

**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ**



**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ – ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ**

**ΒΛΑΧΟΥ – ΒΛΑΧΟΠΟΥΛΟΥ ΑΓΓΕΛΙΚΗ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ**

**ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ
ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ
ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Θεσσαλονίκη 2006

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΒΛΑΧΟΥ – ΒΛΑΧΟΠΟΥΛΟΥ ΑΓΓΕΛΙΚΗ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ**

**ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ
ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ
ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ**

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΠΑΥΛΙΔΗΣ ΣΠΥΡΙΔΩΝ, Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας, Επιβλέπων

ΤΣΑΠΑΝΟΣ ΘΕΟΔΩΡΟΣ, Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας

ΚΥΡΑΤΖΗ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ, Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Μετά την ολοκλήρωση της διατριβής αυτής νιώθω την ανάγκη να ευχαριστήσω όλους όσους με βοήθησαν κατά τη διάρκεια της εκπόνησής της.

Πρώτα από όλους θέλω να ευχαριστήσω τους γονείς μου, οι οποίοι με στηρίζουν καθόλη τη διάρκεια της εκπαίδευσής μου. Χωρίς τη συμπαράστασή τους, ηθική και οικονομική, δε θα ήμουν σε θέση να ολοκληρώσω τις σπουδές μου.

Ευχαριστώ θερμά τον Καθηγητή μου, κ. Σπύρο Παυλίδη, για την ανάθεση του θέματος και για την πολύτιμη βοήθειά του και καθοδήγηση. Η εμπιστοσύνη που μου έδειξε, μου έδωσε τη δύναμη να μπορέσω να ολοκληρώσω με επιτυχία τη διατριβή μου.

Επιπλέον, ευχαριστώ και τα υπόλοιπα μέλη της συμβουλευτικής επιτροπής, τον Καθηγητή κ. Θεόδωρο Τσάπανο και την Καθηγήτρια κ. Αναστασία Κυρατζή για τη συνεργασία και τις συμβουλές τους.

Ευχαριστώ τον Δρ. Γεωλόγο Αλέξανδρο Χατζηπέτρο για το χρόνο που αφιέρωσε στην διόρθωση της διατριβής μου, τις πολύ εύστοχες επισημάνσεις του και τη συνεργασία σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Θα ήθελα, επίσης, να ευχαριστήσω το Πανεπιστήμιο Onsekiz Mart του Çanakkale για τη φιλοξενία του, στα πλαίσια του προγράμματος «Πυθαγόρας», που αποτελεί ένα πρόγραμμα συνεργασίας μεταξύ των δύο Πανεπιστημίων (Α.Π.Θ. και Onsekiz Mart), με επιστημονική υπεύθυνο την κ. Α. Κυρατζή. Επιπρόσθετα, ευχαριστώ τον Καθηγητή Salih Zeki Tutkun και τους συναδέλφους Akin Kürçer και Özkan Ateş για τη συνεργασία τους.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον πολύ καλό φίλο και συνάδελφο Σωτήρη Βαλκανιώτη για τη συμπαράσταση και τη βοήθεια του .

Τέλος, ευχαριστώ τους φίλους μου που με στήριξαν με κάθε τρόπο σε αυτή την προσπάθεια.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	5
2.	ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	7
2.1.	ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	7
2.2.	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	8
2.3.	ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ- ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ.....	12
2.3.1.	Η ΗΛΙΚΙΑ ΚΑΙ Η ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	13
2.3.2.	Η ΗΛΙΚΙΑ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ.....	14
2.3.3.	ΤΑΦΡΟΙ ΠΟΥ ΣΥΝΘΕΤΟΥΝ ΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΑΝΑΤΟΛΙΑ.....	17
2.3.4.	Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΤΑΦΡΟΥ ΤΟΥ EDREMIT.....	18
2.3.5.	Η ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	24
2.4.	ΤΑ ΣΤΕΝΑ ΤΩΝ ΔΑΡΔΑΝΕΛΙΩΝ.....	25
2.4.1.	ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	27
3.	ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ.....	32
3.1.	ΓΕΝΙΚΑ.....	32
3.2.	ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	32
3.2.1.	ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΤΜΗΜΑΤΩΝ.....	33
3.2.2.	ΌΡΙΑ ΤΜΗΜΑΤΩΝ.....	34
3.2.3.	ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ – ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΜΗΜΑΤΩΝ.....	34
3.3.	ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	37
3.4.	ΚΥΡΙΕΣ ΡΙΞΗΓΕΝΕΙΣ ΔΟΜΕΣ.....	37
3.5.	ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΤΟΥΡΚΙΑΣ.....	40
3.5.1.	Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ 1900 – ΣΗΜΕΡΑ.....	41
3.5.2.	ΔΙΑΦΟΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΜΕΣΑ ΚΑΙ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ ΜΕΤΑΞΥ 1900 ΚΑΙ 1995.....	42

3.5.3.	ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ($M \geq 5.5$) ΠΟΥ ΈΛΑΒΑΝ ΧΩΡΑ ΤΟΝ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΟ ΑΙΩΝΑ (20 ^ο) ΜΕ ΈΜΦΑ- ΣΗ ΣΤΙΣ ΚΥΡΙΕΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΤΟΥΡΚΙΑΣ.....	44
3.5.4.	ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΔΙΑΡΡΗΞΕΙΣ ΑΠΟ ΤΟ 1900 ΜΕΧΡΙ ΤΟ 1995 ΜΕΣΑ ΚΑΙ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ.....	45
3.5.5.	ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΕΝΑ ΜΕΣΑ ΚΑΙ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ ΚΑΙ Η ΣΥ- ΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ.....	47
3.5.5.1.	Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	48
3.5.5.2.	Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟ- ΛΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	50
3.5.5.3.	Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗΝ ΤΑΦΡΟ ΤΟΥ ΒΟ- ΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ.....	52
3.5.5.4.	Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΟΚΥΠΡΙΑΚΟ ΤΟΞΟ.....	53
3.5.5.5.	Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΥΜΠΙΕ- ΣΗΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ (THE EAST ANATOLIAN CONTRACTIONAL PROVINCE).....	54
3.5.5.6.	Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΕ- ΝΤΡΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ (CENTRAL ANATOLIAN OVA PROVINCE).....	56
3.5.5.7.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	58
3.6.	ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΥΕΝΙÇΕ	60
3.6.1.	ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΥΕΝΙÇΕ - GÖNEN ΚΑΙ Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ 1953.....	61
3.6.2.	Η ΤΑΦΡΟΣ ΜΕΤΑΞΥ ΠΡΟΥΣΑΣ ΚΑΙ GÖNEN.....	64
3.6.3.	Η ΗΛΙΚΙΑ ΤΩΝ ΝΕΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ.....	66
3.6.4.	Η ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΚΛΑΔΟΥ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ ΣΤΗ ΧΕΡΣΟΝΗ- ΣΟ BIGA.....	68
3.6.5.	Η ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΥΕΝΙÇΕ–GÖNEN.....	69
3.6.6.	Η ΣΥΝΕΧΕΙΑ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΥΕΝΙÇΕ-GÖNEN ΣΤΑ ΔΥΤΙΚΑ...70	
3.7.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	70

4.	ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ.....	72
4.1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	72
4.2.	ΑΡΧΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΗΣ ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ.....	72
4.2.1.	ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ.....	73
4.3.	Η ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΤΕΡΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ ΤΟΥ ΡΗΓ- ΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ.....	74
4.4.	ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ	76
4.5.	ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕ- ΤΗΣ.....	76
4.5.1.	GOLTCUK (ΘΕΣΗ DENİZ EVLER).....	77
4.5.2.	ΘΕΣΗ AŞAĞI YUVACIK (AY).....	81
4.5.3.	ΘΕΣΗ KULAR-YAYLACIK (KY).....	86
4.5.4.	ΘΕΣΗ ACISU (AC).....	90
4.5.5.	ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ.....	93
4.5.6.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	96
4.6.	ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	98
4.6.1.	GÖNEN TOWN (MURATLAR).....	100
4.6.1.1.	ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΣΗ.....	121
4.6.2.	KARAKÖY.....	123
4.6.3.	SEYVAN.....	134
4.6.4.	ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ.....	144
4.7.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	148
5.	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ.....	149
5.1.	Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΣΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙ- ΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	149
5.2.	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕ- ΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	150
5.2.1.	ΡΗΓΜΑ ΚΑΛΛΙΠΟΛΗΣ (GELIBOLU).....	154
5.2.2.	ΡΗΓΜΑ EDREMIT	156

5.2.3. ΡΗΓΜΑ EDINCİK.....	157
5.2.4. ΡΗΓΜΑ ÇAN – BIGA.....	158
5.2.5. ΡΗΓΜΑ ETİLİ.....	159
5.2.6. ΡΗΓΜΑ YENİÇE – GÖNEN.....	160
5.2.7. ΡΗΓΜΑ ΤΡΟΙΑΣ.....	161
5.2.8. ΡΗΓΜΑ SARIKÖY.....	162
5.3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	163
 6. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕ- ΔΟΜΕΝΑ.....	164
6.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	164
6.2. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ.....	164
6.3. ΜΕΤΡΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ.....	167
6.4. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ (M_{max}) ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΦΑΝΕΙΑΣ (MAXIMUM LIKELIHOOD).....	169
6.5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟ- ΦΑΝΕΙΑΣ (MAXIMUM LIKELIHOOD) ΓΙΑ ΤΟΝ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ (M_{max}) ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕ- ΛΕΤΗΣ.....	174
6.6. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	176
6.7. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΕ ΣΥΓΚΕ- ΚΡΙΜΕΝΟ ΧΩΡΟ.....	178
6.8. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΜΕΝΟΥ PGA ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙ- ΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ.....	179
6.9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	184
 7. ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	185
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	189
 ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	200

1. 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». Η ανάθεσή της έγινε από το Τμήμα Γεωλογίας με αριθμ. απόφασης 102/22-10-2004 της Γ.Σ.Ε.Σ. του Τμήματος με επιβλέποντα Καθηγητή τον κ. Σπ. Παυλίδη. Τα άλλα δύο μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής ήταν η Καθηγήτρια κ. Αναστασία Κυρατζή και ο Καθηγητής κ. Θεόδωρος Τσαπάνος σύμφωνα με την παράγραφο του άρθρου 5 του κανονισμού του Π.Μ.Σ.

Στόχος της εργασίας αυτής, είναι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας τόσο με γεωλογικά, όσο και με σεισμολογικά δεδομένα στην περιοχή μελέτης που είναι η Βορειοδυτική Μ. Ασία και συγκεκριμένα η χερσόνησος Biga.

Για το σκοπό αυτό σε ένα πρώτο στάδιο αναγνωρίστηκαν τα ρήγματα της περιοχής που αναφέρονται στη βιβλιογραφία με επίσκεψή μας στο πεδίο (στα πλαίσια του προγράμματος «Πυθαγόρας»). Στη συνέχεια, διανοίχθηκαν παλαιοσεισμολογικές τομές, σε ορισμένα σημεία του ρήγματος της Yenice, και μελετήθηκε η τεκτονική και η στρωματογραφία τους από τις ερευνητικές ομάδες των Τμημάτων Γεωλογίας των δύο πανεπιστημίων με επικεφαλής τον καθηγητή Σπ. Παυλίδη, τον Δρ. Γεωλόγο Αλ. Χατζηπέτρο και τον καθηγητή του πανεπιστημίου του Çanakkale, Zeki S. Tutkun. Σε ένα δεύτερο στάδιο το θέμα προσεγγίστηκε από σεισμολογικής πλευράς.

Από πλευράς διάρθρωσης η διατριβή αποτελείται από επτά κεφάλαια. Μετά την παρούσα εισαγωγή, στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη γεωλογική δομή της περιοχής έρευνας.

Στο τρίτο κεφάλαιο συνοψίζεται το νεοτεκτονικό καθεστώς της υπό μελέτη περιοχής, εξετάζεται η ιστορική και ενόργανη σεισμικότητά της και γίνεται εκτεταμένη αναφορά στη σεισμοτεκτονική της Βορειοδυτικής Μικράς Ασίας. Επίσης, γίνεται εκτενής παρουσίαση του ρήγματος της Yenice και της σύνδεσής του με την κυρίαρχη ρηξιγενή δομή της περιοχής που είναι το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται αναλυτικά οι παλαιοσεισμολογικές τομές που αποτέλεσαν και το βασικό αντικείμενο έρευνας της διατριβής και γίνεται ανάλυση των αποτελεσμάτων τους. Ιδιαίτερα η τομή στο Muratlar (Angelica trench) μελετήθηκε αποκλειστικά στο πλαίσιο αυτής της διατριβής.

Στο πέμπτο κεφάλαιο γίνεται εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με γεωλογικά δεδομένα. Με βάση τα γεωλογικά στοιχεία των ρηγμάτων, υπολογίζεται το σεισμικό δυναμικό τους με τη χρήση εμπειρικών σχέσεων που συσχετίζουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος. Στο παράρτημα που συνοδεύει το κείμενο δίνεται ο πίνακας με την αναλυτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων.

Στο έκτο κεφάλαιο γίνεται εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με σεισμολογικά δεδομένα. Με τη χρησιμοποίηση καταλόγων των σεισμών που συνέβησαν στη περιοχή τον τελευταίο αιώνα αλλά και ιστορικών σεισμών. Έγινε ο προσδιορισμός του μέγιστου αναμενόμενου σεισμού με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας. Στη συνέχεια, υπολογίστηκε η σεισμική επικινδυνότητα για την περιοχή του ρήγματος της Yenice και κατασκευάστηκε χάρτης κατανομής της εδαφικής επιτάχυνσης για την ευρύτερη περιοχή μελέτης. Επίσης, έγινε η σύγκριση των αποτελεσμάτων με αυτά που είχαν προκύψει στο προηγούμενο κεφάλαιο όπου είχε γίνει η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με γεωλογικά δεδομένα.

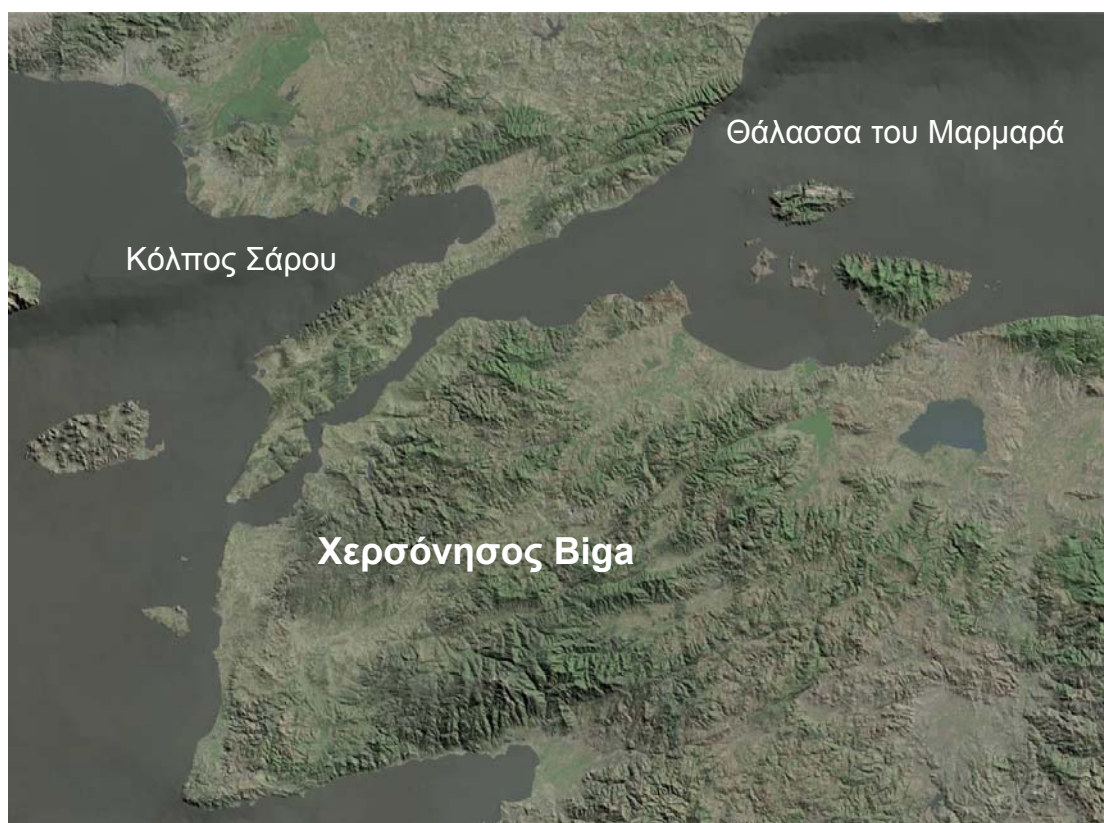
Στο παράρτημα παρουσιάζονται οι κατάλογοι των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν

Τέλος, στο όγδοο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη διατριβή αυτή.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

2.1. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στη ΒΔ Μικρά Ασία στο δυτικότερο ορατό τμήμα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και των νοτιότερων κλάδων του.



Εικόνα 2.1.1. Ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) της ευρύτερης περιοχής μελέτης (χερσόνησος Biga) με βάση δεδομένα SRTM (GPL, NASA).

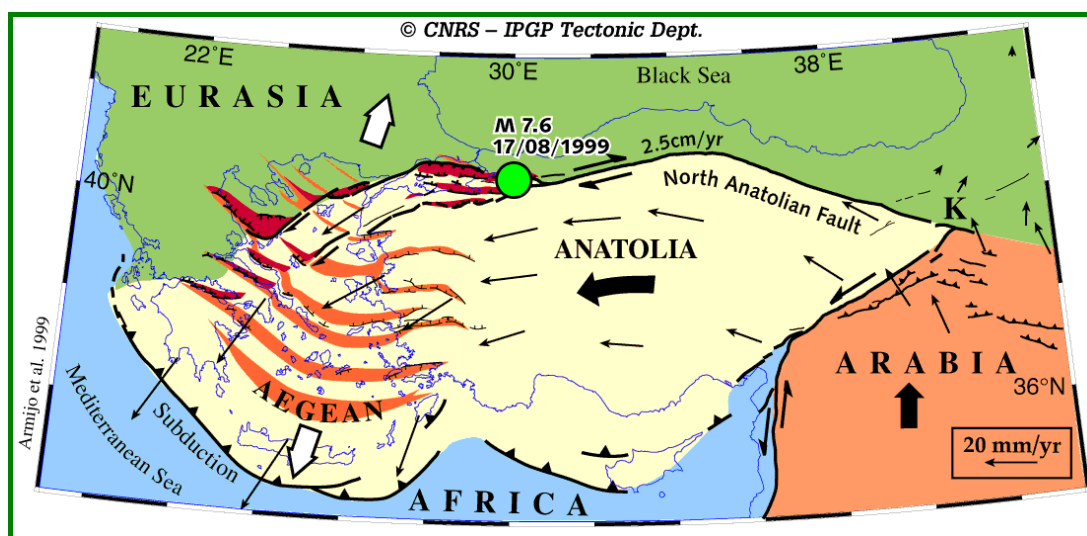
Η Τουρκία, που ανήκει γεωλογικά στη Νέα Ευρώπη, είναι δημιούργημα των Αλπικών ορογενετικών διεργασιών κι ως εκ τούτου είναι μια περιοχή μεγάλης πολυπλοκότητας. Από το Σιλούριο έως το Δεβόνιο υπάρχουν απολιθωματοφόροι σχηματισμοί οι οποίοι δεν έχουν υποστεί μεταμόρφωση. Στην περιοχή, δραστηριοποιήθηκαν οι Καληδονικές και οι Ερκύνιες πτυχώσεις του Κατώτερου και του Ανώτερου Παλαιοζωικού αντίστοιχα. Επίσης, κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου - Ολιγοκαίνου έλαβαν χώρα οι Αλπικές πτυχώσεις. Πολλοί προσπάθησαν κατά καιρούς να ερμηνεύσουν τη γεωλογική και την τεκτονική εξέλιξη της Τουρκίας, ωστόσο πολλά ερωτήματα εξακολουθούν να μένουν αναπάντητα. Για παράδειγμα, ο ωκεανός των εσωτερικών Ποντίδων ο οποίος θεωρείτο ότι είχε κλείσει κατά το Παλαιοκαίνο - Λουτήσιο (Şengör & Yılmaz 1981) είναι ένα πολύ ενδιαφέρον κι αμφιλεγόμενο ζήτημα.

Η ισχυρή σεισμική δραστηριότητα της περιοχής οφείλεται ως επί το πλείστον στην κίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά (Şengör 1985, McKenzie 1972) (εικ. 2.1.2). Η κίνηση αυτή συνοδεύεται από τη δραστηριοποίη-

ση δύο μεγάλων ρηξιγενών ζωνών: το δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας στα βόρεια, συνολικού μήκους 1500 km, και το αριστερόστροφο ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας στα ανατολικά, μήκους 550 km.

Η σύγκρουση της Αραβικής πλάκας με την Ευρασιατική έχει σαν αποτέλεσμα την κίνηση κι άλλων πλακών, συμπεριλαμβανομένης και της πλάκας της Ανατολίας, μακριά από τον Καύκασο (εικ. 2.1.2). Αποτέλεσμα των ταυτοχρόνων κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών είναι η δραστηριότητα του ρήγματος της Ανατολίας, που είναι η κυρίαρχη ρηξιγενής δομή στην περιοχή, τουλάχιστον μέχρι το τέλος του Μειοκαίνου (Schindler 1993).

Η περιοχή μελέτης είναι τεκτονικά ενεργή και παρουσιάζει συχνά σεισμούς μεγάλου μεγέθους. Η σημαντική σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας οφείλεται κατά κύριο λόγο στο γενικό γεωτεκτονικό καθεστώς (εικ. 2.1.2).



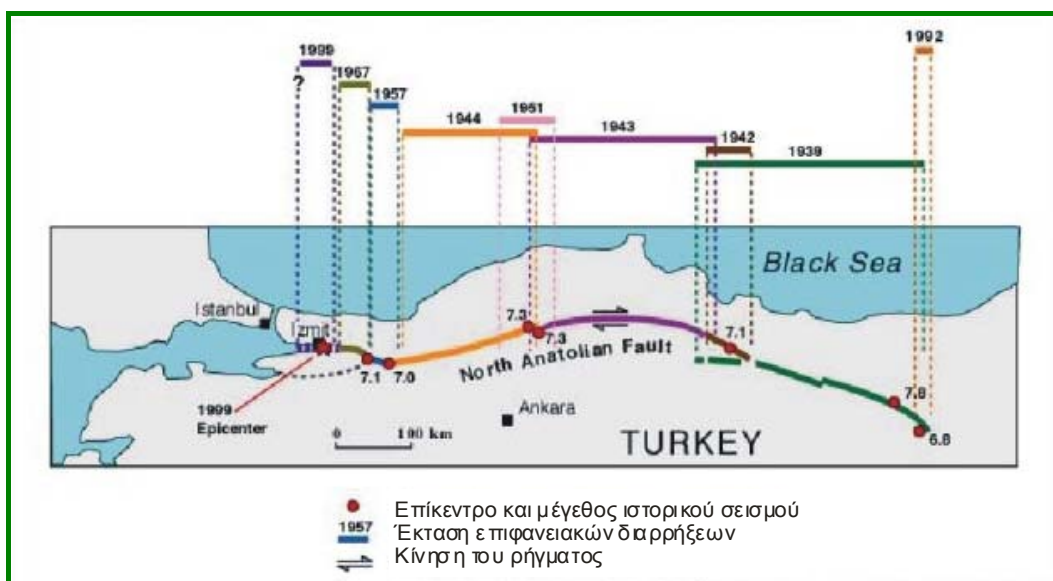
Εικόνα 2.1.2. Κίνηση προς τα δυτικά της μικροπλάκας της Ανατολίας – Αιγαίου, η οποία λαμβάνει χώρα στα ρήγματα της Βόρειας (δεξιόστροφο) και της Ανατολικής (αριστερόστροφο) Ανατολίας (Armijo et al. 1999). Τα βέλη δείχνουν το διάνυσμα της κίνησης σε mm/yr με βάση δεδομένα GPS και SLR (Reilinger et al. 1997). Από γεωλογικά δεδομένα προσδιορίζεται μία ταχύτητα κίνησης της τάξης των 2,5 cm/yr για το Ολόκαινο (Hubert 1998).

Η μεγάλη τεκτονική δομή του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας παρουσιάζει ρυθμό ολίσθησης της τάξης των 10 – 20 mm/yr (Barka 1992, Straub & Kahle 1995).

2.2. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

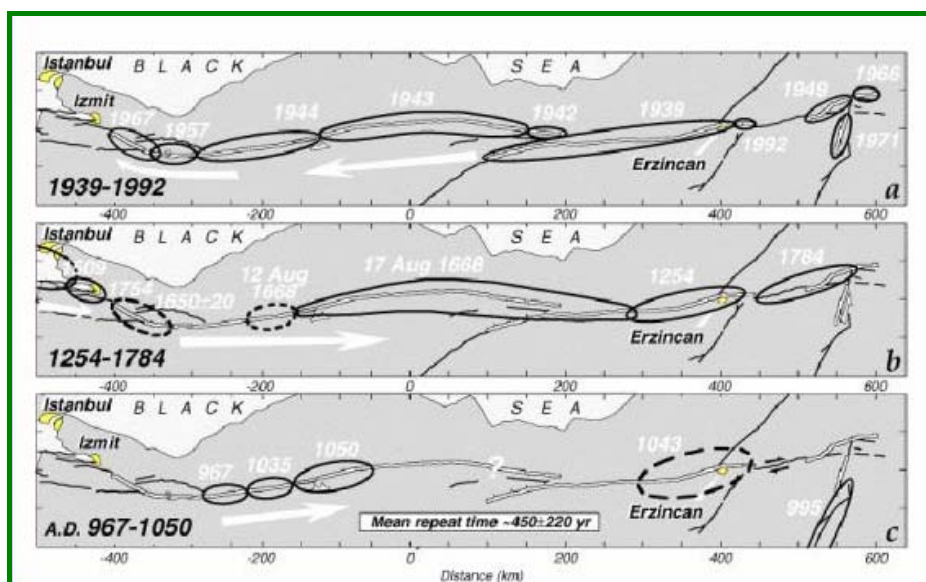
Η γραπτή ιστορία της Τουρκίας, κυρίως από Βυζαντινές και Οθωμανικές πηγές, έχει ενδείξεις για πολλούς καταστροφικούς σεισμούς (Ambraseys & Finkel 1995). Παρά το ότι οι μαρτυρίες αυτές δεν παρέχουν πληροφορίες σχετικά με επιφανειακές διαρρήξεις, είναι δυνατόν να εξαχθούν έμμεσα σχετικά συμπεράσματα από περιγραφές των ζημιών και από την ακτίνα εξάπλωσής τους. Η θέση των επιφανειακών διαρρήξεων παλαιότερων σεισμών είναι σημαντική για την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου, καθώς επίσης και για την εξαγωγή ποσοτικών δεδο-

μένων που αφορούν την περίοδο επανάληψης και το μέγεθος πιθανών επερχόμενων σεισμών.



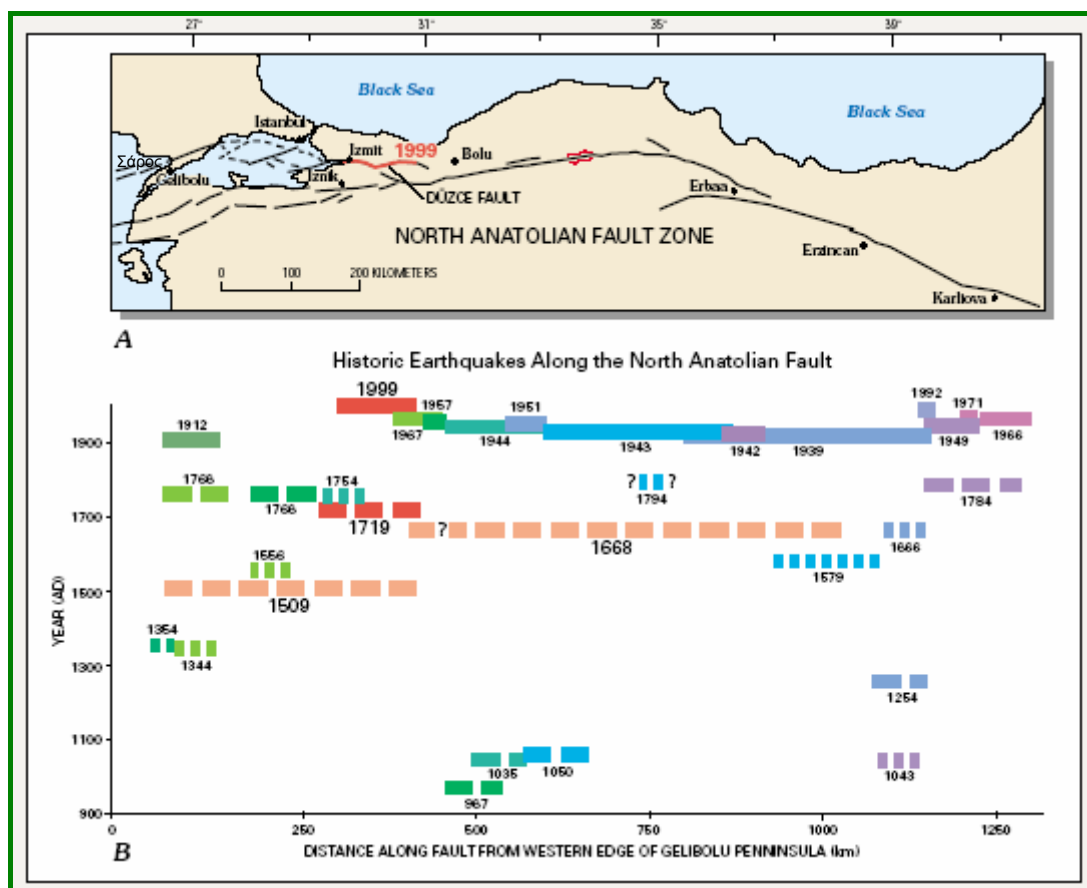
Εικόνα 2.2.1. Πρόσφατη ιστορική δραστηριότητα στον 20^ο αιώνα στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (Okumura et al. 1993). Οι γραμμές διαφορετικού χρώματος δείχνουν την έκταση των επιφανειακών διαρρήξεων στους σεισμούς αυτούς.

Κατά τον 20^ο αιώνα, ισχυρού μεγέθους σεισμοί που προκάλεσαν επιφανειακές διαρρήξεις στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας συνέβησαν το 1939 (M7.8), 1942 (M7.1), 1943 (M7.3), 1944 (M7.3), 1951, 1957 (M7.0), 1967 (M7.1), 1992 (M6.8) και 1999 (M7.4 και M7.1), (εικ. 2.2.1.)



Εικόνα 2.2.2. Μετανάστευση της δραστηριότητας στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας σε διάφορες ιστορικές περιόδους (Okumura et al. 1993).

Είναι χαρακτηριστικό ότι ενώ κατά τον 20^ο αιώνα παρατηρήθηκε μία «μετανάστευση» της σεισμικής δραστηριότητας προς τα δυτικά, σε παλαιότερες ιστορικές περιόδους η δραστηριότητα ακολούθησε αντίστροφη πορεία, προς τα ανατολικά (εικ. 2.2.2.)



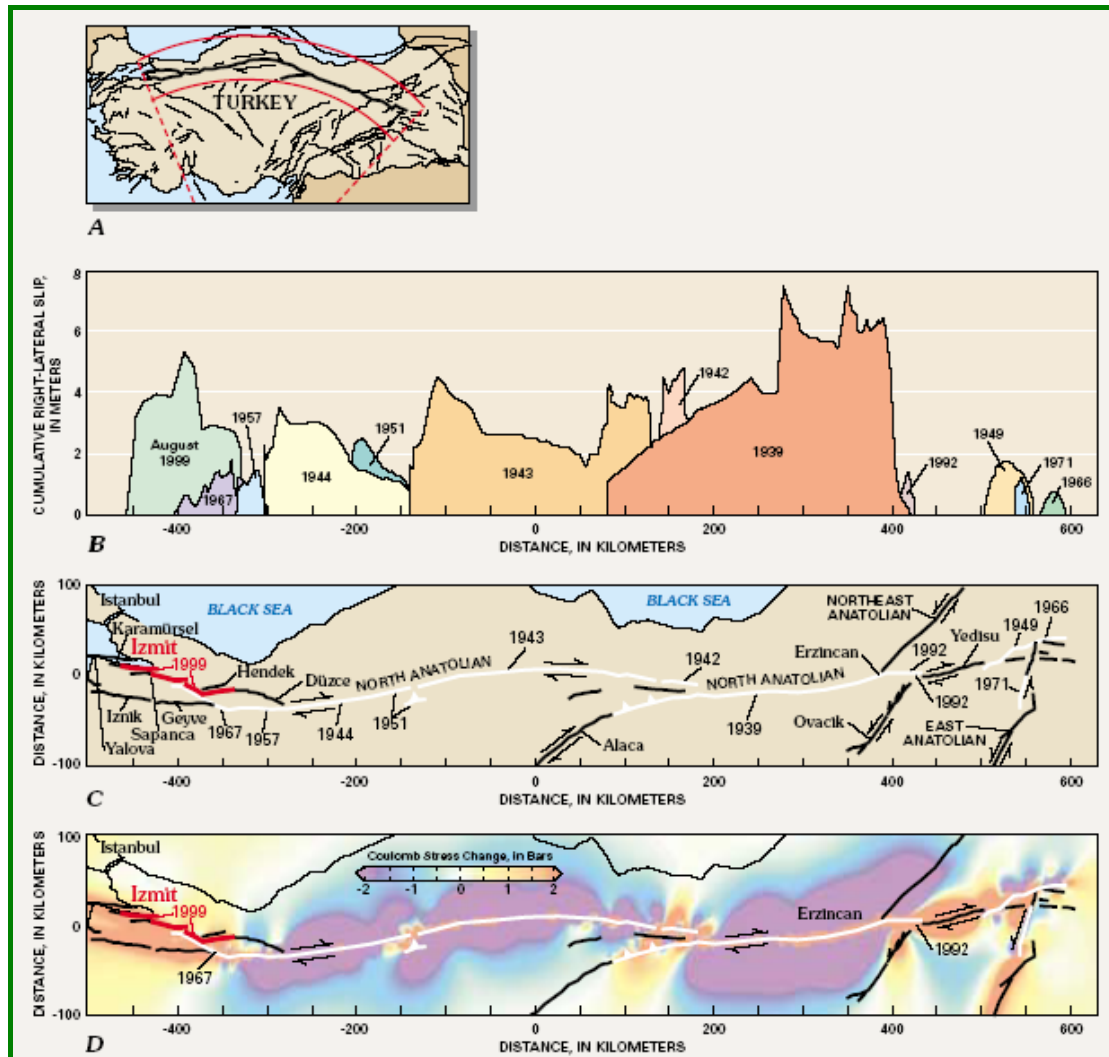
Εικόνα 2.2.3. Σχηματικός χάρτης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το ρήγμα αναπτύσσεται γενικά σε ευθεία γραμμή, αλλά στο δυτικό του τμήμα διακλαδίζεται σε περισσότερους κλάδους. Το τμήμα που δραστηριοποιήθηκε στο σεισμό του Αυγούστου 1999 σημειώνεται με κόκκινο χρώμα. Το τμήμα αυτό ανήκει κατά ένα μέρος του βορειότερου κλάδου, και κατά ένα μέρος στο ρήγμα του Düzce, όπου και σημειώθηκε ο δεύτερος μεγάλος σεισμός (M7.1) το Νοέμβριο του 1999. Τροποποιημένο από Barka (1992) και Rockwell et al. (2001). Β. Ιστορικοί σεισμοί κατά μήκος του ρήγματος και αντίστοιχες επιφανειακές διαρρήξεις. Η διάρρηξη του Αυγούστου 1999 φαίνεται να είναι παρόμοια με αυτή του σεισμού του 1719. Οι συμπαγείς γραμμές δείχνουν γνωστές σεισμικές διαρρήξεις, οι μακρές παύλες πολύ πιθανές επιφανειακές διαρρήξεις, ενώ οι κοντές παύλες υποδεικνύουν διαρρήξεις για τις οποίες τα ιστορικά δεδομένα δεν είναι πολύ βέβαια. Πριν από το 1719, το ίδιο τμήμα δραστηριοποιήθηκε ως μέρος μίας μεγαλύτερης διάρρηξης το 1668 και το 1509. Κενά στα ιστορικά αρχεία μπορούν να ερμηνευθούν είτε ως απουσία σεισμικής δραστηριότητας, είτε ως απουσία μαρτυριών. Επειδή στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος υπάρχουν λίγα αστικά κέντρα, η έλλειψη ιστορικών δεδομένων είναι φυσικό επακόλουθο. Σύνθεση από Ambraseys (1970), Ikeda et al. (1991), Ambraseys & Finkel (1995), Barka (1996), Stein et al. (1997), και Rockwell et al. (2001).

Η εικόνα 2.2.3. δίνει με λεπτομέρεια πληροφορίες για την επιφανειακή διάρρηξη των ιστορικών σεισμών στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, ενώ η εικόνα 2.2.4. δείχνει διάφορα στοιχεία για το μέτρο της δεξιόστροφης μετατόπισης και της συσσώρευσης των τάσεων κατά τον 20^ο αιώνα.

Με βάση συγκρίσεις ζημιών και της ακτίνας διασποράς τους, ο σεισμός του Αυγούστου 1999 είναι όμοιος με αυτόν του 1719. Ο σεισμός αυτός κατέστρεψε πολλούς οικισμούς, ενώ η περιγραφή των ζημιών του είναι αξιοσημείωτα όμοια με αυτή του 1999 (Ambraseys & Finkel 1995).

Δύο άλλοι σεισμοί το 1766 και το 1754 συνέβησαν πιθανότερα πιο κοντά στην Κωνσταντινούπολη. Αυτοί οι σεισμοί είναι όμοιοι σε μέγεθος με αυτούς του

20^{ου} αιώνα. Από ιστορικά αρχεία φαίνεται ότι παλαιότεροι σεισμοί ενεργοποίησαν πολύ μεγάλα τμήματα του ρήγματος. Το 1509 π.Χ. ένας σεισμός προκάλεσε επιφανειακές διαρρήξεις στο τμήμα από την Καλλίπολη (Gelibolu) στα δυτικά, μέχρι την Βολύ στα ανατολικά (εικόνα 2.2.3.). Ένας επίσης μεγάλος σεισμός συνέβη το 1668 στο κεντρικό – ανατολικό τμήμα του ρήγματος σε μήκος άνω των 600 km από την Βολύ στα δυτικά μέχρι το Erzincan στα ανατολικά (εικόνα 2.2.3.).



Εικόνα 2.2.4. Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Α. Θέση του κύριου ρήγματος και των άλλων κύριων ρηγματίων της Τουρκίας. Οι εικόνες Β έως D προβάλλονται σε σχέση με τον πόλο περιστροφής (στο σημείο όπου τέμνονται οι διακεκομμένες γραμμές). Β, C. Η προς τα δυτικά μετανάστευση των σεισμών συνδέεται με μετατόπιση 2 – 6 m ανά γεγονός, με μέσο όρο τα 4 m. Ο σεισμός του Αυγούστου 1999 φαίνεται ότι γενικά είναι τυπικός όσον αφορά τη μετατόπιση και το μήκος των επιφανειακών διαρρήξεων. D. Συσσωρευση της τάσης στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας που συνδέεται με την προς τα δυτικά μετανάστευση των σεισμών στο διάστημα 1939-1967. Παρά το ότι γενικά η τάση μειώθηκε σε ένα μήκος 750 km του ρήγματος, στην περιοχή της Νικομήδειας (Izmit) υπολογίστηκε ότι αυξήθηκε (Stein et al. 1997).

Τον 20^ο αιώνα το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας έχει προκαλέσει σεισμούς σε διαφορετικά τμήματά του με ένα συστηματικό τρόπο, που ωστόσο δεν είναι τυπικός σε μεγάλα ρήγματα. Ξεκινώντας από το σεισμό του 1939 (M7.9), ο οποίος δημιούργησε επιφανειακές διαρρήξεις μήκους 350 km, στον 20^ο αιώνα συνέβησαν άλλοι δέκα σεισμοί μεσαίου ή μεγάλου μεγέθους (εικόνα 2.2.3.).

Οι περισσότεροι από τους σύγχρονους σεισμούς συνέβησαν διαδοχικά σε μία μετανάστευση προς τα δυτικά. Ο σεισμός του Αυγούστου 1999 είναι ο δυτικότερος μεγάλος σεισμός (στο βόρειο κλάδο του ρήγματος), σε ένα τμήμα του ρήγματος που φαίνεται να μην είχε δραστηριοποιηθεί για τουλάχιστον 250 χρόνια.

Τα ιστορικά δεδομένα δε δείχνουν ότι η σεισμική συμπεριφορά του τμήματος αυτού είναι επανάληψη κάποιας προηγούμενης ακολουθίας. Αυτό που φαίνεται από το ιστορικό αρχείο είναι ότι πολλοί σεισμοί με επιφανειακές διαρρήξεις συνέβησαν σε κοντινές χρονικές περιόδους κατά το παρελθόν, όπως αυτοί των 18^{ου}, 14^{ου} και 11^{ου} αιώνων (Barka 1992, Straub & Kahle 1995).

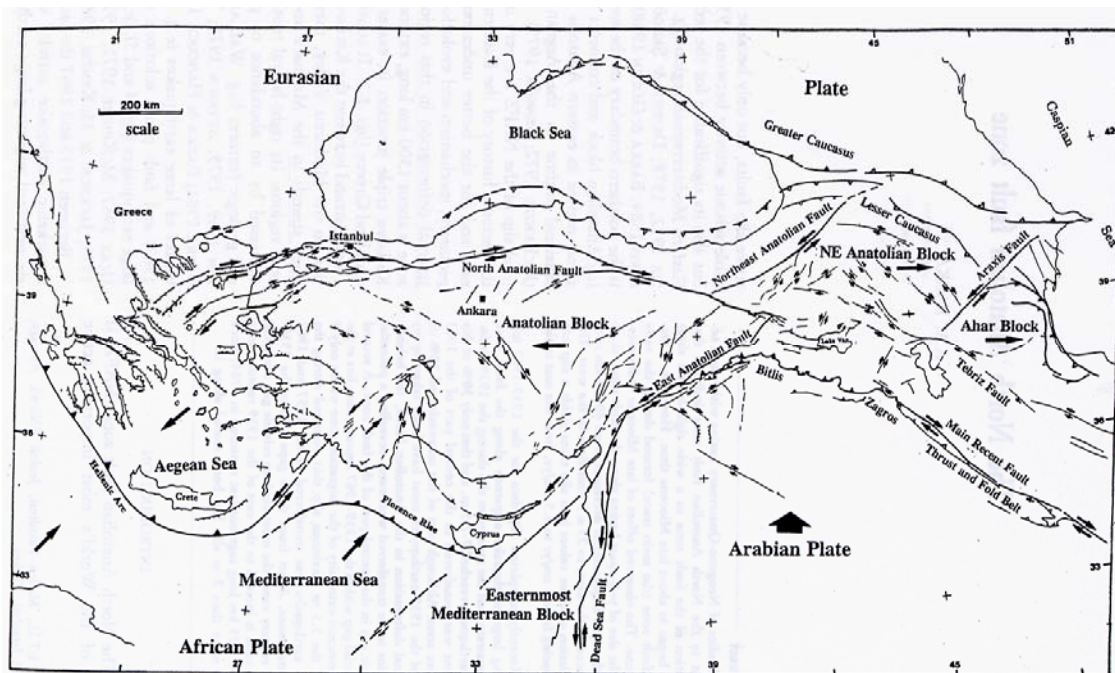
2.3. ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ- ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault) αναπτύσσεται κατά τη διεύθυνση Α - Δ, είναι ενεργό και βρίσκεται μεταξύ Karlıova και Σάρου (εικ. 2.2.3.). Έχει μήκος 1200 km και πλάτος που κυμαίνεται μεταξύ 10 και 100 km (Şaroğlu 1990). Αποτελείται από έναν κλάδο μεταξύ της Karlıova και της κοιλάδας Mudurnu (εικ. 2.4.1.) και μετά χωρίζεται σε τρεις κλάδους στη θάλασσα του Μαρμαρά και σε περιοχές του Βόρειου Αιγαίου. Η δεξιόστροφη μετατόπισή του είναι εμφανής μέσω της πληθώρας των φυσιογραφικών και γεωλογικών χαρακτηριστικών που υπάρχουν στην περιοχή (Barka 1992).

Ο κόλπος του Σάρου βρίσκεται στα βορειοανατολικά του Αιγαίου και περιβάλλεται από τα νότια από τη χερσόνησο της Καλλίπολης (Gelibolu) και από τα βόρεια από την Θράκη (εικ. 2.4.1.) (Kurt et al. 2000). Πρόκειται για μια λεκάνη διεφελκυσμού (transtensional) του Ανώτερου Μειοκαίνου η οποία προήλθε από την αλληλεπίδραση μεταξύ του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και του εφελκυστικού καθεστώτος που επικρατεί στο Αιγαίο (Kıratzi et al. 2005, Kourkouvelas & Aydin 2002, Catagay et al. 1998).

Μελέτες που έγιναν σε λεκάνες του Νεογενούς - Τεταρτογενούς στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας δείχνουν πως πρόκειται για μια ευρεία δεξιόστροφη ζώνη η οποία ενεργοποιήθηκε προς το τέλος του Μειοκαίνου. Επίσης μια λεπτή ρηγιγενής ζώνη, η οποία αποτελεί και την κύρια ζώνη του ρήγματος δημιουργήθηκε στο Κατώτερο Πλειόκαινο. Η παρατηρούμενη μετατόπιση των ιζημάτων του Ανώτερου Μειοκαίνου και το μέγεθος των λεκανών κατά μήκος του ρήγματος δείχνουν ότι η συνολική μετατόπιση κυμαίνεται μεταξύ 40 ± 5 km κοντά στο Erzinçan (εικ. 2.2.3.) στα ανατολικά και 25 ± 5 km κοντά στο Bolu (εικ. 2.2.3.) στα δυτικά. Αυτό σημαίνει ότι ο ρυθμός ολίσθησης κυμαίνεται μεταξύ 1 cm/yr και 0,5 cm/yr από τα ανατολικά στα δυτικά.

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας είναι ένα από τα πιο σημαντικά ενεργά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του κόσμου, όχι μόνο για την αξιοσημείωτη σεισμική δραστηριότητα αλλά και για το τεκτονικό καθεστώς της Ανατολικής Μεσογείου (εικ. 2.3.1.). Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας αποτελεί το βόρειο περιθώριο της προς τα δυτικά κινούμενης πλάκας της Ανατολίας και συνδέει το συμπιεστικό καθεστώς στην Ανατολική Ανατολία με το εφελκυστικό καθεστώς στην περιοχή του Αιγαίου (Paulides & Caruso 2004). Η ηλικία και η συνολική μετατόπιση του ρήγματος είναι πολύ σημαντικά για την τεκτονική ιστορία της Ανατολικής Μεσογείου και για την κατανόηση της γεωμετρίας, του μηχανισμού και της εξέλιξης του ηπειρωτικού σχηματισμού της περιοχής.



Εικόνα 2.3.1. Τεκτονικός χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου. Σαν αποτέλεσμα της σύγκρουσης μεταξύ της Αραβικής και της Ευρασιατικής πλάκας, τα τεμάχια της Ανατολίας και της Βόρειας Ανατολίας απομακρύνονται προς αντίθετες κατευθύνσεις. Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας οριοθετεί το βορειότερο περιθώριο της προς τα δυτικά κινούμενης πλάκας της Ανατολίας. (Berberian 1975, Jackson and McKenzie 1984, Şengör et al. 1985, Perincek et al. 1987, Şaroğlu et al. 1987, Barka & Kandinsky - Cade 1988).

Μεταξύ των ετών 1939 και 1967 η ζώνη αυτή είχε σημαντική σεισμική δραστηριότητα. Στη διάρκεια αυτών των ετών συνέβησαν έξι μεγάλοι σεισμοί οι οποίοι δημιούργησαν μια επιφανειακή διάρρηξη μήκους 900 km κατά μήκος του ρήγματος από το Erzincan (εικ. 2.2.3) ως την κοιλάδα του Mudurnu (εικ. 2.4.1.). Η σεισμική αυτή δραστηριότητα προσέλκυσε το ενδιαφέρον πολλών σεισμολόγων σε όλο τον κόσμο (Barka 1992).

2.3.1. Η ΗΛΙΚΙΑ ΚΑΙ Η ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

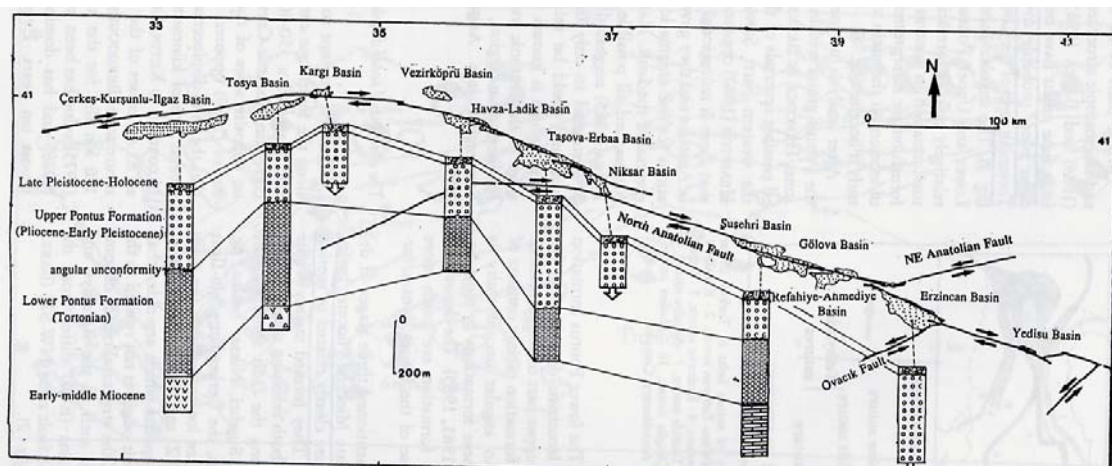
Η ηλικία και το μέγεθος της συνολικής μετατόπισης κατά μήκος του ρήγματος είναι ένα αμφιλεγόμενο ζήτημα που απασχολεί τους επιστήμονες τις τελευταίες τρεις δεκαετίες. Μία από τις αιτίες αυτής της σύγχυσης είναι ότι η ρηξιγενής ζώνη ακολουθεί τις ζώνες συρραφής της Νεοτηθύος σε μεγάλο μήκος. Για παράδειγμα, στα ανατολικά «κόβει» τις ζώνες συρραφής των Ανατολίδων / Ταυρίδων-Ποντίδων με μια πολύ μικρή γωνία (από τα ανατολικά το Erzincan (εικ. 2.2.3) σε ένα μήκος 250 km) και περισσότερο από το δυτικό του μισό εφάπτεται με τη ζώνη συρραφής των Διαποντίδων. Και οι δυο ζώνες συρραφής δημιουργήθηκαν στο τέλος περίπου του Τεταρτογενούς και του Ολιγοκαίνου. Ωστόσο, οι γεωλογικοί σχηματισμοί εκατέρωθεν του ρήγματος είναι διαφορετικοί. Έτσι, ο συσχετισμός τους με σκοπό την εκτίμηση της συνολικής μετατόπισης καθίσταται δύσκολος και ίσως αδύνατος.

Άλλος λόγος για τη δυσκολία του προσδιορισμού της απόλυτης ηλικίας του ρήγματος είναι η δυσκολία του προσδιορισμού της ηλικίας των ηπειρωτικών ιζημάτων που πληρώνουν τις λεκάνες που βρίσκονται μέσα και περιφερειακά της ζώνης του ρήγματος. Βέβαια, το θέμα αυτό έχει, εν μέρει αποσαφηνιστεί από τον Flachbuch (1981) και από τους Rogl & Steininger (1983) οι οποίοι προσδιόρισαν με ραδιομετρικές μεθόδους τις ηλικίες των ηπειρωτικών Νεογενών αποθέσεων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (Barka 1992).

2.3.2. Η ΗΛΙΚΙΑ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ

Οι περισσότεροι επιστήμονες, συμφωνούν με το γεγονός ότι η ηλικία του ρήγματος κυμαίνεται μεταξύ του Ανώτερου Μειοκαίνου και του Κατώτερου Πλειοκαίνου. Για παράδειγμα, ο Şengör (1985), οι Şengör et al. (1985) και οι Dewey et al. (1986) τοποθέτησαν την ηλικία του ρήγματος στο Κατώτερο - Ανώτερο Μειόκαινο (περίπου 13 Ma), ακριβώς μετά την ηπειρωτική σύγκρουση της Αραβικής με την Ευρασιατική πλάκα στην Ανατολική Ανατολία. Από την άλλη, οι Barka και Hancock (1984), ο Barka (1985) και οι Barka & Gülen (1988, 1989) υποστηρίζουν ότι η ηλικία του ρήγματος τοποθετείται στο Κατώτερο Πλειόκαινο. Ωστόσο, μελέτες σε λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς μέσα ή περιφερειακά του ρήγματος (εικ. 2.3.2.1) είναι πολύ σημαντικές καθώς μπορεί να αποκαλύψουν στοιχεία για την τεκτονική της ρηξιγενούς ζώνης (Barka 1981).

Μελέτες σε λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς εντός κι εκτός της ρηξιγενούς ζώνης, έδειξαν ότι πρέπει να υπήρξαν τρία στάδια δημιουργίας στην Ανατολία. Ένα στο Κατώτερο - Μέσο Μειόκαινο, ένα στο Ανώτερο Μειόκαινο κι ένα στο Πλειόκαινο. Κατά τη διάρκεια του Κατώτερου - Μέσου Μειοκαίνου η θάλασσα εισχώρησε στην Ανατολική Ανατολία κι έτσι υπήρξε ένας θαλάσσιος σύνδεσμος μεταξύ του Ινδικού ωκεανού και της Μεσογείου (Rogl & Steininger 1983). Η Κεντρική και η Δυτική Ανατολία ήταν ψηλότερα υψομετρικά αυτή την περίοδο (Şengör et al. 1985). Κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου, μετά τη σύγκρουση της Αραβικής πλάκας με την Ανατολία, η Ανατολική Ανατολία ανυψώθηκε, η θάλασσα υπαναχώρησε κι αποκαλύφθηκε μια ομάδα λεκανών με κύρια φορά Α - Δ μέσα στο βουνό, στις οποίες υπήρχαν λιμναίες αποθέσεις (Şaroğlu & Güner 1981). Στο Κατώτερο - Μέσο Μειόκαινο έλαβε χώρα ένα εφελκυστικό τεκτονικό καθεστώς στην περιοχή της Δυτικής Ανατολίας και του Αιγαίου (Lyberis 1984, Mercier et al. 1987). Κατά μήκος της ζώνης του ρήγματος άρχισαν να δημιουργούνται λεκάνες στην αρχή του Ανώτερου Μειοκαίνου.

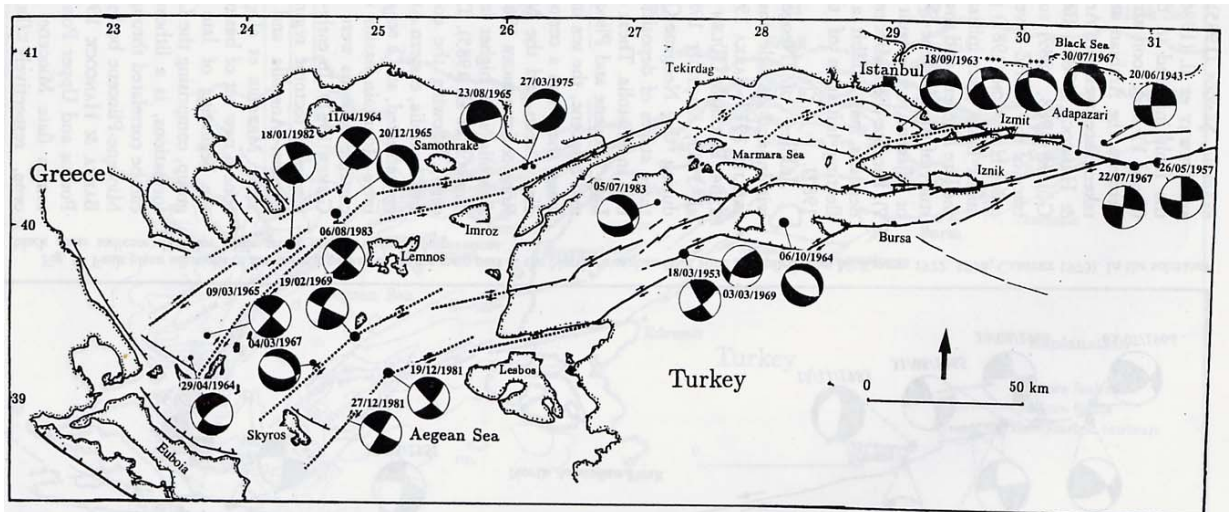


Εικόνα 2.3.2.1. Στρωματογραφικός συσχετισμός ιζηματογενών στρωμάτων λεκανών του Νεογενούς - Τεταρτογενούς στη ζώνη του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Irilitz 1972, Barka 1981, 1985, Barka & Hancock 1984).

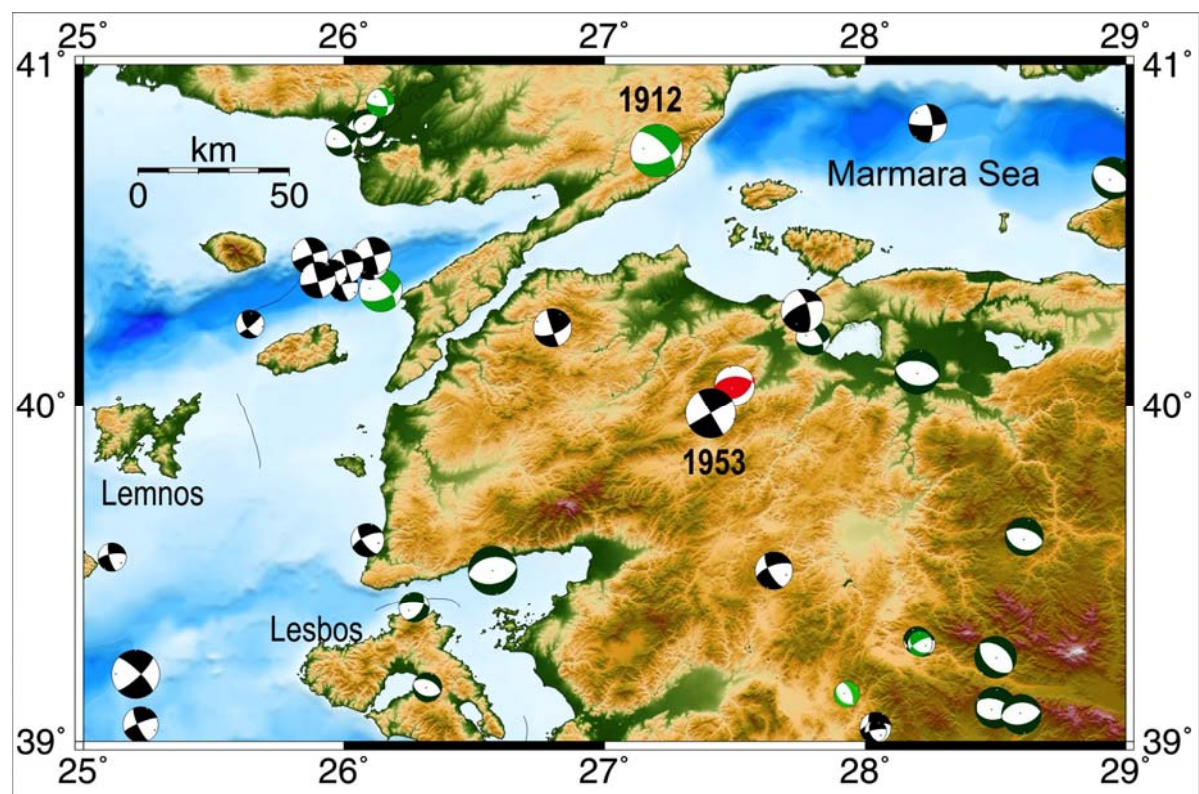
Η λιθοστρωματογραφική ενότητα των Ποντίδων οροσειρών, η οποία αποτελείται από σχηματισμούς των Κατώτερων και Ανώτερων Ποντίδων, μπορεί κάλλιστα να συσχετιστεί με τις περισσότερες από τις λεκάνες του Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου (εικ. 2.3.2.1) (Irilitz 1972, Barka & Hancock 1984). Οι ηλικίες των σχηματισμών των Κατώτερων και Ανώτερων Ποντίδων είναι Τορτόνιες (Ανώτερο Μειόκαινο) και Πλειο - Κάτω Πλειστοκαινικές κατά τους Irilitz 1972, Rogl & Steininger 1983. Ο σχηματισμός των Κατώτερων Ποντίδων αποτελείται κυρίως από λιμναία ιζήματα τα οποία έγιναν ποτάμια στο πάνω μέρος του σχηματισμού. Οι Ανώτερες Ποντίδες αποτελούνται κυρίως από ποτάμιες αποθέσεις. Μια χαρακτηριστική ανομοιομορφία παρατηρείται μεταξύ των σχηματισμών στις περισσότερες λεκάνες (εικ. 2.3.2.2.) (Barka 1981, 1985). Τα ιζήματα των Κατώτερων Ποντίδων χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη ανομοιομορφία από τους σχηματισμούς των Ανώτερων Ποντίδων.

Από τα παραπάνω τρία στάδια της απόθεσης, μόνο οι λεκάνες του Ανώτερου Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου συνδέονται καθαρά με την κίνηση της ρηξιγενούς ζώνης. Οι Barka και Hancock (1984) και Barka (1985) υποστηρίζουν ότι η ζώνη του ρήγματος έγινε μια πλατιά ζώνη διάρρηξης ενδεχομένως προς το τέλος του Τορτόνιου (τέλος του σχηματισμού των Κατώτερων Ποντίδων) (εικ. 2.3.2.4.).

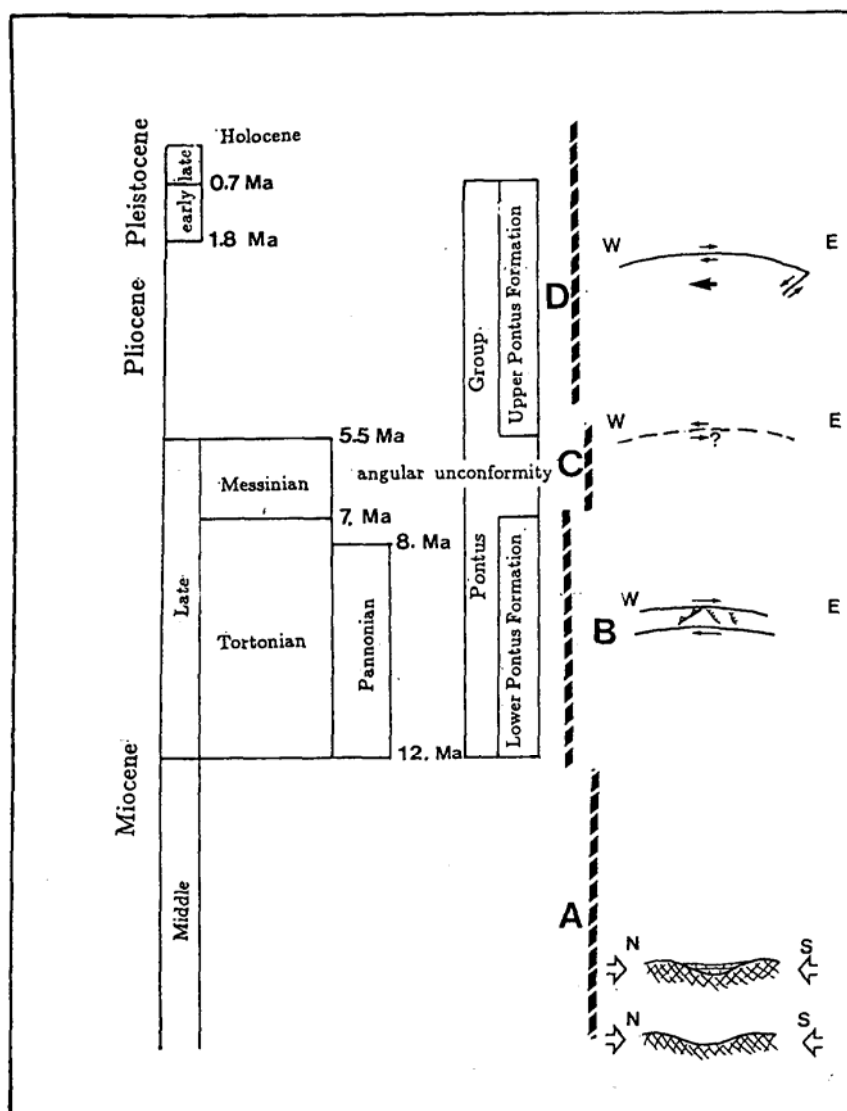
Μετά την ανάλυση των σχηματισμών στην ενότητα των Ποντίδων οροσειρών μέσα στις λεκάνες και κατά μήκος της ζώνης του ρήγματος, οι Barka και Hancock (1980, 1981) πρότειναν πιθανές αναστροφές του ρήγματος, κυρίως στο δυτικό τμήμα. Οι Şengör et al. (1983) και Hempton (1982) αντιτάχθηκαν αυτής της σκέψης διότι δεν υπήρχαν καθόλου στοιχεία αυτού του γεγονότος στην Ανατολία κι έδωσαν άλλες εξηγήσεις για το γεγονός, πέραν της αναστροφής. Αργότερα, ο Barka (1985) είπε ότι η αναστροφή μπορεί να περιορίστηκε μόνο στο δυτικό τμήμα του ρήγματος και μπορεί να συνδέεται με την κρίση του Μεσσηνίου για την οποία υπάρχει μια συγκεχυμένη εικόνα όσον αφορά την τεκτονική εξέλιξη της Ανατολικής Μεσογείου, συμπεριλαμβανομένου και του Αιγαίου (Papanikolaou et. al. 2006, Angelier 1979, Mercier 1981, Barka 1992).



Εικόνα 2.3.2.2. Μηχανισμοί γένεσης των κύριων σεισμών κατά μήκος της ζώνης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στην περιοχή του Μαρμαρά και του Βορείου Αιγαίου (McKenzie 1972, 1978, Jackson et al. 1982, Crampin & Evans 1986, INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTER, μη δημοσιευμένα άρθρα, Εδιμβούργο, 1981, 1982, 1983).



Εικόνα 2.3.2.3. Μηχανισμοί γένεσης των κύριων σεισμών στην περιοχή μελέτης (beach – balls, μαύρο χρώμα δηλώνει συμπίεση, άσπρο χρώμα δηλώνει εφελκυσμό) (Κυρατζή Α., Μπενετατός Χρ., Ρουμेलιώτη Ζ. 2005).



Εικόνα 2.3.2.4. Τεκτονικά στάδια της Ανατολίας από την αρχή του Μέσο Μειοκαίνου. Στάδιο πρώτο (Α): Συμπίεση B - N σαν αποτέλεσμα των δημιουργούμενων λεκανών. Αργότερα αυτά τα ιζήματα λόγω της συμπίεσης μετακινήθηκαν (επωθήσεις και πτυχώσεις). Στάδιο δεύτερο (Β): το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας ως μια εκτεταμένη ζώνη διάρρηξης. Στάδιο τρίτο (C): κρίση του Μεσσηνίου. Στάδιο τέταρτο (D): το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας ως μια στενή ζώνη ρήγματος (Barka 1985).

