

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ
Κ.Ε ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΞΑΝΘΟΠΟΥΛΟΥ ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ

ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΤΗΝ
ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ
ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2006

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΤΗΝ
ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ
ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

ΞΑΝΘΟΠΟΥΛΟΥ ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ

ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΠΑΥΛΙΔΗΣ ΣΠΥΡΙΔΩΝ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, Α.Π.Θ.

ΚΥΡΑΤΖΗ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ, ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ Α.Π.Θ

ΤΣΑΠΑΝΟΣ ΘΕΟΔΩΡΟΣ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ Α.Π.Θ

*‘Κι αν είσαι στο σκαλί το πρώτο, πρέπει
νὰ σαι υπερήφανος κ' ευτυχισμένος.
Εδώ που έφθασες, λίγο δεν είναι ·
τόσο που έκαμες, μεγάλη δόξα.
Κι αυτό ακόμη το σκαλί το πρώτο
πολύ από τον κοινό τον κόσμο απέχει.’*

*Κωνσταντίνος Π. Καβάφης
‘Το πρώτο σκαλί’*

Περισσότερα δεν θα χα χωρίς αυτούς...

Ευχαριστώ πολύ την οικογένεια μου' για όλα.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης στον κλάδο ειδίκευσης «Τεκτονική και Στρωματογραφία». Ανατέθηκε από τη Γ.Σ.Ε.Σ. του τμήματος Γεωλογίας στη συνεδρίασή της αριθμ. 102/22-10-2004. Η εκπόνηση της διατριβής ειδίκευσης έγινε υπό την επίβλεψη Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, αποτελούμενη από τους κ. Σπ. Παυλίδη, καθηγητή Νεοτεκτονικής ως κύριο επιβλέποντα, και τους καθηγητές Σεισμολογίας Α. Κυρατζή και Θ. Τσάπανο.

Η σημασία της γνώσης της γεωλογίας και της νεοτεκτονικής μιας περιοχής για τον σωστό σχεδιασμό των επεμβάσεων στο δομημένο περιβάλλον και τη διαχείριση του σεισμικού κινδύνου έχει καταδειχτεί από πολλούς επιστήμονες. Η χρήση των μαθηματικών μοντέλων και Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (Γ.Σ.Π) σε τέτοια προβλήματα έχει επίσης καθιερωθεί καθώς προσφέρει μεγαλύτερη ακρίβεια και δυνατότητες αξιολόγησης των αποτελεσμάτων των σχεδιαζόμενων ενεργειών. Ο συνδυασμός των δύο μεθόδων σε ολοκληρωμένο περιβάλλον εργασίας ψηφιακού τρισδιάστατου σχεδιασμού, αποτελεί σήμερα την πιο αποδοτική αντιμετώπιση για γεωλογικές και νεοτεκτονικές εφαρμογές. Εκτός από την μεγαλύτερη ακρίβεια και τη δυνατότητα αναγνώρισης και διόρθωσης λαθών, προσφέρει μεγαλύτερη ευκολία και απαιτεί λιγότερο χρόνο εκτέλεσης των απαιτούμενων εργασιών.

Στόχος της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η νεοτεκτονική και γεωλογική μελέτη των ενεργών ρηγμάτων με χρήση Γ.Σ.Π με σκοπό την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της Δυτικής Μακεδονίας. Για την επίτευξη του παραπάνω στόχου πραγματοποιήθηκε γεωλογική νεοτεκτονική και μορφολογική διερεύνηση που σε συνδυασμό με τη χρήση τοπογραφικών χαρτών, ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου και δορυφορικών εικόνων οδήγησε στην αναπαραγωγή ψηφιακών χαρτών και τρισδιάστατων μοντέλων για τη συστηματικότερη ανάλυση των ενεργών ρηγμάτων.

Η επί τόπου χαρτογράφηση του σεισμικού ρήγματος Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου – Σαρακίνας-Νησιού, που τμήμα του ενεργοποιήθηκε την 13^η Μαΐου 1995 και προκάλεσε τον καταστροφικό σεισμό μεγέθους $M_s=6.6$, η ποσοτική ανάλυση και των υπολοίπων ενεργών ρηγμάτων, ο υπολογισμός των κατάλληλων μορφοτεκτονικών δεικτών καθώς

και η στατιστική επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων, οδήγησε σε σημαντικά συμπεράσματα για την ενεργό τεκτονική και το σεισμικό δυναμικό της περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας.

Ευχαριστίες

Με τη ολοκλήρωση της διατριβής ειδίκευσης θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους με βοήθησαν κατά την διάρκεια της εκπόνησης της. Πρώτο από όλους θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή μου και κύριο επιβλέπων κ. Σπύρο Παυλίδη για την ανάθεση του θέματος και την πολύτιμη βοήθειά και καθοδήγησή καθ'όλη τη διάρκεια της διατριβής. Επίσης ευχαριστώ θερμά, τα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής κ. Αναστασία Κυρατζή καθηγήτρια Σεισμολογίας του Α.Π.Θ και κ. Θεόδωρο Τσάπανο για τις υποδείξεις τους και τις πολύτιμες παρατηρήσεις σε όλα τα στάδια της εκπόνησης της διατριβής ειδίκευσης, καθώς και όλους τους καθηγητές μου στο πρώτο κύκλο σπουδών του Π.Μ.Σ Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον, κλάδου ειδίκευσης Τεκτονικής και Στρωματογραφίας.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω το Αλέξανδρο Χατζηπέτρο, Δρ. Γεωλόγο για την πολύτιμη βοήθεια του στην εργασία υπαίθρου.

Θα ήταν μεγάλη παράλειψη να μην ευχαριστήσω την πολύ καλή μου φίλη Άννα Μπατσή φοιτήτρια Γεωλογίας Α.Π.Θ. για την συνοδεία της στην ύπαιθρο.

Ευχαριστώ θερμά τη Διεύθυνση και το Προσωπικό του Κ.Ε.Ψ.Ε Ιλαρίωνα Δ.Ε.Η Α.Ε και ειδικότερα τον Καραπαντελάκη Κώστα, Γεωλόγο Δ.Ε.Η, καθώς επίσης και το προσωπικό του εργοταξίου Καραγιαννάκη Βίκη, Γεωλόγος Α.Π.Θ και Καστραντά

Βασίλη, Πολιτικό Μηχανικό Ε.Μ.Π. για τη μετάδοση της μεγάλης τους εμπειρίας που είχαν σχετικά με την περιοχή μελέτης.

Τους συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές και φίλους Α. Ζερβοπούλου, Α. Μιχαηλίδου, Ι., Παπαθανασίου, Μ. Κατριβάνο, Πάτσιο Μ., Προγκάκη Β., Βαμβακά Α., Βλάχου-Βλαχοπούλου Α., Βαλκανιώτης Σ.

Ευχαριστώ θερμά τον πολύ καλό μου φίλο Αποστόλη Μπαντή Γεωλόγο-Μελετητή Α.Π.Θ και μεταπτυχιακό φοιτητή Ε.Κ.Π.Α γιατί χωρίς την βοήθεια του, τις παρεμβάσεις και τις πολύτιμες γεωλογικές του γνώσεις δεν θα ήταν δυνατή η αποπεράτωση της διατριβής μου.

Τον Γιώργο Κάμο, γιατί ηθικά δεν με στήριξε κανείς περισσότερο μέχρι το τέλος και τον οποίο ευχαριστώ για τον χρόνο που μου αφιέρωσε.

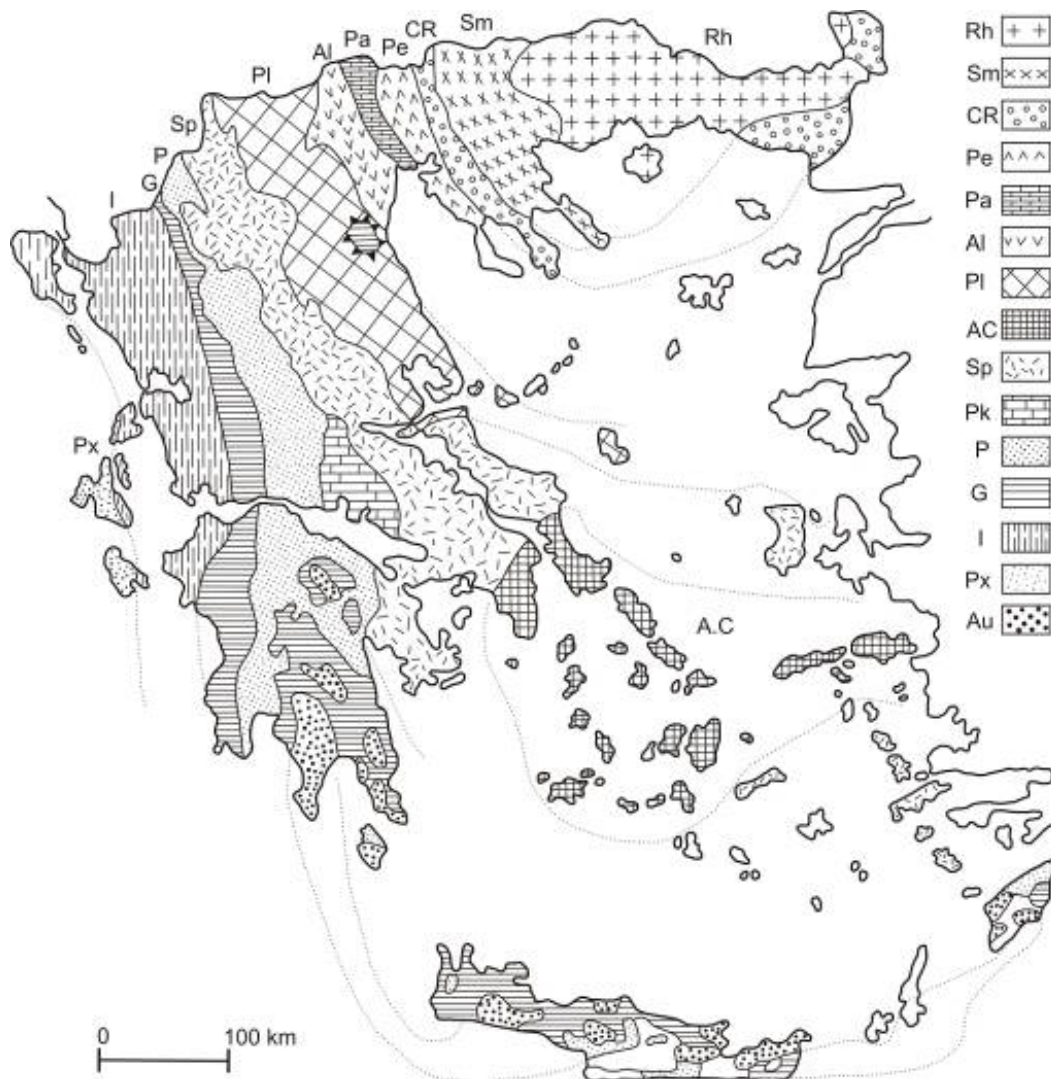
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	3
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	7
ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	7
ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	10
ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ.....	10
ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	13
ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	21
ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	24
ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ –ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	26
ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΚΑΝΟΝΙΚΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	28
ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ (SEGMENTATION) ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	29
ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΧΡΗΣΗ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ (DIGITAL ELEVATION MODEL).....	31
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	31
ΨΗΦΙΑΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΔΑΦΟΥΣ.....	31
ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ.....	33
ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ.....	37
ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	37
ΕΝΕΡΓΕΣ ΡΗΞΙΓΕΝΕΙΣ ΔΟΜΕΣ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ.....	38
Σύστημα ενεργών σεισμικών ρηγμάτων ζώνης Αλιάκμονα.....	38
Σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου Παλαιοχωρίου- Σαρακήνας.....	40
Ενεργό ρήγμα Σερβίων –Βελβεντού.....	54
Ενεργό ρήγμα Βερμίου-Βεργίνας.....	58
Σεισμικό ρήγμα Χρωμίου-Κνίδης.....	60
Λεκάνη Πτολεμαΐδας.....	62
Ενεργό ρήγμα Προαστίου – Ασβεστόπετρας.....	64
Ενεργό ρήγμα Εμπορίου-Περδίκας (ύψωμα Μπορντό).....	69
Ενεργό ρήγμα Χειμαδίτιδας – Αναργύρων.....	72
Ενεργό ρήγμα Περαίας –Μανιάκι.....	75
Ενεργό ρήγμα Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα.....	79
Ενεργό ρήγμα Νυμφαίου – Ξινού Νερού – Πετρών.....	81
Συνοπτικές μορφολογικές τομές των ρηγμάτων της λεκάνης Πτολεμαΐδας.....	84
ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ.....	85
Δαντέλωση στους πρόποδες των Βουνών (SMF).....	85
Μορφοτεκτονική του ρήγματος Παλαιοχώρι – Σαρακήνα-Νησί.....	89
Μορφοτεκτονική της λεκάνης Βεγορίτιδας.....	92
Υψομετρικό Ολοκλήρωμα.....	92
Ασυμμετρία Λεκάνης Απορροής.....	93
Παράγοντας εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας.....	95
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ.....	97
ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ.....	99
ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ.....	99
Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ 13 ^{ης} ΜΑΪΟΥ 1995.....	105
Προσδιορισμός του μοντέλου διάρρηξης του σεισμού των Γρεβενών - Κοζάνης χρησιμοποιώντας δορυφορικές εικόνες συμβολής (INSAR).....	118
Προσδιορισμός του μέγιστου αναμενόμενου σεισμού (Mmax) με την εκτίμηση της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood).....	121
ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	134
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	138
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	141
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	149

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

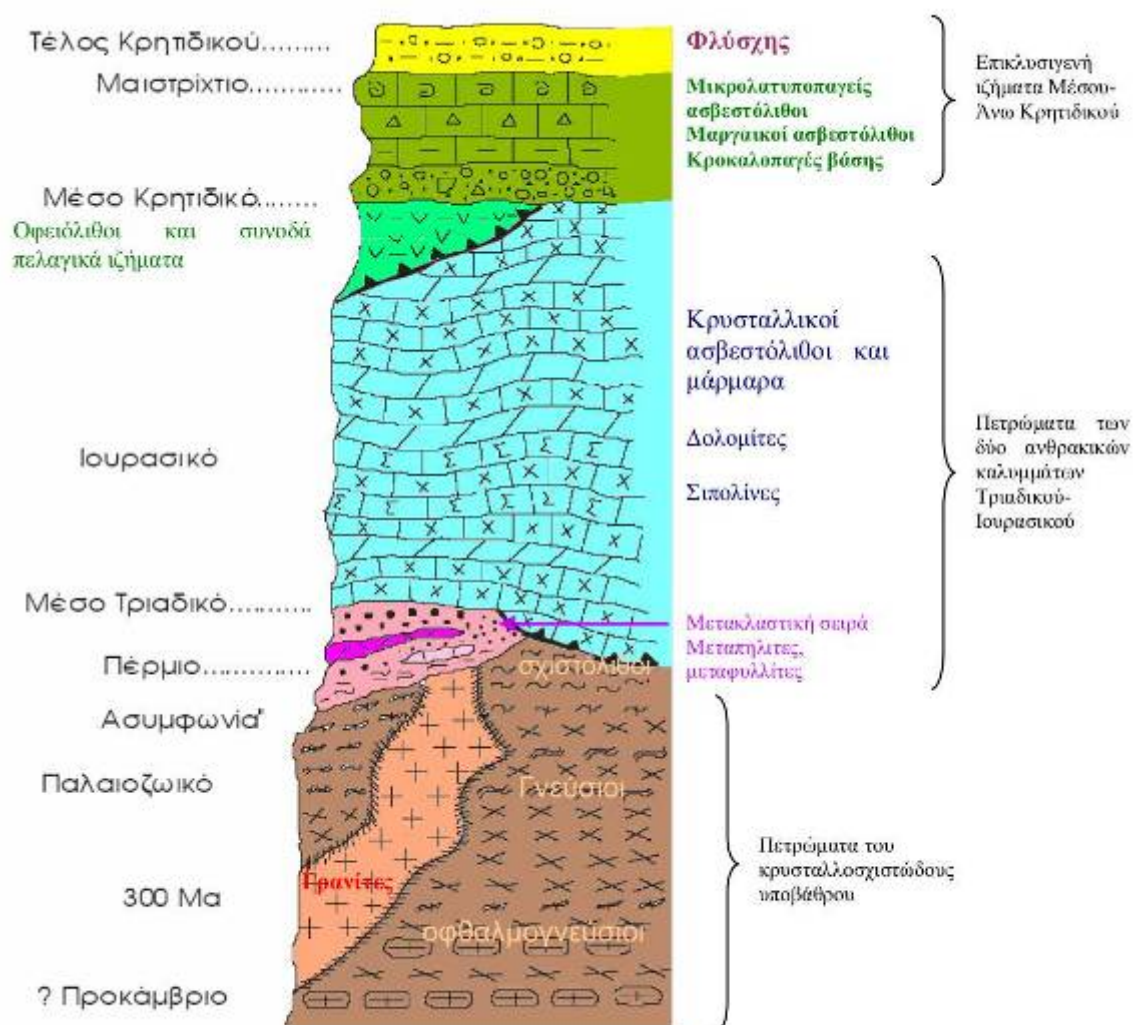
1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Γενικά όλη η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας δομείται από πετρώματα της Πελαγονικής και Υποπελαγονικής γεωτεκτονικής ζώνης (Brunn 1956, Μουντράκης 1986,1985), που φαίνονται στον γεωλογικό χάρτη. Δίνεται η λιθοστρωματογραφική στήλη την Πελαγονικής ζώνης που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της όλης περιοχής.



Σχ. 1.1.1 Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων Ζωνών Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιφοδοπική Ζώνη, Ax: Ζώνη Αξιού, Pl: Πελαγονική Ζώνη, Sp: Υπόπελαγονική Ζώνη P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου, I: Ιόνιος Ζώνη M: Μεσσοελληνική Αύλακα (Χάρτης ΙΓΜΕ)

Όλα τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, αλπικά και προαλπικά ηλικίας Παλαιοζωικού, Μεσοζωικού και Τριτογενούς χαρακτηρίζονται ως το υπόβαθρο της περιοχής. Επάνω στους σχηματισμούς του υποβάθρου, κάθονται ασύμφωνα οι μετααλπικοί σχηματισμοί στους οποίους περιλαμβάνονται τα μολασσικά ιζήματα της Μέσο-Ελληνικής αύλακας και οι Πλειο –Πλειστοκαινικές χερσαίες αποθέσεις των λεκανών της Κοζάνης -Σερβίων και Γρεβενών. Επάνω από αυτούς τους σχηματισμούς βρίσκονται οι πιο νέες αποθέσεις, κυρίως κώνοι κορημάτων και σύγχρονες ποτάμιες αποθέσεις.



Σχ.1.1.2. Συνοπτική - λιθοστρωματογραφική – τεκτονική στήλη της Πελαγονικής ζώνης της Δυτικής Μακεδονίας. (Μουντράκης, 1986)



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

Πελαγονική Ζώνη	
GS	Γνεύσιοι-Σχιστόλιθοι
A	Αμφιβολίτες
G	Γρανίτες
Tr	Τριαδικό
Trjr	Τριαδικό- Ιουρασικό Περιθώριο
MS	Ιζήματα Μεσοελληνικής Αύλακας
MioPl	Άνω Μειοκαινικά - Πλειστοκαινικά ιζήματα
Q	Τεταρτογενή Ιζήματα
O	Οφειόλιθοι
Tr	Τριαδικά Ιζήματα
Kls	Κρητιδικόι Ασβεστόλιθοι
F	Φλώσχης Ηωκαίνου
	Ρήγματα
	Λίμνες - Ποτάμια

Σχ.1.1.3. Γενικός γεωλογικός χάρτης της Δυτικής Μακεδονίας (Ράσσιου, 2004)

1.2 ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

1.2.1 ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ

Πετρώματα του υποβάθρου ηλικίας Παλαιοζωικού – Μεσοζωικού

Το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής, όπου και αποτέθηκαν μεταγενέστερα μετααλπικά μολασσικά ιζήματα και οι χερσαίες και λιμναίες αποθέσεις των λεκανών Κοζάνης –Σερβίων και Γρεβενών αποτελείται από τέσσερις μεγάλες ενότητες α) τα Παλαιοζωικής ηλικίας κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης με τους γνευσιωμένους γρανίτες και τις Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες β) το ανθρακικό κάλυμμα του Τριαδικού – Ιουρασικού, γ) τους οφειόλιθους με τα συνοδά τους ιζήματα επωθημένους στην Πελαγονική και δ) τα Μεσο-Ανω Κρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα.

α) Παλαιοζωικά και Περμοτριάδικά πετρώματα

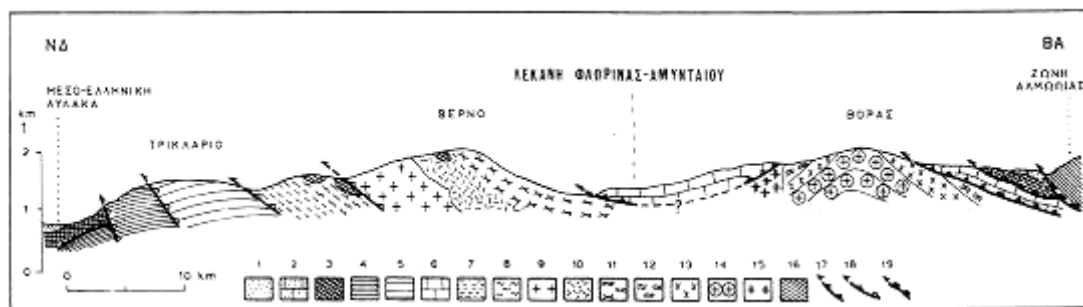
Τα Παλαιοζωικά κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα θεωρούνται ότι είναι ηλικίας Παλαιοζωικής, ή και ακόμα παλαιότερης (Προκάμβριου). Αποτελούνται από γνεύσιους, αμφιβολίες, αμφιβολιτικούς – βιοτιτικούς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους. Κατά το Άνω Λιθανθρακοφόρο στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα διείσδυσαν μεγάλοι γρανιτικοί όγκοι, οι οποίοι στην πλειοψηφία τους εμφανίζονται γνευσιωμένοι λόγω πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης που υπέστησαν στο Άνω Ιουρασικό –Κάτω Κρητιδικό.

Κατά το Πέρμιο-Κάτω Τριαδικό επάνω στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα και τους γνευσιωμένους γρανίτες αποτέθηκε ασύμφωνα, μια κλαστική ιζηματογενής σειρά πάχους περίπου 200m. Τα κλαστικά αυτά ιζήματα έχουν παρεμβολές από ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες και τόφφοι) και αντιπροσωπεύουν την ιζηματογένεση και την ηφαιστειότητα που αναπτύχθηκε στο περιθώριο της ηπειρωτικής διάρρηξης του δυτικού περιθωρίου κατά το Περμοτριάδικό.

β) Ανθρακικό κάλυμμα Τριαδικού –Ιουρασικού

Κατά το Τριαδικό – Ιουρασικό η κύρια ιζηματογένεση στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ήταν ανθρακική. Το ανθρακικό κάλυμμα στην περιοχή αυτή είναι αυτόχθονο και αποτέθηκε από το Μέσο Τριαδικό μέχρι το Κάτω Κρητιδικό. Αποτελείται από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους διαφόρων τύπων συνολικού πάχους 600-800 m (Brunn 1956, Mavrides et al. 1977, Μουντράκης 1983,1984).

Η εξέλιξη της ιζηματογένεσης από τα ανατολικά προς τα δυτικά, προς την Υποπελαγονική ζώνη δείχνει μια βαθμιαία μεταβολή από καθαρά νηριτικές έως βαθύτερες πελαγικές ιζηματολογικές φάσεις, γεγονός που δείχνει την παλαιογεωγραφική ανάπτυξη στα Δυτικά της Πελαγονικής ενός βαθύτερου χώρου ιζηματογένεσης που ήταν ο χώρος των ζωνών Υποπελαγονικής και Πίνδου.



Σχ 1.2.1 Απλοποιημένη - σχηματική γεωλογική τομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης στην οποία φαίνονται οι ενότητες Βόρα (με αντικλινική δομή) και Βέρνου (με ανεστραμμένη λεπιοειδή διάταξη). 1: μολάσση της Μεσοελληνικής αύλακας, 2: Ανω Κρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα. 3: Οφειόλιθοι και συνοδά ιζήματα. 4: ιζήματα Υποπελαγονικής ζώνης, 5: ανθρακικό κάλυμμα Δυτικού Πελαγονικού περιθωρίου, 6: ανθρακικό κάλυμμα Ανατολικού Πελαγονικού περιθωρίου. 7 και 8: μετακλαστικά ιζήματα Περμοτριαδικού, 9: γνευσιωμένος γρανίτης Ανω Λιθανθρακοφόρου, 10 και 11: κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Βέρνου, 12-15: κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Βόρα (σχιστόλιθοι, γνεύσιοι, οφθαλμογενεύσιοι), 16: λέπια Αλμωπίας, 17: επωθήσεις Ανώτερου Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού, 18: επωθήσεις - επιπτεύσεις Τριτογενούς, 19: επώθηση ζώνης Αλμωπίας. (Κατά Μουντράκη,1983)

γ) Οφειόλιθοι της Δυτικής Μακεδονίας και συνοδά ιζήματα

Στην Πελαγονική παρατηρούνται μεγάλες οφειολιθικές μάζες μαζί με τα συνοδά τους ιζήματα βαθιάς θάλασσας, οι οποίες είναι αλλόχθονες και προέρχονται από ωκεάνιες λεκάνες των ζωνών Αξιού και Υποπελαγονικής. Οι οφειόλιθοι αυτοί βρίσκονται επωθημένοι επάνω στα αντίστοιχα ανθρακικά καλύμματα του ανατολικού και του δυτικού περιθωρίου. Στο δυτικό περιθώριο την Πελαγονικής βρίσκεται η μεγάλη οφειολιθική μάζα του Βούρινου, η οποία είναι η σημαντικότερη εμφάνιση καθώς και σπουδαίο μεταλλευτικό κέντρο εξόρυξης χρωμίτη σε πολλές θέσεις (Βοιδόλακκος, Ξερολίβαδο, Σκούμτσα) και βορειότερα η οφειολιθική μάζα της Καστοριάς.

Οι οφειόλιθοι του Βούρινου βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένοι επάνω στο Τριαδικοιουρασικό ανθρακικό κάλυμμα του δυτικού περιθωρίου. Αποτελούνται από όλα τα πετρώματα (δουνίτες, χαρτσβουργίτες) βασικά πετρώματα (γάβρους, νορίτες), pillow lavas, διαβάσεις και τόφους (Moores 1969, Rassios et al 1983).

Τα συνοδά ιζήματα των οφειολίθων αποτελούνται από κερατόλιθους, αργιλικούς σχιστόλιθους, πελαγικούς ασβεστόλιθους και κλασικά ιζήματα. Πρόκειται για ιζήματα βαθιάς θάλασσας που αποτέθηκαν στον ωκεάνειο πυθμένα της Νεοτηθύος, και τα οποία τοποθετήθηκαν μαζί με τους οφειολίθους κατά την επώθηση τους στο ηπειρωτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Η επώθηση αυτή έγινε από το δυτικό ωκεάνιο χώρο Υποπελαγονικής – Πίνδου από Α-ΒΑ (Μουντράκης 1982, 1983, Vergely 1984, Roberts et al. 1988, Jones and Robertson 1991). Παρόλα αυτά ύπαρχου και διαφορετικές απόψεις όπως ότι προέρχονται από τον ωκεάνειο χώρο της ζώνης Αξιού με κίνηση προς τα ΝΔ (Zimmerman 1972).

δ) Τα Μέσο-Ανω Κρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα

Πρόκειται για τα ιζήματα που αποτέθηκαν επικλυσιογενώς κυρίως πάνω στους οφειολίθους στο Μέσο-Ανω Κρητιδικό. Είναι κυρίως ασβεστόλιθοι που έχουν συχνά την βάση τους στο χαρακτηριστικό κροκαλοπαγές της επίκλισης (βάσης). Προς τα επάνω τα Ανωκρητιδικά ιζήματα εξελίσσονται σε φλύσχη ηλικίας Μαιστριχτίου-Παλαιοκαίνου.

1.3 ΜΕΤΑΛΛΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Μολασσικά ιζήματα της Μέσο-ελληνικής αύλακας

Τα αλπικά και προαλπικά πετρώματα καλύπτονται ασύμφωνα από τα μολασσικά ιζήματα της Μέσο-Ελληνικής αύλακας. Η Μεσοελληνική αύλακα λειτούργησε κατά το Ολιγόκαινο Μειόκαινο με την απόθεση μετααλπικών ιζημάτων με προμήθεια υλικού από τις οροσειρές της Πίνδου και της Πελαγονικής. Οι φάσεις της ιζηματογένεσης ποικίλουν από θαλάσσιες έως λιμναίες και ποταμοχειμάρρειες ανάλογα με το παλαιοπεριβάλλον απόθεσης. Το συνολικό πάχος των ιζημάτων που αποτέθηκαν στην Μεσοελληνική αύλακα υπολογίζεται σε 4000- 5000 m. Τα μολασσικά ιζήματα της περιοχής μελέτης ανήκουν στον σχηματισμό Τσοτυλιού ενώ υπάρχουν και εμφανίσεις του υποκείμενου σχηματισμού Πενταλόφου- Μετεώρων.

Σχηματισμός Πενταλόφου – Μετεώρων

Στο δυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης και νότια του ποταμού Βενέτικου εμφανίζονται τα ιζήματα του σχηματισμού Πενταλόφου – Μετεώρων. Ο σχηματισμός αποτελείται από κροκαλοπαγή και ψαμμίτες, τα οποία διακρίνονται στα κατώτερα κροκαλοπαγή (πολύμικτα κροκαλοπαγή με διασταυρωτή στρώση και χοντρόκοκκοι ψαμμίτες) συνολικού πάχους περίπου 800m και στα ανώτερα κροκαλοπαγή (πολύμικτα κροκαλοπαγή με ενστρώσεις ψαμμιτών και μαργών), Το συνολικό πάχος του σχηματισμού εκτιμάται στα 3000m. Πρόκειται κυρίως για θαλάσσια φάση ιζηματογένεσης με επίδραση ποταμοχειμάρρειων διαδικασιών μεταφοράς και απόθεσης. Η ηλικία του σχηματισμού είναι Ακουιτάνιο (Κάτω Μειόκαινο).

Σχηματισμός Τσοτυλίου

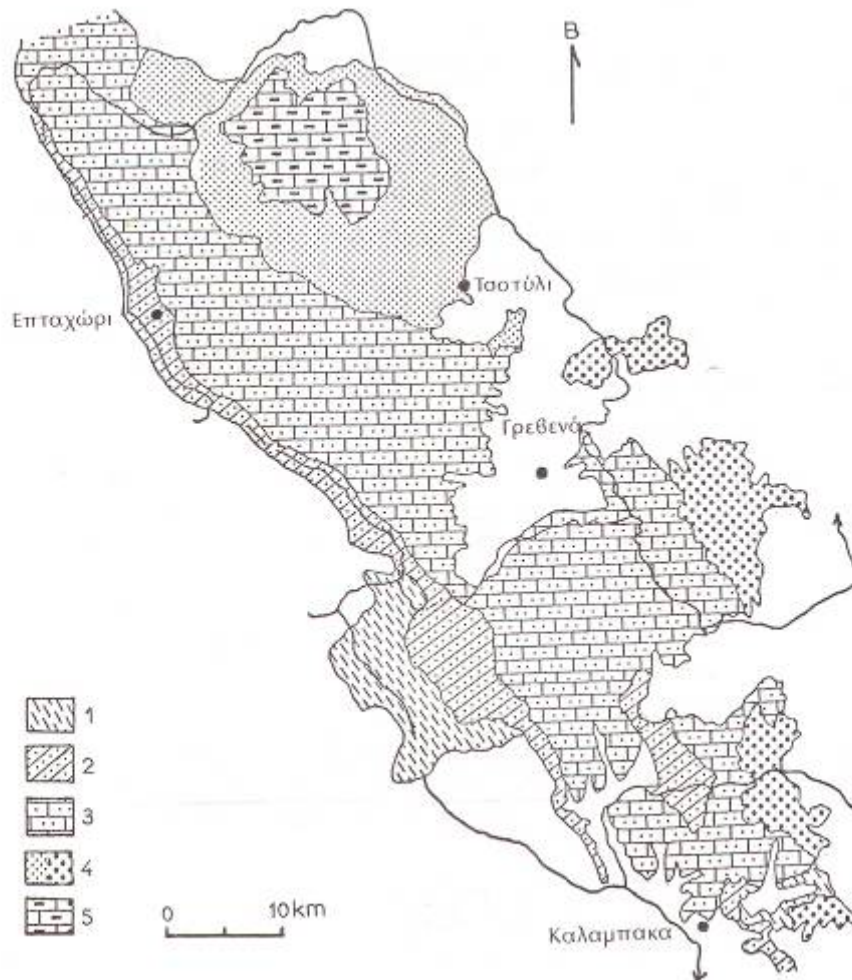
Το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής καλύπτεται από τα ιζήματα του σχηματισμού Τσοτυλιού. Ο σχηματισμός αυτός επικάθεται εν μέρη στο σχηματισμό Πενταλόφου και εν μέρη στο υπόβαθρο. Αποτελείται στο κατώτερο του τμήμα από συμπαγή οφειολιθικά κροκαλοπαγή εναλλασσόμενα με ψαμμίτες και ψαμμιτικές μάργες, ενώ στα ανώτερα τμήματα του από κυανότεφρες αργιλικές μάργες (Fernelli

and Ioakim 1992). Το συνολικό πάχος της σειράς ποικίλει από 200-450 m στο δυτικό της τμήμα έως και περισσότερο από 1000m στο κεντρικό της (Ι.Γ.Ε.Υ 1972). Η ηλικία του σχηματισμού προσδιορίζεται στο Άνω Ακουιτάνιο - Βουρδιγάλιο (Κάτω Μέσο Μειόκαινο). Οι Μαρκοπούλου-Διακαντώνη και Μικρού (1989) προσδιορίζουν ως ανώτερη ηλικία του σχηματισμού στο Κάτω Μέσο Τορόνιο (Ανώτερο Μειόκαινο) με βάση την θαλάσσια πανίδα στο νοτιότερο τμήμα του σχηματισμού (περιοχή Καρπερού).

Οι κυανές μάργες που παρατηρούνται στα ανώτερα τμήματα του σχηματισμού δημιουργούν συχνά κατολισθητικά φαινόμενα σε θέσεις που η μορφολογία και η κλίση των στρώσεων είναι υποβοηθητικές.



Σχ.1.3.1 Σχηματισμός Τσοτυλίου κοντά στο χωριό Παλαιόκαστρο του Ν. Κοζάνης. Στο βάθος διακρίνεται ο το όρος Βούρινος.



Σχ.1.3.2 Χάρτης εξάπλωσης των μολασσικών σχηματισμών της Μεσοελληνικής αύλακας. 1.Ηώκαινο (σειρά Κρανιάς), 2.Άνω Ολιγόκαινο (σειρά Επταχωρίου), 3.Ακουιτάνιο (σειρά Πενταλόφου – Μετεώρων), 4.Βουρδιγάλιο (σειρά Τσοτυλίου), 5.Ελβέτιο (σειρά Όντρια) (Κατά Brunn 1956)

Πλειο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις

Οι πλειο-πλειστοκαινικές αποθέσεις στην περιοχή επικάθονται ασύμφωνα πάνω στα υποκείμενα μολασσικά ιζήματα με μία επιφάνεια ασυμφωνίας η οποία έχει πολύ μικρή κλίση στην λεκάνη των Γρεβενών. Σε άλλες θέσεις η απόθεση αυτών των ιζημάτων έγινε απευθείας επάνω στο αλπικό υπόβαθρο.

Οι Πλειο- Πλειστοκαινικές αποθέσεις καλύπτουν πολύ μεγάλο μέρος της περιοχής μελέτης. Πρόκειται για ηπειρωτικές αποθέσεις, ποταμοχειμάρρειας-ποταμολιμναίας φάσης. Μπορούν να διακριθούν σε δύο μεγάλες ομάδες: τις λιμναίες

–ποταμολιμναίες αποθέσεις την λεκάνης της Κοζάνης – Σερβίων και τις ποταμοχειμάρρειες –ποταμολιμναίες αποθέσεις της λεκάνης Γρεβενών. Οι δύο αυτές λεκάνες συναντώνται στο διάυλο του Χρωμίου, όπου υπάρχει η μοναδική επικοινωνία τους.

Η λιθολογία των Πλειο-Πλειστοκαινικών αποθέσεων είναι εξαιρετικά ποικίλη και ανομοιογενής, Στην συνέχεια περιγράφονται οι αποθέσεις χωριστά για τις δύο λεκάνες Κοζάνης – Σερβίων και Γρεβενών.

Αποθέσεις της λεκάνης Κοζάνης – Σερβίων

Στη λεκάνη Κοζάνης- Σερβίων οι αποθέσεις είναι ηλικίας Μέσου Πλειοκαίνου έως Κατώτερου Πλειστοκαίνου.

Τα πλειοκαινικά ιζήματα στην περιοχή εμφανίζονται σε τρεις ορίζοντες (Ι.Γ.Μ.Ε 1980). Στον κατώτερο ορίζοντα επικρατούν κροκαλοπαγή με οφειολιθικές κροκάλες, ερυθρές άργιλοι εξελισσόμενες σε άμμους και μάργες. Ο μεσαίος ορίζοντας περιλαμβάνει λεπτόκοκκα ιζήματα, αργίλους και λευκές μάργες με λεπτά λιγνιτικά στρώματα. Στον ανώτερο ορίζοντα παρατηρούνται εναλλαγές λευκών μαργών και μαργαικών ασβεστολίθων με περιστασιακή παρουσία στρωμάτων άμμων και κροκάλων. Όλη η στήλη των πλειοκαινικών αποθέσεων ξεπερνά τα 700m στο κέντρο της λεκάνης.

Το κατώτερο Πλειστόκαινο αντιπροσωπεύεται στην περιοχή από το ανώτερο του τμήμα. Η σειρά ξεκινάει με ερυθρές αργίλους με χαλίκια ενώ στα ανώτερα τμήματα βρίσκονται ερυθρές άργιλοι και λατυποπαγή. Οι άργιλοι είναι πιο συμπαγείς στα πιο χαμηλά σημεία του σχηματισμού, ενώ τα λατυποπαγή είναι ασβεστολιθικά με ασβεστολιθική συνδετική ύλη και πολύ συνεκτικά.

Αποθέσεις της λεκάνης των Γρεβενών

Στη λεκάνη των Γρεβενών υπάρχουν τρεις μεγάλες περιοχές όπου εμφανίζονται τα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα (Savina, 1993).

Οι δύο πρώτες περιοχές, οι λεκάνες του Καρπερού και της Δεσκάτης είναι πληρωμένες κυρίως με λεπτόκοκκοκα λιμναία ιζήματα (Ι.Γ.Μ.Ε 1979,1987). Τα ιζήματα αυτά είναι μάργες, άργιλοι και ψαμμίτες με μικρές λιγνιτικές εμφανίσεις. Οι λεκάνες αυτές παρουσιάζουν όμοια χαρακτηριστικά με άλλες Νεογενείς λεκάνες του

Βορειοελλαδικού χώρου και περιλαμβάνουν τις αποθέσεις της βάσης της λιθοστρωματογραφικής στήλης της λεκάνης των Γρεβενών.

Η τρίτη και η σημαντικότερη περιοχή εξάπλωσης των πλειο-πλειστοκαινικών ιζημάτων καταλαμβάνει το βόρειο, κεντρικό και ανατολικό τμήμα του νομού Γρεβενών. Τα ιζήματα των περιοχών αυτών είναι χαλαρά κροκαλοπαγή με φακούς και ενστρώσεις λεπτόκοκκων ιζημάτων δηλαδή κυανές υποπράσινες μάργες, άμμοι και χαλαροί ψαμμίτες. Το πάχος τους φτάνει τα 200m. Τα κροκαλοπαγή περιλαμβάνουν στοιχεία τόσο από τα οφειολιθικά πετρώματα του Βούρινου στα ανατολικά όσο και από αυτά της οροσειράς της Πίνδου στα δυτικά. Πρόκειται κυρίως για ποταμοχειμάρρειες αποθέσεις.

Αποθέσεις Ανώτερου Πλειστοκαίνου – Ολοκαίνου

Επάνω από τις Πλειο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις αποτέθηκαν κατά θέσεις νεώτερα υλικά ηλικίας Ανώτερου Πλειστοκαίνου – Ολοκαίνου, κυρίως κώνοι κορρημάτων διαφόρων γενεών, υλικά ποτάμιων αναβαθμίδων και σύγχρονες αλλουβιακές προσχώσεις. Στην συνέχεια περιγράφονται οι νεώτερες αυτές αποθέσεις χωριστά για τις δύο λεκάνες.

Λεκάνη Κοζάνης

Στα περιθώρια της λεκάνης συναντώνται αποθέσεις παλαιών κώνων κορρημάτων. Οι κατώτεροι κώνοι έχουν μικρή εξάπλωση και αποτελούνται κυρίως από ασβεστολιθικά λατυποπαγή, πολύ συνεκτικά στο ανώτερο τμήμα τους. Η ηλικία τους προσδιορίζεται στο Μέσο Πλειστόκαινο (Ι.Γ.Μ.Ε 1980). Ακολουθούν χαλαροί ριποειδείς κώνοι του Ανώτερου Πλειστοκαίνου. Στο Ανώτατο Πλειστόκαινο – Ολόκαινο συναντώνται ασβεστολιθικά πλευρικά κορρήματα που κατά θέσεις μεταπίπτουν σε παλαιούς κώνους, σύγχρονοι κώνοι κορρημάτων και τέλος οι σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις, (άμμοι, χαλίκια και άργιλοι) που καλύπτουν τις περιοχές των κοιτών των ρεμάτων.

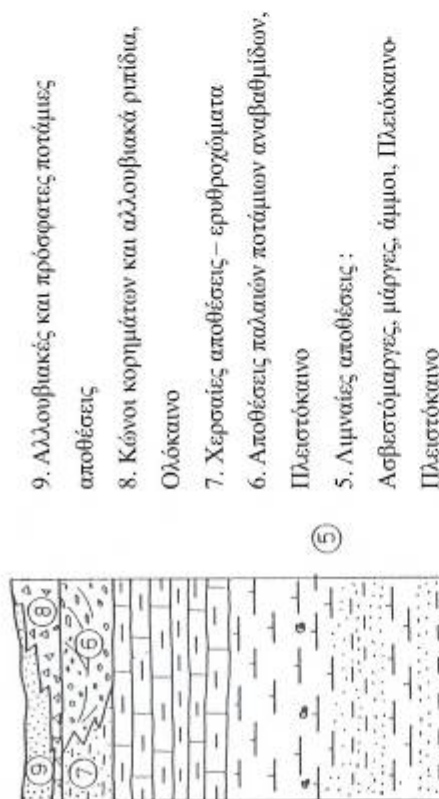
Λεκάνη Γρεβενών

Στην λεκάνη των Γρεβενών υπάρχουν αρκετές εμφανίσεις Ανωπλειστοκαινικών – Ολοκαινικών κώνων κορρημάτων και πλευρικών κορρημάτων. Στις κοίτες των ποταμών και των ρεμάτων κυρίως του Αλιάκμονα, του Βενέτικου και

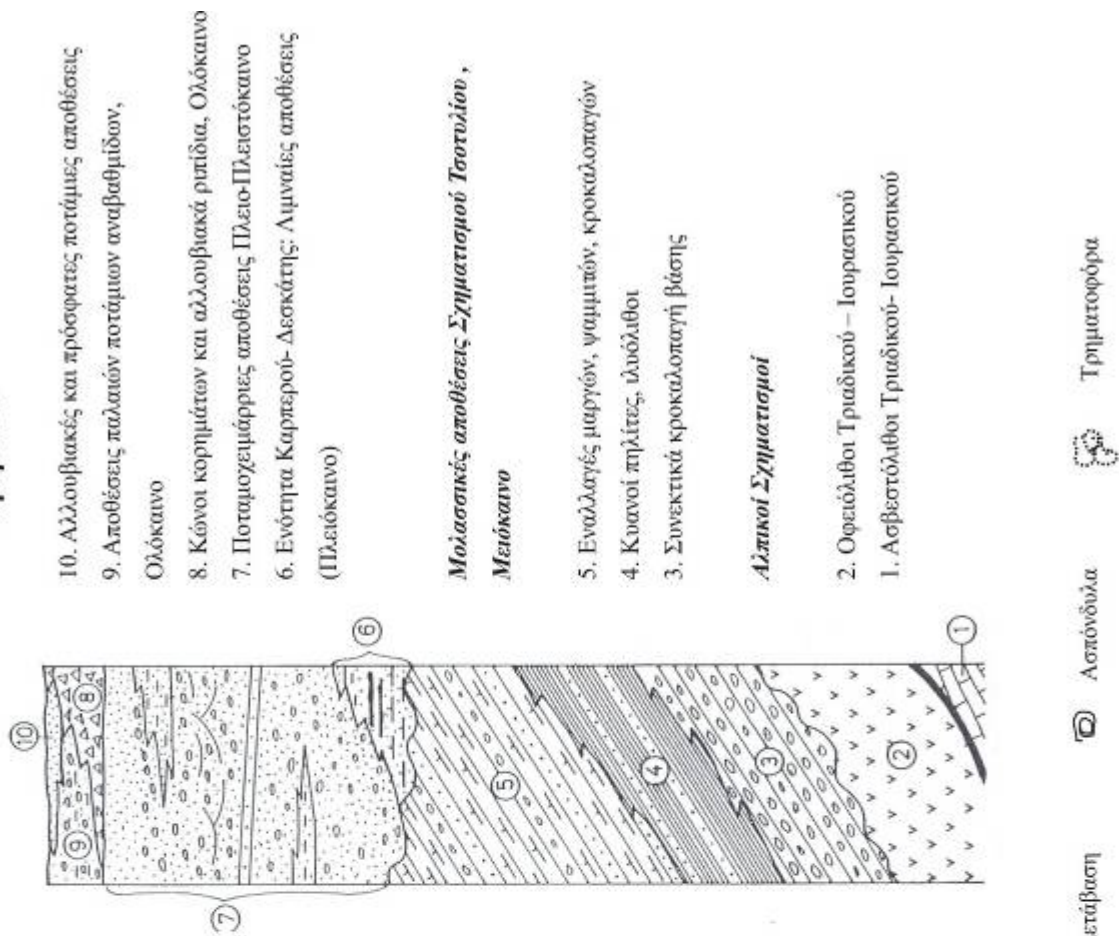
του Γρεβενιώτικου υπάρχουν αλλουβιακές αποθέσεις και τα υλικά των σύγχρονων αναβαθμίδων (άμμοι, άργιλοι, λατύπες). Πολλές Από αυτές περιέχουν παλαιοεδάφη και αρχαιολογικά υπολείμματα πράγμα που δίνει την δυνατότητα ακριβούς χρονολόγησης τους (Savina 1993).

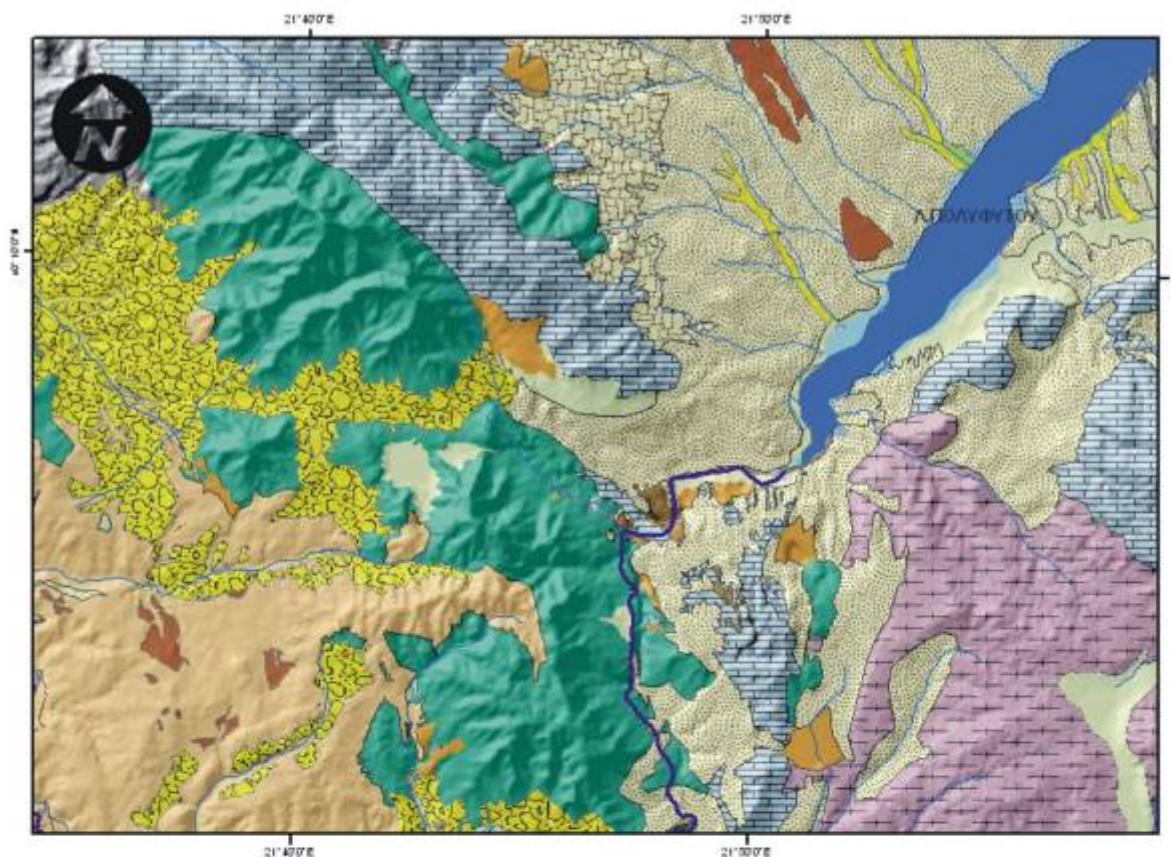
(επόμενη σελίδα) Σχ.1.3.3 Συνοπτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των λεκανών Κοζάνης – Σερβίων και λεκάνης Γρεβενών (Μουντράκης κ.α. 1995)

Συνοπτική Λιθοστρωματογραφική στήλη της Υπολεκάνης Κοζάνης-Σερβίων



Συνοπτική Λιθοστρωματογραφική στήλη της Λεκάνης Γρεβενών



**ΟΛΟΚΑΙΝΟ**

- Αλλουβιακές αποθέσεις: Άμμοι, άργιλοι, χαλίκια
- Παλαιές αναβαθμίδες
- Χερσαίες αποθέσεις: ερυθρογαίες, ασβεστολιθικά κορήματα
- Σύγχρονοι κώνοι κκορημάτων, Πλευρικά κορήματα
- Κροκαλοπαγές Οφειολίθου

ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ-ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ

- Ασβεστολιθικές συσσωρεύσεις: Λατυποπαγές ασβεστολίθου και μαρμάρου
- Αδροκλαστικά Ιζήματα
- Ριπδοειδείς κώνοι κορημάτων και ελλουβιακά πεδία
- Λατυποπαγείς κώνοι κορημάτων
- Χερσαίες χερσποτάμιες αποθέσεις

ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ

- Κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, άμμοι και κοκκινωχώματα
- Λιμναίες αποθέσεις

ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ

- Μολασσικά ιζήματα Μεσοελληνικής Αύλακας, Σειρά Τσοτυλίου

ΑΛΠΙΚΟΙ ΚΑΙ ΠΡΟΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

- Οφειόλιθοι Μεσοζωικής τοποθέτησης: Σερπεντινίτες, δουνίτες, περιδοίτες, γάββροι, πυροξενίτες, διορίτες, λάβες.
- Ανθρακικά πετρώματα Μεσοζωικού
- Εναλλαγές φυλλιτών, χλωριτικών, σερικιτικών και γραφιτικών σχιστολίθων
- Γνεύσιοι, αμφιβολίτες και σχιστόλιθοι. Κρυσταλλοσχιτώδες Υπόβαθρο Πελαγονικής ζώνης

Σχ 1.3.4 Γενικός Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Κοζάνης - Γρεβενών τροποποιημένος από ΙΓΜΕ και ΔΑΥΕ (Διεύθυνση Ανάπτυξης Υδροηλεκτρικών Έργων, Έργο Ιλαρίωνα.

2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

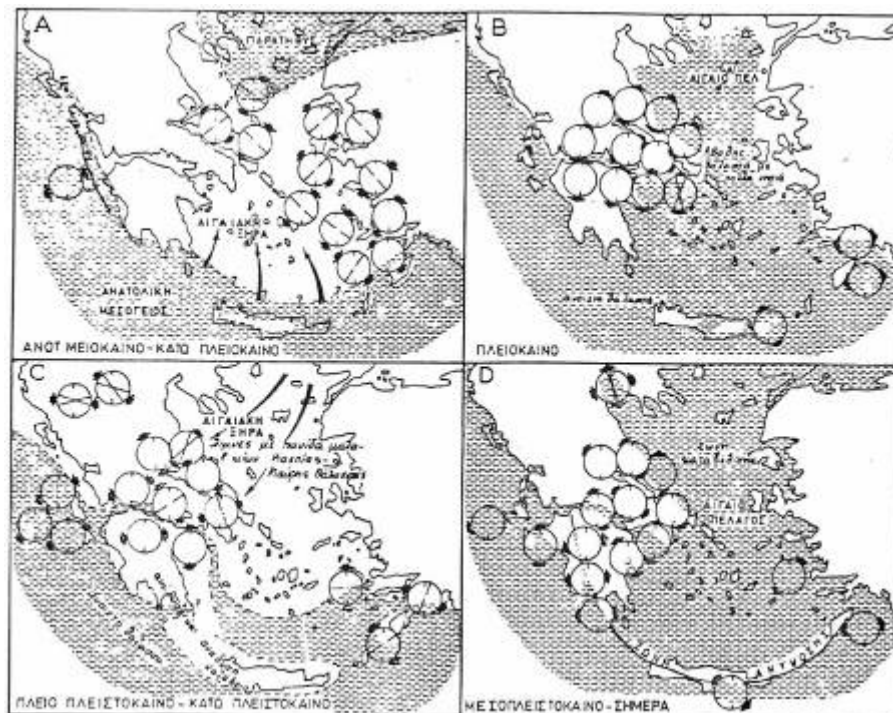
Η ευρύτερη περιοχή της Κοζάνης – Γρεβενών της δυτικής Μακεδονίας έχει υποστεί πολλές τεκτονικές διεργασίες στην διάρκεια της εξέλιξης του γεωλογικού χρόνου οι οποίες προκάλεσαν διάφορες παραμορφώσεις των πετρωμάτων των σχηματισμών της και του αναγλύφου της (Mountrakis 1982,1983,1984,1986, Κίλιας και Μουντράκης 1989, Mountrakis et al 1995), Τα τεκτονικά αυτά γεγονότα και οι αντίστοιχες διεργασίες περιγράφονται παρακάτω συνοπτικά ως παραμορφωτικές φάσεις που εντάσσονται μέσα σε διαδοχικές φάσεις της γεωτεκτονικής εξέλιξης του χώρου της Δυτικής Μακεδονίας.

