ocGPR v1.0). It is also possible to produce a basic (core) clone without GUI support; this would provide only rudimentary dialog and messaging services through the engines' command windows and its functions would have to be invoked manually, but it would be truly plat-

form independent and would work in both MATLAB and OCTAVE environments without any ado. We will now attempt a concise description of the package.

3.1 The Top Layer

In effect, the Top Layer is a long script that organizes the bottom layer functions and automates data management according to the flowchart of Figure 1. The physical appearance of the GU Interface is shown in Figure 2 (matGPR only).

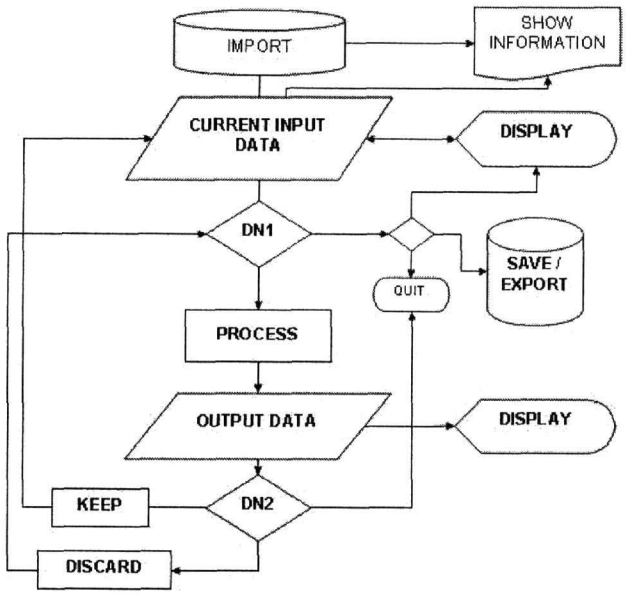


Figure 1. The flowchart of a typical GPR data analysis session with matGPR and ocGPR.

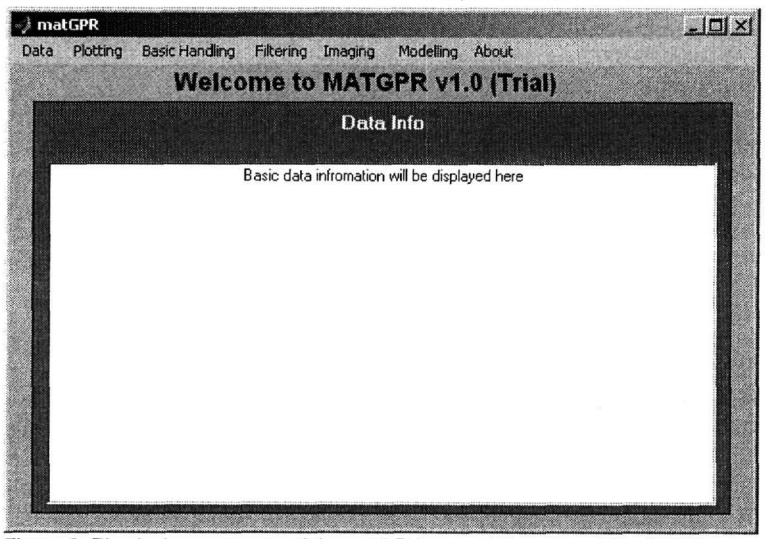


Figure 2. Physical appearance of the matPR home window, i.e. of the GUI Top Layer that realizes the flowchart of Figure 1.

The design philosophy is quite simple: work flows in a continuous cycle between the "current input data", i.e. that data before some processing operation (step) and the "output data", i.e. the data

resulting from this operation. The user imports, displays and inspects the current input data with the appropriate choices under the "Data" and "Plotting" menus. Then he/she decides and applies a processing step and inspects the result. If satisfied, the user will 'keep' the result, replacing the current input data with the output data and will cycle through the same procedure with a new processing step. If not, he/she will ignore or discard the result and cycle with another processing step. An example of this procedure is shown in Figures 3 and 4. While in Decision Node 1 (DN1), the user may save or export the current input data. Soft and hard copies of the current input and output data can be made at any time. Data management decisions are realized with the appropriate choices under the "Data" menu (Figure 2 and Appendix 1), while the 'next processing step' is taken from one of the tasks under the "Basic Handling", "Filtering", "Imaging" and "Modelling" menus (also see Figure 2 and Appendix 1). Note also that some processes under the "Plotting" menu (viewing of traces and spectra) can run parallel to the main processing cycle and automatically update themselves.

3.2 The Bottom Layer

This comprises a set of self-contained and self-documented scripts and functions to visualize process and interpret GPR data. Any function can be called individually to perform a task or part of a task. For instance, the call *[tz, z, nz, dz, ddm] = ttoz(traveltime, d, dt, v1d),* will take the two-way *traveltime*, the two dimensional (time - distance) radargram *d,* the sampling interval *dt* and the one-dimensional velocity-thickness profile *v1d*, will perform a time-to-depth conversion and will return the a traveltime-depth vector *(tz)*, a depth vector *(z),* the number of depth estimates *(nz)*, the depth sampling interval *(dz)* and the converted depth - distance radargram *ddm*, re-sampled at intervals *dz*. The invocation *help ttoz* (without arguments) will display the embedded self-documentation (help facility). The Bottom Layer is expandable with addition of a user's own functions.

The tasks available at the present state of development are detailed in Appendix 1. The software is organized in 6 basic units: *Data (management)*, *Plotting*, *Basic Handling*, *Filtering*, *Imaging* and *Modelling* (Figure 2 and left column in Appendix 1). Each unit comprises a number of homologous task groups as shown in the middle and right columns of Appendix 1 (where they are indicated with common shading). Each task may require one or more functions to perform.

The package can accept data in the formats of the most common GPR manufacturers (GSSI and Måla geophysics and shortly, Sensors and Software (Pulse EKKO). Because the package is currently developed for common-offset surveys, only single-channel data files are acceptable. Data stored in SU and SEG-Y Revision 0.0 formats can also be imported. With reference to the latter, it should be noted that because of the outdated IBM floating point format used for storage, it has proven to be more reliable to convert the data with an external, well tested C language routine. We have implemented the program "segyread" from the SU suite, which is called by our "readsegy" function to convert the data to an interim SU format file that is subsequently imported with native routines. Once read, the data can be saved in native binary format (MAT files) for faster and easier subsequent access. Data generated at different processing stages should also better be stored in this format. For distribution or exchange, the data can be exported to SU and SEG-Y format files. For the reasons quoted above, the external SU program "segywrite" is implemented.

Data visualization options include image (colour-coded) displays with several colour maps for better discrimination of the details, wiggle-trace displays and variable-area displays. It is also possible to plot and scrutinize individual traces and trace spectra in individual figure windows.

Basic data handling includes graphical determination and adjustment of time-zero, removal of the global mean (background trace), dewow and gain manipulation. The latter includes Automatic Gain Control (AGC) functions, both in the standard form and with Gaussian tapering (for an example see Figure 3). A gain function of the form $g(t) = s*t^p$, can also be interactively applied. A graphical routine to facilitate manual design of range-gain functions is nearing completion. Additional handling facilities include resampling (increase or decrease of the recording rate) in time and in space (along the scan line), using the versatile bandlimited sinc interpolation algorithm of Smith and Gosset (1984).

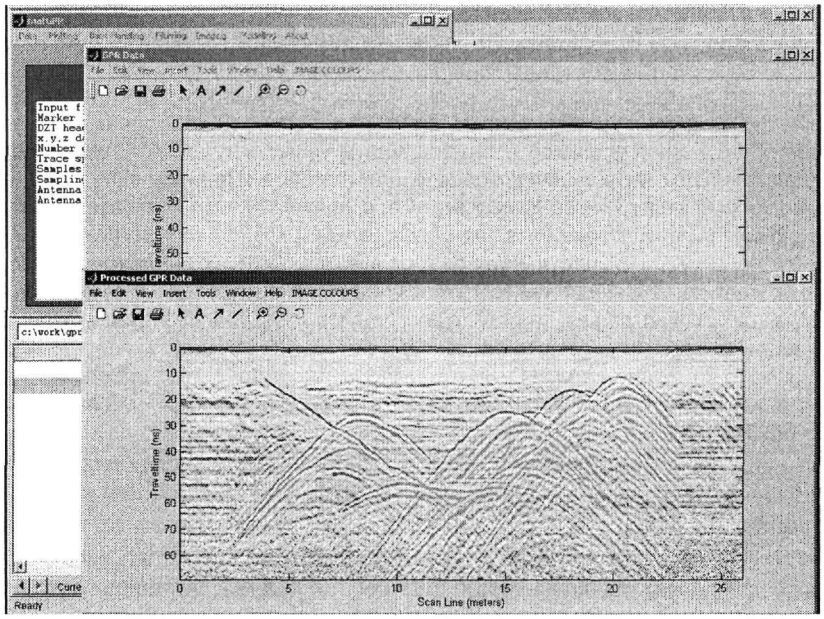


Figure 3. A snapshot of a processing session. The matGPR home window can be seen in the background (top left); the "current input data" is in the middle ground ("GPR Data") and comprises an apparently featureless section. The "output data" is in the foreground ("Processed GPR Data") and shows the same section after an AGC operation, revealing the existence of multiple diffractors buried in a trench. This data set has been distributed by Grandjean and Durand (1998).

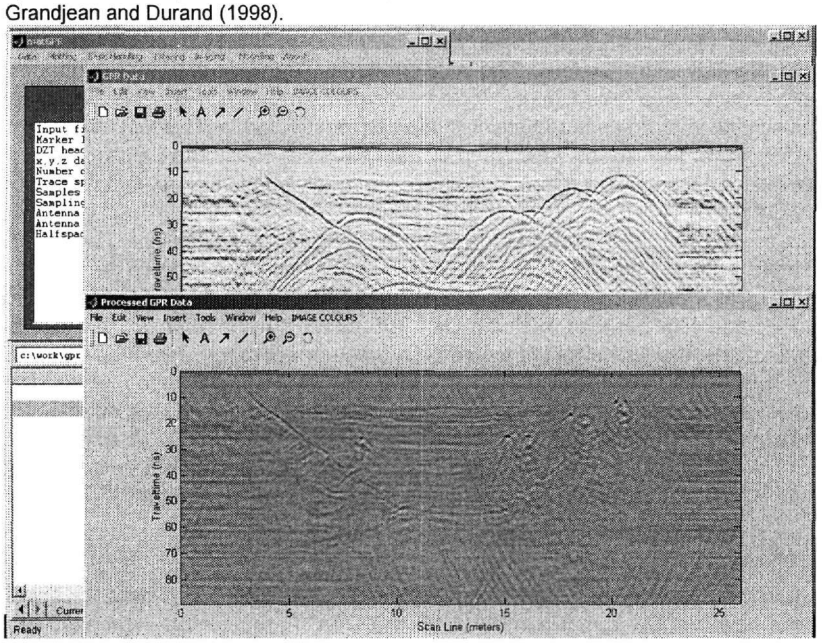


Figure 4. Snapshot of the next processing step: The AGC'ed data have now become "current input data" and the new "output data" shows the time-migrated section (Gazdag, 1978), in which it is possible to observe the outlines of the trench and the locations of the diffractors.

For GPR instruments *not* equipped with survey wheels or other automatic distance measuring and triggering device, a suite of marker interpolation routines is also provided, so as to transform data collected at equal-time spacing mode, to data at equal-distance spacing. This suite of routines

also facilitates the three-dimensional determination of trace locations, with respect to some local co-ordinate system. Such information is necessary for the application of static corrections prior to imaging, as well as for 3D data visualization among other things.

Smoothing facilities include mean and median spatial filtering in one and two dimensions. Because this type of filtering is computationally intensive, an external Fortran 90 program is employed to do the heavier part of the work. It should be noted that both MATLAB and OCTAVE workspaces are basically interpreters of their programming language and therefore inherently slow when sequential number crunching in nested loops is necessary and unavoidable. In this case, external compiled programs callable from within functions can offer a very fast solution to such problem. Additional spatial filtering techniques include the removal of a sliding window mean (background) trace. This will remove small horizontal features (coherent signal) from the data and may be used to expose reflections that dip at high angles, (removing for instance most reflections due to hydrogeologic sources). It is also possible to remove the sliding-window's "foreground" traces: the background trace is assigned to the centre trace in the sliding window rather than being subtracted from the data. This will remove high-angle reflections, for instance to expose the sub-horizontal hydrogeologic features (a dip filter).

The software also provides for zero-phase FIR filtering of the frequency content (applied 'vertically' to traces), and of the wavenumber content (applied 'horizontally' to – equally spaced – scan lines). All types of filters are available (low / high / band pass, band stop and notch). All filters can be designed interactively (graphically) and tested before they're applied to the data. Finally, this suite of functions is complemented with an interactive F-K filter design and implementation routine, facilitating the application of zone pass / stop filters, fan (velocity range) filters and updip/ downdip mapping in the frequency – wavenumber domain.

The package also offers a number of imaging and modelling tools to assist interpretation. These include velocity analysis by interactive fitting of diffraction front hyperbolae (assumes non-dispersive propagation). Advanced interpretation tools include static corrections, F-K migration for layered velocity structures (Stolt, 1978), Phase-shifting migration for layered velocity structures (Gazdag, 1978), Split-step F-K migration for 2-D velocity structures (Stoffa et al., 1990, Sena et al., 2003) and time-to-depth conversion (see Figure 4 for an example). Note that migration is a computationally intensive business, involving integrations with multiply-nested loops. This would cause the MATLAB and OCTAVE interpreters to run slowly and would delay the results. As before, this problem is remedied with external, compiled Fortran 90 code callable from within the migration functions to perform the heavy duty work.

Finally, interpretation can be aided with 2-D forward modelling tools. These includes a model designer and constructor, which in the MATLAB clone is fully graphical and facilitates the easy and fast creation and editing of models comprising multiple bodies of polygonal, circular or elliptical cross-section, with point-and-click operations. In the OCTAVE clone, due to the less advanced development of PLplot, this tool is a hybrid and is based on a different approach. The models can be stored in disk and can be recalled for the calculation of 2D velocity profiles (to be used for Split-step migration) as well as for modelling. The modelling technique implemented herein is in effect adjoint Split-step imaging with the algorithm of Bitri and Grandjean (1998), appropriately adapted for the requirements of our package. Here as well, the main number crunching routine is an external C or /and Fortran 90 program fashioned after the program "radar2d4" of the above authors.

3.3 Additional features

A useful side-kick is the possibility to import / export of data in SU format. This provides the capability for invoking the power of SU from within MATLAB or OCTAVE, to perform even more complex data manipulations. The invocation of SU programs can be done at the fingertip (using the system call functions of MATLAB or OCTAVE), or through more complex scripts and functions that make system calls and can work in tandem with the main package. This facility is readily available in Unix, Linux and MS Windows/CygWin systems, and even pure MS Windows systems if there will ever be a free and functional porting of SU to these platforms – the only existing effort by Hugh Winkler (SUNT) is not easily accessible or fully operable.

4 EPILOGUE

At the present stage of development matGPR and ocGPR provide a broad and functional range of tools for the analysis of common-offset GPR data. Nevertheless, they are still infant and incomplete! For instance, they do not offer deconvolution facilities, which would be a valuable addition; these are currently on the drawing board and will be implemented in the immediate future. One can also think of several other processing tools and shortcuts that may be included in (near) future releases, adding to the power of the package(s).

We consider useful to point out that at this stage, matGPR and ocGPR do not aspire to become real substitutes for commercial analysis programs, which have been developed, debugged and perfected for long. However, the do offer a very decent and in several aspects advanced means of treating common-offset data. We believe that they have the potential to become highly competitive, if maintained, developed and expanded over time with contributions from other authors, along the spirit of the GNU project. Both packages will be freely available through personal communication and over the Internet, in the immediate future.

REFERENCES

Bitri, A. and Grandjean, G., 1998. Frequency – wavenumber modelling and migration of 2D GPR data in moderately heterogeneous dispersive media, *Geophysical Prospecting*, **46**, 287-301.

Gazdag, J., 1978. Wave equation migration with the phase-shift method, *Geophysics*, **43**, 1342-1351.

Grandjean, G. and Durand, H., 1999. Radar Unix: a complete package for GPR data processing, *Computers & Geosciences* 25 141-149.

Lucius, J.E. and Powers, M.H., 2002. *GPR Data Processing Computer Software for the PC,* USGS Open-File Report 02-166.

PLplot can be sought at URL http://sourceforge.net/projects/plplot/

Sena, A.R., Stoffa, P.L. and Sen, M. K., 2003. Split Step Fourier Migration of Ground Penetrating Radar Data: 73th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1023-1026.

Smith, J. O. and Gossett, P., 1984. A flexible sampling-rate conversion method. In ICASSP-84, Volume II, pp. 19.4.1-19.4.2, New York: IEEE Press.

Stoffa, P.L., Fokkema, J.T., de Luna Freire, R.M. and Kessinger, W.P., 1990. Split-step Fourier migration, *Geophysics*, **55**, 410-421.

Stolt, R.H., 1978. Migration by Fourier Transform, *Geophysics*, **43**, 23-48.

Tk_Octave can be sought at URL http://paginas.fe.up.pt/~jcard/software/tk_octave/tk_octave.html.

APPENDIX 1

The following list presents the task groups and tasks available in matGPR v1.0 (Trial) and ocGPR v1.0 (Trial). Note that one task may require more than one function to perform and vice versa. Task groups are indicated with similar shading.

DATA	Import raw data	→	GSSI (DZT) format Mâla (RD3) format Seismic Unix format SEG-Y format
	Import from native (.mat) format		
	Keep processed data Discard processed data		
	Save to native (.mat) format		
	Export data	→	Seismic Unix format SEG-Y format
PLOTTING	Select display mode	→	image (colour scale) wiggle traces variable area
	View data		

	View processed data		
	View traces View spectra		
	View processed traces View processed spectra		
	View markers		
BASIC HANDLING	Adjust signal position (time zero)		
	Remove global background trace Dewow		
	Remove DZT header gain Automatic gain control (AGC) Gaussian-taper AGC Gain function $g(t)=s*a^t$		
	Resample traces Resample scan line		
	Edit marker file	→	use editor run edit utility
	Marker interpolate to equal spacing		
	Make x, y, z trace coordinates		
FILTERING	Spatial mean filter (1d and 2d) Spatial median filter (1d and 2d) Remove sliding window background trace Remove sliding window foreground trace		
	FIR frequency domain filter	→	low pass high pass band pass band stop notch
	FIR K-space filter	→	low pass high pass band pass band stop
	F-K filter		
IMAGING	Fit diffraction front hyperbola		
	Static corrections		
	Import 1D velocity model Stolt F-K migration Gazdag phase-shifting migration		
	Import 2D velocity model Split-step 2D migration		
	Time to depth conversion		
MODELLING	Design 2D model Compute 2D model (Split-step method)		

Σεισμολογία

Seismololgy

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

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

ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΟΝΗΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΕΥΒΟΙΑΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΙΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΡΑΔΟΝΙΟΥ ΣΤΑ ΥΠΟΓΕΙΑ ΝΕΡΑ.

Π. Μητρόπουλος[1], K. Notsu[2], N. Δελήμπασης[1], Ν. Κακαβάς[3] και Π. Βουδούρης[1]

[1]. *Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας*

[2]. *University of Tokyo, Department of Earthquake Chemistry*

[3]. *ΙΓΜΕ, Μεσογείων 70, Αθήνα 11527*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σημαντικές μεταβολές της συγκέντρωσης του Ραδονίου στα υπόγεια νερά, παρατηρήθηκαν στις 29/7/2003, στο σταθμό μέτρησης των Καμμένων Βούρλων. Οι μεταβολές αυτές είναι αποτέλεσμα των προσεισμικών τάσεων που αναπτύσσονται και έχουν σαν αποτέλεσμα τον προσωρινό εμπλουτισμό του υδροφόρου ορίζοντα σε ραδόνιο Για την ύπαρξη των μεταβολών αυτών ενημερώθηκε αμέσως ο ΟΑΣΠ. Στις 3/8/2003 καταγράφηκε, σε διάστημα μερικών ωρών ένας σημαντικός αριθμός σεισμικών δονήσεων στην Βόρεια Εύβοια. Τα επίκεντρα των σεισμικών αυτών δονήσεων τοποθετούνται στην νοητή γραμμή μεταξύ του επίκεντρου του μεγάλου σεισμού της Σκύρου και της θέσης του σταθμού μέτρησης Ραδονίου στα Καμμένα Βούρλα. Δηλαδή στην προέκταση του ρήγματος του Βορείου Αιγαίου.

Στις 23/1/2003, παρουσιάστηκαν στον ίδιο σταθμό μέτρησης 3 σημαντικές μεταβολές του Ραδονίου. Ειδοποιήθηκε ο ΟΑΣΠ για επικείμενη σεισμική δραστηριότητα στη Βόρεια Εύβοια. Στις 29 Ιανουαρίου έγιναν πράγματι τρεις σεισμικές δονήσεις με το επίκεντρο τους να ευρίσκεται πολύ κοντά στο σταθμό μέτρησης των Καμμένων Βούρλων.

Στις 2/2/2003, παρουσιάστηκε νέα σημαντική μεταβολή του Ραδονίου στον Σταθμό των Καμμένων Βούρλων που επίσης συνοδεύτηκε από σεισμική δόνηση (7/2/2003) με το ίδιο επίκεντρο. Στις 12/2/2003 σε επιστολή που απευθύναμε στην διοίκηση του ΟΑΣΠ, αναφερόταν η έναρξη νέας μεταβολής του Ραδονίου που επίσης κατέληξε σε σεισμική δόνηση με επίκεντρο στην Β. Εύβοια απέναντι από τον σταθμό των Καμμένων Βούρλων.

Οι μεταβολές που καταγράφονται στο σύστημα μέτρησης Ραδονίου που είναι τοποθετημένο στην περιοχή των Καμμένων Βούρλων, προηγούνται κατά 4-6 ημέρες, σεισμικών δονήσεων που συνδέονται με την προέκταση του ρήγματος του Β. Αιγαίου προς την Στερεά Ελλάδα και έχουν το επίκεντρό τους στην Β. Εύβοια. Η μέθοδος φαίνεται ότι θα αποτελέσει ένα σημαντικό εργαλείο στην βραχυπρόθεσμη πρόγνωση σεισμικών δονήσεων, σε τοπικό επίπεδο.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι μεταβολές στην περιεκτικότητα του Ραδονίου στα υπόγεια νερά πριν από τους σεισμούς παρατηρήθηκαν για πρώτη φορά κατά τον μεγάλο σεισμό της Τασκένδης το 1966 (Ulomof & Mavashev, 1971). Οι μεταβολές αυτές θεωρούνται από τότε σαν ένα από τα σημαντικότερα πρόδρομα φαινόμενα των σεισμών. Χρησιμοποιήθηκαν για την επιτυχή πρόγνωση των μεγάλων σεισμών της Κίνας το 1975 και 1976 (Group of Hydrochemistry, Seismological Brigade of Hebei Province, 1976).

Σημαντικές μελέτες της μεταβολής της περιεκτικότητας του Ραδονίου στα υπόγεια νερά με στόχο την πρόγνωση σεισμών γίνονται στην Ιαπωνία από το 1973, κυρίως από το Laboratory of Earthquake Chemistry του Πανεπιστημίου του Tokyo με επικεφαλής τους Καθηγητές H. Wakita και K. Notsu. Το 1977, ανέπτυξαν μέθοδο αυτόματης, συνεχούς μέτρησης των μεταβολών της περιεκτικότητας του Ραδονίου στην αέρια φάση που διαχωρίζεται, με ειδική συσκευή, από τα υπόγεια νερά

μιας περιοχής (Noguchi & Wakita 1977) και με ταυτόχρονη αυτόματη μέτρηση και άλλων παραμέτρων (θερμοκρασία, ύψος νερού κλπ).

Από το 1977 μέχρι σήμερα η μέθοδος αυτή αναπτύσσεται συνεχώς και έχουν προκύψει σημαντικά αποτελέσματα που έχουν δημοσιευτεί σε διεθνή περιοδικά (Wakita et al., 1980, Wakita et al., 1989, Wakita et al., 1991, Igarashi & Wakita, 1991, Notsu et al., 1991). Ηδη μόνο στην ευρύτερη περιοχή του Tokyo λειτουργούν, υπό την ευθύνη του Laboratory of Earthquake Chemistry του Πανεπιστημίου του Tokyo, 18 σταθμοί παρακολούθησης των μεταβολών του Ραδονίου σε υπόγεια νερά. Η συγκεκριμενη μέθοδος θεωρείται η πλέον κατάλληλη για την ευρύτερη περιοχή του Tokyo επειδή σε αντίθεση με άλλες μεθόδους (ηλεκτρικές, μαγνητικές κλπ) δεν επηρεάζεται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Τον Σεπτέμβριο του 1998, στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος που χρηματοδοτείται από την Ιαπωνική Κυβέρνηση και αφορά την μελέτη των μεταβολών της περιεκτικότητας του Ραδονίου (Rn) στην αέρια φάση υπόγειων νερών πριν από σεισμούς, τοποθετήθηκε συσκευή συνεχούς μέτρησης του Rn, σε μία από τις γεωτρήσεις από τις οποίες υδρεύεται η πόλη της Αταλάντης. Από τις μετρήσεις προέκυψε ότι υπήρχαν χαρακτηριστικές μεταβολές στις τιμές του Rn πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις που έγιναν στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης (Μητρόπουλος et al, 2001). Η προσωρινή αύξηση της συγκέντρωσης του ραδονίου στον υπόγειο υδροφόρο ορίζοντα, οφείλεται στην απελευθέρωση του από τα περιβάλλοντα πετρώματα, στα οποία είναι εγκλωβισμένο χωρίς να σχηματίζει ενώσεις, λόγω των ελαστικών τάσεων που αναπτύσσονται πριν από την εκδήλωση ενός σεισμού.

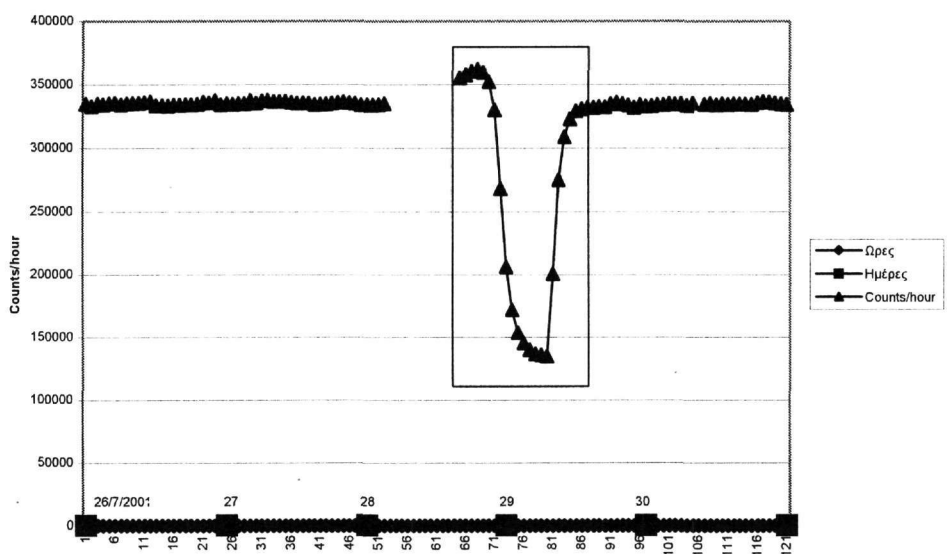
Με βάση τα παραπάνω σημαντικά αποτελέσματα, και με την χρηματοδότηση της Ιαπωνικής Κυβέρνησης και του ΟΑΣΠ, τοποθετήθηκαν συσκευές μέτρησης Ραδονίου σε δεύτερη γεώτρηση, δυτικά της Αταλάντης, στα Καμμένα Βούρλα και στο Κρυονέρι Αττικής στην περιοχή του ρήγματος της Πάρνηθας.

Στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται σημαντικά αποτελέσματα μετρήσεων που ελήφθησαν στο σταθμό μέτρησης Ραδονίου των Καμμένων Βούρλων.

2 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Το σύστημα μέτρησης Ραδονίου των Καμμένων Βούρλων είναι τοποθετημένο, από το 2000, σε φυσική πηγή που χρησιμοποιείται από το Δήμο για την υδροδότηση της πόλης.

Σχήμα 1: Καμμένα Βούρλα (Ιούλιος 2001)



ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Κατάλογος σεισμών από 1/8/01-3/8/01 (από Γεωδ. Ινστ. Εθν. Αστερ.)

Date	Time (GMT)	North (N)	East (E)	Depth (km)	M (Local)
2001 AUG 3	**00 21 11.5**	**38.77**	**23.57**	**10**	**2.7**
2001 AUG 3	**05 00 20.2**	**38.80**	**23.59**	**10**	**2.9**
2001 AUG 3	**20 54 6.9**	**38.83**	**23.53**	**10**	**2.8**
2001 AUG 3	**21 08 5.4**	**38.82**	**23.54**	**5**	**2.8**
2001 AUG 3	**23 40 20.7**	**38.73**	**23.43**	**10**	**2.8**

Τον Ιούλιο του 2001, την περίοδο μετά τον μεγάλο σεισμό της Σκύρου η περιεκτικότητα του Ραδονίου στο νερό παρουσίασε σημαντική μεταβολή (Σχ. 1). Η μεταβολή αυτή δεν μπορούσε να συνδέεται ούτε τοπικά ούτε χρονικά με τον σεισμό της Σκύρου. Για την ύπαρξη της μεταβολής αυτής ενημερώθηκε αμέσως ο υπεύθυνος από τον ΟΑΣΠ για την παρακολούθηση του ερευνητικού προγράμματος Δρ. Π. Σιβένας.

Όπως φαίνεται από τον κατάλογο των σεισμών εκείνης της περιόδου (Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Εθνικού Αστεροσκοπείου), εκτός από τον μεγάλο αριθμό των μετασεισμικών δονήσεων του σεισμού της Σκύρου, την 3η Αυγούστου έγινε, σε διάστημα μερικών ωρών ένας σημαντικός αριθμός σεισμικών δονήσεων στην Βόρεια Εύβοια (Πίν. 1). Τα επίκεντρα των σεισμικών αυτών δονήσεων τοποθετούνται στην νοητή γραμμή μεταξύ του επίκεντρου του μεγάλου σεισμού της Σκύρου και της θέσης του σταθμού μέτρησης Ραδονίου στα Καμμένα Βούρλα.

Από γεωλογικές και γεωφυσικές έρευνες που γίνονται στο Τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών (Κράνης, 1999) φαίνεται ότι το ρήγμα του Βορείου Αιγαίου προεκτείνεται προς την περιοχή των Καμμένων Βούρλων. Θεωρήθηκε επομένως πιθανό ότι, οι μεταβολές του Ραδονίου που καταγράφονται στο σύστημα μέτρησης των Καμμένων Βούρλων να οφείλονται σε σεισμικές δονήσεις που συνδέονται με το ρήγμα αυτό.

Στις 23 Ιανουαρίου του 2003, παρουσιάστηκαν 3 σημαντικές μεταβολές του Ραδονίου (Σχ. 2) στον Σταθμό των Καμμένων Βούρλων. Αμέσως ενημερώθηκε η διοίκηση του ΟΑΣΠ για επικείμενη σεισμική δραστηριότητα στη Βόρεια Εύβοια. Στις 29 Ιανουαρίου έγιναν πράγματι τρεις σεισμικές δονήσεις, με τα επίκεντρά τους να ευρίσκεται πολύ κοντά στο σταθμό μέτρησης των Καμμένων Βούρλων (Πίν. 2).

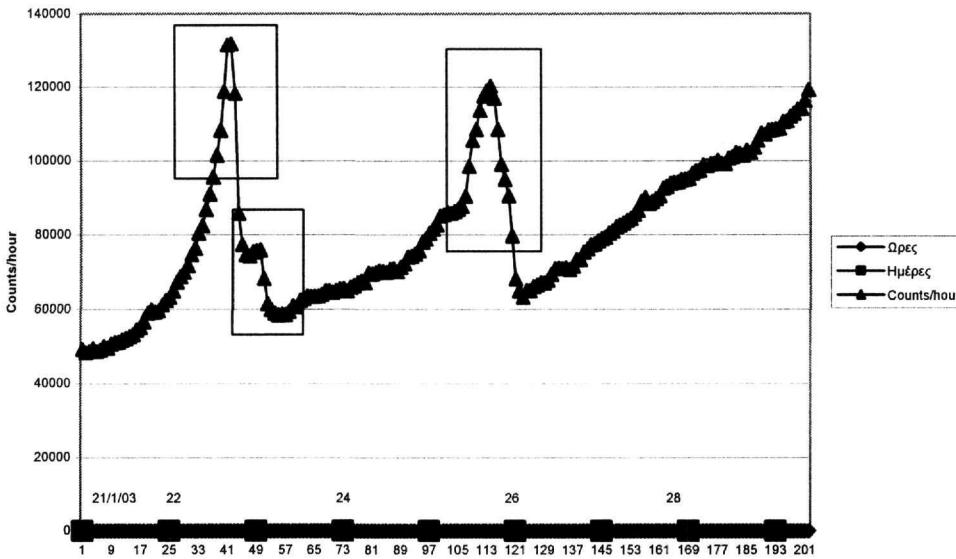
Στις 2 Φεβρουαρίου του 2003, παρουσιάστηκε ακόμη μια σημαντική μεταβολή του Ραδονίου στον Σταθμό των Καμμένων Βούρλων που επίσης συνοδεύτηκε από σεισμική δόνηση (7/2/2003) με το ίδιο επίκεντρο (Πίν. 2).

Στις 12 Φεβρουαρίου σε επιστολή που απευθύναμε στον ΟΑΣΠ, αναφερόταν η έναρξη νέας σημαντικής μεταβολής του Ραδονίου (Σχ. 3) που επίσης κατέληξε σε σεισμική δόνηση την 20/2/2003, με επίκεντρο στην Β. Εύβοια απέναντι από τον σταθμό των Καμμένων Βούρλων στην περιοχή των επικέντρων των σεισμικών δονήσεων της 3/8/2001.

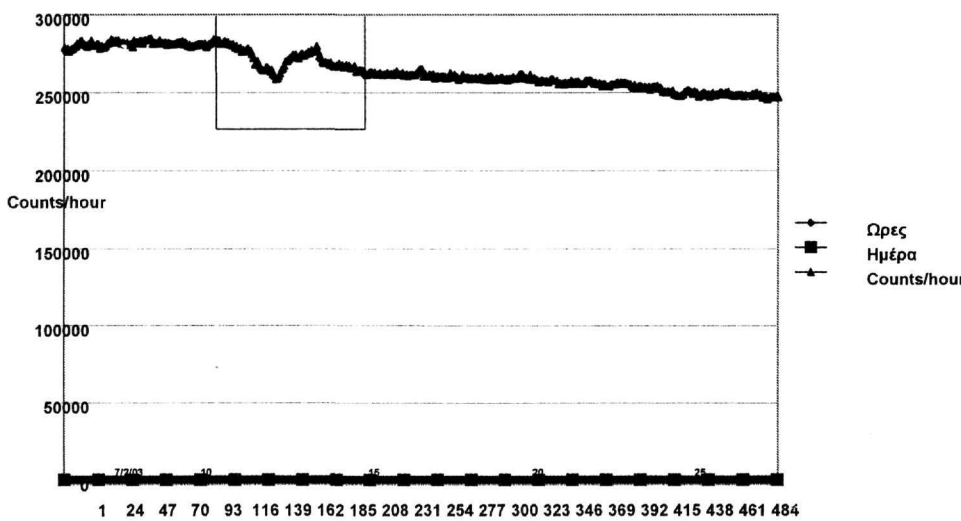
ΠΙΝΑΚΑΣ 2. Κατάλογος σεισμών από 28/1/03-7/2/03 και από 15/2/03-24/2/03 (από Γεωδ. Ινστ. Εθν. Αστερ.)

Date	Time (GMT)	North (N)	East (E)	Depth (km)	M (Local)
2003 JAN 29	**02 13 6.3**	**38.70**	**22.75**	**5**	**2.8**
2003 JAN 29	**02 44 6.8**	**38.73**	**22.68**	**4**	**2.7**
2003 JAN 29	**09 09 3.9**	**38.75**	**22.82**	**13**	**3.1**
2003 FEB 7	**13 06 52.8**	**38.72**	**22.79**	**10**	**3.2**
2003 FEB 22	**02 23 16.3**	**38.74**	**23.47**	**23**	**3.5**

Σχήμα 2: Καμμένα Βούρλα (Ιανουάριος 2003)



Σχήμα 3: Καμμένα Βούρλα (Φεβρουάριος 2003Β)



3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι οι μεταβολές της συγκέντρωσης του Ραδονίου στην αέρια φάση των υπόγειων νερών, που καταγράφονται στο σύστημα μέτρησης που είναι τοποθετημένο στην περιοχή των Καμμένων Βούρλων, προηγούνται κατά 4-6 ημέρες σεισμικών δονήσεων που συνδέονται με την προέκταση του ρήγματος του Β. Αιγαίου προς τη Στερεά Ελλάδα και έχουν το επίκεντρό

τους στην Β. Εύβοια απέναντι από το σημείο που τοποθετείται ο σταθμός μέτρησης. Σημειώνεται, η επιτυχής πρόβλεψη τέτοιων σεισμικών δονήσεων στην περιοχή (Ιανουάριος και Φεβρουάριος 2003).

Αντίστοιχες μεταβολές της συγκέντρωσης του Ραδονίου στην αέρια φάση των υπόγειων νερών παρατηρήθηκαν και στα συστήματα μέτρησης τόσο της Αταλάντης όσο και του Κρυονερίου. Οι μεταβολές αυτές, προηγούνται κατά 4-6 ημέρες σεισμικών δονήσεων που συνδέονται με τα ρήγματα της Αταλάντης και της Πάρνηθας αντίστοιχα. Πρέπει να σημειωθεί ότι και στις τρεις περιοχές (Καμμένα Βούρλα, Αταλάντη, Πάρνηθα) υπάρχει πλήρης αντιστοιχία του αριθμού των σεισμικών δονήσεων ($M \geq 2.5$) με τον αριθμό των μετρούμενων μεταβολών για τις χρονικές περιόδους που είναι σε λειτουργία τα συστήματα μέτρησης του Ραδονίου.

Επόμενο στάδιο της έρευνας είναι η τοποθέτηση τριών συστημάτων μέτρησης σε κάθε περιοχή ώστε να είναι δυνατός ο ακριβής υπολογισμός του μεγέθους των σεισμικών δονήσεων.

Συμπερασματικά, φαίνεται ότι η μέθοδος μπορεί να αποτελέσει ένα εξαιρετικό εργαλείο για την βραχυπρόθεσμη πρόβλεψη σεισμικών δονήσεων σε τοπικό επίπεδο.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θέλουν να ευχαριστήσουν την Ιαπωνική Κυβέρνηση, τον ΟΑΣΠ και το Ε.Κ. Πανεπιστήμιο Αθηνών, για την χρηματοδότηση της έρευνας. Επίσης τον κ. Ε. Μιχαηλίδη, ηλεκτρονικό του Τομέα Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας του Πανεπιστημίου Αθηνών για την τεχνική επίβλεψη της έρευνας. Τέλος οι συγγραφείς θέλουν να ευχαριστήσουν τους Δημάρχους των Καμμένων Βούρλων, της Αταλάντης και του Κρυονερίου για την συμπαράστασή τους.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Group of Hydrochemistry, Seismological Brigade of Hebei Province (1976). Studies of forecasting earthquakes in the light of the abnormal variations of Rn concentration in ground water. Acta Geophys. Sinica, 18, 279-283.

Igarashi G. & Wakita H. (1991). Tidal responses and earthquake-related changes in the water level of deep wells. J. Geophys. Res.,96, 4269-4278.

Κράνης Χ. (1999). Νεοτεκτονική δραστηριότητα ρηξιγενών ζωνών Κεντροανατολικής Στερεάς Ελλάδας (Λοκρίδα). Διδακτορική Διατρβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Μητρόπουλος Π., Notsu K., Δελήμπασης Ν. & Κακαβάς Ν., (2001). Μεταβολές της συγκέντρωσης Ραδονίου σε υπόγεια νερά πριν από όλες τις σεισμικές δονήσεις ($M \geq 2.5$), από τον Σεπτέμβριο 1998 έως τον Ιανουάριο 1999, στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης, Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 34/4, 1433-1439.

Noguchi M. & Wakita H. (1977). A method for continuous Measurement of Radon in groundwater for earthquake prediction. J. Geophys. Res., 82, 1353-1357.

Notsu K., Wakita H., Igarashi G. & Sato T. (1991). Hydrological and geochemical changes related to the 1989 seismic and volcanic activities off the Izu peninsula. J. Phys. Earth, 39, 245-254.

Ulomof V.I. & Mavashev B.Z. (1971). The Tashkent earthquake of 26 April 1966. Akad. Nauk. Uzbek. SSR FAN, 188.

Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M. & Asada T. (1980). Radon anomaly: A possible precursor of the 1978 Izu-Oshima-kinkai Earthquake. Science, 207, 882-883.

Wakita H., Igarashi G., Nakamura Y., Sano Y. & Notsu K., (1989). Coseismic Radon changes in groundwater. Geophys. Res. Lett., 16, 417-420.

Wakita H., Igarashi G. & Notsu K. (1991)An anomalous Radon decrease in groundwater prior to an M6.0 earthquake: A possible precursor? Geophys. Res. Lett., 18, 629-632.

ABSTRACT

EARTHQUAKE PREDICTION IN THE AREA OF N. EVIA ON THE BASIS OF GROUNDWATER RADON CONCENTRATION CHANGES

P. Mitropoulos[1], K. Notsu[2], N. Delibasis[1], N. Kakavas[3] and P. Voudouris[1]

[1]. *University of Athens, Department of Geology*

[2]. *University of Tokyo, Department of Earthquake Chemistry*

[3] *I.G.M.E., Mesogion Str. 70, 115 27, Athens*

Significant changes in the groundwater radon concentration, were observed on the 29/7/2003, at Kammena Vourla. The radon concentration changes can be attributed to the temporary enrichment of the groundwater by radon from the surrounding rocks due to the action of stress release or stress accumulation prior an earthquake. EPPO was immediately informed for the existence of these changes.

On the 3/8/2003, a significant number of earthquakes in Northern Evia were recorded in an interval of a few hours. The epicentres of the earthquakes were located in the conceivable line between the epicentre of the strong earthquake of Skyros island (July 2001) and the site of the station of radon measurement at Kammena Vourla, on the extension of the Northern Aegean fault.

In the 23/1/2003, in the same station, 3 significant changes of radon concentration were measured EPPO was immediately informed for impending seismic activity in Northern Evia. On the 29th of January three earthquakes were recorded. Their epicentres were located in N. Evia, close to the radon measurement. station.

On the 2/2/2003, a new significant radon change occurred at Kammena Vourla followed by an earthquake (7/2/2003). In the 12/2/2003 in a letter that we addressed to the EPPO administration, the beginning of a new radon change was reported which also led to an earthquake with the same epicentre.

The changes that are recorded in the system of radon measurement of Kammena Vourla are precursors of earthquakes, related to the extension of the N. Aegean fault towards the Sterea Hellas and have their epicentre in N. Evia. It seems that the method can be an important tool for local, short term earthquake prediction.

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

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

LONG TEMPORAL VARIATION OF SEISMIC PARAMETERS FOR SEISMIC PATTERNS IDENTIFICATION IN GREECE

Baskoutas I.[1], Panopoulou G.[1], Papadopoulos G.[2]
[1]*National Observatory of Athens, P.O. Box 20048 118 10 Athens i.basko@.gein.noa.gr,*
[2]*Earthquake Planning and Protection Organization, Seismotect. Div., Xanthou32, 15451 Athens*

ABSTRACT

A new approach of detailed spatio-temporal variation analysis of seismic data is proposed by means of FastBEE (Fast estimation of Big Expected Earthquake) aiming at the regional monitoring of seismic activity for premonitory seismic patterns identification.

For the investigation of temporal variation, a set of seismic parameters is used, like the logarithm of the number of earthquakes *logN*, estimates of *b*-value obtained by the maximum likelihood estimation model, time clustering of seismic activity $\Delta R(t)$ and of energy released $E^{2/3}$, since they can be considered as precursory seismological indicators. Earthquake catalog data, used in this approach, were elaborated in order to construct the time series for each parameter within a time window, large enough, as to guarantee statistical meaningful result.

The Hellenic trench-arc region under investigation is chosen in the basis of its seismotectonic characteristics, in relation to the spatial extent of the seismogenic zone.

The tools were tested, for long temporal variation features in the Ionian Islands Sea and the North Aegean Sea regions and its successful applicability is presented. The rise of irregularity, along these temporal profiles, was formulated in specific quantitative premonitory seismic pattern. In most of the cases, FastBEE premonitory pattern found shows significant changes from the background values of each parameter. Parameter *logN* shows a valley form curve, which start to increase before the expected earthquake occurrence, as well as the energy parameter $E^{2/3}$, while b-value temporal estimates are forming a mountain shape curve, before the occurrence of a big earthquake. Instead, parameter $\Delta R(t)$ present a rapid fluctuation, without any kind of premonitory character

1 INTRODUCTION

Extensive researches on the general characteristics of earthquake precursors, particularly their time variation and spatial distribution, are extremely important in studying the earthquake prediction. Some theoretical and observational results about the temporal and spatial characteristics of seismic parameters, acting as precursors, (Gusev, 1976; Sobolev et al., 1991), have been formulated as premonitory seismicity patterns.

Thus several types of seismic patterns have been proposed (Habermann, 1981; Wyss, and Baer, 1981; Keilis-Borok, 1982; Caputo, et. al., 1983 ; Kossobokov and Carlson, 1995; Press and Allen, 1995; Shaw et al., 1997; Shebalin et al., 2000; Giovambatista and Tyupkin, 2000) world wide. In addition, for Greek territory seismicity patterns have been also proposed by (Papazachos, 1981; Papadimitriou and Papazachos, 1985; Karakostas et al., 1986). However, no premonitory seismic regularity has been firmly established yet.

Identification of additional seismic patterns, which may reflect the geodynamic characteristic in Greek territory, is the aim of this study. Thus long temporal variation of set of common seismic parameters, depicting the characteristic of the seismic activity was considered.

Such parameters comprise the number and the time clustering of earthquake occurrence, b-value estimates and the energy released. Their character, as seismological indicators, is related to the seismogenic process and contains information that can be useful for seismic interpretation, as well as, in earthquake prediction. (Mogi, 1962; Aki, K., 1965; Utsu, 1965; Scholz, 1968;

Papazachos, 1974; Papazachos, 1981; Kuznetsova et al., 1981; Smith, 1981; Molchan and and Dimitrieva, 1990; Wiemer and Wyss, 2002).

Long temporal variation of these common seismic parameters was monitored, to identify the presence of a seismicity pattern. Analysis were performed by the mean of new software, FastBEE (Fast expected Big Earthquake Estimation) tools, developed by Papadopoulos et al (2003) in several seismic active areas of Hellenic territory. The Hellenic trench-arc system (Papazachos and Comninakis, 1971; Comninakis and Papazachos, 1980), is seismically the most active tectonic system in the whole Mediterranean region. Defined areas, within this system, have been chosen to perform such temporal analysis, because of its geophysical, geodynamic and morphological character.

2 SHORT DESCRIPTION OF FASTBEE SEISMIC PARAMETERS.

Application of FastBEE tools was based on the temporal analysis of a set of four seismicity parameters, as they are described in the Papadopoulos et al., (2003). These parameters are the quantity *logN*, i.e the number of earthquakes per unit time. Estimates of *b*-value, obtained by means of the maximum likelihood estimation method (Gusev, 1976; Van Wormer et al., 1976; Shoumilina, 1978), and the relationship proposed by Zavyalov and Sobolev, 1980, as follow:

$$b = \lg\left[1 + \frac{N_\Sigma}{\sum_{n=0}^{\infty} n N_{M_{\min}+n\Delta M}}\right] / \Delta M$$

With $\sigma_b = 1/\sqrt{N_\Sigma}$

where N_Σ is the number of earthquakes in the time window considered for analysis; N is the number of earthquakes in the magnitude range $M_{min+n\Delta M}$; n=0,1,2,3,4 ... is the weighting factor , Δ_M is the unit of the magnitude range equal to 0.25 and σ_b is the standard deviation of b determination.
Spatial clustering of earthquakes *ΔR(t)*, were obtained with following relationship:

$$\Delta R(t) = \frac{1}{N_t}\sum_{i=1}^{N_t} \Delta r_i$$

where

$$\Delta r_i = \sqrt{(x_{i-1} - x_i)^2 + (y_{i-1} - y_i)^2 + (z_{i-1} - z_i)^2}$$

and energy released as:

$$\overline{E}(t) = \sum_{i=1}^{N_t} E_i^{2/3}$$

where energy E is derived using the relationship, $\log E = 1.5M_s + 4.7$, proposed by Papazachos and Papazachos (2000) for Greek territory.

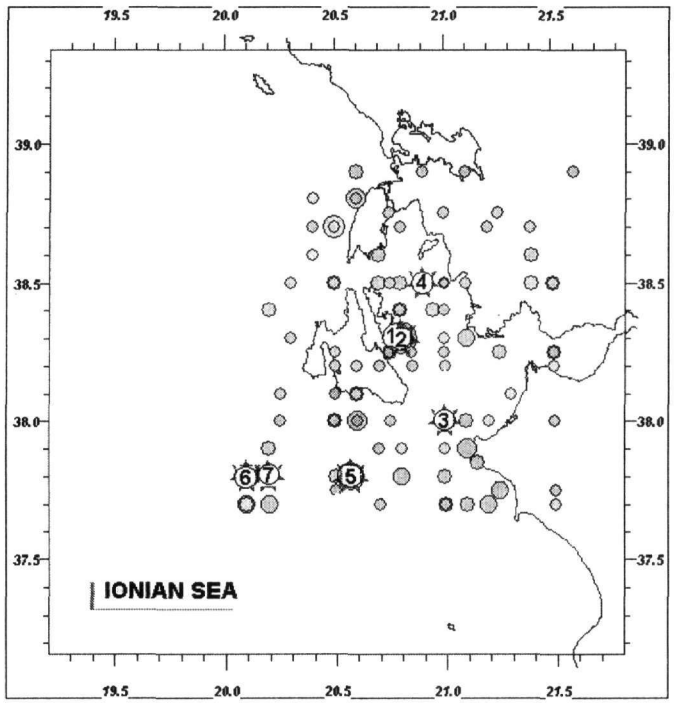


Figure 1a. Seismicity map in the Ionian Sea region during 1943-1963. Stars with number show the main events reported in the table 1)

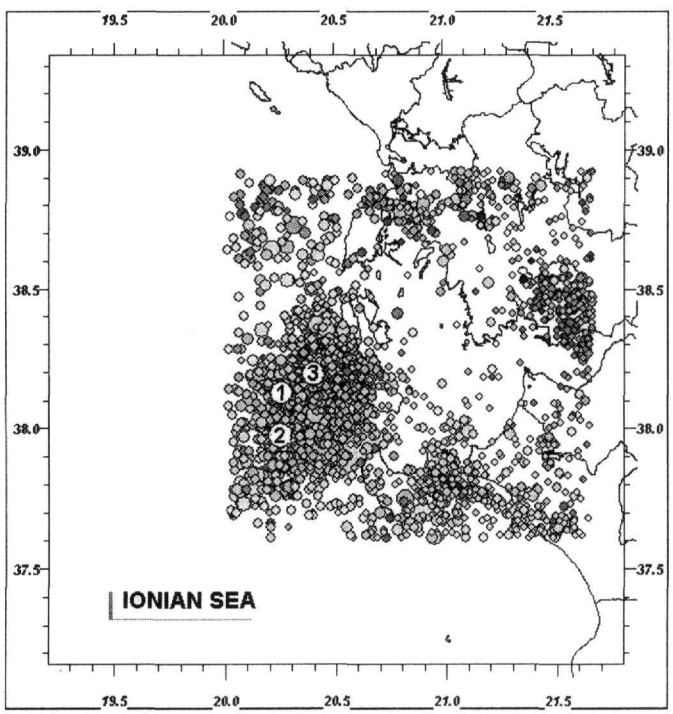


Figure 1b. Seismicity maps in the Ionian Sea region during 1966-1989. Stars with number show the main events reported in the table 2)

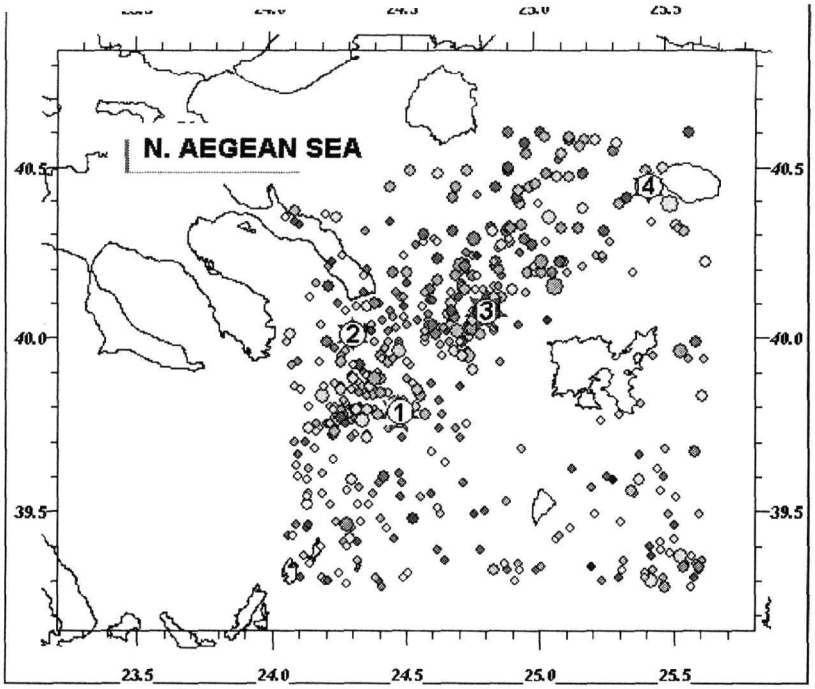


Figure 1c. Seismicity maps in the in North Aegean Sea region during 1970-1990. Nnumber show the main events reported in the table 3)

3 DATA AND ANALYSIS

The data used in the calculations was taken from the Earthquake Catalog of Greece (Comninakis and Papazachos, 1986) till 1965 and afterwards from the Earthquake Catalog of the Geodynamic Institute, of the National Observatory of Athens (NOA), Greece.

Application of the FastBEE tools have shown, figure 2, that seismic data, for the period 1920 to 2004 present some clear, step like, increment in the mean *b*-value estimation, in the periods 1943 to 1965, 1966 to 1990 and 1991 to 2004, observation, which show how sensitive is parameter b to the catalogue differences or incompetence. On the other hand this observation permits to consider these time interval homogeneous for our purpose. For this reason temporal variation analysis were performed within each previously mentioned homogeneous period. With regard to the accuracy in the epicenter location, we consider the difference of the coordinates between successive earthquakes and this procedure does not affect the temporal variation of the $\Delta(R)$.

All parameters were estimated from the sum N_Σ of the number of the earthquakes within a 19 months (in this work) time interval, especially b-values were attributed at the end of each time window. Remarkable temporal variation of b can be considered when they exceed 1σ or (70%). Temporal variation for each parameter was obtained on overlapping time window running with step of one month. To smooth out the irregularities of each time series a triangular window function - in order to avoid significant side lobs-, is applied (Papadopoulos and Baskoutas, 2003).

The use of routine or worst, an incomplete earthquake catalogue, to obtain directly some seismic parameters, it's a questionable matter. To overpasses the problem there area two possibilities or by refining the earthquake catalogue, that is a very difficult task, either using a robust analysis, like in the work, of existing data within the limits of its applicability. According to some researcher the use of routine catalogs of earthquakes to describe the dynamics of seismic region and derive precursory seismic patterns to make predictions can be useful too (Kossobokov and Shebalin, 2003)

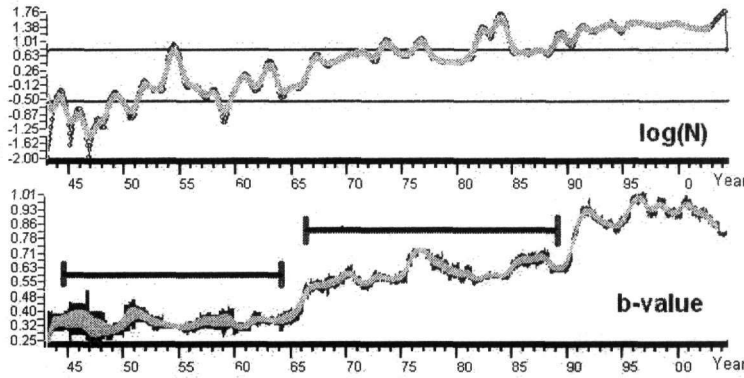


Figure 2. Long temporal variation of *logN, b*-value estimates for the period 1943-2004, in the Ionian Sea region. Segments on b-value graph, shows the period of analysis (1943-1963 and 1966-1990)

4 CASE STUDY IN THE IONIAN SEA AND NORTH AEGEAN SEA REGIONS.

FastBEE tools, was applied for long and short time interval, covering the period of the instrumental seismological observation in Greece, i.e. from 1900 to present, in two regions of Greece, which have been affected by a series of strong earthquakes in the 20th century, August 12, 1953 Kephalonia and August 6, 1983 Lemnos earthquakes. The long temporal variation analysis at Ionian Sea region and North Aegean Sea comprises three periods, 1943 to1962, 1966 to1989 and 1970 to 1990 respectively.

An area of about 70Km^2 under investigation, in both regions are defined by the coordinates 37.6N, 38.9N, 20.0E, 21.5E and 39.3N, 40.6N, 24.0E, 25.6E, in order to cover the seismogenic area of the examined earthquakes. In figures 1a, 1b and 1c the seismicity maps for all three periods, 1943-1963 and 1966-1989 for Ionian Sea, and 1970-1990 for North Aegean Sea regions respectively, can be seen. Afterwards no significant seismic activity with strong earthquakes exists in the examined areas. Before 1943 and 1970 for the Ionian Sea and the north Aegean Sea regions respectively, analysis can not be performed because of the lack of data (figure 2).

Results of these analyses are shown in the figures 3, 4 and 5 respectively. Output graph of the seismic parameters drawings with their respective standard errors can be shown, in figure 3, 4 and 5. In the same graph the mean value (dashed line, parallel to time axis) of the respective parameter for the entire examined time period and standard error 1σ (continue lines parallel the mean line, in both sides) can be also shown, as well as the number and magnitude of main strong earthquakes. Seismic parameters of these earthquakes for both areas and periods are reported in tables 1, 2 and 3. Large standard errors of *b*-value in figures 3 and 5, reflect the data deficiency, but still they are in the limits of the acceptance, showing thus the clear regular fluctuation of the temporal variation especially for b-value and energy released.

Long temporal variation of the parameters estimates depicts a repeating regular wavy form characteristic pattern. Qualitatively this pattern can be described by the clear and regular fluctuation, which rise and fall in each time series signalize the earthquake occurrence. Namely, *b*-value estimates, shows a clear mountain shape form and fore coming earthquake to be localized at the end right slope.

In the opposite parameter $E^{2/3}$ passes a minimum, of a valley shape form, before the strong earthquake occurrence and then increase as seismic activity develops further to the aftershock activity. $\Delta R(t)$ clustering doesn't show a regular course, limited extension of the area under investigation, geodynamic complexity and differences of the distinct nature of the region's seismicity may be reflects its temporal behavior. Quantity *logN(t)* pattern, in most of the cases, shows the same behavior as parameter $E^{2/3}$ forming a valley, before the strong earthquake occurrence, indicating somehow a seismic quiescence. Parameter $\Delta R(t)$ seems to be more sensitive on the seismotectonic geometry and on the period of formation of the earthquake source, which can involve complex and rapid fluctuation of the parameters considered (Ponomarev et al., 1997).

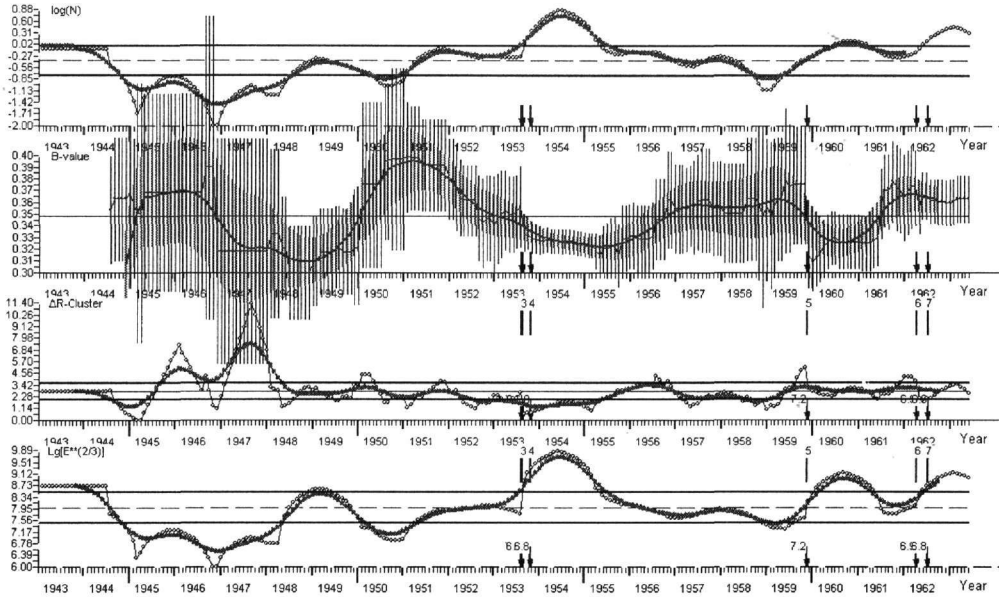


Figure 3. Long temporal variation of *logN*, *b*-value estimates, $\Delta R(t)$ and $E^{2/3}$ seismic parameters for the period 1943-1963, in the Ionian Sea region.

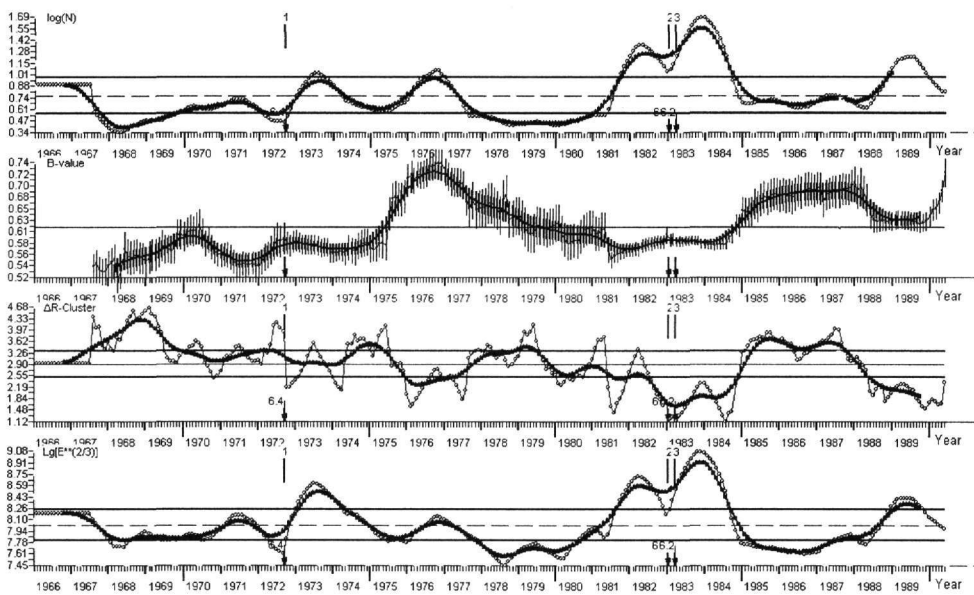


Figure 4. Long temporal variation of *logN*, *b*-value estimates, $\Delta R(t)$ and $E^{2/3}$ seismic parameters for the period 1966-1990 in the Ionian Sea region.

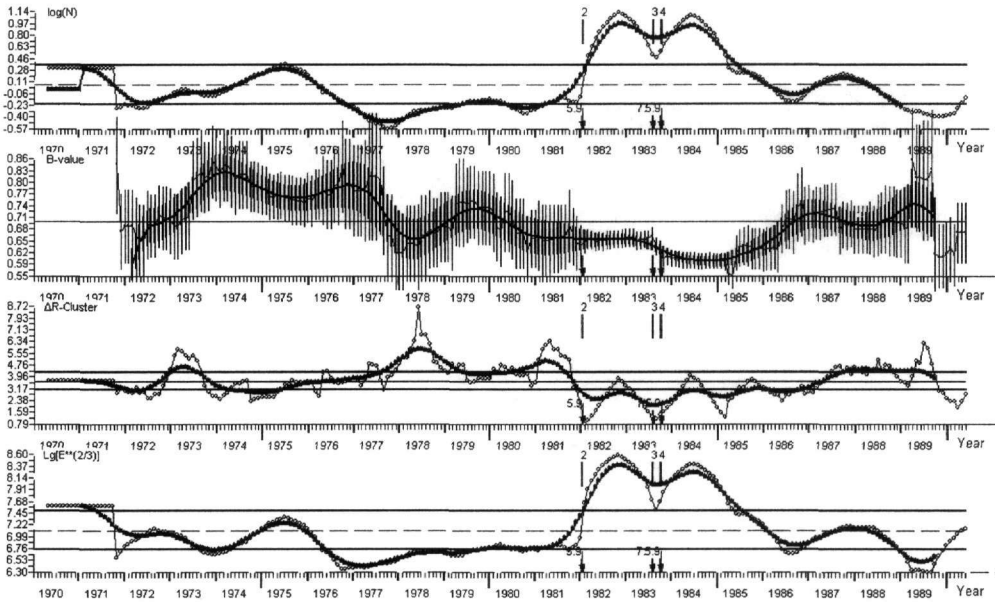


Figure 4. Long temporal variation of *logN(t)*, *b*-value estimates, *ΔR(t)* and $E^{2/3}$ seismic parameters for the period 1970-1989, in the North Aegean Sea region.

Table 1. Strong earthquakes parameters, for the Ionian sea area of figure 1a, during 1943-1963.

Year	Month	Date	Origin time	Lat	Lon	Depth	Ms
1953	Aug	11	03 32 22.0	38.30	20.80	10	6.7
1953	Aug	12	09 23 52.0	38.30	20.80	10	7.2
1953	Aug	12	12 05 21.0	38.00	21.00	10	6.3
1953	Oct	21	18 39 52.0	38.50	20.90	5	6.3
1959	Nov	15	17 08 43.0	37.80	20.57	10	6.7
1962	Apr	10	21 37 7.0	37.80	20.10	10	6.4
1962	Jul	6	09 16 16.0	37.80	20.20	10	6.3

Table 2. Strong earthquakes parameters, for the Ionian sea area of figure 1b, during 1962-1989.

Year	Month	Date	Origin time	Lat	Lon	Depth	Ms
1972	Sep	17	14 07 13.1	38.12	20.25	5	5.9
1983	Jan	17	12 41 30.9	37.97	20.25	9	6.2
1983	Mar	23	23 51 07.6	38.19	20.40	10	5.7

Table 3. Strong earthquakes parameters, for the North Aegean Sea area of figure 1c, during 1970-1990.

Year	Month	Date	Origin time	Lat	Lon	Depth	Ms
1982	JAN	18	19 27 24.9	39.78	24.48	5	6.3
1982	JAN	18	19 31 14.9	40.01	24.31	29	5.4
1983	AUG	6	15 43 53.3	40.08	24.81	22	6.6
1983	OCT	10	10 16 57.9	40.44	25.43	8	5.4

5 CONCLUSIONS

Long temporal variation analysis with FastBEE tools in the Hellenic territory have shown the existence of clear premonitory seismicity pattern, which in most of the cases, shows remarkable change in the basic characteristics of the seismicity. Fluctuation of the parameters considered depict the rise of irregularity in time, which was formulated in a specific qualitative premonitory seismic pattern (FastBEE premonitory seismic pattern) for the examined seismogenic areas.

It is remarkable to mention that this pattern is not sensitive to the extension and area shape, arbitrary in some sense, definition, but to the geodynamic regime, which dominate over the entire region. In this sense regions with distinct nature of the seismicity (or distinct geodynamic features) and period of formation of the earthquake source, affect time clustering patterns, producing complex and rapid fluctuation of its behavior.

Moreover are still not formulated the quantitative features of FastBEE pattern. Application should extent in different seismogenic zones in Greece and abroad in order to formulate accurately its temporal premonitory behavior. Geophysical and seismotectonic information may can contribute to effort.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been carried out within the frame of the bilateral scientific and technological collaboration between Greece and Russia 2002-2004, supported by the General Secretary of Research and Technology, Greece (code number 2617/13-03-2002).

REFERENCES

Aki K. 1965. Maximum likelihood estimate of b-value in the formula logN=a-bM and its confidence limits, Bull. Earthq. Res. Inst. 43, 237-239pp.

Caputo M. Console R. Gabrielov A. M. Keilis-Borok V. I. and Sidorenko T. V.,1983. Long-term premonitory seismicity patterns in Italy. Geophys. J. R. Astron. Soc., 75: 71-75.

Comninakis P. E. and Papazachos B. C. 1980. Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. Tectonophysics, 70, 35-47.

Comninakis P. E. and Papazachos B. C. 1986. A catalog of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985. Thessaloniki, pp. 167.

Giovambatista Tyupkin R. and Yu .S. 2000. Seismicity patterns before several damaging earthquakes in central Italy in September-October, 1997. Vole. Seis. . Vol. 21. 511-517.

Gusev A. A. 1976. Indicator earthquakes and prediction. In Seismicity and Deep Structure of Siberia and Far East, Nauka, Novosibirsk, 1976 (in Russian), 241 247.

Habermann R. E. 1981. Precursory seismicity patterns: Stalking the mature seismic gap. In Earthquake Prediction: An International Review (eds. Simpson, D. W., and Richards, P. G.) (American Geophysical Union, Washington, D.C. 1981) 29-42.

Keilis-Borok V. I. 1982. A worldwide test of three long-term premonitory seismicity patterns: A review. Tectonophysics, 85: 47-60.

Karakostas B. G. Hatzidimitriou P. M. Karakaisis G. F. Papadimitriou E. E. and Papazachos B. C. 1986. Evidence for long term precursors of strong earthquakes in the northernmost part of the Aegean Sea. (Earth.Pred.Research, 4, 155-164pp.

Kossobokov V. G. and Carlson, J. M. 1995. Active zone size vs. activity: A study of different seismicity patterns in the context of the prediction algorithm M8. J. Geophys. Res., 100, 0431-0441.

Kossobokov V. G. and Shebalin P. N. 2003. In "Keilis-Borock V. I and A. A. Soloviev., 2003. Nonlinear Dynamics of the lithosphere and earthquake prediction" Springer Publications.

Kuznetsova, K., I., Shumilina L., S., and Zavyalov A., D. 1981. The physical sense of the magnitude-frequency relation. // Proceed, of the 2nd Inter. Sympos. on the analysis of seismicity and on seismic hazard. Liblice, Czechoslovakia, May 18-23, 1981, 27-46pp.

Mogi K. 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of geterogeneos materials and its relation to earthquakes phenomena. Bull. Earthq. Res. Inst. 40,1, 125-173.

Molchan G.,and Dimitrieva. M. 1990. Dynamics of the magnitude-frequency relation for foreshocks. Phys. Earth Planet. Int., 6,1 99-112.

Papadimitriou E. E. and Papazachos, B. C. 1985. Evidence for precursory seismicity patterns in the Ionian islands (Greece). Earth. Pred. Res., 3, 95-103.

Papadopoulos Georg. An. Baskoutas I. G. and Stavrakakis G. N., 2003. Tools for the fast Estimation of Expected Big Earthquake in predefined seismic prone areas. Abstract, Proceedings of the First International Workshop for Earthquake Prediction. Athens 2003.

Papadopoulos An. Georg. and Baskoutas G. I. 2004. Seismic parameters tools analysis for the Fast Big Expected Earthquake estimation (FastBEE). Natural Hazard, (Under revision).

Papazachos B. C. and Comninakis P. E. 1971. Geophysical and Tectonic features of the Aegean arc. J. Geophys. Res., 76, 8517-8533.

Papazachos C. B. and Papazachos B. C. 2000. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area. Pure and Appl. Geophys. 157, 163-1681.

Papazachos B. C. 1981. The time variation of the difference in magnitude between the main shock and its largest aftershock as long-term premonitory pattern of strong earthquakes. Quat. Geod., 2, 111-117.

Papazachos B. C. 1974. Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. Pure appl. Geophys. 112, 1059-1065.

Papazachos B. C. 1981. The time variation of the difference in magnitude between the main shock and its largest aftershock as long-term premonitory pattern of strong earthquakes. Quat. Geod., 2, 111-117.

Ponomarev A. V. Zavyalov A. D. Smirnov V. B. and Lockner D. A. 1997. Physical modelling of the formation and evolution of seismically active fault zones. Tectonophysic, 277, 57-81.

Press F. and Allen C. 1995. Patterns of seismic release in the southern California region. .7. Geophys. Res., 100(B4), 421, 6430.

Scholz C. H. 1968. The frequency - magnitude relation of raicrofracturi'ng in rock and its relation to earthquakes. "Bull. Seism. Soc. Am.", 58, 39 -415.

Shebalin P. N. Zaliapin I. and Keilis-Borok V. I. 2000. Premonitory raise of the earthquakes' correlation range: Lesser Antilles. Phys. Earth Planet. Int., 122, 241-249.

Shaw B. E. Carlson J., M. and Langer J. S. 1997. Patterns of seismic activity preceding large earthquakes. J. Geophys. Res., 97, 479.

Shoumilina L. S. 1978. Seismic Hazard in Kamchatka and Komandorsky island. PHD Thesis. Moscow, pp, 198.

Smith W. D. 1981. The b-value as an earthquake precursor. Nature, 289, 5794, 36-139.

Sobolev G. A. Chelidze. T. L. and Zavyalov A. D. 1991. Map of expected earthquakes based on a combination of parameters, Tectonophysics, 193, 255-266.

Utsu T. 1965. A method for determining the b value in a formula logn=a-bM showing the magnitude –frequency relation for earthquakes. Geoph. Bull. Hokkaido Univ. 13, 99-103.

Van Wormer J. D. Gedney L. D. Davies J. N. Condal N. 1976. Vp/Vs and b-values: a test of the dilatancy model for earthquakes precursors. Geophys. Res. Lett. 2, 11, pp.514-516.

Wiemer S. and Wyss M. 2002. Spatial and temporal variability of the b-value in seismogenic volumes: An overview, Advances in Geophysics, 45, 259-302.

Zavialov A. D. and Sobolev G. A. 1980. Some regularities of seismic regime and earthquake prediction. Proc. 17th Gen. Assembly of ESC. Budapest. 65-69.

Wyss M. and Baer M. 1981. Seismic quiescence in the western Hellenic arc may foreshadow large earthquakes. Nature, 289: 785-787.

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

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

MAPPING OF CODA ATTENUATION AT THE EXTEND OF THE NATIONAL SEISMOLOGICAL NETWORK OF GREECE

Baskoutas I.[1], Herraiz M.[2], Pérez A.C. [2], Kalogeras I.[1], Panopoulou G.[1], Sachpazi M.[1] and Papadopoulos G.[3]

[1] *National Observatory of Athens, P.O. Box 20048 118 10 Athens i.basko@.gein.noa.gr,*

[2]*Dep. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid, mherraiz@fis.ucm.es*

[3] *Earthquake Planning and Protection Organization, Seismotectonic Div., Xanthou32, 15451 Athens*

ABSTRACT

Coda decay rates of 538 vertical components corresponding to local earthquakes which occurred in Greece during the period 1998 to 1999 were used to deduce the coda quality factor (Q_c) characteristics in the Hellenic area. The seismograms have been selected from a broader sample of 776 records obtained at 8 stations of the National Seismographic Network operated by the Institute of Geodynamics of the National Observatory of Athens. Earthquake magnitudes range from 2.5 to 4.0; epicentral distances and depths are smaller than 100 km and 40 km, respectively. Using the Single Back Scattering model, the dependence of Q_c on frequencies between 1 and 10 Hz has been investigated at each station and the usual $Q_c = Q_0 f^n$ relationships have been deduced. The spatial distribution of Q_0 has been drawn using waves that sample approximately equivalent ellipsoidal volumes with semiminor axis up to 100 km. The corresponding map shows a decreasing trend in S-N direction.

1 INTRODUCTION

In spite of their theoretical limitations, the analysis of waves of coda has been considered an effective method to estimate quality factor of seismic wave attenuation. Nevertheless, the influence of some analysis parameters like length of the time window and selection of the beginning of coda, affects the results.

In this sense obtained values are not easy to compare even within the same territory.

Besides that, results for most of territories concerns limited extent of areas or lack of uniform seismological data. To overcome such a difficulty, the spatial distribution of Q in an extensive zone can be obtained by applying the same methodology to a uniform set of data in the extent of dense national seismological network.

Modern instrumentation offers the possibility to analyze the spatial distribution of Qc (Q factor considered from waves coda) in the Greek territory, area for which numerous studies exists (see APPENDIX table, from Panagiotopoulos et al., 1998., competed by the authors) but, nevertheless, in zones of small size, usually covered from locally operating seismological networks, for which the temporarily character doesn't permit any future comparison. (Martin, 1988, Tselentis et., al., 1988, Baskoutas et., al., 1989 ; 1992 ; 1993; 1995; Hatzidimitriou, 1993; 1995; Baskoutas, 1996; 1998; Tselentis, 1997).

Single Back-Scattering model has been chosen to be used in the present study because it facilitates the comparison with other studies made in different zones within Greek territory and elsewhere.

In order to obtain the spatial distribution of Qc values, data with good azimuthal distribution are selected to cover homogeneously the space around the seismological stations.

Tests have been made by running both the CODAQ Havskov's (1989) and Baskoutas software (1993) as well as the Single Isotropic scattering model (Sato, 1977a,b) at a representative set of data. No significant differences have been noticed.

2 DATA

We used 538 earthquakes which occurred in the period 1998 to 1999 and were recorded by eight seismological stations of the National Seismic Network of Greece.

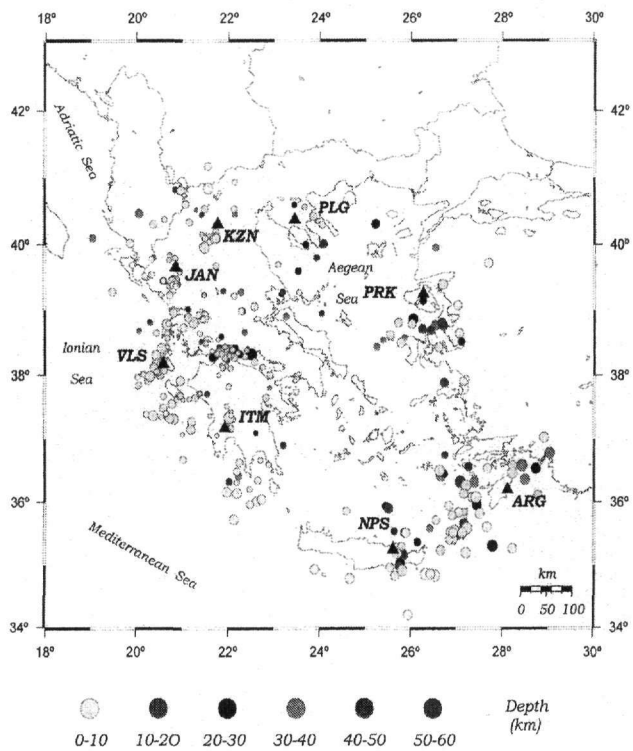


Figure 1 Epicenters map (The locations of the stations is shown by triangles).

A first set of 776 earthquakes were obtained from vertical components at eight stations of the National Seismic Network of Greece. Magnitudes are between 2,5 and 4,0. Hypocenter depths and epicenter distances are less than 40 km and 100 km respectively (Figure 1). All events were recorded by broadband seismometers of three components. In both cases the sampling frequency is 50 sample/sec. Seismograms were inspected visually for errors (i.e. noise contamination and location parameters). Therefore some of them have been rejected and a total of 538 events have been selected (Table 1).

Table 1. Stations and number of events.

Station Name	N° of Events
ARG	55
ITM	74
JAN	53
JAN	63
KZN	45
PLG	51
PRK	79
VLS	118

The noise level was evaluated considering the average value of the spectrum amplitude corresponding to 10 second before the arrival time of P- wave. S wave arrival was identified on the horizontal components.

3 ANALYSIS AND RESULTS

As a first step we studied at each station, the variation of Q value for six different parameter sets resulting from combinations between chosen time window and coda onsets i.e. considering three different length of time window (10, 20 and 30s) and two coda waves origin time (t = 1.5ts and t = 2ts). The analysis was carried out using the model of Single Back-Scattering (Aki and Chouet, 1975). Signals are filtered by the mean of band-pass filter with center frequencies at 1.5, 3, 5, 7 and 9 Hz. Analysis has shown that the most stable results were obtained, using as coda wave origin time the value of 2ts and a length of lapse time window 20 sec. (Perez, 2000). Table 2 shows the results for Q_0 for entire coda length (value of Q_c at 1 Hz) and n corresponding to the power low relation for each station.

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (1)$$

For Q_0 the spatial distribution of the common sampling volumes for each event was considered. This volume depends on the lapse time interval t. In this way scatterers that take part in the process of coda waves generation, are located, in a volume of an expanding elipsoid, with foci the station and the source (Pulli, 1984).

$$\frac{x^2}{(v_s t/2)^2} + \frac{y^2}{(v_s t/2)^2 - R^2/4} = 1 \quad (2)$$

In the relation (2) Vs is the shear wave velocity, t is the travel time interval and R is the source-station distance. The semiaxis a_1 and a_2 are equal to $(v_s t/2)^2$ and $a_1^2 - R^2/4$ respectively.

Examined ellipsoids can be practically considered spherical ($a_1/a_2 \approx 1$) thus maximum depth can be defined as $z_{max}=a_2+ h$, where h is the depth of the earthquake (Havskov et., al., 1989). S wave velocities with respect to the depth are considered as follow:

$h \leq 15$ km $\Rightarrow$ $v_s = 3.47$ km/s
$15< h \leq 40$ km $\Rightarrow$ $v_s = 3.90$ km/s,

which correspond to the regional velocity model, used by the Geodynamic Institute of National Observatory of Athens, for the earthquake location.

For the analysis two restrictions were adopted. First, the dimension of the sampling volume, which should mostly correspond to the crust and second, having at the same time a sufficient number of events to be processed, which guarantees for the results significance. The optimal value between these two conditions was $a_2 \leq$ 100km. Although the number of earthquakes for each station (values between parenthesis in Table 3) in some cases, was reduced drastically, still it can be considered sufficient for the study. Figures 2 and 3 shows Qo and n values, for different ellipsoid semi axis values (100, 130, 160Km) at each station of the Seismological network. Open circles stand for a_2 =100Km, full rectangles and triangles for 130 and 160Km, respectively. The clear difference of Q_o values among the group of stations situated in the concave part of the island arc (JAN KZN, PLG, PRK), and those situated in the convex part (ARG, ITM, NPSM and VLS), can bee seen in figure 2.

Table 2. Q_o and **n** values

Station	Q_o	n
ARG	83±1	0.89±8e2
ITM	99±8	0.63±5e-2
JAN	67±4	0.71±5e-2
KZN	67±9	0.63±9e-2
NPS	76±2	0.89±2e-2
PLG	71±5	0.73±6e-2
PRK	91±8	0.80±6e-2
VLS	78±2	0.82±2e-2

Table 3. Q_o and n values for different values of a_2 parameter

Station	Q_o	n	No of cases	Q_o	n	No of cases	Q_o	n	No of cases
		(a_2 ≤100 km)			(a_2 ≤130 km)			(a_2 ≤160 km)	
ARG	77±12	0.84±7E-2	(4)	77±6	0.89±6E-2	(21)	71±5	0.945±1E-3	(41)
ITM	71±10	0.644±1E-3	(9)	83±7	0.64±7E-2	(24)	92±7	0.63±4E-2	(48)
JAN	59±3	0.71±5E-2	(31)	59±3	0.75±5E-2	(42)	63±4	0.74±5E-2	(47)
KZN	59±7	0.68±7E-2	(19)	59±7	0.68±7E-2	(21)	63±8	0.67±8E-2	(34)
NPS	69±4	0.77±3E-2	(12)	71±5	0.87±5E-2	(23)	72±3	0.90±3E-2	(36)
PLG	60±2	0.77±2E-2	(14)	63±1	0.760±9E-3	(25)	71±5	0.74±5E-2	(38)
PRK	59±7	0.91±8E-2	(12)	82±5	0.81±4E-2	(31)	87±6	0.79±4E-2	(42)
VLS	76±3	0.68±2E-2	(21)	76±2	0.78±1E-2	(42)	79±3	0.79±2E-2	(75)

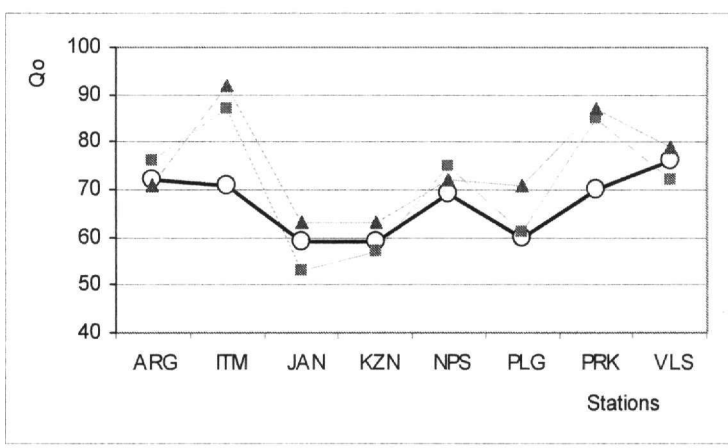


Figure 2. Qo at the NOA seismic stations for different ellipsoid semi axis values (a_2 =100Km, open circles). Full rectangles and triangles represents the Qo values for a_2 equal to 130 and 160Km respectively.