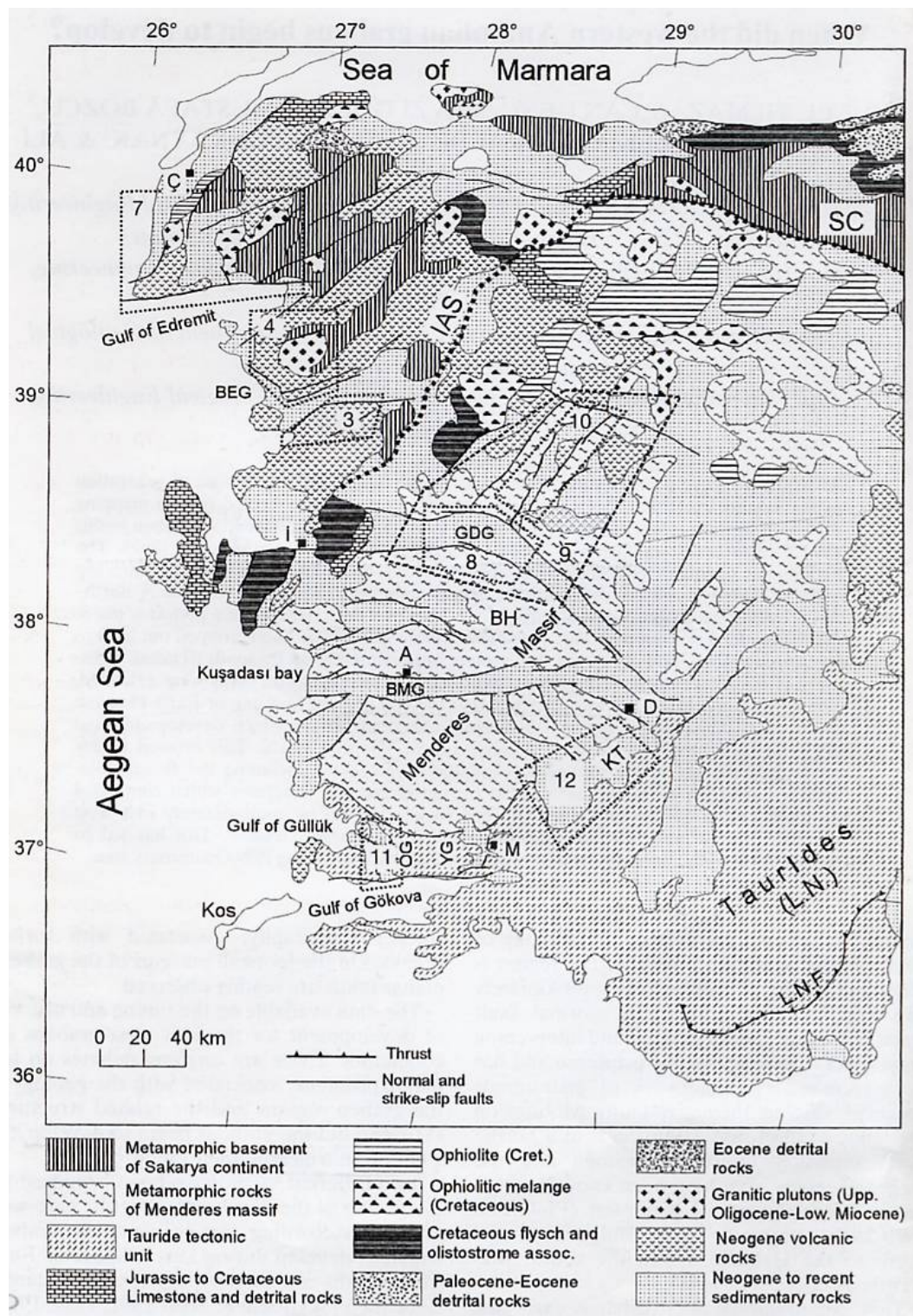
2.3.3. ΤΑΦΡΟΙ ΠΟΥ ΣΥΝΘΕΤΟΥΝ ΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΑΝΑΤΟΛΙΑ

Στην εικόνα 2.3.4.1. φαίνεται η γεωλογία της Δυτικής Ανατολίας κι επίσης είναι εμφανές ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από πολυάριθμες τεκτονικές δομές διεύθυνσης A - Δ και υποπαράλληλες ζώνες κανονικών ρηγμάτων, ο συνδυασμός των οποίων, δημιουργεί ένα σύστημα από τεκτονικές τάφρους και τεκτονικά κέρατα. Η σεισμική δραστηριότητα είναι ισχυρή και η κίνηση των ρηγμάτων επιβεβαιώνει των εφελκυσμό κατά μια διεύθυνση B - N. Η Δυτική Ανατολία και οι περιοχές του Αιγαίου είναι γνωστό ότι αντιπροσωπεύουν μια ευρεία ζώνη εφελκυσμού η οποία εκτείνεται από τη Βουλγαρία στα βόρεια μέχρι το Ελληνικό τόξο στα νότια (Paulides et al. 1990, McKenzie 1972).

Υπάρχουν περίπου δέκα τεκτονικές τάφροι προσανατολισμού Α - Δ στη Δυτική Ανατολία. Οι πιο ευκρινώς ανεπτυγμένοι είναι οι Buyuk Menderes, Gediz, Edremit, Gokona και Bergama οι οποίοι είναι μήκους περίπου 100 km και πλάτους 5 - 15 km. Σε όλες τις τάφρους το ένα περιθώριο χαρακτηρίζεται από απότομη τοπογραφία, γεγονός που συνδέεται με τις επιφανειακές διαρρήξεις. Στους πρόποδες των περιθωρίων των τάφρων παρατηρούνται ρήγματα. Στη συνέχεια, θα αναλυθεί η τάφος του Edremit λόγω της γεωγραφικής τοποθέτησης της περιοχής μελέτης (χερσόνησος Biga) (Yilmaz et al. 2000).

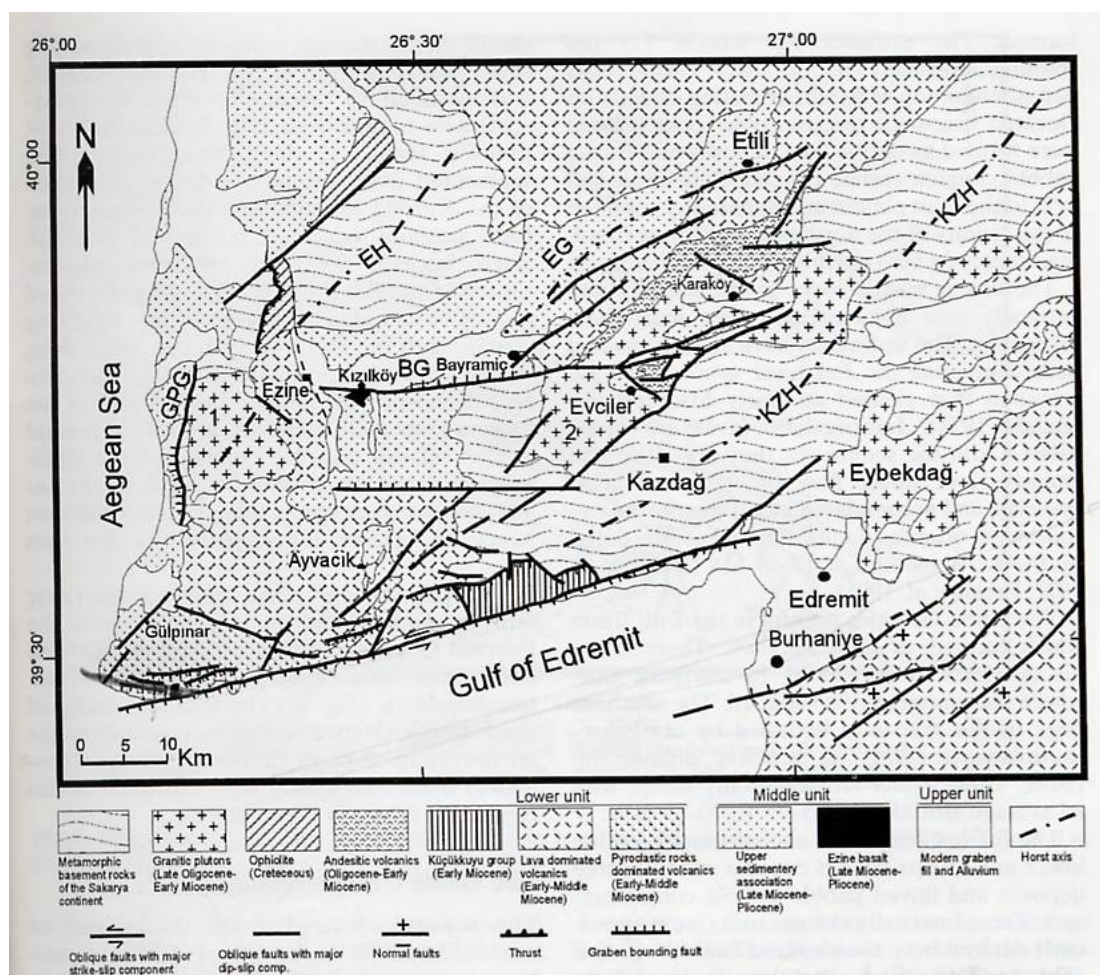
2.3.4. Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΤΑΦΡΟΥ ΤΟΥ EDREMIT

Η τάφος του Edremit είναι από τις μεγαλύτερες της Δυτικής Ανατολίας (εικ. 2.3.4.1.) κι έχει μήκος 80 km και πλάτος που κυμαίνεται μεταξύ 5 και 20 km. Το βόρειο περιθώριό της περιβάλλεται από την οροσειρά μπροστά από το όρος Kazdağ (εικ. 2.3.4.2.), το οποίο ξεπροβάλλει απότομα από τη θάλασσα σε υψόμετρο 1000 m. Αντίθετα, το νότιο περιθώριο έχει πιο ήπια τοπογραφία. Αυτή η μορφολογία δείχνει ότι το βόρειο περιθώριο ανυψώθηκε πρόσφατα με τη συμβολή ρηγμάτων, μια ερμηνεία που ενισχύεται και από τις ανυψωμένες ακτές της περιοχής. Κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της τάφρου αναπτύσσονται λιστρικά κανονικά ρήγματα. Τα μη συνεκτικά ιζήματα που εναποτέθηκαν στα ανερχόμενα τεμάχια κάμπτονται. Οι γραμμώσεις σε κατοπτρικές επιφάνειες ρηγμάτων που μετρήθηκαν από 25 ανεξάρτητα ρήγματα, αποκαλύπτουν κύρια κανονική μετατόπιση περίπου N60°E. Τα ρήγματα στη νότια πλευρά είναι αντιθετικά στο κύριο βόρειο περιθώριο του συστήματος των ρηγμάτων.



Εικόνα 2.3.4.1. Γεωλογικός χάρτης της Δυτικής Ανατολίας. BEG Τάφος Bergama (Bergama Graben), GDG Τάφος Gediz (Gediz Graben), BMG Τάφος Buyuk menders (Buyuk menders Graben), KT Λεκάνη Kale - Tavas (Kale - Tavas Basin), IAS Οφειολιθική ζώνη συρραφής Σμύρνης - Άγκυρας (Izmir - Ankara Ophiolite Suture), SC Θάλασσα της Sakarya (Sakarya Continent), LN Λύκια ράχη (Lycian Nappes), LNF Lycian Nappe front, BH Τεκτονικό κέρατο Bozdağ (Bozdağ Horst). A, C, D, I, M είναι οι πόλεις Aydin, Canakkale, Denizli, Izmir (Σμύρνη) και Mugla αντίστοιχα. (Yilmaz et al. 2000).

Η περιοχή της τάφρου του Edremit βρίσκεται κοντά στην περιοχή της ζώνης επιρροής του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας που είναι μέχρι στιγμής το σπουδαιότερο τεκτονικό γεγονός της Ανατολίας. Αυτό το δεξιόστροφο ρήγμα χωρίζεται σε διάφορους κλάδους στην βορειοδυτική Ανατολία, αρκετοί από τους οποίους διατρέχουν την τάφρο του Edremit (εικ. 2.3.4.1.). Μια εξόρυξη πετρελαίου στην περιοχή του κόλπου του Edremit αποκάλυψε υποθαλάσσια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης σε παράκτιες περιοχές, τα οποία διαφαίνονταν και από τις μετατοπίσεις των Νεογενών ιζημάτων σε περιοχές της ξηράς μέσα στον κόλπο. Η σεισμικότητα, οι βαρυτομετρικές διασκοπήσεις και τα δεδομένα των γεωτρήσεων δείχνουν Νεογενή και νεότερα ιζήματα μέσα στον κόλπο τα οποία ξεπερνούν τα 2700 m. Από αυτά τα 700 m είναι χαλαρά και μη συνεκτικά κλασικά ιζήματα που έχουν αποτεθεί μόνο στον πυθμένα της συγκεκριμένης τάφρου. Ο γεωλογικός χάρτης της βόρειας πλευράς της τάφρου του Edremit δείχνει ότι η περιοχή χωρίζεται επίσης σε τεκτονικά κέρατα διεύθυνσης ΒΑ - ΝΔ αλλά και σε παρεμβαλλόμενες τεκτονικές τάφρους όπως και στην περιοχή της τάφρου του Bergama. Αυτά είναι τα τεκτονικά κέρατα Kazdağ και Ezine και οι τάφροι των Etili και Gulpinar (εικ. 2.3.4.2.).



Εικόνα 2.3.4.2. Γεωλογικός χάρτης του νοτιοδυτικού τμήματος της χερσονήσου Biga, του βορειότερου τμήματος της τάφρου του Edremit. KZH Τεκτονικό κέρατο Kazdağ, EH Τεκτονικό κέρατο Ezine, EG Τάφρος του Etili, GPG Τάφρος του Gulpinar, BG Τάφρος του Bayramic. (Yilmaz et al. 2000).

Το πιο χαρακτηριστικό τοπογραφικό γνώρισμα της περιοχής είναι το τεκτονικό κέρατο του Kazdağ. Κατά μήκος του, υπάρχουν μεταμορφωμένα πετρώματα του Παλαιοζωικού και του Τριαδικού. Αυτά τα πετρώματα του υποβάθρου περιλαμβάνουν υψηλής μεταμόρφωσης γνεύσιους, σχίστες, μιγματίτες, μεταγάββρους, και χαμηλής μεταμόρφωσης φυλλίτες, μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους. Πλουτωνικά πετρώματα εποτέθηκαν μέσα σε μεταμορφωμένα πετρώματα κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Ολιγοκαίνου - Κατώτερου Μειοκαίνου. Πιο συγκεκριμένα, οι πλουτωνίτες του Karaköy - Enciler χρονολογήθηκαν με ισοτοπικές μεθόδους στα 25 ± 0.2 (Birkle & Satir 1995) και οι πλουτωνίτες του Kestanbolu στα $28 \pm 0,88$ ma περίπου. Οι πλουτωνίτες σχηματίζουν ελλειπτικά μαγματικά σώματα με άξονες BA - NΔ η σύνθεση των οποίων είναι γρανοδιορίτες και διορίτες που περιβάλλονται από λεπτόκοκκα θαλάσσια και ηφαιστειακά πετρώματα παρόμοιας σύστασης (Karacik & Yilmaz 1998).

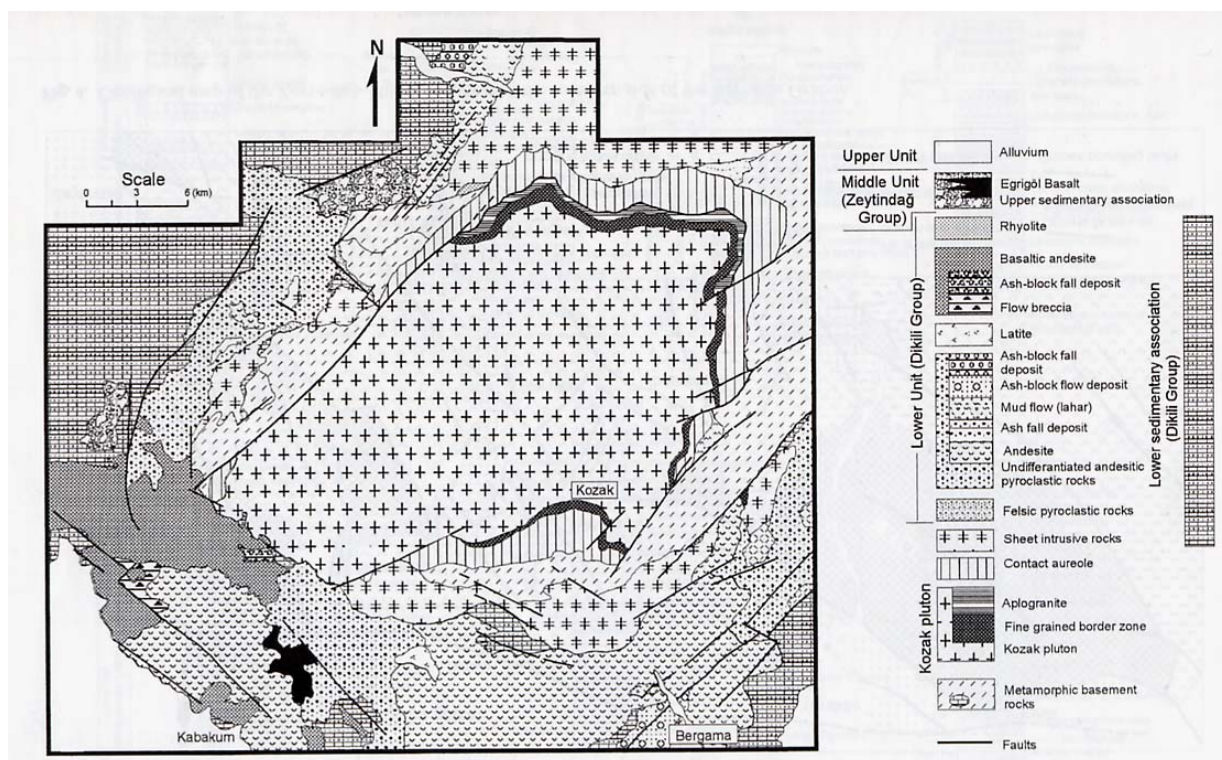
Στο βόρειο τμήμα υπάρχουν τρεις λιθοστρωματογραφικές ενότητες, που χωρίζονται με ασυμφωνίες και οι οποίες μπορεί να χωριστούν (εικ. 2.3.4.3.b, και εικ. 2.3.4.2.) σε μια ενότητα που βρίσκεται χαμηλά (ενότητα Kucukkuğu), μια μεσαία ενότητα (ενότητα Ezine) και μια ανώτερη ενότητα (ενότητα Bayramic). Από τις τρεις ενότητες πετρωμάτων μόνο η πρώτη εμφανίζεται στα τεμάχια των τεκτονικών κεράτων. Αυτή η ενότητα αποτελείται από ένα λεπτό στρώμα (>300m) ηφαιστειακών ιζημάτων. Στη βάση της υπάρχει ένας σχηματισμός λεπτών οργανικών λευκών σχιστολίθων (>250m), στο μέσο της ενότητας, τέλος, υπάρχει λεπτό στρώμα από ψαμμίτες που εναλλάσσονται με σχιστόλιθους. Αυτή η εναλλαγή τουρβιδιτικού χαρακτήρα μεταφράζεται ως φλύσχη που εναποτέθηκε σε ένα λιμναίο περιβάλλον κατά τη διάρκεια του Κατώτερου Μειοκαίνου (Inci 1984, Siyako et al. 1989). Στο πάνω μέρος του φλύσχη υπάρχουν πυροκλαστικά υλικά τα οποία αντιπροσωπεύουν τα αρχικά προϊόντα της ηφαιστειακής δραστηριότητας και είναι ανακατεμένα με τα ιζήματα. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου σχηματίστηκαν πλάγια ρήγματα με διάταξη en echelon BA - NΔ προσανατολισμού με δεξιόστροφη συνιστώσα ($N45-60^\circ$). Αυτό φαίνεται από 1) τα κόκκινα, εσωτερικώς χαστικά, κλαστικά πετρώματα που βρίσκονται στην κορυφή του φλύσχη και στην ανυψωμένη βάση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων (αυτά δημιουργήθηκαν ως αποθέσεις ρών κορημάτων και ποτάμιων κροκαλοπαγών) 2) τα κόκκινα στρώματα που αποτέθηκαν κοντά σε επιφάνειες ρηγμάτων και προφανώς περιορίζονται κοντά στα ρήγματα διεύθυνσης BA - NΔ.

Η ενότητα του Ezine εμφανίζεται στην τάφρο του Etili. Δεν υπάρχει ευκρινές σύστημα ρηγμάτων κατά μήκος της βόρειας πλευράς όπου η τοπογραφία είναι πιο ήπια. Το νότιο άκρο της τάφρου ορίζεται από en echelon πλάγια ρήγματα BA - NΔ διεύθυνσης. Αυτά τα ρήγματα είναι ως επί το πλείστον απότομα με μια μέση διεύθυνση $N65-75^\circ$.

Η ενότητα του Ezine βρίσκεται με ασυμφωνία πάνω στην χαμηλότερη ενότητα. Στη βάση της αποτελείται από αποθέσεις κορημάτων σε ρήγματα και από ποτάμια χαλίκια. Αυτά τα πετρώματα χαοτικής σύνθεσης προφανώς αποσπαστήκαν από τα ανυψούμενα τεμάχια των ρηγμάτων και εναποτέθηκαν στη βάση του περιθωρίου. Κάποια από αυτά τα στρώματα πρέπει να είναι προέλευσης δελταϊκού ριπιδίου. Οι ασβεστόλιθοι είναι η κύρια λιθολογική ομάδα της ενότητας του Ezine. Στην κορυφή της υπάρχουν κόκκινοι σχιστόλιθοι και ιλυόλιθοι οποίοι εναλλάσσονται με τους ασβεστόλιθους ώσπου στο τέλος τους αντικαθιστούν πλήρως. Επίσης, υπάρχουν κάποιοι βασάλτες γνωστοί ως βασάλτες του Ezine. Δεν έχουν βρεθεί χαρακτηριστικά απολιθώματα για να βρεθεί η ηλικία των πετρωμάτων αυτών αλλά κάποιες εναλλαγές βασαλτών με ιζηματογενή πετρώματα χρονολογήθηκαν με μεθόδους K/Ar και Ar/Ar κι έδειξαν ηλικίες 6 - 4 Ma (Borsi et al. 1972, Ercan et al. 1985).

Το νότιο περιθώριο της τάφρου του Etili διακόπτεται κι εκεί συναντάται ένα σύστημα κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης A - Δ τα οποία είναι νεότερα του Ανώτερου Μειοκαίνου - Κατώτερου Πλειοκαίνου. Αυτά τα ρήγματα ελαττώνονται σε μέγεθος και δημιουργούν μια νέα τάφρο A - Δ γνωστή ως τάφρος του Bayramic η οποία έχει μεταβάλει τον κυρίως προσανατολισμό από BA - ΝΔ σε A - Δ (εικ. 2.3.4.2.). Τα ρήγματα αυτά είναι απότομα και τμηματοποιούνται σε αποστάσεις <10km. Η ανύψωση του όρους του Kazdağ συνέβη πιθανότατα σε αυτό το στάδιο, διότι η ροή αδρόκοκκων κλαστικών ιζημάτων που προήλθε από το όρος, εναποτέθηκε ως μη στερεοποιημένο υλικό (ενότητα Bayramic) μέσα στη λεκάνη της τάφρου του Bayramic κατά μήκος του βορειότερου περιθωρίου του τεκτονικού κεράτου του Kazdağ. Δεν βρέθηκαν χαρακτηριστικά απολιθώματα για να βοηθήσουν στη χρονολόγηση των ιζημάτων αλλά τα ρήγματα βρέθηκε ότι είναι ηλικίας Κατώτερου Πλειοκαίνου, επομένως τα ιζήματα που κόβονται από αυτά πρέπει να είναι νεότερα.

Ο σημερινός προσανατολισμός της τάφρου του Bayramic, A - Δ και πρέπει να είναι συγγενετικός με τον προσανατολισμό της τάφρου του Edremit επειδή είναι παράλληλοι και υπάρχουν σε αυτούς ρήγματα τα οποία είναι προσανατολισμού A - Δ. Το νότιο μέρος της τάφρου του Edremit συνδέεται με το βορειοδυτικό πραινές του τεκτονικού κεράτου του Kozak (ο γεωλογικός χάρτης και ο στρωματογραφικός συσχετισμός φαίνεται στις εικόνες 2.3.4.4. και 2.3.4.3.a (Yilmaz et al. 2000).



Εικόνα 2.3.4.4. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Kozak στο βόρειο τμήμα της τάφρου Bergama (Altukaynak & Yılmaz 1998).

2.3.5. Η ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Η πρώτη προσπάθεια προσδιορισμού της συνολικής μετατόπισης κατά μήκος του ρήγματος έγινε από τον Ravoni (1961) ο οποίος πρότεινε μια μετατόπιση 340 - 400 km η οποία προέκυψε από το συσχετισμό Ιουρασικών και Κρητιδικών σχηματισμών στις πλευρές εκατέρωθεν της ζώνης του ρήγματος. Ο Ketin (1969) αντιτάσσεται σε αυτό τον ισχυρισμό και υποστηρίζει ότι η μετατόπιση πρέπει να είναι μεγαλύτερη από δεκάδες χιλιόμετρα από το Πλειόκαινο. Αντιθέτως, ο Seymen (1975) πρότεινε μια μετατόπιση 85 ± 5 km της ζώνης συρραφής των Ανατολίδων / Ταυρίδων - Ποντίδων. Ο Bergougnan (1975) προτείνει μια μετατόπιση της τάξεως των 100 - 120 km. Τελικά η άποψη που επικράτησε ήταν αυτή του Yılmaz (1985) και του Kocyigit (1989) η οποία υποστηρίζει ότι το μέγεθος της μετατόπισης της ζώνης συρραφής βρίσκεται πολύ κοντά στη εκτίμηση των Barka & Hancock (1984) η οποία εκτιμάται σε 25 ± 5 km, μέγεθος που προήλθε από τη μετατόπιση των Ανώτερων Μειοκαινικών ιζημάτων στη λεκάνη Havza - Ladik. Ακολουθούν οι μετατοπίσεις του ρήγματος κατά τμήματα. 1) 35 - 40 km (Gülen & Barka 1988), 2) 7,5 km (Şaroğlu 1988), 3) 30 ± 5 km, 4) 37 - 50 km (Kocyigit 1989, Gaudemer et al. 1989), 5) 35 km (Barka & Gülen 1989), 6) 30 Km (Barka & Gülen 1988) 7) 35 km (Kocyigit 1989) 8) 85 ± 5 km (Seymen 1975) και 100 - 120 km (Bergougnan 1975), 9) 25 ± 5 Km (Barka 1981, 1985) (Barka & Hancock 1984), 10) 26 ± 2 km (Barka 1981, Barka & Hancock 1984) 11) 25 km (Şaroğlu 1988), 12) 22 km (Kocyigit 1989) 13) 25 km (Sipahioglu & Matsuda 1986), 14) 4 - 5 km 15) 7- 8 km (Barka & Gülen 1988) 16) 30 km (Kopp et al. 1969), 17) 8 km (Herence 1990).

Η συνολική μετατόπιση του κυρίως τεμάχους του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας κυμαίνεται από 40 ± 5 Km στα ανατολικά με 25 ± 5 km στα δυτικά. Το γεγονός ότι η μετατόπιση είναι μεγαλύτερη στα δυτικά πιθανώς να οφείλεται στην κίνηση της πλάκας της Ανατολίας. Η συνολική μετατόπιση στην περιοχή της θάλασσας του Μαρμαρά είναι περίπου 35 ± 5 km λόγω του εφελκυσμού στο Αιγαίο και στη δυτική Τουρκία.

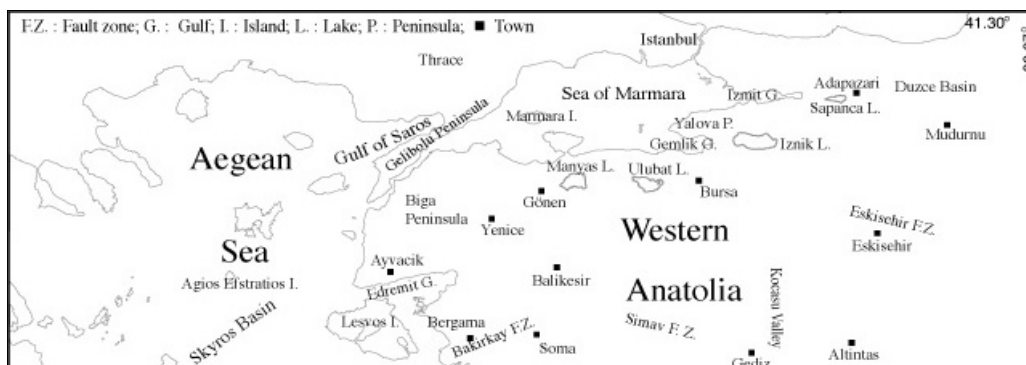
Ο ρυθμός ολίσθησης είναι 1 cm/yr μεταξύ Karlıova και Erzincan, 0,7 - 0,8 cm/yr μεταξύ Erzincan και Niksar και 0,5- 0,6cm/yr μεταξύ Niksar και Bolu. Παρόλο που υπάρχουν ελάχιστοι υπολογισμοί από την περιοχή του Μαρμαρά, φαίνεται ότι ο ρυθμός ολίσθησης μπορεί επίσης να αυξάνεται σε αυτή την περιοχή (Barka 1992).

Συμπερασματικά, η γεωτεκτονική εξέλιξη του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας πρέπει να συνέβη σε δυο στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο μια ευρεία ζώνη διάρρηξης αναπτύχθηκε σαν αποτέλεσμα συνεχούς συμπίεσης διεύθυνσης B – N στην αρχή του Ανώτερου Μειοκαίνου. Το δεύτερο στάδιο συνδέεται με τη δημιουργία του κυρίως ρήγματος στο Κατώτερο Πλειόκαινο και από τότε και μετά υπάρχει και η μεγαλύτερη μετατόπιση. Το μέγεθος της συνολικής μετατόπισης κατά μήκος της ζώνης του ρήγματος μειώνεται από 40 ± 5 km σε 25 ± 5 km από τα ανατολικά προς τα δυτικά (Barka 1992).

2.4. ΤΑ ΣΤΕΝΑ ΤΩΝ ΔΑΡΔΑΝΕΛΙΩΝ

Πρόκειται για μια στενή θαλάσσια κοιλάδα η οποία προήλθε από την ανύψωση της Καλλίπολης (Gelibolu) και της χερσονήσου Biga στο Πλειόκαινο. Ήταν αποτέλεσμα των συμπιεστικών γεγονότων που συνέβησαν λόγω της δραστηριότητας του ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης του Γάνου (Ganos), στο βόρειο τμήμα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Ένα σύστημα ρηγμάτων BBA - NND που υπάρχει μεταξύ του Çanakkale και του Eceabat και πιστεύεται ότι έχει προέλθει από αριστερόστροφη μετατόπιση του ρήγματος του Γάνου στη χερσόνησο της Καλλίπολης, κόβει την κοιλάδα σε διαφορετικά τμήματα. Η σύνδεση μεταξύ της λεκάνης του Μαρμαρά και του Αιγαίου πραγματοποιήθηκε μετά από εισροή της θάλασσας κατά το Μέσο - Ανώτερο Πλειστόκαινο. Τα τρία κύρια κατώτερα επίπεδα της θάλασσας (130 - 150 m) δημιουργήθηκαν λόγω της ανακοπής της θαλάσσιας επικοινωνίας η οποία συνέβη τουλάχιστον δυο φορές εκείνη την περίοδο (πριν από 600 kys).

Τα στενά των Δαρδανελίων έχουν μήκος 62 km και βρίσκονται μεταξύ της θάλασσας του Μαρμαρά και του Αιγαίου (εικ. 2.4.1.).

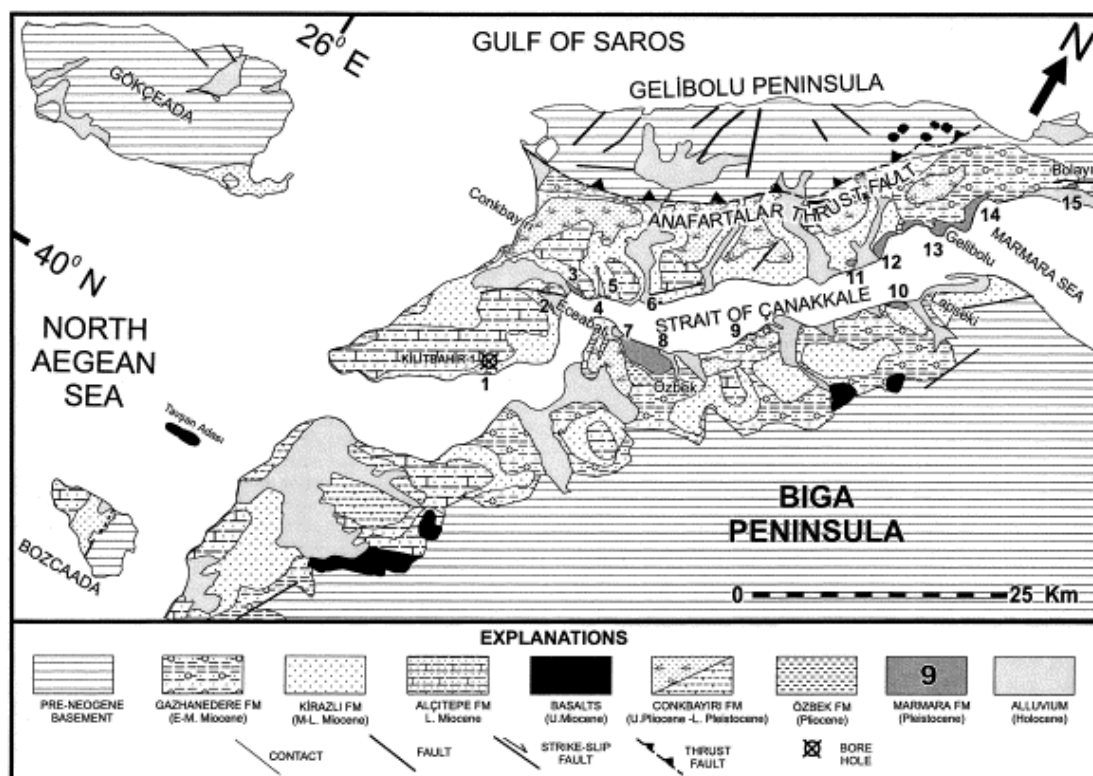


Εικόνα 2.4.1. Σχηματικός Χάρτης της Περιοχής Μελέτης (Barka 1985).

Η στενή αυτή κοιλάδα, έχει βορειοανατολική διεύθυνση η οποία διακόπτεται από μια κάμψη προσανατολισμού Β - Ν μεταξύ Eceabat (Ευρωπαϊκή ακτή) και Çanakkale (Ασιατική ακτή) και το πλάτος της κυμαίνεται μεταξύ 1,2 και 7 km. Το στενότερο σημείο βρίσκεται κοντά στο πέρασμα του Nara, περίπου 25 km ανατολικά του Αιγαίου. Το μέσο βάθος της είναι 55 m και το βαθύτερο σημείο της φτάνει τα 100 m, ενώ στην προέκτασή της υπάρχει μια τεκτονική τάφρος που το βάθος της φτάνει τα 200 m. Οι παγετωνο - ευστατικές (glacio - eustatic) αυξομειώσεις του επιπέδου της θάλασσας σε συνδυασμό με την ενεργό τεκτονική της περιοχής, πρέπει να έχουν επηρεάσει την παλαιογεωγραφία και την ιζηματογένεσή της.

Πολύ λίγες μελέτες έχουν γίνει πάνω στην τεκτονική εξέλιξη των στενών. Η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από δυο τεκτονικά καθεστώτα. Το πρώτο είναι το ενεργό καθεστώς του Αιγαίου και το δεύτερο, το διεφελκυστικό και συμπιεστικό (trastensional και transpressional) καθεστώς του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Σύμφωνα με τον Yalcinlar (1949) και τον Eröl (1969, 1985, 1987) τα στενά των Δαρδανελίων αντιπροσωπεύουν μια παλιά ποτάμια κοιλάδα η οποία προέρχεται από τη χερσόνησο Biga και φτάνει στη λεκάνη του Μαρμαρά. Βασιζόμενος σε γεωμορφολογικές μελέτες ο Eröl (1992) υποστήριξε ότι τα στενά των Δαρδανελίων βρίσκονται κατά μήκος ενός άξονα ενός ευρέως αντικλίνου (Penck 1917) και οι ακτές τους σχηματίστηκαν από ρηγμάτωση που συνδέεται με τη ζώνη του ρήγματος της Ανατολίας. Ο Önem (1974) ερμηνεύει τα στενά των Δαρδανελίων ως μία τεκτονική τάφρο κατά μήκος του Βόρειου Αιγαίου, ενώ οι Alpar et al. (1996) και Demirbağ et al. (1998) υποστηρίζουν ότι οι ακτές των στενών των Δαρδανελίων ήταν αποτέλεσμα της επίδρασης κανονικών ρηγμάτων. Εκτός από αυτές τις ερμηνείες, άλλες μελέτες στα βορειοανατολικά και στην έξοδο των στενών προς το Αιγαίο δείχνουν ότι η θαλάσσια αυτή κοιλάδα δεν είναι παρά το αποτέλεσμα μιας διαβρωτικής διεργασίας ή ενός εφελκυστικού καθεστώτος (Yaltırak et al. 2000).

2.4.1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ



Εικόνα 2.4.1.1. Γεωλογικός χάρτης στην περιοχή των στενών των Δαρδανελίων (Strait of Çanakkale) Τα νούμερα αντιπροσωπεύουν τους σχηματισμούς του Μαρμαρά (βλ. παρακάτω) (Yaltırak et al. 2000).

Στην περιοχή μελέτης, όπως προκύπτει από το στρωματογραφικό συσχέτισμό, υπάρχουν τρεις ενότητες που χαρακτηρίζουν την εξέλιξη των στενών (εικ. 2.4.1.1. και 2.4.1.2.). Η πρώτη ενότητα (υπόβαθρο) αποτελείται από ποταμολιμναίες και θαλάσσιες αποθέσεις Κατώτερου - Μέσου Μειοκαίνου έως Ανώτερου Μειοκαίνου. Αυτή ανήκει στην τελευταία περίοδο εναπόθεσης. Η δεύτερη ενότητα περιλαμβάνει τους σχηματισμούς Conkbayırı και Özbek (Ανώτερο Πλειόκαινο) οι οποίοι βρίσκονται με ασυμφωνία πάνω στους Μειοκαινικούς (εικ. 2.4.1.1. και 2.4.1.2.) (Yaltırak et al. 1998b, Sakıncı et al. 1999). Ο σχηματισμός Conkbayırı αποτέθηκε σε ένα περιβάλλον αλλουβιακού ριπιδίου, ενώ ο σχηματισμός Özbek αποτέθηκε σε θαλάσσιο περιβάλλον. Και οι δυο σχηματισμοί ανήκουν στην περίοδο δημιουργίας των στενών. Τέλος, η τρίτη ενότητα αποτελείται από το σχηματισμό του Μαρμαρά και δείχνει την επίδραση της Μεσογείου κατά μήκος των στενών των Δαρδανελίων (Yaltırak et al. 2000).

SERIES		CHRONOLOGY			STRAIT OF ÇANAKKALE				UNCONFORMITY AGE		
		STAGES			UNIT	FORMATION	LITHOLOGY	ENVIRONMENT			
PLIOCENE		HOLOCENE			Unit 3			Fluvial / marine	12-24 Kyr 150-130 Kyr ?- 800 Kyr		
		PLEISTOCENE			Unit 2b	MARMARA		Shore zone			
					Unit 2a			Marine			
		PLACENZIAN			ROMANIAN	AKCHAGYLIAN	Unit 1	ÖZBEK		Shore zone	? 3.4-3.7 Ma
CONKBAYIRI									Alluvial fan		
								Lacustrine			
	ZANCLEAN							DACIAN		(Not to scale)	
MIOCENE											

Εικόνα 2.4.1.2. Γενική στρωματογραφική στήλη της περιοχή μελέτης (Yaltırak et al. 2000).

ΠΡΩΤΗ ΕΝΟΤΗΤΑ

ΜΕΙΟΚΑΙΝΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ (ΥΠΟΒΑΘΡΟ)

Στην περιοχή μελέτης το υπόβαθρο χωρίζεται σε τρεις σχηματισμούς. Το συνολικό πάχος του, που προέκυψε από γεώτρηση στη χερσόνησο της Καλλίπολης, ήταν 1060 m (εικ. 2.4.1.1) (Yazman 1997). Ο παλαιότερος σχηματισμός που βρέθηκε είναι ο σχηματισμός Gazhanedere ο οποίος βρίσκεται με ασυμφωνία πάνω σε πετρώματα του Παλαιογενούς (εικ. 2.4.1.1) (Saltik 1974). Η σύστασή του είναι πολύχρωμοι ψαμμίτες, ιλυόλιθοι και άργιλλοι οι οποίοι αποτέθηκαν σε ποταμολιμναία περιβάλλοντα αλλά και φακοί μάργας. Τα χαρακτηριστικά μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν φανερώνουν ηλικία Κατώτερου - Μέσου Μειοκαίνου (Unay και Bruijn 1984, Senturk et al. 1987, Sumengen et al. 1987).

Ο δεύτερος σχηματισμός είναι ο σχηματισμός Kirazlı και αποτελείται από μαζώδεις ψαμμίτες χρώματος ανοιχτού κίτρινου γεγονός που αντιπροσωπεύουν παράκτιες φάσεις και συνδέονται με τον προηγούμενο σχηματισμό με διάφορες πλευρικές μεταβάσεις (Saltik 1974, Yaltırak 1995b, 1996a). Τα χαρακτηριστικά μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν φανερώνουν ηλικία Μέσου - Ανώτερου Μειοκαίνου (Ternek 1949, Sumengen et al. 1987, Sakinc et al. 1999).

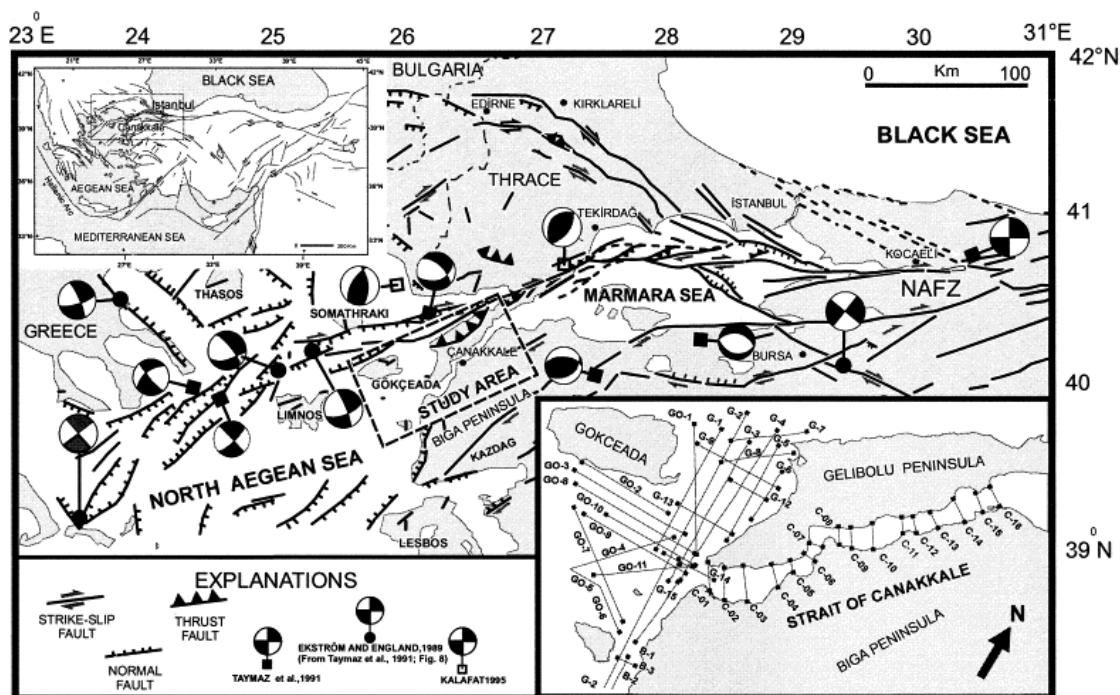
Ο σχηματισμός Kirazlı καλύπτεται από τον σχηματισμό Alçitpe με τον οποίο υπάρχουν επίσης πλευρικές μεταβάσεις (εικ. 2.4.1.1). Αντιπροσωπεύει απόθεση σε περιβάλλοντα ρηχής θάλασσας αλλά και λιμναία. Τα χαρακτηριστικά μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν φανερώνουν ηλικία Ανώτερου Μειοκαίνου, ενώ βρέθηκαν και κάποια ηλικίας Τουρονίου.

Ο επικλυσιογενής χαρακτήρας της εξέλιξης των στενών, μετατρέπεται σε χαρακτήρα απόσυρσης σαν αποτέλεσμα της ανύψωσης στο τέλος του Ανώτερου Μειοκαίνου. Μια παρόμοια κατάσταση επικράτησε και στο βορειοανατολικό σημείο της θάλασσας του Μαρμαρά και στο βόρειο σημείο του κόλπου του Σάρου. Λέγεται, επίσης, ότι η απόσυρση στη χερσόνησο της Καλλίπολης οφείλεται σε ανύψωση κι όχι στην κρίση του Μεσσηνίου (Yaltırak et al. 2000).

ΔΕΥΤΕΡΗ ΕΝΟΤΗΤΑ

Α. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ CONKBAYIRI

Αυτός ο σχηματισμός, όπως περιγράφηκε αρχικά από τον Kellog (1973), βρίσκεται εξαπλωμένος στη χερσόνησο της Καλλίπολης και χαρακτηρίζεται από αποθέσεις αλλουβιακού ριπιδίου που συνδέονται με το ανάστροφο ρήγμα Anafartalar (Anafartalar Thrust Fault, ATF) (εικ. 2.4.1.3. και εικ. 2.4.1.1.) (Yaltırak 1995b). Ο σχηματισμός αυτός βρίσκεται με ασυμφωνία πάνω στον σχηματισμό Αιζίτερε προς τα ανατολικά της χερσονήσου. Από την άλλη, πιο κοντά στο ATF, βρίσκεται επίσης με ασυμφωνία και με γωνία αυτή τη φορά πάνω στους σχηματισμούς Gazhanedere και Kirazlı. Ο σχηματισμός αποτελείται αρχικά από αργίλους και μεταβάλλεται σταδιακά σε εναλλαγές άμμων - κροκαλών. Ο κύριος προσανατολισμός της περιοχής είναι ΒΑ έως Α. Η ηλικία του είναι Ανώτερο Πλειόκαινο όπως φαίνεται από όστρακα γλυκού νερού που προέρχονται από τον σχηματισμό Αιζίτερε (στα νοτιοανατολικά της χερσονήσου) και από τους κόκκους γύρης που συλλέχθηκαν και αναλύθηκαν (Onal 1984) (Yaltırak et al. 2000).



Εικόνα 2.4.1.3. Σεισμοτεκτονικός χάρτης της περιοχής μελέτης και ρήγματα που συνθέτουν τη γύρω περιοχή (Yaltırak et al. 2000).

Β. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ÖZBEK

Αυτός ο σχηματισμός βρίσκεται περίπου 85 με 115 km πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας κοντά στο χωριό Özbek βόρεια του Çanakkale (εικ. 2.4.1.1.). Αυτός ο σχηματισμός βρίσκεται με ασυμφωνία πάνω στα στρώματα του Μειοκαίνου και μεταβαίνει πλευρικά σε φτωχά ταξινομημένα στρώματα κροκαλών και ψαμμιτών στα πάνω στρώματα του Çanakkale και εκτείνεται προς τα ΝΑ (εικ. 2.4.1.1. και εικ. 2.4.1.2.). Στο χωριό Özbek η βάση του σχηματισμού αποτελείται από κροκαλοπαγείς ψαμμίτες. Στην κορυφή του σχηματισμού η λιθολογία αλλάζει σε φτωχά ταξινομημένους ανθρακικούς απολιθωματοφόρους ψαμμίτες. Κοντά στο Özbek το πάχος των στρωμάτων φτάνει τα 17 m. Υπάρχουν, επίσης, μικρές περιοχές όπου απολιθωματοφόρα στρώματα βρίσκονται με ασυμφωνία πάνω στο Μειοκαινικό υπόβαθρο. Το πάχος αυτών των ασυμφωνιών κυμαίνεται μεταξύ 40 και 45 m (βορειοανατολικά του Λάμψακου), 85 m (Iyisu) και 50 με 70 m (ανατολικά της τοποθεσίας 9) (εικ. 2.4.1.1.). Οι ψαμμίτες, παρόλο που δεν είναι εκτεταμένοι σε όλη την περιοχή, περιέχουν απολιθώματα *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, *Venepuris calverti*, *Chlamys* και *Miliolid*. Τα παραπάνω απολιθώματα δείχνουν ηλικία Ανώτερου Πλειόκαινο - Κατώτερου Τεταρτογενούς (Erol and Nuttall 1973, Gorur et al. 1997) (Yaltirak et al. 2000).

ΤΡΙΤΗ ΕΝΟΤΗΤΑ

ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΑΡΜΑΡΑ

Στις χερσονήσους της Biga και της Καλλίπολης, συναντάται η τρίτη ενότητα που αποτελείται από το σχηματισμό του Μαρμαρά και βρίσκεται με ασυμφωνία πάνω στα στρώματα του Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου. Κατά μήκος των ακτών των στενών, ο σχηματισμός του Μαρμαρά βρίσκεται σε 15 τοποθεσίες (εικ. 2.4.1.1.). Οι περισσότερες από αυτές (11) βρίσκονται πάνω στη χερσόνησο της Καλλίπολης. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται αποκλειστικά από κλαστικό υλικό και γενικά καταλήγει σε παράκτιες φάσεις. Το πάχος του κυμαίνεται μεταξύ 0,5 και 14 m ανάλογα με τη μορφολογία της ακτογραμμής. Οι πιο τυπικές και καλοδιατηρημένες περιοχές κατά μήκος των στενών είναι οι: το πέρασμα στο Nara (Nara Point), Yelkenkaya, Karplantepe και Iyisu (περιοχές 7, 8, 10, 12 εικ. 2.4.1.1.). Αφού οι επιφάνειες των περιοχών έχουν ως επί τω πλείστον διαβρωθεί, αποτελούνται από απολιθωματοφόρους χαλικώδεις και κροκαλοπαγείς ψαμμίτες με το πάχος τους να κυμαίνεται μεταξύ 0,5 και 1,6 m. Τα στρώματα στις τοποθεσίες του Karplantepe (Λάμψακος, τοποθεσία 10, εικ. 2.4.1.1.) και Iyisu (Καλλίπολη, τοποθεσία 12, εικ. 2.4.1.1.) είναι παρόμοια όσον αφορά το πάχος, τη σύνθεση και τα απολιθώματα. Το συνολικό πάχος αυτών των στρωμάτων τα οποία βρίσκονται με ασυνέχεια πάνω στο Μειοκαινικό υπόβαθρο είναι 14 m στο Iyisu και 7m στο Karplantepe (στο μέρος που είναι πάνω από τη θάλασσα και φαίνεται). Το πάχος των ψαμμιτών με περιεχόμενα απολιθώματα που υπάρχει στο υπόβαθρο είναι σχεδόν το ίδιο.

Το πάχος των στρωμάτων κυμαίνεται μεταξύ 1,5 m στο Karplantepe και 1 m στο Iyisu. Τα σημεία που βρίσκονται πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας το πάχος είναι 21,5 m στο Iyisu και στο και 7 m στο Karplantepe. Τα πετρώματα που βρίσκονται στα θάλασσα συνήθως περιέχουν στρογγυλεμένα χαλαζιακά χαλίκια.

Τέλος, η λιθολογία στο Nara Point και στο Yelkenklaya αποτελείται από διαφορετικά πετρώματα (ψαμμίτες, ιλυολίθους και στρώματα χαλικιών). Περιλαμβάνει απολιθώματα *rare bivalve and gastropode*. Το πάχος αυτών των στρωμάτων κυμαίνεται μεταξύ 10 και 50 cm. Στο πάνω μέρος υπάρχουν *M. edulis*, *Gibbula albida*, *Loropes lacteus* που βρίσκονται μέσα σε ψαμμίτες τα οποία προδίδουν συνθήκες παραθαλάσσιου δέλτα. Αυτό το στρώμα έχει πάχος 2,5 m. Επίσης υπάρχουν ανθρακικοί ψαμμίτες που φέρουν *edulis* και το πάχος τους κυμαίνεται μεταξύ 2,3 και 3,5 m. Τα απολιθώματα που περιέχει είναι *G. albida*, *Cerithium vulgatum*, *L. lacteus*, *Bittium reticulatum* και *C. edule* (Yaltırak et al. 2000).

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ

3.1. ΓΕΝΙΚΑ

Στη Βορειοδυτική Μ. Ασία υπάρχει ένα μωσαϊκό από διαφορετικούς μορφοτεκτονικούς σχηματισμούς στο δυτικό τμήμα της δεξιόστροφης ζώνης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Αυτοί έχουν αναπτυχθεί από συμπιεστικές και εφελκυστικές τεκτονικές κινήσεις κατά τη διάρκεια παλαιο και νεοτεκτονικών περιόδων της ιστορίας του τουρκικού ορογενούς. Έχοντας υπόψη τη γεωλογία της βορειοδυτικής Ανατολίας μπορεί να πει κανείς ότι η γεωλογική εξέλιξη της περιοχής χωρίζεται σε δυο στάδια. Στο στάδιο πριν τη δημιουργία του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και το στάδιο της εφελκυστικής κίνησης Β - Ν του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου (Papazachos & Kiratzi, 1996, Elmas, 2003).

Μελέτες που έγιναν στην περιοχή δείχνουν ότι αυτή έχει επηρεαστεί κατά τη διάρκεια του Νεογενούς από διαδοχικά εφελκυστικά γεγονότα διαφορετικού προσανατολισμού. Μια πρώτη εφελκυστική φάση πρέπει να συνέβη κατά τη διάρκεια του Μέσου - Ανώτερου Μειοκαίνου η οποία είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τεκτονικών τάφρων ΒΒΑ - ΝΝΔ και ΒΑ- ΝΔ διεύθυνσης, την οποία διαδέχτηκε εφελκυσμός Β - Ν διεύθυνσης, ενεργός από Κατώτερο Πλειόκαινο μέχρι το Τεταρτογενές. Οι εφελκυστικές φάσεις του Μειοκαίνου και του Πλειοκαίνου συνδέονται μάλλον με άνοιγμα του Αιγαίου. Ο προσανατολισμός του εφελκυσμού έχει αλλάξει κάποιες φορές κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς από Β - Ν σε ΒΑ - ΝΔ. Αυτό το νεότερο επεισόδιο του εφελκυσμού είναι ακόμα ενεργό στην περιοχή όπως παρατηρείται από τις επιφάνειες των ρηγμάτων και από τους μηχανισμούς γένεσης των επιφανειακών σεισμών. Στο βόρειο τμήμα της περιοχής, νότια και κατά μήκος του ρήγματος του Edremit, αυτός ο πλευρικός εφελκυσμός συνδέεται με συμπίεση προσανατολισμού ΒΔ - ΝΑ, η οποία αποδίδεται στην κίνηση της πλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του ρήγματος της Βόρεια Ανατολίας και στα νότια του κλάδου (Bozkurt 2001, Zanchi et al. 1993).

3.2. ΤΜΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Ένα σημαντικό γνώρισμα των ενεργών ρηγμάτων είναι ο διαχωρισμός τους σε τμήματα (fault segments) τα οποία δραστηριοποιούνται μεμονωμένα ή σε συνδυασμό μεταξύ τους. Στη συνέχεια, γίνεται μια εκτενής αναφορά στην τμηματοποίηση των ρηγμάτων (fault segmentation) η οποία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη σεισμική συμπεριφορά των ρηγμάτων.

Τα περισσότερα μεγάλα ενεργά ρήγματα έχουν εμφανίσει ιστορικές σεισμικές διαρρήξεις σε ισχυρούς σεισμούς που καλύπτουν μόνο ένα τμήμα του συνολικού μήκους τους. Οι επιφανειακές διαρρήξεις συνήθως τερματίζονταν σε γεωμετρικές ή δομικές αλλαγές κατά μήκος των ρηγμάτων, κάτι που οδήγησε τους πρώτους ερευνητές (Allen 1968) να υποθέσουν ότι τα ρήγματα διαχωρίζονται σε επί μέρους τμήματα. Επομένως, σύμφωνα με την υπόθεση αυτή, η σεισμική διάρρηξη σε μια ρηξιγενή ζώνη περιορίζεται στο συγκεκριμένο τμήμα του ρήγματος στο οποίο ξεκίνησε. Μεταγενέστερες έρευνες, και κάτω από το πρίσμα του μοντέλου του χαρακτηριστικού σεισμού (characteristic earthquake – Schwartz & Coppersmith 1984) έδειξαν ότι αφού η διάρρηξη περιορίζεται σε ένα συγκεκριμένο τμήμα γνω-

στού μήκους, τότε θα μπορούσε να προβλεφθεί το μέγεθος του σεισμού που είναι ικανό ένα ρήγμα να δώσει, όταν είναι γνωστές οι διαστάσεις του. Η διαπίστωση αυτή έδωσε νέες προοπτικές στην έρευνα για τη σεισμική επικινδυνότητα (Schwartz & Coppersmith 1986).

Ο όρος «ρηξιγενές τμήμα» (segment) πρωταρχικά βασίστηκε στις παρατηρήσεις ιστορικών σεισμικών διαρρήξεων, όπως του 1857 και 1906, του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Αντίθετα, τα περισσότερα τμήματα που προσδιορίστηκαν μεταγενέστερα, βασίζονταν σε καθαρά γεωλογικά ή δομικά κριτήρια, με την υπόθεση ότι θα παρουσιάσουν 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 να έχουν μήκος μερικές δεκάδες ή εκατοντάδες χιλιόμετρα, μπορεί ακόμα να αντιπροσωπεύουν κομμάτι μιας διάρρηξης που σχετίζεται με ένα μεμονωμένο γεγονός, διάρρηξης με μήκος μερικά 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).

3.2.1. ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΤΜΗΜΑΤΩΝ

Τμήματα ρηγμάτων τα οποία έχουν παρουσιάσει επιφανειακές σεισμικές διαρρήξεις δύο ή περισσότερες φορές μπορούν να οριστούν ως σεισμικά τμήματα (earthquake segments) (dePolo et al. 1989, 1991). Τα στοιχεία για τον ορισμό τους ως σεισμικά τμήματα μπορεί να προέρχονται είτε από ιστορικές αναφορές διαρρήξεων (Σχ. 2.2.3.1.) είτε από παλαιοσεισμολογικές μελέτες που δείχνουν ότι πολλαπλές προϊστορικές διαρρήξεις είναι περιορισμένες στο συγκεκριμένο τμήμα (Machette et al. 1992, McCalpin 1996).

Απουσία των παραπάνω δεδομένων, που είναι η συνήθης περίπτωση, οδηγεί στην χρήση μιας ποικιλίας στατικών γεωμετρικών ή γεωλογικών κριτηρίων για τον διαχωρισμό του ρήγματος σε τμήματα (πίνακας 3.2.1.1.). Στην περίπτωση αυτή θα πρέπει να αναφέρεται τι τύπο τμήματος αποτελεί και με ποιον τρόπο έγινε ο διαχωρισμός αυτός. Για καθαρά περιγραφικούς σκοπούς, οι Machette και McCalpin προτείνουν τη χρήση του όρου *fault section* αντί του *fault segment* (McCalpin 1996).

Πίνακας 3.2.1.1. Τύποι τμημάτων ρηγμάτων και κριτήρια ορισμού τους (McCalpin 1996).

Τύπος τμήματος	Κριτήρια ορισμού
Σεισμικό – Earthquake	Όρια ιστορικών διαρρήξεων
Συμπεριφοράς – Behavioral	1) Όρια προϊστορικών διαρρήξεων ορισμένα από χρονολογημένους παλαιοσεισμούς 2) Τμήματα ορισμένα από αλλαγές ρυθμού ολίσθησης, ρυθμό επανάληψης, τύπο μετατόπισης, πολυπλοκότητα δομής ρήγματος, ερπυσμό.
Δομικό – Structural	Τμήματα περιορισμένα από διακλαδώσεις ρηγμάτων ή διασταύρωση με άλλα ρήγματα / πτυχές.
Γεωλογικό – Geologic	1) Περιορισμένο από Τεταρτογενείς λεκάνες ή ηφαιστειακά πεδία 2) Περιορισμό σε συγκεκριμένο υπόβαθρο 3) Περιορισμένο από γεωφυσικές ανωμαλίες 4) Γεωμορφολογικοί δείκτες
Γεωμετρικό – Geometric	Τμήματα ορισμένα από αλλαγές στον προσανατολισμό του ρήγματος, επικαλύψεις, διαχωρισμούς ή κενά στη ρηγμάτωση

3.2.2. ΟΡΙΑ ΤΜΗΜΑΤΩΝ

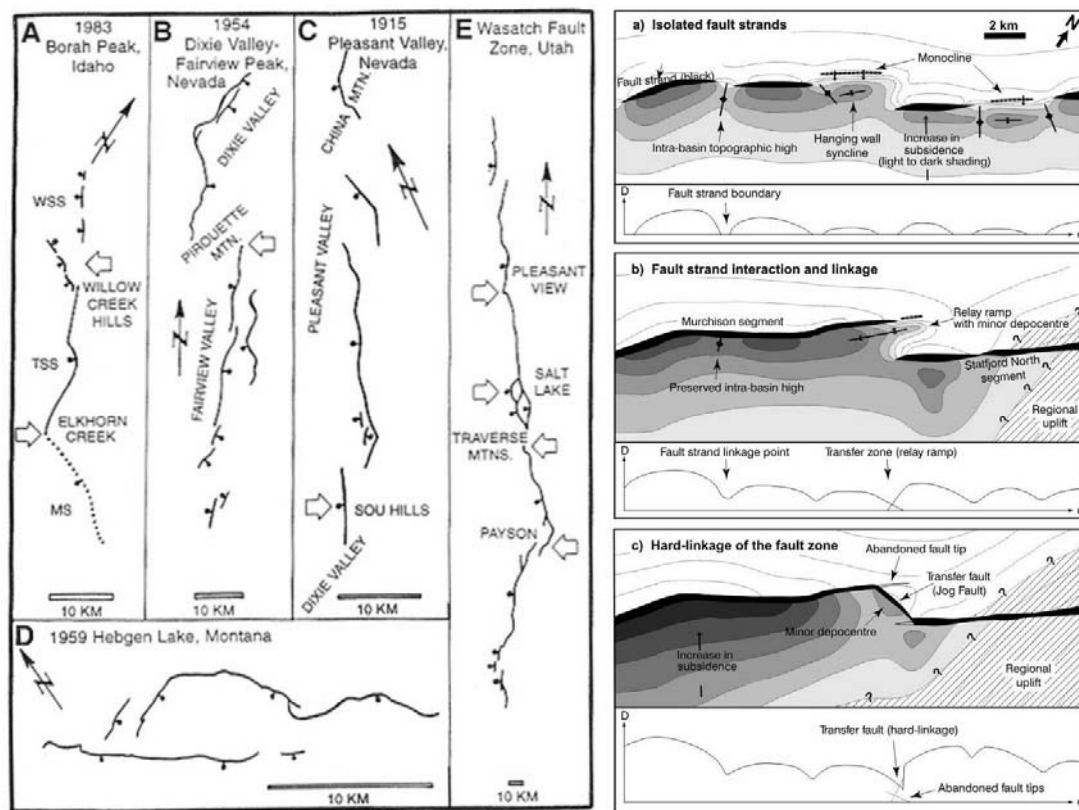
Το όριο ενός τμήματος (segment boundary) ορίζεται ως το κομμάτι ενός ρήγματος όπου τουλάχιστον δυο (κατά προτίμηση διαδοχικές) ρηξιγενείς ζώνες τερματίζουν (Wheeler 1989) Τα όρια τμημάτων αποτελούν περιοχές περίπλοκης δομής και μπορεί να παρουσιάζουν σημαντικές διαστάσεις, έως και 20 – 40% του μήκους των παράπλευρων τμημάτων (McCalpin 1996) Υπάρχουν πολυάριθμοι τύποι και χαρακτηριστικά των ορίων τμημάτων (Schwartz & Coppersmith 1984, Knuepfer 1989, Wheeler 1989, Machette et al. 1991, 1992).

3.2.3. ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ – ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΜΗΜΑΤΩΝ

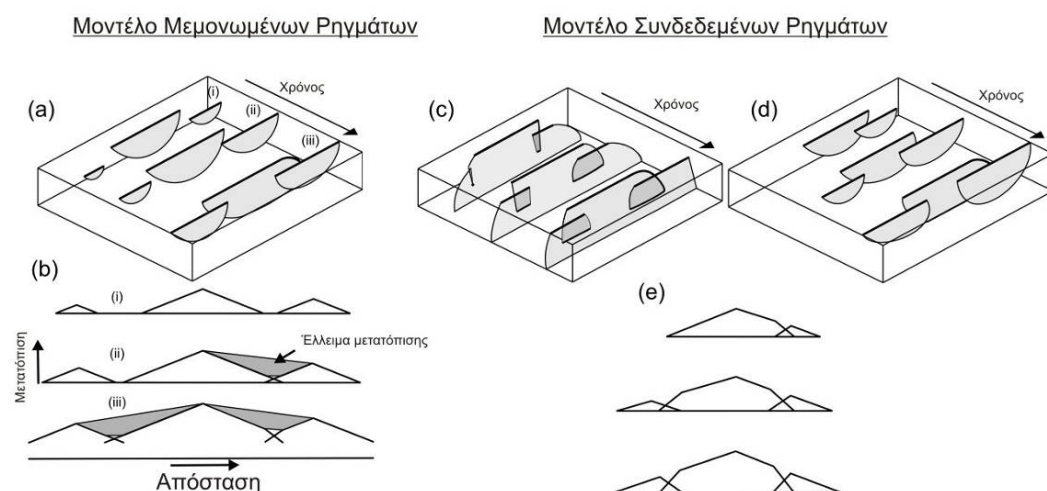
Σύμφωνα με τη θεωρία της τμηματοποίησης των ρηγμάτων, εάν αυτή είναι σωστή, θα έπρεπε οι ιστορικές σεισμικές διαρρήξεις να περιορίζονται σε μεμονωμένα τμήματα, τα οποία είναι αναγνωρίσιμα με βάση γεωλογικά ή γεωμετρικά κριτήρια. Σε αντίθεση, παρατηρήσεις από την περιοχή Basin and Range των ΗΠΑ (dePolo 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).



Σχήμα 3.2.3.1. Αριστερά: Επιφανειακές ιστορικές διαρρήξεις κανονικών ρηγμάτων στο Basin and Range των ΗΠΑ. Τα βέλη σημειώνουν τα όρια των τμημάτων (Wheeler 1989). Δεξιά: Τρία στάδια της εξέλιξης μιας ρηγιγενούς ζώνης κανονικών ρηγμάτων, με αλληλεπίδραση και συνένωση των τμημάτων. Οι σκούροι τόνοι δείχνουν αυξημένη καταβύθιση (Young et al. 2001).



Σχήμα 3.2.3.2. Μοντέλα σχηματισμού συστοιχιών τμηματοποιημένων ρηγμάτων (Walsh et al. 2003).

Κάθετη άποψη	1	Κανονικό ρήγμα Λεκάνη	2A	2B	3
Άποψη από το Κ.Τ. προς το ρήγμα					
Κλίση κατερχόμενου τεμάχους					
Τοπογραφική τομή ανερχόμενου τιμήματος					
Συνολική μετατόπιση					
Πάχος στρωμάτων Κ.Τ.					
Τομή					

Σχήμα 2.2.3.3. (προηγούμενη σελίδα). Χαρακτηριστικά που σχετίζονται με τέσσερις περιπτώσεις επεκτεινόμενων τμημάτων με επικάλυψη. Στην πρώτη σειρά απεικονίζονται οι ισοϋψείς του πάχους των ιζημάτων στο κατερχόμενο τέμαχος (Anders & Schlische 1994).

3.3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

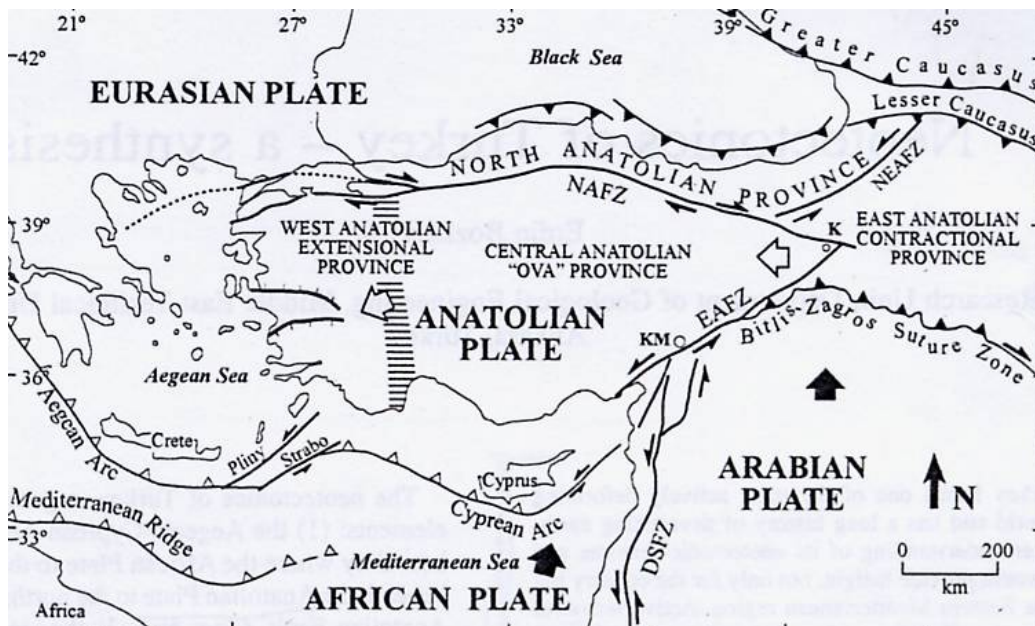
Η Ανατολία είναι από τις πιο ενεργές τεκτονικά περιοχές του κόσμου κι έχει μακρά ιστορία σε καταστροφικούς σεισμούς. Η όσο το δυνατόν καλύτερη κατανόηση της ενεργού τεκτονικής της περιοχής θα ερμηνεύσει όχι μόνο τους μηχανισμούς της περιοχής αλλά ολόκληρης της Ανατολικής Μεσογείου. Η ενεργός τεκτονική στην Τουρκία δείχνει ενδοηπειρωτική σύγκρουση που λαμβάνει χώρα από το Κατώτερο Πλειόκαινο.

