
ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΤΑ
ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ ΒΟΛΒΗΣ
(ΜΥΓΔΟΝΙΑ – Κ. ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ), ΩΡΩΠΟΥ –
ΑΥΛΩΝΑ – ΚΑΠΑΡΕΛΛΙΟΥ (ΑΤΤΙΚΗ –
ΒΟΙΩΤΙΑ – ΣΤΕΡΕΑ ΕΛΛΑΔΑ)

Τελική Έκθεση

Ερευνητικό έργο χρηματοδοτούμενο από τον Οργανισμό
Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας
(Σύμβαση 27 / 53 874 / 20-11-00)

Επιστημονικώς Υπεύθυνος: Καθηγητής Σπύρος Παυλίδης

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, ΙΟΥΝΙΟΣ 2003

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	4
2	ΛΕΚΑΝΗ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ	5
2.1	Γεωλογία της περιοχής	5
2.1.1	Σερβομακεδονική μάζα	5
2.1.2	Περιοδοτική Ζώνη	6
2.1.3	Μεταλλικά ιζήματα	6
2.2	Τεκτονική της περιοχής	8
2.3	Προηγούμενη παλαιοσεισμολογική έρευνα	8
2.4	Μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά	10
2.5	Πρόσφατη σεισμικότητα	12
2.5.1	Σεισμοί μέχρι τον 20 ^ο αιώνα	12
2.5.2	Ο σεισμός της Ασσήρου (1902)	12
2.5.3	Ο σεισμός του Στίβου (1978)	14
2.6	Ψηφιακά μοντέλα της ρηξιγενούς ζώνης	14
2.6.1	Ψηφιακά μοντέλα περιοχής Γερακαρούς	15
2.6.2	Ψηφιακά μοντέλα περιοχής Στίβου	19
2.7	Παλαιοσεισμολογική έρευνα στην περιοχή Γερακαρούς	20
2.7.1	Παλαιοσεισμολογική τομή GER-4	26
2.7.2	Παλαιοσεισμολογική τομή GER-5	32
2.8	Παλαιοσεισμολογική έρευνα στην περιοχή Στίβου	36
2.8.1	Παλαιοσεισμολογική τομή STI-2	37
2.8.2	Παλαιοσεισμολογική τομή STI-3	38
3	ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ ΩΡΩΠΟΥ – ΑΥΛΩΝΑ – ΚΑΠΑΡΕΛΙΟΥ	40
3.1	Γεωλογία της περιοχής μελέτης	40
3.1.1	Γεωλογική τοποθέτηση	40
3.1.2	Λιθοστρωματογραφία της περιοχής Καπαρελλίου	44
3.2	Σεισμικότητα της περιοχής μελέτης	44
3.2.1	Κατανομή της σεισμικότητας	44
3.2.2	Ιστορικοί σεισμοί στην περιοχή Θηβών – Βοιωτίας	45
3.3	Γεωμορφολογία της Α. Στερεάς Ελλάδας (Βοιωτία)	48
3.4	Σύνταξη νεοτεκτονικού χάρτη Αττικο-Βοιωτίας από φωτοερμηνεία γεωμετρικά διορθωμένης, παγχρωματικής δορυφορικής εικόνας	49
3.4.1	Γενικά	49
3.4.2	Μεθοδολογία	50
3.4.3	Κριτήρια νεοτεκτονικής φωτοερμηνείας	51
3.4.4	Αποτελέσματα	54
3.5	Παλαιοσεισμολογική έρευνα στο ρήγμα του Καπαρελλίου	56
3.5.1	Παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ – 1	58

3.5.2	Παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ – 2	60
3.5.3	Παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ – 3	60
4	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	63
4.1	Αποτελέσματα έργου	63
4.2	Γενικό συμπέρασμα της χρησιμότητας της Παλαιοσεισμολογίας προς χρήση του ΟΑΣΠ.....	64
5	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	66
6	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ.....	71

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η έκθεση αυτή συνοψίζει τα αποτελέσματα του ερευνητικού έργου «Παλαιοσεισμολογική έρευνα στα ενεργά ρήγματα της Βόλβης (Μυγδονία - Κ. Μακεδονία), Ωρωπού - Αυλώνα - Καπαρελλίου (Αττική - Βοιωτία – Στερεά Ελλάδα)» το οποίο χρηματοδοτήθηκε από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (Σύμβαση 27 / 53 874 / 20-11-00) και είχε διάρκεια από το 2001 έως το 2003. Τα μέλη της ερευνητικής ομάδας ήταν:

Επιστημονικώς Υπεύθυνος Καθηγητής Σπύρος Παυλίδης¹

Μέλη Ερευνητικής Ομάδας Ιωάννης Κουκουβέλας², Επ. Καθηγητής
Λεωνίδα Σταματόπουλος², Επ. Καθηγητής
Γεράσιμος³ Παπαδόπουλος, Διευθυντής Ερευνών
Αλέξανδρος Χατζηπέτρος¹, Δρ. Γεωλογίας
Αθανάσιος Γκανάς³, Ερευνητής Δ΄
Σωτήριος Κοκκάλας², Λέκτορας
Ιωάννης Τσόδουλος², Υπ. Δρ. Γεωλογίας
Αρετή Πλέσσα, Γεωλόγος Msc
Όλγα Μουρουζίδου¹, Γεωλόγος MSc
Χρύσα Γκουντρομίχου⁴, Γεωλόγος MSc
Δημήτρης Κεραμυδάς¹, Μεταπτυχιακός Φοιτητής
Σωτήρης Σμπόρας¹, Μεταπτυχιακός Φοιτητής
Αννα Καραγιαννίδου¹, Φοιτήτρια
Σωτήριος Βαλκανιώτης¹, Φοιτητής
Σπύρος¹ Παπαϊωάννου, Φοιτητής

Αντικείμενο του έργου ήταν κυρίως η διεξαγωγή παλαιοσεισμολογικής έρευνας σε δύο επιλεγμένες ενεργές ρηξιγενείς ζώνες της Ελλάδας (Μυγδονία λεκάνη και η ρηξιγενή ζώνη Ωρωπού – Αυλώνα – Καπαρελλίου), οι οποίες συνδέονται με ισχυρούς πρόσφατους σεισμούς, με στόχο την κατανόηση της σεισμικής συμπεριφοράς των συγκεκριμένων ρηγμάτων κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν.

Στα επόμενα κεφάλαια παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα της έρευνας για τις συγκεκριμένες περιοχές με την αντίστοιχη γεωλογική-βιβλιογραφική εισαγωγή τους, καθώς επίσης και η σύνθεση των νέων με παλαιότερα αποτελέσματα για τις ίδιες περιοχές.

¹ Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

² Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών.

³ Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών.

⁴ Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας.

2 ΛΕΚΑΝΗ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ

Στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου πραγματοποιήθηκε μελέτη των σεισμικά ενεργών ρηγμάτων Γερακαρούς-Στίβου της περιοχής της λεκάνης της Μυγδονίας που βρίσκεται Α-ΑΒΑ από την πόλη της Θεσσαλονίκης.

Η εξέλιξη της Μυγδονίας λεκάνης ξεκίνησε κατά το Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο, οπότε και έγινε η δημιουργία της Προμυγδονίας λεκάνης (*Ψιλοβίκος 1977*) η οποία περιελάμβανε ολόκληρη την περιοχή της σημερινής Μυγδονίας λεκάνης, καθώς και τις υπολεκάνες του Ζαγκλιβερίου και της Μαραθούσας. Η ιζηματογένεση κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου σε αυτές τις λεκάνες προκάλεσε την απόθεση των ιζημάτων της Προμυγδονιακής ομάδας. Τα κύρια ρήγματα που οριοθετούν την Προμυγδονία λεκάνη είναι το Α – Δ παράταξης ρήγμα του Σοχού στα βόρεια, καθώς και τα ΒΔ - ΝΑ ρήγματα νότια του Ζαγκλιβερίου και των Δουμπιών. Στη συνέχεια, κατά την εφελκυστική φάση του κατώτερου Πλειστοκαίνου δημιουργήθηκαν νέα κανονικά ρήγματα διαφόρων παρατάξεων που διαμόρφωσαν καινούριες υπολεκάνες μέσα στις ήδη προϋπάρχουσες (λεκάνες Μυγδονίας, Μαραθούσας, Ζαγκλιβερίου και Βρωμολιμνών). Η αντίστοιχη ιζηματογένεση σε αυτές τις λεκάνες δημιούργησε το Μυγδονιακό σύστημα.

Η Λεκάνη της Μυγδονίας ανήκει στις μικρότερες λεκάνες-τάφροι που αναπτύχθηκαν σε μία διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στο Τεταρτογενές, μία διεύθυνση που μαρτυρεί την επικράτηση ενός εφελκυστικού πεδίου με ΒΒΔ-ΝΝΑ τάσεις. Τα περιθωριακά ρήγματα του τεκτονικού βυθίσματος, τα οποία οριοθετούν την λεκάνη θεωρούνται σεισμικά ενεργά και η μελέτη τους θα βοηθούσε στην κατανόηση της ενεργού δράσης αυτών των ρηγμάτων.

2.1 Γεωλογία της περιοχής

Το τεκτονικό βύθισμα της Μυγδονίας γεωλογικά βρίσκεται στα όρια της Σερβομακεδονικής μάζας με την Περιοδοτική ζώνη. Στη συνέχεια θα δοθούν σε συντομία τα κυριότερα χαρακτηριστικά των δύο αυτών γεωλογικών ενοτήτων.

2.1.1 Σερβομακεδονική μάζα

Τα πετρώματα της Σερβομακεδονικής αποτελούνται από μεταμορφωμένο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, το οποίο έχει διαχωρισθεί σε δύο σειρές (*Kockel and Walther, 1968*): την κατώτερη σειρά Κερδυλλίων και την ανώτερη σειρά Βερτίσκου.

- ❖ Η **σειρά των Κερδυλλίων** είναι η κατώτερη σειρά της Σερβομακεδονικής και παρουσιάζει μία γενική διεύθυνση ΒΒΔ - ΝΝΑ. Συναντάται σε πολύ μικρό μέρος της λεκάνης της Μυγδονίας, στο ανατολικό της όριο. Η λιθοστρωματογραφία της σειράς αποτελείται από τους εξής ορίζοντες (από τους βαθύτερους προς τους ανώτερους): βιοιτιτικοί γνεύσιοι, κατώτερος ορίζοντας μαρμάρου, βιοιτιτικός γνεύσιος, ενδιάμεσος ορίζοντας μαρμάρου, βιοιτιτικός γνεύσιος, ανώτερος ορίζοντας μαρμάρου.
- ❖ Η **σειρά του Βερτίσκου** είναι η ανώτερη σειρά της Σερβομακεδονικής μάζας και έχει διεύθυνση επίσης ΒΒΔ - ΝΝΑ φτάνει μέχρι τα σύνορα της Ελλάδας με τη Βουλγαρία και των Σκοπιών και επεκτείνεται και στο έδαφος των δύο αυτών χωρών. Αποτελεί την κυριότερη σειρά πετρωμάτων, μαζί με τους σχηματισμούς της Περιοδοτικής ζώνης, επάνω στην οποία αναπτύσσεται η Μυγδονία λεκάνη. Η λιθοστρωματογραφική στήλη της σειράς αποτελείται από τους εξής σχηματι-

σμούς: διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι, διμαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι-γρανatoύχοι, μάρμαρα, βιοιπικοί γνεύσιοι, αμφιβολίτες και άλλα μεταβασικά πετρώματα.

2.1.2 Περιοδοτική Ζώνη

Η Περιοδοτική ζώνη καταλαμβάνει γεωγραφικά το δυτικό τμήμα της Λεκάνης της Μυγδονίας. Πρόκειται για μία ακολουθία πετρωμάτων που εκτείνεται από το ΝΔ άκρο της Χερσονήσου της Σιθωνίας μέχρι τη λεκάνη του Αξιού με γενική διεύθυνση ΒΔ - ΝΑ. Με βάση τις νεώτερες απόψεις, τρεις ενότητες έχουν δομούν την Περιοδοτική ζώνη από τα ανατολικά προς τα δυτικά: Ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά, Ενότητα Μελισσοχωρίου - Χολομώντα και Ενότητα Ασπρης Βρύσης – Χορτιάτη.

- ❖ Η **Ενότητα Ντεβέ Κοράν** αποτελείται από το: Σχηματισμός Εξαμιλίου, την ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά και την ανθρακική σειρά.
- ❖ Η **Ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα** περιλαμβάνει ανθρακικά πετρώματα και το «φλύσχη της Σβούλας».
- ❖ Η **Ενότητα Ασπρης Βρύσης – Χορτιάτη** αποτελείται από μετακλαστικά και ανθρακικά ιζήματα, καθώς και ιζήματα βαθιάς θάλασσας.

2.1.3 Μεταλτικά ιζήματα

Μετά την Αλπική ορογένεση και ειδικότερα από το Α. Μειόκαινο, η λεκάνη της Μυγδονίας πληρώθηκε με νεώτερα ιζήματα, που αντιπροσωπεύουν τα μεταλτικά ιζήματα της λεκάνης. Τα ιζήματα αυτά αποτελούν τις αποθέσεις του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς. Η στρωματογραφία και η λιθολογική τους σύσταση τους σύσταση διακρίνεται σε δύο ομάδες την Προμυγδονιακή και τη Μυγδονιακή ομάδα (*Ψιλοβίκος, 1977*). Η στρωματογραφία των ιζημάτων αυτών περιγράφεται παρακάτω.

2.1.3.1 Προμυγδονιακή Ομάδα

Η προμυγδονιακή ομάδα αποτέθηκε στα όρια της Προμυγδονίας λεκάνης κατά το Νεογενές. Τα κυριότερα χαρακτηριστικά των αποθέσεων αυτών δίνονται παρακάτω (*Ψιλοβίκος 1977, Psilovikos and Sotiriadis 1983*):

- ❖ **Κροκαλοπαγή:** Το κατώτερο μέλος της Προμυγδονιακής ομάδας αποτελείται από συνεκτικά κροκαλοπαγή βάσης τα οποία επικάθονται ασύμφωνα επάνω στο υπόβαθρο. Το πάχος τους ποικίλλει από 2 έως 10 m. Αποτελούνται από αποστρογγυλωμένες κροκάλες με σημαντική παρουσία αδρόκοκκης άμμου. Έχουν πιθανή ποταμοχειμάρρεια προέλευση.
- ❖ **Ψαμμίτες:** Αποτέθηκαν σε συμφωνία με τα κροκαλοπαγή. Έχουν διασταυρωτή στρώση και αποτελούνται από μεσόκοκκη έως αδρόκοκκη άμμο με ανθρακικό συνδετικό υλικό, ή από πολύ αδρόκοκκη άμμο με πυριτικό συνδετικό υλικό. Περιλαμβάνουν επίσης αργιλικούς φακούς, καθώς και τεμάχια του υποβάθρου. Τα ψαμμιτικά σώματα που διαχωρίζονται από τις διασταυρωτές στρώσεις μπορεί να φτάσουν και τα 80m σε πάχος. Αποτέθηκαν από παλαιότερα με τη μορφή κυρίως αλλουβιακών ριπιδίων στις εξόδους τους προς τη λίμνη της Προμυγδονίας λεκάνης.
- ❖ **Αργιλοψαμμιτικά ιζήματα:** Αποτέθηκαν κατά το Πόντιο σύμφωνα επάνω από τους ψαμμίτες και αποτελούνται από ρυθμίτες μικρού πάχους (έως 1 m). Η δομή των ρυθμιτών αυτών περιλαμβάνει τα εξής στρώματα, από το κατώτερο προς το

ανώτερο: ένα μαζώδες στρώμα γκρίζας αργίλου και ιλύος, λεπτές εναλλαγές αμμόδους αργίλων και άμμων, ένα στρώμα άμμου και χαλίκων. Στα όρια των ρυθμιτών αυτών παρατηρούνται επιφάνειες ασυμφωνίας που δείχνουν την έναρξη ενός νέου κύκλου απόθεσης. Το πάχος των ιλυοαμμωδών ιζημάτων υπερβαίνει τα 100 m. Είναι ποταμολιμναία - λιμναία ιζήματα με έντονη την επίδραση των κλιματικών συνθηκών.

- ❖ **Ερυθροστρώματα:** Αποτελούνται από κροκαλοπαγή, άμμο και άργιλο με χαρακτηριστικό ερυθρό χρώμα και διασταυρωτή στρώση. Το πάχος της ενότητας μεταβαίνει από τα 45 m στα περιθώρια σε περισσότερο από 100 m στο κέντρο της λεκάνης. Η απόθεση των ερυθροστρωμάτων ξεκίνησε κατά το Ανώτερο Πλειόκαινο και συνεχίστηκε μέχρι το τέλος του Βιλλαφράγκιου. Οι αποθέσεις αυτές είναι γνωστές και ως «**Σχηματισμός Γερακαρούς**» (*Sakellariou et al. 1979, Koufos et al., 1995*). Η απόθεση τους σχετίζεται με θερμό ημίξηρο κλίμα και με πλούσια πανίδα σπονδυλωτών (*Psilovikos and Syrides 1984, Psilovikos et al. 1987*).
- ❖ **Σχηματισμός Πλατανοχωρίου:** Επάνω από το σχηματισμό Γερακαρούς διαχωρίστηκε ο «Σχηματισμός Πλατανοχωρίου». Βρίσκεται υπολειμματικά σε κορυφές λόφων στην περιοχή του Πλατανοχωρίου (υπολεκάνη Μαραθούσας). Αποτελείται από λιμναία αργιλικά ιζήματα και ασβεστόλιθους. Η απόθεση τους οφείλεται στη δημιουργία μικρών λιμνών με ήρεμο περιβάλλον. Η παλαιοντολογική μελέτη του σχηματισμού προσδιορίζει μία ηλικία Ανωτάτου Βιλλαφράγκιου - Κατώτερου Μπιχάριου (*Koufos et al., 1992*).

2.1.3.2 Μυγδονιακή ομάδα

Η Μυγδονιακή ομάδα αποτελείται από υλικά που αποτέθηκαν επάνω από τα ερυθροστρώματα κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς. Συναντάται σε όλες τις υπολεκάνες της Προμυγδονίας. Στην περιοχή της Μυγδονίας υπολεκάνης, συναντάται στους εξής δύο τύπους:

- ❖ **Ποταμολιμναία και δελταϊκά ιζήματα:** Βρίσκονται στα περιθώρια της λεκάνης και αποτελούνται από κροκαλοπαγή, χαλίκια, άμμο και άργιλο. Αποτέθηκαν από ρέματα και χείμαρρους στις όχθες της Μυγδονίας λίμνης.
- ❖ **Λιμναία ιζήματα:** Βρίσκονται στο κέντρο της λεκάνης και αποτελούνται από λεπτοστρωματώδεις αποθέσεις λεπτόκοκκης άμμου, αργίλου και ιλύος. Είναι ενδεικτικά ήρεμου λιμναίου περιβάλλοντος.

Κατά θέσεις τα ανώτερα μέλη της Μυγδονιακής ομάδας καλύπτονται από τραβερίνες οι οποίοι σήμερα σώζονται υπολειμματικά σε διάφορα σημεία της λεκάνης (Λουτρά Βόλβης, Απολλωνία, Νυμφόπετρα κ.α.). Η προέλευση τους αποδίδεται στη δράση θερμών πηγών στην περιοχή κατά τη διάρκεια του Ανωτέρου Πλειστοκαίνου – Ολοκαίνου.

2.1.3.3 Ολοκαινικές αποθέσεις

Οι νεώτερες αποθέσεις στη λεκάνη της Μυγδονίας αποτελούνται από ποταμοχειμμάρια, στα περιθώρια, και λιμναία στο κέντρο της λεκάνης, ιζήματα. Η σύσταση τους είναι παρόμοια με αυτή που περιγράφηκε για τις αντίστοιχες αποθέσεις της Μυγδονιακής ομάδας. Συναντώνται επίσης αλλουβιακά ριπίδια και πλευρικά κορήματα στα περιθώρια της λεκάνης.

2.2 Τεκτονική της περιοχής

Η τεκτονική δομή του Βορείου Αιγαίου είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη, καθώς επηρεάζεται τόσο από την προς τα δυτικά προέκταση του μεγάλου δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας που ελέγχει την κίνηση της Τουρκίας, όσο και από τον εφελκυσμό που οφείλεται στη χαλάρωση των τάσεων πίσω από το Ελληνικό τόξο, όπου η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική. Τα κύρια ρήγματα στην περιοχή μελέτης (Μυγδονία λεκάνη) είναι διακριτά στο ύπαιθρο από τη γεωμορφολογική τους εικόνα. Το σύστημα ρηγμάτων της Μυγδονίας φαίνεται ότι συνδέεται με το αντίστοιχο της Ανατολικής Χαλκιδικής (ρήγματα Στρατωνίου και Γοματίου) μέσω «τυφλών» ρηξιγενών ζωνών, ρηγμάτων δηλαδή που δεν εκδηλώνονται στην επιφάνεια (*Pavlidis and Kilias, 1987*).

Η εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής του Βορείου Αιγαίου, σύμφωνα με νεοτεκτονικές παρατηρήσεις σε ολόκληρη την περιοχή, μπορεί να διαχωριστεί σε τρεις περιόδους:

- ❖ **Μέσο(;) - Άνω Μειόκαινο:** Κατά την περίοδο αυτή ο χώρος της Λεκάνης της Μυγδονίας δεν δεχόταν την επίδραση του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας (*Dewey et al., 1986*). Για την περίοδο αυτή έχει διαπιστωθεί ότι ο μέσος εφελκυσμός είχε διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ (*Mercier et al., 1987*), ενώ τα ΒΑ-ΝΔ ρήγματα στην περιοχή ήταν κυρίως κανονικά με μικρή αριστερόστροφη συνιστώσα (*Lyberis, 1984*).
- ❖ **Πλειόκαινο - Κατώτερο Πλειστόκαινο:** Η επίδραση του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας, το οποίο άρχισε να επηρεάζει την περιοχή, διαμόρφωσε τον εφελκυστικό άξονα σ_3 σε μία ΒΑ -ΝΔ διεύθυνση. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων ΒΔ - ΝΑ παράταξης, καθώς και την επαναδραστηριοποίηση παλαιότερων (*Mercier et al., 1987, 1989*).
- ❖ **Μέσο Πλειστόκαινο – Σήμερα:** Το ενεργό τεκτονικό πεδίο στη ευρύτερη περιοχή μελέτης είναι Β - Ν με μικρές αποκλίσεις από ΒΒΑ - ΝΝΔ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ (*Voidomatis et al., 1987*). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων Α - Δ παράταξης που είναι αυτά τα οποία είναι κυρίως ενεργά σήμερα. Ενεργά είναι επίσης και ρήγματα άλλων παρατάξεων, που ευρισκόμενα υπό την επήρεια αυτού του πεδίου παρουσιάζουν συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης. Το εφελκυστικό αυτό πεδίο στην περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας επιβεβαιώθηκε και κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1978, όπου στις επιφανειακές διαρρήξεις το διάνυσμα ολίσθησης (slip vector) έδειξε διεύθυνση εφελκυσμού Β - Ν.

2.3 Προηγούμενη παλαιοσεισμολογική έρευνα

Η περιοχή του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας αποτελεί την πρώτη περίπτωση στην Ελλάδα όπου έγινε ανασκαφή παλαιοσεισμολογικών τομών. Συγκεκριμένα, μελετήθηκαν συνολικά έξι τομές (4 τεχνητές και 2 φυσικές) κατά τη διάρκεια των ετών από το 1993 έως και το 1996 (*Χατζηπέτρος, 1998*). Τα αποτελέσματα κάθε παλαιοσεισμολογικής τομής αναφέρονται σε συντομία παρακάτω:

- ❖ **Παλαιοσεισμολογική τομή GER-1 (Γερακαρού):** Η πρώτη παλαιοσεισμολογική τομή κατασκευάστηκε ανατολικά της Γερακαρούς. Μετά τον καθαρισμό της τομής και την αποτύπωσή σύμφωνα πάντα με τις βασικές αρχές και μεθόδους της Παλαιοσεισμολογίας εντοπίστηκε μία ρηξιγενής ζώνη που αποτελείται από μία μεταπτωτική ρηξιγενή επιφάνεια με παράταξη ΒΑ-ΝΔ και κλίση 65° έως 74° προς τα ΒΔ. Στην καταγραφή της τομής είναι φανερό ότι το ίδιο ρήγμα προκάλεσε τρεις παλαιοσεισμούς με άλματα συγκρίσιμα ή ελαφρά μεγαλύτερα από αυτό του 1978 στην περιοχή. Μετά τη χρονολόγηση επιλεγμένων δειγμάτων παλαιοεδαφών στα εργαστήρια του Ινστιτούτου Γεωλογίας του Πεκίνου (Κίνα), φάνηκε ότι υπάρχει

μία σταθερή περίοδος επανάληψης των παλαιοσεισμολογικών γεγονότων, ίση με 7.200 έτη για το συγκεκριμένο ρήγμα, η οποία θεωρείται πολύ χαμηλή με βάση τα γεωλογικά, σεισμολογικά, γεωδαιτικά κ.α. στοιχεία που συνηγορούν σε υψηλή ενεργότητα.

- ❖ **Παλαιοσεισμολογική τομή GER - 2 (Γερακαρού):** Η παλαιοσεισμολογική τομή GER – 2 κατασκευάστηκε περί τα 35 m ανατολικά της τομής GER – 1. Μετά την ανασκαφή και την καταγραφή του δυτικού της τοιχώματος προέκυψε η μικροστρωματογραφία της τομής καθώς και μία μοναδική τεκτονική δομή, ένα μικρό ρήγμα το οποίο μετατοπίζει το παλαιοέδαφος κατά 10 cm. Το άλμα αυτό συμφωνεί με αυτό του σεισμού του 1978, και αφού πρόκειται για το νεώτερο γεγονός στο ρήγμα, αποδόθηκε στην πρόσφατη σεισμική διάρρηξη. Η έλλειψη ικανού αριθμού τεκτονικών στοιχείων δεν έκανε εφικτή την εξαγωγή ποσοτικών συμπερασμάτων σχετικά με την παλαιοσεισμολογική ιστορία στη θέση αυτής.
- ❖ **Φυσική παλαιοσεισμολογική τομή GER-3 (Γερακαρού):** Στο δυτικό όριο του οικισμού της Γερακαρούς παρατηρήθηκε στο οδόστρωμα της εθνικής οδού μία παραμόρφωση της ασφάλτου από το καλοκαίρι του 1995 έως σήμερα με την μορφή *en echelon* μικρών διαρρήξεων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, οι οποίες με την πάροδο λίγων μηνών εξελίχθηκαν σε ανοικτές ρωγμές με μετάπτωση του ΒΑ τέμαχους. Λόγω της ύπαρξης ενός παρόμοιου φαινομένου στην κεντρική διασταύρωση της εισόδου του χωριού με την εθνική οδό, η οποία ταυτίζεται με το σεισμικό ρήγμα του 1978, έγινε η υπόθεση ότι και αυτή η παραμόρφωση θα πρέπει να σχετίζεται με τον ερπυσμό κάποιου ενεργού ρήγματος. Πράγματι, η ύπαρξη του ανιχνεύτηκε στις φυσικές τομές που αποκαλύπτονται στα τοιχώματα του παρακείμενου ρέματος. Είναι χαρακτηριστικό ότι το ρήγμα αυτό ήταν άγνωστο, αφού δεν ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας του 1978. Στην θέση αυτή παρατηρήθηκε μία σειρά στρωμάτων τα οποία ήταν παραμορφωμένα τόσο από ρήγματα της ρηξιγενούς ζώνης που προαναφέρθηκε, όσο η και από κάμψη λόγω της δράσης των ρηγμάτων.
- ❖ **Φυσική παλαιοσεισμολογική τομή ΝΙΚ-1 (Νικομηδινό):** Η παλαιοσεισμολογική τομή αυτή βρίσκεται νότια του χωριού Νικομηδινού, στο πρηνές ακριβώς στα όρια του χωριού. Πρόκειται για μία φυσική τομή η οποία διαμορφώθηκε με τεχνητά μέσα, έτσι ώστε να είναι ορατές οι λεπτομέρειες της. Η αποτύπωση της τομής έδωσε την στρωματογραφία της τομής που περιελάμβανε υλικά του σχηματισμού της Γερακαρούς στο μεγαλύτερο της μέρος, ενώ τα Ολοκαινικά πλευρικά κορήματα βρίσκονται στο άνω βόρειο της τμήμα. Η μεγάλη ηλικία των στρωμάτων στη θέση αυτή δεν βοήθησε στην εξαγωγή παλαιοσεισμολογικών συμπερασμάτων. Το πιο χαρακτηριστικό στοιχείο που παρατηρήθηκε ήταν ένα σύστημα καθαρά εφελκυστικών διακλάσεων παράλληλων με την κύρια ρηξιγενή ζώνη, η οποία σε αυτή τη θέση έχει παράταξη Α-Δ. Οι διακλάσεις αυτές συνδέονται άμεσα με τη δράση του κυρίως ρήγματος.
- ❖ **Παλαιοσεισμολογική τομή STI-1 (Στίβος):** Η κατασκευή αυτής της τομής έγινε κατά τη διάρκεια του Μαΐου 1996. Βρίσκεται στη δυτική είσοδο του χωριού Στίβος, δίπλα στο ποδοσφαιρικό γήπεδο του οικισμού. Η επιλογή της θέσης έγινε επειδή ο Στίβος βρίσκεται στο ανατολικό όριο του τμήματος Νικομηδινού - Στίβου του ενεργού ρήγματος, και επομένως η δραστηριότητα του σε αυτό το σημείο αναμένεται να είναι μικρότερη. Επίσης, πρόκειται για κομβικό σημείο στο οποίο συγκλίνουν τα τρία τμήματα που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1978, δηλαδή τα τμήματα Νικομηδινό - Στίβος (ΒΑ - ΝΔ παράταξη), - Στίβος (ΒΔ - ΝΑ παράταξη) και Στίβος - Λουτρά Βόλβης (ΑΒΑ - ΔΝΔ παράταξη). Επιπρόσθετα, η τοποθέτηση της τομής έγινε στο σημείο όπου αλλάζει η μορφολογική κλίση του εδάφους. Η θέση της τομής βρίσκεται σε μικρή απόσταση από το ρέμα που διέρ-

χεται από τις δυτικές παρυφές του οικισμού, αυξάνοντας έτσι τις πιθανότητες να βρεθεί χρονολογήσιμο υλικό σε αυτή. Μετά τον καθαρισμό της και την αποτύπωση της τομής, παρατηρήθηκε περίπου στο μέσο της μία ρηξιγενής ζώνη η οποία αποτελείται από αρκετούς (έως και 7) κλάδους που μετατοπίζουν τα κατώτερα στρώματα. Εκτός από το σεισμό του 1978, παρατηρήθηκε και ένα επιπρόσθετο άλμα στο ρήγμα, το οποίο συνδέθηκε με έναν παλαιότερο σεισμό. Με βάση την χρονολόγηση των στρωμάτων που επηρεάζονται από το ρήγμα, με την μέθοδο της θερμοφωταύγειας, το κατώτερο χρονικό όριο του σεισμού αυτού είναι τα 15.300 ± 1.200 έτη BP ενώ ως ανώτερο τα 4.400 ± 360 έτη BP.

- ❖ **Παλαιοσεισμολογική τομή LVL-1 (Λουτρά Βόλβης):** Η παλαιοσεισμολογική τομή LVL-1 κατασκευάστηκε στη θέση των λουτρών Μεγάλου Αλεξάνδρου στη νότια όχθη της λίμνης Βόλβης. Η επιλογή της θέσης έγινε γιατί στο σημείο αυτό υπάρχει ένα πρηνές παράταξης Α-Δ το οποίο συνδέεται με τις θερμές πηγές και τους τραβερτίνες που παρατηρούνται σε μία γραμμική διάταξη παράλληλη με το πρηνές. Μετά τον καθαρισμό της τομής και την αποτύπωση του δυτικού τοιχώματος της τομής έγινε σαφές ότι δεν υπήρχαν παραμορφώσεις στα στρώματα και συνεπώς από την τομή δεν μπόρεσαν να διατυπωθούν κάποια παλαιοσεισμολογικά συμπεράσματα.

2.4 Μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά

Η μορφοτεκτονική ανάλυση μίας περιοχής στην οποία επιδρούν ρήγματα μπορεί να δώσει στοιχεία σχετικά με το βαθμό δραστηριότητας των ρηγμάτων αυτών, αν έχουν δηλαδή δραστηριοποιηθεί στο πρόσφατο ή στο απώτερο γεωλογικό παρελθόν.

Στην περιοχή μελέτης εφαρμόστηκαν στο παρελθόν δύο μέθοδοι μορφοτεκτονικής ανάλυσης (Χατζηπέτρος, 1998). Η πρώτη αφορά την ποσοτικοποίηση κάποιων παραμέτρων (ύψους και μέγιστης γωνίας κλίσης) των ρηξιγενών πρηνών με σκοπό τη συσχέτισή τους, ενώ η δεύτερη αφορά την περιγραφή διαφόρων δομών κατά μήκος των περιθωριακών ρηγμάτων. Παρακάτω περιγράφονται σε συντομία τα κυριότερα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά των ενεργών ρηγμάτων της λεκάνης της Μυγδονίας.

- ❖ **Ρηξιγενή πρηνή:** τα ρηξιγενή πρηνή του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης μελετήθηκαν με τη βοήθεια λεπτομερών τοπογραφικών μηκοτομών εγκάρσια στην παράταξη τους. Παρατηρήθηκαν πρηνή όλων των κατηγοριών, δηλαδή απλά, πολλαπλά και σύνθετα πρηνή. Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν πρηνή μικρού ύψους, τα οποία είναι δυνατό να δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια ενός γεγονότος. Κάτι τέτοιο ωστόσο δεν είναι δυνατό να υποστηριχθεί με βεβαιότητα, αφού δεν υπάρχουν προς σύγκριση άλλα παραδείγματα σεισμών στην περιοχή μελέτης. Τα πολλαπλά πρηνή αποτελούσαν την πλειοψηφία των μετρηθέντων πρηνών.

Η προβολή των παραπάνω δεδομένων σε ημιλογαριθμικό διάγραμμα ύψους - γωνίας κλίσης προέκυψαν συγκεντρώσεις σε τρεις ομάδες οι οποίες αντιστοιχούν σε πρηνή που σχηματίστηκαν σε διαφορετικά υλικά και είναι διαφορετικής ηλικίας. Οι τρεις ομάδες που διαχωρίστηκαν είναι:

- **Ομάδα Α:** Αποτελείται από πρηνή που σχηματίστηκαν στο υπόβαθρο. Είναι πρηνή με μεγάλη γωνία κλίσης και μεγάλο ύψος. Από τη γεωλογική έρευνα είναι φανερό ότι αποτελούν τα παλαιότερα ρήγματα, αυτά που συνετέλεσαν στο σχηματισμό Προμυγδονίας λεκάνης. Υπάρχουν βέβαια ενδείξεις, κυρίως από το σεισμό του 1978, ότι τα ρήγματα αυτά είναι ακόμη ενεργά.

-
- **Ομάδα Β:** Στην ομάδα αυτή ανήκουν τα πρηνή των νεώτερων περιθωριακών ρηγμάτων που δημιούργησαν τη Μυγδονία λεκάνη. Η ηλικία τους, είναι νεώτερη του Μέσου Πλειστοκαίνου, και όπως αποδείχθηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1978, εξακολουθούν να είναι ενεργά.
 - **Ομάδα Γ:** Εδώ κατατάσσονται πρηνή μικρού ύψους που επηρεάζουν τα ιζήματα τόσο της Προμυγδονιακής, όσο και της Μυγδονίας Ομάδας. Παρά το ότι το υλικό που παραμορφώνουν έχει τις ίδιες φυσικές ιδιότητες με αυτό της προηγούμενης ομάδας, παρουσιάζονται με σημαντικά μεγαλύτερη γωνία κλίσης. Το ύψος τους δείχνει ότι τα πρηνή αυτής της ομάδας δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια λίγων σεισμικών γεγονότων.
 - ❖ **Μορφοτεκτονικές δομές:** Η περιοχή του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης παρουσιάζει έντονα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά που συνδέονται με τη δραστηριότητα των ενεργών ρηγμάτων. Τα χαρακτηριστικά αυτά μπορούν να συνοψιστούν ως εξής:
 - **Έντονη κατά βάθος διάβρωση:** Τα ρέματα και οι χείμαρροι σε ολόκληρο το νότιο περιθώριο της λεκάνης έχουν γενικά φορά ροής από νότο βορρά. Χαρακτηρίζονται από βαθιές κοιλάδες σχήματος V στις περιοχές πίσω από τα νεότερα περιθωριακά ρήγματα, ενώ στη συνέχεια τους προς την περιοχή των λιμνών, που αποτελούν και το βασικό τους επίπεδο, η κοίτη τους εξομαλύνεται. Η έντονη κατά βάθος διάβρωση υποδηλώνει σχετικά πρόσφατη πτώση του βασικού επιπέδου. Στην περίπτωση της Μυγδονίας η πτώση του βασικού επιπέδου θα πρέπει να συνδεθεί με την πλέον πρόσφατη δραστηριότητα των περιθωριακών ρηγμάτων.
 - **Χαμηλός βαθμός δαντέλωσης:** Στα ρήγματα που οριοθετούν το νότιο περιθώριο της Μυγδονίας λεκάνης και στο κομμάτι μεταξύ των χωριών Βασιλούδι και Στίβος, όπου και εφαρμόστηκε η μέθοδος, έγινε η μέτρηση των μεγεθών που αναφέρθηκαν παραπάνω σε χάρτες κλίμακας 1:50.000. Η δαντέλωση στο κομμάτι αυτό ήταν της τάξης του 1,3 - 1,5, που θεωρείται ενδεικτική ενεργών ρηγμάτων.
 - **Απότομες αλλαγές στη γωνία κλίσης των ρεμάτων:** Ένας άλλος γεωμορφολογικός δείκτης ρηξιγενούς δραστηριότητας είναι η μορφή του πυθμένα της κοίτης των ρεμάτων. Τα ρέματα αποτελούν μία από τις πιο ευμετάβλητες γεωμορφολογικές δομές που επηρεάζονται από έστω και μικρές αλλαγές. Οι αλλαγές αυτές μπορεί να είναι είτε μεταβολή του βασικού επιπέδου, είτε δημιουργία ενός ρήγματος κατά μήκος της κοίτης του ρέματος.

Η μορφοτεκτονική ανάλυση των ρηξιγενών πρηνών του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης έδειξε ότι υπάρχει γενικά καλή συσχέτιση μεταξύ του ύψους τους και της μέγιστης γωνίας κλίσης τους, επιβεβαιώνοντας έτσι τα μοντέλα που αναπτύχθηκαν για τη διάβρωση των ρηξιγενών πρηνών βασισμένα σε στοιχεία από άλλες περιοχές του κόσμου. Άλλα γεωμορφολογικά στοιχεία επίσης που επίσης παρατηρήθηκαν και συνδέθηκαν με τη δράση των ρηγμάτων, συμφωνούν με τις γεωλογικές και σεισμολογικές περι ενεργών ρηγμάτων.

Με βάση τα όσα αναφέρθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια φαίνεται ότι η Μυγδονία λεκάνη αποτελεί μία ιδιαίτερα πολύπλοκη περιοχή όσον αφορά την τεκτονική της δομή και τη συμπεριφορά των ρηγμάτων αυτών στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν.

Ο ρυθμός ολίσθησης που υπολογίστηκε από παλαιοσεισμολογικά δεδομένα ποικίλλει σημαντικά σε διάφορες θέσεις της λεκάνης. Αυτό οφείλεται στο χαρακτήρα της λεκά-

νης που είναι πολυρηγματωμένου (multifractured) τύπου όπως έχει δείξει η γεωλογική παρατήρηση. Για μία ενδεχόμενη εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου στην περιοχή, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ο μεγαλύτερος ρυθμός ολίσθησης (0,7 mm/yr).

Το μέγεθος των σεισμών που προκάλεσαν τις μετατοπίσεις που ανιχνεύθηκαν στις παλαιοσεισμολογικές τομές φαίνεται πως είναι της τάξης με-του σεισμού του 1978, κρίνοντας από τη σύγκριση της μετατόπισης που προκάλεσε αυτός ο σεισμός με τις μετρηθείσες μετατοπίσεις ανά παλαιογεγονός.

2.5 Πρόσφατη σεισμικότητα

2.5.1 Σεισμοί μέχρι τον 20^ο αιώνα

Σε ιστορικά αρχεία σώζονται πληροφορίες για πέντε ισχυρούς σεισμούς που έπληξαν την πόλη της Θεσσαλονίκης και το πιθανότερο επίκεντρο τους εντοπίζεται στο γεωγραφικό χώρο της λεκάνης της Μυγδονίας (συνοπτική περιγραφή από (Παπαζάχος & Παπαζάχου 1989, Παπαζάχος Β. και Κ. Παπαζάχου 2002, Hoernes, 1902). Αυτοί είναι:

- ❖ **620 (VIII, M = 6,6)**. Κατά τη διάρκεια του σεισμού αυτού καταστράφηκαν ή έπαθαν ζημιές πολλά Ρωμαϊκά μνημεία της πόλης (Ροτόντα, Αγορά, κ.τ.λ.). Κατέρρευσαν επίσης και τμήματα των τειχών της πόλης (Βακαλόπουλος, 1983).
- ❖ **667 (VIII, M = 6,6)**. Ο σεισμός αυτός συνέβη κατά τη διάρκεια πολιορκίας της πόλης της Θεσσαλονίκης. Τα τείχη της πόλης υπέστησαν σημαντικές ζημιές (Λέτσας, 1963).
- ❖ **700 (VIII, M = 6,6)**. Παρουσίασε μακρά σεισμική ακολουθία που κράτησε πολλές ημέρες, κατά τη διάρκεια της οποίας καταστράφηκε από πυρκαγιά ο ναός του Αγίου Δημητρίου. Αναφέρεται ότι οι κάτοικοι της Θεσσαλονίκης εγκατέλειψαν τα σπίτια τους και διέμεναν στην ύπαιθρο (Λέτσας, 1963).
- ❖ **1430 (VII, M = 6,5)**. Ο σεισμός αυτός, που συνέβη στις 26 Φεβρουαρίου, προκάλεσε αρκετές ζημιές στην πόλη της Θεσσαλονίκης. Έγινε κατά τη διάρκεια της πολιορκίας της από το Μουράτ (Μέρτζιος, 1947). Και σε αυτή την περίπτωση η προσεισμική ακολουθία είχε αρχίσει πολύ καιρό πριν από το κύριο γεγονός.
- ❖ **1759 (IX, M = 6,5)**. Είναι ίσως ο καταστρεπτικότερος σεισμός με επίκεντρο τη λεκάνη της Μυγδονίας που έπληξε τη Θεσσαλονίκη. Πρόκειται για μία ιδιαίτερα βίαιη σεισμική ακολουθία με ισχυρούς σεισμούς στις 22 και 29 Ιουνίου. Η έντονη δραστηριότητα διατηρήθηκε μέχρι το Σεπτέμβριο ή Οκτώβριο του ίδιου έτους (Perrey 1848, Svoronos 1951), αλλά η μετασεισμική δραστηριότητα με μικρότερης έντασης γεγονότα διήρκεσε συνολικά για τρία χρόνια. Ο σεισμός προκάλεσε μεγάλες καταστροφές και σε συνδυασμό με μία μεγάλη πυρκαγιά που ακολούθησε, ερήμωσε την πόλη. Τα ερείπια καταπλάκωσαν πολλούς ανθρώπους, των οποίων ο θάνατος έγινε αιτία για τη δημιουργία επιδημιών. Οι κάτοικοι εγκατέλειψαν τη Θεσσαλονίκη και δεν επέστρεψαν παρά δύο χρόνια μετά την καταστροφή. Αναφέρθηκε επίσης η δημιουργία επιφανειακών διαρρήξεων σε πολλά σημεία της περιοχής.

2.5.2 Ο σεισμός της Ασσήρου (1902)

Ο σεισμός της Ασσήρου έγινε στις 5 Ιουλίου 1902, και είχε ένταση MM = IX και μέγεθος M = 6,6 (κύρια δεδομένα από μετάφραση του Hoernes 1902). Όπως και σε πολ-

λους από τους σεισμούς που προαναφέρθηκαν, παρατηρήθηκε μακρά προσεισμική περίοδος που κράτησε τρεις μήνες, ενώ η μετασεισμική δραστηριότητα διήρκεσε έως τον επόμενο χειμώνα. Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού παρατηρήθηκαν σε πολλούς οικισμούς της περιοχής, και συγκεκριμένα (*Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989,2002*) :

- ❖ **Άσσηρος:** Λόγω της κακής κατασκευής των οικιών του χωριού η καταστροφή ήταν ολική. Κατέρρευσαν 100 κτίσματα (ποσοστό 46% επί του συνολικού αριθμού), ενώ τα υπόλοιπα 118 σπίτια του χωριού (ποσοστό 54%) κατέστησαν ακατοίκητα. Παρατηρήθηκαν επίσης επιφανειακές διαρρήξεις και φαινόμενα ρευστοποίησης.
- ❖ **Λαγκαδάς:** Δημιουργήθηκαν ζημιές σε μεγάλο αριθμό κτισμάτων, καθώς και φαινόμενα ρευστοποίησης στη θέση των θερμών λουτρών.
- ❖ **Άγιος Βασίλειος:** Σημαντικές ζημιές και καταρρεύσεις κτισμάτων.
- ❖ **Θεσσαλονίκη:** Πολλά κτίσματα έπαθαν ζημιές, και ο πληθυσμός της πόλης εγκατέλειψε τα καταλύματα του και διανυκτέρευσε επί αρκετό διάστημα στην ύπαιθρο. Αναφέρθηκε υπόκωφος θόρυβος πριν από τη δόνηση.