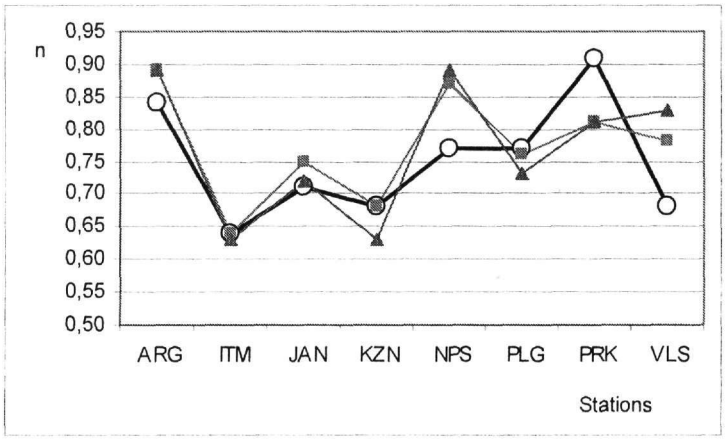


Figure 3. n values at the NOA seismic station for different ellipsoid semi axis values, (a_2 =100Km, open circles) . Full rectangles and triangles represents the Qo values for a_2 equal to 130 and 160Km respectively.

4 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The obtained results show that the Hellenic region is characterized by a high seismic attenuation. Q values of the table 2, summarizes the data obtained for all earthquakes in each station without considering any restrictions for the sampling volume. These results are, in general, coherent with those obtained in previous studies, when the comparison is possible. Thus, Hatzidimitriou (1993), using a time window of 15-30s, has obtained, for north Greece, Q_o = 60 and n = 0,79 that is very similar to the results of this work for PLG station. The similarity increases when a_2= 100 Km is considered.

In the case of Kozani station also coherence exists, within the margin of error, with the results of Baskoutas et., al., (1998) for the window of 20s. Instead, for Peloponnesus area and for unknown length of time window, Martín (1988) reports Q_o = 73 and n = 0,79, that differs from the results of this work at ITM station, located in the western part of the zone. In several cases comparison with results of other authors is not easy, because of missing information or of different parameters set used for the data analysis.

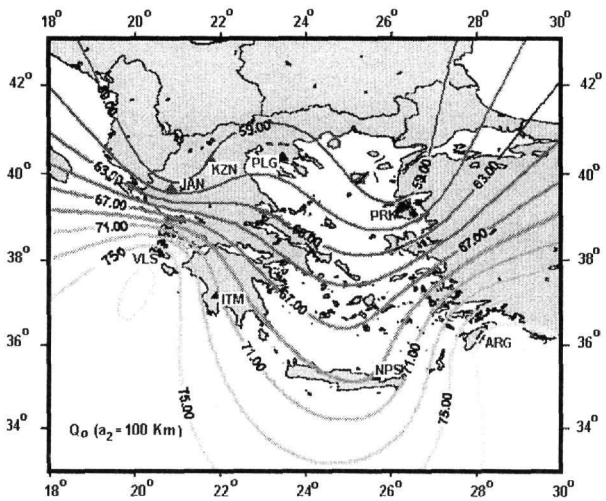


Figure 5. Spatial distribution of Qo for $a_2 \leq 100$ km

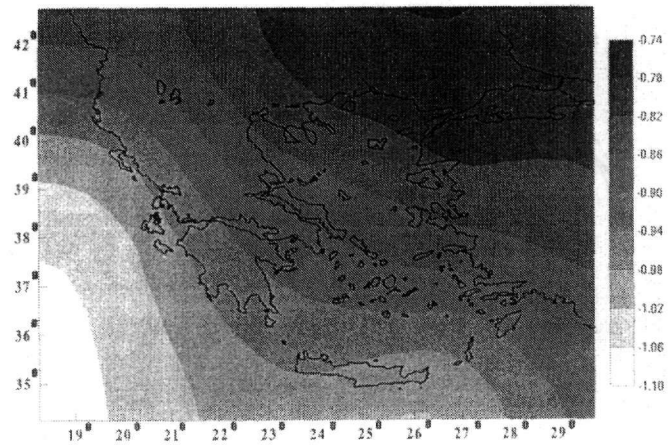


Figure 6. Spatial variation of b value from superficial seismic activity, (Papazachos and Papazachou 1997).

Obtained spatial variation for $a_2 \leq 100$ km (Figure 5) shows a significant attenuation characteristic for Greek terittory, and indicates that attenuation in the concave zone is larger that in the convex one.

In figure 5, also, a sharp Qo variation in the Ioanian Sea islands is observed with a slight increase towards the N-S direction. This area is characterized by high seismic activity and is influenced by different tectonic regimes. It is also important to notice that this tendency keeps a remarkable similarity with the spatial variation (Figure 6) of b value given by Papazachos and Papazachou (1997) for shallow seismic activity. Tendency indicating that b value decrease in a systematic way from the southwest to the northeast. This result indicates that the values of Q_c tend to diminish in the zones in which the geological formation age is older (Baskoutas et al., 2000).

All the values assigned to the semiaxis a_2 imply that the sampling volume comprises also part of the upper mantle playing an important role to the increase of Q_c values, the contribution of the crust must be very small. In order to confirm the above statement, it is necessary to diminish axis a_2 (and thus the upper mantle contribution) using higher number of events.

Although the differences are small, the comparison of the results obtained for different values of the sampling volume (Table 3) confirms the increase of Q_o as depth increases.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been carried out within the frame of the bilateral scientific and technological collaboration between Greece and Spain 1996-1998, supported by the General Secretary of Research and Technology, Greece (code number 7557/09-07-1997).

REFERENCES

Aki,K. & Chouet B. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation, & scattering effects. Journal of Geophysical Research, 80, 23, 3322-3342.

Baskoutas I. 1993. Contribution on the study of the attenuation of seismic coda in central Greece. Ph.D Thesis, University of Athens, 246pp.

Baskoutas I., Makropoulos K. & Sato H. 1995. Mean free path for S-wave scattering under central Greece. Boll. di Geof. Teor. ed Appl., 145, 73-80.

Baskoutas I. 1996. Dependence of coda attenuation on frequency and lapse time in central Greece". Pure Appl. Geophys., 147, 3, 483-496.

Baskoutas I. 1998. Study of spatial distribution of coda Q with respect to the seismicity in central Greece. Bull Geol. Soc. Greece, 32/1 197-203.

Baskoutas I., Makropoulos K., Drakopoulos J. & V. Kouskouna. 1989. Evaluation of seismic Q in central Greece from local events. Procced Int. Symp. on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk, Bechyne Castle, Czechoslovakia, Sep. 4-9, 1989, 162-170.

Baskoutas I., Panopoulou G., Makropoulos K. & J. Drakopoulos. 1992. Analysis of seismic coda by using seismic analog data of WSSN ATH station. 6th Congress of the Hellenic Geological Society, Athens, (in Greek).

Baskoutas I., Stavrakakis G.N. & I. S. Kalogeras. 1998. Q factor estimation from the aftershock sequence of the 13 May 1995 Kozani earthquake.J. Geodynamics, 26, 2-4, 367-374.

Baskoutas I., Panopoulou, G., & Th. Rontoyanni. 2000. The seismic attenuation in two regions with different geological aspect. Boll. Geof. Theor. Appl., 41, 3, 233-242.

Hatzidimitriou P. M. 1993. Attenuation of coda waves in northern Greece. Pageoph., 140, 63-78.

Hatzidimitriou P.M. 1995. S-wave attenuation in the crust in northern Greece. Bull. Seism. Soc. Am. 85, 5, 1381-1387.

Havskov J., Malone S., McClurg D. & Crosson R. 1989. Coda Q for the state of Washington, Bull. Seism. Soc. Am. 79, 4, 1024-1038.

Kovachev, S.A., Kuzin, I.P., Shoda, O.Yu. and Soloviev, S.L. 1991. Attenuation of S waves in the lithosphere of the sea of Crete according to OBS observations. *Phys. Earth Planet. Interiors,* 69, 101-111.

Martin C. 1988. Geometrie et cinematique de la subduction Egeenne; structure en vitesse et en attenuation sous le Peloponnese. These Univ. Joseph Fourier, Grenoble.

Παναγιωτόπουλος, Δ. Γ., Χατζηδημητρίου, Π. Μ. και Τσοκος, Γρ. 1998. Δομή της λιθόσφαιρας στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχέ; Με βάση τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων, την κατανομή της πυκνότητας και την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων. «Βασικά αποτελέσματα της σεισμολογικής έρευνας στην Ελλάδα», Εκδόσεις Ζητη, Θεσσαλονίκη.

Papazachos, C.B. 1992. Anisotropic radiation modelling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. *Pure Appl. Geophys.,* 138, 3, 445470.

Papazachos B. & Papazachou C. 1997. The Earthquakes of Greece. Editions Ziti. Thessaloniki.

Papazachos B. Papaioannou Ch.A. Papazachos C. & Savvaidis A.S. 1997. Atlas of isoseismal maps for strong M ≥ 5 shallow h < 60 km earthquakes in Greece and surrounding area 426 BC-1995. Geophys. Lab., Univ. of Thessaloniki, 4, 187pp.

Pérez A.C. 2000. Atenuación de ondas Coda en Grecia. Trabajo de Investigación dentro del programa de Doctorado de Geodesia, Geofísica y Meteorologia. Universidad Complutense de Madrid, 109 pp.

Pulli J.J. 1984. Attenuation of coda waves in New England Bull.Seism Soc.Am., 74, 4, 1149-1166.

Sato H. 1977a. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering aproximation. J. Phys. Earth, 25, 27-41.

Sato H. 1977b. Single isotropic scattering model including wave conversions simple theoretical model of the short period body wave propagation. J. Phys. Earth, 25, 163-176.

Tselentis G.A. Drakopoulos J.,& Makropoulos C. 1988. On the frequency dependence of Q in the Kalamata South Greece region as obtained from the analysis of the coda of the afthershocks of the Kalamata 1986 earthquake. Tectonophysics, 152, 157-159.

Tselentis G.A. 1993b. Depth dependent seismic attenuation in western Greece. *Tectonophysics* 225, 523-528.

Tselentis G.A. 1997. Evidence for stability in coda Q associated with the Egion central Greece earthquake of 15 June 1995. Bull. Seism. Soc. Am., 87, 6, 1679-1684.

APPENDIX

Table of Qc power low estimates in the territory Greek.

Lapse time or distance	$Q_c = Q_o f^n$	Region	Reference
10-20 sec	$Q_c=33f^{1.01}$	North Greece	1
15-30 sec	$Q_c=60f^{0.79}$	"	"
20-45 sec	$Q_c=89f^{0.72}$	"	"
30-60 sec	$Q_c=94f^{0.78}$	"	"
50-100sec	$Q_c=128f^{0.74}$	"	"
20 sec	$Q_c=47f^{1.02}$	Kozani-Grevena	2
40 sec	$Q_c=80f^{0.87}$	"	"
60 sec	$Q_c=100f^{0.78}$	"	"
80 sec	$Q_c=124f^{0.70}$	"	"
100 sec	$Q_c=140f^{0.71}$	"	"
10 sec	$Q_c=29f^{0.91}$	Central Greece	3
20 sec	$Q_c=45f^{0.85}$	"	"
30 sec	$Q_c=62f^{0.83}$	"	"
40 sec	$Q_c=80f^{0.80}$	"	"
50 sec	$Q_c=101f^{0.73}$	"	"
-	$Q_{f=1Hz}=182$	Athens	4
-	$Q_c=73f^{0.95}$	Peloponnesus	5
30 sec	$Q_c=121f^{0.72}$	Gulf of Patras	6
50 sec	$Q_c=141f^{0.75}$	"	"
70 sec	$Q_c=144f^{0.81}$	"	"
90 sec	$Q_c=162f^{0.83}$	"	"
10-20 sec	$Q_c=16f^{1.1}$	West part of Korinth Gulf	7
-	$Q_{c(f=4Hz)}=183$	Aegion	8
-	$Q_{c(f=8Hz)}=270$	"	"
-	$Q_c=43f^{0.81}$	Kalamata	9
0-450Km	$Q_{f=1Hz}=350$	Aegean sea	10
30-250 Km	$Q_{f=8Hz}=200-300$	NA part of Hellenic arc	11

(1) Hatzidimitriou, 1993, (2) Baskoutas et al., 1998, (3)Baskoutas, 1996, (4) Baskoutas et. al. 1992, (5) Martin 1988, (6) Tselentis 1993b, (7) Baskoutas etal., 1994, (8) Tselentis, 1997, (9) Tselentis et al., 1988b, (10) Papazachos C, 1992, (11) Kovachev *et al.*, 1991.

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

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

THE PSACHNA (EVIA ISLAND) EARTHQUAKE SWARM OF JUNE 2003

Benetatos C.[1], Kiratzi A.[1], Kementzetzidou K.[1], Roumelioti Z.[1], Karakaisis G.[1], Scordilis E.[1], Latoussakis I.[2], Drakatos G.[2]

[1] *Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124, Thessaloniki, , kiratzi@geo.auth.gr, benet@lemnos.geo.auth.gr*

[2] *National Observatory of Athens (NOA), Institute of Geodynamics, P.O. BOX 20048, 11810, Athens*

ABSTRACT

Evia Island (Greece) lies in a transition zone from strike-slip faulting in the east, due to the strands of the North Anatolian Fault (NAF) that enter to the Aegean Sea, to normal faulting in the west along central Greece. In June 2003 a series of moderate events occurred in central Evia whose source parameters are investigated. These earthquakes caused serious damage to almost 20 residencies mainly in the town of Psachna. The sequence could be identified as an earthquake swarm with earthquake magnitudes in the range of $3 < M < 4.9$. We used the P and S arrivals at the stations of the National Seismic Network to relocate the events using the double-difference algorithm. All P and S phase pickings were made by us using the broad band records from the network operated by the Geodynamic Institute of Athens. The relocated epicenters define a pronounced ENE- WSW zone, parallel to the high topography of the area. All depths are shallow from 1 to 8 Km. Regional waveform modeling was applied to determine the focal mechanisms of the larger events and FPFIT for the focal mechanisms of the smaller magnitude events. The majority of the focal mechanisms indicate normal faulting along almost E-W striking planes suggesting that deformation is mainly taken by normal faulting with a minor dextral horizontal motion. Normal faults with a N-S strike have been also observed showing that the E-W extension is present as it is observed in other parts of the Aegean region. Evia Island and its pattern of deformation is very interesting from the seismotectonic point of view. The fact that no large magnitude earthquake has occurred in Evia Island during instrumental times, makes the study of this earthquake swarm important. Previous work (Kiratzi, 2002) has shown that the deformation in northern Evia Island is taken up mainly by strike-slip faulting. Moreover, depending on the orientation of the activated faults in respect to the present state stress field, dextral or sinistral horizontal motion is observed. The Psachna earthquakes showed that an almost N-S extensional field prevails in central Evia Island with a few strike-slip focal mechanisms, suggesting that this part is mostly affected by the normal faulting system of central Greece.

1 INTRODUCTION

From the middle of June 2003 until the end of July 2003 moderate magnitude earthquake clustering has been observed near the town of Psachna in central Evia (Greece). Similar clustering has been also observed in July 2001. The 2003 clustering began on 13 June 2003 with an earthquake of magnitude M_w 4.2 that was followed by a series of events with magnitudes up to M_w 4.9. In the town of Psachna more than 90 residencies were severely damaged and became inhabitant and almost 500 more experienced less but extensive damage. The occurrence of earthquakes at that area continued until almost the end of August 2003. In total 13 earthquakes occurred in the area with magnitudes larger than M_w 3.5 and more than 100 with magnitudes between $2.5 < M_w < 3.5$. The earthquake activity has the characteristics of an earthquake swarm. Earthquake swarms are defined as a sequence of earthquakes, where the number and magnitude increase with time and then decay after a certain period of time, and are characterized by the absence of a single domi-

nant principal earthquake (Mogi, 1963). Swarms occur in regions having an exceptionally heterogeneous distribution of material properties and stress concentrations, typical of areas of recent volcanism, igneous intrusions, and geothermal activities.

The area of Psachna (Fig. 1) lies close to the north Gulf of the Evia Island which is a graben of almost 100 Km length and is bounded by normal faults. The instrumentally recorded seismicity of the area is moderate (Papadopoulos et al., 2003) and no earthquake with magnitude greater than M_w 5.0 has been recorded. Furthermore even from historical records there is a lack of seismological information about this area (Papazachos and Papazachou, 2003).

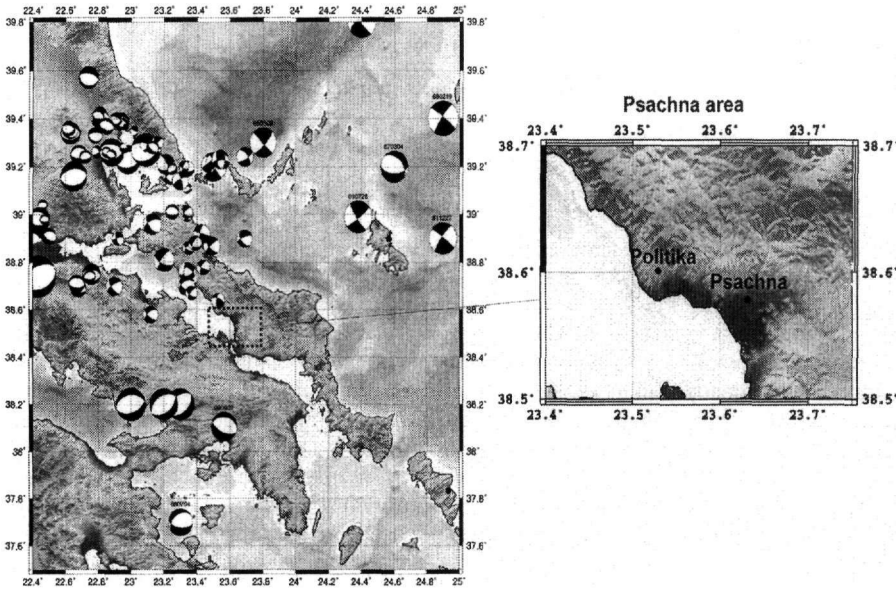


Figure 1. Left: Focal mechanisms of the broader Evia Island area. Note that on the northern part of the island mainly strike slip mechanisms prevail. Right: Close- up of the Psachna area of study.

In the eastern part of the Evia Island (Fig. 1) strike- slip focal mechanisms are dominant due to the branches of the right-lateral north Anatolian fault that extend to the northern Aegean area. In the western part the focal mechanisms gradually change to normal due to the N-S extension of central Greece. Evia Island lies in the crossroads between the two types of faulting systems. The only available focal mechanisms on the Evia Island are concentrated in its northern part and show a diffuse picture where strike slip faults are mixed with normal faults that have significant strike-slip component (Hatzfeld et al., 1999). The lack of information about the Psachna area along with the important role of Evia Island as the transition zone from strike slip to normal faulting makes the study of the earthquake swarm of June 2003 significant.

The aim of the present study is to relocate the earthquakes of the earthquake swarm in order to enhance the picture of the seismicity distribution, to specify the dimensions of the activated area and also to define the focal mechanisms of the strongest events.

2 DATA COLLECTION AND METHODS USED

We used data from the stations of the national broad-band seismographic network, operated by the National Observatory of Athens, for the time period from June 13, 2003 until August 30, 2003. In total we collected data for more than 100 earthquakes of magnitudes that varied from M_w 3.0 - 4.7. We used HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) location software for the initial location and HYPODD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) software for our relocation purposes. Furthermore for the largest of these events we used the whole waveform inversion, following the method of Dreger and Helm-

berger (1990, 1991, 1993) and Dreger (2002) to calculate accurate focal mechanisms. For the smallest of the events we used FPFIT (Reasenberg and Openheimer, 1985) software that incorporates the polarity of the first-motion of the P-waves to calculate focal mechanisms.

2.1 Initial locations and relocation of the events

We manually picked P- and S- phases on all of the seismograms collected from the studied swarm sequence. In total more than 2,000 phase pick selections were made for 100 earthquakes. In figure 2A the epicenters of the earthquakes after the HYPO71 run are shown. The average RMS residual was approximately 0.78 sec and the errors were 3.1 Km in the horizontal and 4 Km in the vertical direction. A general ENE-WSW trend of the epicenters is visible.

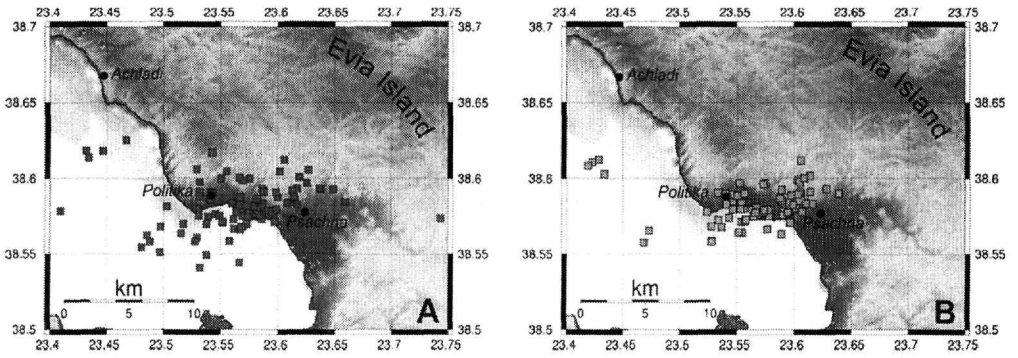


Figure 2. A) Epicenters of the earthquakes of the swarm using HYPO71 location software. B) Relocated epicenters using the double-difference (HypoDD) algorithm greatly confined the activated area.

In order to achieve a more enhanced picture of the spatial distribution of the earthquakes and have a better view to the dimensions of the activated area we relocated the swarm earthquakes using the HypoDD relocation algorithm that is based on the double-difference (DD) technique described in Waldhauser and Ellsworth (2000) and Waldhauser (2001). The method takes advantage of the fact that if the hypocentral separation between two earthquakes is small compared to the event-station distance and the scale of velocity heterogeneity, then the ray paths can be considered identical along their entire length. Under these assumptions, the differences in the travel times can be attributed to differences in their hypocentral spatial separation. In this way, errors due to inaccurately velocity models are minimized without use of station corrections. Thus, it is appropriate for areas like the Aegean Sea that are characterized by structure complexity. The final data set consisted of 1,971 P- and S- wave arrival times corresponding to 100 earthquakes. The selected phase-pairs were subsequently used to estimate P- and S- wave differential travel-times relative to the previously calculated origin times of the earthquakes.

2.2 HypoDD application and results

Prior to HypoDD run data are prepared in such a way so catalogs of differential travel times are created for both P- and S- phases and parameters of the algorithm are set so the connectivity between the events is achieved. We estimated travel-time differences for all event pairs with a separation distance less than 10 Km. To ensure the connectivity between the events the primary dataset was sub-sampled each event to be connected with at least 10 neighboring events. Those were considered "strong links" (include at least 8 phase pairs). From the initial dataset of 100 earthquakes, only 78 of them fulfilled the aforementioned criteria. These events were connected through a network of 3,514 P- phase pairs and 2,810 S- phase pairs. The average links per pair is 11 and the average offset between "strongly" linked events is 3.3 Km.

The velocity model used was the 1D velocity model of Panagiotopoulos et al. (1985) and for v_p/v_s ratio we used a value of 1.78 (Kiratzi et al., 1987). Data have been weighted and re-weighted

during the inversion procedure. During the first iterations the weights for the P- and S- waves were 1.0 and 0.5. After the first five iterations we applied a weighting curve that assigns larger weights for small inter-events distances and smaller weights for large inter-event distances.

The singular value decomposition algorithm (SVD) was selected for the relocation purposes because it could provide us with reliable estimates of the uncertainty of the hypocentral parameters. In total 71 earthquakes were relocated. The average uncertainty of the relocated catalog is 0.49 Km in the E-W direction, 0.29 Km in the N-S direction and 0.61 Km in the vertical direction. The RMS residual decreased from 0.78 sec of the initial catalog to 0.33 sec in the relocated one. Similar improvement in the hypocentral parameters has been observed in the work of Roumelioti et al. (2003b) for the relocation of the aftershock sequence of Skyros earthquake of July 26, 2001 using HypoDD algorithm.

The relocated epicenters are shown in figure 2B and the location parameters are listed in Table 1. Figure 3 shows two cross-sections, one parallel (ENE-WSW) and one perpendicular (NNW – SSE) to the main trend of the earthquake cluster. Earthquakes are concentrated in the upper 8 Km of the crust and the main cluster is confined in an area 6 × 6 Km. The events were located between the towns of Psachna and Politika and show a general ENE-WSW trend, parallel to the topographic relief at the area. The vertical cross-section to the general trend of the cluster (lower part of figure 4) shows a slight dip to the south. Concerning the existence of a graben in the area it is possible that the faults activated are connected to those that bound the basin from the north.

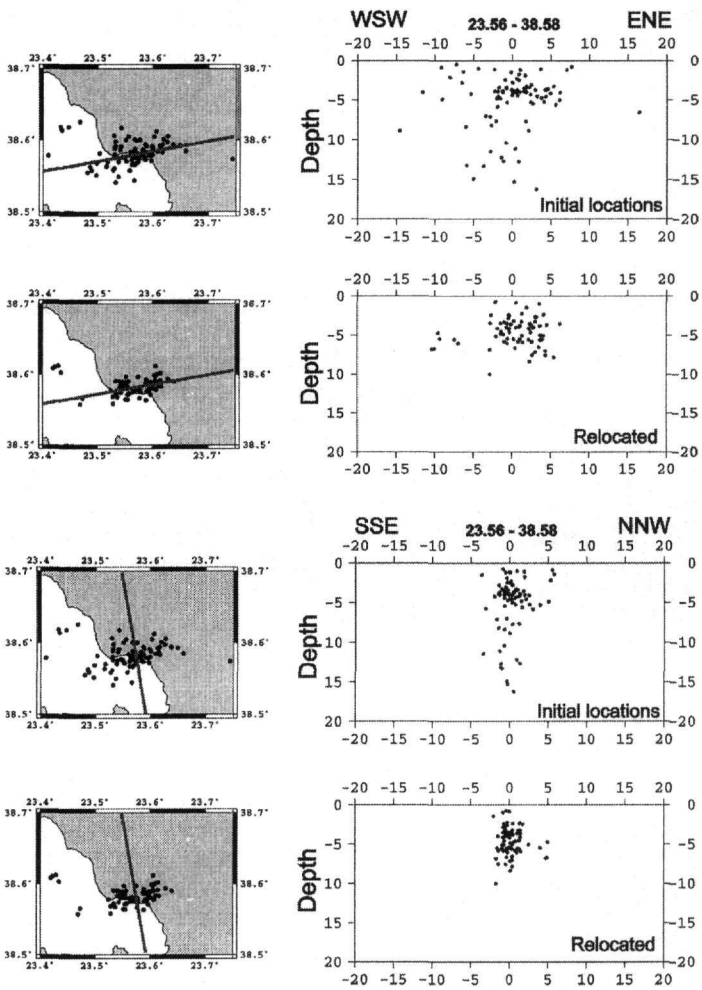


Figure 3. At the upper part of the figure the spatial distribution of the earthquakes of the swarm is shown for an ENE-WSW cross section both for the initial and the relocated data. At the lower part of the figure the spatial distribution of the earthquakes of the swarm is shown for a SSE-NNS cross section both for the initial and the relocated data. The center of the cross-sections is located at latitude 38.58 and longitude 23.56 and is denoted above the plots.

3 FOCAL MECHANISMS

We determined the focal mechanisms of 14 earthquakes of the swarm (with magnitude 3.5 <M_w< 4.9) using the regional waveform modeling technique (Dreger and Helmberger 1990, 1991, 1993). For smaller magnitude events we used he FPFIT software (Reasenberg and Openheimer, 1985) and determined the focal mechanisms for 39 more events with magnitudes M_w < 3.5.

3.1 Regional waveform modeling method

We calculated focal mechanisms of the earthquakes of the swarm sequence using regional broad-band seismograms. The method is based on the work of Dreger and Helmberger (1990, 1991, 1993) and is capable of revealing the seismic moment tensor of earthquakes of magnitudes as low as M_w 3.5 (Pasyanos et al., 1996). Green's functions were calculated using the frequency-wavenumber integration code (FKRPROG) developed by Saikia (1994).

In brief, the general representation of the seismic source is simplified by considering a point source both in space and time:

$$U_n = (x,t) = M_{ij} \cdot G_{ni,j}(x,z,t) \tag{1}$$

where U_n is the nth observed component of displacement, $G_{ni,j}$ is the nth component Green's function for specific force-couple orientations, x corresponds to the source-station distance, z is the source depth and M_{ij} is the scalar seismic moment tensor. The general force-couples for a deviatoric moment tensor may be represented by three fundamental faults, namely a vertical strike-slip, a vertical dip-slip, and a 45^0 dip-slip (Jost and Herrmann, 1989). In order to apply the method, the following assumptions are made: the crustal model is sufficiently well known to explain the low frequency part of the regionally recorded waveforms, event location can be represented by the high frequency hypocentral location and the source time history is synchronous for all moment tensor elements. Equation (1) is solved using linear least squares for a given source depth. The inversion yields the M_{ij}, which is decomposed into the scalar seismic moment, a double-couple (DC) moment tensor and a compensated linear vector dipole moment tensor (CLVD). The basic method and decomposition of the seismic moment tensor is described in Jost and Herrmann (1989). The optimum hypocentral depth is found by iteration and evaluating an objective function (f) that depends upon the RMS of the difference of the observed waveforms (*data*) and the synthetic waveforms (*synth*), modulated by the percent double couple (*Pdc*):

$$f = \frac{RMS(data - synth)}{Pdc} \tag{2}$$

Another measure that is used is the variance reduction (*VR*):

$$VR = 1.0 - \frac{\int [data - synth]^2 dt}{\int [data]^2 dt} \tag{3}$$

A successful application of the method results in small values of the objective function (f) and large values of variance reduction (*VR*), indicating that both the fit between the observed and synthetic waveforms and the percent of double couple are large.

3.2 Regional waveform modeling application and results

Data from the stations of the National Seismographic Network of the National Observatory of Athens were used. The stations are equipped with Lennartz 20 sec seismometers (LE-3D/20s). Prior to the inversion procedure the waveforms were cut into segments of at least 5 minutes of data, they were band-pass filtered between 0.05 – 0.08 Hz and resampled to a frequency of 1 Hz.

The velocity model that was used for the calculation of the synthetic Green's functions was derived from the work of Novotny et al. (2001) and was used as input in the FKRPROG code of Saikia (1994). The aforementioned velocity model has been used in previous works in the Aegean area by

others (Benetatos et al. 2002, 2004, Roumelioti et al. 2003a) and has proven that is adequate to explain the low frequency content (0.05 – 0.08 Hz) of the waveforms. The synthetic Green's functions were used later for the calculation of the focal mechanisms. The optimum depth for each one of the studied earthquakes was found iteratively by examining the overall variance reduction and the percent double couple of the focal mechanism. We performed the inversions for depths ranging from 3 km to 10 km with an increment of 1km guided by the depths of the relocated catalogue.

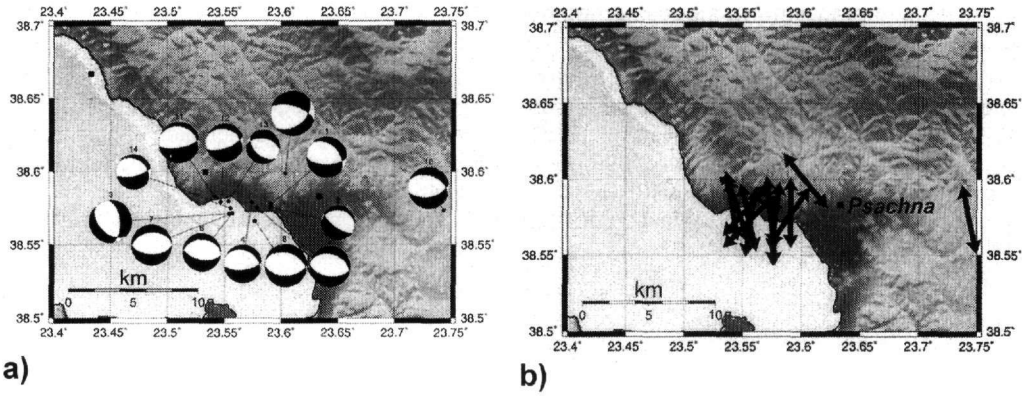


Figure 4. a) Focal mechanisms of the largest earthquakes of the swarm, calculated using regional waveform modeling. b) Distribution of T-axes in the study area.

In total 14 focal mechanisms were calculated (Fig. 4a) the parameters of which are listed in Table 2. The focal mechanisms show mainly normal faulting combined with strike-slip motions, in agreement with the N-S extension that dominates in the mainland of Greece. Concerning the distribution of the relocated events of the swarm (Fig. 4) the most probable plane to be the activated is the one dip to the south that in all mechanisms has an E-W trend. The T-axes of the focal mechanisms (Fig. 4b) clearly demonstrate the N-S extension field that is present in the studied area. Nevertheless some of them show a NE-SW extension that is also consisted with the regional stress environment and it is believed to be associated with NW-SE striking faults that bound the western coastline of Evia Island. Furthermore the solutions for two of the largest earthquakes of the swarm are shown in figure 5.

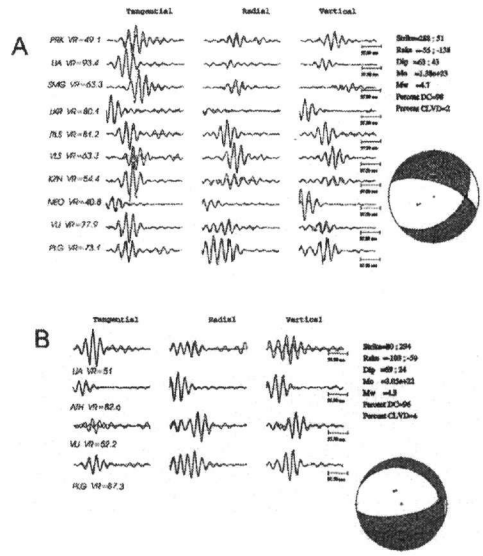


Figure 5. A) Focal mechanism of the earthquake of June 18, 2003 05:25:02 (No.5, in Table 2) and B) Focal mechanism of the earthquake of July 01, 2003 06:22:50 (No.11, in Table 2). For each station the vertical, tangential and radial components are shown. Observed waveforms are represented with solid lines and synthetics with dashed lines. Station name and variance reduction are listed beside (A) or below (B) each waveform. At the right part of the figure, the parameters of the focal mechanism and the moment magnitude are shown along with the percentage of double couple (DC) and compensated linear vector dipole (CLVD) percentage for each earthquake.

3.3 Focal mechanisms from P-wave first motions: FPFIT application and results

In order to calculate focal mechanisms for the smaller of the events (M_w < 3.5) of the swarm sequence we used the polarity of the first-motion of the P-waves using the FPFIT software (Reasenberg and Openheimer, 1985). Focal mechanisms for 39 earthquakes of magnitude (2.5 <M_w < 3.5) were calculated and are listed in Table 3. Some examples of the FPFIT software output are shown in figure 6 and all the focal mechanisms are shown in figure 7A. Normal faulting continues to be present throughout the studied area with some events showing significant strike slip component or being pure strike slip.

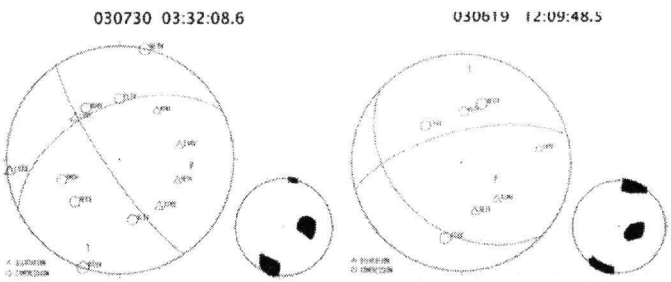


Figure 6 Focal mechanisms calculated with the FPFIT using the P-wave first motion polarities. Above each mechanism the date (yy/mm/dd) and the time of the occurrence of the corresponding earthquake is denoted. The triangles represent dilatation and the circles compression. On the smaller circles the uncertainties of the direction and dip of both stress axes are shown.

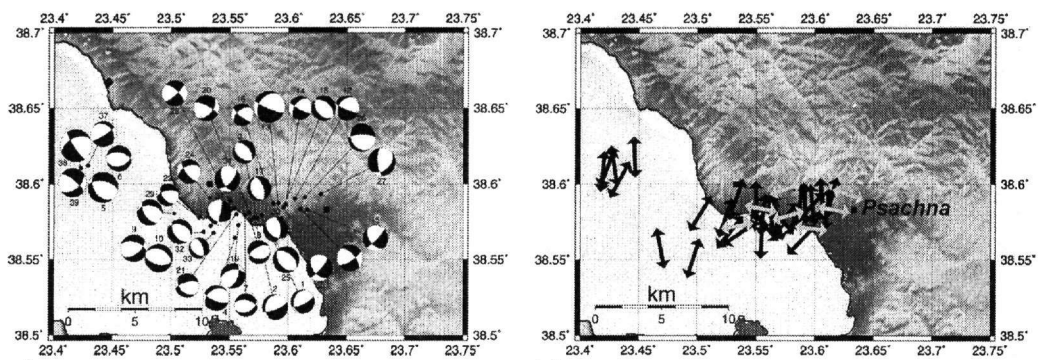


Figure 7 A) Focal mechanisms of the smaller events of the swarm calculated using the polarity of the P-wave first motion. **B)** T-axes of the focal mechanisms calculated with first-motion polarity of the P-waves

The focal mechanisms of the small events of the swarm indicate the activation of secondary faulting as well. Even though the main direction of T- axes is still ~N-S, there is significant evidence for E-W extension as well along N-S trending fault structures (Fig. 7B).

4 CONCLUSIONS

The earthquake swarm that occurred near the town of Psachna in Evia Island in mid- June 2003 until the end of August 2003 is investigated. We used the digital broad band records of the National Seismographic Network, to relocate the events. A significant improvement was achieved after the HypoDD relocation process compared to the initial Hypo71 locations. The dimension of the activated area is almost 6 × 6 Km and the earthquakes hypocentral locations pronounce a southward dip. We determined 53 focal mechanisms in total, 14 of which were obtained using regional moment tensor deconvolution and 39 using the P-wave first-motion polarities and the FPFIT code.The focal mechanisms indicate mainly normal faulting along E-W trending planes and in most of the cases this normal faulting is combined with a considerable strike-slip component. The mean focal mechanism from all 53 mechanisms has the parameters: NP1: strike 91°, dip 53°, rake -102°; NP2: strike 290°, dip 39°, rake -75°; P axis: azimuth 316°, plunge 78°, T axis: azimuth 189°, plunge 7°.

The focal mechanisms of the smaller events indicate that other secondary structures are also active. Our results are in agreement with previous knowledge and with Gountromichou and Pohl (2003) who performed a lineament analysis of Landsat ETM+ data in order to identify active faults in central Evia Island combining also neotectonic data. Two predominant fault directions have been identified, one ENE-WSW and a second NW-SE. The final neotectonic map of the area shows that the active faults or the possible active faults follow the topographic relief and the western coastlines of Evia Island. This observation agrees with our fault plane solutions inferred from the first motion polarities of the P-waves (small events) for which focal mechanisms with similar parameters are clustered near topography lineaments of the same orientations. Central Evia Island is interesting area from the seismotectonic point of view. Most of the identifiable strike-slip zones in the north and central Aegean terminate close to the major graben systems of the Greek mainland. At the eastern coastline of the Island the branches of the North Anatolian Fault Zone are terminating having a NE-SW direction and at the western part large basins have been created with an almost E-W extend (Taymaz, 1991, Goldsworthy et al., 2002). The island seems to be a transition zone between these two different seismotectonic environments. Complicated deformation occurs at the junction of the strike-slip and normal fault systems because of the dramatic stress change in slip vector azimuth from roughly NE-SW to roughly N-S (Kiratzi, 2002). Even though the northern parts of Evia show mainly pure strike-slip faulting at least the part of central Evia Island, that we sampled with the Psachna swarm, is dominated mostly by normal faults and/or normal faults with significant strike-slip component of variable strike orientations. These faults follow main tectonic lines that seem to be active under the present N-S extensional tectonic regime. The gulf of Evia from neotectonic and GPS observations is considered as a rigid block that is rotated clockwise mainly due to the forces transmitted from the right lateral strike slip faulting of northern Aegean Sea (Goldsworthy et al. 2002 and references therein).

REFERENCES

Benetatos C., Roumelioti Z., Kiratzi A. & Melis N., 2002. Source parameters of the M 6.5 Skyros Island (North Aegean Sea) earthquake of July 26, 2001, Annals of Geophysics 45, N. 3/4, 513-526.

Benetatos C. Kiratzi, A., Roumelioti Z., Stavrakakis G., Drakatos, G. & Latoussakis I, 2004. The 14 August 2003 Lefkada Island (Greece) earthquake: focal mechanisms of the mainshock and of the aftershock sequence. Submitted to Journal of Seismology.

Dreger, D., 2002. Manual of the Time-Domain Moment Tensor Inverse Code (TDMT_INVC), Release 1.1, Berkeley Seismological Laboratory, 18p .

Dreger, D. & Helmberger D., 1990. Broadband modeling of local earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 80, 1162-1179.

Dreger, D. & Helmberger D., 1991. Complex faulting deduced from broadband modelling of the 28 February 1990 Upland earthquake (ML=5.2), Bull. Seism. Soc. Am. 81, 1129 – 1144.

Dreger, D. & Helmberger D., 1993. Determination of source parameters at regional distances with single station or sparse network data, J. Geophys. Res. 98, 8107-8125.

Goldsworhty M., Jackson J., and Haines J., 2002. The continuity of active fault systems in Greece. Geophys. J. Int, 148, 596-618.

Gountromichou C. and Pohl C. 2003. Remote sensing for environmental applications and Geology II. Proceedings of SPIE Vol. 4886. 133-144.

Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kemenzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. & Deschamps, A., 1999. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics. Geophys. J. Int., 137, 891-908.

Jost, M. and Herrmann R., 1989. A student's guide to and review of moment tensors, Seism. Res. Let. 60, 37 – 57.

Kiratzi A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. Geophys. J. Int., 151, 360-376.

Kiratzi A., Papadimitriou E. & Papazachos B., 1987. A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece. Ann. Geophys. 592, 161-166.

Lee, W. H. K. and J. C. Lahr, 1975. A computer program for the determining hypocenter, magnitude and first motion pettern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv. Open File Report, 75-311.

Mogi, K., 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks, and earthquake swarms: the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, 3. Bulletin Earthquake Research Institute, Tokyo University 41, pp. 615–658.

Novotny, O., Zahradnik, J. and Tselentis, G.-A., 2001. North-western Turkey earthquakes and the crustal structure inferred from surface waves observed in Western Greece, Bull. Seism. Soc. Am. 91, 875 – 879.

Panagiotopoulos, D. G., P. M. Hatzidimitriou, G. F. Karakaisis, E. E. Papadimitriou and B. C. Papazachos (1985). Travel time residuals in southeastern Europe, Pageoph 123, 221-231.

Paige C. & Sanders M., 1982. LSQR: sparse linear equations and least squares problems. ACM Trans. Mathematical software 8 (2), 195-209.

Papadopoulos G.A. , Ganas, A., Karastathis, V., Melis, N., Sokos, E. Orfanogiannaki, K. , Plessa, A. , Ziazia, M. , G. Diakogianni (2003). EARTHQUAKE CLUSTER IN PSACHNA, EVIA ISL., CENTRAL GREECE . Proc of the 1st Int. Workshop on Earthquake Prediction, 6-7.11.2003, Athens, 3 p.

Papazachos, B. & C. Papazachou, 2003. The earthquakes of Greece, 3rd edition, Ziti Public., Thessaloniki, 286p.

Pasyanos, M., Dreger D., & Romanowicz B., 1996. Towards real-time determination of regional moment tensors, Bull. Seism. Soc. Am. 86, 1255-1269.

Reasenberg P. & Openheimer D., 1985. FPFIT.U.S. Geological Survey 345 Middlefield Road Menlo Park, California.

Roumelioti, Z.,Kiratzi A. & N. Melis, 2003a. Relocation of the July 26, 2001 Skyros island (Greece) earthquake sequence using the double-difference technique, Physics of the Earth and Planetary Interior, Vol. 138, 231 - 239.

Roumelioti Z., Benetatos Ch., Kiratzi A., Stavrakakis G. & Melis N., 2003b. Preliminary study of the 2 December 2002 (M 5.5) Vartholomio (Western Peloponnese, Greece) earthquake sequence. Submitted to Tectonophysics.

Saikia, C., 1994. Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; modelling of Lg waves in eastern North America, Geophys. J. Int. 118, 142 – 158.

Taymaz, T., Jackson, J. & McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int., 106, 433-490.

Waldhauser F., 2001. HypoDD - A program to compute double-difference hypocenter locations, U.S. Geological Survey open-file report, 113pp.

Waldhauser F. & Ellsworth W., 2000. A Double-Difference Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. Bull.Seis.Soc.Am., 90, 6, 1353-1368.

APPENDIX – LIST OF TABLES

Table 1 HypoDD relocation parameters of the June-July 2003 earthquakes in central Evia Island. Magnitudes listed with an asterisk have been determined from moment tensor analysis.

YR	M	Day	hh:mm:ss	Lat. °N	Lon. °E	h(Km)	ER_{E-W} (m)	ER_{N-S} (m)	ER_Z (m)	RMS	Mw
2003	6	13	16:06:34.6	38.58	23.59	3.5	413	255	538	0.64	4.3*
2003	6	13	16:30:29.0	38.58	23.58	5.1	479	289	599	0.58	4.3*
2003	6	13	20:22:02.4	38.57	23.55	3.5	664	387	833	0.47	4.4*
2003	6	13	22:19:56.6	38.58	23.58	2.3	497	287	691	0.40	3.4
2003	6	13	22:21:12.7	38.58	23.57	5.8	668	307	660	0.28	3.6
2003	6	14	01:49:06.7	38.58	23.57	3.9	426	261	533	0.47	3.3
2003	6	14	21:14:21.6	38.56	23.55	4.0	400	257	506	0.39	3.6
2003	6	15	10:40:43.2	38.58	23.60	2.7	493	299	592	0.42	3.2
2003	6	15	23:16:24.9	38.60	23.43	5.5	460	349	674	0.39	4.2
2003	6	16	15:18:58.0	38.56	23.57	3.8	391	220	464	0.33	4.0*
2003	6	16	22:05:25.9	38.58	23.56	5.5	394	211	453	0.50	3.3
2003	6	17	18:09:47.4	38.58	23.57	4.0	356	218	458	0.38	3.3
2003	6	17	21:23:43.6	38.56	23.47	5.6	679	405	821	0.16	3.8
2003	6	18	05:25:02.5	38.60	23.60	5.6	475	274	562	0.58	4.7*
2003	6	18	05:44:33.4	38.59	23.61	5.0	319	185	430	0.48	3.5
2003	6	18	07:50:41.7	38.59	23.59	3.8	384	213	464	0.34	4.3
2003	6	18	09:28:13.0	38.59	23.60	7.2	314	216	465	0.43	3.3
2003	6	18	09:37:02.1	38.61	23.61	5.1	377	212	470	0.20	3.2
2003	6	18	12:17:17.0	38.58	23.62	7.6	534	296	660	0.25	3.6
2003	6	18	14:31:09.9	38.59	23.59	8.4	456	239	497	0.32	3.3
2003	6	18	16:13:23.8	38.59	23.59	5.6	650	346	701	0.56	3.2
2003	6	18	20:55:24.7	38.60	23.57	5.9	573	250	484	0.64	3.4
2003	6	19	00:29:59.4	38.59	23.61	3.9	387	207	421	0.50	3.1
2003	6	19	00:50:06.9	38.58	23.60	4.0	344	200	396	0.68	3.5
2003	6	19	01:00:04.4	38.57	23.56	2.8	375	223	484	0.64	4.0*
2003	6	19	01:14:53.2	38.57	23.56	4.6	290	180	365	0.55	3.5
2003	6	19	01:29:48.9	38.58	23.57	0.8	295	204	401	0.19	3.6
2003	6	19	01:47:19.1	38.58	23.56	4.2	314	207	409	0.47	3.4
2003	6	19	02:04:49.7	38.56	23.53	6.9	354	200	487	0.35	3.3
2003	6	19	03:36:41.8	38.58	23.56	3.2	376	206	444	0.58	4.0
2003	6	19	03:38:22.1	38.57	23.58	5.5	468	308	674	0.67	4.5*
2003	6	19	05:59:45.1	38.59	23.56	3.6	300	192	428	0.45	3.6
2003	6	19	07:01:25.9	38.60	23.61	3.7	326	224	486	0.28	3.4
2003	6	19	07:10:26.0	38.60	23.61	5.5	593	351	771	0.37	3.4
2003	6	19	19:47:01.8	38.58	23.52	3.5	636	369	822	0.35	3.2
2003	6	19	20:08:54.0	38.58	23.61	5.6	383	218	441	0.63	3.7
2003	6	19	21:05:30.2	38.59	23.53	4.2	566	381	720	0.74	3.4
2003	6	20	03:00:24.6	38.56	23.59	1.5	361	202	415	0.19	3.7
2003	6	20	09:32:15.2	38.59	23.64	3.5	587	386	818	0.36	3.7
2003	6	20	21:07:55.5	38.60	23.55	2.5	639	387	799	0.40	3.3
2003	6	21	03:29:19.7	38.58	23.59	4.1	601	334	761	0.56	3.6*
2003	6	22	06:18:37.0	38.58	23.57	6.7	535	334	668	0.34	3.2
2003	6	23	13:25:39.0	38.60	23.57	3.3	505	286	638	0.36	3.5
2003	6	24	17:32:35.5	38.58	23.61	1.0	354	213	449	0.09	3.5
2003	6	26	19:13:55.6	38.56	23.55	5.8	709	438	947	0.31	3.5
2003	6	27	03:32:57.3	38.59	23.61	7.0	712	461	951	0.61	3.9
2003	6	27	08:29:37.5	38.59	23.60	6.5	411	262	558	0.55	4.2
2003	6	28	11:19:03.0	38.59	23.55	5.8	436	315	565	0.47	3.6
2003	6	29	12:16:54.1	38.59	23.63	7.8	451	287	596	0.34	3.9
2003	6	29	13:57:08.8	38.56	23.53	10.0	391	232	435	0.26	3.2
2003	6	29	19:04:35.4	38.59	23.55	3.3	929	548	1201	0.38	3.0
2003	6	30	12:37:12.8	38.59	23.55	6.0	646	359	795	0.33	3.6
2003	7	1	06:22:50.1	38.58	23.54	4.8	654	390	825	0.63	4.3*
2003	7	2	03:08:14.0	38.58	23.59	5.8	626	353	785	0.51	3.5
2003	7	3	04:47:38.9	38.57	23.54	3.5	473	299	608	0.68	3.5
2003	7	3	09:00:55.7	38.57	23.53	0.7	459	278	586	0.32	3.5
2003	7	3	11:32:05.8	38.57	23.47	6.0	408	265	551	0.16	3.5
2003	7	3	16:50:49.1	38.57	23.53	2.4	355	249	496	0.44	3.5
2003	7	4	03:24:36.7	38.58	23.55	4.9	443	275	597	0.55	4.0*

2003	7	4	05:43:20.2	38.57	23.54	5.1	435	276	606	0.66	3.0
2003	7	4	07:17:11.7	38.59	23.54	4.5	492	334	709	0.51	3.4
2003	7	4	07:18:48.2	38.58	23.55	2.4	516	311	667	0.44	3.6
2003	7	4	07:18:50.7	38.58	23.60	2.6	698	374	832	0.25	n/a
2003	7	5	13:00:14.0	38.58	23.55	5.4	537	316	680	0.60	3.6*
2003	7	8	20:35:54.7	38.57	23.60	7.5	732	442	907	0.34	3.7
2003	7	16	04:45:38.4	38.59	23.60	3.3	733	479	994	0.23	3.1
2003	7	16	12:10:30.1	38.59	23.59	4.6	543	324	685	0.32	3.5
2003	7	16	15:40:28.6	38.60	23.61	2.4	431	270	576	0.32	3.8
2003	7	30	03:20:29.1	38.61	23.43	4.7	590	366	782	0.33	3.6
2003	7	30	03:32:08.6	38.61	23.42	6.7	553	336	750	0.16	4.4
2003	7	30	08:57:07.4	38.61	23.42	6.8	696	430	931	0.44	4.0

Table 2
Focal mechanisms determined using regional waveform modeling

No	Year	Month	Day	Time	Lat.°N	Long.°E	h(km)	M_w	Strike	Dip	Rake	P axis Az	P axis pl	T axis Az	T axis Pl
1	2003	6	13	16:06:34	38.577	23.591	4	4.3	90	60	-117	313	64	199	11
2	2003	6	13	16:30:29	38.575	23.578	5	4.3	97	51	-96	335	83	191	6
3	2003	6	13	20:22:02	38.571	23.554	8	4.4	135	44	-120	323	69	66	5
4	2003	6	16	15:18:57	38.579	23.573	5	4.0	84	64	-106	324	67	186	18
5	2003	6	18	05:25:02	38.598	23.603	5	4.7	51	43	-138	246	57	354	11
6	2003	6	19	01:00:04	38.571	23.556	5	4.0	99	57	-85	25	77	185	12
7	2003	6	19	01:03:56	38.566	23.576	5	4.3	92	52	-86	22	82	179	7
8	2003	6	19	03:38:22	38.566	23.576	4	4.5	89	51	-100	311	80	186	6
9	2003	6	21	03:29:19	38.575	23.590	4	3.6	125	66	-77	59	66	205	20
10	2003	6	26	13:45:58	38.573	23.743	4	4.4	78	54	-111	294	72	183	7
11	2003	7	1	06:22:50	38.582	23.540	5	4.3	80	69	-103	328	64	180	23
12	2003	7	4	03:24:36	38.579	23.546	5	4.0	71	66	-110	308	63	176	19
13	2003	7	5	13:00:13	38.580	23.553	4	3.6	132	46	-65	119	72	25	2
14	2004	1	16	17:10:25	38.575	23.555	4	4.0	77	71	-111	318	59	183	23

Table 3

Focal mechanisms determined by first motion polarities using FPFIT

Year	Month	Day	Time	Lat. °N	Long. °E	M_w	Strike	Dip	Rake	P axis Az	P axis Pl	T axis Az	T axis Pl	N obs
2003	6	13	22:19:57	38.579	23.577	3.4	64	72	-70	2	58	138	24	5
2003	6	13	22:21:13	38.578	23.571	3.6	68	74	-70	4	56	142	27	5
2003	6	14	01:49:07	38.578	23.574	3.3	128	40	-98	268	83	43	5	4
2003	6	14	21:14:22	38.564	23.555	3.6	112	70	-64	56	57	183	21	4
2003	6	15	23:16:25	38.603	23.434	4.2	142	42	-56	137	67	29	7	7
2003	6	16	00:38:58	38.618	23.447	3.6	74	40	-110	241	76	358	7	4
2003	6	16	22:05:26	38.579	23.563	3.3	66	40	-118	243	71	356	8	4
2003	6	17	18:09:47	38.576	23.568	3.3	96	40	-60	98	69	345	8	4
2003	6	17	21:23:44	38.558	23.469	3.8	52	54	-130	261	58	169	1	7
2003	6	17	21:24:49	38.551	23.497	3.9	102	52	-98	333	81	198	7	4
2003	6	18	01:53:47	38.819	23.486	3.3	104	30	-158	295	48	63	29	4
2003	6	18	05:44:33	38.590	23.606	3.5	112	80	-58	54	46	177	28	5
2003	6	18	07:50:42	38.587	23.592	4.3	112	80	-58	54	46	177	28	5
2003	6	18	09:28:13	38.586	23.598	3.3	118	80	-42	69	36	174	20	4
2003	6	18	12:17:17	38.583	23.616	3.6	44	80	-40	355	35	99	19	4
2003	6	18	16:13:24	38.587	23.587	3.2	128	74	-40	82	39	184	14	5
2003	6	18	20:55:25	38.597	23.575	3.4	160	30	-90	250	75	70	15	4
2003	6	19	00:50:07	38.584	23.596	3.5	142	42	-78	157	81	44	4	4
2003	6	19	01:14:53	38.573	23.558	3.5	20	58	-132	234	55	139	4	8
2003	6	19	01:29:49	38.581	23.567	3.6	40	50	-160	250	40	354	16	7
2003	6	19	01:47:19	38.58	23.556	3.4	132	38	-40	124	56	7	16	7
2003	6	19	19:47:02	38.578	23.524	3.2	142	52	-40	115	52	19	5	4
2003	6	19	20:08:54	38.583	23.610	3.7	58	70	-150	280	35	186	5	7
2003	6	19	21:05:30	38.591	23.533	3.4	142	70	-42	98	43	200	12	5
2003	6	20	03:00:25	38.563	23.589	3.7	142	42	-78	157	81	44	4	7
2003	6	27	03:32:57	38.591	23.614	3.9	142	26	-40	152	56	15	26	6
2003	6	29	12:16:54	38.593	23.628	3.9	52	40	-40	41	56	288	15	4
2003	6	30	12:37:13	38.589	23.550	3.6	48	78	-158	272	24	179	6	5
2003	7	1	05:33:06	38.581	23.503	3.6	144	56	-58	110	63	212	6	4
2003	7	2	03:08:14	38.577	23.595	3.5	130	44	-128	321	64	66	7	7
2003	7	3	09:00:56	38.572	23.534	3.5	120	30	-160	313	47	80	29	4
2003	7	3	16:50:49	38.568	23.528	3.5	144	52	-68	114	72	219	5	4
2003	7	4	05:43:20	38.568	23.537	3.0	126	36	-118	290	70	56	12	5
2003	7	4	07:18:48	38.584	23.554	3.6	44	60	-40	9	49	101	2	4
2003	7	8	20:35:55	38.571	23.597	3.7	42	80	-40	353	35	97	19	4
2003	7	12	03:05:12	38.406	23.737	2.7	48	80	-138	277	36	172	20	5
2003	7	30	03:20:29	38.612	23.429	3.6	58	80	-118	298	47	171	29	5
2003	7	30	03:32:09	38.611	23.423	4.4	146	80	-40	357	35	101	19	13
2003	7	30	08:57:07	38.608	23.419	4.0	52	50	-160	262	40	6	16	6

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

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

HISTORICAL EARTHQUAKES IN THE REGION OF LEFKADA ISLAND, IONIAN SEA – ESTIMATION OF MAGNITUDES FROM EPICENTRAL INTENSITIES

Fokaefs A. and Papadopoulos G.A.
Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, PO Box 20048, 11810, Athens, Greece, anna_fokaefs@hotmail.com, g.papad@gein.noa.gr

ABSTRACT

Historical documentation of strong shocks for Lefkada Island, Ionian Sea, exists since the 16th century A.D. In this paper we establish a relation between magnitude and maximum intensity from twenty-nine instrumental events that hit the area in the past. Then, on the basis of historical documentary sources we reevaluate the intensities of strong historical earthquakes, their maximum intensity being observed on Lefkada in the time interval from AD1577 to 1911, recalculate their magnitudes on the basis of the magnitude/intensity relation and, finally, compile a new catalogue of historical earthquakes. The results obtained are of importance for the seismicity studies and seismic hazard assessment in the area.

1 INTRODUCTION

The Lefkada Island is characterized by strong seismicity and the seismic hazard assessment is of high priority. The instrumental period of seismicity indicates that strong earthquakes with maximum magnitude up to M_s ~6.5 occur frequently in the region of Lefkada particularly in association with (a) the strike-slip fault segment striking NNE-SSW to the west of the island (e.g. 27 November 1914, M_s =6.3, 22 April 1948, M_s =6.5, 30 June 1948, M_s =6.4, 14 August 2003, M_s =6.4) (Figure 1, left), (b) the thrust structure offshore NW Lefkada (e.g. 4 November 1973, M_s = 5.9), and (c) no well identified faults between Lefkada and Ithaki islands. In this paper an effort has been made to improve magnitudes of a set of twenty-nine strong historical Lefkada earthquakes.

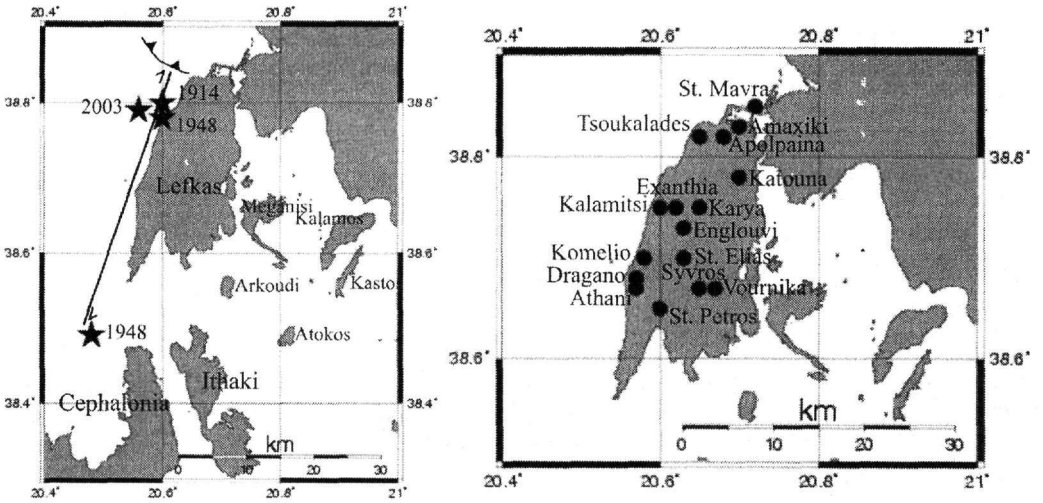


Figure 1.Left: Epicentres of the strong instrumental earthquakes associated with the strike-slip Lefkada fault system. Right: Towns and villages of Lefkada Island, mentioned in Appendix.

2 PREVIOUS STUDIES

Data compilations and descriptions of a large number of strong, historical shocks that hit Lefkada island were published among others by Stamatelos (1870) and Schmidt (1875), while catalogues and / or short descriptions of historical and instrumental events were presented by several scientists including Galanopoulos (1950,1952,1955,1981), Comninakis and Papazachos (1982), Papazachos & Papazachou (1997), Spyropoulos (1997) and Papadopoulos et al. (2003). From the documentary sources it results that the historical record of earthquakes in Lefkada Island practically started on 16th century A.D. The historical catalogues containing information about the Lefkada historical earthquakes can be distinguished in two categories. The first one contains the so-called chronological historical catalogues given that the earthquakes are recorded and described in a chronological order. However, this type of catalogues do not include the assessment of focal parameters, like epicentral locations and magnitudes. Such a historical catalogue is the one of Galanopoulos (1952) where thirty strong earthquakes are described.

The second category contains the parametric historical catalogues, like the one of Papazachos and Papazachou (1997), where not only the events are dated and described, but also an effort is made for the epicentral location, focal depth, magnitude and maximum intensity of each one of the events listed to be assessed.

3 A MAGNITUDE – INTENSITY RELATION

Magnitudes of historical earthquakes are usually calculated from relations established for instrumental earthquakes where magnitude, M, is a function of a particular element of the seismic intensity, I_e, of the general form $M = f(I_e)$. I_e is either the maximum intensity, I_m, observed or the perceptibility area for a given value of intensity. The second approach requires for a large number of intensity observation points to be available in order to draw reliable isoseismals. However, a review of several documentary sources regarding the historical Lefkada earthquakes (see in the compilations of Stamatelos 1870, Schmidt,1875, Galanopoulos,1952, Papazachos and Papazachou,1997, Spyropoulos ,1997) reveals that only for a very few number of earthquakes the available number of intensity observation points is adequate to draw isoseismals. Therefore, the first approach has been selected for a reevaluation of historical earthquake magnitudes.

To establish a magnitude- maximum intensity relation we compiled data for a set of twenty-nine instrumental earthquakes with maximum intensity being observed on some spot of the Lefkada island (Table 1). An attempt was made by us to reassess the maximum intensity of these events looking through original macroseismic reports and press reports archived in the Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens (NOAGI). This proved successful for a number of five events marked with an asterisk in Table 1. Then, from regression analysis the relation

$$M_s = 0.24\, I_m + 3.92, \quad R^2 = 0.734 \qquad (1)$$

was developed (Figure 2). The standard error of M_s on I_m is 0.25. The earthquakes that cause maximum intensity on Lefkada have their epicentres very close to the island in either of the three fault structures mentioned above and, therefore, it is practically meaningless for the epicentral distance, Δ, to be inserted as a parameter in relation (1).

4 INTENSITIES AND MAGNITUDES OF STRONG HISTORICAL EARTHQUAKES

Historical documentation indicates that a set of fourteen strong earthquakes was reported with estimated maximum intensity on the Lefkada Island in the time interval from AD1577 to 1911 (Table 2). No historical information was found for earthquakes occurring before 1577. For each one of the fourteen events, I_m was reassessed by us from macroseismic descriptions in MM and EMS scales and no remarkable difference was found. In some cases, it was preferred rather to indicate value intervals of the mode $I_{m1} - I_{m2}$, that is from intensity I_{m1} to intensity I_{m2}, than to determine a single intensity value not well justified by the observation data. Magnitudes were determined from relation

(1). When mode $I_{m1} - I_{m2}$ was preferred, the respective magnitude was calculated as the average of magnitudes M_{s1} and M_{s2} determined independently for I_{m1} and I_{m2}.

Table 1: Data on instrumental Lefkada earthquakes. Maximum intensity values, I_m, were taken from the NOAGI monthly Bulletins. Events marked with an asterisk in Table 1 indicate intensities reassessed in this paper. Surface-wave magnitudes, M_s, were taken from Comninakis and Papazachos (1982) for the time interval from 1911 to 1963 and from the NOAGI earthquake catalogue (http://www.gein.noa.gr) for the time interval from 1971 to 2003. Original NOAGI local magnitudes, M_L, were converted to surface-wave magnitudes on the basis of the calibration formula $M_s = M_L + 0.5$.

a/a	Date (YYYY. MM. DD)	$\varphi°_N$	$\lambda°_E$	M_s	I_m
1	1911.05.24	38.70	20.70	5.30	7.00
2	1914.11.23	38.80	20.60	4.90	4.25*
3	1914.11.23	38.80	20.60	5.30	6.00*
4	1914.11.27	38.80	20.60	6.30	9.00
5	1915.02.20	38.80	20.70	5.00	4.00
6	1915.08.08	38.50	20.70	5.00	3.00
7	1915.08.10	38.50	20.70	5.30	5.00
8	1921.05.10	38.70	20.70	5.40	7.00
9	1921.10.25	39.00	20.50	5.30	5.00
10	1923.10.09	38.80	21.00	5.00	5.00
11	1938.03.11	38.80	20.60	5.60	7.00
12	1938.03.13	38.80	20.60	5.80	8.00
13	1948.04.22	38.70	20.50	6.50	9.00*
14	1948.06.30	38.80	20.60	6.40	10.00*
15	1951.01.09	38.80	20.60	5.00	4.00
16	1953.09.15	38.50	20.80	5.00	4.00
17	1957 10 08	38.90	20.60	5.20	6.00
18	1960.02.23	39.00	20.60	5.00	5.25
19	1961.12.18	38.80	20.60	5.00	5.25
20	1963.06.04	38.90	20.50	5.00	6.25
21	1971.04.19	38.70	20.50	5.30	7.00*
22	1973.11.04	38.78	20.55	5.90	7.25
23	1976.01.18	38.70	20.40	5.70	7.25
24	1978.09.14	38.90	20.60	5.10	5.25
25	1980.04.12	38.60	20.30	5.60	5.00
26	1988.04.24	38.84	20.33	5.00	6.00
27	1994.11.29	38.66	20.46	5.40	6.00
28	1994.12.01	38.69	20.55	5.30	5.00
29	2003.08.14	38.79	20.56	6.40	8.00

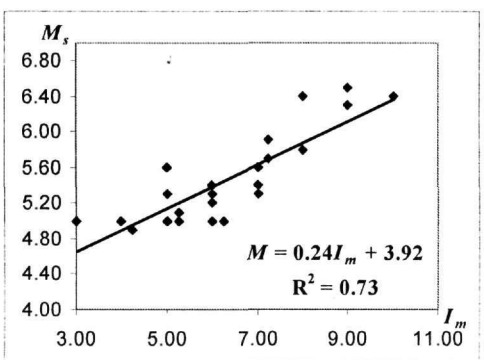


Figure 2. The relation between M_s and I_m developed by a set of 29 instrumental earthquakes.

As for the event dates no evidence was found to substantiate some corrections. An effort was made to provide dates in the New Style (Gregorian) although in some particular cases it is not clear whether or not the earthquake dates given in the original documents are in the Old (Julian) or the

New Style. However, we introduced corrections in the origin time for several events. Our estimates of the epicentral coordinates practically do not deviate from those proposed by others who were based on the proximity of the epicenter to the meizoseismal region. More details about the reevaluation of the earthquake parameters can be found in Appendix.

Table 2. Parameters of the Lefkada historical earthquakes; φN and λE are epicentral coordinates, I_m = maximum intensity, M_s = surface-wave magnitude. P and FP denote Papazachos and Papazachou (1997, 2003) and the present paper, respectively.

Date	φN(P)	λE(P)	I_m (P)	I_{m1}-I_{m2}(FP)	M_s(P)	M_{s1}- M_{s2}	M_s(FP)
1577			8.0	?	6.20	?	?
1612 05 26	38.8	20.8	8.0	9.0-10.0	6.50	6.10-6.40	6.25
1613 10 02	38.8	20.8	8.0	9.0-10.0	6.40	6.10-6.40	6.25
1625 06 18	38.8	20.7	9.0	10.0	6.60		6.40
1630 07 02	38.8	20.8	9.0	10.0	6.70		6.40
1704 11 22	38.8	20.7	9.0	10.0	6.30		6.40
1722 06 05	38.7	20.6	8.0	8.0-9.0	6.40	5.90-6.10	6.00
1723 02 22	38.6	20.65	8.0	9.0	6.70		6.10
1769 10 12	38.8	20.6	9.0	10.0	6.70		6.40
1783 03 23	38.71	20.61	10.0	10.0-11.0	6.70	6.40-6.60	6.50
1815	38.8	20.7	8.0	9.0	6.30		6.10
1820 02 21	38.8	20.6	9.0	8.0-9.0	6.40	5.90-6.10	6.00
1825 01 19	38.7	20.6	10.0	9.0-10.0	6.50	6.10-6.40	6.25
1869 12 28	38.85	20.80	10.0	10.0	6.40		6.40

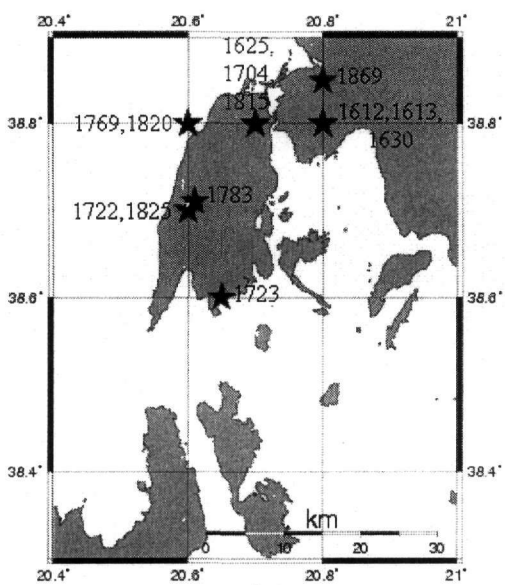


Figure 3. Epicentres of the events listed in Table 2 reported by Papazachos and Papazachou (1997).

5 CONCLUSIONS

Several documentary sources were utilized to recalculate surface-wave magnitude, M_s , for a number of fourteen strong, historical earthquakes occurring in Lefkada from 1577AD to 1869. For most of the events examined only a small number of intensity observation points are available and, therefore, we were unable to calculate magnitudes from empirical formulas that involve perceptibility areas. From a set of twenty-nine earthquakes of M_s ranging from 4.90 to 6.5 and occurring in Lefkada during the instrumental era of seismicity, it was found that data on magnitude and maxi-

mum intensity, I_m , fit well-enough the local relation $M_s = 0.24\ I_m + 3.92$ ($R^2 = 0.734$). The standard error of M_s on I_m is 0.25. From the documentary sources, I_m was reevaluated for each historical event and then the respective magnitude was calculated from relation (1). The revised magnitudes are systematically lower by 0.26 magnitude units on average with respect to those calculated by Papazachos and Papazachou (1997, 2003). They seem, however, to be more realistic since they are closer to magnitudes determined for strong instrumental earthquakes of Lefkada. The results indicate that the methodology applied works and that it could be applied for the calculation of historical earthquake magnitudes by producing local M_s / I_m relations in other regions of Greece.

REFERENCES

Albini, P., 1999. Venetian documents on Earthquakes within and at the western bounders of the Ottoman Empire (17th – 18th centuries). *Proceedings of Symposium on Natural Disasters in the Ottoman Empire, held in Rethymnon, Crete 10-12 January 1997*, 67-88.

Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1999. Unpublished Ottoman information on the seismicity of the Balkans during the period 1500-1800. *Proceedings of Symposium on Natural Disasters in the Ottoman Empire, held in Rethymnon, Crete 10-12 January 1997*, 89-107.

Barbiani, D.G. and Barbiani B.A., 1864. Memoires sur les tremblements de terre dans l' ile de Zante, Presented by A. Perrey in Academic Imperiale des Sciences, 1-112, Dijon.

Comninakis, P.E. and Papazachos, B.B, 1982. A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area: 479B.C. – 1900A.D., *Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki Publ.*, 5, 1-24.

Galanopoulos, A.G., 1950. Die Seismizität der Insel Leukas, *Gerl. Beitr. Geophys.*,63,1-15.

Galanopoulos, A.G., 1952. Die seismizität der Insel Leukas, *Gerl. Beit. . Geophys.*, 62,256-263.

Galanopoulos, A.G., 1955. The Seismic Geography of Greece, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 6, 83-121.

Galanopoulos, A.G., 1981. The earthquake potential of Greece, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 30, 648-724.

Machaeras, K., 1940. *Λευκάς και Λευκάδιοι επί Αγγλικής προστασίας (1810-1864)*, Κέρκυρα, Εταιρεία προς ενίσχυσιν των Επτανησιακών μελετών, 191pp., (*Lefkada and Lefkadii epi Agglikis prostasias, 1810-1864*, Corfu, Edit. Etaeria pros enischisin ton Eptanesiakon meleton , 191pp.)

Machaeras, K., 1951.Η Λευκάδα επί Ενετοκρατίας, 1684-1797, Αθήνα (Lefkada epi Enetokratias1684-1797, Athens.)

Papadopoulos G.A., Karastathis V.K. , Ganas A., Pavlides Sp. , Fokaefs A. and Orfanogiannaki K., (2003). The Lefkada, Ionian Sea (Greece), Shock (Mw 6.2) of 14 August 2003: Evidence for the Characteristic Earthquake from Seismicity and Ground Failures, *Earth, Planets & Space*, 55, 713-718.

Papazachos, B.B, and Comninakis, P.E, 1982. A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area: 1901 – 1980, *Geophys. Lab. Univ. of Thessaloniki Publ.*, 5, 1-24.

Papazachos, B.C. and Papazachou C. B.,1997. *The earthquakes of Greece*, Thessaloniki, Ziti Edit.,304 pp.

Papazachos, B.C. and Papazachou, C. B., 2003. *Οι Σεισμοί της Ελλάδας,* Θεσσαλονίκη, Εκδ. ΖΗΤΗ, 286pp. *(Oi seismoi tis Ellados*, Thessaloniki, Ziti Edit., 286pp.)

Rondogiannis, P., 1995. *Σεισμολόγιον Λευκάδος (1469-1971)*, είς «Επετηρίδα» Εταιρείας Λευκαδικών Μελετών, τόμος Η', σελ 151-205, Αθήνα. (*Seismologion Lefkados (1469-1971)*, in «Epetirida» Etaerias Lefkadikon Meleton, v. H, 151-205, Athens)

Sathas, K., 1867. *Μεσαιωνικό Σεισμολόγιον της Ελλάδος και ιδίως της Κεφαλληνίας και Λευκάδος,* «ΑΙΩΝ», φ. 2222/ 2223, 2225, *(Mesaionikon Seismologion tis Ellados kai idios tis Kefallinias kai Lefkados,* «AION», sh. 2222/2223, 2225.)

Schmidt, F.J., 1875. *Studien über Erdbeben*, Leipzig, Carl Scholtze, 360pp.

Spyropoulos, P.I.,1997. *Χρονικό των σεισμών της Ελλάδας από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα,* Αθήνα – Ιωάννινα, Εκδ. Δωδώνη, 453pp, *(Chroniko ton seismon tis Elladas apo tin archaeotita mechri simera*, Athens – Ioannina, Dodoni Edit., 453 pp.)

Stamatelos, N.I.,1870. Αι δεκατρείς μνημονευόμεναι καταστροφαί της Λευκάδος από το 1612 μέχρι το 1869, *Εφημερίς των Φιλομαθών*, 24 Ιανουαρίου 1870, Αθήνα (Ai dekatreis mnemonevomenai katastrofai tis Lefkados apo to 1612 mechri to 1869, *Efimeris ton Filomathon,* 24 January 1870, Athens).

APPENDIX: REVISION OF EARTHQUAKE EVENTS

1577

According to an Ottoman source, the walls of Ayamavra (Lefkada) castle were shifted because of an earthquake and needed repair (Ambraseys and Finkel, 1999). Based on this information, Pa-

pazachos and Papazachou (2003) assigned an intensity VIII in Lefkada and magnitude 6.2 for the earthquake. However, we do not proceed with intensity and magnitude calculations because the available macroseismic information is inadequate.

Barbiani and Barbiani (1864), Sathas (1867), Stamatelos (1870), Machaeras (1940, 1951), Rondogiannis (1995) and Albini (1999), reproduced local archives and memories describing several earthquake destructions occurring in Lefkada from 1612 to 1869. Little information about the 1869 event has been supplied also by Schmidt (1875). The above texts constitute the main bulk of sources used by us to evaluate seismic intensities. Some of these publications were also reproduced by several authors (e.g. Galanopoulos, 1952, Papazachos and Papazachou, 1989,1997, 2003, Spyropoulos, 1997). The strong earthquakes of 23 June 1741 and 22 July 1767 were considered by some authors as Lefkada earthquakes. However, we did not evaluated them since both had their macroseismic epicenters not in Lefkada but in the island of Cephalonia.

1612 May 26

According to the documentary sources two earthquakes occurred causing great damage to the foundations of houses in many villages (*..." πολλά χωρία εξεθεμελιώθησαν από τόν πάτον, καί εγύρισαν τα θεμέλια άνω κάτω..."*). The shock lasted for 50 or 60 days. Maximum intensity was evaluated as equal either to I_{m1}=9 or to I_{m1}=10, and then from equation (1) we gut magnitudes M_{s1}= 6.1 and M_{s2} = 6.4 respectively. The average (M_s(FP) = 6.25) of $M_{s1}$and M_{s2} was adopted as the most reliable estimate of the earthquake magnitude. The occurrence time of the earthquake should be corrected to 8 a.m.

1613 October 02

The sources indicate that this event was of similar destructive effects with the 1612 one and, therefore, the estimated intensities and magnitudes were again found to be I_{m1}=9, I_{m1}=10, M_{s1} = 6.1, M_{s2}= 6.4, M_s(FP) = 6.25.

1625 June 18

This earthquake caused the collapse of all the houses and shops in Amaxiki, that is in the main town of Lefkada: (*..." έπεσαν η καμάρες όλαις, και εις την Αμαξικήν τα σπίτια όλα και τα μαγαζιά..., και εγύρισαν τα θεμέλιά τους άνω κάτω..."*). Some houses and churches collapsed in the surrounding villages too, like in Tsoukalades. We estimated I_m = 10 and M_s(FP)= 6.4.

1630 July 02

The earthquake destruction caused the death of many people as many houses collapsed in Amaxiki, Kastro and Katouna where the trees were unrooted too. In some villages the earthquake broke down all the houses. We estimated I_m = 10 and M_s(FP) = 6.4.

1704 November 22

A terrible earthquake occurred during the night and the shocks continued for many days. All houses and churches in Amaxiki and Kastro collapsed except St Athanasios' church that was made of wood. Thirteen people died in Amaxiki and three in Kastro. This shock reportedly affected the whole island of Lefkada and the town of St Mavra (Ayamavra) (*..."και εγίνη πολλή και μεγαλωτάτη ζημία εις όλην την νήσον και Αγίαν Μαύραν..."*). We estimated I_m = 10 and M_s(FP) = 6.4.

1722 June 06

Two sequential earthquakes happened and many houses collapsed in Amaxiki, Athani, Damiliani and St. Petros. We estimated I_{m1}=8, I_{m1}=9, M_{s1}= 5.9, M_{s2}= 6.1, M_s(FP)= 6.0.

1723 February 22

The mainshock was preceded by a strong shock on 20th of February. The mainshock caused the collapse of several houses while many others damaged especially in Amaxiki. The place set apart for women in the church of Evagelistria collapsed and the Latin church Pantokrator was pulled down as well. Aftershocks lasted until May of 1723. We estimated I_m = 9 and M_s(FP)= 6.1.

1769 October 12

More than 50% of the houses destructed while the rest suffered serious damage. Great damage was caused to the houses and churches. The east walls of the castle and nearly all churches destructed. Seven people killed. We estimate I_m = 10 and M_s(FP)= 6.4.

1783 March 23

This earthquake was preceded by two strong shocks on the 9th and11th of March. The village of Athani was completely destroyed, while many houses in St. Petros, Dragano, Komelio, Kalamitsi, Damiliani, Exantheia, St. Elias, Englouvi, Syvros and Vournika were pulled down. Large pieces of the mountains were landslided causing additional destruction. Sixty people were killed by the earthquake. The aftershocks continued till August causing additional damage. We estimated I_{m1} =10, I_{m1} =11, M_{s1} = 6.4, M_{s2} = 6.6, M_s(FP) = 6.5.

1815

This strong earthquake caused the collapse of many buildings and death to many people of unidentified number. We suggested I_m = 9 and calculated M_s(FP) = 6.1.

1820 February 21

This earthquake caused the collapse of many houses and churches, while the city walls were harmed and in the central square a subsidence occurred. We estimated I_{m1} =8, I_{m1} =9, M_{s1} = 5.9, M_{s2} = 6.1, M_s(FP) = 6.0.

1825 January 19

The earthquake was great and destructed the town of Lefkada while most of the villages damaged. Only in the town of Lefkada sixty people killed and another eighty injured. Victims were reported from the villages as well. We estimated I_{m1} =9, I_{m1} =10, M_{s1} = 6.1, M_{s2} = 6.4, M_s(FP)= 6.25.

1869 December 28

The town of Lefkada changed to a pile of ruins and only 20 to 25 houses remained undamaged. Fifteen people died. Serious damage was observed in Tsoukalades, Katouna and Apoplaia, while in Karya, Sphakiotes and Exanthia suffered less. We estimated I_m = 10 and M_s(FP) = 6.4.

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

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

APPLICATION OF 3-D VELOCITY MODELS AND RAY TRACING IN DOUBLE DIFFERENCE EARTHQUAKE LOCATION ALGORITHMS: APPLICATION TO THE MYGDONIA BASIN (NORTHERN GREECE)

O.C. Galanis, C.B. Papazachos, P.M. Hatzidimitriou and E.M. Scordilis
Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54006, Thessaloniki, ogalanis@lemnos.geo.auth,gr, costas@lemnos.geo.auth.gr, takis@lemnos.geo.auth.gr, manolis@lemnos.geo.auth.gr

ABSTRACT

In the past years there has been a growing demand for precise earthquake locations for seismotectonic and seismic hazard studies. Recently this has become possible because of the development of sophisticated location algorithms, as well as hardware resources. This is expected to lead to a better insight of seismicity in the near future. A well-known technique, which has been recently used for relocating earthquake data sets is the double difference algorithm. In its original implementation it makes use of a one-dimensional ray tracing routine to calculate seismic wave travel times. We have modified the implementation of the algorithm by incorporating a three-dimensional velocity model and ray tracing in order to relocate a set of earthquakes in the area of the Mygdonia Basin (Northern Greece). This area is covered by a permanent regional network and occasionally by temporary local networks. The velocity structure is very well known, as the Mygdonia Basin has been used as an international test site for seismological studies since 1993, which makes it an appropriate location for evaluating earthquake location algorithms, with the quality of the results depending only on the quality of the data and the algorithm itself. The new earthquake locations reveal details of the area's seismotectonic structure, which are blurred, if not misleading, when resolved by standard (routine) location algorithms.

1 INTRODUCTION

Location is the first step that comes naturally in the study of earthquakes and reliable location is necessary for all kinds of seismological research. Today, as the development of new techniques and the advance of hardware resources allow it, the earthquake location problem is being reviewed. All modern location techniques originate in Geiger's method (Geiger 1912). This is based on first order Taylor series, that is, on the sufficiently valid hypothesis that a perturbation of the source parameters (spatial coordinates and origin time) and the resulting perturbation of the arrival times of seismic waves are linearly related. Geiger's method became of practical interest in the late 1960s and early 1970s, when the use of computers started to spread. The algorithm was then implemented in computer programs, notably HYPOLAYR (Eaton 1969) and HYPO71 (Lee & Lahr 1972).

A major development in earthquake location was the introduction of the double-difference algorithm (Waldhauser & Ellsworth 2000), which is also based on Geiger's algorithm but instead of using perturbations of arrival times (i.e. the difference between expected and observed arrival times), it employs the difference of the perturbations in arrival times from two events which occurred close to each other in space. The notion of the difference between events of the difference between expected and observed arrival times gave the name to the double-difference algorithm. It must be noted that developments towards relative earthquake location already existed before (Fréchet 1985, Got et al. 1994), however the double-difference algorithm is superior for a number of reasons: a) it uses all the data available, i.e. all pairs of earthquakes that are close enough to each other and have common phase arrivals, b) it is capable of combining phase picks made by analysts together with time-lag information calculated by waveform cross-correlation and finally, c) it is implemented in a freely distributed computer program, named hypoDD (Waldhauser 2001).

Our modification to this algorithm is the incorporation of a three-dimensional ray tracing routine. The original program by Waldhauser (2001) assumes a layered velocity model, with a constant compressional and longitudinal wave velocity for each layer and a constant longitudinal to compressional wave velocity ratio. Although of practical use, such a ray-tracing technique is too restrictive and too different from the actual situation.

The main reason for incorporating a three-dimensional ray-tracing module to the program is not to add to the precision of the earthquake location, but more importantly, to take a step towards the use of double-difference techniques in seismic tomography. A similar approach has been proposed by Monteiller (2003) and Monteiller et al. (2003).