Τα τεκτονικά γεγονότα που χαρακτηρίζουν την νεοτεκτονική στην Τουρκία είναι τρία. Αυτά είναι το δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, το αριστερόστροφο ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας και το τόξο που ενώνει Κύπρο και Αιγαίο. Επίσης, το αριστερόστροφο ρήγμα της νεκράς θάλασσας παίζει έναν πολύ σημαντικό ρόλο στην ενεργό τεκτονική της περιοχής. Η ανατολική σφήνα μεταξύ αυτών που χαρακτηρίζονται ρήγμα της Βόρειας και ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας κινείται προς τα δυτικά, μακριά από την Ανατολική Ανατολία και τη ζώνη της σύγκρουσης της Αραβικής και της Ευρασιατικής πλάκας. Όλη αυτή η παραμόρφωση που λαμβάνει χώρα οδήγησε στη δημιουργία τεσσάρων ανεξαρτήτων νεοτεκτονικών επαρχιών (εικ. 3.4.1.), οι οποίες είναι: η περιοχή συμπίεσης στην Ανατολική Ανατολία (East Anatolian Contractional Province), η Βόρεια Ανατολία, η Κεντρική Ανατολία (το επονομαζόμενο Ονα), και η Δυτική Ανατολία (West Anatolian Province). Κάθε μία από αυτές χαρακτηρίζεται από ξεχωριστά και μοναδικά χαρακτηριστικά, αποτελώντας ένα εξαιρετικό εργαστήριο μελέτης ενεργών ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, κανονικών και ανάστροφων, που συνδέονται με σχηματισμούς λεκανών (Şengör 1985, Bozkurt 2001).

3.4. ΚΥΡΙΕΣ ΡΙΞΗΓΕΝΕΙΣ ΔΟΜΕΣ

ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας είναι από τα πιο γνωστά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στον κόσμο εξαιτίας της αξιοσημείωτης σεισμικής δραστηριότητάς του, της πολύ καλής επιφανειακής ανάπτυξής του και της σημασίας που έχει για την ενεργό τεκτονική της Ανατολικής Μεσογείου. Τη ζώνη του ρήγματος μπορεί να παρομοιάσει κανείς με το σύστημα των ρηγμάτων του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Στα ανατολικά, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας δημιουργεί μια τυπική τριπλή σύνδεση και ενώνεται με το αριστερόστροφο ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας στην Karlıova (εικ. 3.4.1.) (Bozkurt 2001).



Εικόνα 3.4.1. Απλοποιημένος τεκτονικός χάρτης της Τουρκίας με τις κύριες νεοτεκτονικές δομές και τις νεοτεκτονικές επαρχίες (Şengör et al. 1985, Barka 1992). Η διαγραμμισμένη περιοχή δείχνει τη ζώνη μετάβασης μεταξύ της εφελκυσμένης περιοχής της Δυτικής Ανατολίας και της επαρχίας OVA που βρίσκεται στην Κεντρική Ανατολία (Şengör et al. 1985).

ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Η ζώνη αυτού του ρήγματος έχει μήκος 550 km, είναι περίπου βορειοανατολικού προσανατολισμού και αποτελείται από μια σειρά από ρήγματα παράλληλα, υποπαράλληλα, ή ρήγματα που απλά ακολουθούν τον γενικό προσανατολισμό. Το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας εκτείνεται από την Καρλίονα στα βόρεια μέχρι την περιοχή του Kahramanmaraş στα νότια όπου συναντά και ενώνεται με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και τη ζώνη του ρήγματος της νεκράς θάλασσας (triple- junction) (Bozkurt 2001).

ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΝΕΚΡΑΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

Αυτό το ρήγμα έχει μήκος 1000 km, διεύθυνση περίπου Β - Ν και είναι ένα ρήγμα ενδοπλακικής οριζόντιας μετατόπισης. Η εσωτερική του δομή είναι μια αριστερή επ encheilon διάταξη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης τα οποία διαχωρίζονται από διεφελκυστικές λεκάνες ή ρομβοειδείς τεκτονικές τάφρους οι οποίοι είναι πληρωμένοι με ιζήματα του Νεογενούς - Τεταρτογενούς (Bozkurt 2001).

ΤΟ ΤΟΞΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Αυτό το τόξο παίζει έναν πολύ σημαντικό ρόλο στη γεωδυναμική εξέλιξη του Αιγαίου. Η δυτική επέκταση του τόξου οροθετείται από το Ιόνιο πέλαγος κατά μήκος του οποίου λαμβάνει χώρα η σύγκλιση μεταξύ της λιθόσφαιρας του Αιγαίου και της λεκάνης του Ιονίου. Από την άλλη, το ανατολικό τμήμα του τόξου του

Αιγαίου ενεργεί μάλλον σαν ρήγμα μετασχηματισμού. Πολλοί τάφροι έχουν εντοπιστεί κατά μήκος των ανατολικών τμημάτων του Αιγαιακού τόξου.

Η υποβύθιση κατά μήκος του Αιγαιακού τόξου, κατά τη γνώμη κάποιων επιστημόνων άρχισε περίπου πριν 13 ma ενώ κατά την εκτίμηση κάποιων άλλων άρχισε πριν 26 ma (Bozkurt 2001).

ΚΥΠΡΙΑΚΟ ΤΟΞΟ

Το Κυπριακό τόξο θεωρείται ένα ενεργό περιθώριο πλάκας το οποίο «φιλοξενεί» τη συνεύρεση της Αφρικανικής πλάκας στα νότια, και της πλάκας της Ανατολίας στα βόρεια της Ανατολικής Μεσογείου. Δυτικά της Κύπρου, η βορειοανατολική υποβύθιση του φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου, θεωρείται υπεύθυνη για τη σεισμική δραστηριότητα. Νότια της Κύπρου, η βόρεια υποβύθιση, επηρεάζεται από τη σύγκρουση με το υποθαλάσσιο όρος του Ερατοσθένη. Αντίθετα, στα ανατολικά της Κύπρου, όπου κυριαρχούν τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, δεν υπάρχει καμία υποβύθιση (Bozkurt 2001).

ΖΩΝΗ ΣΥΡΡΑΦΗΣ BITLIS - ΖΑΓΚΡΟΣ

Κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου με το Άνω Μειόκαινο, συγκρούστηκε η Αραβική με την Ευρασιατική πλάκα κατά μήκος της ζώνης συρραφής Bitlis - Ζάγκρος. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα της ανύψωση των ορέων κατά μήκος της ζώνης συρραφής και τα ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα μετατράπηκαν σε μολассικές λεκάνες. Η ζώνης συρραφής Bitlis - Ζάγκρος είναι ένα μικτό περιθώριο ηπείρου - ωκεανού και ηπείρου - ηπείρου το οποίο βρίσκεται βόρεια της ζώνης πτυχώσεων και επωθήσεων από την Αραβική πλάκα κι εκτείνεται από τη νοτιοανατολική Τουρκία μέχρι τα Ιρανικά όρη και το όρος Ζάγκρος (Bozkurt 2001).

3.5. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΤΟΥΡΚΙΑΣ



Εικόνα 3.5.1. Σεισμοτεκτονικός χάρτης της Τουρκίας (Demirtas & Yilmaz 1996)

Η Τουρκία έχει υποστεί συχνά καταστροφικούς σεισμούς. Τα επίκεντρα των καταστροφικών αυτών σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα των $M_{5.5}$ ($M > 5.5$) που συνέβησαν την περίοδο 1900 - 1995 και πρόσφατων σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα των $M_{4.0}$ ($M > 4.0$) από το 1989 μέχρι το 1955, επαναπροσδιορίστηκαν από τους Demirtas & Yilmaz (1996) για την καλύτερη κατανόηση των μεταβολών μεγάλης διάρκειας στη σεισμική δραστηριότητα και για την σύγκριση με τη σημερινή σεισμικότητα. Αυτοί είναι κυρίως συγκεντρωμένοι στα όρια των ρηξιγενών τμημάτων (segments) των κυριότερων ενεργών ρηγμάτων τα οποία δείχνουν ότι υπάρχουν δεκαπέντε πιθανά σεισμικά κενά αδιάρρηκτα τον τελευταίο αιώνα. Οι πρόσφατοι σεισμοί συνέβησαν στα όρια των αδιάρρηκτων ρηξιγενών τμημάτων, τα οποία αποτελούν σημεία πιθανών μελλοντικών σεισμών. Βασισμένα στα επαναπροσδιορισμένα επίκεντρα αυτών των σεισμών, αυτά τα όρια αποκάλυψαν ότι είναι χωρισμένα χοντρικά σε σεισμικά ρηξιγενή τμήματα κατά μήκος των κυρίων τεκτονικών γραμμών. Αυτή η τμηματοποίηση παρέχει μία βάση για την ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας στο άμεσο μέλλον με την χρησιμοποίηση αρχικών και τελικών σημείων από τις διαρρήξεις τα οποία ελέγχουν τα μήκη της διάρρηξης (Kiritzi & Louvari 2003).

Υπήρξαν αραιές (με διακοπές 20 ετών) και πυκνές διακυμάνσεις στη σεισμική δραστηριότητα κατά τον 20^ο αιώνα γεγονός που καθιστά δύσκολη την πρόβλεψη, βραχυπρόθεσμη ή μακροπρόθεσμη. Συνοπτικά αναφέρεται η δραστηριότητα 1) μια ενεργή περίοδος 1900 - 1920 προγενέστερη του σεισμού στο Erzincan μεγέθους $M_{7.9}$ ο οποίος είναι ο μεγαλύτερος σεισμός στη Τουρκία, 2) μια ενεργή περίοδος 1921 - 1940 του ανατολικού μέρους του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας που περιλαμβάνει τον σεισμό του Erzincan στις 26 Δεκεμβρίου του 1939 και την ολοένα και αυξανόμενη δραστηριότητα του Ελληνοκυπριακού τόξου, 3) δραστηριότητα του δυτικού μέρους του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στην περίοδο 1941 - 1960 μετά το σεισμό του 1939, 4) την περίοδο 1961 - 1980 και τέλος 5) την περίοδο από το 1981 μέχρι σήμερα (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.1. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ 1900 – ΣΗΜΕΡΑ

Επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη ίσα αλλά και μεγαλύτερα των M4.0 από το 1900 μέχρι σήμερα επαναπροσδιορίστηκαν από τους Demirtas & Yilmaz (1996) για να αποκαλυφθεί η σχέση τους με τα ενεργά ρήγματα. Τα επίκεντρα αυτά είναι συγκεντρωμένα σε γνωστές τεκτονικές γραμμές. Ο σεισμοτεκτονικός χάρτης της Τουρκίας (εικ. 3.5.1.) μας δίνει μια γενική ιδέα για το που υπάρχουν όρια ρηξιγενών τμημάτων (segments) κατά μήκος των ρηγμάτων στη Βόρεια και Ανατολική Ανατολία καθώς και για το πού βρίσκονται οι τεκτονικές επαρχίες (tectonic provinces). Σαν παράδειγμα, βάσει των σημείων συγκέντρωσης των επικέντρων των παρελθόντων σεισμών, φαίνεται ότι το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας αποτελείται από 10 ρηξιγενή τμήματα.

Η συστηματική καταγραφή των σεισμών στην Τουρκία αρχίζει από το 1900. Με άλλα λόγια αυτή η περίοδος σηματοδοτεί το πρώτο μισό της περιόδου καταγραφής. Το '70 αρχίζει το δεύτερο μισό της καταγραφής. Ο συνολικός αριθμός των σεισμών αυτών των δυο περιόδων είναι 6556. Η σεισμική δραστηριότητα φαίνεται να αυξήθηκε μετά το έτος 1965 φτάνοντας στο μέγιστο μεταξύ των ετών 1970 και 1984 και μειώθηκε μετά το 1984. Τώρα παρατηρείται μια περίοδος σχετικής ηρεμίας. Ο πίνακας 2.5.3.1. δείχνει τον αριθμό των σεισμών για την κάθε περιοχή. Οι μεγαλύτεροι σεισμοί φαίνεται πως βρίσκονται σε ορισμένα σημεία των κυρίων τεκτονικών ζωνών που μάλλον είναι τα όρια των ρηξιγενών τμημάτων. Ακόμα, υπάρχουν κάποιες σημαντικές διαφοροποιήσεις στον αριθμό των σεισμικών γεγονότων στις κύριες τεκτονικές επαρχίες που δηλώνουν περιοδικότητα της σεισμικής δραστηριότητας. Συγκρίνοντας τη σεισμική δραστηριότητα μεταξύ των διαφόρων περιοχών παρατηρείται ότι η δραστηριότητα στην τάφρο του Αιγαίου και στο Ελληνοκυπριακό τόξο είναι μεγαλύτερες από τις υπόλοιπες περιοχές.

Είναι ευρέως γνωστό το τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής. Η Αραβική πλάκα συγκρούεται με την Ευρασιατική πλάκα κατά μήκος της ζώνης συρραφής Bitlis - Ζάγκρος κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειοκαίνου κι έτσι ανοίγεται η Ερυθρά Θάλασσα στα νότια. Κατόπιν, λόγω της συνεχούς κίνησης της Αραβικής πλάκας, η πλάκα της Ανατολίας αρχίζει να κινείται προς τα δυτικά κατά μήκος του βόρειου και του ανατολικού ρήγματος της Ανατολίας. Σαν αποτέλεσμα αυτής της σύγκρουσης αρχίζει η νεοτεκτονική περίοδος για την Τουρκία. Επίσης, η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική κατά μήκος του Ελληνοκυπριακού τόξου. Η πλάκα της Ανατολίας αρχίζει να περιστρέφεται νοτιοδυτικά πάνω στην Αραβική πλάκα. Για αυτό το λόγο η νοτιοδυτική Τουρκία είναι υπό την επίδραση της πολύπλοκης κίνησης των πλακών η οποία δημιουργήσε τεμάχια διεύθυνσης Α - Δ που ορίζονται από πλαγιοκανονικά ρήγματα. Έτσι, η περιοχή της τάφρου του Αιγαίου και το Ελληνοκυπριακό τόξο παρουσιάζουν μεγάλη σεισμική δραστηριότητα. Οι βαθύτεροι σεισμοί στην Τουρκία που κυμαίνονται μεταξύ 0 – 60 km και 60 - 300 km συμβαίνουν σε αυτές τις περιοχές.

Παρόλο που ο αριθμός των σεισμών στην επαρχία όπου είναι περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας (Eastern Anatolian Contractional Province) και κατά μήκος του ρήγματος της Ανατολικής και Βόρειας Ανατολίας είναι μικρότερος από η περιοχή της τάφρου του Αιγαίου, αυτές οι τεκτονικές ζώνες έχουν προκαλέσει μεγαλύτερους σεισμούς μεγέθη μεγαλύτερα των M7.0 προκαλώντας επιφανειακές διαρρήξεις (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.2. ΔΙΑΦΟΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΜΕΣΑ ΚΑΙ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ ΜΕΤΑΞΥ 1900 ΚΑΙ 1995

Για να γίνει κατανοητή η διαφοροποίηση της σεισμικής δραστηριότητας και να γίνει μια προσέγγιση στην πρόβλεψη, όσο αυτή είναι εφικτή, οι σεισμοί που συνέβησαν στον προηγούμενο αιώνα (1900 - 1995) με μεγέθη μεγαλύτερα των 5.5 ελέγχθηκαν αναλυτικά από τους Demirtas & Yilmaz (1996) λαμβανομένης υπόψη της διακοπής των 20 ετών σε πέντε διαφορετικές περιόδους.

Η πρώτη περίοδος μεταξύ 1900 και 1920 ήταν μια περίοδος όπου στην Τουρκία συνέβησαν αρκετοί σεισμοί. Οι σεισμοί αυτής της περιόδου διαχωρίστηκαν σε ορισμένες επαρχίες. Αυτή η περίοδος θεωρείται ότι παριστάνει έναν κύκλο μια ακολουθίας σεισμών της περιόδου 1939 - 1967 στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας που θα διαρρηχθεί της επόμενη περίοδο.

Το ανατολικό τμήμα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας ενεργοποιήθηκε στην αρχή της δεύτερης περιόδου (1921 - 1940). Σε αυτήν την περίοδο συνέβη ο μεγαλύτερος σεισμός της Τουρκίας (M7.9) στο Erzincan μεταξύ Erbaa και Amasya στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Αυτός ο σεισμός κόστισε 32962 ανθρώπινες ζωές και συνοδεύτηκε από 4,5 m δεξιόστροφη σεισμική μετατόπιση κοντά στο μεσαίο τμήμα της διάρρηξης.

Βάσει ιστορικών καταγραφών (Ambraseys & Finkel 1988), το τελευταίο τεκτονικό γεγονός παρόμοιο του σεισμού του 1939, υπήρξε ο σεισμός του 1668 που συνέβη τη 17^η Αυγούστου μεγέθους M8.0 ο οποίος διέρρηξε 600 km από το Erzincan στο Bolu. Παρόλα αυτά, ο σεισμός πρέπει να ακολουθήθηκε από μια ακολουθία σεισμών και να μην ήταν ο μοναδικός. Από παλαιοσεισμολογικές μελέτες φαίνεται ότι η διάρρηξη άρχισε από το τέλος του ανατολικού ρηξιγενούς τμήματος του Erzincan και συνεχίστηκε στην διεφελκυστική λεκάνη του Erbaa - Niksar, η οποία έχει μήκος μεγαλύτερο από 5 km και η διάρρηξη αλλάζει τον προσανατολισμό της στην Amasya και καταλήγει κάπου στην Amasya στο ρήγμα του Kirikkale. Η επιφανειακή διάρρηξη του 1939 δε διαδόθηκε στα δυτικά κοντά στην Erbaa. Με δεδομένο αυτό είναι πιθανό ότι ο σεισμός του 1668 προκάλεσε διάρρηξη 600 km και διαδόθηκε δυτικά του Bolu. Παρόλα αυτά πρέπει να υπήρξε μια σεισμική ακολουθία παρόμοια του 1939 - 1967 και το 1668. Ο Dewey (1976), υποστήριξε ότι υπήρξε μια μετανάστευση από τα ανατολικά στα δυτικά στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας στην ακολουθία του 1939 - 1967. Άλλοι πιστεύουν ότι το πιο πιθανό είναι να συνέβη μια ακολουθία σεισμών της οποίας η ενέργεια συσσωρεύτηκε από την τελευταία σεισμική ακολουθία του 1667 - 1668 και εκτονώθηκε σε μικρό χρονικό διάστημα, παρά μια μετανάστευση. Και μάλιστα οι υποστηρικτές του σμήνους λένε ότι αυτό συνέβη σε δυο προηγούμενες σεισμικές ακολουθίες, μια 1667 - 1668 και μια 994 - 1045.

Το επίπεδο της σεισμικότητας στο ελληνοκυπριακό τόξο αυξήθηκε αξιοσημείωτα όπως ακριβώς και στην επαρχία όπου είναι περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας (East Anatolian Contractional Province) μέσα σε αυτή την περίοδο.

Η τρίτη περίοδος, 1941 - 1960, ήταν η πιο ενεργή στην ιστορία της Τουρκίας. Σεισμοί από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας μετακινήθηκαν από τα ανατολικά στα δυτικά. Το συνολικό μήκος του ρήγματος των 800 km διαρρήχθηκε μέσα σε αυτήν την περίοδο. Από την άλλη, το επίπεδο της σεισμικότητας συνεχίστηκε να αυξάνεται στο Ελληνοκυπριακό τόξο. Συγκρίνοντας αυτή την περίοδο με την προηγούμενη, οι σεισμοί αυξήθηκαν μέσα στην τάφρο του Αιγαίου. Αυτό συνε-

πάγεται ότι οι σεισμοί μειώθηκαν μέσα στην επαρχία συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας.

Στην τέταρτη περίοδο 1961 - 1980 παρατηρείται μια σχετική ηρεμία κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Παρόλα αυτά οι σεισμοί συγκεντρώνονται και στις δυο άκρες του ρήγματος. Η μετανάστευση προς τα βόρεια από το Ελληνοκυπριακό τόξο στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου είναι αξιοσημείωτη.

Η τελευταία περίοδος, 1981 - σήμερα, είναι μια περίοδος ηρεμίας για όλη την Τουρκία. Ενώ το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας ήταν αδιάρρηκτο στις τέσσερις προηγούμενες περιόδους αυτή την περίοδο η σεισμικότητά του αυξάνεται ραγδαία. Αυτή η περίοδος μπορεί να θεωρηθεί σαν πρόδρομος κύκλος πριν από την κύρια σεισμική ακολουθία έτσι όπως συνέβη και το 1939 - 1967 στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Παρόλο που η περιοχή ανάμεσα στον κόλπο της Antalya και στον κόλπο του Iskenderun του Ελληνοκυπριακού τόξου είναι σχετικά ήρεμη και δεν παρουσιάζει μεγάλους σεισμούς, συμβαίνουν αρκετοί μικροσεισμοί που θεωρούνται πρόδρομοι των επερχόμενων σεισμών.

Συμπερασματικά, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας παρουσιάζει τρεις κύκλους σεισμικότητας. Η πρώτη περίοδος καλύπτει 40 χρόνια μέχρι το 1920 και μπορεί να θεωρηθεί ως ένας προπαρασκευαστικός κύκλος, η περίοδος 1920 - 1960 αποτελεί έναν κύκλο όπου συμβαίνουν κύριοι σεισμοί ενώ η περίοδος 1960 - σήμερα αποτελεί έναν μετασεισμικό κύκλο. Έτσι μπορεί να πει κανείς ότι το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, με κάθε επιφύλαξη βεβαίως, θα είναι ήρεμο τα επόμενα 40 χρόνια, εξαιρώντας το ανατολικότερο και το δυτικότερο τμήμα του. Το κεντρικό τμήμα του έχει μικρή πιθανότητα να δώσει έναν πολύ μεγάλο σεισμό. Ιστορικές καταγραφές (Ambraseys 1970), λένε ότι ο μέσος όρος της επανεμφάνισης μεγάλων σεισμών με επιφανειακές διαρρήξεις είναι 150 - 200 χρόνια.

Οι σεισμοί που συνέβησαν τον τελευταίο αιώνα δείχνουν μια μικρή μετανάστευση στα βόρεια από το Ελληνοκυπριακό τόξο στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου. Μπορούν να διαχωριστούν τρεις κύκλοι, πρώτα αξιοσημείωτη δραστηριότητα μεταξύ 1900 - 1920, κατόπιν αύξηση της δραστηριότητας 1920 - 1960 και στη συνέχεια μείωση της δραστηριότητας από το 1960 μέχρι σήμερα. Αυτό δείχνει ότι αυτές οι περιοχές θα αυξήσουν την σεισμικότητά του τα επόμενα 40 χρόνια.

Το άλλο χρήσιμο συμπέρασμα που βγαίνει είναι ότι το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας έχει υψηλό σεισμικό δυναμικό κι ενδέχεται στον αιώνα που ζούμε τώρα να αναπτύξει μια ακολουθία μεγάλων σεισμών παρόμοιους με αυτούς του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Από το 1960 η σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος του ρήγματος έχει αρχίσει να αυξάνεται τόσο πολύ ώστε να θεωρείται πρόδρομος ενός μεγάλου επικείμενου σεισμού (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.3. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ($M \geq 5.5$) ΠΟΥ ΈΛΑΒΑΝ ΧΩΡΑ ΤΟΝ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΟ ΑΙΩΝΑ (20^ο) ΜΕ ΈΜΦΑΣΗ ΣΤΙΣ ΚΥΡΙΕΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΤΟΥΡΚΙΑΣ

Πίνακας 3.5.3.1. Χωροχρονική κατανομή των καταστροφικών σεισμών με επιφανειακές διαρρήξεις που συνέβησαν αυτό τον αιώνα σε κάθε κύρια τεκτονική ζώνη μέσα και γύρω από την Τουρκία (Demirtas and Yilmaz 1996)

Κύριες Τεκτονικές Ζώνες	Αριθμός των σεισμών
<i>Το Ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας</i>	34
<i>Το Ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας</i>	10
<i>Η περιοχή της Τάφρου του Βόρειου Αιγαίου</i>	33
<i>Περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας (North East Anatolian Contractional Province)</i>	22
<i>Το Ελληνοκυπριακό τόξο</i>	13
<i>Η περιοχή της Κεντρικής Ανατολίας (Ova Province)</i>	4
<i>Περιοχή της Μαύρης Θάλασσας</i>	2

Παραπάνω φαίνονται σε πίνακα οι σεισμοί που συνέβησαν τον προηγούμενο αιώνα. Υπάρχουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στον αριθμό των σεισμών. Είναι εμφανές ότι το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και η τάφρος του Αιγαίου με 34 και 33 σεισμούς αντίστοιχα ήταν ενεργές περιοχές τον περασμένο αιώνα. 9 από τους σεισμούς αυτούς, προκάλεσαν διάρρηξη 800 km του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας εκτός από τρία σημεία όπου πρόκειται για πιθανά σεισμικά κενά. Ο τελευταίος σεισμός έγινε στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου. Από την άλλη, 10 σεισμοί μεσαίου μεγέθους συνέβησαν στο ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας το οποίο ήταν πολύ ήρεμο τους τελευταίους δυο αιώνες. Πρέπει να τονιστεί ότι υπάρχει πολύ μεγάλη πιθανότητα να συμβεί σεισμός μεγάλου μεγέθους σε αυτό το ρήγμα τον επόμενο αιώνα. Επιπλέον, στο Ελληνοκυπριακό τόξο υπήρξαν 10 σεισμοί ενώ στο τμήμα του μεταξύ του κόλπου στην Antalya και του κόλπου στο Iskenderun μόνο 3. Για αυτό το λόγο είναι πιθανό σε αυτό το σημείο να γίνουν μεγάλοι σεισμοί στο μέλλον. Ακόμη, περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας (East Anatolian Contractional Province) έδωσε 22 σεισμούς. Παρόλα αυτά το σημείο μεταξύ Erzincan και Ardahan, που αποτελεί το βορειοανατολικό τμήμα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, πρέπει να είναι αρκετά ενεργό τώρα. Ακόμη παρόλο που περιοχή συμπίεσης της Κεντρικής Ανατολίας (Central Anatolian Ova province) έχει αρκετά μεγάλα ενεργά ρήγματα (ρήγμα Salt Lake, ρήγμα

Ercemis, ρήγμα Erciyes κοκ), δε φαίνεται ότι θα δώσει σεισμούς για αρκετό διάστημα ακόμα (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.4. ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΔΙΑΡΡΗΞΕΙΣ ΑΠΟ ΤΟ 1900 ΜΕΧΡΙ ΤΟ 1995 ΜΕΣΑ ΚΑΙ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ

Τα ρήγματα είναι γεωμετρικά και μηχανικά τμηματοποιημένα (segments) σε διάφορες κλίμακες. Τα ρηξιγενή τμήματα (segments) μπορεί να αναπαριστούν μια σεισμική διάρρηξη κατά την διάρκεια ενός τεκτονικού γεγονότος σε ένα ρήγμα και να έχουν μήκος από δεκάδες μέχρι εκατοντάδες χιλιόμετρα. Επίσης, μπορεί να αναπαριστούν το μέρος μιας διάρρηξης το οποίο συνδέεται με ένα μεμονωμένο γεγονός και να είναι μόνο λίγα χιλιόμετρα το μήκος τους (των ρηξιγενών τμημάτων), ή ακόμα να παριστάνουν τοπικές ανομοιογένειες κατά μήκος της επιφάνειας του ρήγματος και να είναι μόνο μερικές δεκάδες χιλιόμετρα το μήκος τους ή ακόμα και εκατοντάδες μέτρα.

Η αναγνώριση των ανεξάρτητων ρηξιγενών τμημάτων είναι αρκετά επίπονη και δύσκολη και η μεθοδολογία για τη μοντελοποίηση των ρηξιγενών τμημάτων είναι σε πολύ πρωταρχικό στάδιο στις μέρες μας. Λογικά, η επανεμφάνιση των μέσων και των μεγάλων σεισμών κατά μήκος του ρήγματος δείχνουν το ποσό της επανάληψης του γεγονότος, αν η κατανομή της μετατόπισης παραμένει ίδια ή αλλάζει ανάμεσα από τα διαδοχικά γεγονότα, αν τα διαδοχικά ρηξιγενή τμήματα διαρρηγνύονται μαζί και αν η διάρρηξη των μικρότερων ρηξιγενών τμημάτων παράγει μικρότερα γεγονότα από τον αναμενόμενο χαρακτηριστικό σεισμό. Παρόλα αυτά, υπάρχουν κάποια λίγα δεδομένα για αυτόν τον τύπο των επιφανειακών ρηγμάτων. Επίσης, παλαιοσεισμολογικά δεδομένα, ως επί τω πλείστον για παλαιότερα γεγονότα, όπως μετατόπιση ανά γεγονός και η κατανομή κατά μήκος του ρήγματος καθώς και ο ρυθμός ολίσθησης είναι σημαντικά για τον καθορισμό και τη μοντελοποίηση της περιόδου επανάληψης των σεισμών (Schwartz 1990).

Παρακάτω φαίνεται η χωροχρονική κατανομή των καταστροφικών σεισμών με επιφανειακές διαρρήξεις από το 1900 μέχρι το 1995 μέσα και γύρω από την Τουρκία (Demirtas & Yilmaz 1996).

Πίνακας 3.5.4.1. Κατανομή του αριθμού των σεισμών σε κάθε σεισμικό κενό (Demirtas & Yilmaz 1996)

No	Σεισμικό κενό	Lat1	Lat2	Long1	Long2	Αριθμός των σει- σμών	
						1900-1995	1970-1995
1	<i>Andırın</i>	36	38	35	37	70	52
2	<i>Türkoğlu</i>	37	38.5	37	38.5	38	34
3	<i>Hazar Gölü</i>	38	39	38.5	40.3	46	34
4	<i>Zafer Burnu</i>	35	36	32	35.5	18	12
5	<i>Antalya</i>	35	37	30	32	132	111
6	<i>Aksu</i>	37	38	30	31	78	53
7	<i>Gökova</i>	36.5	37.5	26.5	29	286	194
8	<i>Çayırli- Aşkale</i>	39.75	40.5	39.0	42	53	35
9	<i>Van</i>	38	39	42	45	75	42
10	<i>Yüksekova</i>	35	38	43.2	46	94	69
11	<i>Ardahan</i>	40.2	41.2	42	43.3	56	50
12	<i>Marmara</i>	40.5	41.5	27.5	29	30	20
13	<i>Yedisu</i>	39	39.75	39	42	96	65
14	<i>Geyve</i>	40	41	29	31	76	47
15	<i>Argithani</i>	38	39	30.2	32.4	52	38

3.5.5. ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΕΝΑ ΜΕΣΑ ΚΑΙ ΓΥΡΩ ΑΠΟ ΤΗΝ ΤΟΥΡΚΙΑ ΚΑΙ Η ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Μια διάρρηξη συμβαίνει ξαφνικά όταν συγκεντρώνεται αθροιστικά η τάση στο φλοιό σε μια εκτεταμένη περιοχή και φτάνει σε τέτοιο επίπεδο αντοχής των γεωλογικών σχηματισμών που τελικά διαρρηγνύεται. Οι περιοχές που δεν έχει συμβεί μεγάλος σεισμός για αρκετό χρονικό διάστημα μπορούν να θεωρηθούν σαν πιθανά σημεία επικείμενου σεισμού (Mogi 1985). Αυτός ο τύπος χωρικού κενού (spatial gap) έχει προταθεί από τον Mogi σαν σεισμικό κενό πρώτου τύπου. Από μελέτες που έγιναν στο σεισμό της Messina στις 28 Δεκεμβρίου 1908 και άλλους σεισμούς του παρελθόντος στα νότια της Ιταλίας, ο Omori (1909) έκανε μια πρόβλεψη που συνδέεται με το σεισμό της 13^{ης} Ιανουαρίου του 1915 ο οποίος συνέβη σε μια αδιάρρηκτη περιοχής της σεισμικής ζώνης, η οποία χαρακτηρίζεται ως σεισμικό κενό. Υποστηρίζει ότι ο επόμενος μεγάλος σεισμός συμβαίνει για να γεμίσει την εναπομείνασα αδιάρρηκτη περιοχή. Το άλλο σημαντικό γεγονός είναι ότι δεν αποτελούν όλα τα σημεία των περιοχών που έχουν υποστεί το μεγάλο σεισμό πιθανά σημεία επανεμφάνισης παρόμοιων γεγονότων. Κάποια σημεία μπορεί να δώσουν μικρότερους σεισμούς ή ασεισμική μετατόπιση λόγω της κίνησης των τεκτονικών πλακών. Η περιοχή στο Ismterasa η οποία βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα της Βόρειας Ανατολίας παρουσιάζει ασεισμική μετατόπιση 2 cm το χρόνο (Ambraseys 1970, Ketin 1976).

Παρόλο που συχνά μικροί σεισμοί λαμβάνουν χώρα στην επικεντρική περιοχή ενός επικείμενου μεγάλου σεισμού η επικεντρική περιοχή αυτού του σεισμού είναι πολύ ήρεμη. Αυτή η περίοδος της ηρεμίας της σεισμικής δραστηριότητας πρόδρομη του μεγάλου γεγονότος καλείται από τον Mogi δεύτερο είδος σεισμικού κενού (1979a). Παρόλα αυτά η ύπαρξη αυτών των κενών πρώτα επισημάνθηκε από τον Inouye (1965). Συγκρίνοντας τις γύρω περιοχές κατέληξε στο συμπέρασμα ότι αυτή η σεισμική ηρεμία υπήρξε πριν τους σεισμούς Tocatli-oki 1952, Fukushima-ken-oki 1938, Niigata 1964. Έτσι και ο Mogi (1979a) υποστήριξε ότι η σεισμική δραστηριότητα ελαττώνεται με τον ίδιο τρόπο στις επικεντρικές περιοχές των μεγάλων σεισμών και υπάρχει σεισμική έξαρση γύρω από αυτές τις περιοχές. Αυτοί οι τύποι, επισήμανε ότι υπήρξαν στους σεισμούς Kanto 1923, Sanriku-oki 1933, Tonankai 1944, Nankaido 1946.

Έγινε προσπάθεια από τους Demirtas & Yilmaz (1996) για την αναγνώριση τέτοιων πιθανών σημείων σεισμικών κενών η οποία θα έδινε μια βάση για μελέτη επικινδυνότητας για τις κύριες τεκτονικές επαρχίες της Τουρκίας. Για αυτό το λόγο υπήρξε η ανάγκη εύρεσης αδιάρρηκτων ρηξιγενών τμημάτων. Επίσης, τέθηκε η ανάγκη προσδιορισμού των επικέντρων σεισμών μεγέθους μεγαλύτερου από 4.

Επίσης, βάσει του δεύτερου είδους του σεισμικού κενού, εξετάστηκε από τους Demirtas & Yilmaz (1996) η σεισμική δραστηριότητα δυο διαφορετικών περιόδων, 1900 - 1970 και 1970 - 1995, για την καλύτερη κατανόηση της αλλαγής της σε κάθε σεισμικό κενό.

Βάσει αυτών των σεισμικών κενών έχουν αναγνωριστεί περίπου 14 με 15 κενά μέσα και γύρω από την Τουρκία. Για αυτόν τον προσδιορισμό χρησιμοποιήθηκαν οι σεισμοί που έδωσαν επιφανειακές διαρρήξεις αυτό τον αιώνα. Η πλειοψηφία των σεισμικών κενών συγκεντρώνεται γενικά στα ανατολικά του ρήγματος της Ανατολίας, στο Ελληνοκυπριακό τόξο και στην περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας (East Anatolian Contractional province). Είναι γενικά δύσκολο να καθοριστεί κατά πόσο ένα κενό είναι χωρικό ή χρονικό. Κι αυτό γιατί τα

επεισόδια επανεμφάνισης των σεισμών δεν εξαρτώνται μόνο από τους τύπους των ρηγμάτων αλλά και από τα μήκη των ρηξιγενών τμημάτων.

Συμπερασματικά, οι ιστορικές καταγραφές και τα παλαιοσεισμολογικά δεδομένα δείχνουν ότι η περίοδος της επανεμφάνισης μπορεί να είναι και μέχρι 250 με 300 χρόνια (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.5.1. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Για το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας έγινε αναφορά στην εισαγωγή και τώρα θα γίνει λεπτομερής περιγραφή των σεισμών που έχει δώσει. Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας είναι από τα πιο ενεργά ρήγματα στον κόσμο. Παρόλα αυτά το σημείο που αρχίζει και το σημείο που λήγει, αποτελούν ακόμα και σήμερα αμφιλεγόμενα ζητήματα. Έχει γίνει αποδεκτό ότι το ρήγμα ξεκινά κοντά στη Karlıova στα ανατολικά όπου βρίσκεται το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας κάνει μια κάμψη στα κεντρικά του και συνεχίζει στα δυτικά με το ρηξιγενές τμήμα στην κοιλάδα του Munduru. Σε αυτό το σημείο χωρίζεται σε δυο μέρη. Το βόρειο καλείται ρήγμα Izmit - Saranca και εκτείνεται από τη λίμνη της Saranca μέχρι το βόρειο τμήμα της χερσονήσου Armutlu προς τα μέσα της θάλασσας του Μαρμαρά. Εκεί κάνει κάποια άλματα δημιουργώντας μια διεφελκυστική λεκάνη. Μετά ξαναεμφανίζεται κοντά στο Murefte συνεχίζει κατά μήκος του κόλπου του Σάρου και κατόπιν εισχωρεί στη θάλασσα του Αιγαίου. Το νότιο τμήμα του καλείται ρήγμα Iznik - Mekele και διατρέχει το Geyve, περνάει από το Mekece και περνάει νότια από τη λίμνη του Iznik στον κόλπο του Gemlik. Πηγαίνει στη θάλασσα του Μαρμαρά, εμφανίζεται κοντά στον κόλπο του Bandirma, κόβει τη χερσόνησο Kapıdağ, συνεχίζει στη χερσόνησο Biga και τέλος εισέρχεται στα θάλασσα του Αιγαίου. Από την άλλη, η νότια πλευρά χωρίζεται στα δυο κοντά στη λίμνη Ulubat. Εκτείνεται από την λίμνη Ulubat μέσω της λίμνης Manya στο ρηξιγενές τμήμα της Yenice - Gönen το οποίο διαρρήχθηκε σε μήκος 70 km στο σεισμό του 1953. Το συνολικό μήκος του ρήγματος είναι περίπου 1000 km. Το ίχνος του ρήγματος είναι από 100 m μέχρι μερικά χιλιόμετρα πλάτος στα ανατολικά, ενώ πλαταίνει περίπου 5 km στα δυτικά. Σύμφωνα με διάφορους συγγραφείς η συνολική μετατόπιση του ρήγματος από την αρχή της δραστηριοποίησής του κυμαίνεται μεταξύ 25 και 85 km.

Το ρήγμα τη Βόρειας Ανατολίας έχει δώσει 34 καταστροφικούς σεισμούς κατά την διάρκεια του 20^{ου} αιώνα. Πολλές μελέτες έχουν εστιάσει σε αυτό, ειδικά την περίοδο μετά την ακολουθία του 1939 - 1967. Ο Dewey (1976) υποστήριξε ότι υπήρξε μια μετανάστευση που άρχισε από το σεισμό του Erzincan του 1939 και έληξε το 1967 με το σεισμό στην κοιλάδα Mudurnu. Αυτή η ακολουθία, όμως, μπορεί να είναι ένα σμήνος σεισμών που απελευθερώθηκε ξαφνικά μέσα σε ένα μικρό χρονικό διάστημα παρά μια μετανάστευση. Ο σεισμός του Erzincan (7.9) στις 26 Δεκεμβρίου του 1939 ήταν ο μεγαλύτερος σεισμός που συνέβη στην Τουρκία από το 1668. Τα θύματα έφτασαν τα 32962 και προκλήθηκε εδαφική διάρρηξη 360 km μήκος με μετατόπιση 4.5 m κατά μέσο όρο η οποία εκτείνονταν από το Erzincan μέσω της Erbaa κι έφτανε στα νότια της Amasya (Ketin 1976). Αυτός ο σεισμός έπαιξε πολύ καθοριστικό ρόλο στην πρόκληση της ακολουθίας σεισμών του 1939 - 1967. Σαν αποτέλεσμα υπήρξε η προέκταση της διάρρηξης προς τα δυτικά. Παρόλα αυτά ο μοναδικός σεισμός που έχει προσανατολισμό από τα ανατολικά προς τα δυτικά είναι ο σεισμός του Ladik - Tosya στις 26 Νοεμβρίου του 1943. Αυτό ο σεισμός είναι απόδειξη ξαφνικής απελευθέρωσης ενός

σμήνους σεισμών. Ακόμη, οι σεισμοί πριν το 1967 στη κοιλάδα Mundurnu έλαβαν χώρα στην ανατολική άκρη του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας κοντά στο Varto. Μπορεί να υποθέσει κανείς ότι υπήρξαν παρόμοια σμήνη το 1667 - 1668 και 994 - 1045 (Ambraseys & Finkel 1988).

Βάσει μελετών μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι υπάρχουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στα διάφορα τμήματα του ρήγματος. Επιπλέον, τα διάφορα αυτά σημεία παρουσιάζουν και διαφορετική συμπεριφορά βάσει της παλαιοσεισμολογίας. Βεβαίως υπάρχουν παράγοντες που ελέγχουν αυτές τις συμπεριφορές, γεωλογικοί, μηχανικοί κ.ο.κ. Ο Aki (1984), πρότεινε το μοντέλο φραγμάτων – εμποδίων (Asperity and Barriers) για την επεξήγηση των διαφόρων συμπεριφορών του ρήγματος. Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο η πηγή των σεισμών βρίσκεται μεταξύ του άνω και κάτω φλοιού. Το μέγεθος του εμποδίου και του φράγματος καθορίζει και το μέγεθος του σεισμού.

Άλλοι σημαντικοί παράγοντες που επηρεάζουν τον προσανατολισμό της διάρρηξης είναι γεωμετρικοί παράγοντες, όπως για παράδειγμα η τομή των ρηγμάτων. Ως γνωστό, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας τέμνεται στα ανατολικά από το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας. Έτσι, γενικά, όταν το ανατολικό μέρος του ρήγματος βρίσκεται υπό συμπίεση (compression) τότε και το δυτικό τμήμα του βρίσκεται προ έκταση (tension).

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας αποτελείται από κάποια κύρια ρηξιγενή τμήματα τα οποία υπερβαίνουν τα 100 km και κάποια άλλα μικρότερα που είναι κοντύτερα των 100 km. Από τα ανατολικά προς τα δυτικά τα κύρια ρηξιγενή τμήματα είναι το τμήμα του Erzincan που έχει 350 km μήκος (διαρρήχθηκε το 1939), το τμήμα του Ladik - Tosya 260km (διαρρήχθηκε το 1943), το τμήμα του Gerede 180 km (διαρρήχθηκε το 1944) και το τμήμα του Σάρου που είναι μεγαλύτερο των 100 km (διαρρήχθηκε το 1912). Τα υπόλοιπα ρηξιγενή τμήματα βρίσκονται στο ανατολικό άκρο (ρηξιγενές τμήμα του Varto, διαρρήχθηκε το 1666) και στο δυτικό (Mudurnu Valley, διαρρήχθηκε το 1957 και το 1967). Το βορειότερο τμήμα καλείται Sapanca - Izmit και το νοτιότερο Izmit - Mekece (αδιάρρηκτο τον αιώνα που πέρασε, το ρηξιγενές τμήμα Manyas διαρρήχθηκε το 1964, το ρηξιγενές τμήμα Yenice - Gönen διαρρήχθηκε το 1953 κ.ο.κ.). Τέλος, τα κύρια ρηξιγενή τμήματα περιλαμβάνουν κάποια υπο- τμήματα προς την κατεύθυνση και των δυο άκρων.

Ιστορικές καταγραφές δείχνουν ότι κάποια ρηξιγενή τμήματα έχουν μια περίοδο ενεργοποίησης που φτάνει τα διαστήματα των 200 - 250 χρόνων και τα διαστήματα 50 - 100 χρόνων. Έτσι, τα μεγάλα ρηξιγενή τμήματα έχουν μεγάλη περίοδο επανεμφάνισης ενώ τα μικρότερα μικρότερη περίοδο αντίστοιχα. Έτσι, τα κύρια τέσσερα ρηξιγενή τμήματα, ακολουθούν ένα μοντέλο που καλείται “*uniform slip model*” ενώ τα μικρότερα ένα άλλο που καλείται “*characteristic earthquake model*”. Όπως παρατηρείται οι σεισμοί συμβαίνουν σπάνια κατά μήκος των κύριων ρηξιγενών τμημάτων και αυξάνονται προς τα άκρα τους. Είναι εμφανές ότι κατά την περίοδο 1940 - 1960 υπήρξε ένα σμήνος σεισμών, το οποίο παρατηρήθηκε κατά πάσα πιθανότητα και το 994 - 1045 και 1667 - 1668 (Ambraseys & Finkel 1988, Ambraseys 1995).

Όπως επισημάνθηκε παραπάνω οι σεισμοί του 1939, 1943 και 1944 συνοδεύτηκαν από επιφανειακές διαρρήξεις των 360, 280 και 160 km αντίστοιχα. Πριν από αυτή την ακολουθία των σεισμών συμπεραίνεται ότι ο σεισμός του 1912 στο Sarkoy - Murefte προκάλεσε επιφανειακή διάρρηξη μεγαλύτερη των 100 km. Στην πραγματικότητα τα μήκη των επιφανειακών διαρρήξεων αποδεικνύουν την τμηματοποίηση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας.

Συμπερασματικά λοιπόν το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας έχει περίπου 10 ρηξιγενή τμήματα, 4 από τα οποία είναι τα κύρια. Από την άλλη το ρηξιγενές τμήμα Cerkes παρουσιάζει ασεισμική μετατόπιση που κυμαίνεται από 1 με 2 cm το χρόνο. Υπολογίζεται ότι υπάρχουν τρία πιθανά σεισμικά κενά:

- 1 Κενό του Yedisu (το ρηξιγενές τμήμα μεταξύ Tanyeri, ανατολικά του Erzincan, και Elmalidere).
- 2 Κενό του Geyve (το ρηξιγενές τμήμα εκτείνεται από το Geyve μέχρι τη λίμνη Iznik).
- 3 Κενό του Μαρμαρά (βρίσκεται μέσα στη θάλασσα του Μαρμαρά)

Τα σεισμικά αυτά κενά δίνουν ότι η σεισμική δραστηριότητα του ρήγματος σε σχέση με την ακολουθία του 1939 - 1967 είναι πολύ μικρή. Παρόλα αυτά, η σεισμική δραστηριότητα είναι σχετικά μεγάλη κοντά σε αυτά τα κενά. Ειδικά κοντά στο κενό του Yedisu (Yedisu gap) όπου κόβονται τρία ρήγματα η δραστηριότητα είναι εξαιρετικά μεγάλη.

Όσο αυτά τα σεισμικά κενά δε δίνουν σεισμούς πρέπει να γίνουν επιστα-
μένες μελέτες για την αποφυγή, όσο αυτό είναι δυνατό, των ανθρώπινων απω-
λειών. Είναι δυνατό, ο σεισμός του Erzincan (M6.8) στις 13 Μαρτίου του 1992
του οποίου η διάρρηξη ήταν 45km μεταξύ του χωριού Davarli και Tanyeri (στο
ανατολικότερο σημείο του ρηξιγενούς τμήματος του Erzincan) να αποτελέσει
πρόδρομο για μεγαλύτερο γεγονός στο κενό του Yedisu.

Το κενό του Yedisu διαρρήχθηκε τελευταία το 1784. Αυτός ο σεισμός προ-
κάλεσε 5000 θανάτους και 90km επιφανειακή διάρρηξη (Ambraseys 1995). Ο τε-
λευταίος σεισμός κενό του Μαρμαρά ήταν το 1894 του οποίου η διάρρηξη πρέπει
να ήταν 100km. Το κενό του Geyve πρέπει να έδωσε λίγους σεισμούς τις χρονο-
λογίες 120, 350, 368, 985, και 1895 (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.5.2. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας είναι ένα αριστερόστροφο ρήγμα που
έχει μήκος 400 km και θεωρείται συζυγές με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Η
συνολική μετατόπισή του, που υπολογίστηκε από τη μετατόπιση του ποταμού
Firat, είναι περίπου 25 km. Ο ρυθμός ολίσθησής του είναι περίπου 5 mm το χρό-
νο. Το ρήγμα έχει σαν αρχή το σημείο της ένωση των τριών τεκτονικών δομών
στην Karliova (Karliova triple junction) όπου συναντά το ρήγμα της Βόρειας
Ανατολίας στα βορειοανατολικά και συνεχίζει στα δυτικά όπου διαιρείται σε τρεις
ή τέσσερις κλάδους στα βορειοδυτικά (εικ. 3.4.1.). Παρόλα αυτά, είναι αμφίβολο
εάν η συνέχειά του στα νοτιοδυτικά λήγει στη ερυθρά θάλασσα του ελληνοκυπρι-
ακού τόξου. Ο Trifonov (1995) επεσήμανε ότι το ρήγμα κοντά στην τριπλή συμ-
βολή των τεκτονικών δομών στην Karliova (Karliova triple junction) μετακινείται
περιοδικά από τη δραστηριότητα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Σαν απο-
τέλεσμα αυτής της μετακίνησης, μικρά ρήγματα βρίσκονται παράλληλα στο ρήγ-
μα στα νοτιοδυτικά της τριπλής συμβολής (εικ. 2.4.1.). Ο νοτιοανατολικός κλάδος
είναι σχετικώς νεότερος από τον βορειοδυτικό.

Δέκα καταστροφικοί σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα των 4.5 έλαβαν χώρα
κατά μήκος του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας. Τα επίκεντρα τοποθετούνται
στα όρια του ρηξιγενούς τμήματος. Σε μια προσπάθεια να γίνει τμηματοποίηση
και να θεωρηθούν αυτά τα επίκεντρα σαν πιθανά τέλη των ρηξιγενών τμημάτων,

θεωρήθηκαν τρία ή τέσσερα κύρια ρηξιγενή τμήματα πλην των ρηξιγενών τμημάτων των κλάδων που βρίσκονται στα νοτιοδυτικά όρια του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας. Η δραστηριότητα αυτών των σεισμών υπονοεί ότι το πεπλατυσμένο ρήγμα που εκτείνεται από τη συμβολή Turkoglu μέσω του Andirin μέχρι το Osmaniye πρέπει να ήταν ενεργό τον προηγούμενο αιώνα.

Αυτοί οι δέκα σεισμοί δείχνουν ότι οι παλαιοσεισμική συμπεριφορά του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας είναι παρόμοια με αυτή του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Πρέπει να υπάρχουν (εικ. 3.4.1.) 5 ή 6 ρηξιγενή τμήματα του ρήγματος. Όπως έχει λεχθεί προηγούμενα στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, σε ορισμένα σημεία, το βορειότερο τμήμα του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας μετατοπίζει το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και αντίστροφα. Έτσι, μικρά ρήγματα έχουν αναπτυχθεί στο νοτιοδυτικό τμήμα της ένωσης των τριών τεκτονικών δομών στην Karlioia (Karlioia triple junction) λόγω αυτής της μετατόπισης (Trifonov 1995). Από την άλλη, ο προσανατολισμός του κύριου συμπιεστικού άξονα τάσης που υπολογίστηκε από μηχανισμούς γένεσης είναι BA - ΝΔ και ο εφελκυστικός άξονας είναι κάθετος σε αυτόν.

Οι τοποθεσίες των επικέντρων των καταστροφικών σεισμών από το 1995 βρίσκονται σε κάποια σημεία κατά μήκος του ρήγματος. Σύμφωνα με ιστορικές καταγραφές το ρήγμα ήταν πολύ ήρεμο όχι μόνο αυτόν τον προηγούμενο αιώνα αλλά και τον πιο προηγούμενο. Παρόλα αυτά, η ενέργεια έχει συσσωρευτεί στα περιθώρια των ρηξιγενών τμημάτων τα 200 τελευταία χρόνια για να δώσει ισχυρούς σεισμούς στο μέλλον. Ακόμα μέχρι στιγμής δεν υπάρχει παλαιοσεισμολογική έρευνα και μελέτη για το ρήγμα.

Όπως έχει παρατηρηθεί, στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας οι δέκα αυτοί καταστροφικοί σεισμοί τοποθετήθηκαν αρχικά στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος και στη συνέχεια μεταπήδησαν στα ανατολικά και δυτικά όριά του. Ακόμη, πρέπει να υπάρχουν τρία αδιάρρηκτα σεισμικά κενά κατά μήκος του ρήγματος. Από τα βορειοανατολικά στα νοτιοδυτικά τα κενά αυτά είναι :

1. Κενό του Andirin [το ρηξιγενές τμήμα μεταξύ συνδέσμου Turkoglu και Ceyhan (Αδανα)]
2. Κενό του Turcoglu [το ρηξιγενές τμήμα μεταξύ συνδέσμου Turkoglu και Celikhan (Malatya)]
3. Κενό του Lake Hazar (Demirtas & Yilmaz 1996)

3.5.5.3. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗΝ ΤΑΦΡΟ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Η περιοχή βρίσκεται σε εφελκυσμό BBA - NND διεύθυνσης και η τάφρος του Αιγαίου αποτελείται από διάφορες τεκτονικές τάφρους και τεκτονικά κέρατα τα οποία περιβάλλονται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης A - Δ. Η διεύθυνση συμπίπτει με διεύθυνση που έδωσε κάποιους γνωστούς σεισμούς στο παρελθόν. Από τα βόρεια στα δυτικά αυτές οι τάφροι είναι:

1. Κόλπος του Edremit
2. Buyuk Menderes
3. Bakircay- Simav
4. Gediz- Kucuk Menderes
5. Κόλπος του Gukova

Η τάφρος του Βόρειου Αιγαίου έχει περίπλοκη τεκτονική δομή κι έχει δώσει συνολικά 33 καταστροφικούς σεισμούς μεγέθους 5.5 και μεγαλύτερους. Κάποιοι από αυτούς συνοδεύονται από επιφανειακές διαρρήξεις. Οι σεισμοί αυτοί συγκεντρώνονται γενικά στα όρια των κύριων τάφρων. Σύμφωνα με ιστορικές καταγραφές η περιοχή συχνά δοκιμάστηκε από μέσους και μεγάλους σεισμούς και υπάρχει η πιθανότητα να ξαναδοκιμαστεί από σεισμούς παρόμοιου μεγέθους και στο μέλλον. Συμπερασματικά, αφού η περιοχή αποτελείται από τεμάχη που βρίσκονται το ένα δίπλα στο άλλο και περιβάλλονται από κανονικά ρήγματα, είναι δυνατό ένας σεισμός που συμβαίνει σε ένα ρηξιγενές τμήμα να προκαλεί σεισμό και σε ένα διαδοχικό ρηξιγενές τμήμα.

Παρατηρείται ότι υπάρχει μια περίοδος ηρεμίας μεταξύ 1900 και 1910. Αργότερα από το 1910 μέχρι το 1930 παρατηρείται μια περίοδος σεισμικής δραστηριότητας η οποία και πάλι εξαφανίζεται για να εμφανιστεί και πάλι το 1960 - 1975. Από το 1975 υπάρχει μια περίοδος ηρεμίας. Αυτό δείχνει ότι υπάρχουν κατά περιοδικά διαστήματα περίοδοι ηρεμίας και περίοδοι έντονης δραστηριότητας στην περιοχή. Η διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας είναι 20 - 30 χρόνια και, λαμβανομένου υπόψη του γεγονότος ότι το 1975 άρχισε η περίοδος ηρεμίας, αναμένεται μια περίοδος έντονης σεισμικής δραστηριότητας. Σαν πρόδρομος αυτής της δραστηριότητας θεωρείται ο σεισμός στο Dinar (M5.9) που προκάλεσε διάρρηξη 10 χιλιομέτρων στο ρήγμα Dinar - Civil στις 1 Οκτωβρίου του 1995 (Demirtas et al. 1996a, 1996b, 1996c). Από την άλλη, όπως έχει λεχθεί στα προηγούμενα, εφόσον είναι δυνατόν ο ένας σεισμός να προκαλέσει τον άλλο σε διαδοχικά ρηξιγενή τμήματα, αναμένεται επερχόμενος σεισμός. Επίσης, έχει αναγνωριστεί ένα αδιάρρηκτο τον περασμένο αιώνα κενό το οποίο είναι πιθανό να δώσει σεισμό. Αυτό είναι το κενό του Argithani που αντιστοιχεί στο ρήγμα του Sultandaği που βρίσκεται κοντά στο ρήγμα Dinar - Civil.

Οι κατευθύνσεις των αξόνων P T που πάρθηκαν από κάποιους μέσους και μεγάλους καταστροφικούς σεισμούς δείχνουν ότι η περιοχή βρίσκεται υπό καθεστώς εφελκυσμού NND – BBA διεύθυνσης. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού του Dinar (1^η Οκτωβρίου, 1995) και οι πολύπλοκοι μηχανισμοί γένεσής του σε τρία διαφορετικά σημεία της διάρρηξης κλίνουν προς αυτή τη διαπίστωση.

Όπως λέχθηκε, έχει διαπιστωθεί ένα κενό στην περιοχή, το κενό του Argithani. Στην περιοχή, όμως, υπάρχει περίπλοκη τεκτονική δομή και για αυτό είναι πιθανό να υπάρχουν παραπάνω από ένα κενά τα οποία είναι δύσκολο να εντοπιστούν.

Οι σεισμοί γενικά συγκεντρώνονται στα όρια των κανονικών ρηγμάτων των κύριων τάφρων. Πιο συγκεκριμένα, αυτές οι συγκεντρώσεις τοποθετούνται στο ανατολικό όριο της τάφρου Buyuk Menderes, στο δυτικό όριο της τάφρου του Gediz και κατά μήκος της τάφρου του Simav. Είναι χαρακτηριστικό ότι προς το παρόν δεν υπάρχει σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος του ρήγματος του Sultandaği γεγονός που είναι ένδειξη ύπαρξης του σεισμικού κενού του Argithani. Επίσης, παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα στον περιβάλλοντα χώρο του κενού. Αυτό το κενό υπάρχει η πιθανότητα να προκαλέσει μεγάλο σεισμό στο κοντινό μέλλον για αυτό και αυτό το ρήγμα βρίσκεται υπό στενή μελέτη και παρακολούθηση.

Όπως αναφέρθηκε, συνέβη ένας σεισμός κοντά στο κενό, ο σεισμός στο Dinar. Επομένως υπάρχει η πιθανότητα αυτός ο σεισμός να προκαλέσει άλλο σεισμό σε διαδοχικά ρηξιγενή τμήματα. Έτσι, το αδιάρρηκτο κενό του Argithani μπορεί να προκαλέσει μέσο ή μεγάλο σεισμό στο κοντινό μέλλον (Demirtas & Yilmaz 1996).

3.5.5.4. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΟΚΥΠΡΙΑΚΟ ΤΟΞΟ

Στη νότια ακτή της Τουρκίας, το Ελληνοκυπριακό τόξο εκτείνεται από τα νότια της Ρόδου μέχρι τον κόλπο του Fethiye. Το τόξο συνεχίζει μέσα στην Τουρκία σε ένα ρήγμα που ονομάζεται Aksu Thrust στον κόλπο της Antalya. Μετά από αυτό, κάνει μια κάμψη μεταξύ του κόλπου της Antalya και του κόλπου του Iskenderun. Τέλος, ενώνεται με τη ζώνη συρραφής Bitlis - Ζάγκρος. Το μέρος του τόξου Πλινίου – Στράβωνα από την Κρήτη στον κόλπο του Fethiye, δείχνει αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα. Από την άλλη, το ρήγμα κάνει μια κάμψη στα νότια της Κύπρου. Η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται στα βόρεια κάτω από την πλάκα της Ανατολίας.

Έχουν επισημανθεί μόνο γεγονότα μέσου μεγέθους. Έτσι, η περιοχή που εκτείνεται από τον κόλπο στην Antalya μέχρι τον κόλπο στο Iskenderun, του Ελληνοκυπριακού τόξου πέρασε μια ήρεμη περίοδο τον τελευταίο αιώνα. Έτσι, φαίνεται ότι υπάρχουν τρία πιθανά σεισμικά κενά στην περιοχή.

Οι άξονες P και T φαίνεται ότι διαφοροποιούνται σε διάφορα σημεία του Ελληνοκυπριακού τόξου. Αυτό ίσως να οφείλεται στο ανομοιόμορφο σχήμα των ορίων της Αφρικανικής πλάκας.

Συνολικά συνέβησαν 13 καταστροφικοί σεισμοί κατά μήκος του τόξου τον περασμένο αιώνα. 11 από αυτούς αποδίδονται στο ανάστροφο ρήγμα του Πλινίου και στην τάφρο του Στράβωνα. Μόνο δύο σεισμοί μέσου μεγέθους συνέβησαν στις ακτές στα νότια της Κύπρου. Παρόλα αυτά, το μέρος μεταξύ του κόλπου της Antalya και του κόλπου του Iskenderun δεν έχει ακόμη υποστεί κάποιο αξιοσημείωτο γεγονός. Έτσι, τρία ή τέσσερα ρηξιγενή τμήματα κατά μήκος αυτής της περιοχής παραμένουν αδιάρρηκτα. Φαίνεται, επομένως, ότι υπάρχουν τρία σεισμικά κενά στην περιοχή. Από τα ανατολικά στα δυτικά αυτά τα κενά είναι τα εξής:

1. Κενό του Zafer [το ρηξιγενές τμήμα μεταξύ του κόλπου του Iskenderun και το ακρωτήριο Zafer (Κύπρος)]
2. Κενό στον κόλπο της Antalya [το ρηξιγενές τμήμα που εκτείνεται από το ακρωτήριο Arnavut (Κύπρος) στον κόλπο της Antalya]
3. Κενό στο Aksu

4. Κενό στον κόλπο του Gokova

Τα ρήγματα Πλίνιου και Στράβωνα έχουν δώσει πολλούς μεγάλους σεισμούς και είναι πολύ ενεργά στο να δίνουν μικροσεισμούς. Η δραστηριότητα κατά μήκος των τριών κενών είναι σχετικά μικρότερη από τα ρήγματα Πλίνιου και Στράβωνα. Η σεισμική δραστηριότητα πρόσφατα αυξάνεται κατά μήκος των κενών Aksu και Antalya. Αντιθέτως, το κενό του ακρωτηρίου του Zafer είναι πολύ ήρεμο αυτόν τον αιώνα. Γενικά, μικροσεισμοί συγκεντρώνονται στα όρια αυτών των κενών. Τα κενά που εκτείνονται από την Antalya ως τον κόλπο του Iskenderun εμφανίζουν και τα δύο είδη των σεισμικών κενών (χωρικά και χρονικά). Ακόμη, δεν υπάρχει δραστηριότητα στα νότια, από την τάφρο του Στράβωνα έως τη νότια Κύπρο. Ιδιαίτερη προσοχή θα πρέπει να δοθεί στο μέρος μεταξύ των κόλπων της Antalya και του Iskenderun για πιθανό επερχόμενο σεισμό (Demirtas & Yilmaz 2005).

3.5.5.5. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΥΜΠΙΕΣΗΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ (THE EAST ANATOLIAN CONTRACTIONAL PROVINCE)

Η περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας χωρίζεται σε τρεις υποπεριοχές, το Βορειοανατολικό ρήγμα της Ανατολίας, τα συζυγή ρήγματα στο ανατολικό μέρος της τριπλής ένωσης στην Karliova και η επωθητική ζώνη Bitlis.

Το μέρος μεταξύ της τριπλής ένωσης στην Karliova και της Αρμενίας ονομάζεται Βορειοανατολικό ρήγμα της Ανατολίας. Ο Trifonov (1995) διευκρίνισε ότι σε αυτό το μέρος παρατηρείται ένας εφελκυσμός του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας (east Anatolian fault) προς την Αρμενία. Αυτό το ρήγμα έχει πολύ μεγάλη ζώνη διάρρηξης η οποία αποτελείται από πολλά, περιορισμένα σε μήκος, παράλληλα ρήγματα. Αυτά, σε γενικές γραμμές, είναι αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα. Αυτά κατηγοριοποιούνται ως εξής: 15 - 20 km μήκος το ρήγμα Kelkit, 15km μήκος το ρήγμα Akdag το οποίο εκτείνεται από τα βορειοδυτικά του Erzincan και συνεχίζει με μια βορειοανατολική κατεύθυνση. Το ρήγμα του Askale εκτείνεται από τα βορειοδυτικά του Tortum. Το ρήγμα του Dumlu περνά μέσα από Erzurum, Dumlu, Tortum και Otlu και τέλος το ρήγμα Cobandede μεταξύ Tekman και Gaziler (Gulkan et al. 1993).

Η δεύτερη υποπεριοχή εκτείνεται μεταξύ της πρώτης υποπεριοχής και της επέκτασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας προς το Van και ανατολικά. Τα ρήγματα σε αυτή την περιοχή έχουν χαρακτηριστικά δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα όπως το ρήγμα Caldiran. Αυτές οι περιοχές, συμπεριλαμβανομένων και των συζυγών ρηγμάτων των αριστερόστροφων ρηγμάτων της πρώτης περιοχής, χωρίζονται σε πέντε διακεκριμένα ρήγματα. Το ρήγμα Balikligolu μήκους 100 km, το ρήγμα Caldiran μήκους 55km, το ρήγμα Dogubeyazit μήκους 50km, το ρήγμα Tutak μήκους 50km, το ρήγμα Karayazi μήκους 85km (Gulkan et al. 1993).

Συνολικά 22 καταστροφικοί σεισμοί συνέβησαν στην περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας τον περασμένο αιώνα, κάμποι από τους οποίους έδωσαν κι επιφανειακές διαρρήξεις. Η κάθε υποπεριοχή έδωσε τα παρακάτω γεγονότα: Το ρήγμα της Βορειοανατολικής Ανατολίας έδωσε 5 σεισμούς, η δεύτερη και η τρίτη περιοχή έδωσαν 9 σεισμούς και μόνο έναν έδωσε η ζώνη επωθήσεων Bitlis που ονομάζεται μάλιστα σεισμός του Lice (6 Σεπτεμβρίου 1975) κι έδωσε επιφανειακή διάρρηξη δείχνοντας έτσι ανάστροφη συνιστώσα. Επίσης, ένας μι-

κρός σεισμός συνέβη στο Karacadag που αποδίδεται στην συμπίεση B - N της Αραβικής πλάκας. Από την άλλη, τα ανάστροφα ρήγματα που εκτείνονται στον Καύκασο είναι πολύ ενεργά. Συνέβησαν δυο μεγάλοι σεισμοί σε αυτό το σημείο τον περασμένο αιώνα (το τελευταίο γεγονός που προκάλεσε σοβαρές ζημιές και στοίχισε πολλές ανθρώπινες ζωές ήταν ο σεισμός στο Spitak το 1988).

Η περιοχή έχει χωριστεί αυθαίρετα σε τρεις υποπεριοχές. Αυτές είναι το ρηξιγενές τμήμα του Varto, η ανατολική προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας από την Karlioana, το Βορειοανατολικό ρήγμα της Ανατολίας που θεωρείται η προέκταση του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας προς τον Καύκασο και τέλος είναι το ρήγμα του Caldiran που θεωρείται η προέκταση του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας προς την Αρμενία παράλληλα στο ρηξιγενές τμήμα του Varto.

Η χωροχρονική κατανομή αυτών των γεγονότων στην περιοχή δείχνουν ότι αυτά είναι διασκορπισμένα κατά μήκος των συζυγών ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Ο σεισμός του Lice στις 6 Σεπτεμβρίου του 1975 συνδέεται με την επωθητική ζώνη Bitlis. Ο σεισμός του Kurtalan στις 24 Μαρτίου του 1964 συνδέεται με εφελκυστικές ρωγμές του Karacadağ λόγω της συμπίεσης B - N της Αραβικής πλάκας.

Λόγω των τάσεων στο ανατολικό άκρο του ρηξιγενούς τμήματος του Erzincan μετά το σεισμό του 1939 στο Erzincan, τα ρηξιγενή τμήματα στα ανατολικά του Erzincan ήταν πολύ ενεργά την περίοδο 1940 - 1970. Δεν υπάρχουν σημαντικοί σεισμοί μέχρι το 1992, η σεισμική δραστηριότητα σχεδόν εξαφανίστηκε από το 1975. Το τελευταίο γεγονός έλαβε χώρα στην περιοχή στις 13 Μαρτίου του 1992 στο Erzincan (M6.8) με διάρρηξη 45 km εκτεινόμενη από το χωριό Davarli έως το Tanyeri. Το διερρηγμένο ρηξιγενές τμήμα αποτελεί ένα μικρότερο τμήμα του μεγάλου ρηξιγενούς τμήματος του Erzincan (Demirtas & Yilmaz 1993, Demirtas et al. 1994). Δύο μέρες μετά από αυτό το σεισμό συνέβη άλλος σεισμός στο Pulumur (M6.1) στις 15 Μαρτίου του 1992. Και οι δυο σεισμοί αποτελούν προδρόμους ότι επερχόμενου σεισμού που κατά πάσα πιθανότητα θα σπάσει το ρηξιγενές τμήμα ή τα ρηξιγενή τμήματα που ορίζουν το σεισμικό κενό του Yedisu που βρίσκεται στο ανατολικό μέρος του ρηξιγενούς τμήματος του Erzincan.

Η δεύτερη υποπεριοχή, η βορειοανατολική προέκταση του ρήγματος της Ανατολικής Ανατολίας έχει αρχίσει να είναι ενεργή τον περασμένο αιώνα αφού συνέβησαν κάποιοι σεισμοί μέσου και μεγάλου μεγέθους. Παρόλα αυτά φαίνεται να υπάρχουν τρία πιθανά σεισμικά κενά.

Η τρίτη υποπεριοχή, η οποία περιλαμβάνει το ρηξιγενές τμήμα στο Yuksekona, την προέκταση του κυρίως ρήγματος μέσα στην Τουρκία και το ρηξιγενές τμήμα του Van, ήταν σχετικά ήρεμη τον περασμένο αιώνα. Υπάρχουν σε αυτή την περιοχή δυο σημαντικά σεισμικά κενά. Παρόλο που η περιοχή έχει πιθανότητες να δώσει μεγάλο σεισμό οι συνθήκες δεν ήταν κατάλληλες για παλαιοσεισμολογικές μελέτες.