Όπως φαίνεται από την κατανομή των ζημιών και των μακροσεισμικών εντάσεων (*Hoernes 1902, Critikos 1932*), η δόνηση έγινε περισσότερο αισθητή σε μία περιοχή με διεύθυνση ΒΔ - ΝΑ. Η διεύθυνση αυτή συμπίπτει με τη γενική τοποθέτηση της Σερβομακεδονικής γεωτεκτονικής ζώνης, και της αντίστοιχης υπολεκάνης Λαγκαδά. Οι αναφορές για επιφανειακές διαρρήξεις καθώς και η θέση του επικέντρου οδηγούν στην υπόθεση ότι ο σεισμός πιθανόν να οφείλεται στη δράση του ρήγματος του Σοχού, παράταξης Α - Δ, η δυτική προέκταση του οποίου τοποθετείται νότια της Ασσήρου. Η άποψη αυτή όμως φαίνεται ότι δεν ισχύει για τους ακόλουθους λόγους (*Χατζηπέτρος, 1998*):

- ❖ Το μεγάλο μέγεθος του σεισμού (6,6) δε συμφωνεί με μία τέτοια τοποθέτηση, αφού σεισμοί τέτοιας τάξης μεγέθους δεν είναι δυνατό να δημιουργηθούν στα άκρα ρηγμάτων (segments) όπως στην προκειμένη περίπτωση, αλλά στην κεντρική τους περιοχή, σύμφωνα με τα διάφορα μοντέλα ρηξιγενούς δραστηριότητας που έχουν μέχρι τώρα προταθεί.
- ❖ Η διάταξη της πλειόσειστης περιοχής με βάση το χάρτη ισόσειστων καμπυλών (*Papazachos et al., 1982*) δεν είναι σε συμφωνία με τη γενική παρατήρηση σε άλλους σεισμούς ότι αυτή ακολουθεί την παράταξη του σεισμογόνου ρήγματος.
- ❖ Η προς τα δυτικά προέκταση του ρήγματος του Σοχού δεν είναι ορατή, σύμφωνα με στοιχεία υπαίθρου, ήδη υπαρχόντων γεωλογικών χαρτών, καθώς και με αεροφωτογραφιών της περιοχής. Οι εξηγήσεις γι αυτό μπορεί να είναι:
 - Η προέκταση προς τα δυτικά του ρήγματος αυτού δεν υπάρχει.
 - Η προέκταση υπάρχει, αλλά δεν είναι ορατή στις συγκεκριμένες διαθέσιμες θέσεις παρατήρησης.
 - Η προέκταση του ρήγματος υπάρχει, αλλά καλύπτεται από νεότερα ιζήματα και έτσι δε φτάνει στην επιφάνεια. Στην περίπτωση αυτή όμως δεν μπορεί να υποστηριχθεί ότι το ρήγμα είχε πρόσφατη δραστηριότητα.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις ως σεισμογόνο ρήγμα της συγκεκριμένης ακολουθίας θα πρέπει να θεωρείται το ΒΔ - ΝΑ παράταξης ρήγμα που οριοθετεί τις παρυφές τις λεκάνης στην περιοχή Α και ΒΑ του Λαγκαδά. Η σεισμική δράση εξάλλου ρηγματών τέτοιας παράταξης διαπιστώθηκε και στο σεισμό του 1978. Η δράση του συγκεκριμένου ρήγματος, ή κάποιου άλλου με παράταξη παράλληλη με αυτό, δικαιολογεί την κατανομή των ζημιών, καθώς και τις περιοχές όπου εμφανίστηκαν επιφανειακές εκδηλώσεις κατά τη διάρκεια του σεισμού (Άσσηρος και Λαγκαδάς).

Ο σεισμός της Ασσήρου έχει μεγάλη σημασία για τη σεισμική ιστορία της περιοχής, καθώς πρόκειται για τον πρώτο σεισμό στον παρόντα αιώνα στη Μυγδονία λεκάνη, και τον ένα από τους δύο σεισμούς στο ίδιο χρονικό διάστημα για τους οποίους αναφέρονται επιφανειακές διαρρήξεις.

2.5.3 Ο σεισμός του Στίβου (1978)

Η σεισμική ακολουθία του 1978 αποτελεί ένα πολύ σημαντικό γεγονός όχι μόνο για την περιοχή, αλλά και εν γένει για την εξέλιξη των σχετικών επιστημών στον Ελληνικό χώρο, αφού για πρώτη φορά στη σύγχρονη μεταπολεμική ιστορία της χώρας ένα μεγάλο σεισμικό γεγονός έπληξε άμεσα μία μεγάλη σύγχρονη Ελληνική πόλη, όπως η Θεσσαλονίκη. Οι επιπτώσεις του σεισμού αυτού ήταν πολύ μεγάλες, τόσο από οικονομική, όσο και από την κοινωνική πλευρά του προβλήματος (Papazachos and Carydis 1983). Χρησιμοποιώντας ως βάση την πολύπλευρη μελέτη αυτού του σεισμού από πολλούς ερευνητές διαφορετικών ειδικοτήτων, μελετήθηκαν αργότερα και οι άλλοι μεγάλοι σεισμοί στην Ελλάδα.

Οι τρεις μεγαλύτερες δονήσεις έγιναν στις **23 Μαΐου**, **20 Ιουνίου** και **4 Ιουλίου**. Η σεισμική ακολουθία αποτελούταν από δύο κύριες διακριτές ακολουθίες.

Οι μηχανισμοί γένεσης της σεισμικής ακολουθίας δείχνουν ότι το ρήγμα που δραστηριοποιήθηκε είχε Α - Δ έως ΑΒΑ - ΔΝΔ παράταξη με μετάπτωση του βορείου τεμάχους ως προς το νότιο (Papazachos et al. 1980, Soufleris et al. 1981, Barker and Langston 1981, Carver and Bolinger 1981), ενώ το μέσο εστιακό βάθος των γεγονότων της σεισμικής ακολουθίας ήταν από 7 έως 11 km.

2.6 Ψηφιακά μοντέλα της ρηξιγενούς ζώνης

Στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου, πραγματοποιήθηκε ψηφιακή μορφοτεκτονική ανάλυση ως βασική προϋπόθεση για την παλαιοσεισμολογική έρευνα που ακολούθησε και κατασκευάστηκε το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM – Digital Elevation Models) για τις περιοχές Γερακαρούς και Στίβου.

Παρακάτω περιγράφονται τα βασικά στάδια της δημιουργίας αυτών των τρισδιάστατων μοντέλων:

- ❖ Στο πρώτο στάδιο πραγματοποιείται σάρωση του αναλογικού χάρτη και μετατροπή του σε ψηφιακό. Με την χρήση του σαρωτή, το ασπρόμαυρο φύλλο του τοπογραφικού χάρτη της περιοχής στην επιθυμητή κλίμακα σαρώνεται με ανάλυση 300dpi και πλήθος χρωμάτων 2, δηλαδή 1 bit.
- ❖ Στη συνέχεια γίνεται εισαγωγή του χάρτη στον υπολογιστή στον οποίο είναι εγκατεστημένο το λογισμικό πρόγραμμα της γεωγραφικής βάσης δεδομένων (**ArcInfo™ Workstation 8.1**).

-
- ❖ Το επόμενο βήμα είναι η προβολή του χάρτη σε γεωγραφικές συντεταγμένες **UTM (Universal Transverse Mercator)**. Για τη διαδικασία της προβολής ακολουθούνται τα κατάλληλα βήματα, τα οποία καθορίζονται από το λογισμικό πρόγραμμα της χωρικής βάσης δεδομένων. Με το πέρας αυτής της διαδικασίας ο χάρτης έχει πλέον γεωαναφερθεί στις πραγματικές γεωγραφικές συντεταγμένες.
 - ❖ Το επόμενο βήμα αφορά την ψηφιοποίηση του τοπογραφικού χάρτη της περιοχής προκειμένου να δημιουργηθεί μία γεωγραφική βάση δεδομένων με βάση την τοπογραφία της περιοχής. Ψηφιοποιούνται τόσο οι κύριες όσο και οι δευτερεύουσες ισοϋψείς του χάρτη δίνοντας σε κάθε ισούψη το υψόμετρο που της αντιστοιχεί.
 - ❖ Εν συνεχεία δομείται η τοπολογία των αρχείων, προκειμένου να πραγματοποιηθεί τόσο η διόρθωση λαθών (π.χ. διαδοχικές γραμμές ισοϋψών ίσου υψομέτρου που δεν ενώνονται ή που τέμνονται), όσο και ενημέρωση της βάσης δεδομένων.
 - ❖ Τέλος, με τη βοήθεια του **3D Analyst (επέκταση του ArcInfo™ Workstation 8.1)** όπως επίσης και την εφαρμογή του παραπάνω βοηθητικού προγράμματος **ArcScene** δημιουργούνται τα τρισδιάστατα μοντέλα τύπου TIN. Τα TINs αντιπροσωπεύουν επιφάνειες, οι οποίες δημιουργούνται από σημεία μη ομοιόμορφα καταμελημένα που συνδέονται προκειμένου να δημιουργήσουν ένα δίκτυο από τρίγωνα όπου ως ύψος τριγώνου λαμβάνεται το υψόμετρο κάθε ισούψους.

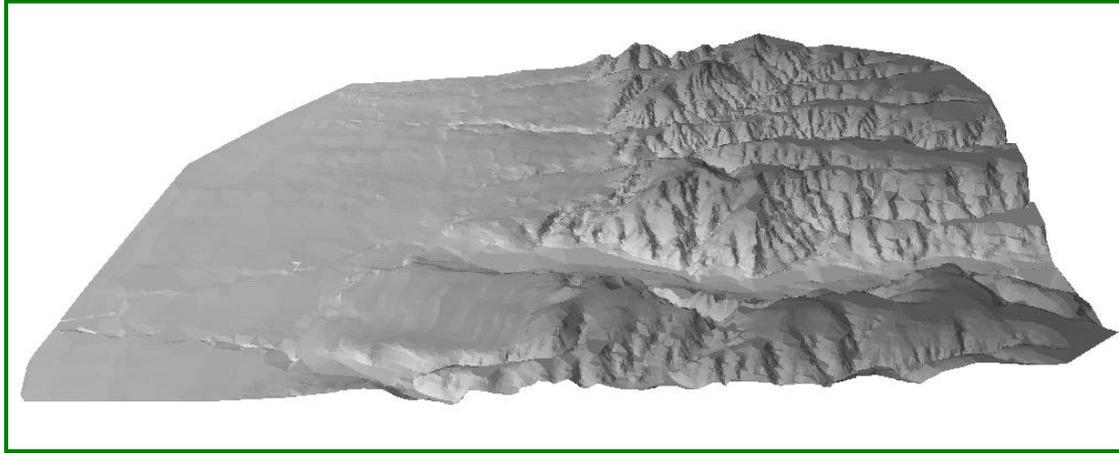
Για την κατασκευή των ψηφιακών μοντέλων εδάφους χρησιμοποιήθηκαν λεπτομερή τοπογραφικά διαγράμματα της Γ.Υ.Σ. κλίμακας 1:5.000, τα οποία ψηφιοποιήθηκαν χρησιμοποιώντας τη διαδικασία που αναφέρθηκε. Τα ψηφιοποιηθέντα δεδομένα περιλαμβάνουν:

- ❖ Κύριες (20 m) και δευτερεύουσες (4 m) ισοϋψείς, καθώς και άλλα τοπογραφικά υψομετρικά στοιχεία.
- ❖ Οδικό δίκτυο, το οποίο ταξινομήθηκε σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με τη σπουδαιότητά του (εθνική οδός, ασφαλτόστρωτοι δρόμοι, αγροτικές οδοί).
- ❖ Ενεργά ρήγματα χαρτογραφημένα κατά τη διάρκεια προηγούμενων ερευνών.

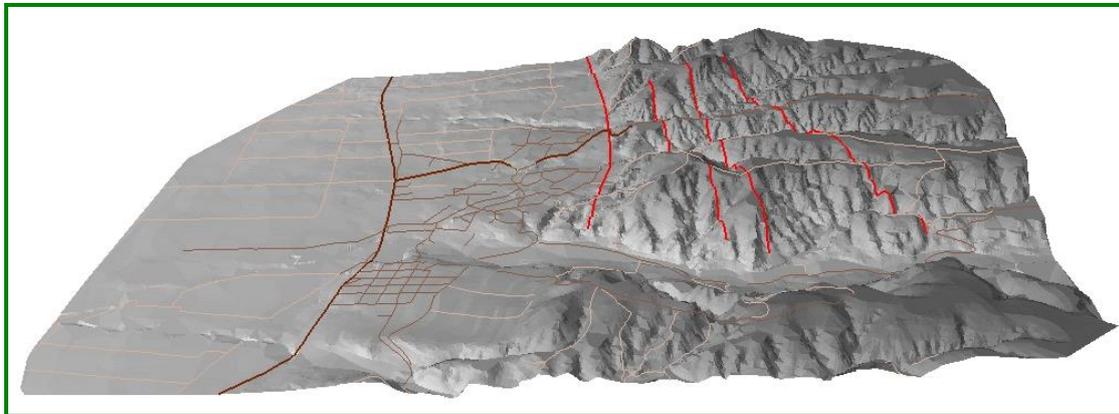
Με βάση τα παραπάνω, κατασκευάστηκαν διάφορες τρισδιάστατες όψεις των περιοχών μελέτης, με στόχο την ανάδειξη της σημασίας της μορφολογίας και της σχέσης της με τη σεισμικά ενεργό τεκτονική ζώνη του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης. Οι επόμενες παράγραφοι δίνουν μερικά παραδείγματα από τα ψηφιακά μοντέλα που κατασκευάστηκαν για τις περιοχές Γερακαρούς και Στίβου.

2.6.1 Ψηφιακά μοντέλα περιοχής Γερακαρούς

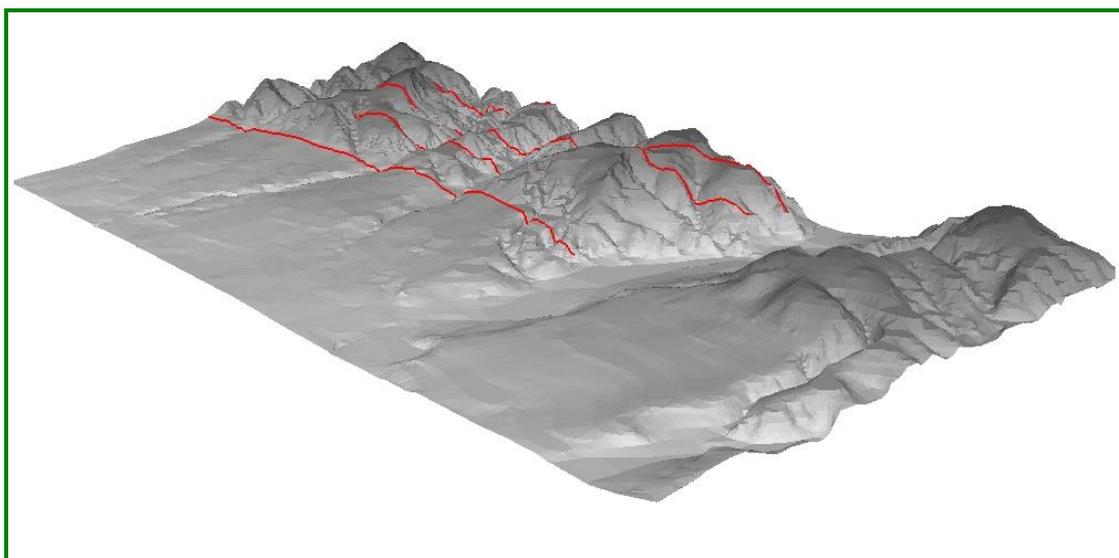
Παρακάτω παρουσιάζονται ορισμένες όψεις των ψηφιακών μοντέλων εδάφους για την περιοχή της Γερακαρούς σε διόγκωση 1:2.



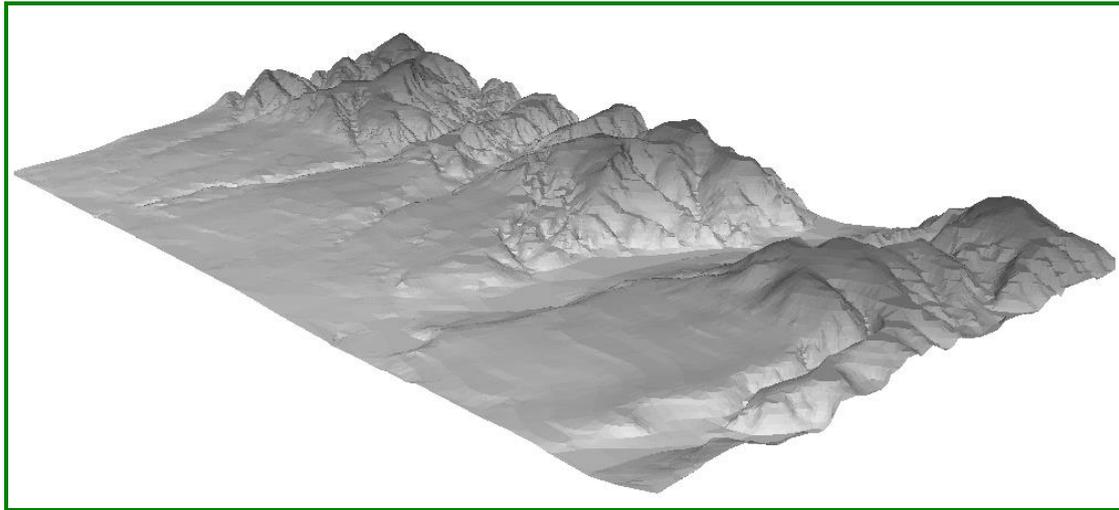
Εικόνα 2-1. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Όψη προς τα Α.



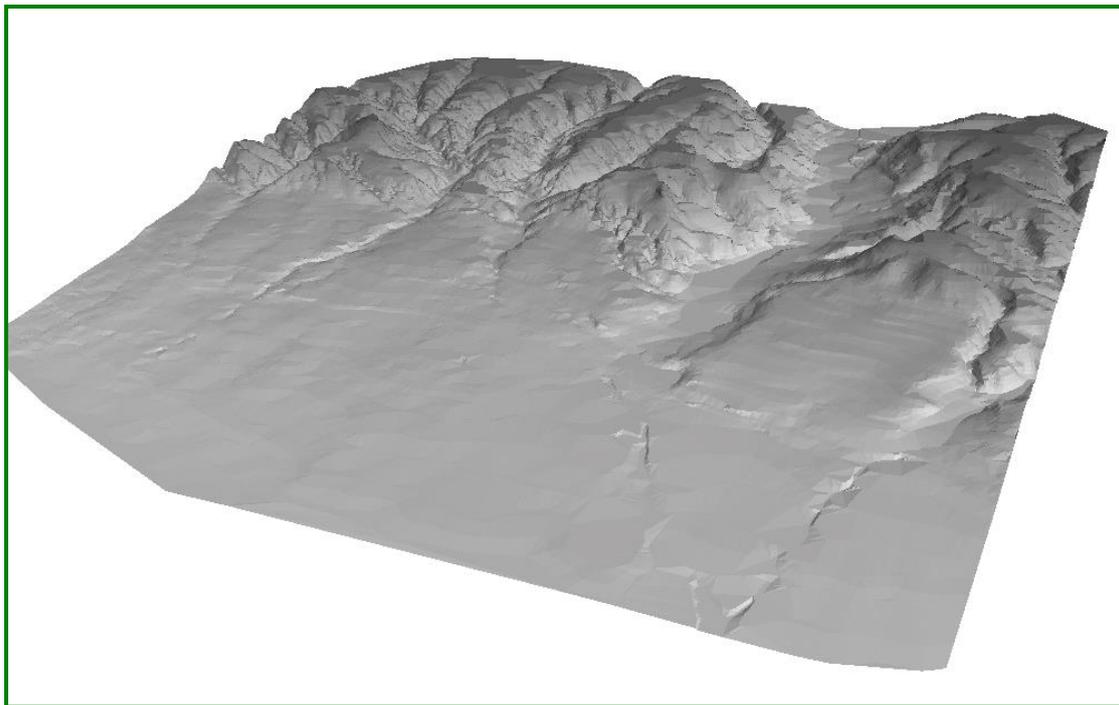
Εικόνα 2-2. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Διακρίνονται τα χαρτογραφημένα κανονικά ρήγματα (κόκκινες γραμμές) και το οδικό δίκτυο. Όψη προς τα Α.



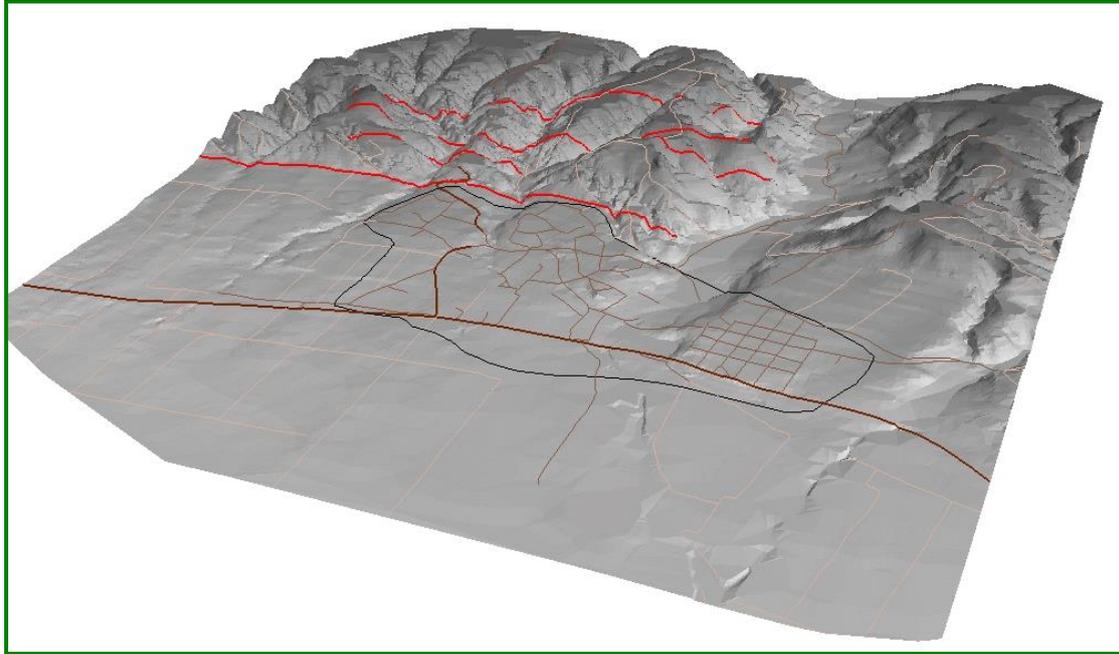
Εικόνα 2-3. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Διακρίνονται τα χαρτογραφημένα κανονικά ρήγματα (κόκκινες γραμμές). Όψη προς τα ΝΑ.



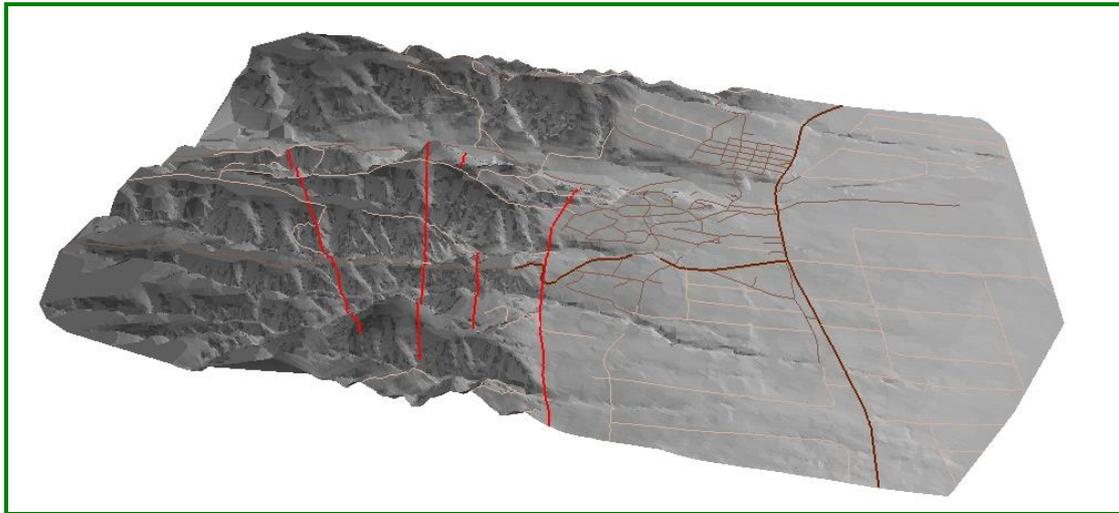
Εικόνα 2-4. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Όψη προς τα ΝΑ.



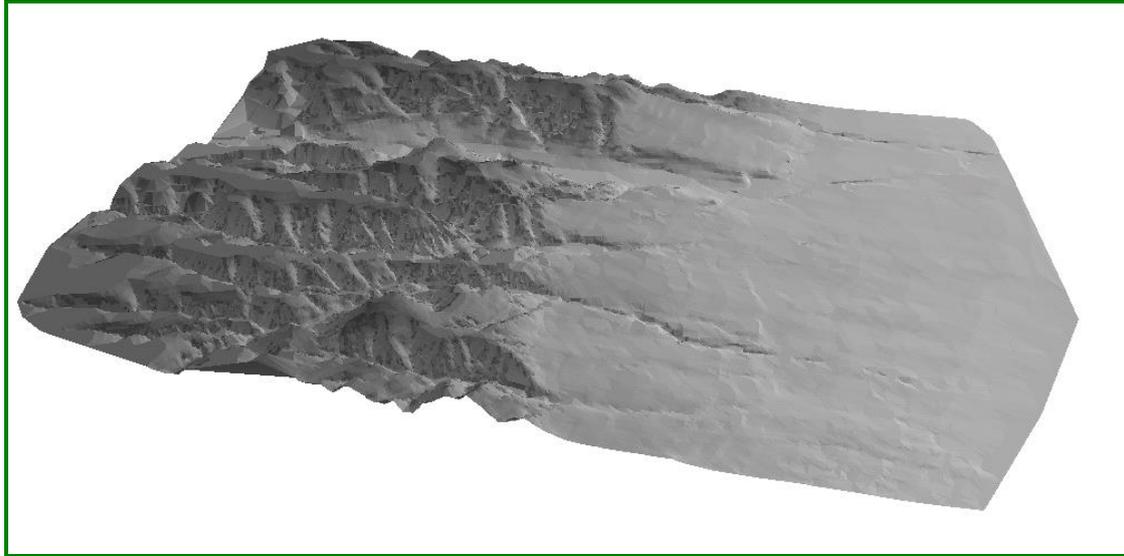
Εικόνα 2-5. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Όψη προς τα ΝΝΑ.



Εικόνα 2-6. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Διακρίνονται τα χαρτογραφημένα κανονικά ρήγματα (κόκκινες γραμμές) και το οδικό δίκτυο. Όψη προς τα ΝΝΑ.



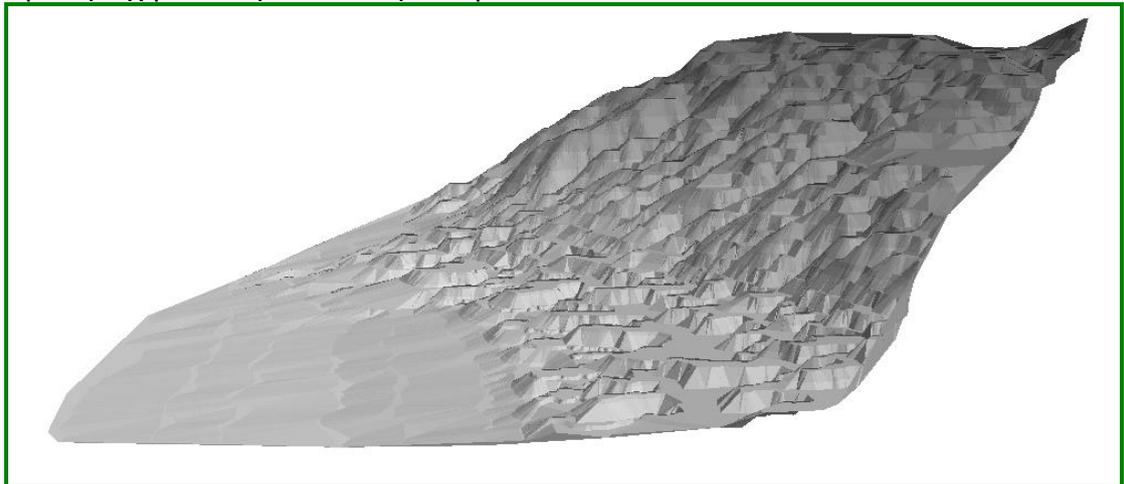
Εικόνα 2-7. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Διακρίνονται τα χαρτογραφημένα κανονικά ρήγματα (κόκκινες γραμμές) και το οδικό δίκτυο. Όψη προς τα Δ.



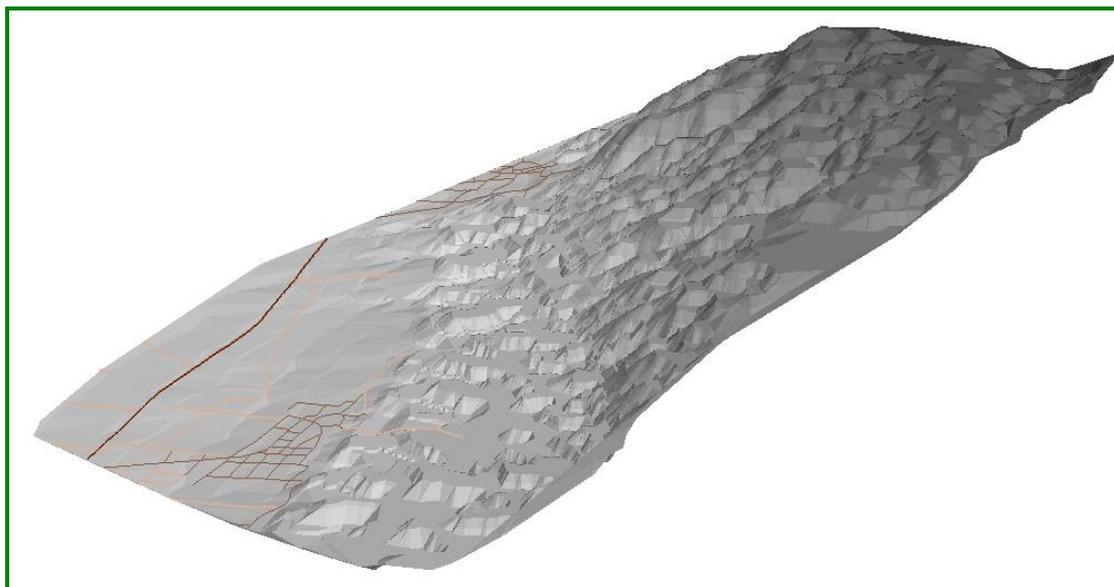
Εικόνα 2-8. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή της Γερακαρούς. Όψη προς τα Δ.

2.6.2 Ψηφιακά μοντέλα περιοχής Στίβου

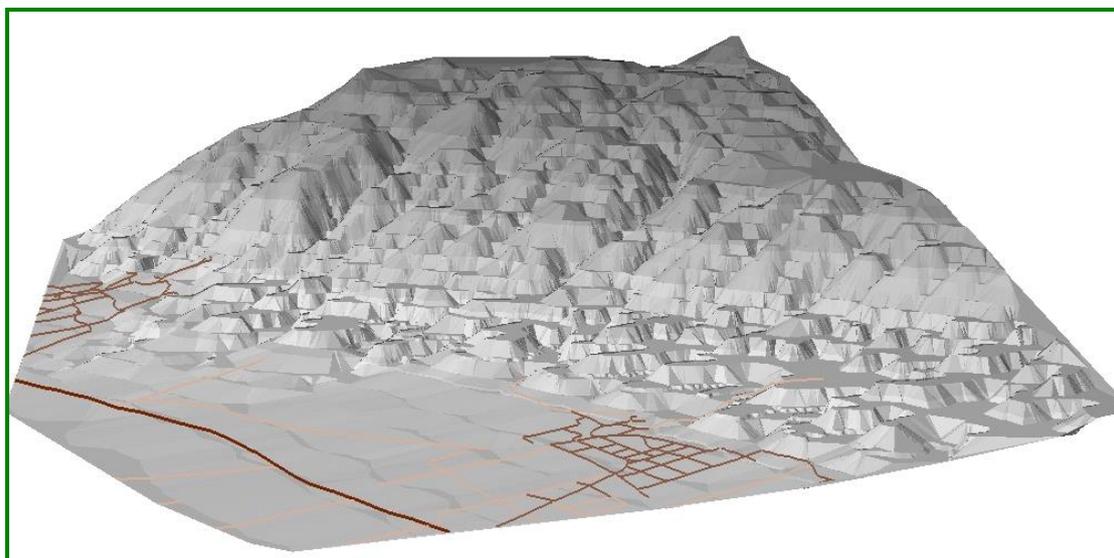
Παρακάτω παρουσιάζονται ορισμένες όψεις των ψηφιακών μοντέλων εδάφους για την περιοχή του Στίβου σε διόγκωση 1:2.



Εικόνα 2-9. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή του Στίβου. Όψη προς τα Α.



Εικόνα 2-10 Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή του Στίβου. Διακρίνεται το οδικό δίκτυο. Όψη προς τα ΒΑ.



Εικόνα 2-11. Τρισδιάστατη υπερυψωμένη απεικόνιση της μορφολογίας στην περιοχή του Στίβου. Διακρίνεται το οδικό δίκτυο. Όψη προς τα Ν.

2.7 Παλαιοσεισμολογική έρευνα στην περιοχή Γερακαρούς

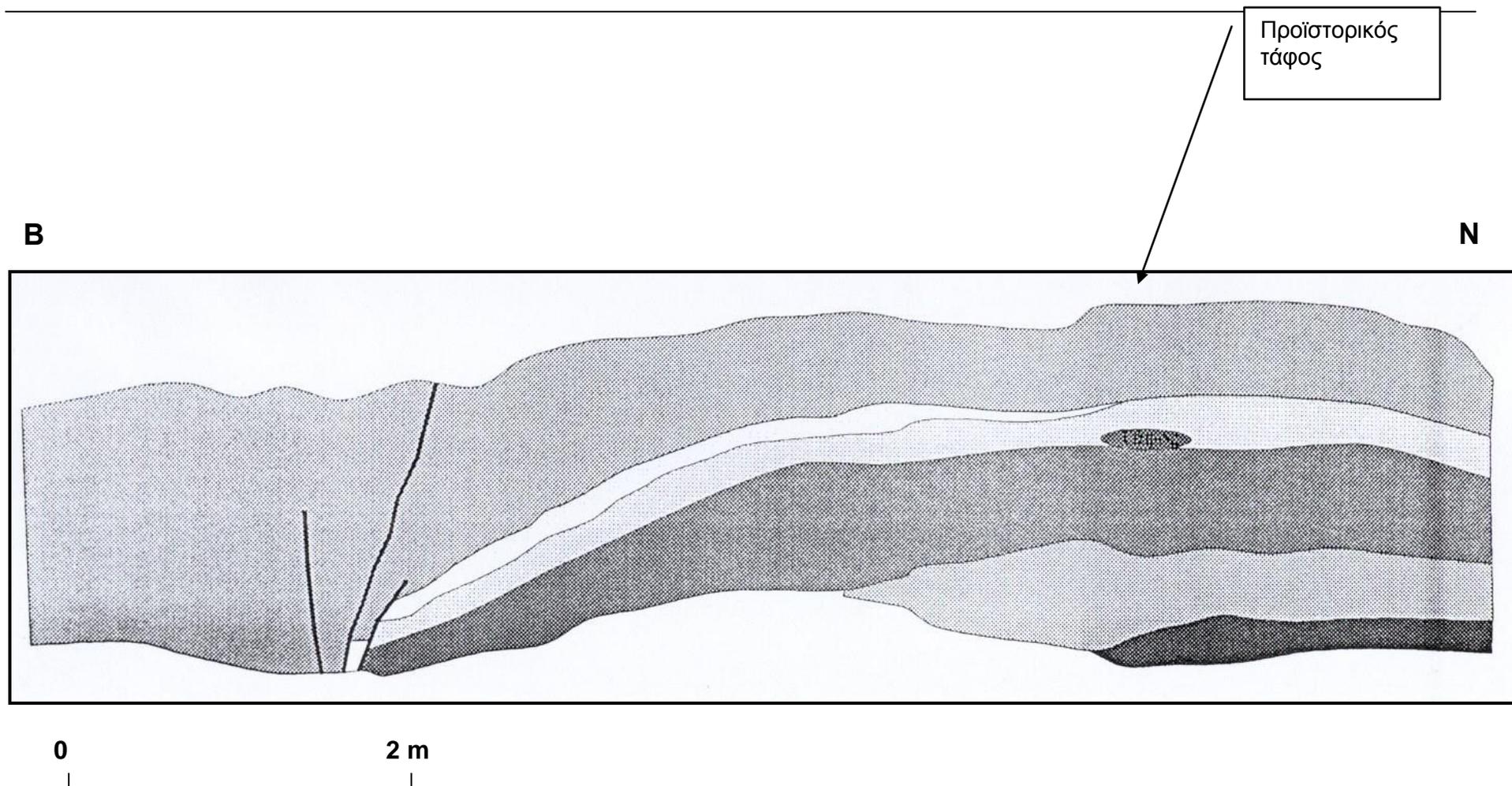
Στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου έγινε μία λεπτομερής χαρτογράφηση ενός τμήματος της νότιας ενεργού ρηξιγενούς ζώνης, με ιδιαίτερη έμφαση στην περιοχή της Γερακαρούς, όπου και παρατηρήθηκαν έντονα ρηξιγενή φαινόμενα κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1978 ($M_s=6,5$). Στην περιοχή οι ρηξιγενείς διαρρήξεις είχαν παράταξη ΔΒΔ – ΑΝΑ και κλίση προς τα ΒΒΔ, ενώ ήταν εμφανής και η δεξιόστροφη συνιστώσα τους. Το μέγιστο κανονικό άλμα έφτασε τα 20 cm σε θέση ανατολικά του οικισμού. Κατά τη διάρκεια της χαρτογράφησης έγινε προσπάθεια να βρεθούν κατάλληλες θέσεις για την κατασκευή παλαιοσεισμολογικών τομών.

Στο δυτικό όριο του οικισμού της Γερακαρούς παρατηρήθηκε στο οδόστρωμα της εθνικής οδού Θεσσαλονίκης – Καβάλας μία παραμόρφωση της ασφάλτου με τη μορφή

μικρών en echelon διαρρήξεων γενικής διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ και μετάπτωση του ΒΑ τεμάχους. Παρόμοιες διαρρήξεις παρατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1978 στην ίδια θέση. Σε παρακείμενο ρέμα παρατηρήθηκε η παραπάνω ρηξιγενής ζώνη, και έγινε η αποτύπωση του ανατολικού τοιχώματος της όχθης του ρέματος.

Στη θέση αυτή παρατηρήθηκε μία σειρά παραμορφωμένων στρωμάτων τόσο από τη ρηξιγενή ζώνη, όσο και από κάμψη, αποτέλεσμα της μηχανικής τους καταπόνησης (Εικ. 2-12).

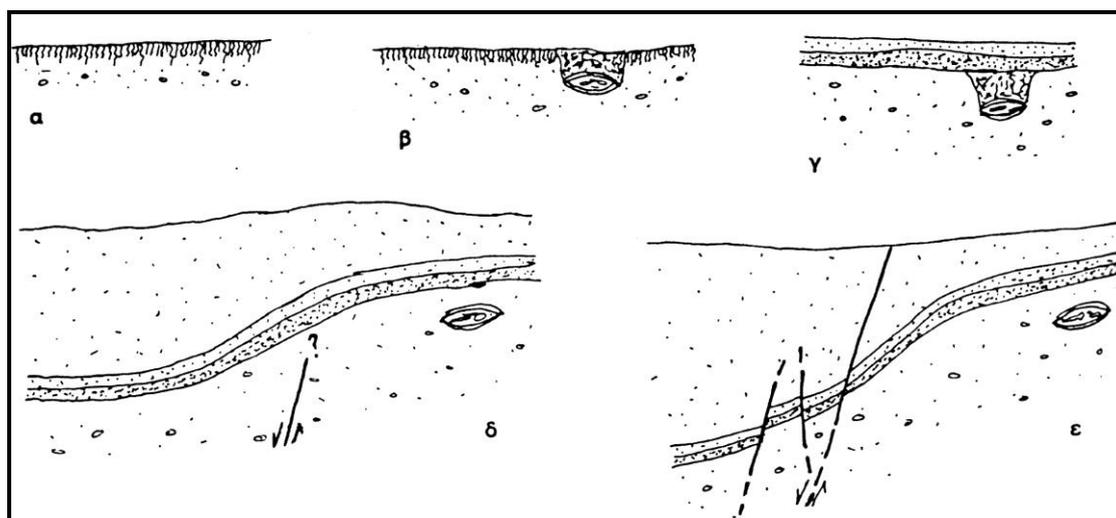
Παρατηρήθηκαν επίσης δύο υπολειμματικοί τάφοι σε μικρή απόσταση νότια της ρηξιγενούς ζώνης, επάνω από τους οποίους το υλικό είναι αδιατάρακτο. Υλικό από αυτούς τους τάφους στάλθηκε για χρονολόγηση με τη μέθοδο της θερμοφωταύγειας στα εργαστήρια του State Seismological Bureau του Πεκίνου, Κίνα, η οποία έδωσε αποτέλεσμα 5.000 BP (περίπου 3.000 π.Χ.). Η ηλικία αυτή συμφωνεί και με την κατασκευή των τάφων (κεραμικό υλικό), επομένως λαμβάνοντας υπόψη και το συνολικό άλμα των αδιατάρακτων στρωμάτων επάνω από τους τάφους και εκατέρωθεν της ρηξιγενούς ζώνης, το οποίο φτάνει τα 3,5 m, υπολογίστηκε ένας μέσος ρυθμός ολίσθησης για το χρονικό διάστημα αυτό της τάξης των **0,7 mm/yr**.



Εικόνα 2-12. Απλοποιημένη αποτύπωση της ρηξιγενούς ζώνης δυτικά της Γερακαρούς. Διακρίνεται η μετατόπιση και η κάμψη των στρωμάτων λόγω της δράσης της ΒΔ – ΝΑ ρηξιγενούς ζώνης.

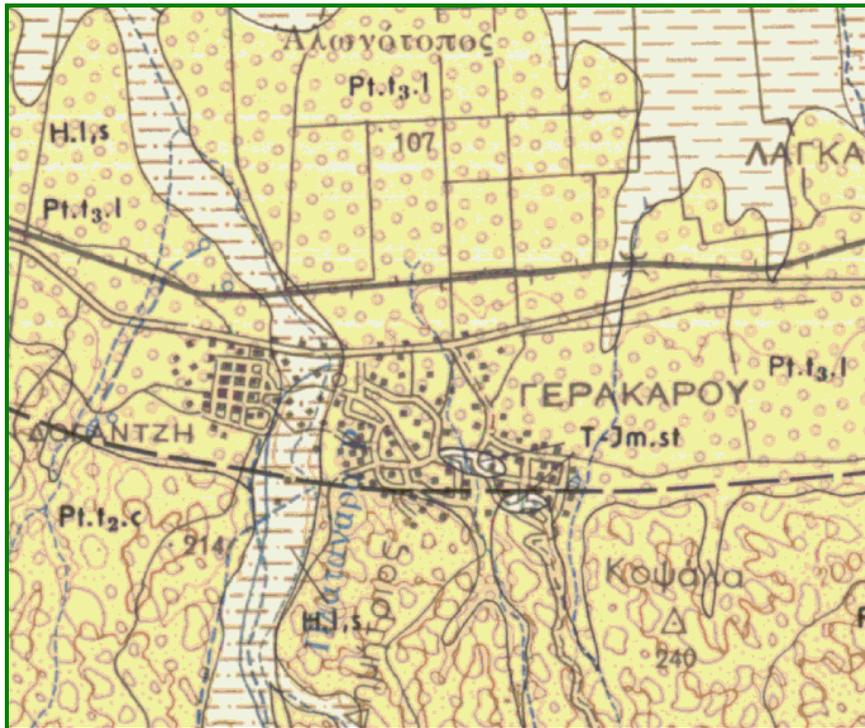
Για την ερμηνεία της δομής αυτής θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ο πιθανός ερπυσμός του ρήγματος. Σε αυτόν θα πρέπει να αποδοθεί και η κάμψη των στρωμάτων, γιατί μία πλαστική παραμόρφωση σε επιφανειακές συνθήκες προϋποθέτει αργή κίνηση του κατελθόντος τεμάχου σε σχέση με το ανελθόν. Η εξέλιξη της δομής στη θέση αυτή φαίνεται στο Εικ. 2-13.

Η παρατήρηση δεν επέτρεψε την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με το αν η μετατόπιση έγινε με έναν ή περισσότερους παλαιοσεισμούς, επομένως δεν έγινε δυνατό να καθοριστεί η αναλογία σεισμικής / ασεισμικής ολίσθησης για το συγκεκριμένο ρήγμα. Σε κάθε περίπτωση πάντως, στη συγκεκριμένη θέση ταυτοποιείται τουλάχιστον ένας παλαιοσεισμός με ηλικία μικρότερη των 5 ka BP.



Εικόνα 2-13. Εικόνα εξέλιξης της θέσης στη δυτική είσοδο της Γερακαρούς. α. αρχική κατάσταση στην επιφάνεια του εδάφους. β. κατασκευή του τάφου. γ. απόθεση των χαρακτηριστικών στρωμάτων άμμου. δ. κάμψη των στρωμάτων λόγω δράσης της ρηξιγενούς ζώνης. ε. παραμόρφωση και μετατόπιση των στρωμάτων.

Η Γερακαρού βρίσκεται στο νότιο κεντρικό περιθώριο της Μυγδονίας λεκάνης, επί του σεισμικού ρήγματος του 1978 (Εικόνα 2-14). Η γεωλογία της περιοχής χαρακτηρίζεται από τα ερυθροστρώματα του Αν. Πλειοκαίνου – Βιλλαφραγκίου, γνωστά και ως «Σχηματισμός Γερακαρούς» (Pt.t₂.c του γεωλογικό χάρτη στην Εικόνα 2-14).