The area where the algorithm was tested is the Mygdonia basin, which is located in Northern Greece in the region of Central Macedonia (fig.1-left). Its bedrock is formed of Mesozoic, Paleozoic and Precambrian metamorphic rocks of the Serbomacedonian Massif and the Permian-Triassic and Jurassic low-grade metamorphic series of the Circum-Rhodope belt. To the west of the Basin lay the Mesozoic ophiolites of the Axios (Vardar) zone (Mountrakis 1985). The basin was formed in two stages (Psilovikos & Sotiriadis 1983). The first stage, in which large scale grabens were formed, took place during Miocene, Pliocene and Villafranchian, forming continental deposits with a thickness of 350m (pre-Mygdonian system). The second stage, in which smaller basins were formed, started before the end of the Villafranchian and continued during the Quaternary. The deposits of this stage have a thickness which varies from 50m to 160m.

The current seismotectonic setting of the region is also shown in figure 1 (right) (Mountrakis et al. 2003). The basin is bounded by normal faults with a direction, which varies from NW-SE to E-W. The stress field estimated by both neotectonic and seismological methods is also shown in the same figure, where the T axis has a mean direction of N-S, which spatially varies quite rapidly along the basin. Earthquakes with a magnitude of at least M=6.5 have been recorded in the Mygdonia Basin area. The most well-studied one is the earthquake of June 20th, 1978 (40.8°N, 23.2°E, M_S=6.5, I_{max}=VIII+ Stivos, Papazachos et al. 1979), which caused casualties and damage in the city of Thessaloniki. The distribution of the epicenters of recorded earthquakes for the period 1981-2003 is shown in figure 2 (right).

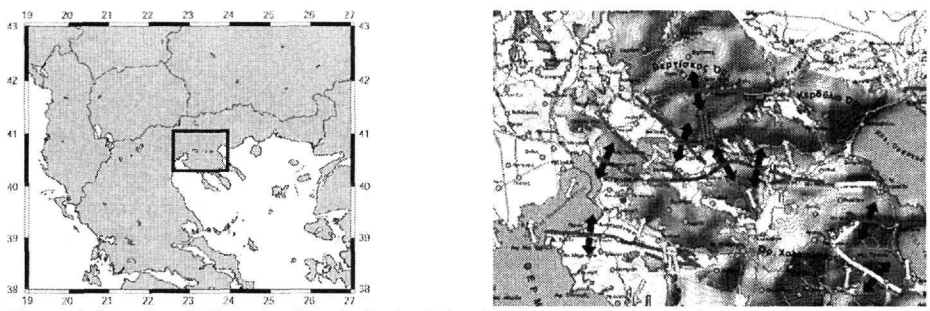


Figure 1. Location (left) and seismotectonic status (right) of the Mygdonia basin region. Lines denote seismic faults, active faults and possible active faults. Black arrows are representative T axes, estimated from fault geometry and kinematics. Gray arrows are T axes calculated by the mean focal mechanisms of earthquakes.

2 ARRIVAL DATA AND 3-D VELOCITY MODEL

The arrival time data used in the present study were extracted from the database of the permanent seismological network of the Geophysical Laboratory of the University of Thessaloniki. Only the eight stations located closest to the Mygdonia Basin (Fig. 2, left) were used for the location. The earthquake bulletin of the network (1995-2003) and HYPO71-formatted phase files (1981-1994) were checked for errors and inconsistencies in a semi-automatic manner. Data were corrected whenever possible, otherwise were discarded and only P and S wave first arrivals were considered. Finally, the arrival information was converted to the hypoDD format. For the 3-D velocity model the one calculated by Papazachos (1998) was adopted, which has a horizontal resolution of 10×10km and a vertical resolution of 2km, extending at an area of 260×240×40km. A three dimensional visualization of this model is shown in figure 3a.

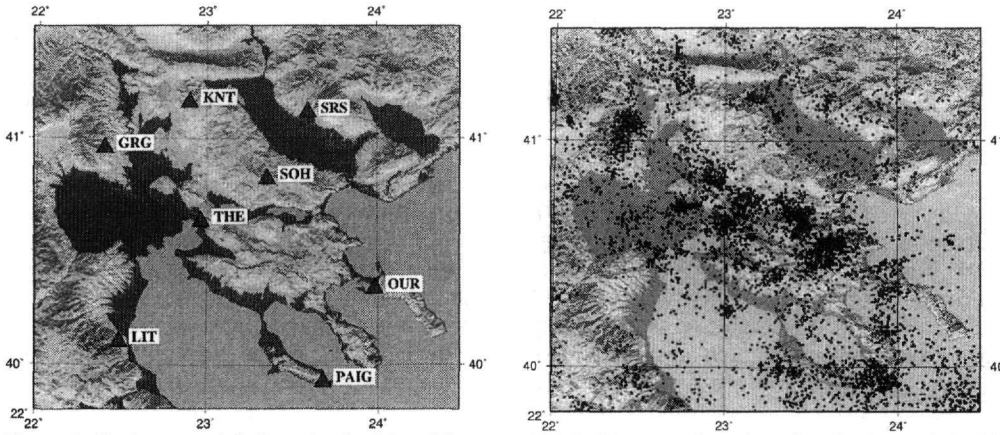


Figure 2. Stations used (left) and seismicity of the area (right). All reported earthquakes for the period 1981-2003 are shown.

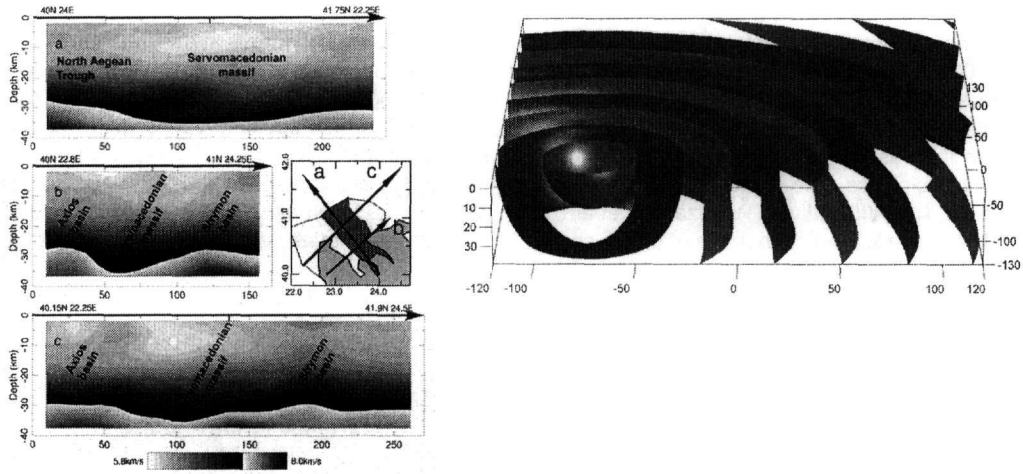


Figure 3. a) Visualization of the three dimensional P-wave velocity model used for the location of earthquakes (Papazachos, 1998). b) Travel time field for one of the stations used in this study visualized as surfaces of equal traveltime to the station.

3 METHOD

The 3D ray tracing employed involves a two-step process. In the first step, the ray path is calculated as the shortest path on a regular grid, using Dijkstra's algorithm for weighted graphs (Moser 1991). This algorithm takes as input a graph (i.e. a set of nods connected by edges), with a positive weight assigned to each edge. In the case of ray tracing this weight is the travel time from one nod to the next, taking into account the mean slowness between the two nods. The algorithm calculates the shortest path (the path with the minimum sum of weights from the source nod to each of the other nods). If the nods are dense enough and edges starting from each nod cover all directions, then this model sufficiently simulates the minimum travel time path. The resulting ray path produced by the first step is a first approximation of the real ray path and generally it is sufficiently close to the global travel time minimum. The second step is then performed so as to bend the ray until it reaches this "true" global travel-time minimum. This is achieved by a minimization technique based on the conjugate gradients method (Moser et al. 1992, Snieder & Sambridge 1992).

Using this methodology for ray tracing, we have calculated the travel time field in the volume covering the velocity model, over a regular grid. The results (the travel time and its three spatial de-

rivatives) were stored in a binary file, using the same spacing as the velocity model (10X10X2km). This calculation was repeated for every station, being the most time-consuming part of the data processing. A typical travel time field for a station is shown in figure 3b.

The double difference earthquake location algorithm is described in Waldhauser & Ellsworth (2000). It is based on Geiger's method, where the system to be solved is (Aki & Richards 1980)

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} \tag{1}$$

where the unknown, $\mathbf{m}$, is the perturbation to the initial model $\hat{\mathbf{a}}$, that will produce the true model $\mathbf{a}^0$

$$m_j = a_j^0 - \hat{a}_j \tag{2}$$

a_j (j=1...4) are the source parameters; spatial coordinates x,y,z, or origin time τ, $\mathbf{d}$ is the vector of observations, that is, observed travel time minus expected travel time (or, equivalently, observed arrival time minus expected arrival time).

$$d_i = t_i - T_i(\mathbf{a}) \tag{3}$$

and finally G is a matrix, the elements of which denote what effect the jth source parameter has to the ith observation

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial a_j}(\mathbf{a}) \tag{4}$$

which is equal to the spatial derivatives of travel time, in the case of the three spatial source parameters, or equal to unity, in the case of origin time. The double-difference earthquake location algorithm, subtracts equations that correspond to couples of earthquakes for which the difference in arrival time differences is known. This leads to a system of equations, similar to (1) with a new meaning for the unknowns and the data. $\mathbf{m}$ is still the perturbation to the initial model $\hat{\mathbf{a}}$, that will produce the true model $\mathbf{a}^0$ (equation 2) but with j = 1...4N, where N is the number of earthquakes being located. $\mathbf{d}$ is, still, the vector of observations, however now by observation we mean the double difference:

$$d_i^{kl} = \left(t_i^k - T_i^k(\mathbf{a})\right) - \left(t_i^l - T_i^l(\mathbf{a})\right) \tag{5}$$

where d_i^{kl} is observation i which involves events k and l, and t_i^k, T_i^k are observed and theoretical travel times for the event k. The matrix $\mathbf{G}$ is modified to fit the new problem:

$$G_{ij}^k = \frac{\partial d_i^k}{\partial a_j^k}(\mathbf{a}) \tag{6}$$

where d_i^k is observation i which involves event k and a_j^k is source parameter j of the same event k.

4 APPLICATION

To calculate the earthquake locations, equation (1) is solved iteratively. In the initial iteration the vector $\mathbf{m}$ is filled in by values taken from the earthquake catalogue. Vector $\mathbf{d}$ is constructed with the help of an auxiliary program that comes with hypoDD that takes as input a list of earthquakes with their P and S wave first arrivals and extracts all travel time differences for couples of events that conform to a number of criteria. These criteria are the distance between the two events, the distance between event pair and station and the common phases between the two events. Also the user can (and must) restrain the number of pairs used, by setting a limit on how many other events can each event be linked to, otherwise the system of equations will be too large, without containing additional information. The theoretical traveltimes needed for the calculation of the double difference are retrieved from the pre-calculated travel time field (on the regular grid) by simple interpolation. Similarly, the elements of the matrix $\mathbf{G}$ are retrieved from the same field. After each iteration, the elements of $\mathbf{G}$, $\mathbf{m}$ and $\mathbf{d}$ are updated, according to the new source parameters calculated.

During the progress of iterations, earthquakes can be "lost" for a number of reasons. First of all, an earthquake may not be sufficiently connected to neighboring earthquakes to allow its relocation. Another reason is that an earthquake has shifted to a position outside the 3D velocity model. Finally an earthquake may lose connectedness with other earthquakes because some of them were lost in previous iterations or because their new distance is too large. As a result, only a percentage of the

earthquakes present in the original catalogue are relocated. This percentage depends mainly on the quality of the data.

Equation (1) can be solved using either Singular Value Decomposition (SVD) or a sparse-matrix conjugate gradient method such as LSQR (Paige & Saunders 1982). LSQR is much faster for large sparse matrices (such as system 1), however only provides the solution and a rough estimation of the error. As LSQR provides no information on the singular values of the coefficient matrix, the conditioning of the system is ensured by applying a damping factor λ, to system (1) by solving:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{G} \\ \hline \lambda\mathbf{I} \end{bmatrix} \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ \hline \mathbf{0} \end{bmatrix} \tag{7}$$

In theory λ should be equal to σ_d/σ_m (Franklin, 1970), where σ denotes standard deviation. As LSQR provides no reliable information on this, we followed Waldhauser (2001) and used an empirical rule to specify an appropriate damping factor. Thus, in each case we used a damping factor which resulted in a condition number of 40 to 80. Tests showed that the damping factor does not affect the results significantly, provided that the condition number of equation (7) is in this range.

5 RESULTS

The same set of earthquakes was relocated in three different ways. At first we relocated this set of earthquakes using a 1D velocity model and the new three-dimensional ray-tracing module, to test its reliability. The results, for the earthquakes that were finally relocated are shown in figure 5 (A). It must be noted that only earthquakes that were successfully relocated are shown, so these maps may not reflect the true distribution of seismicity, however most of its main features are visible. Then we relocated the same set of earthquakes using the 3D velocity model (fig. 5B). The results are consistent and relatively small differences in epicenter locations can be attributed to the difference between the 1D and 3D velocity models.

In order to achieve numerical stability, the original algorithm allows the user to divide the list of earthquakes into clusters, based on a minimum number of links (common phases) among events. This pre-processing ensures that in the system of the equations, all subsets of equations will have a minimum number of unknowns in common. In the third and final step we have relocated the earthquakes, after clustering them, using a minimum number of 8 links for the clustering. This resulted in 430 clusters, the largest of which included 428 events (before relocation) and 639 isolated events. We have relocated the 50 clusters, which included the largest number of events, with the smallest clusters including 6 events. The results are shown in figure 5(C), where in addition to the events that the algorithm failed to relocate, small clusters and isolated events are also not presented.

In figure 6 the central part of the Mygdonia basin is shown in detail. The visual inspection shows that the modified double-difference algorithm has improved the locations by both producing more linear distributions of seismicity (delineating active faults) and "migrating" epicenters to their (presumably) correct position due to the use of a 3D velocity model. A very clear delineation of the Arnaia 1995 sequence is found in figure 6(B), compared to the rather diffuse distribution of figure 6(A). Similar changes are observed for the Asvestochori seismicity close to Thessaloniki, the recent sequence south of Thermi, the seismicity in the Langadas lake area and the activation of the Ag.Athanasios area to the NW of Thessaloniki. A less clear delineation is observed for the Volvi area events. It should be pointed out that the "migration" of epicenters due to the use of a 3D model varies spatially, demonstrating the usefulness of its use for accurate absolute and not only relative relocations. However, it must be emphasized that this improvement only concerns the percentage of earthquakes that were successfully relocated and which must have been sufficiently well located in the first place. To evaluate the usefulness of the relocation process in determining the features of the spatial distribution of earthquakes, the results should be compared to the catalogue locations shown in figure 2.

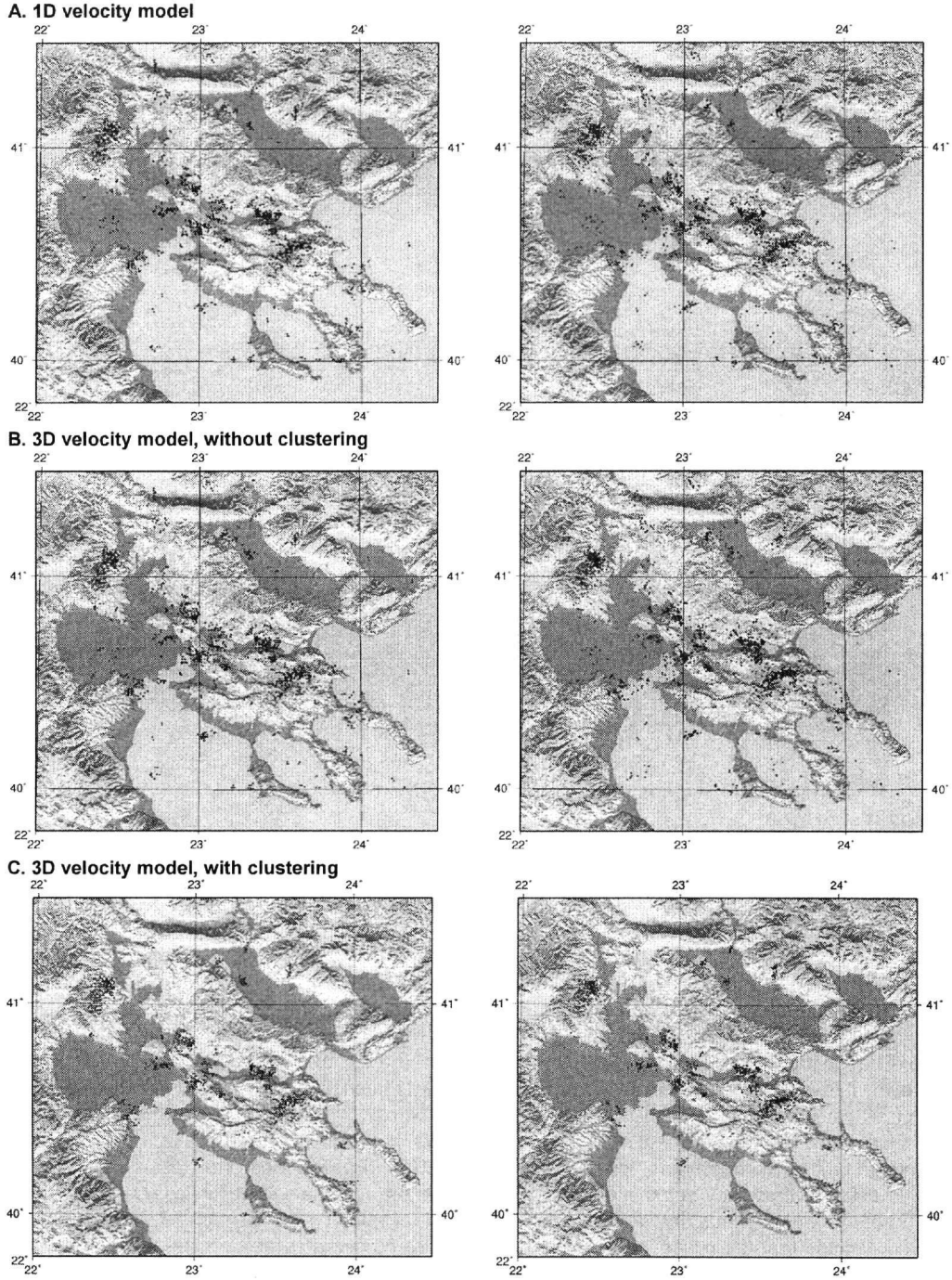


Figure 5. Comparison of the original catalogue locations with the revised relocations. In the top row (A) the results of relocation using a 1D velocity model are shown. In the middle row (B), the results of relocation using the 3D velocity model, without any clustering are presented. Finally, in the bottom row (C), the results of relocation for the 50 clusters which contained the largest number of events, using the 3D velocity model are shown.

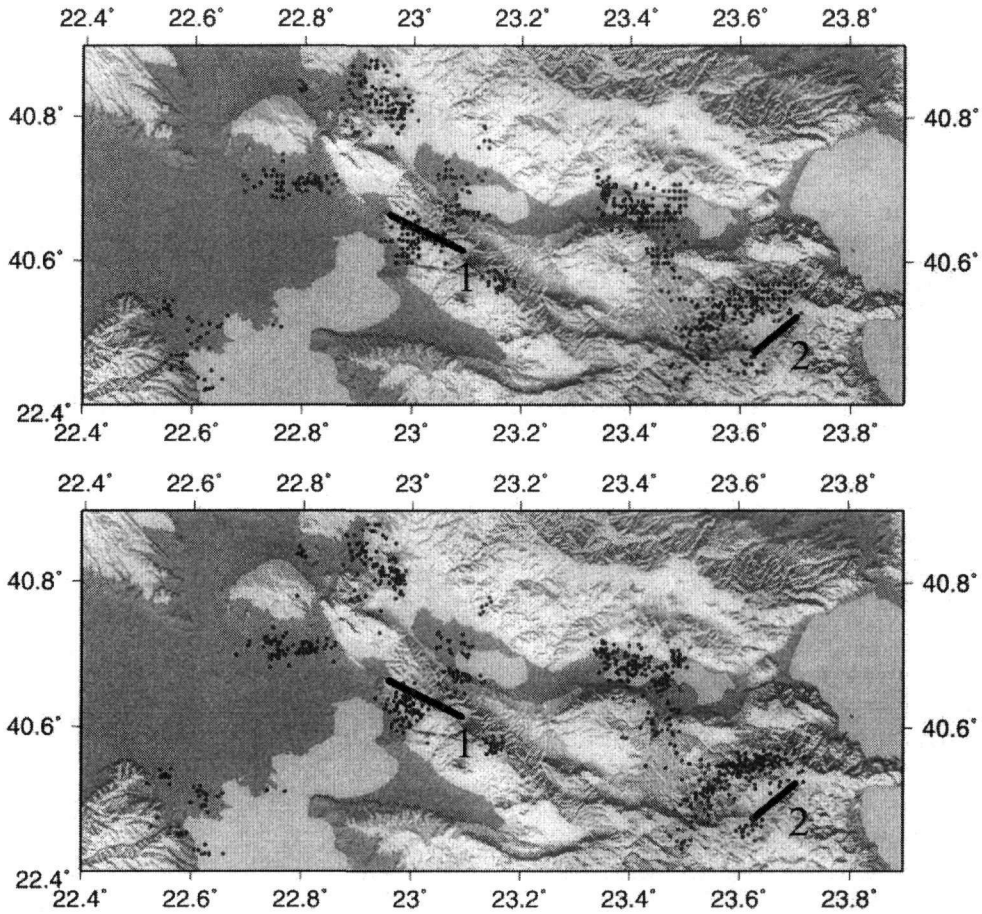


Figure 6. Comparison of the original catalogue locations with the revised relocations for the Mygdonia Basin. On the top the original catalogue locations are presented, while in the bottom figure the revised relocations using the modified double difference algorithm are shown. The positions of the faults of Asvestochori and Arnea are denoted by lines 1 and 2 respectively.

To evaluate the effect of the relocation on the depth distribution of earthquakes, six profiles were drawn and studied across the broader Mygdonia basin area (Fig. 7). In every case the relocated events show more recognizable faulting patterns, especially along some faults (A, B, C, F). In several cases the normal faults that dominate the study area exhibit a near-vertical dip (A, B, E, F). However, this is not always the case, as is seen by the impressive depth-section of the Asvestochori fault seismicity (fig.7C), which clearly dips under the city of Thessaloniki at depths between 2 and 8 km, with a dip angle of ~50-55°. These results are in excellent agreement with the 1999 Asvestochori fault sequence presented in the same figure from Papazachos et al. (2000), which was located using a temporary deployment (solid triangles at the right-hand side of fig. 7C). The excellent agreement of the fault characteristics as these are revealed by the permanent and temporary network verifies that the proposed approach can achieve comparable accuracies between the regional network and temporary-local deployments.

The Ag. Athanassios seismicity shows a near vertical fault (fig.7A), slightly dipping to the south. The main Arnaia fault zone (fig.7F) also dips steeply to the south, while the recent Thermi sequence extends between 2 and 12 km, steeply dipping to the north. It is interesting to notice that the Volvi seismicity (fig.7E) shows a more complicated pattern, probably due to the activation of several neighboring faults.

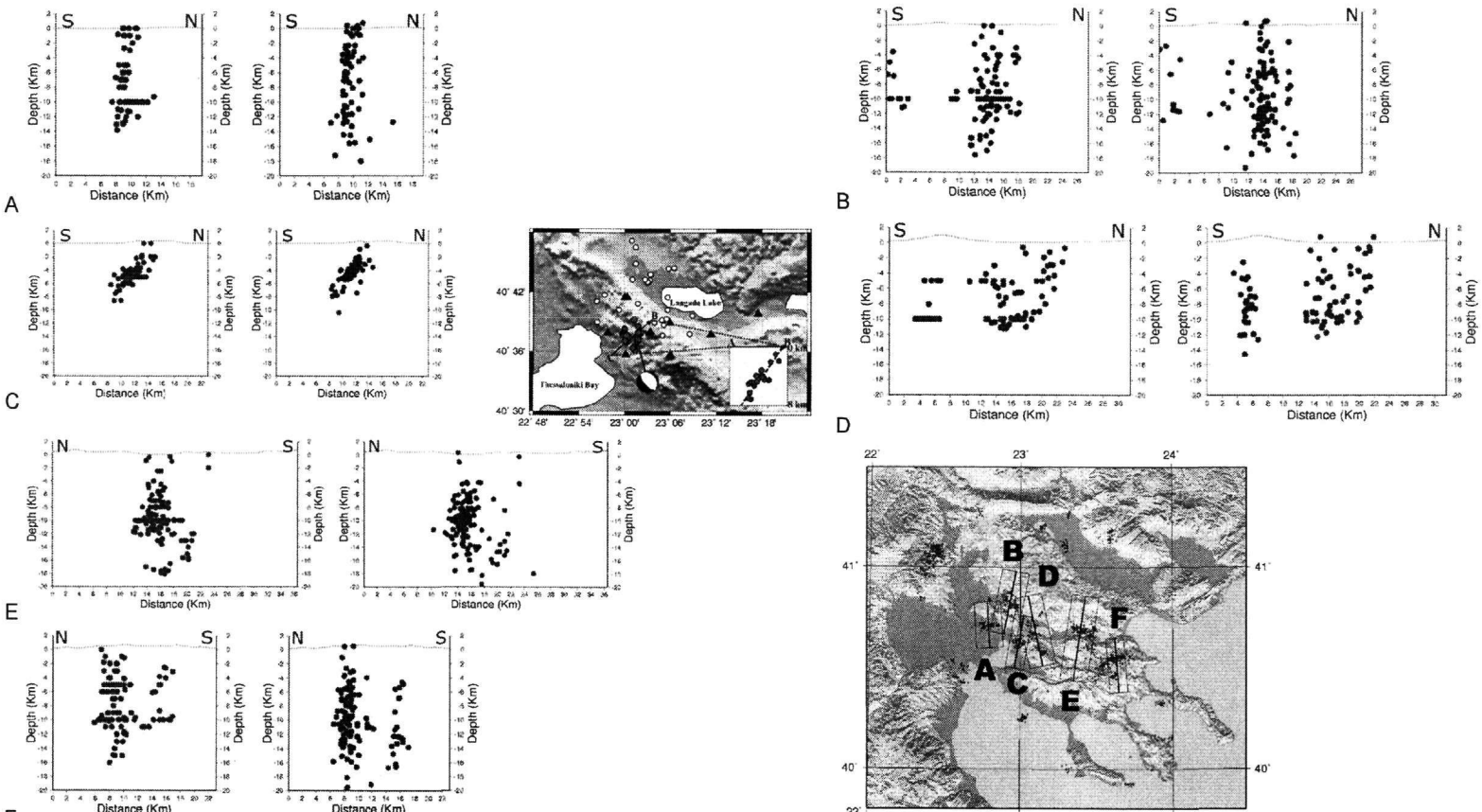


Figure 7. Comparison of some images of the vertical distribution of relocated events with the original catalog locations. The exact location of each profile is shown in the inset map For each cross-section the original catalog locations are shown on the left and the reviewed locations on the right.

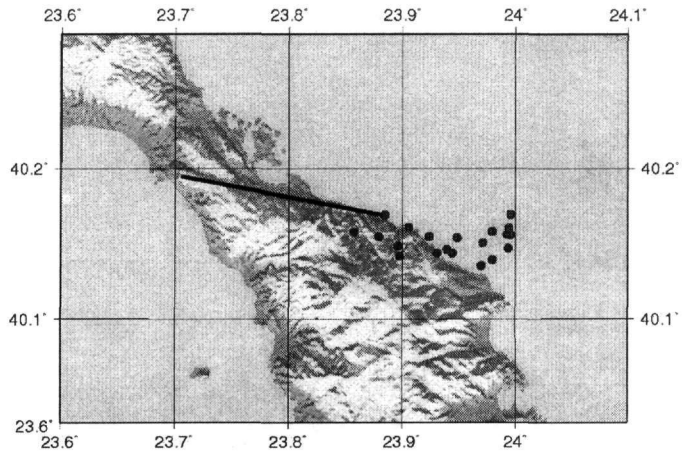


Figure 8. Extension of the Vourvourou neotectonic fault towards the east, as is delineated by the relocated seismicity using the 3D model double-difference technique.

Except for the Mygdonia basin area, interesting results are also obtained for all faults of the broader Mygdonia basin area, such as the Griva 1990 fault seismicity (NW cluster in figure 5). An interesting continuation of the observed Vourvourou neotectonic fault is seen in figure 8, where the eastern section of the fault clearly continues in the sea towards the east. Such results further confirm the usefulness of relative relocation using double-difference in a 3D velocity model for identification of active faults and their correlation with independent (e.g. neotectonic) information.

6 CONCLUSIONS

The results obtained in the present work demonstrate that 3D ray tracing can be efficiently incorporated in relative location algorithms, resulting in more accurate both relative and absolute locations. The proposed modification can expand the application of double-difference algorithms in seismic tomography. The method has been successfully applied in the Mygdonia basin area, allowing the better description of the geometrical characteristics of several active faults, including the Asvestochori fault close to the city of Thessaloniki, in very good agreement with previous studies for this fault (e.g. Papazachos et al., 2000). Further improvement of the results can be obtained by using time lags from waveform cross-correlation, as the relative difference in traveltime is exactly what is needed for the double difference algorithms, Another way to improve the results would be to use better-located hypocenters as a starting point, for example by performing a preliminary relocation of the events using station corrections. The applied method is currently under revision and is going to be further improved and fine-tuned in the future by the incorporation of additional tomographic terms in equation (1).

ACKNOWLEDGEMENTS

The GMT software (Wessel and Smith, 1995) was used to generate most of the maps of this study. This work has been partially supported by the EC EuroSeisRisk (Res. Comm. AUTH project 20242) and the Greek Ministry of Education HERACLITUS (EPEAEK) (Res. Comm. AUTH project 21761) projects.

REFERENCES

Aki, K. and Richards, P.G., 1980, Quantitative Seismology, vol. II, W.H. Freeman and Company, 932pp.

Eaton, J. P., 1969, HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space, U.S. Geological Survey Open-File Report, 155 p.

Franklin, J.N., 1970. Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems, J. Math. Anal. Appl., 31, 682-716.

Fréchet, J., 1985, Seismogenesis and seismic doublets, Ph.D. thesis, Scientific and Medical University of Grenoble, 206p. (in French).

Geiger, L., 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, (translated from Geiger's 1910 German article) Bulletin of St. Louis University, 8 (1), p. 56-71.

Got, J.-L., Fréchet, J., and Klein, F.W., 1994, Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, J. Geophys. R., 99, 15375-15386.

Lee, W. H. K., and Lahr, J. A., 1972, HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey Open-File Report, 100 p.

Monteiller, V., 2003, High Resolution Tomography with the aid of seismic multiplets, Ph.D. thesis, Joseph Fourier University, Grenoble (in French).

Monteiller, V., Got, J.-L., Virieux, J. and Okubo, P.G., 2003, Double Difference Tomography of Kilauea Volcano, Hawaii, Geophysical Research Abstracts, 5, 05974.

Moser, T.J., 1991, Shortest path calculation of seismic rays, Geophysics, 56, 59-67.

Moser, T.J., Nolet, G., Snieder, R., 1992, Ray Bending Revisited, Bulletin of the Seismological Society of America, 82, 259-288.

Mountrakis, D.M., 1985, Geology of Greece, University Studio Press, Thessaloniki, 208 pp. (in Greek)

Mountrakis, D., Kilias, A., Tranos, M., Thomaidou, E., Papazachos, C., Karakaisis, G., Skordilis, E., Hatzidimitriou, P., Papadimitriou, E., Vargemezis, G., Aidona, E., Karagianni, E., Vamvakaris, D. and Skarlatoudis, A., 2003, Determination of the characteristics and the seismotectonic behavior of the main seismic-active faults of the Northern Greece Area with the use of neotectonic and seismic data, Earthquake Planning and Protection Organization (OASP). (in Greek)

Paige, C.C. and Saunders, M.A., 1982, LSQR – an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, ACM Transactions on Mathematical Software, 8, 43-71.

Papazachos, B., 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, Greece. Tectonophysics 53, 171-183.

Papazachos, C., 1998, Crustal P- and S-velocity structure of the Serbomacedonian Massif (Northern Greece) obtained by non-linear inversion of traveltimes, Geophys. J. Int., 134, 25-39.

Papazachos, C., Soupios, 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. XXVII ESC General Assembly, Lisbon, 10-15 September, 221-225.

Psilovikos, A and Sotiriadis, L., 1983, The neotectonic graben complex of the Sevomacedonian massif at the area of Promygdonia basin, in northern Greece, Clausthaler Geologische Abhandlungen, 44, 21-53.

Snieder, R. and Sambridge, M., 1992, Ray perturbation theory for traveltimes and ray paths in three-dimensional heterogeneous media, Geophysical Journal International, 109, 294-322.

Waldhauser, F., 2001, hypoDD – A program to compute double-difference hypocenter locations, U.S. Geol. Survey Open File Report 01-113, 25pp.

Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L., 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368.

Wessel, P. & Smith, W. 1995. New version of the Generic Mapping Tools. EOS Trans. Amer. Geophys. U., 76:329.

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

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

A TOOL FOR COLLECTING, QUERYING AND MINING MACROSEISMIC DATA

Kalogeras I. S.[1], Marketos G.[2], and Theodoridis Y.[2]

[1] *Geodynamic Institute, National Observatory of Athens, P.O.Box 20048, 11810 Athens, Greece, i.kalog@gein.noa.gr*

[2] *Department of Informatics, University of Piraeus, 18534 Piraeus, Greece, ytheod@unipi.gr*

ABSTRACT

SEISMO-SURFER is a tool for collecting, querying and mining seismic data being developed in Java programming language using Oracle database system. The objective is to combine recent research trends and results in the fields of spatial and spatio-temporal databases, data warehouses and data mining, as well as well established visualization techniques for geographical information. The database of the tool is automatically updated from remote sources while existing possibilities allow the querying on different earthquakes parameters, the analysis of the data for extraction of useful information and the graphical representation of the results via maps, charts etc.

In the present work, we extend SEISMO-SURFER to include macroseismic data collected by the Geodynamic Institute and filled in a relative database. More specifically, the seismic parameters of the strong earthquakes, stored into the SEISMO-SURFER database, are linked to the macroseismic intensities observed at different sites. Administrative information for each site, local surface geology, tectonic lines, damage photographs and detailed descriptions from newspapers are also included.

University of Piraeus and Geodynamic Institute are working together to continuously update and develop SEISMO-SURFER, concerning the data included, the variety of parameters stored and the mining algorithms supported for exploiting knowledge.

1 INTRODUCTION

Aiming to develop a prototype software in order to combine recent research trends and results within the areas of spatial and spatio-temporal databases, data warehouses and extraction of new knowledge from large databases (data mining), lead to the development of the SEISMO-SURFER tool (Theodoridis 2003). SEISMO-SURFER is an example of cooperation between scientists of Informatics (especially those who involved in the information and knowledge management) and of Geophysics.

As seismological data are multidimensional, they need to be stored and recovered by special techniques, more complex compared to those used for the traditional alphanumerical data. Under this point of view, spatial entities referred to temporal periods or temporal moments referred to layers of geographical information are under investigation within the frame of Database Management Systems. Furthermore data warehouse techniques are used in order to unify different sources of seismological data (available through Internet, for example). A user might ask information about the most destructive earthquakes in Europe during the last 20 years, or to limit his/her question in Greece only (drill-down operation) or to extent it world widely (roll-up operation). On the other hand, different layers of thematic information can be included, like geological maps, tectonic maps, population maps etc, in order for the user to search for possible relations between the grade of damage and the epicentral distance or the distance of the damaged cities from the seismogenic fault, or between the damage and the dominant geology etc.

From the above mentioned simple examples, SEISMO-SURFER can be useful to a wide range of users, including scientists of Informatics and Seismology, government officers, even students and simple citizens. Under this point of view the tool should be continuously updated and improved con-

cerning the records, the parameters included, the data-mining techniques and the visualization techniques supported.

2 ARCHITECTURE AND OPERATION OF THE TOOL

The system architecture is illustrated in Figure 1. A number of filters "clean" and homogenize the data (concerning mainly the double entries), which are available from the remote sources and Data Load Manager loads the so resulted data in the Local Database. Users interact with the database via the Query Manager. The Data Mining Module applies knowledge discovery techniques on stored data. Querying and data mining results are presented in graphical mode (maps, charts, etc.) via the Visualization Manager.

The operation of the SEISMO-SURFER tool is classified as follows:

1. *Remote data sources management*: The local database is automatically updated using up-to-date information found in remote sources. In the current implementation phase, two sources are linked in the system: one for phenomena in Greece (source: Geodynamic Institute) and one world-wide (source: US Geological Survey). As an indication, all earthquakes above 4 Richter occurred in Greece since 1964 have been integrated in the SEISMO-SURFER database by using the web site of the Geodynamic Institute, while the catalogue of Comninakis and Papazachos (1986) is used for the integration of the earthquakes in Greece for the period 1901 - 1963.

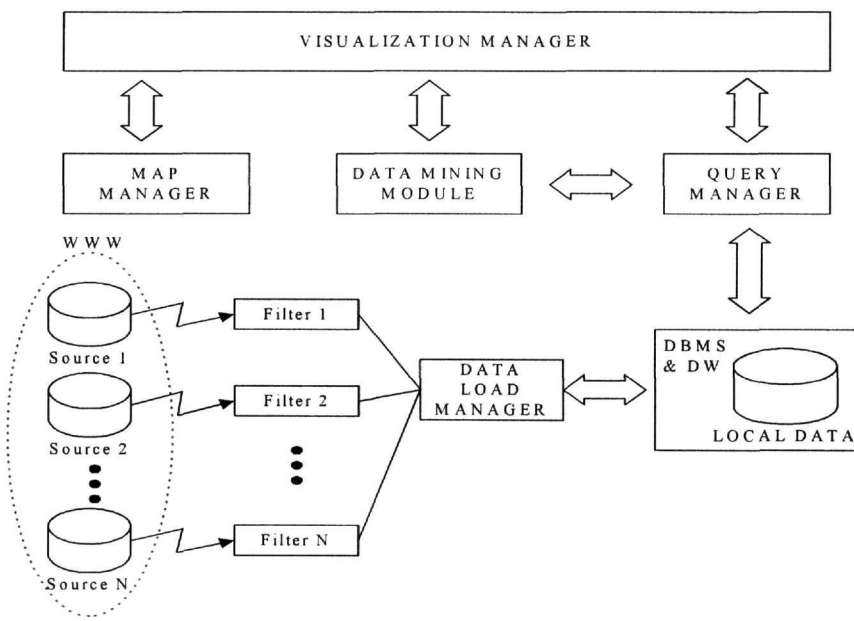


Figure 1. The SEISMO-SURFER architecture.

2. *Querying on seismic parameters of earthquakes:* For example, one could ask about epicenters of earthquakes in distance no more than 50km from Athens, the nearest epicenter with respect to a given point on the map, highly populated cities located close to strong earthquakes etc. (Figure 2).

3. *Data Warehouse operations:* Due to the potentially huge amount of information related to earthquake phenomena, summary data views could equally address user needs. Implementing SEISMO-SURFER as a data warehouse offers the possibility to store locally summary information only (e.g. total number of shocks, average magnitude), at different levels of detail in spatial (country, continent etc.) and/or temporal dimension (month, year, century etc.). Should the details of a single event be asked for retrieval, the remote data sources would be visited.

4. *Data mining operations:* Finding clusters of information (e.g. shocks occurred closely in space and/or time) or classifying phenomena with respect to area and epicenter could be useful tools for earthquake data analysis. Spatial and time-series data mining provide a variety of techniques towards this goal.
5. *Detecting phenomena semantics:* Examples include the characterization of the main shock and possible intensive aftershocks in shock sequences, using pattern finding techniques, the similarity of shock sequences, according to a similarity measure specified by the domain expert, etc.

3 PRESENT SITUATION

SEISMO-SURFER has been developed under Java language with the database running under Oracle environment, aiming to support the possibility for the tool to be web-based, to support different geographical coordination systems, to support spatial querying using specific indexes in order for the searching time to be reduced and to improve data mining– already prepared algorithms can be embedded after small modifications.

Spatial and spatio-temporal queries have been incorporated using the R-tree indexing technique provided by Oracle, including the range query (find the epicenters within an area), the distance query (find the epicenters within distance x from a specific point on the map), the nearest neighbor query (epicenters closest to a point on the map) and the closest pair query (epicenters closest to highly populated cities of Greece). Figure 2. is a mixture of spatio-temporal query screenshots.

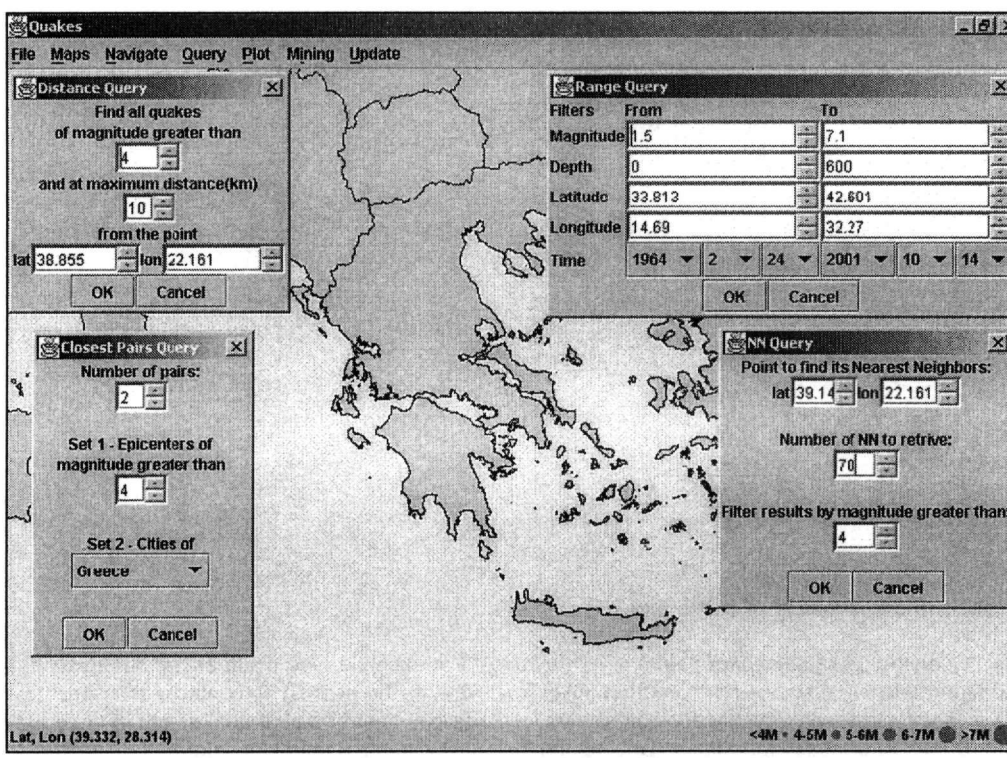


Figure 2. SEISMO-SURFER screenshots for spatio-temporal queries.

For data clustering the popular k-means algorithm has been incorporated using as parameter the number of clusters to be produced. Currently, clustering is based on spatial information only (epicenters).

The tool also includes visualization features like maps, plots and GUI tools that assist the user to the query formulation process and allow viewing the selected or analyzed data in a number of different ways.

4 MACROSEISMIC OBSERVATIONS

Geodynamic Institute collects and evaluates macroseismic observation for more than 100 years. The observation is published in the monthly bulletins and in such a way is distributed to the scientific community, comprising the primary material for research studies. During the last years, within the frame of various research projects, Geodynamic Institute updated the whole procedure of macroseismic observation management. More specifically:

The questionnaire has been improved, including more detailed description of damage in order for the user to be helped answering. These changes did not affect the grading according to the intensity scale used till now (Modified Mercalli, MM). Each answer has its own code number, so the answers can be introduced to statistical analysis. The questionnaire is included in the G.I. web site, in order for anybody to answer if and how he felt the earthquake and if and what damage he observed.

The questionnaire-mailing-procedure, as well as the management of the answers, are handled by a database of macroseismic observations, originally developed under MsAccess environment. The database includes three main tables with one-to-many relationships: Table SITE includes the administrative information of the municipalities and communities gathered after "Kapodistrias" law for local authorities and the recent inventory of the Hellenic Statistical Service, like the name of the municipality, the prefecture, the population, the mail and electronic address, phone numbers, as well as coordinates and the dominant surface geology (IGME maps, 1:50000). Each record has its own unique code number. The spatial distribution of the sites to which the questionnaire has been sent after the strong earthquake (according to criteria concerning the spatial distribution, the population and the epicentral distance) can be checked. Table QUAKE includes the seismic parameters of the earthquakes within the area 33°N - 42°N and 19°E - 29°E having a magnitude $M_s \geq 5.5$ occurred during the period 1900 – today. The table is updated continuously with the new strong earthquakes. Each record has its own code number, while a column is dedicated to a notification about the existence or not of macroseismic observation. Table EFFECT includes the macroseismic intensity observed at each site for the different earthquakes. Other data included here are the epicentral and hypocentral distance and the azimuth (the angle between the site-epicenter line and the line of north. Each observation is characterized by the combination of the site code and the earthquake code. An auxiliary table named INFO includes photographs, descriptions, references about the damage and the earthquakes.

The fore mentioned database has been incorporated to SEISMO-SURFER with small modification of the field names and some additional informative columns. For example the addition of tables FLINN and FLINN_RECTANGLE, which are related to the tables SITE and QUAKE, assists on the geographical representation of the affected sites using the Flinn & Engdahl geographical terminology (Young *et al.*, 1996), while the addition of table COUNTRY will be used in the future to import macroseismic observation from neighboring countries (Greek earthquakes which might affect sites of Turkey, Bulgaria, FYROM or Albania) or even from other countries. Moreover table FAULTS includes details about the focal mechanism of the earthquakes (characterization of the seismogenic fault, the strike, the slip and the rake of the planes etc.), as well as the name of the seismogenic fault (ex. Servia fault), all these taken from bibliography (ex. Kiratzi and Louvari, 2003), which is also included. The Entity-Relationship diagram of figure 3 illustrates the entities included in SEISMO-SURFER and their relationships, on which the tables of Oracle relational database are based.

The integration of the macroseismic information in the SEISMO-SURFER makes the tool to be more complete and gives the advantage to the user to extract new knowledge by using its techniques taking into account greater variety of data, connected with more complicated relationships. For example, a question like "find the closest-to-a-point sites having an intensity greater than VIII and give the results together with the focal mechanism of the earthquakes, the distance and the azimuth between the sites and the epicenters, as well as the local geology" can be applied in order for the user to conclude to any possible relationship.

5 PROSPECTS AND CONCLUSIONS

In the present work the architecture and the operation of the SEISMO-SURFER is described with emphasis in the collection, management and analysis of the macroseismic data. Indicative results of this analysis are also mentioned by using knowledge-extraction techniques.

Taking into account the continuous seismological -and macroseismic – data collection by the Geodynamic Institute, as well as the comparison between the SEISMO-SURFER and other relative tools (Han *et al.,* 1997; Andrienko and Andrienko, 1999; Kretschmer and Roccatagliata, 2000) the future steps for the SEISMO-SURFER development include four directions. More specifically:

Enrichment of the database with new records and new characteristics: The enrichment of the database will include new records coming from its temporal extension to the past. This could be realized by the addition of historical catalogues (Papazachos & Papazachou, 2003). Moreover, new characteristics of the existing records will be added, like the detailed geology for the sites of macroseismic observations, or the peak ground acceleration for specific sites, the characteristics of the seismogenic fault, the seismic hazard zones and thus the connection of the information with the seismic resistant code, bibliographic references for strong earthquakes etc.

Data warehouse functionality with aggregate information: The reason for the use of warehouses instead of databases is the large volume of the seismological data, as well as the complexity of the difference queries that the user could submit. The system is unable to give answer in case of a complex query submitted to a large database. Further more, the user should have a good knowledge of the specific programming language for query formulation (SQL usually), and the functionality of the database is overloaded. In any case, it is possible to develop both a database and a data warehouse due to the differences between them: The databases are mainly used for the continuous dealing processing, while the data warehouses are used for the continuous analytical processing and the information extraction. The data within the databases are dynamic, current and detailed, while within the data warehouses are static, historical and concentrated. The modifications of the database data are continuous, while the data warehouses are subjected to periodical updates.

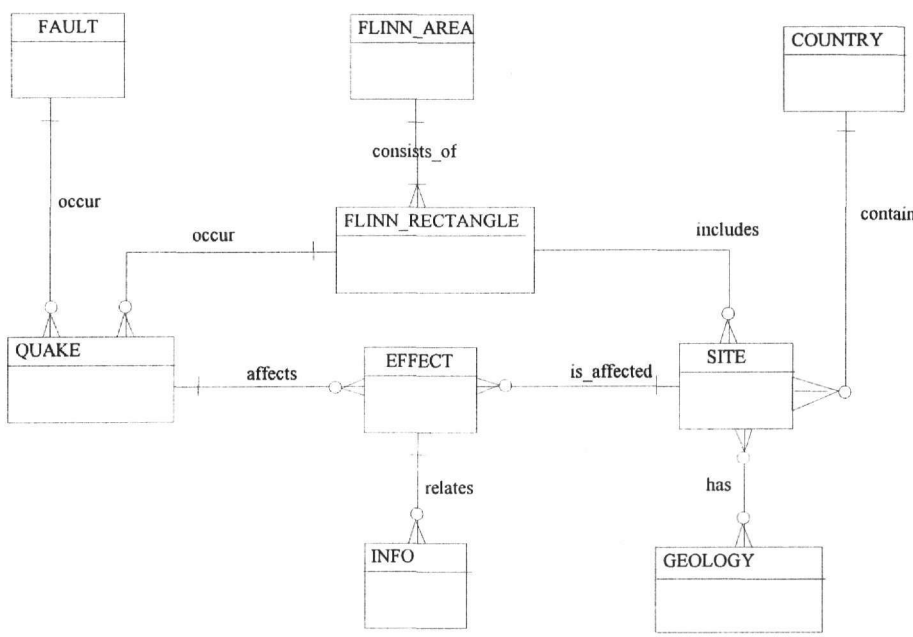


Figure 3. Diagram showing the entities included in the SEISMO-SURFER database and their relationships.

More data mining operations via additional algorithms: As already mentioned, it is only the k-means algorithm that is incorporated in the system for the moment. Nevertheless, other data mining

algorithms supported by Oracle are for classification (Adaptive Bayes Network for predictive information and Naïve Bayes), for clustering (O-cluster based on grid while k-means is based on distance), for attribute importance (predictive variance for the identification of the most effective characteristics on a parameter under investigation), for association rules (A-priori using frequent itemsets).

Various modifications – web edition: Various improvements are planned concerning the visualization part of the tool covering the possible new relations, various queries should be added or modified in order for additional parameterization of the information included, the map navigation will be improved, while the user could have the possibility to be supported by other external sources for data mining. Finally, a subset of the tool is planned to be publicly available over the Internet as a web-based portal of information and knowledge about earthquakes.

REFERENCES

Andrienko, G., Andrienko N., 1999: *Knowledge-based visualization to support spatial data mining.* Proceedings of the 3rd Symposium on Intelligent Data Analysis, Amsterdam, the Netherlands, 1999.

Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. (1986). A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901 – 1985. *Univ. Thessaloniki, Geophys. Lab., publ. No. 1., 167 p.*

GI-NOA: *Earthquake Catalog.* Available at http://www.gein.noa.gr/services/cat.html.

Han, J., Koperski K., Stefanovic N., 1997: *GeoMiner: a system prototype for spatial data mining.* Proceedings of ACM SIGMOD International Conference on Management of Data, Tucson, AZ, USA, 1997.

Kiratzi, A. and Louvari, E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modeling: a new database. *Journ Geodynamics, 36, 251-274.*

Kretschmer, U., Roccatagliata E., 2000: *CommonGIS: a European project for an easy access to geo-data.* Proceedings of the 2nd European GIS Education Seminar, EUGISES, Budapest, Hungary, 2000.

NEIC-USGS: *Earthquake Search.* Available at http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html.

Papazachos, B. & Papazachou, K. 2003. Earthquakes of Greece. 3rd edition, Ziti editions, Thessaloniki (in Greek).

Theodoridis, Y. 2003. SEISMO-SURFER: A prototype for collecting, querying and mining seismic data. In Advances in Informatics – Post Proceedings of the 8th Panellenic Conference in Informatics, Manolopoulos Y., Evripidou S & Kakas A. eds, Lecture Notes in Computer Science, No 2563, Springer – Verlag, Berlin.

Young, J.B., Presgrave, B.W., Aichele, H., Wiens, D.A. and Flinn, E.A., 1996. The Flinn-Engdahl Regionaligation Scheme: The 1995 Revision. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 96, 223-297.

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

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

SEISIMPACT-THES: A SCENARIO EARTHQUAKE AFFECTING THE BUILT ENVIRONMENT OF THE PREFECTURE OF THESSALONIKI

Kiratzi A.[1], Roumelioti Z.[1], Benetatos Ch.[1], Theodulidis N.[2], Savvaidis A.[2], Panou A.[1], Tziavos I. N. [3], Savvaidis P.[4], Hatzigogos Th.[5], Koutoupes S.[6] and Karantonis G.[7]

[1] *Department of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki, P.O. Box 352-1, 54124, Thessaloniki, Kiratzi@geo.auth.gr, zroum@lemnos.geo.auth.gr, benet@lemnos.geo.auth.gr, apanou@lemnos.geo.auth.gr*

[2] *Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering, P.O. Box 53, 55102 ntheo@itsak.gr, alekos@itsak.gr*

[3] *Division of Geodesy and Surveying, Department of Rural and Surveying Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, tziavos@olimpia.topo.auth.gr*

[4] *Laboratory of Geodesy, Division of Geotechnical Engineering, Department of Civil Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, psav@civil.auth.gr*

[5] *Laboratory of Soil Mechanics and Foundations, Division of Geotechnical Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, hatz@geo.civil.auth.gr*

[6] *Hellas On Line (HOL), 59-61 Agiou Konstantinou str, Building B, 151 24 Marousi, Athens, skout@hol.net*

[7] *Agiltech S.A., 18 Aetideon, 15561, Holargos, Athens, gkarant@agiltech.gr*

ABSTRACT

In the framework of the "SEISIMPACT-THES" project (Koutoupes et al., 2004; Savvaidis et al., 2004) a GIS database has been designed to include information on a wide range of components related to seismic risk within the broader area of the prefecture of Thessaloniki. One of these components refers to the distribution of strong ground motion produced by large earthquakes and the ability of a potential future user of the database to retrieve information regarding the distribution of strong ground motion from past destructive earthquakes in the area of Thessaloniki, as well as relative information for realistic future scenario earthquakes in the same area.

The selection of future scenario earthquakes that may affect this urban region of interest is based on a combined review of historical data, previous probabilistic and deterministic hazard assessments, seismotectonic and microseismicity studies, relocated seismicity in northern Greece and the experience gained from worldwide research. In this study we present the results from hypothetical rupture of one fault that is located at the suburbs of the city, the Asvestochori fault. Empirical relations applicable to Greece (Papazachos & Papazachou 2003), as well as seismicity information are combined to determine the dimensions of the scenario earthquake source. Strong ground motion for the selected scenario is simulated using the stochastic method for finite faults (Beresnev and Atkinson, 1997). Uncertainties due to unknown parameters such as the rupture initiation point and the distribution of slip on the fault plane are taken into account by examining a large number of random scenarios. The average values from these multiple scenarios are then used to compile maps of strong ground motion parameters (e.g. peak ground acceleration and spectral acceleration). Although the examined scenario earthquake is moderate in size (Mw 5.2), the level of the resulting strong ground motion parameters is indicative of the potential destructiveness of the examined source. Due to the simplicity in the underlying assumptions of the stochastic method, the results of this study are a first-order approximation to the problem of defining expected shaking in the wider area of Thessaloniki. Other strong motion simulation methods of more deterministic character will also be applied for the same purpose in the framework of the SEISIMPACT-THES project.

1 INTRODUCTION

Earthquake scenarios describe the expected ground motions and effects of specific hypothetical earthquakes. To simulate a hypothetical earthquake, one needs to make assumptions on the location and the size of the event, although this does not mean that the specific earthquake will indeed occur. Nevertheless, simulations of scenario earthquakes enhance our present knowledge of the potential destructiveness of specific seismic sources and can, therefore, be used for earthquake disaster planning and preparedness purposes.

Contributing to planning and coordination of emergency response to a large earthquake close to urban areas is one of the main targets of the "SEISIMPACT-THES" Project (http://www.seis-impact.gr). This project aims to the development of an advanced Geographic Information System, which will include topographic, geological, seismological and geophysical data, as well as detailed information about damage caused from previous large earthquakes in the area of interest. Furthermore, this system will provide synthetic strong ground motion parameter maps for hypothetical earthquakes.

The SEISIMPACT-THES information system is being designed with an open architecture, so that it will be usable in any area for which sufficient data exist. Nevertheless, its initial form will contain information on the area belonging to the Prefecture of Thessaloniki.

In the frame of this project, we present some first simulation results for an earthquake scenario in the proximity of the city of Thessaloniki. This hypothetical earthquake is related to the Asvestochori fault, which is believed to dip underneath the city (Papazachos et al. 2000).

2 METHOD

The method used to assess the expected strong ground motion from scenario earthquakes close to the city of Thessaloniki is the stochastic method for finite sources, which is based on the idea that high-frequency motions can be considered random (Hanks 1979, McGuire & Hanks 1980, Hanks & McGuire 1981). Boore (1983) was the first who applied this idea to simulate strong ground motions from point sources and few years later Beresnev & Atkinson (1997) extended the original method to encompass effects from finite sources. The method of Beresnev & Atkinson (1997) involves discretization of the fault plane of the simulated earthquake into smaller subfaults, each of which is assigned an ω^2 spectrum. Contributions from all subfaults are empirically attenuated to the observation site and appropriately summed to produce the synthetic accelerogram. For a detailed description of the stochastic method, the reader is referred to Boore (2003) and to references therein.

All simulations presented in this study are performed using the finite-fault simulation code FINSIM (Beresnev & Atkinson, 1998). The applicability of the code to ground motion predictions has been tested and verified by numerous researchers and in various seismotectonic environments (e.g. Hartzell et al. 1999, Castro et al. 2001, Beresnev & Atkinson 2002, Hough et al. 2003, Roumelioti & Kiratzi 2002, Singh et al. 2003). This code and the stochastic method in general, have been previously applied in Greece to simulate strong ground motions from past strong earthquakes (Papastamatiou et al. 1993, Margaris & Papazachos 1994, Margaris & Hatzidimitirou 1997, Margaris & Boore 1998, Roumelioti et al. 2000, Roumelioti et al. 2003, Benetatos & Kiratzi 2004, Roumelioti et al. 2004).

3 SEISMOTECTONIC SETTING

Thessaloniki lies in the northern part of the Aegean Sea region, where seismotectonics are controlled by the N-S extension of the back-arc area and the dextral strike-slip motions transferred from the east along western termination of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) into the Aegean (Kiratzi 2002). Inherited structures that dominate the broader area are thrust, reverse and strike-slip faults of the Alpide deformation, whereas normal and oblique-slip faults have also been formed or reactivated by the post-orogenic extension. These latter structures are of different orientations, which vary from NNE-SSW to E-W, although the predominant orientation is NW-SE. The E-W

trending structures are few and rather small, but presently active as they are oriented perpendicular to the active stress regime.

The broader area of northern Greece is characterized by intense seismic activity, which is basically concentrated along the Serbomacedonian geological zone, to the east of the city of Thessaloniki. This zone consists a permanent threat to the Prefecture of Thessaloniki, although more distant large earthquakes e.g. from the area of Kresna in Bulgaria have also been proven damaging. In figure 1, we show the epicenters of known historical and recent earthquakes (Papazachos & Papazachou 2003) that have affected the built environment of the city of Thessaloniki. Of particular interest is the earthquake of 1759, which according to historical macroseismic information (Papazachos & Papazachou 2003 and references therein) ruined the largest part of the city and caused the death of many people. This earthquake is not clearly related to any of the known fault structures around Thessaloniki, although the extent of the caused damage implies that its epicenter was very close to the city.

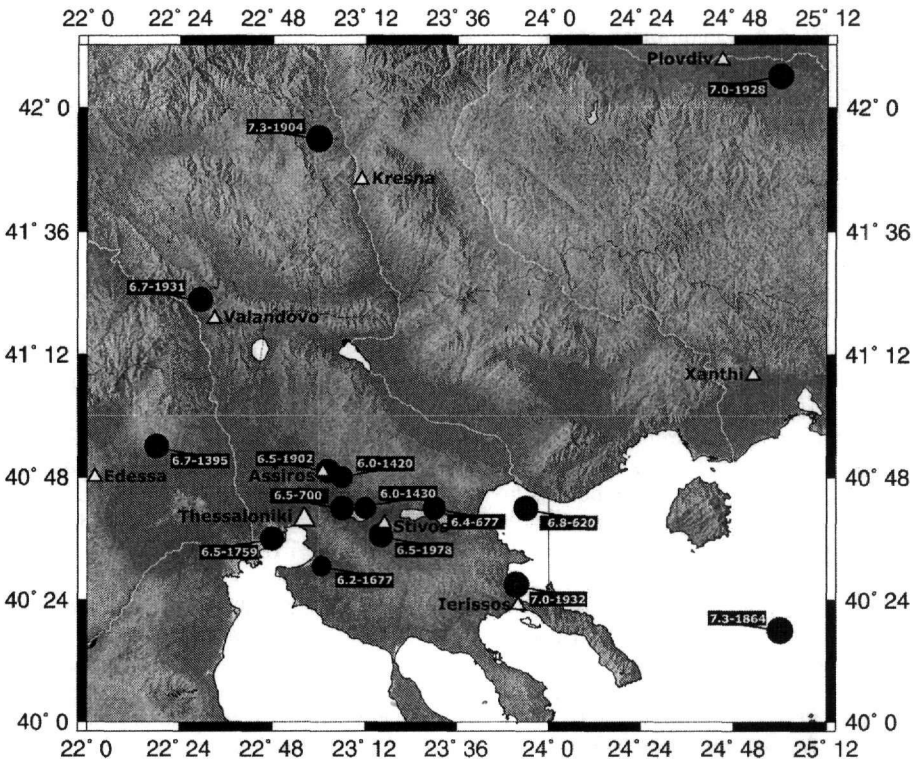


Figure 1. Past large earthquakes that have affected the built environment of Thessaloniki.

4 APPLICATION OF THE STOCHASTIC METHOD

4.1 Simulation Parameters

In the methodology of Beresnev & Atkinson (1997, 1998) modeling of the finite source requires information on the orientation and the dimensions of the fault plane, as well as information on the dimensions of the subfaults and the location of the hypocenter.

The orientation and the dimension of the fault model were chosen based on the spatial distribution of the foci of the 1999 Asvestochori sequence (Papazachos et al. 2000), as well as on geological information (Tranos et al. 2003) and empirical scaling relations applicable to Greece (Papazachos & Papazachou 2003).

The discretization of the fault was done using the empirical relation (Beresnev & Atkinson 1999):

$$\log \Delta l = 0.4M - 2 \quad (1)$$

where Δl is the subfault dimension and M the simulated earthquake magnitude.

Another important input parameter of the employed methodology is the "stress parameter" $\Delta\sigma$. Since $\Delta\sigma$ is known with very large uncertainties for past events and even larger for future ones, we decided to keep its value fixed at 50 bars (Kanamori and Anderson, 1975), following the suggestion of the writers of the simulation code used (Beresnev and Atkinson, 1997). After all, a fixed value of this parameter primarily affects the number of elementary sources that need to be summed in order to conserve the seismic moment of the target event and not the radiation amplitudes (Beresnev and Atkinson, 1997).

The propagation model includes parameters for the geometric spreading, the anelastic attenuation and the near-surface attenuation, as well as site amplification factors.

For the geometric attenuation we applied a geometric spreading operator of 1/R, while the anelastic attenuation was represented by a mean frequency–dependent quality factor for Aegean and the surrounding area, $Q(f) = 100\ f^{0.8}$ (P. Hatzidimitriou, personal communication).

The effect of the near–surface attenuation was also taken into account by diminishing the simulated spectra by the factor $\exp(-\pi f\kappa)$ (Anderson and Hough, 1984). The kappa operator was given the values 0.035, 0.044 and 0.066 for site classes B, C and D, respectively (Margaris & Boore 1998, Klimis et al. 1999).

The material properties are described by density, ρ, and shear – wave velocity, β, which were given the values 2.72 gr/cm^3 and 3.4 Km/sec, respectively.

There are three more parameters that we cannot "*a priori*" determine for an earthquake and these are: the location of the rupture initiation point, the distribution of slip on the fault plane and a parameter called *sfact* (Beresnev & Atkinson 1997, 1998), which controls the amplitudes of the radiation at frequencies higher than the corner frequency of the subfaults and has been linked to the maximum velocity of slip on the fault (Beresnev and Atkinson, 1997). Regarding the last parameter, Beresnev & Atkinson (2001) suggested an average value of 1.5±0.3 based on a large number of simulated earthquakes. We examined values within the entire range from 1.2 to 1.8, using a step of 0.1 (7 values in total). Furthermore, we tested all possible rupture initiation points by successively moving the initiation point to a different subfault of the fault model (25 locations in total, i.e. equal to the number of subfaults) and performed simulation for 30 random slip distribution models. In total, for each observation point we computed 7×25×30=5,250 synthetic accelerograms and response spectra.

A summary of the simulation parameters is presented in table 1.

Table 1. Simulation parameters for the Mw=5.2 scenario earthquake on the Asvestochori fault.

Parameter	**Adopted Value**
Fault orientation	Strike 140°, Dip 55°
Fault dimensions (Km)	6 × 6
Mainshock moment magnitude (M_w)	5.2
Stress parameter (bars)	50
Subfault dimensions (Km)	1.2 × 1.2
Subfault moment (dyne-cm)	1.0×10^{25}
Number of subfaults	25
Number of subsources summed	6
Subfault corner frequency (Hz)	1.7
Crustal shear-wave velocity (Km/sec)	3.4
Crustal density (gr/cm^3)	2.72
Distance-dependent duration term (sec)	Duration equal to source rise time
Geometric spreading	1/R
Q(f)	$100 \times f^{0.8}$

4.2 Results

Synthetic acceleration time histories were computed at grid points covering the area (latitude/longitude): 40.575°N/22.725°E up to 40.775°N/23.075°E, using a grid spacing of 0.025° and assuming hard rock surface conditions throughout the examined area. The 5,250 synthetic waveforms computed for each grid point were then used to estimate the average peak ground acceleration (PGA) and average peak spectral acceleration (PSA) at each point and the resulting values were used to compile the corresponding strong ground motion parameters maps.

The PGA map for the scenario Mw=5.2 earthquake on the Asvestochori fault is shown in figure 2. The map is contoured in units of cm/sec^2, using a contour interval of 50 cm/sec^2. PGA values within the city of Thessaloniki range from 150 up to more than 300 cm/sec^2 and maximum values are observed, as expected, within the projection of the fault plane.

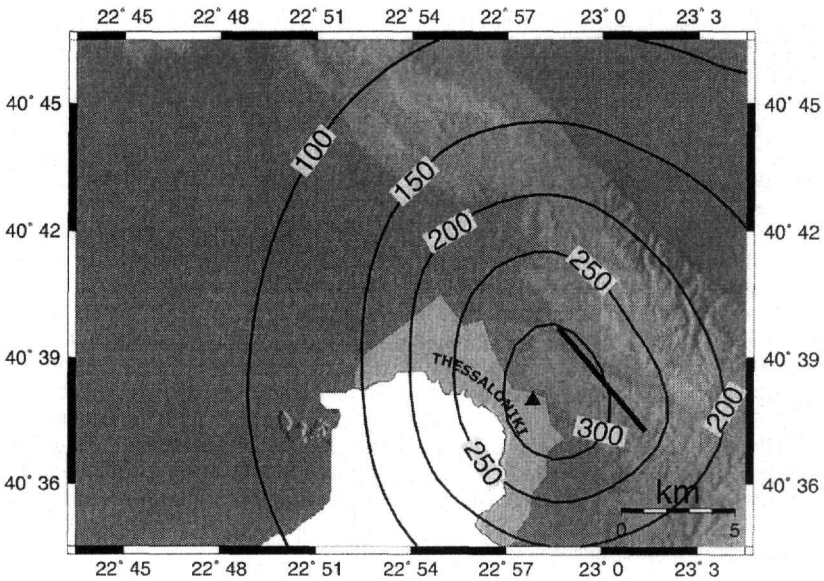


Figure 2. Average PGA map for the scenario earthquake of Mw=5.2 on the Asvestochori fault. Values are in cm/sec^2 and the contour interval is 50 cm/sec^2. Thick black line corresponds to the surface projection of the upper edge of the adopted fault model.

Response spectra portray the response of a damped, single-degree-of-freedom oscillator to the input ground motions. In figures 3 and 4, we present response spectra maps for the examined earthquake scenario at two reference periods: 0.2 and 0.65 sec, respectively. These period values were chosen because they are close to the average resonance periods of typical building constructions in the city of Thessaloniki (0.2 sec for low buildings and 0.65 sec for 6 to 9 storey buildings). For each grid point, the value used is the peak horizontal value of 5% critically damped pseudo-acceleration. PSA values within the city of Thessaloniki range from 0.3 to more than 0.6 g at 0.2 sec and from 0.08 to more than 0.14 g at 0.65 sec. The predicted values within the city are in satisfactory agreement, especially at lower periods, with those determined from empirical attenuation relations (Theodulidis, 1991) which lie within 0.3 to 0.6 g at 0.2 sec and 0.05 to 0.1g at 0.65 sec.

We also indicatively computed average response spectra at a specific site within the city of Thessaloniki (triangle symbol in Figs. 2-4), for three representative site categories (B, C and D). The site effect was included in the average spectrum through the use of empirical amplification factors previously proposed (Margaris & Boore 1998, Klimis et al. 1999). The resulting spectra are presented in figure 5, where dashed lines correspond to ± 1 standard deviation. Standard deviation curves indicate the uncertainty in the average spectra due to our incapability of defining the slip dis-

tribution, the location of the rupture initiation point and the value of parameter *sfact* for a hypothetical earthquake.

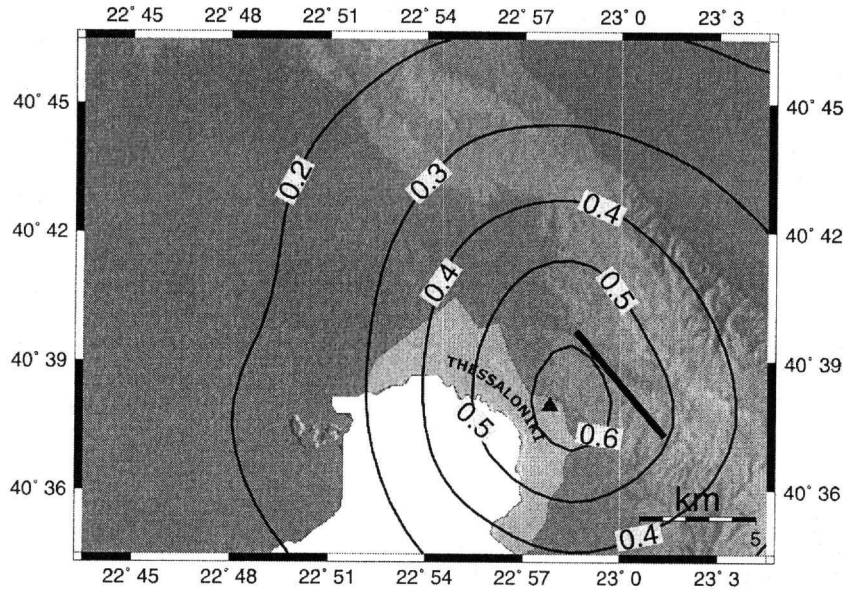


Figure 3. Average PSA map at period T=0.2 sec for the scenario earthquake of Mw=5.2 on the Asvestochori fault. Values are in g and the contour interval is 0.1g. Thick black line corresponds to the projection of the upper edge of the adopted fault model to the surface.

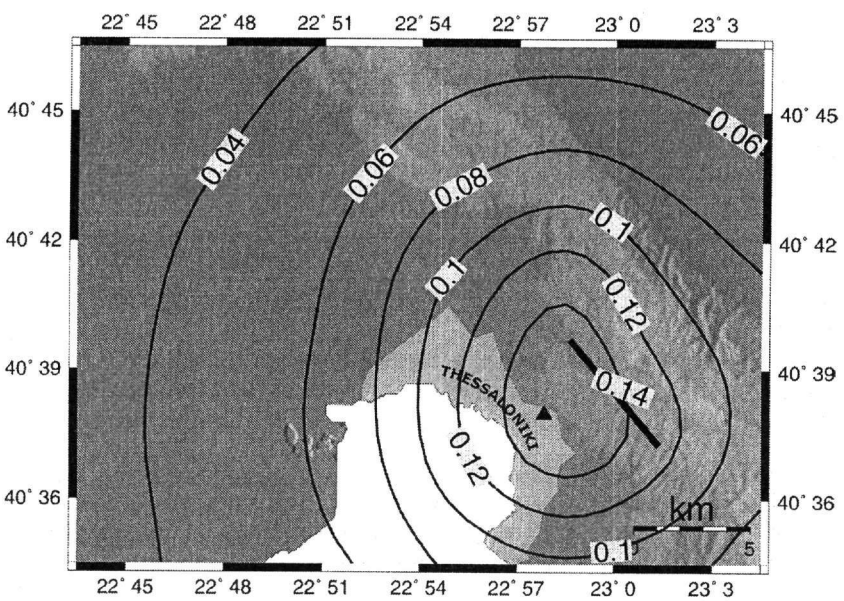


Figure 4. Average PSA map at period T=0.65 sec for the scenario earthquake of Mw=5.2 on the Asvestochori fault. Values are in g and the contour interval is 0.1g. Thick black line corresponds to the projection of the upper edge of the adopted fault model to the surface.

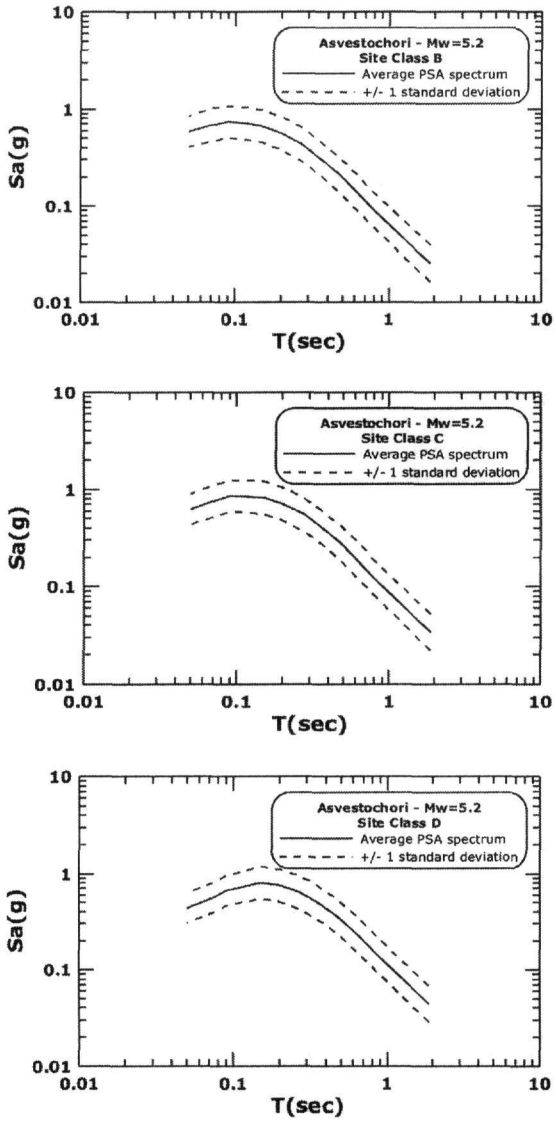
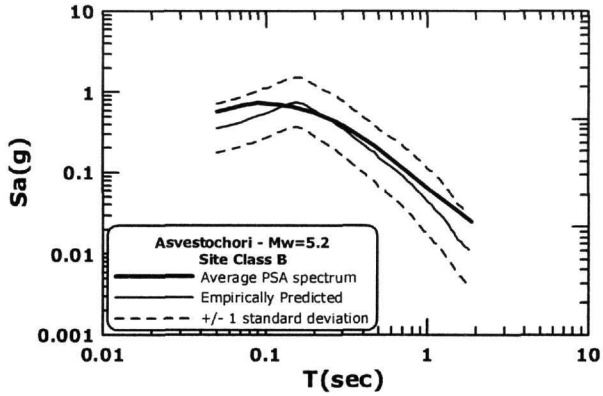


Figure 5. Average response spectra (continuous lines) and ± 1 standard deviation curves (dashed lines) for three representative site categories (B, C and D from top to bottom) at a specific site within the city of Thessaloniki, which is denoted by the triangle symbol in Figs. 2-4.

In Figure 6, we indicatively compare two site-specific estimates of average response spectra with corresponding spectra derived from empirical predictive attenuation relations (Theodulidis, 1991). Response spectra have been computed at two points, one of them located very close to the assumed seismic source (R=1 km) and the other one located at the western suburbs of the city (R=10 km). The agreement between the two independently calculated sets of spectra is very satisfactory, especially in the intermediate period range (0.1 to 1 sec). Outside this range, the stochastically determined average spectrum deviates from the empirical one, although it remains within the ± 1 standard deviation curves.



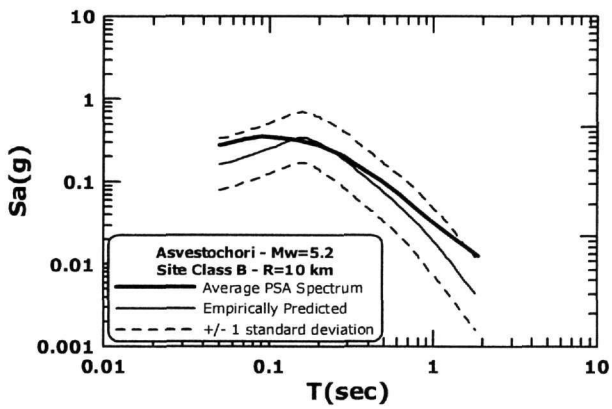


Figure 6. Comparison between average response spectra calculated using the stochastic method for finite sources (continuous thick lines) and empirically predicted spectra (continuous thin lines), at two points located at distances of 1 km (top) and 10 km (bottom). Dashed curves correspond to the ± 1 standard deviation of the empirical spectra.

5 CONCLUSIONS

The stochastic method for finite faults was applied to simulate strong ground motion within the area of the Prefecture of Thessaloniki from a scenario earthquake – that is rupture of the Asvestochori fault producing a magnitude Mw 5.2 earthquake. Synthetic acceleration time histories and response spectra were computed for a large number of grid points, covering the broader area of the Prefecture of Thessaloniki. For each point we examined 5,250 rupture scenarios, which included variable slip distribution patterns, rupture initiation points and values of the *sfact* parameter of the stochastic method. Average PGA and PSA values at each grid point were then used to compile synthetic maps of strong ground motion parameters. By examining multiple scenarios, we were capable to produce smoothed maps and also evaluate a representative uncertainty level of the average PSA spectra, introduced by our incapability of defining certain parameters, such as the rupture initiation point, prior to the occurrence of a future earthquake.

Our results include site-specific synthetic PSA spectra for three representative soil classes (B, C and D), an average PGA map of the examined scenario earthquake at hard rock conditions, as well as average PSA maps at two reference periods (0.2 and 0.65 sec). Although the examined earthquake is of moderate magnitude, the resulting strong ground motions are of considerable amplitude. PGA levels within the city of Thessaloniki span the range 0.15 to 0.35 g, whereas PSA values go up to 0.65 g at the period of 0.2 sec. These levels, which are in very good agreement with those

predicted from empirical attenuation relations (Theodulidis, 1991), are expected to rise even more if coupled with site effects, a factor not taken into account in the present study.

Moderate-magnitude earthquakes can often be catastrophic, especially when occurring very close to densely populated areas e.g. urban areas (http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/). Regarding the Asvestochori fault, available geological information favors a rather short length for the entire structure. Therefore, it is not believed that the specific fault is capable of producing earthquakes of magnitude greater than 6.0 (Hatzidimitriou et al. 1990). Nevertheless, our scenario magnitude, which is based on the mapped length of the Asvestochori fault and the foci distribution of the recent 1999 earthquake activity, is capable of producing extended damage within the city of Thessaloniki.

The simulations performed in this study are a first-order approximation of the problem of predicting the levels of strong ground motions from future earthquakes within the Prefecture of Thessaloniki. The philosophy of the applied method is to use the simplest representations of all factors contributing to the strong motion spectrum and therefore factors such as detailed velocity models of the area or 2D and 3D site effects cannot be taken into account. The application of other strong motion simulation methods of more deterministic character and the comparison of the results of independent methodologies is one of the future targets of the SEISIMPACT-THES project.

AGKNOWLEDGEMENTS

We would like to acknowledge the partial financial support of the General Secretariat of Research and Technology (GSRT) of the Ministry of Development of Greece and the Earthquake Planning and Protection Organization (EPPO) of Greece. Thanks are also due to Igor Beresnev for kindly offering the simulation code and valuable advice.

REFERENCES

Anderson J. G., and Hough S. E. 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1969-1993.

Benetatos Ch. & Kiratzi A. 2004. Stochastic strong ground motion simulation of intermediate depth earthquakes: The cases of the 30 May 1990 Vrancea (Romania) and of the 22 January 2002 Karpathos island (Greece) events. Soil Dynam. and Earthq. Eng., 24, 1-9.

Beresnev I. A. & Atkinson G.M. 1997. Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum. Bull. Seism. Soc. Am., 87, 67-84.

Beresnev I. A. & Atkinson G.M. 1998. FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. Seism. Res. Lett., 69, 27-32.

Beresnev I. A , and Atkinson G. M. 1999. Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 608-625.

Beresnev I. and Atkinson G. 2001. Subevent structure of large earthquakes – A ground motion perspective. Geophys. Res. Lett., 28, 53-56.

Beresnev I. A.,& Atkinson G.M. 2002. Source parameters of earthquakes in eastern and western North America based on finite-fault modeling. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 695-710.

Boore D. M. 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1865-1894.

Boore D. M. 2003. Simulation of ground motion using the stochastic method. Pure Appl. Geophys., 160, 635-676.

Castro R. R., Rovelli A., Cocco M., Di Bona M. & Pacor F. 2001. Stochastic simulation of strong-motion records from the 26 September 1997 (M_w 6), Umbria-Marche (Central Italy) earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 91, 27-39.

Hanks T. C. 1979. b values and $\omega^{-\gamma}$ seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. J. Geophys. Res., 84, 2235-2242.

Hanks T. C. & McGuire R. K. 1981. The character of high-frequency strong ground motion. Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2071-2095.

Hartzell S., Harmsen S., Frankel A. & Larsen S. 1999. Calculation of broadband time histories of ground motion: comparison of methods and validation using strong-ground motion from the 1994 Northridge earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 1484-1504.

Hatzidimitriou P. M., Hatzfeld D., Skordilis E. M., Papadimitriou E. E., and Christodoulou A. A. 1990. Seismotectonic evidence of an active normal fault beneath Thessaloniki, Terra Nova, 3, 648-645.

Hough S. E., Martin S., Billham R. & Atkinson G. M. 2003. The January 26, 2001 M7.6 Bhuj, India earthquake: Observed and predicted ground motions. Bull. Seism. Soc. Am., 92(6), 2061-2079.

Kanamori H., & Anderson D. L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1095.

Kiratzi, A. 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. Geophysical Journal International, 151, 360-376.

Klimis N. S., Margaris B. N., and Koliopoulos P. K. 1999. Site dependent amplification functions and response spectra in Greece, Journal of Earthquake Engineering, 3, 2, 237-247.

Koutoupes, S., Karantonis, G., Sotiriadis, A., Kiratzi, A., Valadaki, A., Savaidis, A., Theodulidis, N., Tziavos, I., Savaidis, P. & I. Doukas, 2004. SEISIMPACT-THES: Design, Development and application of information system for the evaluation of seismic risk in the built environment of the prefecture of Thessaloniki. Bull. of the Geol. Soc. of Greece, XXXVI (this volume), in Greek.

Margaris B. N. & Papazachos B. C. 1994. Seismic Hazard Simulation of Strong Motion Based on Source Parameters in the Area of Greece. Proc. XXIV Gen. Ass. ESC, Sept. 19–24, 1994, Athens, III, 1389-1397.

Margaris B. N. & Hatzidimitirou P. 1997. Source parameters of the Arnea earthquake, M_S=5.8, based on stochastic simulation method, Proc. 3^d Pan. Conf. Geotech. Eng., March 20-22, Patra, 503-510.

Margaris B. N. & Boore D. M. 1998. Determination of $\Delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in Greece. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 170-182.

McGuire R. K. & Hanks T. C. 1980. *rms accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during* the San Fernando, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1907-1919.

Papastamatiou D., Margaris B. & Theodoulidis N. 1993. Estimation of the parameters controlling strong ground motion from shallow earthquakes in Greece. Proc. 2nd Hell. Geoph. Congr., May 5–7, 1993, Florina, I, 192-201.

Papazachos B. C., & Papazachou C. 2003. The earthquakes of Greece. Ziti Publ. Co., Thessaloniki, Greece, 286 pp (in Greek).

Papazachos C., Soupios P., Savvaidis A., and Roumelioti Z. 2000. Identification of small-scale active faults near metropolitan areas: An example from the Asvestochori fault near Thessaloniki. XXVII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC), September 2000, Lisbon, Portugal.

Roumelioti Z. & Kiratzi A. 2002. Stochastic simulation of strong-motion records from the 15 April 1979 (M 7.1) Montenegro earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 1095-1101.

Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N. & Papaioannou Ch. 2000. A comparative study of a stochastic and deterministic simulation of strong ground motion applied to the Kozani-Grevena (NW Greece) 1995 sequence. Annali di Geofisica, 43, 951-966.

Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N., Kalogeras I. & G. Stavrakakis 2003. Rupture directivity during the September 7, 1999 (M_w 5.9) Athens (Greece) earthquake obtained from strong-motion records. Pure and Appl. Geophys., 160(12), 2301-2318.