Οι διευθύνσεις των P και T αξόνων που πάρθηκαν από μηχανισμούς γένεσης κάποιων σεισμών που συνέβησαν αυτόν τον αιώνα συμπίπτουν με την τεκτονική των πλακών της Τουρκίας. Η χωροχρονική κατανομή των σεισμών και οι ιστορικές καταγραφές δείχνουν ότι πρέπει να υπάρχουν τέσσερα σεισμικά κενά στην περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας (East Anatolian Contractional Province):

1. Κενό του Ardahan
2. Κενό του Cayirli- Askale

3. Κενό του Van
4. Κενό του Yuksekova

Η πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα (1985- 1995) στην περιοχή συμπίεσης της Ανατολικής Ανατολίας, λαμβανομένων υπόψη και των κενών, είναι συγκεντρωμένη στα όρια των ρηξιγενών τμημάτων. Αξιοσημείωτη δραστηριότητα παρατηρήθηκε στο ανατολικό μέρος της διεφελκυστικής λεκάνης του Erzincan όπου τέμνονται τα ρήγματα. Από την άλλη, ο Καύκασος, όπου συνέβη ο σεισμός του Spitak το 1988 είναι εξαιρετικά ενεργή περιοχή. Τα κύρια σημεία των ρηξιγενών τμημάτων που ενδέχεται να σπάσουν στο κοντινό μέλλον φαίνεται προς το παρόν να είναι πολύ ήρεμα. Αντίθετα, οι γύρω περιοχές των ρηξιγενών τμημάτων είναι περισσότερο ενεργές, παρουσιάζοντας δευτερεύοντα είδη σεισμικών κενών.

Οι τελευταίοι δυο σεισμοί με εντάσεις VIII που εκδηλώθηκαν στο κενό του Ardahan ήταν οι σεισμοί του 400 και του 1868. Πολλοί μεγάλοι σεισμοί με εντάσεις μεταξύ VI και X συνέβησαν τα έτη 1110, 1245, 1276, 1282, 1439, 1441, 1647, 1648, 1685, 1692, 1701, 1704, 1715, 1871, 1872 στο κενό του Van. Παρόλα αυτά δεν υπάρχουν ιστορικές καταγραφές που να συνδέονται με τους τελευταίους σεισμούς στα Cayirli - Askale και Yuksekova gaps (Demirtas & Yilmaz 2005).

3.5.5.6. Η ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ (CENTRAL ANATOLIAN OVA PROVINCE)

Η περιοχή της Κεντρικής Ανατολίας περιβάλλεται από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας στα βόρεια, από το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας στα ανατολικά, από το ελληνοκυπριακό τόξο στα νότια και από την τάφρο του Βορείου Αιγαίου στα δυτικά. Αυτή η περιοχή έχει δυο τύπους ρηγμάτων. Τα πρώτα είναι μεμονωμένα ρήγματα τα οποία είναι συζυγή ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης κι έχουν τάσεις ΒΑ - ΝΔ και ΒΔ - ΝΑ διεύθυνσης. Αυτά τα ρήγματα μπορεί να αποτελούν απομεινάρια παλαιοτεκτονικών δομών. Ο δεύτερος τύπος των ρηγμάτων είναι διακλαδιζόμενα ρήγματα των ρηγμάτων της Βόρειας και Ανατολικής Ανατολίας. Αυτά τα ρήγματα προέκυψαν από τη συνεχή κίνηση της Αραβικής πλάκας και από την προς τα δυτικά κίνηση του ρήματος της Ανατολίας. Αφού αυτή η κίνηση δεν αντισταθμίστηκε πλήρως από τα ρήματα της Βόρειας και Ανατολικής Ανατολίας, η πλάκα της Ανατολίας άρχισε να υφίσταται εσωτερικές τεκτονικές ανωμαλίες και κάποια μικρά σε μέγεθος τεμάχια δημιουργήθηκαν μέσα στην πλάκα της Ανατολίας.

Πίνακας 3.5.5.6.1. Δυο τύποι ρηγμάτων στην περιοχή συμπίεσης της Κεντρικής Ανατολίας (Central Anatolian Ova Province) (Demirtas & Yilmaz 2005).

Ανεξάρτητα ρήγματα	Διακλαδιζόμενα ρήγματα του NAF και του EAF
Ρήγμα του Tuzgölü	Ρήγμα του Kırıkkale
Ρήγμα του Ecemiş	Ρήγμα του Almus
Ρήγμα του İnegöl-Eskişehir	Ρήγμα του Ovacık-Malatya
Ρήγμα του Kırşehir-Keskin	Ρήγμα του Sürgü
Ρήγμα του Akşehir	

Το ρήγμα του Tuzgölü (ρήγμα Salt lake) είναι αριστερόστροφο οριζόντιας μετατόπισης, έχει μήκος 200km και ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση (Gulkan et al. 1993). Το ρήγμα εκτείνεται στα βόρεια από το Kosker έως το Bor στα νότια. Το ρήγμα συχνά παρουσιάζει ανάστροφη ή κανονική συνιστώσα, αλλά το κυρίως έχει ανάστροφη συνιστώσα. Είναι αξιοσημείωτο ότι το ρήγμα δεν έχει σεισμική δραστηριότητα τα τελευταία 200 ή 300 χρόνια.

Το ρήγμα του Ecemiş εκτείνεται μεταξύ του Kayseri και Mersin. Είναι ένα αριστερόστροφο ρήγμα ΒΔ - ΝΑ διεύθυνσης. Το μήκος του είναι περίπου 250-300 km. Η συνολική οριζόντια μετατόπισή του υπολογίζεται ότι είναι περίπου 40 km (Gulkan et al. 1993). Το ρήγμα είναι ανενεργό εδώ και πολύ καιρό όπως και το ρήγμα Tuzgolu.

Το ρήγμα Inegol - Eskişehir, μήκους 400 km, βρίσκεται μεταξύ του ρήματος Tuzgolu στα ανατολικά και του Inegol στα δυτικά (Gulkan et al. 1993). Αποτελείται από πολλά μικρά ρήγματα και κυρίως από δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Εδώ υπάρχει μικρή σεισμική δραστηριότητα.

Το ρήγμα του Kırşehir - Keskin αποτελείται από ρήγματα ΒΔ - ΝΑ και ΒΑ - ΝΔ διεύθυνσης με μικρά μήκη. Σε αυτή τη ζώνη ρηγμάτων συνέβη ο σεισμός του Keskir στις 19 Απριλίου του 1938 (Μ6.8) που συνοδεύτηκε από επιφανειακή διάρρηξη.

Το ρήγμα του Akşehir τοποθετείται μεταξύ αυτής της περιοχής και της περιοχής του Αιγαίου.

Τα ρήγματα του Kırıkkale και του Almus είναι διαχωρισμένα από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Το πρώτο έχει νοτιοδυτικό προσανατολισμό, περνά από Amasya και Corum και καταλήγει κάπου κοντά στο Cabuk (βορειοανατολικά της Άγκυρας). Το ρήγμα του Almus εκτείνεται παράλληλα στο ρήγμα του Kırıkkale. Στο νοτιοδυτικό του όριο, το ρήγμα του Kırıkkale φαίνεται να είναι ενεργό.

Το ρήγμα του Ovacık έχει μήκος 160km και παρουσιάζει κίνηση αριστερόστροφου ρήματος οριζόντιας μετατόπισης. Συνεχίζοντας νοτιοανατολικά το ρήγμα αυτό τέμνει το άλλο αριστερόστροφο ρήγμα της Malatya μήκους 180 km που βρίσκεται μεταξύ Kemaliye και Doganşehir. Το άλλο διακλαδιζόμενο ρήγμα του ρήματος της Ανατολικής Ανατολίας είναι το ρήγμα του Sugru με διεύθυνση Α - Δ.

Η περιοχή της Κεντρικής Ανατολίας ήταν πολύ ήρεμη για καιρό. Έδωσε μόνο 4 μέσου μεγέθους σεισμούς αυτό τον αιώνα. Όπως λέχθηκε στα προηγούμενα, ο σεισμός του 1938 στο Keskin συνοδεύτηκε από επιφανειακή διάρρηξη. Ο σεισμός του 1940 στο Erziyes έλαβε χώρα στο ρήγμα του Ecemis. Στην περιοχή υπάρχουν μεγάλα ρήγματα που δεν έχουν διαρρηχθεί τα προηγούμενα 200 ή 300 χρόνια. Αυτά τα ρήγματα ενδεχομένως να προκαλέσουν μεγάλους σεισμούς στο μέλλον.

Η παρούσα σεισμική δραστηριότητα (1989 - 1995) στην περιοχή της Κεντρικής Ανατολίας συγκεντρώνεται κυρίως στο νοτιοδυτικό όριο του ρήγματος του Kirikkale και στο δυτικό όριο του ρήγματος του Surgu. Πιθανώς να συμβεί ένας μεγάλος σεισμός στο ρήγμα του Kirikkale και να χτυπήσει ισχυρά την Άγκυρα και τις γύρω περιοχές (Demirtas & Yilmaz, 2005).

Είναι εμφανές ότι η σεισμική δραστηριότητα αυξήθηκε μετά το 1965, φτάνοντας στο μέγιστο μεταξύ των ετών 1970 και 1984 και μειώθηκε μετά το 1984. Σήμερα, φαίνεται ότι διανύουμε μια περίοδο αυξημένης σεισμικής δραστηριότητας.

3.5.5.7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας παρουσιάζει τρεις κύκλους και μπορεί να δοθεί σαν παράδειγμα για να κατανοήσει κανείς πως αλλάζει η σεισμική δραστηριότητα και να κάνει μια προσέγγιση στη μακροπρόθεσμη πρόβλεψη των σεισμών. Η περίοδος πριν το 1920 μπορεί να περιγραφεί σαν ένας προπαρασκευαστικός κύκλος. Η περίοδος από το 1920 μέχρι το 1960 είναι ένας μετασεισμικός κύκλος. Προσεγγιστικά μπορεί να λεχθεί ότι για το ρήγμα της Ανατολίας ακολουθούν άλλα 40 χρόνια σεισμικής ηρεμίας, εξαιρώντας το ανατολικότερο και το δυτικότερο άκρο του. Ακόμη, στο κεντρικό μέρος του υπάρχει η πιθανότητα να εκδηλωθεί μεγάλος σεισμός τα επόμενα χρόνια. Από την άλλη, οι σεισμοί που συνέβησαν τον προηγούμενο αιώνα δείχνουν μια σταδιακή μετανάστευση προς τα βόρεια, από το Ελληνοκυπριακό τόξο στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου.

Είναι δυνατό να διαχωριστούν τρεις σημαντικοί κύκλοι. Πρώτα αξιοσημείωτη αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας την περίοδο 1900 - 1920, μετά μια σχετική αύξηση την περίοδο 1920 - 1960 και τέλος μείωση της δραστηριότητας από το 1960 μέχρι σήμερα. Αυτοί οι κύκλοι δείχνουν ότι αυτές οι περιοχές πιθανόν να είναι πολύ ενεργές τα επόμενα 40 χρόνια.

Το άλλο ενδιαφέρον συμπέρασμα είναι ότι το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας έχει μεγάλες πιθανότητες να προκαλέσει μια ακολουθία μεγάλων σεισμών όμοιους με αυτούς του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας επειδή η χωροχρονική κατανομή των σεισμών στο ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας έδειξε μια αρκετά ήρεμη περίοδο μεταξύ 1900 και 1960. Από το 1960 και μετά η σεισμική δραστηριότητα έχει αρχίσει να αυξάνεται τόσο δραματικά, γεγονός που μπορεί να αποτελεί πρόδρομο μεγάλου σεισμού.

Η αρχική διάρρηξη πρέπει να έγινε στα κεντρικά σημεία του ρήγματος και μετά να κατευθύνθηκε προς τα σημερινά όριά του. Για αυτό το λόγο, υπάρχουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στα διάφορα σημεία του ρήγματος. Επιπλέον, τα διάφορα σημεία παρουσιάζουν διαφορετική συμπεριφορά βάσει της παλαιοσεισμικότητας. Ιστορικές καταγραφές δείχνουν ότι κάποια ρηξιγενή τμήματα δίνουν σεισμούς οι οποίοι επαναλαμβάνονται περιοδικά ανά 200 - 250 και 50-100 χρόνια. Σαν αποτέλεσμα, τα κύρια ρηξιγενή τμήματα έχουν μεγάλα διαστήματα περι-

οδικότητας, σε αντίθεση με τα μικρά τμήματα που παρουσιάζουν μικρότερα διαστήματα περιοδικότητας. Έτσι, τα 4 κύρια ρήγματα (ρηξιγενές τμήμα του Erzincan, ρηξιγενές τμήμα του Ladik - Tosya, ρηξιγενές τμήμα του Gerede και ρηξιγενές τμήμα του Sarkoy - Murefte) παρουσιάζουν «*uniform slip model*» ενώ τα μικρά ρηξιγενή τμήματα (ρηξιγενές τμήμα του Varto, ρηξιγενές τμήμα του Yenice-Gonen, ρηξιγενές τμήμα της κοιλάδας Mudurnu κλπ.) παρουσιάζουν «*characteristic earthquake model*».

Σύμφωνα με ιστορικές καταγραφές το ρήγμα ήταν πολύ ήρεμο όχι μόνο τον αιώνα που πέρασε (1900) αλλά και τον προηγούμενο. Έτσι, η ενέργεια που έχει συσσωρευτεί στα άκρα των ρηξιγενών τμημάτων του τα τελευταία 200 χρόνια, πιθανώς να δώσει μεγάλο σεισμό στο κοντινό μέλλον.

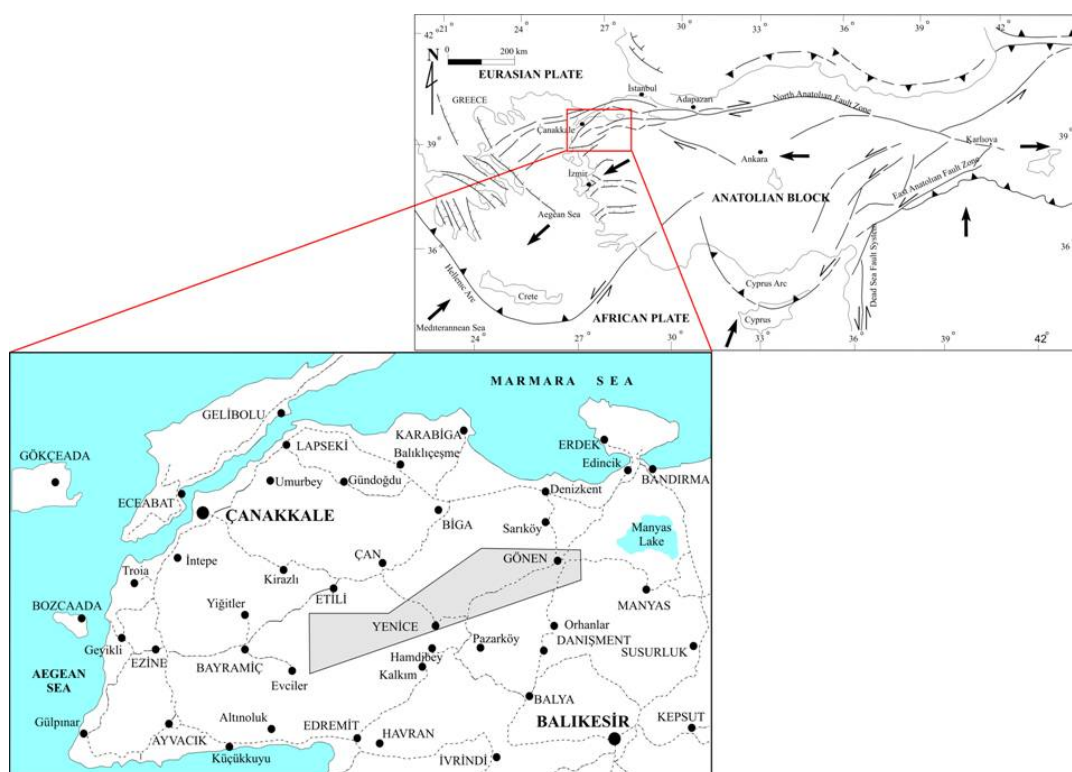
Η περιοχή της τάφρου του Αιγαίου αποτελείται από κάποια τεμάχια τα οποία βρίσκονται κοντά το ένα με το άλλο και περιβάλλονται από μεγάλα κανονικά ρήγματα. Αυτό σημαίνει πως όταν ενεργοποιηθεί το ένα ρηξιγενές τμήμα θα προκληθεί σεισμός και στο διπλανό του αργότερα. Ακόμη φαίνεται ότι οι σεισμοί που συμβαίνουν στην περιοχή, εμφανίζονται κατά ζεύγη.

Η τάφρος του Πλινίου και Στράβωνα υπήρξε πολύ ενεργή σε αντίθεση με την περιοχή μεταξύ του κόλπου της Antalya και του κόλπου του Iskenderun του ελληνοκυπριακού τόξου που πέρασε μια πολύ ήρεμη περίοδο αυτόν τον αιώνα. Υπολογίζεται ότι υπάρχουν τρία σεισμικά κενά στην περιοχή.

Η χωροχρονική κατανομή των γεγονότων στην περιοχή συμπίεσης στην Ανατολική Ανατολία (East Anatolian Contractional Province) δείχνει ότι οι σεισμοί είναι διασκορπισμένοι κατά μήκος των συζυγών ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης σαν αποτέλεσμα του σεισμού του Erzincan του 1939.

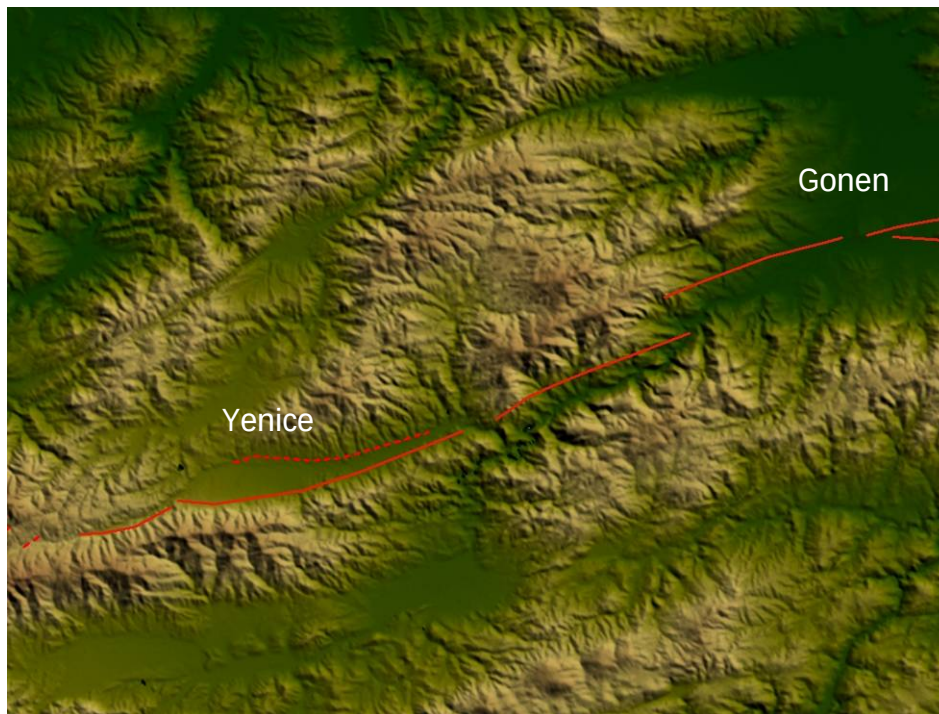
Συμπερασματικά, υπάρχουν 14 ή 15 σεισμικά κενά μέσα και γύρω από την Τουρκία (Demirtas & Yilmaz 2005).

3.6. ΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΗΣ YENİÇE



Εικόνα 3.6.1. Περιοχή μελέτης

Στα ανατολικά του Adapazarı το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (NAF) χωρίζεται σε τρεις κλάδους, τον βόρειο, τον κεντρικό και τον νότιο (εικ. 3.4.1.). Ο βόρειος κλάδος αρχίζει από τη λίμνη Sarıca κατόπιν περνά από τον κόλπο του İzmit, τη θάλασσα του Μαρμαρά, τον κολπίσκο του Σάρου και μπαίνει στο βόρειο Αιγαίο. Ο κεντρικός κλάδος αρχίζει νοτιοανατολικά της λίμνης Sarıca, περνά από τις πόλεις Geyve και Pamukova, κατόπιν συνεχίζει νότια της λίμνης İzmit και των Μουδανιών, περνά νότια του κόλπου της θάλασσας του Μαρμαρά και της χερσονήσου Karıdağ, όπου κάνει μια αριστερόστροφη κάμψη και συνεχίζει βορειοδυτικά της χερσονήσου Biga. Ο κεντρικός κλάδος του NAFZ αποτελείται από διάφορα ρήγματα en echelon διάταξης στη χερσόνησο Biga. Αυτά τα ρήγματα από τα βορειοανατολικά στα νοτιοδυτικά είναι: το ρήγμα του Etili, το ρήγμα Sarıköy - İnova, το ρήγμα Biga - Çan και το ρήγμα του Edincik. Ο νότιος κλάδος του NAFZ αποτελείται από το ρήγμα Yenice - Gönen, το ρήγμα Manyas - Mustafa Kemal Paşa, το ρήγμα του Ulubat και το ρήγμα της Προύσας.



Εικόνα 3.6.2. Το ίχνος του ρήγματος (ως υπόβαθρο στο χάρτη χρησιμοποιήθηκε σκιασμένο ανάγλυφο με βάση δεδομένα SRTM της NASA).

Στις 18 Μαρτίου του 1953, συνέβη ένας καταστροφικός σεισμός μεγέθους M7.2 στο ρήγμα της Yenice, που βρίσκεται στο νότιο κλάδο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, ο οποίος στοίχισε τη ζωή σε 263 ανθρώπους. Το επίκεντρο του σεισμού βρισκόταν 12 km ανατολικά της πόλης Yenice και οι υπολογισμοί του υπόκεντρου κυμαίνονταν μεταξύ 10 και 12 km. Η επιφανειακή διάρρηξη μεταξύ της πόλης Gönen στα ανατολικά και της πόλης Yenice νοτιοδυτικά, ήταν 70 km.

Το ρήγμα της πόλης Yenice αποτελείται από 3 κύρια ρηξιγενή τμήματα (και 9 δευτερεύοντα) το μήκος των οποίων κυμαίνεται μεταξύ 2 και 22 km. Το ρήγμα χαρτογραφήθηκε από το συνεργάτη μας Akin Küzger στο πλαίσιο της δι-ατριβής ειδίκευσής του (2005) και του προγράμματος συνεργασίας με το πανεπιστήμιο του Çanakkale. Ο προσανατολισμός των ρηξιγενών τμημάτων, ανατολικά της πόλης Gönen είναι B85°Δ. Στις περιοχές αριστερόστροφης μετατόπισης των ρηξιγενών τμημάτων αυτού του ρήγματος αναπτύσσονται ανάστροφα ρήγματα, σε τοπικό επίπεδο, η διεύθυνση των οποίων συμπίπτει με το συμπιεστικό καθεστώς της περιοχής. Τα ρηξιγενή τμήματα του ρήγματος που βρίσκονται μεταξύ Yenice και Gönen είναι δομές πλάγιας ολίσθησης, έχουν διεύθυνση B70°Α και έχουν κανονική δεξιόστροφη συνιστώσα. Η διεύθυνση και ο χαρακτήρας του ρήγματος αλλάζουν στα νότια της πεδιάδας της Yenice. Σε αυτή την περιοχή ο προσανατολισμός του ρήγματος Yenice - Gönen είναι Α - Δ κι έχει πλαγιοκανονικό χαρακτήρα (Küzger et. al., 2005).

3.6.1. ΤΟ ΡΗΓΜΑ YENICE- GÖNEN ΚΑΙ Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ 1953

Το ρήγμα Yenice - Gönen φαίνεται στην εικόνα 3.6.1.1. Η διάρρηξη αρχίζει από τον ανδρείτη δυτικά του Çakmak, συνεχίζει δυτικά στα νεογενή και τεταρτο-

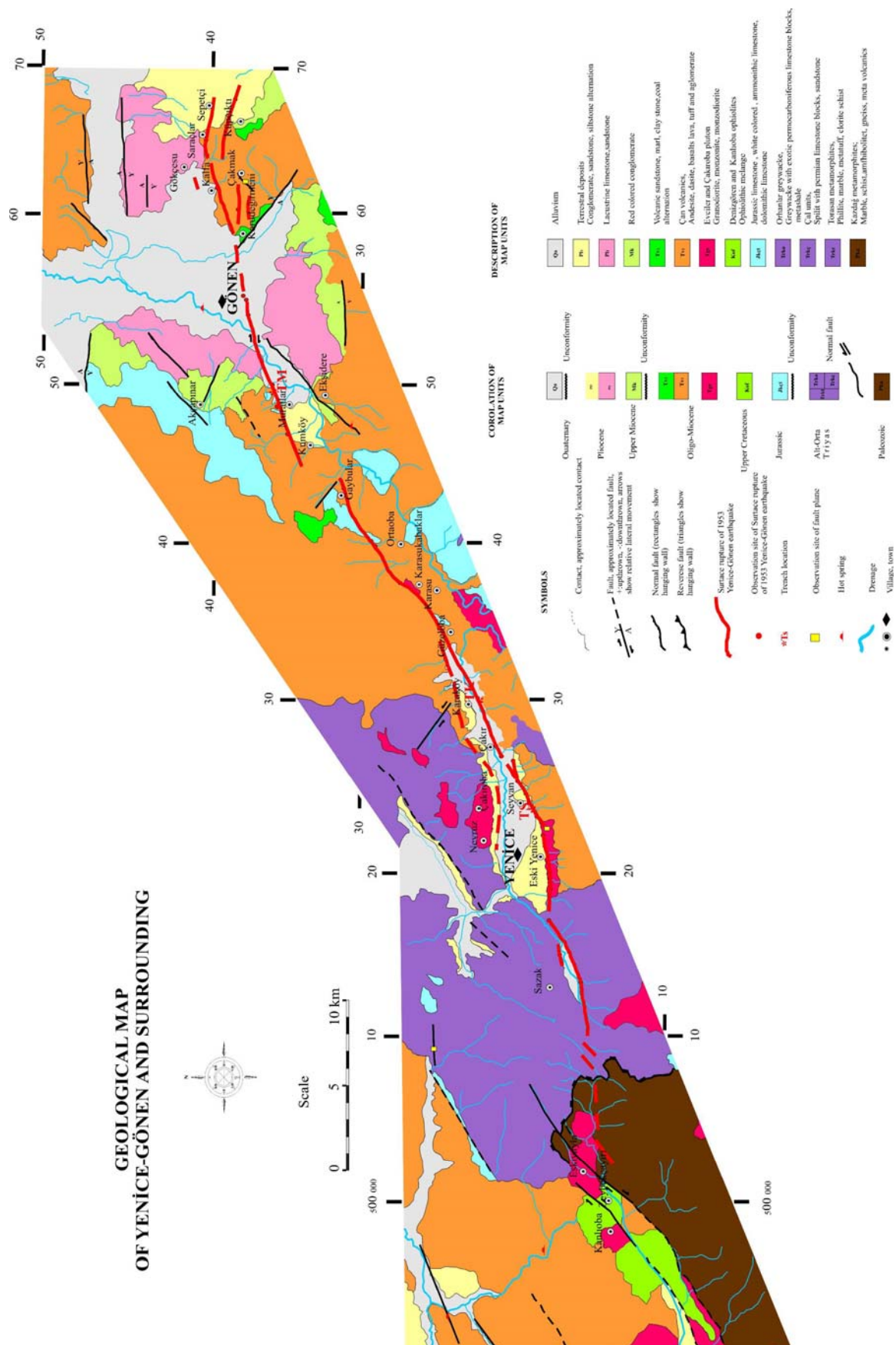
γενή ιζήματα μέχρι τα ανατολικά του Kogu, όπου το ρήγμα συνεχίζει να είναι εμφανές. Όταν έγινε ο σεισμός το νότιο τέμαχος μετακινήθηκε περίπου 80 εκατοστά προς τα κάτω (νότια) κατά μήκος του ρήγματος. Το ρήγμα εδώ, είναι εμφανές μέσα στα αλλούβια της πόλης Gönen και στα δυτικά μέσα στα νεογενή ιζήματα που βρίσκονται βόρεια του Muratlar. Περίπου 2 km δυτικά των νεογενών ιζημάτων και μεταξύ των πόλεων Yenice και Gönen το ρήγμα αλλάζει προσανατολισμό και συνεχίζεται μέσα στα νεογενή με διεύθυνση ΔΒΔ για περίπου 2,5 km και μέσα στους ανδειςίτες βορειοδυτικά του Muratlar.

Βόρεια των Muratlar και Kümköy το ρήγμα δεν είναι ευκρινές λόγω της υψηλής διάβρωσης που οφείλεται κυρίως στην ανθρώπινη δραστηριότητα. Παρόλα αυτά, έχει εντοπιστεί μια εμφάνιση όπου φαίνεται το ρήγμα μέσα στους ανδειςίτες και στα βορειοδυτικά κόβει μια μικρή εμφάνιση ιουρασσικού ασβεστόλιθου. Το ρήγμα και πάλι φαίνεται να έχει προκαλέσει μετατόπιση του ανδειςίτη στα νοτιοδυτικά. Εκεί το ίχνος του ρήγματος εμφανίζεται σε μία πλαγιά με βόρειο προσανατολισμό, όπου το πρηνές του ρήγματος αναπτύχθηκε κατά πάσα πιθανότητα εξαιτίας της μετατόπισης του νότιου τεμάχους λόγω του σεισμού. Δημιουργείται έτσι ένα όριο μεταξύ των αλλούβιων και του ανδειςίτη ανατολικά του Çakir.

Το ρήγμα συνεχίζεται βορειοανατολικά του Çakir μεταξύ των αλλούβιων ιζημάτων και του ανδειςίτη κατά μήκος του νοτιότερου περιθωρίου της λεκάνης. Εκτείνεται στα νοτιοδυτικά κόβοντας τον δρόμο μεταξύ Yenice και Kalkim και συνεχίζει νότια - νοτιοδυτικά του Seyvan.

Μεταξύ Seyvan και Yenice το ρήγμα είναι ευδιάκριτο σε ένα πρηνές ύψους ενός μέτρου περίπου. Εδώ φαίνεται ότι, ανεξάρτητα από τη δεξιόστροφη μετατόπιση, το βόρειο τέμαχος μετακινήθηκε προς τα κάτω όταν έγινε ο σεισμός. Το ίχνος του ρήγματος συνεχίζεται στα δυτικά νοτιοδυτικά μέσα στον ανδειςίτη ως ένα πολύ ευδιάκριτο πρηνές. Στη συνέχεια εισέρχεται στον γρανίτη αλλάζοντας κάπως την διεύθυνσή του προς τα δυτικά, νότια της Yenice (η παλιά πόλη της Yenice ουσιαστικά βρισκόταν πάνω στο ρήγμα, περίπου 800 m από τη σημερινή της θέση). Το ευδιάκριτο πλέον ίχνος του ρήγματος κάνει μια νοτιοδυτική κάμψη προς τα νότια της Yenice και εισχωρεί μέσα στην κοιλάδα νότια του Sazak. Εδώ, το ρήγμα οριοθετεί το νοτιότερο περιθώριο της λεκάνης στο οποίο υπάρχουν μεταμορφωμένα πετρώματα. Μετά από περίπου 4 km, το ρήγμα περνά διαγωνίως στο βόρειο μέρος της κοιλάδας μετακινώντας τεταρτογενή ιζήματα της λεκάνης. Το ίχνος του ρήγματος στο βορειότερο σημείο της λεκάνης εισέρχεται με διεύθυνση νότια - νοτιοδυτική σε μεταμορφωμένα πετρώματα για περίπου 5,5 km και φαίνεται να τερματίζει κάπου μεταξύ Sazak και Zeybercayiri.

Εξαιτίας της έντονης διάβρωσης που υπάρχει στην περιοχή όπου εμφανίζονται οι ανδειςίτες καθώς και στις περιοχές με μεγαλύτερα υψόμετρα και κλίσεις δεν ήταν δυνατή η χαρτογράφηση όλων των ρηγμάτων από τον Küçer (2005) καθώς τα πρηνή είχαν μετακινηθεί. Τα πρηνή αυτά είναι ενδεικτικά των πολλαπλών δραστηριοποιήσεων κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς. Η πυκνή βλάστηση μεταξύ των πόλεων Yenice και Gönen καθιστά ακόμη δυσκολότερη τη λεπτομερή χαρτογράφηση των ρηγμάτων.



Εικόνα 3.6.1.1. Γεωλογικός χάρτης του ρήγματος της Yenice - Gönen και της ευρύτερης περιοχής (Kürzer 2005)

Η βόρεια επέκταση του ρήγματος μετά το σεισμό του 1964 στο Manya θεωρείται δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Ketin 1966). Η εργασία πεδίου των Erenöz και Kurtman (1964) και του Herece (1985) σε συνδυασμό με τους μηχανισμού γένεσης δείχνουν ότι η βόρεια επέκταση της ζώνης του ρήγματος δεν είναι δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης αλλά κανονικό. Αυτή η διαπίστωση οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η περιοχή μεταξύ Προύσας και Gönen είναι τάφρος (Herece 1990).

3.6.2. Η ΤΑΦΡΟΣ ΜΕΤΑΞΥ ΠΡΟΥΣΑΣ ΚΑΙ GÖNEN

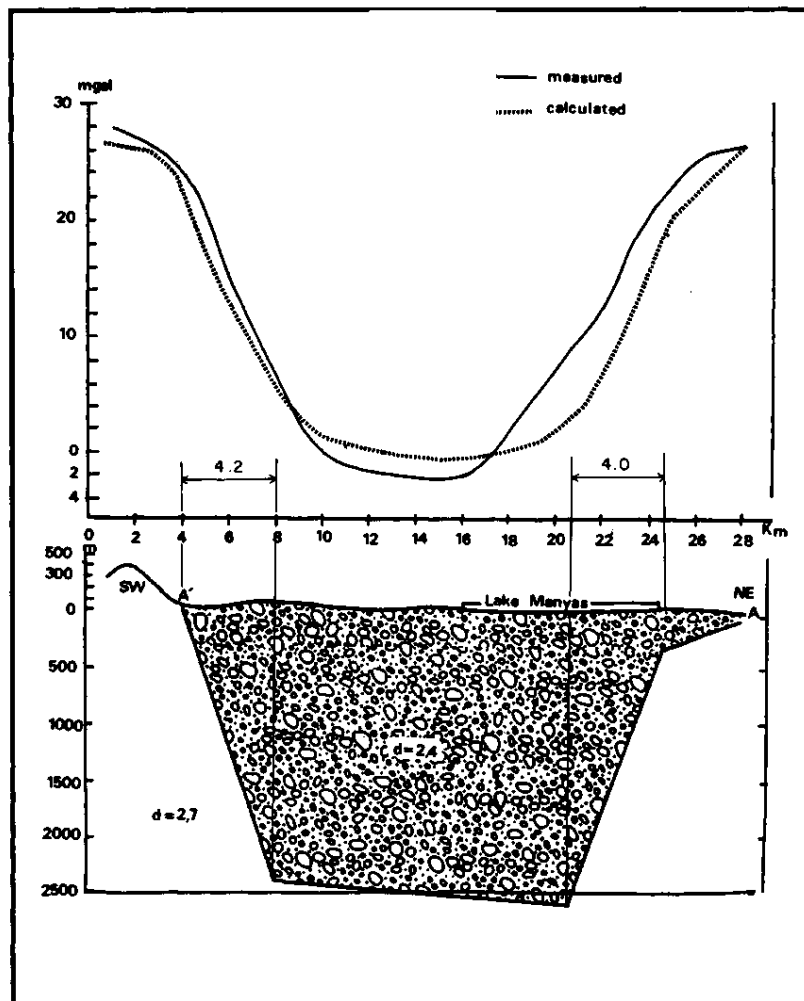
Η περιοχή ανάμεσα στις πόλεις Gönen και Προύσα φαίνεται στην εικόνα 2.4.1. Αυτή η «κλειστή τάφρος», που χαρακτηρίζεται από συμπιεστικές δομές, ξεκινά ανατολικά της Προύσας όπου συνδέεται με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (NAFZ) με τεκτονικές δομές βορειοανατολικού προσανατολισμού και κλείνει πλησίον της πόλης Gönen και του χωριού του Sarıkoy στα δυτικά. Η τάφρος έχει μήκος 160 km περίπου και πλάτος που κυμαίνεται μεταξύ 5 και 30 km.

Η τεκτονική αυτή δομή που χαρακτηρίζεται από συμπιεστικές τάσεις περικλείεται από ένα σύστημα τεκτονικών δομών διαφορετικών διευθύνσεων. Στα ανατολικά της τάφρου επικρατούν διαρρήξεις βορειοανατολικής διεύθυνσης, ενώ δυτικά, κοντά στη λίμνη Manyas, επικρατούν διαρρήξεις ΔΒΔ διεύθυνσης. Τα κύρια ρήγματα κατά μήκος των περιθωρίων της τάφρου εμφανίζονται παράλληλα στην περιοχή μεταξύ Karacabey και δυτικά της Προύσας. Τα απότομα πρανή που βρίσκονται στα βόρεια και στα νότια έχουν ΒΑ διεύθυνση. Μέσα στην τάφρο, από τα ανατολικά μέχρι τα δυτικά αλλά και στα περιθωριά της, τα πολυάριθμα ρηξιγενή τμήματα που μάλιστα παρουσιάζουν κάμψη έχουν διαφορετικό προσανατολισμό.

Τα κύρια ρήγματα κατά μήκος των περιθωρίων της τάφρου είναι κανονικά (εικ. 3.6.2.1.). Παρόλο που η γωνία τους εκτιμήθηκε στις 70° με βαρυτομετρικές μεθόδους, τα πρανή και στις δύο πλευρές της τάφρου παρουσιάζουν άλλες γωνίες, πιθανώς λόγω της διάβρωσης και της ανθρώπινης παρέμβασης. (Herece 1985).

Η ανύψωση της τάφρου κυμαίνεται μεταξύ 0 και 50 m από το επίπεδο της θάλασσας. Εικάζεται, λόγω της γεωμορφολογίας, πως ένα ευρύ τόξο πρέπει να έχει δημιουργηθεί ταυτόχρονα με το σχηματισμό της τάφρου. Το ανάγλυφο παρουσιάζει αρκετές διαφοροποιήσεις με ανυψώσεις που κυμαίνονται μεταξύ 250 και 680 m στα ανατολικά πρανή, μέχρι 350 - 450 m στα δυτικά. Τα μεγέθη των καθιζήσεων στη τάφρο εμφανίζουν επίσης, μεγάλες διακυμάνσεις. Γενικά, τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά της τάφρου χαρακτηρίζονται από ασύμμετρη συμπίεση (Herece 1985).

Η ηλικία σχηματισμού της τάφρου είναι αμφίβολη. Τίθεται το ερώτημα εάν το σύστημα των τάσεων, που προκάλεσε ρηγμάτωση διεύθυνσης ΒΑ – ΝΑ και ΒΔ – ΝΑ όπως φαίνεται στις εικόνες Landsat, είναι υπεύθυνο και για την συμπιεστική τεκτονική της τάφρου, καθώς και σε τι τεκτονικό περιβάλλον δημιουργήθηκε η τάφρος. Πρόκειται για μια μορφή εποχικής λίμνης (sag pont) που συνδέεται με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης όμοια με αυτά που συνθέτουν το NAFZ ή πρόκειται για μια εφελκυστική δομή που προκλήθηκε από λιστρικά κανονικά ρήγματα; Προς το παρόν η έλλειψη δεδομένων υπαίθρου εμποδίζει τη σαφή απάντηση των άνω ερωτημάτων (Herece 1990).



Εικόνα 3.6.2.1. Τάφος μεταξύ Προύσας και Gönen όπως εκτιμήθηκε από βαρυτομετρικά μοντέλα (Herece 1990).

3.6.3. Η ΗΛΙΚΙΑ ΤΩΝ ΝΕΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ

Η ηλικία των νεογενών αποθέσεων στη Βορειοδυτική Μ. Ασία είναι αμφίβολη λόγω της έλλειψης στοιχείων που συνδέουν την ιζηματογένεση Τηθύος και Παρατηθύος. Η προσπάθεια συσχετισμού των ιζημάτων Τηθύος και Παρατηθύος εμπεριέχει ραδιομετρικές χρονολογήσεις των στρωμάτων που περιέχουν απολιθώματα (Mein 1975, Fahlbush 1976). Τα στάδια της Τηθύος έχουν χρονολογηθεί ραδιομετρικά (Vaas 1978), και παλαιομαγνητικά (Ryan et al. 1974, Vaas 1978) κι επομένως τα ιζήματά τους μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε στρωματογραφικό συσχετισμό. Ένας πρώιμος συσχετισμός των ιζημάτων Τηθύος και Παρατηθύος δίνεται στην εικόνα 3.6.3.1. για τα νεογενή ιζήματα της χερσονήσου Biga.

26	24	22	20	18	16	14	12	10	8	6	4	2	0	Hsu 1980 Vaas, 1978	Million Years										
M i o c e n e														PLIOCENE	Epochs										
Upp.	Lower				Middle				Upper				Low	Up	Rogl and Steininger 1983	Tethys Class									
Chal	Ag	Burdigalian				La	Serra	Tortonian				Mar	Zank	Pia											
- N	u	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a	a										
Egerl	Oriea n i a n				Astar.				Vol.	Tur.	Rus	Villa	Mein, 1979			MAMMAL ZONE									
Egeri	Eggen	Ott	K	Baden	Sarm.	Panno.	Pont.	Oac.	Rom.	Plei	Muller, 1984 Steininger Papp, 1979					Paratethys Class									
Cauca.	Sakar	Kozac	o	a	a	a	a	Bes.	Mac	Pont.	Kim	Akt	Plets												
M i o c e n e														PLIOCENE	Traditional Continental Class										
Low				Mid.				Upp.				Lower				Upp.		Rutte Platen 1980	S W ANATOLIA						
Miocene Form.								Pliocene Form.										Yalcinlar 1963							
Kurb. Sandstone						Tur. S Sek.		Yatağan						Milet		Platen 1975									
						Tur. Sek.		Yatağan						Milet		Platen Kayan 1977									
						Cont. Marine		Limestone						Thrac		Lutfa 1976									
Red. Conglo.						Sandstone						Lim		Ariburnu F.		Erol 1981b	B I G A P E N I N S U L A								
Kale						Eskihisar						Y.Eski		Kızılıhisar		Akça		Bendo 1971							
Kurbalık						Kale						Eskihisar						Y.Eski		Kızılıhisar		Akça	Bendo, 1974		
						Çan						Balıkesir						Milet		Steffens 1971 1979					
						Susurluk														Platen, 1981					
Paşalar						Çan						Sofça						Ym		Eşme-Akçayağ		Dinar-Akçayağ		Y. Sığ	Sickenberg 1975
						Kemalpaşa																	Tobien 1971 Sickenberg		
						Yörükali																	Sickenberg 1975		
						Yörükali																	Gaziry 1976		
												Karamürsel									Gillet				
												K. Çekmece									1978				
												Gülpınar									Sickenberg 1975				
												Gülpınar									Helssig, 1976				
												Gülpınar									Gillet, 1978				
												Çanak. Intepe									Bassiouni, 1979				
Lacustrine - Volcanic						Lacus - Volcanic						Kızıltepe								Erol, 1981b					
Lacustrine - Volcanic (dominant)						Lacus - Vol. (latter)						Lacustrine								Field Observation					
						Balıca						Soma F.						Rahmanlar Agl.						Akyürek Soysal, 1981	
						Dodurga						Lower Pontus						U. Pontus						Irillitz, 1972	
												Lower Pontus						U. Pontus							

Η ηλικία των λιγνιτικών στρωμάτων στα ιζήματα της χερσονήσου Biga κυμαίνεται από το Βουρδιγάλιο μέχρι το Κατώτερο Σεραβάλλιο. Η ηλικία που υπολογίστηκε με τη βοήθεια της γύρης υποστηρίζεται και από την ηλικία που προκύπτει από απολιθώματα και από ραδιομετρήσεις λάβας. (Benda et al., 1974). Η γύρη που βρέθηκε στα ιζήματα και χρησιμοποιήθηκε για τη χρονολόγηση του λιγνίτη αντιπροσωπεύει τα λιγνιτοφόρα στρώματα μεταξύ Turgut και Sekkoy στη βορειοδυτική Τουρκία.

Οι συγκεντρώσεις των απολιθωμάτων στα νεογενή του βόρειου και του δυτικού περιθωρίου της χερσονήσου Biga δείχνουν αποκλειστικά περιβάλλον Παρατηθύος (χέρσο) στα βόρεια. Συγκεντρώσεις απολιθωμάτων που βρίσκονται διασκορπισμένες στο Βόσπορο και στα Δαρδανέλια δείχνουν μια μεταβατική περιοχή Τηθύος - Παρατηθύος. Η ιζηματογένεση των νεογενών άρχισε το Λάγγιο, παρόλα αυτά το Άνω Μειόκαινο ήταν μια περίοδος μεγάλης τεκτονικής δραστηριότητας. Αυτές οι τεκτονικές διεργασίες προκάλεσαν απόσχιση της χέρσου κι ένωση Τηθύος - Παρατηθύος. Το Ανώτερο Μειόκαινο ήταν, επίσης, μια περίοδος εκτεταμένης ηφαιστειακής δραστηριότητας εξαιτίας της οποίας υπήρξε ανύψωση σε μια λωρίδα B -N, βαθαίνοντας έτσι η λεκάνη ιζηματογένεσης.

Επιπλέον, υπάρχουν λιμναία και ποτάμια ιζήματα του Ανώτερου Μειοκαίνου στα οποία υπάρχουν εκτεταμένες συγκεντρώσεις λιγνιτών και βρίσκονται σε λεκάνες ανατολικά της θάλασσας του Μαρμαρά κατά μήκος του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας. (Havza, Ladik, Tasova - Erbaa). Στα δυτικά αυτών των λεκανών, οι περιοχές όπου βρίσκονται οι πόλεις Cerkes- Kursunlu, Ilgaz και Tosya εξελίσσονται σαν τμήματα που μαρτυρούν το τελικό κλείσιμο της βόρειας Νεοτηθύος κατά μήκος της ζώνης συρραφής των Διαποντίδων (Intra - Pontide suture zone) (Şengör and Yilmaz 1981, Barka, 1984). Τα πρώτα ιζήματα που δημιουργήθηκαν σε αυτές τις λεκάνες ήταν ανδεσίτες κι ανομοιογενείς τραβερτινοειδείς σχηματισμοί και αποτελούν το αποτέλεσμα της συνεχούς συμπίεσης διεύθυνσης βορά- νότου κατά τη διάρκεια του Κατώτερου Μειοκαίνου. (Barka 1984). Κατά τη διάρκεια του Μέσου Μειοκαίνου στην περιοχή μεταξύ Kursunlu και Ilgaz και νότια της Tosya αρχίζει η απόθεση των λιμναίων ιζημάτων και σχηματίζονται οι λεκάνες Havza - Ladik και Tasova - Erbaa υπό το καθεστώς συμπίεσης βορά- νότου στο τέλος του Μέσου Μειοκαίνου (Barka 1984).

Κατά τη διάρκεια του Τορτόνιου αρχίζει η συγκέντρωση των λιμναίων ιζημάτων του κατώτερου σχηματισμού των Ποντίδων (Irrilitz 1972) σε όλες αυτές τις λεκάνες. Οι συνιζηματογενείς σχηματισμοί του ευρύτερου σχηματισμού των Κατώτερων Ποντίδων (Hancock & Barka 1983) υποδεικνύουν μια δεξιόστροφη ευρεία κίνηση οριζόντιας μετατόπισης στο τέλος του Τορτόνιου (Barka 1984). Αυτά τα δεδομένα, βέβαια, θέτουν υπό αμφισβήτηση τη δυτικότροπη κίνηση της πλάκας της Ανατολίας κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειοκαίνου και διερωτάται κανείς αν η προέλευση των ιζημάτων αυτών των λεκανών του Ανώτερου Μειοκαίνου στη χερσόνησο Biga είναι διαφορετική από αυτή των λεκανών στο κεντρικό μέρος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Επιπλέον τίθεται το ερώτημα εάν το τεκτονικό καθεστώς οριζόντιας μετατόπισης που δημιουργήσε αυτές τις δομές είναι το ίδιο με αυτό που επικρατεί σήμερα. Το σίγουρο, είναι ότι οι λεκάνες στο κεντρικό τμήμα της ζώνης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας συνδέονται με τη δυτικότροπη κίνηση της πλάκας της Ανατολίας (Hancock & Barka 1981, 1983, Barka, 1984, Şengör et al. 1985). Τα άνω ερωτήματα θα απαντηθούν μόνο με συστηματικές εργασίες πεδίου.

Ανεξάρτητα από την προέλευση των ιζημάτων των νεογενών λεκανών τα ρήγματα, από την τοπογραφική τους απεικόνιση, αναγνωρίζονται σαν νέα πρηνή

που περικλείουν την τάφρο Προύσας - Gönen. Η τάφρος Προύσα - Gönen μπορεί να αποδοθεί εποπτικά σαν ένας ρομβοειδής σχηματισμός από τα ρήγματα που την περικλείουν. Είναι εμφανές, από εικόνες Landsat, ότι το σχήμα της τάφρου οφείλεται σε γραμμώσεις διεύθυνσης ABA - ΔΒΔ. Επειδή μόνο κάποιες από τις δομές αυτές συνδέονται με τις νεογενείς λεκάνες, εικάζεται ότι οι υπόλοιπες είναι νεογενείς διαρρήξεις που παρέχουν τεκτονικό έλεγχο στις αναπτυσσόμενες λεκάνες ιζηματογένεσης. Αυτή η κίνηση των γραμμώσεων φαίνεται να είναι υπεύθυνη για την ασυνέχεια των νεογενών ιζημάτων στη χερσόνησο Biga.

Ένα τεκτονικό μοντέλο για τα (πρόσφατα) τεκτονικά γεγονότα του Τεταρτογενούς στην Ανατολική Μεσόγειο συνδέει το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (NAF), το ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας (EAF) και την Ελληνική ζώνη υποβύθισης (Hellenic subduction zone) και υποστηρίζει ότι η ενότητα των Ποντίδων (στα βόρεια του NAF) παραμένει στατική κατά την κίνηση της πλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά (McKenzie 1972, 1978, Dewey & Şengör 1979, Şengör & Cantez 1982). Αν υποθέσει κανείς ότι το μοντέλο αυτό είναι σωστό, με τη βόρεια πλευρά να παραμένει ουσιαστικά ακίνητη σε σχέση με την βορειοανατολική κίνηση κατά μήκος της γραμμώσης Yenice - Gönen, το τέμαχος νότια αυτής της γραμμώσης πρέπει να κινείται νοτιοανατολικά αν αποτελεί τμήμα του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας. Τέτοιου είδους κίνηση επιβεβαιώνεται από το σεισμό της Yenice - Gönen το 1953 (Ketin and Roesly 1953, Herece 1985).

Πέραν της γραμμώσης μεταξύ Yenice - Gönen οι γραμμώσεις Sarikoy Inova και Manyas Danisment λογικά αντιπροσωπεύουν δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Το νότιο μέρος της τάφρου Προύσας - Gönen κινείται σε μια διεύθυνση Δ - ΝΔ κατά μήκος αυτών των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης ενώ η περιοχή της κύριας τάφρου διευρύνεται σε μια διεύθυνση Β - Ν λόγω κανονικών ρηγμάτων. Αυτή η κίνηση εξακριβώνεται και από το κανονικό ρήγμα που έδωσε το σεισμό του 1964 (Herece 1985).

Είναι εμφανές ότι αυτή κλειστή τάφρος, στην οποία αποτέθηκαν νεογενή ιζήματα που φτάνουν τα 3000 m περιστοιχίζεται από κανονικά ρήγματα. Σε οποιοδήποτε άλλο σημείο κατά μήκος του ρήγματος της Βόρεια Ανατολίας επικρατούν δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Herece 1990).

3.6.4. Η ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΚΛΑΔΟΥ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟ BIGA

Δεν υπάρχουν διαθέσιμα στοιχεία που να δείχνουν τη μετατόπιση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στην χερσόνησο Biga. Είναι ουσιώδες για τον υπολογισμό να γνωρίζει κανείς την καθίζηση και το πάχος των ιζημάτων του Τεταρτογενούς (δηλαδή τότε ο βυθός της τάφρου άρχισε να υποχωρεί). Οι βαρυτομετρικές μετρήσεις στην περιοχή Manyas, δείχνουν μετατόπιση του νότιου κλάδου της Βόρειας Ανατολίας στη χερσόνησο Biga.

Ο διαχωρισμός (separation) της τάφρου που είναι περίπου 20,5 km, είναι ο μεγαλύτερος που παρουσιάζεται στην τάφρο και έχει συσσωρεύσει τάση από τις περιόδους του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς. Είναι δύσκολος ο συσχετισμός χρόνου και μετατόπισης γιατί η τάφρος δεν παρουσιάζει κάποιο τεκτονικό χαρακτήρα που ενήργησε κατά τη διάρκεια του Νεογενούς (Herece 1985). Επιπλέον, τα ρήγματα Yenice - Gönen, Sarikoy - Inova και Manyas - Danisment δε φαίνεται να είναι υπεύθυνα για το συνολικό διαχωρισμό.

Η τάφρος, από το Ανώτερο Μειόκαινο, έχει υποχωρήσει και έχει διευρυνθεί λόγω ανεξάρτητων ρηγμάτων που περιστοιχίζουν τη λεκάνη σε διεύθυνση βορά νότου. Υπάρχει παρόλα αυτά η δυνατότητα να υπολογιστεί ο διαχωρισμός στην περιοχή συμπίεσης. Αν προσδιοριστεί η τοπογραφία της τάφρου είναι δυνατόν να μετρηθεί ο συνολικός διαχωρισμός. Είναι επίσης πιθανό να προσδιοριστεί εάν υπάρχει συνδυασμός με δεξιόστροφη κίνηση στα άνω ρήγματα. Η τιμή των 8,2 km αναπαριστά τη συσσωρευμένη οριζόντια μετατόπιση στα ρήγματα που συγκροτούν το νότιο κλάδο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς (Herece 1990).

3.6.5. Η ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΥΕΝΙΣΕ - GÖNEN

Εκτιμώντας, σε κάθε πλευρά του ρήγματος της Υενίσε, την παρείσφρηση του ανδεσίτη και του γρανίτη (εικ. 3.6.1.1.) συμπεραίνεται ότι η συνολική οριζόντια μετατόπισή του είναι 1,7 - 2,8 km. Οι ανδεσίτες και τα νεότερα ηφαιστειακά πετρώματα που βρίσκονται πάνω από τη νεογενή ακολουθία, ανατολικά της Υενίσε, έχουν μετατοπιστεί περίπου 3,4 km νοτιοδυτικά με μετατόπιση διεύθυνσης Α - Δ και μήκους 2,8 km. Από την άλλη, η διείσδυση του γρανίτη στη λεκάνη της Υενίσε πρέπει να έχει διαχωριστεί (πιθανώς λόγω δεξιόστροφης μετατόπισης) 2,8 km περίπου, με μια μετατόπιση 1,7 km Α - Δ. Συμπερασματικά, λαμβάνοντας υπόψη τα άνω στοιχεία, η οριζόντια μετατόπιση στην πεδιάδα της Υενίσε εκτιμάται στα 2,8 km.

Τα υπόλοιπα 5 km της μετατόπισης μπορούν αποδίδονται στα ρήγματα Sarikoy - Inova και Manyas - Danishment. Για τη μετατόπιση σε αυτά τα ρήγματα δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα.

Γενικά υπάρχουν διαφορετικές απόψεις για τη οριζόντια μετατόπιση στη ζώνη του ρήγματος όπως και για το μέγεθος της προέκτασης του ρήγματος στα δυτικά. Ο Seymen (1975) και ο Tatar (1975) υποστηρίζουν ότι υπάρχει οριζόντια μετατόπιση 85 ± 5 km, βασιζόμενοι στην μετατόπιση της ζώνης συρραφής στα ανατολικά του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Ο Yilmaz, διαφωνεί με την προτεινόμενη μετατόπιση (85 ± 5 km) και προτείνει επαναπροσδιορισμό της.

Οι Hancock και Barka (1983) υποστηρίζουν ότι υπάρχει συνολικός δεξιόστροφος διαχωρισμός 25 ± 5 km κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας από το Κατώτερο Πλειόκαινο. Η μετατόπιση των 25 - 27 km στο ποτάμι του Kizilirmak βρίσκεται σε πλήρη συμφωνία με το ποσό του προτεινόμενου διαχωρισμού. Αυτά τα δεδομένα προέρχονται από εργασίες πεδίου στο Gereede (1987) όπου προκύπτει ότι η δεξιόστροφη μετατόπιση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας είναι περίπου 18 - 22 km.

Η μεταβολή της κατεύθυνσης, από Ν - Β σε Α, του ποταμού Sakarya, κοντά στην Geyne, μπορεί να αντιστοιχεί στην μετατόπιση του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας. Αυτή η μετατόπιση εκτιμάται γύρω στα 13 - 18 km (Herece 1985).

Τα 8 km της συνολικής μετατόπισης, από το τέλος του Πλειοκαίνου, εξαντλούνται σε ρήγματα που βρίσκονται στη χερσόνησο της Biga. Η εναπομείνασα μετατόπιση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, η τοποθεσία και η περίοδος επανεμφάνισής της θα πρέπει να επαναπροσδιοριστούν. Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας συνδέει στα βόρεια την περιοχή του Μαρμαρά με τον κόλπο του Σάρου και τη λίμνη Iznik - κόλπος Gemlik με τις περιοχές του Μαρμαρά που βρίσκονται υπό το καθεστώς συμπίεσης. Με άλλα λόγια, η περιοχή υπό συμπίεση του Μαρμαρά και τα σημεία όπου έχει διευρυνθεί η περιοχή λόγω τεκτονικών

διεργασιών παρουσιάζουν συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας. Το ρήγμα Gazikoy - Σάρου διατρέχει τη θάλασσα του Μαρμαρά μέχρι τον κόλπο του Σάρου είναι εμφανώς ένα δεξιόστροφο ενεργό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Η δραστηριότητα της συγκεκριμένης ζώνης του ρήγματος σηματοδοτείται από τους σεισμούς του 1912 και 1928. Έτσι, το μεγαλύτερο ποσό της μετατόπισης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας τοποθετείται στο βόρειο τμήμα της τάφρου Προύσας - Gönen (Herece 1990).

3.6.6. Η ΣΥΝΕΧΕΙΑ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΥΕΝΙÇΕ - GÖNEN ΣΤΑ ΔΥΤΙΚΑ

Το ίχνος του ρήγματος του σεισμού του 1953 αλλά και άλλων ρηγμάτων που ενεργοποιήθηκαν σε προηγούμενη σεισμική δραστηριότητα φαίνεται να φτάνουν μέχρι νοτιοδυτικά της πόλης Sazak. Η πλευρική μετατόπιση του ρήγματος Yenice - Gönen φαίνεται να ευθύνεται για το άνοιγμα της τάφρου Προύσας - Gönen (Herece 1990).

3.7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Παρατηρεί κανείς ότι η ενεργός τεκτονική στη Βορειοδυτική Μ. Ασία χαρακτηρίζεται από πολυπλοκότητα και από συνδυασμό διαφόρων τεκτονικών δομών.

Η ανατολική και η κεντρική περιοχή της ζώνης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας μορφολογικά είναι πολύ εμφανής. Διακλαδίζεται και γίνεται λιγότερο διακριτή στην περιοχή της θάλασσας του Μαρμαρά. Η δεξιόστροφη συνιστώσα του ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης είναι εμφανής σε περιοχές που βρίσκονται υπό συμπίεση. Εμφανής είναι, επίσης, και μια μεγάλη συνιστώσα που αντιστοιχεί σε κανονική ρηγμάτωση. Η τάφρος Προύσα - Gönen είναι μία από αυτές τις περιοχές.

Τα ρήγματα που περιβάλλουν την τάφρο Προύσα - Gönen, συνδέονται με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας με βορειοανατολικές ρηξιγενείς γραμμές στα ανατολικά της Προύσας. Στα δυτικά, κοντά στις πόλεις Gönen και Sarikoy, το άνοιγμα της τάφρου περιορίζεται αισθητά και κλείνει. Τα κύρια ρήγματα κατά μήκος των βόρειων και των νότιων περιθωρίων της τάφρου είναι κανονικά με γωνίες κλίσης 68° - 70° . Αυτές οι γωνίες κλίσης βρίσκονται πολύ κοντά στις θεωρητικές γωνίες των τάφρων (Heiskanen & Vening Meinesz 1958). Η τάφρος, που έχει δημιουργηθεί από κανονικά ρήγματα, είναι πληρωμένη με ιζήματα πάχους 3 km. Είναι πιθανό αυτά τα κανονικά ρήγματα να εκτείνονται σε βάθος 8 km.

Τα κανονικά ρήγματα κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της τάφρου Προύσας - Gönen, τα οποία περικλείουν τη λίμνη Manyas, είναι πολύ εμφανή. Το βόρειο περιθώριο ταυτίζεται με την βόρεια ακτογραμμή της λίμνης. Οι περιοχές δυτικά και νότια της τάφρου Προύσας - Gönen κινούνται δυτικά - νοτιοδυτικά κατά μήκος δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, ενώ η περιοχή της τάφρου διευρύνεται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Α - Δ.

Είναι ουσιώδης η γνώση της ηλικίας και της φύσης των ιζημάτων της τάφρου αν θέλει να κατανοήσει κανείς το πώς δημιουργήθηκε αυτή καθώς και τους μηχανισμούς που οδήγησαν στη σταδιακή υποχώρηση του πυθμένα της. Η βιβλιογραφία (Şengör et al. 1985, Barka 1984) υποστηρίζει ότι η παραδοχή των τεκτονικών γεγονότων στις λεκάνες του Ανώτερου Μειοκαίνου (που δημιουργή-

θηκαν από μετακίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά) οδηγεί στο συμπέρασμα ότι αυτές οι λεκάνες δημιουργήθηκαν από προγενέστερα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης όμοια με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Κι αυτό γιατί ο σχηματισμός των Κατώτερων Ποντίδων βρίσκεται με ασυνέχεια πάνω από το σχηματισμό των Ανώτερων Ποντίδων (Irrlitz 1971, Barka 1984). Αυτή η ασυνέχεια μπορεί να είναι το αποτέλεσμα τεκτονικών γεγονότων κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης του σχηματισμού των Κατώτερων Ποντίδων, η οποία (ιζηματογένεση) είτε ελαττώθηκε σημαντικά είτε διακόπηκε για λίγο (Herece 1985). Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας είναι ενεργό από το τέλος του Ανώτερου Μειοκαίνου μέχρι σήμερα.

Στην τάφρο Προύσας - Gönen ο πραγματικός διαχωρισμός σε βόρεια και νότια διεύθυνση, από το Τεταρτογενές και μετά, πρέπει να είναι περίπου 8 km (4mm/ yr). Η πιθανή συνολική μετατόπιση κατά μήκος της ζώνης του ρήγματος Yenice - Gönen είναι περίπου 2,8 km (1,4 mm/yr).

Το ρήγμα του Sarikoy - Inova αρχίζει από το χωριό Sarikoy και συνεχίζεται νοτιοδυτικά. Η ανατολική προέκταση αυτού του εμφανούς ίχνους ρήγματος αντιπροσωπεύει το βόρειο περιθώριο της τάφρου Προύσας - Gönen. Με άλλα λόγια, αυτό το ρήγμα δεν αποτελεί τον κεντρικό κλάδο του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας το οποίο εκτείνεται (Barka 1983, Barka & Kadinsky - Cade 1988) από τον κόλπο του Gemlik στη Bandirma και από το Sarikoy μέχρι το Bayramic, το Ezine και το Αιγαίο πέλαγος (Herece 1985, 1988). Η δυτική προέκταση των ρηγμάτων Yenice - Gönen και Sarikoy - Inova τερματίζει κάπου στα ανατολικά του Bayramic (Herece 1985).

Το ρήγμα Manyas - Danishment δημιούργησε εκτεταμένες και πολύπλοκες ασυμφωνίες στα δυτικά. Το ρήγμα πρέπει να εκτείνεται από το Armutlu μέχρι τον κόλπο του Edremit. Η λεκάνη της Yenice (3-4 km x 7-9 km) η οποία κόβεται από το ρήγμα του 1953, και η περιοχή συμπίεσης στην Inova (1.5 x 2.5 km) είναι διεφελκυστικές λεκάνες (Herece 1985).

Συμπερασματικά, τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης προσανατολισμού ΒΑ - ΝΔ στην χερσόνησο Biga, αποτελούν τη δυτικότερη προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Έτσι, η ζώνη του ρήγματος της Yenice - Gönen αρχίζει από τα νοτιοδυτικά της πόλης Gönen και εκτείνεται μέχρι τη Yenice. Με άλλα λόγια, το τεκτονικό σύστημα προσανατολισμού ΒΑ - ΝΔ (από το Muratlar, Kumkoy στη Yenice) είναι ως επί τω πλείστον δεξιόστροφο, γεγονός που αποτελεί μια ακόμη απόδειξη για τη σύνδεσή του με το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας. Η ρηγματώση Α - Δ μεταξύ Muratlar και Çakmak, η οποία δημιουργήθηκε από το σεισμό του 1953, είναι ο πιο πρόσφατος σύνδεσμος του ρήγματος της Yenice - Gönen με την τάφρο Προύσας - Gönen. Το ίχνος του ρήγματος του σεισμού του 1964 στο Manyas δεν αποτελεί την ανατολική προέκταση της ζώνης του ρήγματος που δημιουργήθηκε από το σεισμό της Yenice - Gönen το 1953. Η ζώνη του ρήγματος που δημιουργήθηκε από το σεισμό του 1964 δεν αποτελεί δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, αλλά κανονικό ρήγμα που ανήκει στο σύστημα της τάφρου Προύσας - Gönen (Herece 1985, 1990).

4. ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ

4.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η σπουδαιότητα των σεισμών που συνέβησαν πριν από τη χρησιμοποίηση σεισμολογικών οργάνων είναι ιδιαίτερα σημαντική για την κατανόηση της σεισμικής ιστορίας και την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Τα ιστορικά σεισμικά δεδομένα καλύπτουν συνήθως ορισμένες μόνο χρονικές περιόδους και είναι πολλές φορές αποσπασματικά ή αμφισβητούμενα. Αν και κάποιες φορές είναι πολύ χρήσιμα για τη συμπλήρωση της σεισμικής ιστορίας μιας περιοχής, δεν είναι παρόλα αυτά επαρκή για μια ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας. Άλλωστε, το χρονικό διάστημα που καλύπτουν περιορίζεται στον ανθρώπινο ιστορικό χρόνο, ο οποίος είναι ιδιαίτερα μικρός σε σχέση με τη γεωλογική ιστορία των σεισμών.

Ο πραγματικός χαρακτήρας των σεισμικά ενεργών περιοχών είναι αποτέλεσμα της μελέτης των ενεργών ρηγμάτων. Έτσι, η μελέτη του χαρακτήρα και της ιστορίας των ενεργών ρηγμάτων και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών είναι το κυριότερο αντικείμενο της *Νεοτεκτονικής* και της *Σεισμοτεκτονικής* αν και στην πρόσφατη βιβλιογραφία χρησιμοποιείται ο όρος **Παλαιοσεισμολογία**.

«Παλαιοσεισμολογία είναι η διερεύνηση της σεισμικής ιστορίας των ρηγμάτων, με γεωλογικές μεθόδους, ώστε να εκφράζεται αυτή με όρους ανάλογους της σεισμολογίας» (Παυλίδης 2003).

Η Παλαιοσεισμολογία κατέχει μια θέση κλειδί στον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας, διότι μπορεί να επεκτείνει τη ήδη γνωστή σεισμική ιστορία και σε άλλες ζώνες διάρρηξης, μεμονωμένα ρήγματα ή τμήματα ρηγμάτων. Μπορεί επίσης να δώσει πληροφορίες για το ρυθμό επανάληψης σεισμών σε ρήγματα που δεν είναι συνδεδεμένα με γνωστούς ιστορικούς σεισμούς. Τα παλαιοσεισμικά δεδομένα αναμένονται να δώσουν προβλέψεις ικανές να υπολογίζουν το μέγεθος των σεισμών για μεγάλα τεχνικά έργα, όπως πυρηνικοί σταθμοί. Σε ενεργές περιοχές με λίγα ιστορικά στοιχεία, τα σεισμικά δεδομένα συμπληρώνονται από τα παλαιοσεισμικά και νεοτεκτονικά στοιχεία (Παυλίδης 2003).

4.2. ΑΡΧΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΤΗΣ ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

Η παλαιοσεισμολογία χρησιμοποιεί διάφορες γεωλογικές τεχνικές και μεθόδους για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τις πρόσφατες στιγμιαίες τεκτονικές επαναδραστηριοποιήσεις (παλαιοσεισμούς) ενεργών ρηγμάτων. Μια ολοκληρωμένη παλαιοσεισμολογική έρευνα έχει τους εξής στόχους:

1. Τον προσδιορισμό παλαιών σεισμικών γεγονότων (χρόνος, μέγεθος).
2. Τον υπολογισμό του σεισμικού άλματος και του ρυθμού ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος.
3. Την τμηματοποίηση (segmentation) ενός ρήγματος σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα της επιφανειακής γεωλογίας (γεωμετρίας των ρηγμάτων).
4. Τον έλεγχο του τρόπου δραστηριοποίησης διαφορετικών τμημάτων ενός ρήγματος σε διαδοχικά σεισμικά γεγονότα.