Η πρώτη μεγάλη τεκτονική φάση συνδέεται με την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων των ωκεάνιων περιοχών των ζωνών Αξιού και Υποπελαγονικής αντίστοιχα. Η επώθηση αυτή των οφειολίθων του Αξιού πάνω στα ανθρακικά πετρώματα των περιθωρίων της Πελαγονικής έγινε κατά το Άνω Ιουρασικό και συνδέεται με την καταστροφή των ωκεάνιων περιοχών Αξιού και Υποπελαγονικής - Πίνδου. Οι παραμορφωτικές φάσεις των επωθήσεων συνοδεύτηκαν και από την ανάπτυξη αντίστοιχων σχιστοτήτων και πτυχώσεων στα πετρώματα . Συνδέονται επίσης με την ύπαρξη παγιδευμένων τεμαχών συνοδών ωκεάνιων ιζημάτων (σχιστόλιθοι) καθώς και οφειολιθικών μιγμάτων (mélange).

Η συμπιεστική φάση του Ανώτερου Κρητιδικού – Μέσου – Άνω Ηωκαίνου προκάλεσε μεγάλες πτυχώσεις στην ευρύτερη περιοχή δημιουργώντας πτυχές αξονικών διεθύνσεων κυρίως ΒΔ-ΝΑ. Προκάλεσε επίσης τη δημιουργία συνεχών επωθήσεων, επιπτεύσεων και έντονων λεπιώσεων των σχηματισμών προς τα δυτικά. Τα λέπια αυτά έχουν πολλές φορές σαν αποτέλεσμα την πλήρη αναστροφή των σχηματισμών, ιδιαίτερα στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής, όπου συχνά οι παλαιότεροι σχηματισμοί εμφανίζονται επωθημένοι πάνω στους νεότερους. Αποτέλεσμα της κύριας πτύχωσης των σχηματισμών στη φάση Ανώτερου Κρητιδικού–Μέσου – Άνω Μειοκαίνου ήταν η δημιουργία των μεγάλων δομών (αντικλίνων, συγκλινών - βυθισμάτων) της Δυτικής Μακεδονίας κατά την κύρια αξονική διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ.

Κατά το κάτω Ολιγόκαινο συνέβη ένα σημαντικό εφελκυστικό γεγονός στον ευρύτερο χώρο κατα την διεύθυνση ΑΒΑ – ΔΒΔ, το οποίο έχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της Μέσο Ελληνικής αύλακας από την συνεχή ρηγμάτωση–ταφρογένεση

όπου και αποτέθηκαν οι μολασσικές σειρές ιζημάτων. Κατά την διάρκεια αυτής της φάσης δημιουργήθηκαν μεγάλα κανονικά ρήγματα μικρής γωνίας κλίσης τα οποία εκτός της δημιουργίας της αύλακας επηρέασαν σε βάθος τις οφειολιθικές μάζες σε συνθήκες πλαστικές ημί-πλαστικές (semi-ductile), και προκάλεσαν επίσης της τοποθέτηση τους στις θέσεις που είναι σήμερα ορατές. Η Μεσοελληνική αύλακα με πλάτος τουλάχιστο 40 km έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, εγκάρσια στην διεύθυνση εφελκυσμού του κάτω Ολιγοκαίνου και αποτελεί την νεότερη και σημαντικότερη μολασσική αύλακα της Ελλάδας. Η ιζηματογένεση στη Μεσοελληνική αύλακα διήρκεσε από το Ολιγόκαινο έως το Άνω Μειόκαινο.

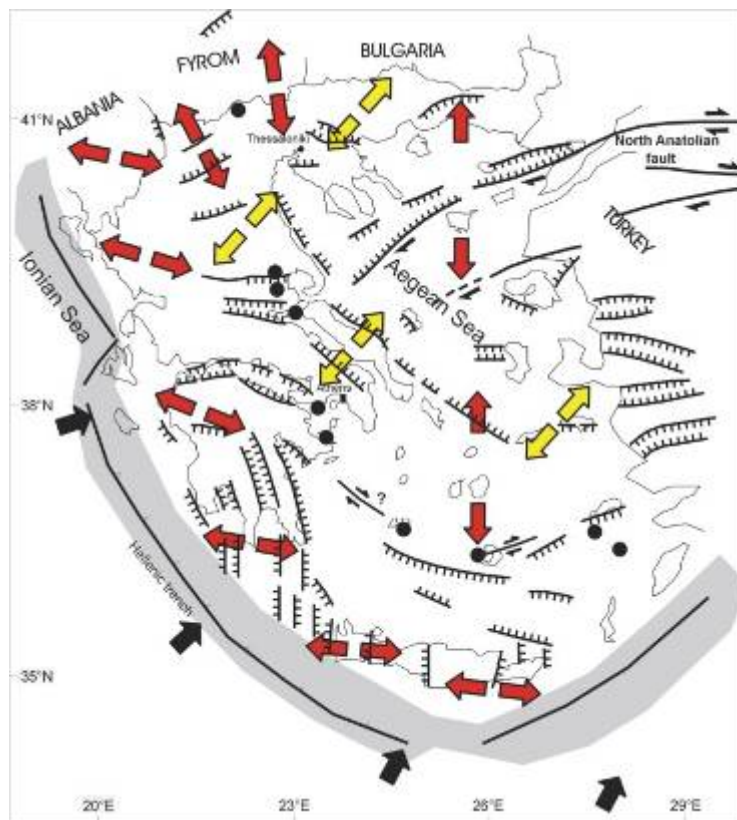


Σχ 2.1 Σταδιακή αναπαράσταση της νεοτεκτονικής και παλαιογεωγραφικής εξέλιξης του Ελληνικού χώρου από το Ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα.. Δίνονται οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων εφελκυσμού (αποκλίνοντα βέλη) και συμπίεσης (συγκλίνοντα βέλη). Οι κύκλοι παριστάνουν στερεογραφικές προβολές δικτύου Wulf. (Κατά Mercier 1977)

Στο Μέσο – Ανώτερο Μειόκαινο μια συμπιεστική φάση κατά διεύθυνση Α-Δ προκάλεσε ανάστροφες δομές και λεπίωση των οφειολίθων με γενική αξονική διεύθυνση των δομών αυτών Β-Ν. Η ίδια φάση προκάλεσε μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στις διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΔΝΔ-ΑΒΑ πολλά από τα

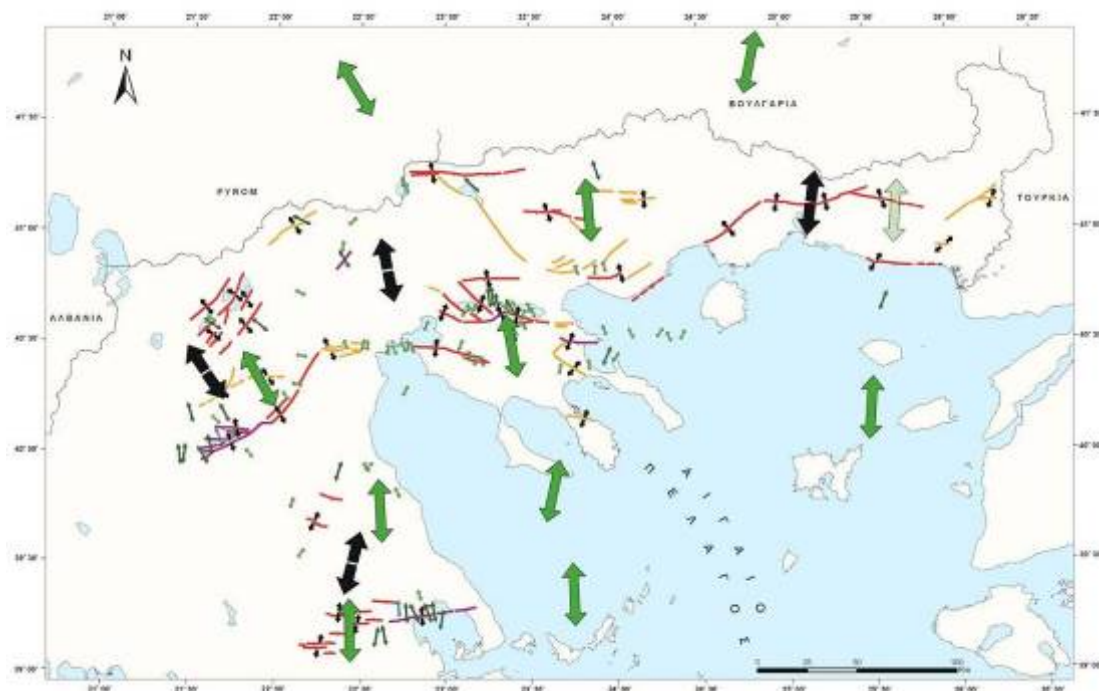
οποία επαναδραστηριοποιήθηκαν ως κανονικά στις μετέπειτα εφελκυστικές φάσεις της νεοτεκτονικής.

Η συμπιεστική παραμόρφωση ολοκληρώθηκε κατά το Ανώτερο Μειόκαινο με ένα τελευταίο συμπιεστικό τεκτονικό επεισόδιο κατά την διάρκεια του οποίου η διεύθυνση της μέγιστης συνιστώσας τάξης σ1 ήταν BBA-NNΔ (10° - 20°). Το επεισόδιο αυτό προκάλεσε ανάστροφα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ στο εσωτερικό των οφειολιθικών μαζών καθώς και την επαναδραστηριοποίηση με ανάστροφη συνιστώσα των μεγάλων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που δημιούργησε το προηγούμενο συμπιεστικό επεισόδιο του Μέσου Ανώτερου Μειοκαίνου.



Σχ.2.2 Κύρια χαρακτηριστικά της ενεργού τεκτονικής του Ελληνικού τόξου και του ευρύτερου Αιγαίου χώρου. 1: Όρια λιθοσφαιρικών πλακών, 2: Ζώνη αναστροφών ρηγμάτων, 3: Τα σπουδαιότερα κανονικά ρήγματα, 4: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (διεύθυνσης ολίσθησης), 5: Ηφαίστεια Πλειο-Τεταρτογενούς, 6: Ζώνη συμπίεσης. Τα κίτρινα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση του εφελκυστικού πεδίου στο Ανώτερο Μειόκαινο - Πλειόκαινο και τα κόκκινα βέλη τη διεύθυνση του ενεργού εφελκυσμού. Τα μαύρα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση κίνησης της Αφρικανικής πλάκας και τη διεύθυνση των συμπιεστικών τάσεων (Mountrakis 2005)

2.1 ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ



Σχ 2.1.1 Χάρτης με τα μεγάλα ενεργά ρήγματα του Βόρειου Ελληνικού Χώρου, και τις διευθύνσεις των εφελκυστικών τάσεων που υπολογίσθηκαν από σεισμολογικά δεδομένα (πράσινα βέλη) και από τεκτονικές μετρήσεις (μαύρα βέλη) (από Mountrakis et al., 2004).

Οι τεκτονικές κινήσεις που λαμβάνουν χώρα από το ανώτερο Μειόκαινο μέχρι σήμερα ανάγονται στην Νεοτεκτονική εξέλιξη. Στην ευρύτερη περιοχή της δυτικής Μακεδονίας δύο ήταν οι κύριες φάσεις της νεοτεκτονικής μετααλπικής παραμόρφωσης (Παυλίδη 1985, Pavlides and Mountrakis, 1987).

Η πρώτη φάση ηλικίας Ανώτερου Μειοκαίνου – Πλειοκαίνου είναι εφελκυστική με διεύθυνση μέγιστου εφελκυσμού BBA-NNΔ. Από τον εφελκυσμό αυτό δημιουργήθηκαν ή επαναδραστηριοποιήθηκαν κανονικά ρήγματα κατά της διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Αυτό το πεδίο είχε σταθερή ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση σε όλο τον εσωτερικό χώρο του Αιγαίου όπως φαίνεται από τις αντίστοιχες έρευνες που έγιναν στις άλλες περιοχές της Ελλάδας.

Με τα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ δημιουργήθηκαν τα μεγάλα τεκτονικά βυθίσματα – λεκάνες ίδιας διεύθυνσης που εντοπίζονται στο χώρο της δυτικής Μακεδονίας όπως είναι η λεκάνη Φλώρινας Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας –Κοζάνης – Σερβίων και η λεκάνη Γρεβενών.

Η δεύτερη εφελκυστική φάση εκδηλώθηκε κατά το τεταρτογενές με κύρια διεύθυνση εφελκυσμού ΒΒΔ-ΝΝΑ. Συνέπεια αυτής της φάσης ήταν η δημιουργία ή η επαναδραστηριοποίηση μεγάλων κανονικών ρηγμάτων ΒΑ-ΝΔ έως Α-Δ διεύθυνσης τα οποία έπαιξαν σημαντικό ρόλο στην διαμόρφωση των παραπάνω λεκανών. Συγκεκριμένα με την δράση των νεότερων αυτών ρηγμάτων τεμαχίστηκαν σχεδόν εγκάρσια οι μεγάλες λεκάνες και διακρίνονται σε επιμέρους λεκάνες με τα παραπάνω ονόματα.

Η εφελκυστική φάση τους τεταρτογενούς και τα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα έπαιξαν το σημαντικότερο ρόλο στην Νεοτεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Η τεκτονική αυτή συνεχίζεται και μέχρι σήμερα. Η διεύθυνση των νεοτεκτονικών ρηγμάτων της περιοχής και το πεδίο των τάσεων βρίσκονται σε πλήρη συμφωνία με τα αντίστοιχα ρήγματα και τάσεις της λεκάνης Φλώρινας – Πτολεμαΐδας της Θεσσαλίας και του εσωτερικού χώρου του Αιγαίου.

2.2 ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ –ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Με βάση τα γεωλογικά κριτήρια, ένα ρήγμα χαρακτηρίζεται ενεργό όταν αποδεδειγμένα επαναδραστηριοποιήθηκε κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν, δηλαδή όταν έχει δραστηριοποιηθεί κατά το Πλειστόκαινο. Αυτό διαπιστώνεται έμμεσα με την ηλικία των σχηματισμών που παραμορφώνει το ρήγμα. Όταν το ρήγμα κόβει σχηματισμούς του Άνω Πλειστοκαίνου ή και νεότερους τότε χαρακτηρίζεται ως **γεωλογικά ενεργό ρήγμα**.

Υπάρχουν όμως και έμμεσοι τρόποι για να διαπιστωθεί αν ένα ρήγμα είναι γεωλογικά ενεργό. Όπως τα πρόσφατα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά που ενδεχόμενα συνοδεύουν το ενεργό ρήγμα. Τέτοια είναι: αναβαθμίδες τεκτονικής προέλευσης, νεοτεκτονικά εξάρματα, νεοσχηματισθήσες τεκτονικές κοιλάδες, απότομη αλλαγή της διεύθυνσης των χειμάρρων, απότομες πλαγιές, κυματοειδής διάταξη πρόσφατων ιζημάτων που οφείλεται σε τεκτονικά αίτια, τριγωνικές επιφάνειες κ.α

Επιπλέον στοιχεία για την ένδειξη της ενεργού δράσης ενός ρήγματος είναι η ύπαρξη θερμομεταλλικών πηγών, φαινόμενα έντονης διάβρωσης που εμφανίζονται στο υπερυψωμένο τέμαχος του ρήγματος, καθώς και κατοπτρικές επιφάνειες που εντοπίζονται από υπαίθρια παρατήρηση

Στο παρακάτω σχήμα (**Σχ 2.2.1**) δίνονται τα κριτήρια για την αναγνώριση ενός ρήγματος ως ενεργού. Θα πρέπει πάντως να τονιστεί ότι κανένα από τα παραπάνω έμμεσα κριτήρια δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο του για το χαρακτηρισμό ενός ρήγματος ενεργού. Ο συνδυασμός των κριτηρίων αυτών, μαζί με σεισμολογικά, γεωδαιτικά δεδομένα μπορούν να δώσουν ικανοποιητικά αξιόπιστες ενδείξεις για τον καθορισμό ενός ρήγματος ή γενικότερα μιας περιοχής ως ενεργού.

Κριτήρια για την αναγνώριση ενεργών ρηγμάτων (Παυλίδης 2003)

➤ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ

Γεωμορφολογικά - Μορφοτεκτονικά

Νέες γεωμορφολογικές δομές, τεκτονικά πρηνή, μεγάλες κλίσεις, τριγωνικές επιφάνειες, λειασμένες τεκτονικές επιφάνειες, εκτροπή κλάδων υδρογραφικού δικτύου, αλλουβιακά ριπίδια, ανυψώσεις ακτών κ.α

Στρωματογραφικά: Επηρεασμός Νεογενών – Τεταρτογενών σχηματισμών

Παλαιοσεισμολογικά: Τεκτονοστρωματογραφία colluvium, χρονολόγηση παλαιοσεισμικών γεγονότων

Υδρολογικά: Πηγές – γεωθερμικά πεδία

Γεωχημικά: Rn, He, CO κ.α

➤ ΣΕΙΣΜΟΙΣΤΟΡΙΚΑ

Γνωστές σεισμικές διαρρήξεις ή εδαφικές παραμορφώσεις σε ιστορικά χρόνια, από γραπτές πηγές ή αρχαιολογικά δεδομένα.

➤ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ

Μεγάλοι σεισμοί που συνδέονται με επιφανειακές διαρρήξεις και ρήγματα, συγκέντρωση μικροσεισμών, και άλλα γεωφυσικά δεδομένα

➤ ΓΕΩΛΑΙΤΙΚΑ

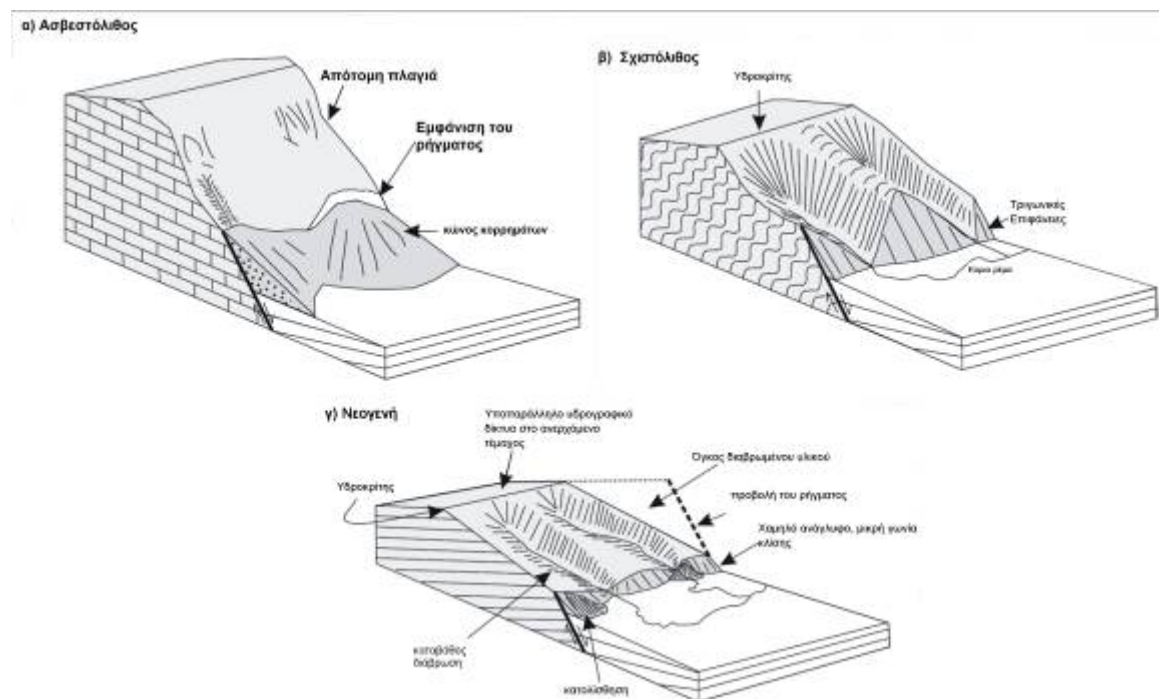
Μετρήσεις μικρομετακινήσεων κοντινού ή απομακρυσμένου πεδίου

Σχ 2.2.1 Κριτήρια αναγνώρισης ενεργών ρηγμάτων (Παυλίδης 2003)

2.3 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΚΑΝΟΝΙΚΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Η κλασική εμφάνιση των μεγάλων κανονικών ρηξιγενών δομών είναι μεγάλες κατακόρυφες μετατοπίσεις παράλληλα προς την ρηξιγενή επιφάνεια, κώνοι κορρημάτων, τριγωνικές επιφάνειες (facets) και απότομες κοιλάδες σχήματος V στο ανερχόμενο τέμαχος. Παρόλα' αυτά δεν εμφανίζονται πάντα με αυτή την μορφή και αυτό εξαρτάται και μπορεί να επηρεαστεί από τα πετρώματα του ανερχόμενου τέμαχους (Goldsworthy and Jackson, 2000)

Οι ρηξιγενείς επιφάνειες μέσα σε συνεκτικούς ασβεστόλιθους διαμορφώνουν συχνά μεγάλες και απότομες κλίσεις στην μορφολογία καθώς και λείες επιφάνειες ολίσθησης οι οποίες αποκαλύπτονται στην κορυφή των κώνων κορρημάτων που σχηματίζονται από την διάβρωση. Η κλίση των κώνων κορρημάτων παραμένει συχνά όμοια με την κλίση του ρήγματος γιατί η αποσάθρωση γίνεται με αργό ρυθμό. Το υδρογραφικό δίκτυο στις απότομες επιφάνειες είναι ελάχιστο και οι επιφάνειες απορροής είναι μικρές λόγω της καρστικοποίησης



Σχ.2.3.1. Σχηματική αναπαράσταση της γεωμορφολογίας των κανονικών ρηγμάτων α) σε σκληρούς ασβεστόλιθους β) σε σχιστόλιθους γ) σε νεογενή ιζήματα (Jackson 2000)

Στην περίπτωση όπου τα κανονικά ρήγματα σχηματίζονται μέσα σε σχετικά μαλακούς σχηματισμούς όπως τα νεογενή ιζήματα, τότε διαμορφώνονται γραμμικές ρηξιγενείς δομές αλλά η μετατόπιση (scarp) είναι συχνά πολύ διαβρωμένη ή καλυμμένη από κατολισθήσεις. Στην περίπτωση αυτή η καλύτερη μέθοδος αναγνώρισης της ενεργού δράσης του ρήγματος είναι η τοπογραφία και το υδρογραφικό δίκτυο (τεμνόμενοι, παράλληλοι και υποπαράλληλοι κλάδοι) που ρέουν στο κάτω τέμαχος (footwall) του ρήγματος με μικρή κλίση. Αυτές οι χαρακτηριστικές μορφές είναι εμφανείς σε ψηφιακές μορφές ανάγλυφου καθώς και σε δορυφορικές εικόνες. (Goldsworthy & Jackson, 2000)

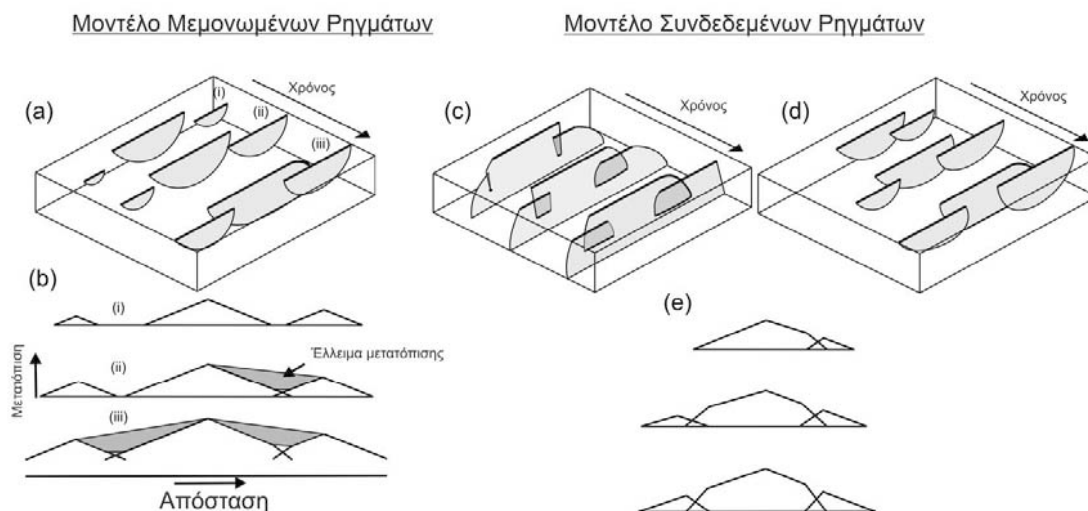
2.4 ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ (SEGMENTATION) ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Τα ρήγματα δεν παρουσιάζουν σε ολόκληρο το μήκος τους τα ίδια γεωμετρικά και μορφολογικά χαρακτηριστικά και την ίδια σεισμική συμπεριφορά. Συνήθως διακρίνονται σε επιμέρους μικρότερα τμήματα (segments) με ιδιαίτερα χαρακτηριστικά και σεισμική ιστορία. Πολλές φορές κατά την διάρκεια ενός σεισμού ενεργοποιούνται ένα ή περισσότερα τμήματα του ρήγματος και σπάνια ή ποτέ ολόκληρο το ρήγμα. Ο χωρισμός των ρηγμάτων κυρίως των μεγάλων σε μήκος, βοηθά στον εντοπισμό μελλοντικών σεισμών, καλύτερου υπολογισμού του αναμενόμενου μεγέθους, του ρυθμού ολίσθησης και άλλων σημαντικών παραμέτρων για την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου.

Ο όρος ‘τμήμα’ (segment) πρωταρχικά βασίστηκε στις παρατηρήσεις ιστορικών σεισμικών διαρρήξεων, όπως του 1857 και 1906, του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Τα περισσότερα τμήματα που προσδιορίστηκαν μεταγενέστερα βασίζονταν σε καθαρά γεωλογικά ή δομικά κριτήρια, με την υπόθεση ότι παρουσιάζουν παρόμοια συμπεριφορά και σε περίπτωση σεισμικής διάρρηξης. Η σύγχυση και η ποικιλία στον καθορισμό των τμημάτων οφείλεται στο ότι τα ρήματα είναι γεωμετρικά και μηχανικά τμηματοποιημένα σε μια πλειάδα κλιμάκων (Schwartz & Sibson 1989).

Τα τμήματα μπορεί να αντιπροσωπεύουν την επαναλαμβανόμενη σεισμική διάρρηξη κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού γεγονότος σε ένα μεγάλο ρήγμα και το μήκος τους να είναι μερικές δεκάδες ή εκατοντάδες χιλιόμετρα, μπορεί να αποτελούν κομμάτι μιας διάρρηξης που σχετίζεται με ένα μεμονωμένο γεγονός διάρρηξης με

μήκος λίγα μόνο χιλιόμετρα ή, τέλος, να αποτελούν τοπικές ανομοιογένειες κατά μήκος της επιφάνειας ενός ρήγματος και να έχουν μήκος μερικές δεκάδες ή εκατοντάδες μέτρα (Schwartz & Coppersmith 1989, McCalpin 1996).



Σχ 2.4.1 Μοντέλα σχηματισμού συστοιχιών τμηματοποιημένων ρηγμάτων (Walsh et al. 2003)

Το όριο ενός τμήματος (segment boundary) ορίζεται ως το κομμάτι- τμήμα ενός ρήγματος όπου τερματίζουν τουλάχιστον δυο (κατά προτίμηση διαδοχικές) ρηξιγενείς ζώνες (Wheeler 1989). Τα όρια τμημάτων αποτελούν περιοχές περίπλοκης δομής και μπορεί να παρουσιάζουν σημαντικές διαστάσεις, έως και 20 – 40 % του μήκους των παράπλευρων τμημάτων (McCalpin 1996).

Σύμφωνα με τη θεωρία της τμηματοποίησης των ρηγμάτων, εάν αυτή είναι σωστή, θα έπρεπε οι ιστορικές σεισμικές διαρρήξεις να περιορίζονται σε μεμονωμένα τμήματα, τα οποία είναι αναγνωρίσιμα με βάση γεωλογικά ή γεωμετρικά κριτήρια. Σε αντίθεση, παρατηρήσεις από την περιοχή Basin & Range των ΗΠΑ (dePolo et al. 1989 & 1991, Slemmons 1995) αλλά και από τον υπόλοιπο κόσμο, έδειξαν ότι όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M > 7$ διέρρηξαν πολλαπλά γεωμετρικά ή γεωλογικά τμήματα. Το αποτέλεσμα είναι ότι τα γεωμετρικά ή γεωλογικά τμήματα δεν αποτελούν πάντοτε σεισμικά τμήματα, ιδιαίτερα στις περιοχές κανονικών ρηγμάτων (dePolo et al. 1991).

Επομένως, η συμπεριφορά των τμημάτων κατά τη διάρκεια σεισμικών γεγονότων αποτελεί μια περίπλοκη διαδικασία, η οποία δεν είναι ακόμη πλήρως γνωστή (Crone & Haller 1991, McCalpin 1996, Schlische & Anders 1996) ενώ για την τμηματοποίηση των ρηγμάτων θα πρέπει να λαμβάνονται υπ' όψη ο σεισμικός

χαρακτήρας κάθε τμήματος με συλλογή στοιχείων από γεωλογικά, γεωφυσικά και παλαιοσεισμολογικά δεδομένα.

3. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΧΡΗΣΗ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ (DIGITAL ELEVATION MODEL)

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ραγδαία εξέλιξη της επιστήμης της πληροφορικής δημιούργησε καινούργιες προοπτικές στις εφαρμοσμένες επιστήμες, ειδικότερα στη χαρτογραφία, στα Γ.Σ.Π. (G.I.S) και την τηλεπισκόπιση, εισάγοντας σ' αυτά την έννοια της αυτοματοποίησης. Σύμφωνα με τους Παρασχάκη κ.α (1990), με τον όρο Ψηφιακή Χαρτογραφία εννοούμε το αυτοδύναμο εκείνο κομμάτι της χαρτογραφίας, το οποίο συλλέγει, επεξεργάζεται και αποδίδει τα χαρτογραφημένα δεδομένα χρησιμοποιώντας ως εργαλεία τους Η/Υ και τις ειδικές περιφερειακές συσκευές τους. Όλα αυτά γίνονται σε συνδυασμό με τις δυνατότητες που παρέχονται από διάφορα λογισμικά (όπως λογισμικά για γραφικά, για βάσεις δεδομένων κ.λ.π.). Έτσι λοιπόν η Ψηφιακή Χαρτογραφία, η οποία αποτελεί στην ουσία τη σύγχρονη έκφραση της Χαρτογραφίας, τείνει στο εγγύς μέλλον να αντικαταστήσει σχεδόν ολοκληρωτικά τις παραδοσιακές χαρτογραφικές μεθόδους στις διάφορες χαρτογραφικές διαδικασίες.

3.2 ΨΗΦΙΑΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΔΑΦΟΥΣ

Τα ψηφιακά μοντέλα εδάφους είναι μια ψηφιακή αναπαράσταση της μεταβλητότητας του αναγλύφου στο χώρο, οπότε χρησιμοποιούνται για την ανάλυση της τοπογραφίας μιας περιοχής. Στη διεθνή βιβλιογραφία τα ψηφιακά μοντέλα εδάφους αναφέρονται με διάφορους όρους, όπως DTM (Digital Terrain Model), DEM (Digital Elevation Model), DTD (Digital Terrain Data) και DTED (Digital Terrain Elevation Data).

Τα ψηφιακά μοντέλα εδάφους χρησιμοποιούνται σε πολλές περιπτώσεις εφαρμογών, όπως:

- α) για την παραγωγή χαρτών "σκιασμένου αναγλύφου" (shaded relief maps), υψομέτρων, κλίσεων και εκθέσεων.
- β) για την κατασκευή ψηφιακών τοπογραφικών χαρτών
- γ) για την ομαδοποίηση και καταμέτρηση χαρακτηριστικών αντικειμένων κατά κλάσεις υψομέτρων κλίσεων ή εκθέσεων

δ) για τη διευκόλυνση υδρολογικών μελετών (υδρογραφικό δίκτυο, όρια λεκάνης απορροής κλπ.)

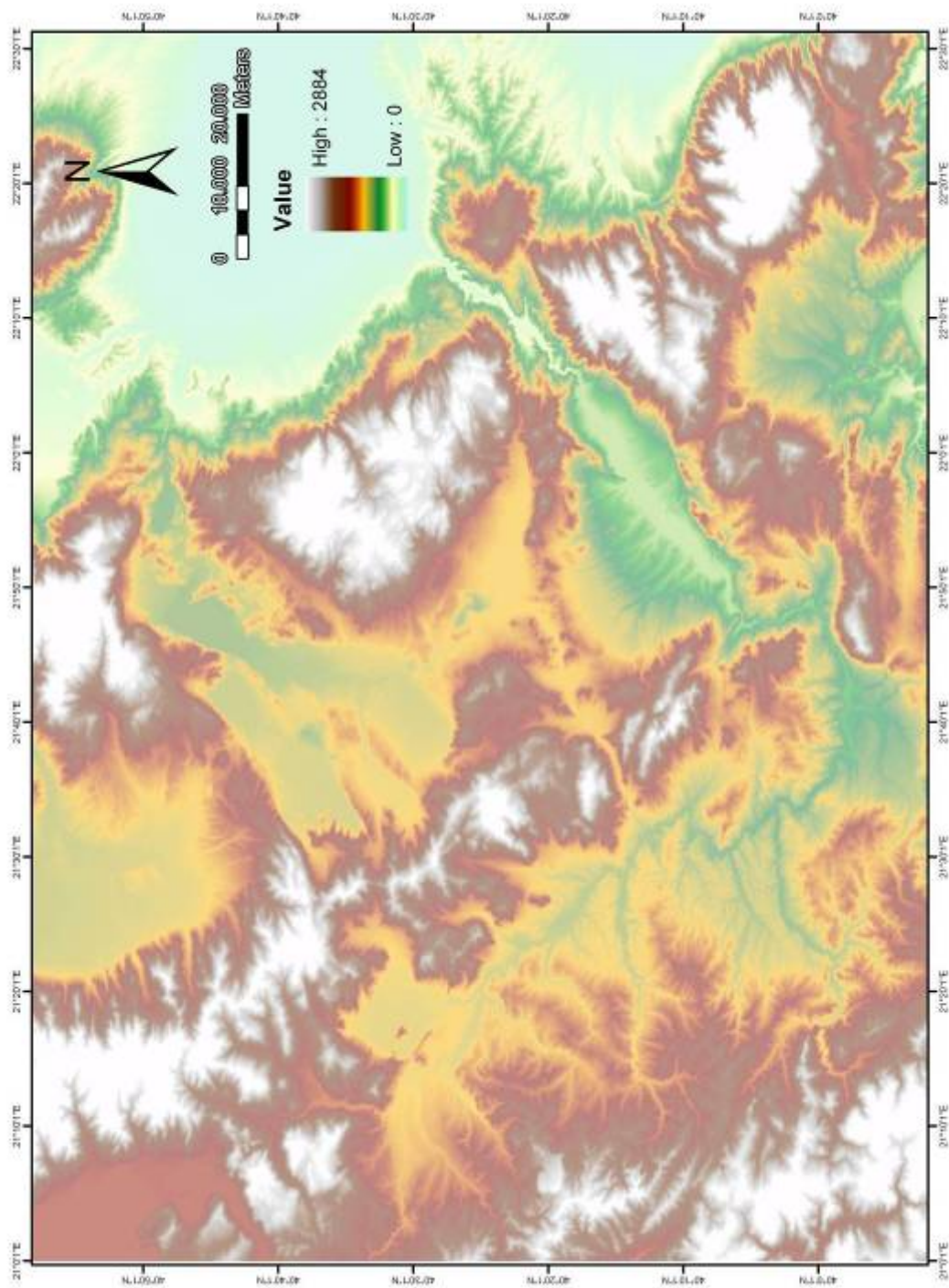
Τα ψηφιακά μοντέλα εδάφους παράγονται με την ψηφιοποίηση τοπογραφικών χαρτών, τη φωτογραμμετρική ανάλυση αεροφωτογραφιών και τέλος, με την ανάλυση στερεοζευγών δορυφορικών δεδομένων όταν είναι επιθυμητή η χονδρική (μη λεπτομερή) αναπαράσταση του αναγλύφου.

3.3 ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΨΗΦΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ

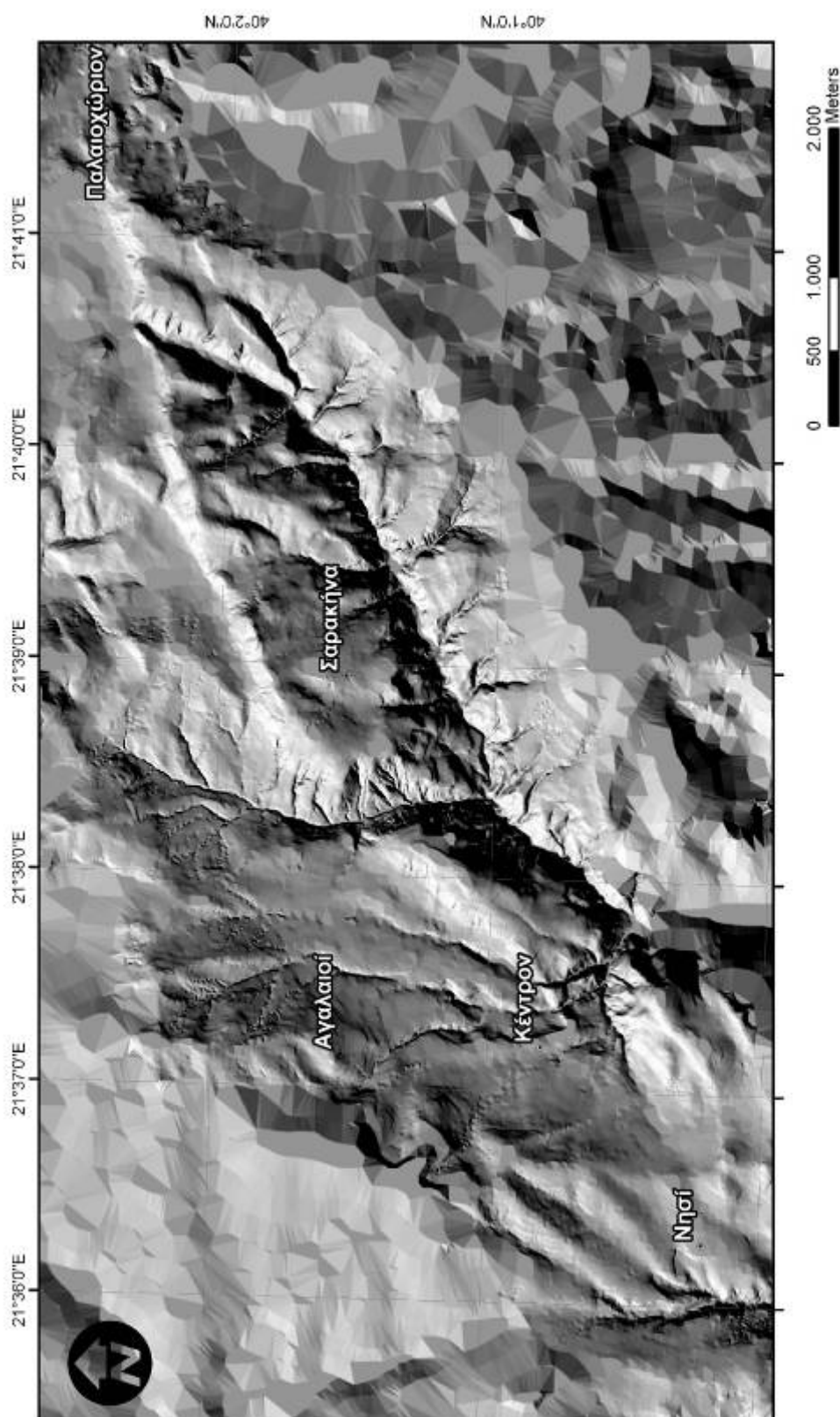
Για την κατασκευή του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου της περιοχής μελέτης έγινε ψηφιοποίηση σε ArcGis 8.01, 13 τοπογραφικών διαγραμμάτων της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, κλίμακας 1:5.000. Χρησιμοποιήθηκαν τα τοπογραφικά διαγράμματα 4243/8, 4244/5, 4244/7, 4244/8, 4244/6, 4244/4, 4245/1, και τα 4236/6, 4236/5, 4236/7, 4245/1, 4245/2, 4245/3, 4245/4 που ανήκουν στο φύλλο ΛΙΒΑΔΕΡΟ 1:50.000 σύμφωνα με Βιβλίο - Ευρετήριο τοπογραφικών διαγραμμάτων κλίμακας 1:5.000 της Γ.Υ.Σ. Κάθε τοπογραφικό διάγραμμα έχει ισοδιάσταση 4m ενώ το προβολικό σύστημα είναι σε HATT σε υποδιαίρεση 30'x 30' και το ελλειψοειδές αναφοράς είναι BESSEL. Στη συνέχεια έγινε μετατροπή του προβολικού από HATT σε ΕΓΣΑ87 και πραγματοποιήθηκε γεωαναφορά (georeference) των χαρτών και ψηφιοποίηση των ισοϋψών καμπύλων με την βοήθεια του ArcMap- ArcEditor. Με την βοήθεια του 3D Analyst τα ψηφιακά πλέον δεδομένα μετατράπηκαν στο τριγωνικό δίκτυο TIN που περιέχει τις πληροφορίες του υψομέτρου και κατόπιν σε μορφή RASTER (tingrid).

Τα υψομετρικά δεδομένα συμπληρώθηκαν με την προσθήκη ενός δεύτερου DEM, το οποίο εξάχθηκε από τα ψηφιακά δεδομένα της αποστολής Shuttle Radar Topography Mission της NASA (version 2), με μέγεθος εικονοστοιχείου (pixel) 90 m και ακρίβειας 6m στο υψόμετρο. Η προμήθεια των δεδομένων SRTM version 2 έγινε από το Κέντρο EROS της Αμερικάνικης Γεωλογικής Υπηρεσίας (EROS Data Center, USGS, Sioux Falls, Denver US)

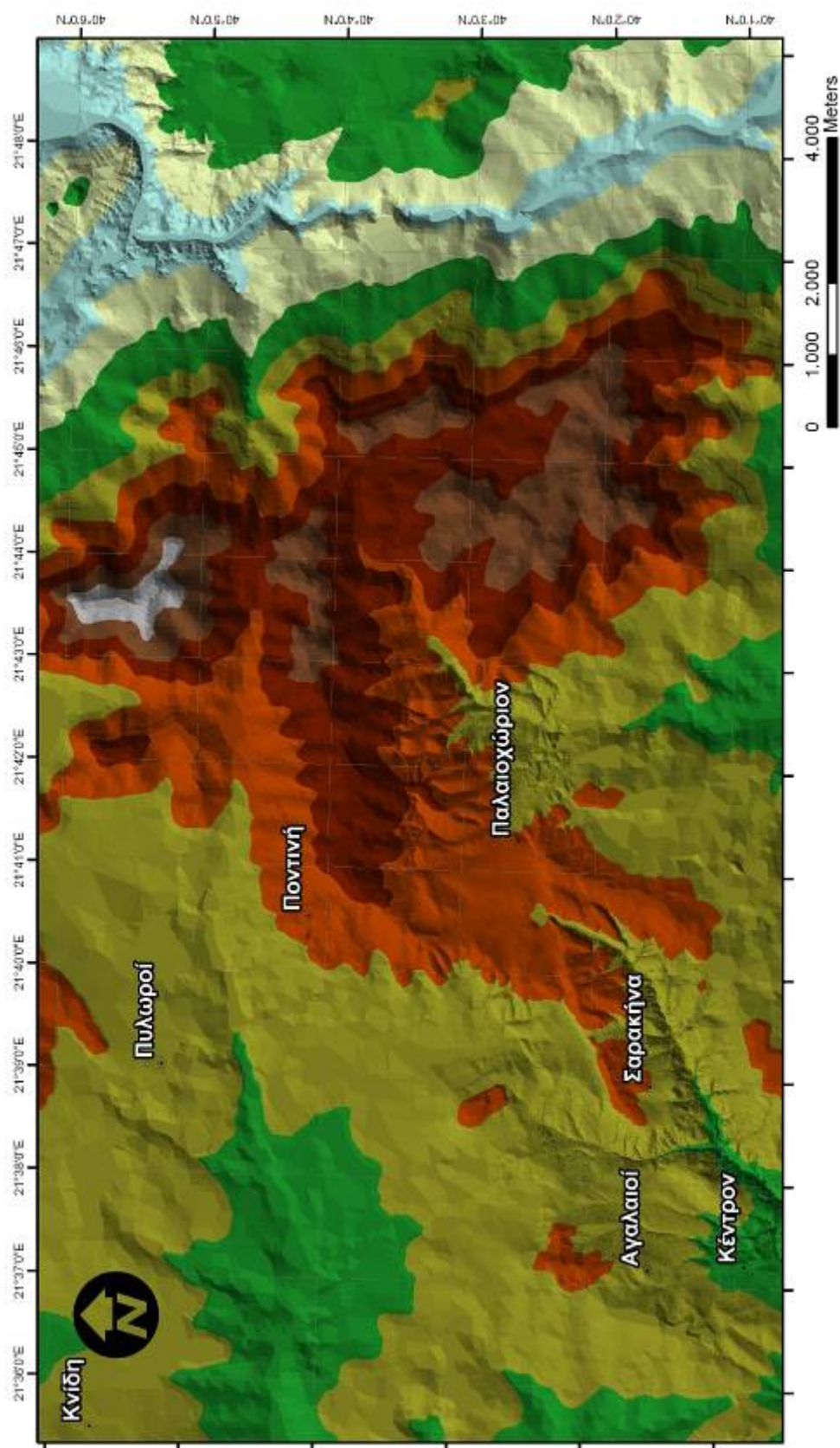
Στη συνέχεια με την χρήση του Spatial Analyst από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου DEM έγινε επεξεργασία ανάλυσης της επιφάνειας (Surface Analysis) με σκοπό την δημιουργία σκιασμένου αναγλύφου" (shaded relief maps) για καλύτερη ανάγλυφη αναπαράσταση της περιοχής.



Σχ.3.3.1 Το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου DEM της περιοχής μελέτης που προέκυψε από τα ψηφιακά δεδομένα SRTM και με ψηφιοποίηση των τοπογραφικών διαγραμμάτων της Γ.Υ.Σ. 1:5000. Δίνεται στο υπόμνημα η χρωματική διαβάθμιση των πεδινών και των ορεινών περιοχών.



Σχ 3.3.2 Ανάγλυφη απεικόνιση του ψηφιακού μοντέλου DEM που προέκυψε από της ψηφιοποίηση των τοπογραφικών διαγραμμάτων της Γ.Υ.Σ 1:50000 με την μέθοδο των φωτοσκιάσεων της επιφάνειας με τη χρήση του Spatial Analyst

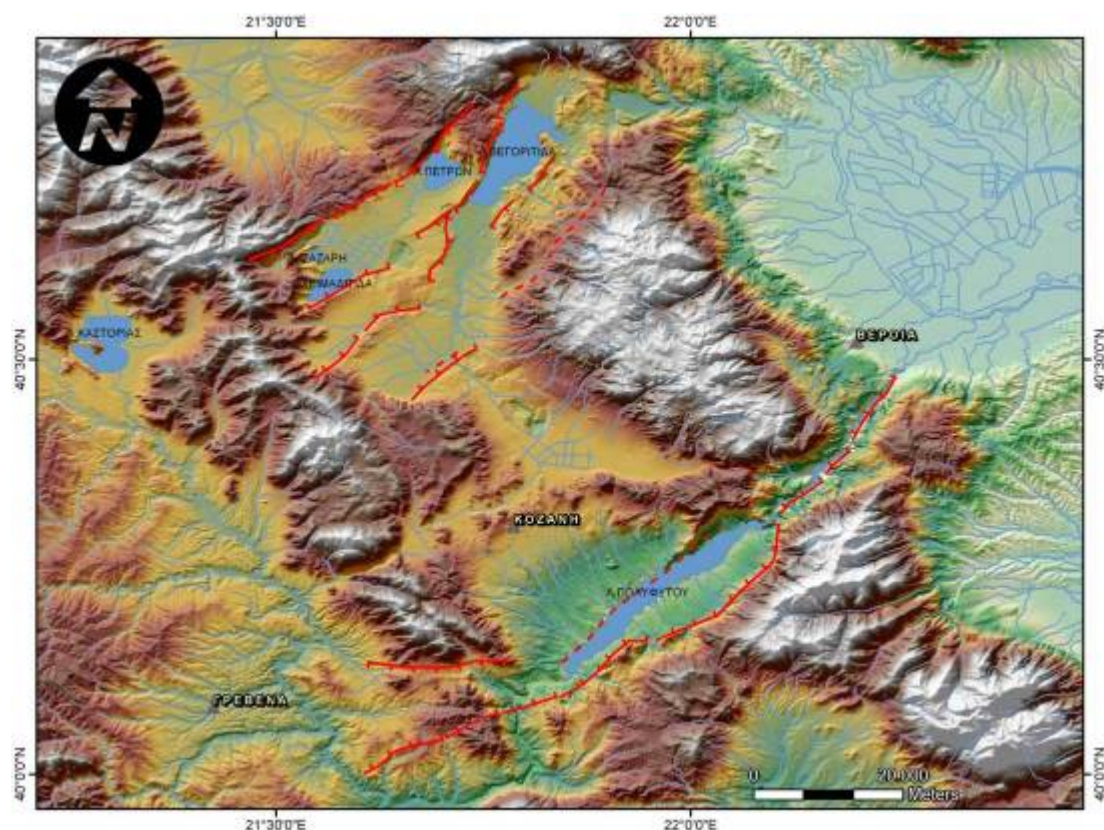


Σχ 3.3.3 Ψηφιακό Ανάγλυφο της περιοχής με την μέθοδο των τριγωνικών επιφανειών TIN (Triangulated Irregular Network) από της ψηφιοποίηση των τοπογραφικών διαγραμμάτων της Γ.Υ.Σ 1:50000 και των ψηφιακών δεδομένων SRTM

4. ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Αποτέλεσμα της τεταρτογενούς εφελκυστικής τεκτονικής είναι μια σειρά παραλλήλων σχεδόν ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ που δεσπόζουν στον ευρύτερο γεωλογικό χώρο της δυτικής Μακεδονίας, ορισμένα από αυτά έχουν χαρακτηριστεί ως ενεργά ρήγματα (Παυλίδης 1985, Pavlides and Mountrakis 1987, Μουντράκης et al 1995) και έχει επισημανθεί η σημασία τους για την περιοχή. Στην ομάδα αυτήν εντάσσονται κυρίως τα ενεργά ρήγματα που έχουν εντοπισθεί στον ευρύτερο χώρο της μεγάλης Νεογενούς – Τεταρτογενούς λεκάνης Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας – Κοζάνης η οποία έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Τα ρήγματα αυτά κόβουν εγκάρσια την λεκάνη έχοντας διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ - ΔΝΔ με σημαντικότερο το ρήγμα του Αλιάκμονα που θεωρητικά αποτελεί το νότιο άκρο της λεκάνης και τμήμα του οποίου ενεργοποιήθηκε στις 13/5/95 και προκάλεσε το σεισμό Κοζάνης – Γρεβενών.



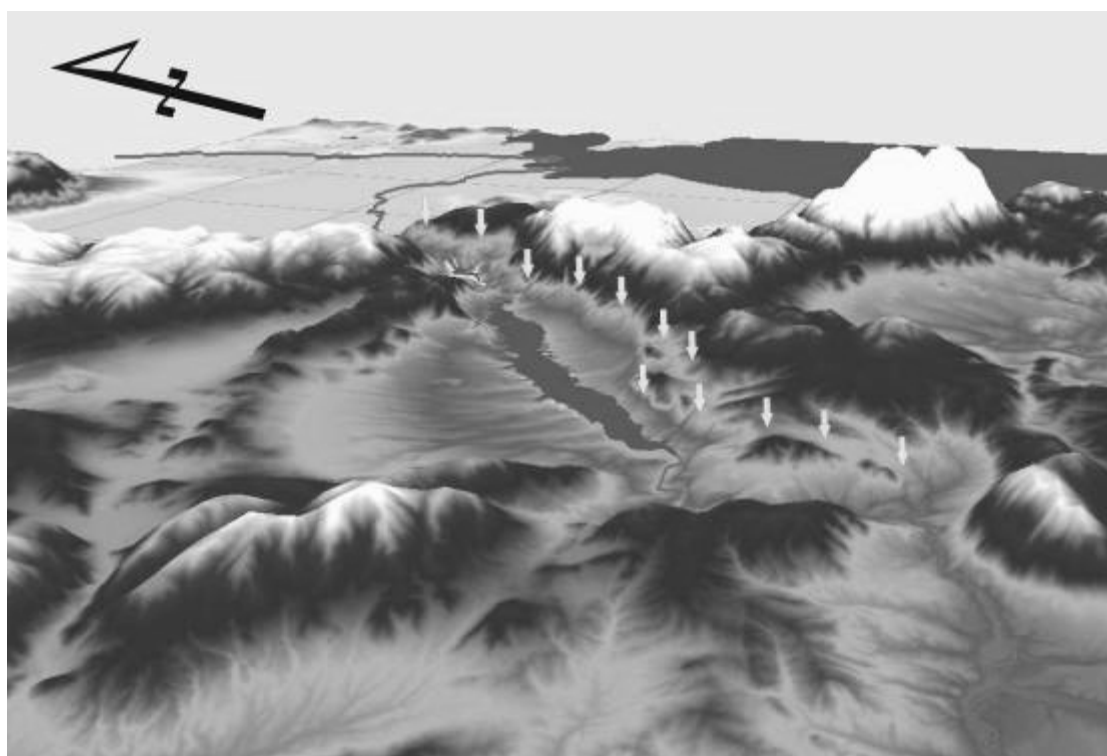
Σχ 4.1.1 Οι κυριότερες ρηξιγενείς δομές της λεκάνης Φλώρινας – Πτολεμαΐδας και της περιοχής Σερβίων – Κοζάνης αποτυπωμένες στο ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM) (Παυλίδης 1985, Μουντράκης 1983).

4.2 ΕΝΕΡΓΕΣ ΡΗΞΙΓΕΝΕΙΣ ΔΟΜΕΣ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

4.2.1 Σύστημα ενεργών σεισμικών ρηγμάτων ζώνης Αλιάκμονα

Η τεκτονική γραμμή του Αλιάκμονα είναι η σημαντικότερη Νεοτεκτονική ρηξιγενής ζώνη στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας και προεκτείνεται μέχρι την Κεντρική Μακεδονία με συνολικό μήκος πάνω από 70km. Ακολουθεί στενά την κοίτη του ποταμού Αλιάκμονα από την περιοχή Γρεβενών, διασχίζει το Βέρμιο πάντοτε με γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και καταλήγει στην πεδιάδα Βέροιας – Θεσσαλονίκης.