Roumelioti Z., Kiratzi A. & N. Theodoulidis 2004. Stochastic strong ground motion simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake. Bull. Seism. Soc. Am, 94(3), 1036 – 1052.

Savvaidis P., Doukas I., Hatzigogos Th., Tziavos I.N., Kiratzi A., Roumelioti Z., Savvaidis A., Theodulidis N., Drakatos G., Koutoupes S., Karantonis G., & A. Sotiriadis, 2004. SEISIMPACT-THES: A system for the evaluation of seismic impact in the built environment of the prefecture of Thessaloniki, Bull. of the Geol. Soc. Greece., XXXVI (this volume).

Singh S. K., Bansal B. K., Bhattacharya S. N., Pacheco J. F., Dattatrayam R. S., Ordaz M., Suresh G., Kamal & Hough S. E. 2003. Estimation of ground motion for Bhuj (26 January, 2001; M_w = 7.6) and for future earthquakes in India. Bull. Seism. Soc. Am., 93(1), 353-370.

Theodulidis, N. P. 1991. Contribution to strong ground motion study in Greece, PhD Thesis, Aristotle University of Thessaloniki, 500 pp (in Greek).

Tranos M. D., Papadimitriou E. P., & A. Kilias, 2003. Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): the western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. J. Struct. Geology, 25(12), 2109-2123.

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

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

PROPERTIES OF FORESHOCKS AND AFTERSHOCKS IN THE AREA OF GREECE

Kourouzidis, M. C.[1], Karakaisis, G. F.[2], Papazachos, B. C.[2], and Makropoulos, C.[3]

[1] *Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, PO Box 20048, GR-11810 Athens, Greece, m.kour@gein.noa.gr*

[2] *Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54124, Thessaloniki, karakais@geo.auth.gr, basil@lemnos.geo.auth.gr*

[3] *Department of Geophysics and Geothermy, Faculty of Geology, National & Kapodistrian University of Athens, Univ. Campus, Ilisia, GR-15784, Athens, Greece, kmacrop@uoa.gr*

ABSTRACT

The results of the study of seismic sequences of all the mainshocks with M≥5.6 during 1911-1965 and M≥5.0 during 1966-1985 which occurred in the Aegean and surrounding area are presented. As regards the foreshocks, two relations have been proposed that can be used to determine (1) the probability that at least one foreshock, with magnitude M_f or larger, will precede a strong (M≥6.0) earthquake, and (2) the probability for the largest foreshock to occur during t days before the mainshock. It was also found that the rate of foreshock occurrence, $N(T_s)$, increases as the time of the mainshock approaches and is described by a power-law function. The time and magnitude distribution of several foreshock sequences were also studied. The study of aftershock sequences concerned properties of their largest aftershock, the dependence of the duration and number of the aftershocks on the magnitude of the mainshock and the time and magnitude distribution of several aftershock sequences. The conclusion is that the study of a seismic excitation which is based on continuous monitoring and fast determination of the basic focal parameters of the earthquakes can contribute to clarify whether this activity evolves normally or not.

1 INTRODUCTION

The properties of the seismic sequences of strong mainshocks which occurred in the area of Greece have extensively been studied. Investigations on seismic sequences usually dealt with the magnitude and time distribution of foreshocks and aftershocks (Papazachos et al., 1967; Comninakis et al., 1968; Drakopoulos, 1968; Papazachos, 1973, 1974a, 1975; Karakaisis, 1984; Papadopoulos, 1988; Papanastasiou et al., 1989; Papazachos and Papazachou, 1989; Papadopoulos et al., 1991, 2000; Latoussakis et al., 1991; Drakatos and Latoussakis, 1994; Latoussakis and Drakatos, 1994, among others) as well as with the spatial distribution of foreshocks and aftershocks (Papazachos et al., 1982; Karakaisis et al., 1985; Papazachos et al., 2000). One of the most important results of the related work on the foreshocks is the observation that a large percentage of strong shallow mainshocks are preceded by foreshocks with their foci close to the focus of the mainshock, while the probability for an event to be a foreshock decreases with time. Moreover, the *b* parameter of the magnitude distribution is smaller for the foreshocks than for the aftershocks or than the normal (background) seismic activity.

In the present work two catalogues of seismic sequences were used: (a) The catalogue of Comninakis and Papazachos (1989), which gives information on the basic focal parameters of the foreshocks and aftershocks of 417 shallow mainshocks that occurred in Greece and the surrounding regions with magnitudes M≥5.6 during 1911-1965 and M≥5.0 during 1966-1985. (b) The catalogue of Kourouzidis (2003) which contains the seismic sequences of 184 strong (M≥5.0) shallow mainshocks that occurred in this region during 1986-1997. For the compilation of the second catalogue, the earthquake catalogue of Papazachos et al. (2003) was used and the

following declustering algorithm was applied: all shallow earthquakes with M≥5.0 were found and the largest of them was considered as the first mainshock. Then, all earthquakes which occurred within a space-time window, determined by proper relations between the mainshock magnitude, the corresponding fault length and the duration of the aftershock sequence (Papazachos & Papazachou 1989, Papazachos 1989), were associated to this mainshock. The procedure is then repeated for the next mainshock (Kourouzidis 2003). The epicenters of the mainshocks of the 601 seismic sequences finally studied are shown in figure 1 (left).

2 FORESHOCKS

The epicenters of the strong (M≥6.0) mainshocks which occurred in the studied area during 1911-1967 and were preceded by at least one foreshock with M≥4.9, during 1968-1997 with one foreshock with M≥4.4 and during 1990-1997 with one foreshock with M≥4.0 are shown in figure 1 (right). It can be observed that foreshocks precede mainshocks which occur along the Hellenic Arc and in particular in the Ionian islands, as well as along the coast of Albania. It has to be noted however, that, since the accuracy for the estimation of epicenters is of the order of 20km, we cannot exclude the possibility that earthquakes which have been assumed to be foreshocks of certain mainshocks, they actually have occurred in adjacent faults. Hence, the association of these earthquakes to the respective mainshocks is based mainly on their temporal clustering.

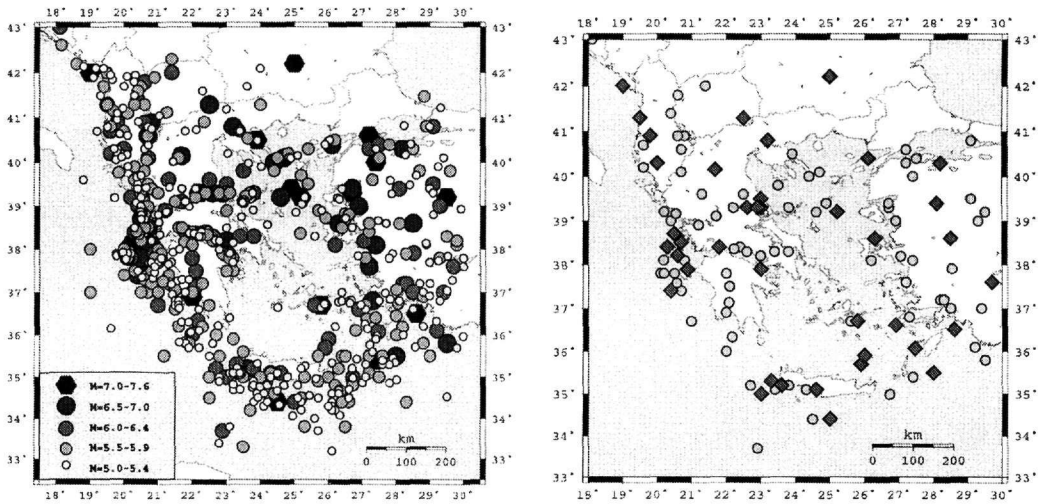


Figure 1. (left) The epicenters of all the shallow mainshocks of which the seismic sequences have been studied. (right) The epicenters of the strong (M≥6.0) shallow mainshocks which occurred in the Aegean area during 1911-1997. Diamonds denote epicenters of mainshocks with at least one foreshock with M≥4.9 during 1911-1967 or M≥4.4 during 1968-1997 or with M≥4.0 during 1990-1997 (Kourouzidis 2003).

From the examination of the cases of strong (M≥6.0) mainshocks which occurred during 1911-1997 and were preceded by at least one foreshock with M≥4.9, during 1968-1997 by at least one foreshock with M=4.4-4.8 and during 1990-1997 by at least one foreshock with M=4.0-4.3, it was found (fig. 2 left) that the probability, P, that at least one foreshock, with magnitude M_f or larger, will precede a strong (M≥6.0) earthquake, can be calculated by the relation:

$$\log P = 2.02 - 0.57 M_f \quad 4.0 \leq M_f \leq 5.4 \qquad (1)$$

On the other hand, by using all foreshock sequences of mainshocks that occurred during 1911-1997 we found (fig. 2 right) that the probability, P, for the largest foreshock to occur during t days before the mainshock, is given by the relation:

$$P = 0.79 - 0.41 \log t \qquad (2)$$

Relations (1) and (2) are in agreement with the respective relations proposed by Papazachos & Papazachou (1989).

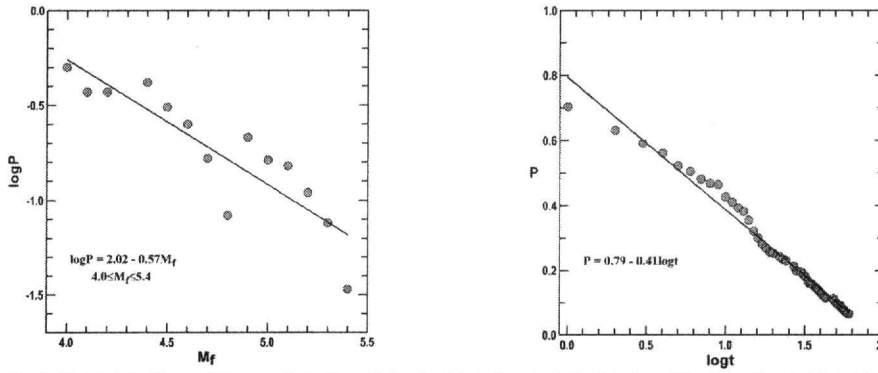


Figure 2. (left) Distribution of the probability, P, that at least one foreshock, with magnitude M_f or larger, will precede a strong (M≥6.0) earthquake in the Aegean area. (right) Distribution of the probability, P, for the largest foreshock to occur during t days before the mainshock (Kourouzidis 2003).

In order to investigate variations of the foreshock occurrence rate and since no individual sequence contained enough events to define their temporal pattern of occurrence, all of the foreshock sequences were combined into a single sequence. This was done by putting all of the sequences onto the same axis, where the origin is the time of occurrence of each mainshock (fig. 3). It can be observed that the foreshock activity increases, as an average, about 40 days before the mainshock. Then, the foreshock occurrence rate becomes higher a few days before the mainshock and culminates a few hours before its generation. In all cases the occurrence rate, $n(T_s)$, follows a power-law of the form $n(T_s)=A(T_s)^{-a}$, as it has been suggested by Yamashita & Knopoff (1989). In addition, it was found that the exponent *a* is stable for all the time ranges examined (100, 10 and 1 day), in agreement with the foreshock occurrence model proposed by Yamashita & Knopoff (1989).

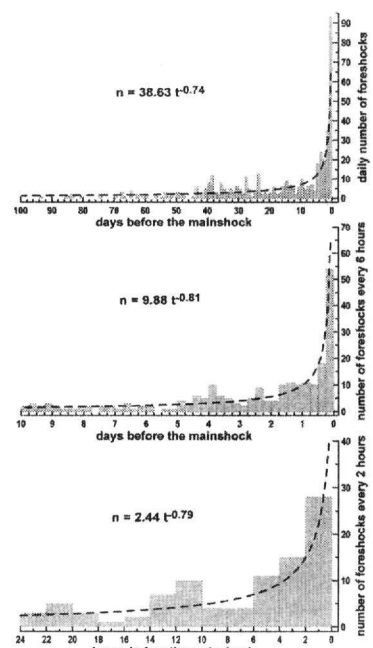


Figure 3. The time variation of the foreshock occurrence rate of all seismic sequences that occurred during 1911-1997. The rate of foreshock occurrence increases as the time of the mainshock approaches. This increase is independent of the time interval considered (1, 10, 100 days before the mainshock) (Kourouzidis 2003).

The study of the time distribution of foreshocks is difficult since very few mainshocks are preceded by a significant number of foreshocks. For this reason, eight foreshock sequences which occurred during 1986-1997 and included at least 20 foreshocks each were studied, following the method suggested by Mogi (1962), Ranalli (1969) and Papazachos (1974a). It was found that the parameter h of the time distribution function is equal to 0.93±0.1, whereas in some of them an indication of non-normal evolution of the seismic activity may be observed, but it is rather weak to be considered as a premonitory pattern of the oncoming mainshock.

The magnitude distribution of the foreshocks of the above mentioned sequences was also studied. It was found that the mean value of the parameter b of the Gutenberg & Richter (1944) distribution function of those foreshock sequences, in which the magnitude range of the foreshocks was equal to or larger than 1.5, is equal to 0.67, in agreement with previous results (Papazachos 1974b).

3 AFTERSHOCKS

Considerable work has been carried out in Greece concerning properties of the aftershock sequences. In a series of articles (Papazachos et al. 1967, Papazachos 1971, 1974b, Papazachos & Papazachou 1989) it has been found that the mean value of difference between the magnitudes of the mainshock, M_o, and its largest aftershock, M_1, is equal to 1.1 and that this difference is independent of M_o. These authors (i.e. Papazachos et al. 1967, Papazachos 1971), also found that M_1 depends linearly on M_o. In a recent study Drakatos & Latoussakis (2001) reported that the mean value of the difference M_o-M_1 is equal to 1.0.

Kourouzidis (2003) used two data sets that consist of (a) aftershocks of all mainshocks which occurred in the studied area during 1911-1997 with $M_o \geq 6.0$ and (b) aftershocks of mainshocks which occurred during 1966-1997 with $5.0 \leq M_o \leq 5.9$, and found that the mean value of the difference M_o-M_1 is equal to 1.1 for the 108 cases with $M_o \geq 6.0$ and equal to 0.9 for the 293 cases with $5.0 \leq M_o \leq 5.9$. If all the cases are considered, then the average value of this difference is equal to 1.0. The respective frequency histograms are shown in figure 4.

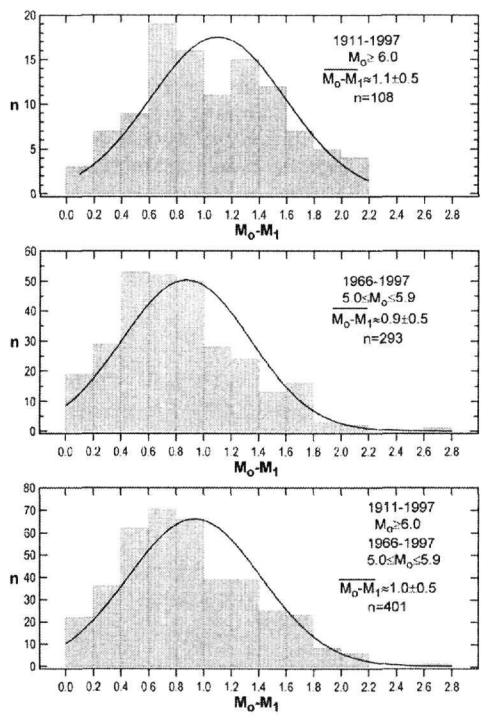


Figure 4. Frequency histograms of the difference of the magnitudes of the mainshock, M_o, and its largest aftershock, M_1, for two sets of seismic sequences. The mean value of this difference for both data sets (n=401 cases) is equal to 1.0±0.5 (Kourouzidis 2003).

Figure 5 (left) shows a plot of the difference M_o-M_1 against M_o, whereas the solid line corresponds to M_o-M_1=1.0. It can be observed that this difference does not depend on M_o. On the other hand, the dependence of M_1 on M_o is quite obvious (fig. 5, right) and can be expressed by the relation:

$$M_1 = -0.57 + 0.93\, M_o \quad (3)$$

The parameters of the relation (3) are almost equal to those found by Papazachos (1971) who used a data set of 216 aftershock sequences. A similar relation has been proposed by Drakatos and Latoussakis (2001).

The spatial distribution of M_o-M_1 was also examined but no dependence of this difference on the tectonic regime was found.

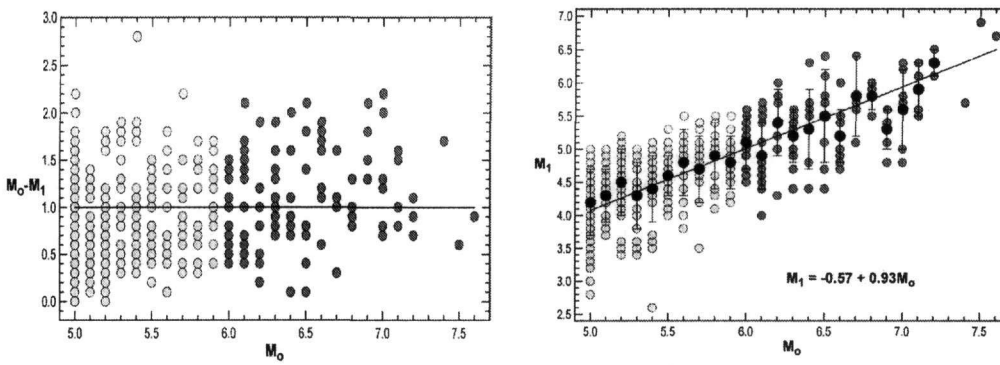


Figure 5. (left) Independence of the difference between the magnitude, M_o, of the mainshock and the magnitude, M_1, of its largest aftershock on M_o. Open and grey circles denote mainshock magnitudes with $5.0 \le M_o \le 5.9$ and $M_o \ge 6.0$, respectively, whereas the solid line corresponds to M_o-M_1=1.0. (right) Dependence of M_1 on M_o. Solid circles correspond to the average values of M_1 for each magnitude step of 0.1 for M_o (Kourouzidis 2003).

Papazachos (1974b, 1975), studied the aftershock sequences of all strong ($M \ge 6.0$) mainshocks which occurred in the area of Greece during 1911-1973 and found that the cumulative frequency distribution, $N(T_1)$ of the time difference, T_1, between the mainshock and its largest aftershock follows a relation of the form $N(T_1)=c-\kappa \log T_1$, where c and κ are constants determined by the available data. Kourouzidis (2003) used all the available data and a similar relation, which can be used to calculate the probability, $P(T_1)$, that the largest aftershock will occur within T_1 days after the mainshock. This relation is:

$$P(T_1) = 0.61 - 0.31 \log T_1 \quad (4)$$

and shows that there is 39% probability for the largest aftershock to occur within the first day after the mainshock, 65% within the first week and 85% during the first month. Similar results have been found by Drakatos and Latoussakis (2001).

The dependence of the duration, T, and the number, N, of aftershocks of an seismic sequence on the mainshock magnitude, M_o, has also been examined, by the use of the aftershock sequences of all mainshocks with $M_o \ge 5.0$ that occurred during 1966-1997 in the Aegean and were followed by at least one aftershock with $M \ge 4.0$ (Kourouzidis 2003). The results, shown in figure 6, indicate that both quantities are linearly related to the mainshock magnitude, M_o, according to the relations:

$$\log N = -3.85 + 0.86 M_o \quad (5)$$

$$\log T = -0.93 + 0.48 M_o \quad (6)$$

Similar results, based on smaller data sets, have been reported by Papazachos et al. (1967), Papazachos (1971), Papazachos & Papazachou (1989) and by Drakatos & Latoussakis (2001).

There are indications that the number of aftershocks depends not only on the magnitude of the mainshock but on the tectonics of the area of its occurrence. For example, Papazachos (1971) and Drakatos & Latoussakis (2001) suggested that the aftershock activity may be an indication of heterogeneity of the crust in the vicinity of the mainshock rupture zone and that mainshocks which occur in the Ionian islands are followed by more aftershocks than the mainshocks which occur in other areas of Greece. For this reason the logarithm of the number of aftershocks with $M \ge 4.0$ was calculated by the relation (5) for all the mainshocks with magnitude, M, larger or equal to 5.0 and was subtracted from the logarithm of the aftershocks with $M \ge 4.0$ of the respective seismic

sequences. The resulted differences were plotted on the mainshock epicenters (figure 7) and several zones with different levels of observed aftershock activity were defined in the Aegean area, in respect to the activity which is expected by the relation (5). It can be observed that intense aftershock activity follows mainshocks that occur at central Ionian islands and the eastern Hellenic Arc. However, this activity may be attributed to triggering of the mainshocks in nearby faults.

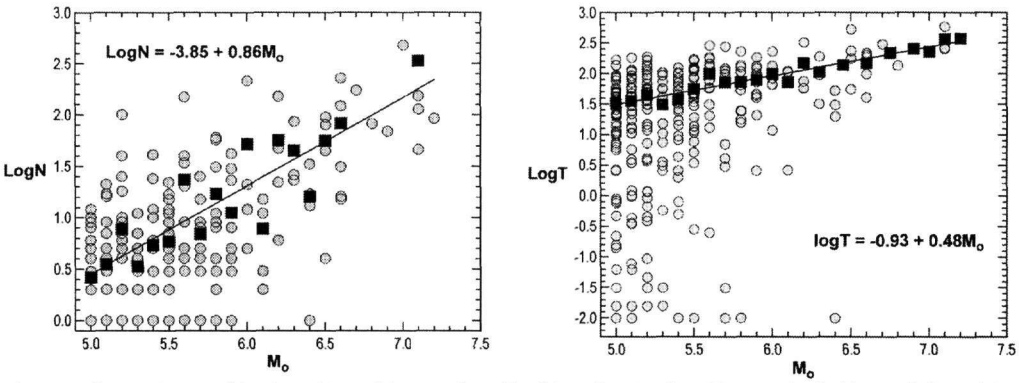


Figure 6. Dependence of the logarithm of the number, N, of the aftershocks with magnitude M≥4.0 (left) and the duration, (T in days) of an aftershock sequence on the magnitude, M_o, of the mainshock (right). Solid squares correspond to the average values of the quantities logN and logT for each magnitude step of 0.1 for M_o (Kourouzidis 2003).

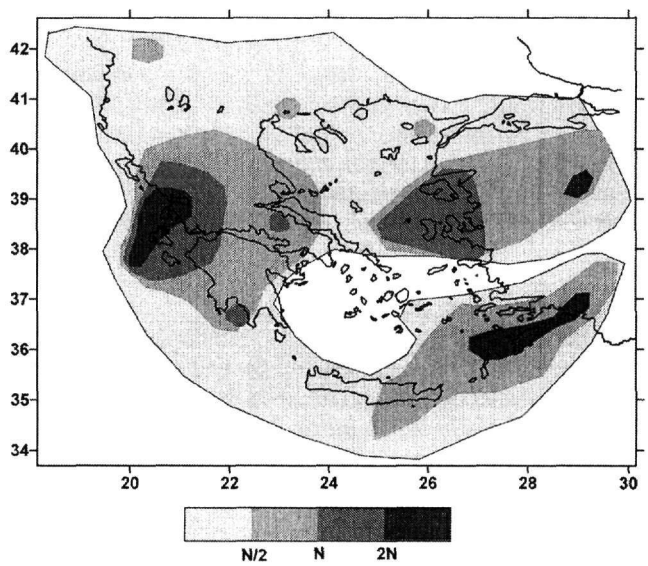


Figure 7. Geographical distribution of the aftershock activity in the Aegean area. The four zones correspond to aftershock activity smaller than the 50% of the normal activity, N/2, (expected by the relation 5), from 50% to normal activity, N, from normal activity to two times the normal activity, 2N, and more than two times this activity (Kourouzidis 2003).

Previous research on the time distribution of the aftershocks that follow mainshocks in the Aegean area showed that the value of the parameter p of the aftershock time distribution (Omori's law, 1894) is equal to 1.13 (Papazachos 1974c), whereas the b value of the magnitude distribution (Gutenberg & Richter 1944) has been found to be smaller for the foreshocks than for the aftershocks. An attempt was made to determine a representative value for the p parameter by using a large data set. For this reason all the aftershock sequences (with at least 20 aftershocks each) of

mainshocks that occurred in Greece during 1911-1997, and are included in both catalogues mentioned earlier, were considered and the time distribution of their aftershocks was determined. As it can be seen in figure 8 (left), the average value of the parameter p is equal to 1.0 (±0.2) (Kourouzidis 2003). The magnitude distribution of the previously mentioned aftershock sequences has also been studied and the respective b values have been calculated. However, it has been shown that reliable b values can be calculated only when the magnitude range, ΔM, of the events examined is at least 1.5 (Papazachos 1974d). Therefore, in the frequency histogram in figure 8 (right) only b values calculated for such aftershock sequences have been considered. It comes out that the mean b value for aftershocks is 1.0 (±0.2) (Kourouzidis 2003).

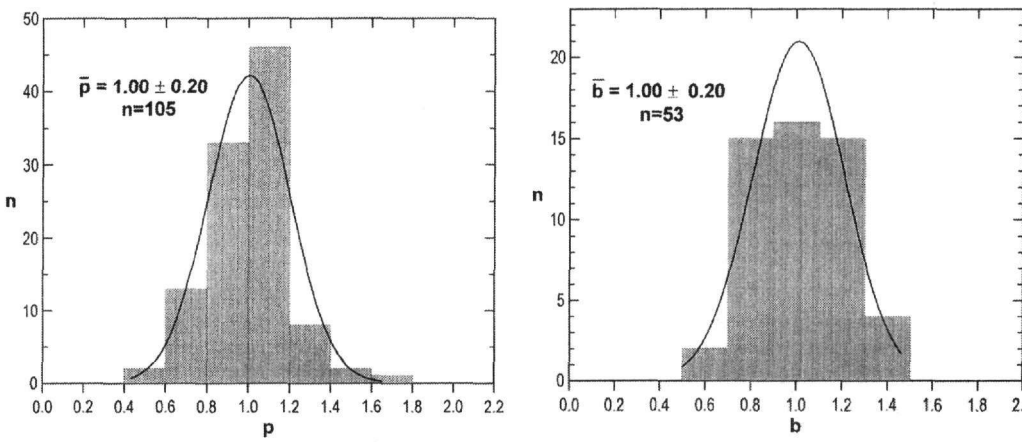


Figure 8. (left) Frequency histogram of the values of the p parameter of the aftershock time distribution. 105 aftershock sequences that occurred during 1911-1997 were examined with at least 20 aftershocks each. (Right) Frequency histogram of the values of the b parameter of the magnitude distribution of the same aftershock sequences. The b values considered come from aftershock sequences in which the magnitude range of the aftershocks is at least 1.5 (Kourouzidis 2003).

The assessment of the evolution of the seismic activity in an area during a period of seismic excitation is a problem of significant social importance because it may lead to preparedness measures for the protection of the people. The first attempt to assess the evolution of an aftershock sequence has been made by Papazachos et al. (2000) and concerned the magnitude distribution of the aftershocks of the Athens 1999 (M=5.9) mainshock. The time variation of the mean magnitude, $\overline{M}$, as well as the b parameter was examined and it was concluded that this mainshock was followed by normal aftershock activity. On the other hand, the study of the time distribution of the foreshocks of the Mygdonia 1978 (M=6.5) mainshock, and the time variation of their mean magnitude, $\overline{M}$, revealed a non-normal evolution of the seismic activity (Papazachos et al. 1982, 1983). Lomnitz (1966) studied the aftershocks of the Kern County 1952 (M=7.5, California) mainshock and observed that the mean magnitude, $\overline{M}$, of the aftershocks is constant. Utsu (1965) showed that the b parameter varies inversely with $\overline{M}$, according to the formula:

$$\overline{M} = \frac{\log e}{b} + M_{min} \qquad (7)$$

where loge=0.434 and M_{min} the minimum magnitude of the earthquakes considered.

The evolution of the aftershock activity of 16 strong mainshocks that occurred in the area of Greece during 1950-1997 and were followed by at least 150 aftershocks above a certain minimum magnitude, was studied, with the aim being to identify temporal variations of $\overline{M}$ that may indicate normal or non-normal evolution of the seismic activity (Kourouzidis 2003). In most of the examined cases the largest aftershock occurred within the first few hours to a few days after the respective mainshock and then the aftershock acitivity evolved normally, that is, there was no significant time variation of the mean magnitude (fig.9a). On the other hand, in some of the cases in which the largest aftershock occurred within several weeks to months after the mainshock, there was an increase of the mean magnitude (and consequently a decrease of the b value) prior to its

occurrence (fig. 9b). A M=4.6 earthquake occurred on April 4, 1995 in Chalkidiki (Northern Greece) which was followed one month later (May 5, 1995) by a M=5.8 event (mainshock). Figure 9c shows

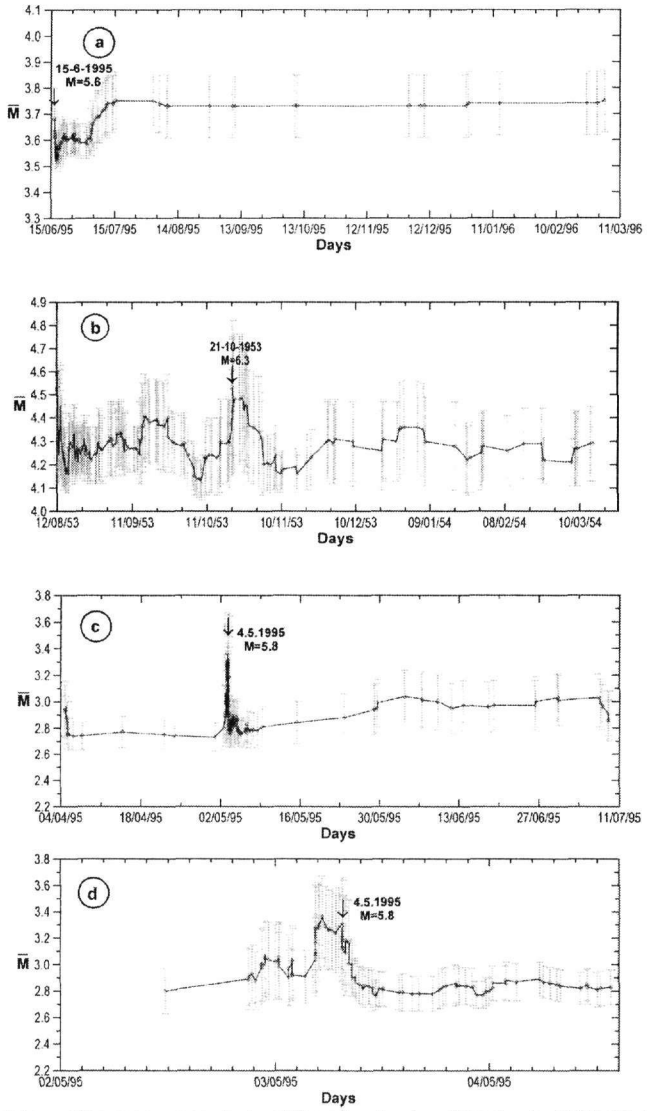


Figure 9. Time variation of the mean magnitude of the aftershocks of the Aegio 1995 (M=6.4) and Cephalonia 1953 (M=7.2) mainshocks (a and b). Each point in these plots corresponds to the mean magnitude, $\bar{M}$, of a number of aftershocks (i.e. 40, with step one aftershock) which is plotted against the occurrence time of the last aftershock of the data sample. In each plot, the time axis starts on the mainshock origin time, while the origin time of its largest aftershock is denoted by the vertical arrow. Grey lines show the standard deviation of $\bar{M}$. In c and d the time variation of the mean magnitude before and after the Chalkidiki 1995 (M=5.8) mainshock is shown (Kourouzidis 2003). d is a magnification of c and shows the time variation of the mean magnitude of the earthquakes which occurred 30 hours before and after the mainshock.

the time variation of the mean magnitude of all the earthquakes of the seismic sequence, while figure 9d shows the time variation of the mean magnitude of the earthquakes which occurred 30 hours before and after the mainshock. From these two figures it comes out that the mean

magnitude of the earthquakes after April 4 remained stable but increased about 10 hours before the mainshock on May 4.

4 CONCLUSIONS

The results of the study of the seismic sequences of strong mainshocks which occurred in Greece during 1911-1997 are presented. The data have been taken from the catalogues of Comninakis & Papazachos (1989) and Kourouzidis (2003) for the periods 1911-1985 and 1986-1997, respectively. The data sample is obviously the largest ever used for similar studies in Greece.

The study of foreshocks resulted in the definition of two relations that can be used to determine the probability that at least one foreshock, with magnitude M_f or larger, will precede a strong ($M \geq 6.0$) mainshock (relation 1), as well as the probability for the largest foreshock to occur during t days before the mainshock (relation 2). The time variation of the foreshock occurrence rate of all seismic sequences that occurred during 1911-1997 was also examined and it was found that the rate of foreshock occurrence increases as the time of the mainshock approaches and is described by a power law function of time, in agreement with previous results. This increase is independent of the time interval considered (1, 10, 100 days before the mainshock). From the 8 foreshock sequences that were studied (with more than 20 foreshocks each) it was found that the mean values of the parameters of the time and magnitude distributions were equal to 0.93 and 0.67, respectively, in agreement to previous results.

As regards the aftershocks it was found that the mean value of the difference of the magnitude, M_1, of the largest aftershock from the magnitude, M_o, of the mainshock is equal to 1.0 (fig. 4). The magnitude difference M_o-M_1 is independent of the mainshock magnitude whereas the magnitude M_1 depends linearly on this magnitude (fig. 5). A relation which can be used to calculate the probability, $P(T_1)$, that the largest aftershock will occur within T_1 days after the mainshock, was also derived (relation 4). Two other relations were also derived between the number, N, of the aftershocks with $M \geq 4.0$ of all seismic sequences and the duration, T, of these sequences and the magnitude of the mainshock. The aftershock time distribution of seismic sequences with at least 20 aftershocks each was examined (105 cases) and it was found that the mean value of the parameter p of the time distribution function is equal to 1.0, while from the study of the magnitude distribution of these sequences it was found that the mean value of the parameter b of the Gutenberg-Richter magnitude distribution function for the aftershock sequences in which the magnitude interval of their aftershocks was at least equal to 1.5, is equal to 1.0.

The results of the study of the time variation of the mean magnitude of the aftershocks that followed several strong mainshocks were also presented. It is concluded that the study of an aftershock sequence which is based on continuous monitoring and fast determination of the basic focal parameters of the aftershocks can contribute to clarify whether an aftershock activity evolves normally or not.

AGKNOWLEDGEMENTS

The maps were made by the use of the GMT software (Wessell and Smith, 1995). This work has been partially supported by the Greek Planning and Protection Organization (OASP), (Res. Comm. AUTH project 20242).

REFERENCES

Comninakis P., Drakopoulos J., Moumoulidis G. & Papazachos B.C. 1968. Foreshock and aftershock sequences of the Cremasta earthquake and their relation to the waterloading of the Cremasta artificial lake. Annali di Geofisica, 21, 39-71.

Comninakis P.E., & Papazachos B.C. 1989. Aftershocks and foreshocks sequences in Greece and surrounding area during the period 1911-1985. Publ. Lab. Geophysics, Univ. of Thessaloniki, 5, pp. 156.

Drakatos G & Latoussakis J. 1994. Some features of aftershock patterns in Greece. Geophys. J. Int., 126, 123-134.

Drakatos G., & Latoussakis J., 2001. A catalogue of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics. J. Seismology, 5, 137-145.

Drakopoulos J.K. 1968. Characteristic parameters of fore- and aftershock seismic sequences in the area of Greece. Ph. D. Thesis, Univ. of Athens, 128 pp.

Gutenberg B. & Richter C.F. 1944. Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., 34, 185-188.
Karakaisis G. 1984. Contribution to the study of the seismic sequences in the Aegean and surrounding area. Ph. D. Thesis, Univ. of Thessaloniki, pp. 192.
Karakaisis G.F., Karacostas B.G., Papadimitriou E.E., Scordilis E.M. & Papazachos B.C. 1985. Seimic sequences in Greece interpreted in terms of barrier model. Nature, 315, 212-214.
Kourouzidis M.C. 2003. Study of seismic sequences in Greece and its contribution to earthquake prediction. Ph. D. Thesis, Univ. of Thessaloniki, pp. 150 (in Greek with English abstract).
Latoussakis J., Stavrakakis G., Drakopoulos J., Papanastassiou D. & Drakatos G. 1991. Temporal characteristics of some earthquake sequences in Greece. Tectonophysics, 193, 299-310.
Latoussakis J. & Drakatos G. 1994. A quantitative study of some aftershock sequences in Greece. Tectonophysics, 143, 603-616.
Lomnitz C. 1966. Magnitude stability in earthquake sequences. Bull. Seism. Soc. Am., 56, 247-249.
Mogi K. 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and their relation to earthquake phenomena. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 40, 125-73.
Omori F. 1894. On aftershocks of earthquakes. J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo, 7, 111-200.
Papadopoulos G.A. 1988. Long term accelarating foreshock activity may indicate the occurrence time of a strong shock in the western Hellenic arc. Tectonophysics, 152, 179-192.
Papadopoulos G.A., Makropoulos K.C. & Dedousis V. 1991. Precursory variation of the foreshock fractal dimension in time. Int. Conf. on Earthq. Pred. Res., State-of-the-Art, Strasbourg, 15-18 Oct. 1991, 92-96.
Papadopoulos G.A., Drakatos G. & Plessa A. 2000. Foreshock activity as a precursor of strong earthquakes in Corinthos gulf, central Greece. Phys. Chem. Earth, 25, 239-245.
Papanastassiou D. Drakopoulos J., Drakatos G, Latoussakis J. & Stavrakakis G. 1989. v-value model for earthquake prediction. An application to some recent earthquake sequences in Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, XXIII/3, 129-143.
Papazachos B.C. 1971. Aftershock activity and aftershock risk in the area of Greece. Ann. Geofis., 24, 439-456.
Papazachos B.C. 1973. The time distribution of the reservoir associated foreshocks and its importance to the prediction of the principal shock. Bull. Seism. Soc. Am., 63, 1973-1978.
Papazachos B.C. 1974a. On certain aftershock and foreshock parameters in the area of Greece. Ann. Geofis., 27, 497-515.
Papazachos B.C. 1974b. On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences. Eng. Geology, 8, 39-48.
Papazachos B.C. 1974c. On the time distribution of aftershocks and foreshocks in the area of Greece. Pure appl. Geophys., 112, 627-631.
Papazachos B.C. 1974d. Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. Pure appl. Geophys., 112, 1059-1065.
Papazachos B.C. 1975. Foreshocks and earthquake prediction. Tectonophysics, 28, 213-226.
Papazachos B.C. 1989. Measures of the earthquake size in the area of Greece. 1st Scientific Congress of the Hellenic Geophysical Union, Athens, April 1989, 437-447.
Papazachos B.C., Delibasis N., Liapis N., Moumoulidis G. & Purcaru G. 1967. Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece. Ann. Geofis., 20, 1-93.
Papazachos B.C., Tsapanos T.M. & Panagiotopoulos D.G. 1982. A preliminary pattern of earthquakes in northern Greece. Nature, 296(5854), 232-235.
Papazachos B.C., Tsapanos T.M. & Panagiotopoulos D.G. 1983. The time, magnitude and space distributions of the 1978 Thessaloniki seismic sequence. In: The Thessaloniki, Northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence, Eds. B.C. Papazachos & P.G. Carydis, Tech. Ch. Greece, Thessaloniki, 117-131.
Papazachos B.C. & Papazachou C. 1989. The earthquakes of Greece. Editions Ziti, Thessaloniki, 356 pp.
Papazachos B., Karakaisis G., Hatzidimitriou P., Karakostas B., Kiratzi A., Leventakis G., Margaris B., Panagiotopoulos D., Papadimitriou E., Papaioannou Ch., Papazachos C., Savvaidis A., Scordilis E., Theodulidis N., Tsapanos T. & Dimitriou P.A. 2000. A procedure to assess the evolution of a seismic sequence. Ann. Geol. Pays Hell., XXXVIII, 119-128.
Papazachos B.C., Comninakis P.E., Karakaisis G.F, Karakostas B.G., Papaioannou Ch.A., Papazachos C.B. & Scordilis E.M. 2003. A Catalogue of Earthquakes in Greece and Surrounding Area for the Period 550 B.C.-2002. Publ. Geoph. Lab. Univ. of Thessaloniki.
Ranalli G. 1969. A statistical study of aftershock sequences. Ann. Geophys., 22, 359-397.
Utsu T. 1965. A method for determining the value of b in a formula logn=a-bM showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geoph. Bull. Hokkaido Univ., 13, 99-103.
Wessel P. & Smith W. 1995. New version of the Generic Mapping Tools. EOS Trans. Am. Geophys. U., 76: 329.
Yamashita T. & Knopoff L. 1989. A model of foreshock occurrence. Geophys. Jour., 96, 389-399.

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

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

THE CRITICAL EARTHQUAKE MODEL: OBSERVATIONS IN CRITICAL AREAS OF THE BROADER AEGEAN AREA

Kourouzidis, M. C.[1], Karakaisis, G. F.[2], Papazachos, B. C.[2], and Makropoulos, C.[3]

[1] *Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, PO Box 20048, GR-11810 Athens, Greece, m.kour@gein.noa.gr*

[2] *Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54124, Thessaloniki, karakais@geo.auth.gr, basil@lemnos.geo.auth.gr*

[3] *Department of Geophysics and Geothermy, Faculty of Geology, National & Kapodistrian University of Athens, Univ. Campus, Ilisia, GR-15784, Athens, Greece, kmacrop@uoa.gr*

ABSTRACT

The time variation of the cumulative Benioff strain, S, in several critical regions of past mainshocks which occurred in Greece and surrounding area has been examined, in an attempt to check the validity of the critical point concept. For this reason, data concerning the critical regions of twelve strong mainshocks, which have recently been defined by other scientists, have been used and intermediate-sized earthquakes which occurred before and after each mainshock were collected. It was found that the cumulative seismic crustal deformation released by these intermediate magnitude events was accelerating before all the mainshocks considered, whereas the deformation release rate during the respective postshock periods was, in general, lower than the preshock ones.

1 INTRODUCTION

Observations on large scale space-time clustering of earthquakes have attracted the interest of seismologists long ago (Willis 1924, Imamura 1937, Gutenberg & Richter 1954, Tocher 1959, among others). These observations reported changes in the occurrence rate of intermediate-sized earthquakes prior to large mainshocks in California and Japan and later resulted in the definition of the seismic cycle (Fedotov 1968, Mogi 1969).

Many scientists applied methods of Statistical Physics in an attempt to model the large earthquake generation process (Rundle 1989, Smalley et al. 1985). However, the study of this process within the framework of the chaos theory during 1980's led to the suggestion that the earthquake generation process can be considered as a critical phenomenon that culminates in a critical point, that is, the mainshock (Sornette & Sornette 1990, Allègre & Le Mouel 1994, among others). The crust of the earth can be considered as a system, which is always in a dynamic state: stresses act within the crust and cause deformation, faults slip with various velocities, etc. These physical processes form a complex system, which exhibits non-linear behavior and the earthquake generation is one of these processes (Keilis-Borok et al. 2001).

Among the main issues on which research on seismicity patterns has been focused during the last decade or so, is whether the crust is in a continuous state of self-organized criticality (Bak et al. 1988, Bak & Tang 1989) or whether it repeatedly approaches and retreats from a critical state (Sammis & Smith 1999). Within this context, studies on the behavior of the intermediate magnitude seismic activity prior to large earthquakes mainly in California resulted in the identification of accelerating seismicity, expressed in terms of seismic moment, energy or Benioff strain release before these earthquakes, which follows a power law (Varnes 1989, Sykes & Jaumé 1990, Bufe & Varnes 1993, Jaumé & Sykes 1999). That is:

$$S(t) = A + B(t_c - t)^m \quad (1)$$

where S(t) is the cumulative Benioff strain (square root of seismic energy) of all earthquakes occurred at time t and are termed preshocks, t_c is the mainshock origin time, and A, B, m are parameters which are calculated by the available data (Bufe & Varnes 1993).

The scientific hypothesis that a mainshock in a certain area can be considered as the culmination (critical point) of a dynamical process (approach to the critical state) which takes place within this area, has to be supported by observations showing that significant changes of the properties of the area (for example seismicity rate, etc.) take place in this area before and after the mainshock generation. Papazachos (2003) examining the time variation of the cumulative Benioff strain released by intermediate-sized events before and after the 28 March 1970 large (M=7.0) mainshock in NW Turkey, reported that accelerating strain release rate was observed in a broad area (critical area) prior to the mainshock, which was followed by its aftershocks, that is, shocks that occurred in the mainshock rupture zone. Then, the postshock strain release rate within the critical area varied linearly with time.

In the present work the results of the examination of the properties of the large scale, space-time clustering of intermediate magnitude earthquakes before strong mainshocks, which occurred in the broader Aegean area, are presented (Kourouzidis 2003), with the aim being to find additional evidence in favor of the critical earthquake model.

2 METHOD AND DATA

The proper definition of the critical area, that is, the area in which the deformation released by intermediate magnitude events accelerates with time and culminates in the generation of a mainshock, was first proposed by Bowman et al. (1998) on the basis of the curvature parameter C. This parameter is defined as the ratio of the root mean square error of the power-law fit (relation 1) to the corresponding linear fit error and practically quantifies the degree of deviation of the released Benioff strain from linearity (acceleration); small C values (≤0.7, Bowman et al. 1998) ensure that the accelerating seismicity law (1) describes the data much more adequately than the standard linear time variation. Very recently, Papazachos & Papazachos (2000, 2001) and Papazachos et al. (2003) proposed additional constraints, which facilitate the definition of a critical region of a past or an impending mainshock. These constraints are expressed by several relations between the parameters involved and relate: (a) the radius, R (in km), of the circle with area equal to the area of the elliptical region with the mainshock magnitude, M, and the mean deformation rate in the area, s_r (in Joule$^{1/2}$/yr and per 10^4km^2), (b) the duration of the preshock sequence, t_p (in yrs), with s_r, (c) the mean rate of deformation during the accelerating deformation period, A/t_p, with the long term rate of seismic deformation, S_r, and (d) the mainshock magnitude, M, with the average magnitude of the three largest preshocks, M_{13} (relations 2-5).

$$\log R = 0.42M - 0.30\log s_r + 1.28 \qquad \sigma=0.08 \qquad (2)$$

$$\log t_p = 3.87 - 0.45\log s_r \qquad \sigma=0.09 \qquad (3)$$

$$\log(A/t_p) = 1.01\log S_r \qquad \sigma=0.04 \qquad (4)$$

$$M = M_{13} + 0.60 \qquad \sigma=0.10 \qquad (5)$$

In order to quantify the compatibility of these relations with observations, a parameter P was defined (Papazachos & Papazachos 2001), which is the average value of the probabilities that each of these four parameters (R, t_p, A, M), attains a value close to its expected one, using a Gaussian probability density function based on the deviations reported in equations (2), (3), (4) and (5). Furthermore, Papazachos et al. (2002a) have defined a quality measure, q, given by the relation:

$$q = \frac{P}{Cm} \qquad (6)$$

in an attempt to simultaneously evaluate: a) the compatibility of an accelerating seismic deformation with the behavior of past real preshock sequences (large P), b) the deviation of the variation with time of the seismic deformation from linearity (small C) and c) the degree of seismic acceleration (small m). Investigation of preshock sequences of strong mainshocks (M≥6.4), which occurred in the Aegean since 1950, has led to the adoption of the following cut-off values:

$$C\leq 0.60,\ m\leq 0.35,\ P\geq 0.45,\ q\geq 3.0 \qquad (7)$$

Papazachos et al. (2002b) studying the dynamic process in the Aegean lithosphere that results in the generation of a strong earthquake, defined the critical regions of 18 mainshocks which occurred in the Aegean and surrounding area during 1950-2000. They also examined the possibility of retrospective prediction of these mainshocks. From this data set 12 mainshocks were selected, for which the duration of the postshock period was equal to the duration of the preshock period. The

basic focal parameters of these mainshocks along with the characteristics of their respective elliptical critical regions are listed in Table 1.

Table 1. The basic focal parameters of the shallow mainshocks that occurred in Greece and surrounding areas along with information on their respective critical regions (Papazachos et al. 2002b). For each mainshock the code number, the occurrence date, the epicenter coordinates (N latitude, E longitude), the center of the corresponding elliptical critical region and its magnitude, M, are given in the first five columns. In the next three columns the length of the major semi-axis of the ellipse, a (km), its azimuth, z, and the ellipticity, e, are listed. The three remaining columns give information on the data considered, that is, the minimum magnitude, M_{min}, of the intermediate-sized events and the years delimiting the period examined.

No	Date	epicenter	ell. center	M	a (km)	z	e	M_{min}	t_s	t_e
1	17.12.1952	34.4 24.5	34.9 24.4	7.0	274	30	0.90	5.2	1922	1983
2	18.03.1953	40.0 27.5	39.4 27.3	7.4	469	0	0.95	5.6	1920	1983
3	12.08.1953	38.1 20.6	37.9 20.6	7.2	385	90	0.95	5.3	1930	1976
4	30.04.1954	39.1 22.3	39.1 22.3	7.0	313	90	0.95	5.3	1932	1976
5	16.07.1955	37.6 27.1	38.0 26.1	7.0	313	150	0.95	5.2	1920	1990
6	09.07.1956	36.6 26.0	36.4 25.8	7.5	348	150	0.70	5.6	1929	1983
7	25.04.1957	36.5 28.6	36.1 28.0	7.2	388	150	0.95	5.4	1930	1984
8	19.02.1968	39.5 25.0	39.6 25.2	7.1	313	30	0.95	5.3	1933	2001
9	09.07.1980	39.3 22.8	39.3 22.8	6.5	91	0	0.70	4.5	1965	1995
10	24.02.1981	38.2 22.9	38.0 23.2	6.7	333	0	0.95	5.2	1966	1996
11	17.01.1983	38.1 20.2	37.2 20.8	7.0	385	60	0.95	5.3	1967	1999
12	05.07.1983	40.3 27.2	40.0 27.8	6.4	130	60	0.90	4.6	1970	1996

3 RESULTS

In figures 1-4 the elliptical critical regions for the 12 mainshocks listed in table 1 are shown. Black and grey circles in the elliptical critical region of each map correspond to the epicenters of the preshocks and postshocks of the respective mainshock (large black circle), whereas the large grey diamond denotes the center of this region. For each critical region, all earthquakes with magnitudes $M \geq M_{min}$ which occurred during the time period defined by t_s and t_e were collected and the cumulative Benioff strain, S, was calculated by the relation:

$$S(t) = \sum_{i=1}^{n(t)} [E_i(t)]^{1/2} \quad (8)$$

where E is the seismic energy released by the events within the critical region (in Joules) and can be calculated by the formula logE=1.5M+4.7 (Papazachos & Papazachos 2000). Next to each map a plot of the time variation of the Benioff strain, S(t), released by the earthquakes that occurred in the respective critical region on the left is shown. Black and gray circles indicate the deformation released during the preshock and the postshock period, respectively. The large diamond corresponds to the deformation released by the mainshock whereas small diamonds show the deformation released by its aftershocks (Kourouzidis 2003).

It can be observed that in all cases the strain release rate during the preshock time period is higher than the release rate during the postshock period. This behavior is more prominent in those cases in which the duration of the preshock period and consequently the postshock one, is relatively small. For example, from the data listed in table 1 it comes out that the duration of the preshock time period in the cases 9-12 was about 13 to 16 years, while in all the other cases the preshock sequence was between 22 and 33 years. It has also to be noted that the size of the critical areas of the Magnesia 1980 and NW Turkey 1983 mainshocks (earthquakes 9 and 12 in table 1) is smaller than the size of the other critical areas.

In the cases 1-8 of those listed in table 1 and shown in the respective figures, the Benioff strain release rate during the postshock time period, despite the fact that it is lower in general than the

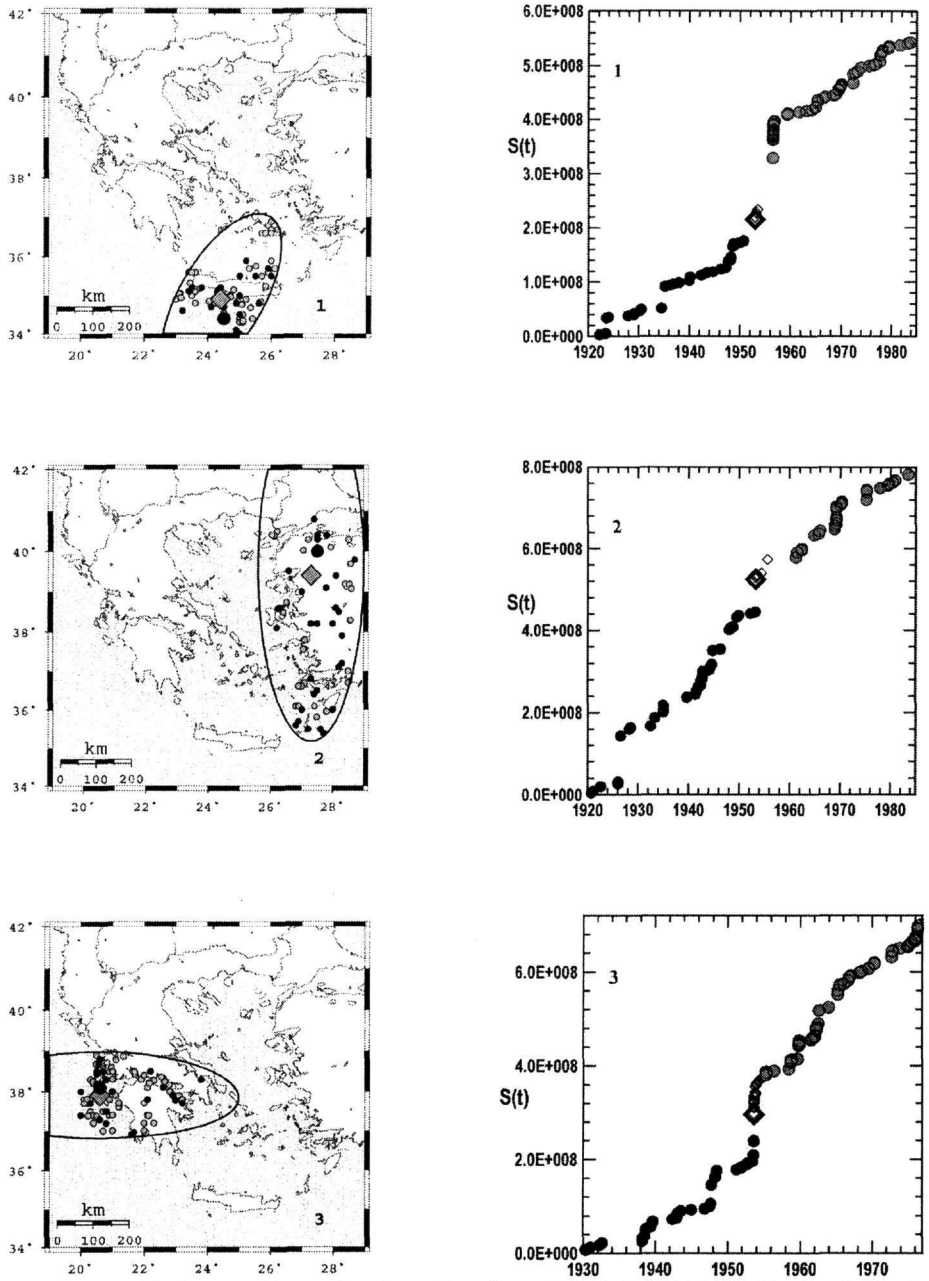


Figure 1. (Left) The critical areas of the earthquakes with code numbers 1, 2, 3 of table 1. Black and gray circles correspond to the epicenters of the earthquakes that occurred in the critical areas before and after the corresponding mainshocks. The large black circles and the diamonds denote the mainshock epicenters and the centers of the critical regions, respectively. (Right) The time variations of the cumulative Benioff strain, S(t), released by all $M \geq M_{min}$ shocks which occurred in the critical regions during the examined time periods. Black and gray circles indicate the deformation released during the preshock and the postshock periods, respectively. The large diamonds correspond to the deformation released by the mainshocks whereas small diamonds show the deformation released by its aftershocks (Kourouzidis 2003).

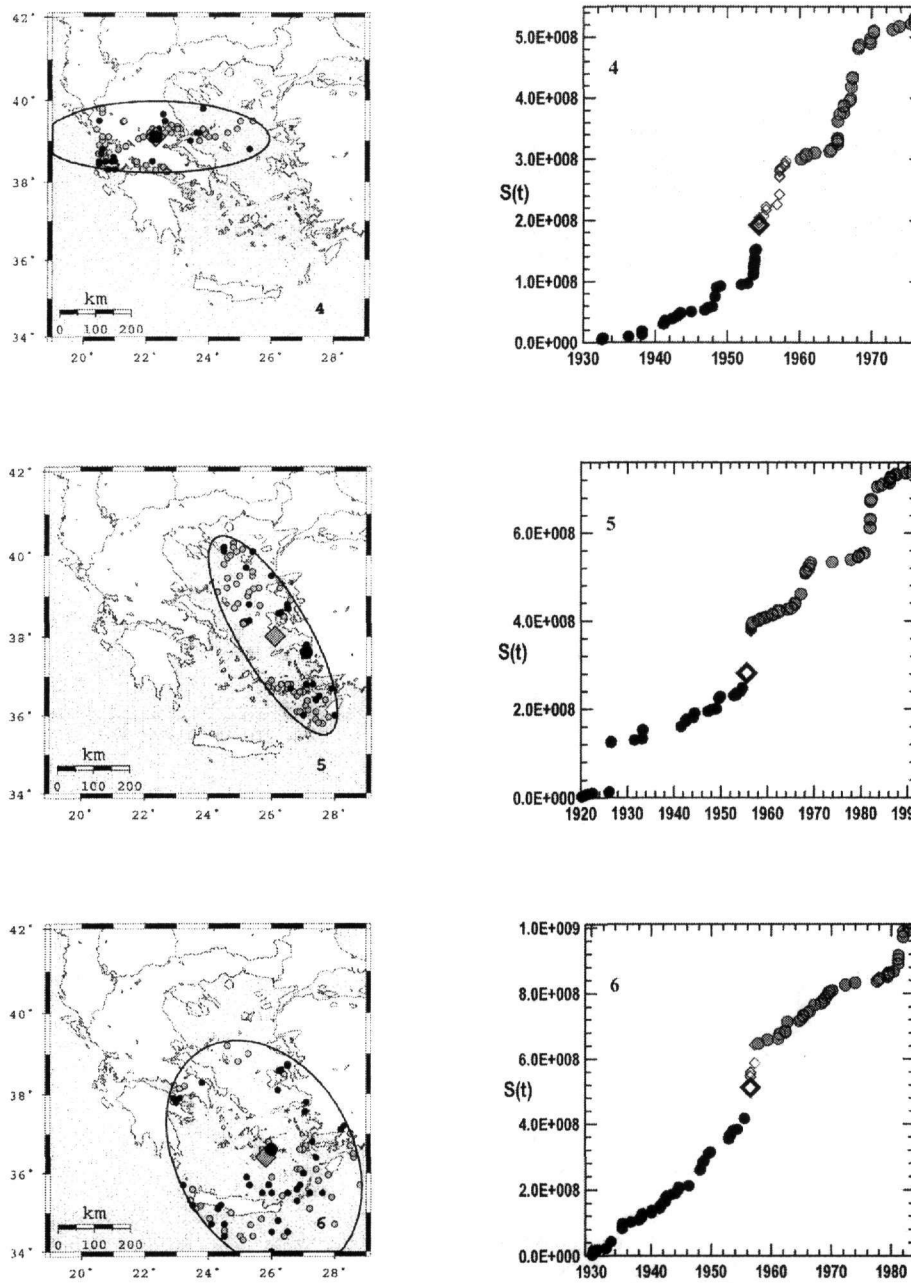


Figure 2. The critical areas of the earthquakes with code numbers 4, 5, 6 of table 1(left) and the corresponding time variations of the cumulative Benioff strain, S(t), released by all $M \geq M_{min}$ shocks which occurred in the critical areas during the examined time periods (right) (Kourouzidis 2003). Explanation as in figure 1.

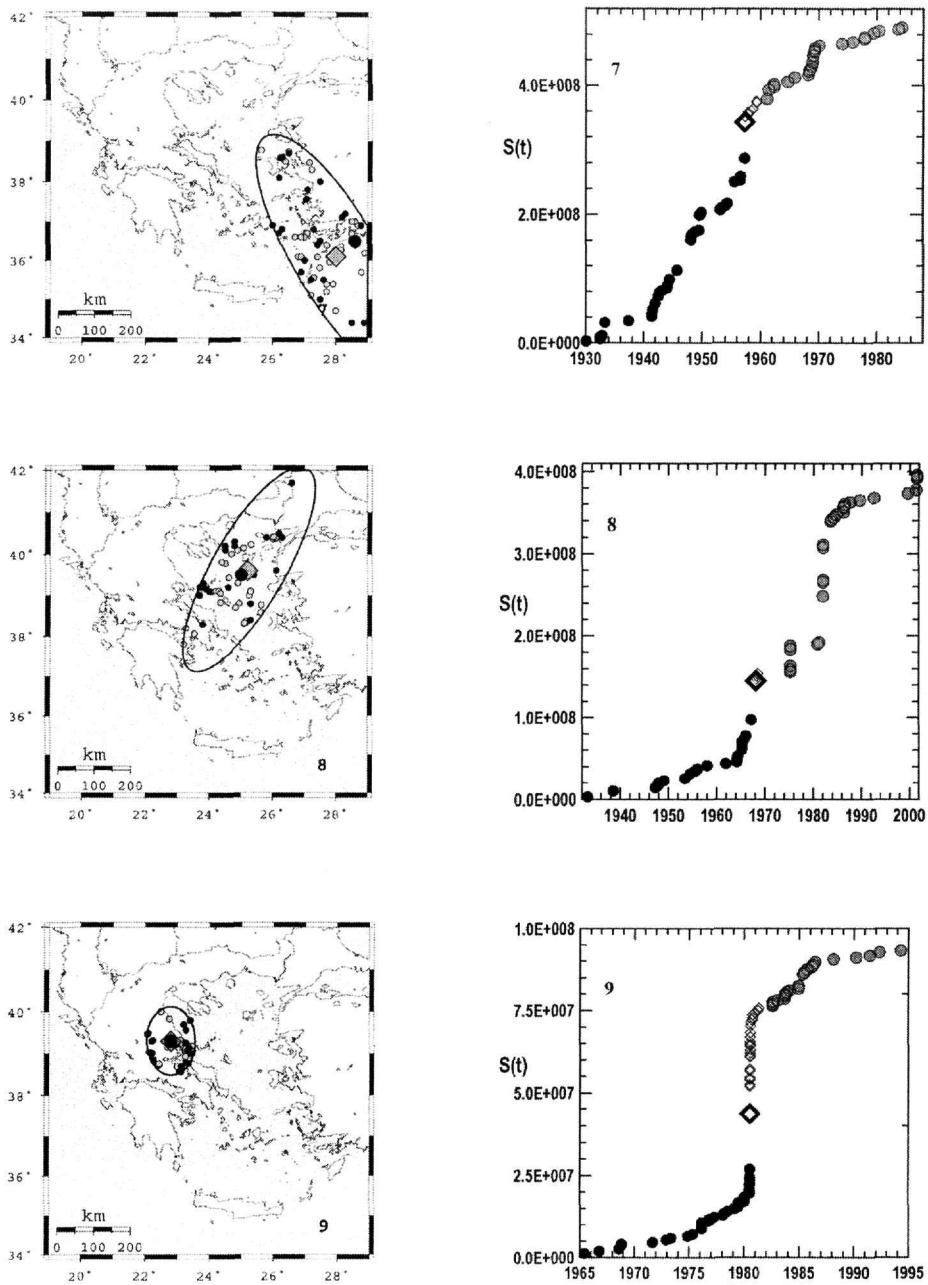


Figure 3. The critical areas of the earthquakes with code numbers 7, 8, 9 of table 1(left) and the corresponding time variations of the cumulative Benioff strain, S(t), released by all $M \geq M_{min}$ shocks which occurred in the critical areas during the examined time periods (right) (Kourouzidis 2003). Explanation as in figure 1.

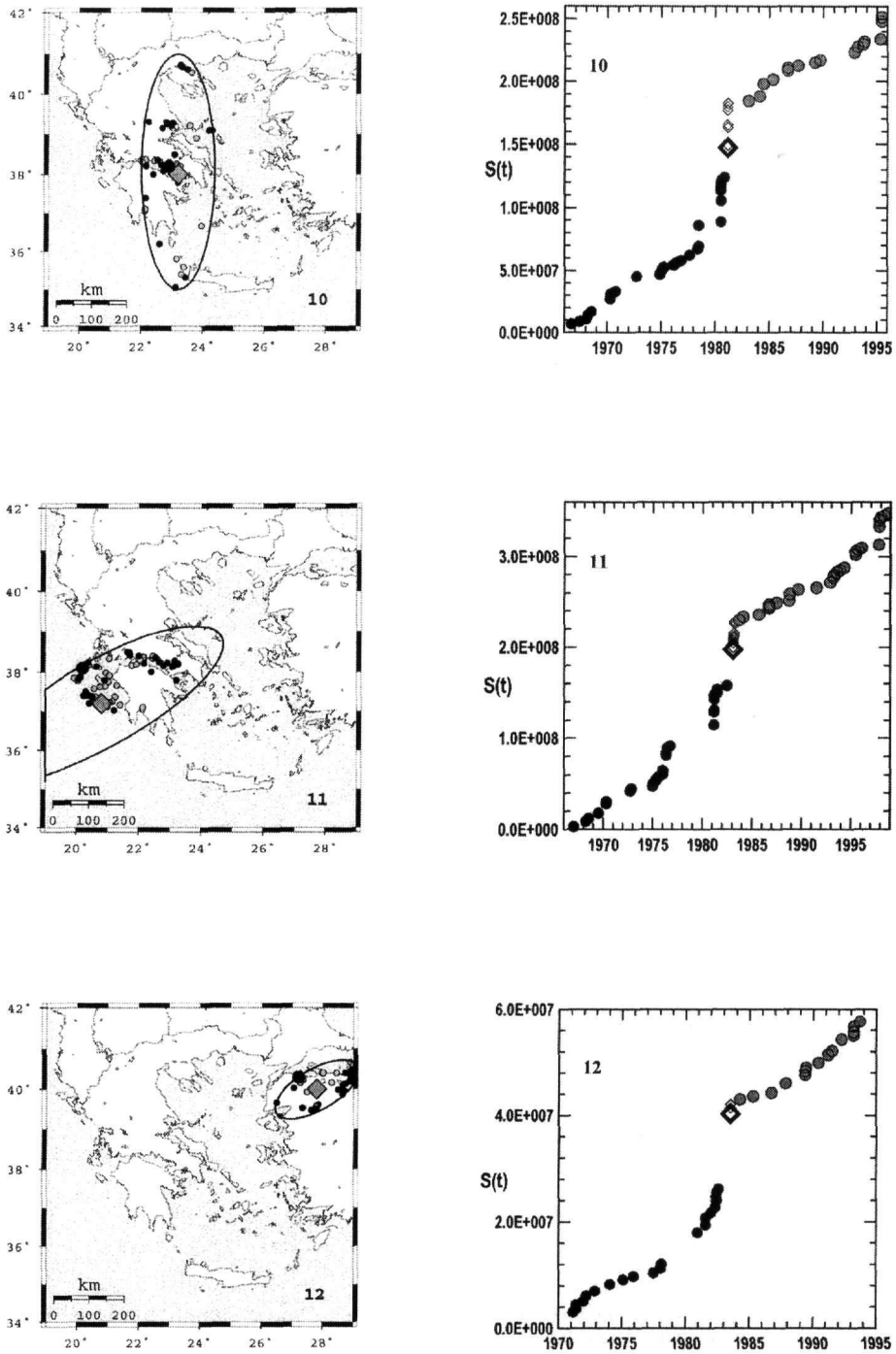


Figure 4. The critical areas of the earthquakes with code numbers 10, 11, 12 of table 1(left) and the corresponding time variations of the cumulative Benioff strain, S(t), released by all $M \geq M_{min}$ shocks which occurred in the critical areas during the examined time periods (right) (Kourouzidis 2003). Explanation as in figure 1.

rate of the preshock period, exhibits transient excitations as, for example, in the case (4) (Central Greece, 1954, M=7.0). It can be seen in figure 2 that the strain release rate during the postseismic period increased abruptly in 1967 when the March 4, 1967 (M=6.6) earthquake occurred in Northern Aegean and probably part of the critical region of this mainshock coincides with part of the critical area of the 1954 mainshock.

Another observation concerns preshocks which belong to different critical regions (i.e. cases 3-4, 2-5, 5-6, etc.). A tentative explanation may be that we can not rule out the possibility that several earthquakes contribute to the approach to criticality (to a mainshock generation) in different regions simultaneously. Furthermore, it has to be noted that a mainshock and its postshock activity in a certain region may trigger another mainshock in an adjacent region, as it has been shown in studies of static stress changes (Stein, 1999; Papadimitriou and Sykes, 2001). More work is needed, however, to clarify this issue.

4 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

A central issue for the earthquake generation process within the concept of self-organized criticality is whether the crust continuously maintains itself in a critical state, as originally proposed by Bak & Tang (1989) or it can repeatedly approach and retreat from a critical state. The explicit consequence of the former view is that all small earthquakes will have the same probability of growing into a large event, hence "..earthquakes are inherently unpredictable" (Geller et al. 1997). In the last decade, however, there is a growing number of observations, supported by results obtained through models of simple cellular automata with loss and/or structural complexity, that a large earthquake in a region perturbs it away from the critical state and that methods of statistical physics can be used to monitor the return of the region toward criticality and the next large earthquake (Triep and Sykes, 1997; Sammis and Smith, 1999). There exists a considerable number of studies which have shown that large earthquakes tend to be preceded by clusters of intermediate-sized events; Sykes & Jaumé (1990) examining the seismicity in the San Francisco Bay Area, have found that large earthquakes are preceded by a cluster of intermediate-sized events (within two magnitude units of the main shock) in a large surrounding region. Furthermore, Knopoff et al. (1996) showed that all 11 earthquakes in California since 1941 with magnitudes greater than 6.8 were preceded by an increase in the rate of occurrence of earthquakes with magnitudes greater than 5.1. Jaumé & Sykes (1999) summarize a large amount of relevant observations and cite earlier references.

The above mentioned studies indicate that a key question to the mainshock generation process is whether the accelerating deformation that leads to the critical point (mainshock) ends by the mainshock or continues after its occurrence. We believe that seismological data can be used to resolve this ambiguity. The results presented in this paper favor the former view, since in all cases studied the deformation rate in the postshock period is lower than the rate in the preshock period; the accelerating strain release rate observed in the preshock time period probably is a manifestation of the growing correlation length within the critical area that has been considered as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes (Zöller et al. 2001). The generation of the mainshock destroys the criticality in this area in which a period of seismic quiescence follows. Then, this process is repeated and the area approaches criticality again as long-range stress correlation develops.

AGKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the two anonymous reviewers whose comments helped us to clarify certain issues. The maps were made by the use of the GMT software (Wessell and Smith, 1995). This work has been partially supported by the Greek Planning and Protection Organization (OASP), (Res. Comm. AUTH project 20242).

REFERENCES

Allègre C.J. & Le Mouel J.L. 1994. Introduction of scaling techniques in brittle failure of rocks. Phys. Earth Planet. Inter., 87, 85-93.

Bak. P., Tang C. & Wiesenfeld K. 1988. Self-organized criticality. Phys. Rev. A, 38, 364-374.
Bak P. & Tang C. 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. J. geophys. Res., 94, 15635-15637.
Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette A. & Sornette D. 1998. An observational test of the critical earthquake concept. J. geophys. Res., 103, 24359-24372.
Bufe C.G. & Varnes D.J. 1993. Predictive modelling of seismic cycle of the Great San Francisco Bay Region. J. geophys. Res., 98, 9871-9883.
Fedotov S. A. 1968. The seismic cycle, quantitative seismic zoning and long-term seismic forecasting, in Seismic Zoning of the USSR, pp. 133-166, ed. Medvedev, S., Moscow.
Geller R.J., Jackson D.D., Kagan, Y.Y. & Mulargia, F. 1997. Earthquakes cannot be predicted. Science, 275, 1616-1617.
Gutenberg B. & Richter C.F. 1954. Seismicity of the Earth and Associated phenomena. Hafner, New York.
Imamura A. 1937. Theoretical and applied seismology. Maruzen, Tokyo.
Jaumé S.C. & Sykes L.R. 1999. Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment/energy release rate prior to large and great earthquakes. Pure appl. Geophys., 155, 279-306.
Keilis-Borok V., Ismail-Zadeh A., Kossobokov V. & Shebalin P. 2001. Non-linear dynamics of the lithosphere and intermediate-term earthquake prediction. Tectonophysics, 338, 247-260.
Knopoff L., Levshina T., Keilis-Borok V.J. & Mattoni C. 1996. Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California. J. geophys. Res. 101, 5779-5796.
Kourouzidis M.C. 2003. Study of seismic sequences in Greece and its contribution to earthquake prediction. Ph. D. Thesis, Univ. of Thessaloniki, pp. 150 (in Greek with English abstract).
Mogi K. 1969. Some features of the recent seismic activity in and near Japan. 2, activity before and after great earthquakes. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. of Tokyo, 47, 395-417.
Papadimitriou, E.E. & Sykes, L.R., 2001. Evolution of the stress field in the Northern Aegean Sea (Greece). Geophys. J. Int., 146, 747-759.
Papazachos B.C. 2003. Chaos in seismology and earthquake prediction. International Workshop on Galaxies and Chaos, Theory and Observations. Athens, Greece, 16-19 September 2002, 1-22.
Papazachos B.C. & Papazachos C.B. 2000. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area. Pure appl. Geophys., 157, 1663-1681.
Papazachos C.B. & Papazachos B.C. 2001. Precursory accelerating Benioff strain in the Aegean area, Ann. Geofis., 144, 461-474.
Papazachos C.B., Karakaisis G.F., Savaidis A.S. & Papazachos B.C., 2002a. Accelerating seismic crustal deformation in the southern Aegean area. Bull. Seismol. Soc. Am., 92, 570-580.
Papazachos C.B., Karakaisis G.F. & Scordilis, E.M. 2002b. Results of a retrospective prediction of past strong mainshocks in the broader Aegean area by application of the accelerating seismic deformation method. Proc. XXVIII ESC General Assembly, Genoa, 1–6 September, 14pp.
Papazachos C.B., Karakaisis G.F., Scordilis E.M. & Papazachos B.C., 2003. Global observational properties of the critical earthquake model. (submitted to Bull. Seism. Soc. Am.).
Rundle J.B. 1989. A physical model for earthquakes. J. geophys. Res., 94, 2839-2855.
Sammis C. G. & Smith S. W. 1999. Seismic cycles and the evolution of stress correlation in cellular automaton models of finite fault networks. Pure appl. Geophys., 155, 307-334.
Smalley R.F., Turcotte D.L. & Solla S.A. 1985. A renormalization-group approach to the stick-slip behavior of faults. J. geophys. Res. 90, 1894-1900.
Sornette A. & Sornette D. 1990. Earthquake rupture as a critical point. Consequences for telluric precursors. Tectonophysics, 179, 327-334.
Stein, R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. Nature, 402, 605-609.
Sykes L.R. & Jaumé S. 1990. Seismic activity on neighboring faults as a long term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area. Nature, 348, 595-599.
Tocher D. 1959. Seismic history of the San Francisco bay region. Calif. Div. Mines Spec. Rep., 57, 39-48.
Triep E. G. & Sykes L. R. 1997. Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazards assessments. J. geophys. Res., 102, 9923-9948.
Varnes D. J. 1989. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity. Pure appl. Geophys., 130, 661-686.
Wessel P. & Smith W. 1995. New version of the Generic Mapping Tools. EOS Trans. Amer. Geophys. U., 76: 329.
Willis B. 1924. Earthquake risk in California and earthquake districts. Bull. Seism. Soc. Am., 14, 9-25.
Zöller G., Hainzl S. & Kurths J. 2001. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes. J. geophys. Res., 106, 2167-2175.

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

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

ESTIMATION OF SEISMIC RESPONSE OF HISTORICAL AND MONUMENTAL SITES USING MICROTREMORS: A CASE STUDY IN THE ANCIENT APTERA, CHANIA, (GREECE)

Moisidi M. [1], Vallianatos F.[1,2], Makris J. [1,2], Soupios P. [1,2], Nikolintaga M.I. [1]
[1]*Department of Natural Resources & Environment, Technological Educational Institute of Crete, Romanou 3, 73133, Chania, Crete, Greece, fvallian@chania.teicrete.gr*

[2]*Center of Technological Research of Crete, Institute of Natural resources and Natural Hazards, Romanou 3, 73133, Chania, Crete, Greece*

ABSTRACT

Main purpose of the present study is to investigate the dynamic characteristics of the remainings at the ancient city of Aptera (Chania) and identify the main damage mechanism, in order to evaluate the risk of structure damage or collapse in case of future events using microtremor recordings.

Our study focuses on the application of HVSR method (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) to microtremor measurements carried out in specific sites.

Registrations have been performed by means of a tridirectional sensor Lennartz 3D-Lite (1 natural Hz frequency), connected with a 24-bit digital acquisition unit. A set of 10 time series of 800 second each, sampled at 125 Hz was recorded in several sites. The selected time windows of each time series were corrected for the base line and for anomalous trends, tapered with a cosine function to the first and last 5% of the signal, and band pass filtered from 0.5 to 20 Hz with cut off frequencies at 0.3 and 22 Hz. The same procedure performed for all sites and components and finally the H/V spectral ratios were computed. Most of the sites present significant amplification peaks in frequency around 2 Hz.

Finally, electrical resistivity tomography was carried out. The extracted results clearly show a very complex subsurface geometry indicated by the presence of large-scale voids, which may possibly correspond to ancient reservoirs.

In the present work we confirm that the archaeological site of Aptera in Chania consists of a very complex subsurface structure and that the results obtained by HVSR method and by resistivity method are very well correlated.

1 INTRODUCTION

Preservation of historical and monumental buildings all around the world and decreasing their risk against earthquakes is a matter of great importance. To this end, concerning monumental heritage, its architectural value and uniqueness calls for a detailed vulnerability assessment. Greece is seismically very active and has large number of monuments, important part of our cultural heritage, which could be affected by strong earthquakes. It is well known that damage caused by earthquakes strongly depend on the dynamic characteristics of structures as well as on the site amplification of seismic waves. As a result an investigation on their seismic response should be conducted before any repair or reinforcement.

Since historical monuments are not suitable for sophisticated analysis and laboratory testing and all works should be carried out directly on the buildings, the appropriate method should be selected very carefully. Considering this, the microtremor method is applied, which additionally among other time consuming and expensive approaches is the easiest and cheapest way to understand the structural behavior without causing any harm to the structure. In a short period of time it provides the necessary information about predominant frequencies, amplification factors (vulnerable points and modal shapes) and vibration characteristics of structures at different frequencies. Moreover, estimation of the characteristics of surface layers is done since microtremor spectral characteristics are associated with local geological structure, especially with the density

and thickness of surface layers (Nakamura 1989, 1996, 1997, 2000, Nakamura et al., 1995, Mucciarelli et al., 2001, Diagourtas et al., 2001).

1.1 Basic theoretical aspects

It has, in general, been observed, that damage associated with the occurrence of earth tremors is the result, not only of the magnitude of the earthquake and its epicentral distance, but also of local site effects caused by the topography and geology of the site. These local effects are frequency dependent. The reaction of the local geological conditions to the incoming seismic energy is known as the "site response".

During the last 30 years, various techniques have been studied to assess site effects: numerical models, the standard spectral ratio method and the H/V spectral ratios method. The last one, initially proposed by Nogoshi and Igarashi (1971), and updated by Nakamura (1989, 2000), uses one single station. It is very quick to implement and at a low cost. Its principle consists in recording the ambient vibrations of the ground during a period of time and in calculating the spectral ratio of the horizontal component over the vertical component. As shown by numerous authors the resulting curve generally shows a peak at the resonance frequency of the site.

Nogoshi and Igarashi (1971) showed the relationship of the H/V spectral ratio to the ellipticity curve of Rayleigh wave, and took advantage of the coincidence between the lowest frequency maximum of this curve with the fundamental resonance frequency, to use it as an indicator of the underground structure (Bard, 1998). The interpretation is based on the assumption that noise predominantly consists of surface waves.

This technique has been updated by Nakamura (1989, 2000). Its assumptions are in contradiction with the preceding arguments. In short, he considers that noise is composed of body waves and surface waves among which are Rayleigh waves. These ones alter the information brought by the reflected SH waves, which are, according to him, predominant to explain the presence of the resonance peak. In this sense, the spectral division is designed to get rid of the effects of Rayleigh waves in the horizontal components. In this way the resulting H/V spectral ratio highlights the resonance frequency of the sites and their corresponding level of amplification as well.

For sake of brevity, we will not report here a detailed discussion on the method. Bard (1998) and Mucciarelli et al. (2001) report critical reviews. Main purpose of the present study is to investigate the dynamic characteristics of the remainings at the ancient city of Aptera (Chania) and identify the main damage mechanism, in order to evaluate the risk of structure damage or collapse in case of future events using microtremor recordings (i.e. low-amplitude oscillations of ground surface produced by natural sources or by anthropogenic noise). It is worthwhile to notice that there is no previous seismic study carried out in the area.

2 DESCRIPTION OF THE STUDY AREA

The area investigated (ancient Aptera) is located in the north-western part of Crete Island, Greece, 15 Km from the city of Chania, near the village Megala Horafia on a hill above the bay of Souda (230m). Figure 1 gives the geological setting of Crete.

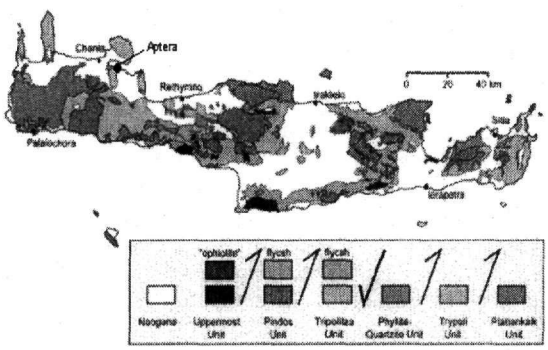


Figure 1. Geology map of Crete.

Founded in the 7th century BC, Aptera was one of the largest and most important city states in Western Crete. It continued to be an important city during the Roman and first Byzantine periods and was continuously inhabited until an earthquake destroyed it in the 7th century AD. The description of this destructive earthquake reported in the historical data suggests the existence of site effects in the area. In the historical period the town was fortified with a wall, which is still visible in many places. Above the fortified acropolis are the ruins of huge vaulted cisterns and other public constructions of the Roman and Early Byzantine periods. A small two-aisled Hellenistic temple has been excavated and part of the Roman Bouleuterion.

Furthermore, there is no detailed geological survey available for the area. It is reported that the territory of Aptera consists of many faults. From the preliminary geological survey, it is concluded that the area of Aptera is characterized by limestones (Tripolis zone, Triassic-Cretaceous). These limestones are compact, white-grey to bluish, microcrystalline to aphanitic usually with rudist fragments, sometimes breccias, at places dolomitizited, strongly karstified. They may include lower members of Jurassic to Triassic age.

3 MICROTREMOR MEASUREMENTS AND ANALYSIS

Detailed microtremor measurements were performed at selected sites in the area of ancient Aptera (Chania-Crete). Their distribution is as homogeneous as possible over the whole area. By taking records both in ground and structures, analyzing and interpreting them, vulnerability specifications can be made. The sites where microtremor measurements recorded are presented in figure 12.

3.1 Microtremor Measurements

Registrations have been performed by means of a tridirectional sensor Lennartz 3D-Lite (1 natural Hz frequency), connected with a 24-bit digital acquisition unit. The sensor has identical characteristics on all three axes; thus working on ratios it is possible to consider a reasonable range below the fundamental frequency, as demonstrated in Giampiccolo *et al.* [2001]. Important care was taken to avoid problems that may arise during in situ measurements such as asphalt coverings that may induce spurious peak of noticeable amplitude, environmental factors and anthropogenic transient noise.

3.2 Data Analysis

At each locality, site responses have been computed by collecting six to twenty-five microtremor registrations, each lasting 60 s, sampled at 125 Hz. The selected time windows of each time series were corrected for the base line and for anomalous trends, tapered with a cosine function to the first and last 5% of the signal, and band bass filtered from 0.5 to 20 Hz with cut off frequencies at 0.3 and 22 Hz, selected in order to preserve energy and avoid spurious maxima due to unrealistic low vertical spectra (Castro et al., 1990). The arithmetic average of all horizontal-to-vertical ratios represents the HVSR site amplification function. The same procedure performed for all sites and components and finally the H/V spectra were computed. Details and limits about the methodology are given in Mucciarelli (1998).

3.3 Results

HVSR of ground level in the Bipartite Temple (site 3) is given in figure 2. It can be followed that the fundamental frequency is 1.93 Hz and the amplification is A=2.5±0.4. In the North-East direction at about 3 m far there was another measurement, whose HVSR resulted in a peak frequency around 2.18 Hz. The amplification of the fundamental frequency is A=2.1±0.3 (see figure3).
Then, in the same N-E direction and in a distance less than 10 m there was another measurement at the Doric Temple (site 7). As shown in figure 4 the transfer function has two dominant peaks, the first one at 12.2 Hz and the second one at 5.84 Hz.

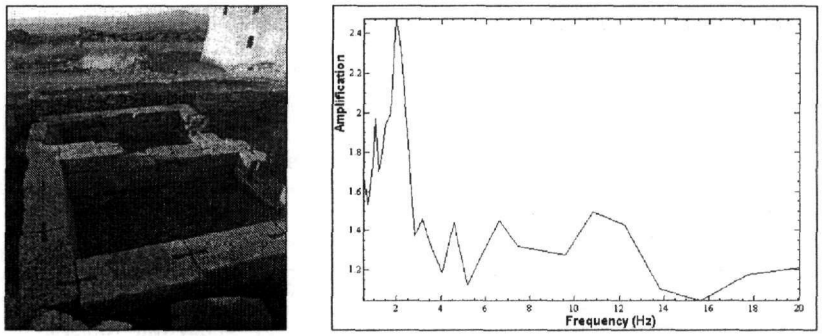


Figure 2. HVSR curve at Bipartite Temple (site 3 on the map).