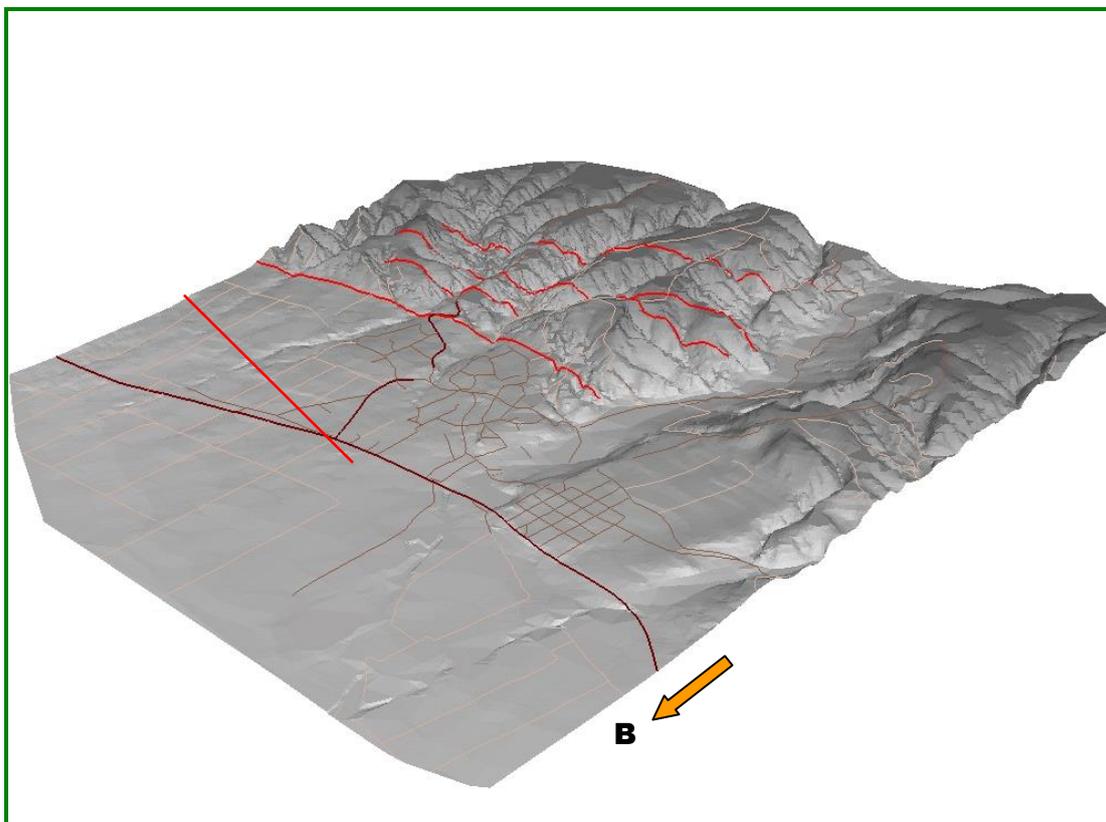


Εικόνα 2-14. Λεπτομέρεια του γεωλογικού χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. κλίμακας 1:50.000 της περιοχής της Γερακαρούς. H.l.s: αποθέσεις στις κοίτες χειμάρρων – αμμούχες άργιλοι, άμμοι και ψηφίδες (Ολόκαινο), Pt.t3.l: κατώτερο σύστημα αναβαθμίδων – χαλίκια και άμμοι (Πλειστόκαινο), Pt.t2.c: μεσαίο σύστημα αναβαθμίδων ή «Σχηματισμός Γερακαρούς»– άμμοι και χαλίκια (Αν. Πλειόκαινο – Βιλλαφράγκιο), T-Jm.st: χαλαζίτες του «φλύσχη της Σβούλας» (Τριαδικό – Μέσο Ιουρασικό).

Η τεκτονική δομή της περιοχής αποτελείται από παράλληλα έως υποπαράλληλα κανονικά ρήγματα Α – Δ παράταξης, τα οποία είναι μέρος της ενεργού τεκτονικής ζώνης του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης (Εικόνα 2-17). Μετά το σεισμό του 1978, παρατηρήθηκαν διαρρήξεις σε διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ (120°) οι οποίες διέρχονταν μέσα από τον οικισμό, και δεν είχαν προηγούμενη ορατή επιφανειακή εμφάνιση.



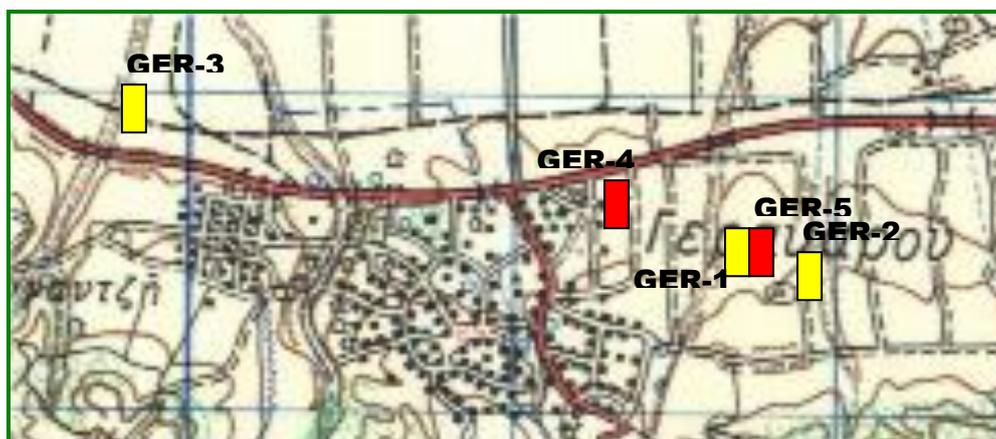
Εικόνα 2-15. Φάση εκσκαφής της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-4.



Εικόνα 2-16. Προοπτική υπερυψωμένη τρισδιάστατη απεικόνιση της περιοχής της Γερακαρούς όπως προέκυψε από την ψηφιοποίηση τοπογραφικών χαρτών κλίμακας 1:5.000 στα πλαίσια του παρόντος έργου. Διακρίνονται τα χαρ-

τογραφημένα κανονικά ρήγματα με κόκκινο χρώμα, καθώς και το οδικό δίκτυο της περιοχής.

Στην περιοχή της Γερακαρούς κατασκευάστηκαν δύο νέες παλαιοσεισμολογικές τομές στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου. Η θέση των τομών αυτών (GER-4 και GER-5) φαίνεται στην Εικόνα 2-17. Η θέση επελέγη λόγω της διέλευσης της σεισμικής διάρρηξης του 1978. Ειδικότερα για την τομή GER-5, η κατασκευή της έγινε ανάμεσα στις τομές GER-1 και GER-2, με στόχο τη σύγκριση της μικροστρωματογραφίας τους και την ολοκλήρωση της έρευνας σε αυτή τη θέση.



Εικόνα 2-17. Γενική θέση των παλαιοσεισμολογικών τομών που κατασκευάστηκαν στην περιοχή της Γερακαρούς, τόσο στα πλαίσια του παρόντος έργου (GER-4 και GER-5), όσο και προηγούμενων ερευνών (GER-1, GER-2 και GER-3). Όλες οι τομές διέρχονται από σεισμικές διαρρήξεις του σεισμού του 1978.

Στα επόμενα κεφάλαια περιγράφονται με λεπτομέρεια οι παλαιοσεισμολογικές τομές GER-4 και GER-5.

2.7.1 Παλαιοσεισμολογική τομή GER-4

2.7.1.1 Γενική περιγραφή της θέσης

Η τομή αυτή κατασκευάστηκε πολύ κοντά στην εθνική οδό Θεσσαλονίκης – Καβάλας, στο σημείο όπου διέρχονταν οι σεισμικές διαρρήξεις του 1978 και όπου υπήρχε ακριβής πληροφορία για το άλμα της κατακόρυφης σεισμικής μετατόπισης η οποία έφτανε τα **15 cm** (Mercier et al., 1983). Το ανάγλυφο είναι επίπεδο με ελαφρά επιφανειακή κλίση 3° – 5° προς τα Β. Στο σημείο όπου η σεισμική διάρρηξη συναντά την εθνική οδό, παρατηρείται επί σειρά ετών εγκάρσια καθίζηση του οδοστρώματος σε διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ (120°). Το φαινόμενο αυτό είναι απόδειξη ότι η σεισμική διάρρηξη συνεχίζει να είναι σεισμικά ενεργή, παρουσιάζοντας ερπυστική συμπεριφορά (ασεισμικός ερπυσμός – *aseismic creep*). Στην πραγματικότητα, υπάρχει συνδυασμός εδαφικής συμπύκνωσης, επιφανειακής κίνησης του βυθισμένου τεμάχους λόγω βαρύτητας και κυρίως συνεχούς σεισμικού τεκτονικού ερπυσμού.

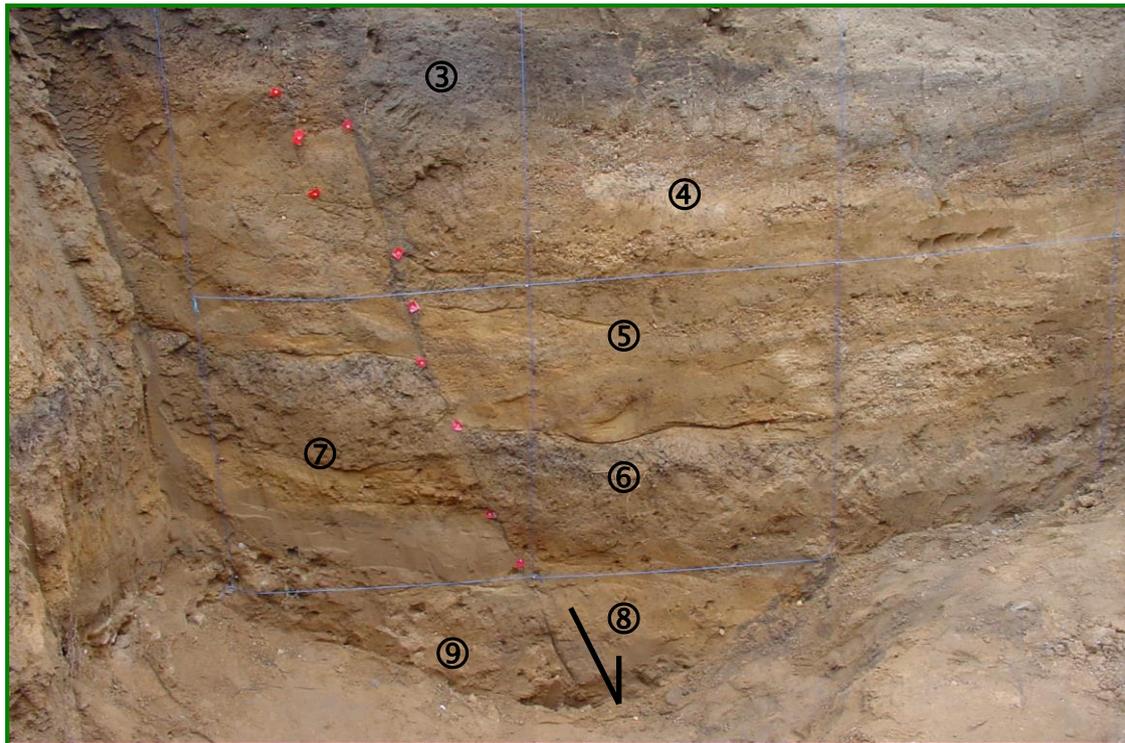
2.7.1.2 Περιγραφή της τομής

Η παλαιοσεισμολογική τομή GER-4 είχε συνολικό μήκος 16,5 m, και βάθος έως και 3,5 m. Μετά τις απαραίτητες προπαρασκευαστικές εργασίες, καταγράφηκαν οι δομές τόσο του δυτικού, όσο και του ανατολικού τοιχώματος. Η δομή αποτελείται από επάλληλα στρώματα τα οποία κλίνουν ελαφρά προς τα Β, ενώ διαπιστώθηκε και η

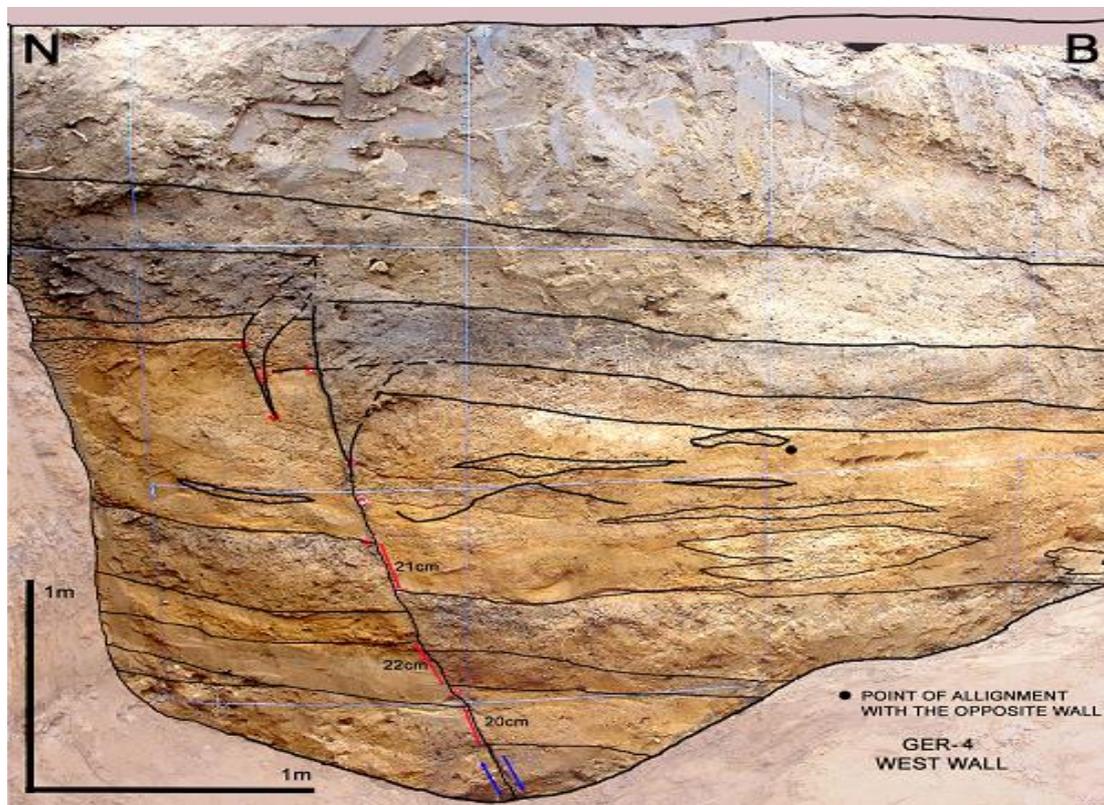
ρηξιγενής ζώνη που ταυτίστηκε με το σεισμό του 1978. Η στρωματογραφία που παρατηρήθηκε στην τομή είναι (από επάνω προς τα κάτω):

1. **Σύγχρονες αποθέσεις** διαταραγμένες και σύγχρονος εδαφικός μανδύας.
2. **Λεπτόκοκκη άμμος** με αραιές ψηφίδες και άφθονη άργιλο χρώματος σκούρου γκρι. Κατά θέσεις παρουσία κεραμικών.
3. **Παλαιοέδαφος (;)** με άφθονο οργανικό υλικό χρώματος μαύρου, το οποίο διεισδύει στο ρήγμα και της διακλάσεις.
4. **Στρώμα μετάβασης** χωρίς σαφές κάτω όριο. Αποτελείται από μεσόκοκκη έως αδρόκοκκη άμμο με πλευρική μετάβαση. Στο βόρειο τμήμα της τομής παρουσιάζεται πιο αδρόκοκκο με ψηφίδες.
5. **Λεπτόκοκκη αργιλούχα άμμος** χρώματος καστανέρυθρου που περιέχει φακούς άλλων υλικών, είτε παρενεστρωμένους, είτε με πλευρική μετάβαση. Στην καταγραφή της τομής οι φακοί α, β, γ, δ, και ε περιέχουν ψηφίδες και αδρόκοκκη άμμο, ενώ οι φακοί στ και ζ αδρόκοκκη άμμο και ψηφίδες σε πλευρική μετάβαση.
6. **Αργιλικό υλικό** (παλαιοέδαφος;) σκούρου χρώματος, το οποίο παρουσιάζει κατακόρυφες ρωγμώσεις συμπύκνωσης, οι οποίες περιορίζονται στο στρώμα αυτό.
7. **Λεπτόκοκκη άμμος** ερυθροκάστανου χρώματος.
8. **Αμμούχοι άργιλοι** καστανού χρώματος.
9. **Λεπτόκοκκη – μεσόκοκκη άμμος** ερυθροκάστανου χρώματος.

Στο βόρειο τμήμα της τομής και στο δυτικό τοίχωμα αυτής παρατηρήθηκε η ρηξιγενής ζώνη που ταυτίζεται με τη σεισμική διάρρηξη του 1978 στη θέση αυτή. Η ζώνη αυτή αποτελείται από μία ρηξιγενή επιφάνεια, η οποία στο ανώτερό της τμήμα διακλαδίζεται σε δύο τμήματα (Εικόνα 2-18).

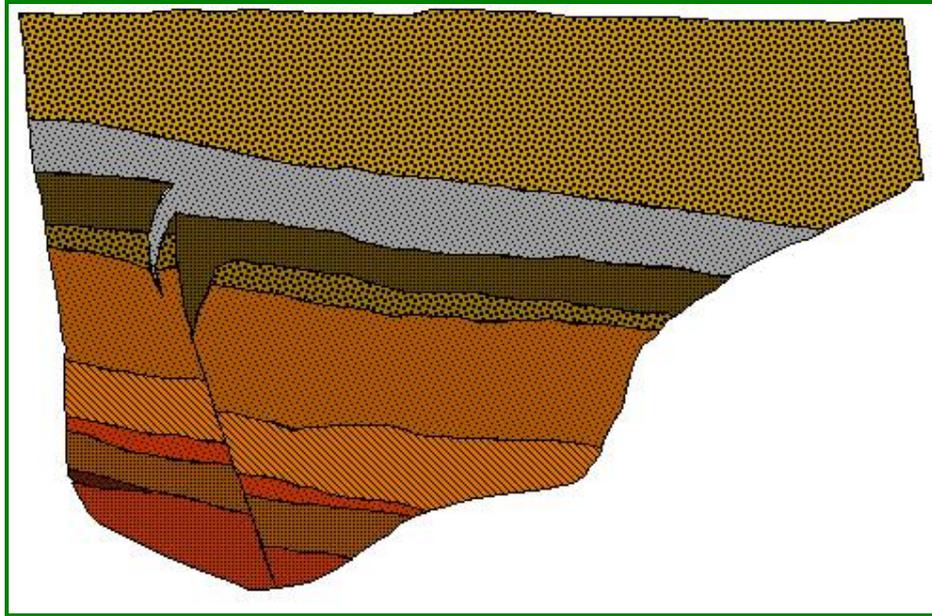


Εικόνα 2-18. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης στο δυτικό τοίχωμα της τομής GER-4 (παράταξη τομής N-B). Διακρίνονται η αλληλουχία των στρωμάτων που περιγράφηκαν, καθώς και η μετατόπιση στο ρήγμα, η οποία είναι της τάξης των 20 – 22 cm (αρίθμηση σύμφωνα με παράγραφο 2.7.1.2)



Εικόνα 2-19. Ερμηνεία του βόρειου τμήματος του δυτικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής GER – 4.

Όπως φαίνεται και στις εικόνες που παρατίθενται (Εικόνα 2-19 και Εικόνα 2-20), η μετατόπιση που παρατηρείται στο ρήγμα είναι σταθερή, και κυμαίνεται από 20 – 22 cm σύμφωνα με επιτόπιες μετρήσεις.



Εικόνα 2-20. Αποτύπωση μέρους του δυτικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής GER – 4.

Στο ανατολικό τοίχωμα της τομής παρατηρείται η ίδια εικόνα, με την ρηξιγενή ζώνη να αποτελείται από περισσότερους κλάδους (Εικόνα 2-21) και να μην είναι τόσο εμφανής, χωρίς ωστόσο να δημιουργούνται προβλήματα ερμηνείας.

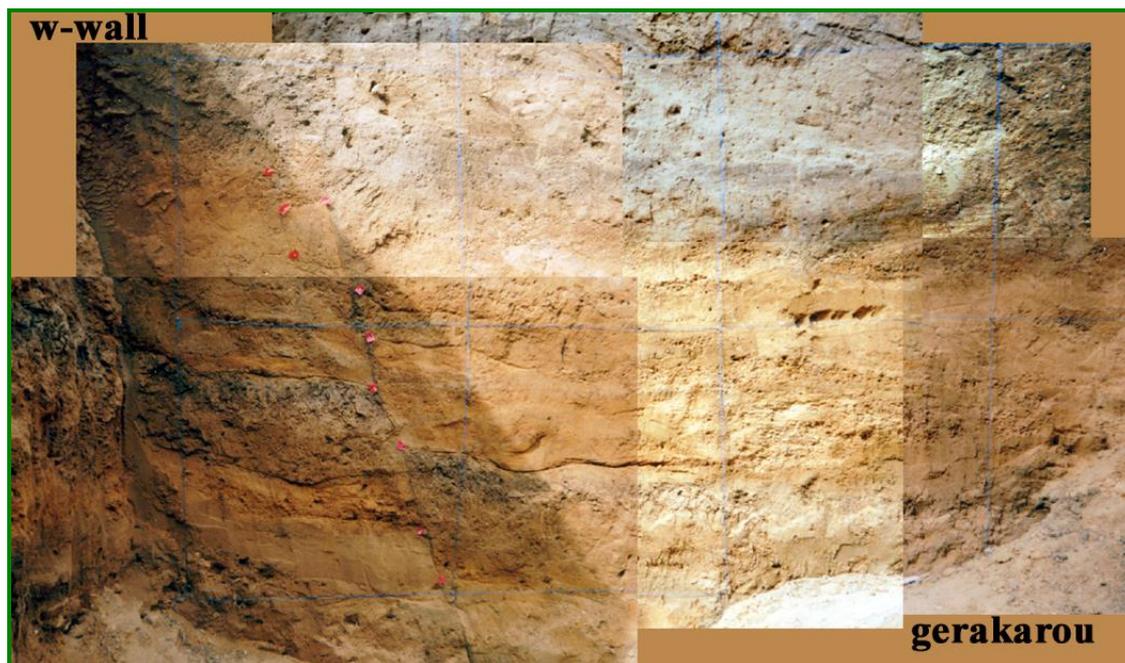


Εικόνα 2-21. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης, όπως αυτή είναι ορατή στο ανατολικό τοίχωμα της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-4.

Οι δύο επόμενες εικόνες (Εικόνα 2-22 και Εικόνα 2-23) δίνουν τη γενική άποψη της ρηξιγενούς ζώνης και των στρωμάτων που περιγράφηκαν προηγουμένως και στα δύο τοιχώματα της τομής.



Εικόνα 2-22. Συνθετική εικόνα του ανατολικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-4 (παράταξη τομής B-N) στην οποία διακρίνεται η ρηξιγενής ζώνη.



Εικόνα 2-23. Συνθετική εικόνα τμήματος του δυτικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-4 (παράταξη τομής N-B). Διακρίνεται η ρηξιγενής ζώνη, η οποία ταυτίζεται με τη σεισμική διάρρηξη του 1978.

2.7.1.3 Ερμηνεία

Στη θέση της τομής GER-4 παρατηρείται, όπως αναφέρθηκε, σεισμικός ερπυσμός. Η παρατήρηση αυτή, σε συνδυασμό με τις μετρηθείσες μετατοπίσεις επάνω στο ρήγμα της τομής GER-4, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το άλμα των 20 – 22 cm αντιστοιχεί στο αθροιστικό αποτέλεσμα του σεισμικού άλματος του 1978 και του ερπυσμού σε αναλογία περίπου 80 – 20 αντίστοιχα. Το συμπέρασμα αυτό έρχεται σε συμφωνία με διεθνώς αποδεκτές αναλογίες σεισμικής – σεισμικής ολίσθησης, παρά το ότι είναι γενικά αποδεκτό ότι η αναλογία σεισμικής – σεισμικής ολίσθησης μπορεί να παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές ανάλογα με την περιοχή μελέτης.

Η ελαφρά κλίση των στρωμάτων προς τα Β, η οποία παρατηρήθηκε στο νότιο και κεντρικό τμήμα της τομής, θεωρείται ότι οφείλεται αφενός μεν στη μορφολογική κλίση κατά τη διάρκεια της απόθεσής τους, με αποτέλεσμα την απόθεση σε μη οριζόντια θέση, αφετέρου δε σε τεκτονικά αίτια που σχετίζονται με τη δράση του ρήγματος, η οποία προκάλεσε την κλίση (tilting) των στρωμάτων.

Συμπερασματικά, στην παλαιοσεισμολογική τομή GER-4 δεν ανιχνεύθηκαν παλαιότερα σεισμικά γεγονότα, πλην του σεισμού του 1978. Φαίνεται λοιπόν ότι ο συγκεκριμένος κλάδος της ενεργού ρηξιγενούς ζώνης δεν είχε δραστηριοποιηθεί κατά το παρελθόν, τουλάχιστον σε ιστορικούς χρόνους, όπως υποδεικνύει η παρουσία κεραμικών θραυσμάτων. Σημαντική παρατήρηση σε αυτή τη θέση είναι ότι ο παρατηρούμενος ερπυσμός αποτυπώνεται στην καταγραφή της τομής ως αθροιστικό άλμα στη ρηξιγενή ζώνη και ως κλίση του πακέτου των στρωμάτων προς τα Β.

2.7.2 Παλαιοσεισμολογική τομή GER-5

2.7.2.1 Γενική περιγραφή της θέσης

Η τομή αυτή κατασκευάστηκε πολύ κοντά στην παλαιοσεισμολογική τομή GER-1. Το ανάγλυφο στη θέση αυτή παρουσιάζει ένα πρανές, το οποίο κλίνει προς Β. Κατά τη διάρκεια ξηρών περιόδων σε προηγούμενα έτη παρατηρήθηκε δημιουργία επιφανειακών διαρρήξεων στη θέση της σεισμικής διάρρηξης του 1978.

2.7.2.2 Περιγραφή της τομής

Η παλαιοσεισμολογική τομή GER-5 είχε συνολικό μήκος 25 m, και μέγιστο βάθος έως και 5 m (συνολικό). Μετά τις απαραίτητες προπαρασκευαστικές εργασίες, καταγράφηκαν οι δομές ολόκληρου του ανατολικού και μέρους του δυτικού τοιχώματος (Εικόνα 2-24).



Εικόνα 2-24. Γενική άποψη της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-5. Διακρίνεται το μορφολογικό πρανές στο βάθος της εικόνας.

Η δομή αποτελείται από επάλληλα στρώματα τα οποία κλίνουν ελαφρά προς τα Β, ενώ διαπιστώθηκε και η ρηξιγενής ζώνη που ταυτίστηκε με το σεισμό του 1978. Παρατηρήθηκαν επίσης παλαιότερες επαναδραστηριοποιήσεις του ίδιου ρήγματος, και ταυτοποιήθηκαν με αντίστοιχες δραστηριοποιήσεις που παρατηρήθηκαν στην παλαιοσεισμολογική τομή GER-1. Η στρωματογραφία που παρατηρήθηκε στην τομή είναι (από επάνω προς τα κάτω):

1. **Σύγχρονες αποθέσεις** διαταραγμένες και σύγχρονος εδαφικός μανδύας.
2. **Μεσόκοκκη – λεπτόκοκκη άμμος** με παρουσία ψηφίδων μεγέθους έως 2 cm.
3. **Παλαιοέδαφος** χρώματος σκούρου καστανού με ψηφίδες του υποβάθρου και αραιές κροκάλες μεγέθους έως 5 cm.
4. **Μεσόκοκκη – λεπτόκοκκη άμμος**, παρόμοια με το στρώμα 2.
5. **Παλαιοέδαφος** με άφθονο οργανικό υλικό χρώματος σκούρου καστανού – γκρι.
6. **Αργιλικό υλικό** και λεπτόκοκκη άμμος χρώματος ερυθροκάστανου.
7. **Χαλαρό ψηφιδοπαγές** με αμμώδες συνδετικό υλικό και ψηφίδες μεγέθους έως 2 cm, χρώματος ερυθροκάστανου.
8. **Παλαιοέδαφος**, παρόμοιο με το στρώμα 5.
9. **Αργιλοαμμώδες υλικό**, ερυθροκάστανου χρώματος με αραιές ψηφίδες.
10. **Αργιλικό υλικό** με πυκνές ψηφίδες μεγέθους έως 0,5 m και αραιές κροκάλες μεγέθους έως 4 cm.
11. **Μεσόκοκκη άμμος** με ερυθρό αργιλικό υλικό σε πλευρικές μεταβάσεις καστανέρυθρου χρώματος.
12. **Αδρόκοκκη – μεσόκοκκη άμμος** με υποπαράλληλες στρώσεις μεσόκοκκης άμμου με αργιλικό συνδετικό υλικό ερυθρού χρώματος. Έχουν την εικόνα φαινομένων ρευστοποίησης.

Στο κεντρικό τμήμα της τομής παρατηρήθηκε και στα δύο τοιχώματα η ρηξιγενής ζώνη που ταυτίζεται με τη σεισμική διάρρηξη του 1978 στη θέση αυτή. Η ζώνη αυτή αποτελείται από μία ρηξιγενή επιφάνεια, η οποία κλίνει προς τα ΒΔ και παρουσιάζει πολύπλοκη δομή σε βάθος 1,5 – 2,5 m, όπου και μεταπίπτει σε μία ζώνη πλάτους έως και 40 cm με ρηξιγενείς κλάδους οι οποίοι σβήνουν προς τα κάτω (Εικόνα 2-25).



Εικόνα 2-25. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης στο ανατολικό τοίχωμα της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-5. διακρίνονται οι διαδοχικές επιφάνειες (ρωγμώσεις) που συγκροτούν τη ζώνη.

Μία άλλη δομή, η οποία παρατηρείται και στα δύο τοιχώματα, αποτελείται από μία διάκλαση η οποία εμφανίζεται στα στρώματα 5-11, και η οποία φαίνεται πληρωμένη με υλικό του παλαιοεδάφους 5 στο ανατολικό τοίχωμα. Αντίθετα, στο δυτικό τοίχωμα η ίδια δομή έχει την εμφάνιση μίας ζώνης ρώγμωσης με μήκος περίπου 1 m.

Στο κατώτερο τμήμα της τομής, και κοντά στη ζώνη του ρήγματος, το στρώμα 12 παρουσιάζει φαινόμενα ρευστοποίησης, τα οποία στην άμεση γειτονία του ρήγματος έχουν χαοτική δομή, και η συνέχεια των αργιλικών ενστρώσεων δεν γίνεται αντιληπτή.

Χαοτική δομή παρουσιάζει τέλος και το στρώμα 10 στην περιοχή βόρεια του ρήγματος. Η παρατήρηση της διάταξης των κόκκων άμμου στην θέση αυτή δείχνει ότι το στρώμα αυτό υπέστη πολύ μεγάλη διαταραχή στη γειτονία του ρήγματος, ενώ προς το βόρειο άκρο της τομής το ίδιο στρώμα παρουσιάζεται σχετικά αδιατάρακτο με πιο εμφανή διάταξη και ελαφρά στρώση.



Εικόνα 2-26. Γενική άποψη του ανατολικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής GER-5. Διακρίνεται η αλληλουχία των στρωμάτων, καθώς επίσης και η αυξανόμενη με το βάθος μετατόπιση της κύριας ρηξιγενούς ζώνης η οποία δημιούργησε ένα παλαιοπρανές.

2.7.2.3 Ερμηνεία

Στη θέση της τομής GER-5 παρατηρείται, όπως αναφέρθηκε, εποχική επιφανειακή εκδήλωση της σεισμικής διάρρηξης του 1978 (Εικόνα 2-26). Σύμφωνα με στοιχεία από φωτογραφίες της διάρρηξης στη θέση αυτή, καθώς επίσης και από μαρτυρίες κατοίκων, το σεισμικό άλμα στην περιοχή ήταν της τάξης των **12-15 cm**.

Το άλμα αυτό διακρίνεται στο ανώτερο παλαιοέδαφος (στρώμα 3), το οποίο μετατοπίζεται από το ρήγμα κατά **20 cm**. Θεωρείται επομένως ότι η μετατόπιση αυτή οφείλεται αποκλειστικά στο σεισμό του 1978 (12-15 cm συν-σεισμική μετατόπιση και 5-8 cm μετασεισμική εδαφική συμπύκνωση και ασεισμικός ερπυσμός).

Η επόμενη ορατή μετατόπιση διακρίνεται στα στρώματα 5, 8 και 9. Το άλμα του κάτω ορίου του στρώματος 9 είναι **35 cm**, γεγονός που επιτρέπει τον προσδιορισμό ενός ακόμα παλαιογεγονότος με άλμα της τάξης των **15 cm** (**35 cm** αθροιστικό άλμα – **20 cm** άλμα του 1978).

Η τελευταία μετατόπιση που είναι ορατή στο ρήγμα, αφορά τη μετατόπιση του κατώτερου ορίου του στρώματος 10, το οποίο εμφανίζεται ανισοπαχές εκατέρωθεν του ρήγματος, κατά **60 ± 2 cm**. Έτσι λοιπόν το άλμα του γεγονότος αυτού προσδιορίζεται στα **25 ± 2 cm**.

Τέλος, ένα ακόμα πιθανό γεγονός μπορεί να εντοπιστεί στη δημιουργία της προαναφερθείσας δεύτερης διάκλασης και της σχετικής μικρομετατόπισης νότια της κυρίως ζώνης, χωρίς ωστόσο να είναι δυνατός ο συσχετισμός της με την κύρια ρηξιγενή ζώνη λόγω έλλειψης σχετικών στοιχείων.

Συνοψίζοντας, τα σεισμικά γεγονότα που προσδιορίστηκαν στην παλαιοσεισμολογική τομή GER-5 φαίνονται στον ακόλουθο πίνακα:

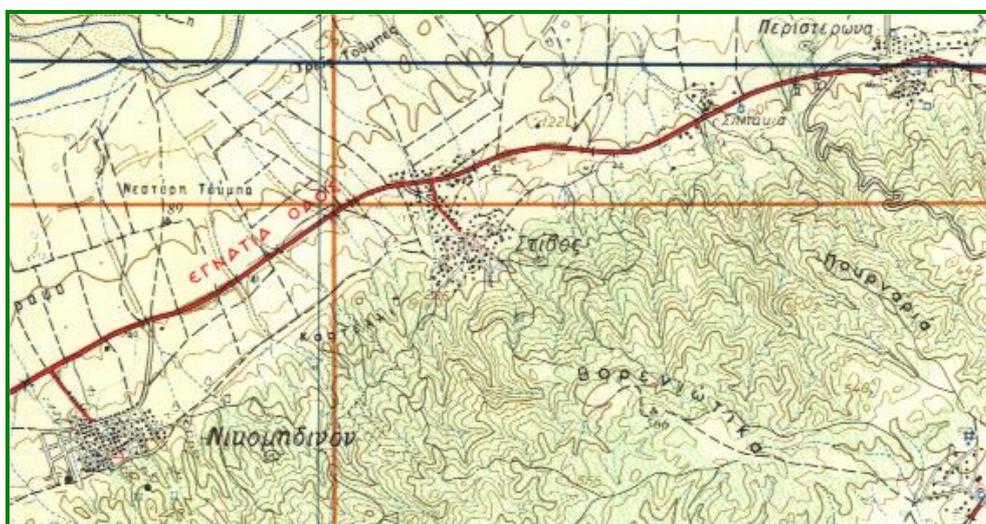
Γεγονός	Άλμα	Χρονολόγηση
1	20 cm	Ταυτίζεται με παρατηρήσεις υπαίθρου, μαρτυρίες και υπάρχοντες χάρτες με το σεισμό του 1978.
2	15 cm	Μετά τη δημιουργία του στρώματος 9 και σύγχρονο με το στρώμα 5.
3	25 ± 2 cm	Μετά τη δημιουργία του στρώματος 12, και πριν το σχηματισμό του παλαιοεδάφους 5.
4 (;)	8 – 10 cm	Συνδέεται με τη ζώνη διακλάσεων νότια του ρήγματος. Δεν μπορεί να γίνει χρονικός συσχετισμός.

Δείγματα για χρονολόγηση με ^{14}C (AMS) σε εργαστήρια των Η.Π.Α. (University of Georgia) έχουν ληφθεί από επιλεγμένα σημεία της τομής, ωστόσο μέχρι την ολοκλήρωση της παρούσας έκθεσης η χρονολόγηση δεν έδωσε αποτελέσματα.

2.8 Παλαιοσεισμολογική έρευνα στην περιοχή Στίβου

Ο Στίβος βρίσκεται στο νότιο κεντρικό περιθώριο της Μυγδονίας λεκάνης. Στο Στίβο απαντάται η διασταύρωση των κανονικών ρηγμάτων που οριοθετούν το νότιο περιθώριο της λεκάνης με αυτά της ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης που έγιναν αντιληπτά ως μία γραμμή διαρρήξεων μεταξύ του Στίβου και του Σχολαρίου κατά το σεισμό του 1978.

Η μορφολογία της περιοχής (Εικόνα 2-27) είναι ενδεικτική της έντονης κατά βάθος διάβρωσης του ανελθόντος τεμάχους (footwall) της ζώνης, το όριο επιρροής της οποίας συμπίπτει με το σεισμικό ρήγμα.



Εικόνα 2-27. Τοπογραφία στην ευρύτερη περιοχή του Στίβου. Διακρίνεται η διαφορά στη μορφολογία

Στην περιοχή του Στίβου είχε κατασκευαστεί κατά το παρελθόν η παλαιοσεισμολογική τομή STI-1, ενώ στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου κατασκευάστηκαν άλλες δύο τομές, οι STI-2 και STI-3. Και οι τρεις τομές βρίσκονται στο δυτικό όριο του οικισμού στη γειτονία του ποδοσφαιρικού γηπέδου, καθώς σε αυτή τη θέση υπήρχαν μαρτυρίες, αλλά και φωτογραφίες της εποχής, οι οποίες υποδεικνύουν τη θέση των επιφανειακών σεισμικών διαρρήξεων.

Στα επόμενα κεφάλαια περιγράφονται με λεπτομέρεια οι παλαιοσεισμολογικές τομές STI-2 και STI-3.

2.8.1 Παλαιοσεισμολογική τομή STI-2

2.8.1.1 Γενική περιγραφή της θέσης

Στη θέση ακριβώς δυτικά του γηπέδου του οικισμού Στίβος, και σε απόσταση 30 m από το δυτικότερο όριο της περιφραξής του, κατασκευάστηκε η παλαιοσεισμολογική τομή STI-2. Τα κριτήρια για την επιλογή της συγκεκριμένης θέσης ήταν τα ακόλουθα:

- ❖ Υπήρχαν μαρτυρίες από κατοίκους της περιοχής και βιβλιογραφικά δεδομένα (*Mountrakis et al., 1983, Mercier et al., 1983*) ότι από τη συγκεκριμένη θέση διερχόταν η σεισμική διάρρηξη του 1978. Έγινε προσπάθεια να ελεγχθεί η αξιοπιστία των μαρτυριών αυτών με βάση φωτογραφίες της περιόδου αμέσως μετά το σεισμό⁵, όμως η επιφανειακή μορφολογία είχε αλλοιωθεί τεχνητά – έχει κατασκευαστεί το ποδοσφαιρικό γήπεδο του Στίβου – και έτσι κάτι τέτοιο δεν κατέστη δυνατό.
- ❖ Η μορφολογία του τεκτονικού πρσανούς στη θέση αυτή θεωρήθηκε υποβοηθητική, καθώς η τομή κατασκευάστηκε στον πόδα του πρσανούς που συνδέεται με τη νεώτερη γενιά των ενεργών κανονικών ρηγμάτων του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης.

Στην υπό μελέτη θέση έχει επέλθει σημαντική αλλοίωση του ανάγλυφου, λόγω της εκτεταμένης αμμοληψίας, με αποτέλεσμα να είναι ορατό το υπόβαθρο, το οποίο στην περιοχή αποτελείται από αργιλικούς σχιστόλιθους – φυλλίτες της σειράς της Σβούλας.

2.8.1.2 Περιγραφή της τομής

Η παλαιοσεισμολογική τομή STI-2 είχε συνολικό μήκος 11 m, και βάθος έως και 3,5 m. Μετά τις απαραίτητες προπαρασκευαστικές εργασίες, καταγράφηκε η δομή που παρατηρείται στο δυτικό τοίχωμα. Η δομή αποτελείται από επάλληλα στρώματα τα οποία κλίνουν ελαφρά (10 - 15°) προς τα Β, χωρίς να απαντηθεί η ζώνη του ρήγματος ή κάποια άλλη τεκτονική διαταραχή.

Η στρωματογραφία που παρατηρήθηκε στην τομή είναι (από επάνω προς τα κάτω):

1. **Λεπτόκοκκη έως μεσόκοκκη άμμος** με διάσπαρτες κροκάλες, ασθενή στρώση, ερυθροκίτρινου χρώματος.
2. **Σκούρο τεφρό παλαιοέδαφος**, αποτελεί ουσιαστικά το ανώτερο τμήμα του υποκείμενου σχηματισμού.
3. **Μεσόκοκκη άμμος** με πλήθος μικρών κροκαλών, μεγέθους έως και 3 cm.
4. **Πρασινότεφρο υλικό** όμοιο με το 2, αλλά λιγότερο εμφανές.
5. **Σκούρο τεφρό παλαιοέδαφος**, με σύσταση όμοια με του υποκείμενου στρώματος.

⁵ Οι φωτογραφίες παραχωρήθηκαν από τον Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Γεώργιο Συρίδη.

-
6. **Μεσόκοκκη έως αδρόκοκκη άμμος** με χαλίκια και λατύπες, εμφανή στρώση και μικρούς φακούς ερυθρού αργιλικού υλικού. Στο νότιο τμήμα της τομής η στρώση είναι σαφώς πιο εμφανής, με σαφώς μεγαλύτερο πάχος.
 7. Μικρότερη παρουσία των **ενστρώσεων του αργιλικού υλικού**, και μεγαλύτερο ποσοστό κροκαλών μεγέθους μέχρι 3 cm.
 8. **Λεπτόκοκκη άμμος** με απουσία κροκαλών.
 9. **Αδρόκοκκη άμμος** όπως στο στρώμα 7, αλλά με παρουσία χαλικιών.

Η σημαντικότερη δομή στην τομή αυτή είναι μία «φλέβα» άμμου στο βόρειο άκρο της τομής, η οποία ξεκινά από το στρώμα 6, διέρχεται διαδοχικά από τα στρώματα 5, 3, 4 και 2, και καταλήγει στο στρώμα 1. Το υλικό της «φλέβας» είναι όμοιο με αυτό του στρώματος 6 (μεσόκοκκη έως αδρόκοκκη άμμος) και παρουσιάζει διάταξη των κόκκων προσομοιάζουσα με ροή προς τα άνω. Στο ανώτερο τμήμα της, η «φλέβα» συμπαρασύρει ένα τέμαχος του στρώματος 2. Λόγω της μορφής και της υφής της, αυτή η δομή ερμηνεύεται ως παλαιορευστοποίηση (paleoliquefaction), η οποία δημιουργήθηκε μετά την απόθεση (δημιουργία) του παλαιοεδάφους 2, αλλά πριν την απόθεση του στρώματος 1. Για την διαπίστωση της ηλικίας της δημιουργίας της, επομένως και του παλαιοσεισμού ο οποίος τη δημιούργησε, λήφθηκε δείγμα από το παλαιοέδαφος 2, το οποίο και στάλθηκε για χρονολόγηση με C¹⁴.

2.8.1.3 Ερμηνεία

Όπως προαναφέρθηκε, στην τομή δεν παρατηρήθηκε καμία ρηξιγενής ζώνη, έτσι δεν κατέστη δυνατόν να συσχετιστεί η στρωματογραφία της τομής με τεκτονικά (σεισμικά) γεγονότα. Τα δύο παλαιοεδάφη που παρατηρήθηκαν (στρώματα 2 και 5), λαμβανομένης υπόψη και της ελαφράς κλίσης τους προς Β, θεωρείται ότι είναι τα παλαιοεδάφη που αντιστοιχούν στη μορφολογική κλίση δύο διαδοχικών παλαιοπρανών προς τη λίμνη. Η θέση των πρανών αυτών σε σχέση με τα χαρτογραφημένα γεωλογικά και σεισμικά ρήγματα, υποδεικνύει ότι συνδέονται έμμεσα με την τεκτονική δομή στο σημείο αυτό, χωρίς όμως να είναι δυνατή η σύνδεσή τους με συγκεκριμένα ρήγματα, ή ακόμα περισσότερο με συγκεκριμένα γεγονότα.

Η δομή παλαιορευστοποίησης που παρατηρήθηκε συνδέεται άμεσα με κάποιο παλαιοσεισμικό γεγονός, το οποίο και προκάλεσε τη δημιουργία της. Τέτοιες περιπτώσεις ρευστοποιήσεων είναι κοινές για τη λεκάνη της Μυγδονίας, όπως παρατηρήθηκε στο σεισμό του 1978 κυρίως, αλλά και σε αυτόν της Ασσήρου το 1902.

2.8.2 *Παλαιοσεισμολογική τομή STI-3*

2.8.2.1 Γενική περιγραφή της θέσης

Η παλαιοσεισμολογική τομή STI-3 κατασκευάστηκε στα όρια του ποδοσφαιρικού γηπέδου του Στίβου και πολύ κοντά στην τομή STI-2. Τα κριτήρια επιλογής της θέσης είναι τα ίδια και στις δύο τομές, όπως επίσης και η γεωμορφολογική εικόνα της.

2.8.2.2 Περιγραφή της τομής

Η παλαιοσεισμολογική τομή STI-3 είχε συνολικό μήκος 8,5 m, και βάθος έως και 3,5 m. Μετά τις απαραίτητες προπαρασκευαστικές εργασίες, καταγράφηκε η δομή που παρατηρείται στο ανατολικό τοίχωμα. Η δομή αποτελείται από επάλληλα στρώματα

τα οποία κλίνουν ελαφρά (10 - 15°) προς τα Β, χωρίς να απαντηθεί η ζώνη του ρήγματος ή κάποια άλλη τεκτονική διαταραχή.

Η στρωματογραφία που παρατηρήθηκε στην τομή είναι (από επάνω προς τα κάτω):

1. **Σύγχρονες αποθέσεις**, φυσικές και ανθρωπογενείς.
2. **Παλαιοέδαφος**, όχι καλά ανεπτυγμένο.
3. **Μεσόκοκκη – αδρόκοκκη άμμος** με αραιή παρουσία ψηφίδων και κροκαλών διαμέτρου έως 4 cm, καστανοκίτρινου χρώματος.
4. **Παλαιοέδαφος** καλά ανεπτυγμένο, με άφθονο οργανικό υλικό.
5. **Μεσόκοκκη άμμος** με υλικό παρόμοιο με αυτό του στρώματος 3, αλλά πιο λεπτόκοκκο καστανοκίτρινου χρώματος.
6. **Μεσόκοκκη άμμος**, όμοια με το στρώμα 5, τεφροπράσινου χρώματος.
7. **Αδρόκοκκη άμμος** με λεπτόκοκκες αργιλικές ενστρώσεις.