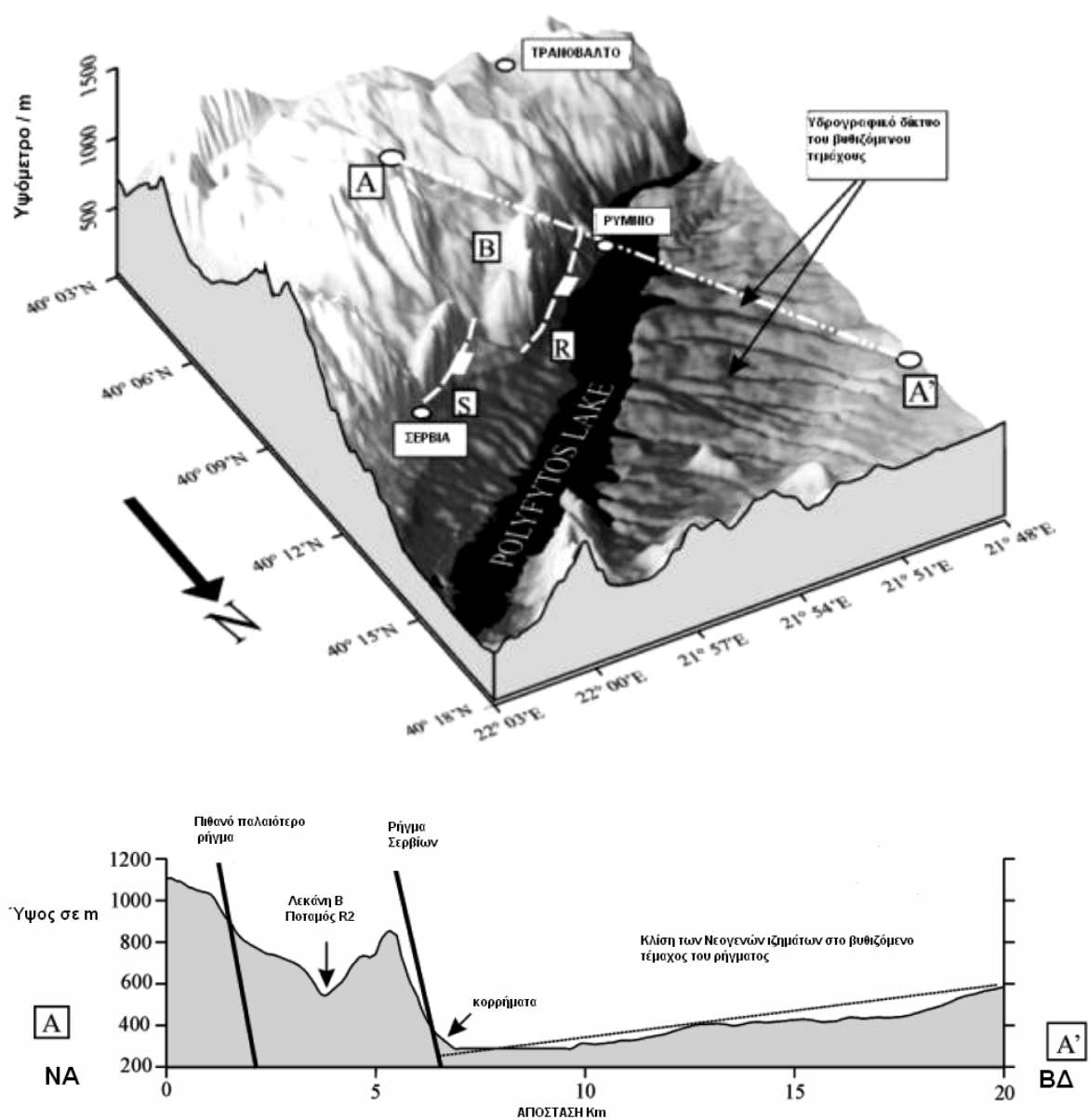
Ασφαλώς πρόκειται για ρηξιγενή ζώνη που είχε σημαντική τεκτονική δράση για μακρά περίοδο στους νεοτεκτονικούς χρόνους (Νεογενούς – τεταρτογενούς) και έχει κόψει εγκάρσια τις οροσειρές του Βούρινου και Βερμίου για να δημιουργηθεί η δίοδος του Αλιάκμονα ποταμού.



Σχ 4.2.1.1 Τρισδιάστατη απεικόνιση του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEM), της περιοχής του Αλιάκμονα. Διακρίνεται με βέλη η μεγάλη τεκτονική γραμμή του ρήγματος των Σερβίων καθώς και η τεχνητή λίμνη Πολυφύτου.

Η ρηξιγενής ζώνη του Αλιάκμονα αποτελείται από συνεχόμενα τμήματα (segments) που σχηματίζουν γωνίες μεταξύ τους. Η τμηματοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα επιβεβαιώθηκε με το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 κατά τον οποίο ενεργοποιήθηκε ένα μόνο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης και προκάλεσε το σεισμό μεγέθους $M=6,6$ (Μουντράκης et al, 1995, Pavlides et al 1995).

Τα τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης ορίζονται ως αυτόνομα ρήγματα και είναι από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά τα εξής: σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας, ενεργό ρήγμα Σερβίων – Βελβεντού, ενεργό ρήγμα Βερμίου- Βεργίνας.

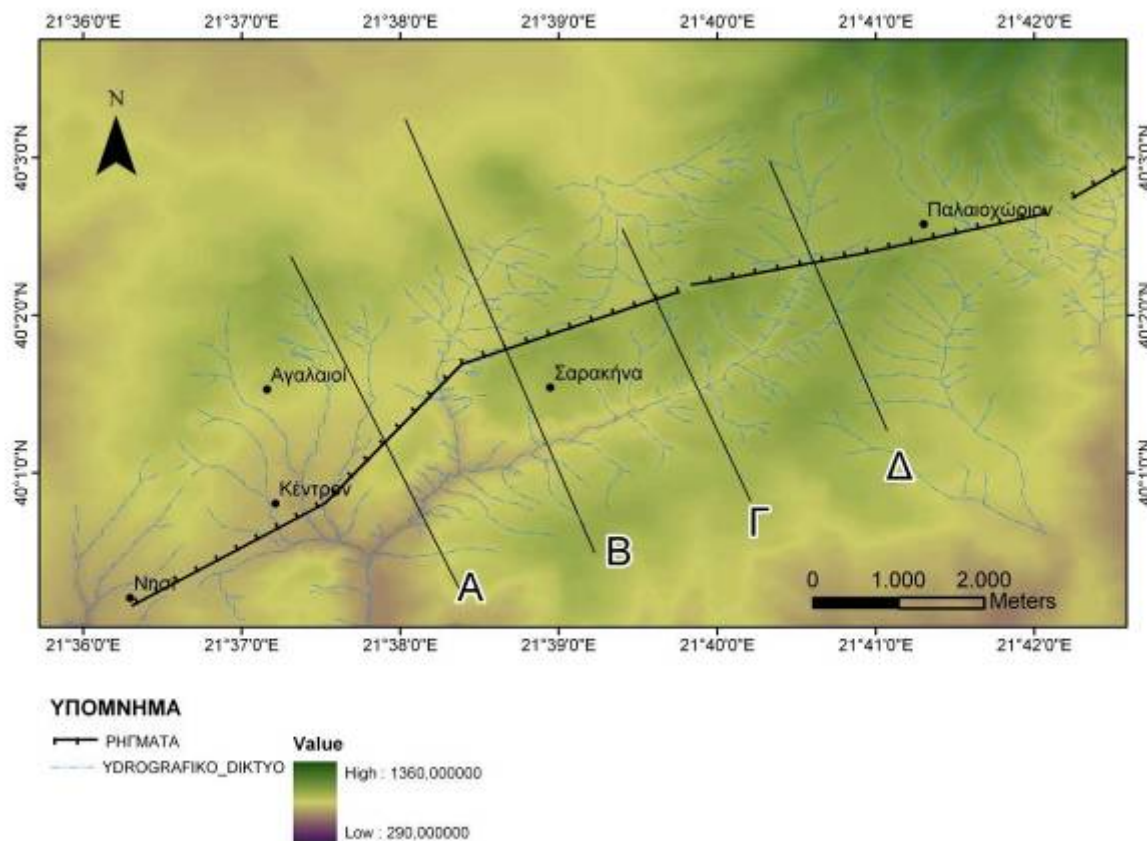


Σχ 4.2.1.2 Τοπογραφικό προφίλ του ρήματος των Σερβίων (από M.Goldsworthy & J. Jackson, 2000).

ΝΔ του Νησιού. Στα δυτικά του Παλαιοχωρίου εκτείνεται ένα επίμηκες μορφολογικό βύθισμα με διεύθυνση παράλληλη προς το ρήγμα Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας (ΑΒΑ-ΔΝΔ). Από τον προσανατολισμό του προκύπτει ότι η δημιουργία του βυθίσματος προήλθε από την δραστηριότητα του συγκεκριμένου ρήγματος. Το ρήγμα Παλαιοχωρίου- Σαρακήνας- Νησιού, στο τμήμα μεταξύ Σαρακήνας Κέντρο, παρουσιάζει έντονες μορφολογικές κλίσεις και σε χαρακτηριστικές θέσεις όπως το ύψωμα Καψάλι και κατά μήκος του επαρχιακού οδικού δικτύου που ενώνει τους οικισμούς Κέντρο – Σαρακήνα . Κατά θέσεις όπως φαίνεται και στις φωτογραφίες του σχήματος 4.2.2.4 το ρήγμα εμφανίζει χαρακτηριστικές τραπεζοειδείς επιφάνειες που αποτελούν ένδειξη ενεργού τεκτονικής.

Το τμήμα Ρυμνίου –Παλαιοχωρίου- Σαρακήνας διαχωρίζεται προς τα ανατολικά από το τμήμα Σερβίων – Βελεβενδού από μια γεωμετρική ασυνέχεια στην περιοχή του χωριού Γούλες. Στη θέση αυτή παρατηρείται μια μετατόπιση του ίχνους του ρήγματος μέσω ενός μικρού πιθανού ρήγματος μεταφοράς (transfer fault).

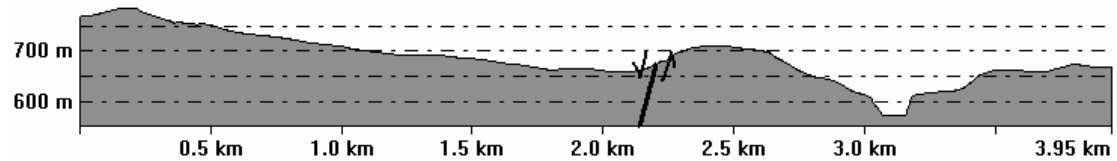
Με βοήθεια του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEM) κατασκευάστηκαν μορφολογικές τομές του σχήματος 4.2.2.2 οι οποίες καταδεικνύουν τις έντονες μορφολογικές κλίσεις κατά μήκος του ρήγματος



Α)

From Pos: 40° 02' 16.33" N, 24° 37' 21.33" E

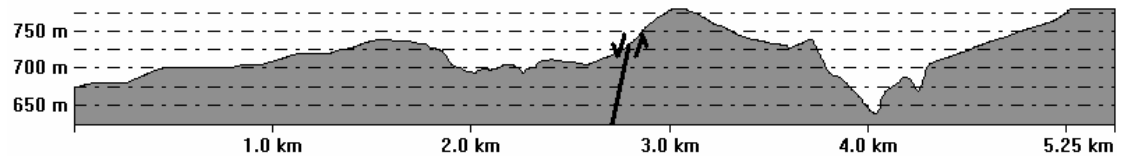
To Pos: 40° 00' 15.65" N, 24° 38' 15.45" E



Β)

From Pos: 40° 03' 15.08" N, 24° 38' 02.03" E

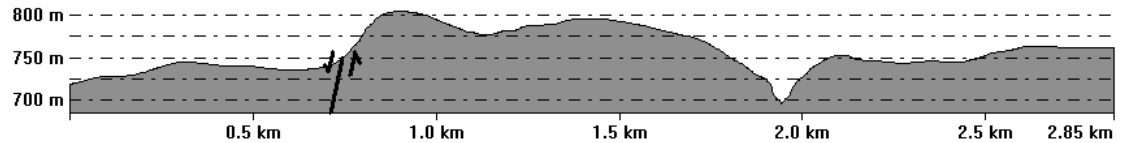
To Pos: 40° 00' 33.95" N, 24° 39' 11.52" E



Γ)

From Pos: 40° 02' 30.78" N, 24° 39' 25.33" E

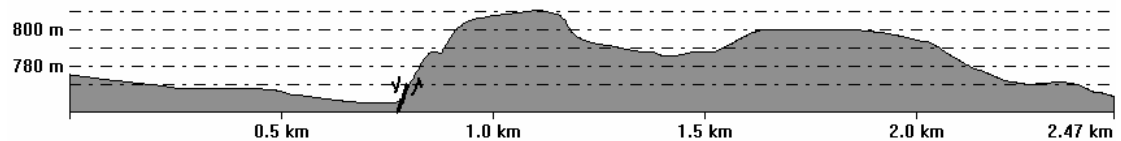
To Pos: 40° 01' 03.82" N, 24° 40' 05.29" E



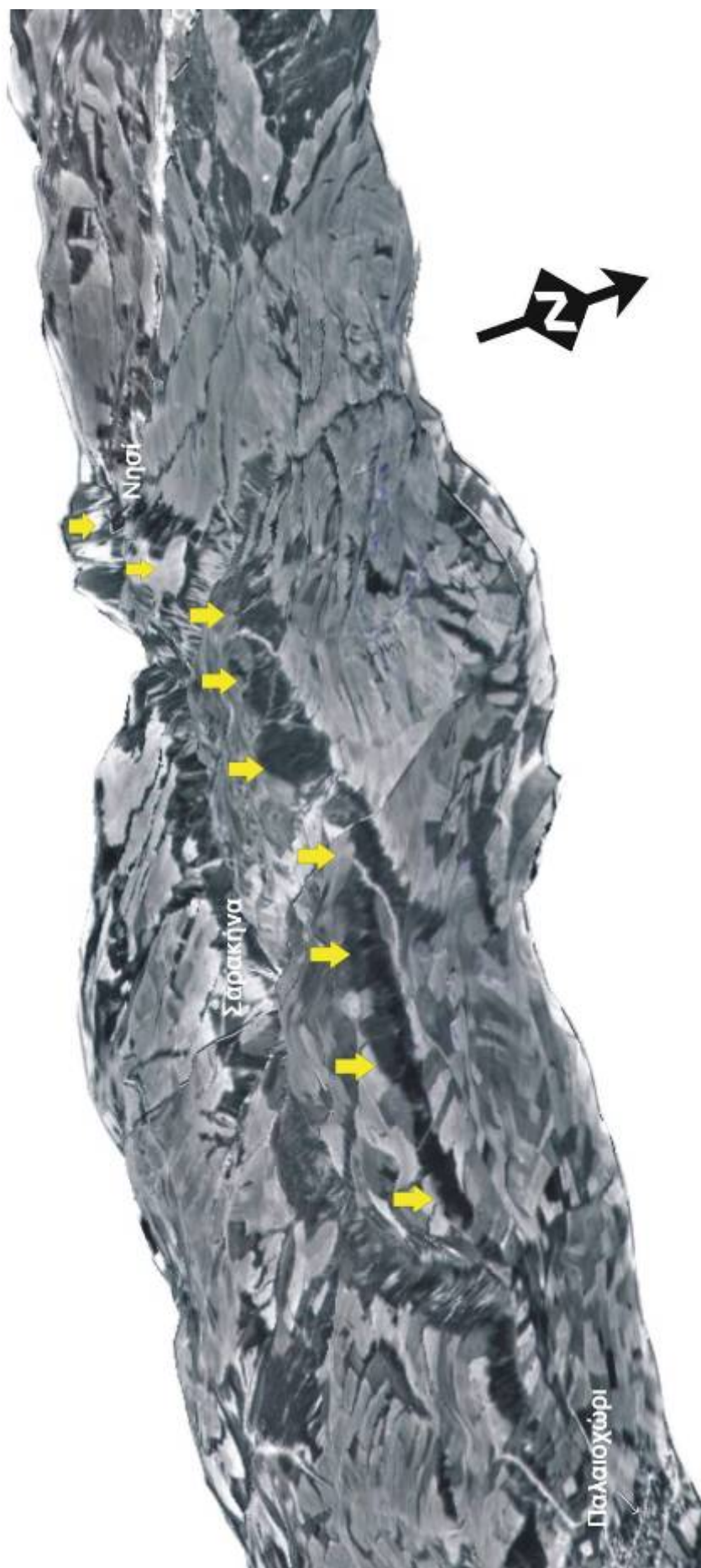
Δ)

From Pos: 40° 02' 42.88" N, 24° 40' 25.67" E

To Pos: 40° 01' 27.37" N, 24° 40' 59.29" E



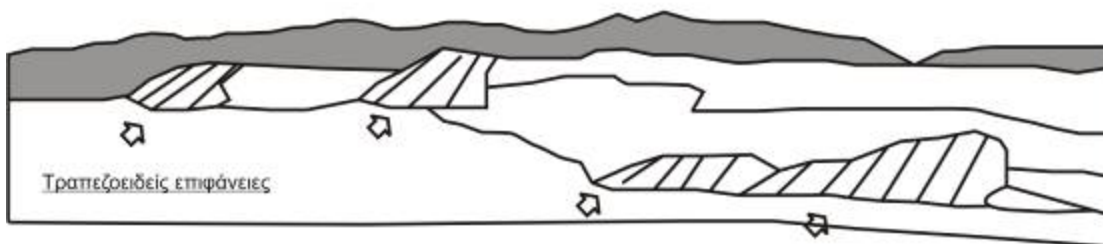
Σχ 4.2.2.2 Μορφολογικές τομές με την βοήθεια του ψηφιακού αναγλύφου DEM με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ. Φαίνεται χαρακτηριστικά από το έντονο ανάγλυφο (μεγάλες μορφολογικές κλίσεις) η ρηξιγενής ζώνη Παλαιοχωρίου- Σαρακήνας και το μορφολογικό βύθισμα παράλληλο με το ρήγμα.



Σχ 4.2.2.3 Φωτομωσαϊκό Αεροφωτογραφιών της ρηξιγενούς ζώνης Παλαιοχωρίου- Σαρακίνας (ΓΥΣ 1984, κλίμακας περίπου 1:20.000) σε συνδυασμό με ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM). Με τα βέλη διακρίνεται το σεισμικό ρήγμα που ενεργοποιήθηκε στις 13 Μαΐου 1995.



(φωτογραφία 1)



(φωτογραφία 2)

Σχ 4.2.2.4 Άποψη της ρηξιγενούς ζώνης Παλαιοχωρίου Σαρακήνας από το χωριό Αγαλαίοι.. Στην φωτογραφία 1 (επάνω) φαίνονται τρεις χαρακτηριστικές τραπεζοειδείς επιφάνειες. με βέλη. Στη φωτογραφία 2 (κάτω) παρουσιάζεται απλοποιημένο ερμηνευτικό σχήμα όπου απεικονίζει τις τραπεζοειδείς επιφάνειες.



Σχ.4.2.2.5 Χαρακτηριστική εμφάνιση του ρήγματος Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας (επάνω και κάτω) στο δρόμο από Σαρακήνα προς Παλαιοχώρι. Διακρίνεται η τεκτονική επαφή των

χαλαρών κροκαλοπαγών Πλειο-Πλειστοκαινικής ηλικίας με τους λεπτόκοκκους ψαμμίτες ηλικίας Κατώτερου Μειοκάνου.



Σχ.4.2.2.6 Άποψη του ρήγματος στους Πλειο- Πλειστοκαινικούς σχηματισμούς στο δρόμο από Κέντρο προς Σαρακήνα. Τα βέλη δείχνουν το ίχνος του σεισμικού ρήγματος



Σχ.4.2.2.7 Η ρηξιγενής ζώνη, σε λεπτομέρεια, στο δρόμο για Παλαιοχώρι. Διακρίνεται με βέλη το σεισμικό ρήγμα που επηρεάζει τους Πλειο – Πλειστοκαινικούς σχηματισμούς.

4.2.2.1 Χαρτογράφηση των γεωλογικών σχηματισμών στη ζώνη του ρήγματος

Αμέσως μετά στο σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 εκπονήθηκε γεωλογική – τεκτονική και σεισμοτεκτονική μελέτη από Ερευνητική Ομάδα γεωλόγων του Τομέα Γεωλογίας και Φυσικής Γεωγραφίας του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ), της Διεύθυνσης Γεωλογίας και Γεωλογικών Χαρτογραφήσεων και του Παραρτήματος Κοζάνης του Ινστιτούτου και Μεταλλευτικών Ερευνών Ι.Γ.Μ.Ε (Γεωλογικές –Γεωτεχνικές μελέτες οικιστικής καταλληλότητας των κοινοτήτων και της πλειόσειστης περιοχή των Νομών Κοζάνης και Γρεβενών –Τελική Έκθεση, Νοέμβριος 1995).

Η εργασία υπαίθρου στην περιοχή μελέτης στα πλαίσια της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής ειδίκευσης, επικεντρώθηκε κυρίως στη χαρτογράφηση των γεωλογικών σχηματισμών στη ζώνη του ρήγματος, με σκοπό να ενοποιήσει τις ήδη χαρτογραφημένες περιοχές και την κατασκευή του χάρτη (**Σχ 4.2.2.14**)

Με βάση τη χαρτογράφηση των σχηματισμών στην περιοχή μεταξύ Παλαιοχωρίου και Νησιού που πραγματοποιήθηκε και σύμφωνα με την υπάρχουσα βιβλιογραφία για την περιοχή (Γεωλογικός Χάρτης ΙΓΜΕ φύλλο Γρεβενά, φύλλο Κοζάνη, 1:50.000, Γεωλογική Χαρτογράφηση 1:2000 για το έργο Υ.Η Ιλαρίωνα, Δ.Α.Υ.Ε Δ.Ε.Η Α.Ε, 1993, Γεωλογικές –Γεωτεχνικές μελέτες οικιστικής καταλληλότητας των κοινοτήτων και της πλειόσειστης περιοχή των Νομών Κοζάνης και Γρεβενών –Τελική Έκθεση, Νοέμβριος 1995), εντοπίστηκαν ειδικότερα οι παρακάτω λιθολογικές ενότητες :

Οφειόλιθοι (Ο) : Σερπεντινωμενοι περιδοτίτες, οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου.

Μολασσικά ιζήματα: Στην περιοχή επικρατούν μολασσικά ιζήματα του σχηματισμού Τσοτυλίου, ηλικίας Κατωτέρου Μειοκαίνου. Ο σχηματισμός αυτός περιλαμβάνει τα εξής μέλη από τα βαθύτερα προς τα ανώτερα:

Κροκαλοπαγή βάσης (Mob) Αποτελούνται από μαζώδη κροκαλοπαγή με οφειολιθικές και ασβεστολιθικές κροκάλες, χωρίς εμφανή στρώση, που επικάθονται ασύμφωνα πάνω στους οφειολίθους και εντοπίζονται στο χωρίο Παλαιοχώρι,

Συνεκτικά κροκαλοπαγή (Moc):. Είναι ιζήματα δελταικά ποικίλης σύστασης με καλά αποστρογγυλεμένες κροκάλες που προέρχονται από ασβεστόλιθους, οφειόλιθους και

λιγότερο από γνευσιακά πετρώματα. Χαρακτηριστικό τους γνώρισμα η τραχεία υφή τους και η μεγάλη συνεκτικότητα. Το συνδετικό τους υλικό είναι λεπτόκοκκη άμμος.

Χονδρόκοκκοι ψαμμίτες (Most): Συνεκτικοί και ημισυνεκτικοί ψαμμίτες και χαλαρά κροκαλοπαγή με κροκάλες μικρού μεγέθους διασκορπισμένες στη μάζα τους. Εντός των ιζημάτων περιέχουν λεπτές φακοειδείς ενστρώσεις αμμούχων αργίλων. Το πάχος του σχηματισμού φτάνει τα 10m.

Κυανότεφρες ιλυολιθικές Μάργες (Mom): Λεπτοστρωματώδης σχηματισμός από κυανές - κυανότεφρες μάργες, αργίλους, αμμούχους αργίλους, ιλυόλιθους, και λεπτές ενστρώσεις ψαμμιτών. Είναι σχηματισμός εύκολα διαβρώσιμος με έντονη ανάπτυξη του υδρογραφικού δικτύου όπου αυτός εμφανίζεται στην επιφάνεια. Λόγω της λιθολογικής σύνθεσης των ιζημάτων εκδηλώνονται φαινόμενα ολισθήσεων και ερπυσμών. Τοποθετούνται κανονικά ή με πλευρικές μεταβάσεις πάνω στα υποκείμενα συνεκτικά κροκαλοπαγή. Το πάχος των κυανότεφρων ιλυολιθικών μαργών απο παρατηρήσεις στην ευρύτερη περιοχή συμπεραίνεται ότι υπερβαίνει τα 100m.

Λεπτόκοκκοι Ψαμμίτες: (Mo): Τοποθετούνται κανονικά πάνω στις κυανότεφρες ιλυολιθικές μάργες με βαθμιαία χρωματική διαφοροποίηση προς υποκίτρινο ως ανοικτό καστανό χρώμα. Αποτελούνται από εναλλαγές αδρόκοκκων και λεπτόκοκκων ψαμμιτών και αργίλοαμμούχων μαργών. Κατά θέσεις υπάρχουν φακοειδείς ορίζοντες συνεκτικών κροκαλοπαγών. Το πάχος του σχηματισμού φτάνει τα 60m περίπου.



Σχ 4.2.2.1.1 Εναλλαγές λεπτόκοκκων ψαμμιτών Mo και κυανότεφρων ιλυολιθικών

μαργών Mom, νότια του χωριού Σαρακήνας



Σχ 4.2.2.1.2 Όριο κυανότεφρων ιλυολιθικών μαργών (Mom) με χαλαρά κροκαλοπαγή (Pl-Pt) Νότια του Χωριού Σαρακήνα



Σχ 4.2.2.1.3 Λεπτοστρωματώδης σχηματισμός από κυανές - κυανότεφρες μάργες,

αργίλους, αμμούχους αργίλους, ιλυόλιθους, και λεπτές ενστρώσεις ψαμμιτών.



Σχ 4.2.2.1.4 Ασυμφωνία κυανότεφρων ιλυολιθικών μαργών (Mom) με χαλαρά κροκαλοπαγή (P1-Pt)



Σχ 4.2.2.1.5 Εναλλαγές ψαμμιτών αργίλων (Mo) έξω από το χωριό Σαρακήνα (Νότια)



Σχ 4.2.2.1.6 Εναλλαγές ψαμμιτών (Mo) με μικρές κροκάλες (~3cm) με πάγκους κροκαλοπαγών πάχους 1m και λεπτές αργλικές ενστρώσεις. S: 060/25NA

Ποταμοχειμάρρειες αποθέσεις: Πρόκειται για ιζήματα ηλικίας Πλειο Πλειστοκαίνου που βρίσκονται ασύμφωνα πάνω στα υποκείμενα μολασσικά ιζήματα. Με βάση τις λιθολογικές τους διαφοροποιήσεις έχουν διαχωριστεί επιμέρους ενότητες.

Χαλαρά κροκαλοπαγή (Pl-Pt): Τα βαθύτερα στρώματα αποτελούνται από χαλαρά έως ημισυνεκτικά κροκαλοπαγή με άμμους και καστανέρυθρους αργίλους. Οι κροκάλες είναι οφειολιθικής και ασβεστολιθικής σύστασης. Το χρώμα που επικρατεί στα ιζήματα αυτά είναι γενικά καστανοκίτρινο λόγω της παρουσίας των αργιλοαμμούχων υλικών.

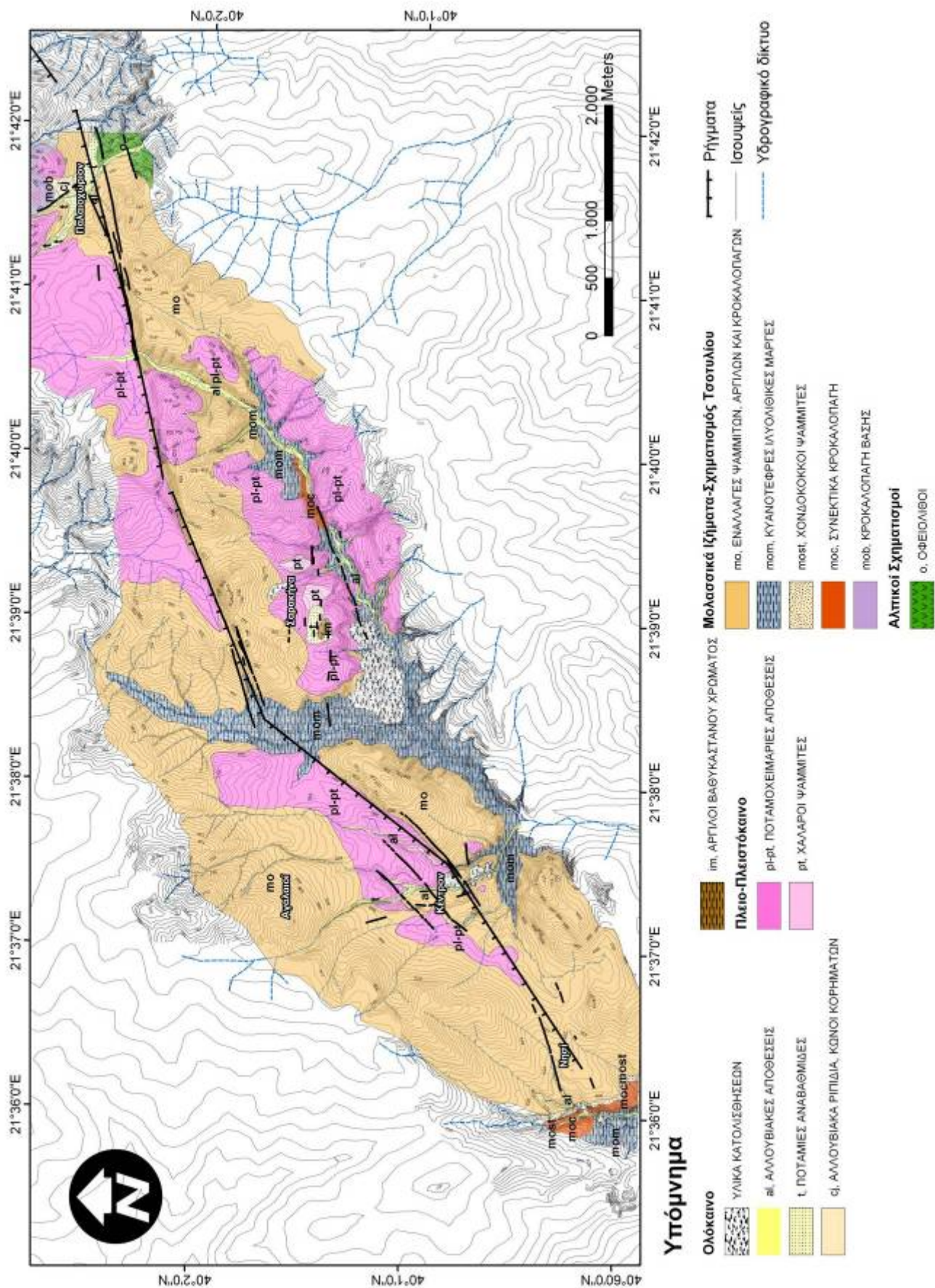
Αργιλοι βαθυκάστανου χρώματος (Im): Πρόκειται για συσσώρευση ιλυωδών αργίλων, με αραιές λατύπες και κροκάλες ποικίλης προέλευσης και οργανική ύλη που προσδίδει στο σχηματισμό ένα σκούρο καστανό χρώμα. Στα βαθύτερα μέλη η άργιλος γίνεται περισσότερο πλαστική.

Ποτάμιες Αναβαθμίδες (t): Αποτελούνται από χαλαρές αποθέσεις με άμμους χαλίκια και κροκάλες ποικίλου μεγέθους.

Αλλουβιακά ριπίδια και κώνοι κορημάτων (cj): Πρόσφατα κορήματα και χαλαρές αποθέσεις που δημιουργήθηκαν από τη δράση του ρήγματος και αποτελούνται από αργίλλους, άμμους και χαλίκια

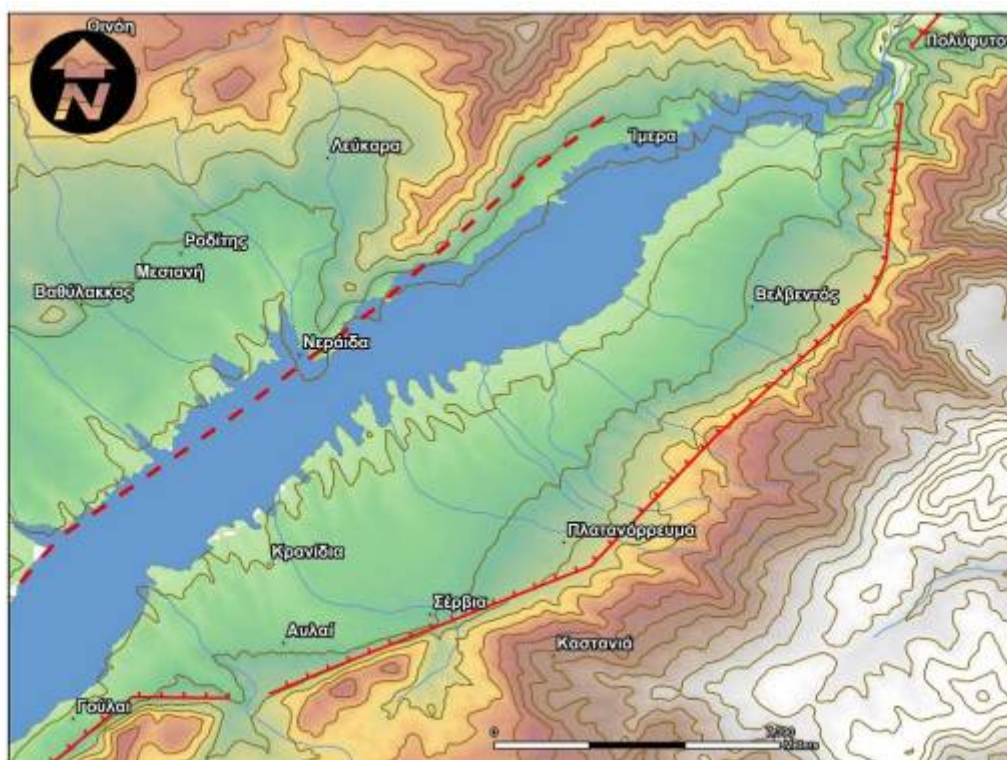
Αλλουβιακές αποθέσεις (AI): Προκύπτουν από τις διεργασίες της διάβρωσης και αποσάθρωσης των διαφόρων σχηματισμών, τα υλικά της οποίας μεταφέρονται και αποτίθενται σε θέσεις με χαμηλότερα υψόμετρα. Απαντούν επίσης στις κοίτες των χειμάρρων και αποτελούνται από κροκάλες ποικίλου μεγέθους, ψηφίδες και άμμους .

(Επόμενη σελίδα) Σχ.4.2.2.14 Ενοποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής Παλαιοχωρίου- Σαρακήνας- Κέντρου- Νησιού

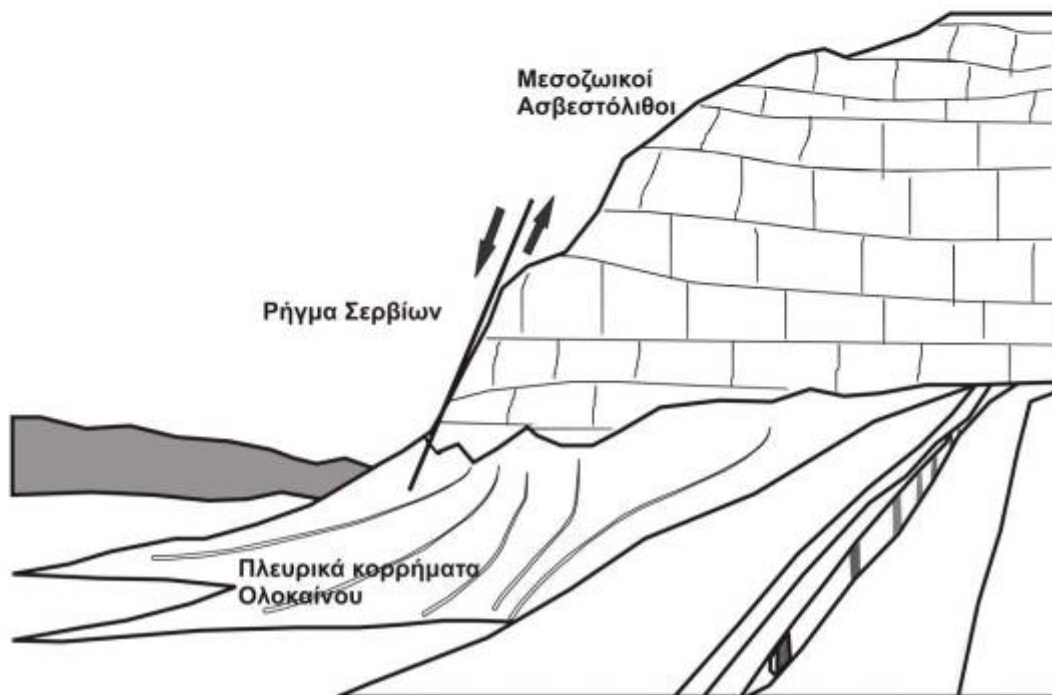


4.2.3 Ενεργό ρήγμα Σερβίων –Βελβεντού

Η συνέχεια του σεισμικού ρήγματος προς τα ανατολικά, στη ρηξιγενή ζώνη του Αλιάκμονα αποτελεί το ενεργό ρήγμα Σερβίων –Βελβεντού. Το ρήγμα έχει την ίδια διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (60°) και κλίση επιφανειακά 60° - 70° προς τα ΒΔ και συνολικό μήκος περίπου 24km. Τοποθετείται στην νότια πλευρά της τεχνίτης λίμνης Πολυφύτου με εντυπωσιακή κατοπτρική επιφάνεια στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους της Πελαγονικής ζώνης. Προφανώς η Νεοτεκτονική δράση του ρήγματος αυτού έχει προκαλέσει το βύθισμα- λεκάνη που καλύπτεται από την λίμνη του Πολυφύτου.



Σχ 4.2.3.1 Ρηξιγενής ζώνη Σερβίων –Βελβεντού αποτυπωμένη σε ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM). Ισοδιάσταση 100m.



Σχ 4.2.3.2 Λεπτομερής άποψη του ρήγματος των Σερβίων στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους.(επάνω). Στο απλοποιημένο σχήμα (κάτω) παρουσιάζεται η ρηξιγενής δομή που επηρεάζει τους ασβεστόλιθους του Μεσοζωικού, διακρίνονται και τα ολοκαινικά κορρήματα.



Σχ..4.2.3.3 Πανοραμική άποψη του ρήγματος των Σερβίων από το χωριό Αιανή στο δρόμο για το χωριό Ρύμνιο. Στη φωτογραφία διακρίνεται η ρηξιγενής δομή από το έντονο ανάγλυφο στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους καθώς και η τεχνητή λίμνη Πολυφύτου.



Σχ.4.2.3.4 Εμφάνιση του ρήγματος των Σερβίων σε χώρο αμμοληψίας έξω από το χωριό Ρύμνιο. Διακρίνονται οι κανονικές ρηξιγενείς δομές

Η κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος στους ασβεστόλιθους πάνω ακριβώς από την πόλη των Σερβίων παρουσιάζει ενδιαφέρον γιατί δείχνει επανειλημμένες δράσεις του ρήγματος (Σχ.4.2.3.5). Από τις προηγούμενες νεοτεκτονικές δράσεις έχουν δημιουργηθεί ερυθρά τεκτονικά κορήματα χαλαρά πάνω στα οποία δημιουργήθηκε με την νεότερη, ίσως πολύ πρόσφατη Ολοκαινική δράση και νέα κατοπτρική επιφάνεια σχηματίζοντας μάλιστα ένα εντυπωσιακά λειασμένο ανθρακικό επιφλοίωμα πάχους 2-3 cm.



Σχ.4.2.3.5 Ρηξιγενής «κατοπτρική» επιφάνεια του ρήγματος των Σερβίων στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους.(Στο χωριό Σέρβια).

Ενεργό ρήγμα Βερμίου-Βεργίνας

Αποτελεί την συνέχεια του ρήγματος Σερβίων –Βελβεντού στην ρηξιγενή ζώνη Αλιάκμονα, ακολουθεί την κοίτη του ποταμού Αλιάκμονα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (50° - 60°) διασχίζοντας εγκάρσια την οροσειρά του Βερμίου αποτελώντας και το φυσικό όριο ανάμεσα στα βουνά Βέρμιο και Φλάμπουρο.

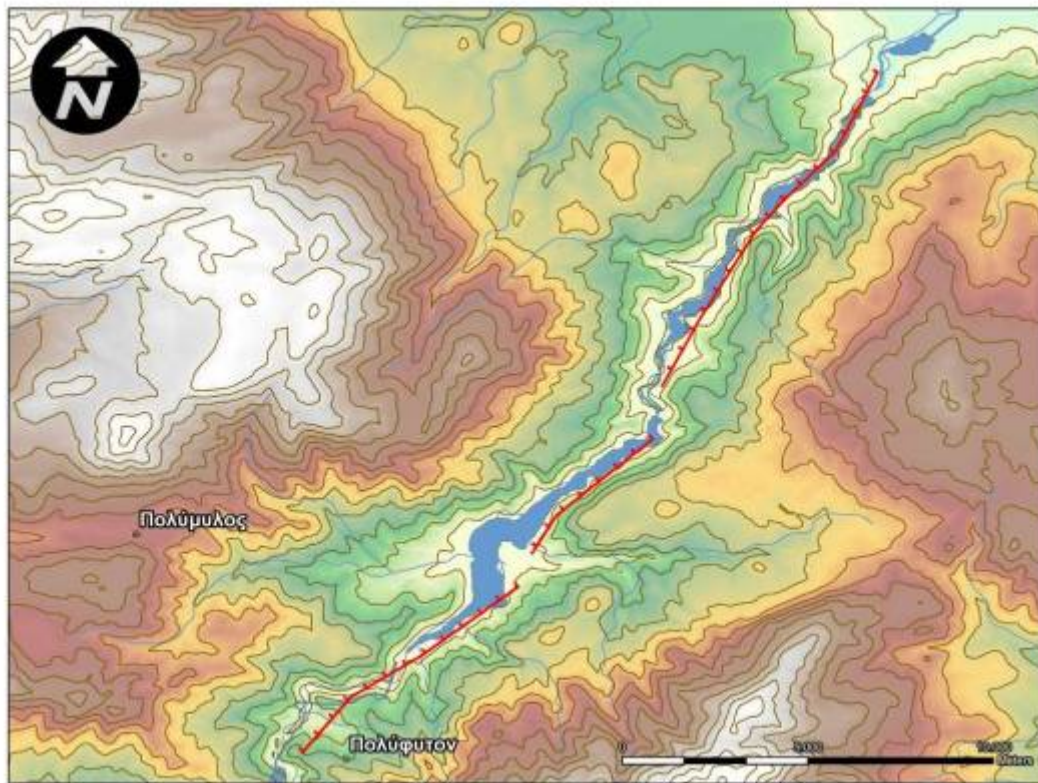
Στα παραπάνω βουνά κόβει τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης δηλαδή τα κρυσταλλοσχιστώδη και τους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους με συνολικό μήκος 20km. Φαίνεται ότι αποτελείται από δύο επιμέρους αυτόνομα τμήματα που χωρίζουν δυτικά του χωριού Πολύδενδρο όμως δεν έχει απόλυτα διευκρινιστεί διότι αποτελεί ένα πολύ λίγο μελετημένο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα.



Σχ.4.2.4.1 Έντονη κατά βάθος διάβρωση του ποταμού Αλιάκμονα που οφείλεται στην τεκτονική δράση του ρήγματος Βερμίου - Βεργίνας στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους της Πελαγονικής ζώνης.

Υπάρχουν υπόνοιες ότι η ρηξιγενής γραμμή αυτή δεν σταματά στους πρόποδες του Βερμίου κοντά στην Βεργίνα αλλά συνεχίζεται πιο ανατολικά μέσα στις τεταρτογενείς αποθέσεις της λεκάνης Βεροίας –Θεσσαλονίκης όπου έχουν

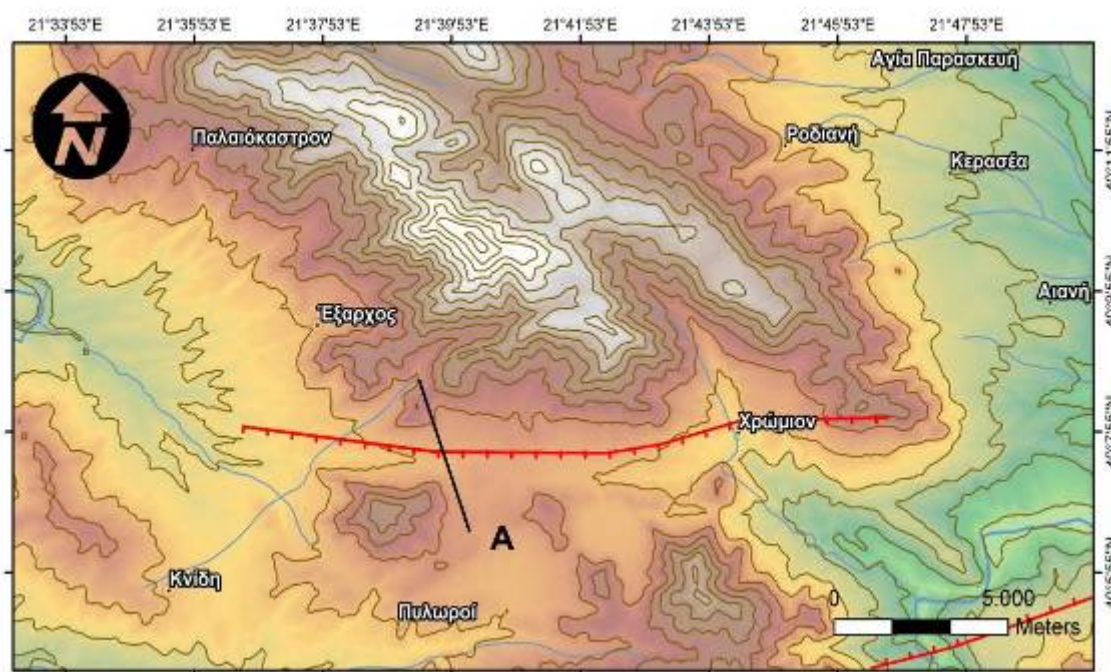
εντοπισθεί παλαιότερα με γεωφυσικές διασκοπήσεις δύο σχεδόν παράλληλες τεκτονικές γραμμές καλυμμένες τελείως από προσχώσεις της πεδιάδας. Ενδεχόμενη σύνδεση των γραμμών αυτών με την μεγάλη ρηξιγενή ζώνη Αλιάκμονα θα πρόσθετε στην τελευταία μεγαλύτερο μήκος και μεγαλύτερη επικινδυνότητα. Η σύνδεση όμως αυτή δεν αποδείχθηκε με υπαίθρια παρατήρηση.



Σχ 4.2.4.2 Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου όπου απεικονίζεται το τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης Βερμίου – Βεργίνας. Ισοδιάσταση 100m.

4.2.4 Σεισμικό ρήγμα Χρωμίου-Κνίδης

Με το σεισμό της 13/5/1995 στην περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών που προκλήθηκε όπως προαναφέρθηκε από το ρήγμα Ρύμνιο-Σαρακήνας- Νησιού δημιουργήθηκαν πολλές επιφανειακές ρωγμές και διαρρήξεις ως εκδηλώσεις μικρών αντιθετικών ρηγμάτων στο βυθισμένο τέμαχος. Μια σειρά από τέτοια αντιθετικά ρήγματα τοποθετούνται ασυνεχώς ως διακοπτόμενες επιφανειακές διαρρήξεις μήκους 100 έως 1000 m κατά μήκος της ρηξιγενούς γραμμής διεύθυνσης Α-Δ που είχε παλιά εντοπισθεί με αεροφωτογραφίες (ΙΓΜΕ) ως πιθανό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης του αλπικού υποβάθρου που καλύπτεται από τα νέα ιζήματα.

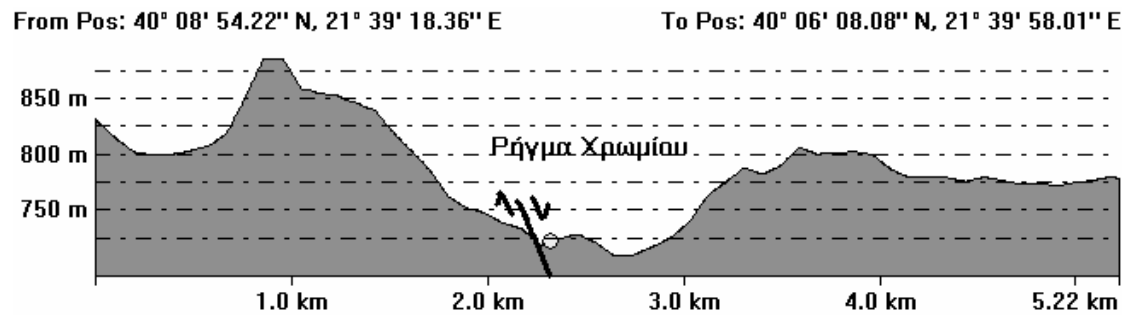


Σχ 4.2.5.1 Η ρηξιγενής ζώνη Χρωμίου όπως αποτυπώνεται σε ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM). Ισοϋψείς ανά 100m

Το μήκος του ρήγματος αυτού υπολογίζεται χονδρικά στα 15km και τοποθετείται στη θέση του «διαδρόμου» της οφειολιθικής μάζας του Βούρινου κοντά στο χωριό Κνίδη. Αν και δεν υπάρχει καμία παρατήρηση ότι το ρήγμα, που στο μεγαλύτερο μήκος τους είναι καλυμμένο από νέα τεταρτογενή ιζήματα, έχει πρόσφατη (ενεργό) τεκτονική δράση φαίνεται ότι δραστηριοποιήθηκε δευτερογενώς κατά το σεισμό της 13/5/1995 και προκάλεσε αντιθετικές μεταπτώσεις προς Νότο κατά διαστήματα ασυνεχώς σε όλο το μήκος του.

Λειτουργήσε αρχικά ως δευτερεύον αντιθετικό ρήγμα παρόλο που αρχικά είχε δημιουργηθεί ως ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Μετά το σεισμό δημιουργήθηκαν εντυπωσιακές επιφανειακές διαρρήξεις με ανοίγματα 10-20cm. βόρεια του χωριού Κνίδη στο ύψωμα Σαμαρά ράχη, καθώς επίσης ΝΑ του χωριού Χρώμιο.

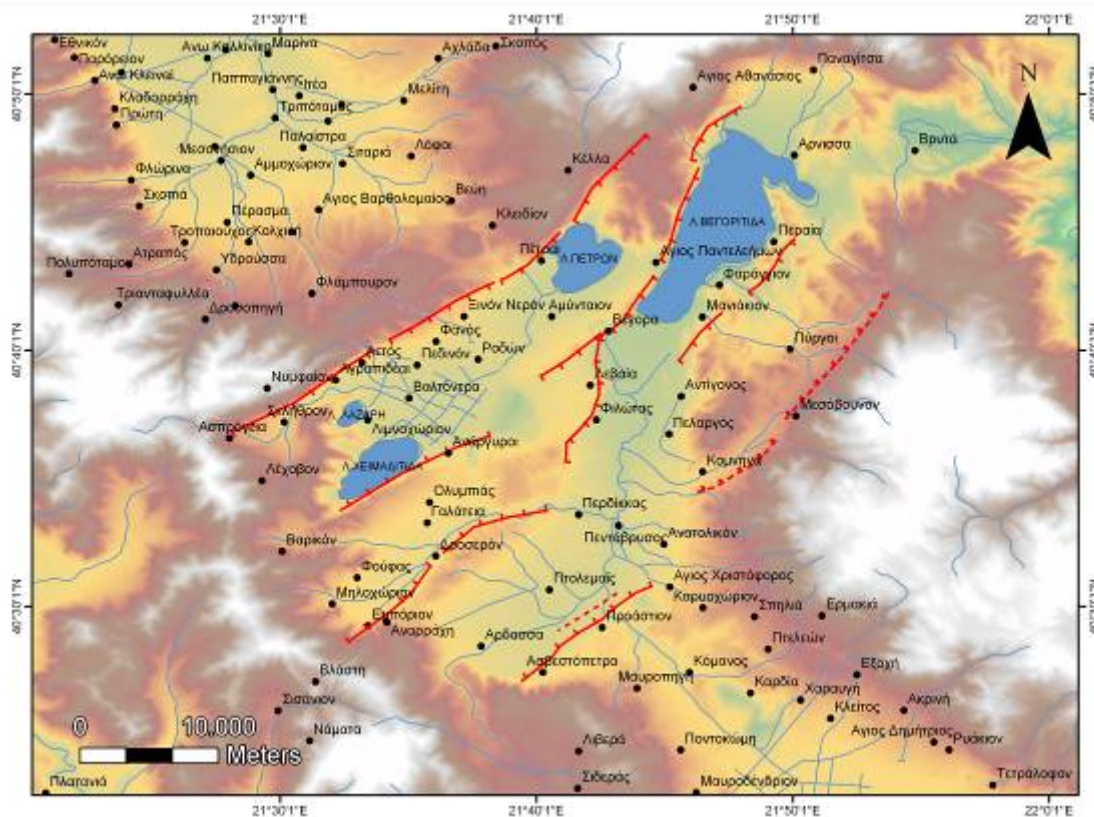
A)



Σχ 4.2.5.2 Διογκωμένη μορφολογική τομή (2x) που εξήχθησαν από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM). Φαίνεται χαρακτηριστικά η ρηξιγενής δομή του Χρωμίου από την έντονη μορφολογία στο ανάγλυφο.