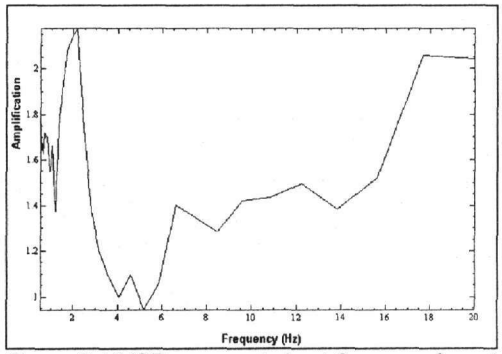


Figure 3. HVSR curves at about 3m away from the Bipartite Temple.

Comparing the HVSR curve derived from the site near the Bipartite Temple in the N-E dimension (figure 3) and the HVSR curve derived from the Bipartite Temple (figure 2), is observed: (i) a minor shift of the fundamental frequency towards lower values (from 2.18 to 1.93Hz) and (ii) a decrease of the spectral amplification, especially in the high-frequency range (at the high frequency 17.6Hz the amplification decreases from 2±0.2 to 1.1±0.1).

Microtremor measurement has been performed at the Doric Temple, which lies at about less than 13m away from the Bipartite Temple (figure 4). The HVSR technique at the Doric Temple indicates two sharp peaks. The amplification in the frequency of 12.2Hz is 3.3. A second amplified frequency is observed at 5.8Hz with amplification 2. By comparing the spectral shape of HVSR curves (figures 2,3 and 4) it is obvious that a high variation exists. This high variation possibly reflects to a very complex subsurface geometry and to large-scale heterogeneities. In order to verify the validity of the above observations (complex subsurface geometry, large-scale heterogeneities) resulted from HVSR curves electrical resistivity tomography has also been performed at this specific area.

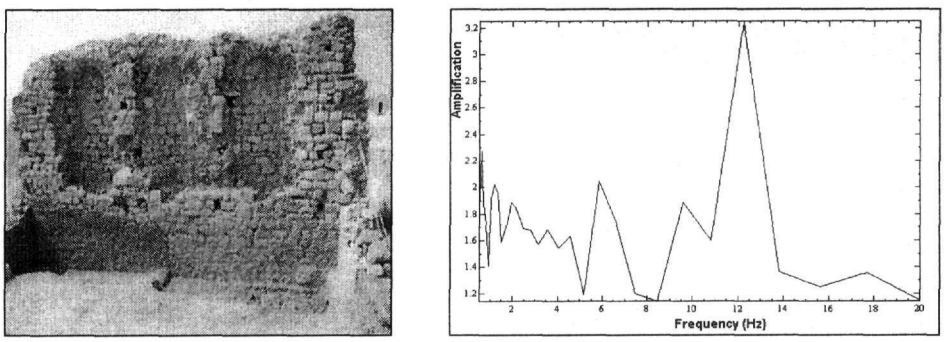


Figure 4. HVSR at site 7 (Doric Temple), at about less than 13 m away from site 3.

The HVSR technique using microtremor measurements has also been performed to identify the building fundamental frequencies of oscillations and to examine the possible coincidence of foundation soil frequency and building frequency (see Mucciarelli et al., 2001). The specific construction typologies as well as the structural properties of Monastery of St. John the Baptist (frames, infill frames, straining beams, bearing walls, building stiffness, mass distribution, e.t.c) were not available. Since no construction technologies were available the estimation of the dynamic seismic response of the Monastery cannot have the complexity and the richness of information of a detailed study. However, the main result expected by the HVSR technique is the determination of the fundamental frequency of the investigated building and of its foundation soil, to put in evidence resonance phenomena capable of compromising the building stability during an earthquake. In such a way HVSR technique represents a preliminary evaluation of St. John the Baptist Monastery's seismic stability. Microtremor measurements have been performed at the soil foundation, on the veranda (points 1,4,7) and at different points of the first floor of the building (points 2,5,8).

The dynamic characteristics of the Monastery of St. John the Baptist result as follows:

1. Predominant frequency and amplification factor of the ground level are respectively 1.93 Hz and 1.9 ±0.3.
2. On the veranda, along a longitudinal transect from the northern to the southern part along the first floor (points 1, 4, 7) the value of fundamental frequency is 7.5 Hz and the corresponding amplification levels are 13, 4.3, 5.8, respectively. Point 1 corresponds to the northern part, point 4 in the central part and point 7 to the southern part of the veranda. It is interesting to notice the existence of a stairway at the southern part of the veranda (point 7,figure 5).
3. Inside the building, along a longitudinal transect from the northern (point 2) to the southern part (point 8), the spectral ratios exhibit a resonant peak at about 7.5 Hz and the amplification factor lies between the values 2.4 and 3.6. It can been seen that at the southern side (point 8) the amplification ratio has the main fundamental peak at 7.5Hz, at the northern side (point 2) at 11Hz, and in the central part (point 5) of the whole structure of the Monastrery the fundamental frequency has the same value as the southern, 7.5Hz. The amplification values at points 8,2 and 5 are 3.6, 2.5, and 2.4 respectively. Microtremor measurements at points 8,2 performed at the same distant from the south and north side of the building.

We note that the HVSR curves suggest that the resonance frequency of the building does not coincidence with the fundamental frequency of the soil foundation. The result extracted from HVSR technique is that the monastery of John the Baptist does not resonate at periods near the period of the soil resonance, which implies that it may not be susceptible to failure during strong ground motion. In the longitudinal transect the northern part of the Monastery (point 2 in figure 5) presents different main period to the southern part (point 8 in figure 5). Consequently, we can speculate that the dynamic behaviour of the southern side is not similar to the northern. Moreover, comparing the HVSR curves derived from the Monastery soil foundation (point 9 in figure 5) with the HVSR curves at the first floor (points 2, 5, 8) it is important to notice that the amplification level increases with height. A similar result is observed by Gallipoli et al., 2004.

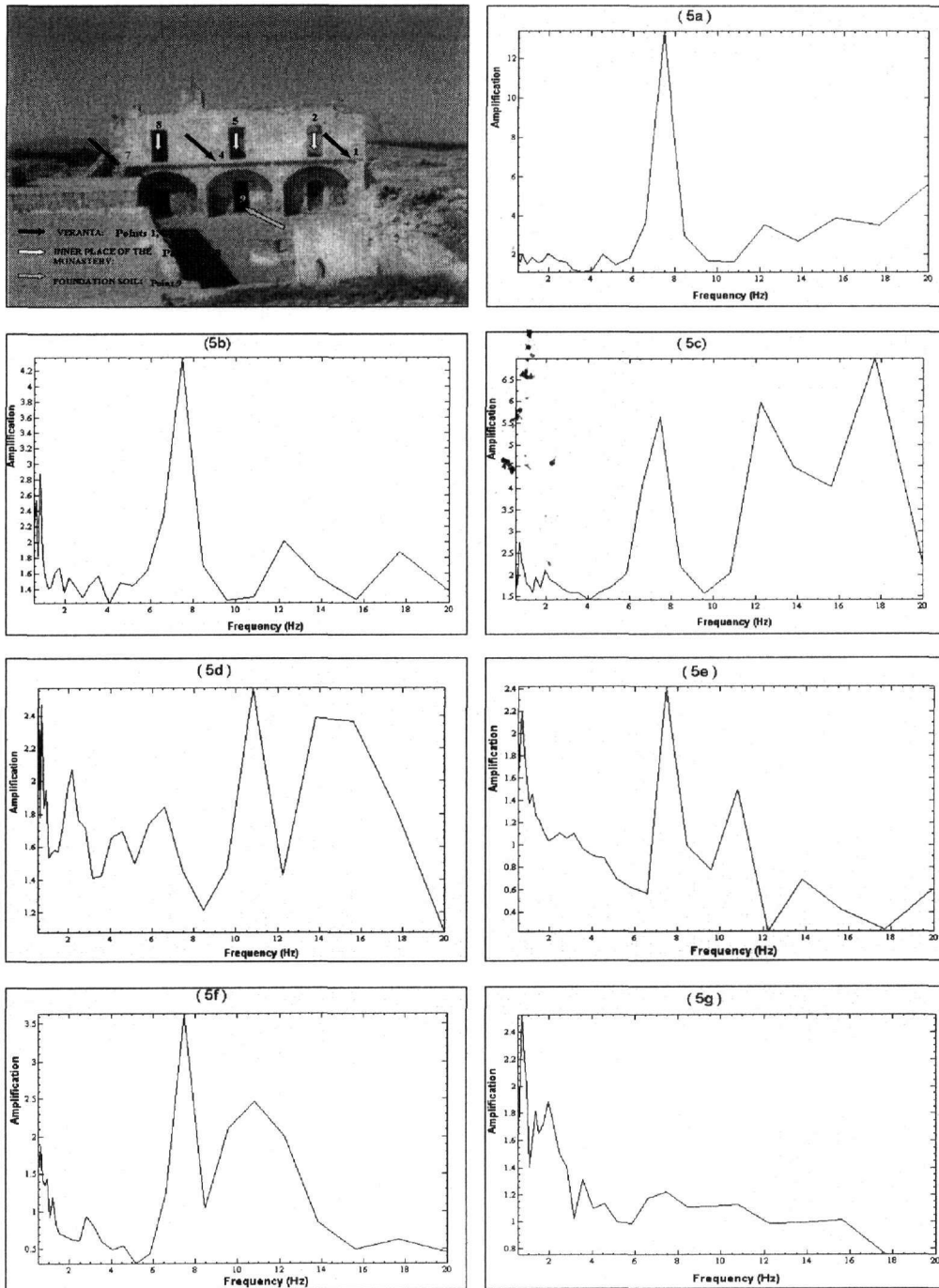


Figure 5. Location of measurements at soil foundation and at the 1st floor (veranda and inner place) (Monastery St. John the Baptist). HVSR results for each measurement. (5a) In the north part of the veranta (point 1), (5b) on the center (point 4), (5c) In the south part of the veranta (point 7), (5d) In the north part of the inner place (point 2), (5e) In the central part of the inner place (point 5), (5f) In the south part of the inner place (point 8), (5g) HVSR curve at the foundation soil.

Figures 7 and 8 demonstrate the HVSR in the Byzantine Buildings and Roman Bath. The distant between these two sites is 15m. We can observe a similarity between these two HVSR curves, not only in terms of the fundamental frequency and amplification, but also in the whole shape. Both spectra show a well-defined peak at 1.93 Hz and the amplification level is also the same. As it is seen from the figures 7,8 the amplification at the Byzantine Building is 2.4 ± 0.4 and at Roman Bath is 2.4±0.3. This cultural terrain is not characterised by a complex subsurface geometry and lateral discontinuities, in contrasts to the Doric Temple.

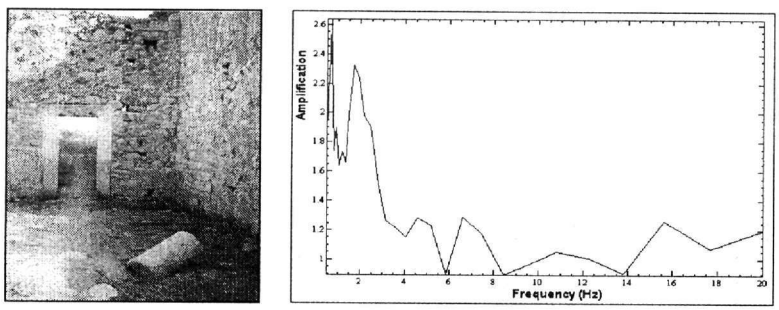


Figure 7. HVSR at site 9 (Byzantine Building).

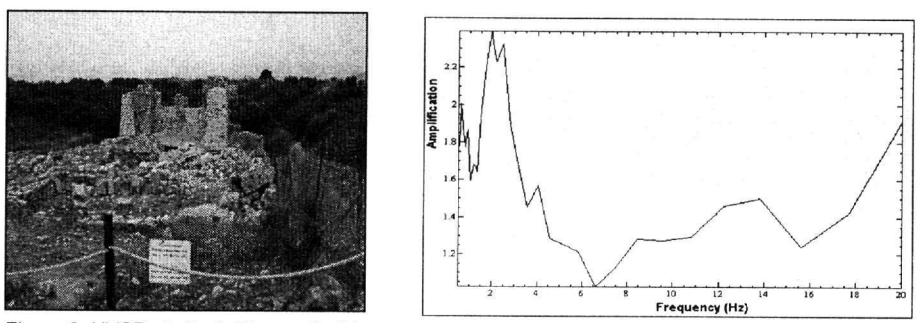
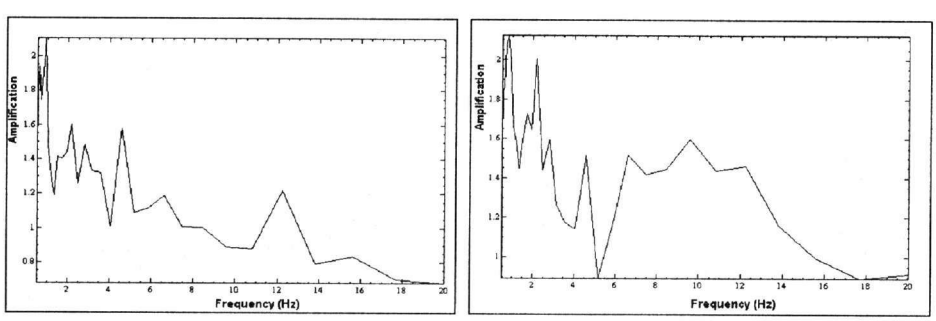


Figure 8. HVSR at site 9 (Roman Bath).

We proceed to the estimation of site amplification close to Roman Reservoirs (see fig. Three arched vaults (figure 9) enclose a huge cistern that held water to feed the Roman baths that cover the site. One can enter the cistern system through a small doorway to view the central chambers. We had three measurements, one for each chamber. All spectral ratios exhibit the resonant peak at 2.18 Hz. The amplification level for the central chamber is 1.8±0.2 and for the two neighboring 1.7±0.2.



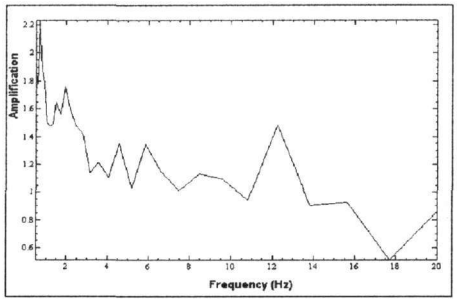


Figure 9. HVSR inside to Roman Reservoirs.

Below Aptera there is a Turkish fortress built in 1872 called Itzendin, once a prison. Figure 10 shows the location of five microtremor measurements, one out of the fortress, two inside it and two more in the arches, as well as the HVSR's in each site. The dynamic characteristics of the place result as follows:

1. Predominant frequency and amplification factor outside the castle are respectively f=2.18 Hz and the amplification level is 2.5±0.5.
2. In the 1st arch we observe two amplified frequency peaks 1.33 and 12.2 Hz. The amplification of the first amplified frequency is 2.1±0.5 and the amplification of the second amplified frequency is 1.6±0.1. In the 2nd arch in the vicinity of the 1st arc) the predominant frequency is 2.18 Hz and the amplification of the fundamental frequency is 1.9±0.3 (figure 10).
3. In the interior space of the castle the spectral ratios exhibit again two resonant peaks one at 3.16Hz and the second at 12.22 Hz. The amplification of the fundamental frequency (3.16 Hz) is 1.7±0.5, while the amplification of the second amplified frequency (12.2Hz) is 1.4±0.2. In 3 m distance the analysis of microtremor measurement resulted in two peaks 1.18 and 12.22 Hz. The amplification of the fundamental frequency (1.18Hz) is 2.2±0.5 and the amplification of the second amplified frequency is 1.9 ±0.3.

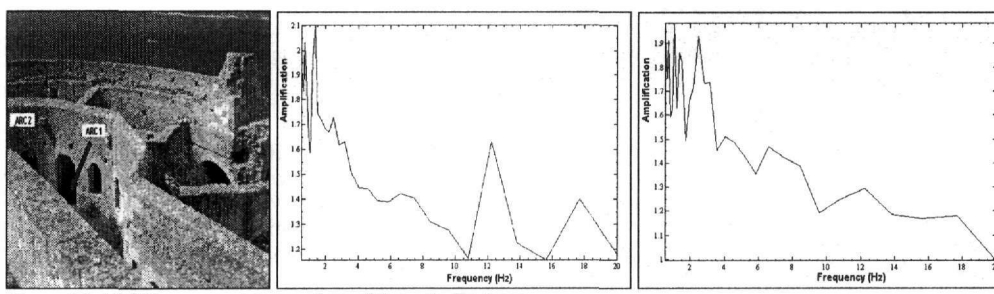


Figure 10. HVSR curves at the arches of Itzendin Fortress.

4 APPLIED GEOPHYSICAL INVESTIGATION: ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY

Finally, in order to have a first hint about the presence of lateral variations in the sub-soil structure and verify the validity of HVSR method electrical resistivity tomography was carried out in those sites where apparently similar geological conditions produce significantly different HVSR's. This geophysical investigation will provide information in order to establish the relation between the local geological structures and the observed amplification effects in the aforementioned sites.

The survey was performed along the axis of the undefined anomaly of the subsoil (Doric Temple). The instrument used was an IRIS multi-electrode system (48 channels), and the data were processed using RES2INV. The inter-electrode spacing was 4 m and the total length was 188 m.

Results extracted from electrical tomography (figure 11) clearly show a very complex subsurface geometry indicated by the presence of large-scale voids, which may possibly correspond to ancient reservoirs. More concretely, we were able to identify two geophysically heterogeneous

structures within the same geological unit (inside the limestones) through the determination of different values of resistivity. Lateral variations of resistivity and a void 16 m width appear at about 10 m depth and a second one 12 m width at 8.5 m depth. The distance between these two voids is about 30 m, whereas the depth to bedrock is not known. According to historical data there are a lot of underground cisterns in the area, which could induce strong amplifications.

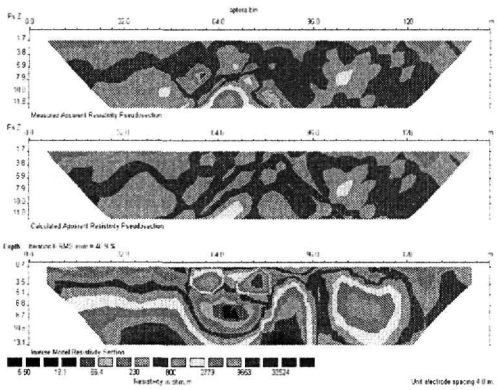


Figure 11. Electrical resistivity tomography

5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

This study focused on a mapping of site response functions using microtremor recordings. The HVSR technique, using microtremor recordings, is used to empirically estimate the site response functions in 8 selected sites in the archaeological site of Aptera. The microtremor measurements yield a series of parameters that can be used to estimate the expected ground motion during an earthquake. The key elements for seismic hazard scenarios are maps of the predominant frequency and maximum relative amplification of ground motion. The frequency of each peak is related to the thickness and velocity of seismic waves of the surface layers. The amplitude of each peak is related mainly to the impedance contrast between the near surface structure and the underlying bedrock. From HVSR curves it is obvious that most of the sites exhibit significant amplification in the frequency range of 1.93-2.18 Hz except of the Doric Temple and Itzendin Fortress, where reliable amplification peaks are observed at high frequencies (12.2 Hz). We propose a preliminary map (figure 12), created on the basis of measurement data, which shows the fundamental frequency across the area and reflects the fundamental characteristics of possible site effects.

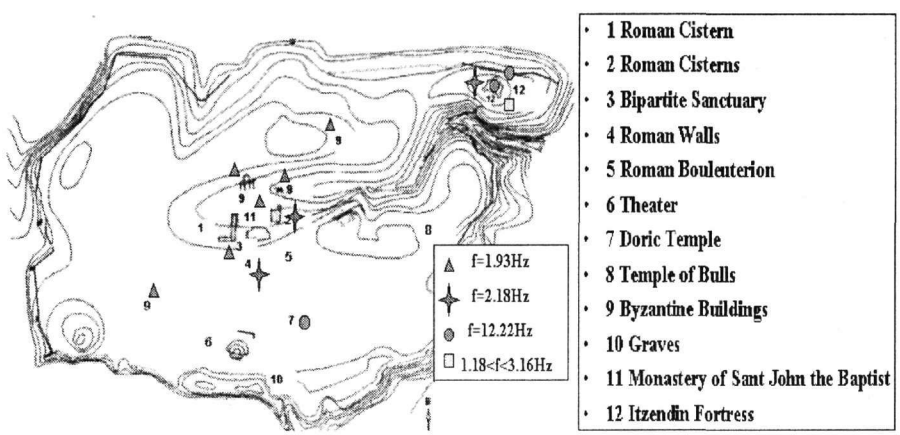


Figure 12. Locations of sites where microtremor measurements were performed and distribution of the fundamental frequency for ancient Aptera estimated from HVSR.

We observe that similar geological conditions produce significantly different spectral shapes. The general behavior of the amplitude response with frequency is not stable but shows a high lateral variation. That possibly suggests the presence of a very complex subsurface geometry, small-scale heterogeneities and possible variation in the thickness of the near-surface layers that probably smooth the amplification curves in such a way that the determination of specific resonance modes becomes very difficult. Thus, we strongly recommend a denser grid of site measurements and additional geophysical investigation. In order to verify the results obtained from HVSR curves a resistivity survey was therefore made on a sector of Doric Temple. Results extracted from electrical tomography clearly show a very complex subsurface geometry indicated by the presence of large-scale voids. We infer that the results obtained from the HVSR technique are very well correlated with the results extracted from the resistivity tomography.

From the results, microtremor method is proved to be a useful tool for this type of preparatory study in highly seismic active areas, since it gives easily and in short time all the needed information for preliminary damage estimation. In regions of unknown basement morphology, such a procedure may be a way to quickly obtain a general idea of the subsurface structure.

Acknowledgements

*The work was supported by **ARCHIMEDES** project (MIS 86384) action 2.2.3.ζ, "Multiparametric Seismic Hazard in the frontal part of the Hellenic Arc", Greek Ministry of Education*

REFERENCES

Bard, P.-Y., (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? (Paper presented at the 2nd International Symposium on the effects of surface Geology on seismic motion-ESG98-held in Yokohama, Japan, December 1-3, 1998).

Bard, P.-Y., (1999). Local effects on strong ground motion. Physical basic and estimatiom methods in view of microzoning studies. Lectures presented at the Advanced Study Course, Kefallinia.

Castro, R.R., J.G. Anderson and S.K.Singh., (1990). Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone, Bull.Seismol.Soc.Am, 80,1481-1503.

Diagourtas D., Makropoulos, K., Tzanis A., (2001), Comparative study of microtremor analysis methods. Pure and Applied Geophysics 158, 2463-2479.

Funicello, R., Lombardi, L., Marra, F., Paratto, M., (1995). Seismic damage and geological heterogeneity in Rome's colloseum area: are they related?, Annali di Geofisica, 38 (5-6), 927-937.

Jeffrey.M.Rahl., Fassoulas. Charalampos., Brandon.T. Mark., Exhumation of high-pressure metamorphic rocks within an active convergent margin, Crete, Greece: A field Guide.

Gallipoli,M.R.,Mucciarelli,M., Castro,R.R., Monachesi,G., Contri,P., (2004) Structure , soil-structure response and effects of damage based on observations of horizontal to vertical spectral ratios of microtremor, Soil dynamics and Earthquake Engineering 24, 487-495 .

Giampiccolo, E., Gresta, S., Mucciarelli, M., De Guidi, G., Gallipoli, M.R., (2001), Information on subsoil geological structure in the city of Catania (Eastern Sicily) from microtremor measurements, Annali di Geofisica, Vol.44, No.1.

Mucciarelli M., (1998). Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. J Earthquake Engng 2 (4), 625–638.

Mucciarelli M., Contri P., Monachesi G., Calvano G., Gallipoli M., (2001). An empirical method to assess the seismic vulnerability of existing buildings using the HVSR technique. Pure and Applied Geophysics 158, 2635-2647.

Nakamura, Y., (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. Quarterly Report of RTRI, Railway Technical Research Institute (RTRI), 30(1).

Nakamura, Y., Hidaka, K., Sato, S., Tachibana, M., (1995). Proposition of a Method for Pier Inspection Using Microtremor,Quarterly Report of RTRI, 36(1), ISSN 0033-9008.

Nakamura, Y., (1996). Real Time Information Systems for Seismic Hazards Mitigation UrEDAS, HERAS, PIC. Quarterly Report of RTRI, 37(3).

Nakamura, Y., (1997). Seismic Vulnerability Indices For Ground and Structures Using Microtremor, World Congress on Railway Research in Florence, Italy, November 1997.

Nakamura, Y., (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of 12WCEE 2000.

Nogoshi, I., Igarashi, T.,(1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), Jour. Seism. Soc. Japan, 24, 24-60 (in Japanese with English abstract).

Ojeda.A., Escallon. J., (2000) Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong motion records in Pereira Colombia, Soil Dynamics and Earthquake engineering, 20,137-143.

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

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

SEISMICITY CRITERIA FOR THE REAL-TIME IDENTIFICATION OF FORESHOCKS IN THE CORINTH GULF

Orfanogiannaki K. and Papadopoulos G.A.
Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, 118 10 Athens, kOrfanogiannaki@freemail.gr, g.papad@gein.noa.gr

ABSTRACT

In the Corinth Gulf foreshock sequences occur as a rule within a time interval no longer than four months before the mainshock. If these precursory phenomena could be detected, then it would be utilized for the prediction of the mainshock. However, frequent swarms also characterize the Gulf of Corinth. Therefore, in a real time evaluation, the discrimination between swarms and foreshock sequences is of crucial importance. In this study we focus on establishing seismicity criteria to achieve such discrimination.

I INTRODUCTION

Foreshocks have long been studied as one of the most promising earthquake precursors since they possess some distinct properties. In fact, they occur a few hours, days or weeks before the mainshock, while their number increases with time following the power-law distribution:

$$n = n_0 \cdot t^{-p} \quad (1)$$

where n is the number of foreshocks at time t and n_0, p are parameters. In addition, the value of the parameter b of the magnitude-frequency relationship is smaller in foreshocks than in background seismic activity (Agnew & Jones 1991, Chen et al. 1999, Jones 1984, 1985, Jones & Molnar 1979, Ishida & Kanamori 1978, Kagan & Knopoff 1978, Michael & Jones 1998, Molchan & Dmitrieva 1990, Ogata et al. 1996, Papazachos 1973, 1975, Reasenberg 1999, Suyehiro & Sekiya 1972). Foreshocks have been particularly studied in Greece in about the last thirty years or so (Papazachos 1973, 1975, Wong & Wyss 1985, Papadopoulos et al. 1991, 2000). Foreshock activity occurs frequently in the Corinth Gulf in a time interval of no longer than about four months before strong mainshocks, while, the probability of occurrence of the largest foreshock within the last ten days before the mainshock is greater than 83% (Papadopoulos et al. 2000). For these reasons the Corinth Gulf (Fig.1) has been selected as a seismotectonic unit suitable for the foreshock detection before mainshocks.

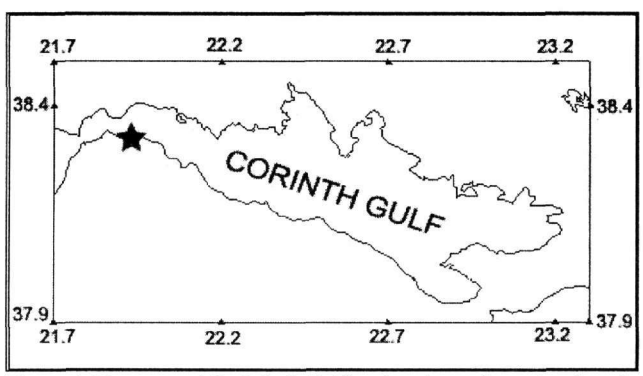


Figure 1. The area of Corinth Gulf. The star shows the epicenter of the example event of Fig. 2 .

Moreover, it is a segment of seismotectonic homogeneity, with a N-S tensional stress field and major normal faults striking nearly E-W, as well as of high seismicity providing a large amount of observational material. Figure 2 shows an example of a foreshock sequence appearing about three months before the mainshock.

2 THE PROBLEM

A major problem involved in the procedure of identifying the onset of a particular foreshock sequence in real-time, is that one should exclude, with high degree of confidence, the possibility that the earthquake sequence does not constitute a swarm-type activity that does not lead to the generation of a mainshock. Therefore, there is need to define the properties of swarm activities in the Corinth Gulf, to compare them with the properties of the foreshock sequences and then to establish a procedure for the discrimination between swarms and foreshock sequences.

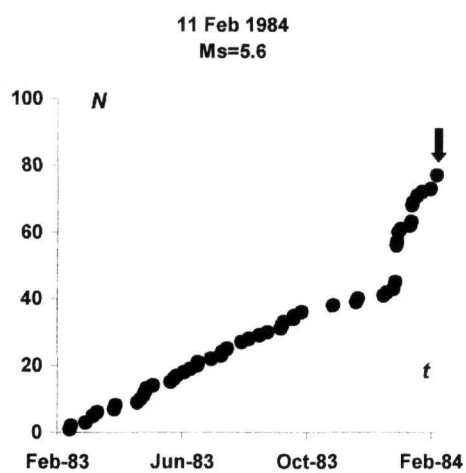


Figure 2. Example foreshock activity preceding the mainshock (black arrow) of 11 February 1984 in west Corinth Gulf. The foreshock sequence starts by the beginning of January 1984. N = cumulative number of earthquakes, t = time.

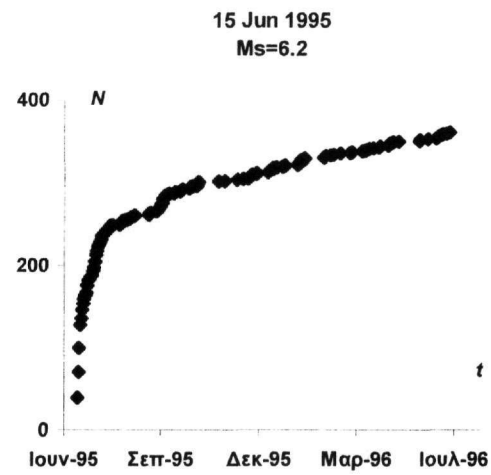


Figure 3. Example aftershock activity following the mainshock of 15 June 1995 in west Corinth Gulf. The aftershock sequence terminates by the end of September 1995. N = cumulative number of earthquakes, t = time.

3 THE DATA

Seismicity data contained in the earthquake catalogue of the Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens (http://www.gein.noa.gr) were examined for the time interval from 1980 to 2002 inclusive. The area under study was defined by the rectangle with coordinates 37.9^0N-38.5^0N and 21.7^0E -23.3^0E (Fig. 1). Completeness analysis based on the magnitude-frequency relationship showed that the seismicity data are complete for local magnitude, M_L, equal to or larger than 2.8, or for surface wave magnitude $M_s \geq 3.3$. From this catalogue we removed aftershock and foreshock sequences of ten strong ($M_L \geq 4.5$) mainshocks. Aftershock and foreshock sequences were determined as sets of earthquakes, occurring within a distance of $1/3^o$ from the mainshock epicenter, and gradually decreases or increases in number following the Omori-law or the Mogi-law, respectively, both of them being expressed by equation 1. The termination of an aftershock sequence or the onset of a foreshock sequence is identified at the point of time where the seismicity rate becomes about equal to, or starts to deviate from, the mean rate of background seismicity, respectively. Examples are illustrated in Figures 2 and 3. This procedure generated a new declustered catalogue which describes the background seismic activity. For reasons explained below we also

calculated for the declustered catalogue the b-value of the magnitude-frequency relationship (Fig. 4), which was found equal to 0.92.

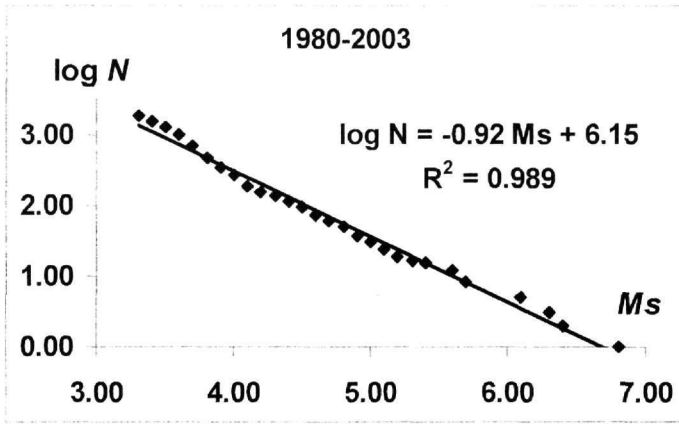


Figure 4. Magnitude-frequency relation for background seismicity of the Corinth Gulf.

4 CRITERIA FOR THE IDENTIFICATION OF SWARMS

An earthquake sequence could be defined as of swarm-type when its mean rate of activity exceeds significantly the mean rate of background activity and, at the same time, it does not contain a mainshock, that is an event significantly exceeding in magnitude all the rest events of the sequence. Because of the second criterion the b-value of swarms as a rule exceeds significantly that of the background seismicity.

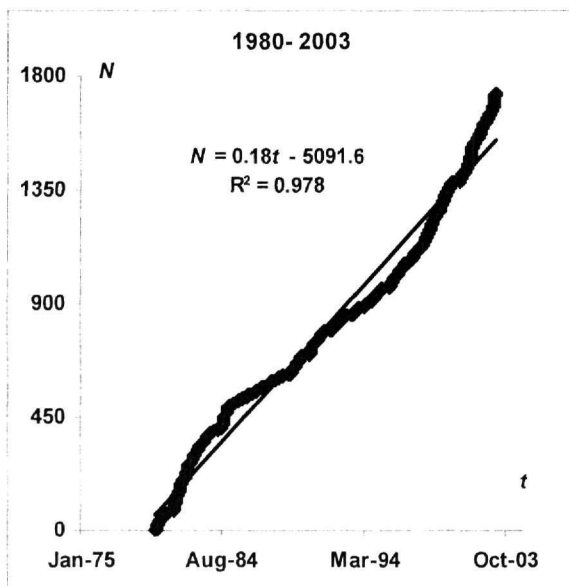


Figure 5. Background seismicity rate (=0.18 events/day) of the Corinth Gulf. N = cumulative number of earthquakes, t=time.

However, this criterion is frequently impossible to apply because of the relatively low number of earthquakes involved in each independent swarm. As an alternative we defined a swarm as a set of timely sequential earthquakes containing at least ten events and making a seismicity rate larger than the background rate so that the probability of its occurrence by chance within the particular time interval is less than 1×10^{-3}, which meets common standards used in statistical analysis. The calculation of the probability was based on the Poisson model (eq. 2), where P(x) is the probability for the occurrence by chance of a number of x events in a time interval of t days, where λ=0.18 events/day is the background seismicity rate (Fig. 5).

$$P(x) = \frac{e^{-\lambda \cdot t}(\lambda \cdot t)^{x}}{x!} \qquad (2)$$

After the selection of a number of swarms on the basis of this definition we checked whether or not they satisfy the criterion of high b-value. By applying the above definition in the declustered catalogue, we were able to identify seventeen swarms (Table 1), nine of them including more than 40 earthquake events. The swarms with code numbers 2 and 3 as well as those with code numbers 14, 15 and 16 are partly overlapping in time.

Table 1.Start and end dates of the swarms identified in the declustered catalogue. Key: d= duration, n=number of events, Ms_{min} = minimum magnitude involved, Ms_{max} = maximum magnitude involved, P(x) = probability for the number of events n to appear by chance within time interval of d days.

No	Start	End	d (days)	n (events)	Rate (events/day)	b-value	Ms_{min}	Ms_{max}	P(x)
1	29/02/80	31/03/80	30	27	0.90		3.3	4.3	$1.59*10^{-11}$
2	02/07/81	10/09/82	435	167	0.38	1.22	3.3	4.8	$\rightarrow 0$
3	27/09/81	10/09/82	343	127	0.37	1.27	3.3	4.8	$3.40*10^{-14}$
4	27/09/81	26/12/82	455	156	0.34	1.32	3.3	4.8	$\rightarrow 0$
5	23/03/82	11/04/82	19	27	1.42		3.3	4.5	$4.89*10^{-16}$
6	05/08/84	19/08/84	14	21	1.50		3.3	4.7	$2.91*10^{-13}$
7	09/11/84	29/11/84	20	22	1.10		3.3	3.9	$2.90*10^{-11}$
8	07/05/89	15/05/89	8	14	1.75		3.3	4.8	$3.48*10^{-10}$
9	15/07/90	11/08/90	27	23	0.85		3.3	3.7	$1.29*10^{-9}$
10	13/09/98	26/09/98	13	22	1.69		3.3	4.4	$7.64*10^{-15}$
11	13/09/98	14/11/98	62	42	0.68	1.54	3.3	4.4	$5.44*10^{-13}$
12	18/07/99	31/07/99	13	13	1.00		3.3	4.1	$7.86*10^{-7}$
13	18/03/01	12/06/01	86	64	0.74	1.53	3.3	4.6	$7.80*10^{-21}$
14	16/09/02	01/01/03	107	71	0.66	1.81	3.3	4.5	$2.89*10^{-20}$
15	13/10/02	01/01/03	80	57	0.71	1.70	3.3	4.5	$6.17*10^{-18}$
16	19/11/02	01/01/03	43	43	1.00	1.60	3.3	4.5	$5.80*10^{-19}$
17	19/11/02	05/02/03	78	54	0.69	1.65	3.3	4.5	$1.40*10^{-16}$

5 CRITERIA FOR THE DISCRIMINATION BETWEEN FORESHOCKS AND SWARMS

5.1 The b-value

The difference in the b-value is one of the criteria that can be used to discriminate between foreshock sequences and swarms. The reliability of the b-value estimation depends on several factors like the number and the magnitude range of events in the data set. As for the number of events the larger this number the better the result. As for the magnitude range, it has been shown (e.g. Papazachos, 1974) that it should exceed 1.5. We calculated the b-value for only the nine clusters that contain more than forty earthquake events each, because for the others the low number of events involved does not allow for a reliable estimation. The magnitude range in the nine data sets examined is between 1.1 to 1.5 which may signifies some unreliability of the results. However, the

systematic increased value of the parameter b found for all the data sets is an indication the result is in general correct. Obviously, in case of an actually evolving earthquake sequence the estimation of the b-value can be done only if a sufficient number of events has been recorded. This means that this discrimination criterion is not possible to apply from the very beginning of the activity. The b-values of the nine swarms were found to be systematically high with respect to the background b-value of 0.92. The differences between the b-value of each one swarm and the background b-value are significant at the 99% level.

5.2 Time distribution and numbers of events

An additional criterion for discrimination could be based on the number of events and the duration of the activity (Figs. 6, 7).. By the beginning of the activity the number of events is only sharply higher in swarms than in foreshock sequences. However, for time periods longer than twenty days the number of events becomes systematically higher for the same time after the beginning of the activity. In fact, twenty days and sixty days after the beginning the number of events is nearly 1.5 and 2 times higher in swarms than in foreshocks, respectively. The total duration of foreshock sequences do not exceed four months. However, the total duration of a swarm may reach up to fifteen months.

5.3 Space distribution of events

From the study of Corinth Gulf foreshock sequences it resulted that the epicenters of the events of a particular sequence are concentrated in regions of radius of no more than about 30km or $1/3^0$ around the mainshock' s epicenter (Papadopoulos et al., 2000). However, the epicentral distribution of the swarms studied here shows that as a rule the events contained in a particular swarm are extended over the entire Corinth Gulf. This property makes an additional discrimination criterion.

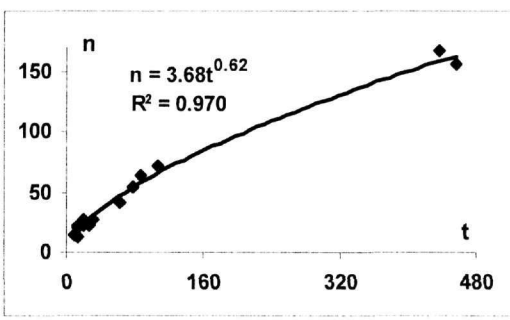


Figure 6. Number, n, of events contained in Corinth Gulf swarms against the swarm total duration, t (in days).

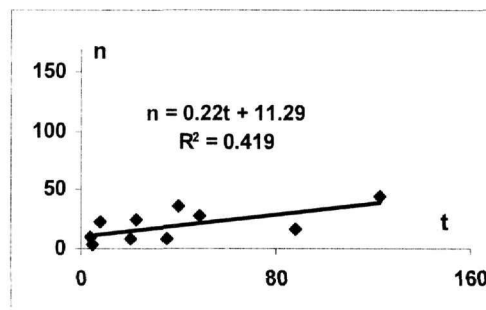


Figure 7. Number, n, of events contained in Corinth Gulf foreshock sequences against the sequence total duration, t (in days) (data from Papadopoulos et al. 2000.)

6 CONCLUSIONS

The different space-time-size distributions of swarms and foreshock sequences in the Corinth Gulf make a good basis for the development of an algorithm towards the real-time discrimination between the two types of seismic activity. In particular, the b-value of the magnitude-frequency relation is significantly high in swarms (b › 1.2) with respect to that in background seismicity (b ~1) which is higher than the b-value (‹ 1) in foreshocks. In addition, the duration of the swarms usually exceeds that of the foreshocks while the number of events contained in a swarm, as a rule is larger than that of foreshocks for the same point of time from the beginning of the activity. In addition, the epicenters of the events contained in a particular swarm as a rule are extended over the entire Corinth Gulf, while the foreshock epicenters are concentrated at a distance of no more than about 30km around the mainshock's epicenter. These criteria of discrimination provide possibilities for a

probabilistic decision making as regards the real-time identification of the onset of foreshock sequences in the Corinth Gulf.

REFERENCES

Agnew, D.C., and Jones, L.M., 1991. Prediction probabilities from foreshocks, *J. Geophys. Res.,* 96, 11,959-11,971.

Chen, Y., Liu, J., and Ge, H., 1999. Pattern characteristics of Foreshock Sequences, *Pure appl. Geophys.,* 155, 395-408.

Jones, L.M., 1984. Foreshocks (1966-1980) in the San Andreas system,California, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 74, 1361-1380.

Jones, L.M., 1985. Foreshocks and time-dependent earthquake hazard assessment in Southern California, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 75, 1669-1679.

Jones, L.M., and Molnar, P., 1979. Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *J. Geophys. Res.,* 84, 3596-3608.

Ishida, M., and Kanamori, H., 1978. The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake, California, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 68, 1265-1279.

Kagan, Y., and Knopoff, L., 1978. Statistical study of the occurrence of shallow earthquakes, Geophys. *J. R. astr. Soc.,* 55, 67-86.

Michael, A.J., and Jones, L.M., 1998. Seismicity alert probabilities at Parkfield California, revisited, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 88, 117-130.

Molchan, G.M., and Dmitrieva, O.E., 1990. Dynamics of the magnitude-frequency relation for foreshocks, *Phys. Earth Planet. Int.,* 61, 99-112.

Ogata, Y., Utsu, T., and Katsura, K., 1996. Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, 127, 17-30.

Papadopoulos, G.A., Makropoulos, K.C., and Dedousis, V., 1991. Preqursory variations of the foreshocks fractal dimension in time, *International Conference on Earthquake Prediction : state – of – the – art,* France, Council of Europe, 92-97.

Papadopoulos, G.A., Drakatos, G., and Plessa, A., 2000. Foreshock activity as a precursor of strong earthquakes in Corinthos Gulf, Central Greece, *Phys. Chem. Earth*, 25, 239-245.

Papazachos, B.C., 1973. The time distribution of the reservoir-associated foreshocks and its importance to the prediction of the principal shock, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 63, 1973-1978.

Papazachos, B.C., 1974. Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range, *Pure appl. Geophys.,* 112, 1059 -1065.

Papazachos, B.C., 1975. Foreshocks and earthquake prediction, *Tectonophysics*, 28, 213-226.

Reasenberg, P.A., 1999. Foreshock occurrence before large earthquake, *J. Geophys. Res.,* 104, 4755-4768.

Suyehiro, S., and Sekiya, H., 1972. Foreshocks and earthquake prediction, *Tectonophysics*, 14, 219-225.

Wong, K.C., and Wyss, M.,1985. Clustering of Foreshocks and Preshocks in the Circum-Aegean region, *Earthq. Predict. Res.,* 3, 121-140.

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

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

A SOURCE PARAMETERS STUDY OF THE AFTERSHOCK SEQUENCE OF THE KOZANI- GREVENA 1995 EARTHQUAKE BASED ON ACCELERATION RECORDS

Panou A.A.[1], Papazachos C.B.[1], Papaioannou Ch.[2], and Hatzidimitriou P.M.[1]

[1] *Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54124, Thessaloniki, apanou@lemnos.geo.auth.gr, costas@lemnos.geo.auth.gr, takis@lemnos.geo.auth.gr*

[2] *Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering, P.O. Box 53 Foinikas, GR-55102, Thessaloniki, chpapai@itsak.gr*

ABSTRACT

Strong motion recordings of the May 13, 1995 Mw=6.6, earthquake sequence that occurred in the Kozani-Grevena region (Western Macedonia, Greece) have been analyzed for the determination of their source parameters. The data set for this study comes from a temporarily deployed accelerograph network and the source parameters using the shear-wave displacement spectra have been estimated. For this estimation the spectral records have been corrected for the site effects and for the propagation path (geometrical spreading and anelastic attenuation). The magnitude of each event was also re-calculated by estimating appropriate station corrections. The derived relationships are

$$\log M_o = (1.43 \pm 0.09)\ M_L + (16.92 \pm 0.29), \qquad 2.0 < M_L < 5.0 \quad (1)$$

$$\log f_c = (-0.56 \pm 0.08) \cdot M_L + (2.52 \pm 0.29), \qquad 2.0 < M_L < 5.0 \quad (2)$$

$$\log M_o = (-2.20 \pm 0.08) \cdot \log f_c + (23.16 \pm 0.84), \qquad 0.6 < f_c < 10.0 \quad (3)$$

The near-surface attenuation parameter κ_0 has also been determined for the strong motion stations sites. These values of κ_0 are in good agreement with those of Margaris and Boore (1998) for the geological formation on which each station was positioned. The obtained source parameters are in good agreement with those from previous studies for the Aegean region.

1 INTRODUCTION

A damaging earthquake (Mw =6.6) occurred on May 13, 1995 in the Kozani – Grevena region. This area has not shown a high level of seismic activity in historical times since only one strong earthquake (896 A.D.), was reported in the historical catalogues (Papazachos and Papazachou, 1997, 2002; Ambraseys, 1999). The earthquake sequence has been extensively studied at every scientific field (Hatzfeld et al., 1995, 1997; Papazachos B. C. et al., 1998; Theodulidis et al., 1998; Papanastasiou et al., 1998; Kiratzi, 1999; Roumelioti et al., 2000, 2002).

In this paper we analyze the complete data set available for the Kozani - Grevena aftershock sequence. A procedure has been applied for the accurate determination of the local magnitude, M_L, from regional records. The source parameters are obtained by fitting standard spectral shapes to the S-wave spectra and a least-squares' procedure is developed to account for differences between recording stations in order to accurately determine the final source parameters for each event.

2 DATA ACQUISITION – EARTHQUAKE LOCATIONS

One day after the earthquake occurrence, a temporary 3-component digital strong motion array was installed by the Geophysical Laboratory of the Aristotle University of Thessaloniki (GL-AUTh) and the Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering (ITSAK), to monitor the ground acceleration due to the aftershocks. Accelerographs were also installed by the Seismological Laboratory of Athens University (SL-AU), the Applied Statics Laboratory of the Aristotle University of Thessaloniki (ASL-AUTh) and the LGIT of the Grenoble J. Fourier University (LGIT), (shown in the right part of Figure 1).

For several earthquakes, which triggered at least one accelerograph, the epicenters were not estimated from routine analysis. The location of these events was accomplished using the P and the S-wave arrivals from the temporary seismological network that was installed in the area and from the permanent seismological network of GL-AUTh. Figure 1 (left part) shows a map with the seismological stations of the permanent and temporary network. In the location procedure the appropriate station correction terms were used. These terms represent the contribution of the average crustal and upper mantle structure beneath the receiver and a local layered velocity model, which was estimated for the Kozani-Grevena area (Hatzfeld et al., 1995; Papazachos et al., 1998; Drakatos et al., 1998). The S-P times of the temporary accelographs network were also included in the phase list. For the location procedure the HYPO'71 program (Lee and Lahr, 1975) was used. Figure 1 (right part) shows the geographical distribution of the epicenters, determined in the present study (gray circles). The triangles stand for the location of the station.

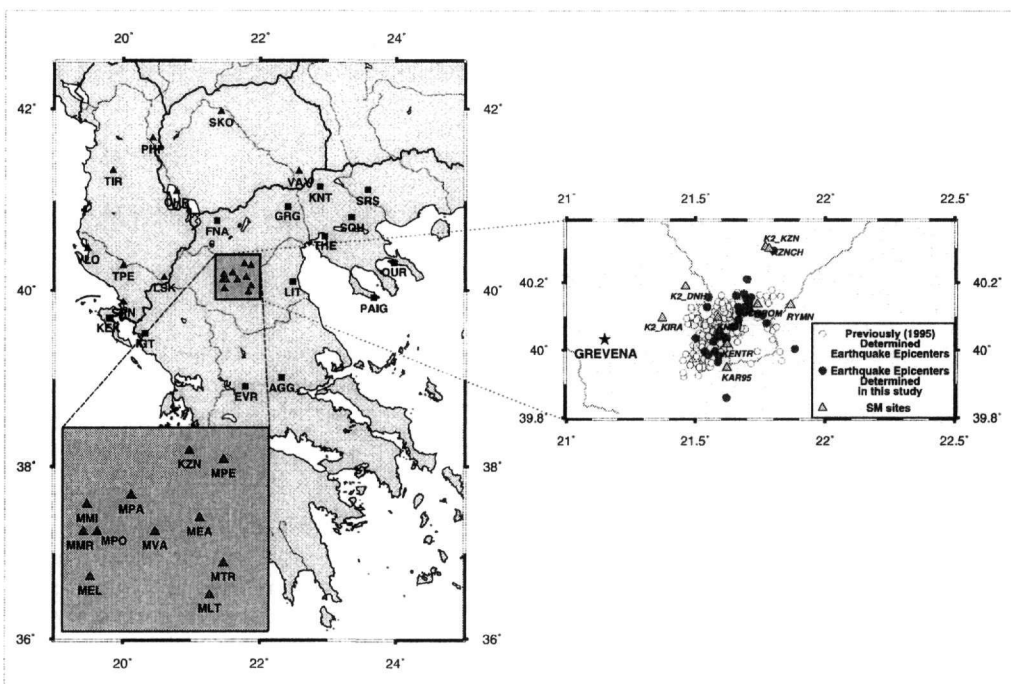


Figure 1. Left part: Map view of the location of the seismological stations. Gray triangles represent the temporary seismological network, while solid squares represent stations of the permanent seismological network. Right part: Locations of the epicenters of the earthquakes that were determined in the present study (solid gray circles), locations of earthquake epicenters determined in previous studies (open circles) and strong motion stations (solid triangles) used in the present study.

3 MAGNITUDE ESTIMATION

An important parameter used for the evaluation of source 'size' is the magnitude of the earthquakes, which is a standard measure of the amount of energy released. Richter (1958) proposed a magnitude scale based on the amplitude traces recorded on the seismograms. For this purpose the analog records of the permanent seismological network of GL-AUTh (LIT, KNT, SRS, THE, THElg, AGG, IGT, FNA and PAIG) were used. We picked the maximum zero-to-peak amplitude, A, from S-waves and the duration of the signal of the earthquakes. The relations that were used to determine local magnitude from ground amplitudes, M_A, are the following

$$M_A = \log\alpha + 1.199 \cdot \log\Delta + 1.268 + c\,, \qquad \Delta<100\text{km} \quad (1)$$

$$M_A = \log\alpha + 2.32 \cdot \log\Delta - 1.07 + c\,, \qquad \Delta>100\text{km} \quad (2)$$

where α (in μm) is the ground amplitude as inferred from the maximum recorded amplitude A, Δ is the epicentral distance in km and c is the station correction factor. The signal duration, D, (in seconds), which was measured from the P-onset up to 2mm peak-to-peak amplitude level (analogue recording by the permanent network) is also used to calculate local magnitude, M_D,

$$M_D = 2.14 \cdot \log D + 0.0038 \cdot \Delta + c\,, \qquad \Delta<100\text{km} \quad (3)$$

$$M_D = 1.97 \cdot \log D + 0.0012 \cdot \Delta + c\,, \qquad \Delta>100\text{km} \quad (4)$$

where Δ is the epicentral distance in km and c is the station correction. The values of the station correction factors and the coefficients in relations (1) - (4) have been estimated by Kiratzi (1984) and Scordilis (1985) for stations LIT, KNT, SRS, THE, THElg.

Variation in magnitudes of an earthquake reported by different stations are expected to be found due to the radiation pattern, geometrical spreading and anelastic attenuation. However, each earthquake can be considered to have a unique magnitude, M_i, assigned to it. Thus, the magnitude M_i^j of the ith earthquake recorded at station j can be given by

$$M_i^j = M_i + d^j \quad (5)$$

where d^j is the station magnitude correction of the j station. Constant d^j incorporates all the factors that affect the recordings of an earthquake at different stations. If an earthquake, i, has been recorded at k stations and the magnitude, M_i^j, in j stations is known, then from equation (5) we obtain a linear system, which includes equations for all earthquakes, which can be written in matrix form as

$$A\,x = b \quad (6)$$

where b is the data vector which contains the magnitudes at every station, x is the vector which contains the unknowns, that is the station corrections d^j and the "true" magnitude M_i for every earthquake and the matrix A contains the weight factors, w, of the data depending on their relative quality. The system was solved in the least squares' sense where the solution has the form

$$x_{LSQ} = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (7)$$

In order to obtain a unique solution of equations (5), the sum of all stations corrections, d^j, was assumed to be equal to zero

$$\sum d^j = 0 \quad (8)$$

This additional linear constrain practically means that the average magnitude estimated from all stations (if all were available for each event) has zero bias with respect to the "true" earthquake magnitude.

Following the previous procedure the system was solved for three different data sets. In the first one, the local magnitudes M_A, estimated from equations (1), (2), were used for the estimation of the local magnitude $M_{A(ls)}$. In the second data set the local magnitudes M_D, estimated using equations (3), (4), were used and the local magnitude $M_{D(ls)}$ was calculated. The trace amplitudes and the signal durations from the analog records of the AGG, IGT, FNA and PAIG were also used to estimate the corresponding local magnitudes (M_A and M_D), after the determination of the values of the parameter c. The magnitudes from the records of these four stations were merged with the previous two data sets in order to improve the estimation of the local magnitude of the events and a unique local magnitude, M_L, was obtained with each earthquake. Figure 2 shows a graph that compares this local magnitude M_L with local magnitudes estimated with the least-square's process from ampli-

tudes, $M_{A(ls)}$ (left part) and signal duration $M_{D(ls)}$ (right part), showing that there is a good agreement between local magnitude M_L and magnitudes $M_{A(ls)}$, $M_{D(ls)}$.

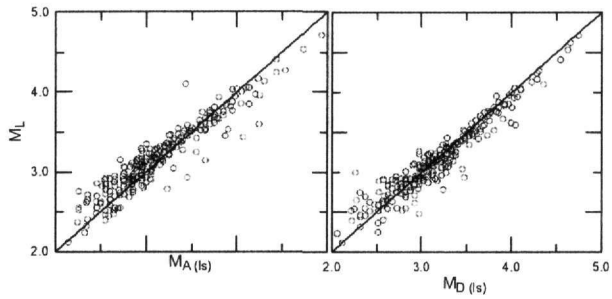


Figure 2. Plot of the local magnitude M_L variation versus $M_{A(ls)}$ (left part) and versus $M_{D(ls)}$ (right part).

From Figure 2, it is also clear that the dispersion in $M_L = f(M_{D(ls)})$ is less than in $M_L = f(M_{A(ls)})$. This is partly due to the fact that the data from the signal duration were more abundant than the data from maximum zero-to-peak amplitudes but also reflects the greater variability of maximum amplitude compared to the signal duration for the same magnitude and recording distance.

4 DATA ANALYSIS

During the operation of the strong motion array more than 600 aftershocks were recorded. A preliminary data selection was preformed mainly involving visual inspection of waveform data. After the baseline correction three time windows have been visually selected containing the noise recorded before the P-wave onset, the P-waves and the S-waves. The S-wave time window was chosen to start immediately before shear waves and end before the coda waves (Archuleta et al., 1982). The Fourier amplitude spectra of the S-waves were computed using the SAC software (Tampley and Tull, 2000) for the three components. The sampling interval for all waveforms was Δt = 0.005sec, and the obtained spectra were smoothed using a moving average window of 0.5Hz with 50% overlap. An example illustrating the procedure is shown in Figure 3 (the recording of one horizontal component of the ground acceleration in station K2_KIRA of the earthquake 950517).

5 MODELING OF SOURCE SPECTRUM

The estimation of seismic moment, M_o, and corner frequency, f_c, through the spectra of ground motion involves the definition of a theoretical model for the source spectrum. A commonly used source displacement spectral model is that of Brune (1970, 1971) which has the form

$$S'(f) = \Omega_0 \frac{(2\pi f)^2}{1+(\frac{f}{f_c})^2} \tag{9}$$

The parameters of this model are the low-frequency spectral level, Ω_0, and the corner frequency, fc. The low-frequency spectral level, Ω_0, is proportional to seismic moment, M_0, (Keilis-Borok, 1959)

$$M_0 = \frac{4\pi\rho \cdot v_s^3 \Omega_0}{kR_{\theta\varphi}} \tag{10}$$

where ρ (=2.7gr/cm^3) is the density, v_S is the S-wave velocity with a value equal to 3.4km/sec (Papazachos C. B. et al., 1998) for the Kozani area, k is a correction factor for free surface reflection and $R_{\theta\varphi}$ is the S-wave radiation pattern coefficient. Usually, the product $kR_{\theta\varphi}$ is assumed to have a mean value of 0.85 (Boore and Boatwright, 1984), which was also adopted here.

The ground motion spectrum $D(f, R)$ at a distance, R, from the source can be modeled to incorporate the separable effects of source $S(f)$, propagation $A(f, R)$, site $Z(f)$ and instrument response $I(f)$

$$D(f,R) = S(f) \cdot A(f,R) \cdot Z(f) \cdot I(f) \tag{11}$$

From equation (11) it is clear that the observed source spectra can be computed by

$$S(f) = \frac{D(f,R)}{A(f,R) \cdot Z(f) \cdot I(f)} \tag{12}$$

Both the theoretical, *S'(f)*, and the observed, *S(f)*, source spectra are dependent on two parameters, namely the seismic moment, M_o, and the corner frequency, f_c. In the present work the determination of seismic moment, M_o, and corner frequency, f_c, were made by the non-linear minimization of the difference between the theoretical and observed spectra (after the correction for site effects and attenuation), *S(f) – S'(f)*, in the least-squares' sense using the Levenberg-Marquardt method. Since there is a nonlinear dependence between the model and the unknown parameters the minimization is performed iteratively, using an initial solution.

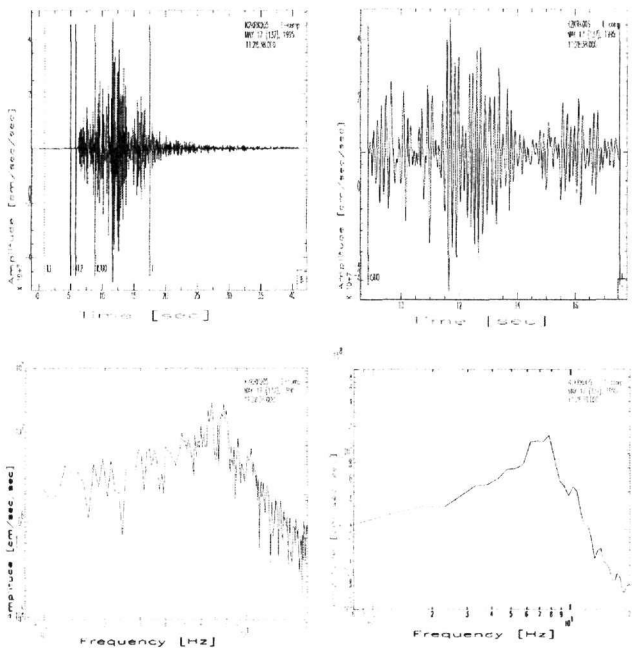


Figure 3. An example of the processing of accelerograms. *Upper left:* Original acceleration seismogram of one horizontal (longitudinal) component of the earthquake 950517 at station K2_KIRA. The vertical lines indicate time window of: noise (T3-T4), P-wave (T3–T4) and S-wave (ISUO–F). *Upper right:* The S-wave time window adopted. *Lower left:* The S-wave acceleration spectrum. *Lower right:* The smoothed S-wave acceleration spectrum.

6 SITE EFFECT CORRECTION

For every station the horizontal-to-vertical spectral ratio technique was applied in order to evaluate the local site effects. This technique was introduced by Nakamura (1989), who applied it to noise recordings and showed that the ratio of the Fourier spectra of the horizontal components to the spectrum of the vertical component (transfer function) reveals the soil's principal resonance frequencies. Encouraging results were later obtained from strong-motion recordings (Lermo and Chavez-Garcia, 1993; Theodulidis and Bard, 1995). The result of site effect to seismic motion is approximated by the following equation

$$Z = \sum \frac{H}{V} = \sum \frac{\sqrt{L^2 + T^2}}{\sqrt{2}V} \tag{13}$$

where H is the horizontal component, consisting of the two transverse components L and T, and V is the vertical component. Based on equation (13) we calculated the mean transfer function for each of the nine stations.

Figure 4 shows the frequency variation of the mean transfer function for each site (black solid line), while the dashed lines represent the 1-σ standard deviation above and below the mean transfer function. Apparently, the site effects in terms of mean spectral ratio vary with location. More specifically, high values of amplification are observed in the range 3-4Hz at RYMN, in the range 1-2 Hz at KENTR, in the range 0.8-1 Hz at KAR95. Moreover there are prominent peaks of amplification at 5 Hz at CHROM, at 6 Hz at K2_KIRA, and at 4 Hz at K2_DNH. This observational result illustrated the fact that the geological units under the stations are not the same. In Figure 4 the comparison for two stations (CHROM and KNIDI) of the empirical with the corresponding theoretical mean transfer functions is also shown, as these were estimated by Raptakis et al. (1997) (gray solid line) using the available geophysical-geotechnical information for these sites. The transfer functions given by both different methods are in good agreement hence the H/V ratios can be used to approximately correct the strong-motion recordings for site effects, for our study area.

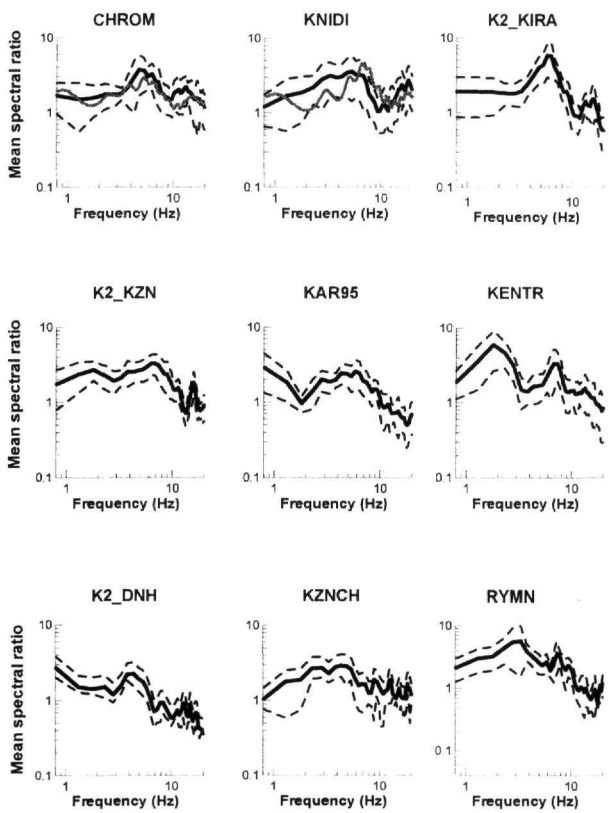


Figure 4. Plot of mean spectral ratio, H/V, at each station site (solid line). Standard deviation, dashed lines of ± 1 SD is also plotted. For the strong motion stations (CHROM and KNIDI) the comparison with the theoretical (Raptakis et al., 1997; grey lines) mean transfer functions is plotted.

7 ATTENUATION

An important factor in studying the ground shaking phenomena is the attenuation of seismic waves along their path between the source and the receiver. The parameterisation of propagation is usually represented by the equation

$$A(R,f) = G(R) \cdot \exp(-\pi \kappa f) \tag{14}$$

where

$$G(R) = R^{-n} \tag{15}$$

is the geometrical spreading and R is the hypocentral distance. The body-wave amplitude decay due to geometrical spreading is usually assumed to be proportional to R^{-1}. The quantity

$$\exp(-\pi \kappa f) \tag{16}$$

is the frequency dependent attenuation function. Anderson and Hough (1984) proposed that the spectral decay parameter, κ, for a homogenous half-space, is separated into two components

$$\kappa = \kappa_0 + \frac{R}{Q(f) \cdot v_s} \tag{17}$$

where κ_0 is the near-surface attenuation parameter specific to each site (it controls the shape of spectra at high frequencies), R is the distance between the source and the receiver, Q(f) is the quality factor and v_s is the S wave velocity. In general Q(f) is observed to be frequency dependent. In the present study we adopted the values of Q(f) reported by Baskoutas et al. (1997), who have found

$$Q_C = 47 \cdot f^{1.02} \tag{18}$$

for the area of Kozani- Grevena using data from coda waves.

From relations (14), (15), (17) and (18) we can derive the final equation that describes the spectral function of the propagation path of S-waves for the study area

$$A(R,f) = \frac{1}{R} \cdot e^{-\pi \kappa_0 f} \cdot e^{-\pi R f / 47 f^{1.02} v_s} \tag{19}$$

8 ESTIMATION OF SOURCE PARAMETERS

Combination of the theoretical spectral model given by equation (9) and (10), with the observed spectra, results in the following equation

$$\frac{D(f,R)}{Z(f) \cdot I(f)} \cdot e^{\pi R f / 47 f^{1.02} v_s} \cdot R = \frac{k R_{\theta\varphi} \cdot Mo}{4\pi\rho \cdot v_s^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (\frac{f}{f_c})^2} \cdot e^{-\pi \kappa_0 f} \tag{20}$$

Following the method, described previously, we can simultaneously estimate the seismic moment, M_o, the corner frequency, f_c, and the near-surface attenuation parameter κ_o, using the two horizontal components of each S-wave recording at every station.

Parameter κ_o usually accounts for the attenuation due to local site geology and is smaller for strong motion stations located on rock outcrops compared to stations located on either shallow or deep sediment deposits station. Hence it is usually assumed to be specific at every station. Moreover, it is independent of the source - receiver distance (Archuleta et al., 1992; Margaris and Hatzidimitriou, 1997). For this reason, we have estimated the mean value of κ_o for all recordings at every station. These values of κ_o are in good agreement with those of Margaris and Boore (1998), for the geological formation on which each station was positioned (Christaras et al., 1998; Mountrakis et al., 1998; Pavlides 1998, among others).

The obtained values of κ_o were used for the data process. Hence, the seismic moment, M_o, and the corner frequency, f_c, were recalculated for the S-part of the recordings of the two horizontal components at every station.

9 RESULTS AND DISCUSSION: COMPARISON WITH OTHER STUDIES

Figure 5 (left part) shows the estimated $logM_o$, values versus local magnitude, M_L. In this figure the results of Chouliaras and Stavrakakis (1997), Margaris and Papazachos (1999), Panagiotou (2001), Polatidis (2001) and Roumelioti et al. (2002), are also presented. Straight lines represent the relation of Margaris and Papazachos (1999), Roumelioti et al. (2002) and the relation defined in

this study. Wherever the original results were referring to moment magnitude, M_w, we used the following relation to estimate local magnitude, M_L

$$M_w \cong M_L + 0.5 \quad (23)$$

which is valid for the records of the Greek seismological networks (Papazachos et al., 1997b).

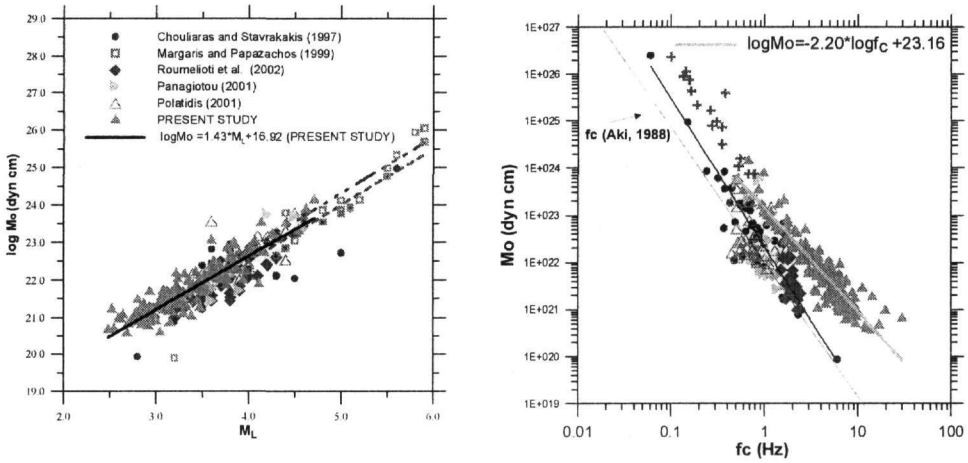


Figure 5. *Left Part:* Seismic moment, M_o, versus M_L: Comparison between the results derived in the present study and those from Chouliaras and Stavrakakis (1997), (solid circles), Margaris and Papazachos (1999), (open square), Panagiotou (2001), (solid triangle), Polatidis (2001), (open triangles) and Roumelioti et al. (2002), (solid diamond). Black and gray thin lines are equations proposed by Margaris and Papazachos (1999) and Roumelioti et al. (2002), respectively. The black thick line corresponds to equation (1) proposed in this study. *Right Part:* Seismic moment, M_o, variation versus corner frequency, f_c. The symbols have the same meaning as in the left part of the figure 1. Black and gray thin lines are relations proposed by Aki (1988) and Chouliaras and Stavrakakis (1997) respectively, while the gray thick line is proposed in the present study (equation 3).

It is worth noting that despite the differences in the methodology used, the equation derived in the present study is in good agreement with the equations that were proposed by previous researchers. Figure 5 (right part) shows the log-log plot of seismic moment, M_o, versus corner frequency, f_c. The results of Chouliaras and Stavrakakis (1997), Panagiotou (2001), Polatidis (2001), Roumelioti et al. (2002), and Margaris and Hatzidimitriou (2002) are also shown in these figures. The solid line in Figure 6 corresponds to equation defined in the present study. The lines in Figure 10 correspond to the relation between seismic moment, *Mo*, and corner frequency, *fc*, as proposed by Aki (1988), by Chouliaras and Stavrakakis (1997) and in this study. It appears also from the same figure that the values of the corner frequency obtained in the present study are relatively higher compared to those reported in previous studies for the Aegean area. This difference may be attributed to the different methods that were used to calculate corner frequency in these studies. However, the corner frequencies determined independently by Margaris and Hatzidimitriou (2002) (applying Andrews (1986) method) are in very good agreement with our results.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was partly funded by the EC project EVG1-CT2001-00040.

REFERENCES

Aki, K., 1988. Physical theory of earthquakes, Proc. Summer School of EMSC & IPGS – Strasbourg 1986, Seismic Hazard in Mediterranean Regions (Eds: Bonnin J., Cara A., Cisternas A. and Fantechi R.), pp. 3 –33.

Ambraseys, N., 1999. Early earthquakes in the Kozani area, northern Greece, Tectonophysics 308, 291 – 298.

Anderson, J. and Hough, S., 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, Bull. Seism. Soc. Am. 74 (5), 1969-1993.

Andrews, D. J., 1986. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in Earthquake Source Mechanics, S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Monograph 37, 259 – 267.

Archuletta, R. J., Granswick, E., Mueller, C., and Spudich, P., 1982. Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, J. Geophys. Res. 87 (B6), 4595 – 4607.

Archuletta, R. J., Seale S. H., Sangas P. V., Baker L. M. and Swain S. T., 1992. Garner Valley downhole array of accelerometers instrumentation and preliminary data analysis, Bull. Seism. Soc. Am. 82 (4), 1592 – 1621.

Baskoutas, I., Stavrakakis G., Kalogeras I., 1998. Q factor estimation from the aftershock sequence of the 13 May 1995 Kozani earthquake, J. Geodynamics 26 (2-4), 367 – 374.

Boore, M. D. and Boatwright, J., 1984. Average Body-Wave radiation coeficients, Bull. Seism. Soc. Am. 74 (5), 1615 – 1621.

Brune, J. M., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res. 75 (23), 4997 – 5009.

Brune, J. N., 1971. Correction, J. Geophys. Res. 76 (20), 5002.

Christaras, B., Dimitriou A. and Lemoni H., 1998. Soil quality as a factor of the distribution of damages at the meizoseismal area of the Kozani-Grevena 1995 earthquake, in Greece (M_w=6.6), J. Geodynamics 26 (2-4), 393 – 411.

Chouliaras, G. and Stavrakakis, G. N., 1997. Seismic source parameters from a new dial-up network in Greece, Pure and Appl. Geophys. 150, 91 – 111.

Drakatos, G., Papanastasiou, D., Voulgaris, N. and Stavrakakis, G, 1998. Observations on the 3-D crustal velocity structure in the Kozani-Grevena (NW Greece) area, J. of Geodynamics, 26, 341-351.

Hatzfeld, D., Nord J., Paul A., Guiguest R., Brione P., Ruegg J-C., Cattin R., Armijjo R., Meyer B., Hubert A., Bernard P., Karakostas, V., C. Papaioannou, Papanastasiou D., Veis G., 1995. The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of May 13, 1995, M_S=6.6. Preliminary results of a field multidisciplinary survey, Seismological Research Letters 66 (6), 61-70.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R., Paul, A., Voidomatis, P., Diagourtas, D., Kassaras, I, Koutsikos, I., Makropoulos, K., Azzara, R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P. and Papaioannou C., 1997. The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of 13 May 1995 revisited from a detailed seismological study, Bull. Seism. Soc. Am. 87 (2), 463-473.

Keilis – Borok, V., 1959. On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, Annali di Geofisica 12, 205 – 214.

Kiratzi, A. A., 1984. Magnitudes scales for earthquakes in Broader Aegean Area, PhD-Thesis, Aristotle University of Thessaloniki: 189 pp (in Greek with an English abstract).

Kiratzi, A. A., 1999. Stress tensor inversion in Western Greece using earthquake focal mechanisms from the Kozani-Grevena seismic sequence, Annali di Geofisica 42 (4), 725-734.

Lee, W. H. K. and Lahr J. C., 1975. HYPO71: a computer program for the determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geol. Surv. Open File Report, 114 pp.

Lermo, J. and Chavez-Garcia F. G., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, Bull. Seism. Soc. Am. 83 (5), 1574-1594.

Margaris, B. and Hatzidimitriou P., 1997. Source parameters of the Arnea earthquake M_S=5.8, Based on stochastic simulation method, Proceedings 3^{ou} Hellenic Conference on Geotechnical Engineering, Patra 1997, 1, pp. 535-542 (in Greek with an English abstract).

Margaris, B. N. and Boore, D. M., 1998. Determination of $\Delta\sigma$ and k_0 from Response spectra of large earthquakes in Greece, Bull. Seism. Soc. Am. 88 (1), 170-182.

Margaris, B. N. and Papazachos, C. B., 1999. Moment – magnitude relations based on strong – motion records in Greece, Bull. Seism. Soc. Am. 89 (2), 442 – 455.

Margaris, B. N. and Hatzidimitriou, P. M., 2002. Source Spectral Scaling and Stress Release Estimates Using Strong – Motion Records in Greece, Bull. Seism. Soc. Am. 92 (3), 1040-1059.

Mountrakis, D., Pavlides, S., Zouros, N., Astaras, Th., Chatzipetros, A., 1998. Seismic fault geometry and kinematics of the 13 May 1995 Western Macedonia (Greece) earthquake, J. Geodynamics 26 (2-4), 175-196.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR Railway Tech. Res. Inst., 30 (1), 25-33.

Panagiotou, M., 2001. Source parameters, fault plain solution and inversion of stress tensor for earthquakes in Northern and Central Aegean, M.Sc., Aristotle University of Thessaloniki: 130 pp (in Greek with an English abstract).

Papanastasiou, D., Drakatos, G., Voulgaris, N. and Stavrakakis, G, 1998. The May 13, 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) earthquake: Source study and its tectonic implications, J. of Geodynamics, 26, 233-244.

Papazachos, B. C. and Papazachou, C., 1997. The earthquakes of Greece, Ziti Publ. Co., 304 pp.

Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A., and Karakostas, B. G., 1997. Toward a homogeneous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and the surrounding area, Bull. Seism. Soc. Am. 87 (2), 474-483.

Papazachos, B. C. and Papazachou, C., 2002. The earthquakes of Greece, Ziti Publ. Co., 317 pp (in Greek with an English abstract).

Papazachos, B. C., Karakostas, V. G., Kiratzi, A. A., Papadimitriou E. E., Papazachos, C., 1998. A model for the 1995 Kozani- Grevena seismic sequence, J. Geodynamics 26 (2-4), 217-231.

Pavlides, S. 1998. Geologic faults and earthquakes investing the seismogenetic fault that caused the Kozani-Grevena 1995 seismic sequence, in Proceedings of the International Conference <<The Kozani-Grevena Earthquake of 13 May 1995: a Scientific and Social Approach>>, pp. 169-181 (in Greek).

Polatidis, A., 2001. Estimation of source parameters and S-wave attenuation in Central Greece, M.Sc., Aristotle University of Thessaloniki: 101 pp (in Greek with an English abstract).

Raptakis, D., Tolis S., Lorentzidis K., Pitilakis K., 1997. Comparison of Instrumental and theoretical Study of the seismic Response in the Kozani-Grevena Earthquake, Proceedings 3^{ou} Hellenic Conference on Geotechnical Engineering, Patra 1997, 1, pp. 535-542 (in Greek with an English abstract).

Richter, C. F., 1958. Elementary Seismology, W. F. Freeman and Co., San Francisco, California, 758 pp.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou C., 2000. A comparative study of a stochastic and deterministic simulation of strong ground motion applied to the Kozani – Grevena (NW Greece) 1995 sequence, Annali di Geofisica 43 (5), 951-966.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou C., 2002. S – wave analysis of the 1995 Kozani – Grevena (NW Greece) aftershock sequence, Journal of Seismology 6, 219-236.

Scordilis, M., 1985. Microseismic study of the Servomacedonian zone and the surrounding area, PhD., Aristotle University of Thessaloniki: 250 pp (in Greek with an English abstract).

Tapley, C. W. and Tull E. J., 2000. Seismic analysis coder, Lawrence Livermore National Laboratory.

Theodulidis, N. and Bard P-Y., 1995. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions. An analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), Soil Dynamics and Earthquake Engineering 14, 177-197.

Theodulidis, N., Lekidis V., Margaris B., Papazachos C., Papaioannou Ch. and Dimitriou P., 1998. Seismic hazard assessment and design spectra for the Kozani-Grevena region (Greece) after the earthquake of May 13, 1995, J. Geodynamics 26 (2-4), 375-391.

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

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

AMBIENT NOISE HORIZONTAL-TO-VERTICAL SPECTRAL RATIO FOR ASSESSING SITE EFFECTS IN URBAN ENVIRONMENTS: THE CASE OF THESSALONIKI CITY (NORTHERN GREECE)

Panou A.A.[1,2], Theodulidis N.[2], Hatzidimitriou P.M.[1], Papazachos C.B.[1], and Stylianidis K.[3]

[1] *Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54124, Thessaloniki, apanou@lemnos.geo.auth.gr, costas@lemnos.geo.auth.gr, takis@lemnos.geo.auth.gr*

[2] *Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering, P.O. Box 53 Foinikas, GR-55102, Thessaloniki, ntheo@itsak.gr*

[3] *Laboratory of Reinforced Concrete Structures, Department of Civil Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 482, GR-54124, Thessaloniki, kcstyl@civil.auth.gr*

ABSTRACT

250 ambient noise measurements were performed in a dense grid (about 150mX150m) covering the historical center of the city of Thessaloniki (Northern Greece), that was strongly affected by the 20/6/1978 (M=6.5) damaging earthquake. The data were processed using the method of horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratio (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989). In order to evaluate diurnal and seasonal variation (summer – winter) of the ambient noise H/V spectral ratio, systematic measurements were performed in eight sites. The fundamental frequency (fo) and the corresponding H/V amplitude level (Ao) from the ambient noise H/V spectral ratio for each site were calculated. Spatial interpolation of the fundamental frequency (fo) and the corresponding H/V amplitude level (Ao) was attempted between all points and respective contour maps were produced.

Diurnal variation of the ambient noise H/V spectral ratio showed that it is preferable to perform measurements during the calm hours of a day, when manmade noise is relatively low. However, no systematic seasonal fluctuation effect on the ambient noise H/V spectral ratio was identified for the city of Thessaloniki. Contour maps of both fundamental frequency (fo) and corresponding H/V amplitude level (Ao) were compared versus the macroseismic data of the 1978 earthquake (Leventakis, 2003), as well as with related geological (IGME, 1978) and geotechnical (Anastasiadis et al., 2001) studies for the same area. Damage distribution due to 20/6/1978 earthquake (Penelis et al., 1985) was also converted to EMS_98 (European Macroseismic Scale, 1998). For seventy buildings, made of reinforced concrete, we have also compared the obtained results with the dynamic amplification of the buildings (Ubuilding) at the fundamental soil frequency (fo). The results encourage the use of ambient noise measurements along with the (H/V) spectral ratio technique as a non-expensive and fast tool in microzonation studies to be carried out in urban environments.

1 INTRODUCTION

A more and more common approach for the characterization of site response in urban environments involves the use of the H/V spectral ratio of ambient noise recordings. Ambient noise is low amplitude vibrations of soil generated by natural disturbances such as wind, sea tides or of manmade origin such as traffic, industrial machinery, household appliances etc. The spectral ratio of horizontal to vertical component of ambient noise [hereafter HVSR_AM] usually shows a peak, which indicates the fundamental frequency of the investigated site (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989). The reliability of this method has been studied both numerically and experimentally. Several researchers (among which Field and Jacob, 1993; Lachet and Bard, 1994; Lermo and Chávez-García, 1994a) have theoretically supported the H/V spectral ratio technique through nu-

merical simulations showing that synthetics obtained by randomly distributed near surface sources lead to H/V spectral ratios sharply peaked around the fundamental S-wave frequency, whenever the surface layers exhibit a sharp impedance contrast with the underlying stiffer formations. A large number of observational studies have been performed to experimentally establish the credibility of the method (Ohta et al., 1978; Mucciarelli, 1998; Rodriguez and Midorikawa, 2002 among others). A complete review of modern applications of ambient noise measurements for site effect estimation can be found in Bard (1999).

The ambient noise H/V spectral ratio technique is less time consuming and much cheaper than other classical geophysical site investigations. Although the seismological community generally agrees that the H/V spectral ratio of ambient noise gives reliable results in terms of fundamental frequency, the method has been developed mainly empirically. The aim of this paper is to examine the reliability and the validity of the ambient noise technique in the downtown district of the city of Thessaloniki (Northern Greece) (left part of Figure1).

2 COMPARISON OF HVSR_AM WITH RECEIVER FUNCTIONS

In order to compare H/V spectral ratios of ambient noise recordings with results from other techniques traditionally used for site effect studies, ambient noise measurements were carried out at ten sites within the city of Thessaloniki (right part of Figure 1). The equipment used comprises the Cityshark 24-bits recorder (Chatelain et al., 2000) coupled with a Lennartz 3D/5s velocimeter sensor. At each site ambient noise data were continuously recorded for at least 10 min and as long as 40 min. The data were sampled at 100Hz and the average noise H/V spectral ratios of each recording were calculated with the SEISAN_7.2 (Havskov and Ottemöller, 2000) separately for each horizontal component.

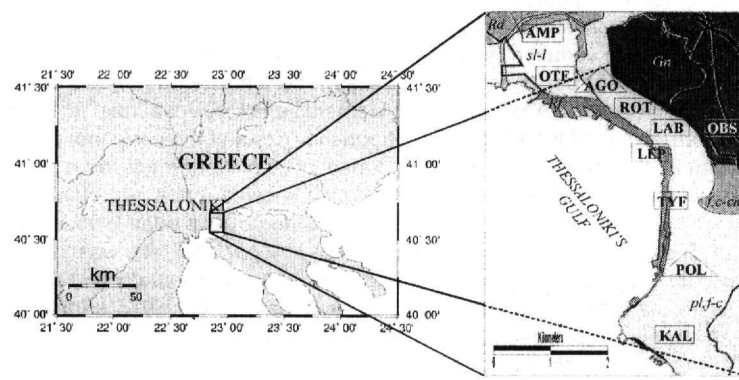


Figure 1. *Left part:* Location of the city of Thessaloniki, Northern Greece. *Right part:* Map of the region of Thessaloniki with the main geological units (Rf: Debris; Rd: River-torrential deposits with thickness up to 10m; sl-l: Quaternary silty layers; f,c-cm: Pleistocene undivided layers with thickness up to 40m; pl,f-c: Neogene deposits; Gn: Gneiss) and the location of the sites for which weak and strong motion earthquake data were available (IGME, 1978)

At the same ten sites, Reftek stations had been installed between 25 November 1993 and 19 February 1994 (Lachet et al., 1996 **[La]**; Triantafyllidis et al., 1999 **[Tr]**) and recorded several local and regional events. Two types of sensors were used in each site: an accelerometer Guralp CMG5 **[Tr]** and a broadband velocimeter Guralp CMG40 (T = 20 sec) **[La]** in eight sites (rectangulars in Fig. 1) or alternatively a short-period Mark Product L22 (T = 0.5 sec) in other two sites (triangles in Fig. 1).

In Figure 2 the variation with frequency of the average noise H/V spectral ratio for the EW component in comparison with the corresponding mean value from **[La]** and **[Tr]** receiver functions using earthquake recordings, is shown. In general, the results show that there is a similarity in fundamental frequency and overall shape of the H/V spectral ratios in all examined sites between noise H/V spectral ratio and earthquake receiver functions.