2.8.2.3 Ερμηνεία

Όπως προαναφέρθηκε, στην τομή δεν παρατηρήθηκε καμία ρηξιγενής ζώνη, έτσι δεν κατέστη δυνατόν να συσχετιστεί η στρωματογραφία της τομής με τεκτονικά (σεισμικά) γεγονότα. Τα δύο παλαιοεδάφη που παρατηρήθηκαν (στρώματα 2 και 5), λαμβανομένης υπόψη και της ελαφράς κλίσης τους προς Β, θεωρείται ότι είναι τα παλαιοεδάφη που αντιστοιχούν στη μορφολογική κλίση δύο διαδοχικών παλαιοπρανών προς τη λίμνη. Η θέση των πρανών αυτών σε σχέση με τα χαρτογραφημένα γεωλογικά και σεισμικά ρήγματα, υποδεικνύει ότι συνδέονται έμμεσα με την τεκτονική δομή στο σημείο αυτό, χωρίς όμως να είναι δυνατή η σύνδεσή τους με συγκεκριμένα ρήγματα, ή ακόμα περισσότερο με συγκεκριμένα γεγονότα.

3 ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΖΩΝΗ ΩΡΩΠΟΥ – ΑΥΛΩΝΑ – ΚΑΠΑΡΕΛΙΟΥ

3.1 Γεωλογία της περιοχής μελέτης

3.1.1 Γεωλογική τοποθέτηση

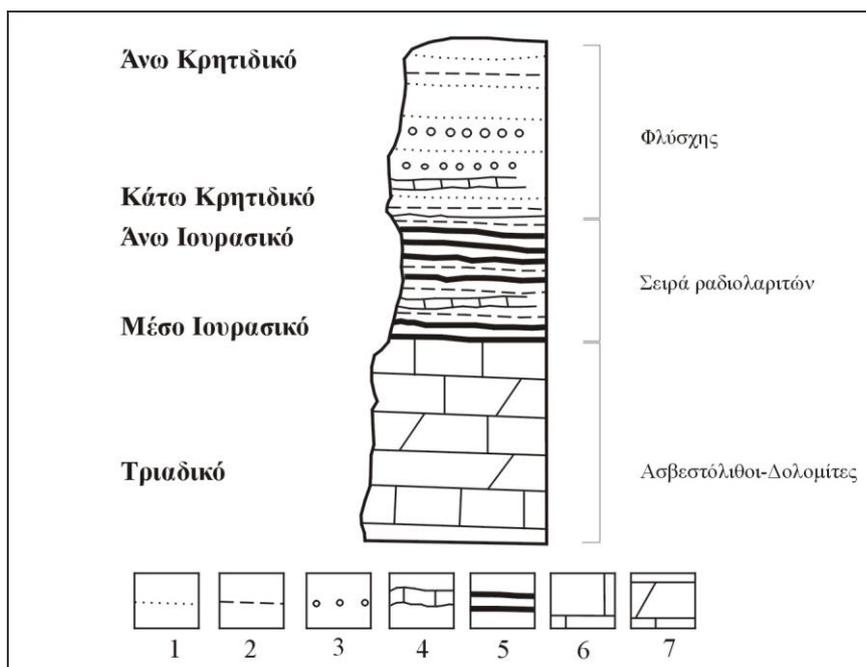
Στην περιοχή της Βοιωτίας εμφανίζονται δύο ισοπικές γεωτεκτονικές ζώνες, η Υποπελαγονική ζώνη στα ανατολικά και η ζώνη Βοιωτίας ή «Ενότητα της Βοιωτίας», όπως αναφέρεται πιο συχνά, στα δυτικά (Μουντράκης 1985). Τα κύρια χαρακτηριστικά των δύο αυτών ισοπικών ζωνών δίνονται παρακάτω, και στην συνέχεια παραθέτονται οι κύριες λιθολογικές ενότητες που συναντώνται στην περιοχή του Καπαρελλίου.

3.1.1.1 Ενότητα Βοιωτίας

Στη Βοιωτία μεταξύ της Υποπελαγονικής ζώνης και της ζώνης Παρνασσού-Γκιώνας παρεμβάλεται μια ιδιαίτερη ενότητα πετρωμάτων η οποία θεωρήθηκε ανεξάρτητη ισοπική ζώνη και ονομάστηκε «Ζώνη Βοιωτίας» (Celet et al., 1976). Η ζώνη αυτή βρίσκεται στο όριο εσωτερικών και εξωτερικών Ελληνίδων. Η παλαιογεωγραφική και τεκτονική της εξέλιξη μοιάζει με αυτήν των εσωτερικών ζωνών και με βάση την παλαιογεωγραφία και την τεκτονική θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι ανήκει σε αυτές (Χριστοδούλου 1982, Μουντράκης 1985). Η άποψη ότι οι σχηματισμοί της Βοιωτίας αποτελούν ανεξάρτητη γεωτεκτονική ζώνη των Ελληνίδων δεν έχει γίνει γενικότερα αποδεκτή ή τουλάχιστον δεν έχει ακόμα εδραιωθεί και αυτό γιατί οι σχηματισμοί της Βοιωτίας ίσως αποτελούν μια ελαφρά διαφοροποιημένη ενότητα της Υποπελαγονικής ζώνης και όχι ανεξάρτητη ζώνη (Μουντράκης 1985). Για το λόγο αυτό αναφέρεται περισσότερο στη γεωλογική βιβλιογραφία με τον όρο «Ενότητα της Βοιωτίας» (Μουντράκης 1985).

Η λιθοστρωματογραφία της Ενότητας Βοιωτίας περιλαμβάνει από τους νεώτερους ορίζοντες προς τους παλαιότερους τα εξής (Εικόνα 3-1):

- ❖ Ένα σχηματισμό φλύσχη η απόθεση του οποίου άρχισε στις αρχές Κρητιδικού και συνεχίστηκε μέχρι το Ανώτερο Κρητιδικό και συνίσταται από ρυθμικές επαναλήψεις ψαμμιτών, ασβεστολίθων και κλαστικών αποθέσεων. Στα κροκαλοπαγή συχνή είναι η ύπαρξη οφειολίθων και ραδιολαριτών.
- ❖ Υποκείμενη του φλύσχη υπάρχει μια σειρά κερατολίθων και πηλιτών η απόθεση της οποίας σε άλλες περιοχές κράτησε όλο το Μέσο και Άνω Ιουρασικό όπως για παράδειγμα στα Γεράνεια όρη ενώ σε άλλες περιορίστηκε μόνο στο Ανώτερο Ιουρασικό.
- ❖ Την περίοδο Τριαδικού-Μέσου Ιουρασικού αποτέθηκαν ασβεστολιθικά και δολομιτικά νηριτικά πετρώματα μεγάλου πάχους.



Εικόνα 3-1. Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη της ενότητας Βοιωτίας 1: ψαμμίτες, 2: πελίτες, μάργες, αργιλικοί σχιστόλιθοι, 3: κροκαλοπαγή - λατυποπαγή, 4: ασβεστολιθικές ενστρώσεις, 5: κερατόλιθοι, 6: ασβεστόλιθοι νηριτικοί, 7: δολομίτες. Από Μουντράκη (1985).

Τα παλαιογεωγραφικά συμπεράσματα που διατυπώθηκαν από τους μελετητές της ενότητας Βοιωτίας (Celet et al. 1976) και που στηρίζονται στην παραπάνω λιθοστρωματογραφία είναι τα ακόλουθα:

- ❖ Η ανθρακική-νηριτική ιζηματογένεση από Τριαδικό έως το Μέσο Ιουρασικό είναι συγκρίσιμη με αυτήν των ζωνών Παρνασσού-Γκίωνας και Υποπελαγονικής.
- ❖ Στο Μέσο ή Ανώτερο Ιουρασικό ο χώρος της Βοιωτίας διαμορφώθηκε σε αύλακα με πελαγική ιζηματογένεση.
- ❖ Η συμμετοχή στα κροκαλοπαγή του φλύσχη οφειολιθικών πετρωμάτων δείχνει την πιθανή τοποθέτηση της Βοιωτίας στις Εσωτερικές Ελληνίδες.

Τα παραπάνω συμπεράσματα δεν αντιβαίνουν στην άποψη ότι η Βοιωτία είναι απλά μία ενότητα της Υποπελαγονικής ζώνης και όχι ανεξάρτητη ζώνη. Στοιχεία που συνηγορούν με τις νεώτερες απόψεις (Μουντράκης 1985) είναι ότι η Υποπελαγονική αντιπροσώπευε το χώρο μιας ωκεάνιας λεκάνης από όπου προήλθαν οι οφειόλιθοι ή το ηπειρωτικό περιθώριο πάνω στο οποίο τοποθετήθηκαν με επώθηση οι οφειόλιθοι και τα ωκεάνια ιζήματα (Μουντράκης 1985).

Η τεκτονική της ενότητας Βοιωτίας χαρακτηρίζεται από τα τεκτονικά λείπια τα οποία στην περιοχή της Βοιωτίας επιπτεύουν τη ζώνη Παρνασσού-Γκίωνας, ενώ στις εμφανίσεις που βρίσκονται βόρεια από τον ποταμό Σπερχειό τα λείπια επωθούνται απ' ευθείας πάνω στη ζώνη Πίνδου.

3.1.1.2 Το προαλπικό υπόβαθρο

Σε όσες θέσεις του χώρου της Υποπελαγονικής συναντώνται πετρώματα του υποβάθρου, πρόκειται ουσιαστικά για το κρυσταλλοσχιστώδες Κάτω Παλαιοζωικό υπόβαθρο όμοιο με τα κρυσταλλικά πετρώματα της Πελαγονικής, που αποτελείται

από γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, αμφιβολίτες και παρεμβολές μαρμάρων.

Άνω Παλαιοζωικά στρώματα διαπιστώθηκαν επίσης στον Κιθαιρώνα (περιοχή Κάζα), στη Λοκρίδα της Στερεάς Ελλάδας (όρη Κνιμής και Χλωμόν), την Εύβοια, την Πάρνηθα, την Όθρυ, την Ύδρα και την Σαλαμίνα. Είναι κυρίως στρώματα ασβεστολίθων, ψαμμιτών, γραφιτικών σχιστολίθων και γραουβακών η ηλικία των οποίων προσδιορίστηκε με βάση απολιθώματα Λιθανθρακοφόρος-Πέρμιος (*Renz και Reichel 1910-1950, Μαρίνος και Reichel 1958*).

3.1.1.3 Τα Μεσοζωικά πετρώματα:

Η Υποπελαγονική ζώνη παρουσιάζει τρεις διαφορετικές στρωματογραφικές-τεκτονικές διαδοχές των πετρωμάτων της : α) διαδοχή που περιλαμβάνει μόνο οφειόλιθους και τα συνοδά ιζήματα βαθιάς θάλασσας χωρίς να είναι γνωστό το τεκτονικό τους υπόβαθρο. β) διαδοχή οφειολίθων και ωκεάνιων ιζημάτων που είναι επωθημένοι πάνω σε πελαγικούς ασβεστολίθους ή μάρμαρα. γ) διαδοχή οφειολίθων ωκεάνιων ιζημάτων επωθημένων πάνω σε νηριτικούς ασβεστολίθους (πετρώματα ηπειρωτικού περιθωρίου).

Οι τρεις παραπάνω διαδοχές πετρωμάτων αντιπροσωπεύουν την εξέλιξη από τα δυτικά προς τα ανατολικά των βαθιών ωκεάνιων συνθηκών ιζηματογένεσης προς τις νηριτικές του ηπειρωτικού περιθωρίου (*Μουντράκης 1985*). Δεν είναι όμως δυνατή η χάραξη ορίων ανάμεσά τους διότι η εξέλιξη ήταν σταδιακή αλλά και διότι οι μετέπειτα τεκτονικές κινήσεις και κυρίως η καλυμματική τεκτονική κατά το Τριτογενές μετέβαλαν τη γεωγραφική συνέχειά τους.

Οι σχηματισμοί πετρωμάτων που μετέχουν στις παραπάνω στρωματογραφικές-τεκτονικές διαδοχές περιγράφονται στην συνέχεια.

❖ *Τριαδικής ηλικίας ιζήματα*

Στις περιοχές που εμφανίζεται το προ-οφειλιτικό ανθρακικό υπόβαθρο, η ιζηματογένεση αρχίζει στο Βερφένιο με κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ασβεστόλιθους και παρεμβολές τοφικών υλικών. Ακολουθούν ασβεστόλιθοι Κάτω-Μέσο Τριαδικού οι οποίοι είναι είτε πελαγικοί με κονδύλους πυριτικούς είτε νηριτικοί με φύκη, ανάλογα αν η θέση αυτή ήταν κοντά στον ωκεάνιο χώρο ή κοντά στο ηπειρωτικό περιθώριο. Προς τα πάνω το Ανώτερο Τριαδικό αντιπροσωπεύεται από τεφρούς ασβεστόλιθους συχνά ωολιθικούς, καθώς και δολομίτες.

❖ *Σχιστοκερατολιθική διάπλαση και οφειόλιθοι*

Ο πιο βασικός σχηματισμός της Υποπελαγονικής ζώνης είναι η λεγόμενη «σχιστοκερατολιθική διάπλαση», η απόθεση της οποίας κράτησε όλο το Ιουρασικό και στις περιοχές που δεν παρατηρείται η ασβεστολιθική σειρά που περιγράφηκε προηγουμένως, η απόθεση της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης άρχισε από το Άνω Τριαδικό.

Η σχιστοκερατολιθική διάπλαση συνίσταται από λεπτόκοκκα ιζήματα δηλαδή κόκκινους, πράσινους, μαύρους αργιλικούς σχιστόλιθους, ραδιολαριτικούς κερατόλιθους, μάργες, λεπτόκοκκους ψαμμίτες, πηλίτες, αργιλοπηλίτες και παρεμβολές λεπτόκοκκων πελαγικών ασβεστολίθων. Τα ιζήματα αυτά βρίσκονται σε συνεχείς εναλλαγές και συγκροτούν μια σειρά που αντιπροσωπεύει πελαγική-ωκεάνια ιζηματογένεση. Σε ορισμένες θέσεις τα ανώτερα στρώματα της σχιστοκερατολιθικής διάπλασης έχουν τουρβιδικούς χαρακτήρες που προσομοιάζουν με

φλυσχοειδή ιζηματογένεση. Η διάρκεια ιζηματογένεσης επεκτείνεται μέχρι και το Κατώτερο Κρητιδικό.

Μέσα στη σχιστοκερατολιθική διάπλαση βρίσκονται συχνά παρεμβάλλοντα οφειολιθικά σώματα της τάξεως μέτρου έως δέκα μέτρων. Συχνές επίσης είναι οι διεισδύσεις μέσα στα ιζήματα της διάπλασης βασικών ηφαιστειτών (διαβάσες, δολερίτες κλπ) καθώς και βασικών τόφφων έτσι ώστε η διάπλαση να αποκτά χαρακτήρα ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς.

❖ *Ασβεστόλιθοι Ιουρασικού*

Πρόκειται για ανθρακικά πετρώματα που αποτελούν συνέχεια των αντίστοιχων Τριαδικών και η απόθεση τους συνεχίστηκε και στο Ιουρασικό, πάνω στα οποία βρίσκονται, σε πολλές περιοχές της Υποπελαγονικής, τεκτονικά επωθημένοι οι οφειόλιθοι. Πρόκειται για πελαγικούς ή νηριτικούς ασβεστόλιθους τυπικούς ηπειρωτικού περιθωρίου. Συγκεκριμένα πρόκειται για νηριτικούς ασβεστόλιθους Λιασίου (Κάτω Ιουρασικού) μαύρου ή τεφρού χρώματος. Επίσης απαντώνται πλακώδεις ασβεστόλιθοι συχνά ωλιθικοί χρώματος τεφρού, ηλικίας Δογγερίου-Μαλμίου (Μέσου-Άνω Ιουρασικού). Οι τελευταίοι εναλλάσσονται με αλληπάλληλες ενστρώσεις κερατολίθων, πηλιτών και πυριτικών μαργών.

❖ *Ιζήματα της Μέσο-Άνω Κρητιδικής επίκλισης*

Με την ορογένεση που εκδηλώθηκε στο χώρο των Εσωτερικών Ελληνίδων στην περίοδο Ανωτέρου Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού, αναδύθηκε και ο γεωγραφικός χώρος της Υποπελαγονικής ζώνης. Ακολούθησε περίοδος χέρσευσης κατά την οποία σχηματίστηκαν σιδηρονικελιούχα λατεριτικά κοιτάσματα. Την Κενομάνιο περίοδο, με μικρές χρονικές διαφορές στις διάφορες θέσεις, εκδηλώθηκε επίκλιση της θάλασσας. Το πρώτο επικλυσιογενές στρώμα είναι ένα τυπικό κροκαλοπαγές βάσης και ακολουθούν μαργαϊκοί κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι του Άνω Κρητιδικού άλλοτε νηριτικοί και άλλοτε πελαγικοί. Μέσα στους ασβεστόλιθους παρεμβάλλονται μικρού παχους ψαμμιτικά και μαργαϊκά στρώματα. Τα επικλυσιογενή ιζήματα του Μέσου-Άνω Κρητιδικού αποτέθηκαν με διαβρωσιογενή ασυμφωνία πάνω στα προϋπάρχοντα πετρώματα. Άλλοτε πάνω στους οφειόλιθους και τα λατεριτικά κοιτάσματα, άλλοτε πάνω στη σχιστοκερατολιθική διάπλαση και άλλοτε πάνω στα ανθρακικά ιζήματα Τριαδικού ή Ιουρασικού.

Η ιζηματογένεση συνεχίστηκε με την απόθεση του φλύσχη που άρχισε στο Άνω Μαιστρίχτιο και έληξε στο τέλος Ηωκαίνου με την εκδήλωση της τελικής ορογενετικής δράσης.

3.1.1.4 Τα μεταλλικά μολασσικά ιζήματα

Στο χώρο της Υποπελαγονικής προς την πλευρά της ζώνης Πίνδου αναπτύχθηκε στη διάρκεια της τελικής ορογενετικής δράσης του Άνω Ηωκαίνου, μια μεγάλη αύλακα που λειτούργησε κυρίως το Ολιγόκαινο-Μέσο Μειόκαινο σαν χώρος απόθεσης μολασσικών ιζημάτων, μεγάλου πάχους. Η αύλακα αυτή ονομασθηκε «Μεσοελληνική αύλακα». Η Μεσοελληνική αύλακα έχει μήκος περίπου 130 Km και πλάτος που ξεπερνά τα 40 Km. Εκτείνεται με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ παράλληλα στο Ελληνικό ορογενετικό τόξο, στον κορμό του Ελληνικού ηπειρωτικού περιθωρίου (Μουντράκης 1985). Τοποθετείται γεωγραφικά στις περιοχές Γρεβενών-Καλαμπάκας. Η Μεσοελληνική αύλακα αναπτύσσεται στο γεωλογικό χώρο ανάμεσα στην Υποπελαγονική ζώνη και τη ζώνη Πίνδου και έχει ως υπόβαθρο οφειολιθικές μάζες αλλά και Μεσοζωϊκούς ασβεστόλιθους (Μουντράκης 1985).

3.1.2 Λιθοστρωματογραφία της περιοχής Καπαρελλίου

Στην ευρύτερη περιοχή Καπαρελλίου, όπου έγιναν και οι παλαιοσεισμολογικές τομές, συναντούμε τους εξής γεωλογικούς σχηματισμούς από τον νεώτερο προς τον παλαιότερο (*Γεωλογικός Χάρτης Φύλλο Καπαρέλλι 1/50.000 Ι.Γ.Μ.Ε. 1984*):

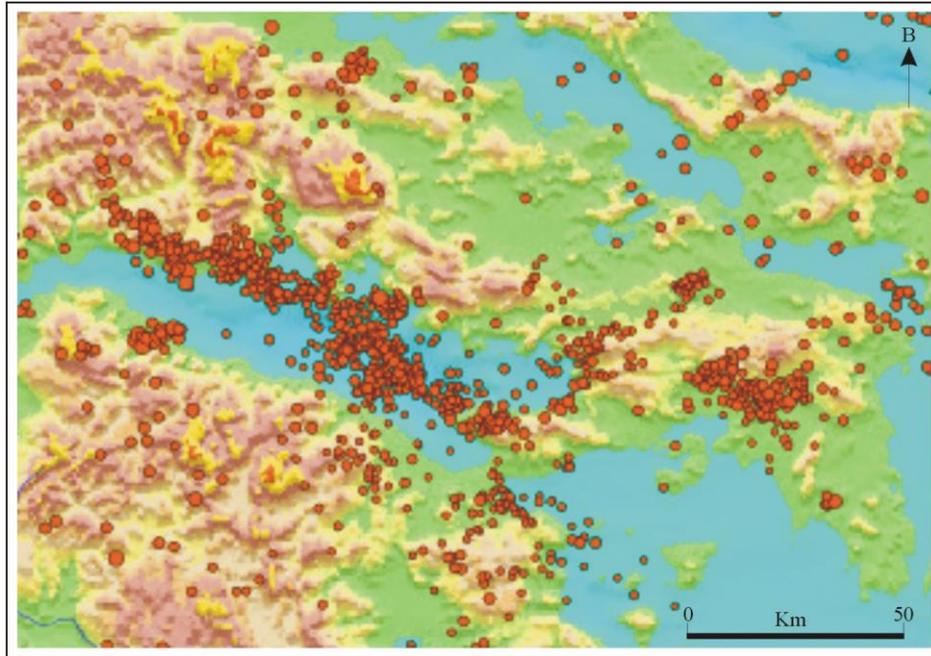
- ❖ **Αλλουβιακές αποθέσεις Ολοκαινικής ηλικίας.** Πρόκειται για ασύνδετα υλικά από άμμους και κροκαλολατύπες, προσχώσεις χαλαρών αργιλοαμμωδών υλικών, ερυθρογαίες σε μικρές εσωτερικές λεκάνες, ιζήματα αναβαθμίδων χειμαρρώδους προέλευσης. Το πάχος τους δεν ξεπερνά τα 10 m.
- ❖ **Σύγχρονα πλευρικά κορήματα και κώννοι κορημάτων.** Αποτελούνται από ασύνδετα υλικά που αναπτύσσονται στις κλιτύες ασβεστολιθικών όγκων.
- ❖ **Ποταμοχερσαίες αποθέσεις Πλειστοκαινικής ηλικίας.** Αποτελούνται από εναλλαγές κροκαλοπαγών, άμμους, αμμούχων αργίλων και πηλών χωρίς απολιθώματα, πάχους περίπου 150 μ.
- ❖ **Συνεκτικά κροκαλοπαγή.** Αποτελούν τη βάση της ακολουθίας των ποταμοχερσαίων αποθέσεων και περιέχουν κυρίως ασβεστολιθικές κροκάλες. Τα κροκαλοπαγή είναι παχυστρωματώδη και έχουν παρεμβολές λεπτών ασβεστομαργαϊκών ενστρώσεων.
- ❖ **Ασβεστόλιθοι-δολομίτες Μέσου-Ανω Τριαδικού-Κάτω Ιουρασιικού.** Πρόκειται για παχυστρωματώδεις έως άστρωτους βιομικρίτες, δολοσπαρίτες τεφρού κυρίως χρώματος αλλά κατά θέσεις παρουσιάζονται ως λευκότεφροι, λευκοκίτρινοι, ερυθρόλευκοι. Το ανώτερο πάχος τους είναι 600 m και περιέχουν τα απολιθώματα (*ammodiscidae, duostominidae* κ.α.) (*Γεωλογικός Χάρτης Φύλλο Καπαρέλλι. 1/50.000 Ι.Γ.Μ.Ε. 1984*).

3.2 Σεισμικότητα της περιοχής μελέτης

3.2.1 Κατανομή της σεισμικότητας

Στην περιοχή του Ανατολικού Κορινθιακού το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικότητας επικεντρώνεται μεταξύ μια σειράς σχεδόν παράλληλων ρηγμάτων που περιορίζονται γεωγραφικά μεταξύ του Ξυλοκάστρου, Αλεποχωρίου και Καπαρελλίου. Αυτά τα ρήγματα φέρουν τα ονόματα των περιοχών τυπικής εμφάνισής τους και ονομάζονται ως ρήγμα Ξυλοκάστρου, ρήγμα Αλεποχωρίου στο νότιο τμήμα του κόλπου και ρήγμα Καπαρελλίου στο βόρειο τμήμα του κόλπου.

Η σεισμική δραστηριότητα συνεχίζεται και ανατολικότερα και φαίνεται να περιορίζεται στα όρη Κιθαιρώνας και Πατέρας τα οποία τοποθετούνται γεωγραφικά μεταξύ των λεκανών των Μεγάρων και των Θηβών (Εικόνα 3-2). Σύμφωνα με τους *Hatzfeld et al. (2000)*, με βάση ένα δίκτυο από 54 φορητούς σταθμούς ανίχνευσης και καταγραφής σεισμικών κυμάτων που τοποθετήθηκαν στην περιοχή που εκδηλώθηκε η σεισμική ακολουθία του 1981, μεγάλο μέρος της σεισμικότητας δεν συνδέεται άμεσα με κάποιο από τα ρήγματα του Καπαρελλίου, Αλεποχωρίου, Πισιών ή Ξυλοκάστρου τα οποία θεωρείται ότι συνδέονται με τη σεισμική ακολουθία του 1981 (*Mariolakos et al., 1981, Jackson et al., 1982, Hubert et al., 1996, Μαριολάκος Ι., 1995*). Μεγάλο μέρος της σεισμικής δραστηριότητας επικεντρώνεται σε ένα βάθος μεταξύ 4 και 13 Km (*Hatzfeld et al. 2000*).



Εικόνα 3-2. Χάρτης στον οποίο φαίνεται η σεισμικότητα στον Κορινθιακό κόλπο και την Κεντρική Ελλάδα κατά την περίοδο 1996-2002 (Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Αθηνών).

3.2.2 Ιστορικοί σεισμοί στην περιοχή Θηβών – Βοιωτίας

Παρακάτω αναφέρονται συνοπτικά οι ισχυρότεροι ιστορικοί σεισμοί στην ευρύτερη περιοχή Θηβών – Βοιωτίας:

- ❖ **217 μ.Χ. Αυλώνα (M=6.1)**
Ο σεισμός ήταν καταστροφικός για την Αυλώνα (*Michaïlovich 1951*)
- ❖ **1321 μ.Χ. Θήβα (M=6.3)**
Ο σεισμός χαρακτηρίστηκε καταστροφικός για την Θήβα από τον *Ambraseys (1988a)*.
- ❖ **1601 μ.Χ. (26 Απριλίου) Αυλώνα (M=6.3)**
Στις σημειώσεις ενός μοναχού αναφέρεται ότι στο μεγάλο σεισμό καταστράφηκε η Αυλώνα όπως επίσης και σπίτια, εκκλησίες και μοναστήρια στα περίχωρα. Πολλοί άνθρωποι σκοτώθηκαν (*Λάμπρος, 1910*).
- ❖ **1852 μ.Χ. Θήβα**
«Το δε 1852 κατά τους σεισμούς των Θηβών βγήκαν από τα σπίτια τους οι κάτοικοι της Κορίνθου για αρκετές ημέρες». Πηγή: *Γ. Κούστας-Πανδώρα, Τόμος Θ', σελ. 276, 15 Αυγούστου 1858*.
- ❖ **1853 μ.Χ. (18 Αυγούστου) Θήβα (M=6.6)**
Ο σεισμός αυτός προκάλεσε σημαντικές ζημιές στη Θήβα, στην Αταλάντη, στη Χαλκίδα και αλλού. Οι μετασεισμικές δονήσεις κράτησαν έξι μήνες και προκάλεσαν πρόσθετες ζημιές. Δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα στον Ανατολικό Κορινθιακό. Οι συνεχείς δονήσεις κράτησαν τους Κορίνθιους πολλές μέρες έξω από τα σπίτια τους, χωρίς θύματα και με ελαφριές ζημιές. Επίσης έγινε αισθητός στην Αθήνα και στην Πάτρα. Πηγές: *Κούστας 1858, Schmidt 1879*.
- ❖ **1892 μ.Χ. (6 και 25 Ιουλίου) Θήβα**

❖ **1893 μ.Χ. (23 Μαΐου) Θήβα (M=6.3)**

Στις 23 Μαΐου στις 10 το βράδυ μια ισχυρή δόνηση κατέστρεψε 100 σπίτια ενώ 800 έγιναν μη κατοικήσιμα από ένα σύνολο 1200 σπιτιών της πόλης των Θηβών. Τα χωριά Πυρί και Αγ. Θεόδωροι, στα περίχωρα των Θηβών, καταστράφηκαν ολοκληρωτικά. Δύο άτομα σκοτώθηκαν. Οι δονήσεις συνεχίστηκαν και τρομοκράτησαν τους κατοίκους ώστε έμειναν έξω από τα σπίτια τους για μεγάλο χρονικό διάστημα. Κατά την διάσκεψη αυτών των μετασεισμών ένας υπόγειος θόρυβος ακουγόταν από το όρος Ελικώνα (Mitzoroulos 1894). Την προηγούμενη μέρα συνέβη ισχυρός σεισμός που προκάλεσε ρωγμές στα σπίτια της Θήβας. Ο σεισμός αυτός έγινε αισθητός στη Λάρισα, στη Κεφαλονιά και Αθήνα. Ισόσειστες καμπύλες για το σεισμό της 23^{ης} Μαΐου δόθηκαν από τους *Ambraseys και Jackson (1990)* όπως επίσης και από *Papazachos et al (1997b)*.

❖ **1895 μ.Χ. (28 Μαΐου) Θήβα**

❖ **1896 μ.Χ. (16 Ιανουαρίου) Θήβα**

❖ **1898 μ.Χ. (22 Απριλίου) Θήβα-Ωρωπός**

❖ **1914 μ.Χ. (17 Οκτωβρίου) Θήβα**

Ισχυρός σεισμός που κατέστρεψε την Θήβα και πολλά γύρω χωριά. Πρίν από το σεισμό προηγήθηκε υπόγειος θόρυβος. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλη την Ελλάδα. Υπήρξε μια ακολουθία μετασεισμών για ένα ολόκληρο χρόνο. Η μέγιστη επικεντρική ένταση ανέρχεται σε VIII βαθμούς. Τα χωριά Πύρι, Αγ.Θεόδωροι, Καπαρέλλι, Βάγια, Δήλεσι έπαθαν σοβαρές ζημιές.

❖ **1981 μ.Χ. (24, 25 Φεβρουαρίου και 4 Μαρτίου) Αλκυονίδες Νήσοι**

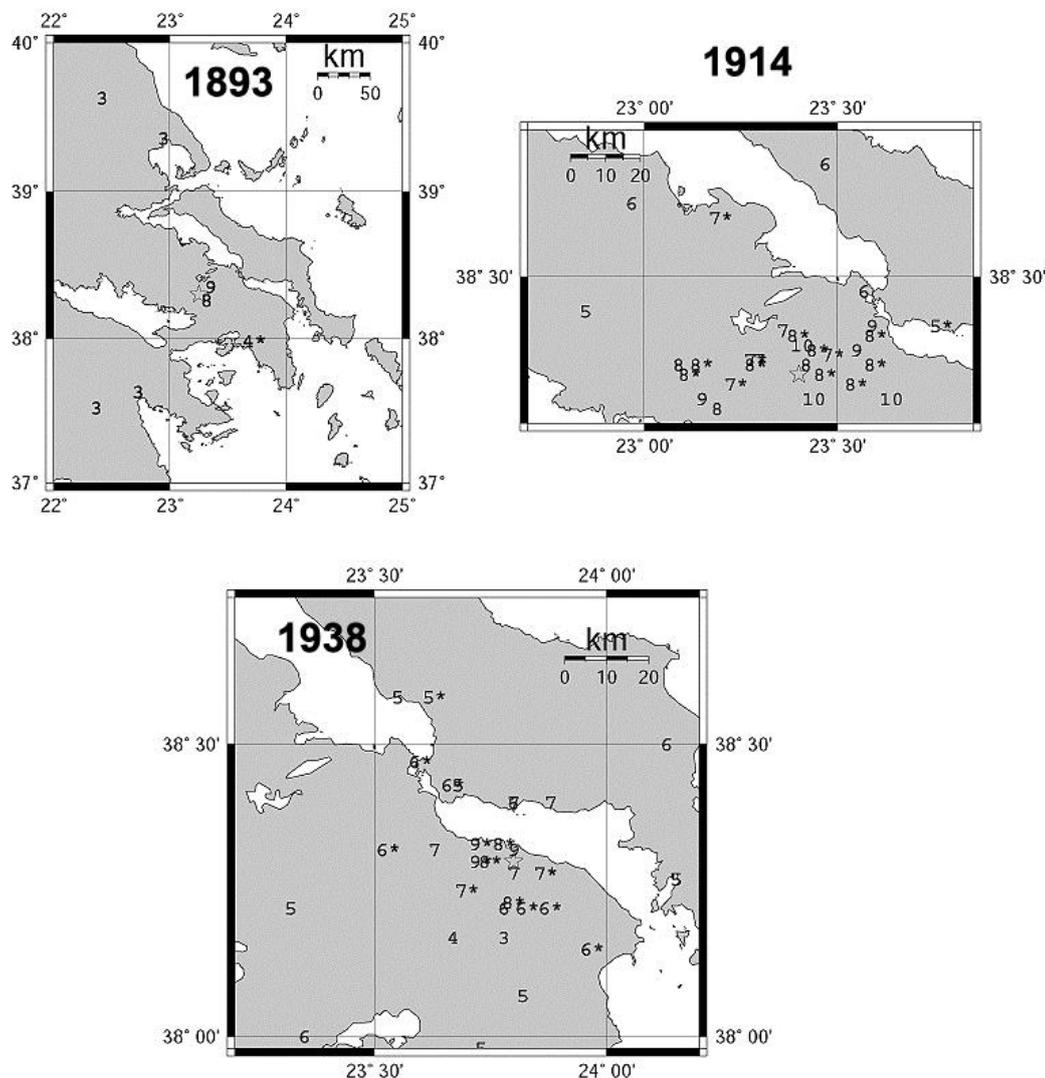
Τον Φεβρουάριο (24, 25) και το Μάρτιο (4) του 1981 τρεις κύριοι σεισμοί μεγέθους (M_s) 6.7, 6.4, 6.4 αντίστοιχα έλαβαν χώρα στο ανατολικότερο τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου (*Jackson et al. 1982*). Οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν το θάνατο 20 ατόμων ενώ οι τραυματισμοί ανήλθαν σε 500 και προκάλεσαν εκτεταμένες ζημιές σε Κορινθία, Βοιωτία και Αττική. Οι μεγαλύτερες καταστροφές από τους δύο πρώτους σεισμούς προκλήθηκαν σε χωριά που βρίσκονται κοντά στη νότια ακτή του κόλπου (Περαχώρα, Πισιά, Πρόδρομος), ενώ οι μεγαλύτερες ζημιές από το σεισμό της 4^{ης} Μαρτίου προκλήθηκαν σε χωριά στη βορειοανατολική ακτή του κόλπου (Καπαρέλλι, Πλαταιές). Οι συνολικές οικονομικές επιπτώσεις από αυτούς τους σεισμούς εκτιμήθηκαν για όλη την πλειόσειστη περιοχή σε περίπου 65 εκατ. δολάρια. Οι ψυχολογικές επιπτώσεις των συγκεκριμένων σεισμών ήταν ασυνήθιστα μεγάλες εξαιτίας του γεγονότος ότι η επικεντρική περιοχή των σεισμών ήταν κοντά στην Αθήνα, το μεγαλύτερο αστικό κέντρο στην Ελλάδα (*Παπαζάχος 1983, 1997*). Στον παρακάτω πίνακα δίνονται συνοπτικά κάποια από τα χαρακτηριστικά των παραπάνω σεισμών (από *Jackson et al. 1982*).

<i>Ημερομηνία</i>	<i>Ωρα (GMT)</i>	<i>Μέγεθος (M_s)</i>	<i>Συντεταγμένες (Lat., Long.)</i>	<i>Βάθος (km)</i>
24 Φεβρουαρίου, 1981	20 53 38.7	6.7	38.099, 22.842	10
25 Φεβρουαρίου, 1981	02 35 53.3	6.4	38.135, 23.050	8
4 Μαρτίου, 1981	21 58 07.3	6.4	38.176, 23.170	8

Πίνακας 3-1. Τα κύρια χωροχρονικά χαρακτηριστικά της σεισμικής ακολουθίας των Αλκυονίδων (1981).

Περαιτέρω έγινε η επεξεργασία νέων **ιστορικών στοιχείων για τους σεισμούς 1893, 1914, 1938** που συνδέονται με την υπό μελέτη ρηξιγενή ζώνη (Καπαρελλίου-Αυλώνας-Ωρωπού), όπου διαπιστώθηκαν τα εξής:

Η περιοχή Θήβας-Ωρωπού έχει πληγεί στον παρελθόν από ισχυρούς σεισμούς. Οι πιο ισχυροί σεισμοί των τελευταίων περίπου εκατό ετών έγιναν το 1893 και 1914 στην περιοχή της Θήβας και το 1938 στην περιοχή του Ωρωπού.



Εικόνα 3-3. Αναθεωρημένες εντάσεις για 3 σεισμούς (1893,1914,1938, από Papadopoulos et al.,2003)

Για αυτούς τους τρεις σεισμούς αναζητήθηκαν πρωτογενείς πηγές (π.χ. σύγχρονες μελέτες, εφημερίδες) με σκοπό τη βελτίωση της εικόνας του μακροσεισμικού πεδίου. Συγκεκριμένα, για το σεισμό του 1893 στη Θήβα αποδελτιώθηκαν οι εφημερίδες *Ακρόπολις* (12.5.1893, 13.5.1893, 14.5.1893, 15.5.1893, 16.5.1893, 18.5.1893), ενώ αξιοποιήθηκαν πληροφορίες για τα αποτελέσματα του σεισμού οι οποίες περιέχονται σε πηγές που δεν έχουν αξιοποιηθεί έως σήμερα (Μητσόπουλος 1893, Τρικαλινός 1972).

Για το σεισμό του 1914 αποδελτιώθηκαν οι εφημερίδες *Ακρόπολις* (5.10.1914, 6.10.1914, 7.10.1914, 8.10.1914, 11.10.1914), και επιπλέον αξιοποιήθηκε μελέτη των Γουλανδρή και Αιγινίτη (1914) που περιέχεται σε αδημοσίευτο χειρόγραφο τόμο του Αστεροσκοπείου Αθηνών με τίτλο «Βιβλίο των εν Ελλάδι παρατηρούμενων σεισμών από το 1902-1915» και παραθέτει λεπτομερείς περιγραφές των αποτελεσμάτων του σεισμού.

Για το σεισμό του 1938 μελετήθηκαν και αποδελτιώθηκαν οι εφημερίδες *Ελεύθερον Βήμα* (20.7.1938, 21.7.1938, 22.7.1938), *Καθημερινή* (21.7.1938) και *Πρωΐα* (21.7.1938). Για το έτος αυτό αξιοποιήθηκαν αδημοσίευτα σεισμολογικά δελτία και τηλεγραφήματα που εστάλησαν από διάφορες περιοχές του Ελλαδικού χώρου στο Αστεροσκοπείο Αθηνών, δεδομένου ότι δεν υπάρχουν δημοσιευμένα Δελτία του Αστεροσκοπείου Αθηνών την εποχή εκείνη λόγω των πολέμων.

Με την επεξεργασία όλων των παραπάνω πληροφοριών αναμένεται να βελτιωθεί σημαντικά η εικόνα για το μακροσεισμικό πεδίο των σεισμών του 1893, 1914 και 1938.

3.3 Γεωμορφολογία της Α. Στερεάς Ελλάδας (Βοιωτία)

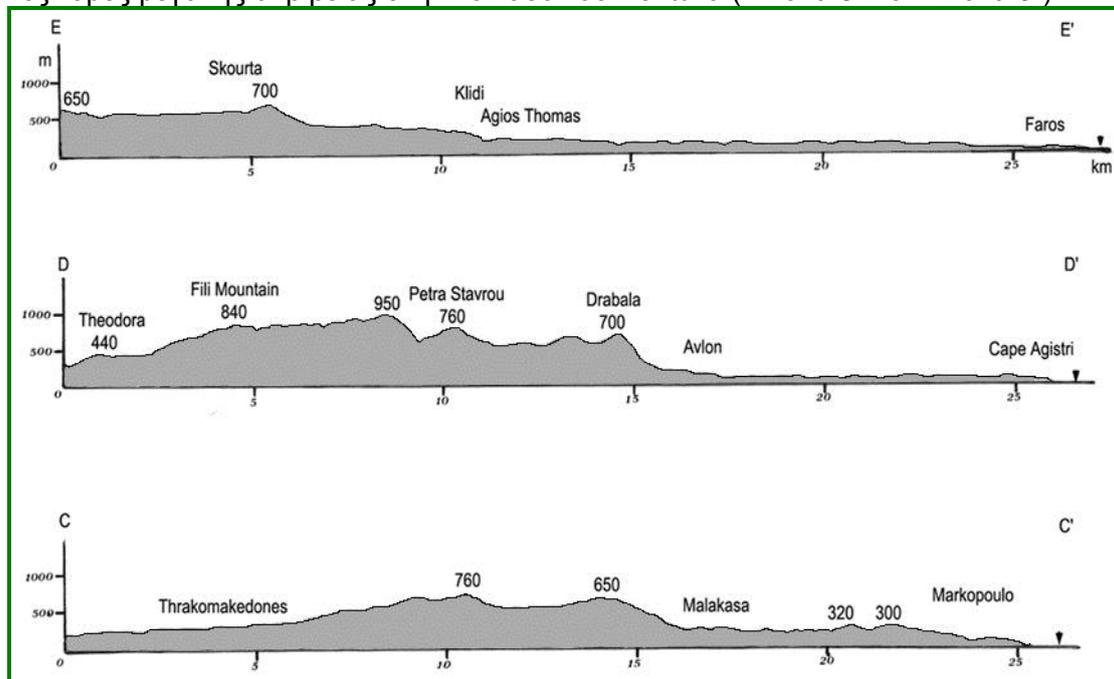
Στην περιοχή της Βοιωτίας οι κυριότεροι ορεινοί όγκοι που διακρίνονται, αρχίζοντας από την περιοχή Καπαρελλίου όπου έγιναν και οι παλαιοσεισμολογικές τομές, είναι η οροσειρά του Κιθαιρώνα που εκτείνεται από τον όρμο του Λιβαδόστρου ως και την περιοχή της κοινότητας Βιλίων. Ο ορογραφικός άξονας του Κιθαιρώνα έχει διεύθυνση Α-Δ ενώ η υψηλότερη κορυφή της οροσειράς έχει υψόμετρο 1358 m. Το νότιο τμήμα του Κιθαιρώνα παρουσιάζει έντονο ανάγλυφο με απότομες κλιτύες ενώ το βόρειο τμήμα του είναι ηπιότερο. Ανατολικότερα, ως φυσιογεογραφική προέκταση του Κιθαιρώνα, συναντάται το όρος Πάστρα με διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ, και μέγιστο υψόμετρο 1025 m. Νοτιότερα βρίσκεται το όρος Πατέρας, με υψόμετρο 1132 m, εκτείνεται από τον όρμο των Αιγισθένων μέχρι τον κόλπο της Ελευσίνας με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Το όρος Πατέρας οριοθετεί την πεδιάδα των Μεγάρων. ΔΝΔ του Καπαρελλίου εκτείνεται το όρος Κορομπίλι, με υψόμετρο 842 m, με προσανατολισμό ΝΔ-ΒΑ που σταδιακά στο βόρειο τμήμα ο ορογραφικός άξονας αλλάζει κατεύθυνση προς τα ανατολικά. Το ανάγλυφό του όρους Κορομπίλι είναι πολύ έντονο με απότομες κλιτύες. ΒΔ από το όρος Κορομπίλι βρίσκεται το όρος Ελικώνας με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, οι υψηλότερες κορυφές του είναι το Διακόπι (1525 m) και δυτικότερα η Παλαιοβούνα (1748 m). Στην περιοχή των λιμνών Υλίκη και Παράλιμνη διακρίνονται δύο κυρίως, μέσου ύψους, οροσειρές, διευθύνσεως ΝΔ-ΒΑ, το Πτώων όρος στα βόρεια και το όρος Κτυπάς στα νότια. Η οροσειρά του Πτώου υψώνεται από το ανατολικό άκρο της Κωπαΐδος μέχρι τον Ευβοϊκό κόλπο. Στο ανατολικό τμήμα του όρους το οποίο παρουσιάζει απότομες κλιτύες, όπως και το βόρειο, αντιστοιχεί η υψηλότερη κορυφή με υψόμετρο 781 m. Η οροσειρά Κτυπά είναι ομαλότερη μορφολογικά και εκτείνεται από την πεδιάδα των Θηβών μέχρι τον Ευβοϊκό κόλπο με μέγιστο υψόμετρο 1031 m (*Κουμαντάκης, 1968*).

Στην περιοχή της Βοιωτίας υπάρχουν πολλές ιζηματογενής λεκάνες εκ των οποίων οι δύο κυριότερες είναι η λεκάνη (πεδιάδα) της Κωπαΐδας με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και η λεκάνη της Θήβας με διεύθυνση Α-Δ. Μεγάλα τμήματα από αυτές τις λεκάνες καλύπτονται από Μειοκαινικής, Πλειοκαινικής-Πλειστοκαινικής ηλικίας ιζηματογενή πετρώματα τα οποία σχηματίστηκαν σε λιμναίο περιβάλλον (*Higgins, 1995*).