5. Τον υπολογισμό του χρόνου επανάληψης μεγάλων σεισμών και την πιθανή μεταβολή του στο χρόνο.

Οι πιο συνηθισμένες και αξιόπιστες τεχνικές που εφαρμόζονται είναι η κατασκευή παλαιοσεισμολογικών τομών (palaeoseismological trenches) κατά μήκος γνωστών ενεργών ή πιθανά ενεργών ρηγμάτων και η τεκτονοστρωματογραφία τους και σε μικρότερο βαθμό η μορφολογική χρονολόγηση ρηξιγενών πρανών. Επειδή, όμως, σε πολλές περιπτώσεις οι σεισμοί είναι δυνατό να έχουν το επίκεντρό τους στη θάλασσα, ή να μην έχουν επιφανειακές εκδηλώσεις, πολλές φορές χρησιμοποιούνται διάφορες έμμεσες τεχνικές για την εκτίμηση της παλαιοσεισμικότητας σε μια περιοχή ή δεν μπορούν να εφαρμοστούν καθόλου οι συνηθισμένες παλαιοσεισμολογικές τεχνικές (Παυλίδης 2003).

4.2.1. ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ

Ο κυριότερος και ο πιο διαδεδομένος τρόπος μελέτης παλαιοσεισμολογικών γεγονότων γίνεται με τη βοήθεια τεχνητών ή σπανιότερα φυσικών παλαιοσεισμολογικών τομών. Από τις παλαιοσεισμολογικές ανασκαφές προκύπτουν στοιχεία μονάχα για σεισμούς κατά τους οποίους τα ρήγματα δίνουν επιφανειακή διάρρηξη, γεγονός που αποτελεί κι ένα από τα προβλήματα των ανασκαφών αυτών.

Οι παλαιοσεισμολογικές τομές θα πρέπει να περιλαμβάνουν όσο το δυνατό περισσότερα στοιχεία που να αφορούν κυρίως τη μικροστρωματογραφία του ρηξιγενούς πρανούς (κορήματα) που συνδέεται άμεσα με το ενεργό ρήγμα (τεκτονοστρωματογραφία).

Το πρώτο σημαντικό στάδιο στην παλαιοσεισμολογική έρευνα είναι η επιλογή της κατάλληλης θέσης για την εκσκαφή μιας τομής (τάφρου).

Αρκετά είναι τα κριτήρια που θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν για την τελική επιλογή, όπως για παράδειγμα η επιφανειακή μορφολογία του ρηξιγενούς πρανούς, η ύπαρξη πιθανών επιφανειακών διαρρήξεων από ιστορικούς σεισμούς, η γενικότερη γεωμορφολογία της περιοχής, η ύπαρξη πλευρικών κορημάτων άμεσα συνδεδεμένων με τη δράση του ρήγματος, εύκολη πρόσβαση και άλλα.

Αναλυτικότερα:

1. Το πρανές του ρήγματος θα πρέπει να δίνει την εικόνα πρόσφατης δραστηριότητας, δηλαδή να είναι συνεχές σε αρκετό μήκος, μεγάλης γωνίας κλίσης, ενώ η διαφορά μορφολογικής κλίσης (θ_f) και γωνίας κλίσης του πρανούς (θ_s) θα είναι σχετικά μεγάλη. Η σχέση μεταξύ των δυο αυτών γωνιών θα πρέπει να είναι τέτοια ώστε $\theta, -\theta_f > 25^\circ$.
2. Εάν υπάρχουν πληροφορίες για επιφανειακές διαρρήξεις κατά τη διάρκεια κάποιου ιστορικού σεισμού, οι παλαιοσεισμολογικές τομές θα πρέπει να διανοίγονται κάθετα σε αυτές, έτσι ώστε η ταυτοποίηση ενός τουλάχιστον σεισμικού γεγονότος (του ιστορικού σεισμού) να είναι σίγουρη.
3. Ανάλογα με το μήκος του ρήγματος, η θέση διάνοιξης θα πρέπει να επιλέγεται έτσι ώστε το αναμενόμενο άλμα να μην είναι πολύ μικρό, ο-

πότε τα παλαιοσεισμικά γεγονότα θα είναι δύσκολο να ανιχνευθούν. Η συμπεριφορά ενός ρήγματος κατά τη δραστηριοποίησή του είναι σε γενικές γραμμές γνωστή: η μετατόπισή του είναι μέγιστη περίπου στο μέσο το, ενώ προς τα άκρα μειώνεται και τείνει να μηδενιστεί.

4. Η γεωλογία της ευρύτερης περιοχής παίζει επίσης, σημαντικό ρόλο. Θα πρέπει να επιλέγονται θέσεις με τις νεότερες δυνατές παραμορφωμένες αποθέσεις, αλλά επίσης και όπου είναι πιθανότερο να βρεθεί υλικό κατάλληλο για χρονολόγηση με C^{14} , όπως είναι οι παλαιοκοίτες, εποχιακές λίμνες, ανάπτυξη παλαιοεδαφών και άλλα. Σημεία τα οποία έχουν αρκετή παροχή υλικού μπορεί να είναι μικρού και μέσου μεγέθους αλλουβιακά ριπίδια, κοίτες ρευμάτων, κολλουβιακές αποθέσεις και άλλα.

Στην πράξη είναι πολύ δύσκολο να βρεθεί μια θέση τέτοια που να ικανοποιεί όλες τις παραπάνω προϋποθέσεις, ειδικά όταν υπάρχουν και πρακτικά προβλήματα ιδιοκτησίας, προσβασιμότητας κλπ. Ο συνδυασμός, όμως, όσο το δυνατόν περισσότερων από τα παραπάνω κριτήρια αυξάνει τις πιθανότητες ώστε η παλαιοσεισμολογική τομή να είναι πετυχημένη (Χατζηπέτρος 1998).

Από τις τομές που παρουσιάζονται στη συνέχεια, είναι δυνατόν να εξαχθούν αρκετά ενδιαφέροντα και χρήσιμα παλαιοσεισμολογικά συμπεράσματα για την ιστορία κι εξέλιξη της περιοχής, (Παυλίδης 2003).

4.3. Η ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΔΥΤΙΚΟΤΕΡΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑΣ

Η μορφολογία του Βόρειου Αιγαίου συμπεριλαμβανομένης και της Δυτικής Ανατολίας είναι, ως επί τω πλείστον, το αποτέλεσμα τεκτονικών διεργασιών Μεσοζωικού και κάτω Τριτογενούς. Επίσης, πρόκειται και για το αποτέλεσμα προορογενετικών διαδικασιών και έκτασης της λιθόσφαιρας των τελευταίων 25 ma που συνδέεται τοπικά με σημαντικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Η Ανατολία, από νεοτεκτονικής πλευράς, προήλθε από μια προαλπιδική ενδοηπειρωτική υποβύθιση σε συνδυασμό με την έντονη τεκτονική δραστηριότητα της περιοχής. Έτσι, στην περιοχή επικρατούν ενεργά κανονικά ρήγματα και σημαντικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης όπως το δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (Bozkurt 2001). Ουσιαστικά, μόνο κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας μεταδόθηκε προς τα δυτικά και συνάντησε την τάφρο του βορείου Αιγαίου (Şengör 1979, Saroğlu 1988, Jackson 1994). Η ζώνη του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας είναι το βόρειο περιθώριο της μικροπλάκας ή μεγατεμάχους της Ανατολίας, το οποίο σηματοδοτεί τη κίνηση της Ανατολίας προς της Ευρασία (Şengör et al. 1985, Taymaz et al. 1991, Gautier et al. 1999). Αυτό το ρήγμα είναι ένα δεξιόστροφο ενδοηπειρωτικό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με ρυθμό ολίσθησης 20 – 25 mm/y, με ευκρινές τοπογραφικό ίχνος και αξιοσημείωτη σεισμική δραστηριότητα.

Σαν αποτέλεσμα της συνεχούς τεκτονικής δραστηριότητας στην περιοχή υπάρχουν πολλά ενεργά ρήγματα. Πολλά ρηξιγενή τμήματα (segments) έχουν επαναδραστηριοποιηθεί λόγω πρόσφατων αλλά και ιστορικών σεισμών τα οποία μάλιστα συνδέονται και με επιφανειακές διαρρήξεις (Pavlidis &

Caputo 2004). Τα ενεργά ρήγματα θεωρητικά βρίσκονται σε συνεχή κίνηση. Τα δυτικότερα τμήματα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας έχουν μελετηθεί για την καλύτερη κατανόηση της σεισμικής τους συμπεριφοράς (Hancock & Barka 1987, Barka & Kadinsky - Cade 1988, Bozkurt 2001). Αναλύοντας τη γεωμετρία τους, την κινηματική και τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά τους, παρατηρήθηκαν πολλά κοινά χαρακτηριστικά, όπως το γεγονός ότι αυτά είναι ενεργά από το κάτω Πλειόκαινο, ότι χαρακτηρίζονται από ισχυρούς σεισμούς (M7), από κατακόρυφες μετατοπίσεις μερικών δεκάδων μέχρι και λίγων εκατοντάδων εκατοστών και περιόδους επανάληψης που κυμαίνονται μεταξύ εκατοντάδων και χιλιάδων χρόνων. Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που βρίσκονται στο σύστημα ρήγμα βόρειας Ανατολίας - τάφρος του Αιγαίου έχουν συνδεθεί με μεγάλους και καταστροφικούς σεισμούς με οριζόντιες μετατοπίσεις μέχρι και 5 m (Barka & Kadinsky - Cade 1988).

Παλαιοσεισμολογικές μελέτες που βασίζονται στην εκσκαφή παλαιοσεισμολογικών τομών κι εν συνεχεία στη μελέτη της τεκτονοστρωματογραφίας τους, προσφέρουν σημαντικές πληροφορίες όσον αφορά την ηλικία προϊστορικών καταστροφικών σεισμών (Sien 1978, McCalpin 1996, Pavlides 1996, Yeats et al. 1997, Pavlides et al. 1999). Η γνώση της χωρικής ή χρονικής πολυπλοκότητας της επανεμφάνισης των σεισμών είναι πολύ σημαντική για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και για τη δημιουργία αξιόπιστων, ήτοι δυνατόν, σεναρίων για την εξέλιξη της σεισμικότητας (Yeats et al. 1997).

Οι Ikeda et al. (1991) σε μια πρώιμη προσπάθεια μελέτης της παλαιοσεισμολογίας των τμημάτων Iznik - Mekkede και Izmit - Sapanca υποστηρίζει ότι υπάρχουν δυο τεκτονικά γεγονότα τα οποία έλαβαν χώρα πριν από 200-500 χρόνια και η διάρρηξη από το σεισμό του 1967 στην πεδιάδα Mudurnu. Από την άλλη, ο Demirtas (1996) μετά την εκσκαφή τεσσάρων παλαιοσεισμολογικών τομών, στα σημεία των επιφανειακών διαρρήξεων των σεισμών του 1957 και του 1967 στο τμήμα της πεδιάδας Mudurnu, και μελέτη της τεκτονοστρωματογραφίας τους, υποστήριξε ότι τουλάχιστον τρεις ή τέσσερις προηγούμενοι μεγάλοι σεισμοί προκάλεσαν επιφανειακές διαρρήξεις στο ίδιο ρήγμα πριν από τους σεισμούς του 1957 και 1967. Οι ραδιοχρονολογήσεις έδειξαν ότι όλοι οι σεισμοί που είναι προγενέστεροι των 1957 και 1967 συνέβησαν στο τμήμα της πεδιάδας Mudurnu μεταξύ 4335 και 493 π.Χ. Η εκσκαφή έδειξε ότι η μέση περίοδος δραστηριοποίηση αυτού του τμήματος είναι μεγαλύτερη των 150 χρόνων.

Παλαιοσεισμολογικές μελέτες των Rockwell et al. (2001) κατά μήκος του τμήματος του Γάνου, του οποίου η τελευταία δραστηριοποίηση ήταν τον Αύγουστο του 1912 (M7.4), έδειξαν ότι η ηλικία των πρόσφατων ιζημάτων τα οποία συνδέονται με σεισμική δραστηριότητα κυμαίνεται μεταξύ μερικών εκατοντάδων και 6000 ετών και η συνέχειά τους έχει διακοπεί τουλάχιστον τέσσερις φορές λόγω της ενεργοποίησης του ρήγματος σε ιστορικές περιόδους.

Το ρήγμα στο Izmit - Kocaeli (Νικομήδεια) που ενεργοποιήθηκε τον Αύγουστο του 1999 (M7.4), αποτελείται από τουλάχιστον δυο τμήματα, δυτικά και ανατολικά της λίμνης Sapanca. Το δυτικό τμήμα σύμφωνα με τους Sugai et al. (2000) και τους Emre et al. (2003b) έχει ενεργοποιηθεί κι έχει προκαλέσει επιφανειακές διαρρήξεις τουλάχιστον τρεις φορές κατά την διάρκεια της τελευταίας χιλιετίας, ενώ σύμφωνα με τους Toda et al. (2003), υπάρχουν παλαιοσεισμολογικές ενδείξεις για τουλάχιστον τρία, μπορεί και τέσσερα γεγονότα που προκάλεσαν επιφανειακές διαρρήξεις τον 17^ο αιώνα. Ιστορικές καταγραφές υποστηρίζουν ότι η περιοχή Izmit - Sapanca υπέστη ισχυρούς σει-

σμούς τα έτη 1509, 1719, 1754 και 1894 (Ambraseys & Finkel 1995, Ambraseys 2002). Προσδιορίστηκαν ακόμη τρία σεισμικά γεγονότα κατά τη διάρκεια των τελευταίων 1000 ετών στο ανατολικό τμήμα και στο ρήγμα του Düzce. Στοιχεία από τους Emre et al. (2003b) δείχνουν ότι το ανατολικό τμήμα (Izmit) παρουσιάζει ταυτόχρονη δραστηριότητα με το ρήγμα του Düzce, αλλά όχι το δυτικό αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα της χρονολόγησης έδειξαν ότι το προτελευταίο γεγονός συνέβη πριν από 200 με 300 χρόνια και είναι πιθανό να συνδέεται με το σεισμό του 1719. Παλαιοσεισμολογικά αποτελέσματα από τα δυο τμήματα έδειξαν ότι το γεγονός του 1719 ακολουθεί τον ίδιο μηχανισμό ενεργοποίησης (triggering process) με τα γεγονότα του 1999 (Νικομήδεια, 19 Αυγούστου και Düzce 14 Νοεμβρίου).

Οι Klingler et al. (2003) μελέτησαν το κανονικό ρήγμα του Gölcük που είναι προσανατολισμού ΒΔ - ΝΑ και ανήκει στο δυτικό τμήμα που ονομάζεται Deniz Evler. Το ρήγμα αυτό προκάλεσε επιφανειακές διαρρήξεις στο σεισμό του 1999 (Izmit). Βασιζόμενοι σε χρονολογήσεις (AMS) της στρωματογραφίας κολλουβιακών σφηνών και σε μετρήσεις της συνολικής κατακόρυφης μετατόπισης δυο παλαιοπρανών, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι με το ρήγμα του Gölcük συνδέονται δυο πιθανοί σεισμοί που τοποθετούνται χρονικά στα 1509 και 1719. (Pavlidis et al. 2006)

4.4. ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

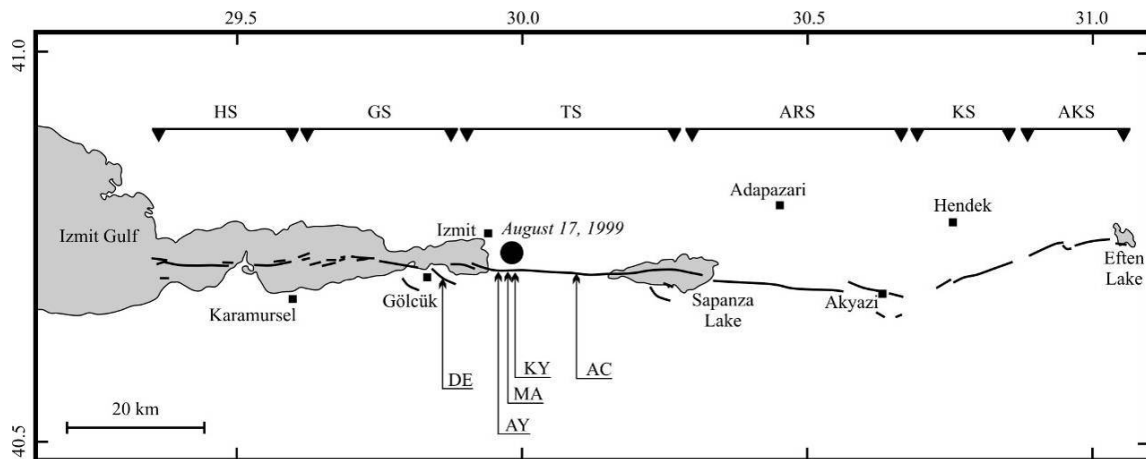
Πριν το σεισμό του 1999, ένα πολύ γνωστό τεκτονικό γεγονός, το οποίο κατά πάσα πιθανότητα διέρρηξε τα ίδια τμήματα, ήταν ο σεισμός του 1894 (Ambraseys 2001). Από τους Ambraseys και Finkel (1987) και Ambraseys (2002), καταγράφηκαν και κάποιοι άλλοι μεγάλοι σεισμοί (1719 και 1754) οι οποίοι κατά πάσα πιθανότητα συνδέονται με τον βορειότερο κλάδο του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας και ειδικά με την περιοχή του Izmit. Άλλοι σεισμοί παρόμοιου μεγέθους συνέβησαν κατά πάσα πιθανότητα τα έτη 1766, 1754, 1719, 1509, 989 μ.Χ. (Ambraseys & Finkel 1991) ενώ με περισσότερη επιφύλαξη αναφέρονται τα γεγονότα τα έτη 554, 447 (;), 362 (;), 358 (;), 268 (;) και 68 (Ambraseys 2002). Υπάρχει μεγάλη πιθανότητα μερικοί από αυτούς τους σεισμούς ή άλλοι άγνωστοι σε εμάς μέχρι στιγμής σεισμοί να έχουν διαρρήξει τμήματα στο ρήγμα που ενεργοποιήθηκε στο σεισμό του 1999. (Pavlidis et al. 2006).

4.5. ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Κατά μήκος της επιφανειακής διάρρηξης που συνέβη κατά το σεισμό του 1999 στο Izmit (Νικομήδεια), ανεσκάφησαν από τους Pavlidis et al. (2006) 5 παλαιοσεισμολογικές τομές (εικ. 4.5.1.). (1) Deniz- Evler (περιοχή Golcuk - Kavakli), (2) Aşağı Yuvacık (περιοχή Kocaeli, νότια του Izmit) 2 τομές, (3) Kullar- Yaylacık (Kocaeli, νοτιοανατολικά του Izmit), (4) Acisu (Kocaeli δυτικά της λίμνης Saranza).

Προηγούμενη μελέτη της ίδιας ερευνητικής ομάδας, περιλαμβάνει παλαιοσεισμολογική τομή στη θέση Mahmutpasacifligi (Tutkun & Pavlidis 2001, Buluş - Kırıkkaya et al. 2006).

Στην παρούσα μελέτη αναφέρονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα.



Εικόνα 4.5.1. Χάρτης των διαρρήξεων από του σεισμό του 1999 στο Izmit. Ο κύκλος δείχνει το επίκεντρο του κυρίως σεισμού. Οι διαρρήξεις χωρίστηκαν στα παρακάτω τμήματα: HS: Ρηξιγενές τμήμα του Hersek (Hersek segment), GS: Ρηξιγενές τμήμα του Gölcük (Gölcük segment), TS: Ρηξιγενές τμήμα του Tepetarla (Tepetarla segment), ARS: Ρηξιγενές τμήμα του Arifiye (Arifiye segment), KS: Ρηξιγενές τμήμα του Karadere (Karadere segment), AKS: Ρηξιγενές τμήμα του Aksu (Aksu segment). Τα βέλη δείχνουν τα σημεία των τομών (Pavlidis et al. 2006).

Αυτές οι τοποθεσίες επιλέχθηκαν βάσει των υπάρχοντων επιφανειακών διαρρήξεων και της μορφολογίας του εδάφους. Το αντικείμενο της έρευνας ήταν η εξιχνίαση της σύνδεσης παλιάς και νέας τεκτονικής δραστηριοποίησης.

Αργότερα, τον Οκτώβριο του 2004, ανασκάφηκαν και μελετήθηκαν από την ίδια ερευνητική ομάδα κι άλλες παλαιοσεισμολογικές τομές οι οποίες αποτελούν ένα από τα κύρια αντικείμενα της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής. Αυτές οι παλαιοσεισμολογικές τομές φέρνουν στο φως συμπεράσματα που ενισχύουν και συμπληρώνουν την προηγούμενη μελέτη. Στην παρούσα εργασία, στο κεφάλαιο που αναφέρεται ειδικά στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζονται αναλυτικά οι 4 τομές (Gönen 2 τομές, Karaköy 1 τομή, Seyvan 1 τομή).

4.5.1. GOLCUK (ΘΕΣΗ DENİZ EVLER)

Η τοποθεσία βρίσκεται ανατολικά της πόλης του Gölcük, κοντά στα χωριά Kavaklı και Yeniköy (εικ. 4.5.1.). Ο προσανατολισμός του συγκεκριμένου τμήματος του ρήγματος του Gölcük είναι Α - Δ και εκτείνεται ανατολικά σε ένα τυπικό κανονικό ρήγμα παράταξης ΒΔ - ΝΑ, το οποίο είναι εμφανές στη επιφάνεια για περίπου 3 km. Στην επιφάνεια οι σεισμικές διαρρήξεις παρουσιάζουν 1,5-2 m κατακόρυφη μετατόπιση και 0,3 m δεξιόστροφη συνιστώσα. Το ρήγμα επηρεάζει πρόσφατες δελταϊκές αποθέσεις, αργίλους, άμμους, χαλίκια, κροκαλοπαγή και έδαφος. Αποτελεί μια τυπική εφελκυστική δομή κάθετη στο σ_3 άξονα. Στο κανονικό ρήγμα το Gölcük - Kavaklı τα εφελκυστικά χαρακτηριστικά, όπως οι διαρρήξεις (Scholz 1990) που συνήθως δημιουργούνται σε συστήματα οριζόντιας μετατόπισης, έρχονται σε συμφωνία με την διάρρηξη παράταξης 45° του κυρίως ρήγματος. Οι εφελκυστικές δομές τύπου I σχηματίζονται σε συστήματα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης λόγω απλής διάτμησης υπό γωνία περίπου 45° στο κυρίως ρήγμα, όπως π.χ. το κανονικό ρήγμα Gölcük - Kavaklı.

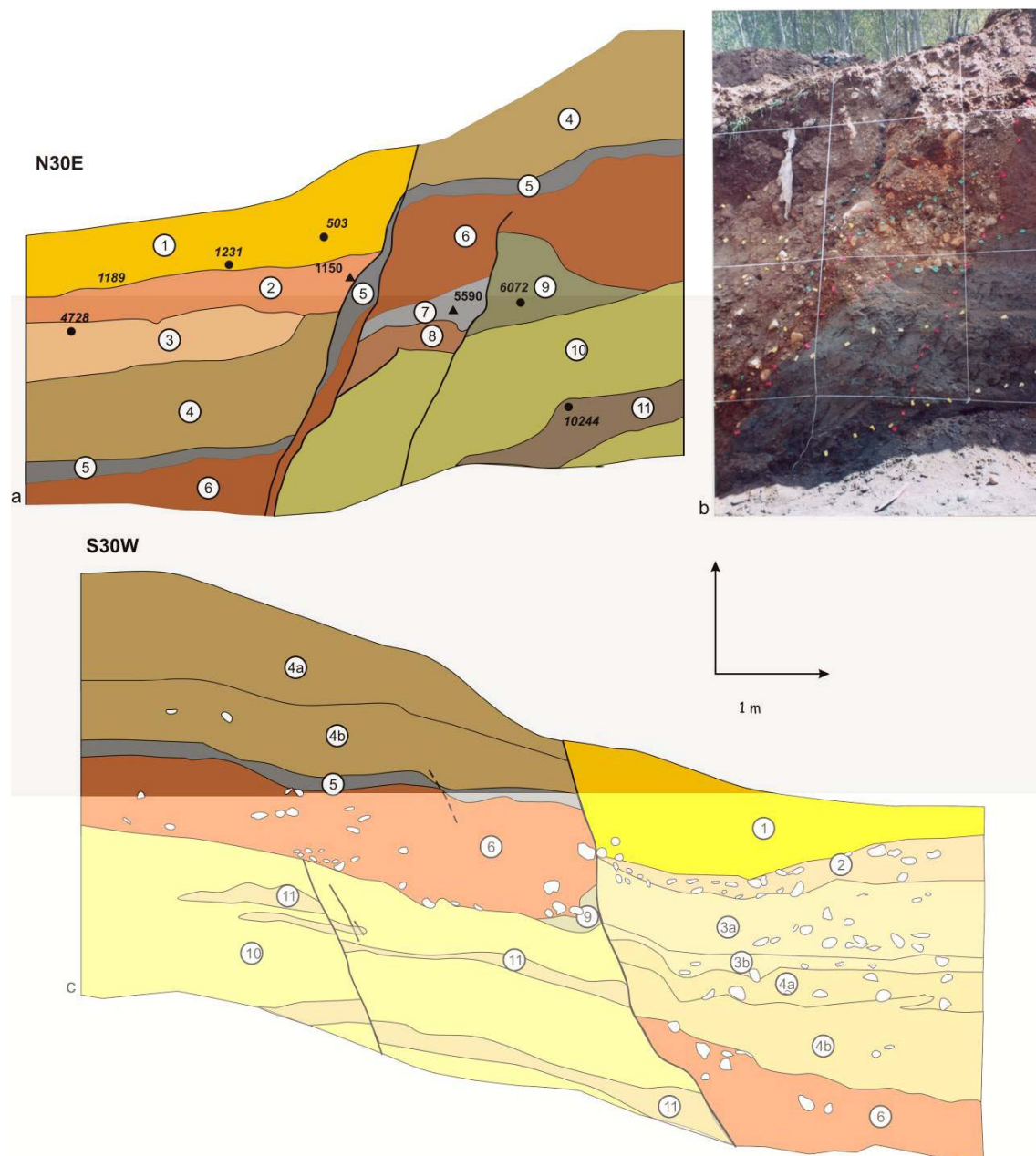
Το ρήγμα αυτό πιστεύεται ότι ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια ή αμέσως μετά τον κυρίως σεισμό σαν ένα ρήγμα βαρύτητας, παρά σαν μια συν-σεισμική διάρρηξη. Αυτό το κανονικό ρήγμα είναι πιθανώς μια εμφανής λωρίδα ενός διεφελκυστικού (pull - apart) σχηματισμού που βρίσκεται κοντά στο επίκεντρο του κυρίως σεισμού όπου είχε ξεκινήσει η μετανάστευση της διάρρηξης.

Οι σεισμικές διαρρήξεις δεν ακολουθούν κάποια ίχνη γνωστών σεισμών αλλά παρατηρείται ότι το ύψος του διαβρωμένου προσεισμικού πρανούς είναι ελαφρώς ψηλότερο από αυτό του 1999. Η διάρρηξη του 1999 έχει προσανατολισμό ΒΔ - ΝΑ.

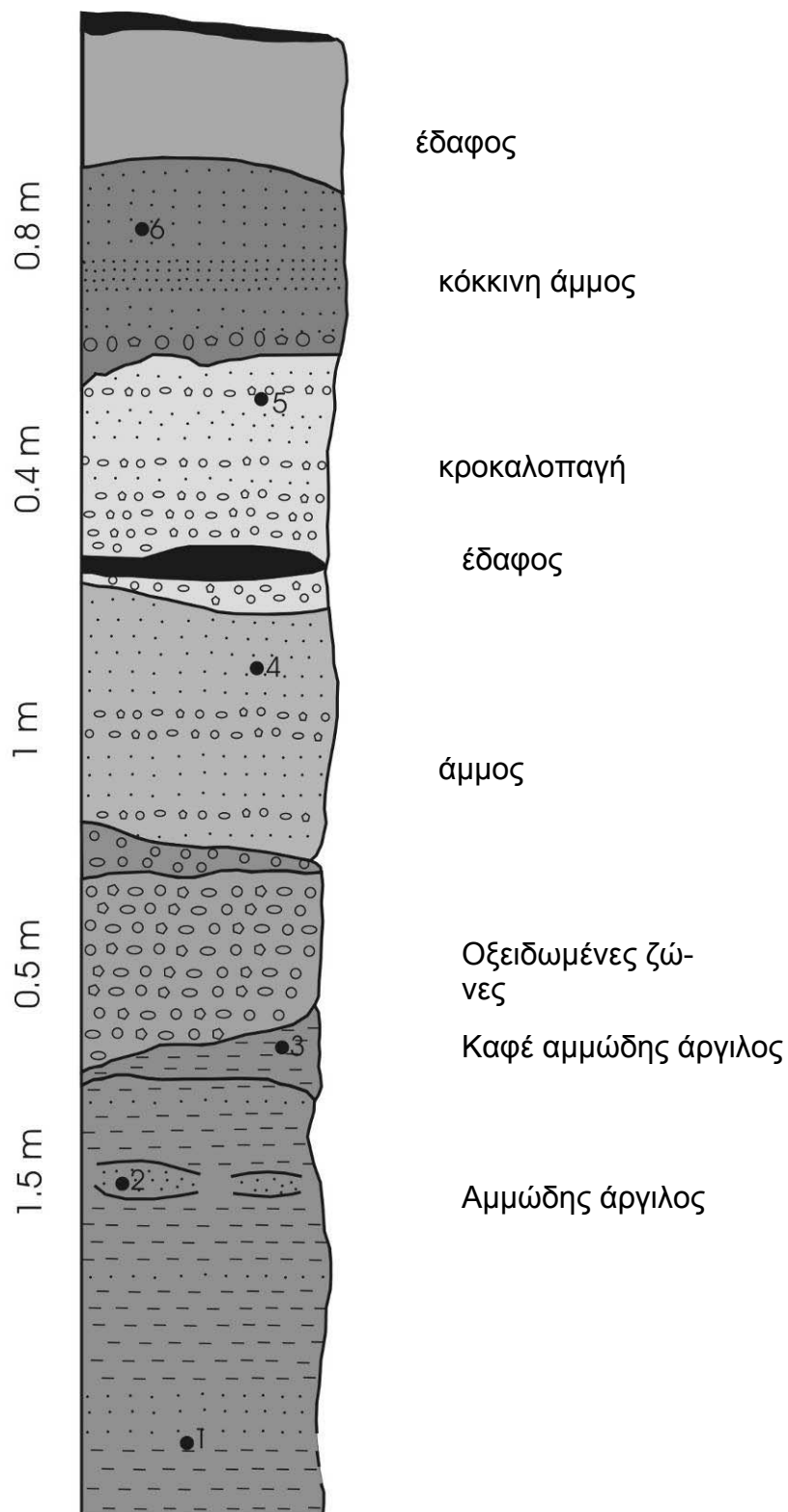
Η εκσκαφή στο Deniz Evler βρίσκεται περίπου στη μέση του κανονικού ρήγματος του Gölcük, ανατολικά του χωριού Kavaklı. Σε αυτό το σημείο το πρανές του ρήγματος έχει κατακόρυφη μετατόπιση που φτάνει τα 1,5 - 1,6 m. Είναι εμφανές από τη μορφολογία της περιοχής ότι προϋπήρχε ένα πρανές ρήγματος που μαρτυρά προηγούμενες δραστηριοποιήσεις του ρήγματος.

Η τομή DE - 1 έδειξε ότι η στρωματογραφία της τάφρου αποτελείται από ποτάμια ιζήματα στην κορυφή και λιμναίες αποθέσεις στον πυθμένα (εικ. 4.5.1.1.). Η τομή που σκάφηκε είχε αρκετά μεγάλο μέγεθος. Η στρωματογραφία φαίνεται στην εικόνα 4.5.1.2. και αποτελείται από τα εξής στρώματα ξεκινώντας από την κορυφή:

1. Κοκκινοκάστανο χώμα με λίγα χαλίκια
2. Αλλούβια με πολύχρωμα χαλίκια διαμέτρου μέχρι 10 -15 cm.
3. Χονδρόκοκκη άμμο με ασθενή φύλλωση προς τα βόρεια. Πολύ λίγα χαλίκια (διαμέτρου μέχρι 2 cm)
4. Ίδιο με το 2 με μεγαλύτερη αναλογία χονδρόκοκκης άμμου. Το κατώτερο μέρος αυτού του στρώματος εμφανίζεται ελάχιστα οξειδωμένο (κόκκινου χρώματος).
5. Χαλίκια με μαύρα οξειδία Mn. Είναι περίπου παράλληλα προσανατολισμένα στη γενική στρωμάτωση.
6. Ερυθροκάστανα κροκαλοπαγή με χαλίκια ποικίλλου μεγέθους (μέχρι 15 cm διάμετρος)
7. Γκρι κολλούβια με ελάχιστα χαλίκια ποικίλλου μεγέθους (μέχρι 12 εκατοστά) και πολλά μικρότερα (2-5 cm) που δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερη στρωμάτωση.
8. Ερυθροκάστανα κροκαλοπαγή (τα μεγάλα φτάνουν και τα 15 εκατοστά σε διάμετρο)
9. Καφεπράσινη λεπτόκοκκη άμμος με πολύ μικρά χαλίκια κυρίως κοντά στα νότια πλευρά.
10. Ελαιοπράσινη άργιλλος με φακούς λεπτόκοκκης άμμου.
11. Χονδρόκοκκη πράσινη άμμος.



Εικόνα 4.5.1.1. a. Καταγραφή του νοτιοανατολικού τοιχώματος της τομής DE-1 στην τοποθεσία Dëviz Evler. Αναλυτική στρωματογραφία των Ολοκαινικών ιζημάτων φαίνεται στο κείμενο και στην εικόνα 4.5.2.1. Οι μαύροι κύκλοι δείχνουν τα σημεία δειγματοληψίας για χρονολόγηση με OSL (τα αποτελέσματα με πλάγια γράμματα), ενώ με μαύρα τρίγωνα φαίνονται τα σημεία δειγματοληψία για χρονολόγηση με τη μέθοδο του ^{14}C . Τα αποτελέσματα φαίνονται στους πίνακες 4.5.5.1. και 4.5.5.2. **b.** Φωτογραφία που δείχνει σημείο από το νοτιοανατολικό τοίχωμα της τομής DE-1 όπου φαίνεται με λεπτομέρεια η ζώνη του κυρίως ρήγματος (τα ρήγματα και τα όρια των στρωμάτων σηματοδοτούνται από την χρωματική διαφοροποίηση). Ο κάρναβος είναι 1x1 m). **c.** Καταγραφή του βορειοδυτικού τοιχώματος της τομής DE-1. Παρόλο που υπάρχουν κάποιες διαφοροποιήσεις στις καταγραφές των δυο τοιχωμάτων υπάρχει συμφωνία στα κύρια στρωματογραφικά και τεκτονικά χαρακτηριστικά (Pavlidis et al. 2006).



Εικόνα 4.5.1.2. Συνθετική στρωματογραφική στήλη των στρωμάτων που παρατηρήθηκαν στην τομή DE-1 (συμπεράσματα που προκύπτουν και από τα δύο τοιχώματα) (Pavlidis et al. 2006).

Σύμφωνα με την ανάλυση της μικροστρωματογραφίας και της γεωμετρίας του ρήγματος μπορούν να αναγνωριστούν τα ακόλουθα γεγονότα:

Πίνακας 4.5.1.1. Γεγονότα και μετατοπίσεις που παρατηρήθηκαν στην τομή DE-1 στην περιοχή Deniz Evler (Pavlides et al. 2006).

N°	Χρονολογία	Μετατόπιση (m)
1	1999, Συνδέεται με τη δραστηριότητα της ζώνης του κυρίως ρήγματος και διαρρηγνύει της επιφάνεια προκαλώντας σημαντική εδαφική παραμόρφωση.	1.5 - 1.6
2	Πριν της απόθεση του δεύτερου στρώματος και μετά την απόθεση του τετάρτου. Συνδέεται με τη δραστηριότητα της ζώνης του κυρίως ρήγματος	0.7
3.	Πριν από την απόθεση των στρωμάτων 6 και 7 και μετά την απόθεση των στρωμάτων 8 και 9. Συνδέεται με επιφανειακή διάβρωση και δραστηριότητα στο δεύτερο ρήγμα.	Τουλάχιστον 0.2
4?	Πριν από την απόθεση των στρωμάτων 8 και 9. Δεν συνδέεται με κανένα ρήγμα αλλά εικάζεται ότι έπαιξε ρόλο στη διαφοροποίηση των αποθετικών φάσεων.	άγνωστη

Σε αυτήν την τομή είναι εμφανής η παλαιότερη δραστηριοποίηση που έδωσε τρία γεγονότα στο παρελθόν. Η μετατόπιση που προκάλεσε το καθένα από αυτά ήταν μικρότερη από την μετατόπιση λόγω του σεισμού του 1999. Η μεγαλύτερη μετατόπιση έλαβε χώρα στη ζώνη του κυρίως ρήγματος στην οποία συνέβη και ο σεισμός του 1999. Υπάρχει, επίσης, κι ένα άλλο ρήγμα το οποίο ενεργοποιήθηκε μόνο μια φορά όπως φαίνεται. Η ανάλυση της μικροστρωματογραφίας έδειξε ότι υπάρχει μια διαφοροποίηση των φάσεων στο χαμηλότερο σημείο της τομής (ποταμολιμναία ιζήματα) η οποία πιθανώς συνδέεται με σεισμό στο κυρίως ρήγμα (Pavlides et al. 2006)

4.5.2. ΘΕΣΗ ASAGI YUVACIK (AY)

Η θέση αυτή βρίσκεται νότια της πόλης του Izmit, 1,3 km δυτικότερα από τη θέση Mahmutpaşazıftlıği, όπου κατασκευάστηκαν παλαιοσεισμολογικές τομές (Tutkun and Pavlides, 2001, Tutkun et al. 2001) για τη μελέτη πιθανών παλαιότερων σεισμικών μετατοπίσεων.

Εδώ οι σεισμικές διαρρήξεις εμφανίζονται σε δύο παράλληλες γραμμές παράταξης A – Δ, οι οποίες απέχουν 40 m μεταξύ τους. Η μετατόπιση που παρατηρείται στην επιφάνεια είναι κανονική, ενώ το μέτρο της φτάνει τοπικά τα 1,4 m προς Β. Η οριζόντια μετατόπιση ήταν ελάχιστη στην επιφάνεια.

Με βάση τα κριτήρια επιλογής που αναφέρθηκαν, επελέγη μία θέση 20 m δυτικότερα αυτής για την κατασκευή μίας τομής. Η τομή αυτή (AY-1) κατασκευάστηκε σε διεύθυνση Β - Ν (κάθετα στις σεισμικές διαρρήξεις). Το μήκος της ήταν 12 m, και το βάθος της έφτασε τα 3 m (εικ. 4.5.2.1.). Στο κεντρικό της τμήμα παρατηρήθηκε η σεισμική ρηξιγενής ζώνη, η οποία μεταπίπτει προς Β

και είναι σχεδόν κατακόρυφη (εικ. 4.5.2.2.). Στο κατώτερο τμήμα της τομής παρατηρήθηκε και μία δεύτερη διάρρηξη, η οποία όμως δε φτάνει μέχρι την επιφάνεια.



Εικόνα 4.5.2.1. Γενική άποψη προς Β της τομής ΑΥ-1, στο σημείο όπου διερχόταν η σεισμική διάρρηξη του 1999. Διακρίνεται ο υψηλός υδροφόρος ορίζοντας.

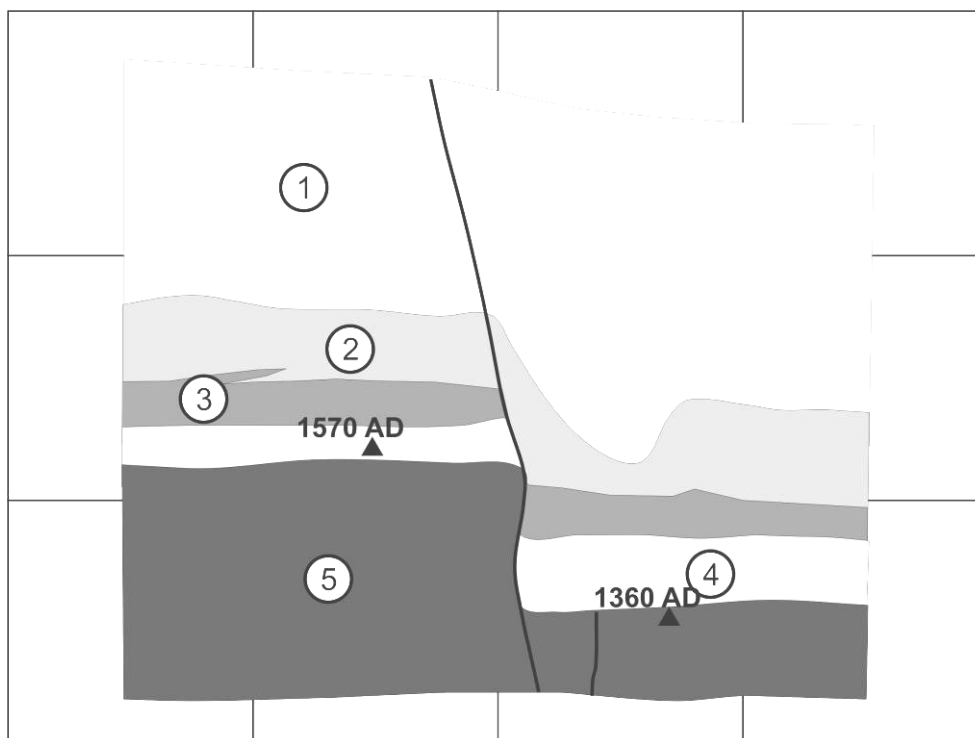


Εικόνα 4.5.2.2. Λεπτομέρεια της σεισμικής ρηξιγενούς ζώνης, όπως αυτή φαίνεται στην τομή ΑΥ-1.

Καταγράφηκε με λεπτομέρεια το δυτικό τοίχωμα της τομής, η στρωματογραφία της οποίας ήταν (από τα ανώτερα προς τα κατώτερα):



Εικόνα 4.5.2.3. Λεπτομέρεια του καννάβου και της στρωματογραφίας του δυτικού τοιχώματος της τομής AY-1, όπου διακρίνεται η ελαφρά στρώση προς τα N της αδρόκοκκης άμμου (στρώμα 4), καθώς και η δομή των στρωμάτων 5 και 6.



Εικόνα 4.5.2.4. Σημείο του δυτικού τοιχώματος της τομής AY-1. Τα τρίγωνα δείχνουν τα σημεία από όπου πάρθηκαν δείγματα για χρονολόγηση με τη μέθοδο του ^{14}C (πίνακας 4.5.5.4.). Ο κάνναβος έχει διαστάσεις 1 x 1 m (Pavlidis et al. 2006).

1. Τεχνητές επιχώσεις, με πολλές άστρωτες κροκάλες, με άφθονα σύγχρονα ανθρωπογενή υλικά.
2. Λεπτόκοκκη άμμος με μικρές κροκάλες, φαιοκάστανου χρώματος.
3. Υλικό όμοιο με το 1, χωρίς ανθρωπογενή υλικά.
4. Αδρόκοκκη άμμος με μικρές κροκάλες και ελαφρά στρώση προς τα Ν (εικ. 4.5.2.3.).
5. Ιλυώδης άμμος με διάσπαρτες κροκάλες.
6. Υλικό όμοιο με το 4, αλλά πιο σκούρο.
7. Αργιλοϊλός με άφθονο οργανικό υλικό.

Η ερμηνεία της τομής δείχνει ότι στη συγκεκριμένη περίπτωση δεν είναι δυνατόν να εντοπιστούν με βεβαιότητα παλαιότεροι σεισμοί. Μία πιθανή ένδειξη για ένα προηγούμενο σεισμό είναι η μη σύμφωνη στρωματογραφία εκατέρωθεν της ρηξιγενούς ζώνης για τα στρώματα 1-4, σε αντίθεση με τα 5-7. Επειδή όμως η δομή αυτή είναι δυνατόν να προέλθει από διάφορες γεωλογικές και γεωμορφολογικές διεργασίες, η ταυτοποίηση κάποιου παλαιοσεισμού δεν είναι δυνατή.

Πίνακας 4.5.2.1. Γεγονότα και μετατοπίσεις που παρατηρήθηκαν στην τομή ΑΥ-1 στη θέση Asagi Yuvacik (Pavlidis et al. 2006).

Γεγονός	Χρονική τοποθέτηση	Μετατόπιση (m)
1	1999, συνδέεται με τη δραστηριότητα του κυρίως ρήγματος και διαρρηγνύει επιφανειακά το έδαφος	0.25-30
2	Μετά την απόθεση του στρώματος 5 και λίγο πριν την απόθεση του στρώματος 4. Συνδέεται με δευτερογενή ρηγμάτωση η οποία σταματά στα βάση του στρώματος 4.	0.7

Στην ίδια θέση κατασκευάστηκε και μία δεύτερη τομή (ΑΥ-2) στο βορειότερο κλάδο της διάρρηξης, η οποία εδώ κλίνει προς Ν (εικ. 4.5.2.5.). Το κύριο μέρος της τομής αυτής είχε παράταξη Β – Ν, ενώ στα δύο άκρα της κατασκευάστηκαν δύο μικρότερες συνεχόμενες τομές, που ενώνονταν με την κύρια, παράταξης Α – Δ, με στόχο την ανίχνευση πιθανής οριζόντιας μετατόπισης (εικ. 4.5.2.6.).



Εικόνα 4.5.2.5. Διάνοιξη της τομής ΑΥ-2, 40 m βόρεια της ΑΥ-1, στο σημείο όπου διερχόταν ένας παράλληλος κλάδος της σεισμικής διάρρηξης. Τα κτίρια που διακρίνονται στη φωτογραφία υπέστησαν πολύ περιορισμένες ζημιές.



Εικόνα 4.5.2.6. Γενική άποψη του κύριου κλάδου της τομής ΑΥ-2, όπου διακρίνονται οι ιλυώδεις αποθέσεις και ο υψηλός υδροφόρος ορίζοντας. Όψη προς Β.



Εικόνα 4.5.2.7. Λεπτομέρεια του ανατολικού τοιχώματος της τομής ΑΥ-2, όπου διακρίνεται η μετατόπιση του οργανικού ιλυώδους ορίζοντα κατά περίπου 1 m προς Ν.

Στην τομή αυτή το υλικό που συναντήθηκε ήταν κυρίως ιλυώδες – αργιλικό, με άφθονο οργανικό υλικό. Η στρωματογραφία αυτή οφείλεται στην ύπαρξη ενός τενάγους (εικ.4.5.2.5.), το οποίο προκαλεί την απόθεση λεπτό-κοκκων υλικών και την ανάπτυξη οργανικής μάζας.

Η ρηξιγενής ζώνη προκαλεί μετάπτωση του κατελθόντος τεμάχους κατά περίπου 1 m προς τα Ν (εικ.4.5.2.7.), η οποία ταυτίζεται με την επιφανειακή μετατόπιση στη θέση αυτή. Στην τομή ΑΥ-2 δεν έγινε η αποτύπωση των τοιχωμάτων της, αφενός μεν γιατί δεν υπήρχε παλαιότερη μετατόπιση, αφετέρου δε γιατί ο υδροφόρος ορίζοντας ήταν πολύ υψηλός, με αποτέλεσμα την πλήρωση μεγάλου μέρους της σε μικρό χρονικό διάστημα και την καταστροφή των τοιχωμάτων της (Pavlidis et al., 2006).

4.5.3. ΘΕΣΗ KULLAR-YAYLACIK (KY)

Η θέση αυτή βρίσκεται στην περιοχή Yaylacik, 1 περίπου χιλιόμετρο δυτικά του οικισμού Kullar, όπου η επιφανειακή διάρρηξη προκάλεσε την κατάρρευση ενός συγκροτήματος πολυώροφων οικοδομών.



Εικόνα 4.5.3.1. Στη θέση κατασκευής της τομής ΚΥ-1 η διάρρηξη είχε οριζόντια δεξιόστροφη μετατόπιση της τάξης των 3 περίπου m, όπως φαίνεται και από τη μετατόπιση του τοιχίου. Όψη προς Ν.

Στη θέση αυτή παρατηρείται δεξιόστροφη μετατόπιση της τάξης των 3 m (εικ. 4.5.3.1.), ενώ η κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης είναι αμελητέα. Η τομή ΚΥ-1 είχε διεύθυνση Β - Ν και κατασκευάστηκε κάθετα στις επιφανειακές διαρρήξεις.



Εικόνα 4.5.3.2. Φάση κατασκευής της τομής ΚΥ-1. Όψη προς Β. Στη θέση της διάρρηξης και ανατολικά του τοιχίου, υπήρχαν πολυώροφες οικοδομές οι οποίες κατέρρευσαν κατά τη διάρκεια του σεισμού.



Εικόνα 4.5.3.3. Λεπτομέρεια της βόρειας ζώνης του ρήγματος στην τομή KY-1.

Μετά την κατασκευή της τομής, διαπιστώθηκε ότι η ζώνη των επιφανειακών διαρρήξεων αποτελείται από δύο διακριτές ρηξιγενείς επιφάνειες, οι οποίες παρουσίαζαν δεξιόστροφη κίνηση. Ενδιάμεσα των δύο επιφανειών παρατηρήθηκε μία ζώνη διάτμησης (shear zone), με πολλές μικρές επιφανειακές διακλάσεις και ολισθήσεων. Το υλικό που παρατηρήθηκε στην τομή αυτή είναι ιδιαίτερα διαταραγμένο, και αποτελείται από «μίγμα» (mélange) αργίλων και άμμων με διάσπαρτες κροκάλες με χαοτική δομή.



Εικόνα 4.5.3.4. Λεπτομέρεια της βόρειας ρηξιγενούς ζώνης στην τομή KY-1, όπου διακρίνεται πιθανή ρευστοποίηση στο άνω αριστερό μέρος της φωτογραφίας.



Εικόνα 4.5.3.5. Λεπτομέρεια της πιθανής δομής ρευστοποίησης που διακρίνεται στην εικόνα 14.

Στη βορειότερη ρηξιγενή ζώνη παρατηρήθηκε μία δομή η οποία ερμηνεύθηκε ως πιθανή παλαιορευστοποίηση (εικ. 4.5.3.4.). Η εσωτερική διάταξη στη δομή αυτή ενισχύει την παραπάνω άποψη, καθώς οι κόκκοι της άμμου είναι προσανατολισμένοι και δίνουν την εντύπωση «ροής» (εικ. 4.5.3.5.).

Τέλος, η νότια ρηξιγενής ζώνη παρουσιάζεται ως μία επιφάνεια καθαρά οριζόντιας μετατόπισης. Οι γραμμώσεις ολίσθησης του τελευταίου σεισμού διατηρούνται πολύ καλά στο αργιλικό υλικό που παραμορφώνεται (εικ. 4.5.3.6.) (Pavlidis et al., 2006).



Εικόνα 4.5.3.6. Λεπτομέρεια της νότιας ρηξιγενούς ζώνης. Διακρίνονται οι γραμμώσεις ολί-
σθησης, οι οποίες δείχνουν σχεδόν καθαρή οριζόντια δεξιόστροφη μετατόπιση.

4.5.4. ΘΕΣΗ ACISU (AC)

Η επόμενη θέση στην οποία κατασκευάστηκε παλαιοσεισμολογική τομή για τη μελέτη της παλαιότερης σεισμικής ιστορίας της επιφανειακής διάρρηξης του 1999, βρισκόταν στο Acisu. Η επιφανειακή διάρρηξη στη θέση αυτή είχε σχεδόν αποκλειστικά χαρακτήρα οριζόντιας μετατόπισης, με μικρή κανονική συνιστώσα (εικ. 4.5.4.1.).



Εικόνα 4.5.4.1. Η επιφανειακή διάρρηξη του σεισμού Α της θέσης της τομής AC-1. Όψη προς τα Δ.

Η θέση που επελέγη για την κατασκευή της τομής βρισκόταν σε μία επιμήκη εποχική λίμνη (sag pond), η οποία αναπτύσσεται επάνω στο ίχνος του ρήγματος (εικ. 4.5.4.2.), στη συνέχεια της οποίας η διάρρηξη προκάλεσε σημαντικές καταστροφές σε ένα τζαμί. Τέτοιου είδους γεωμορφολογικές δομές είναι αρκετά συχνές κατά μήκος ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Το χαρακτηριστικό σε αυτή την περίπτωση είναι ότι η λίμνη αυτή βρίσκεται σε μία αναστροφή της μορφολογίας, όπως φαίνεται και στην εικόνα 4.5.4.2.



Εικόνα 4.5.4.2. Γενική άποψη της εποχικής λίμνης (sag pond) στη θέση της τομής AC-1. Όψη προς τα Ν – ΝΔ.

Μετά την κατασκευή της τομής AC-1 (εικ. 4.5.4.3.) στο κέντρο περίπου της εποχικής λίμνης και εκτός ζώνης σεισμικών διαρρήξεων, διαπιστώθηκε ότι το υλικό της ήταν αργιλικό, με πλούσια οργανικά υπολείμματα.



Εικόνα 4.5.4.3. Φάση εκσκαφής της τομής AC-1, παράταξης Β – Ν. Όψη προς Β.

Μετά την καταγραφή του δυτικού τοιχώματος της τομής, φάνηκε ότι στην ίδια θέση προϋπήρξαν παλαιότερες εποχικές λίμνες, οι οποίες είχαν παρόμοια δομή με τη σημερινή. Στα ανώτερα 1,2 m της τομής διαπιστώθηκε ότι υπάρχουν άφθονα κεραμικά θραύσματα, τα οποία υποδηλώνουν την ανθρωπινή παρουσία κατά τη διάρκεια των τελευταίων φάσεων δημιουργίας της λίμνης (εικ. 4.5.4.4.).

Η ύπαρξη διαδοχικών παλαιών εποχικών λιμνών είναι ένδειξη παλαιοσεισμών στη θέση αυτή, γιατί η δραστηριοποίηση του ρήγματος προκαλεί αλλαγή στην επιφανειακή μορφολογία, η οποία με τη σειρά της προκαλεί απόθεση νέου υλικού επάνω από το προϋπάρχον. Επειδή όμως δε συνδέεται άμεσα με μία συγκεκριμένη ρηξιγενή επιφάνεια, δεν μπορούν να βγουν ασφαλή συμπεράσματα σχετικά με τον ακριβή χρονολογικό προσδιορισμό πιθανών παλαιοσεισμών (Pavlidis et al. 2006).



Εικόνα 4.5.4.4. Λεπτομέρεια του δυτικού τοιχώματος της τομής AC-1. Διακρίνεται το αργιλικό υλικό πλήρωσης, καθώς επίσης και κεραμικά θραύσματα που υποδηλώνουν τη σχετικά μικρή ηλικία του συγκεκριμένου στρώματος (δημιουργία σε ιστορικούς χρόνους).

4.5.5. ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ

ΘΕΣΗ GOLCUK (DENİZ EVLER)

Η χρονολόγηση των δειγμάτων από την τομή Deniz Evler έγινε με τις μεθόδους C^{14} και Optically Stimulated Luminescence (OSL). Η κατάλληλη μέθοδος για την κάθε φορά καθορίζεται από το ποσό του οργανικού υλικού που βρίσκεται στα δείγματα. Τα δείγματα χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο C^{14} στο Κέντρο Εφαρμοσμένων Ισοτοπικών Μελετών στο πανεπιστήμιο της Γεωργίας, USA (CAIS - UGA), ενώ η χρονολόγηση με τη μέθοδο OSL έγινε από την Dr. E. Bulus - Kikkaya στο πανεπιστήμιο του Kocaeli στην Τουρκία.

Πίνακας 4.5.5.1. Διορθωμένες χρονολογήσεις ^{14}C των δειγμάτων στην τομή DE-1 στο Deniz Evler.

UGA#	Δείγμα I.D.	Χρονολογία (YBP $\pm$ 1)	Διορθωμένη Χρο- νολογία	$^{13}C(‰)$	Έτη
10113	Sand 7C	5,580 $\pm$ 40	5,590	-24.51	+8
10115	Sand 9C	1,080 $\pm$ 50	1,150	-20.75	+69

Πίνακας 4.5.5.2. Η παλαιοδόση, η ετήσια δόση και οι ηλικίες με τη μέθοδο OSL που πάρθηκαν από έξι δείγματα της τομής DE-1 (Buluş-Kırıkkaya et al. 2006).

αριθμός δείγματος	De (Gy)	dose rate (Gy/kyr)	additive-dose age (years)
8T	25.293	2.469	10244±764
3T	15.211	2.505	6072±453
5T	11.939	2.525	4728±353
6T	3.120	2.534	1231±92
6T ₁	2.938	2.470	1189±89
7T	1.303	2.590	503±37

Βασιζόμενοι σε αυτά τα αποτελέσματα παρουσιάζεται στον παρακάτω πίνακα η παλαιοσεισμολογική ιστορία που μαρτυρά η τομή DE-1 (Pavlides et al. 2006).

Πίνακας 4.5.5.3. Χρονολόγηση των τεκτονικών γεγονότων στην τομή DE-1 στην περιοχή Dēniz Evler site (Pavlides et al. 2006).

Γεγονός	Ημερομηνία γεγονότος
1	1999.
2	Προγενέστερο του 800 μ.Χ., μεταγενέστερο του 2778 π.Χ.. Σύμφωνα με τη γεωμετρία της ζώνης του ρήγματος και τις στρωματογραφικές συσχετίσεις, είναι πιθανώς το ανώτερο χρονικό όριο παρά το χαμηλότερο.
3.	Μεταξύ 3640 π.Χ. και 4122 π.Χ.
4?	Μεταξύ 4122 π.Χ. και 8294 π.Χ.

ΘΕΣΗ ASAGI YUVACIK (AY)

Χρονολογήθηκαν δυο δείγματα από χαρακτηριστικά σημεία σε αυτή την περιοχή. Τα αποτελέσματά τους φαίνονται στον παρακάτω πίνακα, από τον οποίο εξάγεται το συμπέρασμα ότι, αν εξαιρέσουμε τον σεισμό του 1999, το προηγούμενο μεγάλο γεγονός τοποθετείται μεταξύ 1360 και 1570 μ.Χ. (Pavlides et al. 2006).

Πίνακας 4.5.5.4. Διορθωμένες χρονολογήσεις ^{14}C των δειγμάτων στην τομή AY-1 στο Aşağı Yuvacık (Pavlides et al. 2006).

UGA#	Δείγμα I.D.	Χρονολογία (YBP $\pm$ 1)	Διορθωμένη χρονολογία	^{13}C (‰)	Έτη
11472	Soil AY-1/1	590 $\pm$ 70	590	-25.18	-3
11473	Soil AY-1/2	370 $\pm$ 50	380	-24.12	+14

ΘΕΣΗ ACISU (AC)

Η τομή σε αυτό το σημείο δεν κόβει τη διάρρηξη του 1999 κι έτσι ο σεισμός δεν εμφανίζεται στην τομή. Βάσει στρωματογραφικών συσχετισμών στην τάφρο, συνδέεται η εξέλιξη παλαιότερων εποχιακών λιμνών με προγενέστερους σεισμούς, οι οποίοι προκάλεσαν κάμψη στην επιφάνεια του σημείου εκσκαφής. Ένα δείγμα πάρθηκε από τη βάση της προτελευταίας εποχικής λίμνης (Πίνακας 4.5.5.5.). Λόγω της απουσίας άλλων εμφανών παραγόντων, οι εποχικές λίμνης αποδίδονται σε διαφοροποιήσεις της μορφολογίας που, κατ' επέκταση, συνδέονται με σεισμικά γεγονότα.

Το τελευταίο γεγονός που προκάλεσε μεγάλη εδαφική παραμόρφωση, που αποτυπώνεται στην εποχική λίμνη, τοποθετείται γύρω στο 1180 μ.Χ. (Pavlides et al. 2006).

Πίνακας 4.5.5.5. Διορθωμένες χρονολογήσεις ^{14}C των δειγμάτων στην τομή AC-1 στο Acisu site (Pavlides et al. 2006).

UGA#	Δείγμα I.D.	Χρονολογία (YBP $\pm$ 1)	Διορθωμένη χρονολογήσεις	^{13}C (‰)	Έτη
11471	Soil AC-1	750 $\pm$ 80	770	-23.80	+19

ΘΕΣΗ MAHMUTPAŞAÇIFTLİĞİ

Τα αποτελέσματα της τομής σε αυτό το σημείο έχουν δημοσιευτεί παλαιότερα (Tutkun & Paulides 2001) και δείχνουν ότι υπάρχουν διαδοχικές δραστηριοποιήσεις στην ίδια ζώνη ρήγματος κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου. (Πίνακας 4.5.5.6.) (Pavlides et al. 2006).

Πίνακας 4.5.5.6. Η παλαιοδόση, η ετήσια δόση και οι ηλικίες με τη μέθοδο OSL που πάρθηκαν από τρία δείγματα της τομής Mahmutpaşacıftlığı (Buluş-Kırıkkaya et al. 2006).

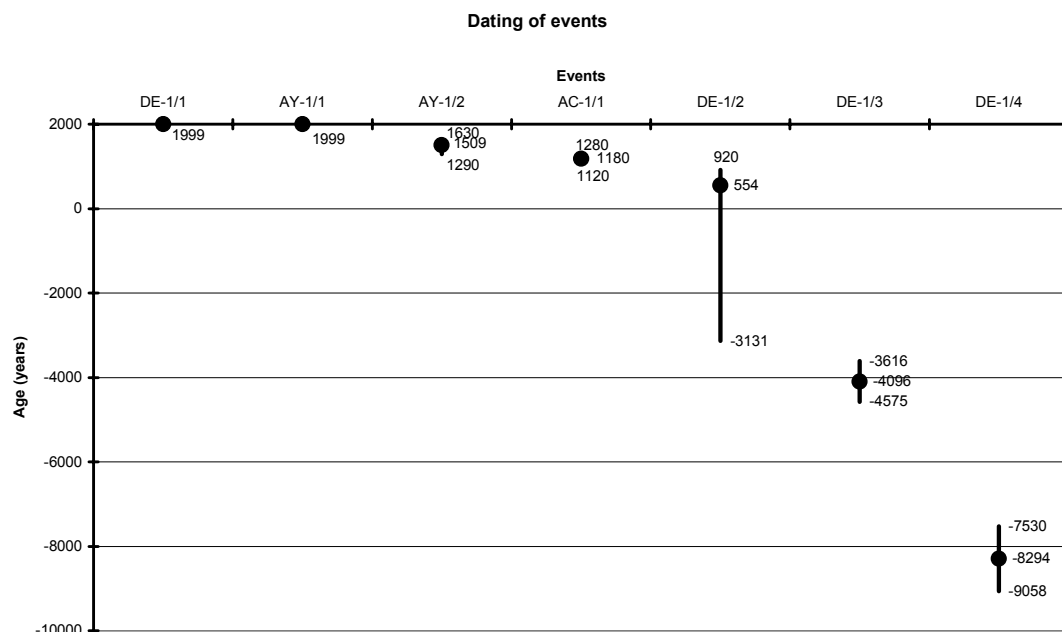
Αριθμός δείγματος	De (Gy)	dose rate (Gy/kyr)	ηλικίες με τη μέθοδο OSL (χρόνια)
c	28.607	2.529	11311±843
b	23.055	2.489	9263±691
a	22.650	2.756	8218±613

4.5.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Παρακάτω παρουσιάζονται συνοπτικά κι άλλες χρονολογήσεις που έγιναν σε διάφορα σημεία (Αζαγι Υυνασικ, Acisu) με αφορμή τον σεισμό του 1999 από την ομάδα Pavlides S. & Chatzipetros A.

Πίνακας 4.5.6.1 Τα παλαιοσεισμολογικά τεκτονικά γεγονότα που αποκαλύφθηκαν από τις άνω παλαιοσεισμολογικές τομές σε χρονολογική σειρά. (DE: Dēniz Evler site, AY: Αζαγι Υυνασικ site, AC: Acisu site) (Pavlides et al. 2006).

Γεγονός	Μικρότερη ηλικία	Μέγιστη ηλικία	Πιθανή ηλικία
DE-1/1			1999 μ.Χ.
AY-1/1			1999 μ.Χ.
AY-1/2	1290 μ.Χ.	1630 μ.Χ.	1509 μ.Χ.
AC-1/1	1120 μ.Χ.	1280 μ.Χ.	1180 μ.Χ. (?)
DE-1/2	3131 π.Χ.	920 μ.Χ.	554 μ.Χ.
DE-1/3	4575 π.Χ.	3616 π.Χ.	4096 π.Χ.
DE-1/4	9058 π.Χ.	7530 π.Χ.	8294 π.Χ.



Εικόνα 4.5.6.1. Συνοπτικά τα τεκτονικά γεγονότα που ανιχνεύθηκαν βάσει των παλαιοσεισμολογικών τομών που έγιναν για την μελέτη των Pavlides et al., 2006. Τα περισσότερα γεγονότα τοποθετούνται χρονικά μ.Χ. και είναι συνδεδεμένα με γνωστά ιστορικά γεγονότα (Pavlides et al. 2006).

Πίνακας 4.5.6.2. Εποπτική απεικόνιση των παλαιοσεισμικών γεγονότων που αποκαλύφθηκαν κατά την εκσκαφή παλαιοσεισμολογικών τομών σε διάφορες περιοχές κατά μήκος του NAFZ (Pavlides et al. 2006).

Τοποθεσία	Γεγονότα							Αναφορές
	μ.Χ.						π.Χ.	
	1999	1719	1509	989	554	4096	8294	
Dënz Evler	x				x	x	x	Pavlides et al. 2006
Dënz Evler	x	x	x					Klinger et al. 2003
Aşağı Yuvacık	x		x					Pavlides S. Chatzipetros A.
Acisu				x				Pavlides S. Chatzipetros A.
Ανατολικό ρηξιγενές τμήμα	x	x						Emre et al. 2003

Συμπεραίνεται γενικότερα ότι από το ρήγμα που ενεργοποιήθηκε στο σεισμό του 1999 είχε ενεργοποιηθεί και στο παρελθόν δίνοντας αρκετούς από του γνωστούς ιστορικούς σεισμούς. Από αυτούς, ο σεισμός του 1719 φαίνεται ότι ενεργοποίησε και τα δυο τμήματα της διάρρηξης του 1999, ενώ οι σεισμοί των 1509, 989 και 554 πιθανώς περιορίστηκαν στο δυτικό τμήμα. (Pavlides et al. 2006).

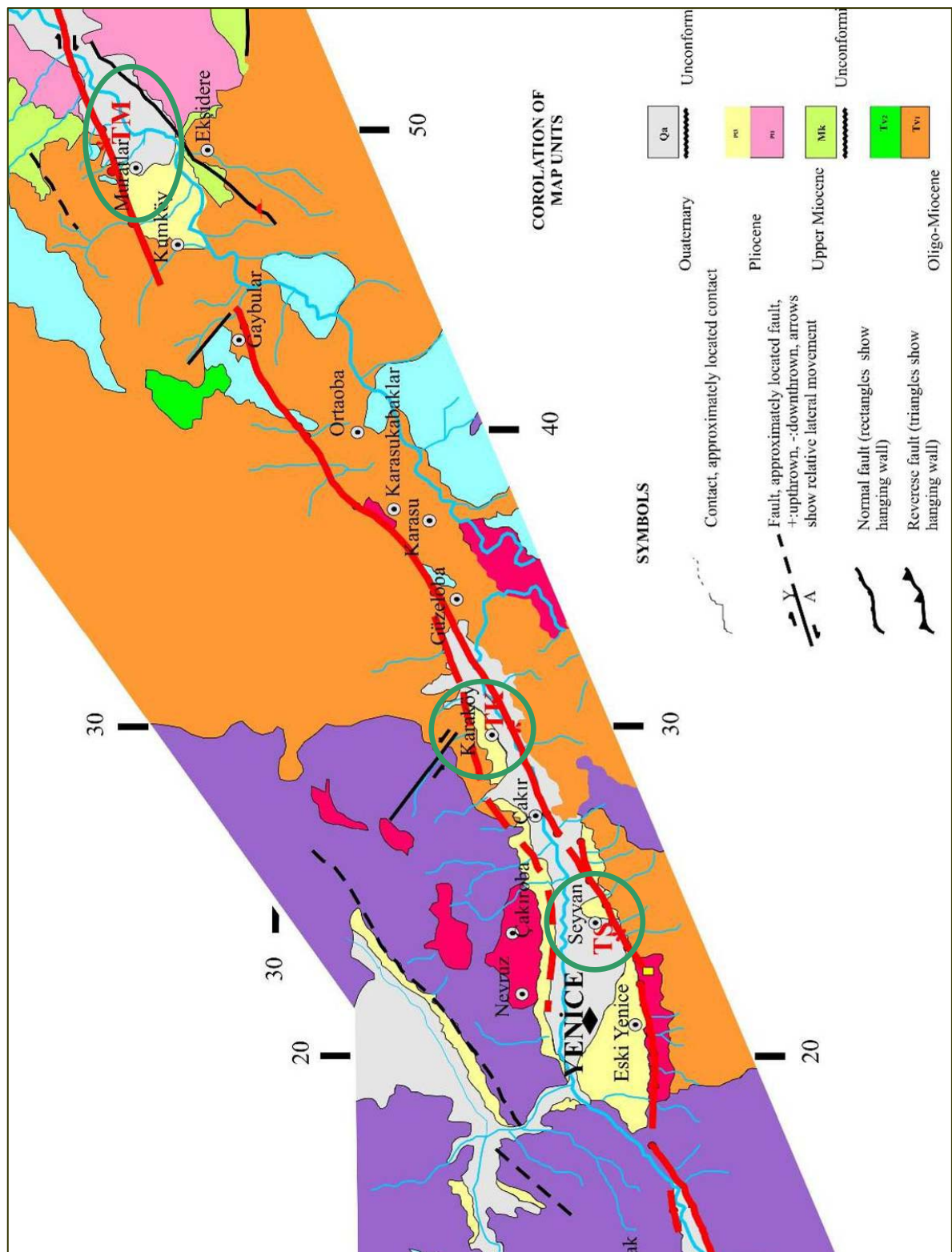
4.6. ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής διερευνήθηκαν με παλαιοσεισμολογικές μεθόδους ορισμένες επιλεγμένες θέσεις κατά μήκος των σεισμικών επιφανειακών διαρρήξεων. Η επιλογή των θέσεων αυτών έγινε λαμβάνοντας υπόψη την ύπαρξη στοιχείων υπαίθρου από την επιφανειακή γεωλογία – τεκτονική που υποδηλώνουν ότι στη συγκεκριμένη θέση είναι πιθανό να εντοπιστούν, σε τομή, υποβοηθητικές δομές για την ερμηνεία της παλαιοσεισμολογικής συμπεριφοράς του ρήγματος.