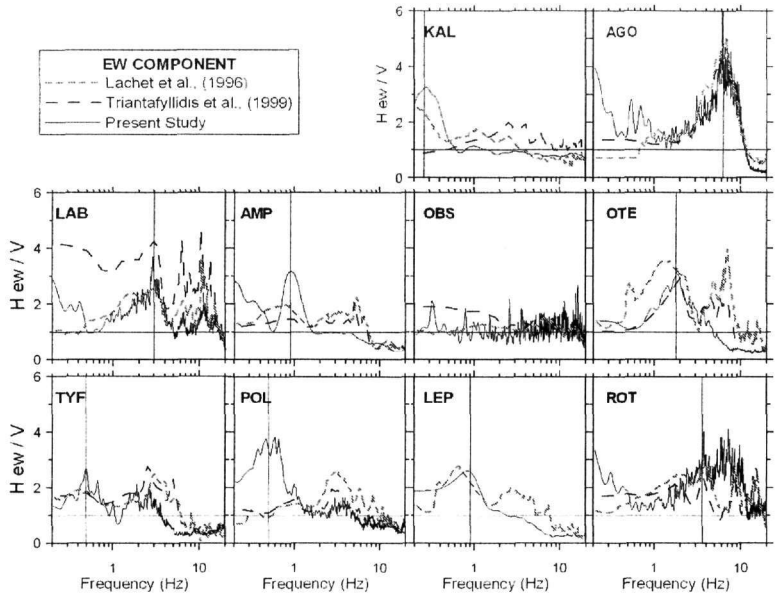


Figure 2. Comparison of the HVSR_AM obtained in the present study (EW component: black solid line) with earthquake receiver functions at the same sites.

A systematic difference between the HVSR_AM and the corresponding receiver functions of **[Tr]** in the low frequency band (f <1Hz) was observed, while a good agreement is found in higher frequencies. However, at site LAB a significant difference between the HVSR_AM and accelerometer data, is observed. At the site LEP, **[Tr]** receiver function was not estimated, because noise level at this site was very high, producing a poor signal to noise ratio. On the other hand, the very good agreement of HVSR_AM with **[La]** receiver functions, based on velocimeter data, is evident for almost all sites for the entire frequency range. Such an agreement has been also noted by Chávez-García and Cuenca (1996), Toshinawa et al. (1997) and Ojeda and Escallon (2000), among others. However, at the site POL differences in low frequencies are most probably due to the L22 sensor (To =0.5sec), used in **[La]**. Their results are less reliable for frequencies below 2 Hz, due to relatively poor response of L22 sensor in this frequency range. At the ROT site ambient noise measurements were performed about 30m to the east far from those of **[La]** and **[Tr]**, probably explaining the observed difference in a narrow frequency band between 5Hz to 8Hz. At the site OTE although the agreement between the three methods are satisfactory, the second harmonic that clearly could be seen in the H/V receiver functions does not appear in the HVSR_AM. Nevertheless, the agreement between the three independent estimations may be considered as satisfactory, supporting the idea that ambient noise measurements can be used as a reliable measure of site effects in the city of Thessaloniki.

3 DIURNAL AND SEASONAL EVALUATION OF HVSR_AM

In order to study the diurnal and seasonal variation of HVSR_AM in the city of Thessaloniki, we recorded five minutes of ambient noise data every one-hour for two consecutive days at eight sites (Figure 3) in the historical center of the city of Thessaloniki. These sites are spread in the historical center of the city where dense ambient noise measurements were made and display a variety of geological conditions (Anastasiadis et al., 2001). The ambient noise recordings are classified into five time-categories: morning (05:00am-9:00am GMT), midday (10:00am-13:00pm GMT), afternoon (14:00pm-16:00pm GMT) (with market closed), evening (17:00pm-21:00pm GMT) (with market closed) and night (22:00pm-04:00am GMT). The average noise H/V spectral ratios of each category were calculated separately for each horizontal component.

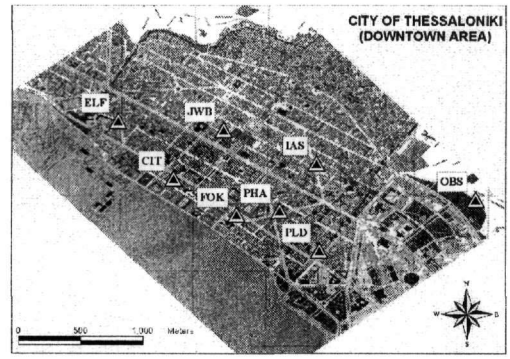


Figure 3. Location of the eight sites of the Thessaloniki downtown area, where diurnal and seasonal ambient noise measurements were performed.

Figure 4 illustrates the diurnal variation of the average H/VSR_AM obtained for all time categories for each site. As it is observed in Fig. 4, at every site diurnal variations of the H/VSR_AM in terms of shape are similar in both horizontal components, except for site JWB where a sharp peak appears in NS direction around 3Hz. In all sites, variations in amplitude level of the H/VSR_AM are present. Such a variation has been also observed by other researchers (e.g. Teves-Costa et al., 1996; Navarro et al., 2001; Alfaro et al., 2001). Furthermore, for the majority of the sites the amplitude level of the fundamental frequency during the morning time period is smaller than for the night-time period. This is particularly apparent at sites PLD, FOK, ELF and PHA. These sites are located in buildings close to main streets of the center of Thessaloniki, where traffic peak occurs between 06:00am-14:00am GMT (Tsilingiridis et al., 2002). This is a strong indication that H/VSR_AM is influenced by manmade activities during working hours, as has been noted in a number of relevant studies (e.g, Fyen, 1990; Gitterman et al., 1996; Milana et al., 1996). In addition, Bahavar and North, (2002) also observed that high-frequency levels are higher during local daytime than at night-time.

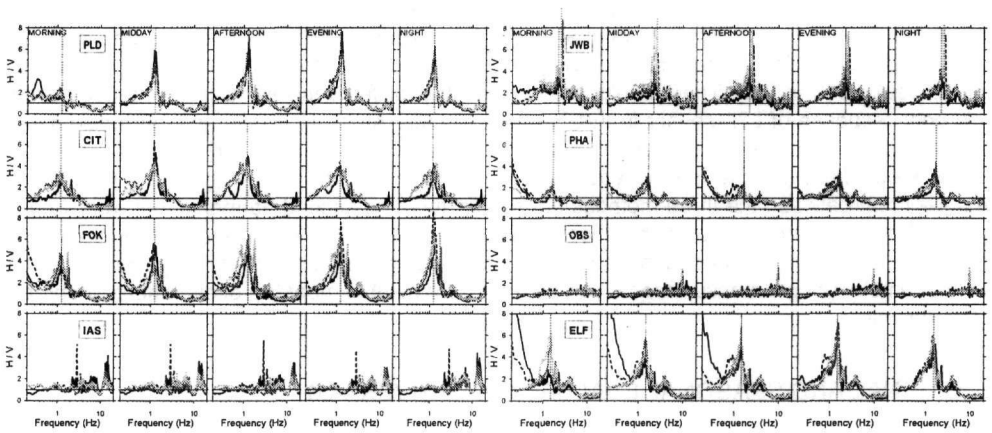


Figure 4. Comparison of the HVSR_AM between summer (Hew/V: black line; Hns/V: black dashed line) and winter period (Hew/V: grey dark line; Hns/V: grey light line).

The seasonal variation of the average H/VSR_AM is also illustrated in Figure 4. As can been seen, the shape of the HVSR_AM, at all sites shows a noticeable stability both in fundamental frequency and amplitude level, especially during the evening and night measurements. In site IAS a sharp peak at approximately 3Hz appears in the summer time measurements but is not apparent in the winter. This may be due to an unknown manmade noise, present only during summer time

measurements. Furthermore, the fundamental frequency in all sites is practically constant, regardless of the season that the measurements were performed, as has also been observed by other researchers (Duval et al. 1995, Suzuki et al. 1995, Bour et al. 1998, Delgado et al. 2000a, LeBrun et al. 2001).

4 DATA ACQUISITION/PROCESSING AND RESULTS

Ambient noise measurements took place in the downtown district of the city of Thessaloniki (Northern Greece) with a measurement grid (about 150mX150m) and 250 measurements were carried out (Figure 5). The records were preformed from Monday to Friday either during evening period (18:00pm-22:00pm GMT with closed market) or during night period (23:00pm-05:00am GMT). A GPS system provided the geographic position of each measurement point. Ohta et al., (1978) have suggested at least a 10-to-20-min observation at a point in order to get a record good enough for analysis. In the experiment, the recording system operated continuously for 20 min with sample rate of 100 Hz.

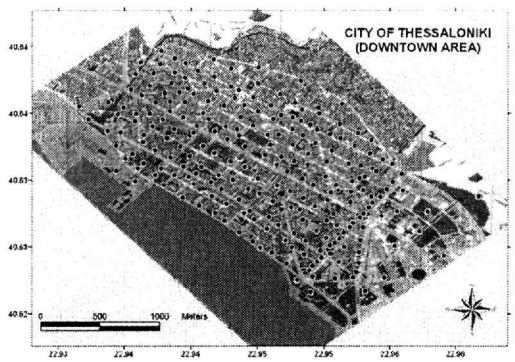


Figure 5. Location of ambient noise measurements in the downtown district of the city of Thessaloniki.

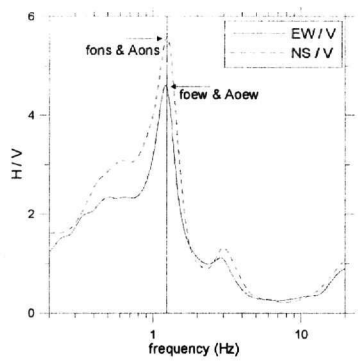


Figure 6. Plot of the average HVSR versus frequency.

Ambient noise data were processed in two stages. First, for each ambient noise recording, a number of windows, having a duration of 20 sec each, were selected using the 'window selection' module of the JSESAME software (SESAME project, 2003), in order to exclude portions with forbiddingly large amplitudes or spikes, as has been suggested by Duval et al., (2003). Using the 'H/V processing' module of the JSESAME software, the following steps were applied: (a) computation of Fourier spectra in all three components (E–W, N–S, Vertical), (b) offset correction, (c) application of a cosine taper, (d) smoothing of the Fourier amplitude spectra by a Konno-Ohmachi algorithm (Konno and Ohmachi, 1998). For each point the horizontal record spectrum was divided by the vertical one separately for the two horizontal components, in order to detect any significant difference between them, and the EW/V and NS/V spectral ratio was obtained. The second step consists of plotting EW/V and NS/V spectral ratio versus frequency.

Each measurement point provides a spectral ratio and enables an estimation of the fundamental frequency (foew and fons) and the corresponding H/V amplitude level (Aoew and Aons) at the site studied. A characteristic example is shown in Figure 6, where the HVSR_AM of EW (continuous line) and NS (dashed line) versus frequency are plotted. Although the foew has practically the same value with the fons, the Aoew and Aons are not the same for all our points, as it were In diurnal measurements. Thus, the average value of the fundamental frequency (fo) is used hereafter in the present study but for the amplitude level we used both Aoew and Aons.

The spatial interpolation of the fundamental frequencies and of the corresponding H/V amplitude level of the spectral resulted in the maps presented in figures (7) and (8).

As it is illustrated in Figure 7 (left part), the low values of the fundamental frequency appear near the coastline while generally the fundamental frequencies decrease from north-east to southwest. This is consistent with the thickening of the alluvial deposits in this direction (Anastasiadis et

al., 2001), as it is shown in right part of the same Figure. Such an observation has been also observed by other researchers (e.g. Delgado et al., 2000b; Parolai et al., 2002).

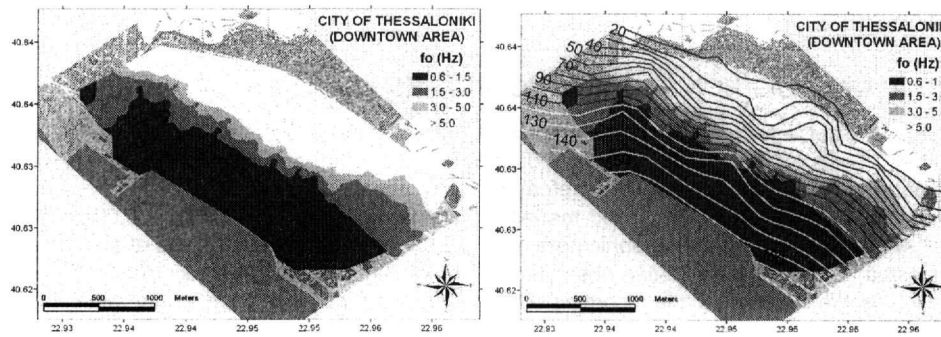


Figure 7. *Left part:* Contour map of the fundamental frequencies (fo). The categories are shown with different color symbols. *Right part:* Contour map of the fundamental frequencies (fo). The categories are shown with different color symbols. The lines represent the depth of the bedrock in meters (Anastasiadis et al., 2001).

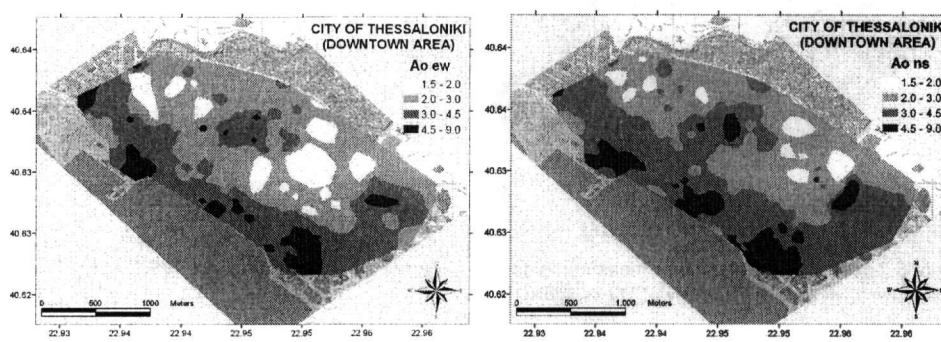


Figure 8. Contour map of the H/V amplification level (Ao) at fundamental frequencies (*Left part*: north-south component, *Right part*: east-west component). The categories are shown with different color symbols.

Figure 8 shows the contour maps that were calculated from Aoew (left part) and Aons (right part) H/V amplitude level. Although there are discrepancies between those maps, the zone in the north-east amplifies the ground motion less than that in the south-west in both of them. This results are consistent with the transition of the fundamental frequencies and the thickening of the alluvial deposits in this direction as well.

5 COMPARISON WITH OBSERVED INTENSITIES

To check the ability of the applied method to correlate a preliminary amplification zonation in the city of Thessaloniki, we compared our results with macroseismic data of the 1978 earthquake sequence in terms of *MSK* intensity data. Irregular damage distribution has been ascribed to local geology conditions as the city's subsoil varies significantly.

Figure 9 shows the contour maps of the fundamental frequency (fo) and of the maximum amplification (Aoew) of the H/V spectral ratio observed at each site, on which are superposed the isoseismal curves for four intensity levels defined by Leventakis (2003). We observe a clear overall correlation between them.

The quantification of the previous maps is shown in Figure 10. The higher levels of intensity were observed at sites with low fundamental frequency and correspondingly high H/V amplitude level, while low levels of intensity were observed at sites with high fundamental frequency and cor-

respondingly low H/V amplitude level. Despite the observed scatter, the comparison between the observed Intensity of the 1978 earthquake, with the fundamental frequency (fo) and the corresponding H/V amplitude level (Aoew and Aons), reveals a satisfactory correlation.

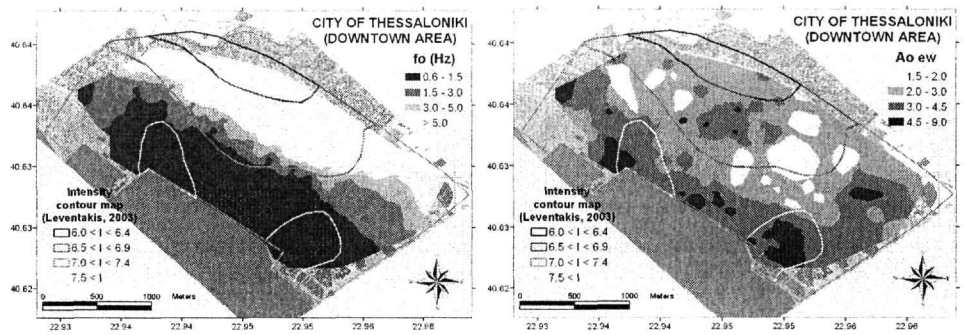


Figure 9. Comparison of the fundamental frequencies (fo) (*left part*) and the H/V amplitude level (Aoew) (*right part*) at fundamental frequencies, with the Isoseismal intensity curves (Leventakis, 2003) from the 1978 Thessaloniki Earthquake. The categories are shown with different color symbols.

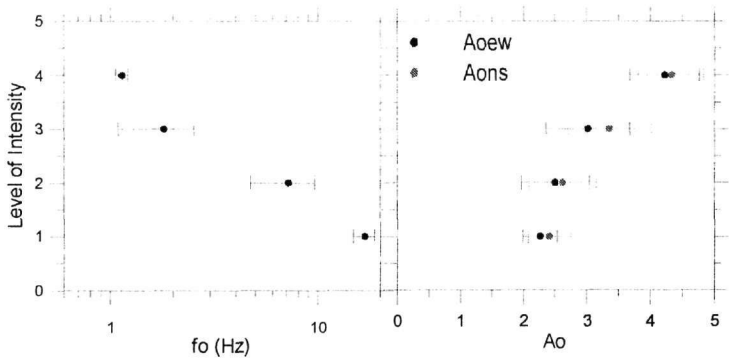


Figure 10. Correlation between the fundamental frequency (*left part*) and the corresponding H/V amplitude level (Ao ew:balck dots; Aons: grey dots) (*right part*), with Isoseismal Intensities (1: 6.0<I<6.4, 2: 6.5<I<6.9, 3: 7.0<I<7.4, 4: 7.5<I; Leventakis, 2003) from the 1978 Thessaloniki Earthquake.

The damage distribution of the 1978 earthquake observed by Penelis et al. (1985) was converted to EMS_98 (European Macroseismic Scale, 1998). The historical center of Thessaloniki at the time of the earthquake consisted mainly of reinforced concrete buildings of six to nine stories height. A quantitative comparison between the fundamental frequency (fo) and the corresponding H/V amplitude level (Ao) versus the EMS_98 damage level is presented in Figure 11.

The higher levels of damage were observed at sites with low fundamental frequency and correspondingly intermediate H/V amplitude level, while low levels of damage were observed at sites with high fundamental frequency and correspondingly low H/V amplitude level.

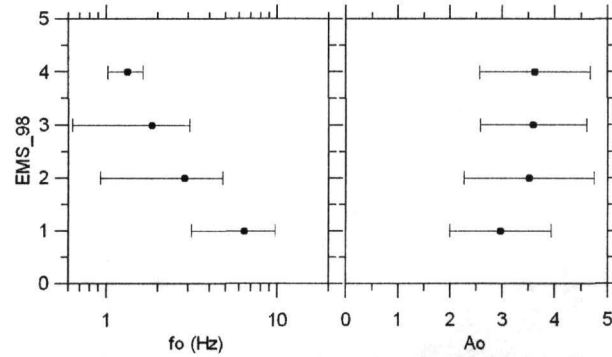


Figure 11. Correlation between fundamental frequency (fo) (*left part*) and corresponding average amplitude (Ao) (*right part*) with 4 damage grades of EMS-98 scale for the 1978 Thessaloniki earthquake.

In order to improve the correlation between the EMS_98 damage grades and the H/V amplitude level, we have also calculated the dynamic amplification of the buildings (Ubuilding) at the fundamental soil frequency (fo):

$$U(fo) = \frac{1}{\sqrt{\left(1-\frac{T_0^2}{T^2}\right)^2 + \frac{4\zeta^2 T_0^2}{T^2}}}$$

where T is the fundamental period of vibration and can be expressed as T = number of storeys/10.

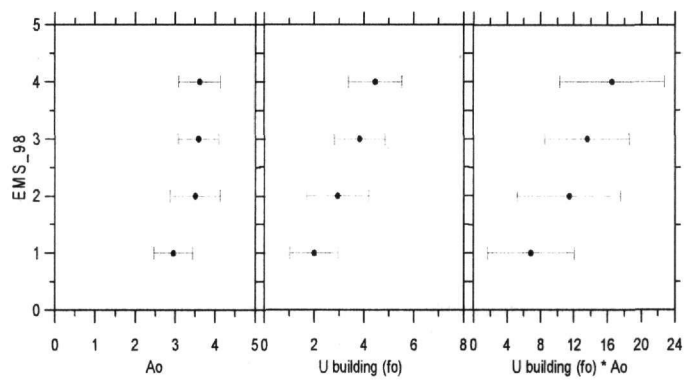


Figure 12. Correlation the EMS_98 damage grades from the 1978 Thessaloniki earthquake and the H/V amplitude level (Ao) (*Left part*) with the Ubuilding(fo) (*Center part*) and versus Ubuilding(fo)*Ao (*Right part*).

In Figure 12 the comparison of the EMS_98 values versus H/V amplitude level (left), versus Ubuilding(fo) (center) and versus Ubuilding(fo)*Ao (right), is shown. It can be observed that the best correlation is found between EMS_98 and Ubuilding(fo)*Ao.

6 CONCLUSIONS

The objective of this study was to examine the reliability and validity of the HVSR_AM technique in site characterization in urban environment, taking as a test area the city of Thessaloniki (Northern Greece). For this purpose we performed reliability tests and also we examined any probable correlation of the H/V SR_AM with observed intensities from the 1978 earthquake. The following results were obtained:

1. The HVSR_AM recordings at selected sites within the city of Thessaloniki were found to be in good agreement with respective results from previous studies using the H/V receiver function technique.
2. The HVSR_AM in both horizontal components were found to be similar in terms of shape, the corresponding fundamental frequency but not in the amplitude level.
3. The study of diurnal variation of HVSR_AM suggested that it is preferable to perform ambient noise measurements during the calm hours of a day, when man made noise within urban environment does not exceed a desirable level.
4. It was observed that for the city of Thessaloniki there is no systematic seasonal effect on HVSR_AM.
5. There is a clear systematic change both in the fundamental frequency (fo) and the corresponding amplitude level (Aoew and Aons) obtained from the HVSR_AM, which is in relation with the thickness of the soil deposits.
6. Both the fundamental frequency (fo) and the H/V amplitude level (Aoew and Aons) obtained from the HVSR_AM correlated with the macroseismic intensity data and EMS_98 damage grades of the 1978 earthquake.

These results demonstrate the reliability and also the utility of the HVSR technique based on the recording of ambient noise, in order to provide important data on the seismic behavior of surficial layers. Based on them, HVSR_AM can be used as an inexpensive and fast tool in microzonation studies in urban environments.

AGKNOWLEDGEMENTS

The work reported here has been performed within the framework of the "SESAME" project, supported by the Environment and Sustainable Development Program of the European Commission Research Directorate General (EVG1-CT-2000-00026).

REFERENCES

Alfaro, A., Pujades L. G., Goula, X., Susagna, T., Navarro, M., Sanchez, J., and Canas A. (2001), Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using Ambient noises, Pure Appl. Geophys. 158, 2499-2511.

Anastasiadis, A., Raptakis, D., Pitilakis, K., (2001), Thessaloniki's Detailed Microzoning: Subsurface Structure Site Response Analysis, Pure Appl. Geophys. 158, 2597–2633.

Bahavar, M., and North, R. (2002), Estimation of Background Noise for International Monitoring System Seismic Stations, Pure Appl. Geophys. 159, 911–944.

Bard, P.-Y. (1999), Ambient noise Measurements: A tool for site effect estimation?, In The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, (ed. Irikura, Kudo, Okada and Sasatani) (Balkema, Rotterdam, 1999) pp. 1251-1279.

Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., and Martin, C. (1998), On the use of ambient noise recordings in seismic microzonation, Soil Dyn. Earthq. Eng. 17, 465-474.

Chatelain, J.-L., Gueguen, Ph., Guillier, B., Frechet, J., Bondoux, F., Sarrault, J., Sulpice, P., and Neuville J.-M. (2000), Cityshark: A user-friendly instrument dedicated to ambient noise (ambient noise) recording for site and building response studies, Seismol. Res. Lett. 71, 698-703.

Chávez-García, F. J., and Cuenca, J. (1996), *Site effects in Mexico City urban zone. A complementary study*, Soil Dyn. Earthq. Eng. *15*, 141-146.

Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A., and Molina, S. (2000a), Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Application and Limitations, Pure Appl. Geophys. 158, 2525-2541.

Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., and Molina, S. (2000b), Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as a exploration tool, J. Appl. Geophys. 45, 19-32.

Duval, A.-M., Bard P.-Y., Mèneroud J.-P., and Vidal, S. (1995), Usefulness of ambient noises measurements for site effects, Proc. of 10th European Confer. on Earthquake Engineering, Vienna, Austria, pp. 521-528.

European Macroseismic Scale, 1998, http://www.gfz-potsdam.de/pb5/pb53/projekt/ems.

Field, E., and Jacob, K. (1993), The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, Geophys. Res. Lett. 20-24, 2925–2928.

Fyen J., (1990), Diurnal and seasonal variations in the microseismic noise level observed at the NORESS array, Phys. Earth Plan. Inter. 63, 252-268.
Gitterman, Y., Zaslavsky, Y., Sharipa, A., and Shtivelman, V. (1996), Empirical site response evaluations: case studies in Israel, Soil Dyn. Earthq. Eng. 15, 447-463.
Havskov, J., and Ottemöller, L. (2000), *SEISAN: The Earthquake Analysis Software*, Report of Inst. Solid Earth Physics, Univ. Bergen (Bergen, Norway 2000).
Konno, K., and Ohmachi T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of ambient noise, Bull. Seism. Soc. Am. 88, no. 1, 228–241.
Lachet, C., and Bard, P.-Y. (1994), Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique, J. Phys. Earth. 42, 377–397.
Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodoulidis, N., Papaioannou, Ch., and Savvaidis, A. (1996), Site Effects and Microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of Different Approaches, Bull. Seismol. Soc. Am. 86, 1692–1703.
LeBrun, B., Hatzfield, D. and Bard, P.-Y. (2001), Site effect study in urban area: Experimental results in Grenoble (France), Pure Appl. Geophys. 158, 2543-2557.
Leventakis, G.-A., (2003). Microzonation Study of the city of Thessaloni, PhD., Aristotle University of Thessaloniki: 84 pp (in Greek with an English abstract).
Lermo, J. and Chávez-García, F. J. (1994), Are Ambient noise Useful in Site Response Evaluation?, Bull. Seismol. Soc. Am. 84, 1350-1364.
Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E., and Zambonelli, E. (1996), Site Response from Ambient Noise Measurements: New Perspectives from an Array Study in Central Italy, Bull. Seismol. Soc. Am. 86, 320–328.
Mucciarelli M., (1998), Reliability and Applicability of Nakamura's technique using Ambient noises: An experimental approach, J. Earthq. Eng. 2, 625-638.
Nakamura, Y. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of 0subsurface using ambient noise on the ground surface, QR Railway Tech. Res. Inst. 30, 25-33.
Navarro, M., Enomoto, T., Sánchez, F. J., Matsuda, I., Iwatate, T., Posadas, A. M., Luzón, F., and Seo, K. (2001), Surface soil effects study using short-period Ambient noises observations in Almeria City, Southern Spain, Pure Appl. Geophys. 158, 2481-2497.
Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971), On the Amplitude Characteristics of Ambient noise (Part 2), J. Seismol. Soc. Japan 24, 26-40.
Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N., and Kudo, K. (1978), Observations of 1-5second ambient noise and their application to earthquake engineering. Part I: Comaparison with long-period accelerations at the Tokachi-Oki earthquqke of 1968, Bull. Seismol. Soc. Am. 68, 767-779.
Ojeda, A., and Escallon, J. (2000), Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motions records and microtremors in Pereira Colombia, Soil Dyn. Earthq. Eng. 20, 137-143.
Parolai S., Bormann, P., and Milkereit, C., (2002), New relationships between Vs, Thickness of Sediments and Resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany), Bull. Seism. Soc. Am. 92, 2521–2527.
Penelis G., Stylianidis K., Stavrakakis E., 1985. Statistical evaluation of the response of the buildings in the center of Thessaloniki to the earthquake of 20 June 1978, 12th regional Seminar on Earthquake Engineering.
Rodriguez, V. H. S. and Midorikawa S., (2002). Applicability of the H/V spectral ratio of ambient noises in assessing site effects on seismic motion, Earthq. Eng. and Structural Dynamics 31, 261-279.
SESAME Project 2003, Site EffectS assessment using AMbient Excitations, http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr.
Suzuki T., Adachi Y., Tanaka M., (1995), Application of ambient noise measurements to the estimation of earthquake ground motions in Kushiro city during the Kushiro-Oki earthquake of 15 January 1993, Earthq. Eng. Struct. Dyn. 24, 595-613.
Teves-Costa, P., Matias, L., Bard, P.-Y. (1996), Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using ambient noise recordings, Soil Dyn. Earthq. Eng. 15, 201-209.
Toshinawa, J., Taber, J., and Berril, J. (1997), Distribution of ground-motion intensity from questionnaire survey, earthquake recordings, and microtremor measurements – A case study in Christchurch, New Zealand, during the1994 Arthus Pass earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 87, 356–369.
Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P., Theodoulidis, N., Suhadolc, P., Papazachos, C., Raptakis, D., and Lontzetidis, K. (1999), Site Effects in the city of Thessaloniki (Greece) estimated from acceleration data and 1D local soil profiles, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 521–537.
Tsilingiridis, G., Zachariadis, Th., and Samaras, Z., (2002), Spatial and temporal characteristics of air pollutant emissions in Thessaloniki, Greece: investigation of emission abatement measure, Sc. Total Environ. 300, 99–113.

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

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

THE EARTHQUAKE OF 426BC IN N. EVOIKOS GULF REVISITED: AMALGAMATION OF TWO DIFFERENT STRONG EARTHQUAKE EVENTS?

Papaioannou I.[1], Papadopoulos G.A.[2], and Pavlides S.[3]

[1] *A. Panagouli str. 10, 41222 Larissa, Greece*

[2] *Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, 11810, Athens, Greece g.papad@gein.noa.gr*

[3] *Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124, Thessaloniki, Greece pavlides@geo.auth.gr*

ABSTRACT

An examination of historiographic and seismological studies of the last two centuries showed that probably some of them amalgamated the 426BC earthquake event of Maliakos Gulf with a second earthquake occurring later in the same area. Reexamination of the classical documentary sources regarding the earthquake of 426BC and its associated tsunami revealed the different descriptions of Thucydides and Strabo as well as several inconsistencies that characterize their texts. These imply that possibly two different earthquakes occurred in the area of Maliakos Gulf during the 5th and 3rd centuries BC. This hypothesis is further supported by archaeological evidence which indicates that the destruction horizons found in excavations in Lamia and Oreos were caused by strong earthquake activity. The first is dated around middle 3rd century BC, while the second is dated from 225 to 215BC. Regarding the first of the suggested earthquakes, the information that only Peparethus (Skopelos) was damaged indicates that possibly it wasn't so strong. Chronologically this event should be placed on the summer of 426B.C. On the contrary, it seems that the second event was very strong, given that it affected many places in a large area of destruction. This earthquake probably occurred after 426B.C. and its *terminus post quem* is around 200B.C. The archaeological destruction may represent the earthquake described by Strabo that is the second event.

1 INTRODUCTION

The earthquake and its associated tsunami that reportedly occurred in Maliakos Gulf, Central Greece, on 426B.C. is one of the most frequently seismic events considered to have taken place in antiquity (see reviews in Antonopoulos, 1992 and Guidoboni et.,1994). The classical documentary sources are those of Thucydides, Strabo and Diodoros. Strabo was based on the lost catalogue of ancient earthquakes compiled by Demetrius of Callatis (~200B.C.), while it seems that Diodoros just merged information taken from both Thucydides and Demetrius. The text of Thucydides clearly implies that the earthquake occurred on the summer of 426B.C. However, in his text Strabo does not indicate that he refers to the particular earthquake reported by Thucydides. In addition, in some historiographic studies it has been suggested that Strabo possibly reported on an earthquake event that occurred during the 3rd century BC.

In this paper we reevaluate both the classical documentary sources and modern historiographic, seismological and archaeological studies and conclude that possibly two different earthquake events were amalgamated to one.

2 PREVIOUS STUDIES

In modern times, the studies that examined the particular earthquake event(s) can be grouped in four groups. The first includes 19th century earthquake catalogues that ignored Strabo, were based only on Thucydides and Diodoros and referred to the summer 426BC shock. Historiographic studies of the second group, like those of Neumann and Partsch (1885) and Capelle (1908), made an undiscriminate use of the information given by some previous authors, who copied Thucydides and Strabo, and supported that a single earthquake took place around the Maliakos Gulf during the summer of 426B.C. In the third group, that is in 20th century seismological studies, this idea was uncritically reproduced in historical catalogues compiled by Sieberg (1932) and others. Moreover, in some of them, like Sieberg (1932), Bousquet et Pechaux (1978) and Papazachos et al. (1997), isoseismal maps of that "single" earthquake event were constructed. However, some early 20th century historiographic studies, that is the fourth group of studies, reported on Strabo and described a different earthquake occurring on the 3rd century BC (Vortselas,1907, Beloch 1911, 1924, Schober,1924, Bequignon,1937). It is apparent that the 20th century seismological studies ignored the fourth group of studies and amalgamating Thucydides, Strabo and Diodoros referred to only the summer 426BC earthquake.

Because of the confusion prevailing in modern literature we proceeded to a reexamination of the documentary sources of Thucydides, Strabo and Diodoros in an effort to clarify what they have in common and what are the points of deviation.

3 DOCUMENTARY SOURCES

3.1 Thucydides

The text of Thucydides reports about a strong sea -wave that attacked Orovies in NW Evia, Atalante in Lokris and Peparethus (Skopelos Isl.) in the west part of the north Aegean Sea (Figure 1). The only mention about earthquakes is that Peparethus suffered some damage.

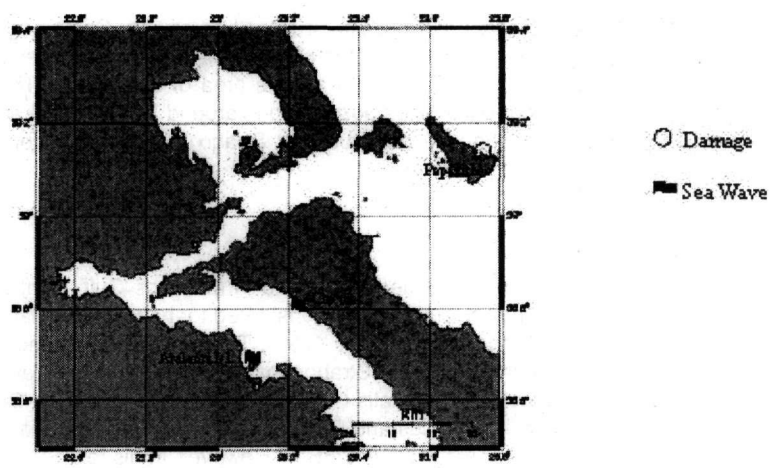


Figure 1. The macroseismic field according to Thucydides.

3.2 Strabo

On the contrary, the text of Strabo is much more detailed and presents a different macroseismic field (Figure 2). In particular, extensive destruction with building collapses is reported in both sides of the Maliakos Gulf and in Lokris, ground failures are described in Maliakos Gulf and north Evia, a sea – wave (or tsunami) attack is described in Skarfia, Thronio, Thermopyles and Dafnous, while it is also reported that a fault was generated in Atalante. The earthquake effects described by Strabo are analyzed below. Locations can be found in Figure 2.

3.2.1 *Effects on buildings*

Heavy damage was observed in Echinos, Falara, Heraclea, Thronio, Skarfia, Lamia and Larissa. A lot of damage is reported from Alopi, Cynos, Opus and Oion, while it seems that Elatia was less damaged. In Alponon a tower close to the harbour collapsed.

3.2.2 *Ground failures*

It is reported that Lichades and Cynaeum submerged. The rivers Sperchios and Voagrios changed their courses, while in Aedipsos and Thermopylae changes were observed in thermal springs. In Atalante, a ground fissure was observed, while at the same time a land strip that used to form a peninsula off the Greek mainland was torn through to form an islet.

3.2.3 *Tsunami*

A strong tsunami was observed in Skarfia, Thronio, Thermopyles and Dafnous. Sea-wave was also reported from Atalante.

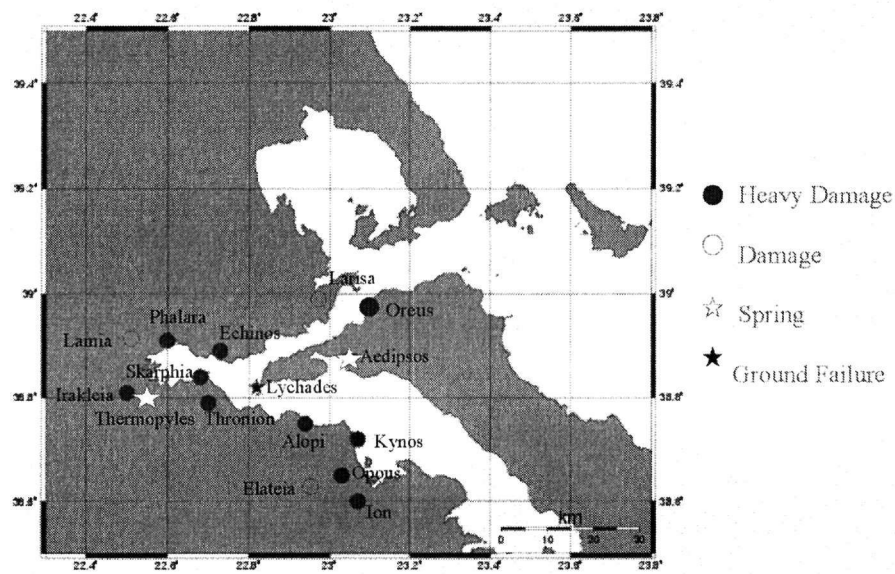


Figure 2. The macroseismic field according to Strabo.

3.3 Diodoros

The text of Diodoros practically does not yield additional information, some importance being related only with the description that the isthmus of a peninsula in Locris was fractured and the island called Atalante was generated, which seems to fit Strabo's description.

A comparison of the texts of Thucydides and Strabo indicate that no common localities of earthquake and tsunami effects can be found. The only exception is Atalante. In addition, the Demetrius of Callatis' expression "*..it is said...*" (*λέγουσι δε...*), reproduced by Strabo, is probably not

referred to the event described in the rest part of the text. Only little doubt remains that if the earthquake effects described by Strabo had occurred on the summer of 426B.C. they would not escape the attention of a careful and reliable historian like Thucydides.

4 A HYPOTHESIS FOR TWO DIFFERENT EARTHQUAKE EVENTS

Because of the different descriptions made by Thucydides and Strabo we have made the hypothesis that these two writers possibly described two different earthquake events. This hypothesis is reinforced by some obvious inconsistencies noticed by comparing the two texts. In fact, Strabo reported that the town of Heraclea was destructed by the shock, whereas according to Thucydides this town was built after the occurrence of the 426BC earthquake. Therefore, the destruction of Heraclea should be attributed to a latter earthquake. Moreover, according to Thucydides the season of summer was ranging from March to October, which deviates from Strabo's description that because of the earthquake one of the harbour towers collapsed killing twenty-five girls who were gathered to attend the Thesmophoria celebration. The inconsistency concerns that the Thesmophoria celebration was taking place by the end of October to the beginning of November, which means that only marginally fits the summer season reported by Thucydides for the 426BC earthquake. As a consequence, we favour the explanation that the Thucydides' event, that of summer 426BC, is different from that of Demetrius Callatis and Strabo which should have taken place after 426BC. Demetrius of Callatis lived around 200BC and, therefore, this is roughly a *terminus post quem* of the earthquake. This implies that the suggested second event took place possibly during the 3rd century BC.

5 ARCHAEOLOGICAL EVIDENCE

Archaeological evidence about an earthquake destruction in the area of Maliakos Gulf around the 3rd century BC supports further our hypothesis. According to Dakoronia (2000, also personal communication) an archaeological excavation in the city of Lamia revealed the collapse of the external part of the ancient city wall, which the archaeologists attributed to a strong earthquake dated between the end of 4th century and the beginning of 2nd century BC. An independent, second archaeological evidence comes from the excavation in Oreos where the destruction of the roof of a house was observed and attributed by the archaeologists to a strong earthquake (Ritsonis, 2004, personal communication). The event seems that have taken place by the end of 3rd century BC, possibly between 225 and 215 B.C. This date range has been indicated from coins, gutter of roof and potsherds found in the house with the collapsed roof (Ritsonis, 2004, personal communication).

6 CONCLUSIONS

On the basis of the different descriptions of Thucydides and Strabo and several inconsistencies that characterize the two texts, we suggested that possibly two different tsunamigenic earthquakes occurred in the area of Maliakos Gulf during the 5th and 3rd centuries BC. This hypothesis is further supported by archaeological evidence which indicates that the destruction horizon found in excavations in Lamia and Oreos was caused by strong earthquake activity during the 3rd century BC. Should this interpretation is correct, then one may also revise the tsunami information contained in tsunami catalogues. In the most recent one, Papadopoulos (2001) lists the 426BC event assigning to intensity 4. The new interpretation shifts this estimation to the suggested event of 3rd century BC, while the 426BC wave may assigned a smaller intensity.

Regarding the first of the suggested earthquakes, the information that only Peparethus (Skopelos) was damaged indicates that possibly it wasn't so strong. Chronologically this event should be placed on the summer of 426BC. On the contrary, it seems that the second event was very strong, given that it affected many places in a large area of destruction. This earthquake probably occurred after 426B.C. and its *terminus post quem* is around 200BC. Archaeological excavations revealed seismic destruction horizons in Lamia and Oreos. The first is dated around the middle of the 3rd

century BC while the second is dated from 225 to 215BC. These destruction horizons may represent the earthquake event described by Strabo.

It would be of interest to determine the epicenters and magnitudes of these earthquakes. However, the available data are not adequate enough to make an effort towards this purpose.

REFERENCES

Classical sources

Diodoros. Liber XII, 58.

Strabo. Geographika I, 3.20

Thucydides. Historiae III, 89.2 and 89.5

Contemporary sources

Antonopoulos, J., 1992. The tsunami of 426BC in the Maliakos Gulf, Eastern Greece, *Natural Hazards*, 5, 83-93.

Beloch, K.J., 1911. Klio, XI, Leipzig, Theodor Weicher, 441.

Beloch, K.J., 1924. *Griechische Geschihte I*, Berlin und Leipzig, Walter de Gruyter & Co, 55.

Béquignon, Y., 1937. *La vallée du Spercheios des origins au IVe sieclé, études d' archéologie et de topographie*, Paris, E. de Boccard, 69-73.

Bousquet, B. And Pechoux, P.Y., 1978. Recherches bibliographic sur la seismicite historique. *Rapport Final D' Avtivite Scientifique de l' Equipe du Laboratoire de Geologie Dynamique de l' Universite Paris Sud sur le resultat des etudes de Neotectonique en Greece*, 3, 47-65, 4, 93-126.

Capelle, W., 1908. Erdbebenforschung, *Paulys Realencycl. Class. Altert.*, suppl 2, 603.

Dakoronia, Ph., 2000. Δύο νέες περιπτώσεις καταγραφής σεισμικού γεγονότος σε αρχαία μνημεία στη Λαμία, *3^ο^ Διεθνές Συνέδριο για την Αρχαία Ελίκη και Αιγιαλεία, 6-9 Οκτωβρίου, Νικολαϊικα Διακοπτόν.* (Dio nees periptoseis katagrafis seismikou gegonotos se archaia mnimia sti Lamia, *3th International Conference on Ancient Helike and Aigialeia, 6-9 October, Nikolaiika of Diakopton.*)

Guidoboni, E., Comastri, A. and Traina, G., 1994. *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century*, SGA Storia Geofisica Ambiente, Bologna, 504pp.

Neuman, C. und Partsch, J., 1885. *Physikalische Geographie von Griechenland*, Breslau, Verlag, 321-322.

Papadopoulos, G.A., 2001. Tsunamis in the East Mediterranean: A catalogue for the area of Greece and adjacent seas. *Proc. IOC-IUGG Internatl. Workshop Tsunami Risk assessment Beyond 2000:Theory, Practice and Plans, June 14-16, Moscow, 2000,* 34-43.

Papazachos, B.C. and Papazachou C. B.,1989. *Οι Σεισμοί της Ελλάδας,* Θεσσαλονίκη, Εκδ. ΖΗΤΗ, 356σ.. *(Oi seismoi tis Ellados*, Thessaloniki, Ziti Edit., 356pp.)

Papazachos, B.C. and Papazachou C. B.,1997. *The earthquakes of Greece*, Thessaloniki, Ziti Edit.,304 pp.

Papazachos, B.C. and Papazachou, C. B., 2003. *Οι Σεισμοί της Ελλάδας,* Θεσσαλονίκη, Εκδ. ΖΗΤΗ, 286pp. *(Oi seismoi tis Ellados*, Thessaloniki, Ziti Edit., 286pp.)

Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch., Papazachos, C.B. and Savvaidis, A.A., 1997. *Atlas of isoseismals maps for strong earthquakes in Greece and surrounding area*. Publ. Geoph. Lab. Univ. Thessaloniki, 4, 200pp.

Schober, F., 1924. *Phokis.* Inaugural-Dissertation, Jena.

Sieberg, A. *Erbebengeographie*, Handbush der Geophysik, Berlin, 4.

Vortselas, J.G., 1907. Φθιώτις, η πρός Νότον της Όθρυος, ήτοι απάνθισμα ιστορικών και γεωγραφιών ειδήσεων από των αρχαιοτάτων χρόνων μέχρι των καθ΄ημάς, Αθήνα, Αθ. Α. Παπασπυρ (*Phthiotis, I pros Noton tis Orthrios, iti apanthisma istorikon kai geographikon idiseon apo ton archaiotaton chronon mechri ton kath' imas*, Athens, A.A. Papaspy)

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

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

GLOBAL RELATIONS BETWEEN SEISMIC FAULT PARAMETERS AND MOMENT MAGNITUDE OF EARTHQUAKES

Papazachos B. C., Scordilis E. M., Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B. and Karakaisis G. F.

Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1, 54124, Thessaloniki, manolis@geo.auth.gr, panagiot@geo.auth.gr

ABSTRACT

The most reliable of the globally available relative data have been used to derive empirical formulas which relate the subsurface fault length, L, the fault area, S, and fault width, w, with the moment magnitude, M. Separate such formulas have been derived for earthquakes generated by strike-slip faulting, by dip-slip faulting in continental regions and by dip-slip faulting in lithospheric subduction regions. The formula which relates the fault area with the magnitude is combined with the definition formulas of seismic moment and moment magnitude to derive also relations between the fault slip, u, and the moment magnitude for each of the three seismotectonic regimes. For a certain magnitude, the fault length is larger for strike-slip faults than for dip-slip faults, while the fault width is small for strike-slip faults, larger for dip-slip faults in continental regions and much larger for dip-slip faults in regions of lithospheric subduction. For a certain magnitude, fault slip is about the same for strike-slip faults and dip-slip faults in continental regions and smaller for dip-slip faults in regions of lithospheric subduction.

1 INTRODUCTION

Relation between fault parameters (fault length, fault area, fault slip) and the magnitude of the corresponding earthquake are of importance for practical purposes, because these relations can be used to estimate the magnitude of an earthquake when such parameters are known (from geological observations, space distribution of aftershocks, etc.). Such empirical relations are also of importance for theoretical reasons because they can be used to test the validity of models on the mechanics of seismic rupture. For this reason several such relations have been already proposed (Utsu & Seki 1954, Tocher 1958, Kanamori & Anderson 1975, Bonilla et al. 1984, Wesnousky 1986, Ambraseys 1988, Wells & Coppersmith 1994, Wang & Ou 1998, Smith & Stock 2000, Papazachos & Papazachou 2003). There are, however, important differences between such published relations, due mainly to uncertainties of the data used. A result of such uncertainties is the proposal of two different models for scaling of fault slip in large earthquakes (Romanowicz 1994, Scholz 1994a,b).

One of the most important results of the up to now relative work is the publication of observations which concern the fault length, L, the fault area, S, (or the fault width, w), of a very large number of earthquakes (for about 500 earthquakes with moment magnitudes between 5.0 and 9.6). This large set of available observations gives now the possibility to apply strict enough and consistent criteria in order to obtain a sample of data which is of a satisfactory size (satisfactory number of fault cases), homogeneous (fault parameters estimated by the same method, earthquake magnitudes in the same scale), accurate enough (accurate fault parameters, magnitudes) and, therefore, proper for deriving reliable scaling relations. Thus, the goal of the present paper is to apply such criteria, which are described in the next section, in order to derive relations between, L and M, S and M, w and M for strike-slip faults, for dip-slip faults in continental regions and for dip-slip faults in regions of lithospheric subduction. Relations between fault slip, u, and M are also derived for these three categories of seismotectonic regimes but these relations are partly based on observations and partly on the relations by which the seismic moment and moment magnitude are derived.

2 DATA AND PROCEDURE FOLLOWED

Available information on fault parameters is mainly coming from field observations, from space distribution of aftershocks and from modeling of faults by using seismic, geodetic and tsunami data. Field observations, however, do not concern the parameters of the real (subsurface) fault but parameters of the surface expression of the fault (length and slip of the surface trace of the fault). Furthermore, such field observations do not give much information on the width (or area) of the real fault. Since we are interesting in relations between the parameters of the real (subsurface) faults and the moment magnitude of the corresponding earthquake, data mainly coming from space distribution of aftershocks and some data coming from fault modeling are used in the present study.

Such data have been produced by many researchers all over the world and have been summarized and published recently in certain scientific papers (Wells & Coppersmith 1994, Pegler & Das 1995, Stock & Smith 2000, Fujii & Matsu'ura 2000, Henry & Das 2001, Kagan 2002, Papazachos & Papazachou 2003). The values of the fault length, L, and of the fault areas, S, which are sited in these papers and for which reliable moment magnitudes, M, are available, are used in the present work. Since there are no direct observations on the mean displacement, u, of the real fault, the relation between, u and M, has been derived by combining the derived relation between S and M, the definition relation of the seismic moment,

$$M_0 = \mu S u \tag{1}$$

(Aki 1966) and the definition relation of the moment magnitude

$$\log M_0 = 1.5\, M + 16.1 \tag{2}$$

where M_0 is in dyn.cm (Hanks & Kanamori 1979).

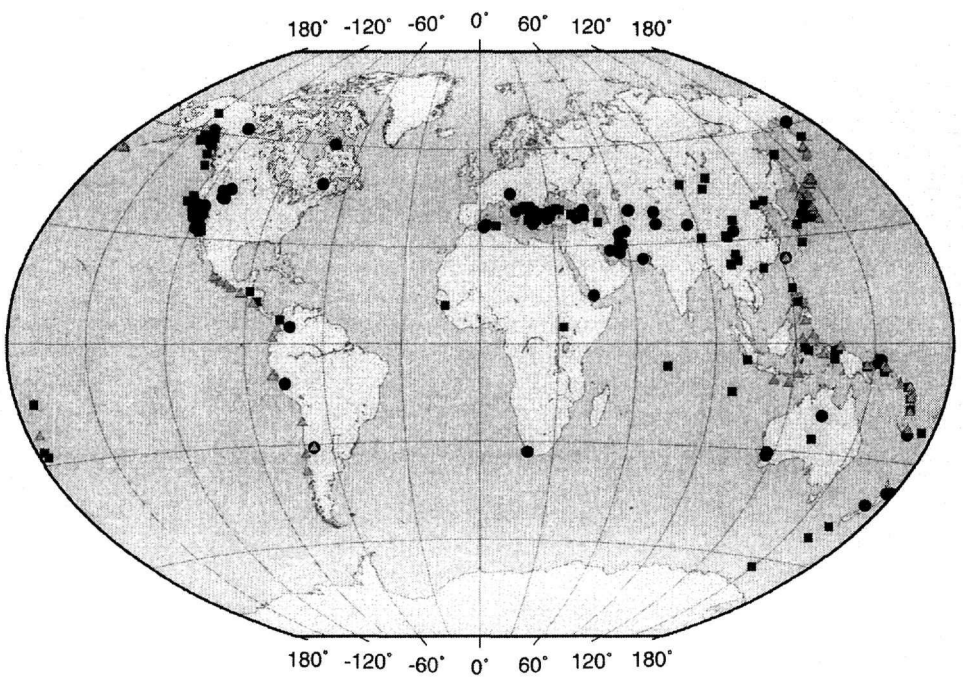


Figure 1. Index map of the epicenters of earthquakes for which data are used in the present study. Rectangles, circles and triangles show earthquakes with strike-slip faulting, dip-slip faulting in continental regions and dip-slip faulting in regions of lithospheric subduction, respectively.

Faults corresponding to strong earthquakes (M≥5.8) are considered in the present paper because for such faults the observations (M, L, S) are more accurate and these faults are of more interest from practical point of view. Such relative large faults can be considered as orthogonal and the fault area, S, is the product of the fault length, L, which can take relatively large values, and the width, w, which cannot take large values due to the relatively small thickness of the seismogenic layer. The saturation value of w depends on the seismotectonic regime. This is expected to be: small for strike-slip faults which break almost vertically the relatively thin horizontal seismogenic crustal layer, large for dip-slip (normal or thrust) faults, which break obliquely this layer, and largest for dip-slip faults in lithospheric subduction areas. For this reason we investigated separately each one of these three categories of faults.

Based on the above mentioned criteria, we made a catalogue which gives information for 116 strike-slip faults, for 77 dip-slip faults in continental regions and for 72 dip-slip faults in subduction regions. Figure 1 shows the epicenters of these 265 earthquakes, where three symbols are used for the corresponding three categories of seismotectonic regimes.

All earthquake magnitudes used in this paper are reliably determined moment magnitudes, M, based on instrumental data and their errors are within a rather narrow window (≈±0.2). For this reason the logarithms of the fault length, logL, and of the fault areas, logS, have been plotted against the magnitudes and the least squares' method has been applied on the five points' moving average to calculate the parameters of the relations.

3 RESULTS

Relations between the fault parameters (L, S, w, u) and the moment magnitude of the corresponding magnitude have been derived by the procedure already described, separately for each of the three kinds of seismotectonic regimes.

3.1 Strike-slip faults

For 100 of 116 strike-slip faults considered, the fault lengths L (in km), are known. The data are fitted (Fig. 2a) by the relation:

$$\text{Log}L = 0.59M - 2.30, \qquad \sigma = 0.14, \quad 6.0 \le M \le 8.0 \tag{3}$$

where σ is the standard deviation for the original data. For 54 of 72 strike-slip faults considered the values of the fault areas, S (in km^2), are available and are fitted (Fig. 3a) by the relation:

$$\text{Log}S = 0.82M - 2.79, \qquad \sigma = 0.19, \quad 6.0 \le M \le 8.0 \tag{4}$$

If we assume that faults are orthogonal, from relations (3,4) we receive the following relation between the fault width, w (in km), and the moment magnitude:

$$\text{Log}w = 0.23M - 0.49 \qquad 6.0 \le M \le 8.0 \tag{5}$$

From relations (1,2,4) we receive the following formula for the mean displacement, u (in cm), at the fault:

$$\text{Log}u = 0.68M - 2.59 \qquad 6.0 \le M \le 8.0 \tag{6}$$

3.2 Dip-slip continental faults

There are available fault length values for 69 dip-slip (thrust or normal) faults in continental areas. The lengths, L (in km), of these faults and the corresponding magnitudes are fitted (Fig. 2b) by the relation:

$$\text{Log}L = 0.50M - 1.86, \qquad \sigma = 0.13, \quad 6.0 \le M \le 7.5 \tag{7}$$

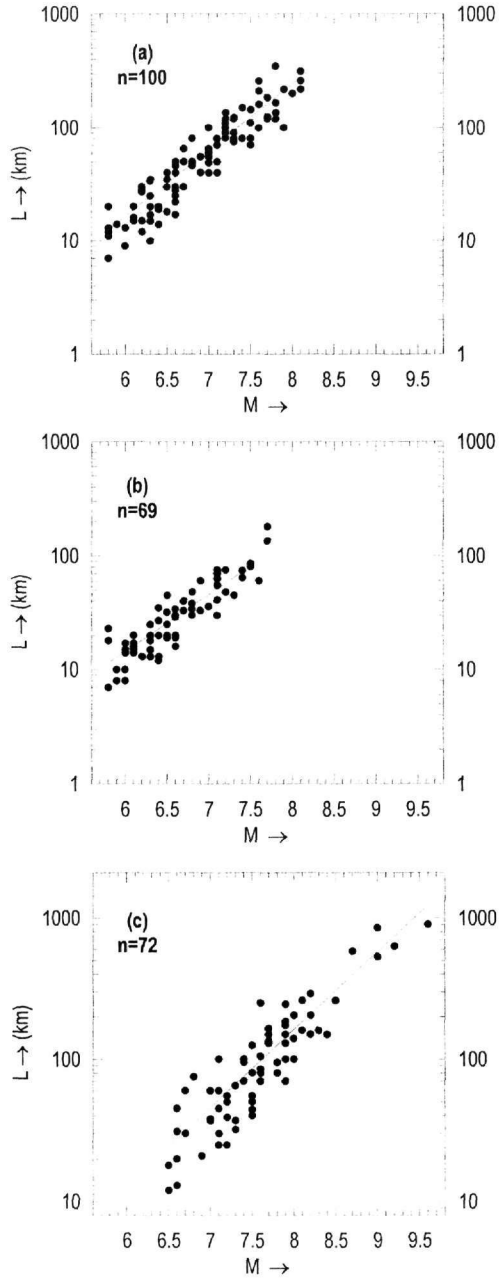


Figure 2. Variation of the logarithm of the observed fault length, L (in km), as a function of the moment magnitude, M, for: a) strike-slip faults, b) dip-slip faults in continental regions, c) dip-slip faults in regions of lithospheric subduction. Straight lines are least squares' fit to the data.

which is almost identical to a relation derived for the Aegean area (Papazachos & Papazachou 2003). Figure 3b shows a plot of the logarithm of the area, S (in km^2), versus the corresponding magnitude for 63 cases of dip-slip faults for which such reliable data are available. These data are fitted by the relation:

$$\text{Log}S = 0.78M - 2.56, \quad \sigma = 0.21, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \qquad (8)$$

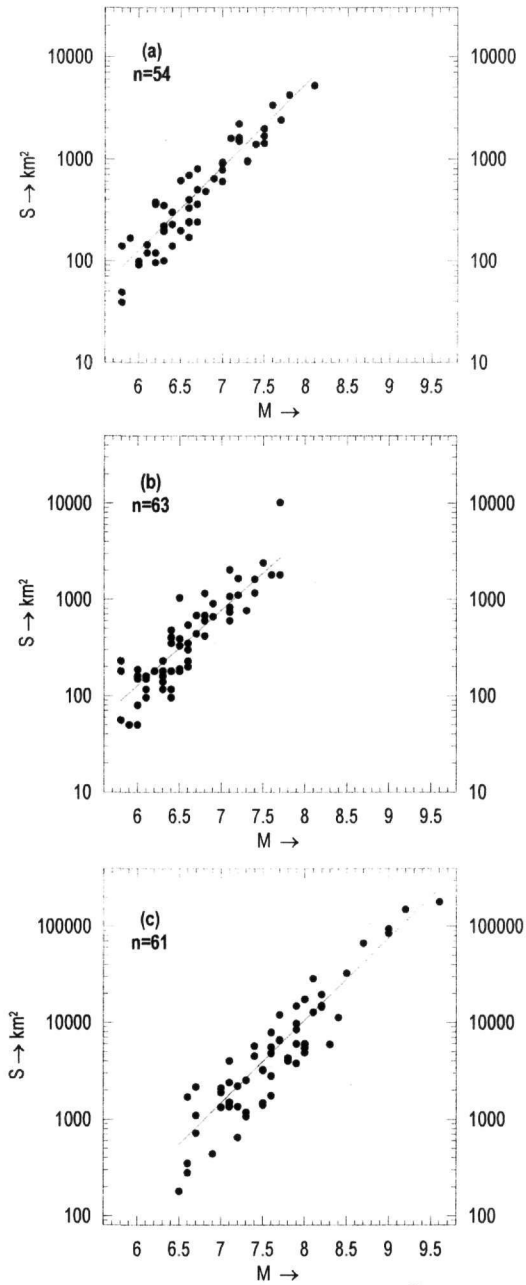


Figure 3. Variation of the logarithm of the observed fault area, S (in km^2), as a function of moment magnitude, M, for: a) strike-slip faults, b) dip-slip faults in continental regions, c) dip-slip faults in regions of lithospheric subduction. Straight lines are least squares' fits to the data.

Assuming that these dip-slip continental faults, are rectangular, we receive the following formula for the fault width, w (in km), from relations (7,8):

$$\text{Log}w = 0.28M - 0.70, \qquad 6.0 \leq M \leq 7.5 \tag{9}$$

The relations (1,2,8) give the formula :

$$\text{Log}u = 0.72M - 2.82, \qquad 6.0 \leq M \leq 7.5 \tag{10}$$

where, u (in cm), is the mean displacement at a dip-slip continental fault.

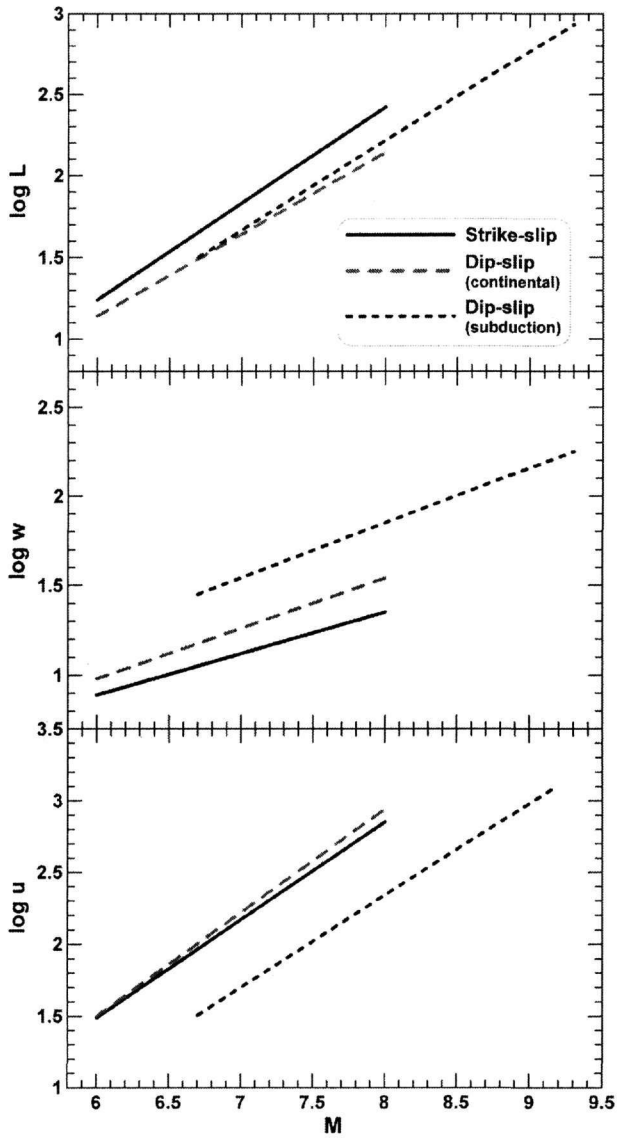


Figure 4. Variation of the logarithm of the fault length, L, of the fault width, w, and of the fault slip, u, as a function of the moment magnitude, M, for strike-slip, dip-slip continental and dip-slip subduction earthquakes.

3.3 Dip-slip faults in subduction regions

Figure 2c shows the logarithm of the fault length, L (in km), for 72 faults in lithospheric subduction areas for which such reliable data are available. The following relation fits the data:

$$\text{Log}L = 0.55M - 2.19, \qquad \sigma = 0.18, \qquad 6.7 \leq M \leq 9.3 \tag{11}$$

The plot of the logarithm of the area, S (in km^2), of 61 dip-slip faults in subduction zones for which the values of such areas are available, as a function of the magnitude, is given in figure 3c. These data are fitted by the relation:

$$LogS = 0.86M - 2.82, \quad \sigma = 0.25, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \tag{12}$$

From relations (11,12) we find that the fault width, w (in cm), of dip-slip faults in lithospheric subduction areas is given by the relation:

$$Logw = 0.31M - 0.63, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \tag{13}$$

Relations (1,2,12) give the following relation between the mean displacement, u (in cm), at the dip-slip faults in subduction areas and the magnitude of the corresponding earthquake:

$$Logu = 0.64M - 2.78, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \tag{14}$$

4 CONCLUSIONS

In order to identify differences between the fault parameters (L, w, u) in the three different seismotectonic regimes, each of these parameters has been plotted in the same figure 4. Figure 4a shows the plot of the subsurface fault length, L (in km), against the moment magnitude, M, for the three seismotectonic regimes. It is observed that the length of the strike-slip faults is larger than the fault length of the dip-slip faults for given magnitude. Thus, for M = 7.0, the fault length is 68 km for a strike-slip fault, 44 km for a dip-slip fault in a continental region and 46 km for a dip-slip fault in a region of lithospheric subduction.

Figure 4b shows the plot of the fault width, w(in km), versus the moment magnitude. The widths of the strike-slip faults are relatively small, the widths of the dip-slip faults in continental regions are larger and the widths of the dip-slip faults in regions of lithospheric subduction are much larger. Thus, for M=7.0, the fault width is 13 km for a strike-slip fault, 18 km for a dip-slip fault in a continental region and 35 km for a dip-slip fault in a region of lithospheric subduction.

Figure 4c shows a plot of the mean fault displacement. The fault displacement is about the same for strike-slip faults and for dip-slip faults in continental regions and much smaller for dip-slip faults in regions of lithospheric subduction, for a given magnitude. Thus, for M=7.0, the fault displacement is 148 cm for strike-slip faults, 166 cm for dip-slip faults in continental regions and 50 cm for dip-slip faults in regions of lithospheric subduction.

It must be pointed out that the results of the present work concern properties of real (subsurface) seismic faults. It will be of interest to examine properties of the surface expressions of faults (length of surface faults trace, surface fault displacement), but this is our next relative goal.

REFERENCES

Aki K. 1966. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16,1964. 2. Estimation of earthquake movement, released energy and stress-strain drop from G spectrum. Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 23-88.

Ambraseys N.N. 1988. Magnitude – fault length relationships for earthquakes in the Middle East, In: Historical Seismograms and Earthquakes of the World, Lee, W.H., Meyers, H. & Shimazaki, K. eds, Acad. Press Inc., 309-310.

Bonilla M., Mark R. & Lienkaemper J. 1984. Statistical relations among earthquake magnitude, surface length and surface fault displacements. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2379-2411.

Fujii Y. & Matsu'ura M. 2000. Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication. Pure Appl. Geophys., 157, 2283-2302.

Hanks T.C. & Kanamori H. 1979. A moment magnitude scale. J. Geophys. Res., 84, 2348-2350.

Henry C. & Das S. 2001. Aftershocks zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations. Geophys. J. Int., 147, 272-293.

Kagan Y.Y. 2002. Aftershock zone scaling. Bull. Seism. Soc. Am., 92, 641-655.

Kanamori H. & Anderson D.C. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1073-1096.
Papazachos B.C. & Papazachou C.B. 2003. The earthquakes of Greece. Ziti Publications, Thessaloniki, 273pp.
Pegler G. & Das S. 1996. Analysis of the relationship between seismic moment and fault length for large crustal strike-slip earthquakes between 1977-92. Geophys. Res. Letters, 23, 905-908.
Romanowicz B. 1994. Comments on A Reappraisal of Large Earthquake Scaling by C. Scholz. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1675-1676.
Scholz C.H. 1994a. A reappraisal of large earthquake scaling. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 215-218.
Scholz C.H. 1994b. Reply on comments on Reappraisal of Large Earthquake Scaling by C. Scholz. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1677-1678.
Smith G.C. & Stock Ch. 2000. Evidence for different scaling of earthquake source parameters for large earthquakes depending on faulting mechanism, Geophys. J. Int., 143, 157-169.
Stock C. & Smith E.G.C. 2000. Evidence for different scaling of earthquake source parameters for large earthquakes depending on faulting mechanism. Geophys. J. Int., 143, 157-162.
Tocher D. 1958. Earthquake energy and ground breakage. Bull. Seism. Soc. Am., 48, 147-153.
Utsu T. & Seki A. 1954. A relation between the area of aftershock region and the energy of mainshock. J. Seism. Soc. Japan, 7, 233-240.
Wang J.H. & Ou S.S. 1998. On scaling of earthquake faults. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 758-766.
Wells D.L. & Coppersmith K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
Wesnousky S.G. 1986. Earthquake, quaternary faults and seismic hazard in California. J. Geophys. Res., 91, 12587-12631.

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

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

DECELERATING PRESHOCK SEISMIC DEFORMATION IN FAULT REGIONS DURING CRITICAL PERIODS

Papazachos C., Scordilis E., Karakaisis G. and Papazachos B.
Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, costas@lemnos.geo.auth.gr, manolis@geo.auth.gr, karakais@geo.auth.gr

ABSTRACT

We examine the behavior of the intermediate magnitude preshock activity in the fault region of a mainshock during the critical period, that is, in the period when accelerating seismic activity is observed in a broader region (critical region). For this purpose, data concerning 10 recent strong mainshocks (M=6.6-8.3) occurred since 1981 in Greece, Anatolia, Japan and California are used. It is observed that during the critical preshock period, decelerating seismic crustal deformation (Benioff strain) is observed in the fault region (within the fault zone and its close vicinity), whereas accelerating deformation is observed in the broader (critical) region. The dimension of the fault region where decelerating deformation is observed scales positively with the mainshock magnitude and negatively with the mean seismicity rate of this region. The duration of this decelerating deformation scales also negatively with the mean seismicity rate. The physical explanation and importance of these results for earthquake prediction are discussed.

1 INTRODUCTION

Several seismicity patterns have been proposed as precursors of strong earthquakes, but two of them have been much discussed and considered as promising for earthquake prediction. The first of these concerns a premonitory seismic excitation observed in a very broad region around the epicenter of an oncoming mainshock and the second the seismicity quiescence in the epicentral zone. The two patterns together form what has been called by Mogi (1979) as "doughnut pattern". Other patterns of relative locations of zones of excitation and zones of quiescence have been also proposed (e.g. Tzanis and Vallianatos, 2003).

The critical earthquake model has been proposed (Sornette and Sornette, 1990; Sornette and Sammis, 1995) to explain accelerating generation of intermediate magnitude shocks observed before strong mainshocks. According to this model, the physical process of generation of these moderate magnitude preshocks is considered as a critical phenomenon, culminating in a large event (mainshock), which is considered as a critical point. This phenomenon is expressed by the following power-law relation:

$$S = A + B(t - t_c)^m \quad (1)$$

where S is the cumulative Benioff strain (square root of seismic energy) released in the preshock (critical) region during the preshock period, t is the time to the mainshock, t_c is the origin time of the mainshock and A, B, m are parameters which are determined by the available data for preshocks (Bufe and Varnes, 1993).

In the present work we examine the time variation of the seismic deformation in the fault (rupture) zone and its close vicinity (fault region) during the critical (preshock) period when accelerating seismic deformation occurs in the broader (critical) region.

2 BACKGROUND

Bowman et al. (1998) quantified the degree of deviation from linearity and of the accelerating with the time to the mainshock Benioff strain by defining a curvature parameter, C, as the ratio of the root mean square error of the power-low fit (relation 1) to the corresponding linear fit error. Papazachos and Papazachos (2000, 2001) suggested the use of elliptical critical regions and several

constraints to the critical earthquake model expressed by four empirical relations. Recently, Papazachos et al. (2004a) extended this work by using data from areas of a variety of seismotectonic regions (Aegean, Anatolia, Himalayas, Japan, California) and proposed the following four empirical relations:

$$\log R = 0.42M - 0.30 \log s_r + 1.28, \quad \sigma = 0.11 \tag{2}$$

$$\log t_p = 3.87 - 0.45 \log s_r, \quad \sigma = 0.10 \tag{3}$$

$$\log\left(\frac{A}{t_p}\right) = 1.01 \log S_r, \quad \sigma = 0.04 \tag{4}$$

$$M = M_{13} + 0.6, \quad \sigma = 0.15 \tag{5}$$

where M is the magnitude of the mainshock, R (in km) is the radius of the circle with area equal to the area of the elliptical critical region, t_p (in years) is the duration of the preshock sequence, S_r (in Joule$^{1/2}$/yr) is the long term rate of Benioff strain in the critical region, s_r is the same rate per 10^4 km^2 (seismicity rate), A is the parameter of relation (1), M_{13} is the average magnitude of the three largest preshocks and σ is the corresponding standard deviation. Relations (2), (3), (4) and (5) can be used to predict the magnitude of an ensuing mainshock because R, $\log s_r$ and M_{13} are known before its generation. The minimum magnitude, M_{min}, for which the best solution is obtained, is given by the relation:

$$M - M_{\min} = 0.54M - 1.91, \quad \sigma = 0.08 \tag{6}$$

The degree of agreement of the calculated parameters R, t_p, M, A for an elliptical (or circular) region under examination, with the corresponding values of these parameters given by relations (2, 3, 4, 5), which hold for known preshock regions, is quantified by a probability P. This parameter has been defined as the mean value of the probabilities that each of these four parameters attains a value close to its expected one by these relations, assuming that the deviation of each parameter follows a Gaussian distribution (Papazachos and Papazachos, 2001). In order to quantify the degree of agreement of the calculated four parameters of an examined region with all previously mentioned characteristics of the critical earthquake model, a quality index, q, has been proposed (Papazachos et al., 2002) which is given by the relation:

$$q = \frac{P}{mC} \tag{7}$$

This parameter is of importance for defining the center, Q, of the critical region. Thus, by calculating the q value in a grid of geographic points with the desired density (e.g. 0.2^0 NS, 0.2^0 EW), we define as center of the critical region the point for which q takes its maximum value, since this value simultaneously evaluates: a) the compatibility of the examined time variation of Benioff strain with the behavior of such variations observed before past mainshocks (large P), b) the degree of acceleration of this strain (small C and small m). A representative observed value of m is 0.30, in agreement with theoretical results, while valid solutions are considered those for which $C \leq 0.60$ and $q \geq 3.0$.

Valid accelerating seismic deformation ($C<0.60$, $m=0.30$) cannot be identified until a certain time, t_i, which is called "identification time" and represents the earliest time up to when the available data for a preshock sequence give a valid solution (Papazachos et al., 2004a). This time, t_i, which is known before the generation of the mainshock, is given by the relation:

$$t_c = t_i + \exp(7.09 - 1.04 \log s_r), \quad \sigma = 1.7 yrs \tag{8}$$

This formula can be used for estimating the origin time, t_c, of an ensuing mainshock. It is possible to obtain better results using a different constant for equation (8) calculated for each area, since the reported value (=7.09) is a globally representative average.

The geographic distribution of the q values can give important information on the location of the epicenter, E, of the oncoming mainshock (Papazachos et al., 2004b). Thus, the distance, x (in km), between the epicenter of the ensuing mainshock and of the geographical point, Q, for which the quality parameter, q, has its largest value and which is considered as the center of the critical region is given by the relation:

$$x = 1150 - 160 \log s, \qquad \sigma = 60km \tag{9}$$

It has been further observed that during the preshock period Q changes positions but relation (9) is still applicable. This is due to the fact that seismic quiescence in the fault region forces the center, Q, of the seismic excitation to move away from the real epicenter at a distance which remains almost constant during the whole critical period and is given by this relation. Preliminary application of this technique to already occurred mainshocks in Aegean, Anatolia, Japan and California indicates an uncertainty of 150km with high (~95%) typical confidence.

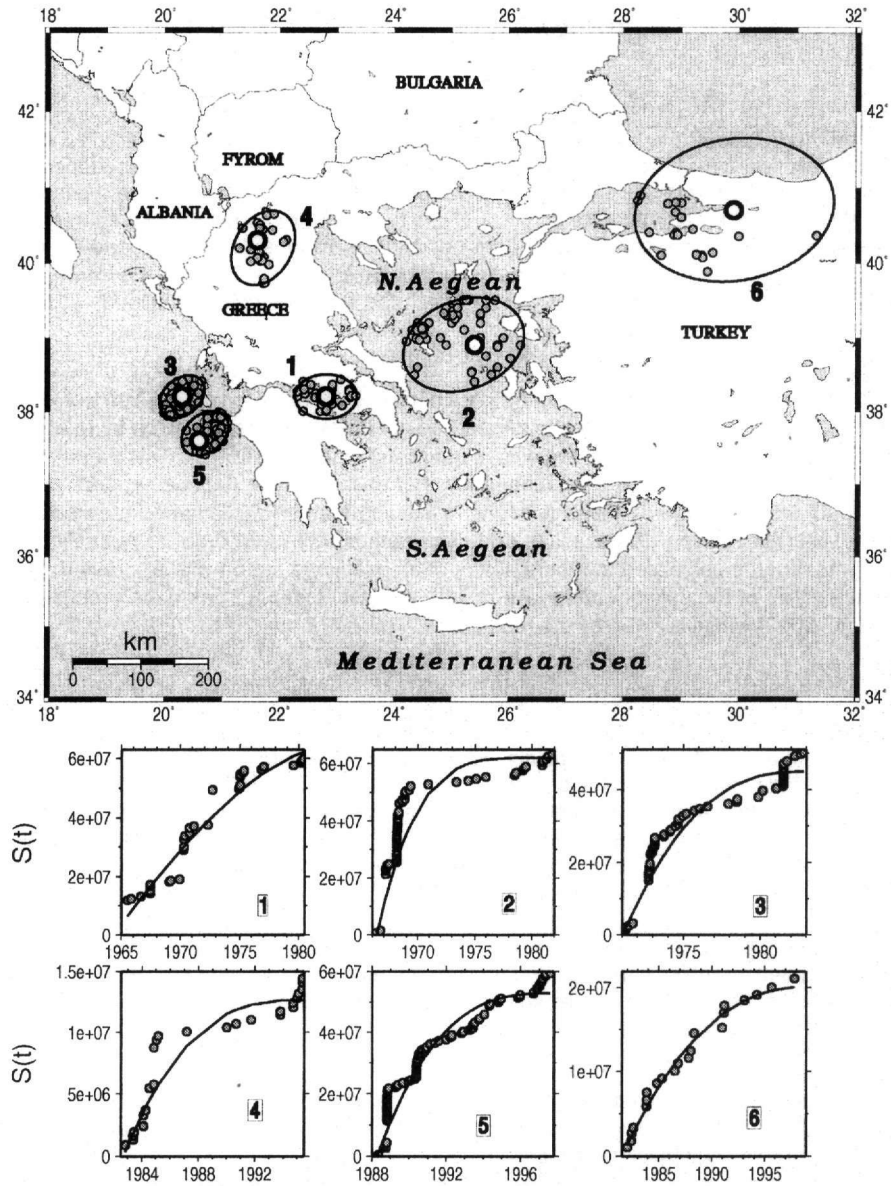


Figure 1.- Elliptical fault regions for five mainshocks in Greece (1, 2, 3, 4, 5) and one mainshock in Anatolia (6). The epicenters of the mainshock are denoted by large circles, while the smaller circles show the epicenters of preshocks (upper part). Decelerating time variation of the cumulative Benioff strain, S (in Joule$^{1/2}$), for each area released by preshocks (lower part).

3 DATA AND PROCEDURE

To test the behavior of the seismic crustal deformation (Benioff strain) in the fault region during the preshock (critical) period proper reliable data must be used. These data must be global, complete, homogeneous and accurate as possible. These properties concern the mainshocks as well as preshocks and are better satisfied if data of recent earthquakes are used. Thus, the sample of mainshocks is formed of strong earthquakes (M>6.5), which occurred during the last fifteen years.

Table 1. Information on the area, date, epicenter coordinates, magnitude of the 10 mainshocks and on the parameters of the preshock decelerating seismic deformation in the fault region of these mainshocks. sr (in Joule1/2/yr.104km2) is the long term deformation rate, a (in km) is the length of the large axis of the elliptical fault region and z is the azimuth of this axis. C is the curvature of the time variation of the Benioff strain, m is the parameter of relation (1) and qd is the quality index defined by relation (13). Mmin is the minimum preshock magnitude, n is the number of preshocks and ts is the start year of the preshock sequence.

Area	Date	φ, λ	M	$Logs_r$	a	z	C	m	q_d	M_{min}	n	t_s
Greece												
1	1981 02,24	38.2, 22.8	6.7	6.00	47	90	0.45	2.7	3.3	4.3	33	1965
2	1981 12,19	38.9, 25.2	7.2	6.00	94	70	0.57	3.2	3.8	4.5	58	1966
3	1983 01,17	38.2, 20.3	7.0	6.20	38	50	0.42	2.8	1.7	4.5	54	1971
4	1995 05,13	40.2, 21.7	6.6	6.10	59	30	0.54	3.2	2.7	4.2	21	1981
5	1997 11,18	37.7, 20.7	6.6	6.30	40	50	0.50	3.0	3.0	4.2	98	1988
Anatolia												
6	1999 08,17	40.7, 29.9	7.4	5.70	146	80	0.42	3.2	5.3	4.6	21	1979
Japan												
7	1994 10,04	43.8, 147.6	8.3	6.40	162	50	0.44	3.3	7.3	5.2	51	1984
California												
8	1989 10,18	36.9, -122.0	7.0	5.50	58	170	0.34	3.4	4.3	4.2	27	1964
9	1992 04,25	40.2, -124.1	7.2	5.50	96	170	0.57	2.5	2.5	4.5	67	1967
10	1992 06,28	34.2, -116.5	7.3	5.50	148	140	0.59	3.3	3.5	4.6	24	1957

This data set includes the five largest mainshocks (M≥6.5) in Greece since 1981, the three largest earthquakes (M≥7.0) in California since 1989, the largest earthquake (M=8.3) in Japan since 1990 and the largest earthquake (M=7.4) in Anatolia since 1990. The date, geographic coordinates of epicenter and moment magnitude for these ten shallow mainshocks are listed in table (1).

Since in all these areas, durations of preshock (critical) periods are less than three decades (11yrs for Japan, 13yrs for Greece, 17yrs for Anatolia and 27yrs for California, Papazachos et al., 2004a), all preshocks for which data are used in the present paper occurred after the installation (1965) of reliable international networks. Therefore, epicenter coordinates and magnitudes for these preshocks are accurate in a satisfactory degree for the purpose of the present work. The magnitudes are given in several scales (M_L, m_b, M_S, M_W). Proper formulae have been used (Papazachos et al., 1997; Scordilis, 2004) to transform all available values of magnitudes to moment magnitude, M_W, so that the data used are homogeneous in respect to magnitude. Completeness of the data has been tested through frequency-magnitude plots and plots of time variation of frequency of shocks for several magnitude levels. In this way it has been shown that the data for all four areas are complete for M≥4.0 since 1970.

An algorithm has been developed to test by these data the validity of the power-law relation (1) and estimate its parameters (A, B, m). The region for which this test has been made in each case has an elliptical shape centered at the epicenter (or very close to the epicenter) of the mainshock. The ellipticity has been kept constant (e=0.7) because several tests have shown that such a shape is the most proper one for identification of seismicity quiescence (Papazachos et al., 2004b), while the azimuth, z, and the length, a (in km), of the large axis of the ellipse, as well as the duration, t_d (in years), of the preshock sequence have been free to be estimated by a minimization procedure. The curvature parameter, C, is calculated for several values of the relative parameters (A, B, a, t_d, etc.) and the group of values of these parameters which corresponds to the smallest C value is considered as best solution.

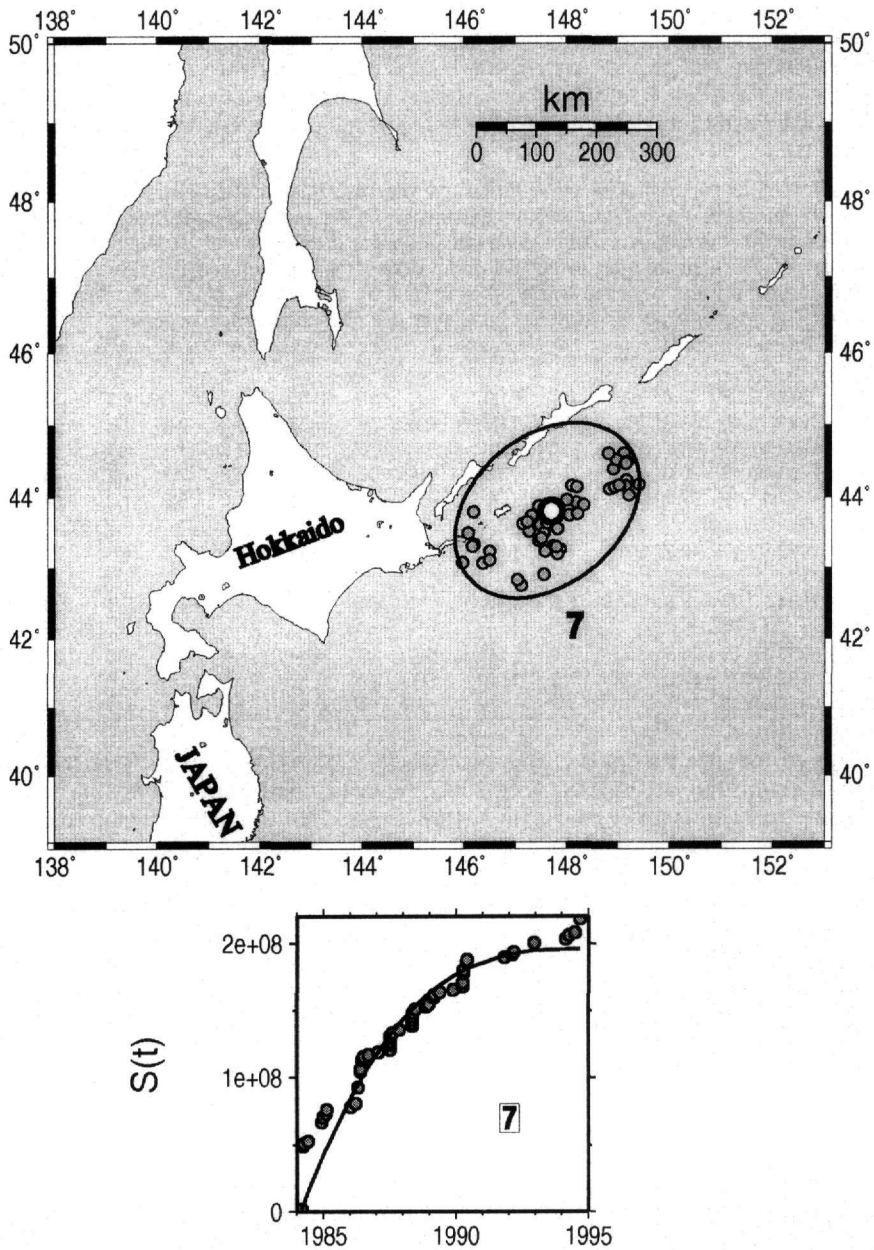


Figure 2.- Elliptical fault region for one mainshock in Japan (upper part) and corresponding time variation of the cumulative Benioff strain released by its preshocks (lower part). Symbols are as in figure (1).