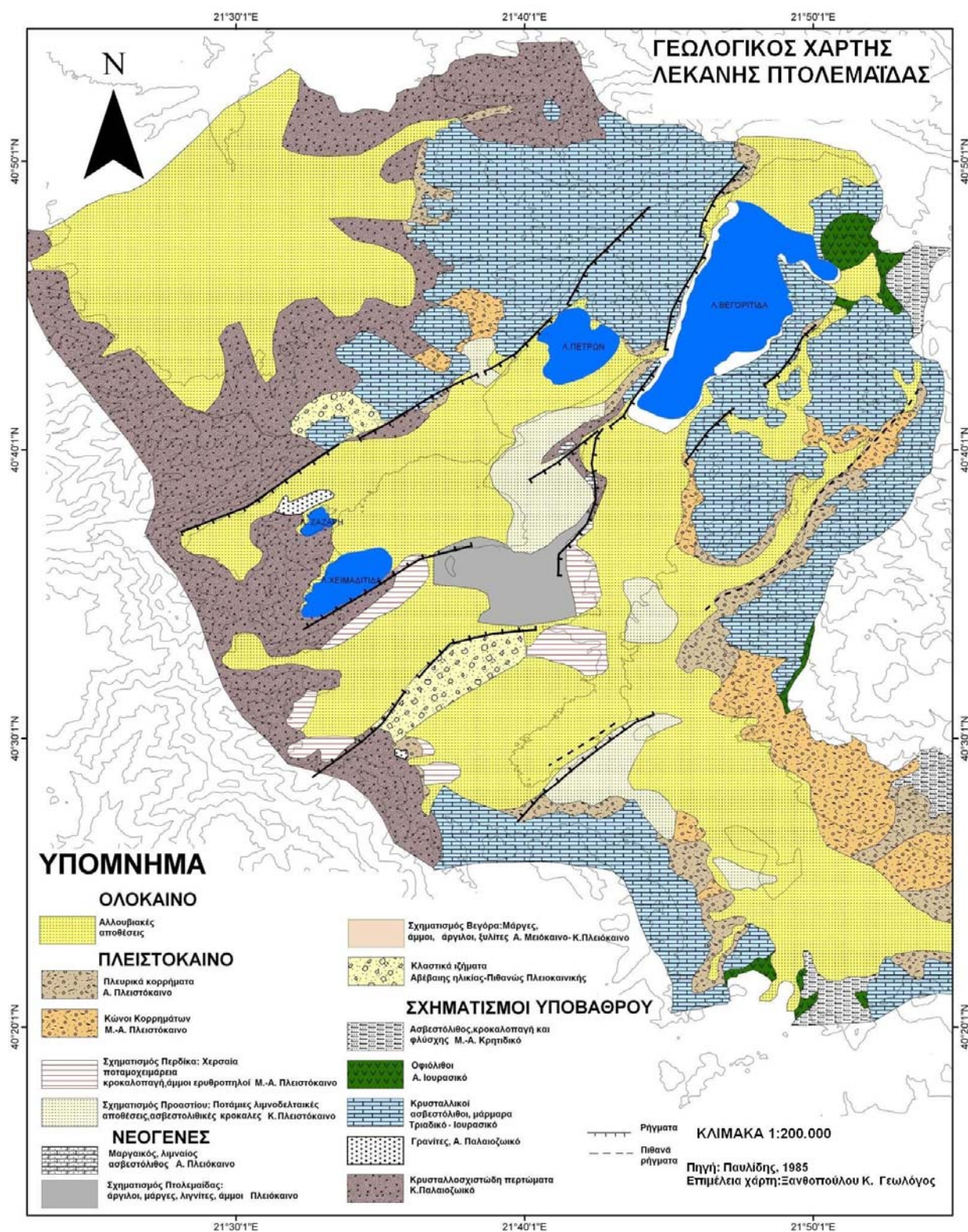
4.3 Λεκάνη Πτολεμαΐδας

Στην μεγάλη λεκάνη Πτολεμαΐδας έχουν εντοπισθεί με γεωλογικές έρευνες (Κουκουζας et al 1981,1983, Μουντράκης 1983, Παυλίδης 1985, Pavlides & Mountrakis 1987) μια ομάδα έξι μεγάλων ενεργών ρηγμάτων τα οποία περιγράφονται παρακάτω από Νότο προς Βορρά, το ρήγμα Κομνηνών-Ασβεστόπετρας με πιθανή συνέχεια μέχρι το χωριό Πύργοι, το ρήγμα Εμπορίου- Περδίκας (Μπορντό), το ρήγμα Χειμαδίτιδας- Αναργύρων, το ρήγμα Περαιάς - Μανιάκι, το ρήγμα Βεγορίτιδα- Αγ. Παντελεήμονα και το ρήγμα Νυμφαίου- Ξινού Νερού- Λίμνης Πετρών.



Σχ 4.3.1 Κυριότερα ρήγματα στη λεκάνη Φλώρινας – Πτολεμαΐδας (Νεοτεκτονικός Χάρτης, Παυλίδης 1985)

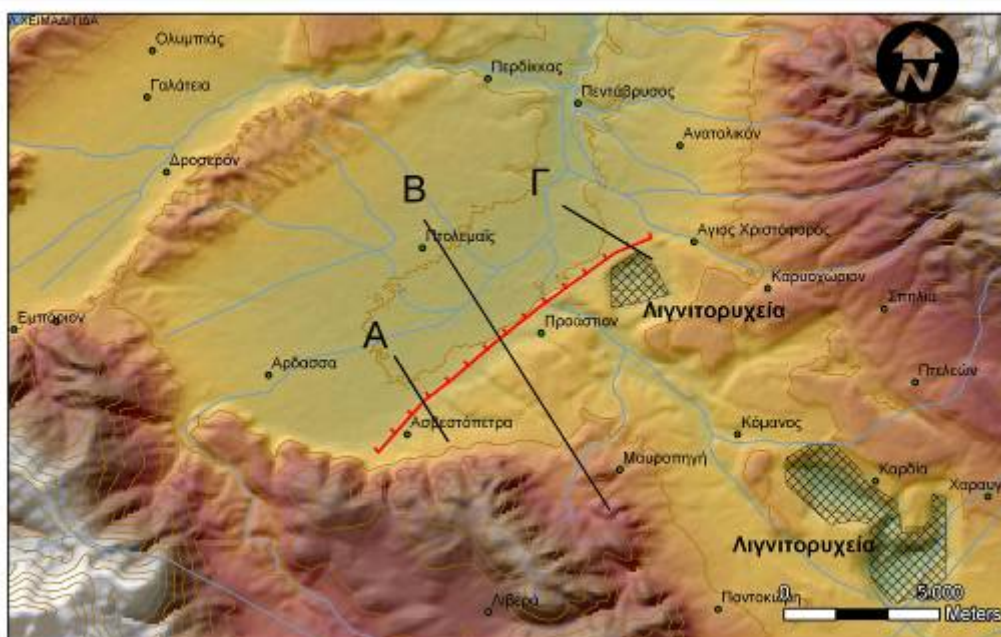
Τα ρήγματα αυτά με γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (από 40° -60°) διασχίζουν εγκάρσια τη μεγάλη λεκάνη που έχει διάταξη ΒΔ-ΝΑ και έχει δημιουργηθεί από το Μειόκαινο και την έχουν τεμαχίσει με την Τεταρτογενή Νεοτεκτονική δράση τους σε μικρότερες λεκάνες που διαχωρίζονται από εξάρματα στην ίδια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση των ρηγμάτων.



Σχ 4.3.2 Γεωλογικός χάρτης της λεκάνης της Πτολεμαΐδας (Παυλίδης, 1985)

4.3.1 Ενεργό ρήγμα Προαστίου – Ασβεστόπετρας

Το ρήγμα αυτό εντοπίζεται στην λεκάνη Κομνηνών και πιθανόν συνδέεται με ορισμένα μικρότερα ρήγματα στην λεκάνη Πτολεμαΐδας ίδιας διεύθυνσης και αποκτά μεγάλο μήκος. Το ενεργό ρήγμα Προαστίου –Ασβεστόπετρας έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (40°) με κλίση και μετάπτωση προς ΒΔ και αποτελεί το νοτιοανατολικό κράσπεδο της λεκάνης Κομνηνών, που είναι μια μικρότερη λεκάνη, δορυφορική στη μεγάλη λεκάνη Φλώρινας -Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας. Το ρήγμα στην πορεία της γεωλογικής εξέλιξης είναι αυτό που έχει κόψει την ανθρακική μάζα των πετρωμάτων του υποβάθρου (Ασβεστόλιθοι Μεσοζωικού) και έχει δημιουργήσει την λεκάνη των Κομνηνών.

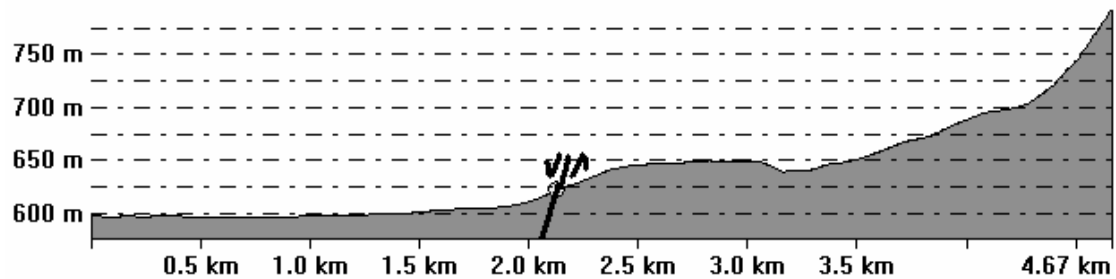


Σχ 4.3.1.1 Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου όπου αποτυπώνεται η ρηξιγενής δομή Κομνηνών – Ασβεστόπετρας. Ισοϋψείς ανά 20m. Με τη γραμμοσκιασμένη επιφάνεια διακρίνονται τα λιγνιτορυχεία της Πτολεμαΐδας (επάνω) Στις διογκωμένες μορφολογικές τομές Α, Β Γ, (επόμενη σελίδα) φαίνεται χαρακτηριστικά το ρήγμα από την έντονη μορφολογία στο ανάγλυφο.

Α)

From Pos: 40° 29' 09.84" N, 21° 40' 04.40" E

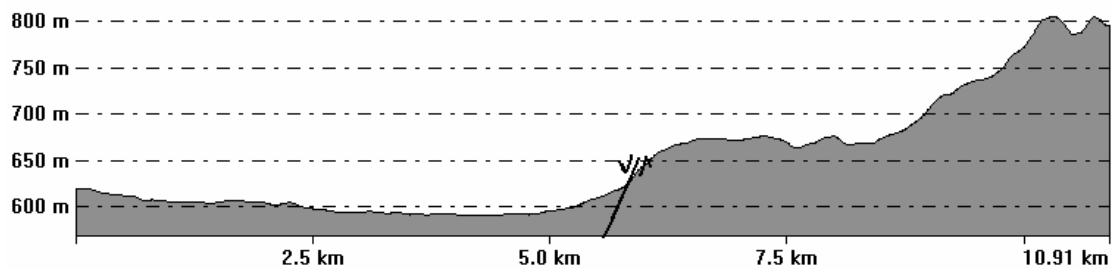
To Pos: 40° 27' 04.89" N, 21° 41' 55.69" E



Β)

From Pos: 40° 31' 38.15" N, 21° 40' 03.03" E

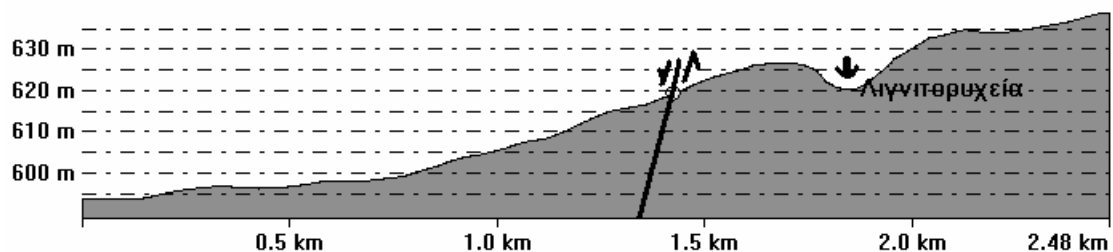
To Pos: 40° 26' 24.78" N, 21° 43' 35.88" E



Γ)

From Pos: 40° 31' 08.29" N, 21° 43' 15.09" E

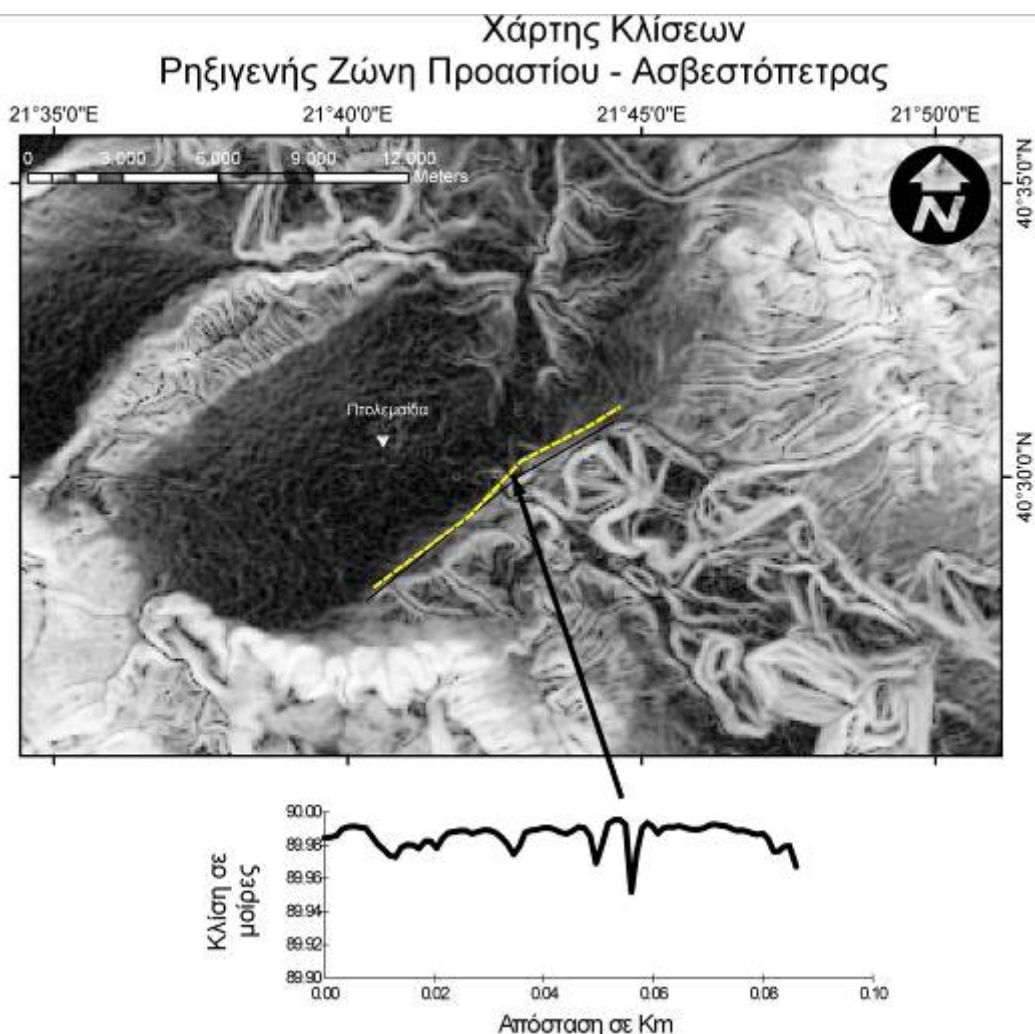
To Pos: 40° 30' 23.38" N, 21° 44' 42.30" E



Το συνολικό άλμα του ρήγματος στη γεωλογική εξέλιξη στην περίοδο του Πλειό- τεταρτογενούς είναι πολύ μεγάλο περίπου 400m στην περιοχή των ιζημάτων Πτολεμαΐδας- Προαστίου αλλά δεν έχει υπολογισθεί το πρόσφατο Ολοκαινικό άλμα (Παυλίδης, 1985).

Το μήκος του υπολογίζεται σε 18km (επιφανειακό ίχνος σε μήκος 8 Km) κατά μήκος της λεκάνης των Κομνηνών αλλά υπάρχουν υπόνοιες ότι το ρήγμα συνεχίζεται προς τα ΝΔ διασχίζοντας εγκάρσια τη μεγάλη λεκάνη του Αμυνταίου- Πτολεμαΐδας και πιθανότατα συνδέεται με ορισμένα μικρότερα ρήγματα μέσα στα ιζήματα της λεκάνης και ίσως φτάνει μέχρι το χωριό Ασβεστόπετρα στην άλλη πλευρά της λεκάνης. Το τμήμα του ρήγματος που βρίσκεται μέσα στην λεκάνη καθώς και το τμήμα του ρήγματος στην έξοδο της λεκάνης των Κομνηνών ανατολικά του χωριού

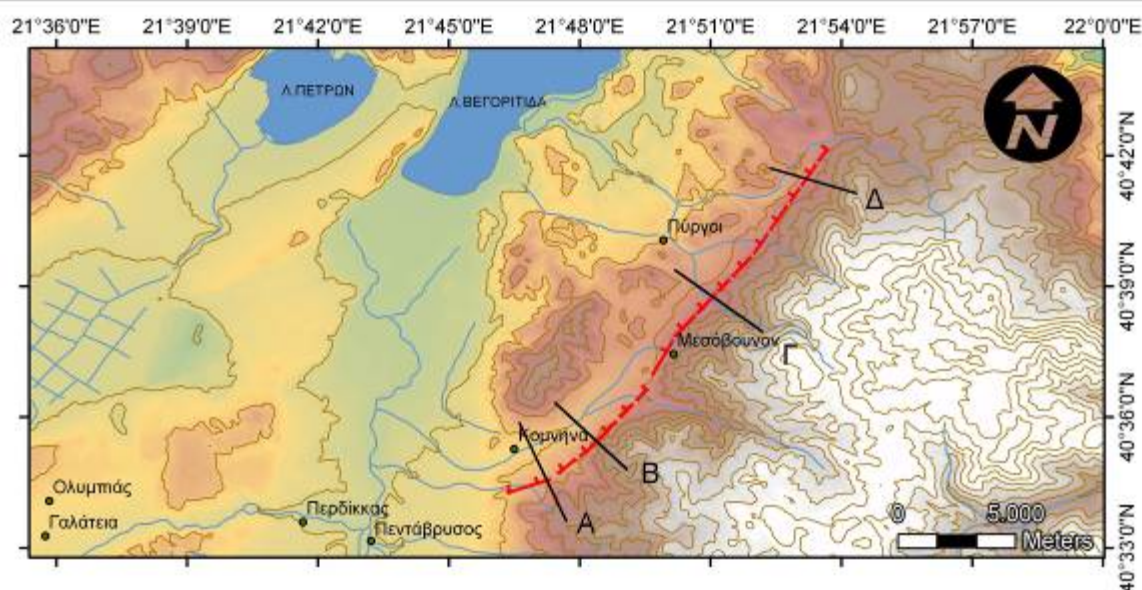
Ανατολικό, επηρεάζουν Πλειστοκαινικά ιζήματα και για τον λόγο αυτό το ρήγμα θεωρείται γεωλογικά ενεργό, καθώς επίσης και διότι το ρήγμα έχει την ίδια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση των άλλων μεγάλων ενεργών ρηγμάτων της Δυτικής Μακεδονίας και το πεδίο των τάσεων που υπολογίσθηκε από τις ρηξιγενείς επιφάνειες της διεύθυνσης αυτής στην περιοχή, ταυτίζεται με το ενεργό εφελκυστικό πεδίο διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (Παυλίδης 1985).



Σχ. 4.3.1.2 Προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρσανούς κατά μήκος των τμημάτων του ρήγματος Προαστίου – Ασβεστόπετρας, με βάση τον χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Η μέση τιμή κλίσης που προκύπτει από τη τομή που εξήχθησαν είναι περίπου 89 μοίρες.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι αν θεωρηθεί ως ενιαία τεκτονική γραμμή Κομνηνών –Ασβεστόπετρας τότε το συνολικό μήκος του ρήγματος φθάνει τα 30 km και για το λόγο αυτό θεωρείται σημαντικό και θα πρέπει να ληφθεί σοβαρά υπ' όψη δεδομένου ότι η συνέχεια του μέσα στην λεκάνη της Πτολεμαΐδας αποτελεί το πλησιέστερο σημαντικό ρήγμα στην πόλη της Πτολεμαΐδας.

Πιθανή ρηξιγενής ζώνη Ανατολικού – Πύργων

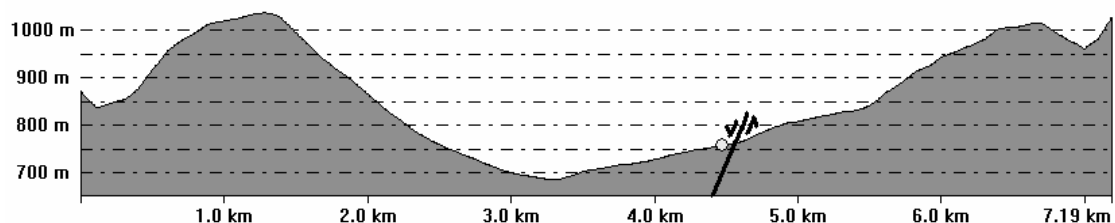


Σχ.4.3.1.3 Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου όπου απεικονίζεται η πιθανή ρηξιγενής ζώνη Ανατολικού – Πύργων. Ισοϋψείς ανα 100m.(επάνω). Διογκωμένες μορφολογικές τομές Α, Β, Γ, Δ (κάτω) όπου φαίνεται η ρηξιγενής ζώνη από την έντονη μορφολογία στο ανάγλυφο

A)

From Pos: 40° 37' 12.40" N, 21° 46' 37.13" E

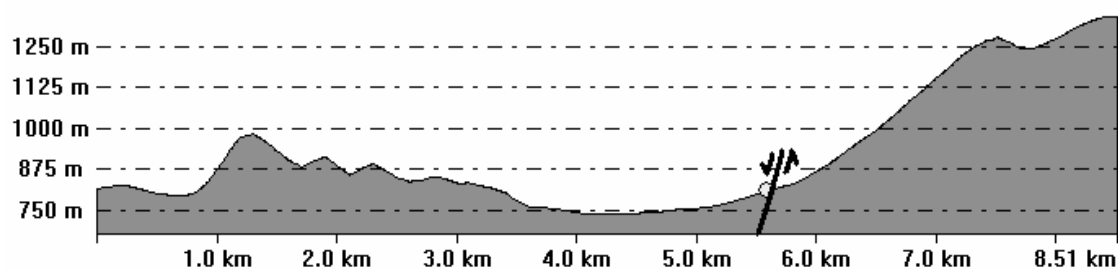
To Pos: 40° 33' 33.38" N, 21° 48' 19.80" E



B)

From Pos: 40° 39' 00.20" N, 21° 47' 35.31" E

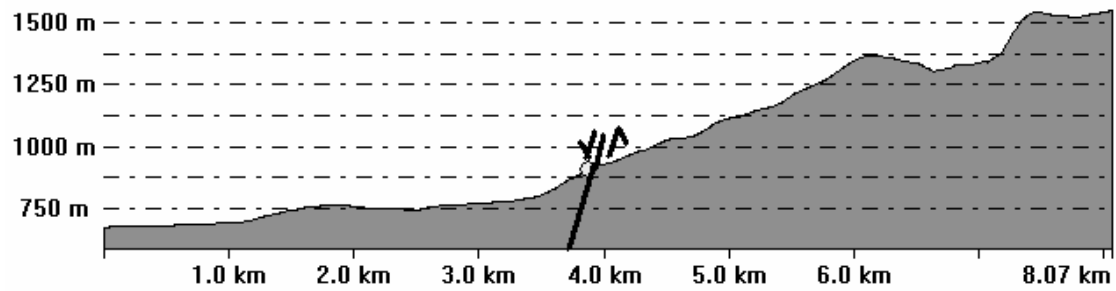
To Pos: 40° 34' 45.25" N, 21° 49' 52.20" E



Γ)

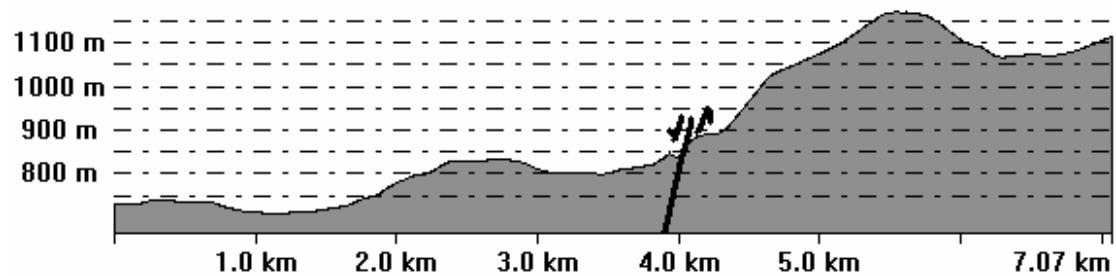
From Pos: 40° 40' 25.76" N, 21° 49' 16.26" E

To Pos: 40° 37' 39.78" N, 21° 53' 41.49" E



Δ)

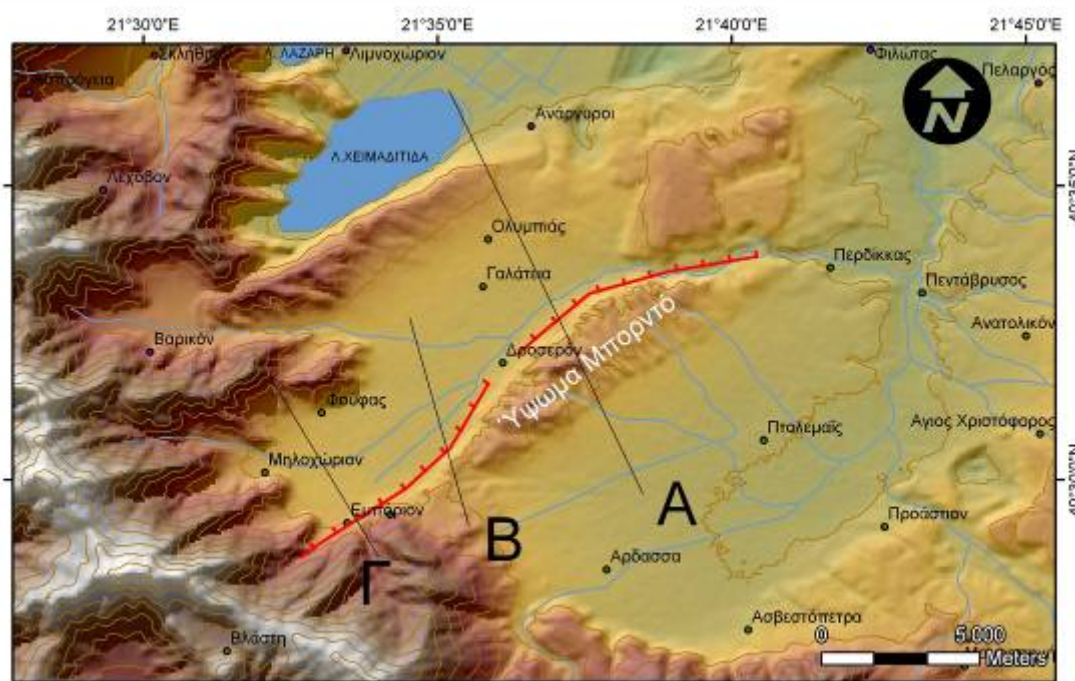
From Pos: 40° 42' 44.36" N, 21° 50' 50.37" E To Pos: 40° 41' 20.51" N, 21° 55' 31.00" E



Σχ 4.3.1.4. Η πιθανή ρηξιγενής ζώνη Ανατολικού – Πύργων (με μαύρα βέλη)

4.3.2 Ενεργό ρήγμα Εμπορίου-Περδίκας (ύψωμα Μπορντό)

Είναι το δεύτερο από τα έξι ενεργά ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης που κόβουν εγκάρσια την λεκάνη Φλώρινας - Αμυνταίου- Πτολεμαΐδας και παρατηρείται μεταξύ του χωριού Εμπόριο στους πρόποδες του όρους Ασκίου (Σινιάτσιακου) και του χωριού Περδίκας στη μέση της λεκάνης. Κυρίως παρατηρείται κατά μήκος του βορειοδυτικού βυθίσματος του υψώματος Μπορντό και προφανώς το εν λόγω βύθισμα οφείλεται στο μεγάλο αυτό εγκάρσιο ρήγμα που αποτελεί το όριο μεταξύ των Πλειοκαινικών ιζημάτων του υψώματος Μπορντό και των αντίστοιχων Πλειστοκαινικών του βυθίσματος. Το ρήγμα έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (50°) μετάπτωση προς ΒΔ και συνολικό μήκος 15km.



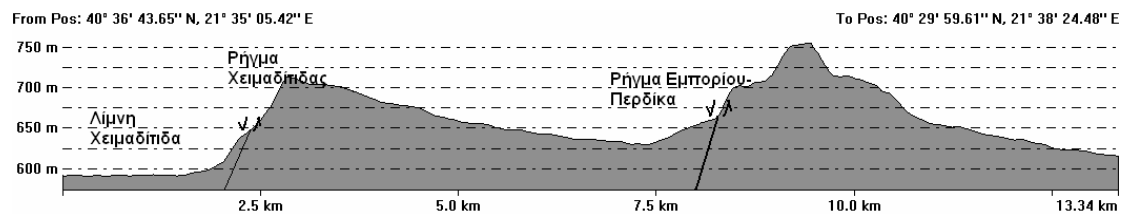
Σχ 4.3.2.1 Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM). Διακρίνεται η ρηξιγενής δομή Εμπορίου -Περδίκας (ύψωμα Μπορντό) και οι μορφολογικές τομές Α, Β,Γ. Ισοϋψείς ανά 100m

Μια σειρά μετρήσεων και παρατηρήσεων που έγιναν σε μικρά παράλληλα ρήγματα πλησίον του μεγάλου ρήματος οδήγησαν στο συμπέρασμα (Παυλίδης 1985) ότι το ρήγμα Μπορντό αντιπροσωπεύει την πλέον πρόσφατη Ανω-Τεταρτογενή έως και σύγχρονη δράση για τους εξής λόγους: Η μορφοτεκτονική εικόνα του

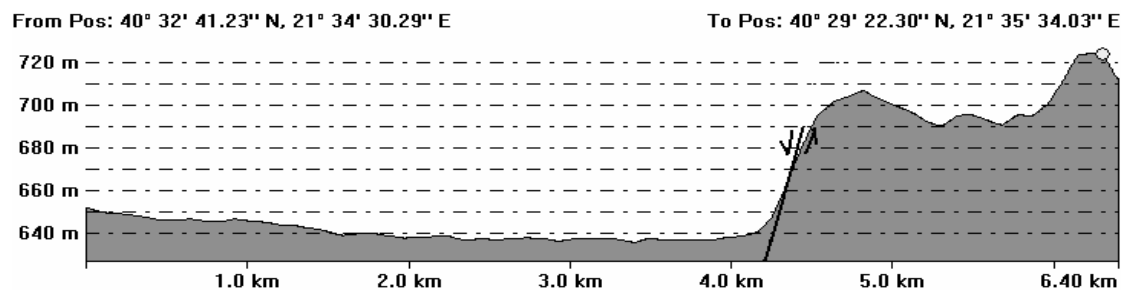
εξάρματος είναι ενδεικτική της πρόσφατης τεκτονικής. Οι ρηξιγενείς επιφάνειες επηρεάζουν σύγχρονες χερσαίες αποθέσεις

Τα επίκεντρα μιας σειράς μικρών σεισμών της 25/10/1982 εντοπίζονται στην περιοχή του ρήγματος αυτού

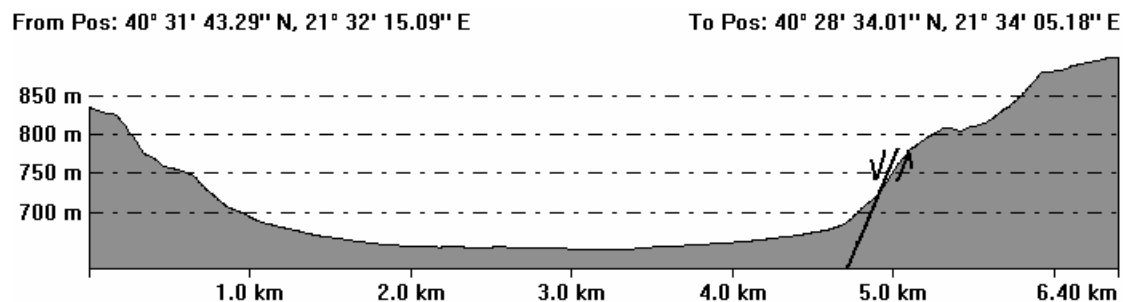
A)



B)



Γ)



Σχ 4.3.2.2 Υπερυψωμένες μορφολογικές τομές που κατασκευάστηκαν από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Διακρίνεται η ρηξιγενής δομή από τη έντονη μορφολογική κλίση στο ανάγλυφο.



Σχ 4.3.2.3 Πλειοκαινικά ιζήματα του Υψώματος Μπορντό στο χωριό Δροσερό



(φωτογραφία 1)

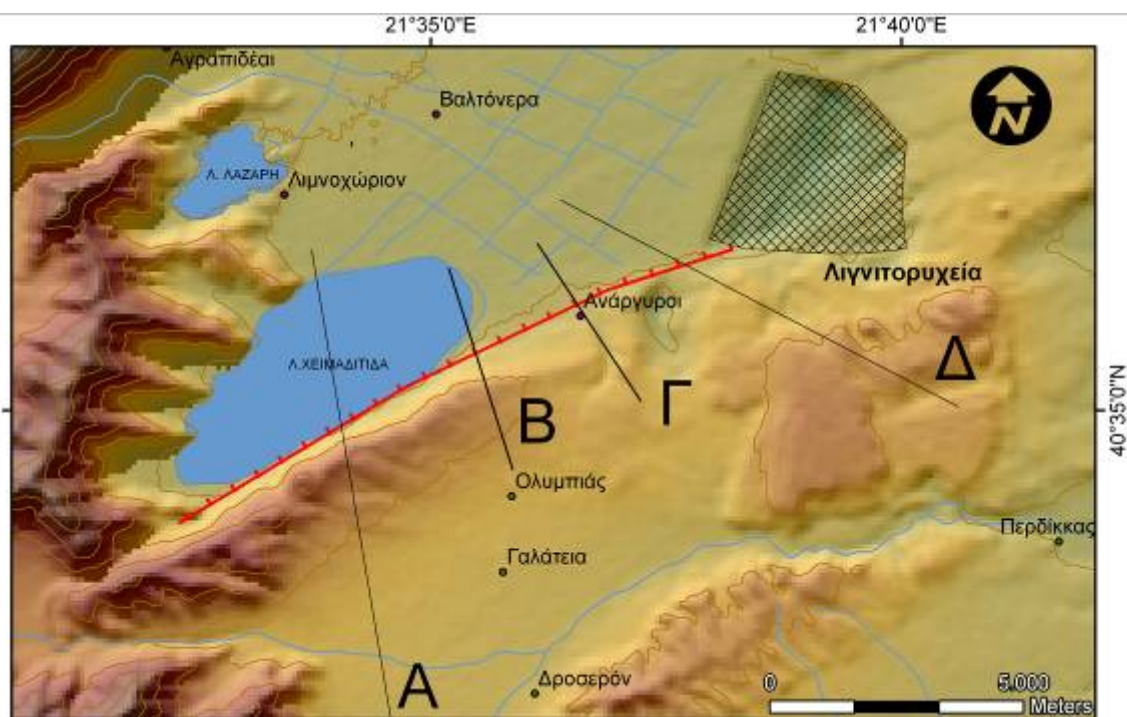


(φωτογραφία 2)

Σχ 4.3.2.4 Πανοραμική άποψη του υψώματος Μπορντό επάνω (φωτογραφία 1) και κάτω (φωτογραφία 2) από το χωριό Ολυμπιάδα. Όριο Πλειοκαινικών ιζημάτων στο ύψωμα Μπορντό και Πλειστοκαινικών του βυθίσματος .

4.3.3 Ενεργό ρήγμα Χειμαδίτιδας – Αναργύρων

Πρόκειται για το αμέσως επόμενο προς Βορρά μεγάλο κανονικό ρήγμα της μεγάλης λεκάνης Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας που τοποθετείται στην νότια πλευρά της λίμνης Χειμαδίτιδας. Έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (60°) και μετάπτωση προς τα ΒΑ και προφανώς έχει δημιουργήσει το βύθισμα της λίμνης της Χειμαδίτιδας ως ένα μεταγενέστερο (Τεταρτογενές) εσωτερικό βύθισμα μέσα στην λεκάνη Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας Μουντράκης 1983).

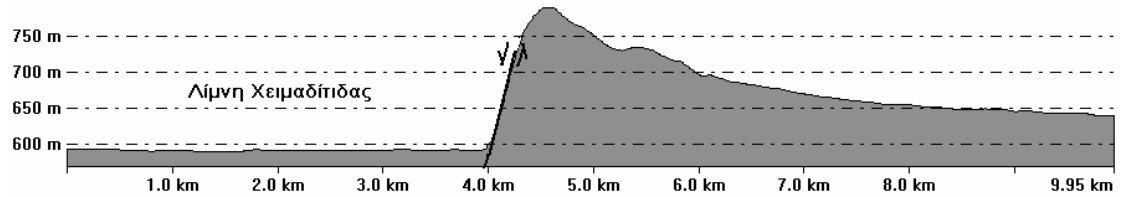


Σχ.4.3.3.1 Η ρηξιγενής δομή Χειμαδίτιδας -Αγ. Αναργύρων αποτυπωμένη σε ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Ισοϋψείς ανά 20m. Με τη γραμμοσκιασμένη επιφάνεια διακρίνονται τα λιγνιτορυχεία..

A)

From Pos: 40° 36' 55.47" N, 21° 33' 40.67" E

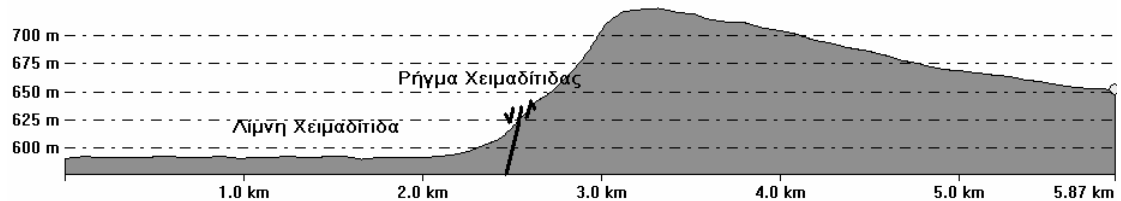
To Pos: 40° 31' 36.18" N, 21° 34' 31.91" E



B)

From Pos: 40° 36' 51.01" N, 21° 34' 52.16" E

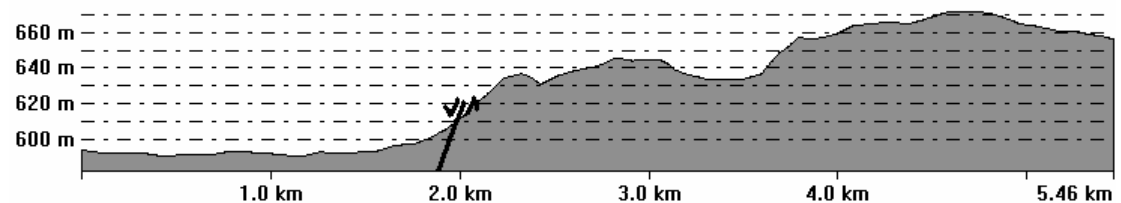
To Pos: 40° 33' 50.49" N, 21° 36' 10.01" E



Γ)

From Pos: 40° 37' 17.53" N, 21° 36' 33.11" E

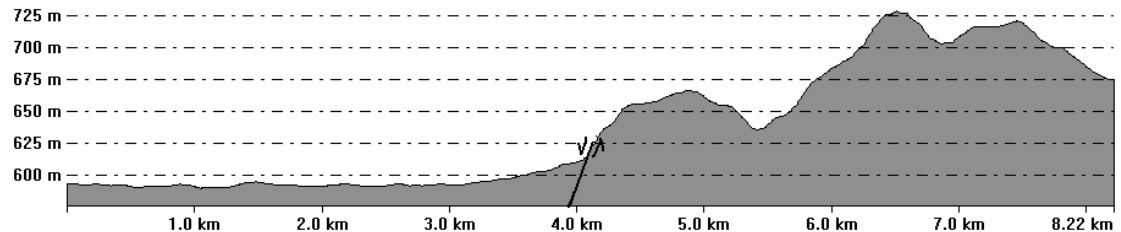
To Pos: 40° 34' 29.85" N, 21° 37' 45.83" E



Δ)

From Pos: 40° 37' 46.71" N, 21° 35' 38.92" E

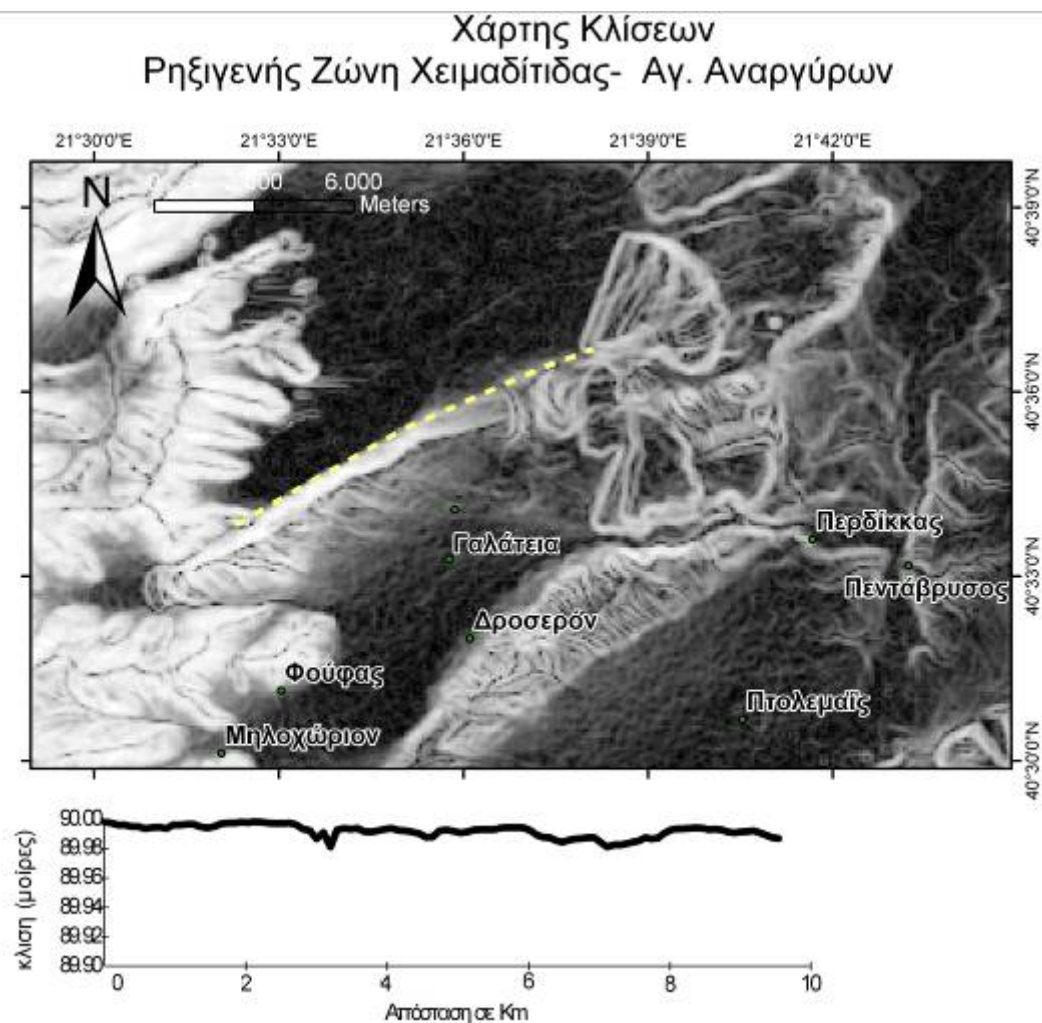
To Pos: 40° 35' 11.01" N, 21° 40' 22.73" E



Σχ.4.3.3.2 Διογκωμένες μορφολογικές τομές Α, Β, Γ, Δ που προέκυψαν από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Φαίνεται η ρηξιγενής δομή Χειμαδίτιδας _Αναργύρων από την έντονη μορφολογία

Το συνολικό άλμα του ρήγματος στην Νεοτεκτονική του δράση υπολογίσθηκε με την γεωτρητική διερεύνηση των λιγνιτικών στρωμάτων εκατέρωθεν του σε 130m (Koukoulas et al. 1981).

Το ρήγμα διασχίζει ολόκληρη την Πλειοκαινική και Τεταρτογενή σειρά των ιζημάτων μέχρι τα πλέον πρόσφατα Ολοκαινικά και έτσι χαρακτηρίζεται ως γεωλογικά ενεργό ρήγμα.



Σχ 4.3.3.3. Προφίλ κλίσεων του μορφολογικού πρσανούς κατά μήκος του ρήγματος Χειμαδίτιδας – Αγ. Αναργύρων με βάση τον χάρτη κλίσεων από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Οι μέση τιμή της κλίσης κυμαίνεται 90° - 89°

4.3.4 Ενεργό ρήγμα Περαίας –Μανιάκι

Το ρήγμα βρίσκεται ανατολικά της λίμνης Βεγορίτιδα, έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (περίπου 40°), κλίση 75° - 80° και μετάπτωση προς τα ΝΑ. Τοποθετείται παράλληλα στον επιμήκη άξονα την λίμνης Βεγορίτιδας και έχει συνολικό μήκος 12km. Παρατηρείται στο ύπαιθρο κατά μήκος του εθνικού δρόμου Θεσσαλονίκης – Πτολεμαΐδας.



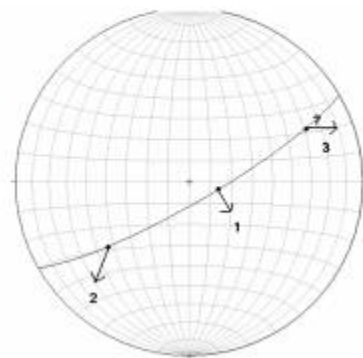
Σχ.4.3.4.1 Κανονική ρηξιγενής δομή Περαίας – Μανιάκι στους τριαδικοιουρασικούς ασβεστολίθους.. Φαίνονται τα σύγχρονα πλευρικά χερσαία κορήματα που καλύπτουν την κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος.

Όμως οι ρηξιγενείς κατοπτρικές επιφάνειες του καλύπτονται από σύγχρονα πλευρικά κορήματα κατοπτρικές Βούρμιας ηλικίας ή ακόμα νεότερα. Η αφαίρεση των κορημάτων αυτών με τεχνητό τρόπο από ορισμένες θέσης κατοπτρικής επιφάνειας οδήγησε στη λεπτομερή μικροτεκτονική μελέτη του ρήγματος (Παυλίδης 1985) που οδήγησε στον χαρακτηρισμό του ως γεωλογικά ενεργού. Εντοπίστηκαν τρεις προσανατολισμοί κίνησης (Σχ 4.3.4.3). Ο πρώτος και παλαιότερος διακρίνεται

αμυδρά με διεύθυνση $55^\circ / 85^\circ$ NA και pitch 40° A, ο δεύτερος είναι αποτυπωμένος στην ίδια την ρηξιγενή επιφάνεια, $60^\circ / 80^\circ$ NA με pitch 50° NA. Η νεότερη από τις κινήσεις που διακρίθηκαν πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος είναι κίνηση κανονικού ρήγματος που συμφωνεί με το σύγχρονο πεδίο τάσεων με $60^\circ / 80^\circ$ και pitch 86° NA.

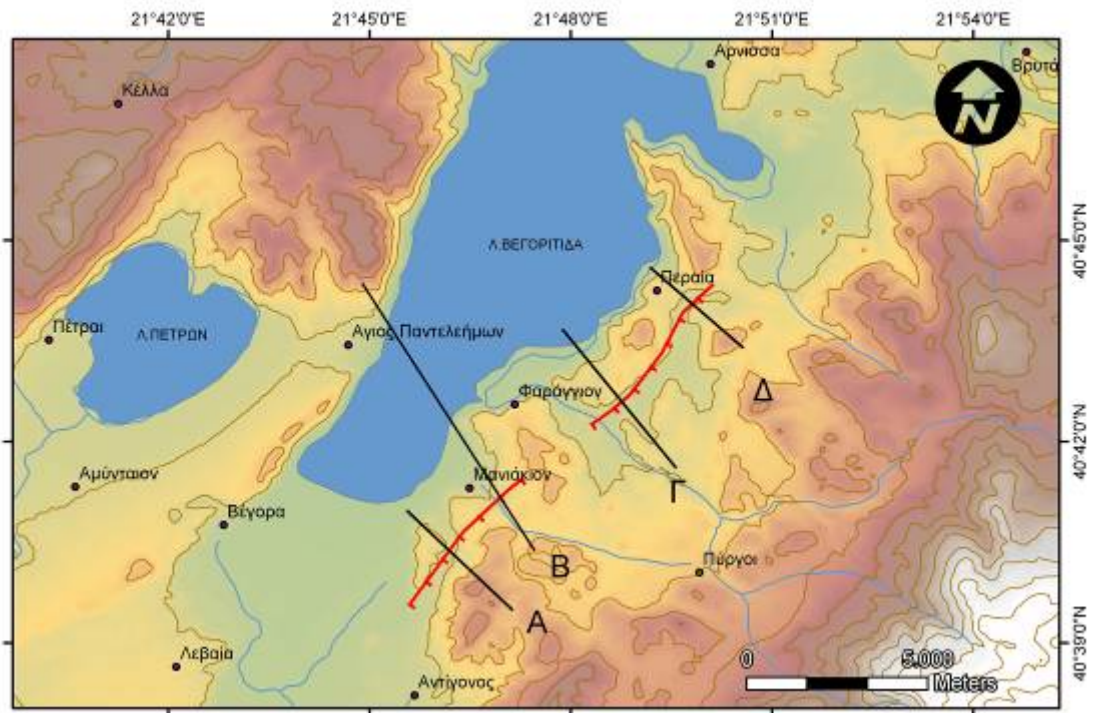


Σχ.4.3.4.2 Καθρέφτης της ρηξιγενούς ζώνης Περαίας _Μανιάκι στους ασβεστόλιθους και πλευρικά κορήματα στο δρόμο για το χωριό Περαία.



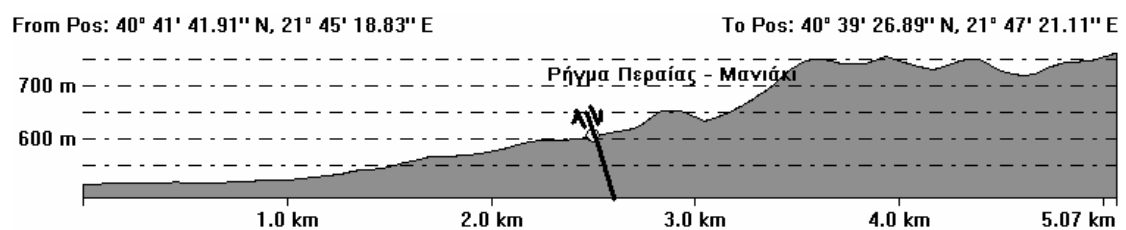
Σχ 4.3.4.3 Γραμμές τεκτονικής ολίσθησης 1.Νεότερη κανονική κίνηση, 2, παλαιότερη κανονική κίνηση με δεξιόστροφη συνιστώσα, 3. αβέβαιης ηλικίας και φοράς αμυδρά διακρινόμενη.(Παυλίδης 1985)

Το άλμα του ρήγματος μέσα στα ασβεστολιθικά πετρώματα εκτιμήθηκε από 2m μέχρι 15m.

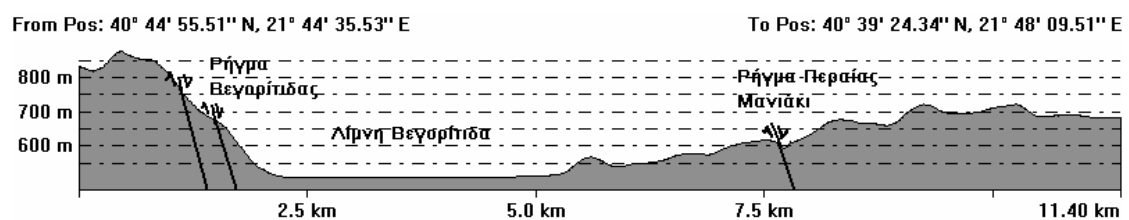


Σχ.4.3.4.4 Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, διακρίνεται το ρήγμα Περαιάς-Μανιάκι. Ισοϋψείς ανά 100m (επάνω) και οι μορφολογικές τομές που έχουν εξαχθεί από αυτό (κάτω).

A)



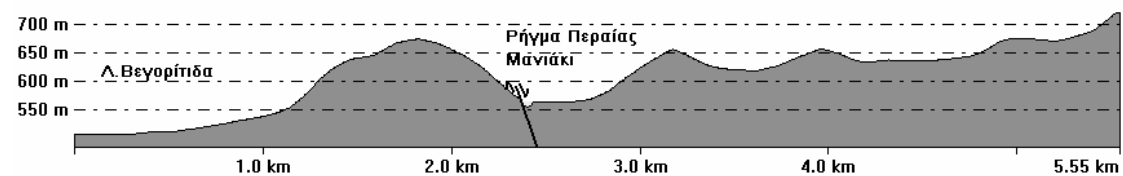
B)



Γ)

From Pos: 40° 43' 49.28" N, 21° 47' 56.77" E

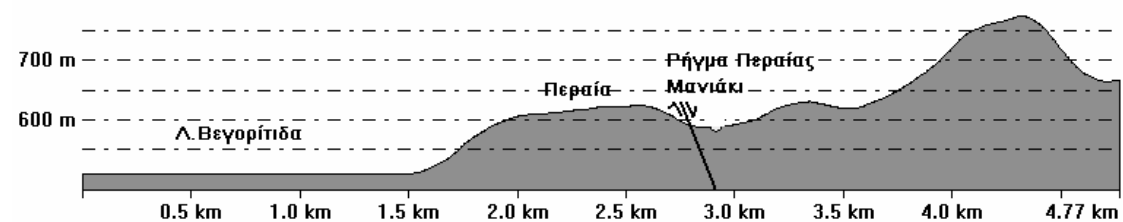
To Pos: 40° 41' 29.17" N, 21° 50' 24.52" E



Δ)

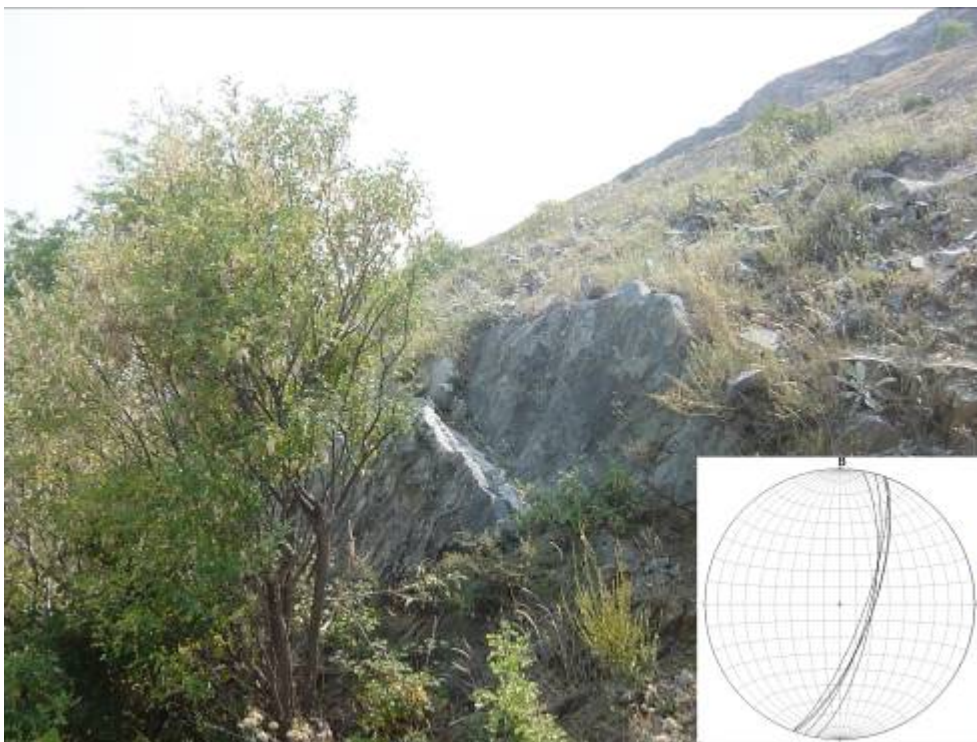
From Pos: 40° 45' 15.89" N, 21° 48' 22.25" E

To Pos: 40° 43' 18.71" N, 21° 50' 34.71" E



4.3.5 Ενεργό ρήγμα Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα

Πρόκειται για την δυτική ρηξιγενή όχθη της λίμνης Βεγορίτιδας η οποία σαφώς αποτελεί ένα μεγάλο κανονικό ρήγμα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ (30° έως 40°) με κλίση 60° ΝΑ και μετάπτωση προς ΝΑ.