Τα στοιχεία αυτά προκύπτουν από χαρτογράφηση και μέτρηση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των διαρρήξεων, όπως αυτές εμφανίζονται στην επιφάνεια, καθώς επίσης και από παρατήρηση των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών.

Κατά μήκος των 70 χιλιομέτρων του ρήγματος Yenice - Gonen ανοίχτηκαν τέσσερις τομές [Gonen (2), Karakoy (1), Seyvan(1)] στις οποίες έλαβαν χώρα μικροτοπογραφικές μελέτες, γεωφυσικές διασκοπήσεις, καταγραφές των τοιχωμάτων και επιπλέον έγινε δειγματοληψία. Τα δείγματα χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο ^{14}C AMS.

Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται με λεπτομέρεια οι τομές που κατασκευάστηκαν σε διάφορες θέσεις κατά μήκος του σεισμικού ρήγματος.



Χάρτης 4.6.1. Περιοχή μελέτης. Σημεία τομών [Muratlar (2), Seyvan (1), Karakoy (1)].

4.6.1. GÖNEN TOWN (MURATLAR)

ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΟΜΩΝ

Κοντά στην πόλη Muratlar σκάφτηκαν δυο παλαιοσεισμολογικές τομές. Αρχικά μια μεγάλη (Ketin trench) και τη συνέχεια μια πιο μικρή (Angelica trench) η οποία μελετήθηκε αποκλειστικά στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ειδίκευσης (εικ. 4.6.1.1. και εικ. 4.6.1.8.). Η μεγάλη τομή είχε ήδη σκαφτεί στα πλαίσια της μεταπτυχιακής διατριβής του ερευνητή Akin Kürşer από το Πανεπιστήμιο του Çanakkale, υπό την καθοδήγηση του καθηγ. Tutkun (εικ. 4.6.1.1.). Στις 11 και στις 14 Οκτωβρίου του 2004 διεξαχθήκαν από τους Τούρκους γεωλόγους οι εργασίες υπαίθρου.



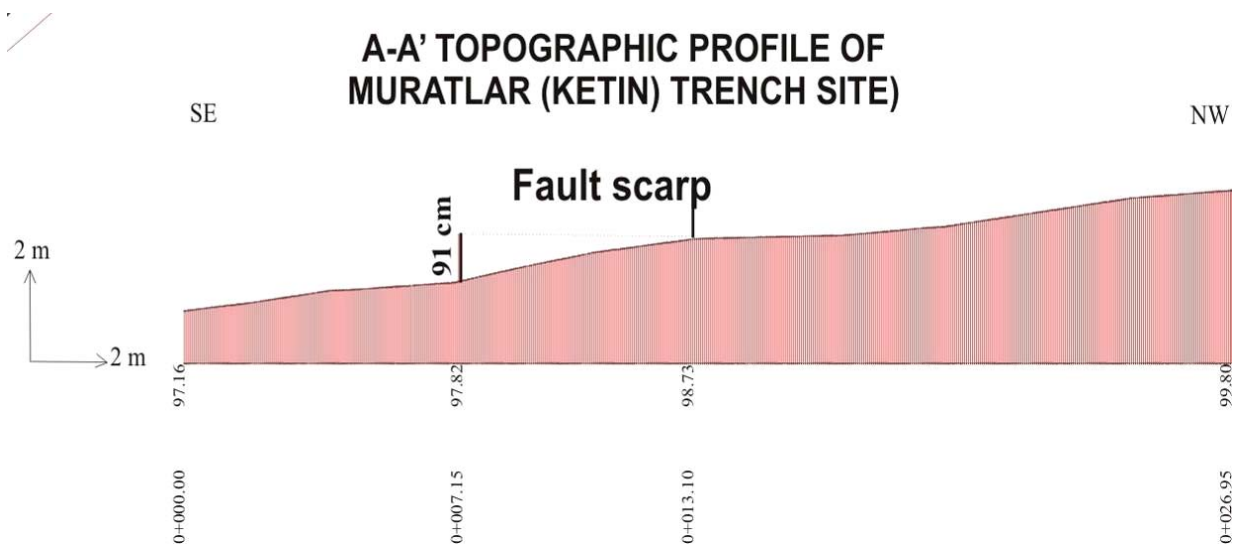
Εικόνα 4.6.1.1. Εκσκαφή της μεγάλης τομής.

Η επιλογή της τοποθεσίας έγινε λόγω της επιφανειακής εμφάνισης του σεισμικού ρήγματος του σεισμού της Yenice (M7.2, 1953) σε σημείο επιφανειακής διάρρηξης (εικ. 4.6.1.2.).



Εικόνα 4.6.1.2. Επιφανειακή εμφάνιση του ρήγματος σε σημείο παράπλευρου δρόμου.

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενα κεφάλαια, η επιλογή της θέσης τομής γίνεται βάσει της ύπαρξης στοιχείων υπαίθρου από την επιφανειακή γεωλογία – τεκτονική που να υποδηλώνουν ότι στη συγκεκριμένη θέση είναι πιθανό να εντοπιστούν, σε τομή, δομές υποβοηθητικές για την ερμηνεία της παλαιοσεισμολογικής συμπεριφοράς του ρήγματος. Τα στοιχεία αυτά προέκυψαν από χαρτογράφηση και μέτρηση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των διαρρήξεων, όπως αυτές εμφανίζονται στην επιφάνεια (εικ. 4.6.1.3. τοπογραφικό προφίλ), καθώς επίσης και από παρατήρηση των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών. Η τομή αυτή (KE-1) κατασκευάστηκε σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (κάθετα στις σεισμικές διαρρήξεις). Οι διαστάσεις της τομής ήταν 6 x 3 m (Μ x Π x Υ).



Εικόνα 4.6.1.3. τοπογραφικό προφίλ στην περιοχή των τομών του Muratlar (Pavlidis et. al. 2005).

Στις 29 Σεπτεμβρίου του 2004, προτού γίνει η τελική επιλογή του σημείου τομής, έγιναν γεωφυσικές διασκοπήσεις στην περιοχή (εικ. 4.6.1.4 και 4.6.1.5.).

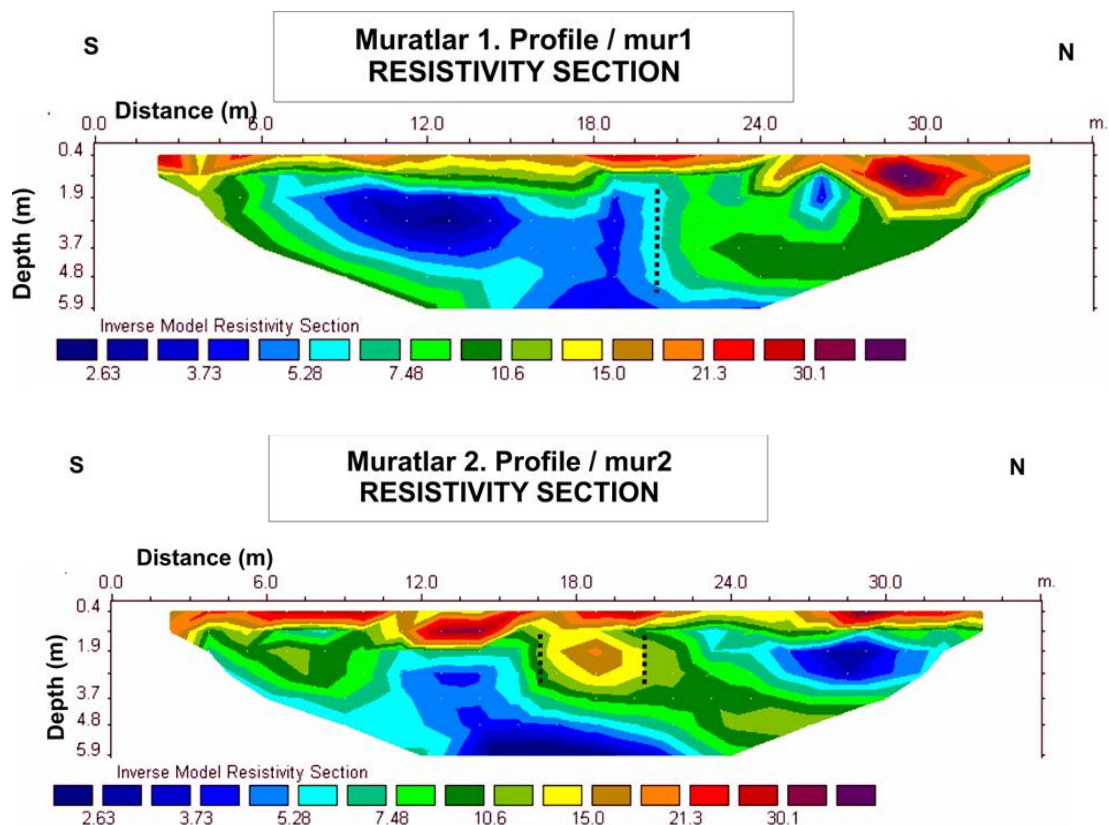


Εικόνα 4.6.1.4. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.

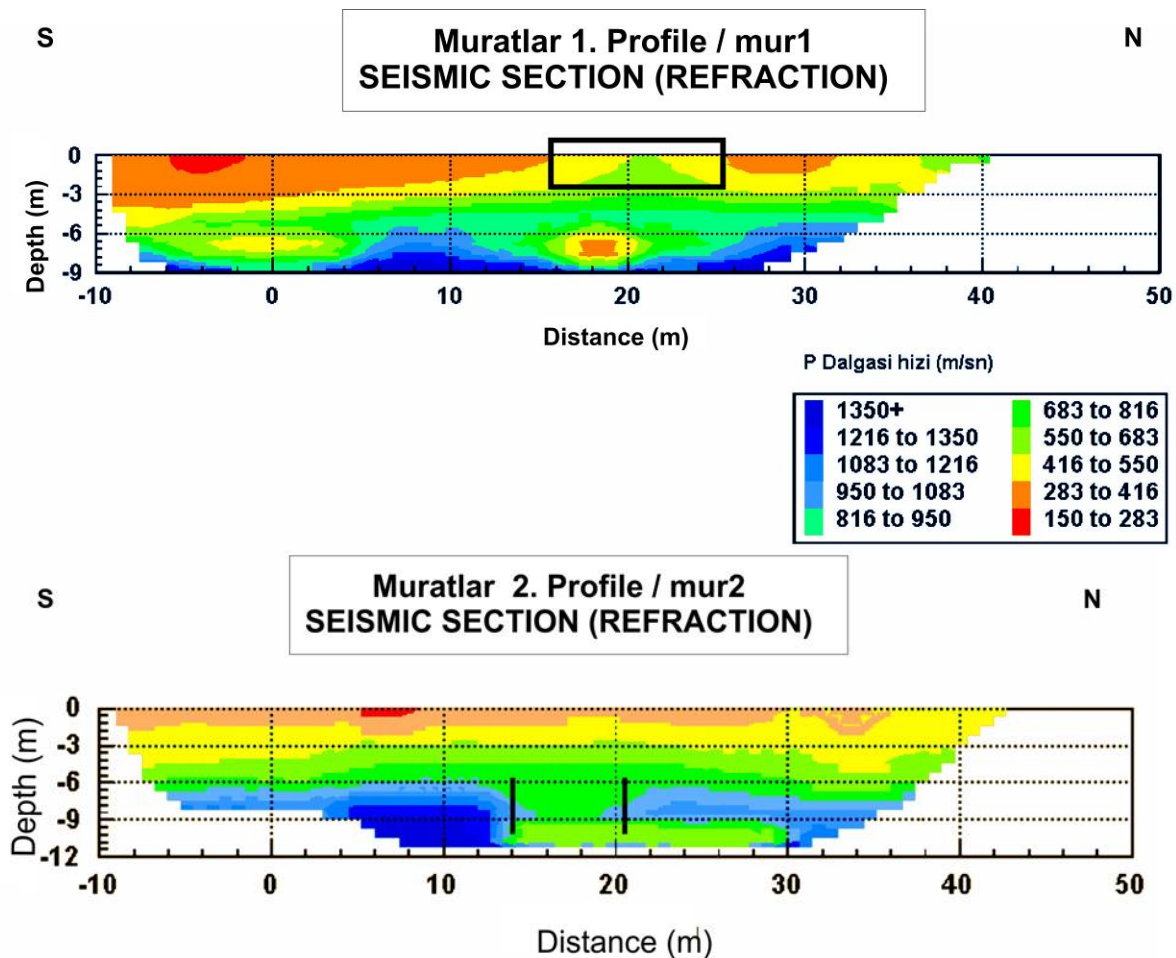
Από αυτές προέκυψε προσεγγιστικά το σημείο του ρήγματος που το 1953 προκάλεσε το μεγαλύτερο σεισμό που συνέβη ποτέ στην περιοχή, μεγέθους M7.2 (εικ. 4.6.1.6. ηλεκτρικά και σεισμικά προφίλ).



Εικόνα 4.6.1.5. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.



Εικόνα 4.6.1.6.α. Ηλεκτρικά προφίλ όπου φαίνεται το ίχνος του ρήγματος (Pavlidis et. al. 2005).



Εικόνα 4.6.1.6.β. Σεισμικά προφίλ όπου φαίνεται το ίχνος του ρήγματος (Pavlidis et. al. 2005).

Στις 26 Οκτωβρίου του 2004, σε μια δεύτερη φάση της έρευνας και υπό την καθοδήγηση του καθηγ. Σπ. Παυλίδη, έγιναν έρευνες για την επιλογή ενός δεύτερου σημείου τομής. Έγινε μια οργανωμένη προσπάθεια να διασταυρωθούν τα αποτελέσματα της πρώτης τομής (εικ. 4.6.1.1.), εντωμεταξύ η πρώτη τομή καθαρίστηκε και μελετήθηκε εκ νέου από την ομάδα του καθηγ. Σπ. Παυλίδη.



Εικόνα 4.6.1.7. Πρώτη προσπάθεια εκσκαφής.

Μετά από μια αποτυχημένη προσπάθεια εκσκαφής τομής παραπλεύρως της μεγάλης τάφρου, η δεύτερη προσπάθεια στην απέναντι πλευρά, είχε τα αναμενόμενα αποτελέσματα, καθώς αποκαλύφθηκαν σχεδόν όμοιοι οριζόντες στρωμάτων. Συνεπώς, τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη δεύτερη τομή οδήγησαν στην επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων που είχαν εξαχθεί από την πρώτη.

Δειγματοληψία για χρονολόγηση έγινε και στις τις δυο τομές.



Εικόνα 4.6.1.8. Δεύτερη τομή, μικρότερη σε μέγεθος.

ΕΚΣΚΑΦΗ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΜΕΓΑΛΗΣ ΤΟΜΗΣ (KETIN TRENCH)

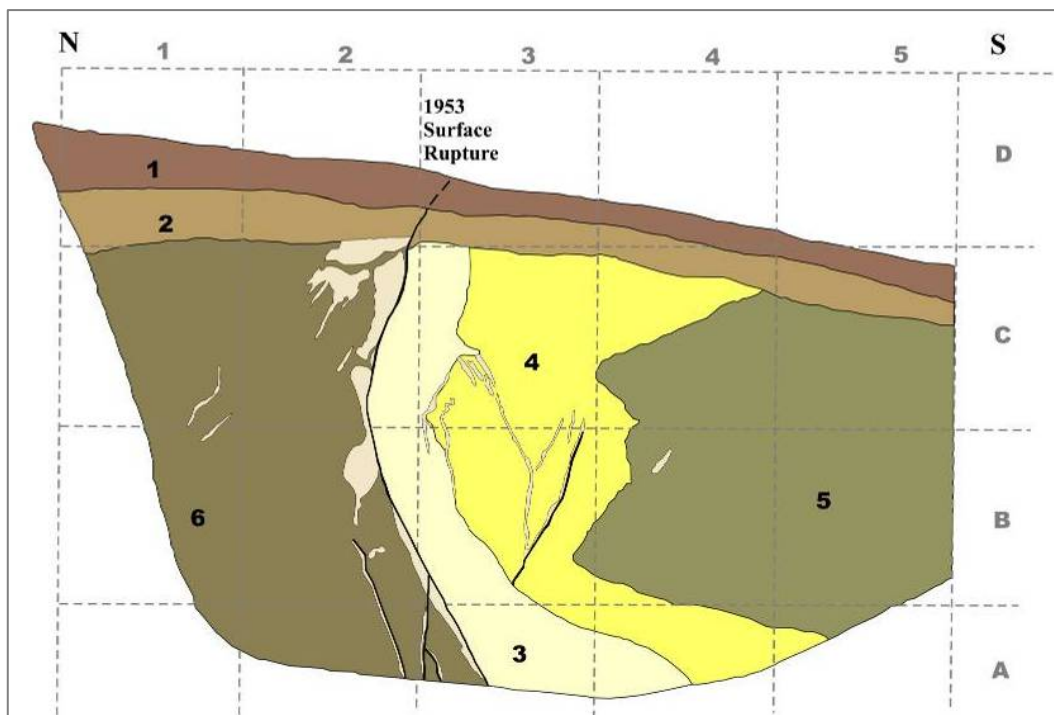
Σε ένα δεύτερο στάδιο και υπό την καθοδήγηση του καθηγ. Σπ. Παυλίδη, η μεγάλη τομή επεξεργάστηκε εκ νέου και διεξήχθησαν νέες εργασίες υπαίθρου στην τομή. Η τομή καθαρίστηκε και χαραχτηκε εκ νέου κάνναβος 1 x 1 m και στους δυο τοίχους εκατέρωθεν της μεγάλης τομής.

Η λεπτομερής καταγραφή και των δύο τοιχωμάτων της τομής, έδειξε ότι η στρωματογραφία αποτελείται από τα ακόλουθα στρώματα:

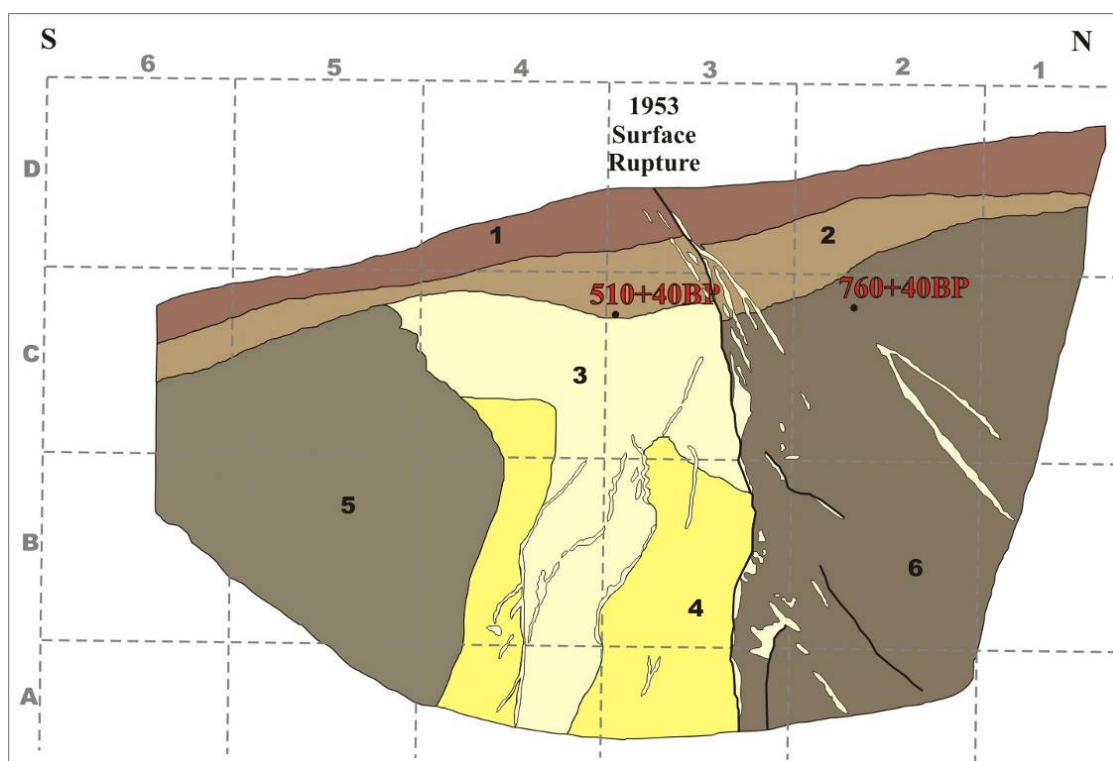
- 1 Σύγχρονο έδαφος. Σκουρόχρωμο, γκριζοκαφέ. Μέτριας κοκκομετρίας προς χονδρόκοκο. Περιστασιακά, σε κάποια σημεία αργιλώδες.
- 2 Ο κατώτερος ορίζοντας του σύγχρονου εδάφους. Όμοιας σύνθεσής με το σύγχρονο έδαφος. Το όριό του με το κατώτερο στρώμα είναι δυσδιάκριτο. Διακρίνονται ψήγματα άμμου που πιθανώς ανήκουν στην τρίτη ενότητα που αποτελείται από άμμο. Ίσως να ανήκει και στην τρίτη ενότητα.
- 3 Φαινόμενο ρευστοποίησης της άμμου. Λευκού χρώματος. Τα πλευρικά όρια με το στρώμα 2 δεν είναι ευκρινή. Πιθανώς ρευστοποιήθηκε ο τέταρτος ορίζοντας, ο οποίος αποτελείται, επίσης, από άμμο άλλης γενιάς.
- 4 Ίδιο με την ενότητα τρία μόνο που σε ορισμένα σημεία δίνει την εντύπωση μιας ασθενούς ροής του 3.
- 5 Άμμος μέτριας κοκκομετρίας χρώματος ερυθροκάστανου. Στην επαφή με τη ρευστοποιημένη άμμο αυξάνεται η παρουσία των κροκάλων
- 6 Μαζώδες κοκκινοκάστανο λεπτόκοκο αργιλοαμμώδες υλικό. Περιστασιακά υπάρχει εμφάνιση κροκαλών και ανοιχτοπράσινης άμμου

Η ερμηνεία της τομής με βάση τη μελέτη της μικροστρωματογραφίας και της τεκτονικής δομής που παρατηρήθηκαν και στα δύο τοιχώματα της τομής, δείχνουν ότι το ρήγμα αυτό δραστηριοποιήθηκε τουλάχιστον άλλη μια φορά πριν από το σεισμό του 1953.

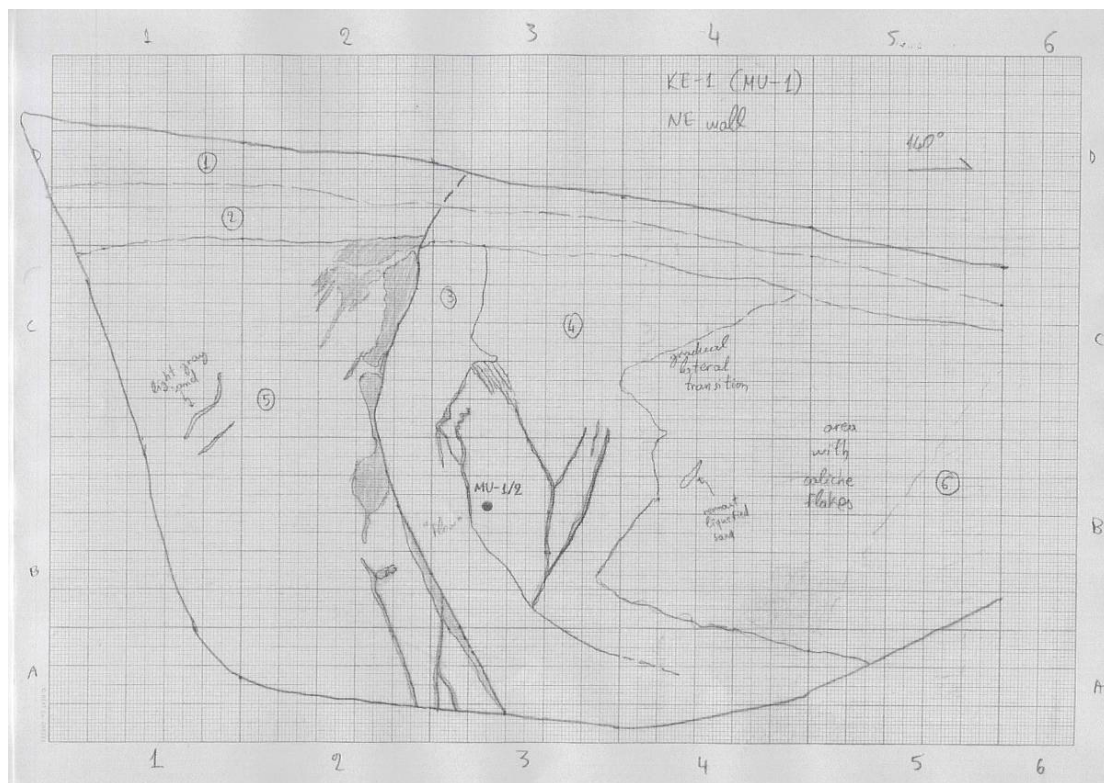
Παρατηρείται ότι η οροφή της τομής αποτελείται από έναν ορίζοντα σύγχρονου εδάφους που αποτελείται από σκουρόχρωμο υλικό χρώματος γκριζοκαφέ. Αυτό είναι Μέτριας κοκκομετρίας προς χονδρόκοκο ενώ περιστασιακά, σε κάποια σημεία, εμφανίζεται αργιλώδες. Στη συνέχεια και προς τα κάτω, παρατηρείται ένας δεύτερος ορίζοντας που πιθανώς είναι ο κατώτερος ορίζοντας του σύγχρονου εδάφους διότι η σύνθεσή του είναι όμοια με αυτή του σύγχρονου εδάφους. Το όριό του με το κατώτερο στρώμα είναι δυσδιάκριτο. Παρόλα αυτά διακρίνονται ψήγματα άμμου που κατά πάσα πιθανότητα ανήκουν στην τρίτη ενότητα που αποτελείται σχεδόν εξολοκλήρου από άμμο. Πιθανώς να ανήκει στην τρίτη ενότητα.



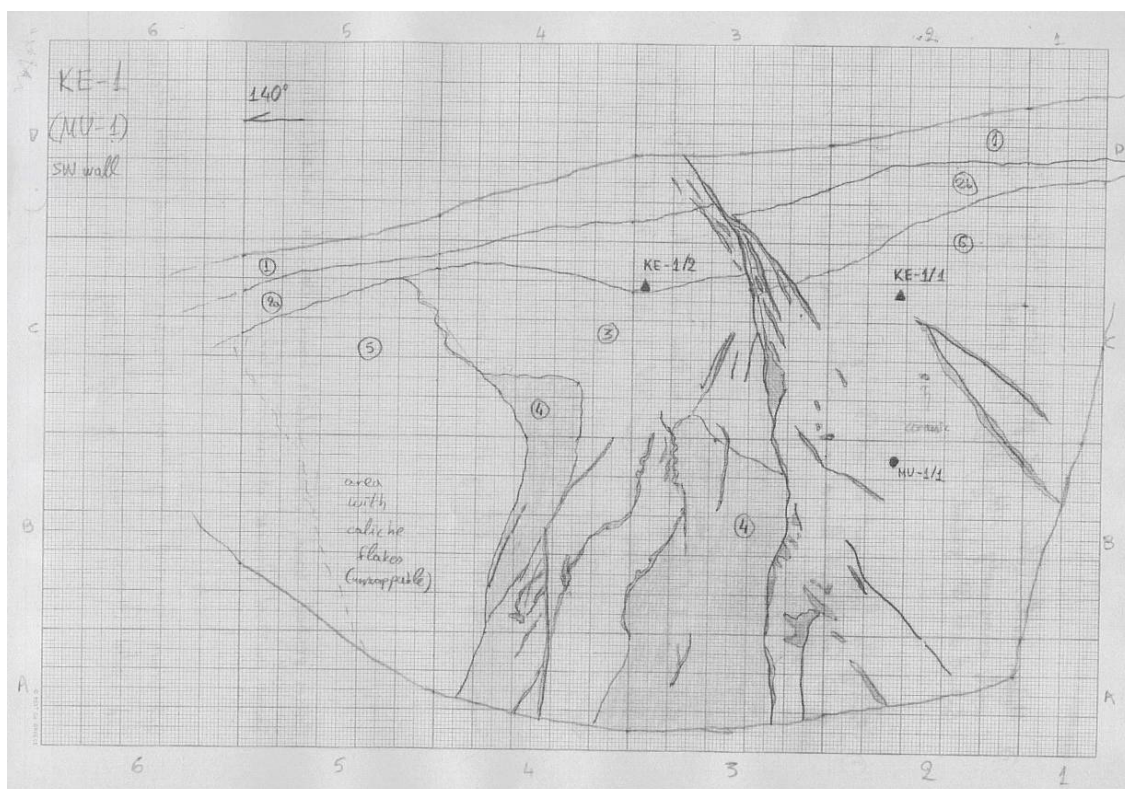
Εικόνα 4.6.1.9. Το ανατολικό τοίχωμα της μεγάλης τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του 1953.



Εικόνα 4.6.1.10. Το δυτικό τοίχωμα της μεγάλης τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του 1953.



Εικόνα 4.6.1.9.α. Το ανατολικό τοίχωμα της μεγάλης τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του 1953 (αποτέλεσμα επιτόπου καταγραφής).



Εικόνα 4.6.1.10.β. Το δυτικό τοίχωμα της μεγάλης τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του 1953 (αποτέλεσμα επιτόπου καταγραφής).

Στη συνέχεια, παρατηρείται το φαινόμενο της ρευστοποίησης της άμμου. Το στρώμα αυτό είναι λευκού χρώματος και τα πλευρικά του όρια με το στρώμα 2 δεν είναι ευκρινή. Η μορφολογία του δίνει την εντύπωση ροής. Αυτή η παρατήρηση οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πιθανώς να ρευστοποιήθηκε ο τέταρτος ορίζοντας, ο οποίος αποτελείται, επίσης, από άμμο άλλης γενιάς.

Ο τέταρτος ορίζοντας που διακρίνεται στην τομή είναι ίδιας σύστασης με αυτόν που περιγράφηκε προηγούμενα αλλά διαφορετικού χρώματος, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για άμμο άλλης γενιάς. Σε ορισμένα σημεία του, δίνει την εντύπωση μια ασθενούς ροής άμμου ή οποία κατά πάσα πιθανότητα ανήκει στον ορίζοντα 3.

Η πέμπτη ενότητα, που αποκαλύφθηκε στην τομή, αποτελείται από άμμο μέτριας κοκκομετρίας χρώματος ερυθροκάστανου. Στην επαφή της με τη ρευστοποιημένη άμμο αυξάνεται η παρουσία των κροκάλων (εικ. 4.6.1.11., 4.6.1.13.).



Εικόνα 4.6.1.11. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης. Όριο μεταξύ μαζώδους αργιλλοαμμόδους υλικού και άμμου προερχόμενη από ρευστοποίηση. Χαρακτηριστική είναι η αύξηση των κροκάλων στο όριο. (Το σημείο βρίσκεται στο ανατολικό τοίχωμα της τομής).



Εικόνα 4.6.1.12.α. Άμμος που προέρχεται από φαινόμενα ρευστοποίησης.



Εικόνα 4.6.1.12.β. Άμμος που προέρχεται από φαινόμενα ρευστοποίησης (λεπτομέρεια).

Όπως φάνηκε στην τρίτη και στην τέταρτη ενότητα ανήκουν φαινόμενα εκτεταμένης ρευστοποίησης (εικ. 4.6.1.12.) που προέκυψαν όχι μόνο εξαιτίας

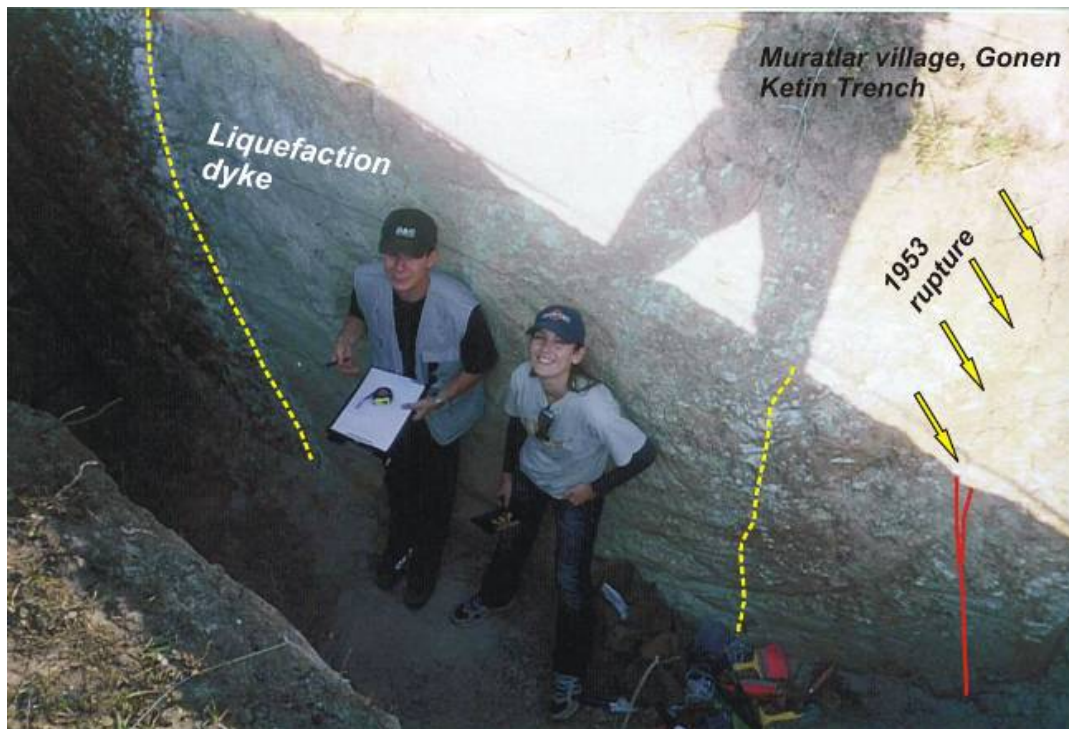
του εν λόγω σεισμού, αλλά και εξαιτίας του παλαιότερου τεκτονικού γεγονότος που τοποθετείται χρονικά το 1440 μ.Χ. (εικ. 4.6.1.9., 4.6.1.10.). Τα κόκκινα ιζήματα διακόπτονται από κίτρινη άμμο δυο γενεών (εικ. 4.6.1.11., 4.6.1.13.) που προέρχεται από τη ρευστοποίηση και είναι σαφώς διαφοροποιημένη σε μέγεθος, υφή και χρώμα. Η άμμος αυτή δείχνει διαδοχικές επαναδραστηριοποιήσεις του ρήγματος το οποίο δείχνει να συμπεριφέρεται ομοιόμορφα (Pavlidis et al., 2006).

Οι ρηξιγενείς δομές στην τομή αυτή, λοιπόν, αντιπροσωπεύονται από το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό του 1953 που βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα της σεισμικής ρηξιγενούς ζώνης (εικ. 4.6.1.9., 4.6.1.10.), η οποία είναι σχεδόν κατακόρυφη, και το ίχνος του ρήγματος σχεδόν φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους.

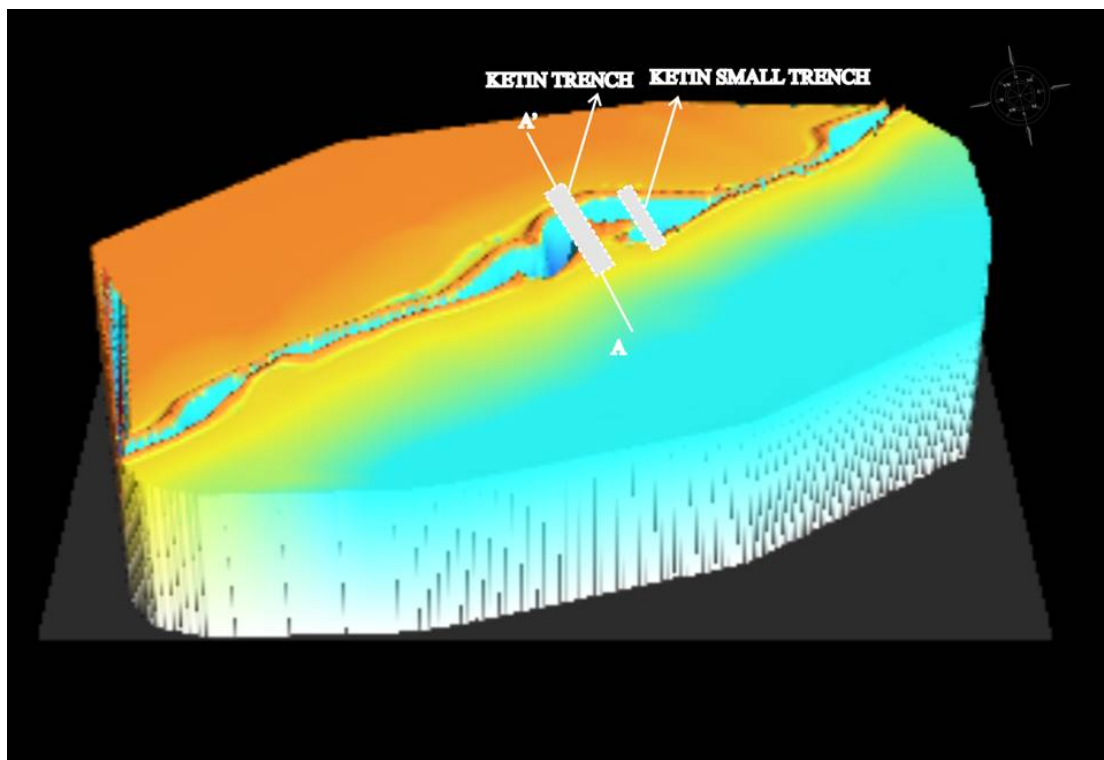
Στην τομή αυτή έγινε και δειγματοληψία για χρονολόγηση, τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται παρακάτω.



Εικόνα 4.6.1.13. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης. Όριο μεταξύ μαζώδους αργιλλοαμμώδους υλικού και άμμου προερχόμενη από ρευστοποίηση. Χαρακτηριστική είναι η αύξηση των κροκαλών στο όριο. (Το σημείο βρίσκεται στο δυτικό τοίχωμα της τομής).

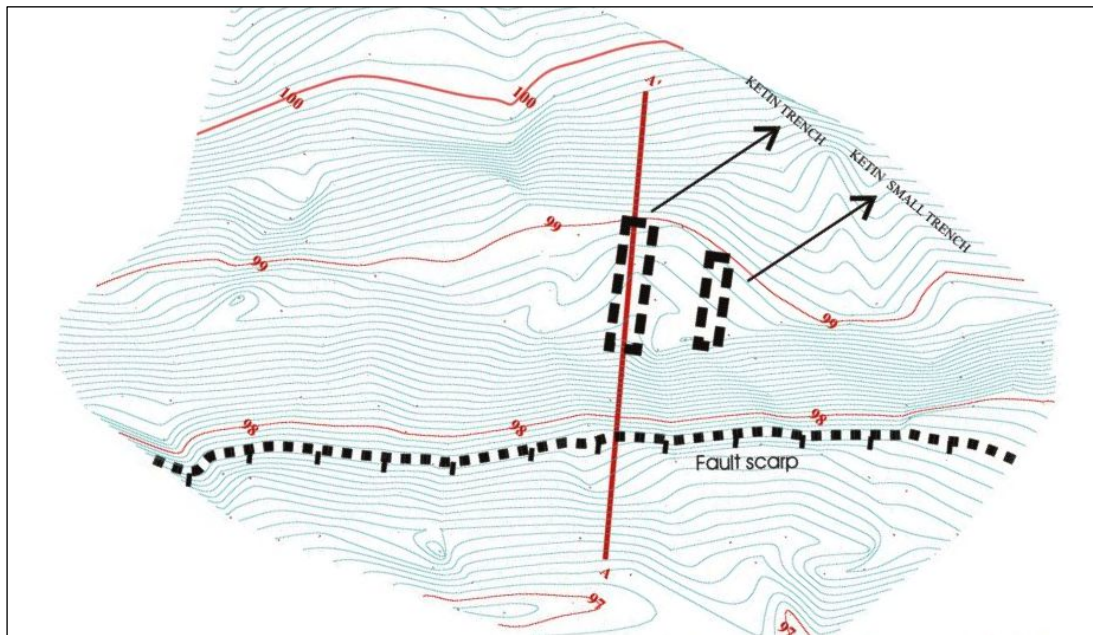


Εικόνα 4.6.1.14. Εποπτική παρουσίαση των βασικότερων παρατηρήσεων (φαινόμενα ρευστοποίησης και ρήγμα που ενεργοποιήθηκε το 1953) στην μεγάλη τομή στην περιοχή του Muratlar. (ανατολικό τοίχωμα).



Εικόνα 4.6.1.15. Τρισδιάστατη απεικόνιση του ρήγματος και σχηματική απεικόνιση των τομών στην περιοχή του Muratlar (Pavlidis et. al. 2005).

ΕΚΣΚΑΦΗ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΜΙΚΡΗΣ ΤΟΜΗΣ (ANGELICA TRENCH)



Εικόνα 4.6.1.16. Τοπογραφία στις τομές στην περιοχή του Muratlar (Pavlidis et. al. 2005).

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, στις 26 Οκτωβρίου του 2004, ανοίχτηκε και δεύτερη τομή στην περιοχή του Muratlar (εικ. 4.6.1.8., 4.6.1.18.). Αρχικά έγιναν προσπάθειες για την εύρεση παρόμοιας στρωματογραφίας σε άλλη θέση παράπλευρα της μεγάλης τομής οι οποίες απέβησαν άκαρπες (εικ. 4.6.1.7.). Αν και η θέση ήταν πολύ κοντά στην μεγάλη τομή, δε βρέθηκε ούτε το ίχνος του ρήγματος αλλά ούτε υπήρχε και υποψία από το φαινόμενο της ρευστοποίησης κι έτσι ξαμαμπαζώθηκε το σημείο (εικ. 4.6.1.17.).



Εικόνα 4.6.1.17. Η ανεπιτυχής διάνοιξη της δεύτερης τομής.

Οι προσπάθειες ευοδώθηκαν με τη διάνοιξη της μικρής τομής, η οποία ήταν επίσης πολύ κοντά στην μεγάλη, αλλά από την άλλη πλευρά της (εικ. 4.6.1.16.). Στη θέση που επελέγη κατασκευάστηκε η τομή ΚΕ-2 σε διεύθυνση ΒΔ - ΝΑ (κάθετα στην παράταξη του ρήγματος). Οι διαστάσεις της τομής ήταν 5 x 2 x 2 m (Μ x Π x Υ).

Αφού ανοίχτηκε η τομή άρχισαν επί τόπου οι εργασίες υπαίθρου.



Εικόνα 4.6.1.18. Εργασίες υπαίθρου στην μικρή τομή.

Η τομή καθαρίστηκε και χαράχτηκε κάνναβος 1 x 1 m και στους δυο τοίχους της τομής (εικ. 4.6.1.18.).



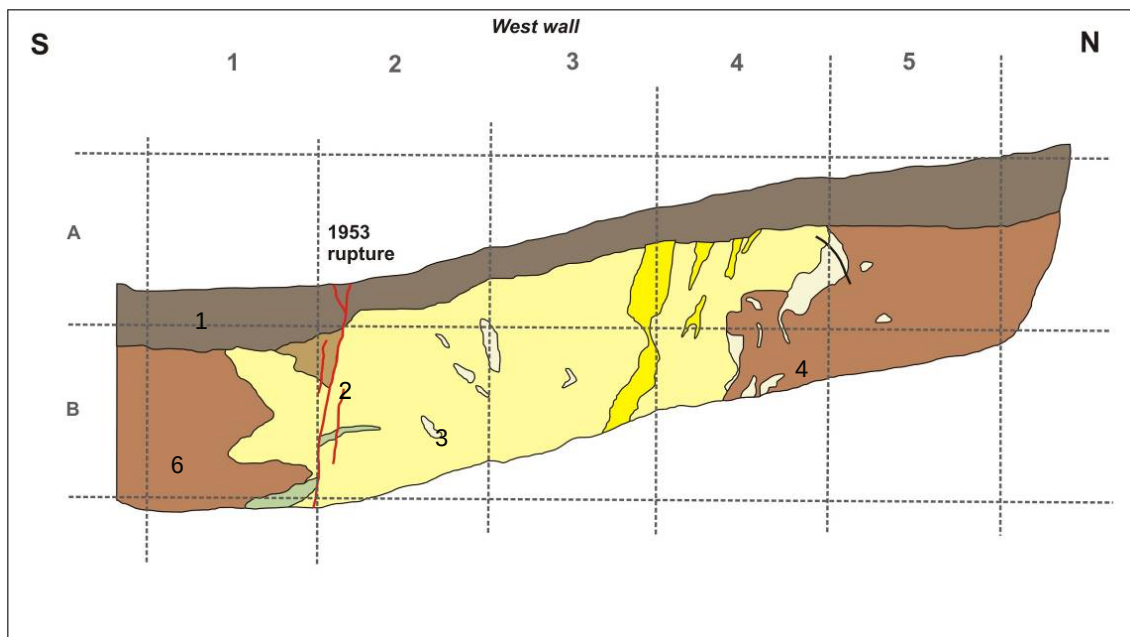
Εικόνα 4.6.1.19. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης. (Όριο μεταξύ σύγχρονου εδάφους και άμμου δυσδιάκριτο).

Η λεπτομερής καταγραφή και των δύο τοιχωμάτων της τομής, έδειξε ότι η στρωματογραφία αποτελείται από τα ακόλουθα στρώματα (οι αριθμοποίηση ακολουθεί την σειρά της μεγάλης τομής, διότι τα στρώματα που αποκαλύφθηκαν είναι ταυτόσημα):

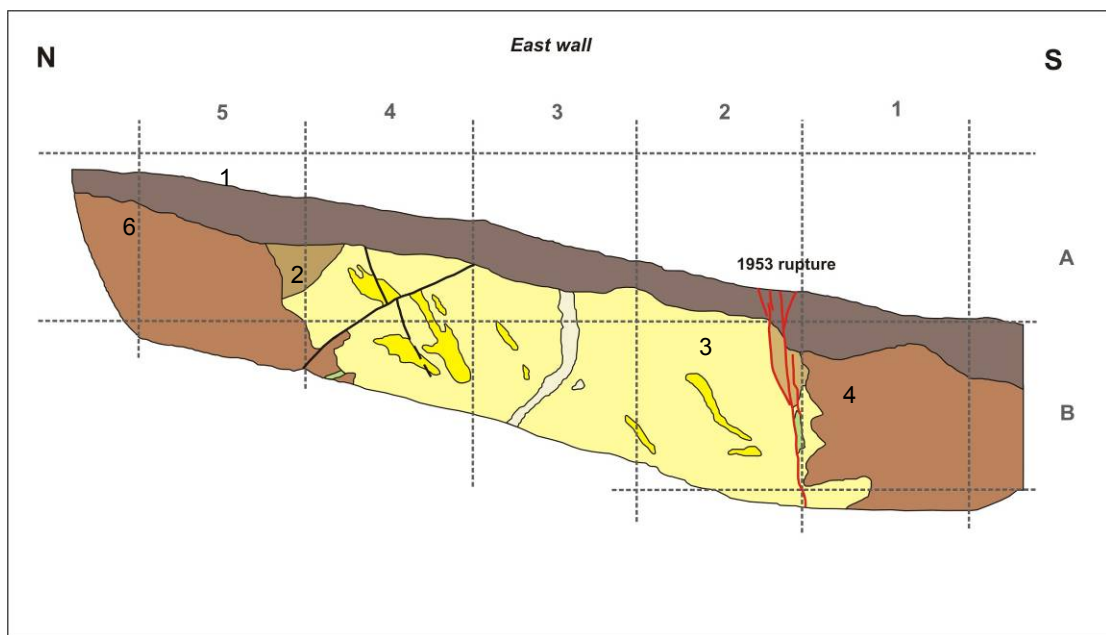
1. Σύγχρονο έδαφος. Σκουρόχρωμο και χονδρόκοκο
2. Ο κατώτερος ορίζοντας του σύγχρονου εδάφους. Όμοιας σύνθεσής με το σύγχρονο έδαφος. Διακρίνονται ψήγματα άμμου που πιθανώς ανήκουν στην τρίτη ενότητα που αποτελείται από άμμο. Ίσως να ανήκει και στην τρίτη ενότητα. Τα όριά σε αυτήν την τομή είναι περιορισμένα καθώς οι διαστάσεις του παραπέμπουν περισσότερο σε διαστάσεις φακού παρά στρώματος.
3. Φαινόμενο ρευστοποίησης της άμμου. Λευκού χρώματος. Τα πλευρικά όρια δεν είναι ευκρινή.
4. Ίδιο με την ενότητα τρία.
6. Μαζώδες κοκκινοκάστανο λεπτόκοκο μίγμα αργίλων και άμμων. Περιστασιακά υπάρχει εμφάνιση κροκαλών και ανοιχτοπράσινης άμμου



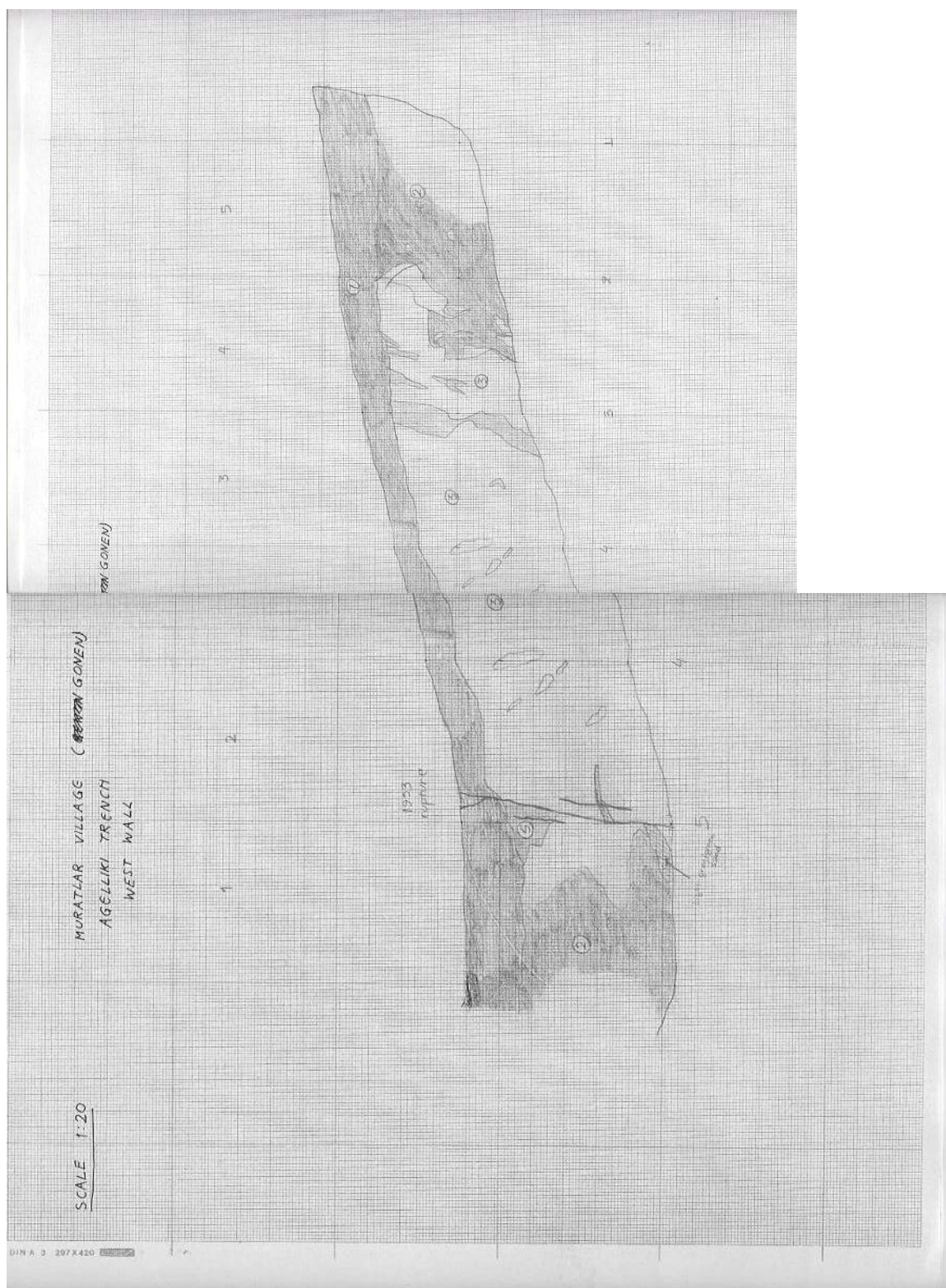
Εικόνα 4.6.1.20. Λεπτομέρεια της ρηξιγενούς ζώνης. Η επαφή της άμμου με το κοκκινοκάστανο υλικό είναι δυσδιάκριτη.



Εικόνα 4.6.1.21. Το δυτικό τοίχωμα της μικρής τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του ρήγματος του 1953 καθώς και τα φαινόμενα ρευστοποίησης.



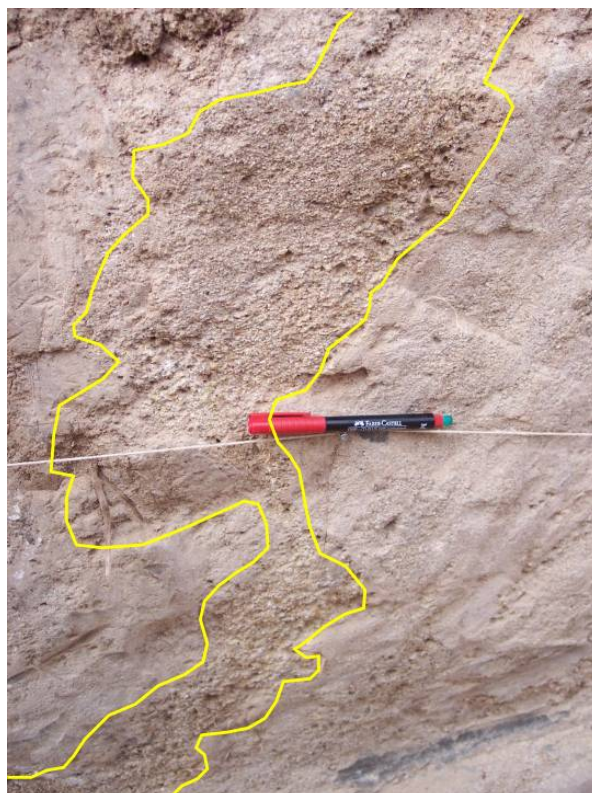
Εικόνα 4.6.1.22. Το ανατολικό τοίχωμα της μικρής τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του ρήγματος του 1953 καθώς και τα φαινόμενα ρευστοποίησης.



Εικόνα 4.6.1.21.α. Το δυτικό τοίχωμα της μικρής τομής στην περιοχή του Muratlar όπου φαίνεται και η διάρρηξη του 1953 (αποτελέσμα επιτόπου καταγραφής).

Όπως παρατηρείται από την καταγραφή των τοιχωμάτων, τα περισσότερα στρώματα που αποκαλύφθηκαν, συμπίπτουν με τα στρώματα που αποκαλύφθηκαν στη μεγάλη τομή (εικ. 4.6.1.21., 4.6.1.22. σε σύγκριση με τις εικ. 4.6.1.9., 4.6.1.10.). Η οροφή της τομής κι εδώ αποτελείται από έναν ορίζοντα σύγχρονου εδάφους. Ο ορίζοντας αυτός ακολουθείται, προς τα κάτω από τα κοκκινοκάστανα ιζήματα που συναντήσαμε στην πρώτη τομή, η συνέχεια των οποίων διακόπτεται από τη ρευστοποιημένη άμμο (εικ. 4.6.1.23.) και είναι της ίδιας σύστασης με την πρώτη τομή. Τα όρια του στρώματος 2, που συνίσταται κυρίως από άμμο, είναι περιορισμένα και οι διαστάσεις του παραπέμπουν περισσότερο σε διαστάσεις φακού παρά στρώματος. Επιπλέον, παρατηρούνται φακοί ανοιχτοπράσινου χρώματος οι οποίοι, όπως και στην μεγάλη τομή, πιθανώς αποτελούν μέρος της ρευστοποιημένης άμμου.

Οι ρηξιγενείς δομές και στην τομή αυτή, λοιπόν, αντιπροσωπεύονται από το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό του 1953 και βρίσκεται στο δεξιό τμήμα της σεισμικής ρηξιγενούς ζώνης (εικ. 4.6.1.21., 4.6.1.22.), η οποία είναι σχεδόν κατακόρυφη και το ίχνος του σχεδόν φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Επιπλέον, είναι εμφανής κι άλλη μια ρηξιγενής δομή η οποία εμφανίζεται μόνο στο δυτικό τοίχωμα της τομής και δεν φτάνει στην επιφάνεια. Δεν διακόπτει δηλαδή τον ορίζοντα του σύγχρονου εδάφους, αλλά φαίνεται να βρίσκεται εξ ολοκλήρου σχεδόν μέσα στη ρευστοποιημένη άμμο και μάλιστα σε κάποια σημεία να την κόβει ενώ σε κάποια άλλα όχι (εικ. 4.6.1.22.). Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η ρευστοποίηση συνέβη σε στάδια.



Εικόνα 4.6.1.23. Τα φαινόμενα της ρευστοποίησης (Δυτικό τοίχωμα μικρή τομής).

Όπως προκύπτει από την καταγραφή, ο ορίζοντας της ρευστοποιημένης άμμου φαίνεται να εφάπτεται με το ίχνος του κυρίως ρήγματος, γεγονός που επιβεβαιώνει ότι η δραστηριοποίηση του ρήγματος συνδέεται με το φαι-

νόμενο της ρευστοποίησης. Είναι και εδώ εμφανές ότι η άμμος είναι δύο γενέων κι αυτό επιβεβαιώνει τις διαδοχικές δραστηριοποιήσεις του ρήγματος όπως αυτές περιγράφηκαν προηγουμένως.

Και στην τομή αυτή έγινε δειγματοληψία για χρονολόγηση (εικ. 4.6.1.24.) τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται παρακάτω.



Εικόνα 4.1.6.24. Δειγματοληψία στην μικρή τομή στην περιοχή του Muratlar.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΣΤΟ MURATLAR

Μετά από τη διάνοιξη των τομών και την επισταμένη παρατήρηση της στρωματογραφίας τους καταλήγουμε στην αναγνώριση δυο τουλάχιστον παλαιότερων γεγονότων, εκτός από αυτό του 1953, τα οποία κατά πάσα πιθανότητα συνδέονται με φαινόμενα ρευστοποίησης. Αυτό, μαρτυρά το γεγονός ότι η άμμος που ρευστοποιήθηκε επαφίεται στο σημείο όπου είναι εμφανές το ίχνος του ρήγματος.

Τα παλαιότερα αυτά γεγονότα συνδέονται με την κύρια ζώνη του ρήγματος, με το προτελευταίο να λαμβάνει χώρα περίπου το 1440 μ.Χ. Όσον αφορά την ηλικία του δεύτερου γεγονότος, η χρονολόγηση OSL δεν έδειξε τελικά αποτελέσματα, λόγω της ακαταλληλότητας του δείγματος.

Πίνακας 4.6.1.1. Μετατόπιση και χρονική τοποθέτηση των ρηξιγενών δομών που αποκαλύφθηκαν στις 2 τομές στο Muratlar.

Γεγονός	Χρονική τοποθέτηση	Κατακόρυφη μετατόπιση (m)
1	1953, συνδέεται με τη δραστηριότητα του κυρίως ρήγματος και διαρρηγνύει επιφανειακά το έδαφος	0.25 - 30
2	Πριν την απόθεση του στρώματος 1 και μετά τα φαινόμενα ρευστοποίησης. Συνδέεται με δευτερογενή ρηγμάτωση η οποία σταματά στη βάση του στρώματος 1.	0.7
3	?	?

4.6.1.1. ΡΕΥΣΤΟΠΟΙΗΣΗ

Προτού περάσει η περιγραφή μας στην ανάλυση της επόμενης τομής, κρίνουμε πως είναι απαραίτητο να αναφερθούμε σε κάποια πράγματα που αφορούν τη ρευστοποίηση των εδαφών δεδομένου ότι ήταν το κύριο χαρακτηριστικό της άνω τομής.

Στον όρο εδαφική ρευστοποίηση περιλαμβάνονται όλα τα φαινόμενα που προκαλούν απώλεια διατμητικής αντοχής ή ανάπτυξη υπερβολικών παραμορφώσεων, σαν αποτέλεσμα της παροδικής ή επαναλαμβανόμενης διατάραξης των κορεσμένων ψαθυρών εδαφών.

Η ασφάλεια των εγκαταστάσεων πυρηνικών αντιδραστήρων, φραγμάτων, γεφυρών κλπ και η ανάγκη περιορισμού των κατολισθήσεων κατά τη διάρκεια των σεισμών αύξησαν τις προσπάθειες για ανάπτυξη των διαδικασιών υπολογισμού του δυναμικού ρευστοποίησης. Λόγω της σύνθετης συμπεριφοράς του εδάφους χρειάστηκαν πολλά χρόνια ώστε να αποκτήσει ο κίνδυνος για ρευστοποίηση το σωστό βάρος στον σεισμικό σχεδιασμό.

Το 1939 ο Casagrate, για να αναλύσει την εδαφική συμπεριφορά, εκτέλεσε μια σεισρά μονοτονικών, τριαξονικών δοκιμών με συνθήκες στράγγισης κι έλεγχο παραμορφώσεων σε αρχικά χαλαρά και πυκνά δοκίμια κάτω από διαφορετικές περιοριστικές πιέσεις και παρατήρησε ότι για την ίδια περιοριστική πίεση τα δοκίμια, ανεξάρτητα από την αρχική τους συμπίκνωση πλησίαζαν, με την αύξηση των παραμορφώσεων ΔΙ, περίπου τον λόγο των κενών e_c . Στα μέσα του 1960, ο Gonzalo Castro, μαθητής του Casagrate, επιβεβαίωσε τις υποθέσεις του δασκάλου του καταλήγοντας στις ακόλουθες παρατηρήσεις.

Τα πολύ χαλαρά δοκίμια αστοχούσαν γρήγορα και θραύονταν με μεγάλες παραμορφώσεις. Ο Castro ονόμασε αυτή την συμπεριφορά *ρευστοποίηση ροής*. Τα *μέσης πυκνότητας* δοκίμια αρχικά παρουσίαζαν την ίδια συμπεριφορά με τα χαλαρά, αλλά μετά την αρχική συστολική συμπεριφορά, άρχιζαν να παρουσιάζουν συμπεριφορά διαστολής. Ο Castro ονόμασε αυτήν τη συμπεριφορά *περιορισμένη ρευστοποίηση*. Τα *πυκνά δοκίμια* αρχικά στην περιοχή των μικρών διατμητικών παραμορφώσεων παρουσίαζαν αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων, αλλά η συσσώρευση των παραμορφώσεων οδηγούσε σε χαλάρωση και διαστολή με αποτέλεσμα την εκτόνωση της πίεσης του νερού των πόρων και την αύξηση της διατμητικής αντοχής.

Γενικά ο όρος ρευστοποίηση αναφέρεται σε διάφορες αστοχίες της διατμητικής αντοχής των χαλαρών, κορεσμένων, ψαθυρών κυρίως εδαφικών αποθέσεων, εξαιτίας της αύξησης της πίεσης του νερού των πόρων, όταν υπόκεινται σε απότομες ισχυρές μονοτονικές (προς μια διεύθυνση) ή σε δυναμικές φορτίσεις υπό συνθήκες μη στράγγισης. Η ρευστοποίηση μπορεί ακόμα να προκληθεί από μια κρίσιμη υδραυλική βαθμίδα κατά τη διάρκεια ανοδικής ροής του νερού σε μια απόθεση άμμου.

Στην γενική περίπτωση μιας κεκλιμένης εδαφικής επιφάνειας η κατάσταση τάσεων του εδάφους περιλαμβάνει μια αρχική στατική διατμητική τάση. Εάν επιβληθεί μια μονοτονική φόρτιση, με την αύξηση της διατμητικής τάσης T_f το χαλαρό έδαφος θα τείνει να συμπυκνωθεί μέχρι να φτάσει την μέγιστη διατμητική αντοχή $T_{f \max}$ και ύστερα θα χαλαρώσει, πλησιάζοντας στην περιοχή του κρίσιμου λόγου κενών μια υπολειπόμενη σταθερή διατμητική αντοχή $T_{f \text{ res}}$ ενώ οι πιέσεις του νερού των πόρων θα αυξάνονται συνεχώς. Εάν η αρχική στατική τάση είναι μεγαλύτερη από την υπολειπόμενη διατμητική αντοχή $T_{f \text{ res}}$ θα προκύψει η *αστοχία ρευστοποίησης ροής*.

Εάν το ίδιο έδαφος διατμηθεί κυκλικά, οι πιέσεις του νερού των πόρων θα αυξάνονται με κάθε κύκλο φόρτισης και αν η διατμητική αντοχή μειωθεί κάτω από τη στατική τάση, θα προκληθεί *ρευστοποίηση ροής*. Για να εμφανιστεί μια αστοχία ρευστοποίησης ροής, ένα κορεσμένο έδαφος συστολής πρέπει να υποβληθεί σε διατμητική τάση ικανού μεγέθους, ή ικανοποιητικό αριθμό κύκλων φόρτισης υπό αστράγγιστες συνθήκες.

Σύμφωνα με το Ιαπωνικό Ινστιτούτο οι παράγοντες που επηρεάζουν εργαστηριακά το δυναμικό ρευστοποίησης είναι οι συνθήκες κυκλικής φόρτισης, οι εδαφικές συνθήκες, οι συνθήκες περιοριστικής πίεσης και οι συνθήκες της δοκιμής. Κατά τον Castro (1987) οι συνέπειες της ρευστοποίησης είναι:

Πίνακας 4.6.1.1.1. Συνέπειες της ρευστοποίησης.

Επί τόπου Διατμητική Τάση	Εδαφική Συμπεριφορά	Χαρακτηριστικές Παρατηρήσεις Πεδίου
Καμία αρχική διατμητική τάση	Μείωση όγκου Αύξηση πίεσης πόρων	Καθίζηση Ανάβλυση και αναπήδηση άμμου από τις σχισμές της εδαφικής επιφάνειας
Διατμητική τάση μεγαλύτερη από την υπολειπόμενη διατμητική αντοχή	Απώλεια ευστάθειας Ρευστοποίηση	Κατολισθήσεις ροής Βύθιση βαρέων δομών Επίπλευση ελαφρών δομών
Διατμητική τάση μικρότερη από την υπολειπόμενη διατμητική αντοχή	Ευστάθεια εδαφικής μάζας	Κατολισθήσεις Καθίζηση των κτηρίων Πλευρική διάδοση ή κυκλική κινητικότητα

Όσον αφορά το δυναμικό ρευστοποίησης μιας δεδομένης εδαφικής απόθεσης, αυτό αξιολογείται καταρχάς με επί τόπου δοκιμές πρότυπης διεύθυνσης (SPT και CPT) και σεισμικές μεθόδους μέτρησης εγκαρσίων κυμάτων με γεωτρητικές οπές (Cross-hole και Down-hole). Επίσης, με τη διεξαγωγή εργαστηριακών δοκιμών δυναμικής φόρτισης, με θεωρητικά ημιεμπειρικά μοντέλα κα.

Σύμφωνα με τον Seed τα στοιχεία για την αξιολόγηση της ρευστοποίησης μιας δεδομένης εδαφικής απόθεσης είναι:

1. Οι εδαφικές ιδιότητες: μέτρο διάτμησης, λόγος απόσβεσης, μοναδιαίο βάρος, χαρακτηριστικά των κόκκων, σχετική πυκνότητα, εδαφική δομή
2. Περιβαλλοντικοί παράγοντες: η μέθοδος σχηματισμού του εδάφους, η σεισμική και γεωλογική ιστορία, ο συντελεστής των πλευρικών ωθήσεων, η στάθμη του υπόγειου νερού, η ενεργός περιοριστική πίεση και
3. Τα χαρακτηριστικά του σεισμού: ένταση και διάρκεια της δόνησης.¹

4.6.2. KARAKÖY

ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΟΜΗΣ

Στις 11 Οκτωβρίου του 2004, εκσκάφτηκε, από Τούρκους γεωλόγους και υπό την καθοδήγηση του καθηγητή Tutkun, παλαιοσεισμολογική τομή στο χωριό Karaköy (εικ. 4.6.2.1.).