4 RESULTS

Table (1) gives information on the best solution (smallest C value) for each one of the ten preshock sequences. These C values and the corresponding m values estimated by the mentioned

above procedure are listed in this table. It is seen that all C values are smaller than unit ($C \leq 0.59$, $\overline{C} = 0.48 \pm 0.08$) and all m values are larger than unit ($m > 2.5$, $\overline{m} = 3.1 \pm 0.3$), which show a clear deceleration of the preshock seismic crustal deformation (Benioff strain) and a good fit of the time variation of this deformation to the power-law expressed by relation (1).

The minimum preshock magnitude, M_{min}, for which a best solution is obtained for each case, is also given on table (1). From these values and from the corresponding values of the mainshock magnitude, M, it comes out that:

$$M - M_{\min} = 0.41M - 0.22, \qquad 6.5 \leq M \leq 8.3 \tag{10}$$

in the least squares' sense. This relation shows that decelerating preshock Benioff strain in the fault region with time of the mainshock is due to the decelerating generation of intermediate magnitude preshocks. Comparison of this relation with the relation (6) shows that the cut-off minimum magnitude is clearly larger for the accelerating seismic deformation in the broad critical region than for the decelerating seismic deformation in the narrow fault region. Thus, for mainshocks with magnitudes 7.0 and 8.0 the minimum preshock magnitudes are 5.1 and 5.6 for accelerating deformation and 4.4 and 5.0 for decelerating deformation, respectively. Although this is so, decelerating seismic deformation in the epicentral zone also holds for intermediate magnitude preshocks.

The length of the large axis, a (in km), of the elliptical regions for which parameters are listed in table (1) increases with increasing M and decreasing s_r similar to the radius, R, of the broader (critical) region (relation 2). For this reason and because the available data in the present work (10 values of a) are not enough for an independent reliable estimation of the two scaling coefficients, we adopted the values for these scaling coefficients which hold for the broader critical region and have been also derived theoretically. Thus, by considering these coefficients (0.42 for M and -0.30 for $\log s_r$) and taking into consideration the values of a (in km), M and s_r listed on table (1) we obtain the relation:

$$\log a = 0.42M - 0.30 \log s_r + 0.65, \qquad \sigma = 0.13 \tag{11}$$

From this and relation (2) we find that the linear dimension of the broader (critical) region, where accelerating deformation occurs, is about five times larger than the narrow fault region where decelerating seismic deformation occurs. On the other hand, the length of fault region where decelerating deformation occurs (the double of the elliptical axis a) is on the average two times larger than the length, L, of the fault of the mainshock.

From the values of the duration, t_d, of the decelerating seismic deformation in the fault region and s_r listed in table (1) we get:

$$\log t_d = 3.90 - 0.45 \log s_r, \qquad \sigma = 0.05 \tag{12}$$

in the least squares' sense. It shows that decelerating deformation in the fault zone decreases with increasing seismicity. This relation is almost identical with relation (3), which indicates that decelerating deformation in the fault region occurs in the same period when accelerating deformation occurs in the broader (critical) region.

A quality factor, q_d, can be also defined for the fault region by the relation:

$$q_d = \frac{Pm}{C} \tag{13}$$

where P is the probability that observations are compatible with relations (11,12). The calculated values of C, m and q_d for these ten cases investigated in the present paper are listed in table (1). From these values it comes out that:

$$C < 0.60, \quad 2.5 \leq m < 3.5, \qquad q_d \geq 1.7 \tag{14}$$

These inequalities can be used as constraints for considering an investigated fault as potentially candidate for generating a future strong shock.

An identification time, τ_i, can be also defined for the decelerating deformation period. The data presented in this work suggest a relation of the form:

$$\log t_c = \tau_i + \exp(a_d - 1.04 \log s_d), \qquad \sigma = 1.6 yrs \tag{15}$$

which can be also used to estimate the origin time, t_c, of the mainshock. A representative value of a_d is 8.18 but it varies between different areas.

The upper part of figure (1) shows the five elliptical regions in Greece (code numbers 1, 2, 3, 4, 5 in table 1) and of the one in western Anatolia (code number 6) where decelerating seismic defor-

mation occurred before the generation of the corresponding mainshocks. The large circle in each zone is the epicenter of the mainshock and smaller circles are the epicenters of the intermediate magnitude preshocks, which occurred in a decelerating mode up to the generation of the corresponding mainshock. In the lower part of this figure, the time variation of the cumulative Benioff strain released by these preshocks is shown. Figure (2) shows such results for preshocks of the mainshock that occurred in Japan (code number 7 in table 1) and figure (3) for the three mainshocks in California (code numbers 8, 9, 10 in table 1). Decelerating strain with the time to the mainshock is obvious in all ten cases. Also, fitting of the power-law relation (1) to the data (continuous curve in lower parts of figures 1, 2, 3) is satisfactory. However, it should be noted that in almost all ten studied cases the decelerated seismicity pattern is followed by an increase of seismicity near the end of the deceleration period (see fig 1, 2, 3). This increase is probably due to the "classical" foreshocks, which precede each mainshock.

The time variation of the seismic deformation (Benioff strain) is due to the time variation of the frequency of intermediate magnitude preshocks or to the variation of the magnitude of these shocks or to both. To examine this problem we separated each of the critical periods of the ten seismic sequences into ten equal intervals and for each interval we calculated the mean frequency, n, of preshocks and the mean maximum magnitude, M, of all preshock sequences which occurred in the corresponding broader (critical) region. We repeated the calculations for preshocks that occurred in the narrow fault region. These observations show that the time variation of the frequency of preshocks occurs with a positive rate (=0.76) in the critical region and with a negative rate (=-0.75) in the fault region and that the time variation of the maximum preshock magnitude also occurs with a positive rate (=0.07) in the critical region and with a negative rate (=-0.06) in the fault region. These results lead to the important conclusion that preshock accelerating deformation is due to the increase of both the frequency, as well as the magnitude of preshocks in the critical region and that preshock decelerating deformation is due to the decrease of both the frequency and magnitude of preshocks in the epicentral zone.

5 CONCLUSIONS AND DISCUSSION

During the critical (preshock) period, t_p, when accelerating seismic deformation (Benioff strain) occurs in a broad region (critical region), decelerating seismic deformation occurs in a fault region which includes the fault (rupture) zone of the mainshock and its close vicinity. The critical period decreases with increasing long-term deformation, s_r (see relations 3, 12). This critical period is of the order of one up to a few decades. The dimension of the fault region, where preshock decelerating deformation occurs is about two times larger than the length that the fault zone of the oncoming mainshock and about five times smaller than the critical region (see relations 2, 11).

Time variations of seismic deformation in the critical region and in the fault region deviate strongly from linearity (C<0.60). Preshock seismic deformation is intensely decelerating in the fault region (m>2.5) and is intensely accelerating in the critical region (m<0.35). Preshock accelerating seismic deformation is due to the increase of the frequency of generation and of magnitude of the preshocks in the critical region, while preshock decelerating deformation is due to decrease of the frequency of generation and of magnitude of preshocks in the fault region.

Attempts for physical interpretation of both patterns of seismic deformation have been proposed. The model of critical earthquake is widely now adopted for rationalizing accelerating preshock deformation in the broad (critical) region (Vanneste and Sornette, 1992; Jaume and Sykes, 1999; Rundle et al., 2000). Seismicity quiescence in the fault zone has been attributed to stress relaxation due to preseismic sliding (Wyss at al., 1981; Dmowska et al., 1988). Such relaxation extends in an area larger than the rupture zone of the oncoming mainshock (Kato et al., 1997), which explains the observational result of the present paper that decelerating seismic deformation occurs in a region with length about two times larger than the fault length. Present work indicates that the two physical processes, whatever they are, take place almost simultaneously in two spatially separated regions and create in both regions observable precursory phenomena.

It is, therefore, evident that a combined use of such observations can improve the relative methods for intermediate term earthquake prediction. Thus, estimations of the magnitude of an oncoming mainshock by relations (2-5) and of its origin time by the relation (8), which result from ac-

celerating deformation pattern, can be tested by relations (11) and (12), respectively, which result from the deceleration deformation pattern. Also, estimation of the location of a mainshock epicenter on the basis of relation (9) can be improved by using the constraint that fault region has to be in a decelerating deformation state during the critical period. An attempt for a retrospective prediction of the ten mainshocks listed on table (1) by this combined procedure indicates that uncertainties are: ±0.4 for the magnitude, ±3.5 years for the origin time and less than 150km for the epicenter. However, application of this method for predicting future mainshocks, currently under way, is a more objective way of testing the method and estimating its uncertainties.

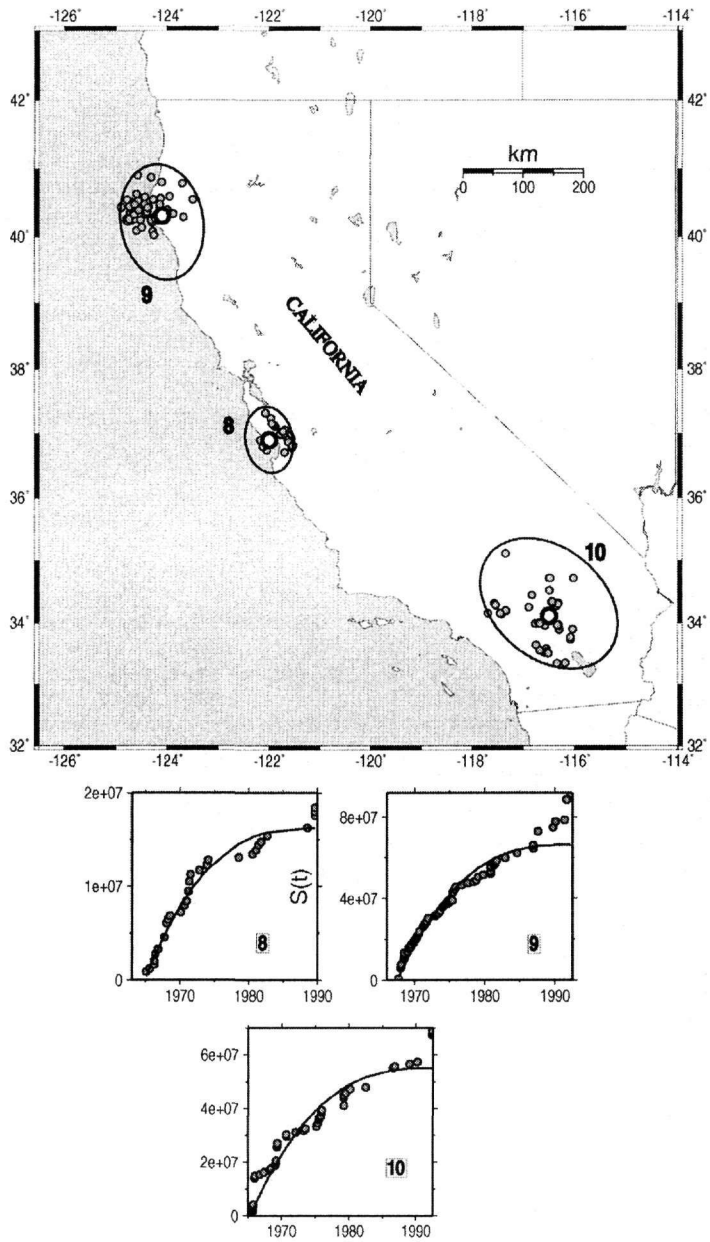


Figure 3.- Elliptical fault regions for three mainshocks in California (upper part) and corresponding time variation of the cumulative Benioff strain released by their preshocks. Symbols are as in figure (1).

ACKNOWLEDGEMENTS

The GMT software (Wessel and Smith, 1995) was used to generate the maps of this study. This work has been partially supported by the Greek Planning and Protection Organization (OASP), (Res. Comm. AUTH project 20242) and is a Geophysical Laboratory contribution number #0638/2004.

REFERENCES

Bowman, D.D., Ouillon,G., Sammis,C.G., Sornette,A. & Sornette,D. 1998. An observational test of the critical earthquake concept. J. Geophys.Res., 103, 24359-24372.

Bufe, C.G. & Varnes, D.J. 1993. Predictive modeling of seismic cycle of the Great San Francisco Bay Region. J. Geophys. Res., 98, 9871-9883.

Dmowska, R., Rice, J.R., Lovison, L.C. & Joselle, D. 1988. Stress transfer and seismic phenomena in coupled subduction zones during the earthquake cycle. J. Geophys. Res., 93, 7869-7884.

Jaume, S.C. & Sykes, L.R. 1999. Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment/energy release rate prior to large and great earthquakes. Pure Appl. Geophys., 155, 279-306.

Kato, N., Ohtake, M & Hirasawa, T. 1997. Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to preseismic sliding. Pure Appl. Geophys., 150, 249-267.

Mogi, K. 1979. Two kinds of seismic gaps. Pure Appl. Geophys., 117, 1172-1186.

Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A. & Karakostas, V.G. 1997. Toward a homogeneous moment magnitude determination in Greece and surrounding area. Bull. Seism. Soc. Am., 87, 474-483.

Papazachos, B.C. & Papazachos, C.B. 2000. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area. Pure Appl. Geophys., 157, 1663-1681.

Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Papazachos, C.B. & Karakaisis, G.F., 2004b. Currently active critical regions in parts of the Continental fracture system, J. Seismology, (submitted).

Papazachos, C.B. & Papazachos, B.C. 2001. Precursory accelerating Benioff in the Aegean area. Ann. di Geofisica, 44, 461-474.

Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Savvaidis, A.S. & Papazachos, B.C. 2002. Accelerating seismic crustal deformation in the southern Aegean area. Bul. Seism. Soc. Am., 92, 570-580.

Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M. & Papazachos, B.C. 2004a. Global observational properties of the critical earthquake model, Bull. Seism. Soc. Am., (submitted).

Rundle, J.B., Klein, W., Turcotte, D.L. & Malamud, B.D. 2000. Precursory seismic activation and critical-point phenomena. Pure Appl. Geophys., 157, 2165-2182.

Scordilis, E.M. 2004. Magnitude scales revisited: New global relations between M_S, m_b, M_L and moment magnitude. Bull. Seism. Soc. Am. (submitted).

Sornette, A. & Sornette D. 1990. Earthquake rupture as a critical point. Consequences for telluric precursors. Tectonophysics, 179, 327-334.

Sornette, D. & Sammis, C.G. 1995. Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions. J.Phys. I. France., 5, 607-619.

Tzanis, A. & Valianatos, F. 2003. Distributed power law seismicity changes and crustal deformation in the SW Hellenic Arc. Nat. Haz. Earth Sys. Sci., 3, 179-195.

Vanneste, C. & Sornette, D. 1992. Dynamics of rupture in thermal fuse models. J. Phys. I. Fr., 2, 1621-1644.

Wessel, P. & Smith, W. 1995. New version of the Generic Mapping Tools. EOS Trans. Amer. Geophys. U., 76:329.

Wyss, M., Klein, F.M.W. & Johnston, A.C. 1981. Precursory to the Kalapana M=7.2 earthquake. J. Geophys. Res., 86, 3881-3900.

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

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

INSTALLATION AND PRELIMINARY RESULTS FROM A SMALL APERTURE SEISMIC ARRAY IN TRIPOLI, GREECE

Pirli M., Voulgaris N., Alexopoulos J. and Makropoulos K.
Department of Geophysics-Geothermics, Faculty of Geology, University of Athens, PO Box 157-84, Panepistimioupoli - Zographou, Athens, pirli@geol.uoa.gr, voulgaris@geol.uoa.gr, jalexopoulos@geol.uoa.gr, kmacrop@geol.uoa.gr

ABSTRACT

A small aperture seismic array was installed by the University of Athens, in the area of Tripoli, Greece, on July 16th 2003, in order to test the performance of seismic array processing in the area of Greece and assess its contribution to earthquake location, especially in offshore areas not azimuthally covered by the existing, conventional seismological networks.

The array consists of four three-component seismological stations, one of them in the middle of a small, almost equilateral triangle, formed by the deployment of the other three stations. Despite the fact that array siting is a compromise of array installation criteria, equipment safety and logistics, the test character of the experiment can be served successfully. The array transfer function depicts good azimuthal coverage nonetheless the existence of side-lobes and a rather wide main lobe is characteristic of spatial aliasing and low resolution in the two-dimensional wavenumber domain. The resolvable wavenumber passband of the array permits the determination of most of the common seismic body wave phases (P_n, P_g, S_n, S_g, etc.) for local and regional events in the area of Greece.

Location of recorded events was performed using slowness and backazimuth data, calculated by f-k analysis of the seismic waveforms. Preliminary results have been compared to epicentres calculated by the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens. Although some differences are observed, these are not significant and location results as well as overall array performance can be improved by array calibration and travel-time, azimuth and slowness correction calculations.

1 INTRODUCTION

Seismic arrays have been developed mainly after the late 1950s as a means for monitoring compliance to a future treaty for the suspension of nuclear tests. During the 1960s many large aperture seismic arrays were installed worldwide, such as LASA and NORSAR, aiming to monitor teleseismic events (Douglas 1981). Later on, interest was transferred to small aperture arrays, such as NORESS and GERESS that could monitor events in the local, regional and near-teleseismic field (Harjes 1990, Mykkeltveit et al. 1990). Arrays were preferred to single three-component stations owing to their ability to enhance the signal to noise ratio due to a signal delay-and-sum procedure called "beamforming". Advances in informatics and signal processing provided new, more sophisticated algorithms, ability to store and handle large volumes of array data and contributed in the development of automatic procedures for on-line data processing and event location. Nowadays, seismic arrays are widely used on a global scale and hold an important role in the seismic verification and monitoring of the Comprehensive Test Ban Treaty (CTBT).

A seismic array is defined as a group of closely spaced seismological stations with one of the sensors being assigned the role of a reference site, operating as a common time base. Data processing techniques and restrictions in geometry, spatial extent and data quality, applied by a required high coherency level across its aperture, discriminate an array from a conventional seismological network (Schweitzer et al. 2002). The most important criteria for the founding of a seismic array are common geological setting for all array sites, taking advantage of outcropping bedrock

when possible, lack of elevation differences between array elements, inter-element spacing satisfying destructive noise interference and aperture small enough when compared to epicentral distance to support a plane wavefront assumption for the arriving signal. As far as data processing is concerned, slowness and azimuth values of the arriving plane wave phases are calculated applying beamforming either in the time or frequency-wavenumber domain.

Mostly due to their ability in enhancing signal to noise ratio, seismic arrays are used widely in global monitoring and discrimination of earthquakes and explosions. Other applications include seismic wave propagation research focused on tomography, earth structure, propagation of regional phases, scattering of seismic waves, coda analysis and surface waves, regional seismicity and seismotectonics as well as volcanic activity monitoring.

The Seismological Laboratory of the University of Athens installed a small aperture seismic array, consisting of four stations, at a military Air-force Training Unit near Tripoli, Greece, on July 16th, 2003. The objective is to assess the performance of array signal processing for local and regional earthquakes in the geologically complex and seismotectonically active area of Greece. Seismic arrays could be considered as an alternative and supplementary solution to the exclusive use of conventional seismological station networks, in terms of monitoring and locating seismic events, especially in offshore areas of high seismicity rates, not azimuthally covered by the existing networks, such as the external part of the Hellenic Arc. Enhanced event location in border regions results in improved seismic hazard estimation and advanced precision in seismic source zone determination. Furthermore, satisfactory array performance at regional distances would create possibilities for seismicity monitoring in the broader Aegean Sea and Balkan region and 3-D structural investigation of the broader area.

Complex geology and morphology of the area of Tripoli as well as practicality issues such as equipment safety and logistics applied constraints to array design. However, the test character of the array experiment could be successfully served despite the fact that array design criteria could not be satisfied entirely.

Array response assessment and first, preliminary results indicated a satisfactory performance in detecting and locating local and regional events. The existing array geometry responded well regarding signal coherency and noise correlation, permitting the use of broadband f-k analysis algorithms (Kværna & Ringdal 1986) for the estimation of slowness and backazimuth of the seismic phases determined. Resulting values along with associated phase onsets were used to locate events, comparing locations derived from the application of different velocity models, both regional and local. Overall array performance in terms of detection and preliminary location was compared to that of the National Seismic Network operated by the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens (Papanastassiou 1989), results being quite encouraging in respect to seismic array contribution in seismicity monitoring in Greece.

2 ARRAY SITING

2.1 Array location

The Tripoli Seismic Array (TRISAR) is located at 22.40892°E longitude and 37.53963°N latitude, at the 124 Military Air-force Basic Training Unit outside Tripoli, Greece. The broader area of Tripoli consists of a plateau surrounded by Mainalon Mt., Lyrkion Mt., Artemission Mt. and Parnonas Mt. The plateau includes several sedimentary basins. The array site is located in the Tripoli basin whose natural boundaries are Karakovouni Mt., Karakovrahos Mt., Koutroufi Mt. and Agiovouni Mt. to the east, the straight formed by Karakovouni Mt. and Prof. Ilias rise to the north, Mainalon Mt. to the west and the old Athens-Tripoli national road to the south. The basin extends over 30 km^2 and has a mean elevation of 645 m. Elevation differences across the deployment are less than 2 m, therefore no corrections for station elevation need to be introduced for the array elements. The main reason advocating for the installation of the seismic array at the particular site was the fact that extended geophysical research had been conducted in the area previously by Alexopoulos (1998), providing a detailed knowledge of the local geological setting.

The broader area of Tripoli is characterized by the existence of geological formations belonging to the geotectonic units of Tripoli and Pindos as well as post-alpine formations.

The array site is located on quaternary deposits. Vertical electrical soundings performed in the region (Alexopoulos 1998) revealed a thickness of approximately 95 m. Quaternary sediments overlay flysch deposits of the geotectonic unit of Pindos that form the alpine basement of the area. At the depth of approximately 250 m, transient layers between flysch formations and limestones were found, consisting of marly limestones.

Installing the array at the extension of the air-stripe of the 124 Military Air-force Basic Training Unit, close to the town of Tripoli, served practicality reasons such as ease of access and equipment safety. It is therefore expected that some noise due to human activities will be present in the seismic records. Except for any activity at the Training Unit, which however is limited as the airport is not used, sources of noise in the broader seismic array area consist of traffic, both in the populated areas and the highway, and agricultural activities. Nonetheless, these sources are located at a distance greater than 1 km far from the array site. In particular, Tripoli, the largest populated area in the district, is 3 km away, the shortest distance to the highway is 1 km and areas of organized agricultural and industrial activity are further than 3 km away. The immediate surroundings of the airport of the Training Unit are arid land containing neither populated areas nor areas of any kind of human activity.

2.2 Array design

When designing a seismic array, several parameters need to be taken into consideration, in order to achieve a satisfactory performance. Array location, geometry, number of elements and aperture determine accuracy in slowness estimation, whereas inter-element spacing and maximum recordable frequency control the minimum wavelength that can be resolved by the array. Number of elements is also important in relation to signal to noise ratio enhancement, defining the overall theoretical gain that can be accomplished.

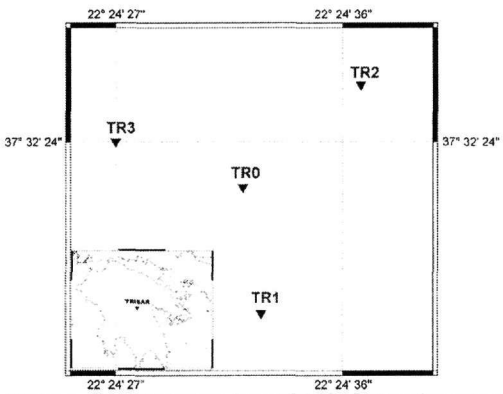


Figure 1. Tripoli Seismic Array (TRISAR) location and geometry.

The Tripoli Seismic Array consists of four seismological stations, the three of them forming an almost equilateral triangle with a side of approximately 240 m and the fourth element sited in the middle of the deployment (Fig. 1). Inter-element spacing is approximately 140 m. Information concerning each array site is provided in table 1.

Table 1. Tripoli Seismic Array site information.

Site	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m)	Geological formation	Sensor
TR0	37.5396	22.4089	676	Quaternary deposits	CMG-40T
TR1	37.5385	22.4091	677	Quaternary deposits	CMG-1Hz
TR2	37.5405	22.4102	678	Quaternary deposits	CMG-1Hz
TR3	37.5400	22.4075	676	Quaternary deposits	CMG-1Hz

Each array site consists of a three-component, digital, portable seismograph equipped with a RefTek 72A-07/G/ND DAS unit, a Güralp seismometer and an external 4GB hard disk for data storage. Timing is controlled by a GPS unit and power supply is provided by solar panels and batteries. The element in the middle of the deployment is assigned the role of the reference station (TR0) and is equipped with a broadband CMG-40T seismometer, of a 60 seconds period, while all other sites (TR1, TR2, TR3) are short-period stations with seismometers of 1 Hz natural frequency. Continuous trigger mode and a sampling rate of 125 samples per second are applied to the data. The latter are organized into data-streams, each of them containing three channels with the same gain, corresponding to the vertical and horizontal components. Figure 2 depicts instrumentation configuration for one of the array elements.

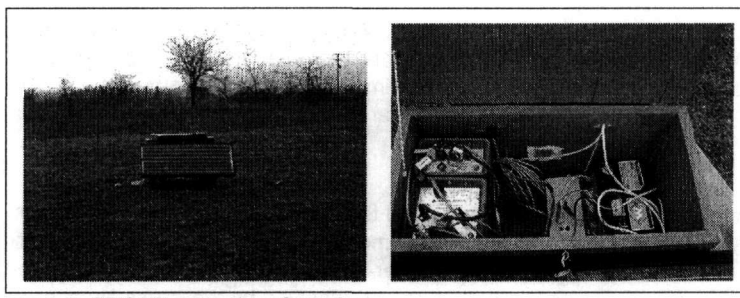


Figure 2. TRISAR element configuration.

Equipment safety and logistics applied significant constraints to array design, both in relation to resolution and precision in azimuth and slowness estimation.

A larger aperture would increase the overall array ability to resolve small wavenumber values however this was not possible as it would compromise safety, equipment being exposed to theft and damage outside the Training Unit's guarded area. Moreover, a larger aperture retaining the same number of array elements would increase inter-element distance. This might result in loss of signal coherency and constructive noise interference. Adding elements would compromise our economical planning for maintenance.

Another important point is the lack of a common time base due to logistics. However, this is not regarded as a serious drawback in terms of accuracy as timing precision provided by the GPS unit, synchronizing every half hour, at each element is satisfactory taking into consideration the sampling interval of the data.

3 ARRAY TRANSFER FUNCTION

Array response was evaluated by calculating its transfer function for several frequencies in the range of interest. The array pattern for frequencies of 1 Hz and 20 Hz is depicted here (Fig. 3). Array pattern is equivalent to the array's wavenumber response as a spatiotemporal filter to a monochromatic, plane wave of frequency equal to 1 Hz. Actual seismic signals are formed by wavelets characterized by different frequency ranges therefore the array transfer function should be calculated for the frequencies of interest. The transfer function determines array performance in terms of resolution and aliasing in the two-dimensional wavenumber domain. Resolution is reciprocal to the main lobe's width, which depends on array aperture. Existence of side-lobes, repetitions of the main lobe, characterized by amplitude close or equal to that of the main lobe but for higher wavenumber values, indicates spatial aliasing in the wavenumber domain. The chromatic scale corresponds to power density function decrease in dB and is a measure of signal coherency loss in the referred frequency band (Rost 2000, Schweitzer et al. 2002, Wang 2002).

The circular shape of the main lobe and the symmetrical repetition of the whole pattern reveal perfect azimuthal coverage, which was however expected due to the triangular layout of the array. The main lobe is rather wide, an effect of small aperture. This fact denotes a relative lack of accuracy in slowness and azimuth estimation. Another important feature is the appearance of side-

lobes, representing spatial aliasing effects. This observation applies for frequencies greater than 10 Hz, implying that no spatial aliasing exists for lower frequencies in the slowness range of interest.

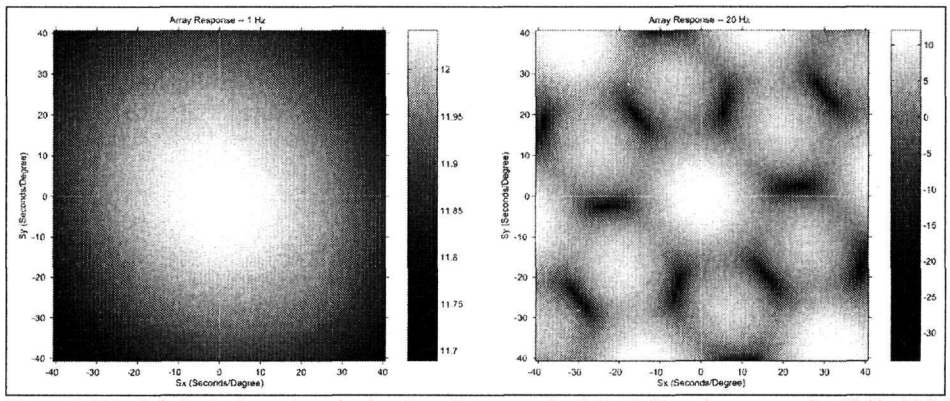


Figure 3. Tripoli Seismic Array transfer function. Response for 1 Hz (left) and response for 20 Hz (right). Scale in dB.

The ability of the array to distinguish between various seismic phases with different wavenumber values can be measured using the 3dB-drop criterion (Johnson & Dudgeon 1993, Wang 2002). The radius of the contour line of the 3dB-drop from the maximum value is equal to the minimum wavenumber that can be resolved by the array, whereas the half distance between the centre of the main lobe and the centre of the closest side-lobe defines the maximum resolvable wavenumber. In the present case the minimum wavenumber value is equal to 9.05 rad/km and the maximum to 28.277 rad/km. These values correspond to slowness values of 0.072 sec/km and 0.225 sec/km respectively. It is therefore obvious that the Tripoli Seismic Array cannot distinguish surface wave phases that are characterized by slowness values larger that 0.225 sec/km however is capable of determining the most common body wave phases for local and regional distances (e.g. Pn, Pg, Sn, Sg etc.).

4 PRELIMINARY RESULTS

4.1 Data set description

During its first four months of operation Tripoli Seismic Array has recorded more than 4000 seismic events from the broader area of Greece, 1059 of which had their focal parameters calculated by the Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens (NOA). Frequency-wavenumber analysis results, epicentres and statistics presented in this paper include the first ten days of array operation (108 events) and 63 selected events from the remaining time interval. The selection criteria satisfied practicality matters, such as a large epicentral distance range and good azimuthal coverage. 100 of these events were also located by the National Observatory of Athens.

4.2 Processing

Processing of the seismic data recorded by TRISAR consists of two parts. The first part deals with data preparation procedures and the second with actual array data processing.

4.2.1 *Preprocessing*

Seismic records were downloaded from the RefTek hard disks in SEGY format and were converted to SAC-files in order to introduce array parameters (station coordinates, elevation and offsets) into the file headers and remove the instrument response (Goldstein, 1998). For events with focal parameters calculated by NOA (www.gein.noa.gr), event coordinates were also introduced into the headers and horizontal component rotation was performed. For events of unknown origin, no rotation was performed during the preliminary processing, nevertheless comparison of solutions with and without component rotation showed no significant differences in azimuth and slowness estimation.

Owing to the fact that array signal processing was to be conducted with MATSEIS (Hart 2003), SAC-files were converted to CSS3.0 Flatfiles, a database being formed for each seismic event. Each database includes waveforms for each component, information for each waveform, site information and origin information for the specific event when available.

4.2.2 *Array signal processing*

Before applying array signal processing techniques, the spatial coherence level of the used waveforms needs to be known, as coherence levels determine the processing technique to be used for slowness and azimuth calculation. So, spatial coherence is calculated both for P- and S- waves for the frequency range that is to be used for f-k analysis (Capon 1969, Capon 1970).

Standard array data processing includes application of broadband f-k analysis techniques (Kværna & Ringdal 1986) on narrow time windows, corresponding to seismic phases of interest. Appropriate bandpass filters were applied to the waveforms prior to the f-k filter, in order to achieve more stable solutions. Selected time windows were very narrow, approximately 2 seconds, not including any noise in order to avoid noise correlation effects. The filters applied were only slightly broader in range compared to the f-k filter, as this technique provides more stable results in backazimuth estimation. In particular, for P-wave phases a 3rd-order Butterworth filter with cutoff frequencies at 2 and 10 Hz was applied to the vertical component and a similar filter with frequencies of 0.5 and 7 Hz for S-wave phases, to the horizontal components.

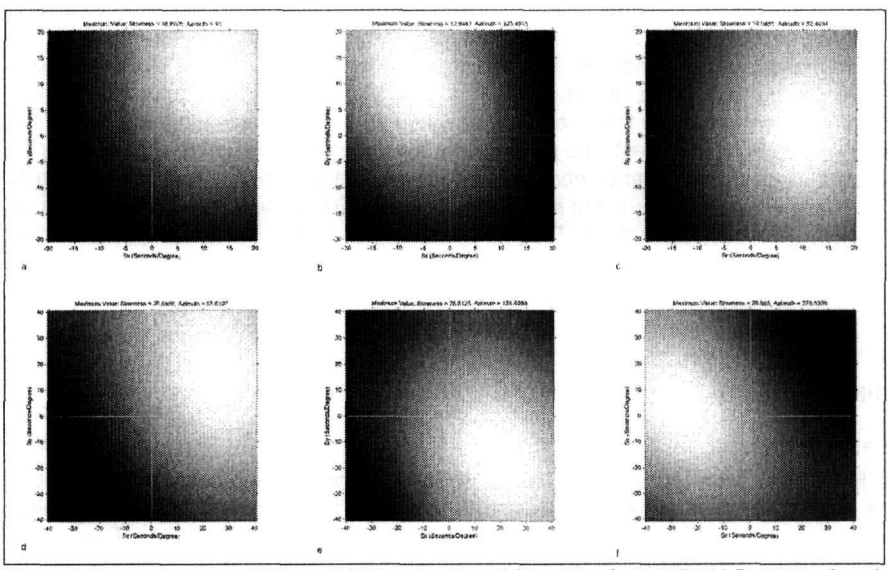


Figure 4. Frequency-wavenumber analysis examples. a) Pg phase from Attiki, b) Pn phase from Lefkada island, c) Pn phase from western Turkey, d) Lg phase from Korinthia, e) Sn phase from Karpathos island and f) Sg phase from Kyparissiakos gulf.

The f-k filter was thus applied to the selected time windows for the frequency range of 3 to 8 Hz for P-waves and 1.5 to 5 Hz for S-waves. Figure 4 displays f-k plots for several seismic events, both for P- and S-wave phases. Pattern similarity to that of the array transfer function for 1 Hz denotes high coherence level of the used waveforms.

In cases where there is a very low signal to noise ratio, beamforming is applied to the waveforms. Gain by beamforming equals the square root of array number of elements, so in the case of TRISAR gain is merely equal to 2, nevertheless some enhancement is observed that allows more precise arrival times determination. Furthermore, the inclusion of the beam in f-k analysis application provides more stable solutions.

Whenever waveform coherence level is insufficient for broadband f-k analysis and beamforming application, incoherent beamforming is applied (Schweitzer et al. 2002). Incoherent beams are formed by the summation of the STA time series of each array element filtered trace.

4.3 Location of seismic events

Calculated slowness and azimuth results for each phase, along with the corresponding arrival time, are the data needed to locate seismic events. Used phases are identified with the assistance of appropriate travel-time tables. The velocity model used is a regional model for the broader area of Greece and western Asia Minor, depicted in table 2 (Sweeney & Walter 1998). Thus, identified phases and associated information are introduced into HYPOSAT algorithm (Schweitzer 2001a, Schweitzer 2003), to simultaneously invert travel times, azimuth and slowness values to calculate hypocentre coordinates and the associated errors. Location accuracy is expressed by error ellipses, calculated for either 95% or 68% confidence level and actual horizontal errors in degrees. These values are dependent on uncertainties in azimuth and used onset times. Uncertainty in onset times is a function of onset reading errors and travel-time errors, while azimuth resolution is dependent on slowness resolution, which is determined by the array transfer function.

Except for the regional model, several velocity models (Drakatos et al. 1998, Haslinger et al. 1999, Drakatos et al. 2003) of a more local character were tested for locations at the corresponding areas, however results with the regional model were found to be more stable.

Table 2. Velocity model used in event location (Sweeney & Walter 1998).

Layer	Depth (km)	P-velocity (km/s)	S-velocity (km/s)
1	0.000	2.500	1.100
2	1.000	4.000	2.100
3	3.500	6.000	3.400
4	13.500	6.600	3.700
5	24.500	7.200	4.000
6	34.000	7.900	4.460

Focal depth cannot be determined by the use of single array data, except for circumstances when phases characteristic of depth are available. Moreover, information concerning focal depth may be provided by performing joint locations, both with array and single station data.

Figure 5 depicts horizontal errors in seismic event location for the first ten days of array operation, calculated by the HYPOSAT algorithm. For the largest number of events, horizontal error is less than 0.05°, revealing satisfactory accuracy in terms of location for such a small array aperture.

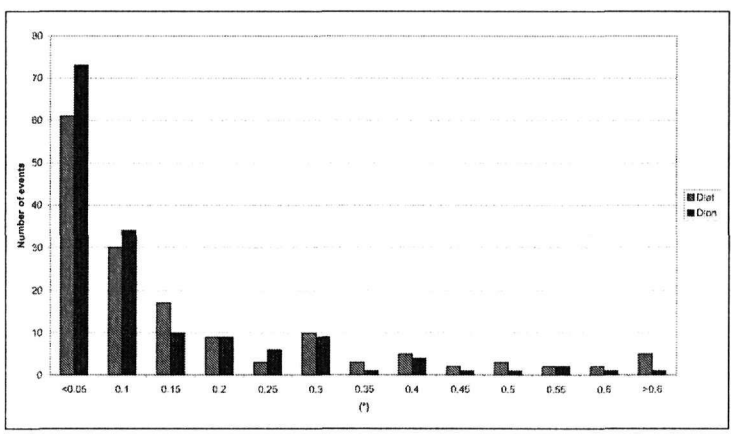


Figure 5. Horizontal error in event location calculated by the HYPOSAT algorithm.

Event locations are displayed on the topographic map of figure 6. Located events cover a wide range of azimuth values and epicentral distances. The large number of events that is located at the Peloponnese and the Gulf of Corinth was predictable, owing to the fact that this specific distance range corresponds to the optimum performance distance range for TRISAR, both in terms of de-

tectability and data coherence. Spatial coherence highest levels are observed in the distance range between 60 and 180 km from the array, while small array aperture introduces large uncertainty levels in azimuth determination beyond 200 km from the array.

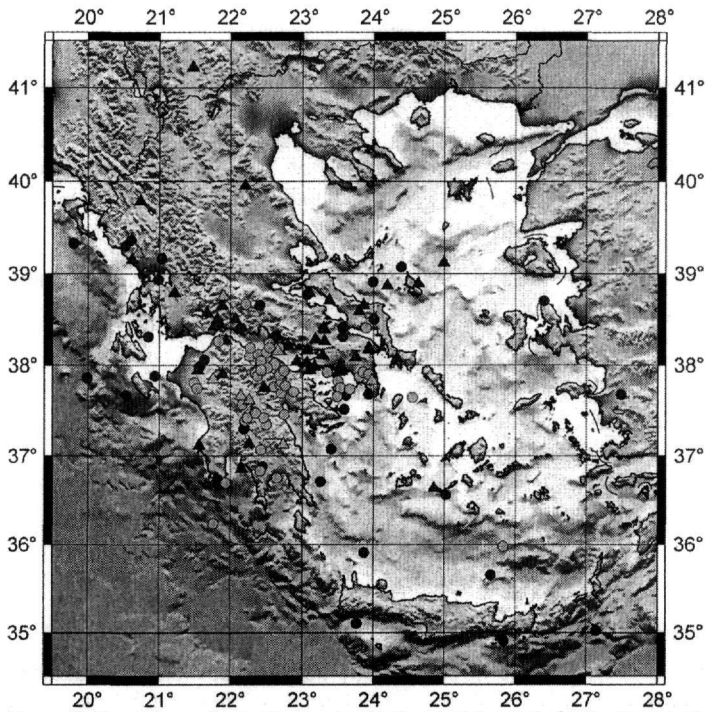


Figure 6. Epicentres of seismic events. Circles depict events for the time period 16/07/03-26/07/03 and triangles for 27/07/03-02/02/04. Light colour describes events located only by TRISAR, while dark colour depicts events located both by TRISAR and NOA.

5 DISCUSSION

Overall array performance concerns its ability to record, identify and accurately locate earthquakes. Array performance regarding location accuracy as a function of epicentral distance depends mainly on array aperture, so the very small dimensions of TRISAR restrict severely its ability to accurately locate events from large epicentral distances. Locations can be accomplished (Fig. 6) but there is a quite large bias in azimuth value estimation.

Accuracy in slowness estimation is controlled by the number of array elements that determine array resolution as a wavenumber filter. Small number of elements restricts array ability to distinguish between seismic phases of close wavenumber values, which reflects on identification of used phases and finally on event location accuracy. The use of very narrow time windows and the exclusion of noise can improve f-k analysis results nevertheless it is advisable to use the most prominent seismic phases in the records.

Array location results are compared, when possible, to those of NOA in order to evaluate location accuracy. A comparison between latitude and longitude estimated by TRISAR and NOA is displayed by the x-y scatter diagrams of figure 7. Both diagrams depict a good linear relationship between the two solutions, independent variable coefficient being approximately unity, with scattering being slightly higher for latitude. For small epicentral distance ranges, the relationship is characterized by good linearity, while any large misfit values are observed for larger epicentral distances, mainly beyond 250 km. This fact verifies the range of optimum distance in terms of array performance, determined also by high waveform coherence levels.

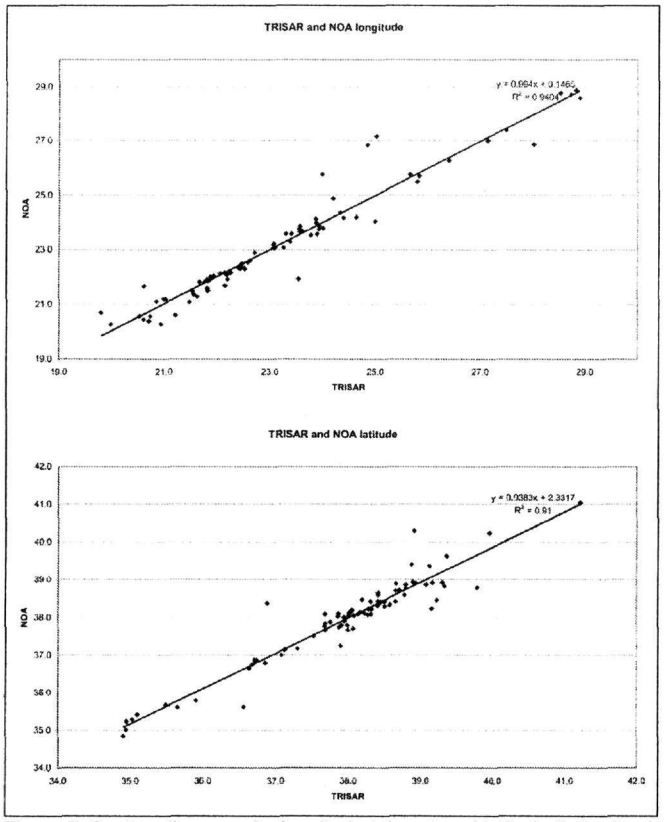


Figure 7. Scatter-diagrams for longitude (above) and latitude (below) calculated by TRISAR and NOA.

The larger number of seismic events detected and located by TRISAR, compared to the number of earthquakes located by NOA, attests the advantage of array operation supplementary to conventional seismological network performance, regarding seismic activity monitoring. This is very important especially for areas of poor azimuthal coverage by the conventional networks and in particular in the optimum array performance distance range. The case of the Lefkada Island aftershock sequence is a characteristic example, as TRISAR has recorded more than 250 events during the first 36 hours of the aftershock sequence.

6 CONCLUSIONS

Processing and results of the first data from Tripoli Seismic Array depict satisfactory overall array performance both in terms of event detection and location. Data cover a very wide range of azimuth values and epicentral distances, with no obvious dependence of waveform coherence on azimuth distribution. The array has the ability to locate earthquakes in the epicentral distance range between 40 and 600 km, the optimum performance distance range being between 60 and 180 km.

Location results are characterized by sufficient accuracy, especially at distances less than 250 km, as shown by calculated errors in event location and error ellipses dimensions. Comparison of TRISAR location results to those of the National Observatory of Athens presents some differences that can be decreased by calibrating the array (Myers et al. 2002, Tibuleac & Herrin 1997) as well as calculating travel-time, azimuth and slowness corrections for areas where abundant data are available (Ram & Yadav 1984, Schweitzer 2001b).

Array advantage over conventional networks for offshore areas of poor azimuthal coverage is quite clear, despite any restrictions imposed on array design and the test character of the project. This fact denotes that a seismic array with increased abilities compared to the existing TRISAR

configuration can make an important contribution in event location supplementary to that of existing seismological networks.

Reconfiguration of the existing array, by increasing the number of elements and investigating the possibility of aperture increase will enhance array performance in greater epicentral distances, in order to provide better coverage for the western and southwestern Hellenic Arc.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to acknowledge funding provided by the University of Athens Special Account for Research Grants through program 70/4/4173.

REFERENCES

Alexopoulos, J., 1998. *A contribution to the investigation of the hydrogeological regime of the Tripoli plateau, using geophysical methods*, PhD Thesis, Athens, University of Athens, 275pp (in Greek).

Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.

Capon, J., 1970. Application of signal detection and estimation theory to large array seismology, *Proc. IEEE*, 58, 170-181.

Douglas, A., 1981. Seismic source identification, a review of past and present research efforts. In E. S. Husebye and S. Mykkeltveit (edts), *Identification of seismic sources – earthquake or underground explosions*, 1-48, Dordrecht, Holland, Reidel Publishing Co.

Drakatos, G., Papanastassiou, D., Voulgaris, N., and Stavrakakis, G., 1998. Observations on the 3-D crustal velocity structure in the Kozani-Grevena (NW Greece) area, *J. Geodynamics*, 26(2-4), 341-351.

Drakatos, G., Voulgaris, N., Pirli, M., Melis, N., and Karakostas, B., 2003. 3-D crustal velocity structure in northwestern Greece, *accepted at PAGEOPH*.

Goldstein, P., 1998. *SAC2000-Seismic Analysis Code user's manual*, Livermore, Lawrence Livermore National Laboratory.

Harjes, H.-P., 1990. Design and siting of a new regional array in Central Europe, *BSSA*, 80(6), 1801-1817.

Hart, D., 2003. *MatSeis user's manual, version 1.7*, Sandia National Laboratories, 121pp.

Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, H.-G., and Peter, Y., 1999. 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece), *Tectonophysics*, 304, 201-218.

Johnson, D. H., and Dudgeon, D. E., 1993. *Array signal processing*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc., 512pp.

Kværna, T., and Ringdal, F., 1986. Stability of various f-k estimation techniques, *NORSAR Semiannual Technical Summary*, 1-87/88, 29-40.

Myers, S., Flanagan, M., Pasyanos, M., Walter, W., Vincent, P., and Schultz, C., 2002: Location calibration in Western Eurasia and North Africa: Ground truth, improved earth models, Bayesian kriging, regional analysis, location algorithms, array calibration, and validation, *24th Seismic Research Review – Nuclear Explosion Monitoring: Innovation and Integration*, 351-360.

Mykkeltveit, S., Ringdal, F., Kværna, T., and Alewine R. W., 1990. Application of regional arrays in seismic verification research, *BSSA*, 80(6), 1777-1800.

Papanastassiou, D., K., 1989. *Detectability and focal parameter estimation accuracy of N.O.A. seismological networks*, PhD Thesis, Athens, University of Athens, 225pp (in Greek).

Ram, A., and Yadav, L., 1984. Structural corrections for slowness and azimuth of seismic signals arriving at Gauribidanur array, *BSSA*, 74(1), 97-105.

Rost, S., 2000. *A study of the Earth's upper mantle discontinuities in the Pacific using a short-period array*, PhD Dissertation, Göttingen, Georg-August-Univerzität zu Göttingen.

Schweitzer, J., 2001a. HYPOSAT – An enhanced routine to locate seismic events, *PAGEOPH*, 158, 277-289.

Schweitzer, J., 2001b. Slowness corrections – one way to improve IDC products, *PAGEOPH*, 158, 375-396.

Schweitzer, J., 2003. *HYPOSAT User Manual*, Kjeller, Norway, NORSAR, 15pp.

Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S., and Kværna, T., 2002. Seismic arrays. In P. Bormann (edt), *New Manual of Seismological Observatory Practice*, Potsdam, 51 pp.

Sweeney, J. J., and Walter, W. R., 1998. *Preliminary definition of geophysical regions in the Middle East and North Africa*, Lawrence Livermore National Laboratory Informal Report, UCRL-ID-132899, 40pp.

Tibuleac, I., and Herrin, E., 1997: Calibration studies at TXAR, *Seismol. Res. Lett.*, 68, 353-365.

Wang, J., 2002. A scheme for initial beam deployment for the International Monitoring System arrays, *PAGEOPH*, 159, 1005-1020.

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

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

DATA BASE DEVELOPMENT AND EVALUATION OF EARTHQUAKE DAMAGE REPORTS UNDER THE SEISIMPACT-THES SYSTEM

Savvaidis P.[1], Doukas I.[1], Hatzigogos Th.[2], Tziavos I.N.[3], Kiratzi A.[4], Roumelioti Z.[4], Savvaidis A.[5], Theodulidis N.[5], Drakatos G.[6], Koutoupes S.[7], Karantonis G.[8] and Sotiriadis A.[8]

[1] *Laboratory of Geodesy, Division of Geotechnical Engineering, Department of Civil Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, psav@civil.auth.gr, jdoukas@civil.auth.gr*

[2] *Laboratory of Soil Mechanics and Foundations, Division of Geotechnical Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, hatz@geo.civil.auth.gr*

[3] *Division of Geodesy and Surveying, Department of Rural and Surveying Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, tziavos@eng.auth.gr*

[4] *Department of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki, P.O. Box 352-1, 54124, Thessaloniki, kiratzi@geo.auth.gr, zroum@lemnos.geo.auth.gr*

[5] *Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering, P.O. Box 53, 55102, alekos@itsak.gr, ntheo@itsak.gr*

[6] *National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, P.O. Box 20048, 11810, Athens, g.drakat@egelados.gein.noa.gr*

[7] *Hellas On Line (HOL), 59-61 Agiou Konstantinou str, Building B, 151 24 Marousi,, Athens, skout@hol.net*

[8] *Agiltech S.A., 18 Aetideon, 15561, Holargos, Athens, gkarant@agiltech.gr, asot@*agiltech.gr

ABSTRACT

One of the scopes of the SEISIMPACT-THES project is to organize into digital form and evaluate the records of reported damage, related to the occurrence of the 1978 Thessaloniki earthquake (Mw=6.5). For the exploitation of these data, an advanced Information System is under development that will include:

- A properly designed database
- A Geographic Information System containing all the necessary data (after digitization and corrections) enriched with more recent data, as well as topographic, geological and geophysical data of the region (metropolitan area of Thessaloniki)
- A model system of accessing the above via the web and mobile devices

The basic data for the implementation of the project are derived from the archives of the Agency for the Relief of Seismic Catastrophes in Northern Greece (YASBE). The data are included in the forms of inspection of buildings carried out in Thessaloniki shortly afterwards the 1978 earthquake. It is estimated that there are roughly 63,000 building inspection forms in the region of Thessaloniki.

The exploitation of this rich database with the description on the damage that the buildings suffered will result in a complete electronic database properly standardized so that it can be linked to the geographic data of a Geographic Information System. The database structure will allow multiple queries and processes to study in depth the behavior of buildings in Thessaloniki, and its correlation with other geological, geophysical, geotechnical factors.

1 INTRODUCTION

The development of databases containing information of the buildings that suffered damage due to earthquakes constitutes a methodology that is used with increasing frequency during the last few years. The information included in these databases basically concerns the type of damage recorded for each building and is connected to their structural characteristics. At the same time, a large quantity of related information (e.g. spatial, geographical, economical, demographical etc.) is recorded. All these data can be utilized by many categories of potential users, such as scientists, engineers, professionals, public employees, but also institutions of the private as well as the public sector.

Geographical Information Systems (GIS) are the main tool to manage data stored in the above mentioned databases. In some cases, new software packages based on the Expert Systems technology have been developed for the management, modification or extension of these data. All efforts contribute to the creation of a framework of procedures aiming to solve problems created after serious seismic incidents to the population, as well as in studies and the development of action plans and strategies for the relief of population and the effective confrontation of similar natural phenomena in the future. Usually, on the basis of seismic data analysis and the type of buildings, several scenarios are being studied about the ways earthquakes affect the urban environment. The development of such simulation models - but also forecast models for the estimation of emergency situations and their satisfactory confrontation - is associated with the type of structures and their quality in the particular geographical area under investigation. Therefore, it is obvious that the models developed with the help of GIS spatial analysis tools may assist the authorities in decision-making for emergency management, a task with direct social and economic impact.

Different techniques and systems have been used to record and manage damage information about buildings. Among them:

- The Federal Emergency Management Agency (FEMA) and the Defense Threat Reduction Agency (DTRA) in U.S.A. have developed the "Consequences Assessment Tool Set" (CATS), a software tool aiming at an improved planning of measures of confrontation of natural or anthropogenic emergencies of various forms, among which of course are the earthquakes (Swiatek & Kaul 1998). With respect to earthquakes, CATS deals with the damage in buildings, infrastructure and the probability of existence of victims.
- The Federal Emergency Management Agency (FEMA) and the National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) in U.S.A. have developed the HAZUS (HAZards United States) system for the reduction of seismic danger in the country. This particular system has been developed so that it can be used by state institutions, at local and national level, to estimate seismic risk, more effective seismic-resistant planning and the organization of practical measures of confrontation of seismic destructions (Bouhafs et al., 1998). It also uses mathematic relations and information with regard to the epicenter and the size of likely future earthquakes, the vulnerability of existing building infrastructure, the local geology, as well as demographic elements, aiming to the calculation of the impact of future earthquakes (Bausch et al., 1999).
- A system based on the technology of GIS and ArcView software contains a database of expected ground movements during various scenarios of earthquakes in correlation to already observed damage data from more than 62,000 buildings in the region of Los Angeles (O' Rourke et al., 2000).
- The Extremum system has been developed by the Russian State Federal System of Seismological Observations and Earthquake Prediction (FSSN) and EMERCOM. It can manage and analyze spatial and descriptive data that include seismic risk and the estimate of the vulnerability of structures (Milutinovic 2000).
- Another system based on the technology of GIS has been developed by the Institute of Architecture and City Planning in Japan. The system contains a digital map of the city of Nishinomiya showing the location of buildings and a database with damage data after an earthquake that occurred in 1995 (Murao and Yamazaki 1999, Umemura et al., 2002).

Greece has suffered many times from strong earthquakes that caused human casualties as well as considerable damage to public and private infrastructure. The 1978 earthquake in Thessaloniki (Mw= 6.5) enhanced the beginning of a more systematic confrontation of the impact of such phenomena. This happened because it was the first time that a powerful earthquake affected a big modern city of roughly one million of residents. Thessaloniki presented the formal characteristics of Greek urban built environment: buildings with 4 to 8 storey, large population in numbers and density, mixed land use, traffic problems and lack of effective planning to manage natural catastrophes.

The SEISIMPACT-THES System organizes into digital form and evaluates the records of reported damage in buildings connected to the occurrence of the 1978 Thessaloniki earthquake. An an advanced Information System has been developed that includes a properly designed database, a Geographic Information System containing the necessary data (after digitization and corrections) enriched with more recent data, as well as topographic, geological and geophysical data of the region (metropolitan area of Thessaloniki). It includes also a model system of accessing the above via the web and mobile devices (for details see Koutoupes et al. 2004).

The participants collaborating in the completion of the project are:

- The Laboratory of Geodesy, Division of Geotechnical Engineering of the Department of Civil Engineering, Aristotle University of Thessaloniki.
- The Department of Geodesy and Surveying, Aristotle University of Thessaloniki.
- The Department of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki.
- The Institute of Engineering Seismology & Earthquake Engineering (ITSAK).
- Hellas On Line (HOL) S.A., a private company working with Internet Information Services.
- AgilTech S.A. (subcontractor of HOL S.A.) for software systems design and development.

The above participants have also valued from the cooperation with engineers employed by The Agency for the Relief of Seismic Catastrophes in Northern Greece (YASBE), which provided the core data, as the basic data for the project implementation. As already mentioned, the data are included in the forms of inspection of buildings carried out in Thessaloniki shortly after the 1978 earthquake. It is estimated that there are roughly 63,000 building inspection forms in the region of Thessaloniki.

2 INSPECTION FORMS FOR EARTHQUAKE DAMAGED BUILDINGS AND THE SEISIMPACT-THES DATABASE

One of the fundamental duties of emergency management agencies is the inspection of public and private structures and buildings after a strong earthquake. In this way, safe use of buildings can be ensured and damage can be recorded for scientific and statistical evaluation. This procedure has been followed in all major earthquakes in Greece, starting from Thessaloniki in 1978 up to the most recent strong earthquake of Athens in 1999, but also in moderate earthquakes (Dandoulaki et al. 1998).

This subject is of high importance since, inspection after the earthquake helps in reducing the probability of casualties from aftershocks, a fact that gives the character of urgent and imposes the need for quick actions. The evaluation of the condition of buildings will then give the likely number of citizens that should be accommodated in settlements and will appease the other citizens as far as their residences. On the other hand, the inspections must record in an equitable way the observed damage so that they can be used for statistical and mainly for scientific reasons.

After the Thessaloniki earthquake, a situation of chaos was created due to the panic, the destructions, the lack of information and the innumerable calls on help, but also on control of static condition and damage of buildings (fig.1). By that time, there was no specific procedure for the inspection of buildings and infrastructure. However, after this first period the state agencies reacted. Forms were drafted, printed and distributed during the first days after the earthquake. The buildings were inspected by two member teams of engineers to be classified in three categories with respect

to their damage and usability (**Green:** Usable – no serious damage, **Yellow:** Temporarily unusable - with damage, usable after the repairs, **Red:** Unusable, dangerous) (fig.2).

The result of this procedure was the creation of an enormous database from the inspection forms that contained classification of buildings, but also certain additional information on types of damage, structure and size of building, etc. After the completion of the inspections (approximately two months for the first and second degree inspection), roughly 63000 buildings in the region of Thessaloniki were inspected (corresponding to roughly 250000 apartments, offices and shops). All data were kept in the archives of the newly established Agency for the Relief of Seismic Catastrophes in Northern Greece. Table 1 shows an overview of the number of inspections and the results (Doukas 2003).

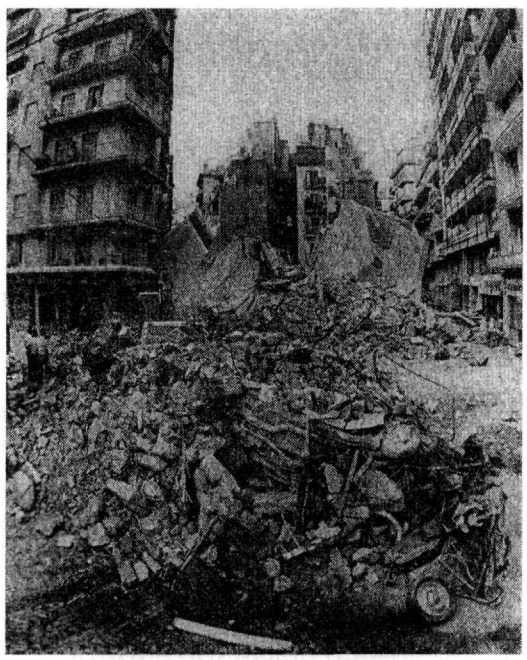


Figure 1. Building collapse in Thessaloniki after the 1978 earthquake

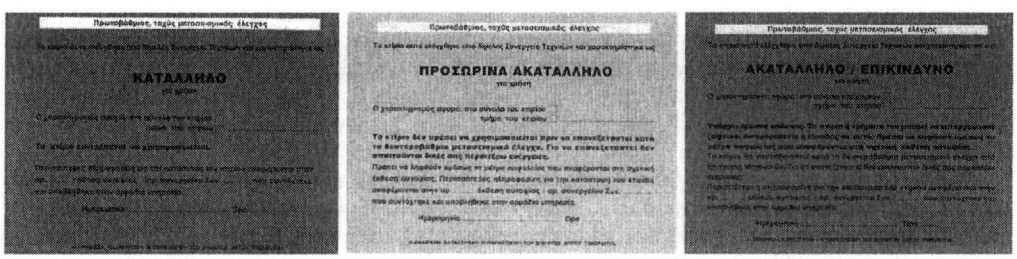


Figure 2. Post-earthquake building safety classification (Green: Usable - Yellow: Temporarily unusable - Red: Unusable, dangerous)

The data of the inspection forms of the Thessaloniki 1978 earthquake have been used to some extent for scientific research in the past (Papacharisis 1980, Penelis et al., 1988).

In 1984, one year after the establishment of the Earthquake Planning and Protection Organization of Greece, the inspection form was re-designed to assist the standardized import of information, prevent errors and shorten the time needed to fill it in. These inspection forms were used after a number of devastating earthquakes in Greece undergoing revisions, improvements and additions.

Table 1. Overview of the number of inspections and the results (Doukas 2003).

Post-earthquake building safety classification in the area of Thessaloniki	Number of buildings	Number of apartments, shops, offices
GREEN (Usable – no serious damage)	46441	184082
YELLOW (Temporarily unusable - with damage, usable after the repairs)	12823	61270
RED (Unusable, dangerous)	3648	4648
TOTAL	62912	250000

The structure of the main database of the SEISIMPACT-THES project was based on the design of three paper inspection forms used for post- or pre-seismic control of buildings:

- Inspection forms used after the Thessaloniki 1978 earthquake, being the main source of information.
- Inspection forms used after the Athens 1999 earthquake.
- Forms for pre-seismic control of buildings according to a proposal by the Earthquake Planning and Protection Organization of Greece (Karabinis et al., 2002).

The design of the SEISIMPACT-THES database was flexible enough to allow the input of inspection data from existing files related to a past earthquake incident in Greece along with the Thessaloniki data. It can also be used and store data from pre-seismic inspections of buildings. User-friendly entry tools in Microsoft Excel and Microsoft Access have been developed for the quick and reliable input of inspection details in the database (fig. 3).

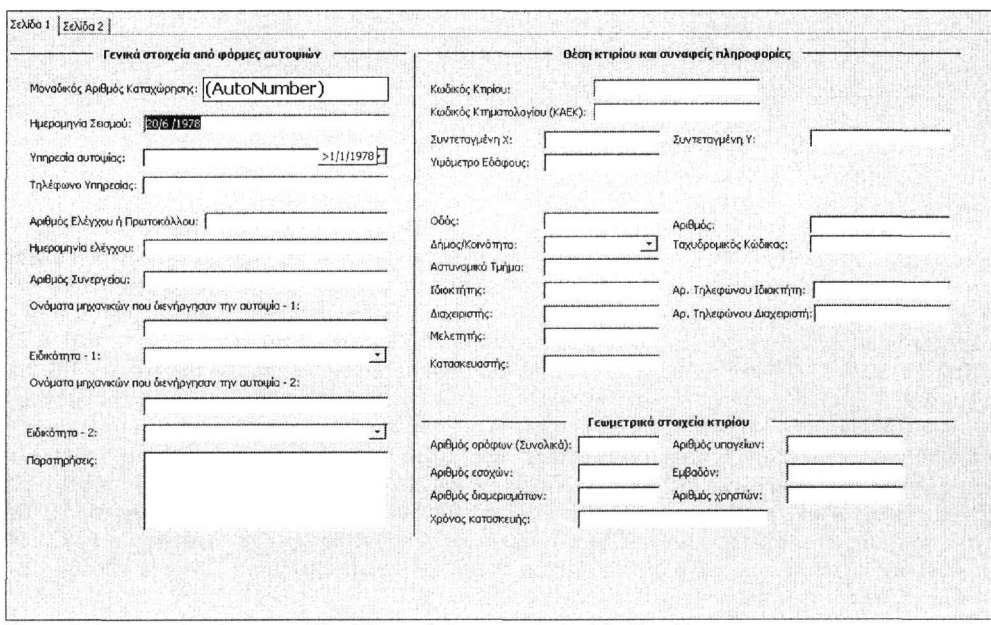


Figure 3. An example of a page of the Microsoft Access entry tool (in Greek)

The fields of the SEISIMPACT-THES database concerning the observed damage of a particular building, are organized in the following groups, as presented in Table 2:

- Location (address: street name and number) of building and relevant information
- Geometric characteristics of the building
- Main use of building

- Structural type
- Inspection results - damage
- Estimation of Structural Capacity
- Capacity Curve - Vulnerability Curve
- Cost of repair
- Characterization of soil properties

Table 2. Structure of the SEISIMPACT-THES main database

Field code	Description	Input
A5.1	Safety classification of building	K1=Green K2=Yellow K3=Red K4=Collapsed
A5.1a	Valid only for part of building	K1=Yes, K2=No
A5.2a	Damage to plaster	K1=Yes, K2=No
A5.2b	Damage to brickwork	K1=Yes, K2=No
A5.2c	Damage to slates	K1=Yes, K2=No
A5.2d	Damage to beams	K1=Yes, K2=No
A5.2e	Damage to pillars	K1=Yes, K2=No
A5.2f	Damage to concrete walls	K1=Yes, K2=No
A5.2h	Damage to roof	K1=Yes, K2=No
A5.3	Number of unusable households	
A5.4	Access to certain parts of building denied	K1=Yes, K2=No
A5.5.	Disconnection of facility networks	K1=Electricity, K2=Water, K3=Gas
A5.6	Is propping necessary?	K1=Yes, K2=No
A5.7	Elements that must be urgently pulled down	Short description

3 THE SEISIMPACT-THES GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEM

On the basis of the above-mentioned information, a Geographic Information System is being developed using ESRI's ArcGIS and ArcIMS software. The ultimate purpose is to provide support for making decisions based on spatial and descriptive data. GIS will be also invaluable for collecting, maintaining and using geographic information, as well as for producing both standardized and customized cartographic products (Savvaidis and Ifadis 2000).

The SEISIMPACT-THES GIS system is based on a detailed digital map of the greater Thessaloniki area. The map displays city blocks and roads as well as different municipality boundaries. Addresses of buildings whose damage has been stored in the database described in the previous paragraph are being linked to their geographical location on the map through an address-matching procedure (fig. 4). Additional layers of information include seismological and geotechnical data, such as historical and instrumental seismicity, maximum values of peak ground acceleration (PGA map) using empirical relations, values of maximum spectral acceleration in discrete periods (PSA map) depending on the target scenario earthquakes considered, tectonic lines, site effects – expressed as mean values of shear – wave velocity if available.

Spatial analysis based on the combined use of geographic and descriptive data may result in an evaluation of the reliability of the buildings. Spatial queries will involve several types of questions:

- Safety classification (red – yellow – green) of a specific building (or buildings in a region)
- Damage a specific building had suffered (or buildings in a region)
- Locations (buildings) at which a specific type of damage had occurred.

The application is intended to be accessible by authorized users over the Internet, instantly providing information about recorded damage as well as related geographical information. The GIS user would point with the cursor to a location on the map displayed or type-in the address of a building, and retrieve information about the damage or other characteristics of the selected data layers related to that location. Furthermore the user will have the ability to find locations that meet certain criteria, such as "close to a road", "on a specified geologic formation or soil type", "more than one type of damage", among others. The selected locations can either be highlighted on screen, or shown on a new view. On both cases, interactive visualization will play an important role.

Figure 3. An example of the address-matching procedure using ArcGIS tools

Additionally, the stored data and the spatial analysis results will be employed for a better understanding of the role of site effects in the amplification of the ground motion and studying of nonlinear phenomena. A microtremors study in the city of Thessaloniki has been already conducted as well as geophysical measurements in specific sites for which geotechnical data were not available. A rich databank of waveforms from the weak and strong motion from earthquakes that occurred in the broader area has already been available to the SEISIMPACT-THES research group. These data come from the accelerograph network and the telemetry seismological network operated by two of the participants. All these data will be put together to give the opportunity to do a detailed study of site effects, to test synthetic models against the original observations, and refine their parameters. Thus, amplification – reduction curves can be estimated for practical engineering analysis.

A major benefit of the system is related to the simulation of strong ground motion from postulated events. In this approach we see what the past can teach us about the future by simulating the expected ground motions from a number of possible scenarios of earthquake occurrence from the rupture of nearby faults. The urban area of Thessaloniki is affected by a number of seismic sources that fall into three categories in terms of their distance from the city. The first category of earthqyake sources is very close to the city, the second category of sources is in intermediate distances and the third category of seismic sources are far away from the city. It is evident that the seismic waves

produced by these sources will have spectra at different frequencies. Low frequencies are expected from the more distant sources for instance. The built environment of the city will not respond in the same manner to the postulated ruptures from these sources. It is one of our main tasks to predict the distribution of strong ground motions from these postulated events and hence evaluate the distribution of damage (intensities) within the city.

Thessaloniki is not vulnerable to an earthquake which will have the same focus as the 1978 one in the sense that the return period of the rupture from the same fault is large. But the city is vulnerable from the rupture of other faults that are clearly observed on the geological maps, seen in the topography, in satellite photographs, and detected from offshore geophysical prospecting. To estimate the parameters of the expected ground motion in terms of acceleration, velocity and displacement, the good knowledge of the focal mechanism of the expected events, their parameters, and the previous experience collected over the years will be utilized (Benetatos and Kiratzi, 2004; Roumelioti et al., 2003a, b; 2004a, b). As a result of this approach, a clear view of the Fourier spectra of key parameters of strong ground motion from future modeled events near the metropolitan city of Thessaloniki will be identified. Therefore, when the epicenter of the earthquake is in the broader area of Thessaloniki there will be an immediate presentation of the predicted damage. Finally, a number of scenarios regarding earthquakes affecting the built environment of the Prefecture of Thessaloniki will be produced and tested on the basis of the information stored in the SEISIM-PACT-THES database and GIS concerning the real damage the buildings had suffered in Thessaloniki (Kiratzi et al., 2004).

4 CONCLUSIONS

The project implementation is expected to result in benefits for the state, the scientific institutions and the companies participating in the project as well as for citizens. The exploitation of the rich database with the description of damage of the 1978 earthquake will result to a complete electronic file of inspections properly standardized so that it can be linked to the geographic data of the Geographic Information System. The database structure will allow multiple queries and processes, to study in depth the behavior of buildings in Thessaloniki, and its correlation with other geological, geophysical, geotechnical factors.

The public organizations concerned with the relief of earthquake impact will have the possibility to retrieve important information regarding the static behavior of buildings as well as the expected damage according to several scenario earthquakes. A new market of services will be created with benefits for the while range of involved parties (Public Services, engineers, notaries, lawyers, seismologists, individuals).

The participating institutions can use the above-mentioned data for further research and contribute to knowledge regarding consequences of seismic phenomena to various sectors of the social, economical and technical activity.

Therefore, the benefits for the scientific community can be summarized to the following:

- A detailed evaluation of the observed damage in the buildings of Thessaloniki taking into account the spatial distribution of different types of damage with the help of the GIS system.
- Improvement – Development of methodology for the effects of local conditions using microtremors.
- Improvement – Development of methodology for determination of geophysical ground properties by deployment of special networks
- Comprehension of the consequences of various seismic scenarios to the built environment of Thessaloniki.
- Strong motion simulation in various locations of Thessaloniki from a future strong earthquake.
- Evaluation of the reliability of methodologies based on the earthquake of 1978.

Benefits for companies are summarized as follows:

- Know-how increase through their collaboration with scientific institutions of the project on post-seismic inspection data management and generally issues of managing and processing geographically distributed information.

- Gain important experience through the implementation of a complex information system that interconnects a specialized database, a GIS and α Web application.
- Ability of know-how development in mobile applications for mobile computers (PDAs) and in location-based applications.
- Opportunity for commercial exploitation of an innovative system, both by providing a service over Internet, and reselling a stand-alone application software package.

Finally, even individual citizens will be able to make very quick retrievals of specified information in many combinations and with different criteria, e.g. to easily locate areas with specific characteristics such as distribution / concentration of buildings characterized as green, yellow or red, buildings with particular damage (in relation to their spatial distribution, year built, number of floors) etc.

REFERENCES

Bausch, D., Gath, T., Gonzalez, R., and Laton P., 1999. GIS-Based Hazard Mapping and Loss Estimation in the Safety Element of the General Plan for Riverside Co., California Cal. State University, Fullerton, Dept. of Geological Sciences.

Benetatos, Ch., and Kiratzi, A., 2004. Stochastic strong ground motion simulation of intermediate depth earthquakes: The cases of the 30 May 1990 Vrancea (Romania) and of the 22 January 2002 Karpathos island (Greece) events, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, 1-9.

Dandoulaki, M., Panoutsopoulou, M., Ioannides, K., 1998. An overview of post-earthquake building inspection practices in Greece and the introduction of a rapid building usability evaluation procedure after the 1996 Konitsa earthquake, In 11th European Conference on Earthquake Engineering, Balkema, Rotterdam.

Doukas, I., 2003. A Geographic Information System for the evaluation of damage of buildings after the 1978 Thessaloniki earthquake, Volume dedicated to the memory of Prof. Anthimos Bantelas, Laboratory of Geodesy, Department of Civil Engineering, University of Thessaloniki, 53-58.

Karabinis, A., Fotopoulos, M., and Avramopoulos, I., 2002. Application of pre-seismic inspection to constructions affected by earthquake, 2nd Pan-Hellenic Congress in Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Vol. 2, 43-52.

Kiratzi, A., Roumelioti, Z., Theodulidis, N., Benetatos, C., Savvaidis, A., Tziavos, I., Savvaidis, P., Hatzigogos, Th., Karantonis, G., and Koutoupes, S., 2004. SEISIMPACT-THES: Scenario earthquakes affecting the built environment of the Prefecture of Thessaloniki, presented In 10th Congress of the Greek Society of Geology, Thessaloniki, paper included in the Bulletin of the Geol. Soc. of Greece, vol. XXXVI, 2004 (in press).

Koutoupes, S., Karantonis, G., Sotiriadis A., Kiratzi, A., Valadaki, K., Theodulidis N., Savvaidis, A., Tziavos, H., Savvaidis, P., and Doukas, I. 2004. SEISIMPACT-THES: Design, development and application of an Information System to assess the vulnerability to earthquake hazard of the built environment of the Prefecture of Thessaloniki, presented In 10th Congress of the Greek Society of Geology, Thessaloniki, paper included in the Bulletin of the Geol. Soc. of Greece, vol. XXXVI, 2004 (in press).

Milutinovic, Z., 2000. Contribution to the Decision Making for Seismic Risk Management by Damage Assessment Models, Euro-Mediterranean Centre on Insular Coastal Dynamics, Malta.

Murao, O., and Yamazaki, F., 1999. Comparison of building damage evaluation by local governments after the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake, Journal of Architecture, Planning and Environmental Engineering, No. 515, 187-194.

O' Rourke, T.D., Sang-Soo, J., R.T., Eguchi, and C. K., Huyck, 2000. Advanced GIS for Loss Estimation and Rapid Post-Earthquake Assessment of Building Damage", Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research, University at Buffalo, State University of New York, Buffalo, New York.

Papacharisis, N., 1980. Ground properties in the area of Thessaloniki - A correlation to damage observed after the 1978 earthquake, Scientific papers of the Laboratory of Soil Mechanics and Foundations, Department of Civil Engineering, University of Thessaloniki, No. 6, 82-117.

Penelis, G., Sarigiannis D., Stavrakakis E., Stylianidis K., 1988. A statistical evaluation of damage to buildings in the Thessaloniki, Greece earthquake of June 20, 1978, 9th World Conference on Earthquake Engineering, Kyoto-Tokyo, Vol. VII, pp. 187-192, 1988.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N., Kalogeras, I., and Stavrakakis, G., 2003a. Source directivity during the September 7, 1999 (Mw 5.9) Athens (Greece) earthquake obtained from strong-motion records, Pure and Applied Geophysics, 160 (12), 2301 - 2318.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., and Melis, N., 2003b. Relocation of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) Earthquake Sequence Using the Double-Difference Technique, Phys. of the Earth and Planet. Int., 138, 231-239.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., and Dreger, D., 2004a. The source process of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) earthquake, Geophysical Journal International, 156 (3), 541-548.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., and Theodoulidis, N., 2004b. Stochastic Strong Ground Motion Simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 94(3), 1036 – 1052.

Savvaidis, P., and Ifadis, I., 2000. An introduction to the Geographical Information Systems. Post-graduate program in Environmental Engineering, Department of Civil Engineering A.U.Th., Thessaloniki.

Swiatek, J. A., and Kaul D. C., 1998. Crisis prediction disaster management, SAIC Science and Technology Trends.

Umemura, K., Murao O., and Yamazaki, F., 2002. Development of GIS-based building damage database for the 1995 Kobe earthquake, Proc. of the 21st Asian Conference on Remote Sensing, Taiwan, Vol. I, 389-394.

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

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

USING GIS AND EARTHQUAKE SCENARIOS FOR THE ASSESSMENT OF EMERGENCY RESPONSE IN CASE OF A STRONG EARTHQUAKE. AN APPLICATION IN THE URBAN AREA OF THESSALONIKI, GREECE

Stratou M.[1], Savvaidis A.[2], Papadopoulou M.[3], and Panagiotopoulos D.G[4]

[1] *Rural and Surveying Engineer, MSc A.U.Th., mstratou@topo.auth.gr*

[2] *Institute of Engineering Seismology & Earthquake Engineering (ITSAK), PhD A.U.Th., Georgikis Scholis 46, P.O. Box 53 GR-5510 Finikas, Thessaloniki Greece, alekos@itsak.gr*

[3] *Department of Cadastre, Photogrammetry and Cartography, School of Rural and Surveying Engineering, Aristotle University of Thessaloniki, 54124, Thessaloniki, Greece, papmar@topo.auth.gr*

[4] *Department of Geophysics, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 54124, Thessaloniki, Greece, panagiot@geo.auth.gr*

ABSTRACT

The aim of this paper, which is part of the M.Sc Thesis of the first author, is an initial attempt for the assessment of the emergency response through the road network of the Urban Area of Thessaloniki (UAT) after a strong earthquake. The areas of the road network that are to become inaccessible either due to partial collapse of buildings or due to destruction of the road axes by rupture zones, are detected. The inaccessible parts are determined for the cases of three earthquake scenarios using the values of the Peak Ground Acceleration (PGA), which were calculated for about 6000 points over the UAT, as well as spatial overlay tools of a GIS. In the end, by applying network analysis and according to the situation of the network after the earthquake, the possibility of movement of the fire engines and ambulances was studied and least cost routes from ambulance stations to UAT hospitals were tracked.

1 INTRODUCTION

Nowadays, the use of GIS, mainly by state agencies, has a worldwide application, in order hypothetical natural disasters (fires, floods, earthquakes etc.) scenarios to be materialized and the corresponding emergency response to be programmed (Coppock 1995, Johnson & Nelson 2000).

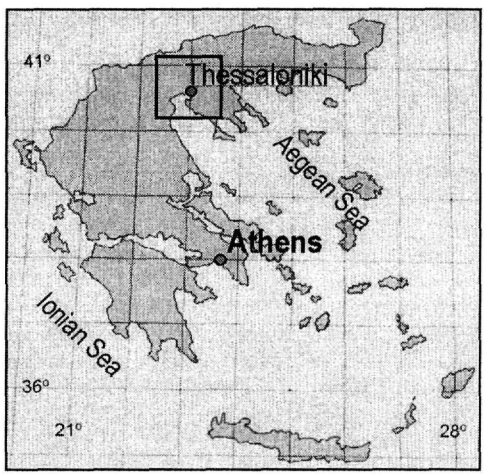


Figure1. The site of the study area

In case of earthquakes, the development of strategies for the reduction of the earthquake consequences is extremely interesting, especially for states that belong to areas of intense seismicity. For this reason, various significant studies based on earthquake scenarios and GIS utilities have taken place internationally (Gittings &Towers 1995, Birkin et al. 1996, de Polo et al. 1997, ESRI 2000, Johnson 2001, Ozge 2002, Basoz et al. 2003, USGS 2003).

It is particularly significant, a city to be ready in advance for the encounter of difficult conditions that will probably occur in case of a strong earthquake. Being prepared, the city authorities will be able to reduce cost in human lives and damages.

In this paper, an attempt was made in order the accessibility of the road network of the UAT (Fig.1) after a strong earthquake to be approxi-

mately given and the possibility of movement of the fire engines and ambulances to be studied.

Three possible earthquake scenarios that can very seriously affect the UAT were chosen. The geotechnical and seismological characteristics of the study area were taken under consideration and the Peak Ground Acceleration (PGA) for about 6000 points over the UAT was calculated. It was assumed that in a certain area the buildings might partially collapse (masonry, balconies etc.) if PGA exceeds a particular value. Using the spatial overlay tools of a GIS for each scenario, the parts of the road network that become inaccessible, either due to partial collapse or due to destruction of the road axes by rupture zones, were detected. After that, using network analysis, the fire stations' allocation as well as least cost routes from ambulance stations to UAT hospitals were tracked. Geometry and accessibility were used as descriptive characteristics of the road network, while no traffic or construction information was used.

For the accomplishment of this paper the following software packages were used:

- AutoCAD2000 by Autodesk for the creation of digital spatial layers of the GIS.
- Istos 2000 for AutoCAD by Polyhedron Inc. for coordinate transformations
- ArcGIS 8.1 by ESRI for spatial overlay procedures, the creation of derivative digital layers and the drawing of final maps.
- ArcINFO 7.2 by ESRI, for network analysis procedures.

2 SPATIAL OVERLAY AND NETWORK ANALYSIS

Spatial analysis is applied on the digital layers of the spatial database of a GIS. It is the procedure that is used for the comparison of the positions of spatial cartographic objects that belong to the same layer or to different layers and the determination of the spatial and/or statistical relation between them. This comparison in accordance to the descriptive properties of the objects gives answers to various queries that are put to the GIS (ESRI 1994a, Laurini & Thomson 1994).

In this paper two significant groups of spatial analysis tools were used: spatial overlay and network analysis.

The spatial overlay procedures use the rules of Boolean algebra for the combination of objects that belong to different layers and gives answers to queries that have to do with points (point in polygon queries), lines (line in polygon, line on line queries) or areas (polygon on polygon or region queries) (ESRI 1994a). A common cartographic coordinate system for all layers of the spatial database is required as well as the determination of topology between the objects on each layer (point, line or polygon topology) (Laurini & Thompson 1994).

Network analysis uses the descriptive information and the geometry of a network for the study of alternative paths, tours, allocation, tracing, location-allocation of activities etc. (ESRI 1994b).

A network is a system of line elements connected in junctions. These junctions are called nodes and the line element that connects two nodes is called a link. Each link is represented by a pair of nodes. The first node (from-node) is the beginning of the link and the second node (to-node) is the end of it.

The descriptive characteristic of a link is the cost that is required for travelling along it. On the other hand, nodes can have various properties according to the kind of analysis taking place on the network (they can be allocation centres, stops in a tour, position with specific traffic characteristics etc.).

Finding a shortest or least cost path between two nodes is one of the most popular procedures of network analysis. A GIS can answer the question:" which is the shortest or less expensive or less time consuming path between position A and position B on the network?" The problem can become more complicated by adding factors like traffic control, inaccessibility of certain network areas due to damages etc.

Allocation is the modeling of supply and demand in a network. Supply refers to the quantity of resources a centre (node) has available for utilization through the network. Demand quantifies the requirement for resources from other points on the network. A significant descriptive characteristic of the center is the maximum impedance that is a limit to the allocation of the existing supply without regard to the demand. During the allocation process the supply, demand and maximum impedance are combined and the catchment area of each centre is determined.

3 CREATION OF DIGITAL INFORMATION LAYERS

The function of the GIS in use depended on original as well as derivative information layers. The original layers were created by digitization of existing analogical maps while the derivative layers were formed by the GIS software. The derivative layers were used in the calculation of the PGA values as well as in the effectuation of the earthquake scenarios.

The six original layers that came from cartographic, seismological and geotechnical data are:

A. The road network over the UAT (lines) (Fig.2)
B. Positions of UAT fire stations (points) (Fig.2)
C. Positions of UAT ambulance stations (points) (Fig.2)
D. Positions of UAT hospitals (points) (Fig.2)
E. Ground formations over the UAT (polygons) (Fig.3)
F. Faults that neighbour on the UAT (lines) (Fig.4)

The three derivative layers are:

G. A grid of a 100 m step (Stratou 2003) that covers all the UAT area with about 6000 nodes. For the entire grid nodes the PGA values were calculated (points).
H. Areas of a certain value of PGA that were compiled through the grid mentioned above (polygons) (Fig. 5)
I. Buffer zones around certain faults (polygons)

The common cartographic coordinate system used for all layers was UTM (Hayford ellipsoid, zone 34, ED50) (Fotiou & Livieratos 2000). In this system the simultaneous cartographic depiction and elaboration of data over the UAT (layers A-E, G-I) and of data of a much greater geographic area (layer F) was served (Stratou 2003).

3.1 Original digital layers

3.1.1 *The road network layer*

The creation of the road network layer is an important part of data elaboration as far as the cartographic database is concerned, because it comprises data of various sources, scales, cartographic systems etc.