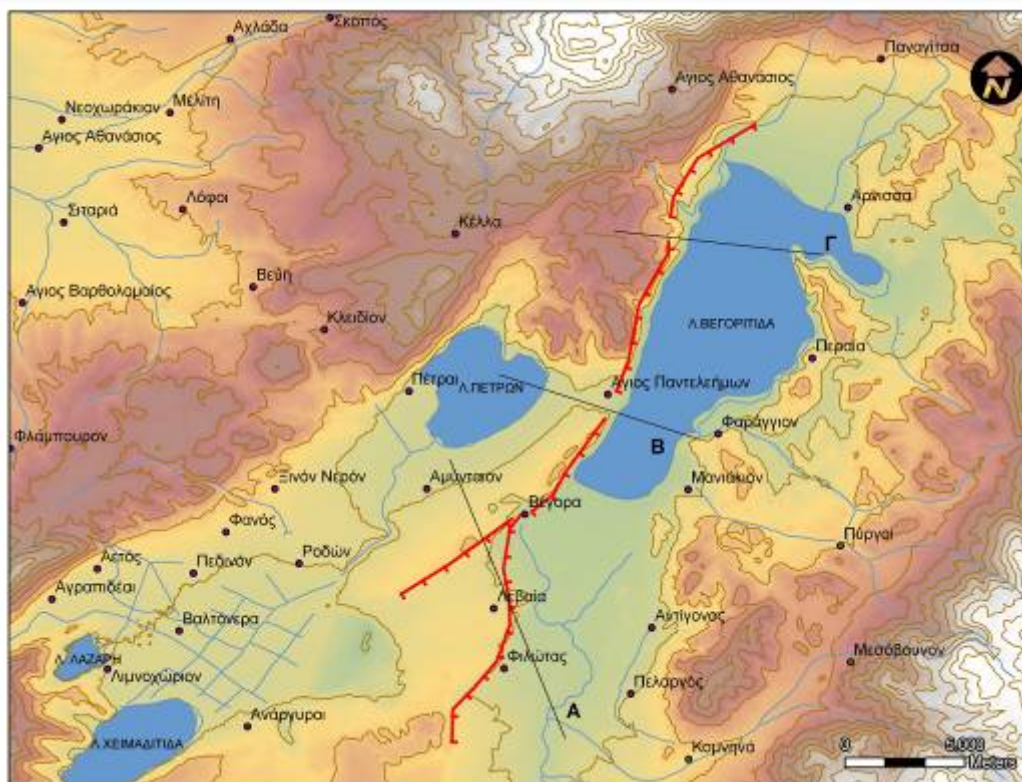


Σχ.4.3.5.1 Κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος μέσα στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους στις όχθες της λίμνης Βεγορίτιδας.

Το συνολικό μήκος του ρήγματος είναι περίπου 20km. Εμφανίζεται στο μεγαλύτερο μήκος του να κόβει τους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους της Πελαγονικής και να δημιουργεί έτσι ένα τεκτονικό βύθισμα της λίμνης Βεγορίτιδας και μόνο σε ένα μικρό μήκος ιχνηλατείται η προέκτασή του προς τα ΝΔ στα Πλειο- Τεταρτογενή ιζήματα της μεγάλης λεκάνης Φλώρινας –Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας.

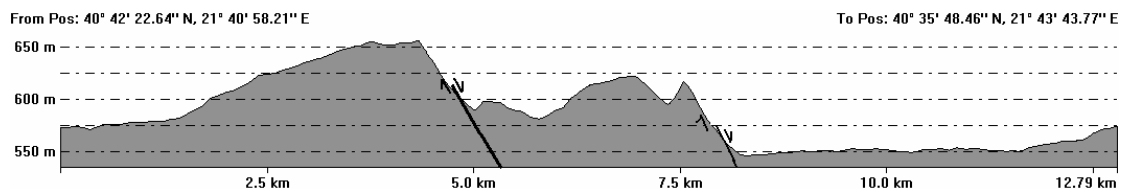
Το άλμα του υπολογίζεται μεταξύ 200m-500m με στοιχεία του πυθμένα της λίμνης (Παυλίδης 1985).

Εκτιμάται ότι είναι γεωλογικά ενεργό ρήγμα από σειρά παρατηρήσεων στα τεκτονικά κορήματα που καλύπτουν την κατοπτρική του επιφάνεια και από την παρόμοια κινηματική συμπεριφορά και γεωμετρία με τα υπόλοιπα παράλληλα ρήγματα της μεγάλης λεκάνης.

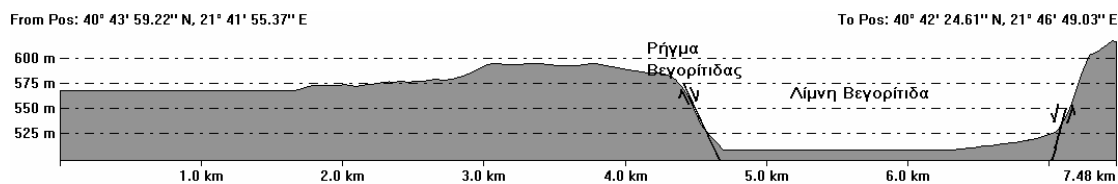


Σχ 4.3.5.2. Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου όπου διακρίνεται το ρήγμα Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα (επάνω) και οι μορφολογικές τομές Α, Β, Γ που έχουν εξαχθεί από αυτό (κάτω).

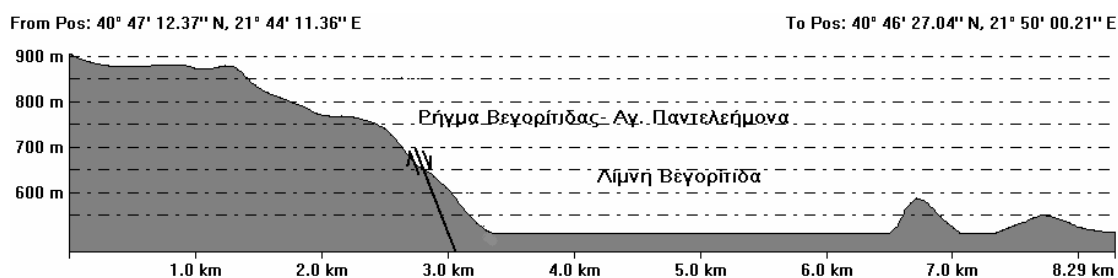
Α)



Β)



Γ)



4.3.6 Ενεργό ρήγμα Νυμφαίου – Ξινού Νερού – Πετρών

Πρόκειται για το βορειότερο ενεργό ρήγμα της μεγάλης λεκάνης Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας αλλά ίσως το σημαντικότερο.

Έχει γενικά διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ που κυμαίνεται από 40° έως 50° και κλίση 60° ΝΑ. Το συνολικό μήκος του είναι 30km. Διασχίζει εγκάρσια της μεγάλης λεκάνης και έχει δημιουργήσει με την Νεοτεκτονική του δράση το λοφώδες έξαρμα Ξινού – Νερού – Κλειδιού το οποίο διαχωρίζει επιμέρους τη λεκάνη Φλώρινας στα Βόρεια από την λεκάνη Αμυνταίου στα Νότια (Μουντράκης 1983).

Είναι ρήγμα κανονικό με μετάπτωση προς τα ΝΑ. Στις κατοπτρικές επιφάνειες διαπιστώθηκε μια παλαιότερη κανονική κίνηση με αριστερόστροφη συνιστώσα και μια νεότερη κανονική κίνηση με μικρή δεξιόστροφη συνιστώσα (Παυλίδης 1985).



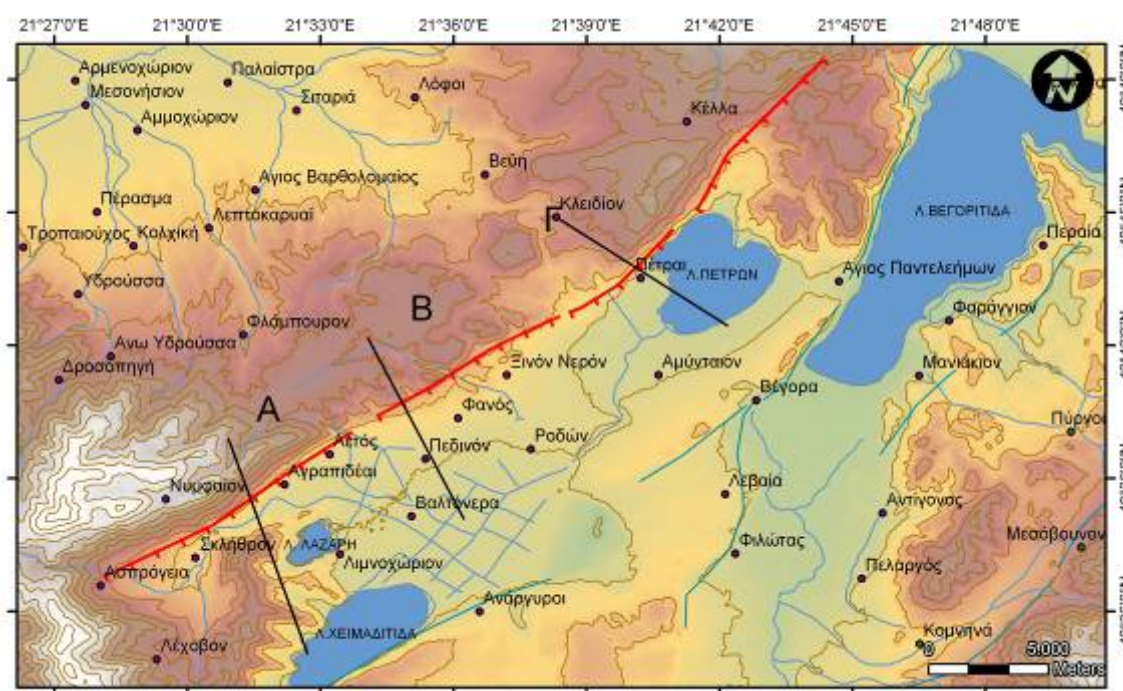
Σχ.4.3.6.1 Ρηξιγενής ζώνη Νυμφαίου – Ξινού Νερού – Πετρών με μαύρα βέλη. Διακρίνεται η λίμνη Πετρών.

Στην περιοχή του χωριού Νυμφαίο και Αετός, δηλαδή στο νοτιοδυτικό τμήμα του, το ρήγμα κόβει τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (γνευσίους και σχιστολίθους) της Πελαγονικής ζώνης. Στην θέση αυτή παρουσιάζει το μεγαλύτερο ορατό άλμα του (πάνω από 500m). Πιο ανατολικά στα χωριά Ξινό Νερό και Φανός το ρήγμα επηραάζει Πλειοκαινικά λιμναία ιζήματα με ξυλίτη δημιουργώντας ανάλογο άλμα. Τέλος ακόμα ανατολικότερα το ρήγμα αποτελεί την βορειοδυτική ρηξιγενή όχθη της

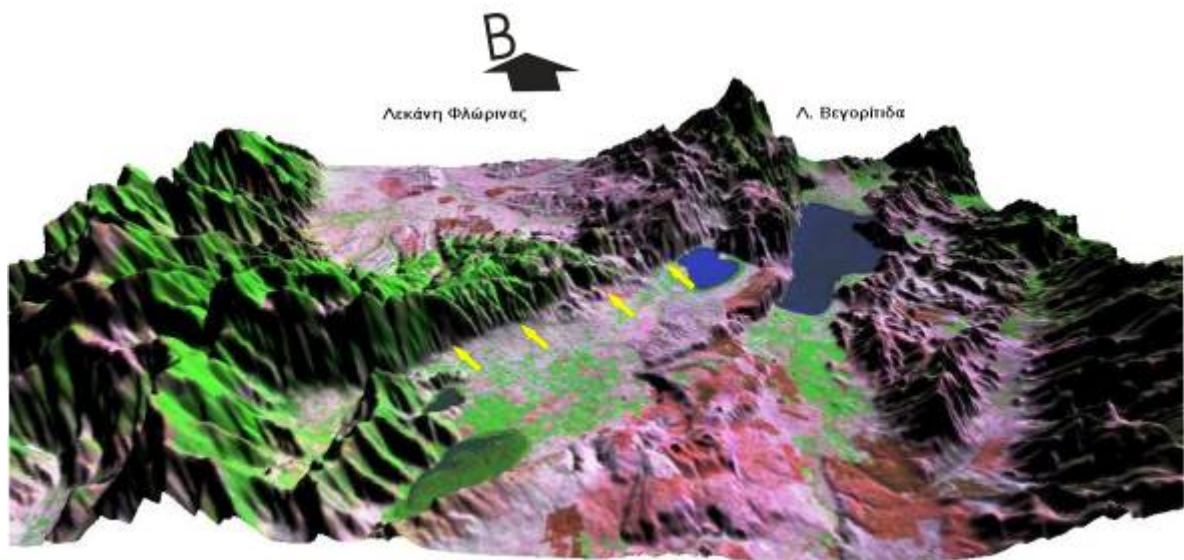
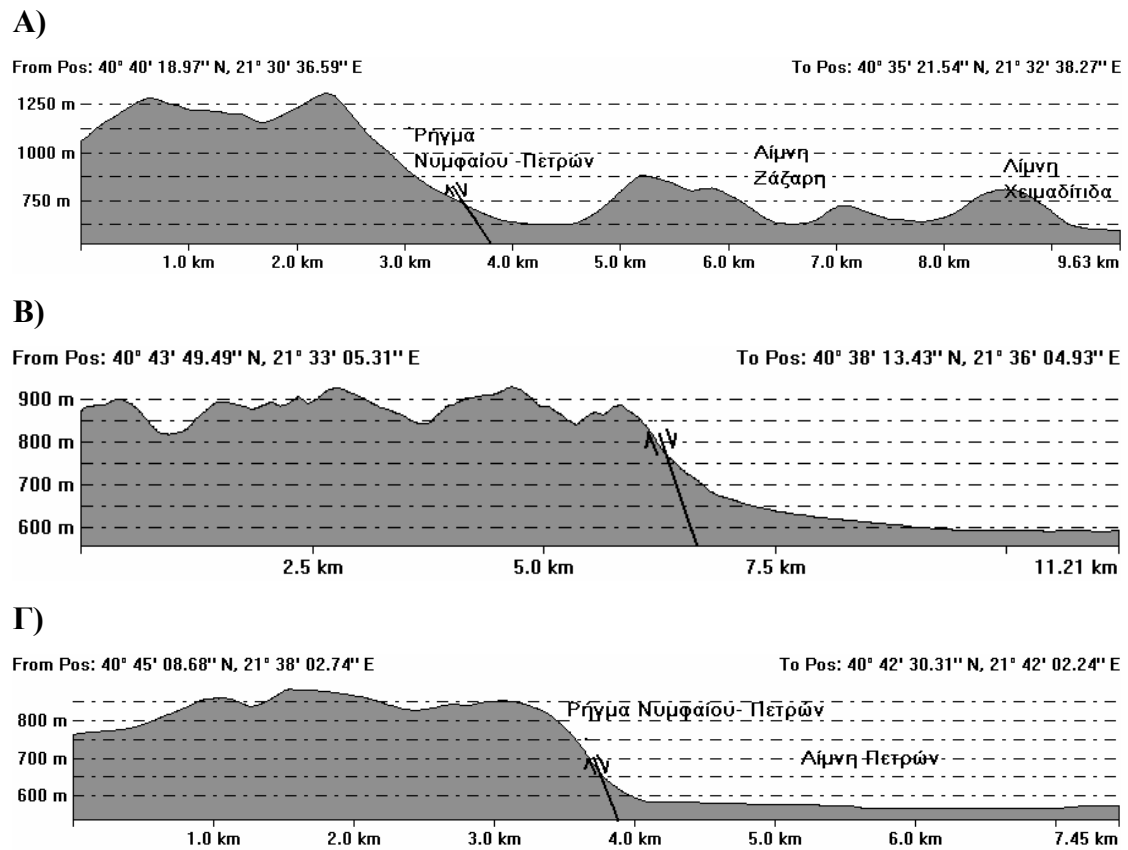
λίμνης Πετρών την οποία προφανώς δημιούργησε με την βύθιση των Μεσοζωικών ασβεστολίθων. Στη θέση αυτή το άλμα του ρήγματος υπολογίστηκε σε 250m.

Το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως ενεργό διότι στην περιοχή των χωριών Ξινού Νερού και Φανού επηρεάζει Πλειστοκαινικά ιζήματα. Μέσα στα αμμωρυχεία Πετρών παρατηρούνται αλληπάλληλες μικρότερες ρηξιγενείς επιφάνειες παράλληλες και πολύ κοντά στο ρήγμα δημιουργούν συνεχείς κλιμακωτές μικρές μεταπτώσεις στα πλειστοκαινικά στρώματα. Στην ίδια περιοχή των Πετρών οι νεότερες επαναδραστικοποιήσεις του ρήγματος επηρεάζουν πρόσφατους τραβερτινικούς σχηματισμούς.

Το πεδίο των τάσεων που υπολογίστηκε από τις μετρήσεις των γραμμών τεκτονικής ολίσθησης εμφανίζει τον άξονα μέγιστου εφελκυσμού σ3 στη διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ που θεωρείται και η ενεργός.

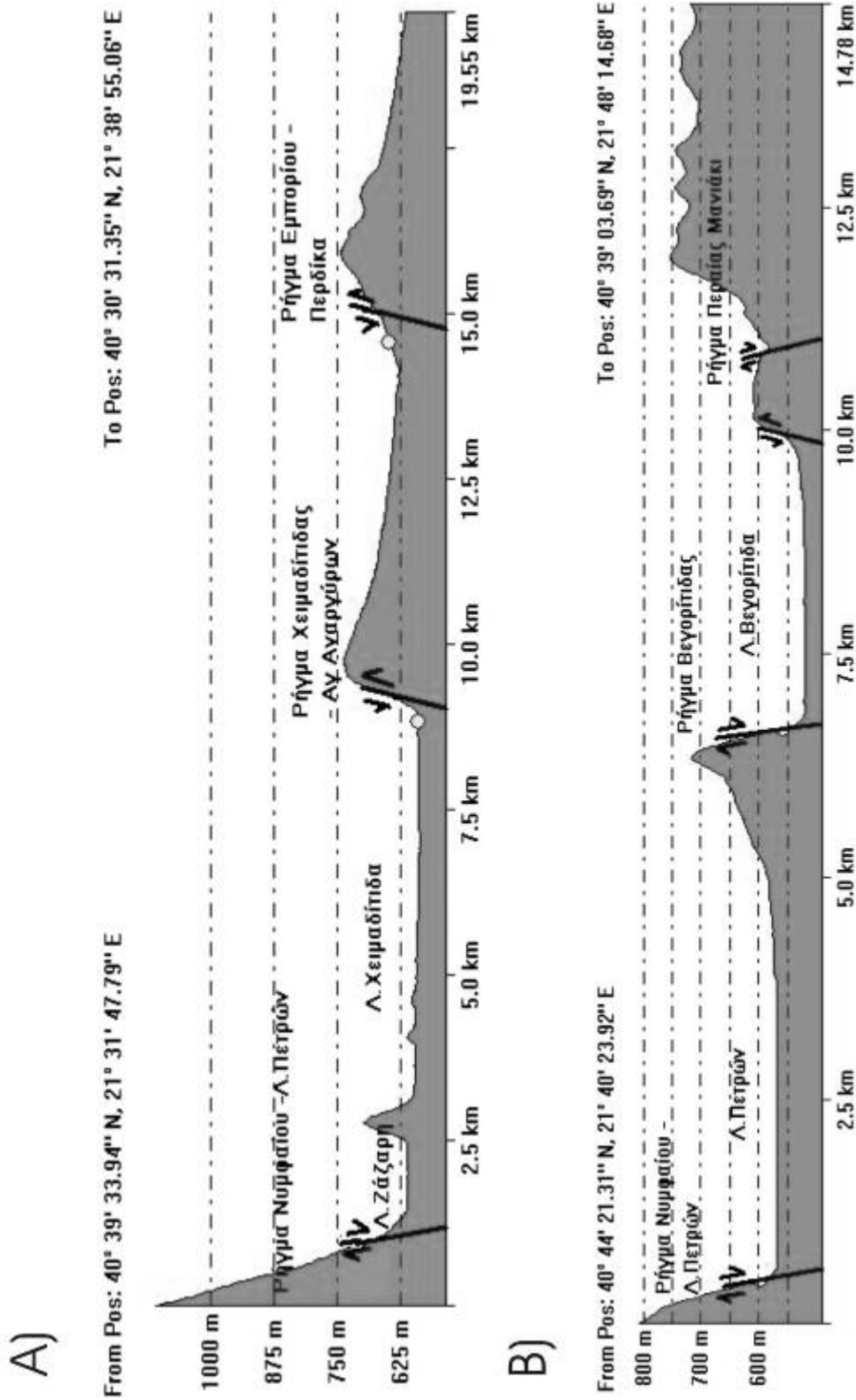


Σχ.4.3.6.2 Η ρηξιγενής ζώνη Νυμφαίου - Ξινού Νερού - Α. Πετρών (επάνω) αποτυπωμένη σε ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Ισοδιάσταση 100m. Οι μορφολογικές τομές Α, Β,Γ (επόμενη σελίδα) που εξήλθαν από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου.



Σχ 4.3.6.3 Τρισδιάστατη απεικόνιση του ρήγματος Νυμφαίου – Ξινού Νερού – Πετρών. LANDSAT 7 UTM34 με ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου DEM. Το ρήγμα διακρίνεται με τα κίτρινα βέλη.

4.4 Συνοπτικές μορφολογικές τομές των ρηγμάτων της λεκάνης Πτολεμαΐδα



4.4.1 Διογκωμένες μορφολογικές τομές Α, Β που κατασκευάστηκαν από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου. Φαίνονται χαρακτηριστικά από τη μορφολογία οι ενεργές ρηξιγενείς δομές της λεκάνης Πτολεμαΐδας. Στην τομή Α το ρήγμα Νυμφαίου - Λ. Πετρών, Χειμαδίτιδας - Αλ. Αναργύρων, Εμπορίου - Περόικα. Στην τομή Β διακρίνονται τα ρήγματα Νυμφαίου - Λ. Πετρών, Βεγορίτιδας - Αλ. Παντελεήμονα, Περαίας- Μανιάκι.

5. ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

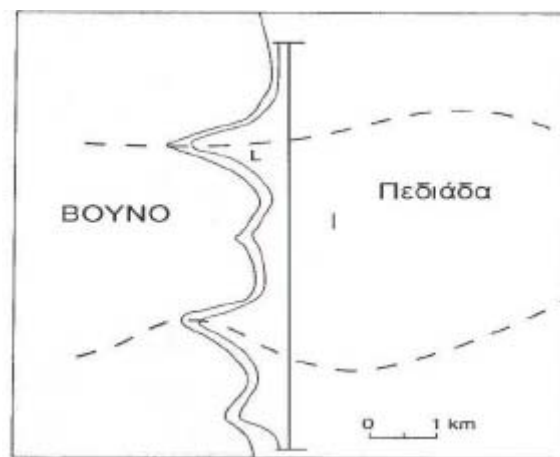
Οι μορφοτεκτονικοί δείκτες αποτελούν χρήσιμα εργαλεία για την αξιολόγηση της ενεργού τεκτονικής και παρέχουν μια πρώτη αντίληψη για την πρόσφατη τεκτονική δράση της περιοχής. Προκειμένου να εκτιμηθούν τα κινηματικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων (ύψος πρανούς, μετατόπιση, κ.α., χρησιμοποιήθηκαν τα μορφολογικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά τους.

5.1 Δαντέλωση στους πρόποδες των Βουνών (SMF)

Η δαντέλωση (SMF)(Bull, 1977, 1978) εκφράζεται με τη σχέση:

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$

όπου, L_{mf} : είναι το μήκος ακολουθώντας τους πρόποδες του βουνού συγκεκριμένες ισοϋψείς, και L_s : είναι το μήκος της ευθείας γραμμής στους πρόποδες.



Σχ. 5.1.1 Υπολογισμός της δαντέλωσης (sinuosity) κατά μήκος ενός ρήγματος.(Keller & Pinter, 1996)

Πρόκειται για το δείκτη που αντανακλά την ισορροπία ανάμεσα στις δυνάμεις διάβρωσης και τις τεκτονικές δυνάμεις.

Οι πρόποδες βουνών που δημιουργήθηκαν από ρήγματα με ενεργό δράση και ανύψωση είναι σχετικά ευθείς και έχουν χαμηλές τιμές του S . Αν η ανύψωση μειώνεται (μικρός ρυθμός ανύψωσης) ή σταματά τότε οι διεργασίες διάβρωσης δημιουργούν μια περισσότερο ανώμαλη όψη στους πρόποδες και ο S αυξάνεται.

Στην πράξη, οι τιμές του S υπολογίζονται από τοπογραφικούς χάρτες ή αεροφωτογραφίες. Οι τιμές του S εξαρτώνται από την κλίμακα παρατήρησης. Μικρής κλίμακας τοπογραφικοί χάρτες (1:250.000) δεν δίνουν σαφή αποτελέσματα.

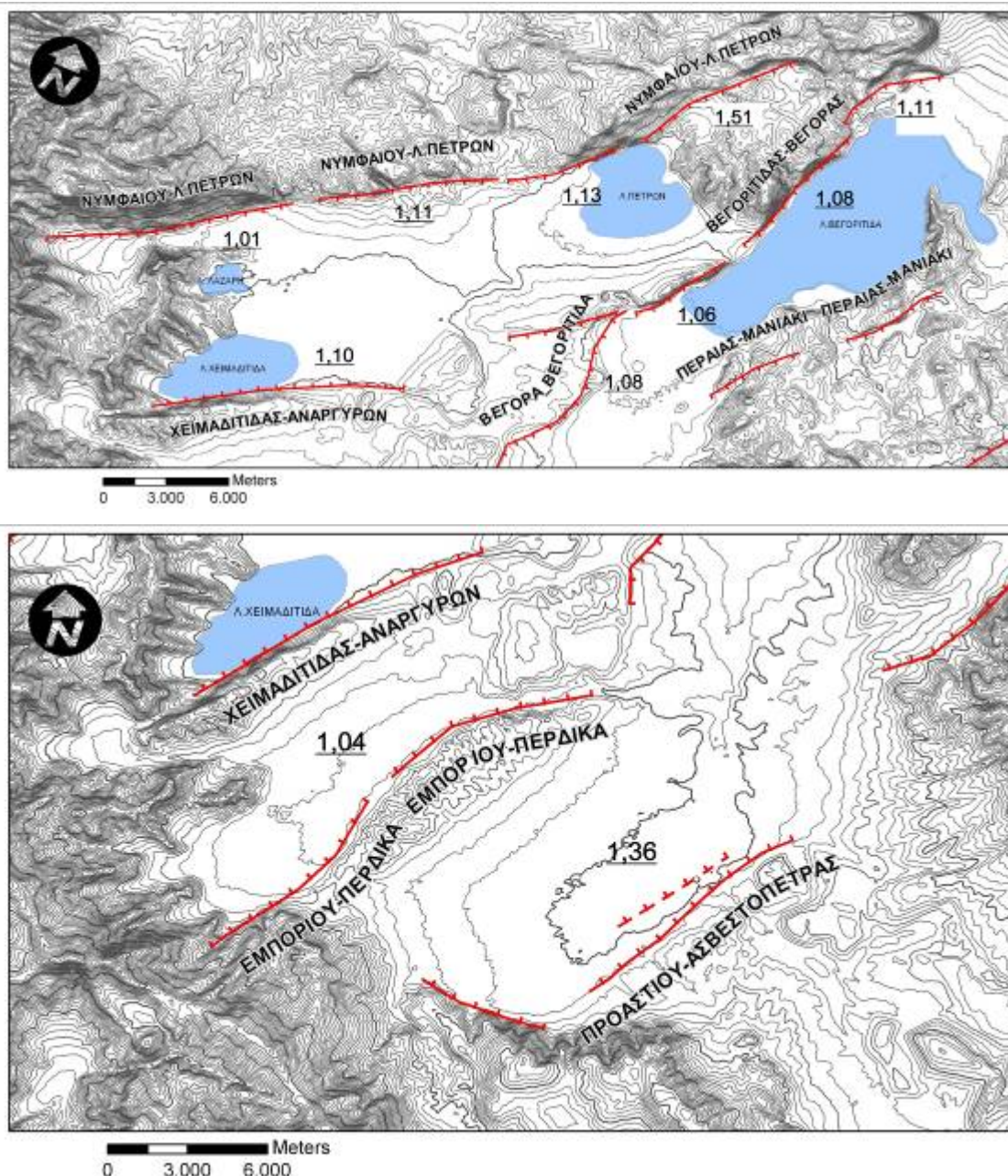
Διαπιστώθηκε ότι τα περισσότερα ενεργά πρηνή βουνών έχουν μικρές τιμές του S που κυμαίνονται ανάμεσα στο 1.0 και 1.6, εκείνα με μικρότερη ενεργό δράση τιμές από 1.4-3.0 και τα μη ενεργά τιμές από 1.8 μέχρι και μεγαλύτερες από 5.0. Η δαντέλωση αποτελεί ένα πολύ καλό κριτήριο για την αναγνώριση ενεργών ρηγμάτων.

Με βάση τη παραπάνω μεθοδολογία και χρησιμοποιώντας τοπογραφικά δεδομένα από τους χάρτες 1:50.000 της Γ.Υ.Σ., υπολογίστηκαν τιμές του δείκτη δαντέλωσης για τα ρήγματα της περιοχής μελέτης, σε όσα τμήματα ήταν δυνατόν

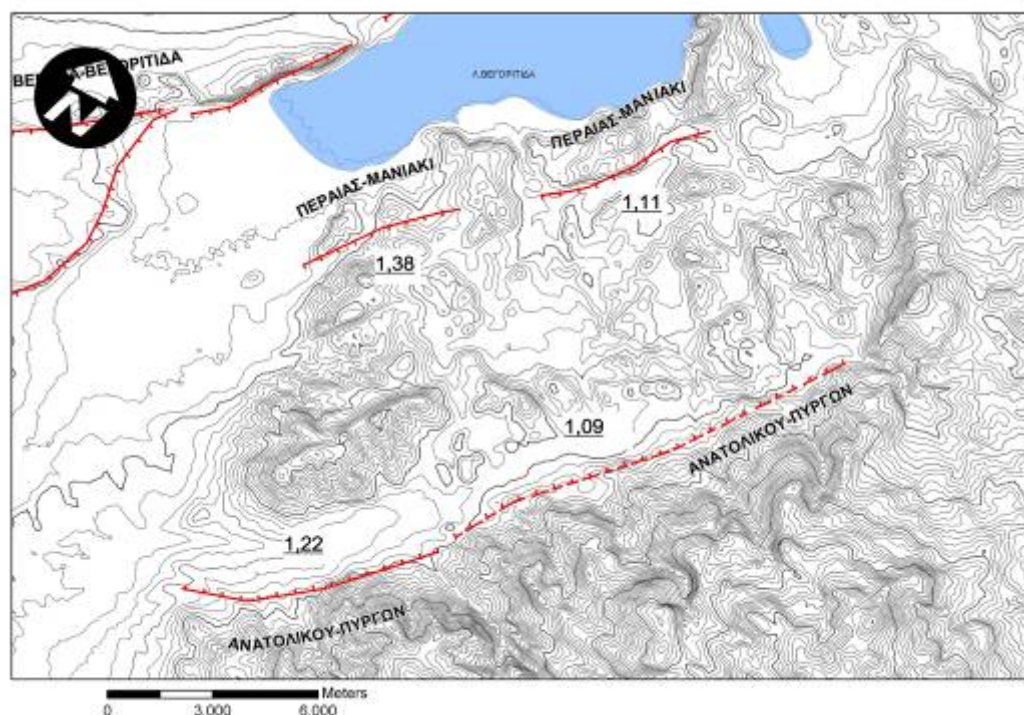
Πίνακας 5.1.1 Δείκτης δαντέλωσης κατά μήκος του κάθε ρήγματος στη λεκάνη Φλώρινας – Πτολεμαΐδας

Ρήγμα	Ls	Lmf	Smf
Ρήγμα Νυμφαίου - Λ. Πετρών			
Τμήμα 1	9866	9920,18	1,01
Τμήμα 2	7072	8045,68	1,14
Τμήμα 3	5418	6127,72	1,13
Τμήμα 4	5773	8704,63	1,51
Ρήγμα Χειμαδίτιδας- Αγ. Αναργύρων	9906	10889	1,10
Ρήγμα Βεγόρας - Βεγορίτιδας			
Τμήμα 1	9696	10792	1,11
Τμήμα 2	4591	4975	1,08
Τμήμα 3	4575	4865	1,06
Τμήμα 4	6278	6786	1,08
Ρήγμα Εμπορίου- Περδίκας	6892	7172	1,04
Ρήγμα Προαστίου Ασβεστόπετρας	8172	11145	1,36
Ρήγμα Ανατολικού - Πύργων			
Τμήμα 1	6417	7011	1,09
Τμήμα 2	10413	12662	1,22
Ρήγμα Περαιάς - Μανιάκι			
Τμήμα 1	4131	5685,37	1,38
Τμήμα 2	4493	4985,41	1,11

Με βάση τη παραπάνω μεθοδολογία και χρησιμοποιώντας τοπογραφικά δεδομένα από τους χάρτες 1:50.000 της Γ.Υ.Σ., υπολογίστηκαν τιμές του δείκτη δαντέλωσης για τα ρήγματα της περιοχής μελέτης, σε όσα τμήματα ήταν δυνατόν (Πίνακας 5.1.1). Οι τιμές κυμαίνονται σε χαμηλά επίπεδα (1 – 1,2) που αποδεικνύει ότι είναι ενεργά.



Σχ 5.1.2 Υπολογισμός του δείκτη δαντέλωσης για τα ρήγματα της λεκάνης της Πτολεμαΐδας. Ρήγματα Νυμφαίου – Λ. Πετρών και Βεγόρας- Βεγορίτιδας και Χειμαδίτιδας- Αγ Αναργύρων (επάνω) και για τα Ασβεστόπετρας – Προαστίου και Εμπορίου – Περδίκας (κάτω). Ισοδιάσταση 20m



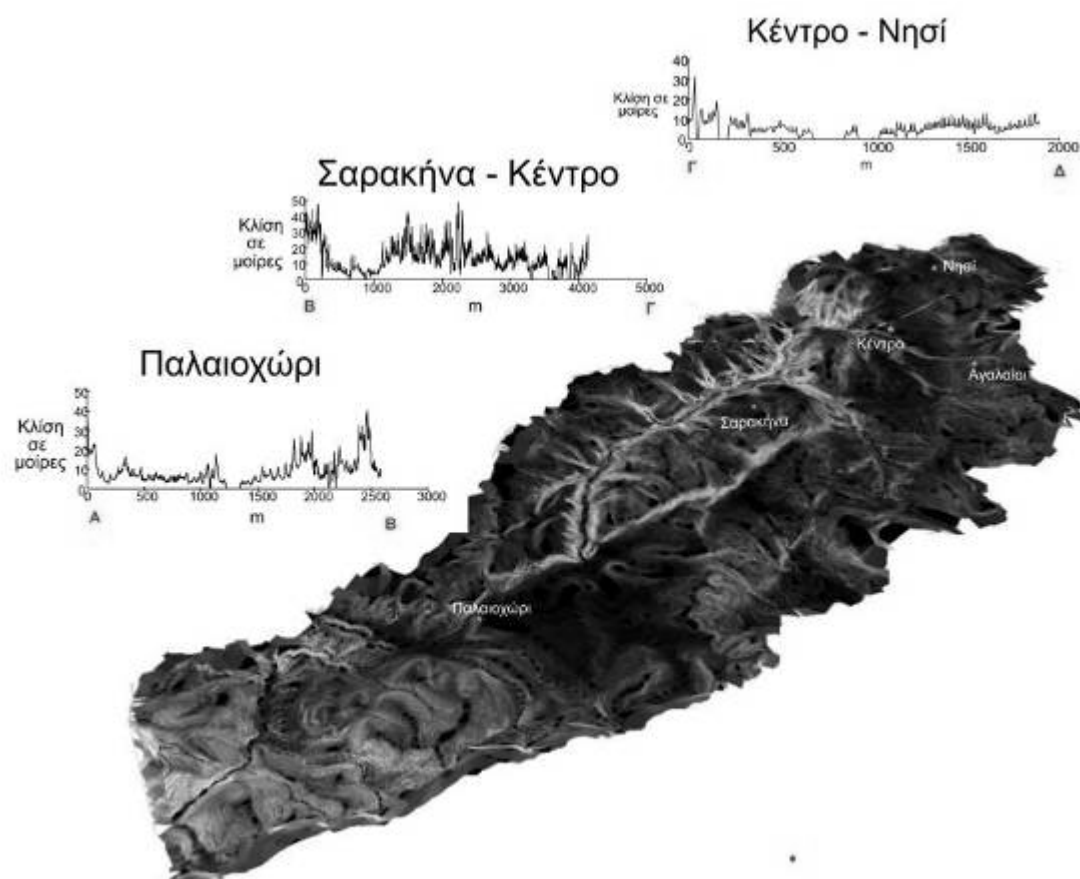
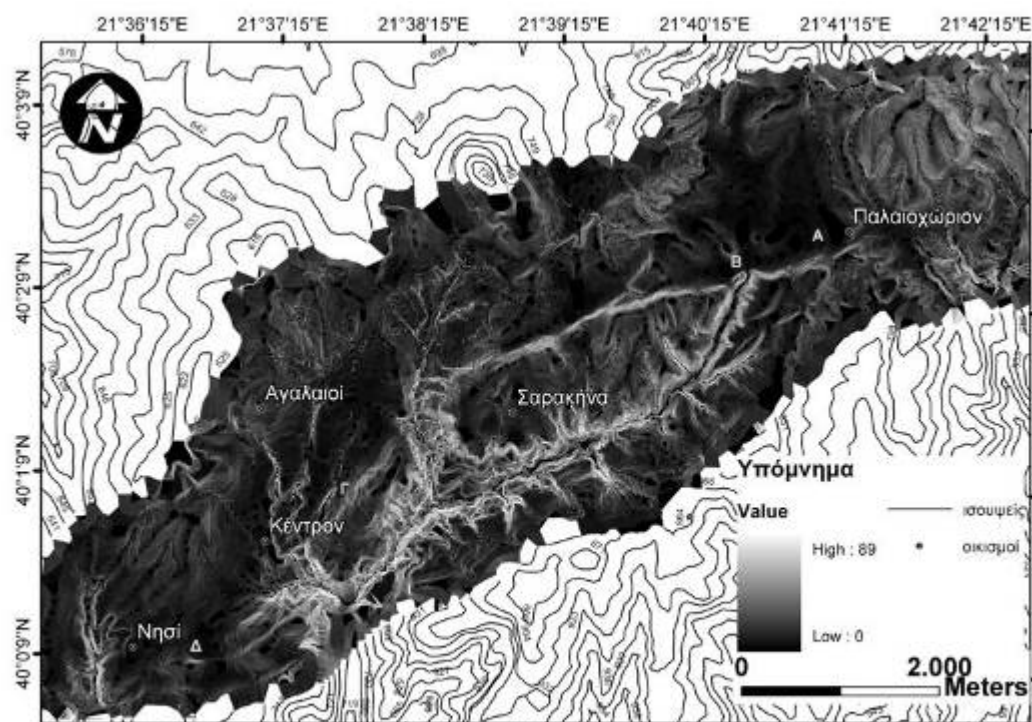
Σχ 5.3 Υπολογισμός δείκτη δαντέλωσης για τα ρήγματα της λεκάνης της Πτολεμαΐδας. Περαίας - Μανιάκι και Ανατολικού – Πύργων. Ισοδιάσταση 20m

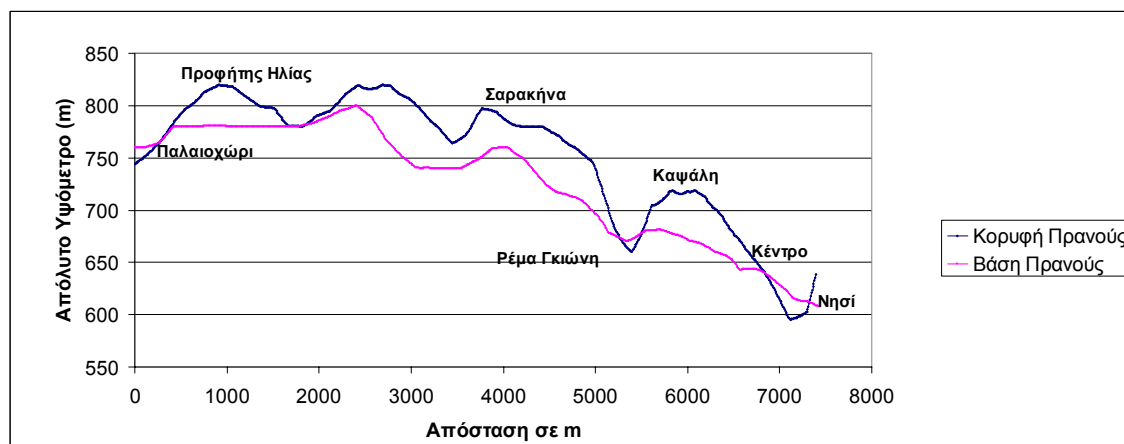
5.2 Μορφοτεκτονική του ρήγματος Παλαιοχώρι – Σαρακήνα-Νησί

Το τμήμα Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας - Νησιού παρουσιάζει την τυπική γεωμορφολογική εικόνα ενός κανονικού ρήγματος. Το ρηξιγενές πραινές έχει μήκος 8 Km από την περιοχή του Παλαιοχωρίου έως ΝΔ του Νησιού. Το πραινές παρουσιάζει μεγάλη γωνία κλίσης στην περιοχή Παλαιοχωρίου Σαρακήνας λόγω του υλικού που παραμορφώνεται (συνεκτικά κροκαλοπαγή, Σχηματισμός Τσοτυλίου) ενώ στην περιοχή του χωριού Κέντρου και Νησιού η γωνία κλίσης είναι μικρότερη λόγω ύπαρξης των κυανότεφων ιλυολιθικών μαργών.

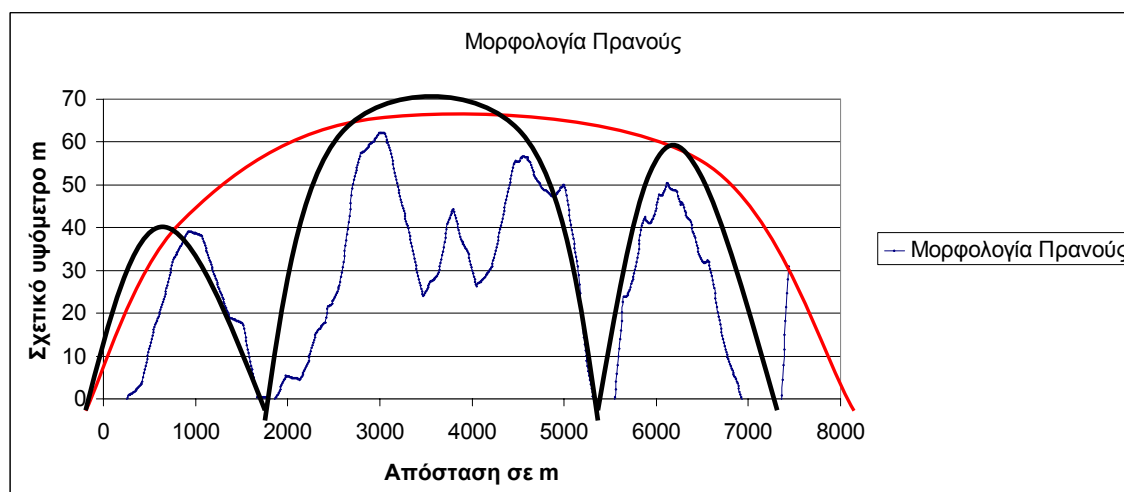
Σύμφωνα με μελέτες (Χατζηπέτρος, 1998) και επί τόπου παρατηρήσεις το ύψος του πραινούς του ρήγματος δεν είναι το ίδιο σε όλο το μήκος του ρήγματος. Μια τομή παράλληλα στο ρήγμα παρέχει πληροφορίες για την μετατόπιση του ανερχόμενου τεμάχους και παράλληλα βοηθά στον διαχωρισμό τους σε τμήματα (τμηματοποίηση) καθώς η μέγιστη μετατόπιση παρουσιάζεται στο κέντρο του τμήματος (Watterson 1986, Barnett et al. 1987).

(Επόμενη σελίδα Σχ 5.2.1) Χάρτης κλίσεων στην περιοχή του ρήγματος Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας. Στις τομές φαίνεται χαρακτηριστικά η διαφορά στις κλίσεις. Μεγάλη κλίση παρουσιάζει το ρήγμα μετά το Παλαιοχώρι και προς τη Σαρακήνα και Κέντρο 35° - 40° ενώ προς το Νησί και στο Παλαιοχώρι η κλίση των πραινών μειώνεται σε 10° – 20° . Το κάτω σχήμα απεικονίζει τρισδιάστατα τις κλίσεις του ρήγματος σε συνδυασμό με ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM).





Σχ.5.2.2 Μορφολογία του ρήγματος Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας – Νησιού. Στο διάγραμμα έχει σχεδιαστεί η βάση και η κορυφή του πρανούς από ΒΑ προς ΒΔ



Σχ.5.2.3 Ύψος ρηξιγενούς πρανούς και η αντίστοιχη θεωρητική μορφή πρανούς με κόκκινο τόξο. Διακρίνονται τα τμήματα (segments) με μαύρα τόξα.

Συγκεκριμένα για το ρήγμα Παλαιοχώρι Σαρακήνας το ύψος είναι μηδενικό κοντά στο χωριό Παλαιοχώρι ενώ αυξάνει προς τα ΝΔ. Το μεγαλύτερο ύψος το εμφανίζεται στο ύψωμα Καψάλη Βόρεια του χωριού Σαρακήνα. Στη συνέχεια αρχίζει να μειώνεται πάλι προς τα ΝΔ όπου στο ύψος του χωριού Νησιού μειώνεται μέχρι που μηδενίζεται.

5.3 Μορφοτεκτονική της λεκάνης Βεγορίτιδας

5.3.1 Υψομετρικό Ολοκλήρωμα

Το σχήμα μιας λεκάνης απορροής καθορίζεται από το υψομετρικό ολοκλήρωμα το οποίο δίνεται από της παρακάτω μαθηματική σχέση

$$(Μέσο υψόμετρο-Ελάχιστο Υψόμετρο) / (Μέγιστο υψόμετρο-Ελάχιστο Υψόμετρο)$$

Υψηλές τιμές του ολοκληρώματος δείχνουν ότι η τοπογραφία είναι υψηλή σε σχέση με τη μέση τιμή υψόμετρου της περιοχής. Μέσες έως και χαμηλές τιμές σχετίζονται με περισσότερο ομαλές περιοχές.

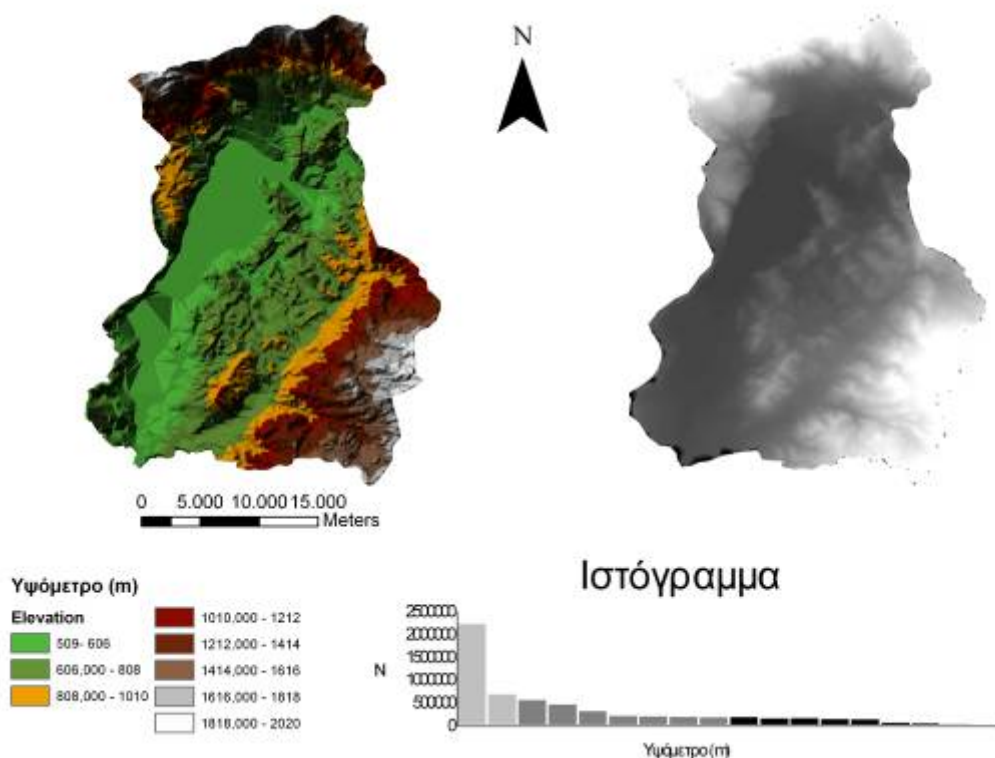
Το υψομετρικό ολοκλήρωμα αποτελεί ένα σημαντικό δείκτη για τον διαχωρισμό τεκτονικά ενεργών και μή ενεργών περιοχών.

Εφαρμόστηκε το υψομετρικό ολοκλήρωμα για τη λεκάνη της λίμνης Βεγορίτιδας όπου είναι η πιο αντιπροσωπευτική λεκάνη στην περιοχή. Με τη χρήση του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου και σύμφωνα με το ιστόγραμμα υψομέτρων που προέκυψε από αυτό, υπολογίστηκαν το μέγιστο, το ελάχιστο και το μέσο υψόμετρο της λεκάνης απορροής (πίνακας 5.3.1.1)

Πίνακας 5.3.1.1 Μέγιστα, ελάχιστα και μέσα υψόμετρα από το ψηφιοποιημένο μοντέλο αναγλύφου DEM της λεκάνης απορροής της Βεγορίτιδας.

COUNT	MEAN	ST.DEV	MIN	MAX	Υψομετρικό Ολοκλήρωμα
6270103	1051m	365m	509m	2020m	0,35

Το υψομετρικό ολοκλήρωμα της λεκάνης Βεγορίτιδας παρουσιάζει ενδιάμεση τιμή. Αυτό σημαίνει ότι η λεκάνη βρίσκεται στο σύνολο της στάδιο της ωριμότητας. Σε ορισμένες θέσεις όμως το ανάγλυφο είναι έντονο λόγω της πρόσφατης νεοτεκτονικής δράσης της ρηξιγενούς τομής Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα.



Σχ 5.3.1.1 Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου για την λεκάνη απορροής της Βεγορίτιδας. Δίνεται το μέγιστο, ελάχιστο και μέσο υψόμετρο.

5.3.2 Ασυμμετρία Λεκάνης Απορροής

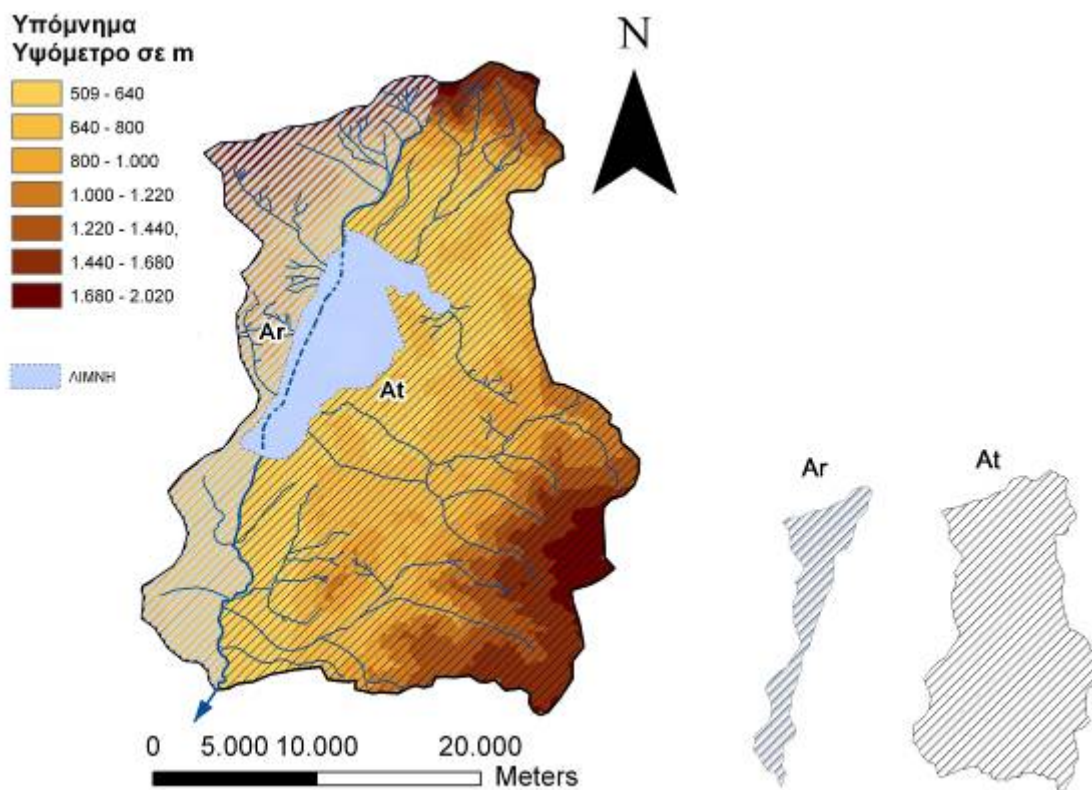
Ο παράγοντας ασυμμετρίας δείχνει την τεκτονική περιστροφή ή κλίση μιας λεκάνης απορροής ή μιας άλλης ορισμένης (μεγαλύτερης ή μικρότερης) περιοχής.

$$Af = 100 (Ar / At)$$

Όπου Ar : είναι το εμβαδόν της υπολεκάνης (κοιτάζοντας προς τα κατόντη) του κυρίου ποταμού και At : είναι το ολικό εμβαδόν της λεκάνης απορροής.

Όταν το ποτάμιο σύστημα δημιουργείται και παραμένει σε σταθερή θέση τότε ο AF είναι περίπου 50. Η περιστροφή (tilt) προς τα αριστερά του ποταμού δίνει τιμές μεγαλύτερες του 50.

Ο δείκτης ασυμμετρίας λεκάνης απορροής εφαρμόστηκε για την λεκάνη της Βεγορίτιδας. Μετά από ψηφιοποίηση του υδρογραφικού δικτύου και σε συνδυασμό με το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, προέκυψε η λεκάνη απορροής με τη χρήση του ARCGIS (Σχ 5.3.2.1). Στη συνέχεια υπολογίστηκαν τα εμβαδά των λεκανών Ar και At



Σχ 5.3.2.1 Η λεκάνη απορροής της λίμνης Βεγορίτιδας όπως προέκυψε από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου και οι λεκάνες Ar και At με τα αντίστοιχα εμβαδά τους. Με διακεκομμένη γραμμή παριστάνονται τα μέγιστα βάθη της λίμνης της Βεγορίτιδας όπως αυτά προέκυψαν από μετρήσεις (Παυλίδης, 1985)

Πίνακας 5.3.2.1 Δίνονται τα εμβαδά των λεκανών Ar: (το εμβαδόν της υπολεκάνης κοιτάζοντας προς τα κατάντη, του κυρίου ποταμού) και At: (το ολικό εμβαδόν της λεκάνης απορροής).