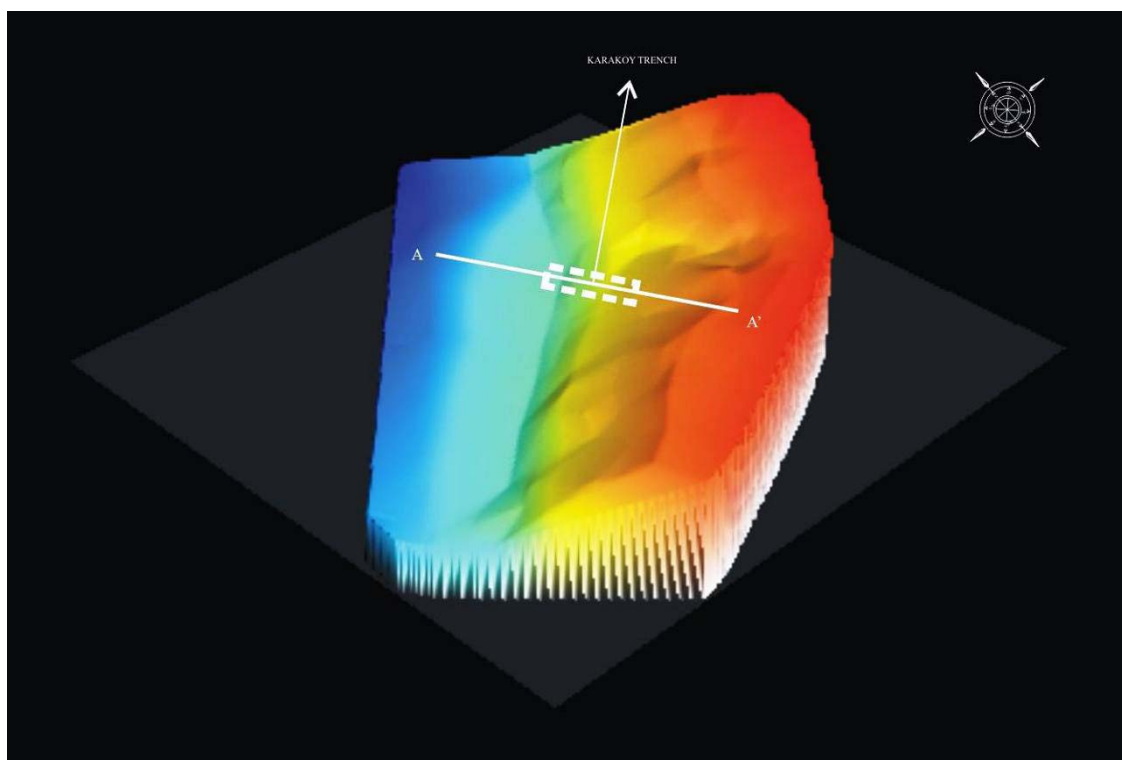
Εικόνα 4.6.2.1. Εκσκαφή παλαιοσεισμολογικής τομής στο χωριό Karaköy.

Η επιλογή της τομής έγινε βάσει της επιφανειακής μορφολογίας όπου ήταν εμφανές το πραινές του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό του 1953 (εικ. 4.6.2.2., 4.6.2.3.).

¹ Ιωσηφίδου Κ. Η ρευστοποίηση του εδάφους (μη δημοσιευμένο)



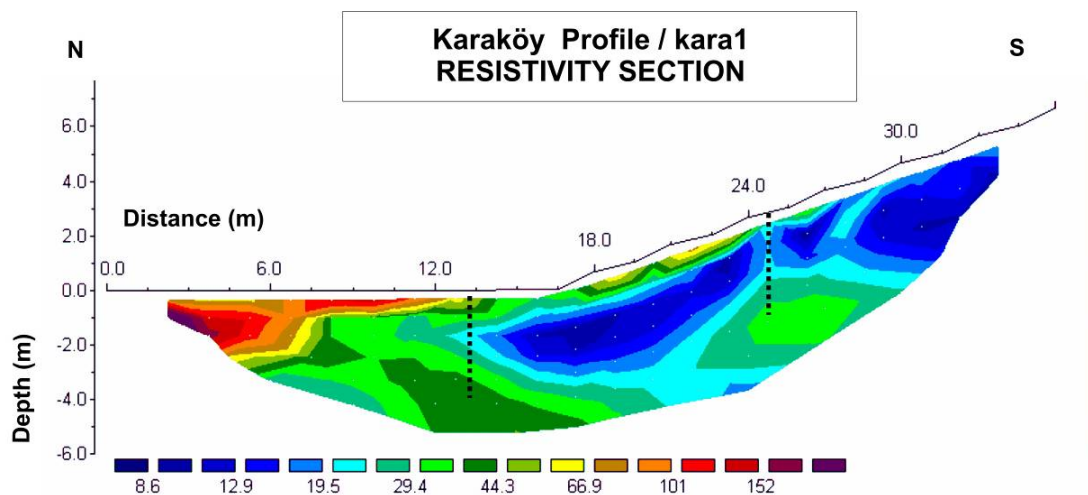
Εικόνα 4.6.2.2. Πρανές του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό του 1953.



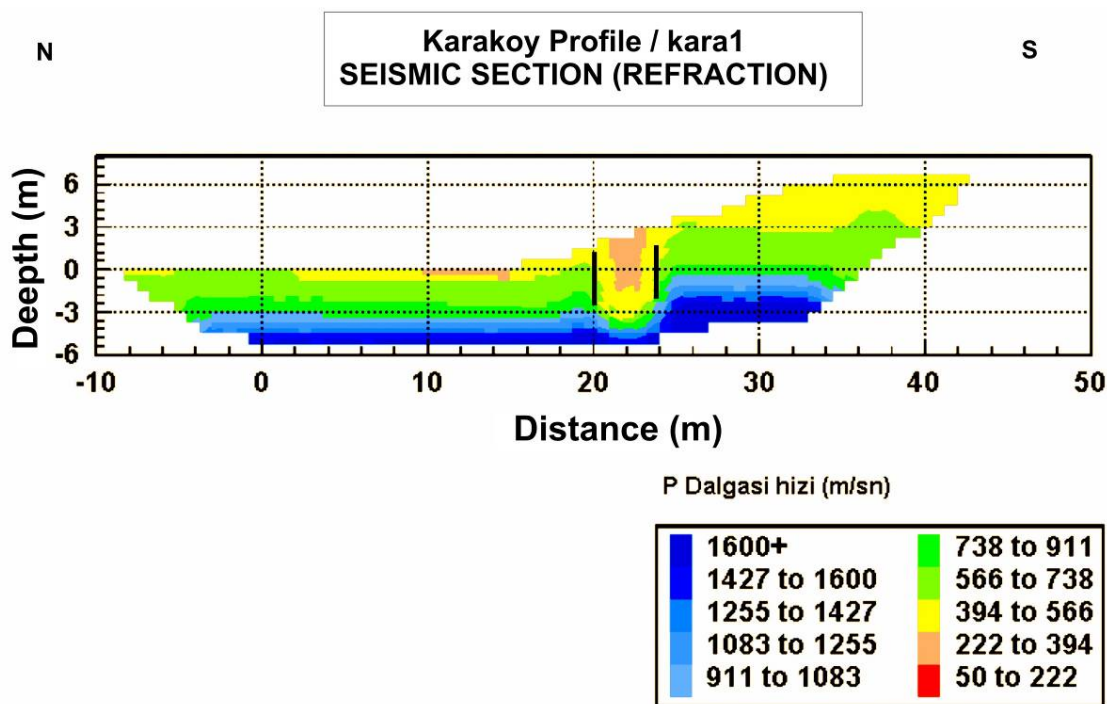
Εικόνα 4.6.2.3. Τρισδιάστατη απεικόνιση της μορφολογίας με το σημείο της τομής στην περιοχή του Karakoy (Pavlidis et. al. 2005).

Προηγήθηκαν κι εδώ γεωφυσικές μελέτες οι οποίες έδειξαν τη θέση του ρήγματος (εικ. 4.6.2.4.).

Σκοπός της παλαιοσεισμολογικής τομής ήταν βεβαίως, να φανεί ο σεισμός του Yenice του 1953 αλλά κι ενδεχόμενη επαναδραστηριοποίηση του ρήγματος στο παρελθόν.

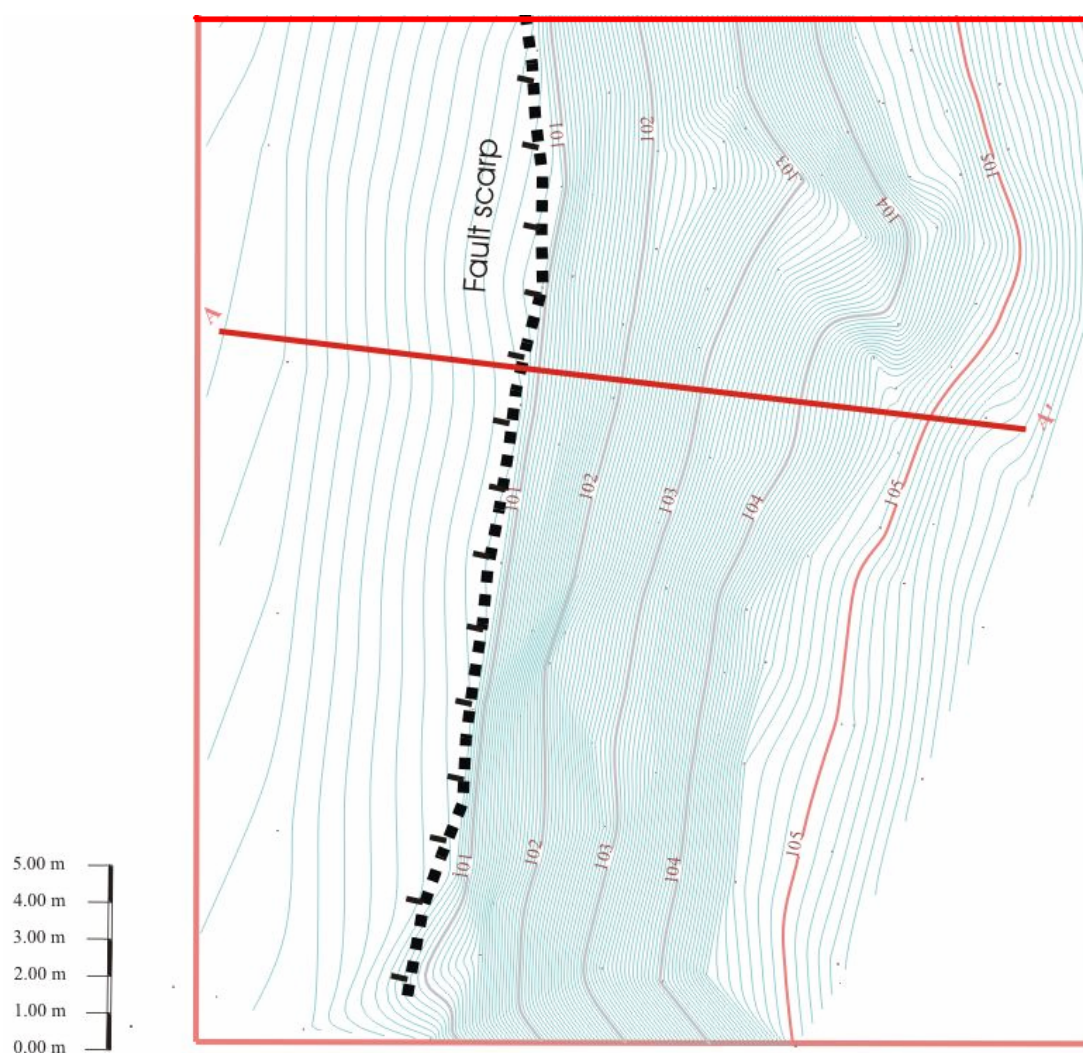


Εικόνα 4.6.2.4.α. Ηλεκτρικό προφίλ όπου φαίνεται το ίχνος του ρήγματος στην περιοχή του Karaköy (Pavlidis et. al. 2005).



Εικόνα 4.6.2.4.β. Σεισμικό προφίλ όπου φαίνεται το ίχνος του ρήγματος στην περιοχή του Karaköy (Pavlidis et. al. 2005).

ΕΚΣΚΑΦΗ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΤΟΜΗΣ



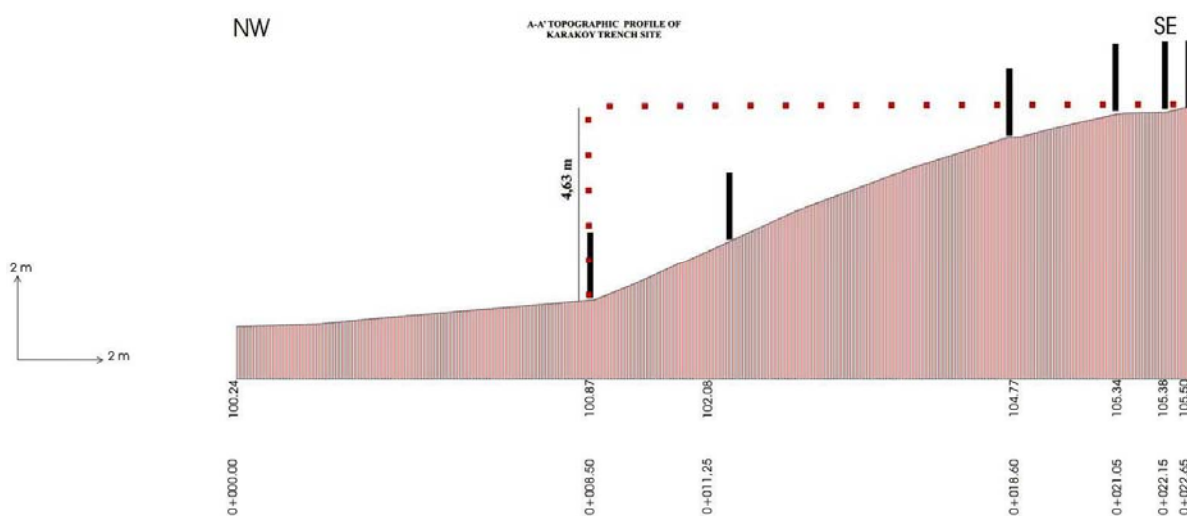
Εικόνα 4.6.2.5. Τοπογραφία στην περιοχή της τομής στην περιοχή του Karaköy (Pavlides et. al. 2005).

Στις 11 του Οκτώβρη του 2004, η ομάδα του καθηγητή Tutkun άρχισε τις διαδικασίες εκσκαφής στο Karaköy οι οποίες διήρκησαν περίπου 2 ώρες (εικ. 4.6.2.6.).



Εικόνα 4.6.2.6. Διαδικασίες εκσκαφής στο Karaköy στις 11/10/2004.

Στη θέση που επελέγη κατασκευάστηκε τομή σε διεύθυνση ΒΔ - ΝΑ (κάθετα στην παράταξη του ρήγματος). Οι τελικές διαστάσεις της ήταν 10 x 3,5 x 4 m (Μ x Π x Υ).



Εικόνα 4.6.2.7. Τοπογραφικό προφίλ στην τομή στην περιοχή του Karaköy (Pavlidis et. al. 2005).

Κατόπιν η τομή καθαρίστηκε και χαράχτηκε κάνναβος 1x1m. Η ουσιαστική μελέτη της τομής και η εξαγωγή συμπερασμάτων έγινε στις 25 Οκτωβρίου του 2004 με την άφιξη του καθηγητή Γεωλογίας του ΑΠΘ Σπ. Παυλίδη και της ομάδας του από τη Θεσσαλονίκη, στο σημείο της τομής.



Εικόνα 4.6.2.8. Καθηγητής Γεωλογίας Σπ. Παυλίδης και η ομάδα του στο σημείο της τομής στις 25/10/2004.

Έγιναν εκ νέου διαδικασίες εκσκαφής για την διεύρυνση της τομής μιας και οι διαστάσεις της πρώτης δεν επέτρεπαν τον καθορισμό του ρήγματος. Ευθύς μετά τη νέα εκσκαφή άρχισαν οι εργασίες υπαίθρου από Έλληνες και Τούρκους γεωλόγους (εικ. 4.6.2.8., 4.6.2.9.). Χαράχτηκε εκ νέου κάνναβος 1x1m κι έγινε μελέτη της στρωματογραφίας και της τεκτονικής (εικ. 4.6.2.10.). Δυστυχώς ούτε η διεύρυνση της τομής βοήθησε στη χαρτογράφηση του ρήγματος παρόλες τις γεωμορφολογικές και γεωφυσικές ενδείξεις.



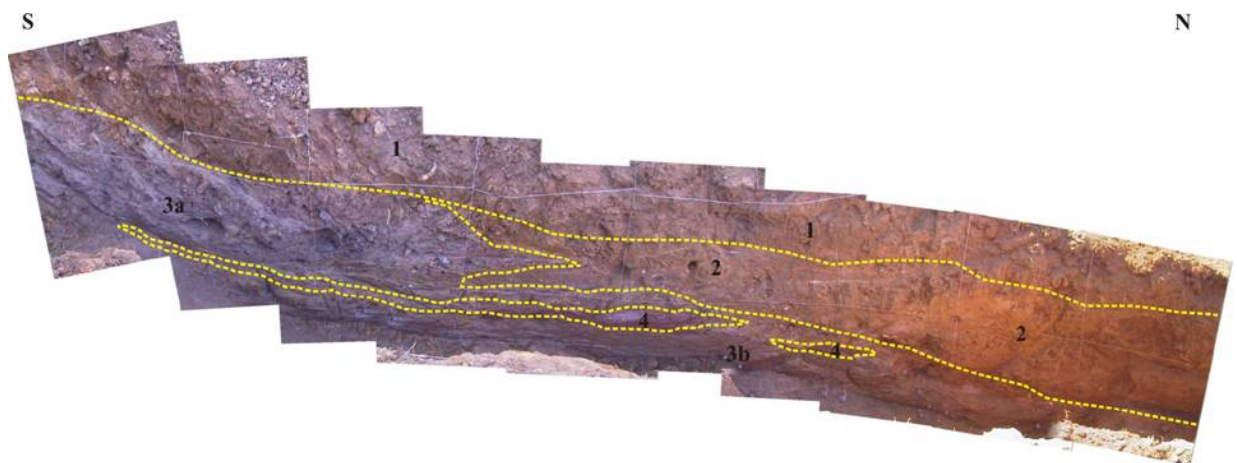
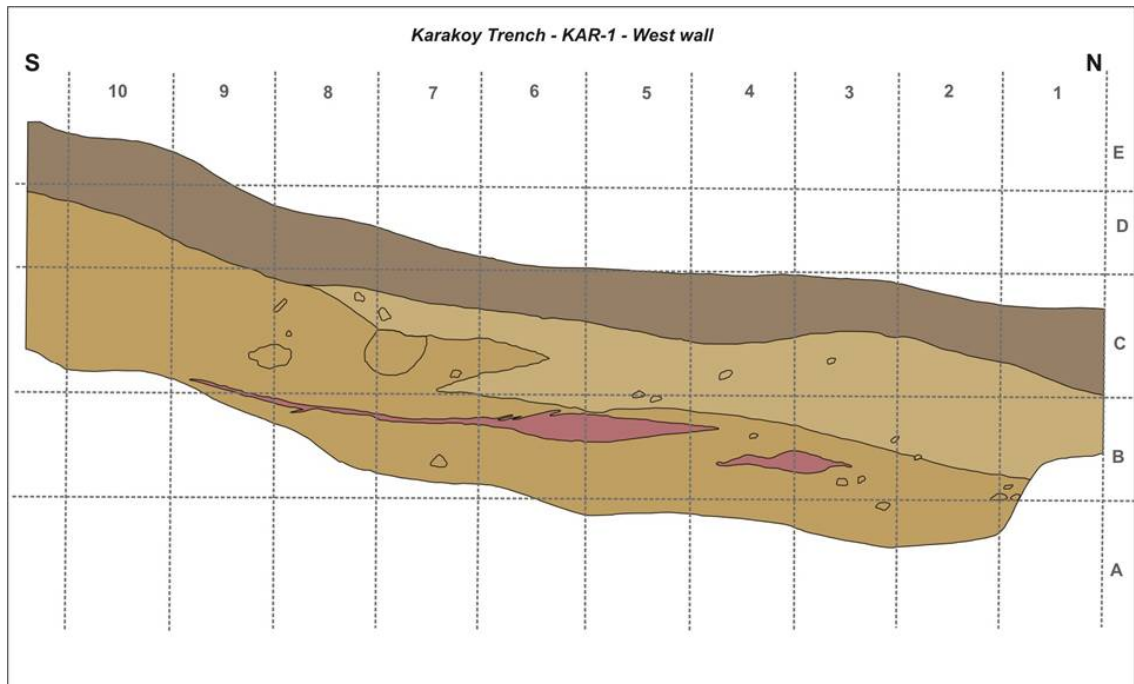
Εικόνα 4.6.2.9. Νέα εκσκαφή διεύρυνσης στις 25/10/2004.



Εικόνα 4.6.2.10. Χάραξη νέου καννάβου 1 x 1 m.

Η λεπτομερής καταγραφή και του δυτικού τοιχώματος της τομής, έδειξε ότι η στρωματογραφία αποτελείται από τα ακόλουθα στρώματα:

1. Σύγχρονο έδαφος το οποίο δε βρίσκεται σε πολύ καλή ανάπτυξη. Σταδιακή μετάβαση στο στρώμα 2.
2. Αλλουβιακά ιζήματα χρώματος ερυθροκάστανου μέτριας κοκκομετρίας. Σημειακή εμφάνιση κροκαλών και φακών αργίλου.
3. Πιθανώς κολλουβιακά ιζήματα (;), μέτρια ως αδρόκοκκα με σημαντικό αριθμό κροκαλών και κομμάτια πετρωμάτων (ηφαιστειακά πετρώματα, ανδεσίτες, βασάλτες κα). Φακοί από κιτρινωπή αδρόκοκκη άμμο και από κοκκινωπή άργιλο (βλ. στρ. 4). Το υλικό του 3a είναι πιο λεπτόκοκκο από το υλικό του 3b.
4. Λεπτόκοκκη ερυθροκάστανη άμμος η κοκκομετρία της οποίας παραπέμπει περισσότερο σε αργιλικό υλικό. Παρατηρούνται, επίσης, φακοί και διαφοροποιήσεις στην πυκνότητα του υλικού.



Εικόνα 4.6.2.11. Το δυτικό τοίχωμα στην τομή στην περιοχή του Karaköy. Δεν παρατηρείται καμία ρηξιγενής δομή (Pavlidis et. al. 2005).

Η ερμηνεία της τομής με βάση τη μελέτη της μικροστρωματογραφίας και της τεκτονικής δομής, δεν προδίδει προηγούμενη δραστηριοποίηση του ρήγματος (εικ. 4.6.2.11). Βέβαια, από τα αποτελέσματα των γεωφυσικών διασκοπήσεων (εικ. 4.6.2.4) σε συνάρτηση με το επιφανειακό πραινές (εικ. 4.6.2.2.), περιμέναμε να οδηγηθούμε σε διαφορετικά συμπεράσματα και να αποκαλυφθεί τουλάχιστον το ίχνος του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό του 1953 πράγμα που δεν έγινε στην τομή στο Karaköy. Η συνέχεια του ρήγματος ίσως να πρέπει να διερευνηθεί πιο νότια.

Όσον αφορά τη στρωματογραφία της τομής, παρατηρείται ότι η οροφή της αποτελείται από έναν ορίζοντα σύγχρονου εδάφους που, όμως, δεν έχει πολύ καλή ανάπτυξη (εικ. 4.6.2.12.). Σταδιακά μεταβαίνει στο στρώμα 2.



Εικόνα 4.6.2.12. Λεπτομέρεια του τοιχώματος της τομής. Ο ορίζοντας του σύγχρονου εδάφους δεν έχει καλή ανάπτυξη.

Το στρώμα 2 αποτελείται από αλλουβιακά ιζήματα χρώματος ερυθροκάστανου μέτριας κοκκομετρίας (εικ. 4.6.2.12., 4.6.2.13.). Διακρίνεται σημειακή εμφάνιση κροκαλών και φακών αργίλου σε άτακτη κατανομή μέσα στην τομή (εικ. 4.6.2.13.). Το τρίτο στρώμα αποτελείται από ιζήματα, πιθανώς κολλουβιακά(;), μέτριας ως αδρόκοκκης κοκκομετρίας. Σε αυτά τα ιζήματα περιέχεται σημαντικός αριθμός κροκαλών και κομμάτια πετρωμάτων (ηφαιστειακά πετρώματα, ανδεδσίτες, βασάλτες κ.α). Στη μάζα αυτού του στρώματος παρατηρούνται, επίσης, φακοί από κιτρινωπή αδρόκοκκη άμμο και από κοκκινωπή άργιλο (βλ. στρ. 4). Το υλικό του 3a είναι πιο λεπτόκοκκο από το υλικό του 3b. Πρόκειται, παρόλα αυτά, για υλικό όμοιας σύστασης.



Εικόνα 4.6.2.13. Λεπτομέρεια του τοιχώματος της τομής. Η κοκκομετρία του στρώματος 4 παραπέμπει περισσότερο σε αργιλικό υλικό παρά σε άμμο.

Το στρώμα 4 αποτελείται από λεπτόκοκκη ερυθροκάστανη άμμο η κοκκομετρία της οποίας παραπέμπει περισσότερο σε αργιλικό υλικό παρά σε άμμο (εικ. 4.6.2.13.). Παρατηρούνται, επίσης, φακοί και διαφοροποιήσεις στην πυκνότητα του υλικού (εικ. 4.6.2.13., 4.6.2.14.).

Η παλαιοσεισμολογική τομή στο Karaköy δεν έδειξε παλαιότερες δραστηριοποιήσεις. Φαίνεται ότι δεν υπήρξε σεισμός κατά μήκος του ρήγματος της Yenice, προγενέστερος του 1953 (Pavlidis et al. 2006).



Εικόνα 4.6.2.14. Λεπτομέρεια του τοιχώματος της τομής. Εντοπίζονται διαφορές στην πυκνότητα ανά σημεία, ύπαρξη φακών και κροκαλών σε άτακτη διάταξη.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ ΣΤΟ ΚΑΡΑΚÖY

Το σημείο βάσει της επιφανειακής μορφολογίας και των γεωφυσικών διασκοπήσεων ήταν πολλά υποσχόμενο. Παρόλα αυτά δεν εντοπίστηκε το ίχνος του ρήγματος και γενικά καμία ρηξιγενής δομή.

Θεωρείται ότι ο προσδιορισμός της επόμενης παλαιοσεισμολογικής τομής πρέπει να επαναπροσδιοριστεί στα νότια εάν θέλουμε να έχουμε αποτελέσματα.

Είναι, επίσης, πιθανό, ότι η ζώνη του ρήγματος έχει μια *en echelon* διάταξη σε αυτό το σημείο.

4.6.3. SEYVAN

ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΟΜΗΣ

Στις 12 Οκτωβρίου 2004, ανοίχτηκε από Τούρκους γεωλόγους και υπό την καθοδήγηση του καθηγητή Tutkun, παλαιοσεισμολογική τομή στο χωριό Seyvan (εικ. 4.6.3.2.).

Η επιλογή της τομής έγινε βάσει της επιφανειακής μορφολογίας όπου ήταν εμφανές το πρανές του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό του 1953 (εικ. 4.6.3.1., 4.6.3.2.).



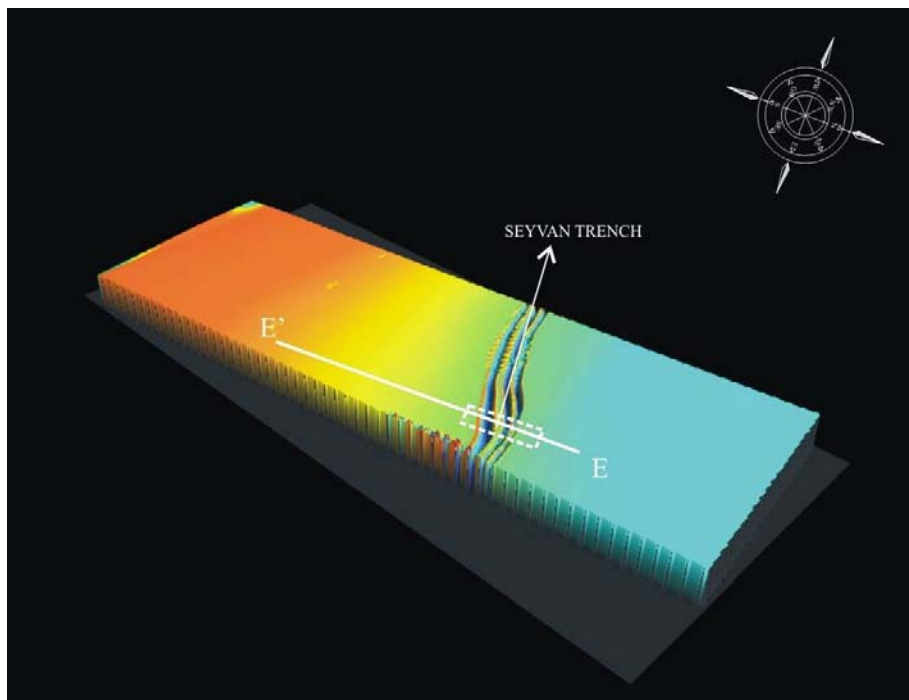
Εικόνα 4.6.3.1. Πρανές του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό του 1953.

Τα στοιχεία που οδήγησαν στην τελική επιλογή της θέσης εκσκαφής προέκυψαν από χαρτογράφηση και μέτρηση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των διαρρήξεων, όπως αυτές εμφανίζονται στην επιφάνεια (εικ. 4.6.3.6. τοπογραφικό προφίλ στην τομή), καθώς επίσης και από παρατήρηση των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών.

Σκοπός της παλαιοσεισμολογικής τομής ήταν βεβαίως, να φανεί η ρηξιγενής δομή που προκάλεσε το σεισμό του Υεπίζε του 1953 αλλά κι ενδεχόμενη επαναδραστηριοποίησή της στο παρελθόν.



Εικόνα 4.6.3.2. Εκσκαφή υπό την καθοδήγηση του καθηγητή Tutkun.

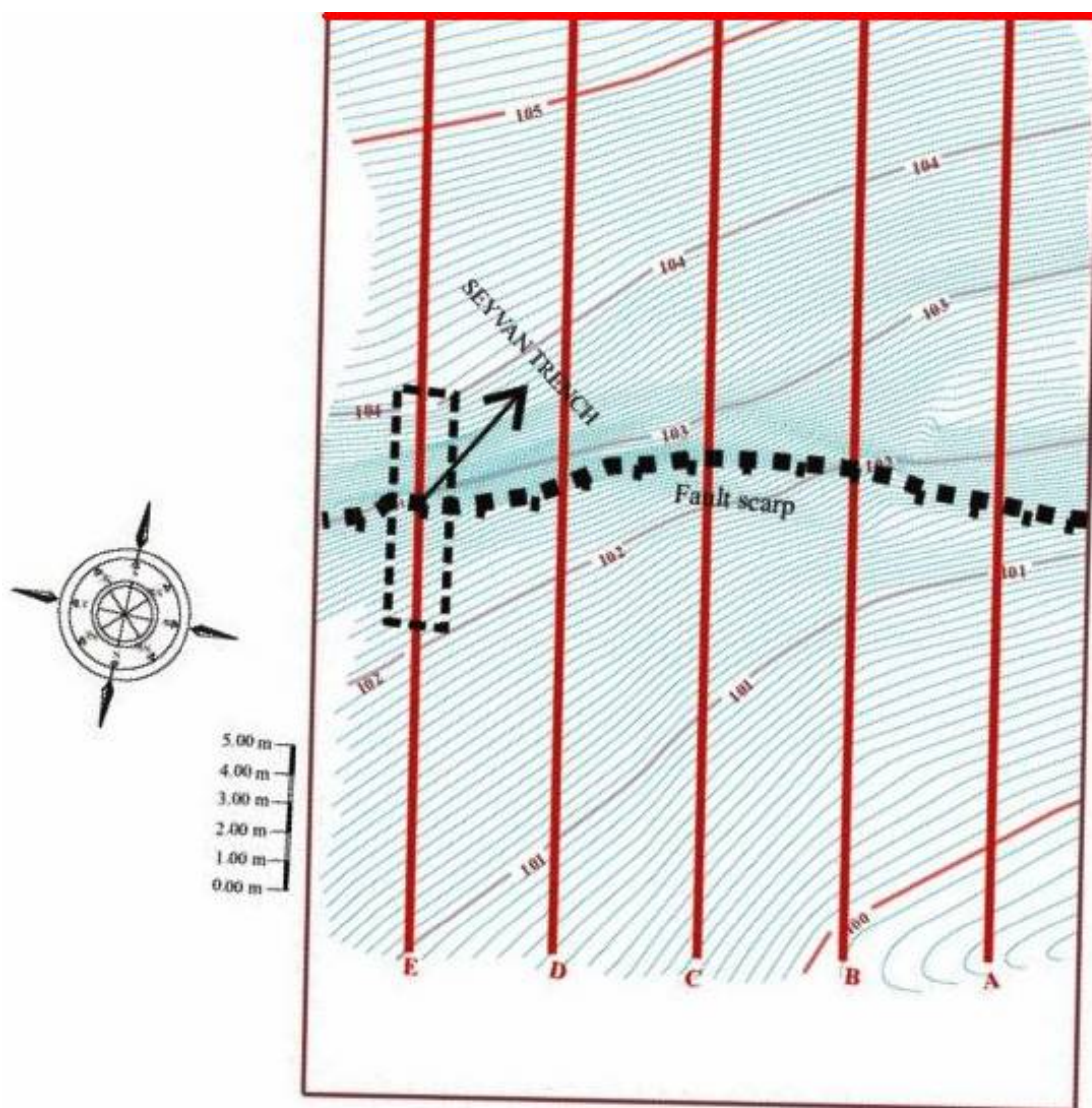


Εικόνα 4.6.3.3. Τρισδιάστατη απεικόνιση στις τομές στην περιοχή του Seyvan (Pavlidis et. al. 2005).

ΕΚΣΚΑΦΗ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΤΟΜΗΣ

Στις 12 του Οκτώβρη του 2004, η ομάδα του καθηγητή Tutkun άρχισε τις διαδικασίες εκσκαφής στο Seyvan οι οποίες διήρκεσαν περίπου 2 ώρες.

Στη θέση που επελέγη κατασκευάστηκε η τομή SE-1 σε διεύθυνση ΒΒΔ -ΝΝΑ (κάθετα στην παράταξη του ρήγματος). Οι τελικές διαστάσεις της τομής ήταν 10 x 4,5 x 5 m (Μ x Π x Υ). Κατόπιν η τομή καθαρίστηκε και χαράχτηκε κάνναβος 1 x 1 m.



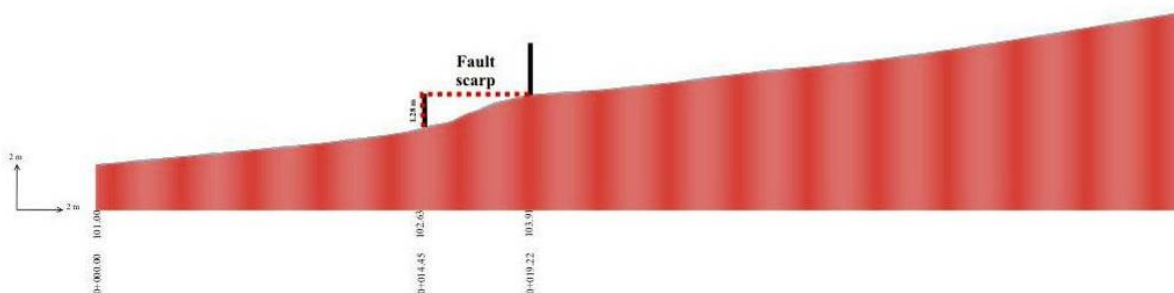
Εικόνα 4.6.3.4. Τοπογραφία στην τομή στην περιοχή του Seyvan (Pavlidis et. al. 2005).

Η τομή μελετήθηκε σε ένα πρώτο στάδιο από τους Τούρκους μεταπτυχιακούς φοιτητές και υποψήφιους διδάκτορες. Σε δεύτερη φάση, με την άφιξη του καθηγητή Παυλίδη και της ομάδας του, χαράχτηκε εν νέου κάνναβος 1 x 1 m κι έγινε επισταμένη κι αναλυτική καταγραφή των δυο τοιχωμάτων της τομής (24 Οκτωβρίου του 2004) (εικ. 4.6.3.5.).



Εικόνα 4.6.3.5. Εργασίες υπαίθρου από τον καθηγητή Παυλίδη και την ομάδα του.

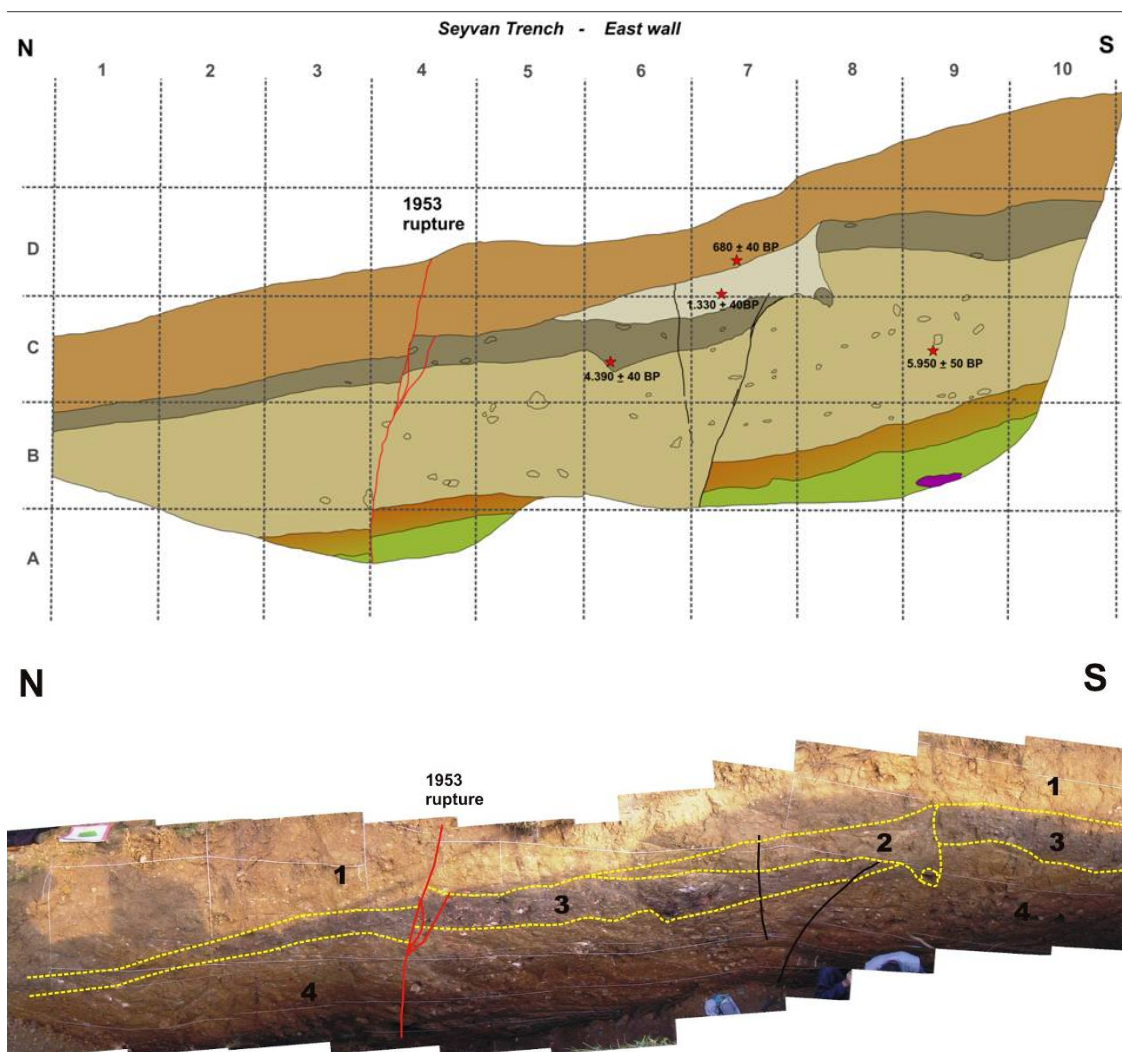
SW



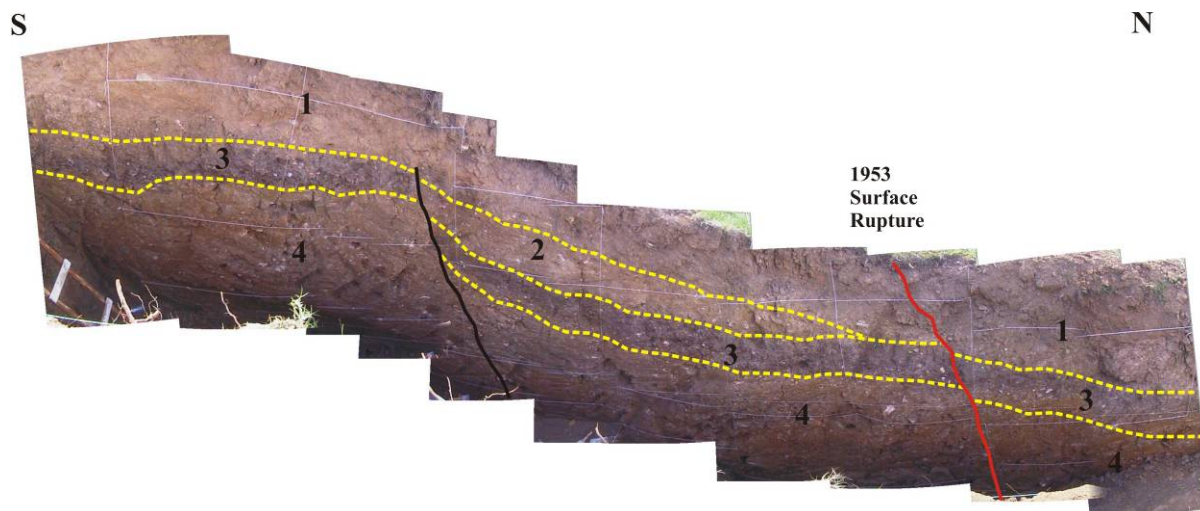
Εικόνα 4.6.3.6. Τοπογραφικό προφίλ στην περιοχή Seyvan (Pavlidis et. al. 2005).

Η λεπτομερής καταγραφή των τοιχωμάτων της τομής, έδειξε ότι η στρωματογραφία αποτελείται από τα ακόλουθα στρώματα:

1. Λεπτόκοκκη άμμος με διάσπαρτες κροκάλες με χαοτική δομή (όχι αποστρογγυλεμένες) που προέρχεται από τη βάση της πλαγιάς (footwall upslope). Ασθενής ανάπτυξη του εδάφους.
2. Άμμος μέτριας κοκκομετρίας χρώματος καφέ λίγο πιο ανοιχτόχρωμη έως και άσπρη. Κολλουβιακή σφήνα που συνδέεται με τεκτονικό γεγονός στο νοτιότερο ρήγμα που είναι ορατό στην τομή. Αποτέθηκε αμέσως μετά από αυτό το τεκτονικό γεγονός.
3. Παλαιοέδαφος με πολύ καλή ανάπτυξη, χρώματος σκούρο γκρι. Περιέχονται πολλά οργανικά. Η μετάβαση προς τα κάτω γίνεται σταδιακά σε σημεία.
4. Άμμος μέτρια έως αδρόκοκκη με πολλές κροκάλες η διάμετρος των οποίων φτάνει τα 2 εκατοστά. Πολλά μεγάλα κομμάτια πετρωμάτων, χρώματος καφέ ανοιχτό και ακόμη πιο ανοιχτό στην επαφή με το στρώμα 3, με διαφοροποιήσεις στα μεγέθη τους. Φακοί με τοπικές συγκεντρώσεις αργίλου.
5. Άργιλος με αραιά εμφάνιση κροκαλών χρώματος καφέ. Σταδιακή μετάβαση στο στρώμα 6.
6. ίδιο με 5 αλλά χρώματος καστανοπράσινου.



Εικόνα 4.6.3.7. Το ανατολικό τοίχωμα της τομής στην περιοχή της πόλης Seyvan 1. σύγχρονο παλαιοέδαφος 2. Νέο κολλούβιο 3. παλαιότερο παλαιοέδαφος 4. παλαιότερο κολλούβιο (Pavlidis et. al. 2005).



Εικόνα 4.6.3.8. Το δυτικό τοίχωμα της τομής στη περιοχή της πόλης Seyvan. 1. σύγχρονο παλαιοέδαφος 2. Νέο κολλούβιο 3. παλαιότερο παλαιοέδαφος 4. παλαιότερο κολλούβιο (Pavlidis et. al. 2005).

Η ερμηνεία της παλαισεισμολογικής τομής έγινε με βάση τη μελέτη της μικροστρωματογραφίας και της τεκτονικής δομής κι έδειξε ότι ένας σεισμός που συνέβη το 620 μ.Χ. διέρρηξε έναν άλλο κλάδο του ίδιου ρήγματος προκαλώντας αξιοσημείωτη επιφανειακή μετατόπιση, ενώ ταυτόχρονα υπάρχουν ενδείξεις ότι τουλάχιστον δυο παλαιότερα γεγονότα έλαβαν χώρα τα προηγούμενα 4,5 χιλιάδες χρόνια. Αυτό το σημείο συνίσταται εναλλαγές εδαφικών και ποτάμιων στρωμάτων. (Pavlidis et al. 2006).

Όσον αφορά τη στρωματογραφία της τομής, παρατηρείται ότι η οροφή της αποτελείται από λεπτόκοκκη άμμο με διάσπαρτες κροκάλες με χαοτική δομή (όχι αποστρογγυλεμένες) η οποίες προέρχονται από το ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος (εικ. 4.6.3.9.). Εδώ το έδαφος παρουσιάζει ασθενή ανάπτυξη. Το δεύτερο στρώμα, προς τα κάτω, αποτελείται από άμμο χρώματος καφέ και σε σημεία λίγο πιο ανοιχτόχρωμη έως και άσπρη και είναι μέτριας κοκκομετρίας (εικ. 4.6.3.9., 4.6.3.10.). Πρόκειται για κολλουβιακή σφήνα που συνδέεται με τεκτονικό γεγονός στο νοτιότερο ρήγμα που είναι ορατό στην τομή και αποτέθηκε αμέσως μετά από αυτό το τεκτονικό γεγονός. Το στρώμα 3 είναι παλαιοέδαφος με πολύ καλή ανάπτυξη, χρώματος σκούρου γκρι (εικ. 4.6.3.9., 4.6.3.10.). Σε αυτό περιέχονται πολλά οργανικά. Η μετάβαση προς τα κάτω γίνεται σταδιακά σε σημεία.



Εικόνα 4.6.3.9. Λεπτομέρεια του δυτικού τοιχώματος της τομής όπου στην οροφή φαίνεται η λεπτόκοκκη άμμος με διάσπαρτες κροκάλες και η άμμος χρώματος καφέ έως και άσπρη μέτριας κοκκομετρίας (κολλουβιακή σφήνα).



Εικόνα 4.6.3.10. Λεπτομέρεια του δυτικού τοιχώματος της τομής όπου φαίνεται το παλαιοέδαφος γκρίζου χρώματος πλούσιο σε οργανικά.

Το στρώμα 4 αποτελείται από άμμο μέτρια έως αδρόκοκκη με πολλές κροκάλες που η διάμετρός τους φτάνει τα 2 εκατοστά. Επίσης, υπάρχουν σε αυτό το στρώμα πολλά μεγάλα κομμάτια πετρωμάτων, χρώματος καφέ ανοιχτό και ακόμη πιο ανοιχτό στην επαφή με το στρώμα 3. Χαρακτηριστικές είναι οι διαφοροποιήσεις στα μεγέθη τους. Επιπλέον περιέχονται και φακοί με τοπικές συγκεντρώσεις αργίλου.

Το στρώμα 5 αποτελείται από άργιλο με αραιή εμφάνιση κροκαλών χρώματος καφέ. Υπάρχει σταδιακή μετάβαση στο στρώμα 6, το οποίο είναι ίδιο με το 5 αλλά καστανοπράσινου χρώματος (εικ. 4.6.3.11.).



Εικόνα 4.6.3.13. Λεπτομέρεια του δυτικού τοιχώματος της τομής όπου φαίνεται στη βάση το στρώμα 6 καστανοπράσινου χρώματος.

Στην τομή έγινε δειγματοληψία για χρονολόγηση (εικ. 4.6.3.12.).



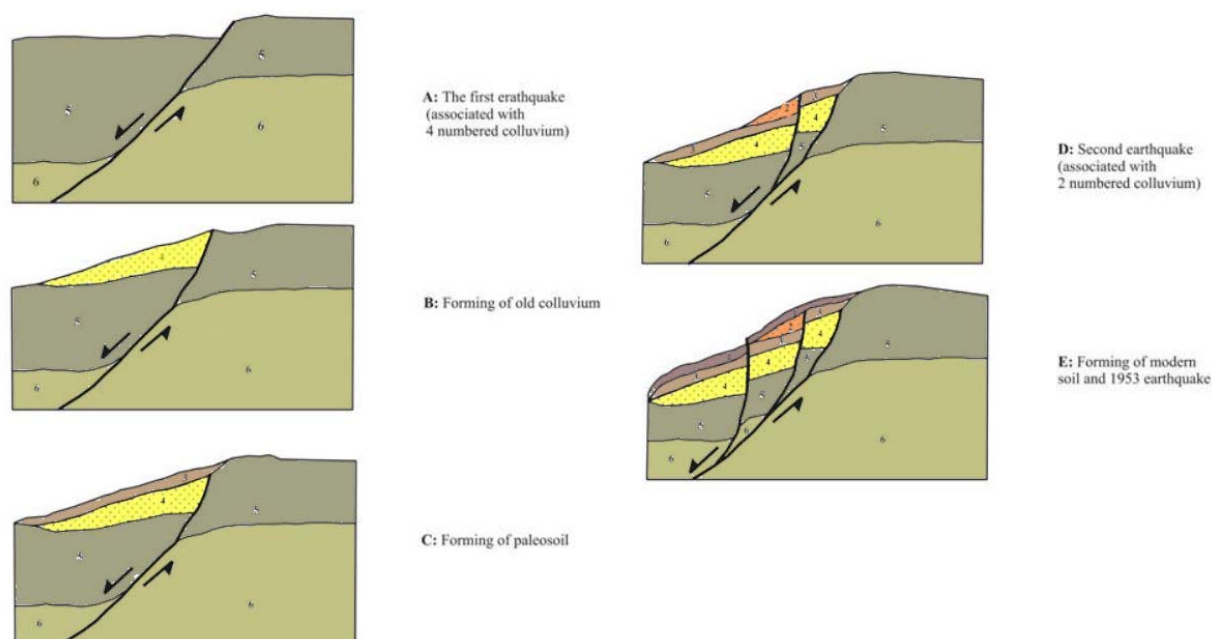
Εικόνα 4.6.3.12. Δειγματοληψία για χρονολόγηση.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΣΕΥΝΑΝ

Το σημείο που επιλέχθηκε για την τομή στο Seyvan ήταν πολλά υποσχόμενο, όπως και αυτό στο Karakoy, με τη διαφορά ότι εδώ τα αποτελέσματα ήταν άφθονα και ενθαρρυντικά για την πορεία των ερευνών. Το επιφανειακό πρηνές είχε πράγματι αντίκρισμα στο βάθος που επιλέχθηκε να ανοιχτεί η τομή που μας έδωσε τα αποτελέσματα.

Ένα παλαιότερο γεγονός ανιχνεύτηκε μεταξύ 620 και 1270 μ.Χ. Η παλαιότερη ηλικία είναι η πιο πιθανή λόγω της μορφολογίας της κολλουβιακής σφήνας (colluvium wedge). Μπορούν ακόμη να αναγνωριστούν δυο πολύ παλαιότερα γεγονότα (τα τελευταία 4.5 ka).

Η ρήγματωση παρουσιάζει τον ίδιο χαρακτήρα με τη διάρρηξη του σεισμού του 1953. Η ζώνη του ρήγματος αποτελείται από μια αλληλουχία υποπαράλληλων μεταναστευτικών ρηγμάτων νότια διεύθυνσης (εικ. 4.6.4.2).



Εικόνα 4.6.3.13. Σχηματική απεικόνιση της εξέλιξης του ρήγματος του 1953 (Pavlidis et. al. 2005)

Πίνακας 4.6.3.1. Μετατόπιση και χρονική τοποθέτηση των ρηξιγενών δομών που αποκαλύφθηκαν στην τομή στο Seyvan.

Γεγονός	Χρονική τοποθέτηση	Κατακόρυφη μετατόπιση (m)
1	1953, συνδέεται με τη δραστηριότητα του κυρίως ρήγματος και διαρρηγνύει επιφανειακά το έδαφος	0.25 - 30
2	Μεταξύ 620 και 1270 μ.Χ.	?

4.6.4. ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ

GÖNEN TOWN (MURATLAR)

Στις 27 Οκτωβρίου του 2004, από την τομή στη θέση Muratlar, πάρθηκαν 3 δείγματα για χρονολόγηση (εικ. 73, 74, 75, 76). Το ένα από τη μικρή τάφρο (KE-2/3) και τα 2 από την μεγάλη τάφρο (KE-1/1 και KE-1/2) (εικ. 4.6.1.10.). Η χρονολόγηση των δειγμάτων από την τάφρο αυτή έγινε με τις μεθόδους C^{14} και Optically Stimulated Luminescence (OSL). Η κατάλληλη μέθοδος για την κάθε φορά καθορίζεται από το ποσό του οργανικού υλικού που βρίσκεται στα δείγματα. Τα δείγματα χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο C^{14} στο Κέντρο Εφαρμοσμένων Ισοτοπικών Μελετών στο πανεπιστήμιο της Γεωργίας, USA (CAIS- UGA), ενώ η χρονολόγηση με τη μέθοδο OSL έγινε από την Dr. E. Buluz - Kirikkaya στο πανεπιστήμιο του Kocaeli στην Τουρκία.

Πίνακας 4.6.4.1. Διορθωμένες χρονολογήσεις ^{14}C των δειγμάτων στην τομή KE-1 (οι δυο πρώτες) και η τελευταία στην τομή KE-2 στο Muratlar.

UGA#	Δείγμα I.D.	Χρονολογία (YBP $\pm$ 1)	Διορθωμένη Χρο- νολογία	$^{13}C(‰)$	Έτη
14575	KE-1/1	730 $\pm$ 40	680 $\pm$ 40	-23.04	(+32)
14576	KE-1/2	430 $\pm$ 40	760 $\pm$ 40	-19.83	(+83)
14577	KE-1/3	Σύγχρονο	510 $\pm$ 40	-24.94	(+1)



Εικόνα 4.6.4.1. Δειγματοληψία από την τομή KE-2 (δείγμα KE-1/3).



Εικόνα 4.6.4.2. Δειγματοληψία από την τομή ΚΕ-1 (δείγμα ΚΕ-1/2).



Εικόνα 4.6.4.3. Δειγματοληψία από την τομή ΚΕ-1.



Εικόνα 4.6.4.4. Τα δείγματα KE-1/1 και KE-1/2.

SEYVAN

Στις 24 Οκτωβρίου του 2004, από την τομή στη θέση Seyvan, πάρθηκαν 4 δείγματα για χρονολόγηση (εικ. 4.6.4.5., 4.6.4.6.) Στην πραγματικότητα, όπως γίνεται συνήθως άλλωστε, πάρθηκαν περισσότερα δείγματα αλλά χρονολογήθηκαν όσα ήταν λιγότερο διαταραγμένα και είχαν την καλύτερη συνοχή. Το ίδιο συνέβη και στην προηγούμενη τομή, στο Muratlar.

Η χρονολόγηση των δειγμάτων από την τομή αυτή έγινε με τις μεθόδους C^{14} και Optically Stimulated Luminescence (OSL). Η κατάλληλη μέθοδος για την κάθε φορά καθορίζεται από το ποσό του οργανικού υλικού που βρίσκεται στα δείγματα. Τα δείγματα χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο C^{14} στο Κέντρο Εφαρμοσμένων Ισοτοπικών Μελετών στο πανεπιστήμιο της Γεωργίας, USA (CAIS- UGA), ενώ η χρονολόγηση με τη μέθοδο OSL έγινε από την Dr. E. Bulus- Kikkaya στο πανεπιστήμιο του Kocaeli στην Τουρκία.

Πίνακας 4.6.4.2. Διορθωμένες χρονολογήσεις ^{14}C των δειγμάτων στην τομή ΚΕ-1 (οι δυο πρώτες) και η τελευταία στην τομή ΚΕ-2 στο Muratlar.

UGA#	Δείγμα I.D.	Χρονολογία (YBP $\pm$ 1)	Διορθωμένη Χρο- νολογία	^{13}C (‰)	Έτη
14571	SE-1/2	5,910 $\pm$ 50	5,950 $\pm$ 50	-2.289	(+44)
14572	SE-1/3	4,400 $\pm$ 40	4,390 $\pm$ 40	-25.69	(-11)
14573	SE-1/4	1,300 $\pm$ 40	1,330 $\pm$ 40	-23.30	(+27)
14574	SE-1/5	680 $\pm$ 40	680 $\pm$ 40	-25.06	(-1)



Εικόνα 4.6.4.5. Δειγματοληψία για χρονολόγηση από την τομή στο Seyvan.

4.7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Μετά από τη διάνοιξη των παλαιοσεισμολογικών τομών και την επισταμένη παρατήρηση της στρωματογραφίας τους καταλήξαμε στην αναγνώριση κάποιων τεκτονικών δομών, ορισμένες από τις οποίες συνδέονται με το σεισμό του 1953 ενώ κάποιες άλλες όχι.

Οι παλαιοσεισμολογικές τομές στο Muratlar αποκάλυψαν την διάρρηξη του 1953 καθώς και φαινόμενα ρευστοποίησης που επίσης συνδέονται με τον σεισμό του 1953, αφού η ανερχόμενη άμμος εφάπτεται στο ίχνος του ρήγματος.

Σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των χρονολογήσεων που έγιναν με τη μέθοδο C^{14} στο Κέντρο Εφαρμοσμένων Ισοτοπικών Μελετών στο πανεπιστήμιο της Athens Georgia, USA, καταλήξαμε σε δύο παλαιότερα τεκτονικά γεγονότα, πλην του πιο πρόσφατου του 1953, που συνδέονται με την κύρια ζώνη του ρήγματος. Το προτελευταίο λαμβάνει χώρα περίπου το 1440 μ.Χ. ενώ για το δεύτερο η χρονολόγηση OSL δεν έδειξε αποτελέσματα λόγω της ακαταλληλότητας του δείγματος.

Στην παλαιοσεισμολογική τομή στο Karakoy δεν εντοπίστηκε το ίχνος του ρήγματος και γενικά καμία ρηξιγενής δομή παρόλο που το σημείο βάσει της επιφανειακής μορφολογίας και των γεωφυσικών διασκοπήσεων ήταν πολλά υποσχόμενο. Ο προσδιορισμός της επόμενης παλαιοσεισμολογικής τομής θα πρέπει να επαναπροσδιοριστεί πιο νότια.

Στην παλαιοσεισμολογική τομή στο Seyvan τα αποτελέσματα ήταν αρκετά και ενθαρρυντικά. Σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των χρονολογήσεων ανιχνεύτηκε ένα παλαιότερο γεγονός μεταξύ 620 και 1270 μ.Χ. (Η παλαιότερη ηλικία είναι η πιο πιθανή λόγω της μορφολογίας της κολλουβιακής σφήνας που αποκαλύφθηκε). Επιπλέον, μπορούν ακόμη να αναγνωριστούν δυο πολύ παλαιότερα γεγονότα (τα τελευταία 4,5 εκατ. χρ.).

Στο Seyvan η ρήγματωση παρουσιάζει τον ίδιο χαρακτήρα με τη διάρρηξη του σεισμού του 1953. Η ζώνη του ρήγματος αποτελείται από μια αλληλουχία υποπαράλληλων μεταναστευτικών ρηγμάτων νότιας διεύθυνσης.

Πίνακας 4.7.1. Συγκεντρωτικός πίνακας των αποτελεσμάτων της μελέτης των παλαιοσεισμολογικών τομών που ανοίχτηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Μετατόπιση και χρονική τοποθέτηση των ρηξιγενών δομών που αποκαλύφθηκαν στην τομή στο Muratlar και στο Seyvan.

Γεγονός	Χρονική τοποθέτηση		Κατακόρυφη μετατόπιση (m)	
	Muratlar	Seyvan	Muratlar	Seyvan
1	1953	1953	0.25 - 30	
2	~1440 μ.Χ.	Μεταξύ 620 και 1270 μ.Χ.	0.7	?

5. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

5.1 Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΣΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Με τον όρο σεισμική επικινδυνότητα εννοούμε την αναμενόμενη εκδήλωση ενός μελλοντικού σεισμού. Οι συνέπειες αυτές μπορεί να είναι απώλειες σε ανθρώπινες ζωές, οικονομικές και λειτουργικές απώλειες, καθώς και γενικότερες κοινωνικό- οικονομικές επιπτώσεις του σεισμού.

Η έρευνα για γεωλογικές αποδείξεις σεισμών είναι βασισμένη στην αναγνώριση των παραμέτρων της σεισμικής πηγής, που είναι το ρήγμα. Αυτές είναι το μήκος του ενεργού ρήγματος, το μήκος της σεισμικής διάρρηξης, η κατακόρυφη και οριζόντια μετατόπιση και η παλαιοσεισμολογική ιστορία του. Η φύση της παραμόρφωσης του εδάφους που οφείλεται σε σεισμούς είναι αρκετά περίπλοκη, αλλά για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι αναγκαίος ένας στατιστικός υπολογισμός των μεγεθών μελλοντικών σεισμών. Τα ενεργά ρήγματα πρέπει να παίρνονται σοβαρά υπόψη στον αντισεισμικό σχεδιασμό, κι αν ακόμη τα υπάρχοντα σεισμολογικά στοιχεία δείχνουν σαφώς χαμηλότερους δείκτες και συντελεστές.

Οι περισσότερες μελέτες που αφορούν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (Seismic Hazard Assessment) στηρίζονται αποκλειστικά σε σεισμολογικά δεδομένα και με πιθανολογική ανάλυση (Probabilistic Seismic Hazard Analysis) δίνουν κατά θέσεις τιμές μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους σεισμού κι εδαφικής ταχύτητας- επιτάχυνσης για 10, 20, 30... χρόνια. Το γεωλογικό ρήγμα ως πιθανή σεισμική πηγή με διαστάσεις (μήκος, βάθος) και μέσο ετήσιο ρυθμό ολίσθησης δεν υπεισέρχεται στους υπολογισμούς.

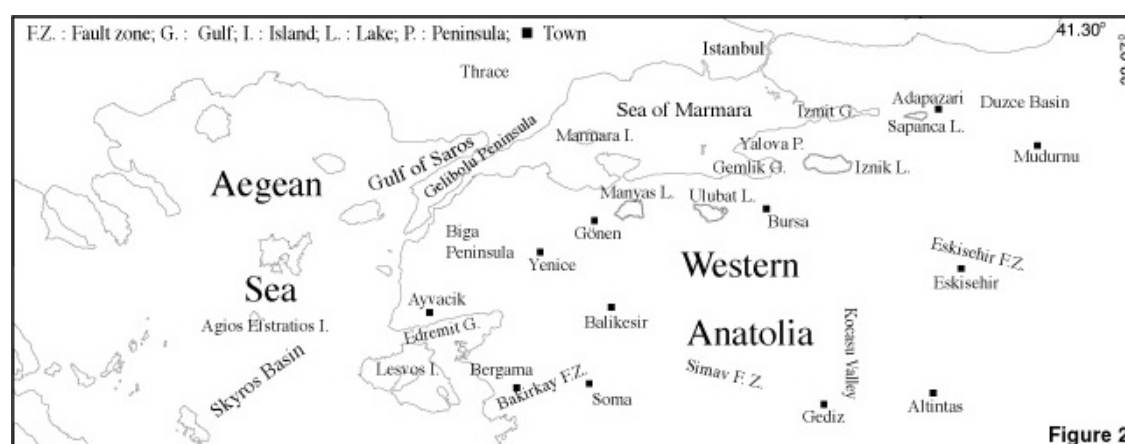
Από τις γενικές κατευθύνσεις που ακολουθεί σήμερα η έρευνα αποδεικνύεται ότι δε θέτει πρώτη προτεραιότητα στις προσπάθειες για πρόγνωση σεισμών, αλλά στρέφεται στις γεωλογικές - εδαφολογικές συνθήκες θεμελίωσης σε σχέση με το ενεργό ρήγμα και με καινούργια μοντέλα αντισεισμικών κατασκευών.

Από τους τελευταίους σεισμούς στην Τουρκία (1999, 2003), καταδεικνύεται ότι οι περιοχές με τις μεγαλύτερες βλάβες δεν περιλαμβάνονται πλέον μόνο στη στενή ζώνη του ρήγματος, λόγω της επιφανειακής διάρρηξης, αλλά καλύπτουν μια ευρύτερη ζώνη σχηματίζοντας «νησίδες» αυξημένων καταστροφών. Σε αυτές τις «νησίδες» καταγράφονται οι μεγάλες εδαφικές επιταχύνσεις και ταχύτητες που είναι κατά πολύ υψηλότερες από αυτές που θα αναμένονταν μερικά χρόνια πριν. Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στη γεωμετρία του ρήγματος και στην κατευθυντικότητα της διάρρηξης με επιπτώσεις ακόμη και σε περιοχές που η διάρρηξη δεν φτάνει μέχρι την επιφάνεια. Σε τέτοιες θέσεις παρατηρούνται σημαντικότερες ζημιές συγκριτικά με αυτές στις οποίες το ρήγμα φτάνει στην επιφάνεια, οι οποίες συνδυάζονται με εξαιρετικά ακραίες τιμές επιτάχυνσης (Παυλίδης 2003).

5.2. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Προκειμένου να υπολογιστεί η σεισμική επικινδυνότητα για την περιοχή της Βορειοδυτικής Τουρκίας, χρειάζεται να εκτιμηθεί το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που μπορούν να δώσουν τα ενεργά ρήγματα της περιοχής και οι τιμές της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η ύπαρξη εμπειρικών σχέσεων που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος, μας επιτρέπουν την εκτίμησή του όταν γνωρίζουμε τις διαστάσεις του ρήγματος. Τέτοιου είδους εμπειρικές σχέσεις, οι οποίες αφορούν σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα σε παγκόσμια κλίμακα, έχουν διατυπωθεί κατά καιρούς από πολλούς συγγραφείς και ερευνητές.

Οι εμπειρικές σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης είναι οι σχέσεις που παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.



Εικόνα 5.2.1. ΧΑΡΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ - BIGA PENINSULA (Demirtas & Yilmaz 1996).

Πίνακας 5.2.1. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μεγέθους σεισμού και μήκους ρήγματος.

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

M_s =επιφανειακό μέγεθος

SRL =μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km)

L =μήκος ρήγματος (σε km)

Οι τιμές του εκτιμώμενου μήκους των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν για να εξαχθούν από τους παραπάνω τύπους τα μεγέθη σεισμού που μπορεί να δώσει το καθένα. Για πιο λεπτομερή προσέγγιση χρησιμοποιήθηκαν και οι αντίστοιχες σχέσεις οι οποίες δίνουν το ανώτερο και κατώτερο εύρος τιμών, που δίνονται στον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 5.2.2. Ανώτερο και κατώτερο όριο τιμών των εμπειρικών σχέσεων.

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

M_w =μέγεθος ροπής	SRL =μήκος επιφανειακής διάρρηξης (σε km)
M_s =επιφανειακό μέγεθος	L =μήκος ρήγματος (σε km)
l =κατώτερο όριο	u =ανώτερο όριο τιμών

Στη συνέχεια, έγινε επιλογή των κυριότερων ρηγμάτων της περιοχής και υπολογίστηκε το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού καθώς και η μέση και μέγιστη μετατόπιση. Κατασκευάστηκαν χάρτες που δείχνουν τις τοποθεσίες και τα μήκη αυτών των ρηγμάτων τα οποία συγκροτούν τις τεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης. Ως υπόβαθρο στους χάρτες χρησιμοποιήθηκε σκιασμένο ανάγλυφο με βάση τα δεδομένα SRTM της NASA.

Στο επόμενο κεφάλαιο γίνεται ο υπολογισμός του αναμενόμενου μεγέθους σεισμού που μπορεί να δώσει το ρήγμα Yenice - Gönen με σεισμολογικά δεδομένα κι ακολουθεί συγκριτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων με τα γεωλογικά.

Ακολουθεί πίνακας με τις θεωρητικά αναμενόμενες τιμές για το μέγιστο μέγεθος σεισμού (M) για τα διάφορα ρήγματα και μήκη τους, όπως αυτές προέκυψαν από τις παραπάνω εμπειρικές σχέσεις.

Πίνακας 5.2.3. Θεωρητικά αναμενόμενες τιμές για το μέγιστο μέγεθος σεισμού (M) για τα διάφορα ρήγματα και μήκη τους (l = κατώτερη τιμή, m = μέση τιμή, u = ανώτερη τιμή).