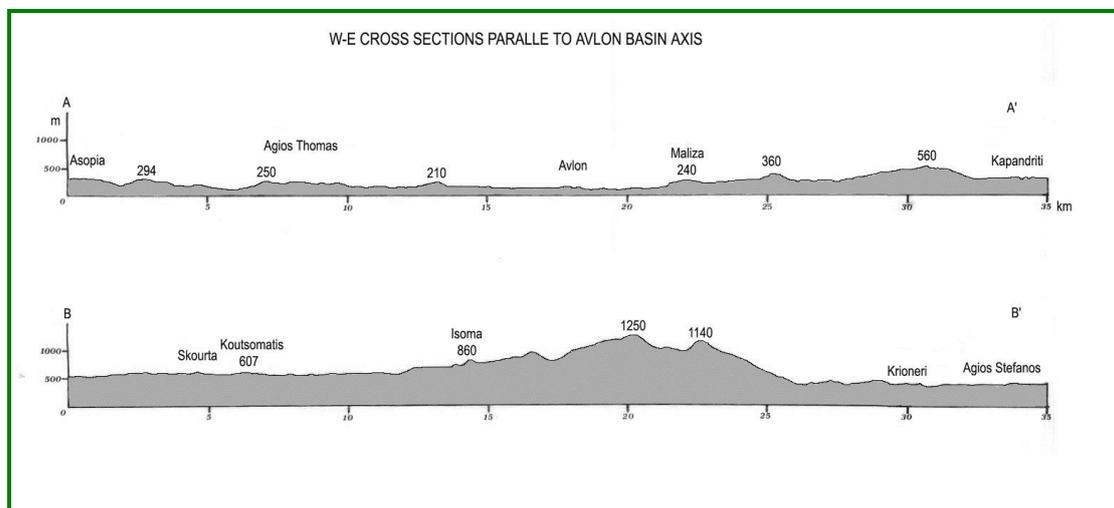
Τα κυριότερα ποτάμια που υπάρχουν στην Βοιωτία είναι ο Κηφισσός (Βοιωτικός) ποταμός, Ασωπός (Βουριένης) ποταμός, ενώ στην περιοχή του Καπαρελλίου, ο Λιβαδόστρος (Στραβοπόταμος) ποταμός. Ο Λιβαδόστρος αποστραγγίζει μια ήπιας κλίσης λεκάνη απορροής, με μέσο υψόμετρο 300 m, που αποτελείται κυρίως από ποταμοχερσαίες αποθέσεις Πλειστοκαινικής ηλικίας και αλλουβιακές αποθέσεις Ολοκαινικής ηλικίας. Το μέγιστο πάχος της ιζηματογενούς ακολουθίας είναι περίπου 230 m. Νοτιοδυτικά από το χωριό Καπαρέλλι η ήπια μορφολογία διακόπτεται καθώς το ποτάμι σχηματίζει καταρράκτη, εισέρχεται σε φαράγγι και μεταπίπτει υψομετρικά περίπου κατά 200 m. Η μορφολογία αυτή οφείλεται στην παρουσία ενός μεγάλου κανονικού ρήγματος που βρίσκεται βόρεια από τον ποταμό Λιβαδόστρο (*Zamani et al., 1981, Jackson et al., 1982*). Η βάση αυτού του μεγάλου ρήγματος σχηματίζει ένα

απότομο ρηξιγενές πρηνές με ύψος περίπου 840 m. Το ρήγμα αυτό έχει δύο διακριτές διευθύνσεις, ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ. Οι δύο αυτές διευθύνσεις προσδίδουν στη γενική διεύθυνση του ρήγματος επί του χάρτη μια καμπύλη διεύθυνση.

Στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου κατασκευάστηκαν επίσης μορφολογικές τομές μεγάλης ακρίβειας στην κοιλάδα του Αυλώνα (Εικόνα 3- και Εικόνα 3-).



Εικόνα 3-4. Τοπογραφικές- Μορφολογικές τομές με διεύθυνση Β-Ν



Εικόνα 3-5. Τοπογραφικές- Μορφολογικές τομές με διεύθυνση Α-Δ παράλληλες στον άξονα της λεκάνης του Αυλώνα

3.4 Σύntαξη νεοτεκτονικού χάρτη Αττικο-Βοιωτίας από φωτοερμηνεία γεωμετρικά διορθωμένης, παγχρωματικής δορυφορικής εικόνας

3.4.1 Γενικά

Ο σκοπός της εργασίας είναι η αναγνώριση ενεργών ρηγμάτων στην περιοχή της Αττικο-Βοιωτίας με βάση μορφολογικά χαρακτηριστικά του αναγλύφου. Η φωτοερ-

μηνεία έγινε ψηφιακά με την εξέταση των γεωμορφών σε χειμερινή, μονοχρωματική (παγχρωματική) εικόνα του σαρωτή HRV PAN του γαλλικού δορυφόρου SPOT⁶. Αυτός ο δορυφόρος είναι ο πλέον κατάλληλος για νεοτεκτονική ανάλυση σε κλίμακες 1:20.000 – 1:50.000 επειδή α) η χωρική διακριτική ικανότητα (το μέγεθος του pixel) του δορυφόρου αυτού είναι 10 μέτρα, και β) η φασματική διακριτική του ικανότητα στο ορατό μέρος του φάσματος είναι από 0.45 – 0.69 μικρόμετρα. Επίσης, η ραδιομετρική διακριτική του ικανότητα είναι 8 μπιτ, δηλαδή η εισερχόμενη ενέργεια στο κάτοπτρο του δορυφόρου διασπάζεται σε 256 επίπεδα του γκρι. Οι δυνατότητες του δορυφόρου εξετάζονται αναλυτικότερα από τους *Ganas and Athanassiou (2000)*.

3.4.2 Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε έχει ως εξής: Έγινε προβολή της δορυφορικής εικόνας στην οθόνη του υπολογιστή σε μεγέθυνση 1:1, επειδή αυτή αντιστοιχεί σε χαρτογραφική κλίμακα εργασίας 1:25000, στο γεωγραφικό μήκος των 23 μοιρών ανατολικά που βρίσκεται η περιοχή μελέτης. Κατόπιν, ακολούθησε η ψηφιοποίηση των ρηγμάτων επί οθόνης 19 ιντσών.

Το λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε είναι το GEOMATICA v8.2.1. Η εικόνα διορθώθηκε γεωμετρικά με πολυωνυμικό μετασχηματισμό πρώτου βαθμού. Η γεωαναφορά έγινε σε ΕΓΣΑ87 και η επαναδόμηση (resampling) έγινε με κυβική συνέλιξη καθ' ότι μας ενδιέφερε η γεωμετρία των μορφών και όχι οι απόλυτες τιμές των pixels. Κατόπιν έγινε ενίσχυση του ιστογράμματος της εικόνας για την ανάδειξη των γραμμικών στοιχείων. Επειδή η εικόνα περιέχει τόσο λαμπρές επιφάνειες (χιόνι) όσο και σκοτεινές (θάλασσα) η ενίσχυση έγινε τμηματικά, από περιοχή σε περιοχή και σε κλίμακα υπολεκάνης. Ο σχετικός αλγόριθμος αλλάζει την ενίσχυση ώστε αυτή να προσαρμόζεται ανάλογα με την τυπική απόκλιση των ψηφιακών τιμών των pixels από κάποια μέση τιμή ενός παραθύρου. Το χιόνι κάλυπτε τμήματα των ορεινών όγκων του Κιθαιρώνα και του Ελικώνα, καθώς και την προσήλια πλευρά του όρους Πάστρα.

Η γεωλογία της περιοχής μελέτης από άποψη φωτοερμηνείας διακρίνεται σε δύο κατηγορίες: ιζήματα πληρώσεως λεκανών και υπόβαθρο. Στο υπόβαθρο οι πετρολογικοί σχηματισμοί είναι κυρίως ανθρακικοί, ακολουθούμενοι από οφιολίθους και φλύσχη. Στο υπόβαθρο είναι δυνατή η διάκριση των ανθρακικών μέσα σε σχετικά αδάσωτες περιοχές, όπως του Κιθαιρώνα, όρους Πατέρα, Πώου όρους κλπ. Αυτό συμβαίνει διότι τα ανοιχτόχρωμα πετρώματα όπως οι ασβεστόλιθοι ανακλούν περισσότερο το ηλιακό φως, οπότε με τη σχετική επεξεργασία αναδεικνύονται αμέσως. Πρόβλημα παρουσιάζεται εκεί όπου υπάρχει δάσος (π.χ. Πάρνηθα, Γεράνεια) γιατί οι επιφάνειες αυτές αντανακλούν λιγότερο φως (*Νικολάου κ. α. 2000*). Τα κλαστικά πετρώματα μαζί με τα υπερβασικά είναι γενικά σκουρόχρωμα, ωστόσο η διάκριση τους μπορεί να γίνει από τη χαρακτηριστική μορφή διαβρώσεως που αναπτύσσεται (π.χ στο Ύπατο Βοιωτίας, περιοχή ΥΠΑ στο συνημμένο χάρτη).

⁶ Ο δορυφόρος SPOT κατασκευάστηκε από την Γαλλική εταιρεία CNES (Centre National d'Etudes Spatiales), και εξελίχθηκε με τη συμμετοχή της Σουηδίας και του Βελγίου. Ο SPOT1 εκτοξεύτηκε στις 22 Φεβρουαρίου 1986 και ακόμα συλλέγει δεδομένα. Ο SPOT2 εκτοξεύτηκε στις 22 Ιανουαρίου 1990 και είναι ακόμα ενεργός. Ο επόμενος (SPOT3) εκτοξεύτηκε στις 26 Σεπτεμβρίου 1993, όμως μια πτώση στις 14 Νοεμβρίου 1997 οδήγησε στη διακοπή της λειτουργίας του. Πρόσφατα εκτοξεύτηκε ο SPOT5 με βελτιωμένη χωρική διακριτική ικανότητα 5 μέτρων. Το ύψος της τροχιάς του είναι σταθερό στα 822 km. με αποτύπωση της ίδιας περιοχής κάθε 26 ημέρες. Κάνει μια περιστροφή γύρω από τη γη σε 101 λεπτά, και στο σύνολο μίας μέρας περιστρέφεται 14,19 φορές.

Τα ιζήματα πληρώσεως είναι Νεογενή και Τεταρτογενή, η δε διάκριση τους είναι αδύνατη λόγω των εκτεταμένων καλλιεργειών. Όμως η έκταση των επίπεδων, καλλιεργήσιμων εκτάσεων βοηθά στον εντοπισμό των ορίων των κρασπέδων των λεκανών και αποτελεί κριτήριο στην νεοτεκτονική φωτοερμηνεία. Στην περίπτωση αυτή εντάσσεται η αναγνώριση του ενεργού ρήγματος του Καπαρελλίου, το οποίο κλίνει προς Νότο και δεν έχει ακόμη σχηματίσει αξιόλογο ανάγλυφο.

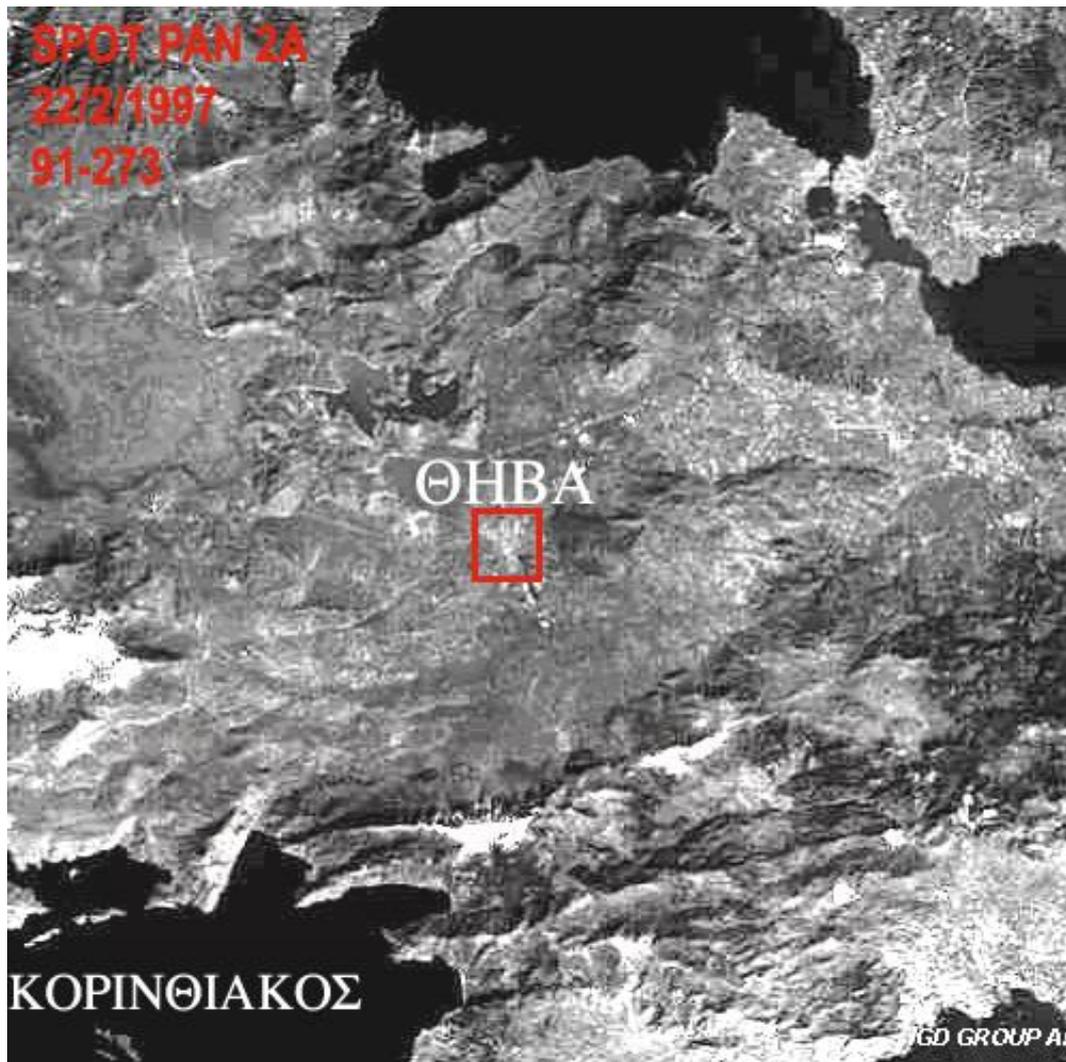
3.4.3 Κριτήρια νεοτεκτονικής φωτοερμηνείας

Το σημαντικότερο ραδιομετρικό κριτήριο είναι η συστηματική αλλαγή του τόνου (βαθμίδα του γκρι) της εικόνας. Ο τόνος εξαρτάται από τη φύση της επιφάνειας (λιθολογία) και την έκθεση της (προσανατολισμός, κλίση) ως την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία.

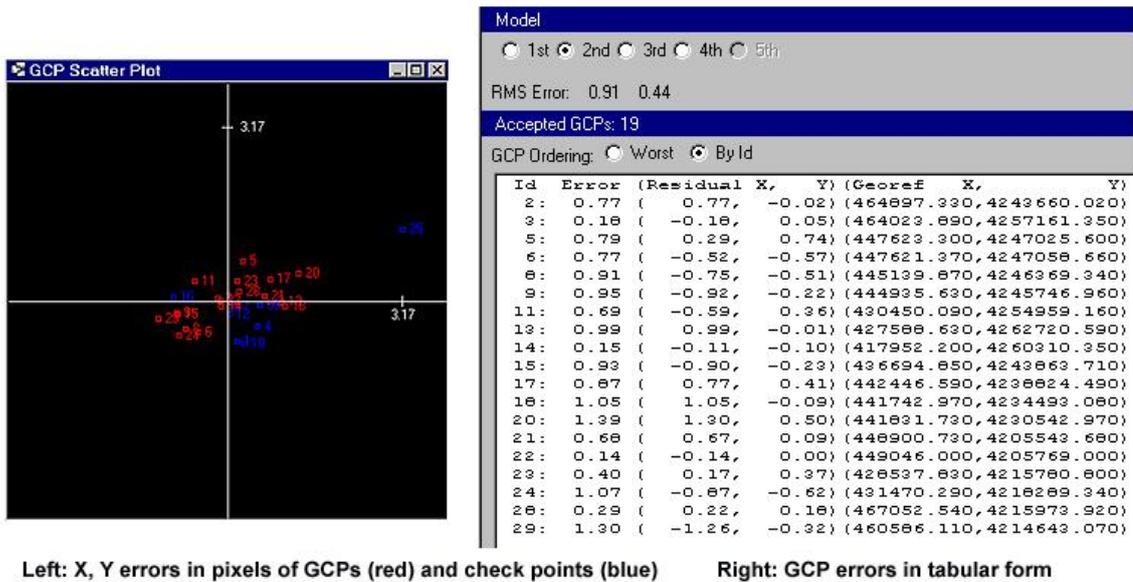
Το κυριότερο γεωμετρικό κριτήριο ενός ρήγματος είναι η γραμμικότητα του ίχνους του. Η γραμμικότητα προκύπτει από τη διακοπή της συνέχειας μιας επιφάνειας η οποία αποκαλύπτεται εφ' όσον δεν είναι δασωμένη ή καλυμμένη. Διακρίνουμε τα εξής επιμέρους κριτήρια σε σχέση με τον προσανατολισμό των επιφανειών: α) τα επιμήκη πρηνή σε προσήλια έκθεση β) τα επιμήκη πρηνή σε υπήγια έκθεση.

Στα ρήγματα κανονικής γεωμετρίας η διαφορική κίνηση των τεμαχών δημιουργεί ανάγλυφο (King et al., 1988). Σε ρήγματα με διεύθυνση Ανατολή-Δύση και σε λιθολογία ανθρακική είναι δυνατή η χαρτογράφηση της κορυφογραμμής (υδροκρίτη), άρα και οι απολήξεις του, δηλαδή το τέλος του (κανονικού) ρήγματος. Ως παράδειγμα, αναφέρεται η λεκάνη της Τανάγρας με τα ρήγματα να αναπτύσσονται στο νότιο περιθώριο.

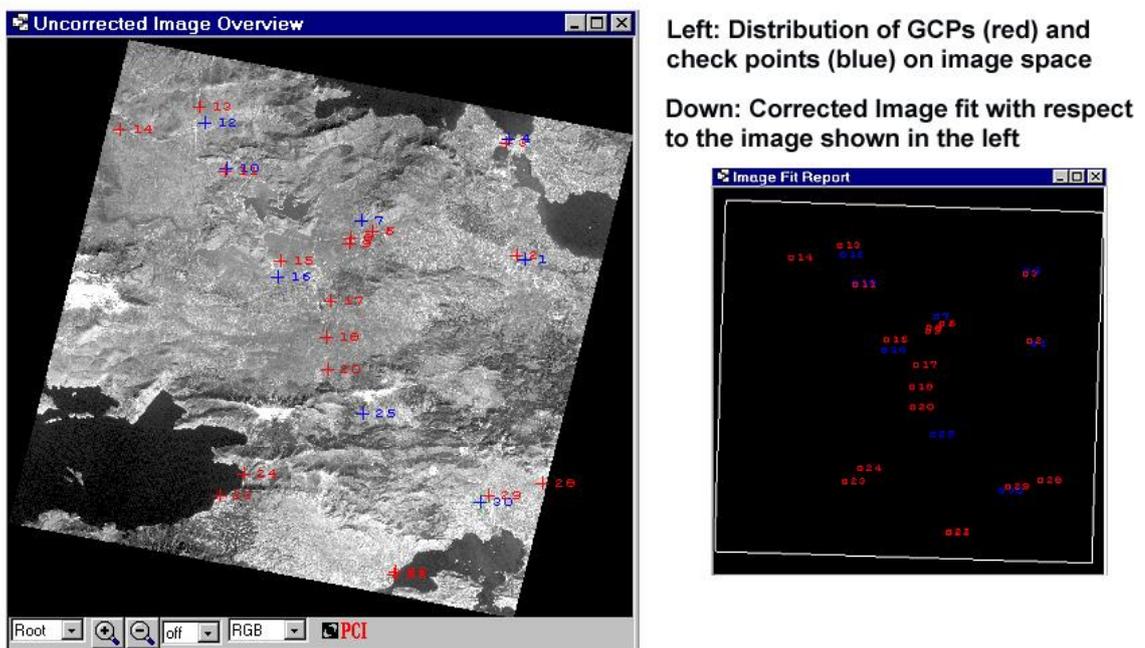
Τα καθαρώς γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά τμημάτων της εικόνας όπως είναι α) η ύπαρξη μακράς γράμμωσης χωρίς να διακρίνεται πρηνές και β) η ύπαρξη επιμήκους, στενής χαράδρωσης στην «πλάτη» ενός μορφολογικού υβώματος.



Εικόνα 3-6. Περιοχή κάλυψης της δορυφορικής εικόνας της περιοχής μελέτης. Η εικόνα σαρώθηκε στις 22 Φεβρουαρίου 1997 στις 11:17 ώρα Ελλάδος από τον παγχρωματικό σαρωτή του δορυφόρου SPOT 1. Η σάρωση έχει γίνει σχεδόν κατακόρυφα ως προς το ίχνος της τροχιάς (γωνία στροφής 9.3 μοίρες προς δυσμάς). Η χαμηλή ηλιακή γωνία (37.1 μοίρες από τα νοτιοανατολικά, βορράς 157 μοίρες) είναι κατάλληλη για εφαρμογές μορφοτεκτονικής επειδή αναδεικνύει τα απότομα πρηνή των νεοτεκτονικών ρηγμάτων.



Εικόνα 3-7. Το σφάλμα της γεωμετρικής διόρθωσης (αριστερά σε γραφική μορφή, δεξιά ως πίνακας). Οι μονάδες είναι σε εικονοστοιχεία της δορυφορικής εικόνας (pixels). 1 pixel = 10 μέτρα. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται τα σημεία που βασίστηκε η διόρθωση (19) με τελικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα 0.91 στο X (στήλες) και 0.44 στο Y (σειρές).



Εικόνα 3-8. Η κατανομή των σημείων επιγείου ελέγχου (με κόκκινο χρώμα) και των σημείων επαληθεύσεως (με μπλε) στην δορυφορική εικόνα. Δεξιά φαίνεται το διάγραμμα στροφής μετά την διόρθωση ώστε να αποκτήσει η δορυφορική εικόνα τα σωστά γεωμετρικά χαρακτηριστικά και προσανατολισμό ως προς τον γεωγραφικό βορρά.

3.4.4 Αποτελέσματα

Η φωτοερμηνεία θα αποτυπωθεί σε νεοτεκτονικό χάρτη (υπό κατασκευή). Τα συμπεράσματα που έχουν εξαχθεί μετά την ολοκλήρωση του ερευνητικού έργου είναι τα εξής:

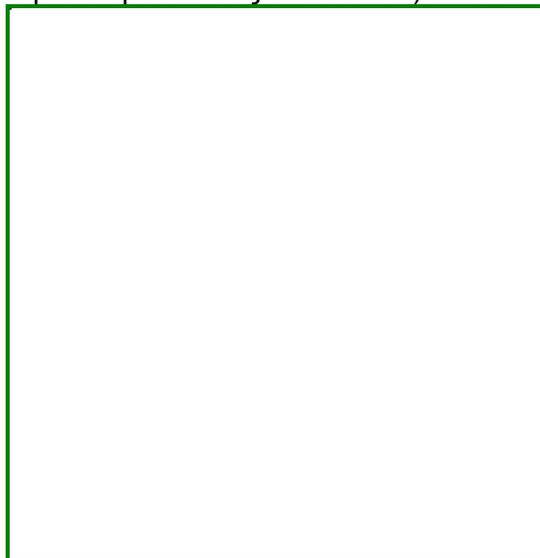
- ❖ Τα τεκτονικά βυθίσματα έχουν τρεις προσανατολισμούς, Ανατολή-Δύση (Ελευσίνα / Αλκυονίδες – Ερυθρές – Θήβα – Υλίκη), Βορειοδυτικά – Νοτιοανατολικά (Σύστημα ρηγμάτων νοτίου Ευβοϊκού – Αυλώνα, Θριασίου) και Βορειοανατολικά – Νοτιοδυτικά (μεταξύ Θίσβης- Καπαρελλίου).
- ❖ Τα ρήγματα με παράταξη Α-Δ και ΒΑ-ΝΔ αξιολογούνται ως ενεργά με βάση τα γεωλογικά στοιχεία και ενόργανα σεισμολογικά δεδομένα. Τα ρήγματα με παράταξη ΒΑ-ΝΔ κρίνονται ως πιθανώς ενεργά.
- ❖ Υπάρχει συστηματική μείωση στη απόσταση των λεκανών Α-Δ από Νότον προς Βορρά. Η πρώτη τάφος είναι ο κόλπος της Ελευσίνας. Η δεύτερη είναι η λεκάνη των Ερυθρών. Η τρίτη είναι η λεκάνη των Θηβών. Η τέταρτη είναι η υπολεκάνη της Υλίκης. Η απόσταση μεταξύ τους είναι 20 km, 12 km και 7 km αντίστοιχα.
- ❖ Τα μεγαλύτερα ρήγματα που χαρτογραφήθηκαν είναι του Κιθαιρώνα (18 km), των Ερυθρών (11 km) και της Τανάγρας (16 km). Σημειώνουμε ότι το ρήγμα του Κιθαιρώνα έχει τμηθεί από κλάδο του αντιθετικού ρήγματος Καπαρελλίου στον σεισμό του 1981.
- ❖ Μεταξύ Τανάγρας και Αλιάρτου δεν υπάρχει συνεχές ρήγμα εκτός της περιοχής Βάγιας. Πιστεύουμε ότι το ρήγμα υπάρχει με κλίση προς Βορράν αλλά δεν έχει προλάβει να αναπτύξει ανάγλυφο λόγω νεότητας.
- ❖ Μεταξύ των ενεργών ρηγμάτων Σχίνου και Καπαρελλίου υπάρχουν τέσσερα (4) κανονικά ρήγματα τα οποία αξιολογούνται ως πιθανώς ενεργά (περιοχές PSA, AIGO, ΚΑΡΑ).
- ❖ Η πόλη της Χαλκίδας περιστοιχίζεται από πέντε (5) ρήγματα.
- ❖ Η ρηξιγενής ζώνη των Ερυθρών σταματά στο Κλειδί. Εκεί διακόπτεται από τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

Κωδικός	Όνομα Ρήγματος	Μήκος (m)	Λοξότητα Lf/Lstr	Παράταξη (RH rule)	Κινηματική	Μείζον κριτήριο (ερμηνεία SPOT-PAN)
KOR1	ΚΟΡΥΦΟΥΛΑ 1	6880	1.03	N310	N	Πρανές Υπήλιο
KOR2	ΚΟΡΥΦΟΥΛΑ 2	5180	1.01	N270	N	Πρανές Υπήλιο
PAV1	ΠΑΥΛΟΣ 1	6650	1.01	N90	N	Πρανές Προσήλιο
PAV 2	ΠΑΥΛΟΣ 2	3220	1.01	N310	N	Επιμήκης, στενή κοιλάδα
LOU 1	ΛΟΥΤΣΙ 1	2200	1.02	N270	N	Πρανές Υπήλιο
LOU 2	ΛΟΥΤΣΙ 2	3480	1.01	N270	N	Πρανές Υπήλιο
AKFR 1	ΑΚΡΑΙΦΝΙΟ 1	5000	1.05	N270	N	Πρανές Υπήλιο
AKRF 2	ΑΚΡΑΙΦΝΙΟ 2	3580	1.03	N270	N	Πρανές Υπήλιο
PARL 1	ΠΑΡΑΛΙΜΝΗ 1	5370	1.01	N260	N	Πρανές Υπήλιο

Πίνακας 3-2. Ενδεικτική παρουσίαση χαρακτηριστικών για τα μεγάλα ρήγματα της περιοχής μελέτης.

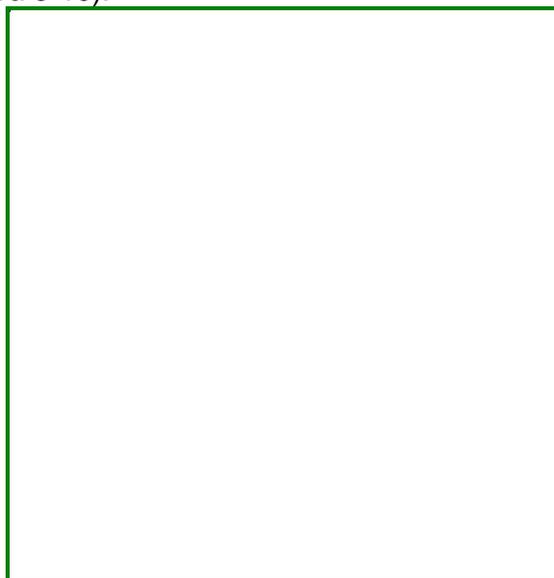
Στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού έργου κατασκευάστηκαν τρεις παλαιοσεισμολογικές τομές στο ρήγμα του Καπαρελλίου, το οποίο ενεργοποιήθηκε κατά το σεισμό του 1981.

Το ρήγμα του Καπαρελλίου έχει παράταξη Α – Δ (Εικόνα 3-9), και δημιούργησε μεγάλο άλμα (70 cm κατά μέσο όρο και έως 1 m τοπικά) κατά το σεισμό του 1981.



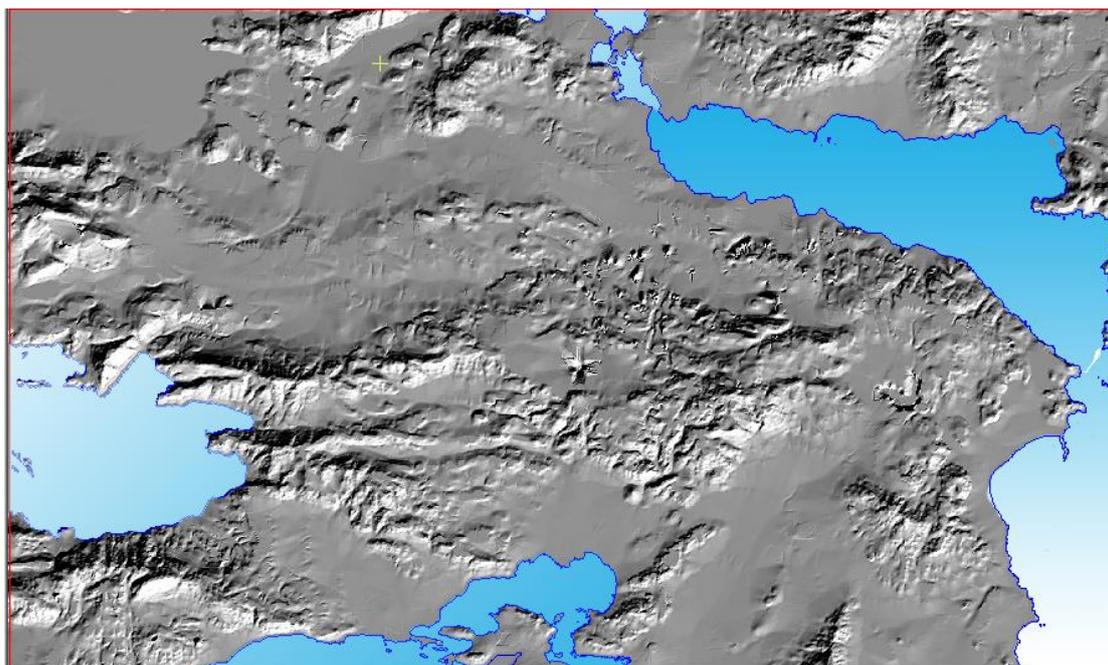
Εικόνα 3-9. Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων του ρήγματος του Καπαρελλίου.

Μετρήθηκαν επίσης και παρατάξεις ρηγμάτων στην περιοχή του Κιθαιρώνα, όπου φαίνεται ότι η διασπορά είναι μεγαλύτερη, με επικρατούσες παρατάξεις τις ΔΒΔ – ΑΝΑ και Β – Ν (Εικόνα 3-10).

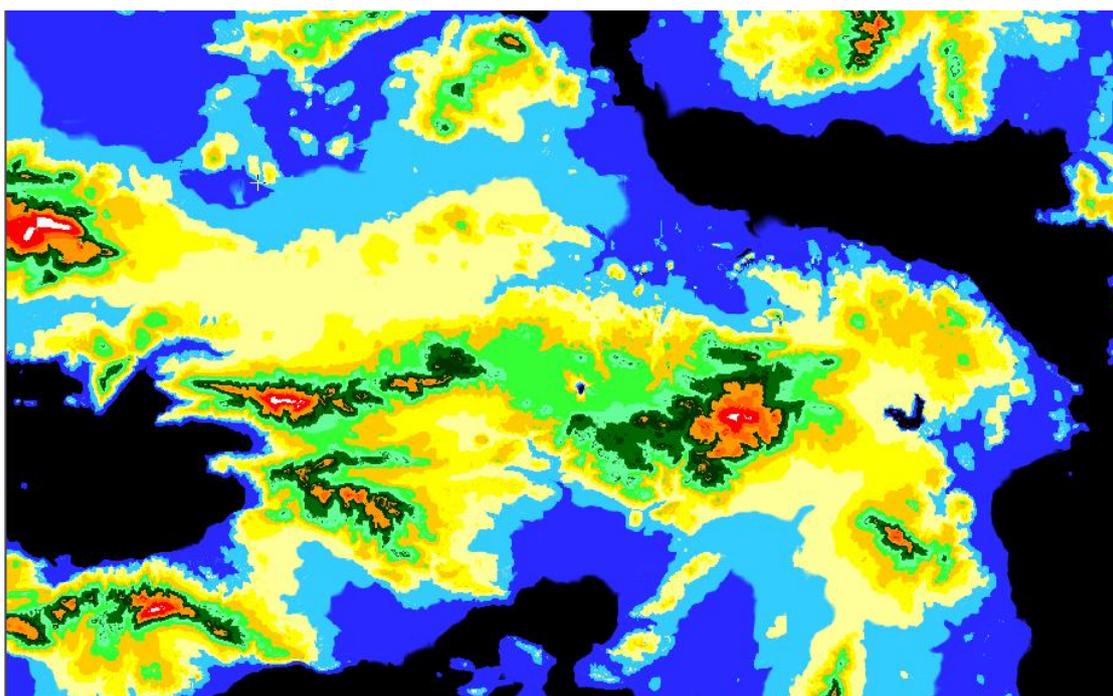


Εικόνα 3-10. Ροδοδιάγραμμα παρατάξεων για την περιοχή του Κιθαιρώνα.

- ❖ Κατασκευάστηκαν DEMs για την περιοχή της ευρύτερης περιοχής της Αττικοβοιωτίας, τα οποία δίνονται στις παρακάτω εικόνες (Εικόνα 3-11 και 3-12):



Εικόνα 3-11. Τρισδιάστατο ψηφιακό μοντέλο της περιοχής Αττικοβοιωτίας



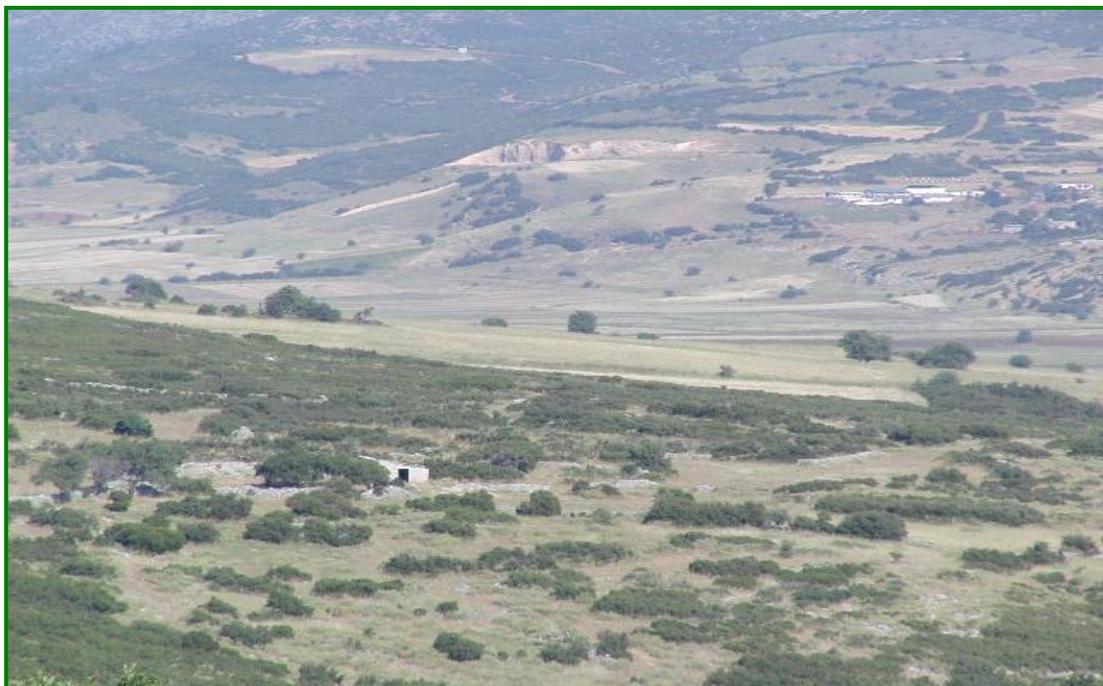
Εικόνα 3-12. Έγχρωμο σκιασμένο ανάγλυφο της περιοχής της Αττικοβοιωτίας (0-100 μπλέ, 100-200 γαλανό, έως 1300-1500 λευκό. Το φως πέφτει από ΝΑ υπό γωνία 30 μοιρών.

3.5 Παλαιοσεισμολογική έρευνα στο ρήγμα του Καπαρελλίου

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, κατά μήκος του ρήγματος του Καπαρελλίου κατασκευάστηκαν τρεις παλαιοσεισμολογικές τομές, οι ΚΑΡ-1, ΚΑΡ-2 και ΚΑΡ-3. Στην Εικόνα 3-13 απεικονίζεται το ρήγμα του Καπαρελλίου ενώ στην Εικόνα 3-14,3-15 δίνονται οι θέσεις κατασκευής των παλαιοσεισμολογικών τομών.



Εικόνα 3-13. Γενική άποψη της κοιλάδας του Λιβαδόστρα (από Πλαταιές) η οποία προς βορρά ορίζεται από το ρήγμα του Καπαρελλίου. Με μεγάλα βέλη δίνονται οι θέσεις που επιλέγησαν για την εκσκαφή των παλαιοσεισμολογικών τομών ενώ με μικρά βέλη δίνεται η θέση του ρήγματος.



Εικόνα 3-14. Άποψη από την θέση της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ- 1 καθώς επίσης και οι Πλειο-Πλειστοκαινικοί άμμοι και κροκαλοπαγή.



Εικόνα 3-16. Άποψη των παλαιοσεισμολογικών τομών ΚΑΡ-1 και ΚΑΡ-2 σε σχέση με το σεισμικό ρήγμα του Καπαρελλίου.

3.5.1 Παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ – 1

Η παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ-1 κατασκευάστηκε σε επαφή με τη ρηξιγενή επιφάνεια του ρήγματος του Καπαρελλίου. Η Εικόνα 3-17 δείχνει την εικόνα του ανατολικού τοιχώματος της τομής μετά τον καθαρισμό του.



Εικόνα 3-17. Σύνθετη απεικόνιση του ανατολικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ-1.

Στην τομή, η οποία είχε παράταξη Β – Ν, παρατηρήθηκαν διαδοχικές ρηξιγενείς ζώνες, καθώς επίσης και στρώματα μεγάλης κλίσης (σχεδόν κατακόρυφα).

Μία από τις παρατηρηθείσες ρηξιγενείς ζώνες φαίνεται στην Εικόνα 3-18 .

Η στρωματογραφία της τομής ΚΑΡ-1 αποτελείται από εναλλαγές αργίλων, άμμων, κολλουβιακών σφηνών και εδάφους.

Η καταγραφή της τομής (Εικόνα 3-19) έδειξε ότι υπάρχουν ρηξιγενείς ζώνες παράλληλες με το κύριο ρήγμα, το οποίο συμπίπτει με την αρχή της τομής, και είναι συνθετικά ή αντιθετικά αυτού.

Η ανάλυση των δομών που παρατηρήθηκαν και η συσχέτισή τους με τη στρωματογραφική ακολουθία, δείχνει ότι υπάρχουν τουλάχιστον τρία παλαιοσεισμικά γεγονότα για αυτή τη θέση,

Από τη θέση αυτή, αλλά και από τη θέση της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ-2 (βλ. κεφ. 3.5.2) ελήφθησαν δείγματα για χρονολόγηση με ^{14}C .

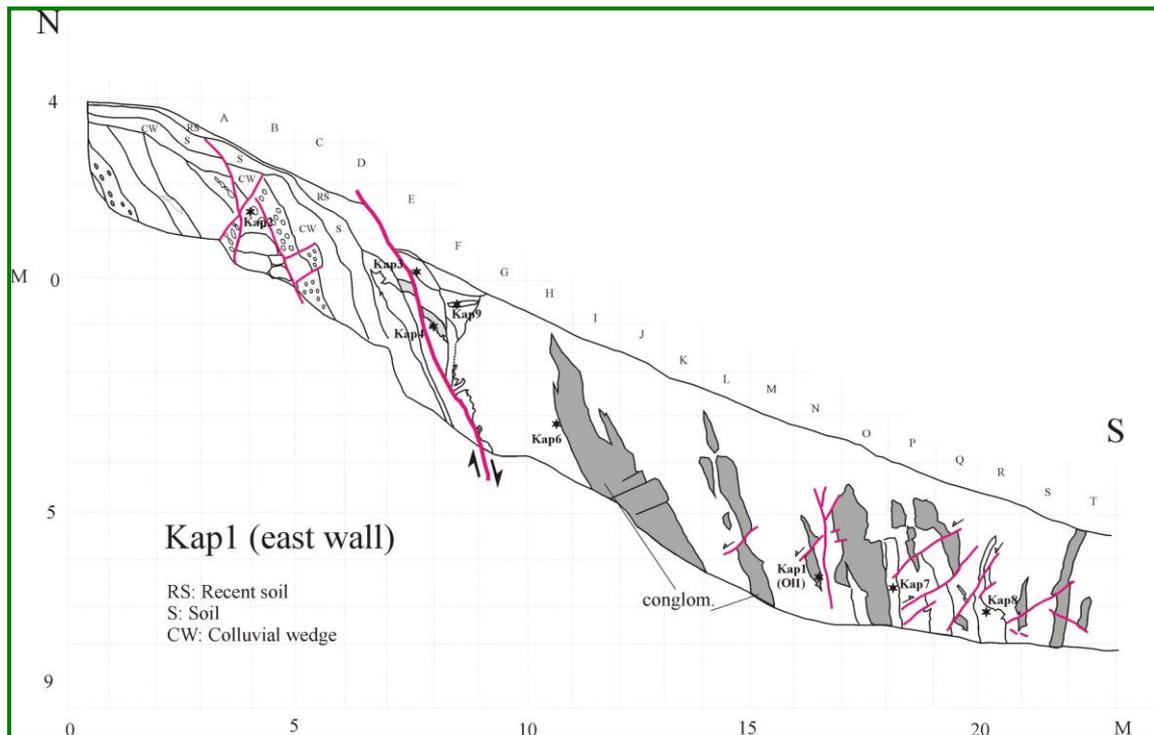
Από τα αποτελέσματα της χρονολόγησης φαίνεται ότι στην περιοχή συνέβησαν αρκετά πιθανά παλαιογεγονότα, τα οποία συσχετίζονται με την απόθεση κολλουβιακών σφηνών (βλέπε Παράρτημα Α Εργασία 1). Τα γεγονότα αυτά και η αντίστοιχη χρονολόγηση συνοψίζονται στον ακόλουθο πίνακα:



Εικόνα 3-18. Σύνθετη απεικόνιση λεπτομέρειας της ρηξιγενούς ζώνης στην παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ-1.

Γεγονός	Χρονολόγηση
1	1981
2	1,250 ± 40 yBP
3	1,410 ± 40 yBP
4	4,870 ± 40 yBP
5	6,280 ± 40 yBP
6	8,330 ± 50 yBP

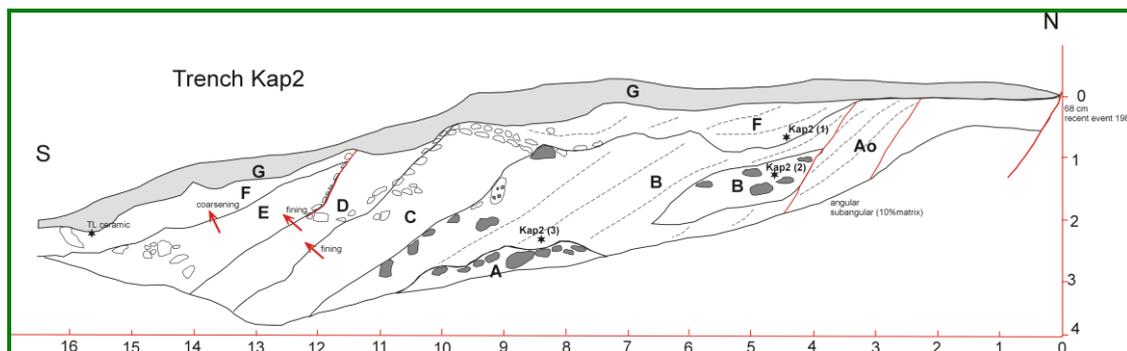
Επισημαίνεται ότι οι παραπάνω χρονολογήσεις αφορούν δείγματα από τις τομές ΚΑΡ-1 και ΚΑΡ-2, και αντιστοιχούν σε ηλικίες στρωματογραφικών δομών, οι οποίες δε συνδέονται άμεσα με ρηξιγενείς επιφάνειες.



Εικόνα 3-19. Καταγραφή του ανατολικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ-1. Αρχική χαρτογράφηση 1:20 (πλήρης ερμηνεία στο Παράρτημα Α Εργασία 1)

3.5.2 Παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ – 2

Η παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ-2 κατασκευάστηκε πλησίον της ΚΑΡ-1. Η καταγραφή της (Εικόνα 3-19) είναι παρόμοια με αυτή της προηγούμενης τομής, παρουσιάζοντας μεγάλες κλίσεις και διαδοχικές ρηξιγενείς ζώνες.



Εικόνα 3-20. Καταγραφή του δυτικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ-2.

3.5.3 Παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ – 3

Η παλαιοσεισμολογική τομή ΚΑΡ-3 έδωσε σχετικά λίγα συμπεράσματα, καθώς στην καταγραφή της δεν παρατηρούνται αξιόλογες στρωματογραφικές ή τεκτονικές δομές (Εικόνα 3-21).



Εικόνα 3-21. Καταγραφή του ανατολικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ-3.

Η Εικόνα 3-22 δίνει τη σύνθετη απεικόνιση μίας λεπτομέρειας του αρχικού τμήματος της τομής ΚΑΡ-3.

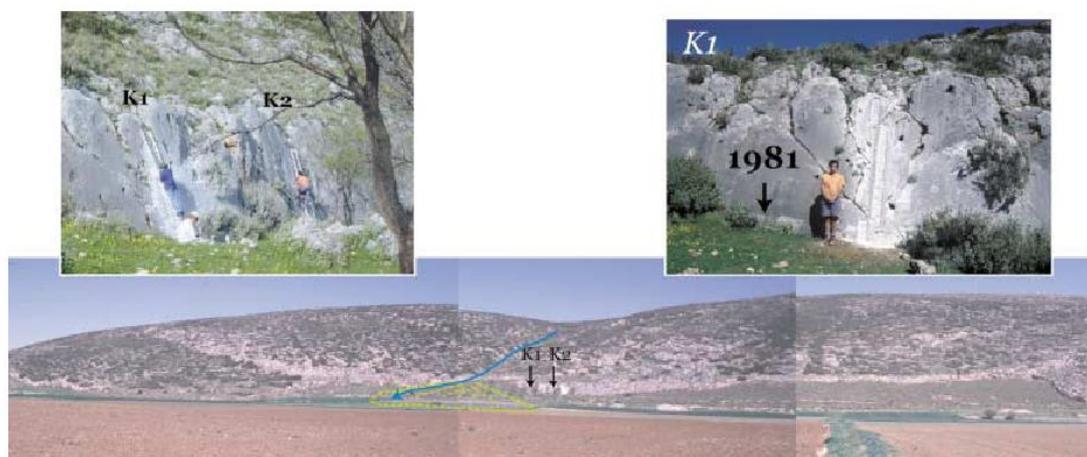


Εικόνα 3-22. Σύνθετη απεικόνιση λεπτομέρειας του ανατολικού τοιχώματος της παλαιοσεισμολογικής τομής ΚΑΡ-3.