Ar (m ³)	At (m ³)	ΑF
134077421,266	588390081,27	22,787

Με βάσει τον υπολογισμό των εμβαδών των λεκανών Ar και At προέκυψε ότι υπάρχει μια περιστροφή προς τα δεξιά (κοιτώντας κατάντη) του ποταμού που οφείλεται στην νεοτεκτονική δράση της ενεργούς ρηξιγενούς δομής Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα.

5.3.3 Παράγοντας εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας

Ο παράγοντας εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας δίνεται από τη σχέση (από Keller & Pinter 2002):

$$T = \Delta a / \Delta d$$

Όπου Δa : η απόσταση, από τη (μέση) γραμμή που χωρίζει τη λεκάνη σε δύο ίσα μέρη έως την αντίστοιχη μέση γραμμή που χωρίζει σε ίσα μέρη τη ζώνη του ενεργού μαιανδρισμού (ουσιαστικά ίδιος ο ποταμός), και Δd : η απόσταση από τη μέση γραμμή της λεκάνης έως τον υδροκρίτη.

Για ιδανική συμμετρία προκύπτει, $T=0.0$

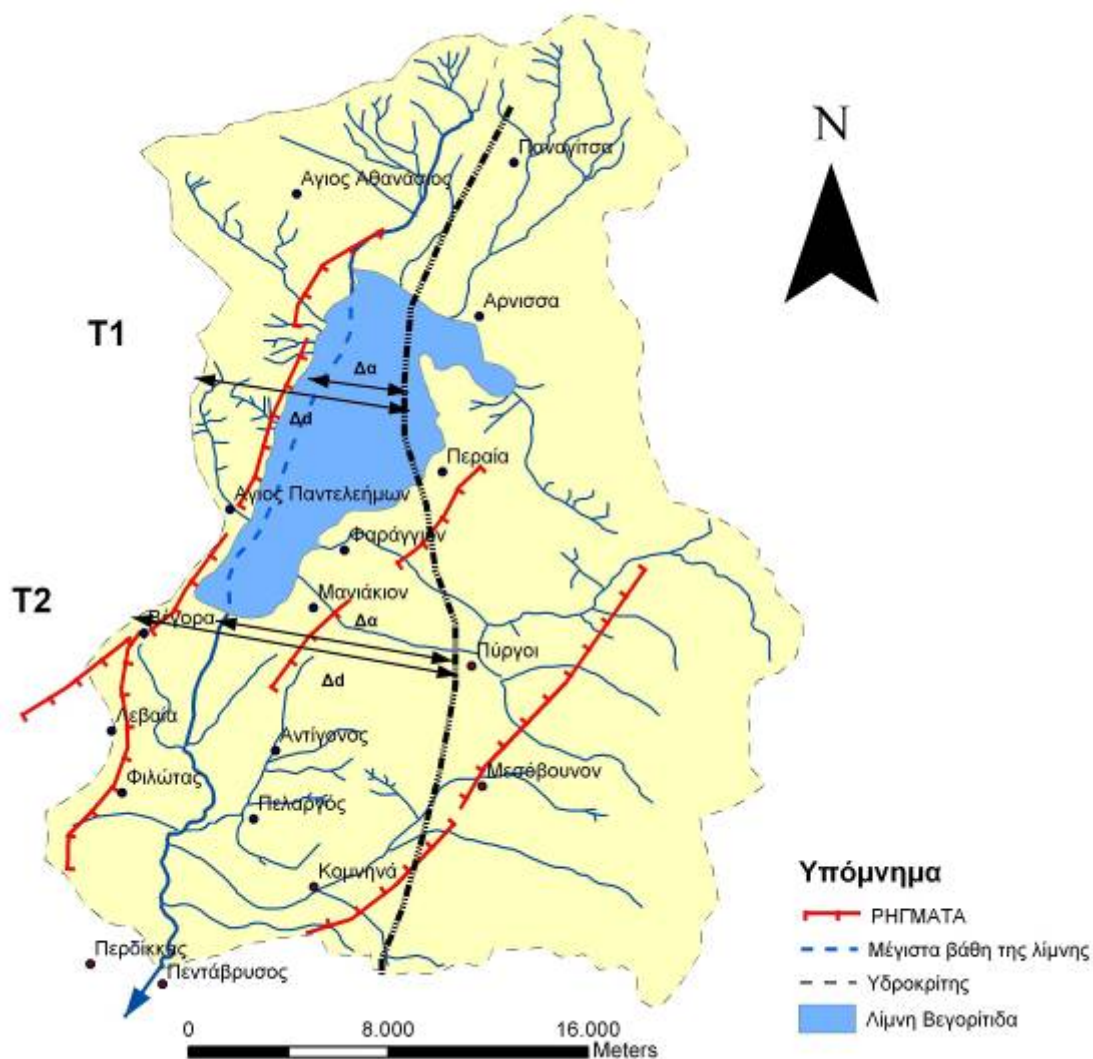
Όσο η ασυμμετρία αυξάνει, το T πλησιάζει την τιμή 1.0

Η ανάλυση αυτή είναι κατάλληλη για τον δενδριτικό τύπο ανάπτυξης υδρογραφικού δικτύου, όπου η εκτίμηση των κοιλάδων επιτρέπει τη διακύμανση του T . Αυτή η μέθοδος δεν δίνει μονοσήμαντα αποτελέσματα για την εδαφική περιστροφή, αλλά μόνο για την αναγνώριση πρόσφατης πιθανής τεκτονικής περιστροφής (tilt) και κατά συνέπεια ύπαρξη ενεργών ρηγμάτων. Η ασυμμετρία αυτή της λεκάνης, αν δεν οφείλεται σε άλλους παράγοντες (π.χ. διαφορετική λιθολογία στη λεκάνη απορροής) αποτελεί σοβαρή ένδειξη για την ύπαρξη ρήγματος

Ο δείκτης εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας εφαρμόστηκε για την περιοχή της λίμνης της Βεγορίτιδας, ως πιο αντιπροσωπευτική λεκάνη. Με τη χρήση του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου και σε περιβάλλον GIS υπολογίστηκαν οι αποστάσεις του κεντρικού ρέματος (ζώνη ενεργού μαιανδρισμού) από τον υδροκρίτη καθώς και οι αποστάσεις του κεντρικού ρέματος από τον νοητό άξονα που χωρίζει γεωγραφικά την λεκάνη σε δύο ίσα μέρη. Προκείμενου να είναι πιο σωστοί οι υπολογισμοί, δεδομένου ότι υπάρχει λίμνη στην περιοχή, για την χάραξη του ζώνης του ενεργού μαιανδρισμού λήφθηκαν υπόψη στοιχεία βαθυμετρίας. (Παυλίδης, 1985)

Πίνακας 5.3.3.1 Τιμές του παράγοντα τοπογραφικής συμμετρίας της λεκάνης.

Δa (m)	2734,40	Δa (m)	7393.21
Δd (m)	6527,71	Δd (m)	10150.24
T1	0.418	T2	0.7

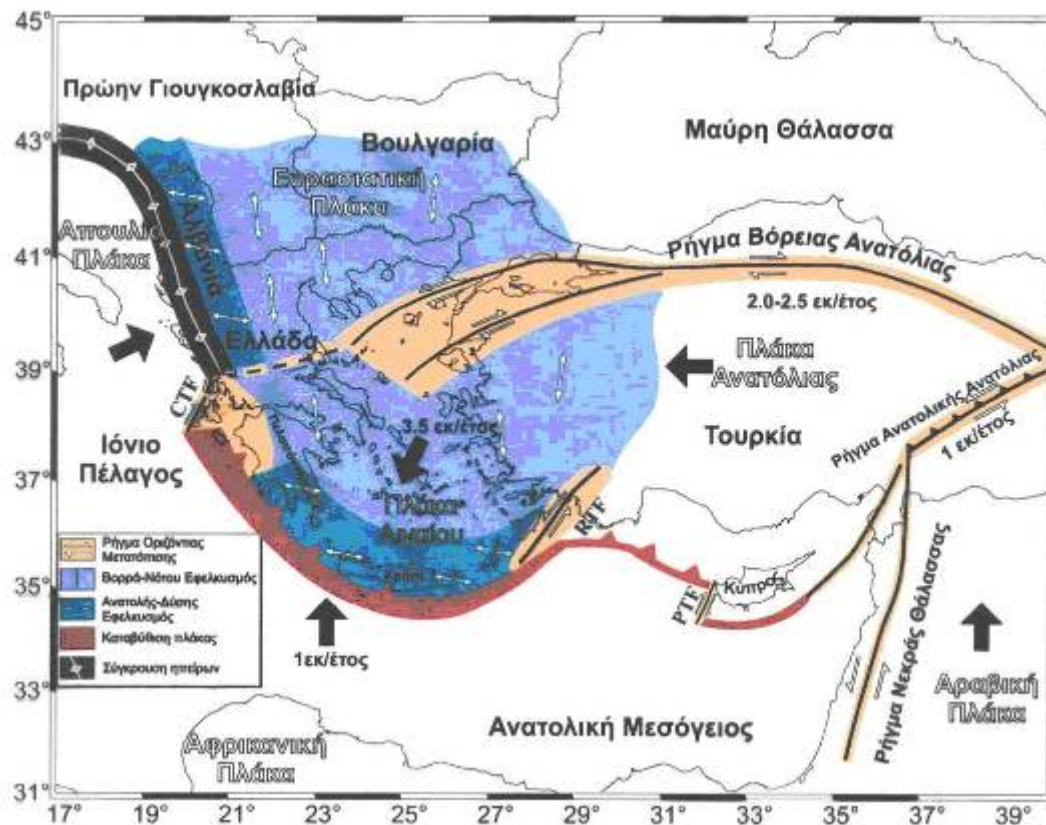


Σχ 5.3.3.1 Τοπογραφική ασυμμετρία της λεκάνης της Βεγορίτιδας σύμφωνα με τον παράγοντα εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας. Η διακεκομμένη γραμμή (μπλέ γραμμή) δείχνει τα μεγάλα βάθη της λίμνης Βεγορίτιδας (Παυλίδης, 1985). Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή διαχωρίζει τη λεκάνη σε δύο ίσα μέρη. Διακρίνεται η ρηξιγενής ζώνη Βεγόρας – Βεγορίτιδας.

Σύμφωνα με τους δείκτες τοπογραφικής ασυμμετρίας τ_1 και τ_2 που προέκυψαν, η λεκάνη απορροής της Βεγορίτιδας παρουσιάζει ασυμμετρία που οφείλεται στη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα (σχ. 5.3.3.1).

6. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

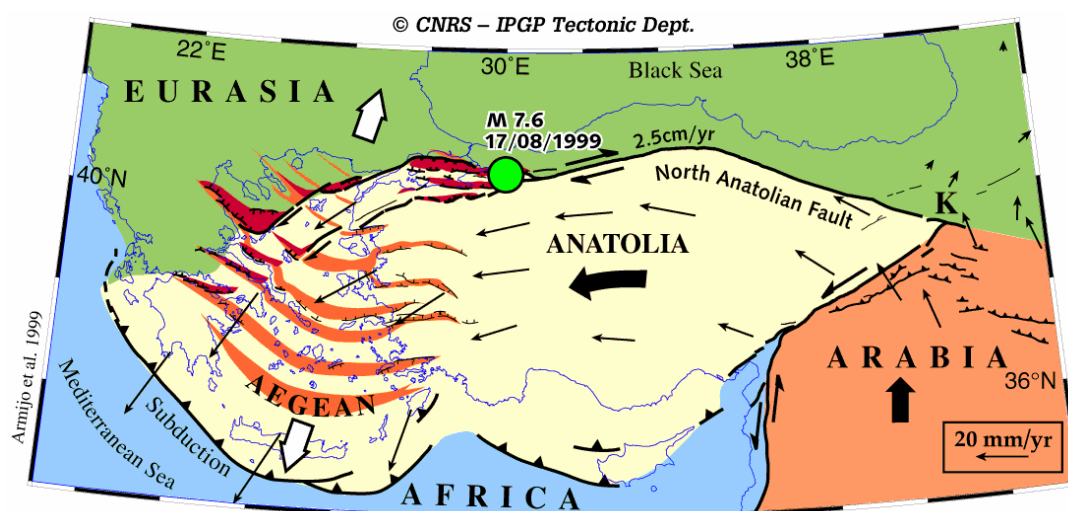
Η διαφορά στην ταχύτητα επέκτασης μεταξύ του νότιου και βόρειου τμήματος του Ατλαντικού ωκεανού οδήγησε σε μια αριστερόστροφη περιστροφή της Αφρικής σε σχέση με τη Ευρασία και κατ' επέκταση στη σύγκρουση μεταξύ των δύο αυτών λιθοσφαιρικών πλακών και την ανάπτυξη του Αλπικού ορογενετικού συστήματος (Phillip, 1987, Jackson and McKenzie, 1988). Η έναρξη αυτής της σύγκρουσης χρονολογείται πριν από ~ 175 myr με αποτέλεσμα να αναπτυχθούν στο όριο των δύο λιθοσφαιρικών πλακών πολύπλοκες δομές. Η ωκεάνια κατάδυση, η ηπειρωτική σύγκρουση και τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης έχουν μετατρέψει το χώρο σε ένα σύστημα από μπλοκ ή από μικρές λιθοσφαιρικές πλάκες, των οποίων οι κινήσεις καθορίζουν και την παραμόρφωση του ευρύτερου χώρου.



Σχ 6.1 Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου που δείχνει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση, τις κινήσεις των μικρο-πλακών στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού - Αιγαίου Τόξου και του Κυπριακού Τόξου (κατά Παπαζάχος 2001). Τα μαύρα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση των κινήσεων τους σε σχέση με τη σταθερή Ευρώπη, ενώ οι ταχύτητες είναι από DeMets et al. (1990), Kastens et al. (1996) και Oral (1995). Τα λευκά βέλη δείχνουν τη διεύθυνση των μέγιστων αξόνων έκτασης (T) (από: Papazachos et al. 1998).

Στο Αιγαίο και στις γειτονικές περιοχές, τμήμα του ορίου σύγκρουσης Αφρικής – Ευρασίας παρατηρούνται διαφορετικοί μηχανισμοί παραμόρφωσης (ωκεάνια κατάδυση, ηπειρωτική σύγκρουση, ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, έκταση). Παρουσιάζουν επίσης την υψηλότερη σεισμικότητα κατά μήκος της ζώνης σύγκρουσης Αφρικής – Ευρασίας, με μεγέθη σεισμών έως και $M=8.3$ (Papazachos, 1990). Η υψηλή σεισμικότητα που χαρακτηρίζει το Αιγαίο οφείλεται στις συμπιεστικές δυνάμεις στο νότιο Αιγαίο και εφελκυστικών τάσεων στο κεντρικό Αιγαίο πέλαγος. Το σύστημα των αξόνων συμπίεσης και εφελκυσμού παρουσιάζεται στο σχήμα 6.1. και σχήμα 6.2.

Με βάση το μοντέλο αυτό, η πλάκα της Ανατόλιας κινείται με ταχύτητα ~ 2.5 cm/yr κατά μήκος του ρήγματος της Ανατόλιας ως προς τη Ευρώπη, εκτελώντας αριστερόστροφη περιστροφική κίνηση (Hubert, 1998). Αυτή η κίνηση δεν αναπτύσσει συμπιεστικές τάσεις στο χώρο του Αιγαίου, ο οποίος αντίθετα κυριαρχείται από εφελκυστικές τάσεις. Η κίνηση της Ανατόλιας ενισχύεται καθώς εισέρχεται στο νότιο Αιγαίο, από τον εφελκυσμό, που πιθανότατα οφείλεται στην καταβύθιση της Αφρικάνικης πλάκας, με αποτέλεσμα το νότιο Αιγαίο να κινείται με διεύθυνση νοτιοδυτική και με ταχύτητα 4-5 cm/yr ως προς την Ευρώπη, δηλαδή αρκετά μεγαλύτερη από αυτή της Ανατόλιας.



Σχ 6.2 Αριστερόστροφη περιστροφική κίνηση της Ανατόλιας μικροπλάκας κατά μήκος του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατόλιας και του αριστερόστροφου ρήγματος (ανατολικά). Η μικροπλάκα της Ανατόλιας κινείται με ταχύτητα ~ 2.5 cm/yr κατά μήκος του ρήγματος της Ανατόλιας ως προς τη Ευρώπη (Hubert, 1998). Στο σχήμα δίνεται και ο σεισμός του 1999 στο Izmit (Armijo et al., 1999)

6.1 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

6.1.1 ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Μέχρι εκδήλωση του σεισμού του 1995 η ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας θεωρούνταν, από πολλούς επιστήμονες, “ασεισμική” ή πολύ χαμηλής σεισμικότητας δίχως καταστροφικούς σεισμούς. Οι σεισμικοί χάρτες και οι κατάλογοι των σεισμών έδειχναν μια μικρή σεισμική δραστηριότητα στον 20αίωνα. Οι καταγραφές από ενόργανες μετρήσεις κυρίως των τελευταίων δεκαετιών έδειξαν περιορισμένα σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους.

Εντούτοις το καταστροφικό γεγονός της 13 Μαΐου 1995 ($M_s=6.6$, $M_0=7.6 \times 10^{18}$ Nm, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών) στην περιοχή της Κοζάνης - Γρεβενών δείχνει ότι η βραχείας περιόδου σεισμική δραστηριότητα δεν αντιπροσωπεύει την μακρά περίοδο σεισμικής δραστηριότητας

Για το σκοπό αυτό η περιοχή της Κοζάνης λαμβάνεται υπ’ όψη ως μια περιοχή ακτίνας 100 Km η οποία περιλαμβάνει την Βέροια, την Έδεσσα, την Ελασσόνα, τα Μετέωρα και την Καστοριά.

Στη συνέχεια δίνεται μια συνοπτική περιγραφή των ιστορικών σεισμών που αναφέρονται για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας. (Ambraseys 1999, Παπαζάχος & Παπαζάχου 2002):

Δεν υπάρχουν ιστορικές αναφορές για σεισμούς στην περιοχή πριν από το 800 μ.Χ.

<904 μ.Χ (Βέροια)

Η πρώτη αναφορά σε καταστροφικό σεισμό κοντά στην Βέροια δίνεται από τον Καμενιάτη (1863), χρονικογράφος εκείνης της εποχής στην περιγραφή του που αφορούσε την λεηλασία του υπέστη η Θεσσαλονίκη από τους Άραβες στα τέλη του Αυγούστου του 904 αναφέρει ότι: «...ειπώθηκε ότι η γειτονική πόλη της Βέροιας καθώς και η ευρύτερη περιοχή σείστηκε από σεισμό ...» ως αποτέλεσμα αυτού η πόλη έγινε ευάλωτη στους Βούλγαρους επιδρομείς όπου αιχμαλώτισαν πολλούς από τους επιζήσασες και τους μετέφεραν στην Κρήτη.

Αρχές του 1200 μ.Χ (Βέροια)

Μια ακόμα αναφορά για σεισμό προέρχεται από έναν συγγραφέα από την Οχρίδα ο οποίος αναφέρει την καταστροφή του Ιερού Ναού της Παναγίας Ελεούσα από σεισμό. Η πληροφορία αυτή αναφέρεται στην πρώτη δεκαετία του 1200 μ.Χ. Η

εκκλησία αυτή ξαναχτίστηκε και αργότερα μετατράπηκε σε μοναστήρι. (Χωματινός, 1892, xlviii, σελ215-222).

1395, Οκτώβριος Έδεσσα (Βοδενά)

Έχουν εντοπιστεί στοιχεία από δύο μαρτυρίες που αναφέρονται σε καταστροφικό σεισμό στα Βοδενά. Η μια αναφέρει ισχυρό σεισμό που κατέστρεψε τα Βοδενά το 6904 (Σεπτ. 1395- Αυγ.1396) (Αμαντος, 1932) ενώ η άλλη προσθέτει ότι ο σεισμός «βύθισε» τα Βοδενά το 6904 (Schreiner, 1975-79).

1514-1515 (Δυτική Πίνδος)

Κατά το 1514-1515 ένας αναφέρεται τρομακτικός σεισμός στη Δυτική Πίνδο όπου καταστρέφει ολοκληρωτικά την γέφυρα του Κόρακα στον Αχελώο ακριβώς μετά την κατασκευή της.

1582, 22 Φεβρουαρίου (Μετεώρα)

Ένα χειρόγραφο της μονής Βαρλαάμ αναφέρει ένα σεισμό που έγινε αισθητός την έβδομη ώρα προς τα ξημερώματα της 22 Φεβρουαρίου (Bees, 1984,ii,σελ.109)

1621, 6 Μαρτίου (Μετεώρα)

Ο Παπαιωάννου (1988b), βασιζόμενος σε εγγραφή στο βιβλίο της μονής Βαρλαάμ των Μετεώρων, αναφέρει ότι στις 24 Φεβρουαρίου ισχυρός σεισμός δόνησε την περιοχή. Οι δονήσεις κράτησαν μερικές μέρες και σείονταν ο τόπος τη μέρα και την νύχτα.

1661, 31 Μαρτίου (Μετεώρα)

Όπως προκύπτει από επιστολή του Κ. Σπανού στην εφημερίδα Ελευθερία της Λάρισας στις 14.7.1988 σε χειρόγραφο της μονής Βαρλαάμ των Μετεώρων αναφέρεται ότι έγινε σεισμός μεγάλος.

1674, 25 Ιανουαρίου (Μετεώρα)

Όπως προκύπτει από επιστολή του Κ. Σπανού στην εφημερίδα Ελευθερία της Λάρισας στις 14.7.1988 σε χειρόγραφο της μονής του Αγ. Στεφάνου των Μετεώρων, αναφέρεται ότι στις 15 Ιανουαρίου (παλ. ημερομηνία) και ώρα 10 το πρωί, έγινε σεισμός μεγάλος και αρκετές δονήσεις ακολούθησαν. Μετά από 30 ημέρες περίπου τις 14 Φεβρουαρίου (παλ. ημερομηνία), έγινε ξανά δύο φορές τρομακτικός σεισμός

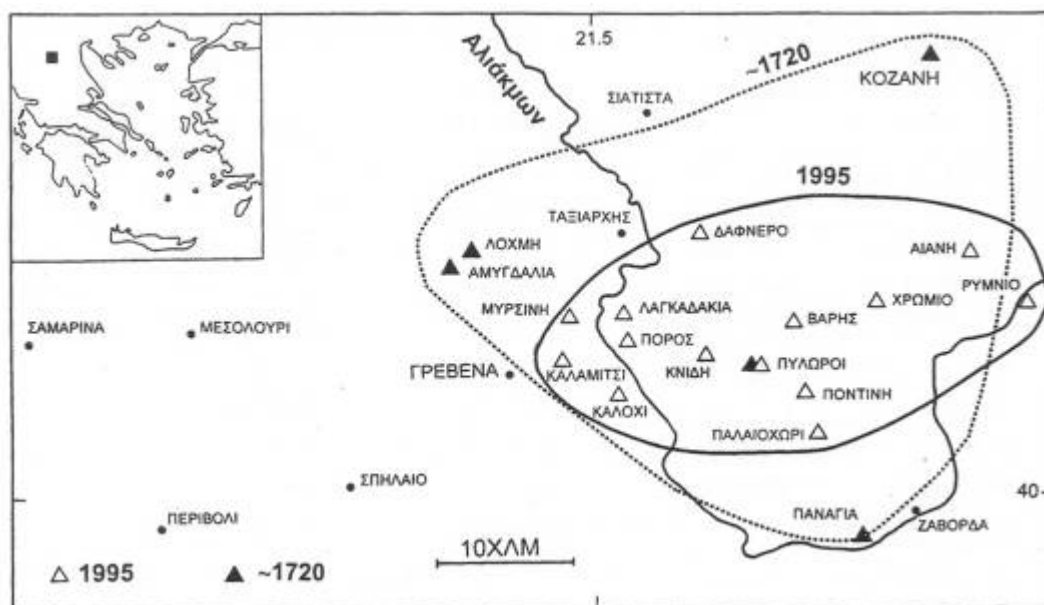
1674, 24 Φεβρουαρίου (Μετεώρα)

Σεισμός τρομακτικός αναφέρεται από τα Μετέωρα στις 13 Φεβρουαρίου (παλ. ημερομηνία) στις 8 το βράδυ (Σοφιανός, 1986)

1695, 10 Σεπτεμβρίου (Κοζάνη)

Πρόκειται για τον μεγαλύτερο σεισμό που έχει γίνει στην ευρύτερη περιοχή της Κοζάνης με μέγεθος $M_s=6.5$. Η αναφορά που υπάρχει σχετικά με τον σεισμό αυτό είναι σε μια ρητορική επιγραφή στη εκκλησία του Αγ. Νικολάου που μαρτυρά μεγάλης κλίμακας οικοδομικές εργασίες το 1721. Σώζεται μάλιστα σουλτανικό φερμάνι του ίδιου έτους που παρέχει την άδεια της επισκευής τους ναού (Παπαιωάννου, 1989).

Σημαντικό είναι να αναφερθεί ότι είναι ένα εμφανές ένα κύμα ναοδομίας που αρχίζει λίγο πριν από το 1720 το οποίο περιορίζεται στο τμήμα των νομών Κοζάνης και δεν επεκτείνεται στις γύρω περιοχές. Παράλληλα δεν καταμαρτυρούνται οικοδομικές εργασίες την κρίσιμη περίοδο 1720-1746 δυτικά των Γρεβενών. Τέτοια συγκέντρωση σημαντικών επεμβάσεων είναι ασύνηθες γεγονός δεδομένου ότι επικρατούσαν συνθήκες έντονης θρησκευτικής καταπίεσης στην εξεταζόμενη περιοχή. Εκτιμάται επομένως ότι το κύμα ναοδομίας θα πρέπει να ήταν αποτέλεσμα ενός καταστροφικού σεισμού, όπως και τα αντίστοιχα κύματα ναοδομίας που διαπιστώνονται στη Φθιώτιδα μετά τους ιστορικά τεκμηριωμένους σεισμούς του 1544 και 1740 (Στείρος, 1995).



Σχ 6.1.1.1 Η πλειόσειστη περιοχή του σεισμού του 1995 (ορίζεται από ανοιχτά τρίγωνα, Παπαζάχος et al., 1995) και η αντίστοιχη του 1712/21 (γεμάτα τρίγωνα). Με τελείες σημειώνονται οι πλησιέστερες στην πλειόσειστη περιοχή εκκλησίες οι οποίες δεν περιλαμβάνονται στο κύμα ναοδομίας της περιόδου 1720-1746 (Στείρος, 1995)

1710, 13 Μαρτίου (Καστοριά)

Καταστροφικός σεισμός την Καστοριά. Υπάρχουν αναφορές ότι ο σεισμός κατέστρεψε μέρος του μουσουλμανικού τεμένους των της πόλης (Ambraseys and Finkel, 1998).

1766, 9 Νοεμβρίου (Ελασσόνα)

Σε χειρόγραφες επιγραφές του Κώδικα της μονής της Ολυμπιώτισσα (κοντά στην Ελασσόνα) αναφέρεται ότι στις 29 Οκτωβρίου (παλ. ημερομηνία)του 1766 περί την πέμπτη νυκτερινή ώρα έγινε μεγάλος σεισμός, ώστε πολλά σπίτια έπαθαν σημαντικές βλάβες και οι καπνοδόχοι έπεσαν από την ρίζα τους (Σκουβαράς 1967, Τσαρμανίδης 1995).

1784, 25 Αυγούστου (Ελασσόνα)

Ισχυρός σεισμός στην περιοχή της Ελασσόνας. Χειρόγραφη μαρτυρία στο μοναστήρι της Ολυμπιώτισσας.(Σκουβάρας, 1697)

1812, 29 Μαΐου (Καστοριά)

Χειρόγραφο σε εκκλησία της Καστοριάς αναφέρει ισχυρό σεισμό που προκάλεσε μεγάλες καταστροφές σε σπίτια και σε μουσουλμανικά τεμένη. Οι κάτοικοι αναγκάστηκαν να καταφύγουν στα βουνά, οι σεισμικές δονήσεις συνεχίστηκαν για τρεις μήνες,

1889, 10 Φεβρουαρίου (Κολινδρός)

Ισχυρός σεισμός στην περιοχή του Κολινδρού. Μεγάλες καταστροφές στα σπίτια

1894, 23 Αυγούστου (Σιάτιστα)

Πρόκειται ισχυρό σεισμός που αναφέρεται ότι έγινε και προκάλεσε καταστροφές στην περιοχή ανάμεσα στην Σιάτιστα και στην Καστοριά. Η δόνηση έγινε αισθητή μέχρι το Μοναστήρι.

1900, 1 Μαρτίου (Φλώρινα)

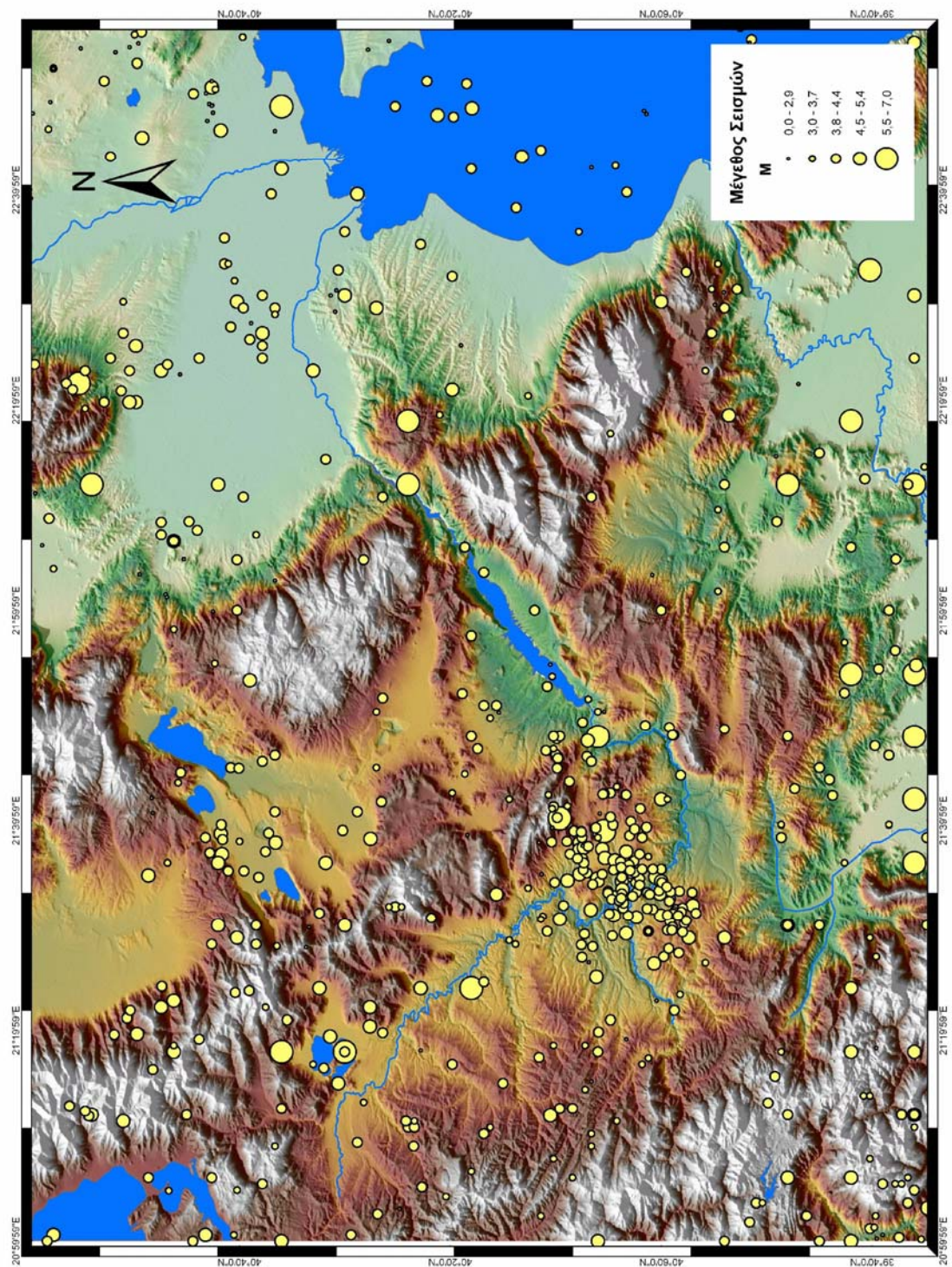
Ισχυρός σεισμός που προκάλεσε μεγάλες καταστροφές στην Φλώρινα και σε πολλά χωριά της γύρω περιοχής. Ελλιπείς παραπάνω πληροφορίες.

1901, Δεκέμβριος (Ελασσόνα)

Πρόκειται ισχυρό σεισμός που αναφέρεται ότι έγινε και προκάλεσε καταστροφές στην περιοχή της Ελασσόνας. Οι μετασεισμοί έγιναν αισθητοί μέχρι την Καστοριά.

Πίνακας 6.1.1.1 Πίνακας με τους Ιστορικούς σεισμούς της ευρύτερης περιοχής (Ι. Παπαιωάννου 1989, Ν. Ambraseys 1999, Παπαζάχος-Παπαζάχου 2002)

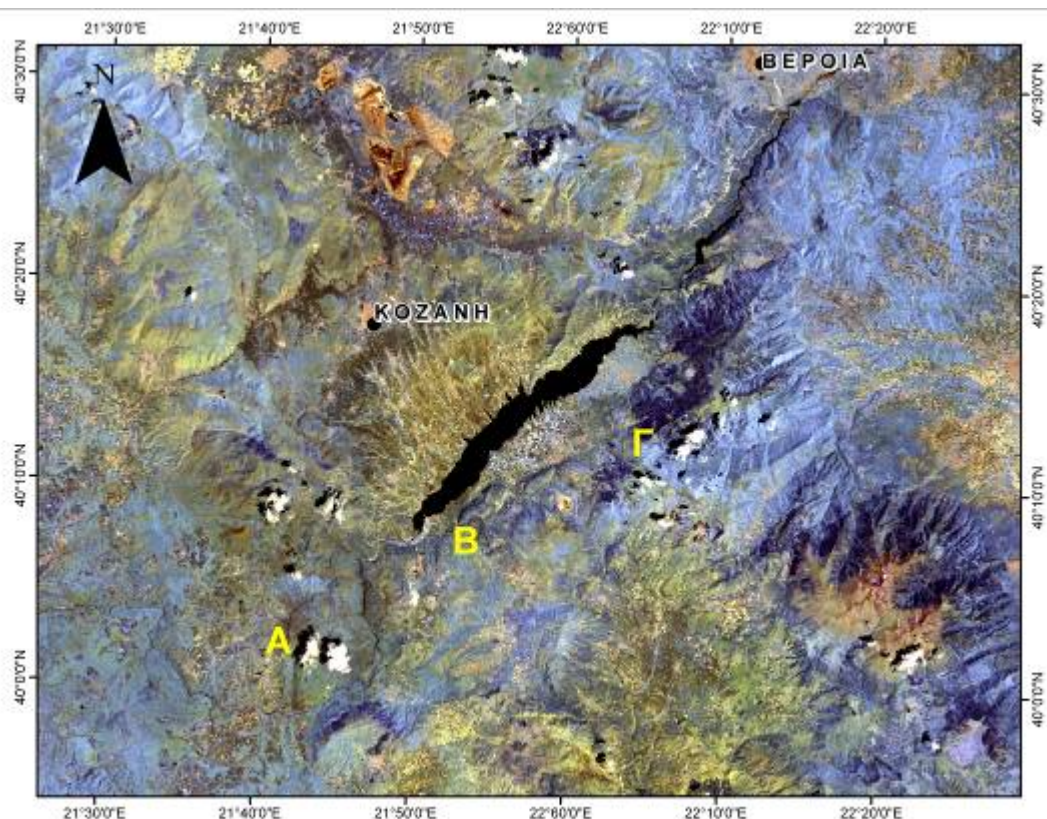
	Ημερομηνία Ambraseys, 1999	Θέση	Ημερομηνία Παπαζάχος και Παπαζάχου (2002)	Επίκεντρο	Ms
1	<904	Βέροια	(896)	40.5-22.3	6.0
2	1200 c	Βέροια	1211	40.4-22.1	6.5
3	Οκτώβριος 1395	Βοδενά	Οκτώβριος 1395	40.9-22.2	6.7
4	1514 c	Δ. Πίνδος			
5	22 Φεβρουαρίου, 1582	Μετέωρα			
6	6 Μαρτίου 1621	Μετέωρα	6 Μαρτίου 1621	39.7-21.9	6.0
7	25 Ιανουαρίου 1674	Μετέωρα	26 Ιανουαρίου 1674	39.6-21.7	6.0
8	28 Ιανουαρίου.1674	Μετέωρα			
9	24 Φεβρουαρίου 1674	Μετέωρα			
10	26 Σεπτεμβρίου 1695	Κοζάνη	-1720	40.1-21.8	6.5
11	1709-1710	Καστοριά			
12	9 Νοεμβρίου 1766	Ελασσόνα	9 Νοεμβρίου ..1766	39.8-22.2	6.3
13	25 Αυγούστου 1784	Ελασσόνα			
14	29 Μαΐου ..1812	Καστοριά	29 Μαΐου 1812	40.5-21.30	6.5
15	10 Φεβρουαρίου 1889	Κολινδρός			
16	23 Αυγούστου 1894	Καστοριά			
17	1-Μάρτιος-1900	Φλώρινα			
18	Δεκέμβριος 1901	Ελασσόνα			



Σχ 6.1.1.2 Επικέντρα σεισμών στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Τα στοιχεία προέρχονται από τον κατάλογο του Εργαστηρίου Γεωφυσικής, τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. για το διάστημα 500π.Χ.-2003

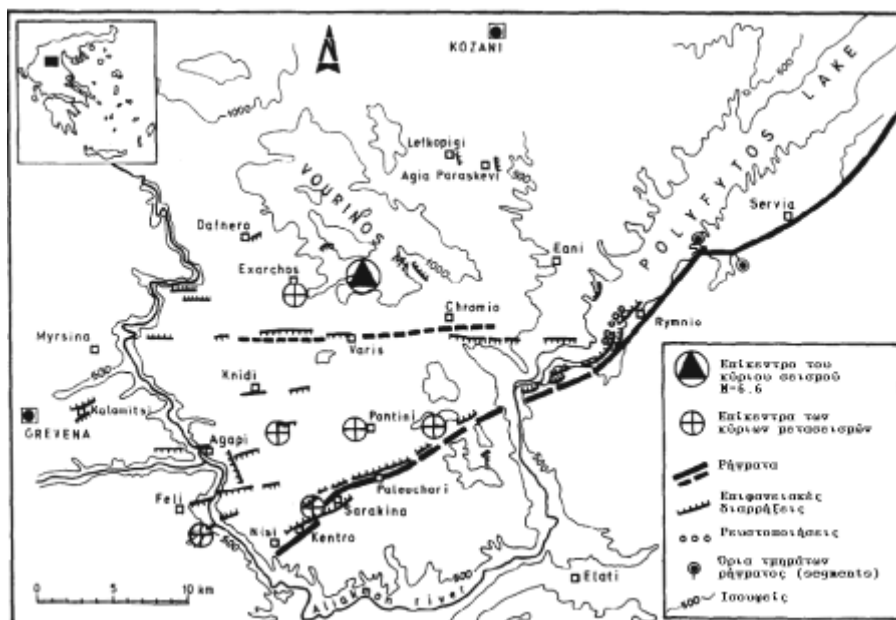
6.2 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ 13^{ης} ΜΑΪΟΥ 1995

Το Σάββατο στις 13 Μαΐου 1995 στις 11:47 τοπική ώρα (08:47 GMT) συνέβη ένας ιδιαίτερα ισχυρός και καταστρεπτικός σεισμός με μέγεθος $M_s = 6.6$ στη Βόρεια Ελλάδα (περιοχή Δυτικής Μακεδονίας), ο οποίος συνοδεύτηκε από μια ακολουθία μετασεισμών. Το επίκεντρο της κύριας δόνησης εντοπίστηκε στην περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών ($40,13^\circ \text{N}$ – $21,67^\circ \text{E}$) και σε βάθος περίπου 13 Km (12 Km: Papazachos et al., 1998, 13 Km U.S.G.S., 14 Km Hatzfeld et al., 1995). Η μέγιστη ένταση υπολογίστηκε σε $I_0 = IX$ (MSK).



Σχ .6.2.1 Δορυφορική εικόνα LANDSAT 7 ETM+, ημερομηνία λήψης: 28-06-2000 Landsat 7 ETM+ (R:band1, G:band 2, B:band 3), Path/Row: 184/033F, pixel size 28.5x28.5 (14.25x14.25 band8) Sun elevation =65, Sun azimuth =121, UTM34N WGS84, μέγεθος εικόνας: 7738x8714 (TM) 17428x15476 (Pan), στην οποία φαίνεται χαρακτηριστικά το ρήγμα Ρυμνίου - Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας (ΑΒΓ) με το τμήμα ΑΒ Παλαιοχωρίου Σαρακήνας που ενεργοποιήθηκε με το σεισμό του 1995. (Ανάλογη με τη δημοσιευμένη δορυφορική TM4, Mountrakis et al., 1998)

Πρόκειται για τον μεγαλύτερο σεισμό που έχει καταγραφεί στην περιοχή καθώς έγινε αισθητός στη Κεντρική και Βόρεια Ελλάδα. Ο σεισμός προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες σε πολλά χωριά τα οποία βρίσκονταν στην επικεντρική περιοχή. Οι δύο μεγαλύτερες πόλεις η Κοζάνη και Γρεβενά επλήγησαν σημαντικά παρόλα αυτά δεν υπήρξαν απώλειες σε ανθρώπινες και αναφέρθηκαν μόνο 20 ελαφριοί τραυματισμοί. Αυτό συνέβη επειδή οι προσεισμοί $M=3,8-4,5$ οι οποίοι έγιναν κατά την διάρκεια των τελευταίων λεπτών πριν από την γένεση του κύριου σεισμού καθώς και η ημέρα (Σάββατο), ήταν οι αιτίες να βγουν οι κάτοικοι από τα σπίτια τους και οι μαθητές να μην είναι στα σχολεία τους (πολλά από τα οποία καταστράφηκαν εντελώς). Ο σεισμός αυτός προξένησε το ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων επειδή είναι ο ισχυρότερος σεισμός που έχει καταγραφεί από σειсмоγράφους στην περιοχή αυτή, που θεωρείται, όπως φαίνεται από σχετικές εργασίες (Papazachos 1990, Hatzidimitriou et al 1994), χαμηλής σεισμικότητας καθώς δεν υπάρχουν στοιχεία και μαρτυρίες για ιστορικούς σεισμούς. Ο σημαντικότερος ιστορικά καταγεγραμμένος σεισμός στην περιοχή έγινε το 1695 με πιθανό μέγεθος $M_s=6.5$ (Steiros, 1995) ενώ ο μεγαλύτερος καταγεγραμμένος σεισμός έγινε στις 25 Οκτωβρίου 1984 και είχε μέγεθος 5.6.



Σχ 6.2.2 Χάρτης των κυριότερων επιφανειακών διαρρήξεων και των φαινομένων ρευστοποιήσεων της πλειόσειστης περιοχής του σεισμού της 13^η Μαΐου 1995. Με έντονη γραμμή φαίνεται το νεοτεκτονικό ρήγμα Σερβίων – Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας καθώς και τα γεωμετρικά όρια που διαχωρίζουν το τμήμα των Σερβίων από το τμήμα της Ρυμνίου - Σαρακήνας. (Mountrakis et al., 1998)

Ο σεισμός της 13^{ης} Μαΐου 1995 είχε αρκετές επιφανειακές εκδηλώσεις στην ευρύτερη πλειόσειστη περιοχή. Οι επιφανειακές εκδηλώσεις ήταν πρωτογενείς και δευτερογενείς μετατοπίσεις σε επιφάνειες ρηγμάτων, καθιζήσεις, κατολισθήσεις, καταπτώσεις βράχων, φαινόμενα ρευστοποίησης, ρωγμές κ.α (Μουντράκης et al., 1995, Pavlides et al., 1995).



Σχ 6.2.3 Κατολίσθηση στο χωριό Κέντρο στις κυανότεφρες μάργες (Mom) που υπόκεινται στων ψαμμιτών (Mo) και των Πλειο-πλειστοκαινικών στρωμάτων, (Ξανθοπούλου, Οκτώβριος 2005, επάνω), μετά το σεισμό του 1995 (Παυλίδης et al. ,1995, κάτω)



Σχ 6.2.4 Φαινόμενα ρευστοποίησης (ηφαίστεια άμμου) στην τεχνητή λίμνη Πολυφύτου στο χωριο Ρύμνιο. Οι εκδηλώσεις έγιναν ορατές μετά την απόσυρση των νερών της λίμνης (Χατζηπέτρος, 1998)

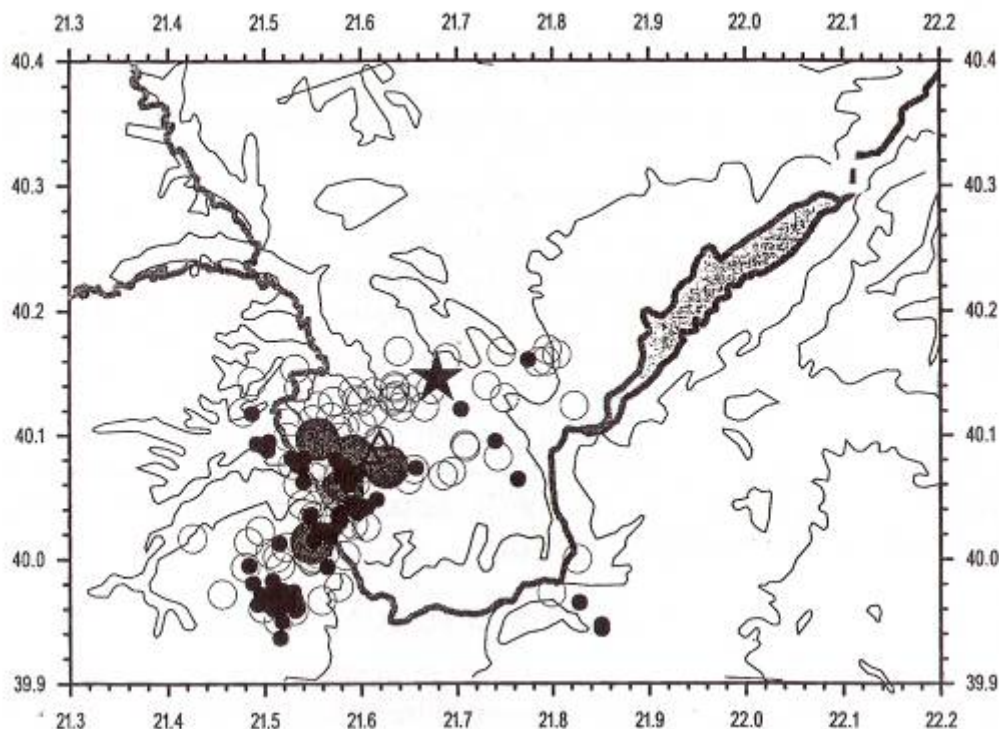


Σχ 6.2.5 Επιφανειακή διάρρηξη στη βόρεια πλευρά του λόφου της Σαρακήνας. Διακρίνεται η νέα επαναδραστηριοποίηση (απογύμνωση βράχου κατά 10 cm) στην παλιά κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος .(Η φωτογραφία τραβήχτηκε μετά το σεισμό του 1995, Μουντράκης et al., 1995)

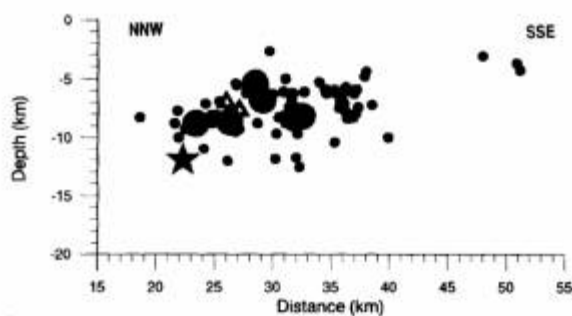


Σχ 6.2.6 Επιφανειακές διαρρήξεις ανατολικά του χωριού Χρώμιο.(Λήψη φωτογραφίας αμέσως μετά το σεισμό του 1995, Mountrakis et al, 1995). Στις φωτογραφίες φαίνεται χαρακτηριστικά το άλμα ρου ρήγματος

Μετά την γένεση του κύριου σεισμού ακολούθησε πολύ υψηλή μετασεισμική δραστηριότητα η οποία καταγράφηκε από το εθνικό δίκτυο σεισμολογικών σταθμών. Με σκοπό την καλύτερη καταγραφή και την πληρότητα των γεγονότων, την επόμενη ημέρα του κύριου σεισμού εγκαταστάθηκε στην περιοχή δίκτυο φορητών σειсмоγράφων και το οποίο λειτούργησε για ένα μήνα περίπου. Καταγράφηκαν αρκετές χιλιάδες μετασεισμών από όπου υπολογίστηκε με ακρίβεια ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού και το επίκεντρο (Parazachos et al 1998)

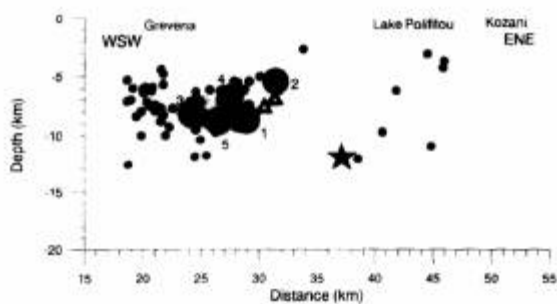


Σχ 6.2.7 Τα επίκεντρα των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας στην περιοχή. Οι μικροί μετασεισμοί (μικροί κύκλοι) προσδιορίστηκαν από τα δεδομένα του πυκνού τοπικού δικτύου, ενώ οι άλλοι σεισμοί από τα δεδομένα του μόνιμου δικτύου σεισμολογικών σταθμών. Με αστερίσκο διακρίνεται το επίκεντρο του κυρίου σεισμού και με τρίγωνα οι δύο μεγαλύτεροι μετασεισμοί. (Parazachos et al 1998)



Σχ.6.2.8 Τομές

Κάθετα στην παράταξη του ρήγματος όπου φαίνονται οι εστίες των προσδιορισμένων μετασεισμών της ακολουθίας



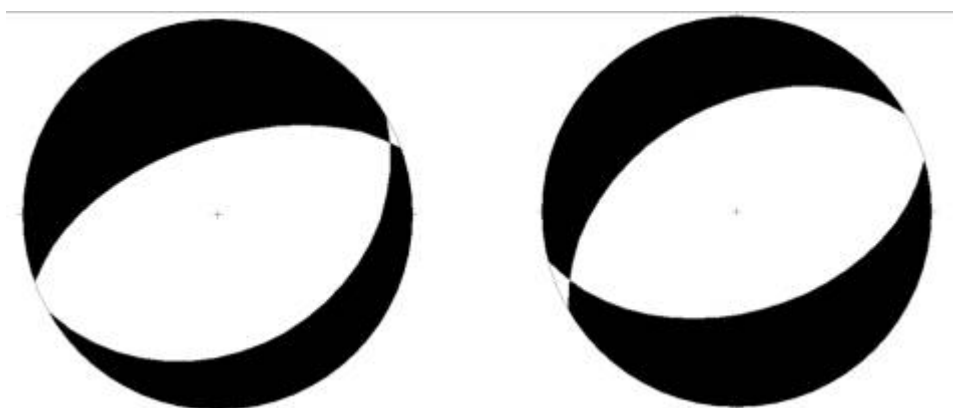
Κατακόρυφη τομή κατά μήκος της παράταξης του ρήγματος
Τα σύμβολα είναι ίδια με το παραπάνω σχήμα.

Papazachos et al 1998

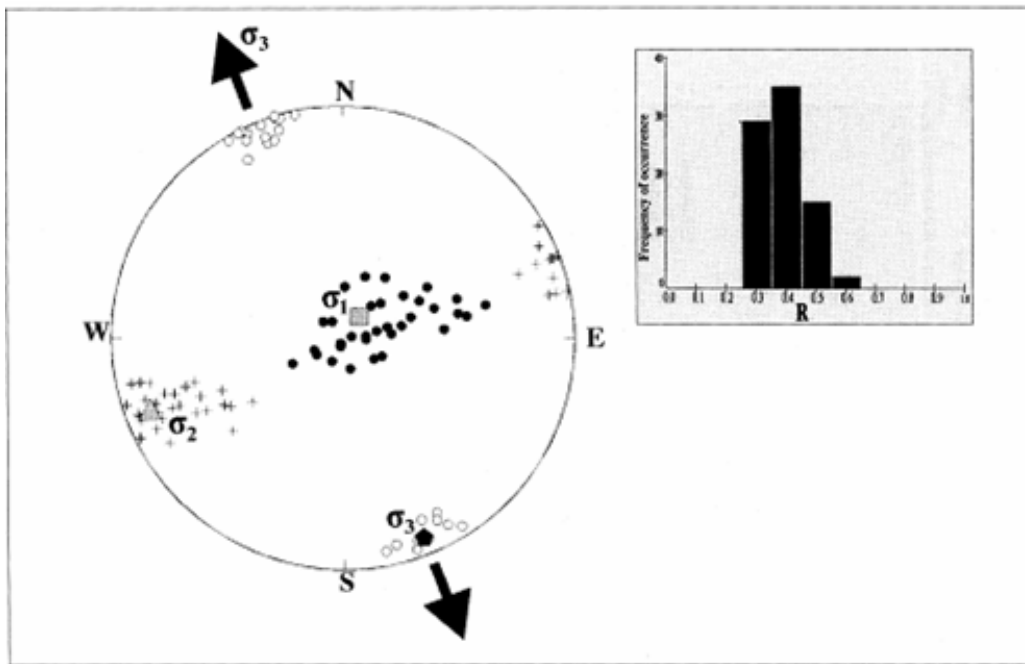
Τα στοιχεία για τα επίπεδα του μηχανισμού γένεσης του σεισμού φαίνονται στον πίνακα 6.2. Πρόκειται για τις λύσεις που έδωσαν η Γεωλογική υπηρεσία της Ιαπωνίας (GSJ) χρησιμοποιώντας στοιχεία του παγκόσμιου δικτύου σειсмоγράφων (μέθοδος ERI automatic CMT inversion), και το Πανεπιστήμιο του Harvard.

Πίνακας 6.2.1 Τα επίπεδα των ρηγμάτων του μηχανισμού γένεσης του Πανεπιστημίου του Harvard και της γεωλογικής υπηρεσίας της Ιαπωνίας NP1 και NP2 το πρώτο και το δεύτερο μηδενικό επίπεδο αντίστοιχα.