The final layer came from the cartographic combination of the following:

1. Digitized road axes that came from the digital map of building blocks (Koupadi & Papadopoulos 1996) (1:5000, Hatt projection) for ten municipalities of the UAT (Municipality of Agios Pavlos, Efkarpia, Evosmos, Kalamaria, Kordelio, Menemeni, Sikies, Triandria and a part of the Municipality of Thessaloniki)
2. Digitized road axes of the extension of the municipality of Evosmos, the Kifisia extension of the municipality of Thessaloniki, the axes of the municipality of Pilea, the ring road of the UAT and part of the national road to Athens that connects the UAT with the area of Sindos (Fig.2). The initial cartographic material (Denco et al. 2000) for all the above road parts comprised analogical maps at 1:5000 and of unknown cartographic projection. The digitized data were transformed into the Hatt projection through the classic procedure of recognition of control points on other existing maps of the area in known projection (Arvanitis et al. 1990).
3. Digital maps of road axes for the municipalities of Stavroupolis, Neapolis and Polichni at 1:5000 and in Hatt projection (Kanelleas et al. 1996, Gioldelis and Spyrou 1997, Kaldoglou and Kalogeropoulos 1997).

The total road network layer was accomplished through the union of the above three categories of data. The transformation of all the Hatt coordinates into UTM coordinates followed. The length of each link as well as its impedance that is its accessibility in every scenario comprised their descriptive information.

3.1.2 *The layers of the emergency response stations and hospitals*

In the network analysis performed in this paper the positions of the hospitals as well as the fire and ambulance stations were identified with network nodes. Three different point levels (each for every kind of service) were created (Fig.2).

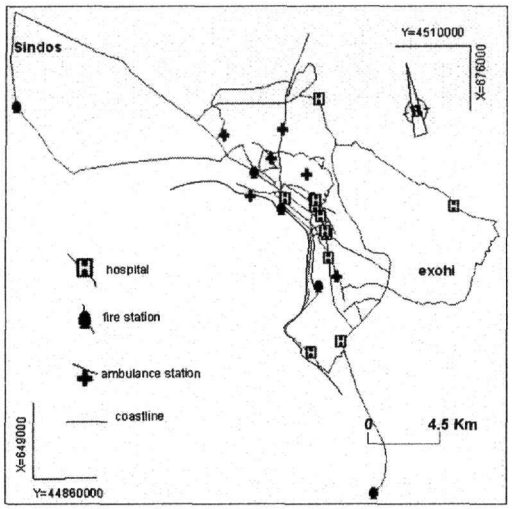


Figure 2. High roads, the limits of the road network and the positions of hospitals, fire and ambulance stations on the UAT are depicted.

3.1.3 *The layer of the ground formations*

According to Anastasiadis et al. (2001), the UAT belongs to the geotechnical Zone of Axios River. This zone is tangential to the Serbomacedonia Zone that is one of the most active seismotectonic areas in Europe. The digital layer of the ground formations was created by digitization of the analog geotechnical map of Anastasiadis et al. (2001), given at a scale of 1:100,000 and in Hatt projection. The Hatt coordinates were transformed into UTM coordinates. In figure 3 the geotechnical map that divides the study area into formation zones is depicted. In each zone the corresponding formation, thickness and their volumetric distribution from the lower to the higher level on the surface is known. This layer has a polygon topology. The descriptive characteristics for each polygon are the category of the ground formation and the thickness of the higher layer.

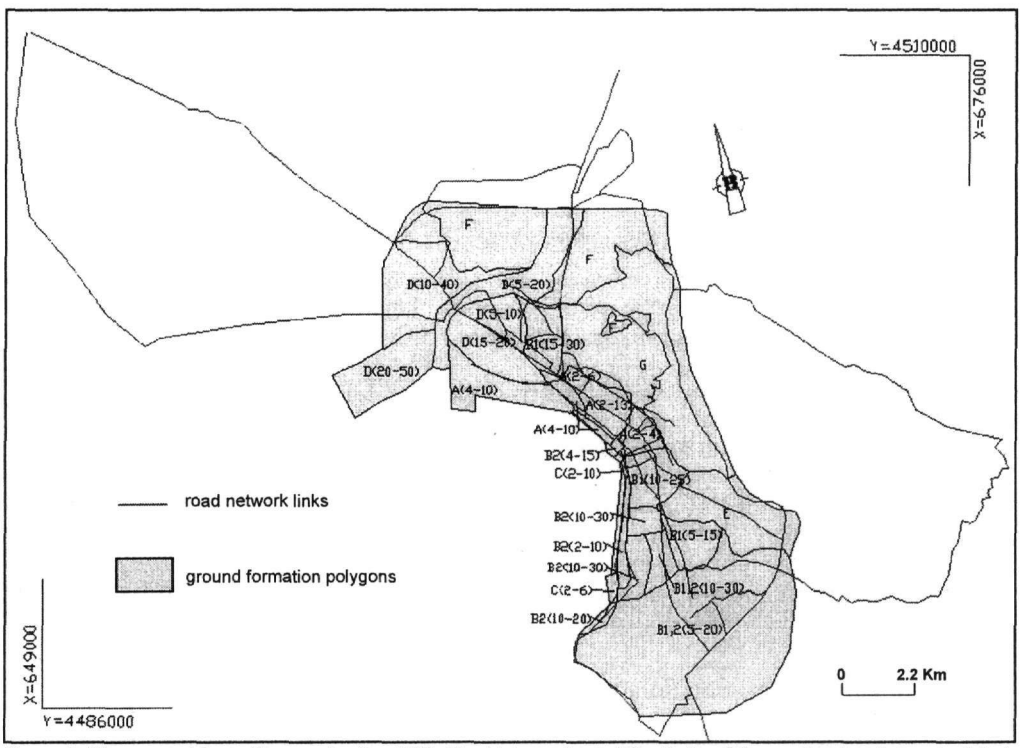


Figure 3. The ground formations under the UAT. The high roads and the limits of the road network are depicted. For each ground formation its category as well as the thickness (in meters) of its higher layer is given in parenthesis inside the corresponding polygon on the map (Anastasiadis et al. 2001).

3.1.4 *The layer of the faults*

The three faults used in this paper were chosen from a wider group of twelve faults (Fig. 4) that are situated in Macedonia, Greece and in Bulgaria. This wider group was used because it

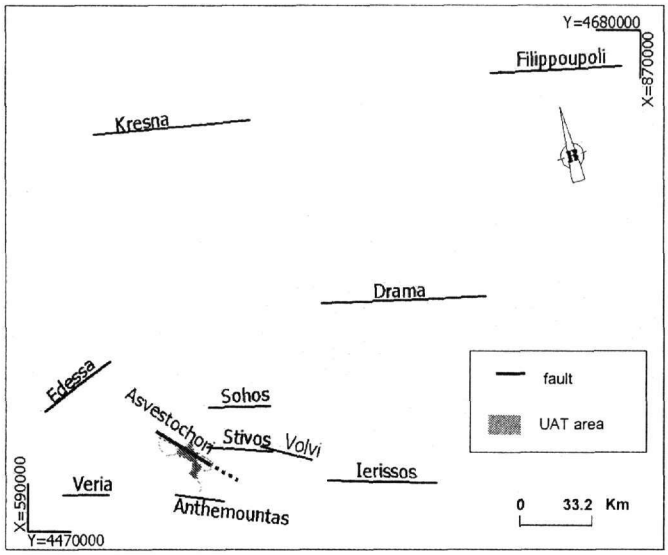


Figure 4. The twelve faults are depicted in relevance to UAT. Asvestochori1 is the dotted line while the Asvestochori2 is the remaining black continuous line of the Asvestochori fault. Two of the faults (Kresna and Fillipoupoli) belong to Boulgaria while the others belong to Macedonia, Greece.

comprises faults that caused strong earthquakes in the past. According to historical evidence, all those earthquakes had significant consequences on the UAT (Papazachos et al. 2001). The Asvestochori fault is divided into two parts: Asvestochori1 and Asvestochori2 (Fig. 4). The two parts of the Asvestochori fault have not caused any disastrous earthquake yet, but they are considered very important on a serious consequence point of view (Mountrakis et al. 1997). Accordingly to that, the Asvestochori faults become particularly interesting for the creation of an earthquake scenario.

For each one fault the geodetic coordinates φ and λ (Hayford ellipsoid, ED50) of their beginning, end and middle point were known. The geodetic coordinates were transformed into UTM coordinates and through the GIS software in use, a layer of line topology was created.

The UTM system was selected as the uniform system of all the cartographic layers in order the two Bulgarian faults to be included in the data elaboration.

4 ELABORATION OF GEOLOGICAL DATA AND COMPILATION OF EARTHQUAKE SCENARIOS

The Peak Ground Acceleration (PGA) is a parameter of a strong ground motion. It is essential for the determination of the inaccessible parts of the UAT road network due to possible partial collapse of buildings' masonry, balconies etc. in areas where the PGA value exceeds a certain limit. The PGA at a given ground point is a function of the magnitude of the earthquake, the distance of the point from the fault that caused the earthquake and the type of ground formation where the point lies. The PGA value in this paper was calculated according to the following formula (1) (Margaris et al. 2001):

$$\ln PGA=3.52+0.70*M_w-1.14*\ln(R^2+7^2)^{1/2}+0.12*S\pm0.70 \quad (1)$$

where M_w is the moment magnitude, R is the epicentral distance, and S is the type of the corresponding ground formation according to NEHRP (Margaris et al. 2001)

In this paper, for the exploitation of the PGA, a grid of about 6000 points with known ground formations was created over the area the UAT. The grid step was 100 m, so that all the ground formations even those that cover small areas to correspond with grid points.

Using spatial overlay (point-in-polygon) between the layer of the grid points and the layer of the ground polygons, the corresponding formation for each point was determined. The results of this point-in-polygon procedure were saved as descriptive information for all the grid points.

Next, the distance between each fault under study and each grid point was calculated. The earthquake is likely to come from any point of a fault. For this reason, the distance between a grid point and the middle point of the fault as well as the distance between a grid point and the nearest to the UAT point of the fault were calculated. For the faults of Asvestochori1, Asvestochori2, An-

themountas, Drama, Fillippoupoli, Ierissos, Kresna, Sohos, Stivos and Volvi, the central point and the west end were used while for the faults of Edessa and Veria the central point and the east end were used.

According to past earthquakes from the twelve faults, the M_w that will be probably caused by each fault was determined (Papazachos and Papazachou 2003).

For the chosen points of all the faults in concern, the maximum, the minimum and the mean value of PGA were calculated as well as the difference between the maximum and the minimum value. According to the values above the epicentres that were chosen to be further studied were:

1. The west end of the Stivos fault
2. The west end of the Sohos fault
3. The central point of the Asvestochori2 fault

The collapse of masonry, balconies etc. depends on the maximum value of PGA. For the earthquake from the Sohos fault it is assumed that there will be damages in UAT areas where PGA≥110 cm/sec^2. The above PGA value corresponds with a macroseismic intensity of VI at the Modified Mercalli (MM) scale. For the earthquakes from the Asvestochori2 and Stivos faults it was assumed that there will be damages in UAT areas where PGA≥240 cm/sec^2 a value that corresponds to intensity VII at the MM scale (Koliopoulos et al. 1998). In figure 5 the limit values of PGA for the Asvestochori2 fault are indicatively depicted. It is pinpointed that despite the fact that the intensity at MM does not correspond with partial damages of buildings, the chosen PGA limit values can cause collapse of masonry, balconies etc. since the UAT buildings are old and no information about their vulnerability is known. Data about the buildings' vulnerability would be extremely useful for the determination of the damages and the calculation of the corresponding PGA values, but the whole procedure is beyond the scope of this study.

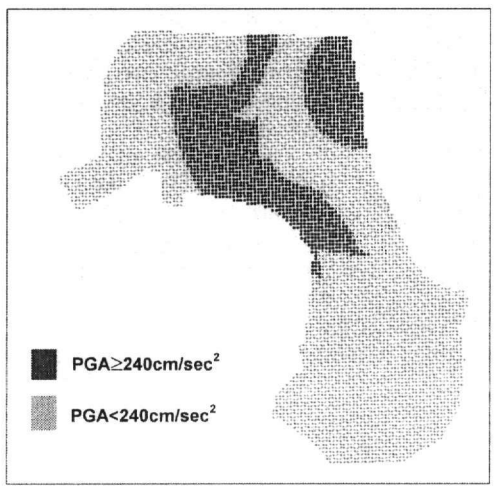


Figure 5. Limit values of PGA over the UAT, defined for scenario 3 of the Asvestochori2 fault.

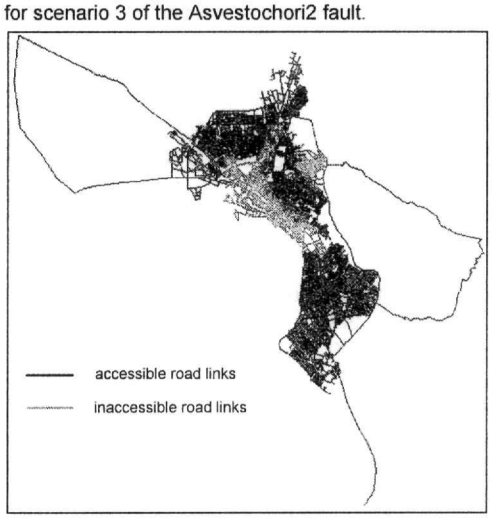


Figure 6. The inaccessible road links for case 1 of scenario 3, are depicted in gray colour.

The three earthquake scenarios formatted for the chosen faults, epicentres and PGA values are:

Scenario 1: The earthquake comes from the west end of the Stivos fault and has a macroseismic intensity of VII at the MM scale. It is assumed that there will be partial collapse in the UAT areas where PGA≥240cm/sec^2.

The accessible by rescue vehicles links of the road network were located through the following procedure: the grid points with known PGA values were divided into two groups, one that comprised the points with PGA≥240 cm/sec^2 and a second that comprised the points with PGA<240 cm/sec^2 (similar to Fig. 5). Through these two categories, a polygon layer came from the classified grid points. The descriptive information of these new polygons was a code indicating PGA over or under the limit of 240cm/sec^2. With a spatial overlay between the layer of the road network and the layer of the PGA polygons (line-in-poly-

gon) the links that correspond to polygons of PGA≥240cm/sec^2 (the inaccessible links) were localized.

Scenario 2: The earthquake comes from the west end of the Sohos fault and has a macroseismic intensity of VI at the MM scale. It is assumed that there will be partial collapse in the UAT areas where PGA≥110 cm/sec^2. The accessibility of the road links was determined through the GIS procedure described above.

Scenario 3: The earthquake comes from the central point of the Asvestochori2 fault and has a macroseismic intensity of VII at the MM scale. It is assumed that there will be collapse of masonry and balconies in the UAT areas where PGA≥240cm/sec^2. This scenario comprised three different cases.

Figure 7. The extra (to those depicted in Fig. 5) inaccessible road links due to destruction of the road axes by rupture zone of Asvestochori2 (thick black line) are depicted in black colour (scenario 3, case 3).

Case 1: Partial collapse for the UAT areas with PGA≥240cm/sec^2. The inaccessible links were localized through the GIS procedure described in scenario 1 (Fig. 6).

Case 2: Partial collapse for the UAT areas with PGA≥240cm/sec^2 and destruction of the road axes that are either intersected by the fault or belong to a rupture zone of 300 m around it. The inaccessible parts of the road network were determined through the PGA polygons as already described. In this case some extra inaccessible parts are localized. Firstly, with a line-on-line procedure between the layers of the faults and the road network, the road links intersected by the Asvestochori2 fault were located. Secondly, a derivative layer of a 300m buffer zone around the fault was created. The road parts that belong to this zone were determined through a line-in-polygon overlay between the layer of the road network and the layer of the buffer polygon.

Case 3: This case is the same with case 2. The only difference is that all the road links that belong to the ring road, due to their special construction standards, are considered intact, despite the fact that they are intersected by the Asvestochori2 fault and belong to the 300m rupture zone (Fig. 7). The procedures for the determination of the inaccessible parts are the ones described for case 2. Additively, the ring road links are excluded from the set of inaccessible parts.

Case 4: This case is also like case 2. The difference is that all the road links that are intersected by the fault or belong to the part of the 300m buffer zone that lies to the south of the fault (footwall block) are considered inaccessible, while the parts that belong to the rest of the zone are accessible. The procedures for the determination of the inaccessible parts are the ones described for case 2. In this case the rupture zone and the corresponding derivative polygon layer is smaller in area.

5 NETWORK ANALYSIS ACCORDING TO SCENARIO 3 (CASE 4)

There were a considerable number of results after the application of network analysis on the conditions configured by each of the scenarios. In this paper, some results of the network analysis performed under the conditions of scenario 3, case 4, are indicatively presented, since the certain scenario and case make a particularly interesting combination for the study area.

The speed of all rescue vehicles was assumed to be 70 km/h for all the faces of analysis.

Using the network tools, the allocation of each fire and each ambulance station for a maximum impedance of 15 min was located and the parts of the UAT served by each station within this time were determined. The allocation procedure was performed for the road network under normal conditions (Fig.8a) as well as under the conditions of the selected scenario and case (Fig.8b). According to this analysis three of the six fire stations, two of the ten ambulance stations and six of the eleven hospitals cannot serve the UAT after the earthquake because they are situated in the central

part of the study area where the most inaccessible road links lie (Stratou 2003), (Fig. 2, Fig. 6, Fig.7).

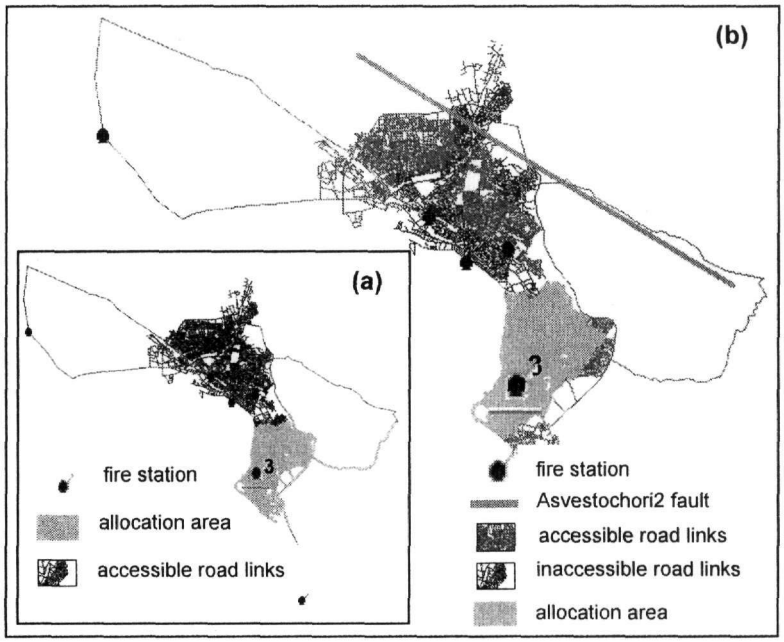


Figure 8: (a) Allocation of the 3rd fire station under normal conditions. (b) Allocation of the 3rd fire station after the strong earthquake from the Asvestochori2 fault (scenario 3, case 4).

A great number of routes between an ambulance station and a hospital through a randomly selected node, which was assumed as the position of an incident, were analyzed and shortest paths were tracked (Stratou 2003), (Fig 9a, Fig. 9b). Due to the fact that most of the hospitals are gathered in the inaccessible area of the UAT, the GIS software was unable to track a path for several of the station-hospital combinations.

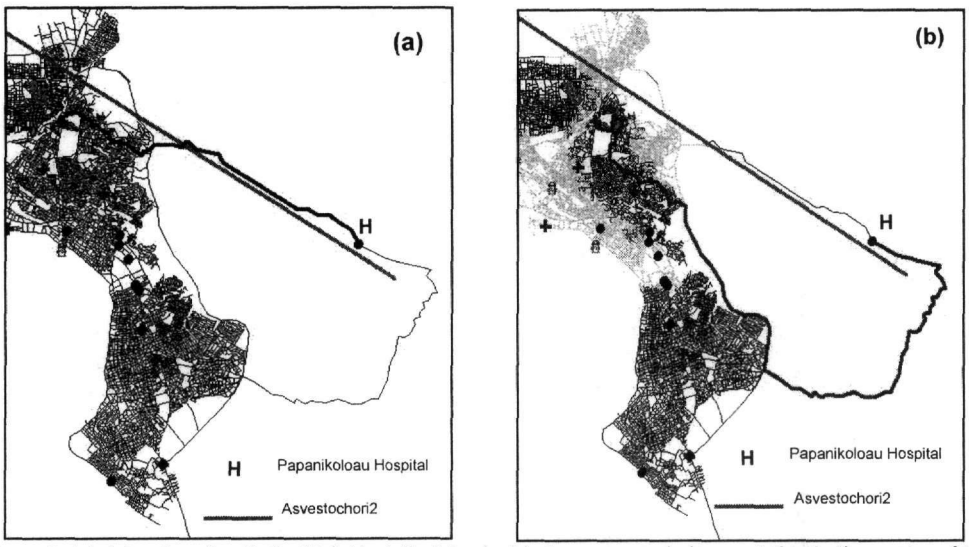


Figure 9. (a) A least cost path (in thick black line) tracked between an ambulance station in the centre of the UAT and Papanikolaou hospital, under normal conditions. The tracked shortest path is 11 km and the travel time is 9 min. (b) A least cost path (in thick black line) tracked between the same ambulance and Papanikolaou hospital after the strong earthquake of scenario 3, case 4. The gray area of the UAT comprises the inaccessible parts of the road network. The tracked shortest path is 24 km and the travel time is 21 min.

6 CONCLUSIONS

The consequences of strong earthquakes on the urban areas of organized societies are severe. Their intensity through time and space depends on many factors that are directly connected with the appearance of this phenomenon (the distance of the epicentre, the magnitude of the earthquake, parameters of propagation of the released energy, raypaths of the propagation, geological infrastructure and soil foundation etc.) as well as the degree of the organization of the societies, the level of crisis management, the level of technology and its development rate in the recent past. According to the above, the timely and proper encounter of these consequences is a branchful subject. The knowing of geosciences and especially of Seismology consists a significant infrastructure for the development of other response technologies also, as far as the prevention and the management of the critical situation are concerned.

The use of the GIS tool by state agencies for all natural disasters and earthquakes in particular, has been proved to be necessary worldwide (Coppock 1995, Gittings &Towers 1995, Birkin et al. 1996, de Polo et al. 1997, ESRI 2000, Johnson & Nelson 2000, Johnson 2001, Ozge 2002, Basoz et al. 2003, USGS 2003). Nevertheless, the success of any enterprise depends on the data flow in real time for most of the problem's parameters that are connected with the evolution of the phenomenon as well as with the condition of the urban area under consideration.

In this paper, which is an initial attempt towards the assessment of the emergency response after a strong earthquake, three scenarios of earthquakes from three active seismic faults near the UAT (faults of Stivos, Sohos and Asvestochori) were implemented. For all the scenarios, the PGA that is an important parameter of a strong earthquake motion was exploited for the detection of the UAT areas that will probably face serious problems due to partial collapse. In addition to this, by applying spatial overlay of the digital layers of cartographic information the destructed by the faults or the rupture zone road links are localized. Thereafter, using the network analysis tools, the emergency response in the various sectors of the UAT was assessed in an approximative point of view.

During this study the necessity for seismological, geotechnical and chartographical data of less uncertainty was proved to be very important as well as the existence of traffic data or data concerning the buildings' vulnerability, the availability of using rescue units during the crisis etc. It was also pinpointed the usefulness of a GIS as a tool of crisis management (when Xenokratis plan is activated) and as a tool for decision making in cases like finding proper locations for rescue stations or rearranging the sites of them.

AGKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank two ITSAK members: Dr. A. Anastasiadis for his courtesy to give them access to the geotechnical data for the UAT and Dr. V. Margaris for a very helpful discussion on the subject. They would also like to express their sincere appreciation to the two anonymus reviewers for their useful comments and critical reviews of the manuscript.

REFERENCES

Anastasiadis A., Raptakis D. & Pitilakis K. 2001. Thessaloniki's Detailed Micro zoning: Subsurface Structure as Basis for Site Response analysis, Pure and Applied Geophysics, vol. 158, 2597-2633

Arvanitis, A., Karnavou, E., Maniatis, I., Miridis, M., Papadopoulou, M., & Paraschakis, I. 1990. The Creation of a Derived Geometrical Base for Thematic Maps, Technical Chronicles, vol. 11, no 3, 117-132 (in Greek with English extended summary)

Basoz, N., Williams, M., & Kiremidjian, A. 2003. A GIS-Based Emergency Response System for Transportation Networks, in Beavers J., (ed). 2003. Advancing Mitigation Technologies and Disaster Response for Lifeline Systems, 926-935

Birkin, M., Clarke, G., Clarke, M., Wilson, A. 1996. Intelligent GIS-Location Decisions and Strategic Planning, Geoinformation International, 31 -37

Coppock, T. 1995. GIS and Natural Hazards: An Overview from a GIS Perspective, in Carrara A. & Guzzeti F. (eds), Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards, 22-24

de Polo, G., Anderson, J., de Polo, D., Price, J. 1997. Earthquake Occurrence in the Reno-Carson City Urban Corridor, Seismological Research Letters, vol. 68, May/June, 1997, 401-412

Denco Consultants Engineers Ltd., TRADEMCO – Efmolpidis B. – Emmanoulopoulos G., Agelidis I. & Company, (TRUTh S.A.), Macedonian E.T.M.E.E.-INFODHM G.P., WS ATKINS Ltd, STEER DAVIES GLEAVE,. 2000. General Study of Transportation and Traffic in the Urban Area and Greater Area of Thessaloniki – Face B, 2000.

ESRI, 1994a. Understanding GIS. The ArcInfo Method, ESRI, (Performing Geographic Analysis) 53pp..

ESRI 1994b. Network Analysis, ESRI, 266pp.

ESRI, 2000. Earth-Shaking Science, ArcUser, January-March, 26-27

Fotiou, A., & Livieratos, E. 2000. Geometrical Geodesy and Networks, Thessaloniki, Ziti Publication, 440pp. (in Greek)

Gioldelis, D., & Spirou, A. 1997. Address Geocoding of Trade Activities in the Greater Urban Area of Thessaloniki, Greece, Diploma Thesis, Department of Cadastre, Photogrammetry and Cartography, Aristotle University of Thessaloniki, 75pp. (in Greek).

Gittings, B. & Towers, A. 1995. Earthquakes and GIS on the Information Superhighway, GIS World, August, 68-71

Johnson, R., & Nelson, L. 2000. Risk Analysis and Response – GIS and Public Safety, ArcUser, January-March, 12-14

Johnson, R. 2001. GIS Aids Emergency Response, ArcUser, July-September 2001, http://www.esri.com/news/arcuser/0701/umbrella15.html

Kadoglou, S., & Kalogeropoulos, F. 1997. Address Geocoding of Trade Activities in the Municipality of Thessaloniki, Greece, Diploma Thesis, Department of Cadastre, Photogrammetry and Cartography, Aristotle University of Thessaloniki, 60pp. (in Greek)

Kanelleas, P., Kontogianni, E., & Kotta, B. 1996. Address Geocoding of Trade Activities in the Municipalities of Ampelokipi, Neapolis, Stavroupolis and Polichni, Greece, Diploma Thesis, Department of Cadastre, Photogrammetry and Cartography, Aristotle University of Thessaloniki, 80pp. (in Greek)

Koliopoulos, P., Margaris, B. & Klimis, N. 1998. Duration and Energy Characteristics of Greek Strong Motion Records", Journal of Earthquake Engineering, vol. 2, no. 3, 1998, 391-417

Koupadi, E., & Papadopoulos, N. 1996. Organization of Demographic Characteristics (1991) in the Greater Urban Area of Thessaloniki in a GIS Environment, Diploma Thesis, Department of Cadastre, Photogrammetry and Cartography, Aristotle University of Thessaloniki, 60pp. (in Greek)

Laurini, R., & Thomson, D. 1994. Fundamentals of Spatial Information Systems, Academic Press, 680pp.

Margaris, B., Papazachos, C., Papaioannou, Ch., Theodulidis, N., Kalogeras, I., & Skarlatoudis, A. 2001. Empirical attenuation relations for the horizontal strong ground motion parameters of shallow earthquakes in Greece, Proc. 2^0 Hellenic Conference on Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Thessaloniki 2001, September 28-30, Greece, 1, 27-36.

Mountrakis, D., Kilias, A., Pavlides, S., Sotiriadis, L., Psilovikos, A., Astaras, Th., Vavliakis, E., Koufos, G., Dimopoulos, G., Soulios, G., Christaras, V., Skordilis, M., Tranos, M., Spiropoulos, N., Patras, D., Syrides, G., Lambrinos, N. & Laggalis, Th. 1997. Neotectonic map of Greece, Sheet of Thessaloniki, Special Publication of OASP (Earthquake Planning and Protection Organization) of Greece.

Ozge, Y. 2002. Urban Information Systems for Earthquake-Resistant Cities: A Case Study on Pendik, Istanbul, MSc, Department of Geodetic and Geographic Information Technologies, The Graduate School of Natural and Applied Sciences of the Middle East Technical University, http://www.metu.edu.tr/home/wwwggit/eng/studies/ggit/past_studies.htm

Papazachos, B.C. & Papazachou, C. 2003. The earthquakes of Greece, Ziti Publication, 286pp. (in Greek)

Papazachos, B.C., Mountrakis, D., Papazachos, C.B., Tranos, M., Karakaisis, G.F. & Savvaidis, A. 2001. The faults which have caused the known major earthquakes in Greece and surrounding region between the 5th century BC and today, Proc. 2^0 Hellenic Conference on Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Thessaloniki 2001, September 28-30, Greece, 1, 17-26. (in Greek)

STRATOU, M. 2003. Using GIS and Earthquake Scenarios for the Assessment of Emergency Response in Case of a Strong Earthquake. An Application in the Urban Area of Thessaloniki, Greece, MSc Thesis, Department of Cadastre, Photogrammetry and Cartography, Aristotle University of Thessaloniki, 183pp. (in Greek).

USGS. 2003. Geographic Information Systems, http://erg.usgs.gov/isb/pubs/gis_poster

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

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

DETERMINATION OF FAULT PLANE SOLUTIONS USING WAVEFORM AMPLITUDES AND RADIATION PATTERN

Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Karagianni, E.E., Scordilis, E.M. and Chatzidimitriou P.M.

Geophysical Laboratory, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, PO Box 352-1 54124, Thessaloniki-GREECE, dom@lemnos.geo.auth.gr

ABSTRACT

In the present work a modified version of the program FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1985) is developed, in order to improve the calculation of the fault plane solutions. The method is applied on selected earthquakes from short period waveform data in the Mygdonia basin (N. Greece) as recorded by the permanent network of the Seismological Station of Aristotle University of Thessaloniki during the period 1989-1999.

The proposed modification of the FPFIT program was developed in order to minimize the derivation of multiple solutions, as well as the uncertainties in the location of P and T axis of the determined fault plane solutions. Compared to the original version of FPFIT the modified approach takes also into account the radiation pattern of SV and SH waves. For each earthquake horizontal and vertical components of each station were used and the first arrivals of P and S waves were picked. Using the maximum peak-to-peak amplitude of P and S waves the ratio $P\text{max}/(SN^2\text{max}+SE^2\text{max})^{1/2}$ was estimated, where SNmax and SEmax are the maximum amplitudes of the two horizontal components (N-S, E-W) for the S waves and Pmax is the maximum amplitude of the vertical one for the P- waves. This ratio for the observed data, as well as the corresponding ratio $P\text{rad}/(SH^2\text{rad}+SV^2\text{rad})^{1/2}$ of the synthetic data was used as a weight for the determination of the observed and theoretical P-wave polarities, respectively.

The method was tested using synthetic data. A significant improvement of the results was found, compared to the original version of FPFIT. In particular, an improved approximation of the input focal mechanism is found, without multiple solutions and the best-estimated P and T axes exhibit much smaller uncertainties. The addition of noise in the synthetic data didn't significantly change the results concerning the fault plane solutions. Finally, we have applied the modified program on a real data set of earthquakes that occurred in the Mygdonia basin.

1 INTRODUCTION

Focal mechanisms can provide useful information about structure and kinematics of faults and can else constrain the crustal stress field in which the earthquakes occur. The use of P-wave first-motion polarities is the most common method for the calculation of the fault plane solutions from short-period data. The spatial distribution of P-wave first-arrivals and their polarities (compression or dilatation) are used to determine the two nodal planes. Given an excellent station coverage for an earthquake in a region for which the earth structure is well determined and with well recorded impulsive P-wave first arrivals, a reliable estimate for the fault-plane solution can be obtained, However, the station density is often poor, the velocity structure is known only approximately and the polarities of the first arrivals are often ambiguous. Generally, the poorer the data, the larger the number of possible solutions.

S/P amplitude ratios have been also used (e.g. Kisslinger, 1980; Hardebeck and Shearer, 2003) to determine focal mechanisms. P-wave amplitudes are large near the maximum stress axes (P and T) of the focal mechanism and smaller near the nodal planes, so a systematic variation of P/S amplitude ratios is expected. The use of P-wave amplitudes at a station should be performed with corrections for several factors like geometrical spreading, attenuation, station site effects and event

magnitude. These factors are essentially cancelled and their influence is minimized by the use of the P/S amplitude ratios.

In order to test the efficiency of the use of amplitude ratios for the evaluation of fault plane solutions, we have investigated earthquakes that occurred in the Mygdonia basin. These events are recorded with relatively good station coverage, without noise and clipped amplitudes in the waveforms.

2 METHOD

In order to improve the results, the *FPFIT* program was used as a reference basis and modified in several critical points. Thus, the radiation pattern of both transverse SV and SH waves were also incorporated in the process of determination against the original version that takes into consideration only the radiation pattern of P-waves.

The radiation pattern for P-waves can be described as a product of six suitable factors Pc_i (i=1,2,...,6) with the moment tensor components:

$$M = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \tag{1}$$

This tensor is described by nine components in space, which correspond to six independent components, because of symmetry ($M_{12}=M_{21}$, $M_{13}=M_{31}$ *and* $M_{23}=M_{32}$). Thus, the radiation on the seismic focus is calculated for P-waves from the sum

$$\Pr ad = \sum_{i=1}^{6} \left(\mathrm{M}_i * Pc_i \right) \tag{2}$$

where:

$$\mathrm{M_1}=\mathrm{M_{11}}, \quad \mathrm{M_2}=\mathrm{M_{12}}, \quad \mathrm{M_3}=\mathrm{M_{13}}, \quad \mathrm{M_4}=\mathrm{M_{22}}, \quad \mathrm{M_5}=\mathrm{M_{23}}, \quad \mathrm{M_6}=\mathrm{M_{33}}$$

The Pc_i values are a function of the take-off angle, *i* and its azimuth, φ. Using the expressions of Aki and Richards (1980) that describes the moment tensor components as a function of fault strike, dip and rake, equation (2) becomes:

$$\begin{aligned} \Pr ad = {} & \cos\lambda \cdot \sin\delta \cdot \sin^2 i \cdot \sin 2(\varphi - \xi) - \cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \sin 2i \cdot \cos(\varphi - \xi) + \\ & + \sin\lambda \cdot \sin 2\delta \cdot \left(\cos^2 i - \sin^2 i \cdot \sin^2(\varphi - \xi) \right) + \sin\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \sin 2i \cdot \sin(\varphi - \xi) \end{aligned} \tag{3}$$

where: ξ= strike
δ= dip
λ= rake
i= take-off angle
φ= take-off azimuth

Using a similar approach, the corresponding factors can be obtained for SV and SH waves, that can be multiplied by the moment tensor, *M*, elements using the well-known relations (Aki and Richards, 1980).

The radiation of seismic energy for SV waves is given by the equation:

$$\begin{aligned} SVrad = {} & \sin\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \cos i \cdot \sin(\varphi - \xi) - \cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \cos 2i \cdot \cos(\varphi - \xi) + \\ & + \frac{1}{2}\cos\lambda \cdot \sin\delta \cdot \sin 2i \cdot \sin 2(\varphi - \xi) - \frac{1}{2}\sin\lambda \cdot \cos 2\delta \cdot \sin 2i \cdot \sin(\phi - \xi) \end{aligned} \tag{4}$$

and respectively for the SH waves:

$$SHrad = \cos\lambda \cdot \cos\delta \cdot \cos i \cdot \sin(\varphi - \xi) + \cos\lambda \cdot \sin\delta \cdot \sin i \cdot \cos 2(\phi - \xi) +$$
$$+ \sin\lambda \cdot \cos 2\lambda \cdot \cos i \cdot \cos(\varphi - \xi) - \frac{1}{2}\sin\lambda \cdot \sin 2\delta \cdot \sin i \cdot \sin 2(\varphi - \xi) \quad (5)$$

In order to calculate the factors SVc_i and SHc_i that should satisfy the relations for SV and SH waves, similar to the factors Pc_i, equations (4) and (5) are written as:

$$SVrad = \sum_{i=1}^{6} (M_i * SVc_i) \quad (6)$$

$$SHrad = \sum_{i=1}^{6} (M_i * SHc_i) \quad (7)$$

Here, the six values that form the variables P_C, SVc and SHc are trigonometrical factors of the take-off angle, i, or even the azimuth, φ and respectively are:

$$Pc_1 = \cos^2 i \qquad SVc_1 = 0 \qquad SHc_1 = -\frac{1}{2}\sin 2i$$
$$Pc_2 = \sin 2i \cdot \cos\varphi \qquad SVc_2 = -\sin\varphi \cdot \cos i \qquad SHc_2 = \cos\varphi \cdot \cos 2i$$
$$Pc_3 = \sin^2 i \cdot \cos^2\varphi \qquad SVc_3 = -\frac{1}{2}\sin 2\varphi \cdot \sin i \qquad SHc_3 = \frac{1}{2}\sin 2i \cdot \cos^2\varphi \quad (8)$$
$$Pc_4 = -\sin 2i \cdot \sin\varphi \qquad SVc_4 = -\cos\varphi \cdot \cos i \qquad SHc_4 = -\cos 2i \cdot \sin\varphi$$
$$Pc_5 = -\sin^2 i \cdot \sin 2\varphi \qquad SVc_5 = -\sin i \cdot \cos 2\varphi \qquad SHc_5 = -\frac{1}{2}\sin 2i \cdot \sin 2\varphi$$
$$Pc_6 = \sin^2 i \cdot \sin^2\varphi \qquad SVc_6 = \frac{1}{2}\sin 2\varphi \cdot \sin i \qquad SHc_6 = \frac{1}{2}\sin 2i \cdot \sin^2\varphi$$

Equations (8) were verified using synthetic examples for test fault planes, shown in Table (1) below.

Table 1: Parameters for several synthetic fault planes used for method testing

No	*Strike (ξ^o)*	*Dip (δ^o)*	*Rake (λ^o)*	*Rupture type*
1	90	45	90	Thrust
2	90	45	-45	Oblique-Normal

The azimuthal distributions of the radiation for both P and SV waves for two cases, a thrust fault (No.1) and an oblique fault (No.2) are shown in figures (1) and (2). In both figures, the radiation pattern using the P-waves illustrates the location of the two planes where the value of the seismic radiation is close to zero (white color). High values of radiation describe the location of the maximum dilatation T-axis, while low values the location of the maximum compression P-axis. Both high and low values (maximum absolute values) are illustrated with black color.

In figure 1 we can see that the maximum-minimum P-radiation areas around the P and T axes show a rather large spread. For this reason, the ratios Prad/SVrad and Prad/(SH^2rad+SV^2rad)$^{1/2}$ were used using the equations described before. The second ratio was examined because through its use we can avoid the rotation of the 3D axis-system in the radial-transverse horizontal axis system, witch is necessary for the first ratio (P/SV) traditionally used (e.g. Kisslinger et al., 1981).

In order to compare the results for the two cases, the results produced by the use of Prad and the ratios Prad/SVrad and Prad/(SH^2rad+SV^2rad)$^{1/2}$ are plotted in figure (2). In the top part of this

figure (fig.2, a1 and a2) the radiation of P-waves is plotted. The ratio of radiation of P-waves, to that of SV-waves (*P*rad/*SV*rad) is presented in the central part of figure 2 (b1 and b2), while the ratio *P*rad/(SH^2rad+SV^2rad)$^{1/2}$ in the bottom (c1 and c2). Comparing these three plots for the same fault plane we observe that the location of the P and T axes is much better constrained by the use of the ratio *P*rad/(SH^2rad+SV^2rad)$^{1/2}$, against the exclusive use of radiation of P-waves, where the dispersion of the possible stress axes location is relatively large. On the other hand, the ratio *P*rad/*SV*rad does not appear to provide more useful information about the location of the axes, in these cases.

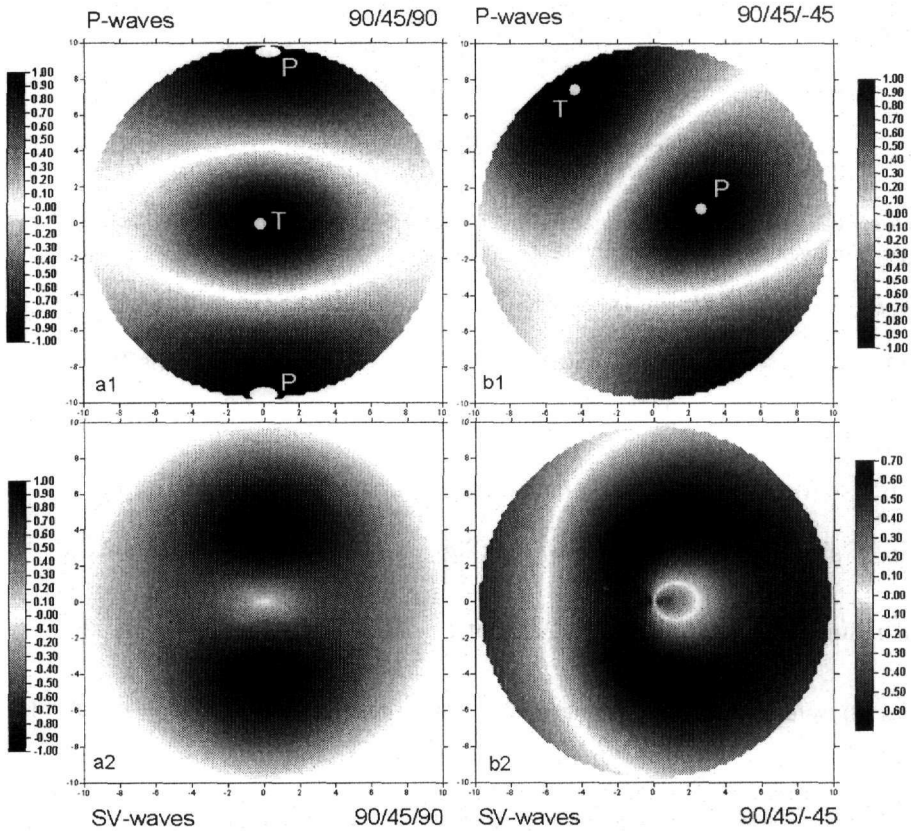


Figure 1: Distribution of the seismic radiation for the planes with parameters a) strike=90°, dip=45° and rake=90°, and b) strike=90°, dip=45° and rake=-45° by the use of 1) P-waves and 2) SV-waves.

The most common codes for the calculation of focal mechanisms, such as FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1985), find the source model that best fits a given set of observed first motion polarities. FPFIT uses all the information from waveforms of each station and presents graphically the distribution of first arrivals of P-waves for each earthquake. Taking into consideration this distribution of the first motions of P-waves, the program adopts suitably the two fault planes. The determination of the location of these two planes is realized by the separation of the compressional first motions from the dilatations. For this determination a multiple grid-search is used to find the double couple fault-plane solution minimizing a sum of first-motion polarity discrepancies:

$$F = \sum_k \left\{ \left| P_k^o - P_k^o \right| w^k \right\} \tag{9}$$

In the minimization two weighted factors are incorporated in the weight factor, w^k. One of them reflects the estimated data variance (e.g. quality of the first-motion estimation) and the other is based on the theoretical radiation amplitude of P-waves (Aki and Richards, 1980), in order to reflect

the lower quality of first motions near the nodal planes. Values for the observed P-radiation amplitudes, P^o, depend just on the first-motion polarities and are 0.5 for compression and -0.5 for dilatation. A similar approach is also used for the theoretical radiation amplitude of P-waves, P^{th}.

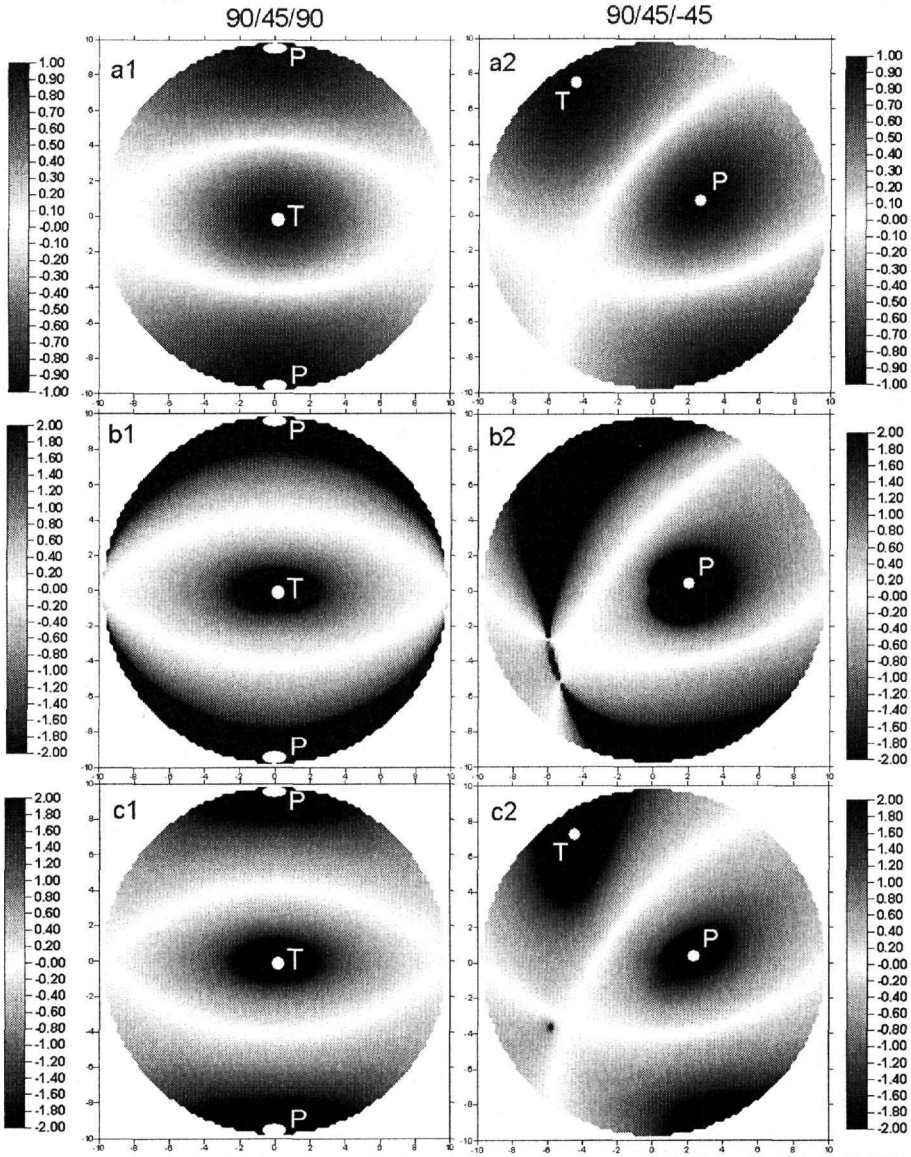


Figure 2: Azimuthal distribution of the seismic radiation for the ruptures 1 (left) and 2 (right) of Table (1). The results shown are produced by the use of a) the radiation pattern of P-waves (*Prad)*, b) the ratio *P*rad/*SV*rad and, c) the ratio Prad/(SH^2rad+SV^2rad)$^{1/2}$.

For the evaluation of the fault plane solution we have modified FPFIT in order to use ratios of P/S waves. The ratio *P*max/(SN^2max+SE^2max)$^{1/2}$ of the maximum amplitudes from the recorded waveforms was incorporated in the calculation of the modified misfit:

$$F^{\mathrm{mod}} = \sum_k \left\{ \left| \frac{P\max^k}{\sqrt{SN\max_k^2 + SE\max_k^2}} - \frac{\Pr ad^k}{\sqrt{SHrad_k^2 + SVrad_k^2}} \right| w^k \right\} \qquad (10)$$

In the proposed approach, the theoretical part is described by the ratio $Prad/(SH^2rad+SV^2rad)^{1/2}$ of the radiation pattern for P, SH and SV waves. Waveform amplitudes are used in order to calculate the ratio $Pmax/(SN^2max+SE^2max)^{1/2}$, which describes the observed part of equation (10). The sum of the differences between these values for observed and theoretical values gives the misfit, F^{mod}, which is used in the modified program. An advantage of the use of the modified misfit, F^{mod}, is that amplitudes have a wide range of values, not the simple binary up or down (+ or -) value of the P-wave first motions (used in equation 9) and therefore the location of a given observation on the focal sphere can be constrained with a better precision. Furthermore, the contribution of P and S amplitudes permits also to include in the calculation of the focal mechanism the "nodal" or "zero-amplitude" arrivals.

3 APPLICATION WITH REAL DATA

Data for two earthquakes which occurred in the Mygdonia basin were selected (see Table 2) in order to evaluate the proposed method.

Table 2: Parameters for the two earthquakes used to test the proposed method.

No	*Date*	*Time*	*Lat*	*Lon*	*Dep*	*Mag*	*Strike*	*dip*	*Rake*
1	19920409	054247.07	40.660	23.120	1.2	3.5	225	57	-57
2	19920502	094104.99	40.660	23.520	2.5	4.1	241	52	-101

The original FPFIT program was applied for these earthquakes and the determined fault planes (Table 2) were considered as real. In the next step, the focal mechanism were recalculated using the proposed modified version of FPFIT program, in order to test whether the modified approach is able to give the correct fault plane solution (which is a priori considered as correct). The results are shown in Figure 3 for the two earthquakes, where the fault planes as well as the position of the P and T axis are shown.

Comparison of the results for each earthquake using both versions of the program verifies that the proposed method revision provides the correct fault plane solution, as that was considered a priori. Moreover, significant decrease in the dispersion of the main stress axis (P and T) is also observed for the modified approach FPFIT. However, for further testing of the proposed approach, we have chosen to remove a number of stations from the data set (one to four stations) selected either randomly or systematically (near or far from the nodal planes), as well as to insert an arbitrary noise level in the observed P/S amplitude ratios, in order to compare the stability of the obtained results with that of the complete and noiseless data. Several data removal tests were performed, namely:

I. Removal of one station "near" the plane for each earthquake
II. Removal of one station "far" from the plane for each earthquake
III. Removal of two stations "near" the plane for each earthquake
IV. Removal of two stations "far" from the plane for each earthquake
V. Removal of three random stations for each earthquake
VI. Removal of four random stations for each earthquake

Fault plane solutions were calculated for all these cases. Moreover, a pre-selected noise level, α, was inserted in the data. Noise level of 10% and 50% was tested for the examined six cases, by introducing randomly distributed errors in the observed P/S ratios.

Figures 4 and 5 present some of the obtained results from all the cases that have been tested. In the first case (Fig. 4) earthquake No.2 of Table 2 was used, after removing data for the stations FNA and THE. These stations were selected to be removed because they were located "near" the fault planes. The original version (Fig. 4a) provides a different solution from the one considered as real (Fig. 3c), contrary to the modified version (Fig. 4b), where almost no change is observed. The distribution of the P and T axis is also very well constrained by the proposed method. In the same figure the solutions of the proposed modified method with 10% (Fig. 4c) and 50% (Fig. 4d) noise are presented. It's clear that noise does not affect the results significantly, even if the case of 50% noise level of the P/S ratios.

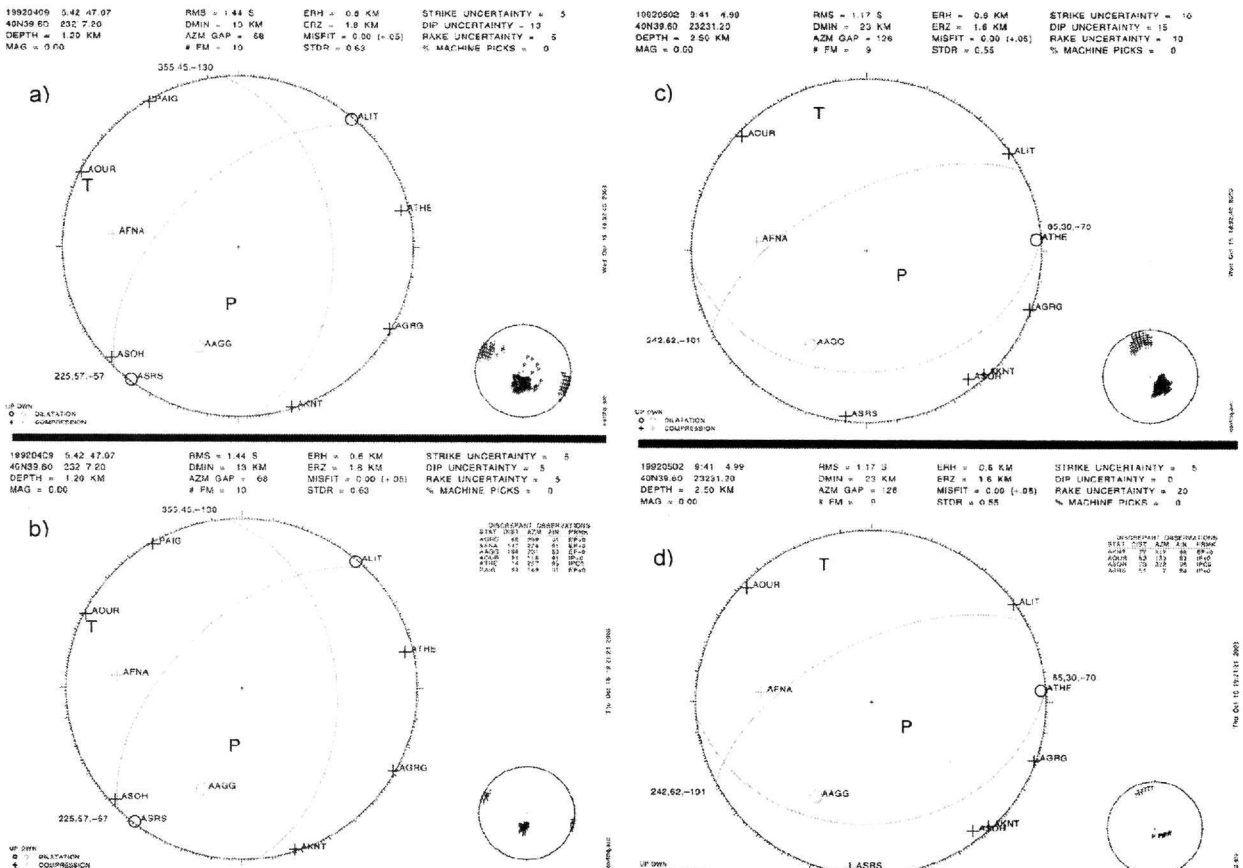


Figure 3: Fault plane solutions and position of P and T axis for the earthquake No.1 (left) and No.2 (right) of Table 1, as calculated by the use of the original (a, c) and the modified (b, d) version of the FPFIT program.

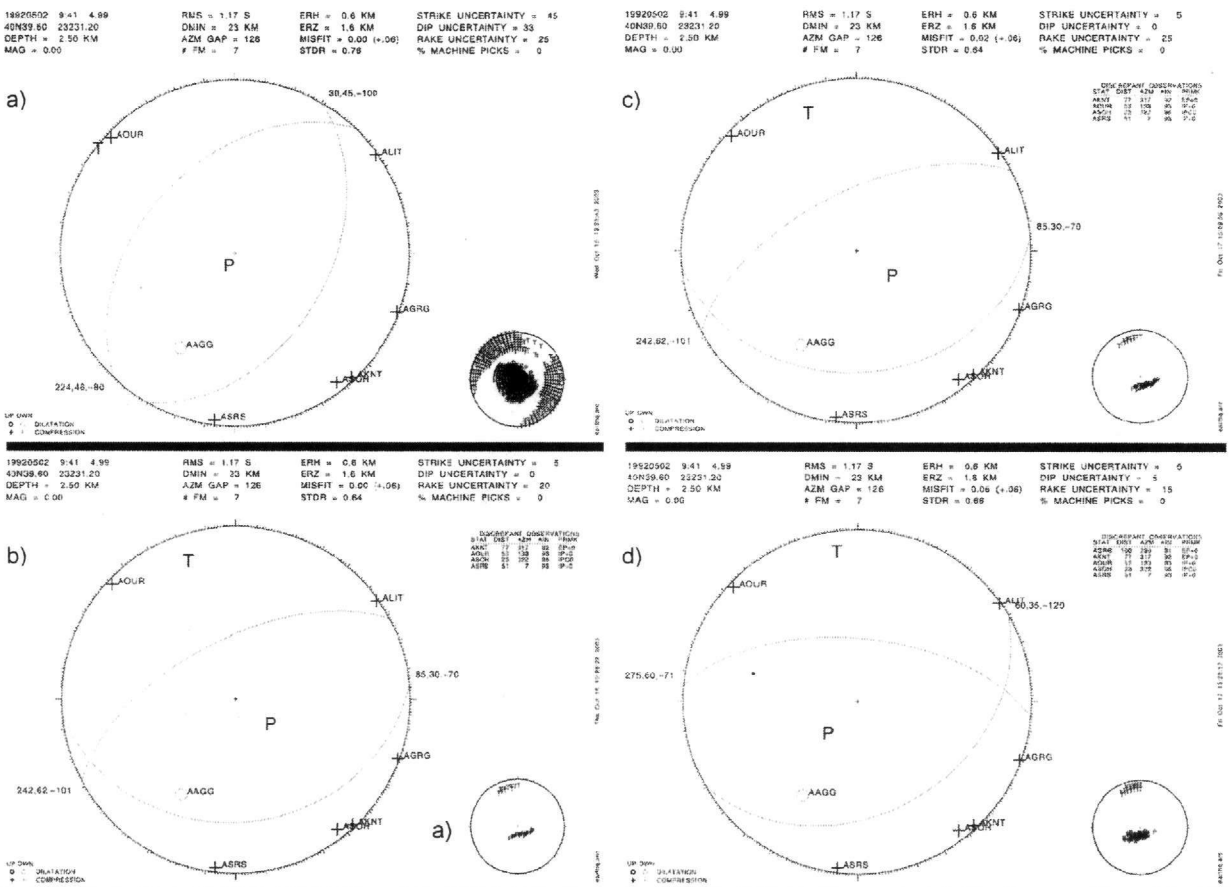


Figure 4: Fault plane solutions and position of P and T axis for the earthquake No.2 (Table 2), as calculated by the use of the original (a) and the modified (b) version of FPFIT. Solutions using the modified approach, with the addition of 10% (c) and 50% (d) noise are also shown. Data for stations FNA and THE have been removed.

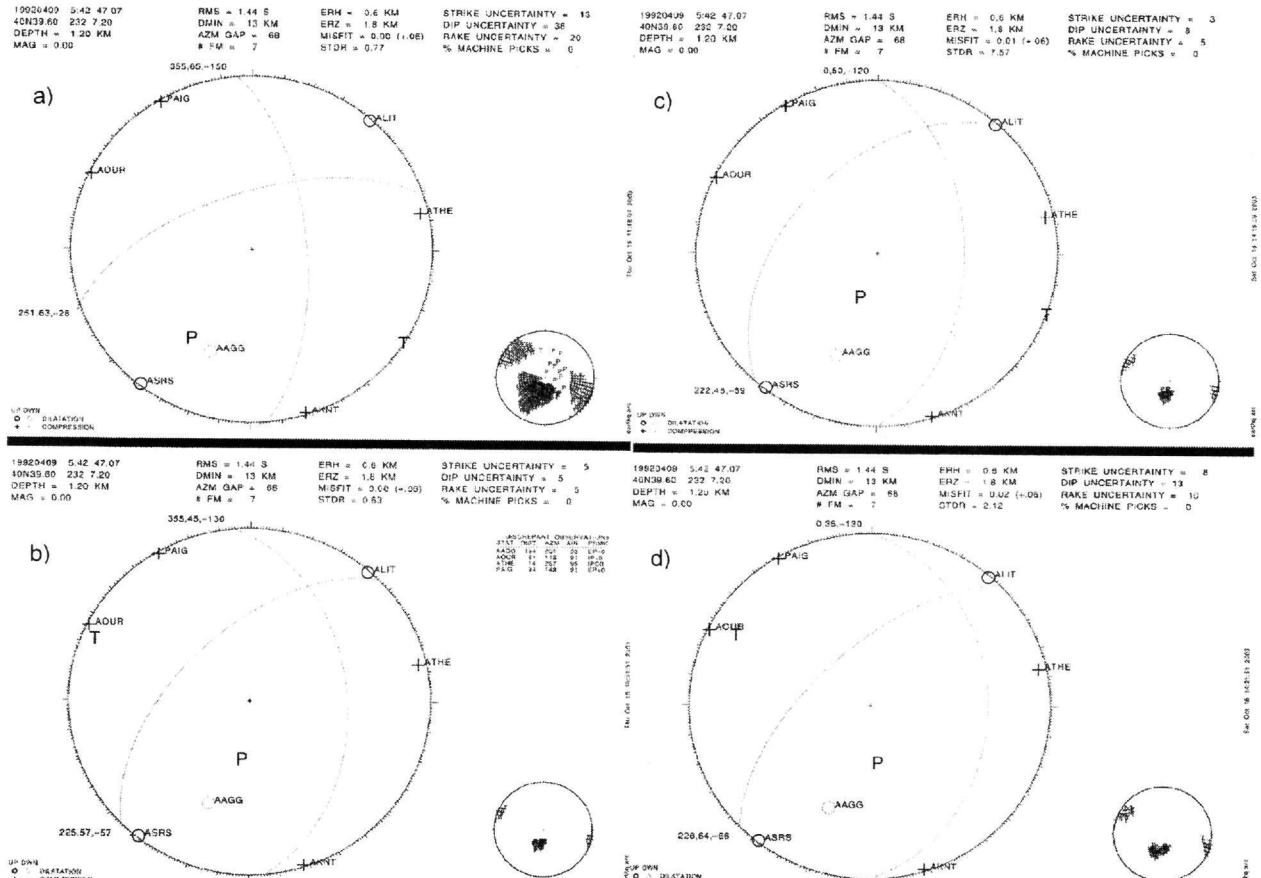


Figure 5: Fault plane solutions and position of P and T axis for the earthquake No.1 (Table 2), as calculated by the use of the original (a) and the modified (b) version of FPFIT. Solutions using the modified approach, with the addition of 10% (c) and 50% (d) noise are also shown. Data for stations FNA, GRG and SOH have been removed.

In figure 5, data for three stations (FNA, GRG and SOH) were removed for earthquake No.1 of Table 2. In Figure 5a, we can observe a very different solution from the one considered (Fig. 3a), using the original FPFIT version. On the other hand, the proposed modified version provides a result that seems not to be affected by the lack of data but also by the noise (Fig. 5c and 5d).

4 CONCLUSIONS

We have confirmed that the use of waveform amplitudes and radiation pattern for both P and S waves gives P/S amplitude ratios that are generally consistent with the amplitude ratios expected from mechanisms based on P-wave polarity data. A modified version of FPFIT was developed in order to incorporate these P/S amplitude ratios. The improved focal mechanisms for events that occurred in the Mygdonia basin demonstrate the advantage of using amplitude and radiation ratios in focal mechanism inversion. The proposed approach does not require the rotation of the waveforms in the radial-transverse system, as the peak S-wave amplitude is used in the process.

For the distribution of the main stress axes (P and T), a large dispersion of their possible position is presented in the original first-motion version, contrary to the proposed modified one where the estimated location of the stress axis is typically confined in a limited area. It is clear that the use of the original FPFIT version when a limited number of observations are available would result in a very ambiguous assessment of the principal stress axes orientation for Mygdonia (see fig. 4a) and the corresponding type of faulting (fig. 5a). Moreover, the addition of random noise in the P/S amplitude ratio data has no significant effect when the modified version of the FPFIT program is used.

Finally, removal of available data for 1 to 4 stations from the complete data set for the original first-motion approach gives significantly different results, compared to those corresponding to the complete data set. On the other hand, the use of the proposed method always gives a solution without significant changes, compared to the solution provided for the complete data-set, which demonstrates the robustness of the modified approach.

It should be noted that the finally determined fault plane solutions (Table 2) are in excellent agreement with the stress field and the fault planes observed in the Mygdonia basin. Event 1 corresponds to NE-SW trending normal faults in the western Mygdonia –northern Anthemountas basin area, which are observed in this region in addition to the more typical E-W trending normal faults (e.g. Tranos et al., 2004). Event 2 corresponds to the typical E-W trending normal faults found mainly in central Mygdonia, in agreement with previous studies concerning fault plane solutions from both large (e.g. 1978 M=6.5 mainshock) and small earthquakes (e.g. Papazachos et al., 1979; Vamvakaris et al., 2003).

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was partially supported by the European Commission Project No. EVG1-CT-2001-00040 EUROSEIS-RISK.

REFERENCES

Aki, K. and P. Richards, 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods, *Vol. 1, W. H. Freeman and Co., San Francisco, California.*

Hardebeck, J. and P. Shearer, 2003. Using *S/P* amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 2434-2444.

Kisslinger, C., 1980. Evaluation of *S* to *P* amplitude ratios for determining focal mechanisms from regional network observations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 999-1014.

Kisslinger, C., Bowman, J. and K. Koch, 1981. Procedures for computing focal mechanisms from local $(SV/P)_z$ data, , *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 1719-1729.

Papazachos, B., 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, Greece. Tectonophysics 53, 171-183.

Reasenberg, P. and D. Oppenheimer, 1985. FPFIT, FPPLOT, and FPPAGE: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S Geol. Surv. Open-file rept.* 85-739, 109pp.

Tranos, M. D., Meladiotis, I. D. and Tsolakopoulos, E. P., 2004. Geometrical characteristics, scaling properties and seismic behaviour of the faulting of the Chortiatis region and Anthemountas basin (Northern Greece). *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki* (extended abstract).

Vamvakaris, D.A., Papazachos, C.B., Savvaidis, P.D., Tziavos, I.N., Karagianni, E.E., Scordilis, E.M. and Hatzidimitriou, P.M. Stress-field and time-variation of active crustal deformation in the Mygdonia basin based on the joined interpretation of seismological, neotectonic and geodetic data, *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice, France, April 2003.

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΥΓΓΡΑΦΕΩΝ

AUTHOR INDEX

Α

Αηδονά Ε. 1194
Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 826,1008,1568,1578
Αλμπανάκης Κ. 950
Αναγνωστόπουλος Κ. 1743,1882
Ανδρονικίδης Ν. 1204,1214
Ανδρώνης Β. 885
Αντωνάκος Α. 1952
Αντωνιάδης Κ. 2038
Αντωνιάδης Π.Α. 734
Αντωνίου Μ. 1728
Αποστολίδης Ε. 1806,1816
Αργυριάδης Ι. 802
Αρίκας Κ. 140,482,492
Ασημακοπούλου Α. 631
Αστάρας Θ. 876
Αυγερινάς Α. 1540

Β

Βάγιας Δ. 300
Βαϊόπουλος Δ. 1338
Βαλαδάκη Α. 1328
Βαλκανιώτης Σ. 1560
Βαργεμέζης Γ. 1224
Βασιλάκης Ε. 894
Βασιλείου Ε. 1944
Βαφείδης Α. 1204,1214,1234
Βερυκίου-Παπασπυριδάκου Ε. 958,968
Βιδάκης Μ. 2
Βογιατζής Δ. 1735,1892
Βουβαλίδης Κ. 876,950,978
Βουγιούκας Δ. 63
Βουδούρης Κ. 1952
Βουδούρης Π. 387,482,492,518,526,1356
Βρουχάκης Ι. 978
Βρυνιώτης Δ. 150

Γ

Γαλανάκης Δ. 2
Γαλανοπούλου Σ. 1728
Γαλετάκης Μ.Γ. 274
Γασπαράτος Δ. 158,174
Γεραγά Μ. 745
Γιαννούλης Χ. 360
Γιαννουλόπουλος Π. 1962
Γκαϊτατζής Β. 1036
Γκανάς Α. 1560
Γκάρτζος Ε. 174,377
Γραμματικόπουλος Ι. 1743
Γρηγοράκου Ε. 1944

Δ

Δανάμος Γ. 816
Δασύρας Α. 1214
Δελημάνη Π. 988,998
Δελήμπασης Ν. 1356
Δημητρακόπουλος Δ. 1944
Δημητριάδης Ι. 1036
Δημητριάδης Σ. 502
Δημητρίου Α. 1735,1892
Δημήτρουλα Μ. 369
Δημόπουλος Γ. 1757,1833,1972,1982,2012
Δήμου Ε. 436
Διακαντώνη-Μαρκοπούλου Α. 639,649
Διαμαντής Ι. 1054,2057
Δούκας Ι. 1328
Δρακοπούλου Ε. 2038,2048
Δρακοπούλου Σ. 2021
Δρακούλης Α. 446

Ε

Ευθυμίου Γ. 216

Ζ

Ζαγγανά Ε. 2067
Ζακυνθινός Γ. 216
Ζαχαριάδου Σ. 502

Η

Ηλιάδου Σ. 10

Θ

Θεοδοσίου-Δρανδάκη Ε. 626
Θεοδουλίδης Ν. 1328
Θεοχάρη Μ. 1044

Ι

Ιωακείμ Χ. 670

Κ

Καββαδάς Μ.Ι. 1781
Καβούρη Σ. 526
Κακαβάς Ν. 1356
Καλαϊτζίδης Σ. 300,464
Καλλιώρας Α. 1054,2057
Καλυκάκης Σ. 1244
Καμπέρης Ε. 1992
Κανελλόπουλος Χ. 518
Κανελλοπούλου Γ. 164
Καντηράνης Ν. 446,1120,1735
Καραγιαννίδης Ν. 43
Καραντάση Σ. 454
Καραντώνης Γ. 1328
Καρκάνας Α.Π. 660,1044
Κάρμης Π. 1224
Καρύμπαλης Ε. 1044
Καρύτσας Κ. 1182
Καστρινάκη Α. 19,511
Κασώλη-Φουρναράκη Α. 10,34
Κατερινόπουλος Α. 387,492,518,526

Κατσάνου Κ. 2031
Κεραμυδάς Δ. 1560
Κίλιας Α. 1540,1833,1853
Κίλιας Σ. 526
Κιτσόπουλος Κ.Π. 350,360
Κόκκινου Ε. 1992
Κολοβός Ν. 292,2087
Κομματά Π. 950
Κοντόπουλος Ν. 660,679,1026,1064
Κοντοπούλου Δ. 1194
Κορκάρης Κ. 1790
Κορωναίος Α. 1540
Κοσιάρης Γ. 454,1112
Κοσκερίδου Ε. 826
Κουκαδάκη Μ. 1204,1214
Κούκουζας Κ. 436
Κουμάκης Ν. 1214
Κουμαντάκης Ι. 1944
Κουτουπές Σ. 1328
Κράνης Χ. 816
Κρητικάκης Γ. 1204,1214,1234
Κριτσωτάκης Μ. 2048
Κυρατζή Α. 1328
Κωνσταντοπούλου Γ. 1750

Λ

Λαδάς Ι. 1872
Λαμπαθάκης Σ. 1214
Λαμπράκης Ν. 1182,2002,2031
Λαμπρόπουλος Β. 1120
Λειβαδίτης Γ. 1008
Λόγος Ε. 764,808
Λόζιος Σ.Γ. 1550
Λουπασάκης Κ. 1757,1972
Λυκούδη Ε. 1728
Λυμπέρης Ε. 1862

Μ

Μακεδών Θ. 1892
Μανάκος Α.Κ. 2012
Μάνος Ι. 1044
Μανούτσογλου Ε. 28,236,245,754,1018,1204,1214
Μανωλιάδης Ο. 292
Μαραντος Ι. 454
Μαργώνη Σ. 978
Μαρίνος Β. 1767,1790
Μαρίνος Π. 1767,1773,1781,1790,1826,1843
Μαριολάκος Η. 1872
Μαρκόπουλος Θ. 28
Μαρκοπούλου-Διακαντώνη Α. 764,808
Μαυρίδου Ε. 734
Μερτζάνης Α. 206,216,1093
Μητρόπουλος Π. 1356
Μιγκίρος Γ. 2077
Μιχαήλ Κ. 369,1112
Μιχαηλίδης Κ. 10,19,397,511
Μιχαλοπούλου Κ. 631
Μονόπωλης Δ. 1992
Μουντράκης Δ. 1540
Μπαθρέλλος Γ. 958,968
Μπαρούτη Β. 1982
Μπάση Ε.Κ. 816
Μπενίση Μ. 1790
Μπιζά Π. 1244
Μπιζούρα Κ. 1018
Μπιρμπίλη Μ. 1182
Μπουζίνος Α. 670
Μπούζος Δ. 679,1026
Μυλωνά Γ. 745
Μωραΐτη Ε. 1735
Μωραΐτης Δ. 226,236

Ν

Νίκας Κ. 1952
Νικολακόπουλος Κ. 1338
Νόβακ Μ. 1790
Νταγκουνάκη Κ. 34
Ντουνιάς Γ. 1862
Ντουνιάς Θ. 1781
Ντουρούπη Α. 1862
Ντρίνια Χ. 826

Ξ

Ξειδάκης Γ. 988,998

Ο

Οικονομίδης Δ. 876
Οικονόμου Ν. 1204,1214

Π

Παγούνης Β. 1244
Παναγόπουλος Α. 2021,2048
Παναγόπουλος Γ.Π. 2002,2031
Παπαδόπουλος Α. 206
Παπαδόπουλος Η. 1224
Παπαδόπουλος Χ. 1244
Παπαδοπούλου Κ. 150
Παπαδοπούλου-Βρυνιώτη Κ. 1068
Παπαζησίμου Σ. 300,464
Παπαθανασίου Γ. 1735,1796
Παπαθεοδώρου Γ. 745
Παπακωνσταντίνου Κ. 1214
Παπαμαστοράκης Δ. 2048
Παπανικολάου Δ.Ι. 816,1550
Παπανικολάου Κ. 274
Παρλαμά Λ. 1044
Παυλίδης Θ. 1036
Παυλίδης Σ. 1560,1796
Παυλίδου Ε. 350
Παυλόπουλος Κ. 1044

Πεντάρη Δ. 236
Περδικάτσης Β. 164,236,454
Περλέρος Β. 1773,2021,2038,2048
Πεταλάς Χ. 1054,2057
Πιτιλάκης Κ. 1796
Πλιάκας Φ. 1054,2057
Προβιά Α. 1781
Προβιά Κ. 1862
Πυτικάκης Ε.Λ. 2002,2031

Ρ

Ρόζος Δ. 1806,1816
Ρόκος Ε. 885

Σ

Σαββαΐδης Α. 1328
Σαββαΐδης Π. 1328
Σαρόγλου Χ. 1826
Σερέλης Κ. 377
Σιγάλας Α. 1862
Σικαλίδης Κ. 34,43
Σκαρπέλης Ν. 631
Σκιάνης Γ.Αιμ. 1338
Σκοτίδα Α. 216
Σκούρτσος Ε.Ν. 1550
Σκυλοδήμου Χ. 958,968
Σμπόρας Σ. 1560
Σολδάτος Τ. 502
Σολωμός Χ. 387
Σούκης Κ.Ι. 1550
Σοφιανοπούλου Α. 1120
Σπανού Σ. 950
Σπανουδάκης Ν. 1204,1214
Σπάρταλη Ν. 236
Σπυρίδωνος Ε. 1018,1872
Σταμάτης Γ. 2067,2077
Σταματόπουλος Λ.Α. 1064
Σταμπολίδης Α. 1252
Στεργίου Α.Χ. 446
Στιμάρατζης Θ. 1833,1853
Στούμπος Γ. 1790
Σφέικος Α. 978,1843,1853
Σωτηριάδης Α. 1328
Σωτηρόπουλος Λ. 1862

Τ

Ταρενίδης Δ. 158,174
Τζιαβός Η. 1328
Τριανταφύλλου Γ. 28,246
Τριανταφύλλου Μ. 1044
Τρίκολας Κ. 826,1568,1578
Τρώντσιος Γ. 19,511
Τσαγκαλίδης Α. 158,174
Τσαΐλά-Μονόπωλη Στ. 745
Τσαουσίδου Π. 174,377
Τσιαμπάος Γ. 1826
Τσιραμπίδης Α. 10,19,34,53,511
Τσιώρας Π. 1036
Τσόκας Γ.Ν. 1252
Τσουκαλάς Ν. 1068
Τσούρλος Π. 1224
Τσουρού Θ. 826
Τσώλη-Καταγά Π. 1902

Φ

Φερεντίνος Γ. 745
Φέρμελη Γ. 639,649
Φιλιππίδης Α. 446,1735
Φιλιππίδης Σ. 1892
Φουμέλης Μ. 894
Φουντούλης Ι. 1588,1872
Φυτρολάκης Ν. 1728
Φωκιανού Τ. 283
Φώσκολος Α. 164
Φωτίου Ε. 2087

Χ

Χαϊδευτού Ε. 360
Χαϊντούτη Κ. 158,174
Χαλάστρα Κ. 292
Χατζηαγγέλου Μ. 1833,1882
Χατζηαποστόλου Α. 300
Χατζηγώγος Θ. 1757,1892
Χατζηγώγος Ν. 1833,1892
Χατζηκύρκου Α. 397
Χατζηπαναγής Ι. 63
Χατούπης Θ. 1588
Χρηστάνης Κ. 300,1182
Χρηστάρας Β. 1735,1757,1796,1833,1853,1892
Χρηστίδης Γ. 226,454
Χριστοδουλοπούλου Τ. 1773,1902

A

Ague J. 1626
Aidona E. 1129
Akhalbedashvili L. 226
Albanakis K. 192,1077
Alexopoulos J. 1499
Alonso-Chaves F.M. 1598
Ananiadis G. 534,607,689,717,836,864
Anastasiadis C. 1925
Angelaki M. 1084
Antonarakou A. 772,782
Argyriadis I. 1618
Atzemoglou A. 1262

B

Babič D. 552
Bakopoulos I. 846
Balogh K. 597
Baskoutas I. 1362,1371
Bassi E.K. 1608
Baziotis J. 542
Benetatos C. 1379,1412
Bogdanov K. 406
Bourliva A. 182
Bouzinos A. 334
Branca M. 1064
Braud J. 1618
Brocker M. 568
Brunn J.H. 1618

C

Cetean V. 108,1138,1912
Chasapis A. 1697
Chilakos P. 2094
Christanis K. 334
Christidis G. 72,121
Christofides G. 113,568,615
Ciornei N. 108,1912
Cvetković V. 597

D

Dagounaki C. 80
Dermitzakis M.D. 782
Diamantopoulos A.A. 310
Dimitrakopoulos D.D. 310
Dimitriadis S. 1316
Dimitrova D. 424
Dotsika E. 192
Doukas I. 1509
Doutsos T. 1643
Drakatos G. 1379,1509
Drakopoulos P.G. 1103
Drakoulis A. 320
Drinia H. 772,782

E

Eleftheriadis G. 568
Erić S. 552

F

Facaoaru I. 1912
Fassoulas Ch. 1626
Fernández-Turiel J.L. 263
Filippidis A. 89,254,263,320
Fokaefs A. 1389
Foumelis M. 904
Fountoulis I. 310,1652

G

Gaki-Papanastassiou K. 1154
Galanakis D. 1671
Galanis O.C. 1396
Gartzos E. 196
Georgakopoulos A. 254,263,320
Georgiou Ch. 1671
Gerokyan R. 226
Getsos K. 699
Goetz D. 140
Gourry J.C. 1234
Grigoriadou A. 254,263

H

Hamdan H. 1204,1214
Hatzidimitriou P.M. 1396,1457,1467,1529
Hatzigogos Th. 1412,1509
Hatziotou M.E. 856
Hatzipanagiotou K. 587
Henderson K. 1626
Herraiz M. 1371
Hloupis G. 1269,1279
Hoek E. 1767
Hus J. 856

J

Jacobshagen V. 1636
Jimeno D. 263

K

Kafetsis G. 1347
Kalaitzidis S. 334
Kalogeras I. 1371,1406
Kamberis E. 578
Kantiranis N. 89,320
Karagianni E.E. 1529
Karakaisis G. 1379,1422,1432,1482,1490
Karakitsios V. 578,846
Karantonis G. 1412,1509
Kassoli-Fournaraki A. 80,254,263
Katagas C. 97,474
Kavouras C.N. 2094

Keheyan Y. 226
Kekelidze N. 226
Kementzetzidou K. 1379
Kemeridou A. 792
Kerestedjian T. 424
Kershaw S. 1925
Kilias A. 1316,1598
Kiratzi A. 1379,1412,1509
Kleb B. 1932
Kloos R.M. 482
Kokkalas S. 1643,1706
Koletti L. 846
Kondopoulou D. 1308,1316
Konstantinidis E. 1716
Kontakiotis G. 782
Kontogianni V.A. 1918
Kontopoulos N. 607,689,717,864
Koroneos A. 113,568,597,615
Kostakioti A. 1643
Koukouvelas I.K. 1716
Kourouzidis M. 1422,1432,1671
Koutoupes S. 1412,1509
Krohe A. 558

L

Ladas I. 1652
Lagios E. 913
Lampropoulou P.G. 97
Lapenna V. 1298
Latoussakis I. 1379
Lekkas E. 904
Lekkas S. 1608,1662,1679
Livaditis G. 856
Lykoudi E. 1084

M

Makris J. 1279,1298,1441
Makropoulos C. 1422,1432,1499
Maniatis Y. 192
Manutsoglu E. 856
Marabini F. 1093
Marica S. 103,108
Mariolakos D. 1146
Mariolakos I. 856,1146,1652
Marketos G. 1406
Markopoulos T. 72,856
Marnelis F. 578
Maroukian H. 1154
Matarangas D. 1636
Mauritsch H.J. 1129
Melfos V. 1164
Michael C. 416
Michailidis K. 182
Migiros G. 919
Milovanovic D. 552,615
Mladenova V. 424
Moisidi M. 1279,1441
Mposkos E. 542,558

N

Nassopoulou S. 856
Nikolintaga I. 1441
Notsu K. 1356

O

Orfanogiannaki K. 1451
Orozco M. 1598

P

Paepe R. 856
Pahoula M. 938
Panagiotopoulos D.G. 1482,1519
Panopoulou G. 1362,1371
Panou A. 1412,1457,1467
Papadopoulos G. 1362,1371,1389,1451,1477
Papadopoulou L. 568
Papadopoulou M. 1519
Papaioannou Ch. 1457
Papaioannou I. 1477
Papakonstantinou C.M. 327
Papanikolaou D.J. 1688
Papastefanou C. 113
Papastergios G. 254,263
Papazachos B. 1422,1432,1482,1490
Papazachos C. 1396,1457,1467,1482,1490,1529
Papoulis D. 130,474
Parcharidis I. 904, 913,919,938
Pavlides S. 1477
Pavlidou S. 113
Perdikatsis V. 121,542
Pérez A.C. 1371
Pinarelli L. 1173
Piper W.D.J. 725
Pirli M. 1499
Pirlis E. 938
Piteros Ch. 1154
Pomoni-Papaioannou F. 578,699
Pomonis P. 587
Popov K. 406
Poulos S. 919,1103
Poutoukis D. 192
Proedrou P. 327
Psimoulis P.A. 1918
Psomiadis Em. 919
Psycharis V. 121

R

Rahl J. 1626
Repouskou E. 72
Resimić-Šarić K. 597

Rondoyanni Th. 1671
Roumanis M. 1918
Roumelioti Z. 1379,1412,1509

S

Sabot V. 856
Sachpazi M. 1371
Sakellariou N. 72
Sakkas V. 913
Saltas V. 1298
Sargsyan H. 226
Savvaidis A. 1412,1509,1519
Savvaidis P. 1412,1509
Scholger R. 1129,1194
Schwarzbauer J. 254
Scordilis E. 1379,1396,1482,1490,1529
Sfeikos A. 1918
Siavalas G. 334
Sikalidis C. 80,182
Skias S. 1932
Skourtsos E.N. 1662,1679
Soldatos T. 568
Soren Jessen 2002
Sotiriadis A. 1509
Soto J.I. 1598
Soukis K. 1608,1688
Soupios P. 1441
Squires C. 89
Sreckovic-Batocanin D. 615
Stamatakis M. 89
Stavrakas I. 1925
Stefanova M. 342
Stefouli M. 928
Stiros S.C. 1697,1918
Stonham J. 1269,1279
Stoulos S. 113
Stoykova K. 836,864
Stratou M. 1519
Stylianidis K. 1467
Styllas M. 1077

T

Telesca L. 1298
Tesch Ch. 482
Theodoridis Y. 1406
Theodulidis N. 1412,1467,1509
Torok A. 1932
Tranos M.D 1598
Triantafyllidis P. 1697
Triantis D. 1279,1925
Trontsios G. 182
Tsaparas N. 772,782
Tsikos H. 846
Tsikouras B. 534, 587,607
Tsirambides A. 80,708
Tsolis-Katagas P. 130,474
Tsombos P. 928
Tsompanidou E. 334
Tsonev D. 406
Tsourlos P. 1262,1289
Tzanis A. 1347
Tzavidopoulos E. 192
Tziavos I.N. 1412,1509

V

Vakalas I. 534,607,689,717,836,864
Vallianatos F. 1269,1279,1298,1441,1925
Vamvakaris D.A. 1529
Van Breugel Y. 846
Van Overloop E.S. 856
Varti-Mataranga M. 725
Vasiliadis C. 1262
Vaskovic N. 615
Vavelides M. 113
Verrios S. 1706
Voltaggio M. 1064
Voulgaris N. 938,1499

W

Watzl V. 140

X

Xeidakis G.S. 1932
Xypolias P. 1643

Y

Yeritsyan H. 226
Yfantis V. 1077

Z

Zambetakis-Lekkas A. 792
Zananiri I. 1308,1316
Zelilidis A. 534,607,689,699,717,836,864
Zovoili E. 1716
Zygouri V. 1706

ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΕΠΙΜΕΛΗΤΗΡΙΟ ΕΛΛΑΔΑΣ
ΒΕΝΙΖΕΛΟΥ 64 - 546 31 ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
ΤΗΛ.: 2310.278.81708, 2310.236.379, FAX: 2310.236.308
E-MAIL: info@geotee.gr, http://www.geotee.gr

ISSN 0438-9557