Table 1
Dates of Radiocarbon samples from Kaparelli trenches

Sample	Laboratory	Description	$\delta^{13}\text{C}$	^{14}C Age	Calibrated Age (at 2 σ)
<i>No</i>	<i>No</i>		($^{\circ}/_{\text{oo}}$)	<i>Years BP</i>	<i>Calendar Years</i>
Kap1,4	11002	soil	-10,88	4,870 \pm 40	3760-3620 BC (85,8%) 3580-3530 BC (9,6%)
Kap1,8	11003	soil	-23,47	6,280 \pm 40	5340-5200 BC (75,8%) 5180-5140 BC (11,7%) 5130-5070 BC (7,9%)
Kap1,3	11004	soil	-21,55	1,250 \pm 40	680-890 AD (95,4%)
Kap1,1	11005	soil	-14,28	6,390 \pm 50	5480-5300 BC (95,4%)
Kap2,3	11006	soil	-21,88	8,330 \pm 50	7540-7300 BC (86,8%) 7270-7240 BC (1,5%) 7230-7180 BC (7,1%)
Kap2,1	11007	soil	-23,39	1,410 \pm 40	560-690 AD (95,4%)

Περισσότερα άλλα πρόδρομα συμπεράσματα αναφέρονται στην υπό εκτύπωση εργασία (Παράρτημα Α). Η ερμηνεία των τομών δεν ολοκληρώθηκε επειδή αναμένονται ακόμη νέα (15 περίπου) αποτελέσματα χρονολόγησης.



Εικόνα 3-23. Ρηξιγενής επιφάνεια του ρήγματος του Καπαρελλίου όπου φαίνεται το άλμα του σεισμού του 1981 και οι θέσεις δειγματοληψίας (K1, K2) από τον καθρέπτη του ρήγματος για την εφαρμογή της μεθόδου ^{36}Cl (Benedetti et al., 2003).

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

4.1 Αποτελέσματα έργου

Στην περιοχή του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης αναζητήθηκαν τα γεωμορφολογικά μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά που συνδέονται με τη δραστηριότητα των νεοτεκτονικών και ενεργών ρηγμάτων της περιοχής. Συγκεκριμένα από μετρήσεις υπαίθρου και κυρίως ψηφιοποίησης χαρτών κλίμακας 1:5.000, εντοπίστηκαν ρηξιγενή πρηνή, έντονη κατά βάθος διάβρωση, απότομες αλλαγές στη γωνία κλίσης των ρεμάτων που αντανακλούν ρήγματα, εφαρμόστηκαν ποσοτικοί δείκτες μορφοτεκτονικής όπως ο βαθμός δαντέλωσης (1,3-1,5) κατά μήκος των ρηγμάτων της Γερακαρούς, ο οποίος είναι δείκτης ενεργών ρηγμάτων.

Στο πλαίσιο του παρόντος ερευνητικού έργου κατασκευάστηκαν δύο (2) νέες παλαιοσεισμολογικές τομές (GER-4 και GER-5) επί του ρήγματος που ενεργοποιήθηκε στο σεισμό του 1978. Στην τομή αυτή χαρτογραφήθηκε η σεισμική διάρρηξη του 1978 και υπολογίστηκε άλμα της τάξης 20-22 cm κατά 5-7 cm μεγαλύτερο του συν-σεισμικού άλματος το 1978. Η διαφορά αυτή ερμηνεύθηκε ως σεισμικός ερπυσμός.

Στην παλαιοσεισμολογική τομή GER-5 προσδιορίστηκαν 4 παλαιοσεισμικά γεγονότα συμπεριλαμβανομένου και του σεισμού του 1978 (άλμα 15 cm). Οι τρεις (3) παλαιοσεισμοί παρουσιάζουν άλματα 10-25 cm της ίδιας δηλαδή τάξης μεγέθους με το σεισμό του 1978.

Τέλος υπολογίστηκαν ρυθμοί ολίσθησης των ρηγμάτων από 0.06 μέχρι 0.7 mm/yr.

Στο ρήγμα Καπαρελλίου επελέγησαν τρεις θέσεις μεταξύ πολλών που εξετάστηκαν με λεπτομερή μορφοτεκτονικά κριτήρια για να κατασκευασθούν τρεις παλαιοσεισμολογικές τομές (εκσκαφές). Η πρώτη (KAP-1) έγινε στο σημείο όπου η διάρρηξη του σεισμού του 1981 είχε μετατόπιση ~80 cm. Αποκάλυψε μια σημαντική διατμητική ζώνη με ιστορία πολλών επαναλαμβανόμενων παλαιοσεισμολογικών γεγονότων και ιδιαίτερη πολύπλοκη γεωμετρία. Διαδοχικές ρηξιγενείς ζώνες τοποθετούν τα ολοκαινικά στρώματα με πολύ μεγάλες κλίσεις (60-80°). Η ηλικία των στρωμάτων (χρονολόγηση AMS ¹⁴C, Παν/μιο Georgia, USA) φτάνει έως τα 8.300 BP περίπου.

Η δεύτερη τομή (KAP-2) πραγματοποιήθηκε στη θέση όπου έγινε προσπάθεια να χρονολογηθεί η ρηξιγενής επιφάνεια (καθρέπτης) του ρήγματος στον κρυσταλλικό ασβεστόλιθο από την ερευνητική ομάδα Benedetti et.al., 2003 η οποία εκτιμά ότι η ρηξιγενής αυτή επιφάνεια ενεργοποιήθηκε τρεις τουλάχιστον φορές στο χρονικό διάστημα από 20.000 μέχρι 10.000 χρόνια και έκτοτε παρέμεινε ανενεργό μέχρι το πρόσφατο σεισμικό γεγονός του 1981. Αντίθετα η παλαιοσεισμολογική έρευνα στο πλαίσιο του παρόντος προγράμματος δείχνει σαφείς κολουβιακές σφήνες που πιθανό συνδέεται με τρία (3) ανάλογα του 1981 γεγονότα στο Ολόκαινο (10.000 χρόνια).

Η Τρίτη τομή (KAP-3) δεν έδωσε σαφή συμπεράσματα, απλά επιβεβαιώνει την αλληπάλληλη απόθεση κολουβιακών σφηνών που πιθανά συνδέονται με σεισμικά γεγονότα ανάλογα και αντίστοιχα της KAP-2. Περισσότερα δείγματα από την τομή αυτή και τις προηγούμενες έχουν σταλεί για χρονολόγηση και η ερμηνεία τους βρίσκεται σε εξέλιξη.

4.2 Γενικό συμπέρασμα της χρησιμότητας της Παλαιοσεισμολογίας προς χρήση του ΟΑΣΠ

Η ερευνητική ομάδα του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και οι συνεργαζόμενοι φορείς έχουν ερευνητική εμπειρία πεδίου και θεωρητική στην παλαιοσεισμολογική έρευνα μιας δεκαετίας με τις πρώτες παλαιοσεισμολογικές τομές κατά το διάστημα 1993-94 (Cheng et al. 1994, Pavlides 1996, Χατζηπέτρος 1998) στη λεκάνη της Μυγδονίας, στα σεισμικά ρήγματα Σαρακήνας-Παλαιοχωρίου (σεισμός Γρεβενών-Κοζάνης 1995) (Χατζηπέτρος 1998, Chatzipetros et al 1998), στο ρήγμα Ελίκης (Koukouvelas et al., 2001, Παυλίδης et al., 2001, Pavlides et al., 2003) από Θεσσαλία (Caruto et al., 2003) και κυρίως από το παρόν ερευνητικό έργο. Από την εμπειρία αυτή, την βιβλιογραφία και τα συμπεράσματα του παρόντος ερευνητικού έργου προκύπτουν συνοπτικά τα εξής :

Η παλαιοσεισμολογική έρευνα είναι απαραίτητη σήμερα για τη μελέτη των ενεργών ρηγμάτων και ιδιαίτερα για τη διερεύνηση της πρόσφατης σεισμικής (τεκτονικής) τους ιστορίας.

*Η παλαιοσεισμολογική έρευνα πρέπει να συνδυάζει μορφοτεκτονικά δεδομένα και συμπεράσματα, ανάλυση δορυφορικών εικόνων και αεροφωτογραφιών σε σχέση με ψηφιακά μοντέλα αναγλύφου, επιφανειακή νεοτεκτονική έρευνα και κυρίως τις **τεχνικές και μεθόδους εκσκαφής τομών** σε επιλεγμένες θέσεις των ρηγμάτων (τεκτονοστρωματογραφία) και να καταλήγει σε **σαφή και ποσοτικά συμπεράσματα** όπως είδος και αριθμός παλαιοσεισμολογικών γεγονότων, μεγέθη τους, ρυθμός ολίσθησης κ.ά.*

*Ιστορικοί σεισμοί για τους οποίους δεν είναι γνωστή η σύνδεσή τους με συγκεκριμένο ρήγμα ή τμήμα ρήματος μπορούν να συνδεθούν με αυτό το (ενεργό ρήγμα) μόνο μετά από λεπτομερή παλαιοσεισμολογική έρευνα. **Οποιαδήποτε άλλη προσπάθεια σύνδεσης ρήματος-σεισμού είναι παρακινδυνευμένη και αυθαίρετη.***

Ο χαρακτηρισμός των Σεισμικά Ενεργών ρηγμάτων σύμφωνα με τον ΕΑΚ-2000 πρέπει να αναθεωρηθεί ριζικά και να γίνεται κυρίως με τα παλαιοσεισμικά δεδομένα (ρυθμός ολίσθησης, περίοδος επανάληψης μεγάλων σεισμών, είδος και μέγεθος κ.α). Με βάση τέτοιου είδους δεδομένα τα ενεργά ρήγματα προτείνεται να χωρίζονται σε τρεις (3) μεγάλες κατηγορίες, ανάλογα με το βαθμό ενεργότητάς τους:

- Ολοκαινικά ενεργά ρήγματα (με άλμα στα 10.000 χρόνια)
- Υστεροτεταρτογενή με δραστηριότητα στα τελευταία 40.000 χρόνια (όριο χρονολόγησης μεθόδου C¹⁴)
- Τεταρτογενή ενεργά ρήγματα (αυτά που παρουσιάζουν δραστηριότητα – επιφανειακές μετακινήσεις- γενικά κατά την Τεταρτογενή περίοδο (1.600.000 χρόνια).

Η επικινδυνότητα επίσης των ενεργών ρηγμάτων πρέπει να στηρίζεται σε παλαιοσεισμολογικές έρευνες (π.χ χρόνος από τον τελευταίο μεγάλο σεισμό γεωλογικά αποτυπωμένο).

Ρήγματα τα οποία είναι σεισμικά ενεργά, όπως το ρήγμα Καπαρελλίου, και σύμφωνα με τον ΕΑΚ-2000 ιδιαίτερης προσοχής και επικινδυνότητας, με την παλαιοσεισμολογική έρευνα αποδεικνύει ότι έχουν μικρούς σχετικά ρυθμούς ολίσθησης και πολύ μεγάλη περίοδο επανάληψης σεισμών (της τάξης μερικών χιλιάδων ετών), στην πράξη και για οποιαδήποτε κατασκευή να θεωρούνται σε ηρεμία. Αντίθετα ρήγματα για τα οποία δεν έχουμε οποιαδήποτε πληροφορία για πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα είναι περισσότερο επικίνδυνα, πρέπει να ερευνώνται με τις μεθόδους της παλαιοσεισμολογίας.

Ορισμένα ρήγματα ή κλάδοι φαίνεται ότι λειτούργησαν άπαξ όπως το τμήμα εντός του οικισμού της Γερακαρούς. Άλλα ρήγματα όπως του νοτίου περιθωρίου της Μυγδονίας λεκάνης (Γερακαρούς-Στίβου), παρουσιάζουν κανονικότητα στην περίοδο επανάληψης σεισμών και κυρίως μεγεθών (μοντέλο χαρακτηριστικού σεισμού).

5 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ambraseys, N. N. & Jackson J.(1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1998. *Geophysical Journal International* 101, 663-708.

Ambraseys, N.N.(1988a). Data for investigation of the long-term seismicity of Central Greece. Proc. European School on the Seismic Hazard Assessment, Athens 9-16 May 1988, 1-7.

Βακαλόπουλος, Α. Α. (1983). Ιστορία της Θεσσαλονίκης 316 π.Χ. – 1983, *Θεσσαλονίκη*.

Barker, J. S. and C. A. Langston (1981). Inversion of teleseismic body waves for the moment tensor of the 1978 Thessaloniki, Greece, earthquake, *Bulletin of Seismological Society of America*, 71, 1423-1444.

Benedetti L., Finkel R., King G., Armijo R., Papanastassiou D., Ryerson F. J., Flerit F., Farber D., and Stavrakakis G.(2003). Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ³⁶Cl cosmogenic dating, *Terra Nova*, Vol. 15, No. 2, 118-124.

Caputo, R. Helly, B., Pavlides, S. and Papadopoulos, G. (2003) Palaeoseismological investigation of the Tyrnavos Fault, Central Greece. A contribution to the seismic hazard assessment of Thessaly.

Carver, D. and G.A. Bolinger (1981). Aftershocks of the June 20, 1978, Greece earthquake: a multimode faulting sequence, *Tectonophysics*, 73, 343-363.

Celet, P., Clement, B. & Ferriere (1976). La zone beotienne en Grece: Implications paleogeographiques et structurales. *Eclogae geol. Helv.*, 69, 677-599.

Chatzipetros A. A., Pavlides S. B. and Mountrakis D. M.(1998). Understanding the 13 May 1995 Western Macedonia Earthquake: A palaeoseismological approach, *J. Geodynamics* vol.26, No 2-4, pp 1-000.

Cheng S., Fang Z., Pavlides S., and Chatzipetros A. (1994). Preliminary study of Palaeoseismicity of the Southern Langhada – Volvi margin Fault zone, Thessaloniki, Greece, *Bulletin of Geological Society of Greece* vol.XXX/1, 401-407.

Critikos, N. A. (1932). Sur la seismicite de Macedoine, *Ann. De l' Observ. Nat. d' Athenes*, 12, 149-159.

Dewey, J. F., M.R. Hempton, W.S.F. Kidd, F. Saroglu and A.M.C. Sengor (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia – a young collision zone, in: *Collision tectonics*, Closs, H. D. Roeder and K. Schmidt, Eds., *Special Publication of the Geological Society of London*, 19, 3-36.

Ganas, A., and Athanassiou, E. (2000). A comparative study on the production of satellite orthoimagery for geological remote sensing. *Geocarto International*, 15 (2), 51-59.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos K., Voulgaris, N. and Papaioannou, C., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, 141, 438-456.

Higgins, M. and Higgins, R., 1995. A Geological companion to Greece and the Aegean.

Hubert, A., King, G., Armijo, R., Meyer, B., Papanastasiou, D., 1996. Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 573-585.

Hoernes, R.(1902). Das erdbeben von Saloniki am 5 Juli 1902. Kaisere Akademie der Wissenschaften in Wien, Wien, 13, 91pp.

Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G. C. P., Papadimitriou, P., Soufleris, C. and Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 377-397.

(King G.F., Stein, R.S.,and Rundle, J.B.(1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes. 1. Conceptual framework. *J. Geophysical Research*, 93, 13307-13318.

I.Γ.Μ.Ε., 1984. Γεωλογικός χάρτης Καταραλλίου.

Kockel, F. and H. Walther (1968). Zur geologischen Entwicklung des Sudlichen Serbomazedonischen massivs, *Bulg. Ak. Sc. Bull. Geol.*, 17, 133-142.

Koufos, G. D., G. E. Syrides, D. S. Kostopoulos and K. K. Koliadimou (1992). Apollonia, a new vertebrate site in the Pleistocene of the Mygdonia basin (Macedonia, Greece); the first fossil freshwater molluscs in the area, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, 1041-1046.

Koufos, G.D. Syrides, G.E., Kostopoulos D.S. and Koliadimou K.K., (1995). Preliminary results about the stratigraphy and the palaeoenvironment of Mygdonia basin, Macedonia, Greece, Geobios. M.S. 18:243-249

Koukouvelas I. K., Stamatopoulos L., Katsonopoulou D., Pavlides S.B. (2001). A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece, *Journal of Structural Geology* 23, (2001), 531-543.

Κουμαντάκης, Ι.(1968). Συμβολή εις τη γνώση της γεωλογίας της Επαρχίας Θηβών, *Ann. Geol. Pays Hell.*, 21, 35-106

Κούστας Γ. (1858). Ο σεισμός της Κορίνθου, Πανδώρα, Τόμος Θ', σελ. 276.

Λάμπρος, Σ.Π., (1910). Νέος Ελληνομνήμων, Αθήνα, 7, 133-257

Λέτσας, Ν. Α. (1963). Ιστορία της Θεσσαλονίκης, *Θεσσαλονίκη*.

Lyberis, N. (1984). Geodynamique du domaine egeen depuis le Miocene superieur, *These d'etat, Univ. Paris VI*, 1-367.

Lillesand, T. M. and Kiefer, R. W. (1984). *Remote Sensing and Image Interpretation*, 3rd ed. John Wiley & Sons Inc. New York.

Μαρίνος, Γ., Reichel, M., 1958. Η εξάπλωση του απολιθωματοφόρου Περμίου εις Ανατολικήν Στερεάν Ελλάδα και Εύβοιαν. Ι.Γ.Ε.Υ., 8.

Μαριολάκος Η., Κράνης Χ., Μαρουκιάν Χ. & Φουντούλης Ι. (2001). Τεκτονικά ελεγχόμενη εξέλιξη υδρογραφικών δικτύων στη Λοκρίδα (Στερεά Ελλάδα), Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, Τομ. XXXIΩ/1, 175-182.

Mariolakos I., Papanikolaou D., Symeonidis N., Lekkas S., Karotsieris Z., Sideris Ch. (1981). The deformation of the area around the Eastern Korinthian Gulf, affected by the earthquakes of Feb.-Mar. 1981, Interantional Symposium on the Hellenic Arc and Trench System, H.E.A.T., Vol. I, p. 400-420, Athens.

Mariolakos I. (1995). A proposed Tectonic Model for the evolution of the Gulf of the Corinth, Pre-Congress of the Excursion A1 (Seminar on Active Faults) of the XV Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Athens-Peloponnese, 14-17 September.

Μαριολάκος Η., Φουντούλης Ι., Σιδέρης Χ., Χατούπης Θ. (2001). Μορφοτεκτονική δομή του όρους Πάρνηθα Αττικής. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, Τομ. XXXIΩ/1, 183-190.

Mather, P.M. (1987). *Computer Processing of Remotely Sensed Images*, John Wiley & Sons, Chichester.

Mercier J. L., E. Carey, C. Simeakis, D. Foundoulis, N. Mouyarris, T. Roundoyannis and C. Angelidhis (1983). Etude des failles neotectoniques et seismiques de la region epicentrale des seismes (Mai-Juin 1978) de Thessalonique (Grece), in: The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence, Papazachos B. C and Carydis P.G., Eds., Technical Chamber of Greece, Section of central Macedonia, Thessaloniki.

Mercier, J. L., D. Sorel and K. Simeakis (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present, *Annales Tectonicae*, 1, 20-39.

Μέρτζιος, Κ. (1947). Μνημεία Μακεδονικής Ιστορίας, Δημοσιεύματα Εταιρείας Μακεδονικών Σπουδών, Θεσσαλονίκη

Michailovich, D.C. (1951). Catalogue des tremblements de terre Epiro-Albanais. Zagreb, 73pp.

Mitzopoulos, C. (1894). Die erdbeben von Theben und Lokris in der Jahren 1893 und 1894. Gotha, 40, 217-227.

Mountrakis, D., A. Psilovikos and B. Papazachos (1983). The geotectonic regime of the 1978 Thessaloniki earthquake, in: The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence, Papazachos B. C and Carydis P.G., Eds., Technical Chamber of Greece, Section of central Macedonia, Thessaloniki, 11-27.

Μουντράκης, Δ. Μ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας, *University Studio Press*, Θεσσαλονίκη, 1-207.

Νικολάου Ε. , Γκανάς Α. , Αθανασίου Ε. και Ρετάλης Α. (2000). Χρήση δεικτών βλάστησης για τη διαχρονική χαρτογράφηση καμένων εκτάσεων στην περιοχή του όρους Πεντέλη. *Γεωτεχνικά Επιστημονικά Θέματα* , τόμος 11 (2) , σ. 258-271.

Papadopoulos, G.A. , Kouskouna, V. and Plessa, A. , 2003. Rupture zones of strong earthquakes in the Corinth Rift . Submitted to *Tectonophysics*.

Papazachos, B. C., P. E. Comninakis, P.M Hatzidimitriou, E. C. Kiriakidis, A. A. Kiratzi, D. G. Panagiotopoulos, E. E. Papadimitriou, C.A. Papaioannou, S. B. Pavlides and E. P. Tzanis (1982). Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece 1902-1981, *Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, 4, 1-126.

Papazachos, B. C., D. Mountrakis, A. Psilovikos and G. Leventakis (1980). Surface fault traces and fault nplane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece, *Tectonophysics*, 53, 171-183.

Papazachos, B. C., Papaioannou Ch. A., Papazachos , C.B., and Savvaidis, A.A. (1997b).Atlas of isoseismal maps for strong earthquakes in Greece and surrounding area. Publ. Geoph.Lab. Univ.Thessaloniki, 4, 200pp.

Papazachos, B.C., Panagiotopoulos, D.G., Tsapanos, T.M., Mountrakis, D.M. and Dimopoulos G. Ch.(1983). A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of Central Greece. *Geophys. J.R. astr. Soc.* 75, 155-168.

Παπαζάχος, Β. και Κ. Παπαζάχου (1989). Οι σεισμοί της Ελλάδας, Θεσσαλονίκη, *Εκδόσεις Ζήτη*, 1-356.

Papazachos B. C. and P.G. Carydis (1983). The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20,1978 and its seismic sequence. *Eds.*, Technical Chamber of Greece, Section of central Macedonia, Thessaloniki, 1-451

Pavlides, S. and A. Kiliadis (1987). Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, N. Greece), *Ann. Tectonicae*, 1, 97-104.

Pavlides, S.B. (1996). First palaeoseismological results from Greece, *Annali di Geofisica*, 34, 545-555.

Παυλίδης,Σ.,Κουκουβέλας,Ι.,Σταματόπουλος,Λ.,Αγραφιώτης, Δ., Αλεξανδρής,Γ.Α. Ζυγούρη,Β. Σμπόρας, Σ. (2001). Παλαιοσεισμολογική μελέτη του Ανατολικού κλάδου του ρήγματος της Ελίκης(Κορινθιακός), *Δελτ.Ελλ. Γεωλ. Ετ.* XXXIV/I 199-205

Pavlides,S. B.,Κουκουβέλας, Ι. Κ., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D., Tsodoulos, I.(2003). Late Holocene Evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece), *Quaternary International*, in press

Perrey, A. (1848). Memoire sue les tremblements de terre ressentis dans la pepninsule Turco-Hellenique et en Syrie, *Academie Royale de Belgique*, 1-73.

Ψιλοβίκος, Α. (1977). Παλαιογεωγραφική εξέλιξις της λεκάνης και της λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά-Βόλβης), *Διατριβή επί Διδασκαλία*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 1-256.

Psilovikos A. and L. Sotiriadis (1983). The neotectonic graben complex of the Serbo-macedonian massif at the area of the Promygdonia basin, in the northern Greece, *Clausthaler Geol. Abh.*, 44, 21-53.

Psilovikos A. and G. Syrides (1984). Neogene and Quaternary palaeoenvironments in the northern Aegean area, *Ann. Geol. Pays Hell.*, 32, 105-114.

Psilovikos, A., G. Koufos and G. Syrides (1987). The problem of red-beds in the northern Greece, *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 70, 511-516.

Renz, C., Reichel, M., 1949. Neue Fossilien in Griechenland. *Eclogae geol. Helv.*, 42, 2.

Sakellariou – Mane H., A. Psilovikos and G. Koufos (1979). Contribution to the study of Villafranchian in northern Chalkidiki (Macedonia, Greece), *Sci. Ann Fac. Phs. & Mathm.*, Thessaloniki University, 19, 279-296.

Svoronos, G.N. (1951). *Salonique et Kavala (1686-1792, Paris, 1-139)*

Schmidt, J.(1879). *Monographien von Orient Erdbeben 1837-1873. Alwin Georgi, Leipzig, 34-136.*

Soufleris, C., J. A. Jackson, G. C. King, C. H. Scholz and C. P. Spencer (1981). The 1978 earthquake near Thessaloniki (northern Greece), *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 68

Voidomatis, P., S. Pavlides and D. Kondopoulou (1987). Late Cenozoic geodynamics of northern Greece, *L' Ateneo Parmense*, 23, 163-178.

Χατζηπέτρος, Α. Α. (1998). Παλαιοσεισμολογική – Μορφοτεκτονική Μελέτη και Μηχανική Συμπεριφορά των Συστημάτων Ενεργών Διρρήξεων Μυγδονίας, Ανατολικής Χαλκιδικής, Κοζάνης – Γρεβενών, *Διδακτορική Διατριβή*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Χριστοδούλου, Γ., 1982. Γεωλογία της Ελλάδας. Πάτρα.

Zamani, A., Maroukian, H. and Sabot, V., 1981. Evolution morphologique du lit central du torrent Livadostra de la region de Kaparelli (Beotie-Crece). *Ann. Geol. Pays Hell*, XXX/2, 805-816.

6 ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

Στα παραρτήματα αυτά επισυνάπτεται υλικό σχετικό με τη διάδοση των αποτελεσμάτων του ερευνητικού έργου, το οποίο αποτελείται από δημοσιευμένες εργασίες, ανακοινώσεις σε διεθνή συνέδρια, κ.ά.

Συγκεκριμένα, συνοποβάλλονται:

❖ Εργασίες (Παράρτημα Α')

- S. Kokkalas^a, S. Pavlides^b, I. Koukouvelas^a, A. Ganas^c, I. Tsodoulos^a, L. Stamatopoulos^a, C. Gountromichou^d and S. Valkaniotis^b (in press). Preliminary paleoseismological results from Kaparelli Fault (Central Greece): evidence of seismic events for the past 10.000 years, *Ann. Geol. Pys Hell.* *in press*.
- Ganas¹, A., Pavlides², S. B., Papadopoulos¹, G. A., Valkaniotis², S., Papaioannou², S., Sboras², S., and Alexandris², A. G. Active Fault Kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece⁷, submitted to *Journal of Structural Geology* December 2002.

❖ Ανακοινώσεις σε συνέδρια (Παράρτημα Β')

- Ενεργά ρήγματα στην Πάρνηθα: Κινηματική και Παραμόρφωση. Γκανάς Α., Παυλίδης Σ., Παπαδόπουλος Γ., Βαλκανιώτης Σ., Παπαϊωάννου Σ., Σμπόρας Σ., Αλεξανδρή Α-Γ, 2nd Symposium in Geophysics and Seismology, 31 October -2 November 2002, Amphitheatre 'I. Drakopoulos', Panepistimiopolis Zographou, Athens - Greece.
- S. Pavlides, I. Koukouvelas, A. Ganas, S. Kokkalas, I. Tsodoulos, L. Stamatopoulos, C. Goyntromichou and S. Valkaniotis (2003). Preliminary palaeoseismological results from the Kaparelli, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 5, 07069.
- Preliminary Palaeoseismological Results from the Kaparelli Fault (Central Greece), Poster, EUG-EGU-AGS, Nice, April 2003

❖ Διπλωματική εργασία (Παράρτημα Γ')

- Σ. Παπαϊωάννου (2002). Νεοτεκτονικές παρατηρήσεις στο ενεργό ρήγμα Αυλώνα και μελέτη των Νεογενών και Τεταρτογενών αποθέσεων της περιοχής, Α.Π.Θ., 72 σ., ένας χάρτης (1:5.000) εκτός κειμένου (υποβάλλεται περίληψη).
- Βαλκανιώτης Σ. (2003 σε εξέλιξη). Γεωλογικές και Νεοτεκτονικές συνθήκες στη Δυτική Αθήνα και επιπτώσεις στο Δομημένο Περιβάλλον από το Σεισμό της 7-9-1999 (δεν υποβάλλεται)
- Καραγιαννίδου Α. (2003 σε εξέλιξη) Παλαιοσεισμολογική μελέτη στην περιοχή Γερακαρούς – Στίβου (δεν υποβάλλεται).

❖ Δίπλωμα Μεταπτυχιακής Ειδίκευσης (Masters)

- Σμπόρας Σ. (2003 σε εξέλιξη). Μελέτη των Νεοτεκτονικών και Ενεργών ρηγμάτων Αυλώνας και Βοιωτίας (δεν υποβάλλεται).

❖ Διδακτορικές Διατριβές

- Τσόδουλος Ι. (2001-.....) "Ενεργός τεκτονική και Γεωδυναμική εξέλιξη στην ΝΑ Στερεά Ελλάδα" (σε εξέλιξη).

Παράρτημα Α´

Επιστημονικές εργασίες προς Δημοσίευση

1. Preliminary paleoseismological results from Kaparelli Fault (Central Greece): evidence of seismic events for the past 10.000 years
S. KOKKALAS^a, S. PAVLIDES^b, I. KOUKOUVELAS^a, A. GANAS^c, I. TSODOULOS^a, L. STAMATOPOULOS^a, C GOUNTROMICHOU^d and S. VALKANIOTIS^b.

^a *Department of Geology, University of Patras, 265 00 Patras, Greece.*

^b *Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR-54124, Thessaloniki, Greece.*

^c *Institute of Geodynamics, Athens Observatory, Thission, Athens.*

^d *Earthquake Planning and Protection Organization of Greece.*

2. Active Fault Kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece
Ganas, A., Pavlides², S. B., Papadopoulos¹, G. a., Valkaniotis², S., Papaioannou², S., Sboras², S., and Alexandris², A. G.
¹*Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, Lofos Nymfon, 118 10 Athens, Greece*
²*Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki 54006, Greece.*

Preliminary paleoseismological results from Kaparelli Fault (Central Greece): evidence of seismic events for the past 10.000 years

S. KOKKALAS^a, S. PAVLIDES^b, I. KOUKOUVELAS^a, A. GANAS^c, I. TSODOULOS^a, L. STAMATOPOULOS^a, C GOUNTROMICHOU^d and S. VALKANIOTIS^b.

^a Department of Geology, University of Patras, 265 00 Patras, Greece.

^b Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR-54124, Thessaloniki, Greece.

^c Institute of Geodynamics, Athens Observatory, Thission, Athens.

^d Earthquake Planning and Protection Organization of Greece.

Abstract:

We present paleoseismological trenching results of the active Kaparelli Fault (KF), which ruptured the surface during the 1981 Gulf of Corinth earthquake sequence. A quantitative approach for paleoearthquake dating is introduced and is applied to paleoseismic data from Kaparelli site at the eastern end of the Gulf of Corinth. The aim of this paleoseismological investigation is to better understand the past earthquake behavior and to resolve slip of the Kaparelli Fault. The identification of paleoseismic events is based on features unique to ground ruptures, such as the presence of fault-scarp colluvial deposits, formation of soil and displacements of certain key horizons. The three excavated trenches expose evidence of at least three events, for the past 10,000 years, with the 1981 event included. Calibrated radiocarbon age distributions are used directly from layer dating through recurrence intervals estimation. Preliminary radiocarbon dating results from two of the trenches show that age ranges for colluvial sedimentation are 7540-7300 BC, 3760-3620 BC, 560-690 AD, and 680-890 AD, (Calibrated radiocarbon analysis results) and they are probably associated with earthquake wedges. Displacements on different fault strands vary between 0.7 and 1 m. Average vertical displacements associated with interpreted paleoearthquakes at the trench site are in the order of 2.7 m. Average slip rates derived from the trenches is in the order of c. 0,3 mm/yr. A non-systematic variation in recurrence interval is allowed by the available radiometric dates.

1) Introduction

The Gulf of Corinth in central Greece is one of the most tectonically active and rapidly extending regions in the world (10-12 mm/a), while surface features are clearly associated with seismic activity. Extension has a roughly N-S direction (Clarke et al. 1997; Davies et al. 1997; Doutsos and Kokkalas 2001). The southern side of the Gulf of Corinth is bound by a series of major north-dipping normal faults, forming a complex asymmetric half graben (Doutsos and Kokkalas 2001). These E-W striking normal faults, which have a length of several tens of km, are clearly visible on the southern border of the Gulf (Roberts and Koukouvelas 1996), while some antithetic faults, but less developed, are also visible at the northern edge of the Gulf.

During February and March 1981, two sequence of earthquakes occurred in the eastern part of the Gulf of Corinth. Structures within this part of the Gulf comprise a complex array of onshore and offshore faults bounding a half-graben separating the Perachora peninsula from the rest of Central Greece (Leeder et al. 2002). The first sequence of earthquakes (Ms: 6.7-6.4) generated north-dipping surface normal faulting along the southern edge of the Gulf of Corinth, while the second sequence with a

main shock of Ms: 6.4 created south-dipping surface faulting along the northern side of the Gulf in the area of Kaparelli and Plataies (Fig.1; Papazachos et al. 1981; Jackson et al. 1982). The earthquake ruptured both areas along the boundary between Triassic limestones and alluvial deposits as well as in the colluvium at the base of the existing scarps, and generally reactivated pre-existing E-W striking faults.

Palaeoseismological studies through trenching investigations of fault colluvial tectono-stratigraphy can facilitate to extend historical seismological data and thus are a valuable method that can provide data regarding the occurrence of destructive pre-historic earthquakes (McCalpin 1996; Pavlides et al. 1999). *Palaeoseismology* is the study of prehistoric earthquakes (Solonenko 1973; Sieh 1978; Wallace 1981; McCalpin 1996) especially their location, timing and size and tries to interpret geological evidence created during individual paleoearthquakes. Palaeoseismology uses geomorphological and geological evidence of past seismic shaking and/or ground rupture to extend earthquake studies. It differs from more general studies in its focus on the almost instantaneous deformation of landforms and sediments during earthquakes (Allen 1986). In the past decade data collected in some detailed paleoseismic studies have been used to develop important new concepts about the earthquake generation process.

Recently there has been an increasing interest in defining specific seismic events with the use of trenching excavation. Until now, the first paleoseismological studies in Northern Greece showed high recurrence intervals in Mygdonia basin (7000 yr), in Kozani-Grevena (3.500 yr) and Thessaly plain (>2000 yr), (Pavlides et al. 1992; Chatzipetros and Pavlides 1994; Pavlides 1996) in contrast to the short recurrence in the south Alkyonides fault zone (Pantosti et al. 1996; Collier et al. 1998) and Eliki area [Koukouvelas et al. 2001; Pavlides et al, 2003, (in press)], showing past events during historical times (<1000 yr).

This study gives an insight to the seismic history of the Kapareli normal fault in terms of trenching techniques, tectonostratigraphy of fault colluvial sequences and dating paleoevents. Knowledge of timing, location and slip distribution of past earthquakes is critical to understand the long-term behavior of the KF and to forecast future large earthquakes.

2) Geological and Geomorphological Setting

The roughly E-W trending KF is a segment of the greater Plataies-Avlona-Oropos fault zone which extends from the eastern part of the Gulf of Corinth to Evia Island. The KF was activated during the third event of the February-March 1981 Alkyonides seismic sequence. The co-seismic ground offset was approximately 70 cm, although some values of more than 1 m have been reported too, while the slip vector was approximately $200-220^{\circ} / 60-70^{\circ}$ (Jackson et al. 1982; Morewood and Roberts 2001).

The KF comprises three main fault segments, two of which were ruptured in 1981 (Jackson et al. 1982). The two ruptured segments form a left-stepping en echelon geometry, while the third northwestern strand of the KF did not rupture during the March 4th event (Fig. 1). The fault segments are clearly expressed at the surface by nearly continuous scarps. The footwall of the northwest strand of the KF reaches c. 600 m and is composed of Triassic-Jurassic limestones of the Pelagonian zone (IGME, 1984). The hangingwall of the KF forms a topographic low and contains a maximum of c. 230 m of fluvio-terrestrial deposits of probable Pleistocene age, as well as Holocene alluvium and recent scree (Fig. 2). Sediments in the hangingwall of the westernmost fault segment dip towards the fault.

Normal faulting extending for approximately 10-12 km with an E-ENE/W-WSW trend, dipping to the south, appeared at the surface in the Livadostros valley after the shock of March 4th. The surface breaks of March 4th consist of two continuous fault segments (Jackson et al. 1982; Pavlides 1993). The first lies immediately south of Kaparelli and forms a continuous limestone scarp for about 5 km. Freshness and existence of zones with different color argue that the 3 m high scarp is the cumulative ef-

fect of past earthquake events. Recent displacements on this segment average 60-70 cm, as it is clearly visible by a discontinuous basal strip of fresh bedrock exposed at the base of the scarp. At its eastern end the surface rupture turns abruptly south in ESE-WNW direction (Pavlidis 1993) and crosses the recent alluvial sediments of Livadostros valley floor. Although fault scarps are visible within the footwall block of the E-W trending Kaparelli fault, which continues eastwards, they were not reactivated at the surface. The second fault segment lies along the northwestern slope of Kithaironas Mt. South of Livadostros river, which dips also to the south, and it extends down to the coast (Livadostros Bay; Fig.2). A series of discontinuous cracks with a NE-SW direction crosses the gorge of Livadostros river forming a step-over zone between the two segments.

3) Trench site setting and Methods

The KF is a potential target for palaeoseismic research due to its visible surface expression. Three trenches were excavated during May 2002 across the Kaparelli fault scarp, sampling a fault segment of 3 km. They are oriented perpendicular to the fault strike and are designated from west to east as KAP1 to KAP3. They are located mainly in Holocene deformed sediments (colluvium, Kap2, Kap3) or fluvial (Kap 1), in contact with bedrock limestone or fluvial sediments, respectively (Fig. 2).

Our trenching investigation revealed excellent exposures of deformed late Holocene sediments in KF. Trenches are 15 to 30 m in length and 2-4 m in depth and their walls were logged in detail, at a scale of 1:20. Trenches start from the last reactivated fault scarp and extend southward, with the Kap 1 as the only exception as it crosses the 1981 fault rupture (Figs 3, 4, 5). Walls of the trench were scraped clean and gridded with string on the east wall. The grid cell dimensions were 1m x 1m. Faults and contacts were etched into wall and marked with painted nails to enhance their visibility in the photographs. The walls of all trenches were photographed, cell-by-cell, while they were locally cleaned in order to provide a complete unobstructed view of the entire trench wall. The wall that was mapped in each trench was chosen as to preserve the best stratigraphy, and exhibiting faulting events with clear marker horizon displacements. KAP 2 and KAP 3 trenches constitute mainly of typical colluvium (unconsolidated angular limestone fragments and soil), which includes occasionally tile fragments, rare charcoal and some pottery fragments.

4) Evidence of faulting

The ground surface at the time of a paleoearthquakes is termed as an "event horizon" (Pantosti et al. 1993). An event horizon is stratigraphically defined by either scarp-derived colluvium that buries the pre-faulting surface and/or by unconformities that develop as a result of warping and subsequent deposition. Therefore, the number of event horizon should equal the number of paleoearthquakes or similar the number of discrete colluvial wedges represents deposition following a surface-rupturing event.

Commonly used indicators of event horizons include liquefaction, upward terminations of faulting and abrupt changes in deformation between units. All these, taken alone, might also be explained by off-fault seismic sources or fault creep. Lines of palaeoseismic evidence that may be unique to coseismic rupture and not creep include fissure fills and colluvial-wedge deposits (Stenner and Ueta 2000, Kelson and Baldwin 2001). For this reason the colluvial wedge model is applied for the palaeoseismic investigation of the three trenches in Kaparelli region.

5) Tectonostratigraphy

Trench KAP1

The first excavated trench exposed a c. 3m deep section of unsaturated well-stratified silty-sand unit with conglomerate intercalations, especially in the southern part of the trench (Fig. 3). The northern part of the trench comprises a moderate to

high dipping wedge-shaped colluvial association which is subdivided, based mainly on its lithology (grain size), matrix and proximity to the fault scarp, into two subunits: (1) a lower part corresponding to a debris element association (Fig. 3, unit A) and (2) an upper part, poorly developed, classified as a wash element association. The debris element can be characterized as a pebbly-cobbly gravel bed, containing clasts up to 15 cm in length. Above this, lithofacies are getting much thinner consisting mainly of silty sand with sparse pebbles. This wash element association is not well-developed and is (thickness) lying on the slope surface of the debris element. Below this sequence a complex assemblage of weathered basement blocks, up to 50 cm in length, as well as poorly sorted conglomerate beds of probable fluvial origin is lying, restricted mainly in the base of the colluvium. High angle normal synthetic and antithetic fault strands displace this assemblage, as well as the debris element of the overlying colluvium, showing a complex geometry.

The main structural feature in this trench is a 3 m wide high angle normal fault zone, which was reactivated during the 1981 seismic event (Fig. 3). A reactivated fault surface comprises often a confusing assemblage of sheared "in situ" deposits, material that has fallen into fissures in intact blocks, plus circulation of meteoric water and precipitation of CaCO₃, partly disaggregated blocks and material washed into depressions by running water, during the development of the wash element. Many pebbles have been dragged along the fault plane and some layers appear to be warped. A small soil key-bed horizon is displaced along the fault surface, showing a vertical offset of c. 50 cm. (Fig. 3) The lower limit of this key-bed horizon (sample Kap1,4) has been dated to 3760-3620 BC (calibrated age).

The hangingwall block of the reactivated fault strand comprises a strongly rotated (>60°) sedimentary sequence, which consists of silty-sand with pebbly gravel bed intercalations. This rotation may have been achieved with fault interaction and formation of a restraining overlap zone (see also Rykkelid and Fossen 2002) during cumulative fault deformation. Soil samples taken from this sequence showed an age range from 5500 BC to 5200 BC (Samples Kap1,1 and Kap1,8). The most recent history is disrupted by human activity, like ploughing and a more detailed and careful soil analysis is needed in order to study the recent faulting process in detail.

Age range covered by the sediments within the trench is 5500-5200 BC (for the fluvial sediments) to 680-890 AD (Fig. 3, unit B; base of the younger colluvial wedge). This small-scale colluvial wedge adjacent to the surface rupture trace of the 1981 event corresponds to a strong event prior the 1981 earthquake, with a lower age limit of 3760-3620 BC and an upper limit of 680-890 AD, bracketing by the underlying soil bed horizon (Fig. 3, sample Kap1,4) and the small colluvial wedge (Fig.3, sample Kap 1,3).

Trench KAP2

The Kap 2 trench is c. 16 m long, 3 m deep and 2 m wide (Fig. 4). This trench constitutes a typical colluvium succession. It is composed mainly by sub-angular limestone fragments and soil, which include occasionally tile, pottery fragments, and some charcoal.

The lower and upper debris-element facies associations of the lower colluvium (unit A) are distinguished primarily by their position in the wedge next to the scarp and their lithology, and by the proportion of basement blocks, coarse clasts and fine-grained sediment, which are relative to their source lithologies. The upper debris-element facies consists of lithofacies that are thinner, more laterally extensive and contain smaller and more dispersed blocks and clasts than lithofacies of the lower debris element.

Above this association lies a subunit, which comprises a less wedge-shaped assemblage of lithofacies deposited on the sloping surface of the debris element. It is finer grained than the upper debris element and the internal bed contacts are more nearly parallel. The percentage of matrix increases upwards from 10% in the lower beds to

40% in the upper beds, while the clast size decreases significantly. This fact, as well as its position relative to the underlying debris element, enabled us the interpretation of the unit as a wash element association. Above the wash element and an erosional surface lies a second colluvial wedge (unit B) that is finer grained than the first and more laterally extended. The results from a soil sample taken at the base of this colluvium indicate that, at 2σ , the age ranges from 560-690 AD. Additionally, samples from the base of the older debris element indicate that, at 2σ , age ranges from 7540-7300 BC.

Trench KAP3

The trench Kap3 is c.30 m long, 3 m deep, 2 m wide and shows similar paleoseismological results with the neighboring trench Kap2 (Fig. 5). It exposes identical lithological units. In the trench two older well-developed colluvial wedges (Fig. 5, units A and B) and a younger wedge adjacent to the fresh fault scarp were identified (Fig. 5, unit C). The colluvial deposits from the successive events are deposited on the sloping surfaces of the earlier colluvium, which causes the later wedge to extend, after every event, farther downslope from the fault, and be thinner and less wedge-shaped (see also Ostenaar 1984).

Of particular interest for understanding the seismic history on the Kap 3 trench is a small-scale graben formed between the main fault trace and an antithetic normal fault. The synthetic fault strands extend upwards until the second event horizon in contrast to the antithetic fault, which crosses the debris element of the second colluvial wedge and extends no higher than the base of the wash element association (Fig. 5). Such recent activated fault strands are more likely to have fissures filled with rubble and less likely to show gouge, slickensides or breccia, although in places show an asymmetrically curved internal bedding with clast supported layers alternating with matrix supported layers (Fig. 5).

Three key samples have been recently submitted for radiocarbon dating, thus age determinations of this trench are not yet available.

6) Radiocarbon dating

Table 1 shows the results for 6 samples of soil that were submitted for radiocarbon dating. Radiocarbon ages were calibrated to calendar ages using the program OxCal ver. 3.5 (Ramsey 1995, 2000) that uses the atmospheric data of Stuiver et al. (1998). These samples were chosen from locations that are in the vicinity of the debris associations. Date samples from the uppermost part of the sections were excluded because they might be too young in age and thus their dating would have been unreasonable due to uncertainties in calibration.