		ΠΑΡΑΤΑΞΗ	ΚΛΙΣΗ	ΓΩΝΙΑ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ
HARVARD	NP1	240	31	-98
	NP2	70	59	-85
GSJ	NP1	240	45	-101
	NP2	75	47	-79

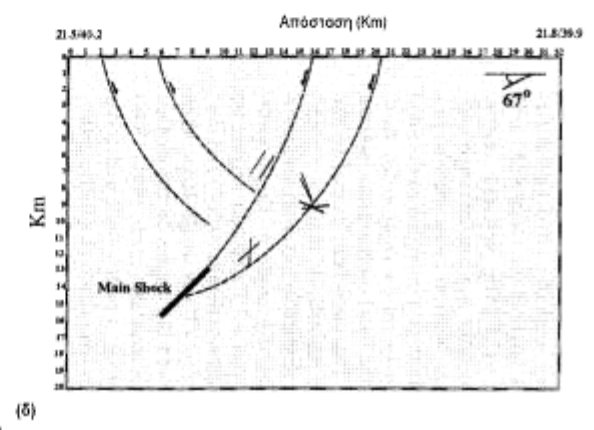
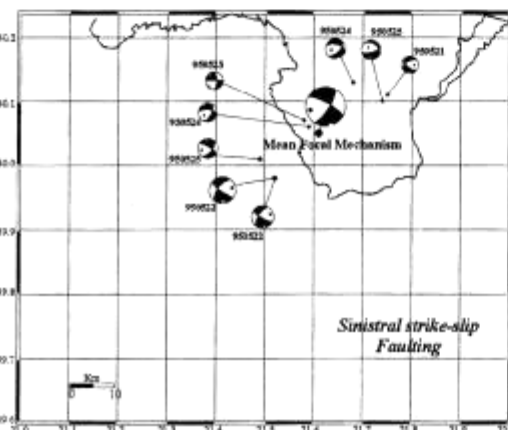
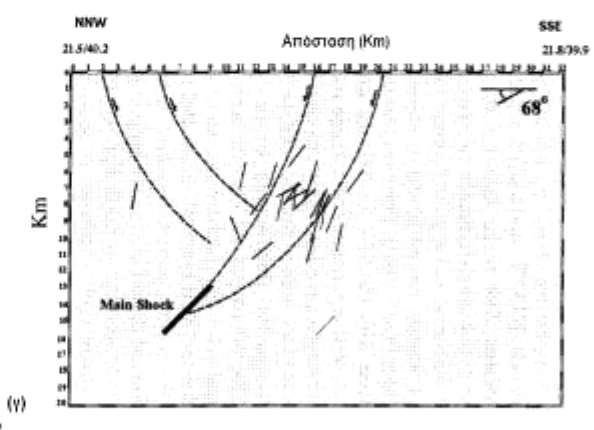
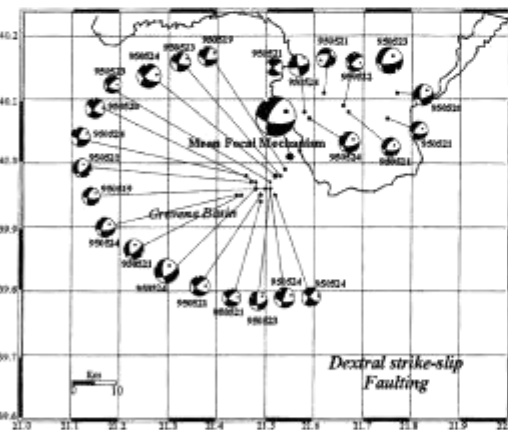
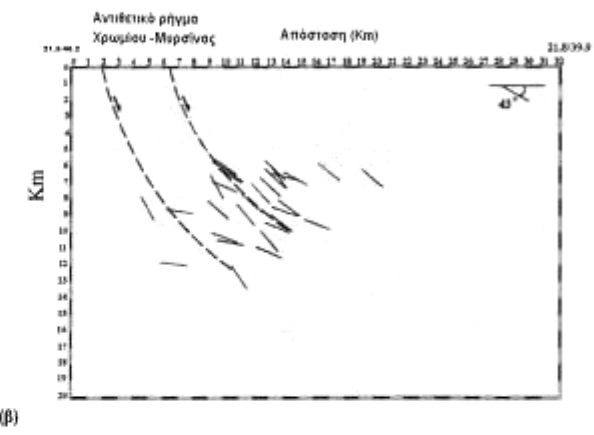
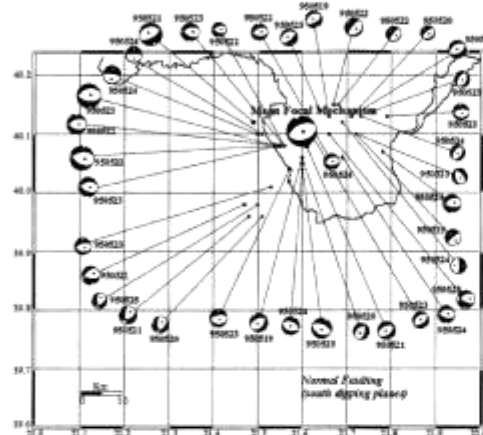
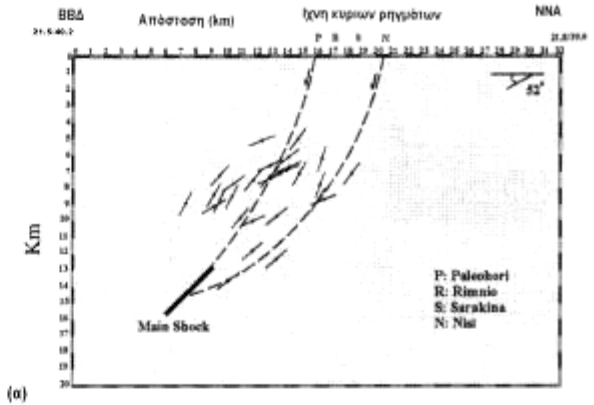
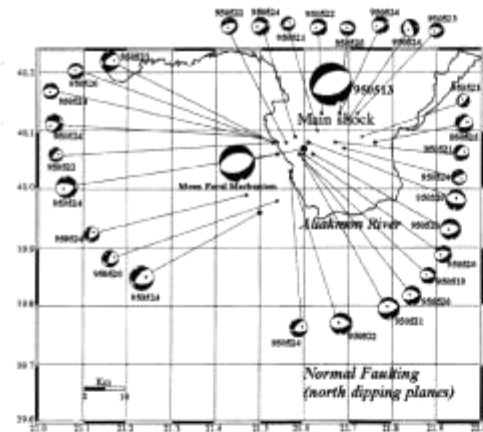


Σχ 6.2.5 Στερεογραφικές προβολές των λύσεων των μηχανισμών γένεσης του κύριου σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995 από τα στοιχεία του πανεπιστημίου Harvard (αριστερά) και της Γεωλογικής Υπηρεσίας της Ιαπωνίας (δεξιά).



Σχ 6.2.6 Στο παραπάνω σχήμα φαίνεται ο προσανατολισμός των κυρίων τάσεων στην περιοχή μελέτης για ένα διάστημα εμπιστοσύνης 95% τις τρεις κύριες τάσεις σ_1 , σ_2 , σ_3 . Το εσωκλειόμενο ιστόγραμμα δείχνει την κατατομή των σφαλμάτων R, για διαστήματα εμπιστοσύνης 95%. (Kiritzi, 1999)

Οι αντίστοιχες στερεογραφικές προβολές των λύσεων των μηχανισμών γένεσης και σύμφωνα με το προτεινόμενο μοντέλο τάσεων σχ. 6.2.6 (Kiritzi, 1999) δείχνουν ότι το ένα από τα δύο επίπεδα και των δύο αυτών μηχανισμών (70/59/-85 και 75/47/-79) έρχεται σε πολύ καλή συμφωνία τόσο με τις παρατηρήσεις υπαίθρου (παράταξη 70°) για το ρήγμα των Σερβίων, όσο και με την παράταξη της ζώνης διάρρηξης όπως αυτή φαίνεται από της χωρική κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών. Αυτή η ζώνη διάρρηξης έχει παράταξη 71° και μήκος σε αυτή την διεύθυνση 30km.



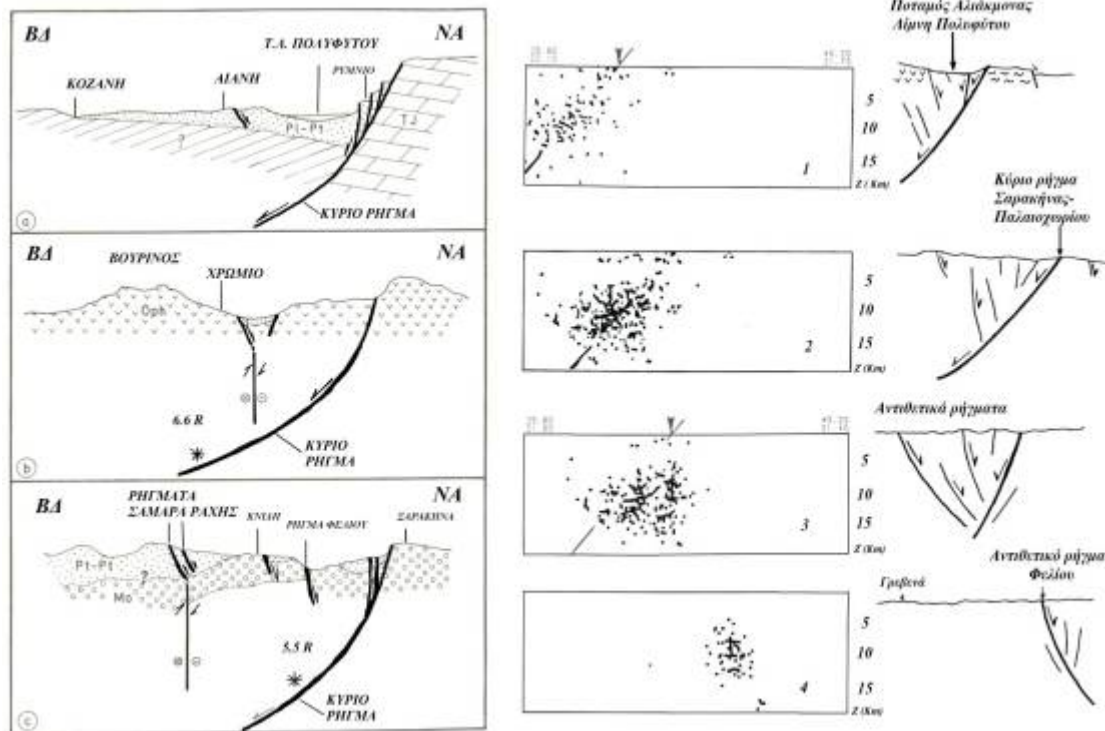
(προηγούμενη σελίδα) Σχ.6.2.7 Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της ακολουθίας από τους οποίους φαίνονται τα επίπεδα των ρηγμάτων. α) Κανονικές διαρρήξεις με τα επίπεδα των ρηγμάτων να κλίνουν προς τα Βόρεια. β) Κανονικές διαρρήξεις με τα επίπεδα των ρηγμάτων να κλίνουν προς τα Νότια γ) διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης με δεξιόστροφη συνιστώσα δ) διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης με αριστερόστροφη συνιστώσα. Οι κάθετες τομές δείχνουν το κυρίως ρήγμα καθώς και το αντιθετικό του. (Kiritzi, 1999)

Από την κατανομή των γεωγραφικών συντεταγμένων των επικέντρων της ακολουθίας φαίνεται ότι το τμήμα του ρήγματος που ενεργοποιήθηκε ήταν εκείνο δυτικά του Ρυμνίου, και συγκεκριμένα το τμήμα Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας, ενώ το κυρίως ρήγμα των Σερβίων δεν ενεργοποιήθηκε σε αυτή την ακολουθία. Η κλίση εξάλλου προς τα ΒΔ του ρηξιγενούς επιπέδου συμφωνεί απόλυτα με τις παρατηρήσεις υπαίθρου σχετικά με το ρήγμα

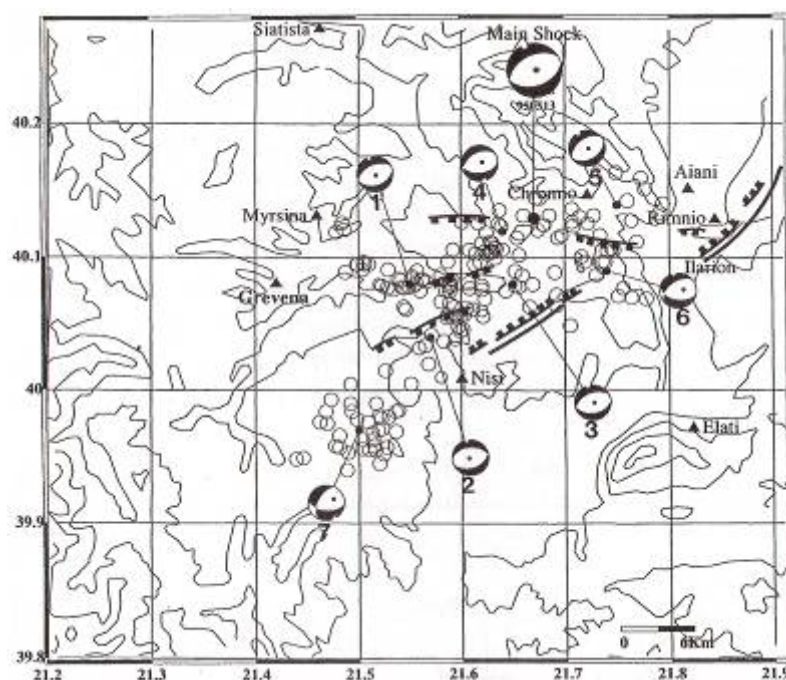
Η μετασεισμική ακολουθία τις πρώτες μέρες έδειξε μια τάση μετανάστευσης προς τα ΝΔ στη συνέχεια του ρήγματος. Τα επίκεντρα των μετασεισμών ωστόσο συγκεντρώθηκαν σε μια περιοχή μεταξύ Ρυμνίου – Νησιού, πράγμα που δείχνει ότι η σεισμική ακολουθία περιορίστηκε μεταξύ των δύο ορίων του συγκεκριμένου τμήματος, χωρίς να επεκταθεί ανατολικότερα προς τα Σέρβια. Μετά την πάροδο κάποιου χρονικού διαστήματος οι μετασεισμοί σταμάτησαν να μετακινούνται προς τα Γρεβενά και τα επίκεντρα τους διασκορπίστηκαν σε ολόκληρο το ενεργοποιημένο τμήμα του ρήγματος και σε ορισμένες περιπτώσεις νότια και νοτιοδυτικά του ρήγματος.

Μετά την πρώτη περίοδο ο μεγαλύτερος μετασεισμός $M_s=5.5$ έγινε στις 17 Ιουλίου 1995. Ενδιαφέρον είναι το γεγονός ότι η μετασεισμική έξαρση στις 18-20 Αυγούστου 1995 ήταν συγκεντρωμένη γύρω από το χώρο της Αιανής πράγμα που δείχνει ότι σε αυτό το διάστημα η σεισμική ακολουθία ακολούθησε ανάστροφη πορεία και μετανάστευσε προς τα ανατολικά.

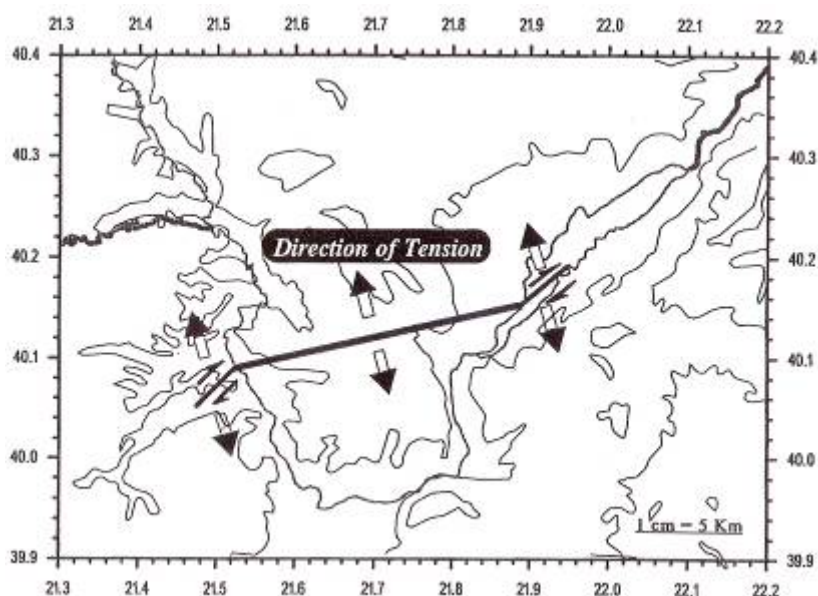
Σύμφωνα με τους Papazachos et al 1998 φαίνεται ότι το κεντρικό τμήμα της διάρρηξης με βάση το μηχανισμό γένεσης των μετασεισμών δείχνει κανονική διάρρηξη ενώ το βορειοανατολικό και το νοτιοδυτικό δείχνουν κανονική διάρρηξη με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης. Αυτό δικαιολογείται από το γεγονός ότι στο ανατολικό άκρο της ζώνης υπάρχει ένα γεωμετρικό εμπόδιο όπου και αρχίζουν οι ζώνες διάρρηξης που συνδέονται με το ρήγμα των Σερβίων (αλλαγή παράταξης). Η ίδια λογική μπορεί να εφαρμοστεί και στο νοτιοδυτικό άκρο της ζώνης διάρρηξης.



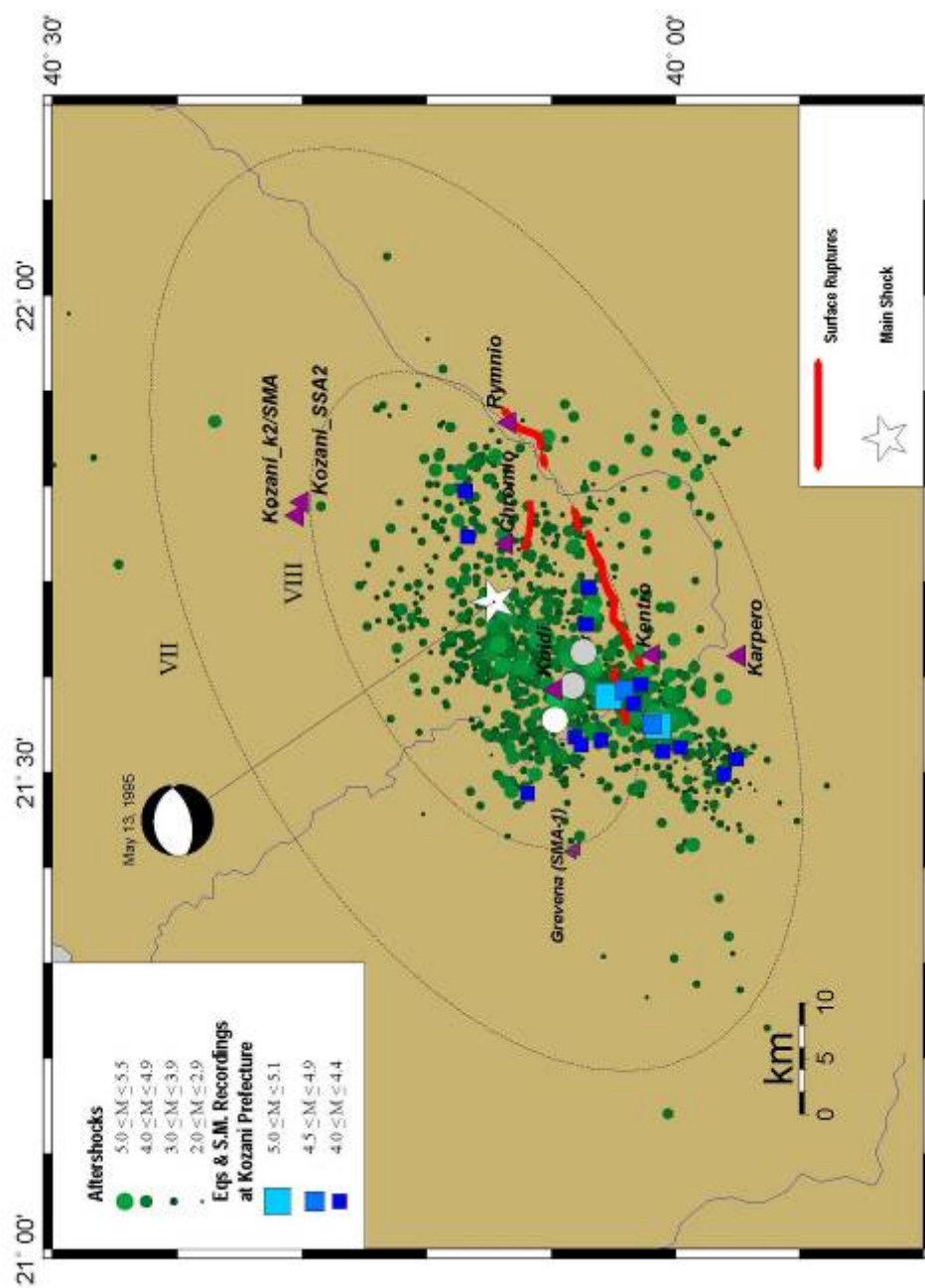
Σχ 6.2.8 Σχηματική απεικόνιση του γεωλογικού μοντέλου των ρηγμάτων που προκάλεσαν το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995. Στις τομές (αριστερά) φαίνεται το κύριο ρήγμα Ρυμνίου Παλαιοχωρίου Σαρακήνας Νησιού, ο κύριος σεισμός της 13^{ης} Μαΐου ($M=6.6$) και ο μετασεισμός της 11^{ης} Ιουλίου ($M = 5.5$). Το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης Χρωμίου –Βάρης επαναδραστηριοποιήθηκε σε μία σειρά αντιθετικών κανονικών ρηγμάτων (σχήματα b,c) PI-Pt: Πλειο-πλειστοκαινικά MO: Μολασσα Oph: οφειόλιθοι. TJ: Τριαδικοιουρασικοί Ασβεστόλιθοι (Mountrakis, 1998). Στις τομές (δεξιά) φαίνεται η κατανομή των μετασεισμών με το βάθος καθώς και η γεωμετρία του κυρίως ρήγματος με το βάθος (λιστρικό) καθώς και των αντιθετικών ρηγμάτων (Παυλίδης, 1995)



Σχ 6.2.9 Μηχανισμός γένεσης του κυρίου σεισμού της ακολουθίας και οι αντιπροσωπευτικοί μηχανισμοί γένεσης για τις 7 συγκεντρώσεις μετασεισμών. Οι μηχανισμοί γένεσης στο κεντρικό τμήμα της ζώνης διάρρηξης (περιοχές 1-5) είναι παρόμοιοι με τον κύριο (κανονική διάρρηξη), ενώ κοντά στο βορειοανατολικό άκρο (περιοχή 6) και νοτιοδυτικό άκρο (περιοχή 7) δείχνουν κανονική διάρρηξη με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης. (Παπαζάχος et al., 1998)



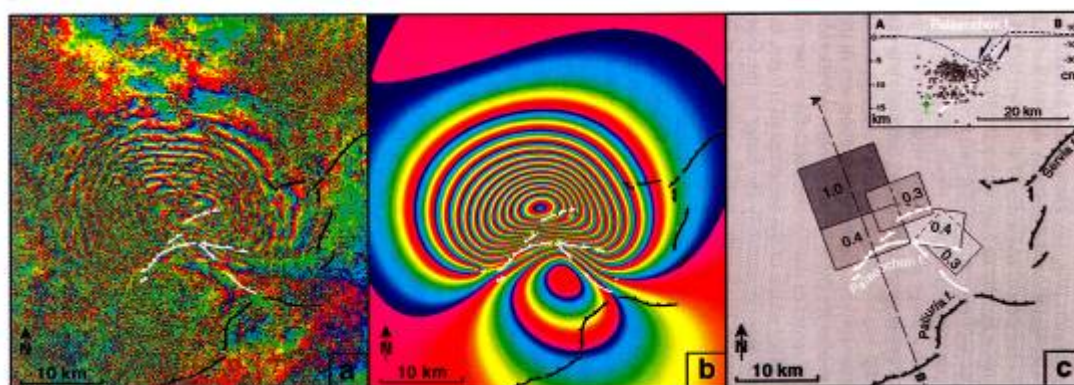
Σχ.6.2.10 Σχηματική παράσταση του μοντέλου ερμηνείας της χωρικής μεταβολής των μηχανισμών γένεσης των μετασεισμών. Η ενεργός εφελκυστική τάση προκάλεσε κανονικά ρήγματα στο κεντρικό κύριο τμήμα του ρήγματος ενώ η ίδια τάση προκάλεσε κανονικά ρήγματα με δεξιόστροφη οριζόντια συνιστώσα στις δύο άκρες της μετασεισμικής ζώνης λόγω ύπαρξης εκεί προϋπαρχόντων ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΑ. (Παπαζάχος et al., 1998)



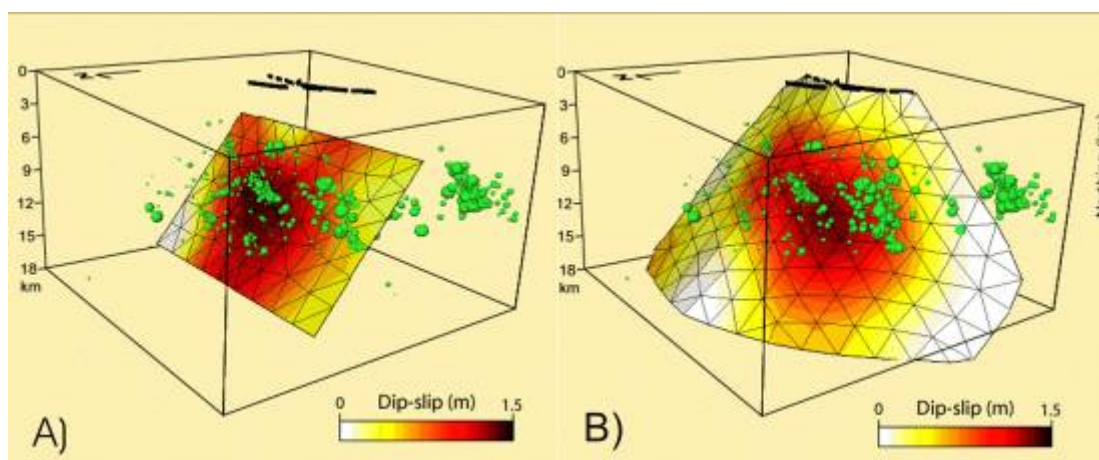
Σχ 6.2.11 Στο χάρτη των ισοσειστών του σχήματος, η ισόσειστη των μεγαλύτερων καταστροφών VIII φαίνεται να ταυτίζεται ΒΑ με τις επιφανειακές διαρρήξεις του ρήγματος και να περικλείει τα επίκεντρα του κυρίου αλλά και των σημαντικότερων μετασεισμών στην περιοχή (Ραφαϊοαννου, προσωπική επικοινωνία 2006)

6.2.1 Προσδιορισμός του μοντέλου διάρρηξης του σεισμού των Γρεβενών - Κοζάνης χρησιμοποιώντας δορυφορικές εικόνες συμβολής (INSAR)

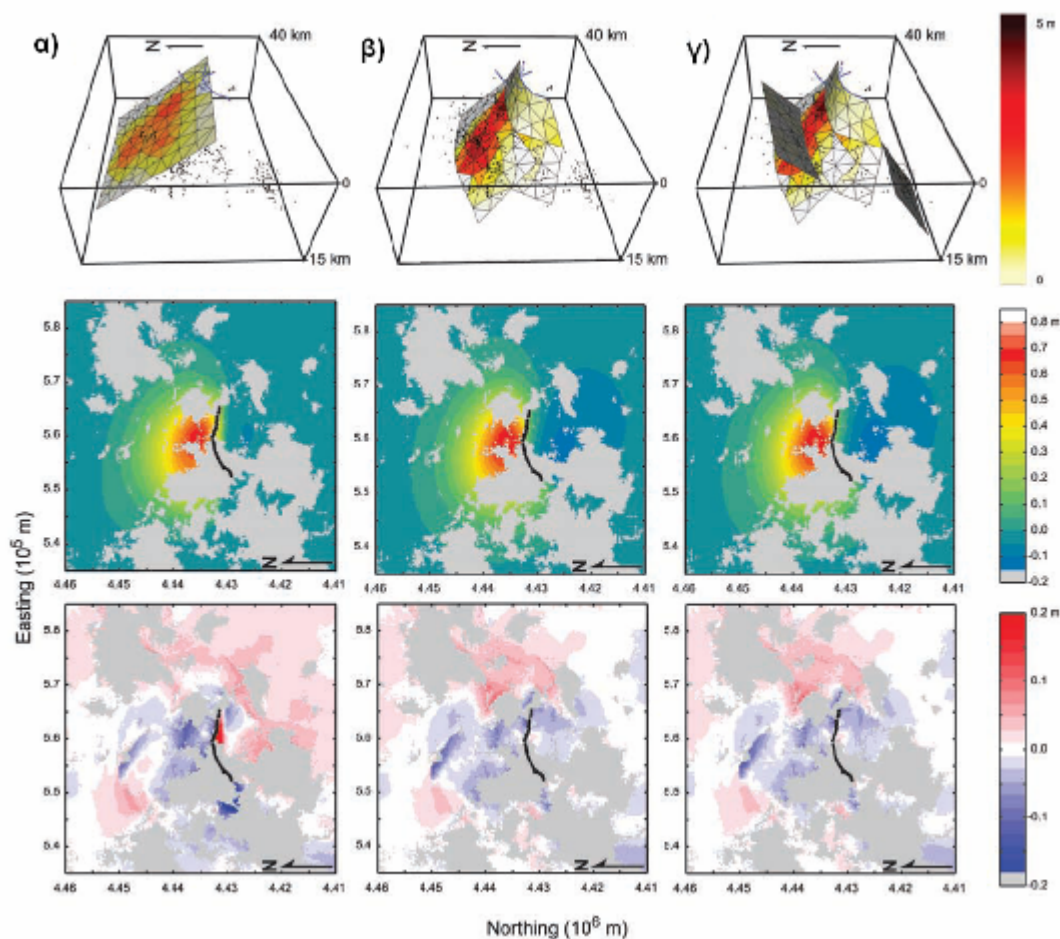
Προκειμένου να προσδιοριστεί και να περιγραφεί το επιφανειακό πεδίο μετατοπίσεων του ρήγματος οι Meyer et al. 1996, Rigo et al., 2003, Resor et al 2005, χρησιμοποίησαν τους κροσσούς συμβολής από την επεξεργασία δορυφορικών εικόνων radar συνθετικής αντένας, οι οποίες ελήφθησαν σε διαφορετικές χρονικές στιγμές από ευρωπαϊκό δορυφόρο ERS-1 στην ζώνη C (μήκους κύματος 56mm).



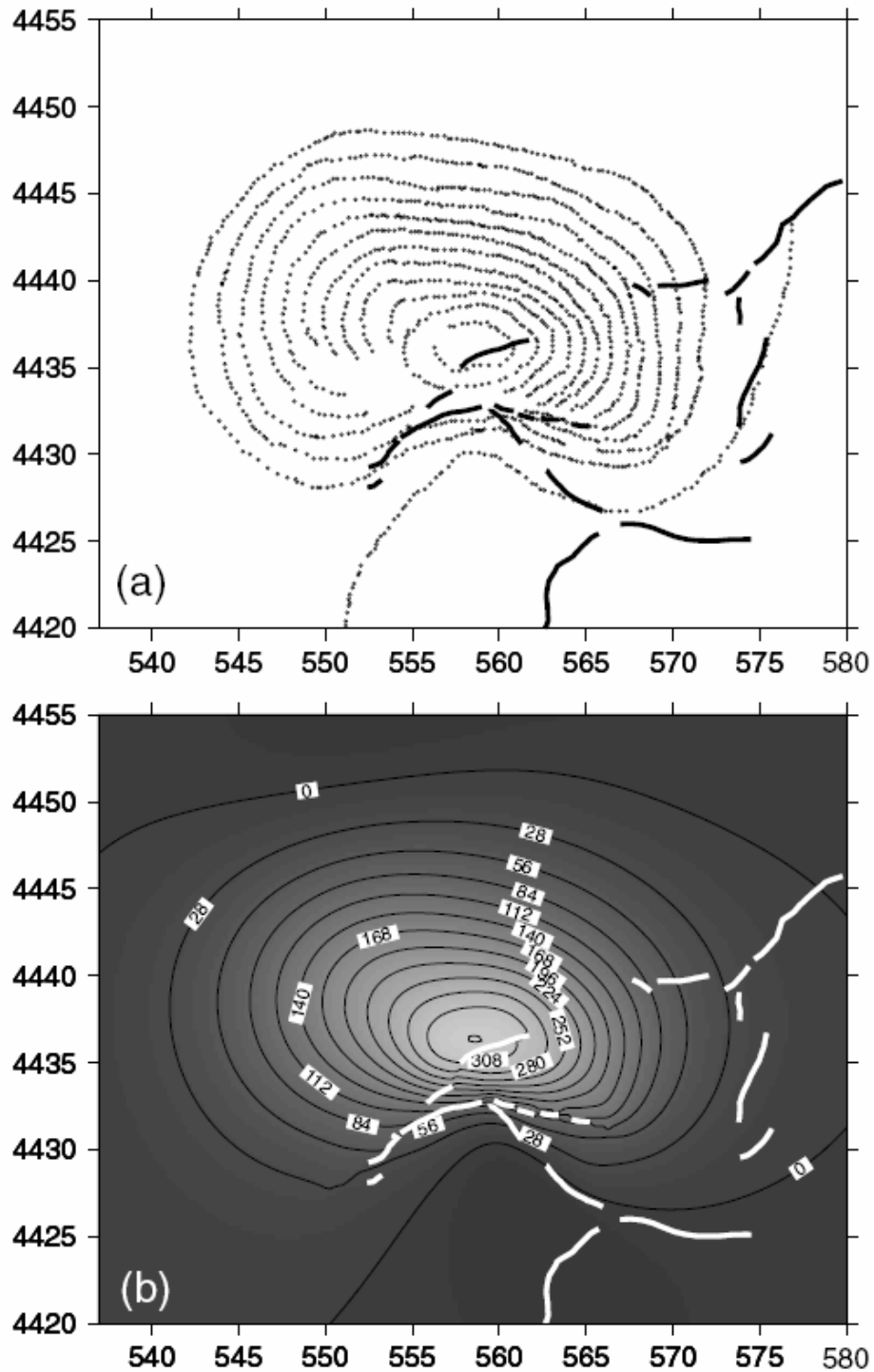
Σχ 6.2.1.1 (a) Συμβολόγραμμα που περιγράφει το επιφανειακό πεδίο μετατοπίσεων στο διάστημα 16/11/1993 και 05/10/1995 με ύψος αβεβαιότητας 126mm και σφάλμα μικρότερο των 2mm. Κάθε κροσσός παριστά 28mm κατακόρυφη μετατόπιση. (b) συνθετικοί κροσσοί (c) Το προτεινόμενο μοντέλο και οι αντίστοιχες μέσες μετατοπίσεις σε m. Τα παραλληλόγραμμα παρουσιάζουν κλίση 0,4 m η οποία δεν είναι σταθερή. Δίνεται τομή του ρήγματος του Παλαιοχωρίου και της κατακόρυφης μετατόπισης σ' αυτό (σε cm). (Meyer et al 1996)



(προηγούμενη σελίδα) Σχ 6.2.1.2 Τρισδιάστατες τομές των συμβολογραμμάτων. Α) Τομή που προέκυψε από την παραδοχή ότι η επιφάνεια του ρήγματος περιγράφεται από ένα και μόνο επίπεδο (a flat fault model). Β) τομή που προέκυψε από την παραδοχή ότι η επιφάνεια του ρήγματος περιγράφεται από περισσότερα από επίπεδα (complex fault model), οι πράσινοι κύκλοι δείχνουν τους σεισμούς. (Meyer et al 1996).



Σχ 6.2.1.3 Στο σχήμα απεικονίζονται τρία προτεινόμενα μοντέλα μετά από αντιστροφή των αποτελεσμάτων των συμβολογραμμάτων ανάλογα με το προτεινόμενο επίπεδο ρήγματος α) μοντέλο που περιγράφει με ένα και μόνο επίπεδο το ρήγμα μετά από μη γραμμική αντιστροφή, β) μοντέλο που περιγράφει τρία τμήματα του ρήγματος μετά από επεξεργασία της μετασεισμικής ακολουθίας και των επιφανειακών διαρρήξεων, γ) μοντέλο πέντε ρηγμάτων που περιλαμβάνει το κύριο ρήγμα και δύο αντιθετικά του που προέκυψαν από την κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας. Για το κάθε μοντέλο παρουσιάζονται τρεις εικόνες (επάνω σειρά σχημάτων) τρισδιάστατη απεικόνιση των επιπέδων των ρηγμάτων με το βάθος, (μεσαία σειρά σχημάτων) απεικόνιση των συμβολογραμμάτων (κροσσοί συμβολής) όπου με γκρι χρώμα παρουσιάζονται οι περιοχές χωρίς δεδομένα InSaR. και (κάτω σειρά σχημάτων) υπόλοιπα σφαλμάτων για το κάθε μοντέλο. (Resor et al., 2005).



Σχ 6.2.1.4. Ψηφιοποιημένοι κροσσοί (α) κατόπιν παρεμβολής κανονικού δικτύου (grid) και (β) με σχεδιασμένα τα ρήγματα από τις εικόνες 12219–22583 συμβολής. Οι αριθμοί αντιστοιχούν στην μετατόπιση του εδάφους σε mm . Φαίνεται χαρακτηριστικά η μετατόπιση από το σεισμικό γεγονός της 13^{ης} Μαΐου. (Rigo et al, 2004)

6.2.2 Προσδιορισμός του μέγιστου αναμενόμενου σεισμού (M_{max}) με την εκτίμηση της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood)

Η εφαρμογή της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood method) έγινε με σκοπό να υπολογιστούν οι βασικές παράμετροι της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας όσον αφορά τα σεισμικά μεγέθη που αναμένονται να εμφανιστούν στην περιοχή μελέτης.

Οι παράμετροι αυτοί είναι: το μέγιστο σεισμικό μέγεθος που έχει παρατηρηθεί, το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου επιπέδου, και η τιμή της παραμέτρου b της επαναληπτικής σχέσης των Gutenberg-Richter.

Οι Kijko και Sellevoll (1989) πρότειναν τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας για τη στατιστική ανάλυση των σεισμικών μεγεθών που αναμένονται να εμφανιστούν σε κάποια περιοχή. Η μέθοδος αυτή θεωρείται βελτιωμένη εκείνης της ακραίων τιμών και βασίζεται στις εξής παραδοχές:

- Η εμφάνιση των σεισμών ακολουθεί τους νόμους της κατανομής Poisson, και
- Τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν την διπλή αποτρεμμένη εκθετική κατανομή (doubly truncated exponential distribution).

Τα δεδομένα (**input**) της μεθόδου είναι:

- Κατάλογος ιστορικών σεισμών, ο οποίος περιλαμβάνει μόνο τους μεγαλύτερους σεισμούς (extremes), χωρίς να απαιτείται να ικανοποιείται το κριτήριο της πληρότητας.
- Κατάλογος σεισμών με πλήρη σεισμολογικά δεδομένα και ο οποίος υποδιαιρείται σε υπο-καταλόγους με διαφορετική πληρότητα των σεισμικών μεγεθών.
- Μέγιστο μέγεθος σεισμού

Τα αποτελέσματα (**output**) της μεθόδου είναι:

- Το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών με προκαθορισμένο μέγεθος,
- Η παράμετρος b της σχέσης $\log N = a - bM$, όπου $N(M)$ είναι ο συσσωρευτικός αριθμός των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M ,
- Οι αβεβαιότητες, συνδεδεμένες με τις προαναφερθέντες παραμέτρους,
- Η περίοδος επανάληψης των σεισμικών μεγεθών,

- Η πιθανότητα υπέρβασης προκαθορισμένων σεισμικών μεγεθών.

Θεωρώντας ότι οι σεισμοί είναι μία διαδικασία Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης, λ , τότε η διπλή αποτετμημένη εκθετική κατανομή των σεισμικών μεγεθών δίνεται από τη σχέση:

$$F(x) = P(X \leq x) = \frac{A_1 - A(x)}{A_1 - A_2} \quad (1)$$

με $m_{\min} \leq x \leq m_{\max}$, και

$$A_1 = \exp(-\beta m_{\min})$$

$$A_2 = \exp(-\beta m_{\max})$$

$$A(x) = \exp(-\beta x),$$

όπου: $m_{\min}$ το ελάχιστο σεισμικό μέγεθος που θεωρείται στην ανάλυση, και $m_{\max}$ το μέγιστο μέγεθος σεισμού που έχει παρατηρηθεί, για την εξεταζόμενη περιοχή.

(i) Συνάρτηση Πιθανοφάνειας του Ιστορικού Καταλόγου (extremes)

Η παραδοχή, ότι η εμφάνιση των σεισμών είναι μία διαδικασία Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης, λ , και ότι τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν τους νόμους της διπλά κολοβής εκθετικής κατανομής, υποδηλώνει ότι σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα του, m , ακολουθούν επίσης την κατανομή Poisson με μέσο ποσοστό εμφάνισης, $\lambda[1 - F(m)]$ (Benjamin and Cornell, 1970).

Επομένως, η πιθανότητα ότι το σεισμικό μέγεθος, x , το μέγιστο στη χρονική διάρκεια, t , θα είναι μικρότερο μιας προκαθορισμένης τιμής, M , θα είναι:

$$G(m/t) = \exp \left[-V_o t \frac{A_2 - A(m)}{A_2 - A_{10}} \right] \quad (2)$$

όπου:

$$V_o = \lambda [1 - F(m_o)]$$

$$A_{10} = \exp(-\beta m_o)$$

m_o είναι το κατώφλι του σεισμικού μεγέθους του καταλόγου των ιστορικών σεισμών ($m_o \geq m_{\min}$).

Από τη σχέση (2) προκύπτει ότι η πιθανότητα να εμφανιστεί ο ισχυρότερος σεισμός εντός χρονικής περιόδου, t , με μεγέθη μεταξύ m_1 και m_2 είναι:

$$P(m_1, m_2 / t) = G(m_2 / t) - G(m_1 / t) \quad (3)$$

Επομένως, η συνάρτηση πιθανοφάνειας, θ , με βάση τα μέγιστα μεγέθη σεισμών του καταλόγου των ιστορικών σεισμών θα είναι ίση με:

$$L_o(\Theta / m_o) = \text{const} \prod_{i=1}^{n_o} P(m_{1oi}, m_{2oi} / t_i) \quad (4)$$

Στη σχέση (4), τα παρατηρηθέντα δεδομένα εκφράζονται από τον όρο (m_{1oi}, m_{2oi}) , όπου m_{1oi} είναι το μικρότερο σεισμικό μέγεθος, και m_{2oi} το μέγιστο που έχει παρατηρηθεί στο χρονικό διάστημα t_i ($i = 1, \dots, n_o$), και n_o φανερώνει τον αριθμό των σεισμών που περιέχει ο ιστορικός κατάλογος των σεισμών (extremes).

Για ευκολία συμβολισμού, τα σεισμικά μεγέθη m_{1oi}, m_{2oi} ομαδοποιούνται υπό μορφή πίνακα διαστάσεων $n_o \times 2$

$$m_o = [m_{1oi}, m_{2oi}] , i = 1, \dots, n_o$$

Για τον ίδιο λόγο, τα χρονικά διαστήματα t_i ομαδοποιούνται σε άνωσμα $t = (t_1, \dots, t_n)$.

Η σταθερά const. , είναι σταθερά κανονικοποίησης ανεξάρτητη της συνάρτησης Θ .

(ii) Συνάρτηση Πιθανοφάνειας του Πλήρους Καταλόγου Σεισμών

Θεωρούμε ότι ο πλήρης κατάλογος των ενόργανων σεισμολογικών δεδομένων, χωρίζεται σε υπο-καταλόγους με διαφορετικό κατώφλι σεισμικού μεγέθους και με διαφορετική πληρότητα. Κάθε υποκατάλογος αντιστοιχεί σε χρονική διάρκεια, T_i , και είναι πλήρης για ένα δεδομένο σεισμικό μέγεθος m_i ($i = 1, \dots, s$).

Θεωρούμε, επίσης, ότι οι τιμές $\langle m_{1ij}, m_{2ij} \rangle$, $j = 1, \dots, n_i$ αντιστοιχούν στο ελάχιστο και μέγιστο σεισμικό μέγεθος, και n_i είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών που περιέχει ο κάθε κατάλογος, s .

Στην περίπτωση αυτή, η συνάρτηση πιθανοφάνειας, Θ , για κάθε υποκατάλογο, δίνεται από τη σχέση:

$$L_i(\Theta / m_i) = L_{i\beta} * L_{i\lambda} \quad (5)$$

όπου m_i είναι ο πίνακας των σεισμικών μεγεθών διαστάσεων $(n_i \times 2)$ που περιέχονται στον υποκατάλογο i ($i = 1, \dots, s$).

Βάσει της παραδοχής ότι τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν την διπλά κολοβή εκθετική κατανομή, προκύπτει ότι η πιθανότητα να έχει ένας σεισμός μέγεθος μεταξύ του ελάχιστου m_1 και του μέγιστου m_2 θα είναι:

$$P(m_1, m_2) = (\underline{A} - \overline{A}) / (A_{1i} - A_2) \quad (6)$$

όπου:

$$A = \exp(-\beta m_i)$$

$$A = \exp(-\beta m_2)$$

$$A_2 = \exp(-\beta m_{\max})$$

$$A_{1i} = \exp(-\beta m_i) \quad (i = 1, \dots, n)$$

Η σχέση (6), δημιουργεί τη συνάρτηση $L_{i\beta}$ ως εξής:

$$L_{i\beta} = \text{const} \prod_{j=i}^n P(m_{1ij}, m_{2ij}) \quad (7)$$

Η παραδοχή, ότι οι σεισμοί είναι Poissonian μας δίνει:

$$L_{i\lambda} = \text{const} \cdot \exp(-V_i T_i) (V_i T_i)^{n_i} \quad (8)$$

όπου:

$$V_i = \lambda [1 - F(m_i)] \quad (9)$$

λ το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών

Οι σχέσεις (5) - (9) ορίζουν τις παραμέτρους της συνάρτησης πιθανοφάνειας για τους υποκαταλόγους σεισμών που έχει χωριστεί ο πλήρης κατάλογος σεισμών. Σύμφωνα με την αρχή της συσχέτισης δεδομένων (Rao, 1973) προκύπτει ότι η συνάρτηση πιθανοφάνειας του υποκαταλόγου που περιέχει μόνο τους μέγιστους (extremes) ιστορικούς σεισμούς και των καταλόγων που περιέχουν πλήρη στοιχεία, θα είναι:

$$L(\Theta / m) = \prod_{i=0}^s L_i(\Theta / m_i) \quad (10)$$

iii) Υπολογισμός των Παραμέτρων

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων $\Theta = (\beta, \lambda)$ (συνάρτηση σεισμικότητας) ακολουθείται η διαδικασία της μέγιστης πιθανότητας, σύμφωνα με την οποία η σχέση (10) θα παρουσιάζει μέγιστο. Η λύση, προϋποθέτει:

$$\Psi_1^E + \Psi_1^C = 0 \quad (11)$$

$$\Psi_2^E + \Psi_2^C = 0 \quad (12)$$

Όπου

$$\Psi_1^E = - \sum_{j=1}^n t_j \frac{G(\underline{x}_{oj} | t_j) cF(\underline{x}_{oj}) - G(\bar{x}_{oj} | t_j) cF(\bar{x}_{oj})}{G(\underline{x}_{oj} | t_j) - G(\bar{x}_{oj} | t_j)}$$

$$\Psi_2^E = \lambda \sum_{j=1}^n t_j \frac{G(\underline{x}_{oj} | t_j) B(\underline{x}_{oj}) - G(\bar{x}_{oj} | t_j) B(\bar{x}_{oj})}{G(\underline{x}_{oj} | t_j) - G(\bar{x}_{oj} | t_j)}$$

$$\Psi_1^C = \frac{n_c}{\lambda} - \sum_{i=1}^s T_i cF(m_i)$$

$$\Psi_2^C = \sum_{i=1}^s (D_{1i} + D_{2i})$$

$$B(x) = c(m_{\min}, m_{\max}) F(x) - E(m_{\min}, x),$$

$$c(x, y) = [x A(x) - y A(y)] / [A(x) - A(y)]$$

$$D_{1i} = n_i c(m_i, m_{\max}) - \sum_{j=1}^n c(\underline{x}_{ij}, \bar{x}_{ij})$$

$$D_{2i} = \left[\lambda T_i - n_i / cF(m_i) \right] B(m_i)$$

$$E(x, y) = [x A(x) - y A(y)] / [A(x) - A(y)]$$

$cF(x)$ είναι η συνάρτηση συσσωρευτικής πιθανότητας ίση με $1 - F(x)$ και

$n_c = \sum_{i=1}^s n_i$ είναι ο αριθμός των σεισμών που περιέχει ο πλήρης κατάλογος.

Το σύμβολο, C αναφέρεται στον πλήρη κατάλογο, και το E, στα μέγιστα (extremes).

Σύμφωνα με τους Kijko και Sellevoll (1987), η συνθήκη:

$$X_{\max} = \text{EXPECT}(X_{\max} | T) \quad (13)$$

ότι δηλαδή το μέγιστο μέγεθος που έχει παρατηρηθεί είναι ίσο με $\text{EXPECT}(X_{\max} | T)$,

και ότι το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος στο χρονικό διάστημα

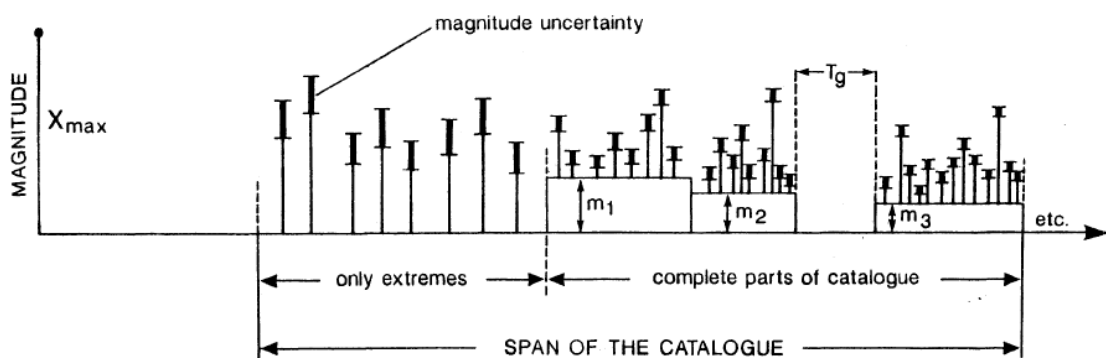
T είναι:

$$\text{EXPECT}(X_{\max} | T) = m_{\max} - \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} - m_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (14)$$

όπου: $Z_i = -\lambda A_i / (A_2 - A_1)$, $i = 1, 2$.

Οι εξισώσεις (11) - (14) χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των βασικών παραμέτρων β ($b = \beta \log e$), λ (μέσο ποσοστό εμφάνισης σεισμών, και $m_{\max}$ (μέγιστος σεισμός).

Περισσότερες λεπτομέρειες της μεθόδου περιγράφονται από τους Kijko and Sellevoll (1989). Η γενική φιλοσοφία της μεθοδολογίας απεικονίζεται στο Σχ 6.2.2.1



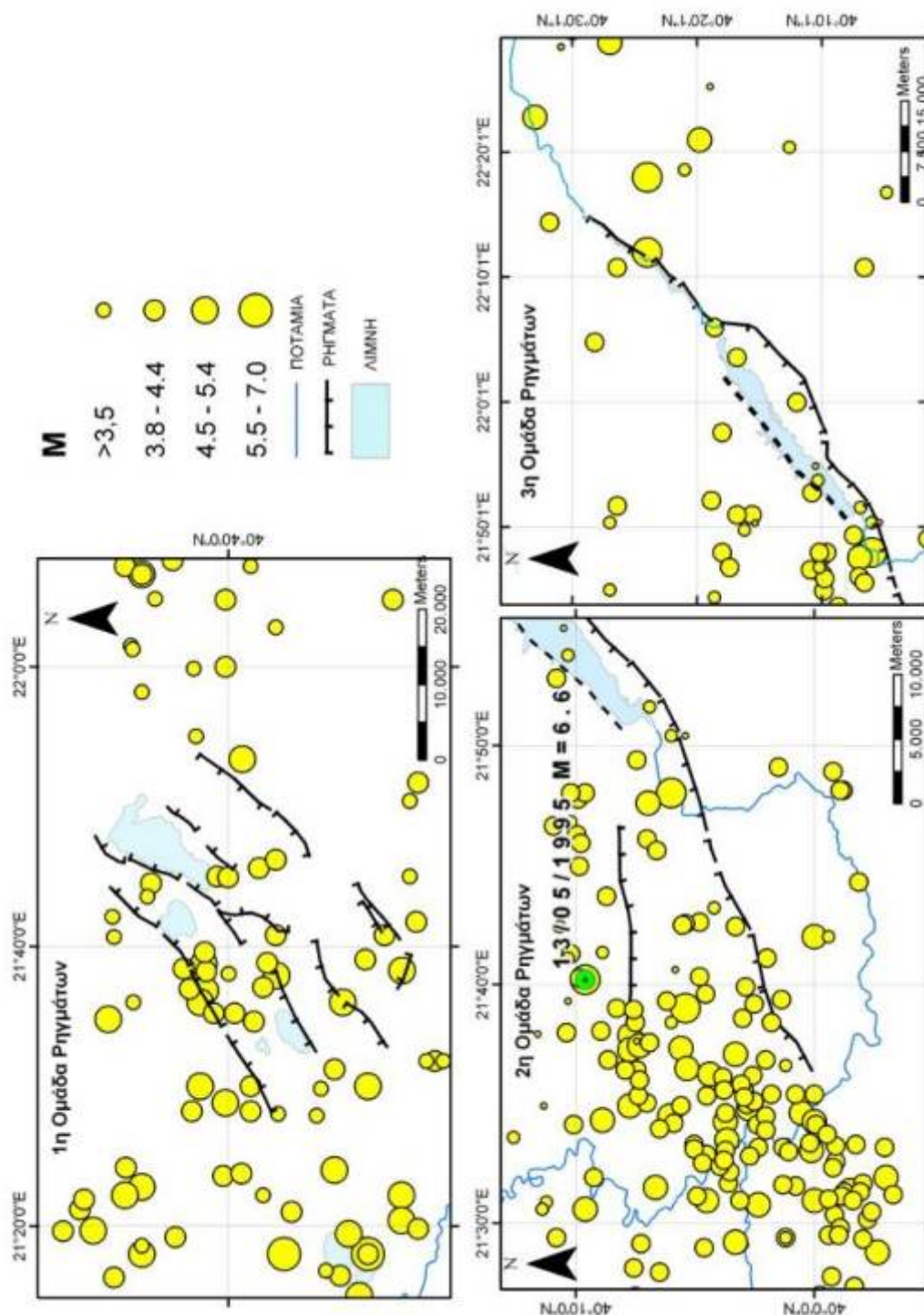
Σχ 6.2.2.1 Γενικό διάγραμμα ανάλυσης σεισμικών μεγεθών (Kijko και Sellevoll, 1989)

Εφαρμογή της Μεθόδου

Για την περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα από τον κατάλογο του Εργαστηρίου Γεωφυσικής, τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. για το διάστημα 500π.Χ.-2003. Η περιοχή χωρίστηκε σε τρεις μικρότερες περιοχές με βάση τα τεκτονικά στοιχεία (περιοχή 1, περιοχή 2 και περιοχή 3) όπου περιλαμβάνει ομάδες κανονικών ρηγμάτων γενικής διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ (λεκάνη Φλώρινας – Πτολεμαΐδας, ευρύτερη περιοχή Γρεβενών, ευρύτερη περιοχή Σερβίων) και κατόπιν επιλέχθηκαν τα σεισμικά δεδομένα από τους καταλόγους για την κάθε μια.