Measurements of radiocarbon concentration are usually expressed in terms of a notional age, in numbers of years before 1950. This notional age is calculated on the simplistic assumption that the amount of radiocarbon in the atmosphere has always been the same, which is not quite the case, and so for anything other than a very rough indication of age the measurement must be calibrated. Calibration is performed by comparing the radiocarbon measurements on the sample to those made on material (usually tree rings) of known age. This comparison allows one to determine the possible calendar age of the sample. Figure 6 shows calibration of six samples on the Kaparelli trenches. The range of possible ages is shown only for the best level of confidence (2σ : 95%)

7) Discussion

Based mainly on colluvium tectonostratigraphy, depositions of sedimentary layers, formation of soil, and small displacement of some key horizons, three at least faulting seismic events (paleoearthquakes) were identified during Holocene. We consider the strongest evidence for paleoearthquakes to be the existence of successive colluvium

wedges and fissure fill facies deposited adjacent to the main fault trace, as material must be shed off a newly exposed fault scarp relatively quickly.

Our preliminary results from the two trenches show that age range for colluvial sedimentation is 7540-7300 BC, 3760-3620 BC, 560-690 AD, and 680-890 AD, (Fig. 6; Calibrated radiocarbon analysis results) and they are probably associated earthquake wedges. In the first trench (KAP 1) the last event (1981) is clearly shown within a greater fault zone of ~3m width, where tilted (50° - 70°) sediments (clay, sand, colluvial wedges and soil) are strongly rotated by previous tectonic events.

Although the stratigraphic complexity of sediments near faults can be intimidating, lithofacies analysis of colluvial sequences in fault exposures helps significantly to interpret the history of faulting. In view of the increased vulnerability of modern society to hazards it is worthwhile to continue palaeoseismic research, applied to active faults in a high seismicity area such as the Gulf of Corinth, for large earthquakes that occur on a longer timescale. On the other hand ancient earthquakes can also warn scientists about a presently tectonically quiet region in a broader area, and a potential future return of activity. In order to get more complete picture, more trenches are needed enabling a correlation of events over the rupture front of a postulated paleoearthquake.

8) Conclusions

- 1) Stratigraphic record shows at least three events during the last 10,000 yr or so, that is Holocene period, with the 1981 event included.
- 2) Colluvial tectonostratigraphy and analysis of displacements on key bed horizons suggest surface rupturing events in the order of 0,7-1 m.
- 3) Preliminary results indicate probably a non-systematic medium to short recurrence interval.
- 4) Colluvial thickness in Kap 2 trench is about 2,7 m and the calibrated age of its lower limit is 7550-7220 BC (86,8%, at 2σ) suggesting an average slip rate of c. 0,3 mm/yr.

Acknowledgments

This work, which is in progress, is supported by OASP (*Earthquake Planning and Protection Organization of Greece- Project 27/53874/20-11-00, S.Pavlidis*).

References

- Allen, C.R. (1986) Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. In *Active Tectonics: Studies in Geophysics* (R.E. Wallace, chairman), pp. 148-154. Natl. Acad. Press, Washington, DC.
- Chatzipetros, A., Pavlidis, S. (1994) Late Quaternary fault scarps and paleoseismology of the active basin of Mygdonia, Thessaloniki seismogenic area, Northern Greece, in *Proceedings Workshop on Paleoseismology* (Schwartz and Yeats Eds., CA.USA), 35-37.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B.E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Denys, P.H., Cross, P.A., Ashkenazi, V., Bingley, R. (1997) Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos. *Geophys. Res. Lett.* 24, 1303-1306.
- Collier, R.E., Pantosti, D., D'Addezio, G., DeMartini, P.M., Masana, E., Sakellariou, D. (1998). Paleoseismicity of the 1981 Corinth earthquake fault: seismic contribution to extensional strain in central Greece and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research* 103, 30001-30019.
- Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B.E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G. (1997) Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.* 102, 24.571-24.588.
- Doutsos, T., Kokkalas, S. (2001) Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology* 23, 455-472.

-
- IGME (Institute of Geology and Mineral Exploration). (1984) Geological map of Greece, Kaparellion Sheet, scale 1: 50.000.
- Jackson, J.A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G.C.P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., Virieux, J. (1982). Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters* 57, 377-397.
- Kelson, K.I., Baldwin, J.N. (2001). Can paleoseismological techniques differentiate between aseismic creep a coseismic surface rupture? (abstract) *Seism. Res. Lett.* 72, 263.
- Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S. (2001). A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* 23, 531-543.
- Leeder, M.R., Collier, R.E., Abdul Aziz, L.H., Trout, M., Ferentinos, G., Papatheodorou, G., Lyberis, E. (2002). Tectono-sedimentary processes along an active marine/lacustrine half-graben margin: Alkyonides Gulf, E. Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research* 14, 25-41.
- McCalpin, J.P. (1996) Paleoseismology in extensional tectonic environments. In: McCalpin, J.P. (Ed.), *Paleoseismology*, Academic Press, New York, pp. 85-146.
- Morewood, N.C., Roberts, G.P. (2001). Comparison of surface slip and focal mechanism slip data along normal faults: an example from the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology* 23, 473-487.
- Ostenaar, D.A. (1984) Relationships affecting estimates of surface fault displacements based on scarp-derived colluvial deposits. *Geol. Soc. Am.*, Abstracts with Prog. 16 (5), 327.
- Pantosti, D., Schwartz, D.P., Valensise, G. (1993) Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpina fault; implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.* 98, 6561-6577.
- Pantosti, D., Collier, R.E.LI. D' Addezio, G., Masana, E., Sakellariou, D. (1996) Direct geological evidence for prior earthquakes on the 1981 Corinth fault (central Greece). *Geophys. Res. Lett.* 23, 3795-3798.
- Papazachos B.C., Comninakis, P.E., Mountrakis, D.M., Pavlides, S.B. (1981) Preliminary results of an investigation of the February-March 1981 Alkyonides Gulf (Greece) earthquakes. *Proc. Int. Symp. On the Hellenic Arc and Trench*, 8-10 April 1981, Athens
- Pavlides, S. (1993). Active faulting in multi-fractured seismogenic areas; examples from Greece. *Z. Geomorph. N.E.*, 57-72.
- Pavlides, S. (1996). First palaeoseismological results from Greece. *Annali di Geofisica* 39, 545-555.
- Pavlides, S., Caputo, R., Zouros, N., Mountrakis, D., Boccaletti, M. (1992) Palaeoseismological history of the Souli Active strike-slip fault (Epirus, NW Greece) abstract, Neotectonics, *Quarter. Res. Ass.* pp. 56.
- Pavlides, S., Zhang, P., Pantosti, D. (1999). Earthquakes, active faulting, and paleoseismological studies for the reconstruction of seismic history of faults. *Tectonophysics* 308, .
- Pavlides, S., Koukouvelas, I., Kokkalas, S., Stamatopoulos, L., Keramydas, D., Tsoudoulos, I. (2003). Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International*, in press.
- Ramsey, B.C. (1995) Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy : the OxCal program. *Radiocarbon* 37, 425-430.
- Ramsey, B.C. (2000) Online version of the OxCal program, Ver. 3.5, Oxford Radiocarbon Accelerator unit, <http://www.rlaha.ox.ac.uk/orau/index.htm>.
- Roberts, G.P., Koukouvelas, I. (1996). Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system : implication for models of fault growth. *Annali di Geofisica* 39, 619-646.

- Rykkelid, E., Fossen, H. (2002). Layer rotation around vertical fault overlap zones: observations from seismic data, field examples, and physical experiments. *Marine and Petroleum Geology* 19, 181-192.
- Sieh, K.E. (1978) Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California. *J. Geophys. Res.* 83, 3907-3939.
- Solonenko, V.P. (1973) Paleoseismology. *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth* 9, 3-16.
- Stenner, H.D., Ueta, K. (2000). Looking for evidence of large surface rupturing events on the rapidly creeping southern Calaveras fault, California, in *Active Fault research for the new millennium: Proceedings of the Hokudan International Symposium and School on the Active Faulting*, K. Okumura, K. Takada and H. Goto (Eds), Hokudan Co. Ltd., Hokudan, Hyogo, Japan, 479-486.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., von der Plicht, J., Spurk, M. (1998) INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000-0 BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Wallace, R.E. (1981) Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. In *Earthquake prediction: An International Review* (D.W. Simpson and P.G. Richards, eds.), Maurice Ewing Ser. 4, 209-216. *Am. Geophys. Union*, Washington, DC.

Table 1
Dates of Radiocarbon samples from Kaparelli trenches

Sample No	Laboratory No	Description	$\delta^{13}C$ (0/00)	14C Age Years BP	Calibrated Age (at 2 σ) Calendar Years
Kap1,4	11002	soil	-10,88	4,870 \pm 40	3760-3620 BC (85,8%) 3580-3530 BC (9,6%)
Kap1,8	11003	soil	-23,47	6,280 \pm 40	5340-5200 BC (75,8%) 5180-5140 BC (11,7%) 5130-5070 BC (7,9%)
Kap1,3	11004	soil	-21,55	1,250 \pm 40	680-890 AD (95,4%)
Kap1,1	11005	soil	-14,28	6,390 \pm 50	5480-5300 BC (95,4%)
Kap2,3	11006	soil	-21,88	8,330 \pm 50	7540-7300 BC (86,8%) 7270-7240 BC (1,5%) 7230-7180 BC (7,1%)
Kap2,1	11007	soil	-23,39	1,410 \pm 40	560-690 AD (95,4%)

Figure captions:

Figure 1. Simplified map of the eastern Gulf of Corinth highlighting major faults and the position and magnitudes of the mainshocks of the 1981 earthquake. (Relocated epicenters and hypocentral parameters from Jackson et al. 1982). Faults with white colored teeth correspond to fault segments activated during 1981 earthquake.

Figure 2. Simplified geological map of Kaparelli area with the location of the paleoseismological trenches.

Figure 3. East wall of trench Kap1 with a schematic tectonostratigraphic column. Capital letters within colluvial units show which units were deposited following the first (A) or second (B) faulting event. Lithofacies codes after Nelson 1992.

Figure 4. West wall of trench Kap2 with a schematic tectonostartigraphic column. Lithofacies codes as explained in Fig. 3.

Figure 5. East wall of trench Kap3 with a schematic tectonostartigraphic column. Lithofacies codes as explained in Fig. 3.

Figure 6. Outlines show probability distributions of calibrated radiocarbon ages of samples. Lines below each distribution show limits of the 95.4 and 68.2 percentile confidence ranges for these samples (using OxCal, ver. 3.5, Ramsey 2000). The likelihood of different possible ages of the sample shown as the solid black distribution. See also Table 1.

Figures

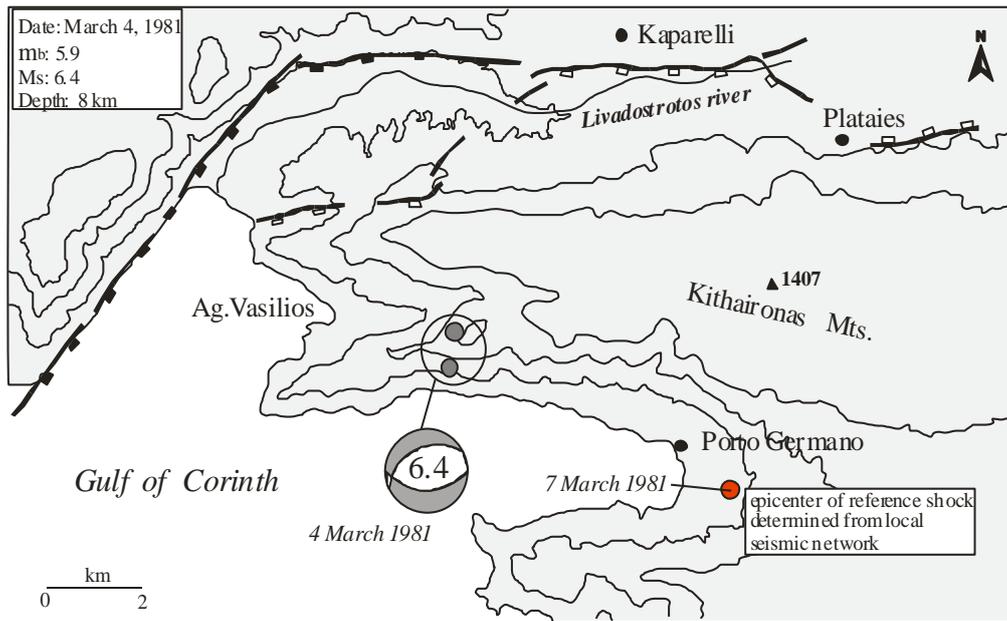


Fig. 1

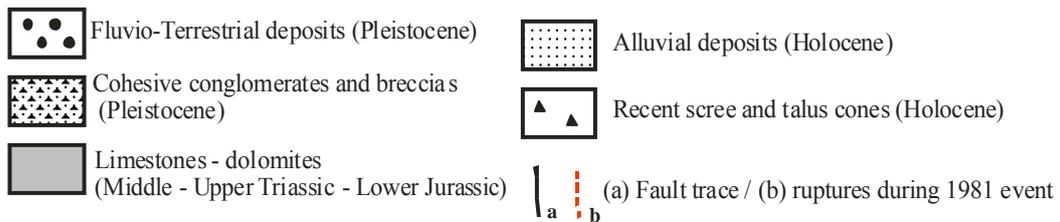
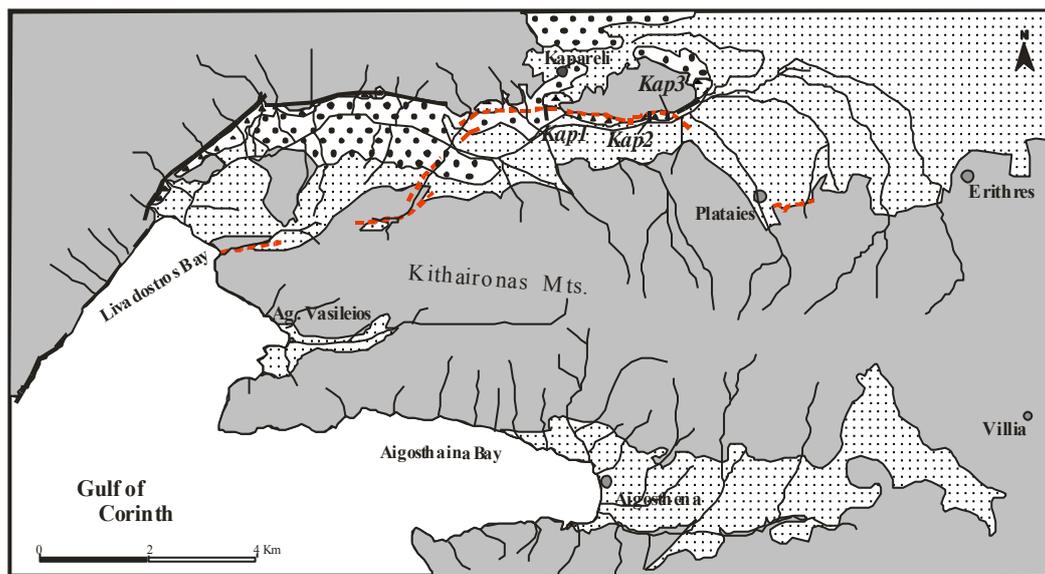
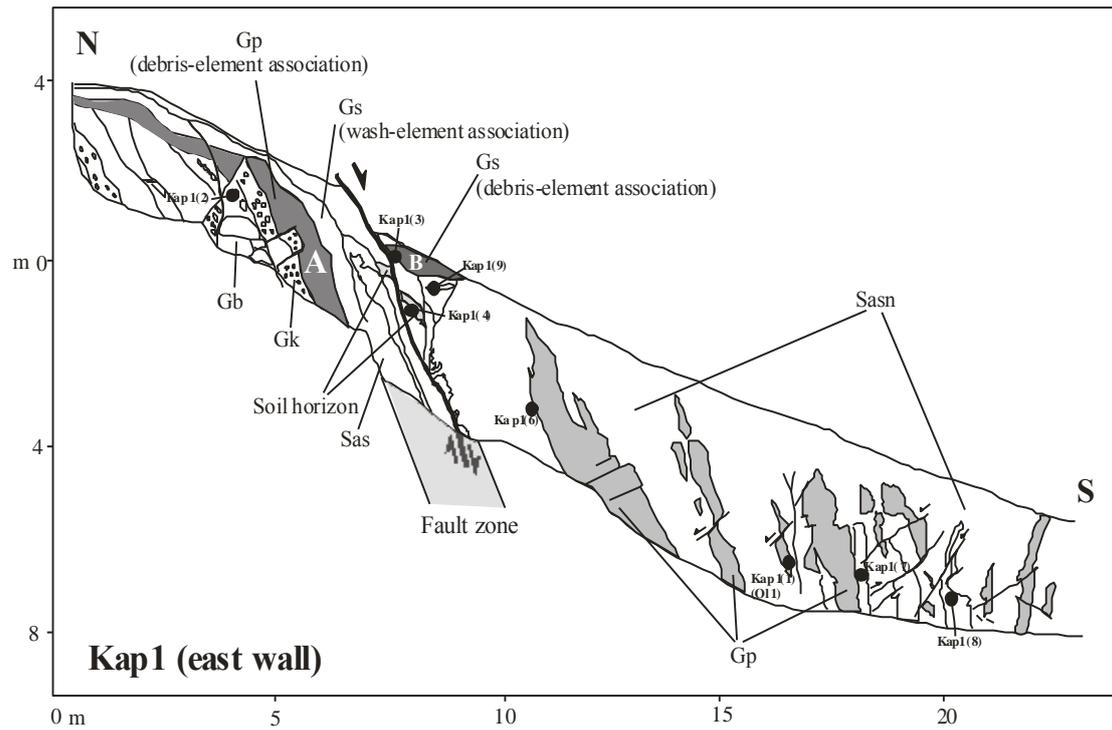


Fig. 2



Lithofacies Codes			
Main lithology	Lithologic unit modifier	Internal structure	Interpretive modifier
G gravel	b bouldery	t clasts supported	(w) highly weathered
S sand	k cobbly	x matrix supported	
F fines	p pebbly	n contains lenses of sandy or gravelly sediment	
R bedrock	a sandy		
	s silty		
	d coarse		

Fig. 3

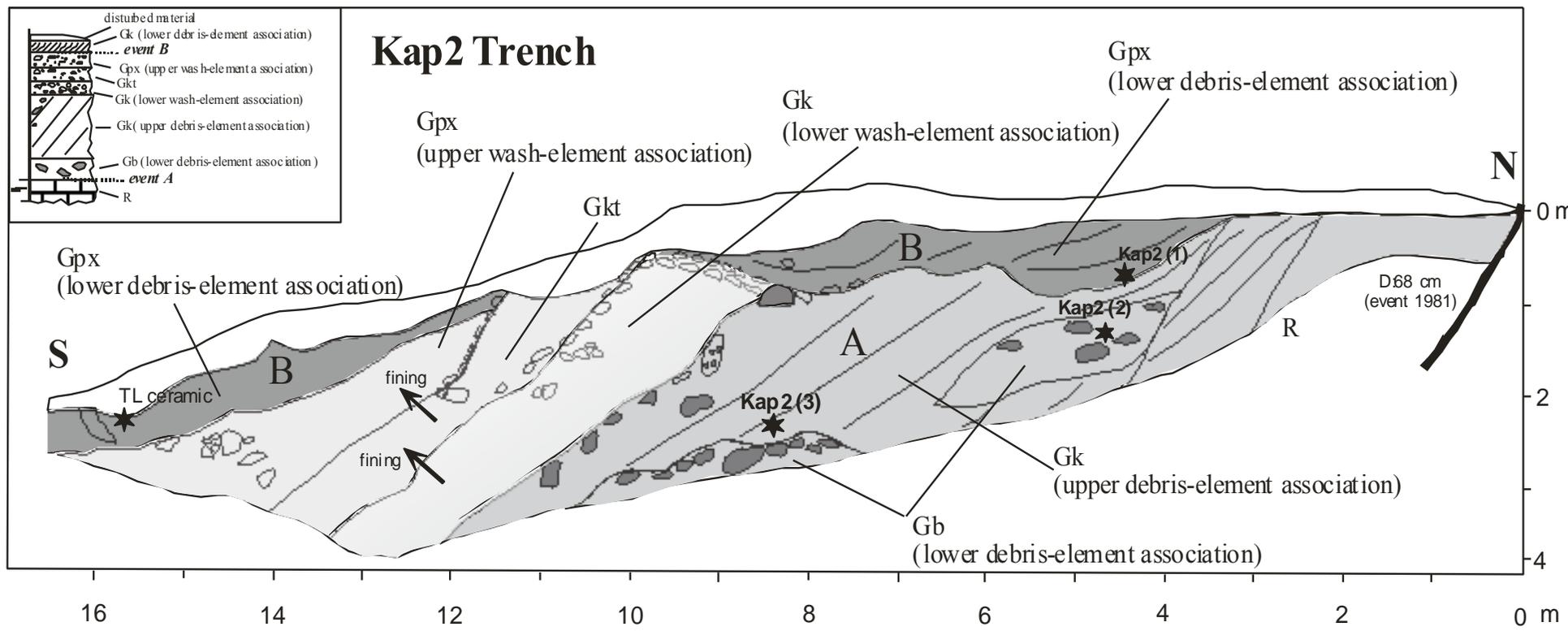


Fig. 4

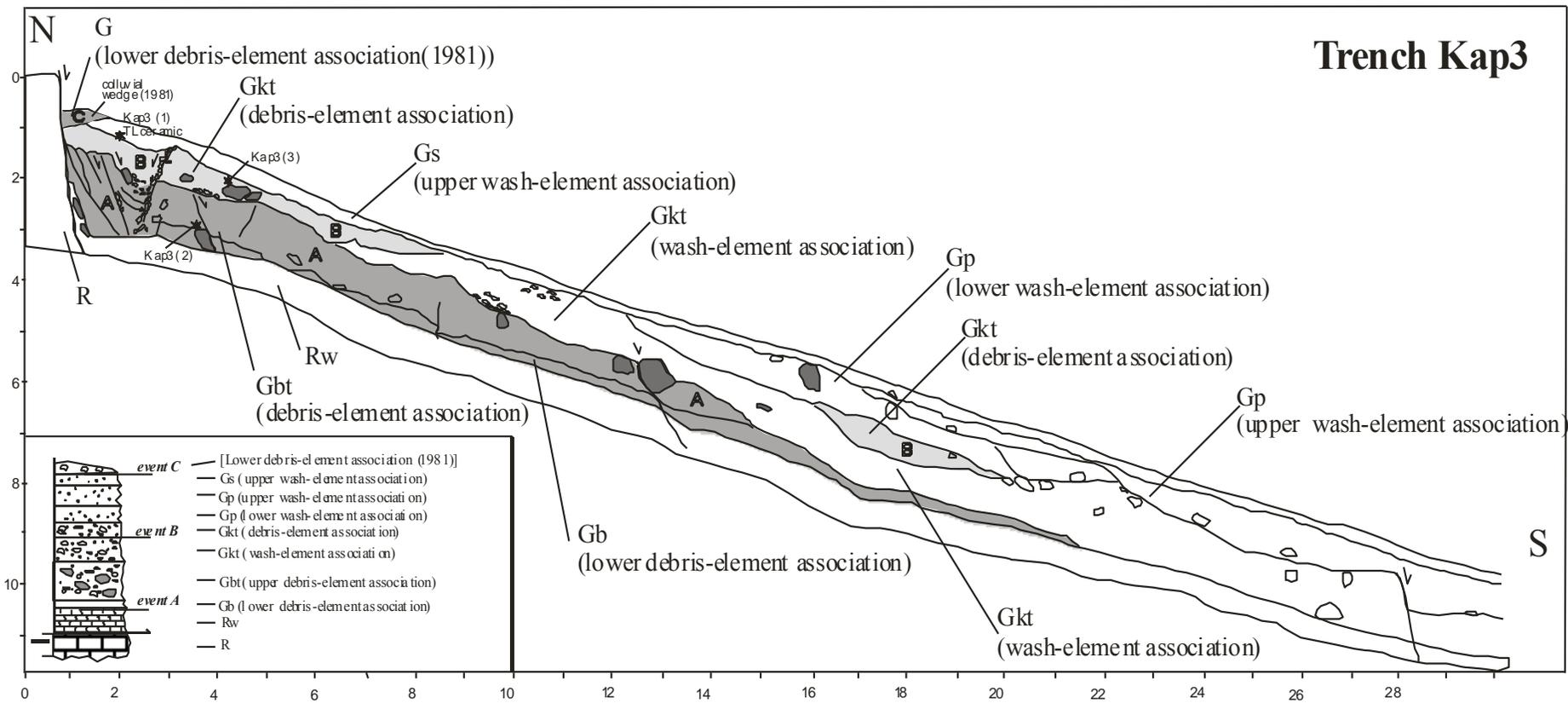


Fig. 5

Atmospheric data from Stuiver et al (1998); OxCal v3.5 Bronk Ramsey y (2000)

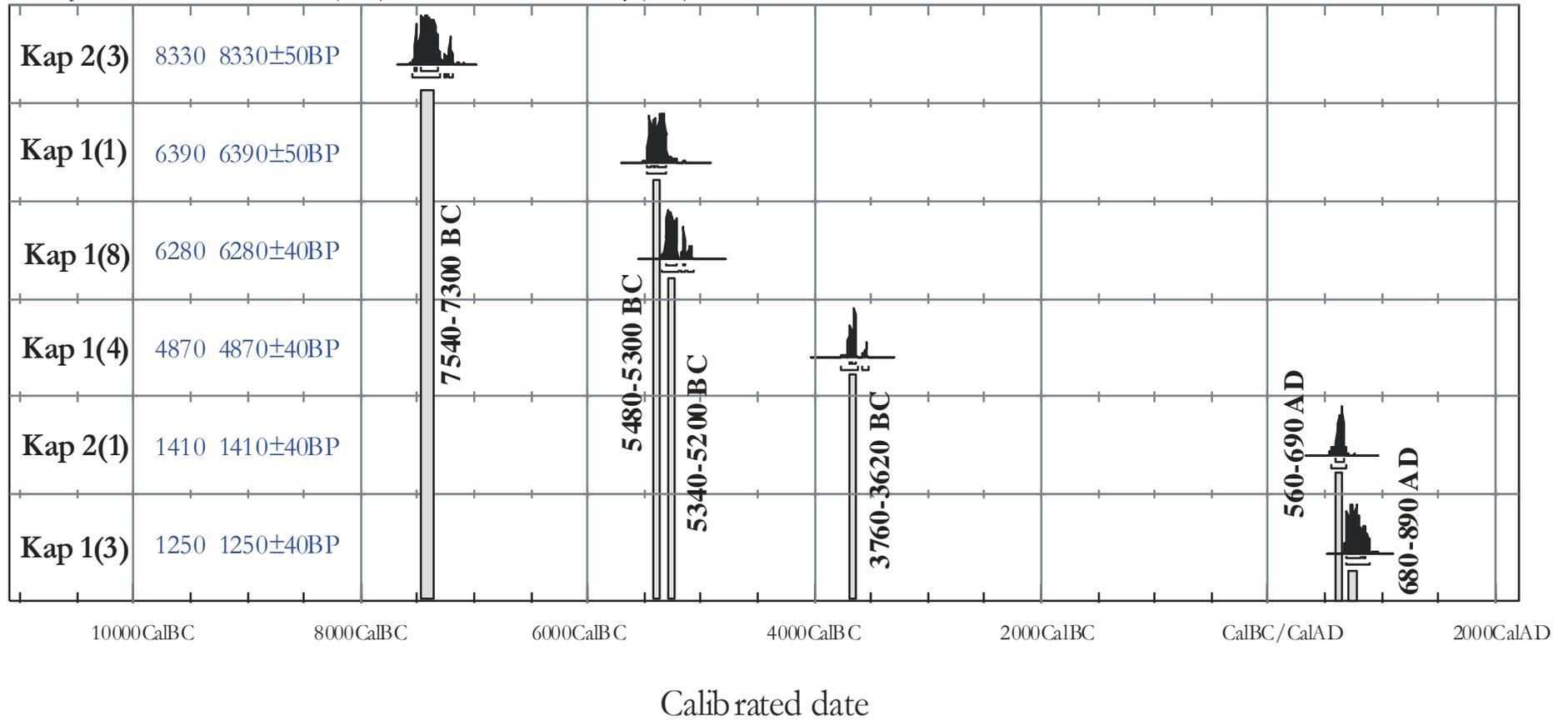


Fig. 6

Active Fault Kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece⁸.

Ganas¹, A., Pavlides², S. B., Papadopoulos¹, G. A., Valkaniotis², S., Papaioannou², S., Sboras², S., and Alexandris², A. G.

¹Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, Lofos Nymfon, 118 10 Athens, Greece. E-mail: aganas@gein.noa.gr

²Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki 54006, Greece.

Abstract

The Parnitha mountain range lies at the Eastern end of the Gulf of Corinth Rift. The mountain was formed by footwall uplift along major normal faults striking WNW-ESE and NE-SW. We investigated the degree of activity of normal faults bounding this mountain range by field mapping in 1:5000 scale. We calculated comparable mean slip rates (0.15 to 0.24 mm/yr) for all mapped faults however, we suggest that the WNW-ESE structures are more active during Late Quaternary because of abundant field evidence of recent movements along slip surfaces. Stress axes analysis show a regional NNE oriented, tensional stress field which is compatible to the focal plane solution of the Athens 1999 earthquake. This indicates that the mapped faults are active under the same stress field for at least the last 1-2 Ma.

Introduction

Parnitha Mountain is found on the eastern prolongation of the Gulf of Corinth rift (Figure 1). The mountain is bounded to the north by the Kaparelli - Erithres - Oropos fault zone, which produced four (4) large ($M > 6$) earthquakes during the last 110 years (1893, 1914, 1938, 1981; Ambraseys and Jackson, 1990; Papadopoulos, 2000). Towards the south, existing seismotectonic maps (e.g. IGME, 1989) showed no active structures (faults) or structures with undetermined activity. In this area a normal-slip earthquake of M_s 5.9 occurred in September 7th, 1999, causing 143

⁸ Submitted to Journal of Structural Geology, December 2002

deaths and severe damage in the Athens Metropolitan area (e.g. Papadopoulos et al., 2000; Pavlides et al., 2002).

We examined the neotectonic structure of Parnitha during the years 2001-2002. We focused our attention on active faults occurring at the central and southern parts of the mountain as these regions pose a greater potential threat for Athens. The northern Parnitha region is under investigation currently. We found that the main faults are located along the foothills of the mountain, in the areas Thrakomakedones, Phyle, and Avlon (Figure 1). Both geological and remote sensing evidence suggest that the normal fault bounding the Thriassion basin is inactive (Ganas et al., 2001; Pavlides et al., 2002). The main target of our work was to conduct a detailed geological – neotectonic mapping of selected sites in areas neighbouring normal faults, and pinpoint exact locations of surface manifestations of active faults. Fault geometry, kinematics and strain pattern (extension directions) were investigated in detail.

The normal faults we have collected fault-slip data from are generally resistant, striated and corrugated fault-planes developed within Mesozoic carbonates (for example, see Figures 4 to 6 below). Slickensides have not been measured from younger rocks. The main fault planes are characterised by the presence of several metres of fault gouge preserved, at outcrop, within the footwall. These mark the contact between pre-rift rocks (Mesozoic) and syn-rift rocks (c. Pliocene to Recent). Locally, the fault-planes are characterised by millimetre-scale frictional-wear striae and metre-scale corrugations similar to those described by Hancock and Barka (1987). The hangingwalls of the main faults are composed of syn-rift clastic deposits (alluvium or lacustrine sediments with widespread occurrences of slope-derived deposits). Fault-slip data from the main fault planes provide information concerning the kinematics at a time when (Roberts and Ganas, 2000) the faults had sufficient throw to produce a geomorphological escarpment (as in Figure 3), as revealed by the slope-derived syn-rift deposits in the hangingwalls; thus, they were probably mature enough to host large magnitude earthquakes (\geq Ms 6.0).

Field Evidence for Active faulting

The pre-rift rocks of Parnitha mainly belong to the SubPelagonian isopic zone of the internal Hellenides. These are mainly neritic carbonates spanning the period Triassic

to Lower Cretaceous. The main deformation phase occurred during Lower Cretaceous with the emplacement of an ophiolitic suite (Katsikatsos, 1977). Large ophiolitic bodies outcrop within the SubPelagonian rocks together with typical mélangé formations as well as chert. The basement consists of Lower Palaeozoic gneisses, mica schists, amphibolites and marble intercalations (Katsikatsos et al., 1986). The Sub-Pelagonian rocks have been thrust to the South-East on top of the Attico-Cycladic, metamorphic Massif (Pendeli area) during early Tertiary times (e.g. Marinos et al., 1971). Syn-rift rocks include lacustrine marls and marly limestones, sandstones, fluvial conglomerates and unconsolidated deposits (Mettos et al., 2000).

The Phyle Fault

The Phyle area neotectonic map is shown in Figure 2. It comprises four (4) 1:5000 map sheets belonging to the 1:50000 map sheet “Elefsis” (HAGS, 1992), where the main structure is the NW-SE striking Phyle normal fault. The fault is segmented into four (4) branches (segments) while maintaining the same strike (N120-N130 degrees) and dip direction to the SW. All segments are clearly defined by linear scarps with variable amounts of relief. The main branch of the fault is 4.5 km long and defines the small, Phyle basin of Neogene age. No synrift was mapped along the smaller, northernmost segments. Older, normal faults also exist with a N40 – N50 degrees strike but they are all cut by the Phyle fault. A second branch lies to the north of the main segment at right-step configuration. This branch is 1200 m long (Figure 4). The third segment has a length of 900 m. The fourth segment has a length of 1500 m. Note that the terminations of fault segments are poorly exposed due to throws approaching zero together with lack of fault-generated topography (King et al., 1988), and are difficult to find in the field. Average spacing between segments is 700 m with no overlap except for segments 2 and 3.

The stratigraphic offset across the fault is at least 400 m (top of Cretaceous limestone), while the Neogene (5 Ma) basin fill amounts to 300 metres. Assuming a pre-rift flat topography we derive an offset of about 600 metres or a cumulative displacement of 700 m for the main segment (assuming a dip-angle of 60 degrees). It follows that the mean slip rate is approximately 0.14 mm/yr.

The Avlon Fault

The eastern side of Parnitha is bounded by the Avlon Fault (box 2 in Figure 1). The fault has a clear geomorphic expression with limestone ridges aligned along its strike (Figure 8). The elevation data (HAGS, 1978) across the fault show two distinct parts, a flat area to the north (hangingwall) and an elevated area to the south (footwall) with elevations reaching 1400 metres (Figure 8). The hangingwall areas show elevations ranging between 200-300 m above sea level. Taking into consideration a 400 m basin fill, the total offset across this fault should exceed 1.5 kilometres assuming flat pre-rift topography. This slip can be divided by the oldest age estimate for this fault, because of drilling into Upper Miocene (Vallesian; 10 Ma) beds near the town of Avlon (Mettos et al., 2000). This yields a lower estimate for the mean slip rate of about 0.15 mm/yr.

However, in the hangingwall of the Avlon Fault a 2-4 m high scarp runs along the base of the Maliza hill, immediately to the south of the national motorway (Figure 7). The base of the scarp comprises a slip surface, bearing normal-slip striations (Figure 11). At several localities the scarp is corrugated, indicating large strains. Locally, the wavelength of corrugations reaches 3.5 m (locality N5, Figure 9). We suggest that the scarp was formed by co-seismic uplift along an active fault that defines the now-active boundary of the Plio-Pleistocene basin.

In particular, the Maliza rupture extends from the Avlon Penitentiary grounds (west) to the Malakasa barracks (east), a distance of approximately 4 km. The rupture was mapped at 1:5000 scale and we collected neotectonic data from 26 localities. (fault-slip data were collected from N1, N2, N3, N4, N5, N16, N18 and N26). The fault plane has been developed on Cretaceous limestone and in its footwall there are Neogene and brownish Quaternary deposits. The height of the rupture ranges from 5 m (Figure 9) in the middle to 1 m at both ends. Locally, the scarp surface is covered by a thin, white crust of calcitic powder. In many localities we observed noticeable differences in the surface roughness of the scarp. We were able to distinguish at least one stripe of light gray surface at the base of the scarp (Figure 11), which most probably indicated the latest reactivation of the Maliza fault plane.

In the area of Maliza the pre-rift is composed of thick, Cretaceous limestones and small appearances of Upper Palaeozoic schists. The syn-rift comprises terrestrial Neogene deposits. The rocks are mainly composed of Upper Miocene lacustrine

marls and clays towards the stratigraphic bottom (Vallesian; 9-11 Ma) and of fluvial conglomerates, silts and sandstones towards the top. Quaternary deposits cover unconformably the Neogene strata as well as the pre-rift rocks. Around Avlon (Figure 1) these deposits include fluvial members and attain large thickness. Rock types include loose conglomerates, clays, clay silts, and sands in intercalations and appear in brown-red colours. Immediately to the west of Maliza these deposits of probable Upper Pleistocene – Holocene age dip to the south at about 15 degrees.

The Thrakomakedones Fault

The southern boundary of Parnitha is typical mountain front with large alluvial fans spreading outwards. Several large scarps exist in the general NE-SW orientation. We focused our attention in the area of Thrakomakedones that was most badly hit by the Sep 7th, 1999, event (Pomonis, 2002; area 3 in Figure 1). The neotectonic map is shown in Figure 13. Two active faults were mapped, both of normal geometry and similar strike (N60). One fault is indicated by a 4 km, continuous scarp, running along the Parnitha foothills. This fault defines the boundary of the old, Neogene basin. The second fault is located in the hangingwall area of the former, has a similar strike and dip direction (to the southeast). This fault is discontinuous and outcrops in the area of the Panagia Monastery (Figure 13). Its western prolongation is assumed to lie beneath the alluvial fan of the Thrakomakedones area.

Our mapping showed the existence of uplifted syn-rift beds (marls) at a height of about 600 metres near the locality N29 (Figure). If these rocks correspond to the Turrolian beds (5Ma; Mettos et al., 2000) then assuming an offset of about 1200 m we estimate a mean slip rate of about 0.24 mm/yr. However, it is possible that the age of rifting is older (Lower Miocene; Freyberg, 1951).

Data Analysis – Interpretation

We present 63 measurements of the orientations of fault-planes, frictional-wear striae on fault planes, and corrugations of fault planes from XX study sites around Parnitha (Figure 16). Displacements on the faults ranged between a few metres (Maliza) to several hundred metres (Phyle) and as much as 1200 metres (Thrakomakedones). We measured the strike and dip of the fault plane associated with each striation and corrugation. On average, we measured both the strike and dip of such fault surfaces

with a hand-held, CLAR type compass to within 5° total error. Then we measured the rake and the slip-direction of the striations and corrugations, again using the same hand-held compass. Again, we measured the rake to within about 5° total error.

We analysed all fault slip data for stress axes orientation by the FAULT software for Windows. We included all measurements for the Phyle fault (Figure 2) and the Maliza rupture (Figure 13) despite the fact that slip surfaces showed a wide variety of orientations. This happened because all slip surfaces showed evidence for recent activity (fresh, gray stripes along the base of scarps). Two methods were applied: the right dihedral (Angelier and Mechler, 1977) and the conditional square minima (Caputo and Caputo, 1988). Both methods show that the tensional field has a general orientation NNE-SSW (N196° to N206° for Phyle; N7° to N12° for Maliza). Although we did not map co-seismic surface slip we note that this stress field is compatible with the trend of the T-axis of the Athens earthquake focal plane solution. A similar result was proposed for the eastern Gulf of Corinth area on the basis of the 1981 aftershock distribution (Morewood and Roberts, 2001). In addition, the σ_3 trend in Parnitha agrees with the extension direction found by Roberts and Ganas (2000) inside the Gulf of Evia rift (N14°) and not with the one in the Gulf of Corinth (N353°).

Discussion - Conclusions

Discussion on segment lengths and segmentation pattern

The length of all segments of the Phyle fault does not exceed 11 km. However, it is possible that the four (4) right-stepping segments join in depth to form a planar fault plane at seismogenic depths (8-12 km). This complex architecture may account for the irregular ?? rupture geometry inferred from ground motion data. The fault-slip data show a small component of left-lateral slip.

The Avlon Fault has a WNW-ESE strike and a length of 22 km. However, it is questionable how much of this length can provide the physical basis for future earthquakes. This is because we found that, the most recent activity (fresh slip surfaces) occurs inside the hangingwall block in the Maliza area. The Maliza rupture has a convex geometry in map view, a length of 3500 m and E-W strike. This rupture con-

firms the hangingwall migration model of fault activity within rift systems (Goldsworthy and Jackson, 2001).

Discussion on slip rates and earthquake occurrence.

Our results show that the slip rates of the three (3) active faults in Parnitha are much lower (an order of magnitude less) than faults inside the Gulf of Corinth rift. This may be due to strain localisation occurring further west (e.g. Clark et al., 1998). Although we have no field evidence it is reasonable to extend this hypothesis to other areas around Athens, to the east and south, based on historic seismicity reports. This result may explain the large recurrence intervals of destructive earthquakes near Athens.

Acknowledgements

This research was funded by the Earthquake Planning and Protection Organisation of Greece, the General Secretariat for Research and Technology and the National Observatory of Athens. We thank George Stavrakakis, Vassilis Karastathis and Areti Plessa for comments.

References

Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A., 1990. Seismicity and associated of central Greece between 1890 and 1988. *Geophysical J. International*, **101**, 663-708.

Angelier, J., and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin Soc. Geol. France*, **19**, 1309-1318.

Caputo, M., and Caputo, R., 1988. Structural analysis: new analytical approach and applications. *Annales Tectonicae*, **2**, 84-89.

Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P. A., Denys, P. H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H. G., Muller, M. V., and Briole, P., Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophysical J. International*, **135**, 195-214, 1998.

Freyberg, von, B., 1951. Das Neogen gebiet nordwestlich Athen. Publication of Sub-surface Research Department, Ministry of Coordination.

Ganas, A., Papadopoulos, G., and Pavlides, S. B., The 7th September 1999 Athens 5.9 Ms earthquake: remote sensing and digital elevation model inputs towards identifying the seismic fault. *International J. Remote Sensing*, **22**, 191-196, 2001.

Goldsworthy, M., and Jackson, J., Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. *J. Geological Society*, **157**, 967-981, 2000.

Goldsworthy, M., and Jackson, J., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology*, **23**, 489-506.

Hancock, P. L. and Barka, A. A., 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, *J. Structural Geology*, **9**, 573-584.

Hellenic Army Geographical Service, 1:50,000 Map Sheet "Elefsis", 1992.

Hellenic Army Geographical Service, 1:50,000 Map Sheet "Kifisia", 1988.

Hellenic Army Geographical Service, 1:250,000 Map Sheet "Khalkis", 1978.

Jackson, J., and Leeder, M., Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. *J. Structural Geology*, 16, 1041-1959, 1994.

Katsikatsos, G., La structure tectonique d' Attique et l' île d' Eubee, Proc. Vth Coll. On the Aegean Region, Athens, IGME Publications, 1, 211-228, 1977.

Katsikatsos, G., Mettos, A., Vidakis, M., and Dounas, A., 1986. Geological Map of Greece (IGME series), Athinai – Elefsis Sheet.

King, G. F., Stein, R. S., and Rundle, J. B., 1988. The growth of geological structures by repeated earthquakes. 1. Conceptual framework. *J. Geophysical Research*, **93**, 13307-13318.

Marinos, G., Katsikatsos, G., Georgiades-Dikeoulia, E., and Mirkou, R., 1971. The Athens' schists formation. I. Stratigraphy and Structure. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, 23, 183-216.

Mettos, A., Ioakim, Ch., Rondoyanni, Th., 2000. Palaeoclimatic and palaeogeographic evolution of Attica-Beotia (central Greece). *Geological Society of Greece Special Publication*, **9**, 187-196.

Morewood, N. C., and Roberts, G. P., 2001. Comparison of surface slip and focal mechanism slip data along normal faults: an example from the eastern Gulf of Corinth, Greece. *J. Structural Geology*, **23**, 473-487.

Papadopoulos, G.A., 2000. Historical earthquakes and tsunamis in the Corinth Rift, Central Greece. *National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics, Publ. No 12*, Athens, 128p.

Papadopoulos, G. A., Drakatos, G., Papanastassiou, D., Kalogeras, I., Stavrakakis, G., 2000. Preliminary results about the catastrophic earthquake of 7 September 1999 in Athens, Greece. *Seismological Research Letters*, **71**, 318-329.

Pavlidis, S., Ganas, A., and Papadopoulos, G., 2002. The fault that caused the Athens September 1999 Ms=5.9 earthquake: Field Observations. *Natural Hazards*, **27**, 61-84.

Pomonis, A., 2002. The mount Parnitha (Athens) earthquake of September 7, 1999: a disaster management perspective. *Natural Hazards*, **27**, 171-199.

Roberts, G. P., and Ganas, A., 2000. Fault-slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: comparison with focal mechanism and geodetic data. *J. Geophysical. Research*, **105**, 23443-23462.

List of Figures

Figure 1. Geological map of the Attica area, Greece modified after IGME, 1989. Thin black lines with ticks represent normal faults. Thick dashed line indicates a thrust fault. Boxes indicate locations of 1:5000 mapping (1: Phyle, 2: Avlon-Maliza, 3: Thrakomakedones).

Figure 2. Geological Map of the Phyle area, Attica, Greece.

Figure 3. Field Photograph of the main branch (segment) of the Phyle fault. View to the East. White arrows point to fresh slip surfaces.

Figure 4. Field Photograph of the normal fault plane comprising the second branch (segment) of the Phyle fault. The ancient fort of Phyle can be seen in the background. View to the northwest.

Figure 5. Field Photograph of the third branch (segment) of the Phyle Fault. View to the northwest. The bottom photographs show fresh stripes along the base of the scarp with a thickness of about 50 cm.

Figure 6. Field Photograph showing slip surfaces along the third segment of the Phyle normal fault. View to the east. Bottom photograph shows close-up view of the fault plane with down-dip striations.

Figure 7. Neotectonic map of Maliza area.

Figure 8. Field Photograph Spring 2001. Overview to the west of the Avlon Fault.

Figure 9. Field Photograph of the Maliza rupture (March 2001). Height of scarp is about 4m. This is locality N5 on the map shown in Figure 8. View to the south. (bottom) Line drawing of top Figure. A indicates fault gouge, B indicates scarp curvature (3.6 m) and C points to the trend of the slip vector. Thick gray line near D indicates limit of increased carstic erosion.

Figure 10. Field Photograph of the N5 locality along the Maliza rupture (March 2001). Close-up view of the fault plane showing down-dip striations. View to the south.

Figure 11. Field Photograph of the eastern end of the Maliza rupture (March 2001) near the national motorway. Height of section is about 5 m. View to the east. The high-angle fault dips to the north and it is seen to separate Neogene beds (left) from limestone breccia (right).