Βάσει των σεισμολογικών στοιχείων και της μεθοδολογίας που αναφέρθηκε παραπάνω υπολογίστηκαν οι βασικές παράμετροι b , λ και M_{max} καθώς επίσης και η μέση περίοδος επανάληψης αυτών.

Κατασκευάστηκαν τρεις υποκατάλογοι σύμφωνα με την πληρότητα των ενόργανων δεδομένων και μόνο για κύρια σεισμικά γεγονότα (βλέπε παράρτημα, πίνακες 1,2,3) που αντιστοιχούν στις τρεις περιοχές ενδιαφέροντος. Ο υποκατάλογος για την περιοχή 1 (λεκάνη Φλώρινας – Πτολεμαΐδας), παρουσιάζει πληρότητα $M \geq 4.0$ για την χρονική περίοδο 1964-2003, για την περιοχή 2 (Γρεβενά) παρουσιάζει πληρότητα 1955-2003 $M \geq 4.0$ και για την περιοχή 3 (Σέρβια) παρουσιάζει πληρότητα 1955-2003 $M \geq 4.0$. Οι τιμές των παραμέτρων b , λ και M_{max} που υπολογίστηκαν δίνονται στον πίνακα 6.2.2.1.



Σχ 6.2.2.2 Οι σεισμοί και τα ρήγματα στις τρεις περιοχές που μελετήθηκαν

Πίνακας 6.2.2.1 Στον πίνακα δίνονται οι παράμετροι σεισμικότητας για την κάθε περιοχή όπως προέκυψαν από την μεθοδολογία που εφαρμόστηκε.

Παράμετροι σεισμικότητας Kijko και Sellevoll (1989)			
	Λεκάνη Πτολεμαϊδας	Περιοχή Γρεβενών	Περιοχή Σερβίων
Χρονικό διάστημα	1964-2003	1955-2003	1955-2003
b-παράμετρος	-0.77 ±0,06	-0.88±0,05	-0.93±0,06
λ Αριθμός σεισμών ανά μονάδα χρόνου $M \geq 4.0$	1.30±0,20	1.20±0,17	0.72±0,13
M max- Μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού	6.5±0,21	6.6±0,17	6.5±0,22
N Αριθμός σεισμών ,	46	56	33

Για να επαληθεύσουμε τα αποτελέσματα της παραμέτρου b που προέκυψαν από τη μεθοδολογία των Kijko και Sellevoll (1989), εφαρμόστηκε ο νόμος της κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter (1944).

Σύμφωνα με τον νόμο αυτό ο αριθμός των σεισμών από ορισμένο μέγεθος και πάνω που συμβαίνουν σε μία περιοχή κατά την διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος συνδέονται με γραμμική σχέση με το μέγεθος των σεισμών.

$$\text{Log}N = a_m - bM$$

όπου a_m και b παράμετροι.

Κατά καιρούς έχει γίνει πολλή ερευνά για την παράμετρο b η οποία και ονομάζεται σεισμική παράμετρος. Ο Miyamura (1962) πρότεινε ότι η παράμετρος b σχετίζεται με τη σεισμοτετονική ζώνη και την γεωλογική ηλικία. Σε εργαστηριακά πειράματα αποδείχτηκε ότι η παράμετρος b εξαρτάται από τις μηχανικές ιδιότητες των υλικών και τη κατανομή των τάσεων (Mogi, 1967). Ο Scholz (1968) υπέθεσε ότι η παράμετρος b σχετίζεται με το τύπο των πετρωμάτων και τις τάσεις και αυξάνεται με την πλαστικότητα του πετρώματος. Η παράμετρος b ελαττώνεται όταν αυξάνονται οι τάσεις. Οι Hatzidimitriou et al., (1985) πρότειναν ότι διαφοροποίηση στις τιμές του b μπορεί να οφείλεται στις μηχανικές ιδιότητες του υλικού του εστιακού χώρου και στο βαθμό ανομοιογένειας του. Οι Mori και Abecrcrobie (1997) πρότειναν τη χωρική

κατανομή του b ανάλογα με τα τεκτονικά περιβάλλοντα. Η έρευνα τους έδειξε μια συστηματική μείωση του παράγοντα b με το βάθος. Οι Manakou και Tsapanos (2000) υποστηρίζουν ότι η χαμηλή τιμή της παραμέτρου σχετίζεται με το χαμηλό βαθμό ανομοιογένειας του υλικού, στο μεγάλο ρυθμό ανηγμένης παραμόρφωσης, στη μεγάλη ταχύτητα παραμόρφωσης και επομένως στη μεγάλη ρηξιγενή δομή.

Στον παρακάτω πίνακα 6.2.2.2 δείχνονται οι τιμές της παραμέτρου b μετά την εφαρμογή της μεθόδου των Gutenberg-Richter στις τρεις περιοχές που μελετήθηκαν και για τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα.

Πίνακας 6.2.2.2

Παράμετροι σεισμικότητας Μέθοδος Gutenberg-Richter			
	Λεκάνη Πτολεμαϊδας	Περιοχή Γρεβενών	Περιοχή Σερβίων
Χρονικό διάστημα	1964-2003	1955-2003	1955-2003
b -παράμετρος	-0.79	-0.89	-0.94
N Αριθμός σεισμών ,	46	56	33

Παρατηρήθηκε ότι οι τιμές της παραμέτρου b που υπολογίστηκαν τη μέθοδο Gutenberg-Richter είναι σχεδόν ταυτόσημες με αυτές που υπολογιστήκαν με τη μέθοδο Kijko και Sellevoll. Ο Τσάπανος (2005) δίνει τιμές της παραμέτρου $b=0.83$ για όλη τη Δυτική Μακεδονία ενώ ο Παπαζάχος (1997) δίνει τιμές του b γύρω στο 0.90 για την ίδια περιοχή.

Για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας μιας περιοχής χρησιμοποιούνται διάφορα μέτρα σεισμικότητας. Τέτοια είναι: α) Η μέση περίοδος επανάλληψης T_m (σε έτη) των σεισμών οι οποίοι έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο και δίνεται από τη σχέση

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a}$$

Για τις περιοχές μελέτης υπολογίστηκαν οι μέσες περίοδοι επανάλληψης για επτά μεγέθη σεισμών.

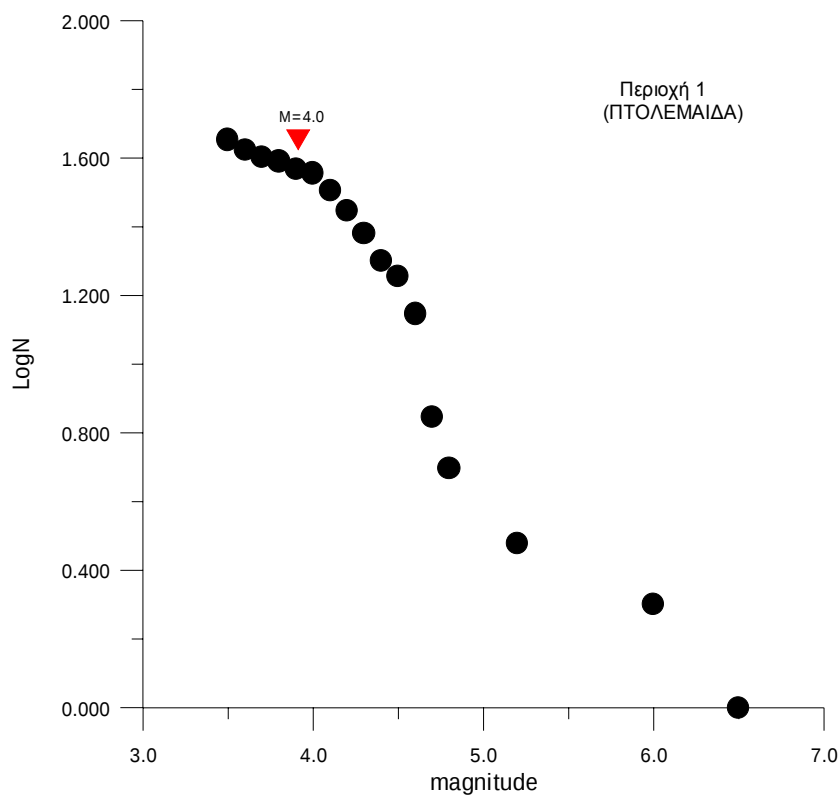
Πίνακας 6.2.2.3 Μέσες περίοδοι επανάληψης για διάφορα μεγέθη σεισμών.

Λεκάνη Πτολεμαΐδας		Περιοχή Γρεβενών		Περιοχή Σερβίων	
M	T	M	T	M	T
6.8	176	6.8	304	6.8	567
6.5	103	6.5	165	6.5	298
6.0	42	6.0	60	6.0	102
5.5	17	5.5	21	5.5	35
5.0	7	5.0	8	5.0	12
4.5	3	4.5	3	4.5	4

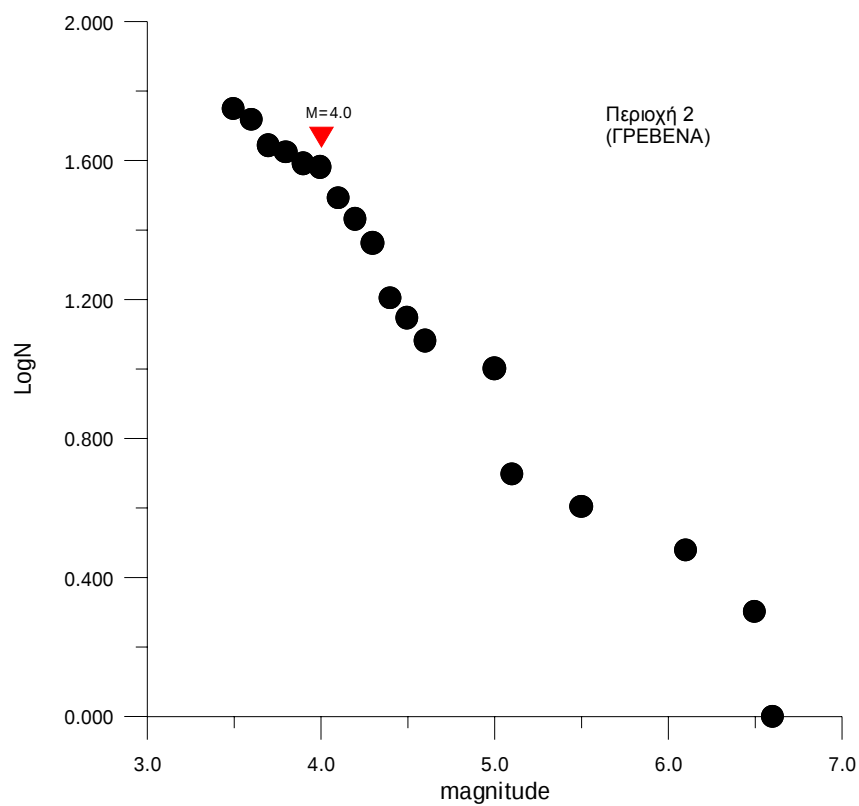
Ο Παπαζαχος (1974) διατύπωσε τη άποψη ότι για να είναι αξιόπιστες οι τιμές της παραμέτρου **b** πρέπει η διαφορά μεταξύ του μεγαλύτερου και του μικρότερου μεγέθους μέσα στο δείγμα μας να είναι τουλάχιστο 1.4. Το κριτήριο αυτό δεν πληροί μόνο η περιοχή 1 (λεκάνη Πτολεμαΐδας) για τη οποία η διαφορά αυτή είναι 1.2 και αυτό οφείλεται στη έλλειψη δεδομένων. Για το λόγο αυτό θεωρείται ότι η μέση περίοδος επανάληψης στον παραπάνω πίνακα φαίνεται υποεκτιμημένη στη περιοχή αυτή σε σχέση με τις άλλες δύο.

Ο Τσάπανος (2005) εκτίμησε για όλη τη Δ. Μακεδονία ότι οι σεισμοί με μέγεθος σαν το μέγεθος του σεισμού το 1995 συμβαίνουν κάθε περίπου 300 χρόνια. Υπολόγισε επίσης ότι το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού για 100 χρόνια είναι της τάξης του $M=6.0$. Τα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν για την περιοχή βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τις εκτιμήσεις της παραπάνω εργασίας (Τσάπανος, 2005). Για την περιοχή 2 μπορούμε να πούμε ότι τα αποτελέσματα αποκλίνουν από τις τιμές αυτές (Τσάπανος, 2005) γιατί ο παραπάνω ερευνητής έλαβε υπ' όψη του όλη τη περιοχή της Δ. Μακεδονίας.

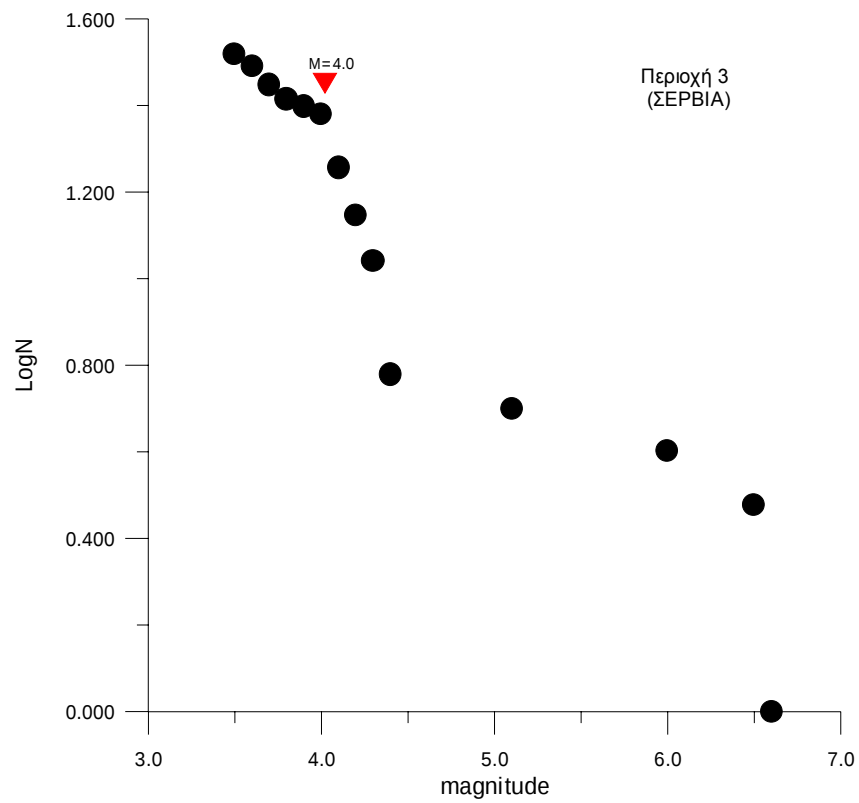
τ



Σχ 6.2.2.3 Αθροιστική κατανομή των σεισμών $M \geq 4.0$ για τη λεκάνη της Πτολεμαΐδας



Σχ 6.2.2.4 Αθροιστική κατανομή των σεισμών $M \geq 4.0$ για τη περιοχή των Γρεβενών.



Σχ 6.2.2.5 Αθροιστική κατανομή των σεισμών $M \geq 4.0$ για τη περιοχή των Σερβίων.

7. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Υπολογισμός της σεισμικότητας με βάση γεωλογικά δεδομένα

Για τον υπολογισμό του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (M_{max}) ενός μελλοντικού σεισμικού γεγονότος, μιας κρίσιμης δηλαδή ποσότητας για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, χρησιμοποιούνται ορισμένες εμπειρικές σχέσεις, οι οποίες συνδέουν το μέγεθος ενός σεισμού με διάφορες παραμέτρους (π.χ. μήκος και πλάτος διάρρηξης, μέγιστη και μέση μετατόπιση, εμβαδό επιφάνειας διάρρηξης κ.ά.) της σεισμικής εστίας. Τέτοιου είδους εμπειρικές σχέσεις, οι οποίες αφορούν σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα σε παγκόσμια κλίμακα, έχουν διατυπωθεί κατά καιρούς από πολλούς συγγραφείς και ερευνητές που δίνουν εμπειρικές σχέσεις για συγκεκριμένες περιοχές, οι οποίες συνδέουν τις διάφορες παραμέτρους μιας σεισμικής εστίας με το επιφανειακό μέγεθος (M_s) ενός σεισμικού γεγονότος, καθώς το μέγεθος αυτό αποτελεί το πιο κοινά χρησιμοποιούμενο στις σεισμολογικές μελέτες. Τελευταία έχουν δημοσιευθεί από πολλούς ερευνητές σχέσεις που χρησιμοποιούν το Μέγεθος Ροπής (M_w).

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής ή θέσης βασίζεται α) στο σεισμοτεκτονικό μοντέλο της περιοχής, που συντίθεται από τα σεισμολογικά και τεκτονικά (κυρίως νεοτεκτονικά) στοιχεία και β) τη σχέση απόσβεσης, που περιγράφει τη δόνηση γύρω από τη σεισμική πηγή (σεισμική κίνηση σε σχέση με τις εδαφικές συνθήκες της εξεταζόμενης θέσης και τη διαδρομή των σεισμικών κυμάτων).

Για την περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας υπολογίστηκε η σεισμική επικινδυνότητα, χρησιμοποιώντας το μέγεθος σεισμού που μπορούν να δώσουν τα ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής και τις τιμές της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η ύπαρξη εμπειρικών σχέσεων που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος, μας επιτρέπουν την εκτίμηση του γνωρίζοντας τις διαστάσεις του ρήγματος.

Πίνακας 7.1 Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μεγέθους σεισμού και μήκους ρήγματος για κανονικά ρήγματα.

Wells & Coppersmith (1994)	$M_w = 4,86 + 1,32 \log (SRL)$
Ambraseys & Jackson (1998)	$M_s = 5,13 + 1,14 \log (L)$
Pavlidis & Caputo (2004)	$M_s = 0,9 \log (SRL) + 5,48$

M_w =μέγεθος ροπής SRL =μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km)
 M_s = επιφανειακό μέγεθος L = μήκος ρήγματος (σε km)

Για να προσεγγιστούν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια οι τιμές του μέγιστου σεισμού, χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις που δίνουν το κατώτερο και το ανώτερο εύρος τιμών.

Πίνακας 7.2 Ανώτερο και κατώτερο όριο εμπειρικών σχέσεων για κανονικά ρήγματα.

Wells & Coppersmith (1994)	$M_w = 4,52 + 1,06 \log (SRL)$ $M_w = 5,2 + 1,58 \log (SRL)$	(lower M_w) (upper M_w)
Ambraseys & Jackson (1998)	$\pm 0,15 M_s$	
Pavlidis & Caputo (2004)	$M_s = 1,42 \log (SRL) + 4,36$ $M_s = 1,21 \log (SRL) + 5,48$	(lower M_w) (upper M_w)

Πίνακας 7.3 Εμπειρικές σχέσεις μήκους ρήγματος μέγιστης και μέσης μετατόπισης για κανονικά ρήγματα.

	MD (m) Μέγιστη μετατόπιση	AD(m) Μέση μετατόπιση
Wells & Coppersmith (1994)	$\log(MD) = -5,9 + 0,89 * M_w$	$\log(AD) = 4,45 + 0,63 * M_w$
Pavlidis & Caputo (2004)	$M_s = 0,59 \log(MVD) + 6,75$	

Πίνακας 7. Θεωρητικά αναμενόμενες τιμές για το μέγιστο μέγεθος σεισμού (M) για τα διάφορα ρήγματα και μήκη τους καθώς και η μέση και η μέγιστη μετατόπιση που προέκυψαν από τις εμπειρικές σχέσεις.

Ρήγματα	Μήκος	Εμπειρικοί τύποι									Μέγιστη μετατόπιση (m)		Μέση μετατόπιση (m)	
		WC94			AJ98			PC04			MD WC94	MD PC04		
		lower Mw	Mw	upper Mw	lower Ms	Ms	upper Ms	lower Ms	Ms	upper Ms				
	(km)													
1η Ομάδα Ρήγμάτων														
Ρήγμα Ημεροίου - Α. Πετρών	28	6,1	6,8	7,5	6,6	6,8	6,9	6,4	6,8	7,2	1,34	1,13		0,65
Τμήμα Ημεροίου	18	5,9	6,5	7,2	6,4	6,6	6,7	6,2	6,6	7,0	0,81	0,60		0,46
Τμήμα Α. Πετρών	7	5,4	6,0	6,6	6,0	6,1	6,3	5,6	6,3	6,5	0,28	0,15		0,22
Ρήγμα Χιμεδιόιδος- Αγ. Αναργύρων	11	5,6	6,2	6,9	6,2	6,3	6,5	5,9	6,4	6,8	0,46	0,28		0,31
Ρήγμα Βεγόρας - Βεγορίτιδος	18	5,9	6,5	7,2	6,4	6,6	6,7	6,1	6,6	7,0	0,79	0,58		0,45
Τμήμα Βεγόρας	6	5,4	5,9	6,5	5,9	6,0	6,2	5,5	6,2	6,5	0,23	0,12		0,19
Τμήμα Λεβόσιος-Φιλιώτας	12	5,6	6,3	6,9	6,2	6,3	6,5	5,9	6,4	6,8	0,47	0,29		0,31
Ρήγμα Περάσιος - Μονιάκι	12	5,7	6,3	6,9	6,2	6,4	6,5	5,9	6,5	6,8	0,49	0,31		0,32
Ρήγμα Εμπορίου-Περόικο	14	5,7	6,4	7,0	6,3	6,5	6,6	6,0	6,5	6,9	0,61	0,41		0,38
Ρήγμα Ανατολικού - Πύργων	21	5,9	6,6	7,3	6,5	6,6	6,8	6,2	6,7	7,1	0,97	0,75		0,52
Προσπίου - Ασβεστόπηγες	8	5,5	6,1	6,6	6,0	6,2	6,3	5,7	6,3	6,6	0,31	0,17		0,23
2η ΟΜΑΔΑ ΡΗΓΜΑΤΩΝ														
Ρήγμα Χρυσίου	12	5,7	6,3	6,9	6,2	6,4	6,5	5,9	6,5	6,8	0,49	0,31		0,32
Ρήγμα Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σοραίνης	25	6,0	6,7	7,4	6,6	6,7	6,9	6,3	6,7	7,2	1,17	0,96		0,60
Τμήμα Παλαιοχωρίου-Ηλιοτού	8	5,5	6,1	6,6	6,0	6,2	6,3	5,6	6,3	6,6	0,31	0,17		0,23
3η Ομάδα Ρήγμάτων														
Ρήγμα Στρίβων-Βελιβντού	31	6,1	6,8	7,6	6,7	6,8	7,0	6,5	6,8	7,3	1,50	1,33		0,71
Ρήγμα Βερίσιου-Βερίνης	24	6,0	6,7	7,4	6,5	6,7	6,8	6,3	6,7	7,1	1,09	0,87		0,57

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά συμπεραίνεται ότι τα ενεργά ρήγματα της Δυτικής Μακεδονίας έχουν την δυνατότητα να δώσουν σεισμούς μεγέθους $M_s = 6.0-6.8$. Το μεγαλύτερο σεισμικό δυναμικό εμφανίζει η ρηξιγενής ζώνη του Αλιάκμονα με μεγέθη $M_s=6,8$ στην περίπτωση του τμήματος Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας Νησιού $M_s=6.6$ και μέση μετατόπιση 0,23m που έρχεται σε συμφωνία με το σεισμό του 1995. Ισχυρούς σεισμούς μπορούν να δώσουν και άλλα ρήγματα όπως το ρήγμα Νυμφαίου Πετρών $M_s=6,6-6,3$, και Βεγόρας – Βεγορίτιδας $M_s=6.6$ και με μέσες μετατοπίσεις 0.65m και 0.45 αντίστοιχα.

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σκοπός της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η μελέτη των ενεργών ρηξιγενών δομών της Δυτικής Μακεδονίας και η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με τη χρήση γεωλογικών και σύγκρισή τους με αντίστοιχα σεισμολογικά συμπεράσματα. Συγκεκριμένα επανεξετάστηκαν ενεργά και πιθανά ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης με σκοπό την πιο λεπτομερή ανάλυση τους :

- Έγινε ψηφιοποίηση τοπογραφικών διαγραμμάτων, εξαγωγή και ανάλυση ψηφιακών μοντέλων αναγλύφου καθώς και κατασκευάστηκαν χάρτες με τη χρήση σκιασμένου αναγλύφου (shaded relief maps) για καλύτερη ανάγλυφη αναπαράσταση της περιοχής με σκοπό τον λεπτομερέστερο εντοπισμό των ρηγμάτων. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικές εικόνες LANDSAT (TM και ETM+) της περιοχής, καθώς και αεροφωτογραφίες της Γ.Υ.Σ., οι οποίες σαρώθηκαν σε ψηφιακή μορφή, γεωαναφέρθηκαν και συνδυάστηκαν με τα δεδομένα.
- Η πλειοψηφία των ρηγμάτων τόσο της λεκάνης Πτολεμαΐδας όσο και της περιοχής Κοζάνης – Γρεβενών είναι γενικής διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ πράγμα το οποίο αποδεικνύει ότι βρίσκεται σε συμφωνία με το ενεργό εφελκυστικό πεδίο τάσεων.
- Κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας - Νησιού, έπειτα από χαρτογράφηση υπαίθρου, ενοποιήθηκαν οι ήδη υπάρχοντες γεωλογικοί – νεοτεκτονικοί χάρτες 1:5000, που περιορίζονταν μόνο στα όρια των οικισμών, και κατασκευάστηκε ενιαίος γεωλογικός – νεοτεκτονικός χάρτης 1:5000.
- Με βάση το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου, κατασκευάστηκαν τομές κάθετα στα ρήγματα, προκειμένου να εξαχθούν στοιχεία για το μορφολογικό πραινές τους
- Χρησιμοποιώντας τοπογραφικά δεδομένα από τους χάρτες 1:50.000 της Γ.Υ.Σ., υπολογίστηκαν τιμές μορφοτεκτονικών δεικτών για την ευρύτερη περιοχή μελέτης. Συγκεκριμένα ο δείκτης δαντέλωσης (*mountain-front sinuosity*) για τις ρηξιγενείς δομές της λεκάνης Φλώρινας Πτολεμαΐδα σε όσα τμήματα ήταν δυνατόν παρουσιάζει χαμηλές τιμές (1,1 – 1,4) για την πλειονότητα των ρηγμάτων, πράγμα που αποδεικνύει ότι είναι ενεργά..

Επιλέγοντας ως πιο αντιπροσωπευτική λεκάνη απορροής τη λεκάνη της λίμνης Βεγορίτιδας, υπολογίστηκε το υψομετρικό ολοκλήρωμα, η ασυμμετρία λεκάνης απορροής και ο παράγοντας εγκάρσιας τοπογραφικής συμμετρίας. Από τις τιμές των δεικτών γίνεται φανερό ότι η λεκάνη της λίμνης Βεγορίτιδας παρουσιάζει μορφολογία που οφείλεται στην μεγάλη ενεργή ρηξιγενή δομή Βεγορίτιδας –Αγ. Παντελεήμονα,

- Για το σεισμικό ρήγμα Παλαιοχωρίου- Σαρακήνας –Νησιού κατασκευάστηκε χάρτης κλίσεων με τη χρήση του ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου (DEM). Από τις μορφολογικές τομές που προέκυψαν κατά μήκος του ρήγματος, φαίνεται η διαφοροποίηση του ύψους του πρηνούς στο κέντρο του σε σχέση με τα άκρα. Αυτό οφείλεται στη διαφορά των γεωλογικών σχηματισμών (συνεκτικά κροκαλοπαγή και κυανότεφρες μάργες) και βοηθά στην τμηματοποίηση του.
- Τα αποτελέσματα από τη χρήση εμπειρικών σχέσεων συσχέτισης του μεγέθους σεισμού με το μήκος του ρήγματος, έδωσαν για τα ρήγματα της Δυτικής Μακεδονίας δυναμικό γένεσης σεισμών μεγέθους $M=5,9-6,8$ για τη λεκάνη της Φλώρινας – Πτολεμαΐδας και $M=6,6$ για το σεισμικό ρήγμα Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας – Νησιού.
- Βάσει των σεισμολογικών στοιχείων και της μεθοδολογίας του Kijko και Sellevoll (1989) με την εκτίμηση της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood) υπολογίστηκαν οι βασικές παράμετροι b , λ και M_{max} καθώς επίσης και η μέση περίοδος επανάλληψης αυτών. Για την περιοχή της λεκάνης της Πτολεμαΐδας υπολογίστηκε η παράμετρος $b = -0.77$, για την περιοχή των Γρεβενών $b = -0.88$ και για την περιοχή των Σερβίων $b = -0.93$. Για να επαληθευτούν τα αποτελέσματα αυτά εφαρμόστηκε ο νόμος της κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter. Οι τιμές που προέκυψαν με την μεθοδολογία αυτή, έρχονται σε συμφωνία με τις τιμές που δίνουν σε αντίστοιχες μελέτες τους οι Papazachos (1974) και Τσάπανος (2005). Μόνο η περιοχή της Πτολεμαΐδας παρουσιάζει αποκλίσεις στις τιμές του b και αυτό οφείλεται στα ελλιπή δεδομένα του καταλόγου των σεισμών. Από τον υπολογισμό των μέσων περιόδων επανάλληψης προέκυψε ότι το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού για 100 χρόνια είναι της τάξης του $M=6.0$ για την

περιοχή των Γρεβενών που έρχεται σε πολύ καλή συμφωνία με εκτιμήσεις
ερευνητών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys, N. (1999). Early earthquakes in Kozani Area, northern Greece, *Tectonophysics* 308, p.291-298.
- Armijo, P., Meyer, B., Hubert, A. and Barka, A., (1999). Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, 27, 267–270.
- Αστάρας, Θ., Οικονομίδης, Δ., (2003). Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών. Διδακτικές Σημειώσεις. Α.Π.Θ.
- Brunn, J. (1956). Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale, *Annales Geologiques de Pays Helleniques*, 7, 1 - 358.
- Drakatos, G., Voulgaris, N., Pirli, Melis, N Karakostas.(2005). 3-D Crustal Velocity Structure in North-western Greece, *Pure and applied Geophysics*, 162, 37-51
- Drakatos, G. Papanastassiou, D. Voulgaris, N.; Stavrakakis, G.(1998). Observations on the 3-D crustal velocity structure in the Kozani-Grevena (NW Greece) area, *Journal of Geodynamics*, Volume 26, Number 2, pp. 341-351(11)
- Ganas, A., Pavlides, S., Karastathis V. (2005). DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65, 301-319.
- Chatzipetros, A., Kokkalas, S., Pavlides, S., Koukouvelas, I., (2005). Paleoseismic data and their implication for active deformation in Greece *Journal of Geodynamics* 40, 170-188
- Clarke, P. (1996). Tectonic Motions and Earthquake Deformation in Greece from GPS Measurements PhD Thesis
- Clarke, P., Paradissis, D., Briole, P., England, P., Parsosn, B., Billiris, H., Veis, G., Ruegg, J. (1997). Geodetic investigation of 13 May 1995 Kozani- Grevena (Greece) earthquake, *Geophysical Research letters* vol 24, 707-710
- Fermeli, G., Ioannim. C., (1992). Biostratigraphy and paleoecological interpretation of Miocene successions in the molassic deposits to Tsotyliion, Meso-hellenic Trench (Grevena area, N. Greece), *Paleontologia i Evoluzione*, 24(25), 199 - 208.

- Goldsworthy, M., Jackson, J. Haines, J. (2002). The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618.
- Goldsworthy, M., Jackson J. and Haines, J. (2002). The continuity of active fault systems in Greece. *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618.
- 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.
- Goldsworthy, M. and Jackson J., (2000) Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. *Geological Society*
- Goldsworthy M. and Jackson J. (2000) Active normal fault evolution in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. *Geological Society Journal*, 157, 967–981.
- Ganas, A., Pavlides, S. and Karastathis V. (2005) DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65, 301-319. *Journal*, 157, 967– 981.
- Gyozo J., Terrain modelling with GIS for Tectonic Geomorphology Numerical Methods and Applications, Comprehensive summaries of Uppsala Dissertations from the faculty of Science and Technology 1031, 41pp
- Hatzfeld, O., J. Nord, A. Paul, R. Guiguet, P. Briole, J. Ruegg, R. Cattin, R. Armijo, B. Meyer, A. Hubert, P. Bernard, K. Makropoulos, V. Karakostas, C. Papaioannou, D Papanastasiou and G. Veis (1995). The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, $M_s = 6.6$.
- Hatzidimitriou, P. M., Papazachos B., and G. F. Karakaisis (1994). Quantitative seismicity of the Aegean and surrounding area, XXIV General Assembly of the European Seismological Commission, Athens, September 1994.
- I.G.E.Y. (1972). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλον Γρεβενά, Ινστιτούτο Γεωλογίας και Ερευνών Υπεδάφους, Αθήνα.
- I.G.M.E. (1980). Γεωλογικός. χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλο Κοζάνη, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα.
- I.G.M.E. (1993). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλο Κνίδη, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα.

- Kapiris, P., Polygiannakis, J., Peratzakis, A., Nomicos, K., Eftaxias, K.(2002). VHF-electromagnetic evidence of the underlying pre-seismic critical stage Earth Planets Space, 54, 1237–1246.
- Keller, A., E., Pinter, N., (1996). ACTIVE TECTONICS, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall (ISBN 0-02-304601-5) N. Jersey - pp. 377. (Second Edition 2002).
- Κίλιας, Α. και Μουντράκης, Δ.. (1989). Το τεκτονικό κάλυμμα της Πελαγονικής: Τεκτονική, μεταμόρφωση και μαγματισμός, Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 23, 29-46.
- Kiratzi, A., (1999). Stress tensor inversion in Western Greece using earthquake focal mechanisms from the Kozani – Grevena 1995 seismic sequence, Annali di Geofisica, vol. 42, N. 4
- Kijko, A., Sellevoll, M.A., (1989). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes. Bull. Seism. Soc. Am. 79, 645-654.
- Kijko, A., Sellevoll, A., (1992). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. Bull. Seism. Soc. Am. 82, 120-134.
- Kijko, A. and Graham, G., (1998). Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I. Estimation of maximum regional magnitude m_{max} . Pageoph, 152, 413-442.
- Kijko, A. and Graham, G., (1999). Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part II. Assessment of seismic hazard at specific site. Pageoph, 154, 1-22.
- Κούκουζας, Κ., Κωτής, Θ. Πλουμίδης, Μ. και Μεταξάς, Α. (1981). Κοιτασματολογική έρευνα λιγνιτοφόρου πεδίου "Αποφύσεως" περιοχής Αναργύρων - Αμυνταίου, Ι.Γ.Μ.Ε., Ερευν. Ενεργ. Πρ. Υλών, 1, 1 - 52.
- Κούκουζας Κ., Κωτής, Θ. Πλουμίδης Μ., Μεταξάς Α. και Δημητρίου Δ. (1983). Κοιτασματολογική έρευνα λιγνιτικού κοιτάσματος Κομνηνών Πτολεμαΐδας, Ι.Γ.Μ.Ε., Ερευν. Ενεργ. Πρ. Υλών, 2, 1 - 103.

- Lekkas, E., Fountoulis, I., Lozios, S., Kranis, Ch. MsC, Adamopoulou, E., International Meeting on Results of the May 13, 1995 earthquake of West Macedonia: One Year After, Extended abstracts, p.76-80
- Lekkas, E., Fountoulis, I., Lozios, S., Kranis, Ch. MsC, Adamopoulou, E. Spatial Distribution of Damage Caused by the Grevena - Kozani Earthquake Macedonia, Greece) of May 13, 1995. Results of the May 13, 1995 earthquake of West Macedonia: One Year After, Extended abstracts, p.89-92
- Makropoulos, K., D. Hatzfeld, I. Kassaras, A. Tzanis, M. Ziazia, K. Dimitropoulos, T. Barakou and D. Diagourtas (1995). The 13 May 1995 M 6.6 Kozani - Grevena earthquake and aftershock sequence: a first approach towards understanding its dynamics and rupture processes, 3rd Workshop on Statistical Methods and methods in Seismology; Applications on prevention and forecasting of earthquakes, Thera, 18 - 20 September 1995.
- Μαρκοπούλου - Διακαντώνη Α. και Μίρκου Ρ., (1989).. Συγκέντρωση θαλάσσιας πανίδας στο Νοτιότατο τμήμα του Σχηματισμού Τσοτυλίου (περιοχή Καρπερού - Μεσοελληνική Αύλακα). Οικοστρωματογραφία - ταφονομία, Bulletin of the Geological Society of Greece, 23/2, 141 - 157.
- Mc Calpin, J.P. (1996) Paleoseismology. Academic Press pp 85-147
- Meyer B., Armijo R., Massonnet D., de Chabalier J.B., Delacourt C., Ruegg J.C., Achache J., Papanastassiou D.(1998), Comment on “Geodetic investigation of 13 May 1995 Kozani- Grevena (Greece) earthquake” by Clarke et al. , Geophysical Research letters vol 25, 129-130
- Meyer B., Armijo R., Massonnet D., de Chabalier J.B., Delacourt C., Ruegg J.C., Achache J., Papanastassiou D. (1996), The 1995 Grevena (Northern Greece) Earthquake: Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry, Geophysical Research letters vol 23, no 19, 2677-2680.
- Mountrakis, D. (1982). Etude geologique des terrains metamorphiques de Macedoine occidentale (Grece), Bu/f. Soc. Geol. France, 24, 697 - 704.
- Μουντράκης, Δ. (1983). Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων, Πραγματεία για Υψηγεσία, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 289

- Μουντράκης, Δ., 1995. «Σημειώσεις Γεωτεκτονικής εξέλιξης του Ελληνικού χώρου», Πανεπ. Θεσσαλονίκης.
- Mountrakis, D. (1984). Structural evolution of the Pelagonian zone in northwestern Macedonia, *Journal of Geological Society, Special Publication*, 17, 581 - 590.
- Μουντράκης, Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας, University Studio Press, Θεσσαλονίκη
- Μουντράκης, Δ. (1986). The Pelagonian zone in Greece. A polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean, *Journal of Geology*, 94, 335-347.
- Μουντράκης, Δ., Α. Κίλιας, Σ. Παυλίδης, Γ. Κουφός, Ν. Σπυρόπουλος, Μ. Τρανός, Κ. Παπαζάχος, Ν. Ζούρος και Χ. Φασουλάς (1995). Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του Ελληνικού χώρου - Περιοχή Μακεδονίας, Κλίμακα 1:300.000, Έκθεση για τον ΟΑ.Σ.Π.
- Μουντράκης et. al., (1995), Νεοτεκτονική μελέτη – γεωλογική χαρτογράφηση των οικισμών της πλειόσειστης περιοχής Κοζάνης – Γρεβενών, Τελική Έκθεση, Α.Π.Θ, Ι.Γ.Μ.Ε.
- Mountrakis, D., A. Kiliass and N. Zouros (1993). Kinematic analysis and Tertiary evolution of the Pindos - Vourinos ophiolites (Epirus - western Macedonia, Greece), *Proceedings of the 6th Congress of the Geological Society of Greece*.
- Μουντράκης, Δ., Σ. Παυλίδης, Ν. Ζούρος, Α. Χατζηπέτρος και Δ. Κωστόπουλος (1995). Διαπιστώσεις από την υπαίθρια γεωλογική έρευνα για το σεισμό της 13ης Μαΐου 1995 (Ms= 6,6) στην περιοχή Κοζάνης - Γρεβενών (Δυτική Μακεδονία), *Γεωτεχνική Ενημέρωση*, 73, 65 - 72.
- Moore, E. (1969). Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece, *Geological Society of America Special Paper*, 117, 1-74.
- Περιφέρεια Δυτ. Μακεδονίας, Νομαρχιακές Αυτοδιοικήσεις Κοζάνης και Γρεβενών, (1998) Ο Σεισμός της 13^{ης} Μαΐου 1995 Κοζάνης – Γρεβενών: Επιστημονική και κοινωνική προσέγγιση (1998), Πρακτικά Διεθνούς Επιστημονικού συνεδρίου
- Papazachos, B. C. (1990). Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287- 308.

- Papazachos, B.C.;Karakostas B.G.;Kiratzi A.A.;Papadimitriou E.E.;Papazachos C.B.(1998), A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence, Journal of Geodynamics, Volume 26, Number 2, pp. 217-231(15)
- Παπαζάχος, Β.Κ., Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ., Σκορδύλης, Ε.Μ., Καρακαίσης, Γ.Φ., Παπαιωάννου, Χ.Α., Καρακώστας, Β.Γ., Παπαδημητρίου, Ε.Ε., Κυρατζή, Α.Α., Χατζηδημητρίου, Π.Μ., Λεβεντάκης, Γ.Ν., Βοιδομάτης, Φ.Σ., Πεφτιτσήλης, Κ.Ι. και Τσάπανος, Θ.Μ., (1995). Η φυσική διαδικασία γένεσης του κύριου σεισμού της Κοζάνης-Γρεβενών της 13ης Μαΐου 1995 ($M_s=6.6$) και της σεισμικής ακολουθίας του. Γεωτεχνική Ενημέρωση, Νο 73, Μάιος 1995, 54-64.
- Παπαζάχος, Β. – Παπαζάχου, Κ. (2002). «Οι σεισμοί της Ελλάδας», Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.
- Papazachos, B.C. and Papazachou, C.B., (1989). The earthquakes of Greece, Ziti Publications, Thessaloniki, pp 356.
- Παυλίδης Σ. (1985). Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας - Βεγορίτιδας - Πτολεμαΐδας, Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ.
- Παυλίδης Σ., (2003), Γεωλογία των Σεισμών: Εισαγωγή στη Νεοτεκτονική, Μορφοτεκτονική και Παλαιοσεισμολογία, Εκδόσεις Πανεπιστημιακών Βιβλίων και Περιοδικών.
- Pavlides, S., Caputo, R. & Chatzipetros, A. (2000). "Empirical relationships among earthquake magnitude, surface ruptures and maximum displacement in the broader Aegean Region". Proceedings of the 3rd International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean. Panayides, I., Xenophontos, C. and Malpas, J., (Eds), 159-168.
- Palvices, S., King G. (1998) The 1995 Kozani – Grevena earthquake (N. Greece): An introduction, J. Geodynamics 26, 171-173
- Pavlidis S. B. and D. P. Kondopoulou (1987). Neotectonic and palaeomagnetic results from Neogene basins of Macedonia (N. Greece), Ann. /nsf. Geo/. Pub/. Hung., LXX.
- Pavlidis, S. and D. Mountrakis (1987). Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the Late Miocene, Journal of Structural Geology, 9, 385 - 392.
- Pavlides, S., Caputo R. (2004), Magnitude versus faults' surface parameters : quantitative relationships from the Aegean Region, Tectonophysics 380, 159-188

- Pavlidis, S. B., N. C. Zouros, A. A. Chatzipetros, D. S. Kostopoulos and D. M. Mountrakis (1995). The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani Grevena) earthquake; preliminary results, *Terra Nova*, 7, 544 - 549.
- Rassios, A., V. Beccaluva, A., Beccaluva, A., Mavrides and E. Moores (1983). Vourinos ophiolitic complex: Field excursion guidebook, *Ofioliti*, 8, 377 - 410.
- Resor, P. (2003), Deformation Associated With Continental Normal Faults, PhD thesis
- Resor, P., Pollard, D., Wright, T., Beroza, G. (2005), Integrating high-precision aftershock locations and geodetic observations to model coseismic deformation associated with the 1995 Kozani-Grevena earthquake, Greece, *Geophysical Research letters* 110, B09402
- Rigo, A., de Chabaliér, J., Meyer B., Armijo, R. (2004). The 1995 Kozani–Grevena (northern Greece) earthquake revisited: an improved faulting model from synthetic aperture radar interferometry, *Geophysical Journal International* 157, 727–736
- Roumelioti, Z., and Kiratzi, A., (2002)., Slip distribution of strong earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands
- Roumelioti, Z.; Kiratzi, A.; Theodoulidis, N., Papaioannou, C.(2002). S-wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence, *Journal of Seismology*, Volume 6, Number 2, 219-236(18)
- Savina, M. E., (1993). Some aspects of the geomorphology and Quaternary geology of Grevena nomos, western Macedonia, Greece, *Salzburger Geographische Arbeiten*, 22, 57 - 75.
- Stiros S., 1998, Historical seismicity, palaeoseismicity and seismic risk in western macedonia, northern Greece, *J. geodynamics* vol. 26, no. 24, pp. 271-287,
- Theodulidis, N.; Lekidis, V., Margaris, B.; Papazachos, C.; Papaioannou, C.; Dimitriou, P.(1997). Seismic hazard assessment and design spectra for the Kozani-Grevena region (Greece) after the earthquake of May 13, 1995 (1998) *Journal of Geodynamics*, Volume 26, Number 2, 375-391(17)
- Τσάπανος, Θ., (2005) Σεισμικότητα και σεισμική επικινδυνότητα της Δυτικής Μακεδονίας. Πρακτικά Συνεδρίου Γεωλογία της Θράκης - Σεισμοτεκτονική του ΒΑ Αιγαίου.

- Tsapanos, T., Mäntyniemi, P., Kijko, A.(2004), A probabilistic seismic hazard assessment for Greece and the surrounding region including site-specific considerations *Annals Of Geophysics*, 47, N. 6,
- Voidomatis, P., S. Pavlides, and Kondopoulou, D., (1987). Late Cenozoic geodynamics of northern Greece, *I' Ateneo Parmense*, 23.
- Wright, T. J., Parsons, B. E., Jackson, J. A., Haynes, M., Fielding, E. J., England, P.C. Clarke, P. J. (1999). Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic body wave modelling, *Earth and Planetary Science Letters* 172, 23–37
- Χατζηδημητρίου, Π.Μ. και Παπαζάχος, Β.Κ., (1995). Η σεισμικότητα της Δυτικής Μακεδονίας. *Γεωτεχν. Επιμ. Ελλάδος*, : Ημερίδα «Ο σεισμός της 13ης Μαΐου, Κοζάνη-Γρεβενά», Νοέμβριος 11, 1995, 11.
- Χατζηπέτρος, Α., (1998). Παλαιοσεισμολογική – Μορφολογική μελέτη και μηχανική συμπεριφορά των συστημάτων ενεργών διαρρήξεων Μυγδονίας, Ανατολικής Χαλκιδικής, Κοζάνης – Γρεβενών. Διδακτορική διατριβή, 188-260.
- Wells, D. and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture, length, rupture area, and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, 84, 974-1002.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Κατάλογοι σεισμών

Πίνακας 1, 1^η Ομάδα ρηγμάτων Περιοχή 1

YYYYMMDD	HHMMSS	LAT	LON	Depth	Magnitude	περιοχή	ένταση
1964 0227	13751,00	40,540	21,400	n	4,7		
1966 0604	203118,00	40,500	21,500	n	4,5		
1966 0808	114341,00	40,700	21,600	n	4,5	Vevi (Florina)	IV+
1967 1230	212720,00	40,700	21,500	n	4,5		
1969 1020	232922,00	40,500	21,300	n	4,3		
1970 0609	95037,00	40,420	21,530	n	4,1		
1972 0216	63141,00	40,770	21,380	n	4,6		
1973 0312	162947,00	40,610	21,680	n	4,4		
1974 1217	152656,00	40,810	21,580	n	4,6		
1975 0202	211218,50	40,460	21,370	n	4,6	Vogatsiko(Kastoria)	V
1975 0920	214837,00	40,540	21,520	n	4,1		
1976 1104	22704,00	40,480	21,680	n	4,3		
1977 1218	2932,00	40,770	21,300	n	4,6		
1978 0113	160258,00	40,790	21,370	n	4,5		
1979 0314	60707,00	40,640	21,470	n	4,4		
1981 0115	72543,87	40,620	21,647	n	4,1		
1981 0325	123409,85	40,695	21,660	n	4,1		
1981 0423	110849,27	40,523	21,324	n	4,6		
1981 0503	133028,35	40,694	21,614	n	4,6		
1982 0429	15806,80	40,640	21,500	n	4,0		
1982 0827	225032,83	40,670	21,480	n	4,7		
1982 1025	234110,66	40,530	21,600	n	4,8	Ptolemaida(Kozani)	IV+
1982 1101	183838,15	40,610	21,770	n	4,0		
1983 0118	92642,32	40,789	21,403	n	4,2		
1983 0605	235134,68	40,442	21,696	n	4,2		
1984 0209	15107,40	40,459	21,638	n	4,8	Kozani	IV
1984 0709	185711,72	40,650	21,890	n	5,2	Arnissa (Pella)	VII
1984 1230	84342,16	40,460	21,340	n	4,6		
1989 1222	215056,43	40,720	21,640	n	4,0		
1990 0817	113430,77	40,630	21,760	n	4,2		
1991 1019	45741,80	40,673	21,393	n	4,3		
1994 0903	230050,62	40,533	21,274	n	4,0		
1995 0430	75033,66	40,440	21,862	n	4,3		
1996 0226	213913,75	40,609	21,632	n	4,7		
1997 0816	91423,99	40,667	21,749	n	4,2		
2001 0510	233940,40	40,780	21,600	5	3,5		
2001 0716	104928,90	40,450	21,840	13	3,5		
2001 0927	54050,10	40,430	21,530	19	3,5		
2002 0604	211017,40	40,450	21,750	27	3,6		
2002 0613	124334,10	40,440	21,330	21	3,9		
2002 0831	43919,00	40,730	21,320	5	3,8		
2003 0227	110331,89	40,759	21,742	8	3,8		
2003 0227	184905,02	40,763	21,726	10	3,6		
2003 0321	91810,91	40,705	21,917	10	3,7		

Πίνακας 2, 2^η Ομάδα ρηγμάτων Περιοχή 2

YYYYMMDD	HHMMSS	LAT	LON	Depth	Magnitude	περιοχή	ένταση
1955 0521	81210,00	40,000	21,700	n	5,1		
1968 0509	15236,00	40,300	21,800	n	4,1		
1970 0127	110533,00	40,280	21,410	n	4,2		
1970 0502	184327,00	40,100	21,300	n	4,3		
1972 0309	205326,00	40,000	21,590	n	4,2		
1974 0118	142605,00	40,080	21,350	n	4,4		
1975 0121	122635,00	40,260	21,550	n	4,6		
1975 0920	201312,00	40,290	21,780	n	4,1		
1978 0202	111142,00	39,900	21,480	n	4,6		
1979 1014	150014,40	40,160	21,510	n	4,5		
1982 0924	23455,72	40,020	21,490	n	4,3		
1983 0506	25005,94	40,117	21,768	n	4,0		
1984 0404	172357,60	40,023	21,656	n	4,3		
1984 1025	143828,26	40,090	21,650	n	5,5	Kranidia(Kozani)	VII
1985 0801	205621,96	40,022	21,553	n	4,1		
1987 0219	224123,43	40,180	21,490	n	4,3		
1989 0219	15046,32	40,260	21,850	n	4,0		
1990 0421	162855,94	40,110	21,760	n	4,0		
1991 0911	25236,57	40,193	21,291	n	4,2		
1992 0922	133235,12	40,330	21,280	n	4,0		
1993 0304	112823,58	40,030	21,640	n	4,0		
1994 0908	204444,70	40,149	21,634	n	4,3		
1994 1222	65831,67	39,980	21,802	n	4,3		
1995 0131	2510,61	40,033	21,685	n	4,3		
1995 0513	84717,00	40,160	21,670	n	6,6		
1997 0213	201022,16	40,164	21,671	n	4,0		
1997 0822	31747,31	40,148	21,572	n	4,5		
1997 0919	120028,56	40,011	21,439	n	5,0		
1998 0620	114025,30	40,080	21,672	n	4,1		
1998 1010	145618,19	39,966	21,489	n	4,4		
2000 0114	90822,44	40,025	21,818	5	4,0		
2000 1202	140232,52	40,172	21,685	5	3,5		
2000 1202	135858,04	40,172	21,896	2	3,6		
2001 0204	92826,00	40,170	21,780	5	3,6		
2001 0219	72207,60	40,270	21,830	43	3,6		
2001 0223	214731,80	40,180	21,880	5	3,9		
2001 0330	222717,90	40,187	21,515	0	3,6		
2001 0611	4514,10	40,100	21,840	5	3,7		
2001 0925	1029,10	40,330	21,710	8	3,6		
2001 1001	155331,20	40,070	21,720	5	3,5		
2002 0111	172926,60	40,120	21,310	5	3,6		
2002 0128	41549,40	39,990	21,700	5	3,7		
2002 0528	44710,50	40,210	21,560	22	3,5		
2002 0613	183944,40	40,170	21,800	13	3,8		
2002 0731	92852,20	40,030	21,590	10	3,8		
2003 0215	194927,60	40,099	21,331	10	3,8		
2003 0221	222030,70	40,020	21,290	18	3,6		
2003 0221	221806,30	40,030	21,280	17	3,6		
2003 0412	182206,00	40,230	21,470	10	3,5		
2003 0611	171302,90	40,173	21,633	10	4,2		

Πίνακας 3, 3^η Ομάδα ρηγμάτων Περιοχή 3

YYYYMMDD	HHMMSS	LAT	LON	Depth	Magnitude	περιοχή	ένταση
1955 0521	81210,00	40,000	21,700	n	5,1		
1963 0312	90200,00	40,000	22,000	n	4,2		
1968 0509	15236,00	40,300	21,800	n	4,1		
1974 0805	82259,00	40,200	22,000	n	4,1		
1975 0920	201312,00	40,290	21,780	n	4,1		
1977 0307	215752,00	40,470	22,080	n	4,4		
1978 0511	100634,00	40,300	21,960	n	4,2		
1980 0921	153940,00	40,530	22,240	n	4,3		
1982 0213	100253,65	40,440	22,180	n	4,0		
1983 0506	25005,94	40,117	21,768	n	4,0		
1984 1024	90531,49	40,080	21,710	n	4,2		
1989 0219	15046,32	40,260	21,850	n	4,0		
1990 0421	162855,94	40,110	21,760	n	4,0		
1993 1018	141934,52	40,310	22,100	n	4,3		
1994 1222	65831,67	39,980	21,802	n	4,3		
1995 0131	2510,61	40,033	21,685	n	4,3		
1995 0430	75033,66	40,440	21,862	n	4,3		
1995 0513	84717,00	40,160	21,670	n	6,6		
1997 0213	201022,16	40,164	21,671	n	4,0		
1998 0620	114025,30	40,080	21,672	n	4,1		
2000 0114	90822,44	40,025	21,818	5	4,0		
2000 1202	135858,04	40,172	21,896	2	3,6		
2001 0204	92826,00	40,170	21,780	5	3,6		
2001 0219	72207,60	40,270	21,830	43	3,6		
2001 0223	214731,80	40,180	21,880	5	3,9		
2001 0611	4514,10	40,100	21,840	5	3,7		
2001 0716	104928,90	40,450	21,840	13	3,5		
2001 1001	155331,20	40,070	21,720	5	3,5		
2002 0128	41549,40	39,990	21,700	5	3,7		
2002 0613	183944,40	40,170	21,800	13	3,8		