Figure 12. Field Photograph of the Maliza rupture (March 2001) at locality N20 (see Figure 8 for local geography). Height of scarp exceeds 5 m. View to the south. (bot-

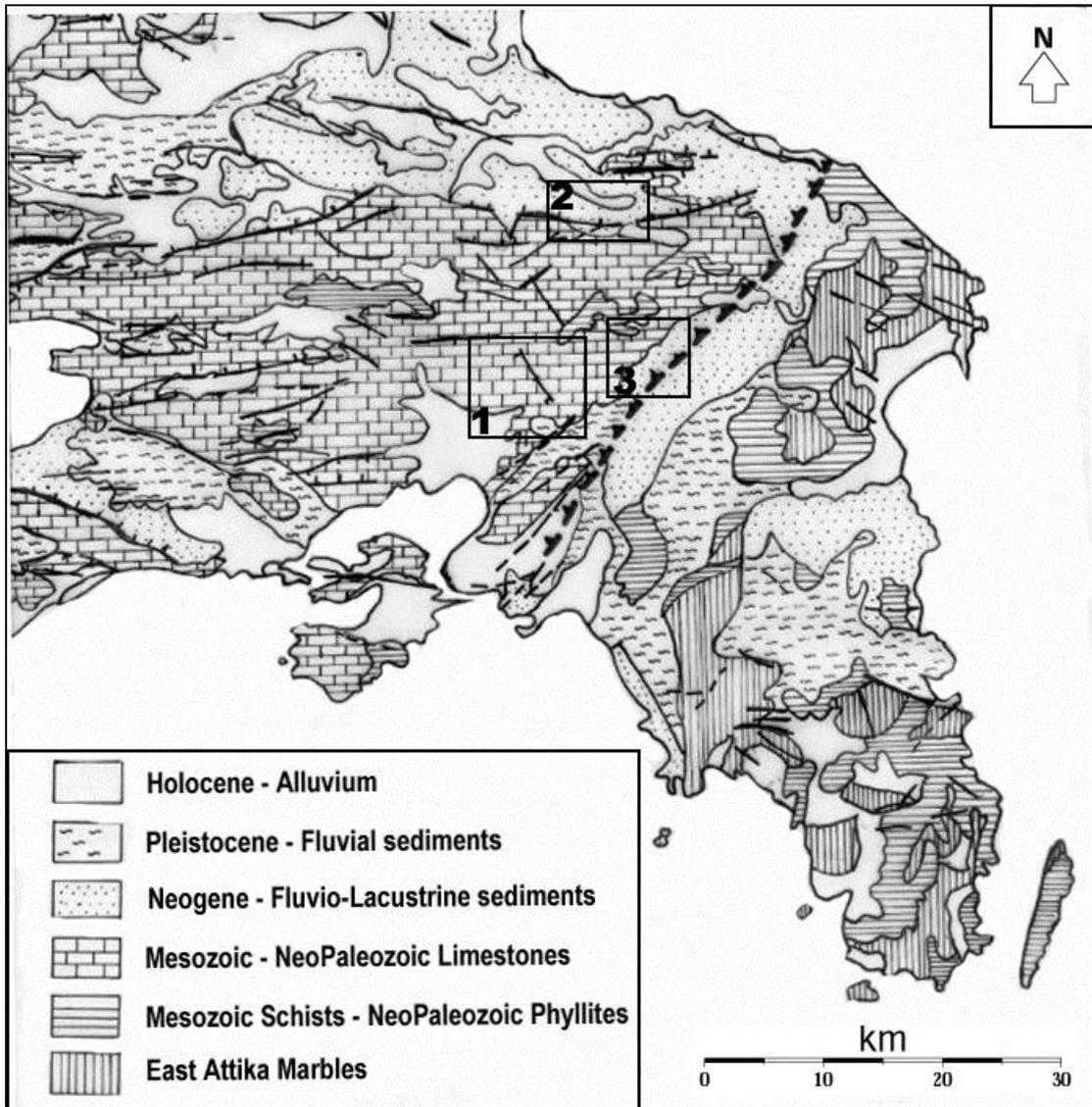
tom) Close Up of locality N20 showing systematic variations in scarp roughness from bottom to top. Fresh stripe at the base ranges in thickness between 20-30 cm.

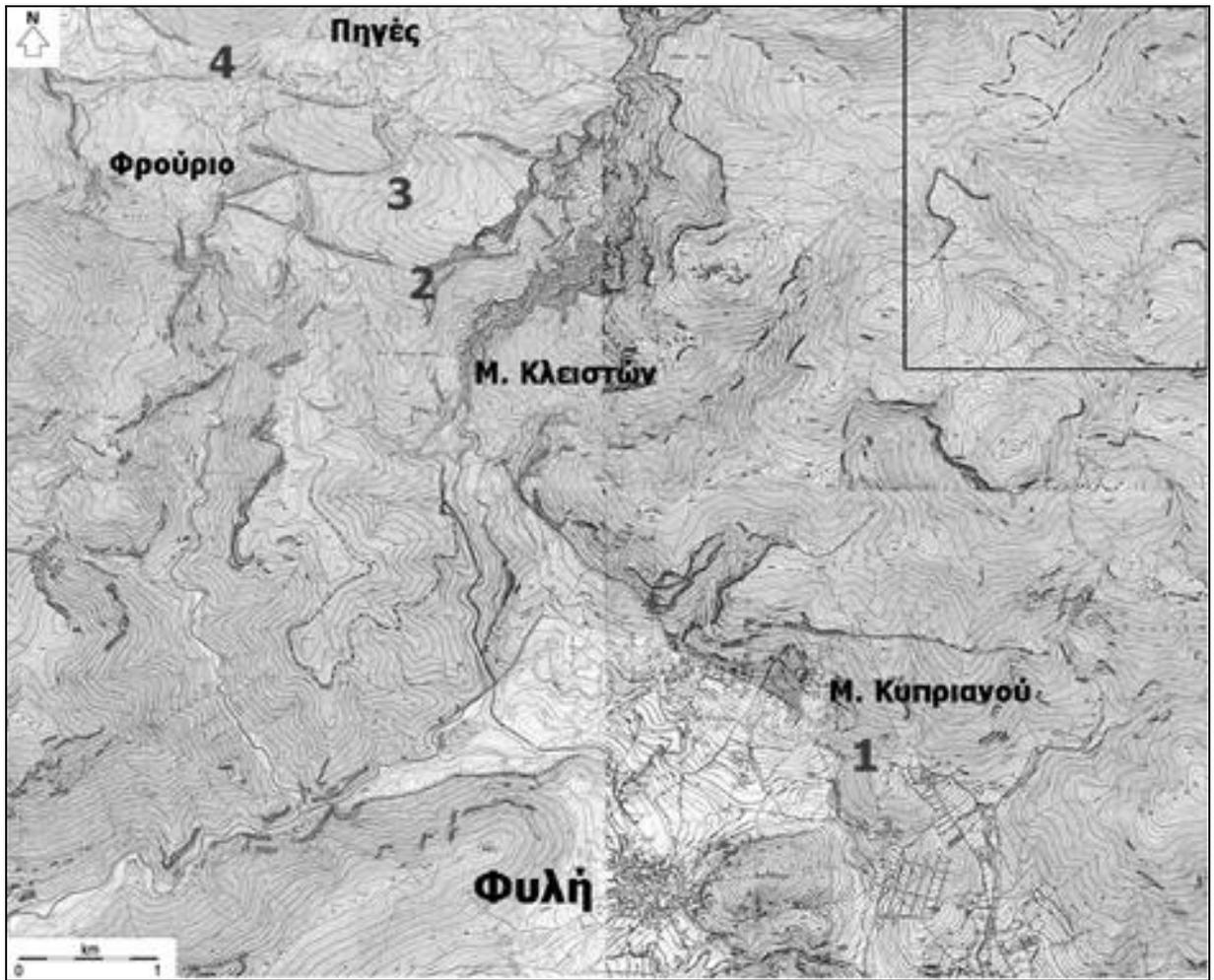
Figure 13. Neotectonic map of Thrakomakedones

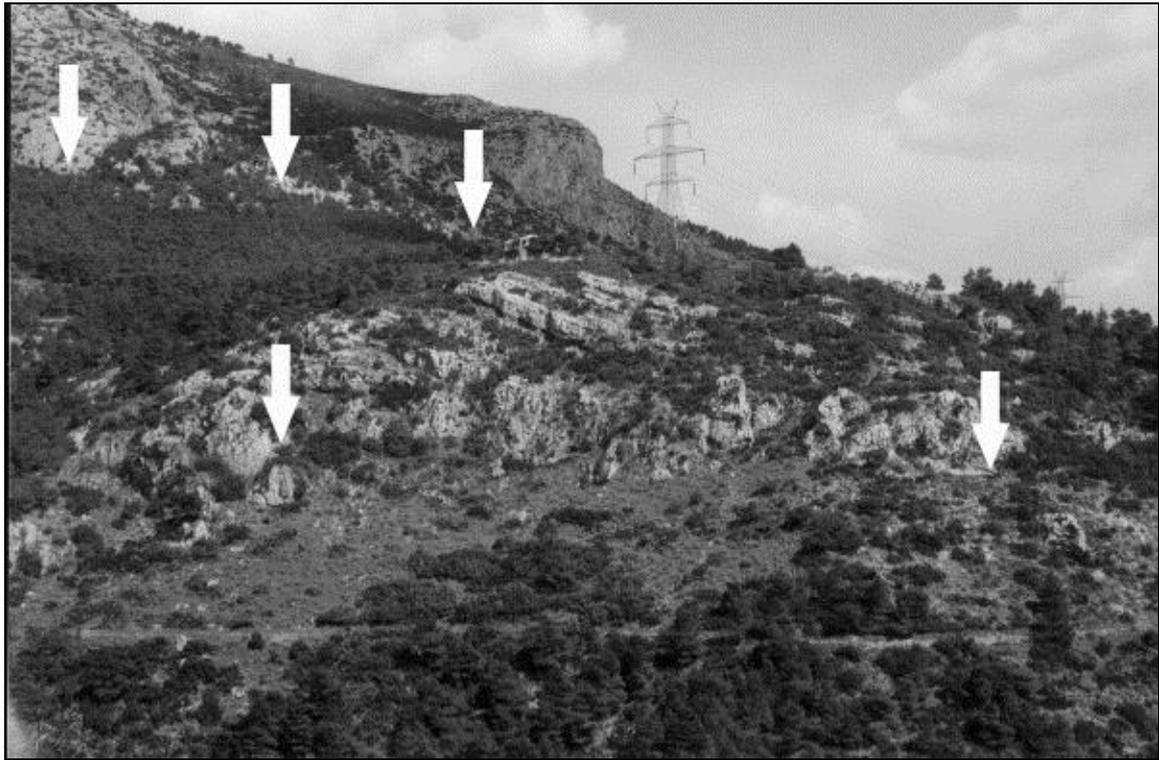
Figure 14. Field Photograph – Overview

Figure 15. Field Photograph of locality N6 along the Thrakomakedones Fault. Black arrow indicates sense of motion along the slip surface. Inclined box indicates size of cataclastic zone. Note hammer for scale. View to the northeast (July 2002).

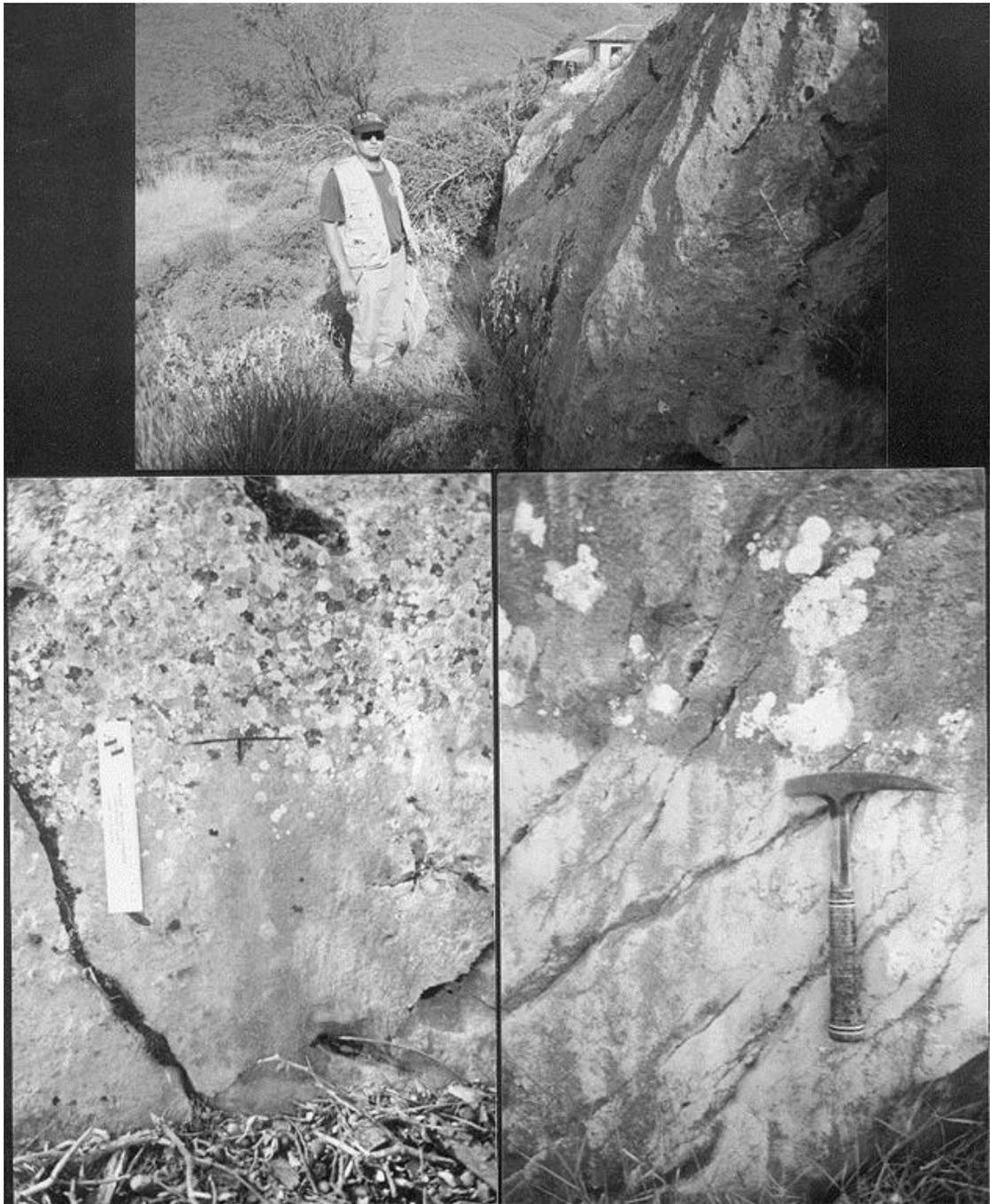
Figure 16. Quantitative stress analysis along the Phyle Fault (top) and Avlon Fault (bottom). Left: Striated slip surfaces are presented in lower hemisphere, equal-area stereographic projection as major circles. Slip directions are shown with black arrows. Middle: Application of right dihedron method (Angelier and Mechler, 1977) where black is the area of 100% containing s1 (or P) axis and light colour areas (dots) containing the s3 (or T) axis. Notice the 95.3% probability for this dataset due to the highest curvature of the Avlon fault plane. Right: Determination of the principal stress axes by the method of Caputo and Caputo (1988), major axis of s1 (triangles) intermediate axis s2 (circles) and minor axis s3 (squares). P – T axes are in black symbols, CSM axis are in white symbols, respectively.



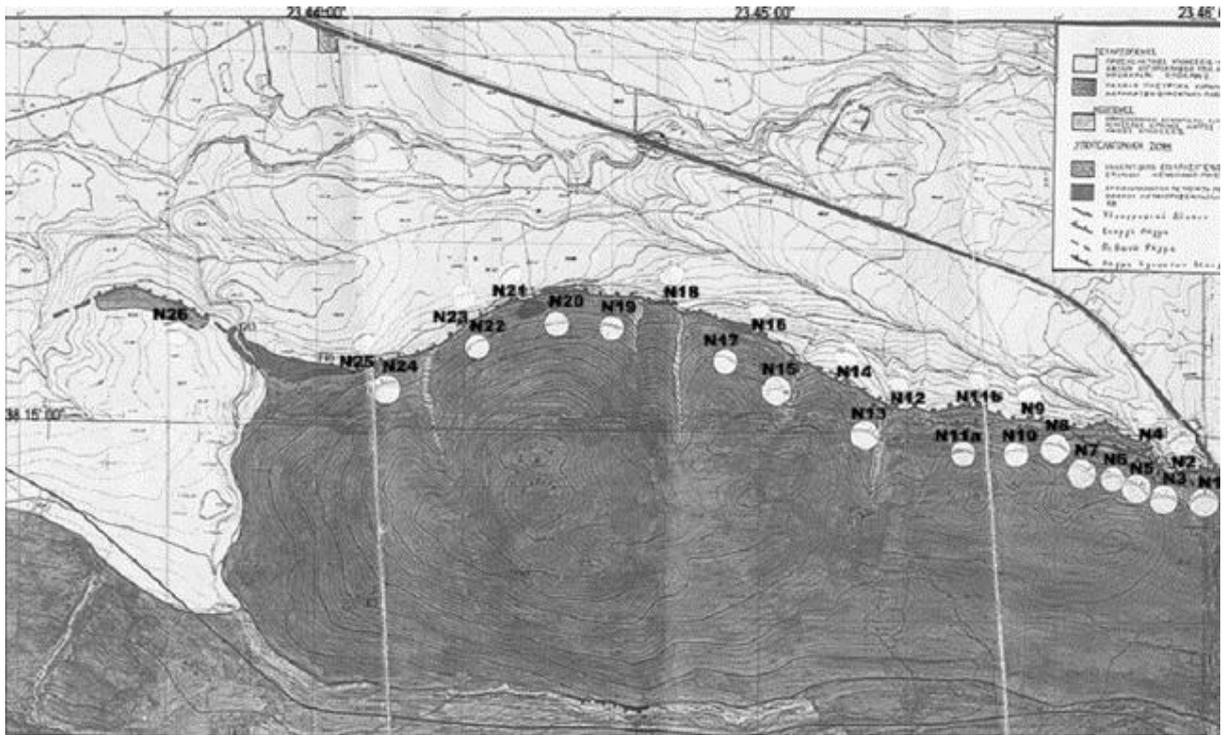


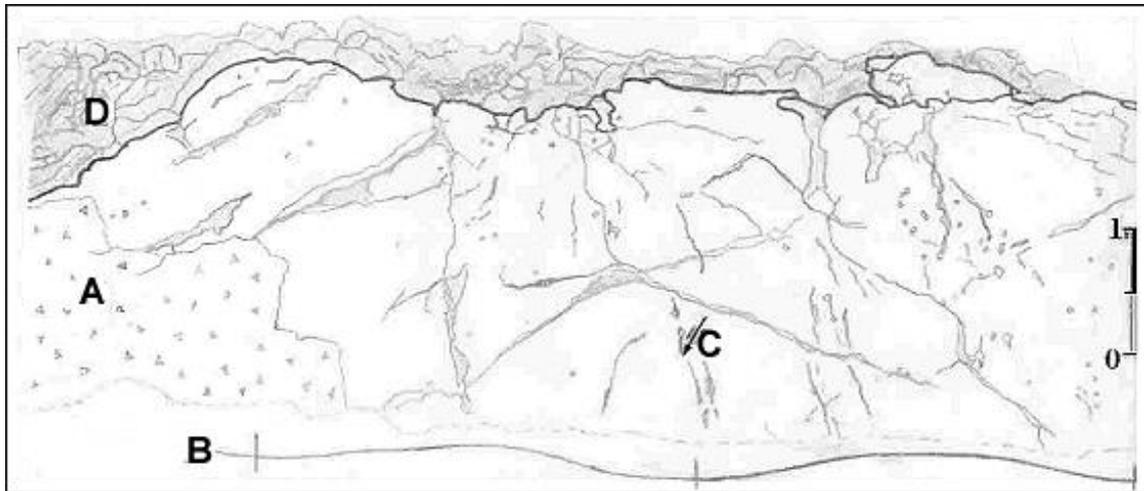


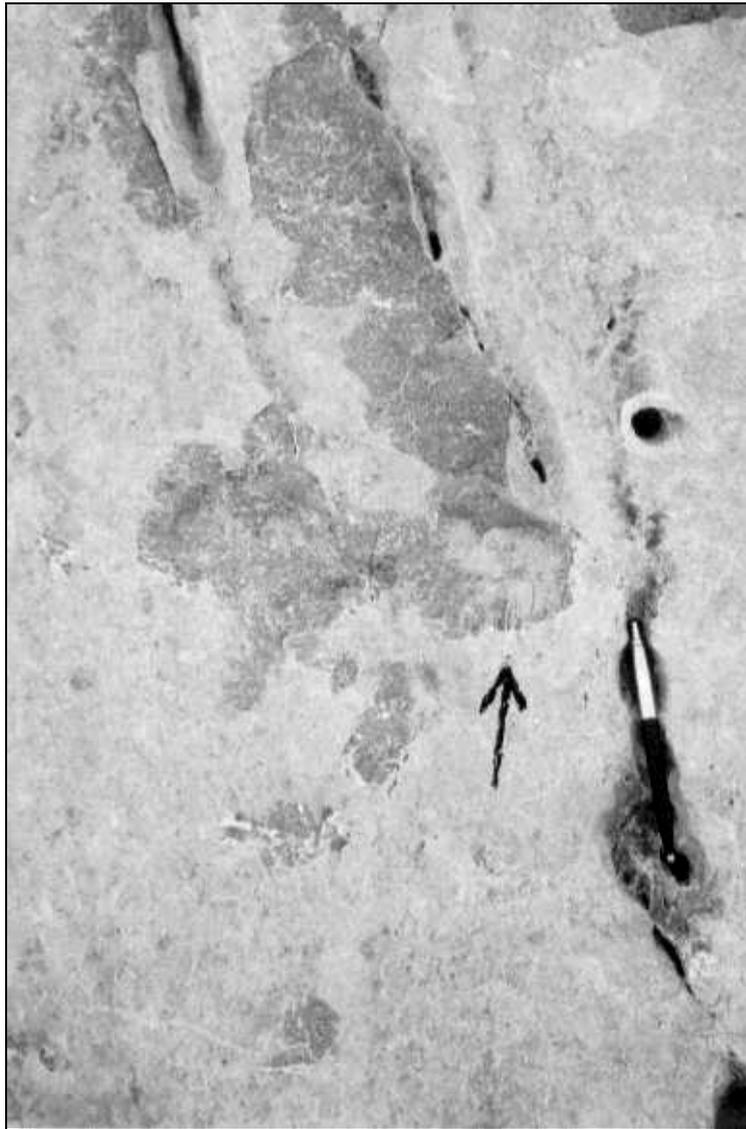










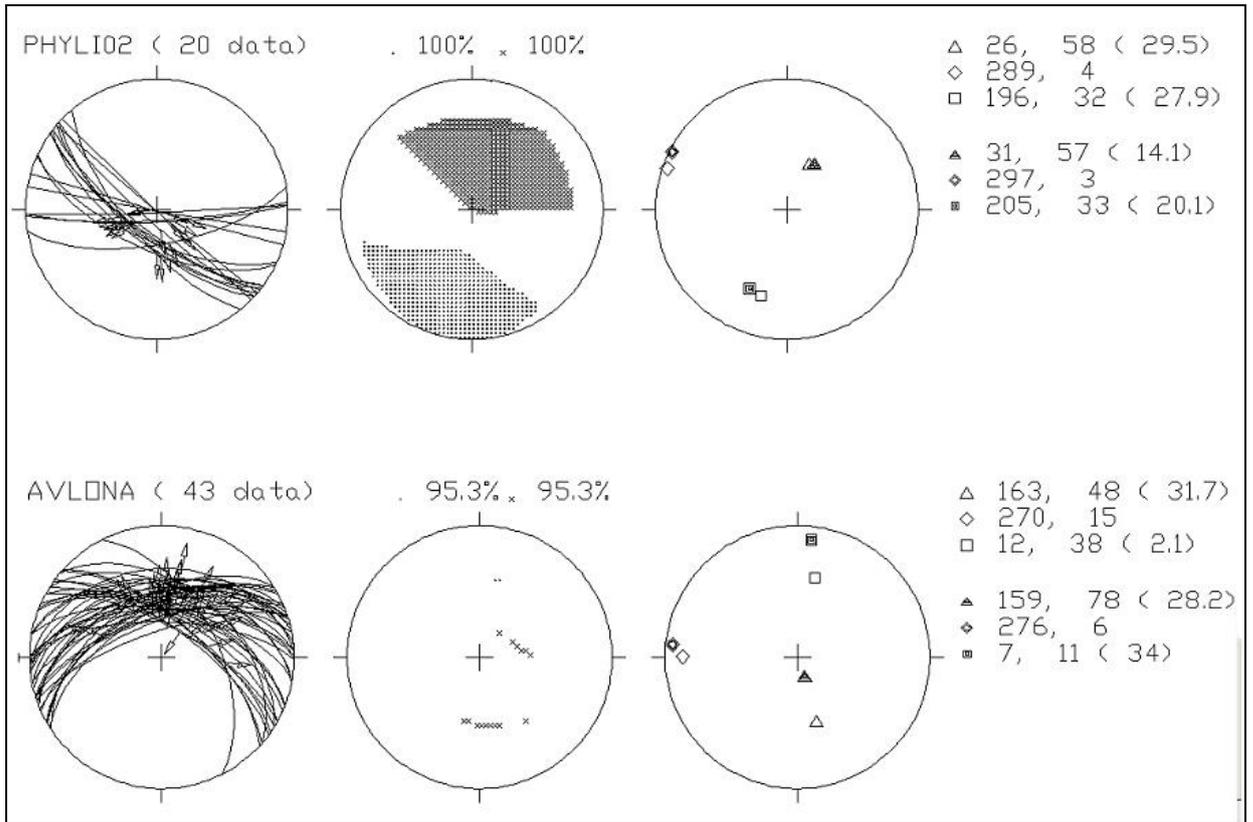












ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β΄

Περίληψεις (Ανακοινώσεις σε Συνέδρια)

1. **Ενεργά ρήγματα στην Πάρνηθα: Κινηματική και Παραμόρφωση.** Γκανάς Α., Παυλίδης Σ., Παπαδόπουλος Γ., Βαλκανιώτης Σ, Παπαϊωάννου Σ., Σμπόρας Σ., Αλεξανδρή Α-Γ, 2nd Symposium in Geophysics and Seismology, 31 October -2 November 2002, Amphitheatre 'I. Drakopoulos', Panepistimiopolis Zographou, Athens - Greece.
2. **Preliminary Palaeoseismological Results From The Kaparelli Fault (Central Greece).** S. Pavlides, i. Koukouvelas, ath. Ganas, s. Kokkalas, i. Tsodoulos, I. Stamatopoulos, ch. Goyntromichou and s. Valkaniotis, EUG-EGU-AGS, Nice, April 2003.
3. **Active Fault Geometry And Kinematics In Parnitha Mountain, Attica, Greece.** Ganas, A., Pavlides. S. B., Valkaniotis, S., Papaioannou, S. 920, Sboras, S., Alexandris, A. G., and Papadopoulos, G. A., submitted to Journal of Structural Geology, December 2002.

Ενεργά ρήγματα στην Πάρνηθα: Κινηματική και Παραμόρφωση

Γκανάς Α.¹, Παυλίδης Σ.², Παπαδόπουλος Γ.¹, Βαλκανιώτης Σ.², Παπαϊωάννου Σ.², Σμπόρας Σ.², Αλεξανδρής Α-Γ².

1. Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Λόφος Νυμφών, 11810 Αθήνα.

2. Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 54006.

Η νεοτεκτονική δομή της Πάρνηθας χαρακτηρίζεται από κανονικά ρήγματα με κύριες διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Τα ρήγματα της πρώτης διεύθυνσης εμφανίζουν σαφή ενεργότητα, όπως δείχνουν τα τεκτονικά, μορφοτεκτονικά δεδομένα, η πρόσφατη σεισμικότητα (1999) και τα αντίστοιχα μοντέλα εδαφικής παραμόρφωσης. Είναι υπεύθυνα επίσης για τη δημιουργία και ανάπτυξη των Πλειοτεταρτογενών λεκανών του Θριασσίου, Φυλής, Αφιδνών και Αυλώνας. Τα νεοτεκτονικά ρήγματα ΒΑ-ΝΔ είναι υπεύθυνα για τον σχηματισμό της λεκάνης Αχαρνών-Δεκελείας (παλαιότερα κρασπεδικά της λεκάνης των Αθηνών).

Η κινηματική ανάλυση των αξόνων τάσεων με τη μέθοδο των "ορθών διέδρων γωνιών" και του "μέσου καλύτερου τανυστή τάσης" έδειξε ότι το εφελκυστικό πεδίο Φυλής και Αυλώνα έχει γενικό προσανατολισμό ΒΒΑ-ΝΝΔ και είναι απόλυτα συμβατό με τους μηχανισμούς γένεσης της σεισμικής ακολουθίας του 1999. Το ρήγμα της Φυλής, χαρτογραφήθηκε σε κλίμακα 1: 5.000, έχει μήκος 11 χιλιομέτρων και διακρίνεται σε τέσσερα υποπαράλληλα τμήματα (segments) με μεγαλύτερο το νοτιοανατολικότερο εξ' αυτών κοντά στην πόλη της Φυλής. Στην περιοχή των Θρακομακεδόνων το περιθωριακό ρήγμα, που επίσης χαρτογραφήθηκε σε κλίμακα 1: 5.000, έχει μήκος 4 χιλιομέτρων και κατακόρυφο άλμα τουλάχιστον 600 μέτρων, όπως πιστοποιείται από την ύπαρξη νεογενών ιζημάτων στο σταθερό του τέμαχος (βόρεια των εγκαταστάσεων του ΕΟΤ -"Τελεφερίκ"), δεν παρουσιάζει ενδείξεις πρόσφατης δράσης, αλλά χαρακτηρίζεται από μία εκτεταμένη ρηξιγενή ζώνη, στην οποία οφείλονται κατά ένα μεγάλο ποσοστό οι εκτεταμένες ζημιές του σεισμού του 1999. Το ρήγμα του Αυλώνα έχει μήκος 22 χιλιομέτρων, ωστόσο οι πρόσφατες επαναδραστηριοποιήσεις (λειασμένες τεκτονικές επιφάνειες) παρατηρούνται στο κατερχόμενο τέμαχος στην περιοχή «Μάλιζα», με κυρτή γεωμετρία και μήκος 3,5 χιλιομέτρων περίπου. Οι νέες αυτές τεκτονικές επιφάνειες τεκμηριώνουν την ενεργότητα του ρήγματος και ενισχύουν το

μοντέλο της «μετανάστευσης» των ενεργών ρηγμάτων προς το εσωτερικό της ιζηματογενούς λεκάνης τους.

Η εργασία αυτή εκπονήθηκε στα πλαίσια των προγραμμάτων του ΟΑΣΠ (2000-2002) "Παλαιοσεισμολογική Έρευνα στα Ενεργά Ρήγματα Βόλβης και Ωρωπού-Αυλώνα-Καπαρελλίου" (Ε.Υ. Σ.Παυλίδης) και "Εκτίμηση των Χαρακτηριστικών του σεισμού της Αθήνας 7/9/99"(Ε.Υ. Κ.Μακρόπουλος).

PRELIMINARY PALAEOSEISMOLOGICAL RESULTS FROM THE KAPARELLI FAULT (CENTRAL GREECE).

S. PAVLIDES^a, I. KOUKOUVELAS^b, Ath. GANAS^c, S. KOKKALAS^b, I. TSODOULOS^b, L. STAMATOPOULOS^b, Ch. GOYNTROMICHOU^d and S. VALKANIOTIS^a.

a Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, GR-54124, Thessaloniki, Greece

b Department of Geology, University of Patras, 265 00 Patras, Greece

c. Institute of Geodynamics, Athens Observatory, Thession, Athens.

d. Earthquake Planning and Protection Organization of Greece.

The roughly E-W trending Kaparelli-Plataies Fault is a segment of the greater Plataies-Avlon-Oropos fault zone (Beotia-Attica). It is located along the eastern end of the Corinthian Gulf and was activated during the third event of the February-March 1981 Alkyonides seismic sequence (Ms 6.7; 6.6; 6.4). The ground offset was 70cm, although some values of more than 1m have been reported too, and the slip vector was $200-220^{\circ}/60-70^{\circ}$. This presentation is a brief account of our approach to search the seismic history and to resolve slip of the Kaparelli normal fault, in terms of trenching techniques, tectonostratigraphy of fault-related colluvial deposits and dating palaeoevents. Three (3) trenches have been excavated across the 1981 fault trace. They are oriented perpendicular to the fault strike, and are located in Holocene deformed sediments (colluvium), in contact with bedrock limestone. Trenches have lengths of 15 to 30 m and depths of 2-4 m and their walls were mapped in scale 1:20. The KAP1 comprises a sequence of clay, sand, colluvial wedges and soil. Trench KAP2 and KAP3 trenches constitute of typical colluvium (unconsolidated angular limestone fragments and soil), which includes occasionally tile fragments, some charcoal and pottery fragments. Based on colluvium tectonostratigraphy mainly, deposition of sedimentary layers, formation of soil, and small displacement of few horizons, three at least faulting seismic events were identified.

Although previous works have shown that the fault was activated approximately 3 times during the last 20 ka years and remained quiet for 10 ka years our preliminary results from the trenches KAP1 and KAP2 show that colluvium sedimentation is $8,330 \pm 50$, $6,280 \pm 40$, $4,870 \pm 40$, $1,410 \pm 40$, and $1,250 \pm 40$ yr YBP ± 1 (Radio-carbon analysis results and Stable Isotope Ratio analysis ^{13}C) and they are associated with colluvial earthquake-related wedges. In the KAP1 trench the last (1981) event is clearly shown within a greater fault zone of 3m width. The hangingwall block of the reactivated fault strand during the 1981 event comprises a strongly rotated ($>60^{\circ}$) sedimentary sequence corresponding with cumulative fault deformation.

Acknowledgements: This work, which is in progress, has been supported by OASP (*Earthquake Planning and Protection Organization of Greece*).

ACTIVE FAULT GEOMETRY AND KINEMATICS IN PARNITHA MOUNTAIN, ATTICA, GREECE

Ganas, A. (1), Pavlides, S. B. (2), Valkaniotis, S. (2), Papaioannou, S. 920, Sboras, S. (2), Alexandris, A. G. (2), and Papadopoulos, G. A. (1)

(1) Institute of Geodynamics, National Observatory of Athens, Lofos Nymfon, 118 10 Athens, Greece,

(2) Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki 54006, Greece (aganas@gein.noa.gr)

The Parnitha mountain range lies in between two Quaternary rift systems in central Greece, the Gulf of Corinth Rift, and the Gulf of Evia rift. We suggest that the mountain was formed by footwall uplift along major normal faults striking WSW-ESE and NE-SW. We investigated the geometry and slip rates of normal faults bounding this mountain range by field mapping in 1:5000 scale. We calculated comparable mean slip rates (0.16 to 0.24 mm/yr) for all mapped faults however, we suggest that the WNW-ESE structures are more active during Late Quaternary because of abundant field evidence of recent movements along slip surfaces. Stress axes analysis show a regional NNE oriented, tensional stress which is compatible to the focal mechanism of the Athens 1999 earthquake. This indicates that the mapped faults are active under the same stress field for at least the 1-2 Ma.

Παράρτημα Γ΄

- Διπλωματικές Εργασίες
- Εργασίες Μεταπτυχιακής Ειδίκευσης
- Διδακτορικές Διατριβές

Παράρτημα Δ΄

**ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΘΗΒΑΣ-
ΩΡΩΠΟΥ**

**ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΘΗΒΑΣ-
ΩΡΩΠΟΥ**

➤ **ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΟΥ ΜΕΛΕΤΗΘΗΚΑΝ**

έτος	ημ/νία	ώρα	φ _λ	λ _ε	h	M _s	περιοχή	κατάλογος
1893	05 23	20:29	38.3	23.2	n	6.0	Θήβα	AJ97
1914	10 17	06:22:32	38.3	23.4	5	6.0	Θήβα	CP86
1938	07 20	00:23:35	38.3	23.8	5	6.1	Ωρωπός	CP86

- **ΣΥΛΛΟΓΗ ΝΕΩΝ ΠΡΩΤΟΓΕΝΩΝ ΠΗΓΩΝ (Π.Χ. ΕΦΗΜΕΡΙΔΕΣ, ΣΥΓΧΡΟΝΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ) ΠΟΥ ΑΝΑΦΕΡΟΝΤΑΙ ΣΤΑ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ.**
- **ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ (I) ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΕΙ ΒΑΣΕΙ ΤΩΝ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΘΕΝΤΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΚΛΙΜΑΚΑ MODIFIED MERCALLI**



**ΣΗΜΑΝΤΙΚΗ ΒΕΛΤΙΩΣΗ ΤΗΣ ΕΙΚΟΝΑΣ ΤΟΥ
ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΥΠΟ ΜΕΛΕΤΗ
ΣΕΙΣΜΩΝ**

-
- **11/23 Μαΐου 1893 – Θήβα**

Νέες πηγές:

- ✓ Μητσόπουλος (1893) [M]
- ✓ Τρικαλινός (1972)
- ✓ Εφημερίδες της εποχής (Ακρόπολις 13.5.1893, 14.5.1893, 15.5.1893, 16.5.1893, 18.5.1893).

Πηγή	Τόπος	αποτελέσματα	I	Φ _N ^ο	Λ _E ^ο
M	Θήβα	Ο σεισμός κατέρριψε εκ θεμελίων περίπου 100 από τα 1200 σπίτια. Σύμφωνα με πληροφορίες μηχανικού 800 σπίτια κατέστησαν επικινδύνως ετοιμόρροπα, 200 είχαν ανάγκη μεγάλης επισκευής και 200 έπρεπε να επιδιορθωθούν (σύνολο 1200 σπίτια).	8	38.3 2	23.32
Τύπος		Καταπτώσεις πολλών οικιών. Πολλές οικίες κατέστησαν ακατοίκητες. Οι επί της οδού Πινδάρου νεόδμητες οικίες και άλλες οικίες σε άλλες οδούς κατεστράφησαν ανεπανορθώτως, πάσαι δε οι νεόδμητες και παλαιές οικίες διερράγησαν. Σύμφωνα με επιστολή νομομηχανικού προς τον Υπουργό Εσωτερικών όλες οι διόροφες οικοδομές κατέστησαν ακατοίκητες, με εξαίρεση ελάχιστου αριθμού οικιών. Πολλές μονόροφες οικίες κατέστησαν ακατοίκητες, καθώς ήταν πετталαιωμένες.			
M	Πυρί	Σε σύνολο 300 οικιών, οι 150 κατεστράφησαν τελείως.	9	38.3 3	23.32
Τύπος		Καταστράφηκε τελείως. Εβλάβησαν άνω των 150 οικιών, εκ των οποίων κάποιες έπαθαν τέτοια ρήγματα ώστε τα εσωτερικά διαχωρίσματα κατέπεσαν και έμειναν μόνο οι 4 εξωτερικοί τοίχοι. Ουδεμία οικία έμεινε αβλαβής. Πλείσται δε ως παλαιές και κακώς οικοδομημένες κατέρρευσαν σε σωρούς λίθων. Οι περισσότερες οικίες πρέπει να καταδαφιστούν			

□ **17 Οκτωβρίου 1914 – Θήβα**

Νέες πηγές:

- ✓ Γουλανδρής και Αιγινήτης (1914) [Γ-Α]
- ✓ Εφημερίδες της εποχής (Ακρόπολις 5.10.1914, 6.10.1914, 7.10.1914, 8.10.1914, 11.10.1914)

Πηγή	τόπος	Αποτελέσματα	I	Φ _N ^ο	Λ _E ^ο
Γ-Α	Θήβα	Κατέρρευσαν 20 οικίες και πολλές κατέστησαν ακατοίκητες. Πολλές οδοί υπέστησαν καθίζηση. Η οδός Αθηνών παρουσιάζει ρήγματα σοβαρά διότι οι πήλινοι σωλήνες του υδραγωγείου εθραύσθησαν υπό την γην και το ύδωρ επλημμύρισεν αυτήν. Σύμφωνα με υπομηχανικό οι οικίες με βλάβες είναι 250.	8-9	38.3 2	23.3 2
ΝΟΑ		Πολλά σπίτια κατέρρευσαν και άλλα διερράγησαν.			
Τύπος		Δεν υπάρχει σπίτι που να μην έπαθε ρήγμα ή άλλη φθορά. Οι περισσότερες οικίες, όσες δεν έπεσαν, κατέστησαν ετοιμόρροπες. Οι μεγαλύτερες ζημιές παρουσιάστηκαν στο ανατολικό μέρος της πόλεως, όπου έπεσαν περισσότερες από 25 οικίες. Εβεβαιώθη ότι όλες οι οικίες του ανατολικού τμήματος έπεσαν ανεξαιρέτως. Στο κέντρο, κοντά στην αγορά, έπεσαν οι τοίχοι άλλων 15 οικιών και καταστημάτων. Από τις εκκλησίες η Μητρόπολις υπέστη στο μέσον τρομερό ρήγμα, ενώ εκ των δημοσίων γραφείων η Εφορία και το τηλεγραφείο αναγκάστηκαν να μετακομίσουν σε παραπήγματα στην οδό Πινδάρου. Στις 12 και τέταρτο άλλη μία σεισμική δόνηση συντέλεσε στο να πέσουν άλλα δύο καταστήματα. Οι πήλινοι σωλήνες του υδραγωγείου άνοιξαν κάτω από τη γη και το νερό, όσο δεν έρχεται θολομένο, διεσκορπίσθη στα έγκατα της γης Μόνο 30-40 οικίες είναι κατοικήσιμες. Περί τις 150 κατέρρευσαν εκ θεμελίων..			
Γ-Α	Σχηματάρι	Από τις 180 οικίες πολλάί καταστράφησαν τελείως. Τα δε οικήματα των υπαλλήλων του σιδηροδρόμου κατέστησαν ακατοίκητα.	9	38.3 5	23.5 8
Τύπος		Σοβαρότατες ζημιές. Καταστράφησαν όλες οι οικίες.Επί 180 οικιών μόνο 5 είναι κατοικήσιμες.			

Πηγή	τόπος	Αποτελέσματα	I	φ _N ^ο	λ _E ^ο
Γ-Α	Βάγια	Καταστρεπτικός. Τα κτίρια του σταθμού κατέστησαν ετοιμόρροπα. Εκ των 580 οικιών εσώθησαν μόνο 17 οι λοιπαί κατέρρευσαν ή διερράγησαν επικινδύνως. Συγκεκριμένα κατέρρευσαν 30 και το δημοτικό σχολείο αρρένων και διερράγησαν 150. Σύμφωνα με υπομηχανικό οι οικίες με βλάβες είναι 50.	8-9	38.32	23.18
Τύπος		Καταστράφηκε ολόκληρο. Όλη η αγορά και τα σχολεία κατέρρευσαν. Δεν έμεινε οικία στη θέση της.			

20 Ιουλίου 1938 – Ωρωπός

Νέες πηγές:

- ✓ Αδημοσίευτα σεισμολογικά δελτία και τηλεγραφήματα που εστάλησαν μετά το σεισμό στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών με πληροφορίες για το αποτέλεσμα του σεισμού σε διάφορες περιοχές της Ελλάδας.
- ✓ Εφημερίδες της εποχής (Ελεύθερον Βήμα 20.7.1938 και 21.7. 1938; Καθημερινή 21.7.1938; Πρωϊα 21.7.1938)

Πηγή	τόπος	αποτελέσματα	I	φ _N ^ο	λ _E ^ο
Τύπος	Ωρωπός	Όλες οι οικίες κατέρρευσαν ή κατέστησαν ετοιμόρροπες. Ανθρώπινα θύματα. Ο ναός της Κοιμήσεως Θεοτόκου του χωριού παρουσίασε ρωγμές μέχρι του εδάφους και κατέστη ετοιμόρροπος.	8-9	38.30	23.75
Τύπος	Σκάλα Ωρωπού	Κατέρρευσαν αρκετές οικίες και όλες σχεδόν διερράγησαν. Σε άλλες οικίες κατέπεσαν οι εξωτερικοί τοίχοι, οι προσόψεις και βλέπει κανείς δια χασμάτων το εσωτερικό ανέπαφον. Τα κτίρια γέρνουν προς τη γη. Σε άλλες οικίες κατέπεσαν με γδούπτο τρομερό οι οροφές και κατακάλυψαν τα πάντα. Το συγκρότημα των φυλακών παρουσιάζει τραγική όψη. Η βόρεια πλευρά του κεντρικού κτιρίου κατέρρευσε εξ ολοκλήρου. Οι δε άλλοι τοίχοι και τα μικρότερα κτίρια υπέστησαν βαθείς ρωγμές. Το εξωτερικό περιτείχισμα των φυλακών που αποτελείτο από μπετόν-αρμέ ή κατέρρευσε ή υπέστη ρήγμα μέχρι το έδαφος. Ο ναός του χωριού κατέρρευσε κατά το μεγαλύτερο μέρος του, το δε υπόλοιπο είναι ετοιμόρροπο. 53 οικογένειες έμειναν άστεγες. Υπήρξαν ανθρώπινα θύματα.	8-9	38.33	23.78
Τύπος	Νέα Παλάτια	Κατέρρευσαν όλες σχεδόν οι οικίες του χωριού και υπήρξαν ανθρώπινα θύματα.	9	38.32	23.80

Πηγή	τόπος	αποτελέσματα	I	Φ _N ^ο	Λ _E ^ο
Τύπος	Χαλκούτσι	Από τις 65 οικίες μόνο 2 ή 3 δύνανται να κατοικηθούν, ενώ άλλες κατάκεινται στα ερείπια ή έχουν υποστεί ανεπανόρθωτες βλάβες. Όλο το χωριό φαίνεται να έχει ανασκαφεί λόγω των πυκνότερων ρωγμών τας οποίας έχει υποστεί το έδαφος. Από πολλές ρωγμές του εδάφους ανέβλυζε μέχρι πρωίας θερμό ύδωρ. Στο σημείο της οδού της αγωγής προς τη Σκάλα και επί ικανής εκτάσεως το έδαφος διερράγη περί την 5η πρωινή. Εκ των ρωγμών αυτών ανέβλυζε θερμότατο ύδωρ, το οποίο εξηκοντίζετο εις μέγα ύψος. Το ύδωρ παρέσυρε εκ του κατωτέρου στρώματος του εδάφους λεπτή άμμο, η οποία ήδη καλύπτει εις πολλά σημεία το καλλιεργημένο έδαφος. Μερικές από τις ρωγμές του εδάφους έχουν μεγάλη έκταση και άνοιγμα ενίοτε μέχρι 1/2 μέτρο.	8-9	38.33	23.73