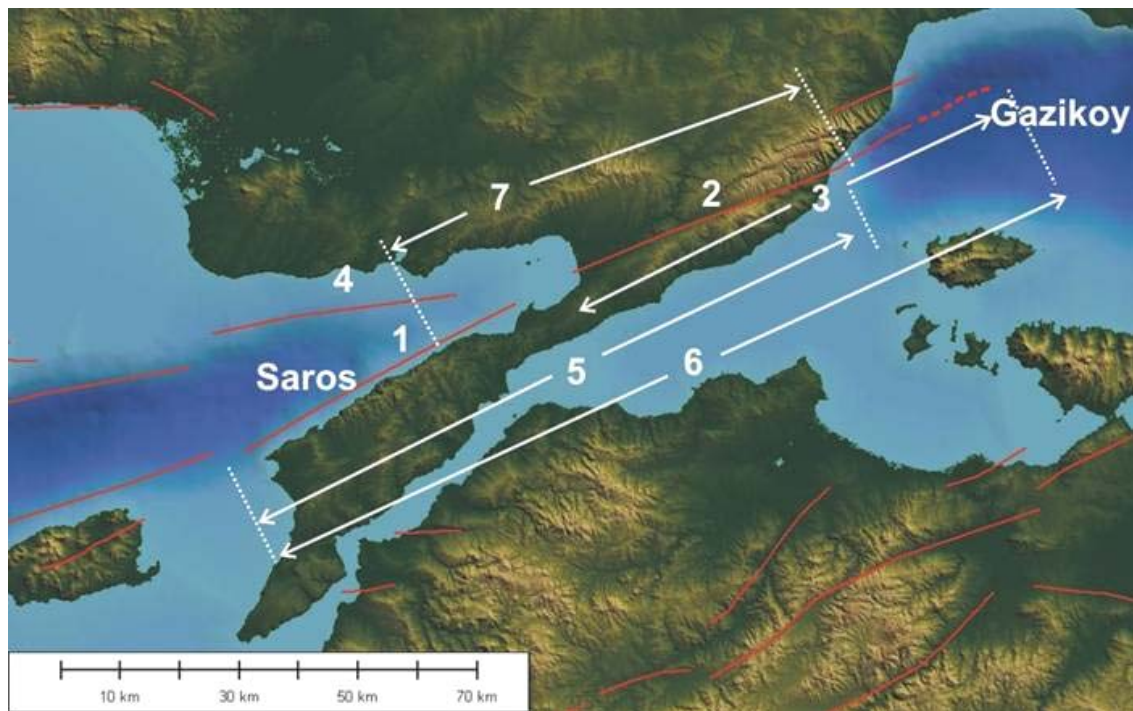
Ρήγμα	Μήκος (km)	W&C 94			A&J 98		P&C 04	
		u	m	l	m	u	m	l
Ρήγμα Τροίας (Συνολικό)	10	6.8	6.2	5.6	6.3	6.7	6.4	5.8
<i>Δυτικό segment</i>	4	6.2	5.7	5.2	5.8	6.2	6.0	5.2
<i>προεκτεινόμενο δυτικά στην πεδιάδα</i>	6	6.4	5.9	5.3	6.0	6.4	6.2	5.5
<i>Ανατολικό segment</i>	4.5	6.2	5.7	5.2	5.9	6.3	6.1	5.3
Ρήγμα Καλλίπολης (Gazikoy-Saros)								
1. Καλλίπολη - Ν.Σάρος	56	7.4	7.1	6.8	7.1	7.6	7.1	6.8
2.	49	7.3	7.1	6.8	7.1	7.5	7.0	6.8
3.	74	7.5	7.3	7.0	7.3	7.7	7.2	7.0
	40	7.2	7.0	6.7	7.0	7.4	6.9	6.6
4. Β.Σάρος	55	7.4	7.1	6.8	7.1	7.6	7.0	6.8
5.	110	7.7	7.4	7.2	7.5	8.0	7.3	7.3
6. Συνολικό μήκος	160	7.9	7.6	7.3	7.6	8.1	7.5	7.5
7. Περιορισμένο μήκος	80	7.6	7.3	7.0	7.3	7.8	7.2	7.1
Ρήγμα Yenice - Gönen								
Συνολικό μήκος	63	7.5	7.2	7.0	7.2	7.7	7.2	7.0
Ρήγμα Sarikoy								
Συνολικό μήκος	63	7.4	7.2	6.9	7.2	7.7	7.1	6.9
Ρήγμα Etili								
Ανατολικό segment	16	6.7	6.5	6.3	6.5	6.9	6.6	6.1
Δυτικό segment	21	6.9	6.6	6.4	6.6	7.1	6.7	6.2
Συνολικό μήκος	38	7.2	6.9	6.7	6.9	7.4	6.9	6.6
Συνολικό μήκος (με πιθανή προέκταση)	60	7.4	7.2	6.9	7.2	7.6	7.1	6.9
Ρήγμα Çan - Biga								
Συνολικό μήκος	31	7.1	6.8	6.6	6.8	7.3	6.8	6.5
Ρήγμα Edremit								
Κυρίως τμήμα	78	7.6	7.3	7.0	7.3	7.8	7.2	7.0
Ανατολικό τμήμα	44	7.3	7.0	6.7	7.0	7.5	7.0	6.7
Συνολικό μήκος (κυρίως τμήμα)	78	7.6	7.3	7.0	7.3	7.8	7.2	7.0
Ρήγμα Edincik								
Δυτικό segment	19	6.8	6.6	6.4	6.6	7.0	6.6	6.2
Ανατολικό segment	15	6.7	6.5	6.3	6.5	6.9	6.5	6.0
Συνολικό μήκος	35	7.1	6.9	6.6	6.9	7.3	6.9	6.6

Από τα παραπάνω στοιχεία του πίνακα προκύπτει ότι οι σχέσεις και των τριών ομάδων των ερευνητών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη δίνουν παραπλήσια αποτελέσματα. Παρόλα αυτά υιοθετούνται εδώ οι τιμές που προκύπτουν από τη σχέση των Ambraseys & Jackson (1998), που χρησιμοποιεί δεδομένα από τον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου και συνεκτιμώνται με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τις σχέσεις των Pavlides & Caputo (2004), παρόλο που οι σχέσεις αυτές είναι για κανονικά ρήγματα, διότι παρατηρήσαμε ότι παρουσιάζουνε πολύ καλή συμφωνία με τις σχέσεις των Ambraseys & Jackson (1998). Οι τιμές αυτές θεωρούνται ρεαλιστικότερες σε σύγκριση με αυτές των Wells & Coppersmith (1994) (η σχέση των οποίων έχει προκύψει από παγκόσμια δεδομένα με αποτέλεσμα τη μεγαλύτερη διασπορά των τιμών).

Όπως και παραπάνω, στην εκτίμηση του μεγέθους σεισμού για κάθε ρήγμα, με τον ίδιο τρόπο μπορούν να υπολογιστούν οι τιμές της ισχυρής εδαφικής κίνησης (επιτάχυνση, ταχύτητα, μετατόπιση) για συγκεκριμένες θέσεις εγγύς ή μακρά του ρήγματος, διαδικασία πολύ σημαντική στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Έχουν προταθεί πολυάριθμοι εμπειρικοί τύποι που συσχετίζουν την εδαφική κίνηση με το μέγεθος του σεισμού και τις γεωτεχνικές συνθήκες (για μια πλήρη κάλυψη των παραπάνω βλέπε Ambraseys & Bommer 1995, Douglas 2001). Με τον τρόπο αυτό μπορούν να δοκιμαστούν εύκολα κάποια σεισμικά σενάρια σε ρήγματα, με χρήση των μεγεθών που υπολογίστηκαν με τις παραπάνω μεθόδους, και να γίνει μια εύκολη και συνοπτική εκτίμηση της κατανομής των ισχυρών εδαφικών κινήσεων. Παρόμοια ή πιο πολύπλοκα σενάρια μπορούν να γίνουν εύκολα και γρήγορα με τη χρήση προγραμμάτων ΓΣΠ, αξιοποιώντας έτσι τα αποτελέσματα της νεοτεκτονικής έρευνας.

Ακολουθεί η αναλυτική περιγραφή των ρηγμάτων και των αποτελεσμάτων που προέκυψαν.

5.2.1. ΡΗΓΜΑ ΚΑΛΛΙΠΟΛΗΣ (GELIBOLU)



Εικόνα 5.2.1.1. Ρήγμα Καλλίπολης με προτεινόμενο διαχωρισμό σε ρηξιγενή τμήματα (ανάγλυφο με βάση τα δεδομένα SRTM της NASA).

Το ρήγμα της Καλλίπολης (Σ + G) έχει συνολικό μήκος 110 km και αν συνυπολογιστεί και η πιθανή προέκτασή του στη θάλασσα του Μαρμαρά φτάνει τα 160 χιλιόμετρα. Πιθανώς να υπάρχει κι άλλος κλάδος του ίδιου ρήγματος μέσα στον κόλπο του Σάρου, βορειοανατολικά του κυρίως ρήγματος. Πρόκειται για ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

Το ρήγμα αυτό, θεωρήσαμε ότι αποτελείται από 4 ρηξιγενή τμήματα (segments). Το πρώτο, που βρίσκεται νοτιότερα και μάλιστα μέσα στον κόλπο του Σάρου, έχει μήκος 56 km. Το δεύτερο, έχει μήκος 49 km και βρίσκεται στην βορειοανατολική προέκταση του πρώτου, ενώ το τρίτο, που αποτελεί την πιθανή προέκταση του κυρίως ρήγματος στη θάλασσα του Μαρμαρά, εκτείνεται μέσα σε αυτή. Θεωρήσαμε ότι υπάρχει κι άλλος κλάδος της ίδιας τεκτονικής διάρρηξης ο οποίος βρίσκεται στα βορειοδυτικά του κυρίως ρήγματος, όπως φαίνεται από την εικόνα, και τον ονομάσαμε κλάδο 4.

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το πρώτο ρηξιγενές τμήμα είναι M7.1 και υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 1,92 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 4,52 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,17 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το δεύτερο ρηξιγενές τμήμα είναι M7.1 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.0 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 1,92 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 4,52 από τη σχέση

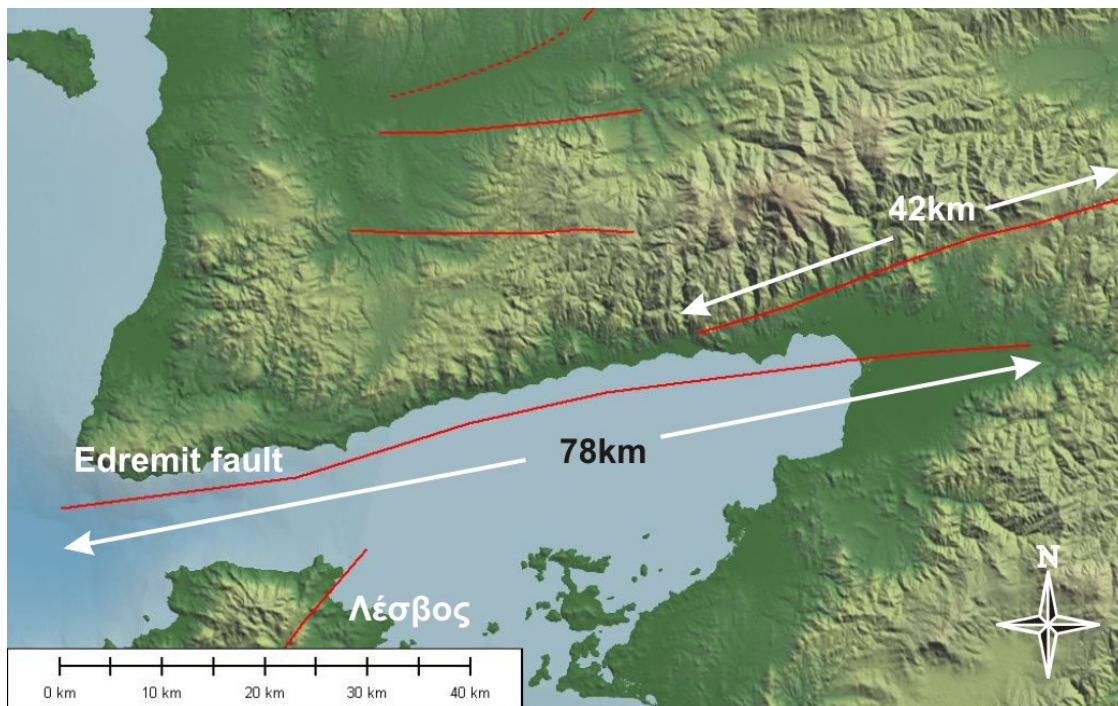
Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,17 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το τρίτο ρηξιγενές τμήμα (το οποίο περιλαμβάνει και το δεύτερο) είναι M7.0 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.9 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 3,08 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 7,67 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,95 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το τέταρτο ρηξιγενές τμήμα είναι M7.1 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.0 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 1,51 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 3,47 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,95 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Όπως προκύπτει για το κυρίως ρήγμα (5) που αποτελείται από τα ρηξιγενή τμήματα 1 και 2 και το μήκος του φτάνει τα 110 km, το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού είναι M7.4 από τη σχέση Wells & Coppersmith (1994), M7.5 από τη σχέση Ambraseys & Jackson (1998) και M7.3 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού για το συνολικό μήκος του ρήγματος του Σάρου (6), που φτάνει τα 160 km συμπεριλαμβανομένης της πιθανής προέκτασης, είναι M7.6 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.5 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Τέλος, όσον αφορά το περιορισμένο μήκος του ρήγματος (7) Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού είναι M7.3 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.2 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004).). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση για το κυρίως ρήγμα (5) είναι 4,95 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 4,52 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,17 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.2.2. ΡΗΓΜΑ EDREMIT



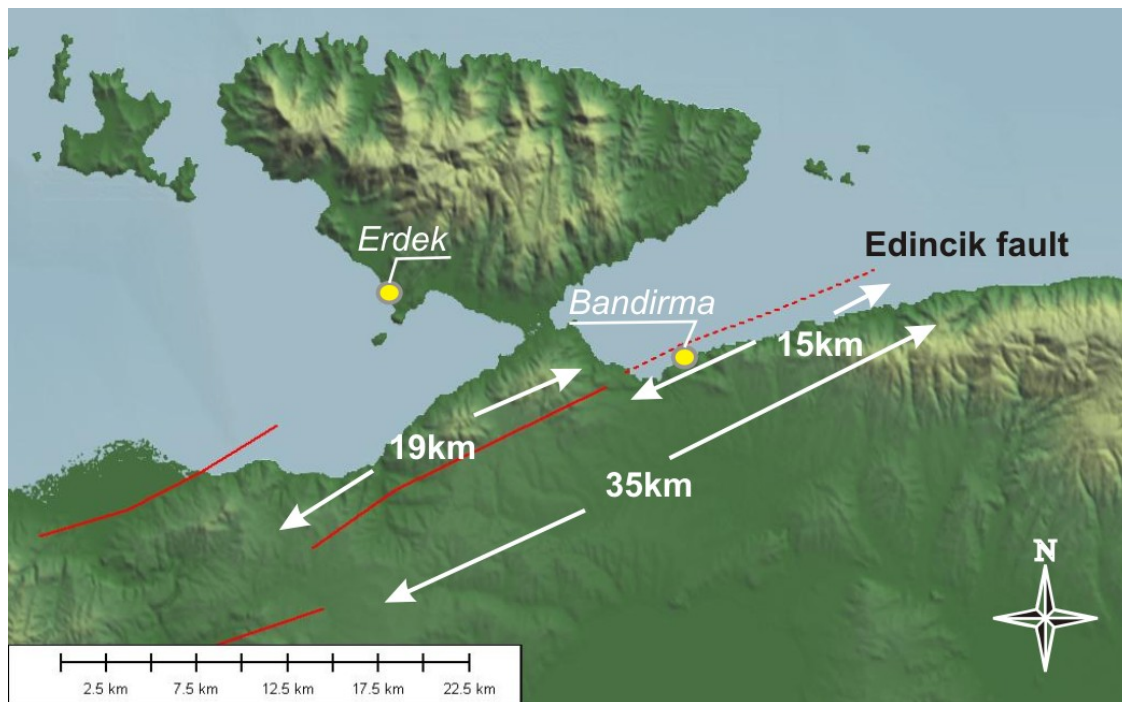
Εικόνα 5.2.2.1. Ρήγμα Edremit.

Το ρήγμα του Edremit αποτελείται από ένα κυρίως τμήμα, που εκτιμάται ότι έχει μήκος 78 km, που εκτείνεται κυρίως υποθαλάσσια μέσα στον κόλπο του Edremit, νότια της χερσονήσου Biga, και εν μέρει σε χερσαίο έδαφος. Το ανατολικό του τμήμα φτάνει στο μήκος των 42 km. Θεωρούμε ότι το συνολικό του μήκος αντιπροσωπεύεται από το μήκος του κυρίως τμήματος (78 km). Πρόκειται για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το κυρίως τμήμα είναι M7.3 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.2 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 3,08 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 7,67 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,78 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Από την άλλη, το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το ανατολικό του τμήμα είναι M7.0 και υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 1,51 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 3,47 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,95 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.2.3. ΡΗΓΜΑ EDINCİK



Εικόνα 5.2.3.1. Ρήγμα Edincik (με προτεινόμενο διαχωρισμό σε ρηξιγενή τμήματα).

Το ρήγμα του Edincik αποτελείται από ένα δυτικό ρηξιγενές τμήμα μήκους 19 km και από ένα ανατολικό ρηξιγενές τμήμα που αποτελεί πιθανή προέκταση του ρήγματος στη θάλασσα μήκους 15 km. Το συνολικό του μήκος εκτιμήθηκε 35 km. Πρόκειται για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

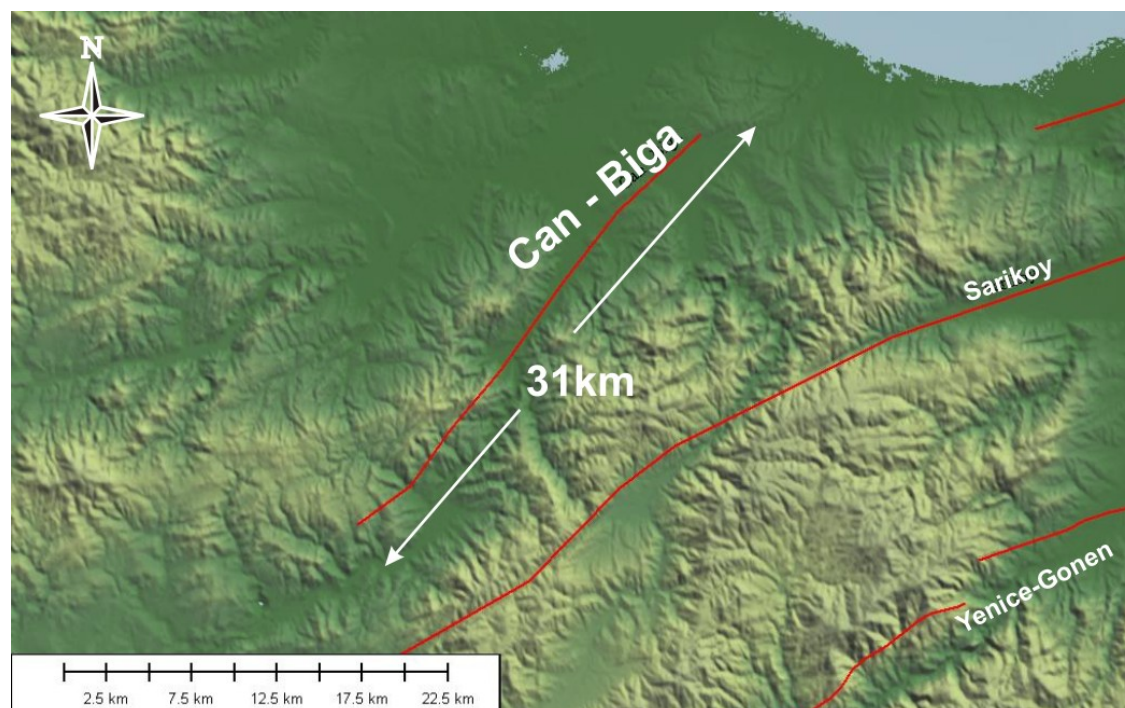
Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το δυτικό ρηξιγενές τμήμα των 19 km, είναι M6.6 και υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,59 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 1,20 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,42 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το ανατολικό ρηξιγενές τμήμα, που αποτελεί πιθανή προέκταση του ρήγματος μέσα στη θάλασσα, είναι M6.5 και, επίσης, υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,46 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 0,92 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,34 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του Πίνακα 5.2.3. για το συνολικό μήκος του ρήγματος, που υπολογίζεται ότι φτάνει τα 35 km, είναι M6.9 και υπάρχει κι εδώ συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 1,19 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 2,66 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση

μετατόπιση είναι 0,78 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.2.4. ΡΗΓΜΑ ÇAN – BIGA

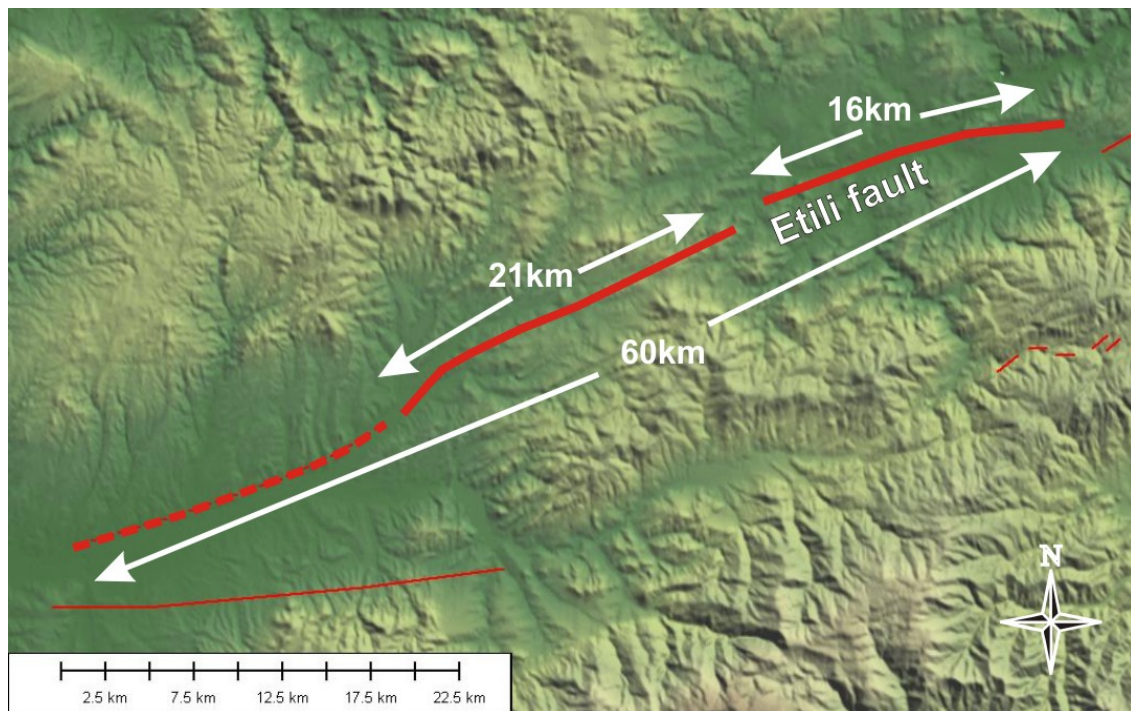


Εικόνα 5.2.4.1. Ρήγμα Çan – Biga.

Το ρήγμα Çan- Biga έχει συνολικό μήκος 31 km και πρόκειται, επίσης, για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το συνολικό μήκος των 31 km, είναι M6.8 και υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,94 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 2,04 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,63 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.2.5. ΡΗΓΜΑ ETILI



Εικόνα 5.2.5.1. Ρήγμα Etili (με προτεινόμενο διαχωρισμό σε ρηξιγενή τμήματα).

Το ρήγμα του Etili αποτελείται από ένα δυτικό ρηξιγενές τμήμα μήκους 21 km με προέκταση στα βορειοανατολικά, ενός ρηξιγενές τμήμα μήκους 16 km. Το συνολικό του μήκος εκτιμήθηκε 38 km, ενώ συνυπολογίζοντας την πιθανή προέκταση στα νοτιοδυτικά, το συνολικό του μήκος φτάνει τα 60 km. Πρόκειται για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το ανατολικό τμήμα των 16 km, είναι M6.5 όπως προκύπτει από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.6 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,59 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 1,20 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,42 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

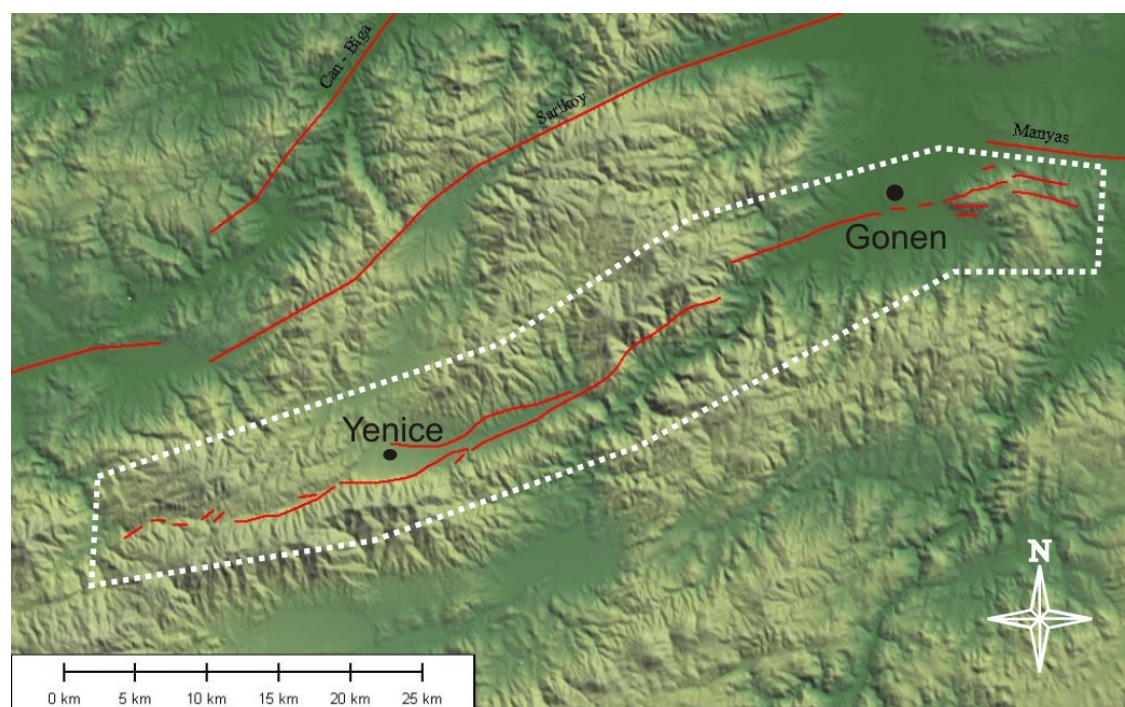
Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το δυτικό τμήμα των 21 km, είναι M6.6 όπως προκύπτει από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.7 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,74 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 1,57 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,51 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Από την άλλη, το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το συνολικό του τμήμα, που είναι 38 km χωρίς την πιθανή προέκταση στα νοτιοδυτικά, είναι M6.9 και υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις

εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 1,19 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 2,66 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,78 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το συνολικό του τμήμα, που είναι 60 km συμπεριλαμβανομένης της πιθανής προέκτασης, είναι M7.2 όπως προκύπτει από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.1 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 2,43 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 5,89 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,45 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.2.6. ΡΗΓΜΑ YENİÇE – GÖNEN



Εικόνα 5.2.6.1. Ρήγμα Yenice – Gonen.

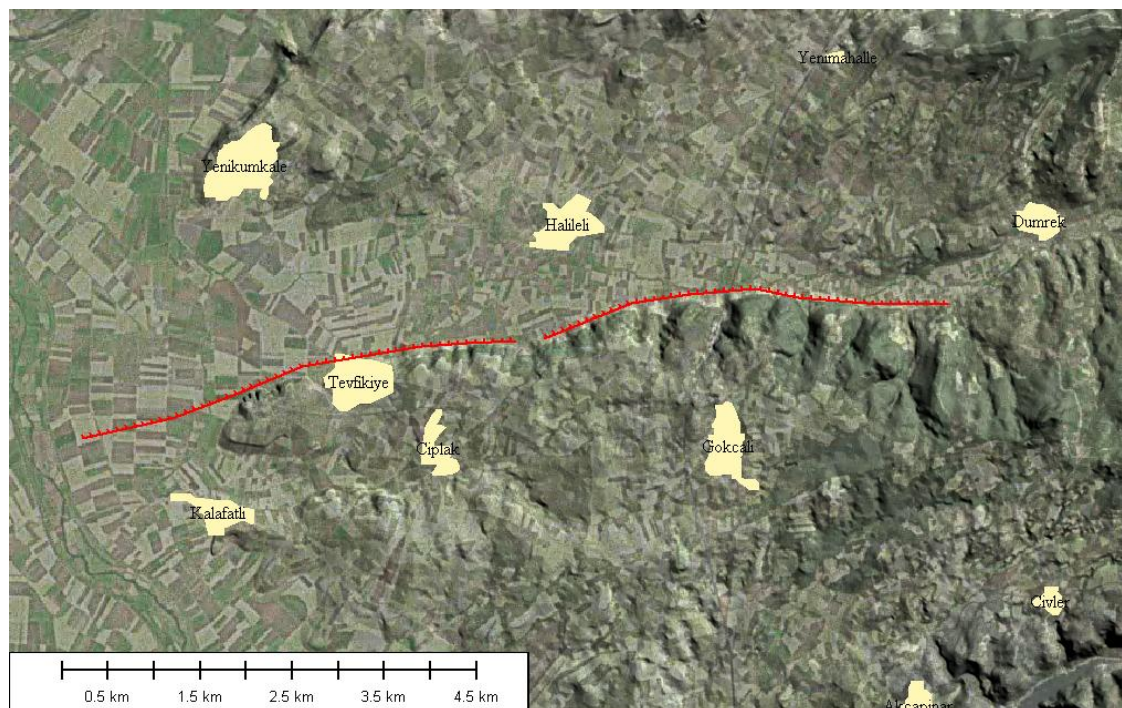
Το ρήγμα Yenice - Gonen αποτελεί το κυρίως ρήγμα της περιοχή που μελετήθηκε στην παρούσα διατριβή. Τα αποτελέσματα είναι ιδιαίτερα χρήσιμα διότι στο επόμενο κεφάλαιο θα συγκριθούν με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τα σεισμολογικά δεδομένα για τη σωστότερη και πληρέστερη πρόβλεψη αναμενόμενου σεισμού και της επικινδυνότητας του.

Το ρήγμα Yenice - Gonen έχει συνολικό μήκος 70 km και πρόκειται, επίσης, για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για ένα περιορισμένο μήκος 63 km (τόσο εκτιμήθηκε από τα δεδομένα της NASA ενώ στην ύπαιθρο μετρήθηκε 70 km από τον Akin Küçüer, 2005), είναι M7.2 και υπάρχει συμφωνία στις τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και στις τρεις εμπειρικές σχέσεις. Όσον αφορά τη

μέγιστη μετατόπιση είναι 2,43 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 5,89 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,45 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.2.7. ΡΗΓΜΑ ΤΡΟΙΑΣ



Εικόνα 5.2.7.1. Ρήγμα Τροίας.

Το ρήγμα της Τροίας αποτελείται από ένα δυτικό ρηξιγενές τμήμα μήκους 4 km το οποίο έχει μια προέκταση δυτικά στην πεδιάδα 6 km και από ένα ανατολικό ρηξιγενές τμήμα μήκους 4,5 km. Το συνολικό μήκος του κυρίως ρήγματος εκτιμήθηκε στα 10 km. Πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα.

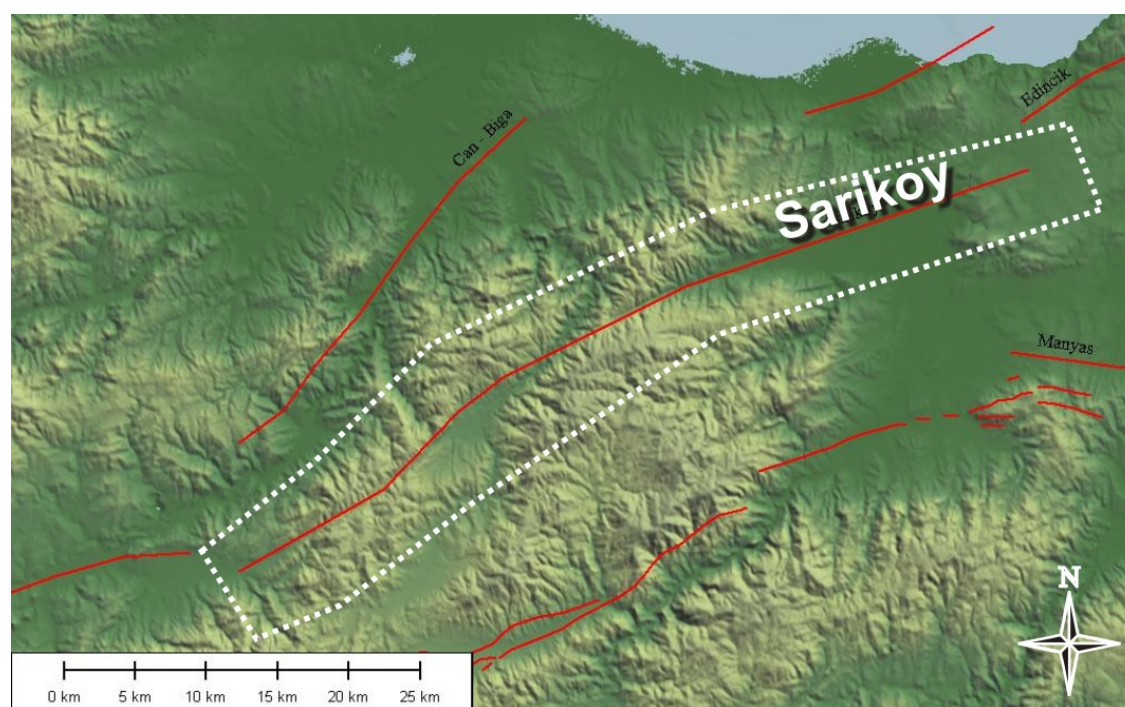
Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το ανατολικό τμήμα των 4,5 km, είναι M5.7 όπως προκύπτει από τη σχέση Wells & Coppersmith (1994), M5.9 όπως προκύπτει από τη σχέση και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.1 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,34 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 0,32 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,25 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το δυτικό τμήμα των 4 km, είναι M5.7 όπως προκύπτει από τη σχέση Wells & Coppersmith (1994), M5.8 όπως προκύπτει από τη σχέση και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.0 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,28 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 0,28 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,21 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το δυτικό τμήμα των 6 km στην πεδιάδα, είναι M5.9 όπως προκύπτει από τη σχέση Wells & Coppersmith (1994), M6.0 όπως προκύπτει από τη σχέση και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.2 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,41 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 0,42 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,29 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

Όσον αφορά το συνολικό μήκος του κυρίως ρήγματος, 10 km, το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. είναι M6.2 όπως προκύπτει από τη σχέση Wells & Coppersmith (1994), M6.3 όπως προκύπτει από τη σχέση και Ambraseys & Jackson (1998) και M6.4 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 0,63 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 0,71 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 0,38 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα) (Tutkun & Pavlides 2005).

5.2.8. ΡΗΓΜΑ SARIKOY



Εικόνα 5.2.8.1. Ρήγμα Sarikoy.

Το ρήγμα Sarikoy έχει συνολικό μήκος 63 km και πρόκειται, για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

Το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που προκύπτει από τις εμπειρικές σχέσεις του πίνακα 5.2.3. για το συνολικό μήκος του ρήγματος των 63 km, είναι M7.2 όπως προκύπτει από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και Ambraseys & Jackson (1998) και M7.1 όπως προκύπτει από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Όσον αφορά τη μέγιστη μετατόπιση είναι 2,43 από τις

σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) και 5,89 από τη σχέση Pavlides & Caputo (2004). Η μέση μετατόπιση είναι 1,45 από τις σχέσεις Wells & Coppersmith (1994) (βλ. παράρτημα).

5.3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα ενεργά ρήγματα της περιοχής για τα οποία υπολογίστηκε το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού είναι: το ρήγμα της Τροίας με μήκος 10 km με μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού M6.3, το ρήγμα της Καλλίπολης με μήκος 160 km και μέγεθος M7.6, το ρήγμα της Yenice - Gönen με μήκος 63 km και μέγεθος M7.2, το ρήγμα του Sarikoy με μήκος 63 km και μέγεθος M7.2, το ρήγμα του Etili με μήκος 38 km και μέγεθος M6.9, το ρήγμα της Çan - Biga με μήκος 31 km και μέγεθος M6.8, το ρήγμα του Edremit με μήκος 78 km και μέγεθος M7.3 και τέλος το ρήγμα του Edincik με μήκος 35 km και μέγεθος M6.9.

Όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα των εμπειρικών σχέσεων, τα μεγέθη που αναμένονται στην ευρύτερη περιοχή έρευνας κυμαίνονται μεταξύ M5.8 που είναι το μικρότερο μέγεθος που δίνει η σχέση των Ambraseys & Jackson (1998) και αναφέρεται στο δυτικό ρηξιγενές τμήμα του ρήγματος της Τροίας και M7.6 για το ρήγμα της Καλλίπολης στο κυρίως τμήμα του.

Όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα, υιοθετούνται οι τιμές που προκύπτουν από τη σχέση των Ambraseys & Jackson (1998), που χρησιμοποιεί δεδομένα από τον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου και συνεκτιμώνται με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τις σχέσεις των Pavlides & Caputo (2004). Οι τιμές αυτές θεωρούνται ρεαλιστικότερες σε σύγκριση με αυτές των Wells & Coppersmith (1994) (η σχέση των οποίων έχει προκύψει από παγκόσμια δεδομένα με αποτέλεσμα τη μεγαλύτερη διασπορά των τιμών).

Ειδικά όσον αφορά το ρήγμα Yenice - Gönen το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος του σεισμού είναι M7.2, όσο αυτό του μεγάλου σεισμού του 1953 (M7.2). Σεισμός, που όπως είδαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο, αποτυπώνεται και στις παλαιοσεισμολογικές τομές.

Στο επόμενο κεφάλαιο θα γίνει εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με σεισμολογικά δεδομένα και τότε θα δούμε αν συγκλίνουν ή αν αποκλίνουν τα αποτελέσματα.

6. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

6.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το κεφάλαιο πραγματεύεται την εκτίμηση της σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή μελέτης του ρήγματος της Υερίσε αποκλειστικά με σεισμολογικά δεδομένα και μεθόδους και σύγκριση αυτών των αποτελεσμάτων με εκείνα που προέκυψαν από τα γεωλογικά δεδομένα (βλ. προηγ. κεφ.). Στη συνέχεια έγινε εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και κατασκευάστηκε χάρτης των τιμών PGA που δείχνει την πιθανότητα 10% υπέρβασης στα επόμενα 50 χρόνια. Για την ακρίβεια, στο υπό μελέτη ρήγμα, που είναι το ρήγμα της Υερίσε, και με ακτίνα 100 χιλιομέτρων από το κέντρο του χαραχτηκε κύκλος. Τα δεδομένα των σεισμών που πάρθηκαν για περαιτέρω επεξεργασία, και συνέβησαν στο χρονικό διάστημα 1900- 2004, περικλείονται μέσα στον κύκλο του χάρτη της εικόνας 6.1.1.

Τα δεδομένα, είναι σεισμοί από το 1900 έως το 2004 με μέγεθος $M \geq 4.0$ και αποτελούν ένα δείγμα 402 σεισμών, αλλά και ιστορικοί σεισμοί (μεταξύ 222 π.Χ. και 1899 μ.Χ.), που αποτελούν ένα δείγμα 97 σεισμών (παράρτημα).

Από το δείγμα εξαιρέθηκαν όσοι είχαν εστιακό βάθος μεγαλύτερο των 60 χιλιομέτρων, αυτοί που είχαν μέγεθος μικρότερο του 4 ($M < 4$) καθώς επίσης και οι προ- και μετα- σεισμοί των μεγάλων σεισμών. Αυτό συνέβη διότι ο προσδιορισμός τόσο της σεισμικότητας όσο και της σεισμικής επικινδυνότητας δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα μόνο υπό τις παραπάνω προϋποθέσεις.

6.2. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ

Η ευρύτερη περιοχή της Βορειοδυτικής Μ. Ασίας χαρακτηρίζεται ως ζώνη μέσης έως υψηλής σεισμικότητας.

Με τον όρο σεισμικότητα μιας περιοχής εννοούμε μια ποσότητα που είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα εμφάνισής τους στην περιοχή.

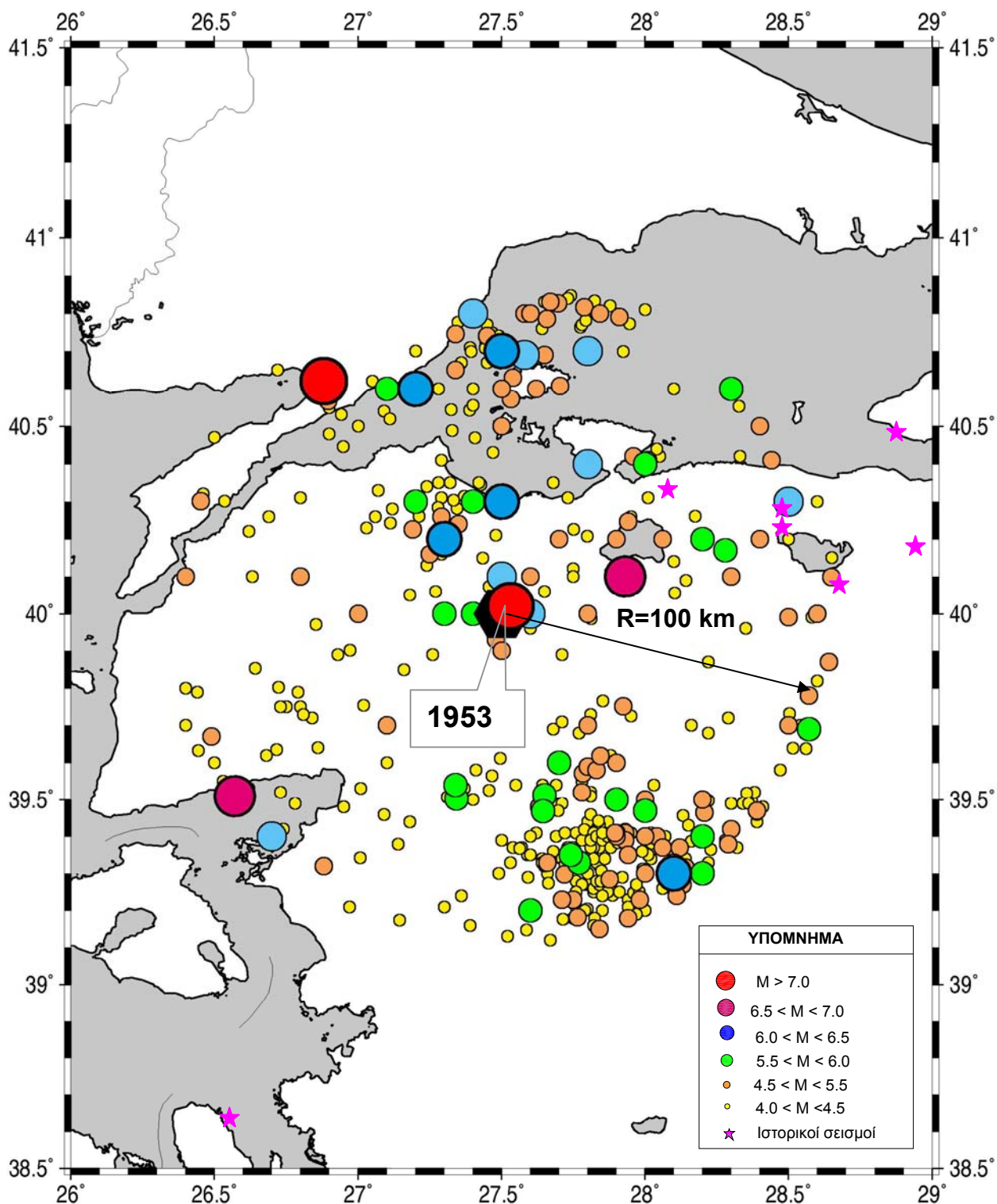
Σύμφωνα με το νόμο των Gutenberg- Richter ο αριθμός των σεισμών από ορισμένο μέγεθος και πάνω που συμβαίνουν σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος συνδέονται με γραμμική σχέση με το μέγεθος των σεισμών.

$$\text{Log}N = a_i - bM \quad (1)$$

όπου a_i και b παράμετροι.

Κατά καιρούς έχει γίνει πολλή έρευνα για την παράμετρο b η οποία έχει σπουδαία σημασία για την σεισμολογία. Ο Miyamura (1962) πρότεινε ότι η παράμετρος b σχετίζεται με τη σεισμοτεκτονική ζώνη και τη γεωλογική ηλικία. Σε εργαστηριακά πειράματα αποδείχθηκε ότι η παράμετρος b εξαρτάται από τις μηχανικές ιδιότητες των υλικών και την κατανομή των τάσεων (Mogi 1967). Ο Scholz (1968) υπέθεσε ότι η παράμετρος b σχετίζεται με τον 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 η διαφοροποίηση στις τιμές του b μπορεί να οφείλεται στις μηχανικές ιδιότητες του υλικού του εστιακού χώρου και στο βαθμό ανομοιογένειάς του.



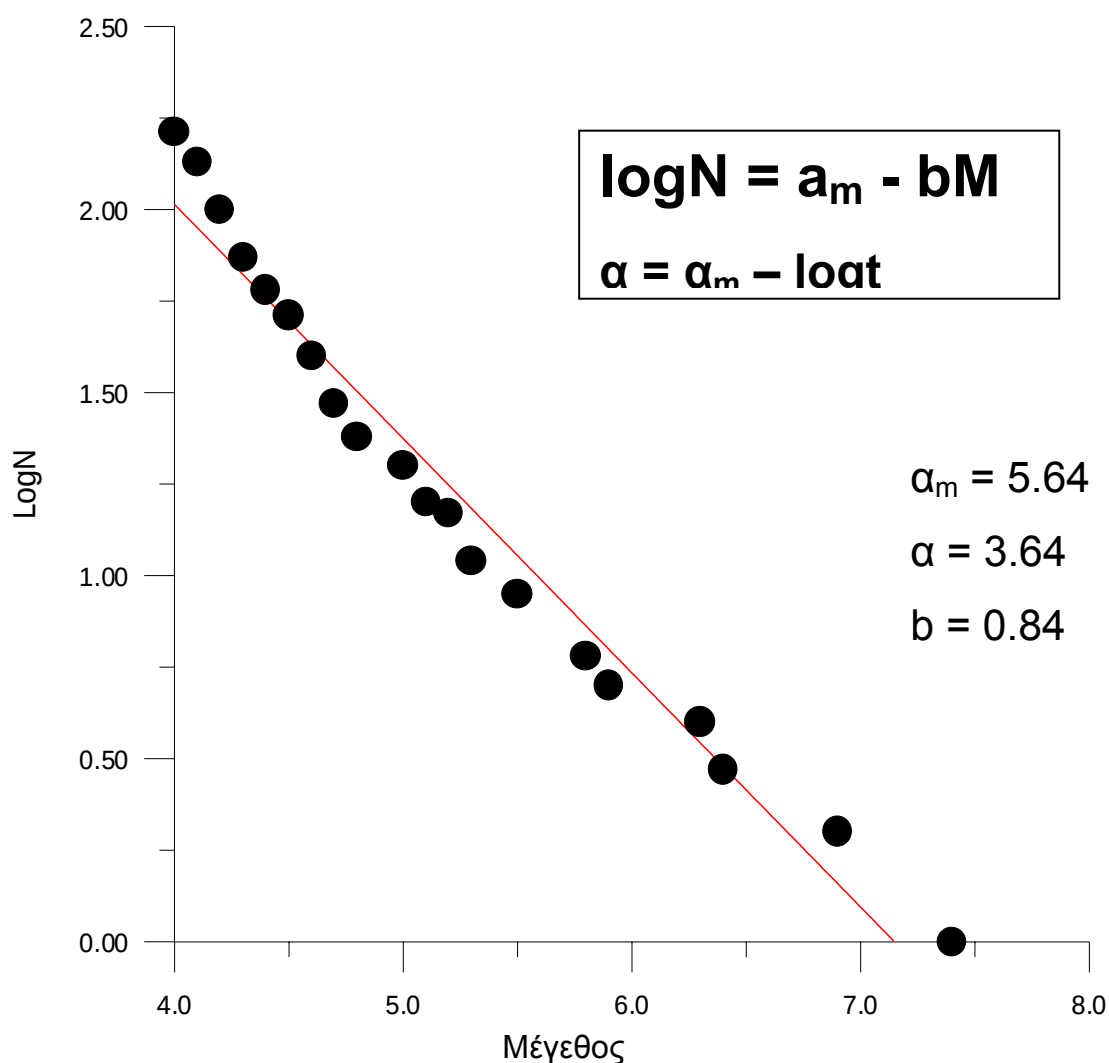
Εικόνα 6.1.1. Χάρτης όλων των σεισμών (κύριοι, προ- και μετά- σεισμοί) που περικλείονται σε μια ακτίνα 100 χιλιομέτρων με κέντρο το κέντρο του κυρίως τμήματος του ρήγματος της πόλης Yenice. Με μαύρο σύμβολο εμφανίζεται το κέντρο αυτού του κύκλου με συντεταγμένες 40.0°N και 27.5°E.

Οι Mori και Bargmann (1997) πρότειναν τη χωρική κατανομή του b ανάλογα με τα τεκτονικά περιβάλλοντα. Η έρευνά τους έδειξε μια συστηματική μείωση του παράγοντα b με το βάθος. Οι Manakou και Tsapanos (2000) υποστηρίζουν ότι η χαμηλή τιμή στις παραμέτρους σχετίζεται με το χαμηλό βαθμό ανομοιογένειας του υλικού, στο μεγάλο ρυθμό ανηγμένης παραμόρφωσης, στη μεγάλη ταχύτητα παραμόρφωσης κι επομένως στη μεγάλη ρηξιγενή δομή.

Όσον αφορά την παράμετρο a_t της σχέσης (2) συνήθως την ανάγουμε σε χρονικό διάστημα ενός έτους σύμφωνα με τη σχέση:

$$a = a_t - \log t \quad (2)$$

όπου t το χρονικό διάστημα το οποίο καλύπτουν τα δεδομένα (οι σεισμοί).



Εικόνα 6.3.3. Διάγραμμα μεγέθους M – $\log N$ όπου φαίνεται η συνάρτηση συχνότητας κατανομής των μεγεθών των σεισμών της περιοχής.

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

$$T_m = 10^{bm} / 10^a \quad (3)$$

ενώ η πιθανότητα P_t να γίνει σεισμός μεγέθους M ή μεγαλύτερου κατά το χρονικό διάστημα t , υποθέτοντας χρονική κατανομή Poisson δίνεται από τη σχέση:

$$P_t = 1 - \exp(-10^{a-bM} t) \quad (4)$$

Άλλο μέτρο σεισμικότητας θεωρείται το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού, M_t , σε χρόνο t ετών και δίνεται από τη σχέση:

$$M_t = a/b + \log t/b \quad (5)$$

6.3. ΜΕΤΡΑ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ Μ. ΑΣΙΑ

Η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών T_m (σε έτη) που έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο δίνεται από τη σχέση (3), ενώ η πιθανότητα P_t να γίνει σεισμός με μέγεθος M ή μεγαλύτερο σε χρόνο t ετών (υποθέτοντας κατανομή Poisson) δίνεται από τη σχέση (4). Στον πίνακα 5.3.1 φαίνονται οι μέσες περίοδοι επανάληψης για σεισμούς με μεγέθη 5.0, 5.5, 6.0, 6.5, 7.0 και 7.4, καθώς και οι πιθανότητες να γίνει σεισμός στην περιοχή (με τα άνω μεγέθη) για 1, 10, 25, 50, 75 και 100 έτη.

Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος M σεισμού που γίνεται στην περιοχή σε χρονικό διάστημα t ετών δίνεται από τη σχέση (5). Στον πίνακα 6.3.2 εμφανίζονται τα μεγέθη των σεισμών για 1, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 175, 200, 300, 350 και 375 έτη.

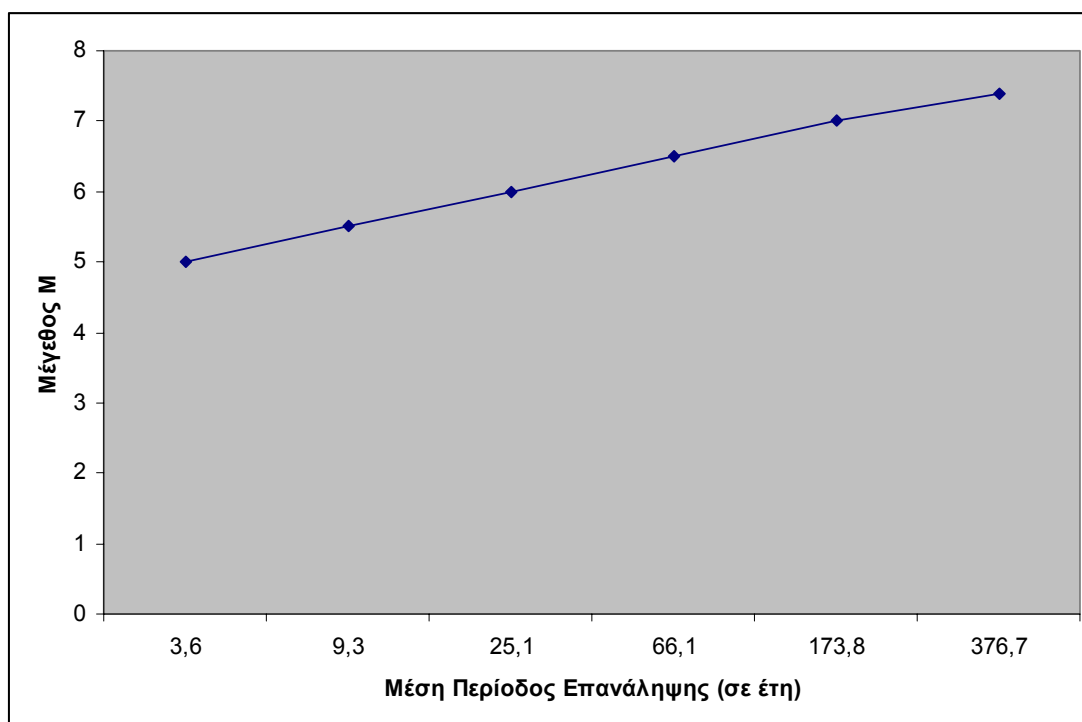
Πίνακας 6.3.1. Μέση περίοδος επανάληψης για διάφορα μεγέθη και πιθανότητα γένεσης σεισμού για διάφορες χρονικές περιόδους.

Μέγεθος σεισμού M	Μέση περίοδος επανάλη ψης T_m (σε έτη)	Πιθανότητα P_t γένεσης σεισμού M σε χρόνο t P_t	P₁₀	P₂₅	P₅₀	P₇₅	P₁₀₀
5.0	3.6	0.2407	0.936	0.998	1.00	1.00	1.00
5.5	9.3	0.0994	0.649	0.927	0.995	0.999	1.00
6.0	25.1	0.0390	0.328	0.6304	0.8634	0.9495	1.981
6.5	66.1	0.0150	0.140	0.314	0.529	0.677	0.779
7.0	173.8	0.00573	0.0559	0.134	0.25	0.350	0.438
7.4	376.7	0.002651	0.0262	0.0641	0.1240	0.180	0.2328

Πίνακας 6.3.2. Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού που γίνεται στη Βορειοδυτική Μ. Ασία για διάφορα χρονικά διαστήματα.

Χρονικό διάστημα (σε έτη)	Μέγεθος σεισμού
1	4.3
5	5.1
10	5.5
25	6.0
50	6.4
75	6.6
100	6.7
150	6.9
175	7.0
200	7.1
300	7.2
350	7.3
375	7.4

Παρατηρούμε ότι ένας σεισμός με μέγεθος 7.0 γίνεται κάθε 175 χρόνια που είναι σε καλή συμφωνία με την τιμή που βρέθηκε από τη μέση περίοδο επανάληψης για σεισμό με μέγεθος $M \geq 7.0$. Επίσης, σε πολύ καλή συμφωνία με την μέση περίοδο επανάληψης είναι η παρατήρηση ότι ένας σεισμός με μέγεθος 7.4 (ο μέγιστος που παρατηρήθηκε στην περιοχή) συμβαίνει κάθε 375 χρόνια. Στο σχήμα της εικόνας 6.3.1 έχει χαρτογραφηθεί το μέγεθος του σεισμού σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης για την περιοχή μελέτης.



Εικόνα 6.3.1. Διάγραμμα Μεγέθους- Μέσης Περιόδου Επανάληψης

6.4. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ (M_{max}) ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΦΑΝΕΙΑΣ (MAXIMUM LIKELIHOOD)

Η εφαρμογή της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood method) έγινε με σκοπό να υπολογιστούν οι βασικές παράμετροι της σεισμικότητας στην περιοχή μελέτης.

Οι παράμετροι αυτοί είναι: το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος, ο μέσος ρυθμός εμφάνισης των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου μεγέθους και η τιμή της παραμέτρου b της σχέσης των Gutenberg-Richter.

Οι Kijko and Sellevoll (1989) πρότειναν τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας που βασίζεται στις εξής παραδοχές:

- Η εμφάνιση των σεισμών ακολουθεί τους νόμους της κατανομής Poisson, και
- Τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν την διπλή αποτετμημένη 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 (βλ. παράρτημα).
- *Κατάλογος σεισμών με πλήρη σεισμολογικά δεδομένα* και ο οποίος υποδιαιρείται σε υπο-καταλόγους με διαφορετική πληρότητα των σεισμικών μεγεθών (βλ. παράρτημα).
- *Μέγιστο μέγεθος σεισμού*.

Τα αποτελέσματα (output) της μεθόδου είναι:

- Το μέγιστο πιθανό μέγεθος σεισμού (maximum possible ή regional magnitude)
- Ο μέσος ρυθμός εμφάνισης των σεισμών με προκαθορισμένο μέγεθος,
- Η παράμετρος b της σχέσης $\log M(M) = a - bM$,
- Οι αβεβαιότητες, συνδεδεμένες με τις προαναφερθέντες παραμέτρους,
- Η περίοδος επανάληψης των σεισμικών μεγεθών,
- Η πιθανότητα υπέρβασης προκαθορισμένων σεισμικών μεγεθών για ορισμένα χρονικά διαστήματα.

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:

$$F(x) = P(X \leq x) = \frac{A_1 - A(x)}{A_1 - A_2} \quad (6)$$

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 ρυθμό εμφάνισης, λ , και ότι τα σεισμικά μεγέθη ακολουθούν τους νόμους της διπλά αποτετμημένης εκθετικής κατανομής, υποδηλώνει ότι σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα του, m , ακολουθούν επίσης την κατανομή Poisson με μέσο ρυθμό 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:

$$G(m/t) = \exp \left[-V_0 t \frac{A_2 - A(m)}{A_2 - A_{10}} \right] \quad (7)$$

όπου:

$$V_0 = \lambda [1 - F(m_0)]$$

$$A_{10} = \exp(-\beta m_0)$$

m_0 είναι το κατώφλι του σεισμικού μεγέθους του καταλόγου των ιστορικών σεισμών ($m_0 \geq m_{\min}$).

Από τη σχέση (7) προκύπτει ότι η πιθανότητα να εμφανιστεί ο ισχυρότερος σεισμός εντός χρονικής περιόδου, t , με μεγέθη μεταξύ m_1 και m_2 είναι:

$$P(m_1, m_2 / t) = G(m_2 / t) - G(m_1 / t) \quad (8)$$

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

$$L_o (\Theta / m_o) = \text{const} \prod_{i=1}^{n_o} P(m_{1oi}, m_{2oi} / t_i) \quad (9)$$

Στη σχέση (9), 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 ($i = 1, \dots, s$).

Στην περίπτωση μας, ο κατάλογος είναι πλήρης για τα παρακάτω χρονικά διαστήματα και για τα ελάχιστα μεγέθη που αντιστοιχούν στο κάθε διάστημα. Αυτό σημαίνει ότι ο κατάλογος περιέχει πληροφορίες για όλους τους σεισμούς που έγιναν στην υπό μελέτη περιοχή και είχαν μέγεθος ≥ 5.2 από το 1911 έως το 2005, για όλους τους σεισμούς που έγιναν από το 1950 με $M \geq 4.8$, για όλους τους σεισμούς που έγιναν από το 1965 με $M \geq 4.5$, και για όλους τους σεισμούς που έγιναν από το 1981 με $M \geq 4.0$ (βλ. παράρτημα).

Θεωρούμε, επίσης, ότι οι τιμές $< m_{1ij}, m_{2ij} >$, $j = 1, \dots, n_i$ 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:

$$L_i (\Theta / m_i) = L_{i\beta} * L_{i\lambda} \quad (10)$$

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 αποτετμημένη εκθετική κατανομή, προκύπτει ότι η πιθανότητα να έχει ένας σεισμός μέγεθος μεταξύ του ελάχιστου m_1 και του μέγιστου m_2 θα είναι:

$$P(m_1, m_2) = (\underline{A} - \overline{A}) / (A_{1i} - A_2) \quad (11)$$

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

$$L_{i\beta} = \text{const} \prod_{j=i}^n P(m_{1ij}, m_{2ij}) \quad (12)$$

Η παραδοχή, ότι οι σεισμοί είναι Poissonian μας δίνει:

$$L_{i\lambda} = \text{const} \cdot \exp(-V_i T_i) (V_i T_i)^{n_i} \quad (13)$$

όπου:

$$V_i = \lambda [1 - F(m_i)] \quad (14)$$

λ το μέσο ποσοστό εμφάνισης των σεισμών

Οι σχέσεις (10) - (14) 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:

$$L(\Theta / m) = \prod_{i=0}^s L_i(\Theta / m_i) \quad (15)$$

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 (15) θα παρουσιάζει μέγιστο. Η λύση, προϋποθέτει:

$$\Psi_1^E + \Psi_1^C = 0 \quad (16)$$

Όπου

$$\Psi_2^E + \Psi_2^C = 0 \quad (17)$$

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

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

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

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

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

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

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

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

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

$$n_c = \sum_{i=1}^s n_i$$

$cF(x)$ είναι η συνάρτηση συσσωρευτικής πιθανότητας ίση με $1 - F(x)$ και είναι ο αριθμός των σεισμών που περιέχει ο πλήρης κατάλογος.

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

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

$$X_{\max} = \text{EXPECT}(X_{\max} | T) \quad (18)$$

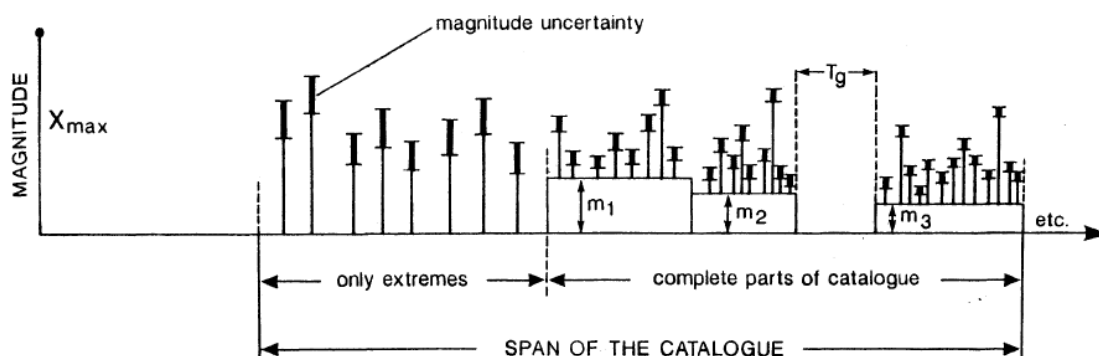
ότι δηλαδή το μέγιστο μέγεθος που έχει παρατηρηθεί είναι ίσο με $\text{EXPECT}(X_{\max} | T)$, και ότι το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος στο χρονικό διάστημα T είναι:

$$\text{EXPECT}(X_{\max} | T) = m_{\max} - \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} - m_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (19)$$

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

Οι εξισώσεις (16) - (19) χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των βασικών παραμέτρων β ($b = \beta/\log e$), λ (μέσος ρυθμός 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 σχήμα της εικόνας 6.4.1.



Εικόνα 6.4.1. Παρουσίαση των δεδομένων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας για συγκεκριμένο χώρο μιας ευρύτερης περιοχής (Kijko & Sellevoll 1992).

6.5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΠΙΘΑΝΟΦΑΝΕΙΑΣ (MAXIMUM LIKELIHOOD) ΓΙΑ ΤΟΝ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ($M_{\max}$) ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής του υπολογιστικού προγράμματος (Kijko & Graham 1998) που περιγράφηκε παρουσιάζονται στη συνέχεια:

$$\beta = 2.40 \pm 0.12 \quad (b = 1.02 \pm 0.05)$$

$$\lambda = 1.82 \pm 0.14 \quad (\text{για } M_{\min} = 4.0)$$

$$M_{\max} = 7.27 \pm 0.28$$

Όπου $M_{\max}$, ο μέγιστος πιθανός σεισμός

λ , ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας. Το 1.82 αντιπροσωπεύει τον αριθμό των σεισμών με μέγεθος $M \geq 4$ στην μονάδα του χρόνου.

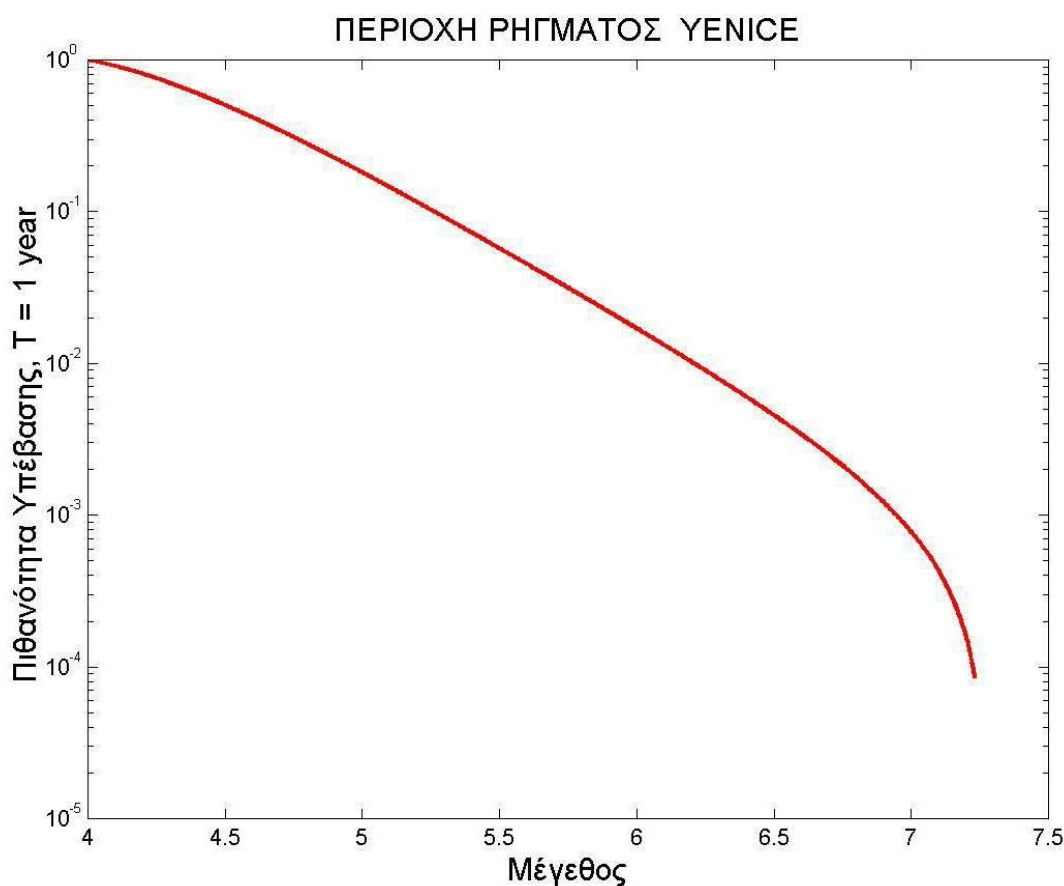
Το $M_{\max} = 7.27$ (~7.3) βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με το μέγιστο σεισμό που έγινε στην περιοχή το 1953 και είχε μέγεθος 7.4. Η παράμετρος b με βάση τη μεθοδολογία του Kijko εμφανίζεται μεγαλύτερη (1.02) από αυτή

που βρήκαμε με τη μέθοδο της μέσης τιμής (0.84) και αυτό έγινε για το λόγο ότι λάβαμε υπόψη μας και ιστορικά δεδομένα, που όπως προαναφέραμε η μεθοδολογία Kijko - Sellevoll μπορεί εύκολα να τα δεχτεί και να τα επεξεργαστεί.

Η παράμετρος b , όπως υπολογίστηκε με τη μέθοδο της μέσης τιμής, βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με την τιμή 0.88 που βρήκανε ο Τσάππανος και οι συνεργάτες του (2004) για όλη την Τουρκία. Επίσης, βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την τιμή της παραμέτρου που υπολόγισαν οι Parazachos and Parazachou (1997) για την ευρύτερη περιοχή του ρήγματος.

Παρακάτω παρουσιάζονται τα διαγράμματα που απεικονίζουν την πιθανότητα να γίνει υπέρβαση σε ένα χρόνο συγκεκριμένου μεγέθους σεισμού M και το διάγραμμα με την περίοδο επανάληψης (σε χρόνια) με τις αβεβαιότητες που αναμένονται για συγκεκριμένο μέγεθος σεισμού.

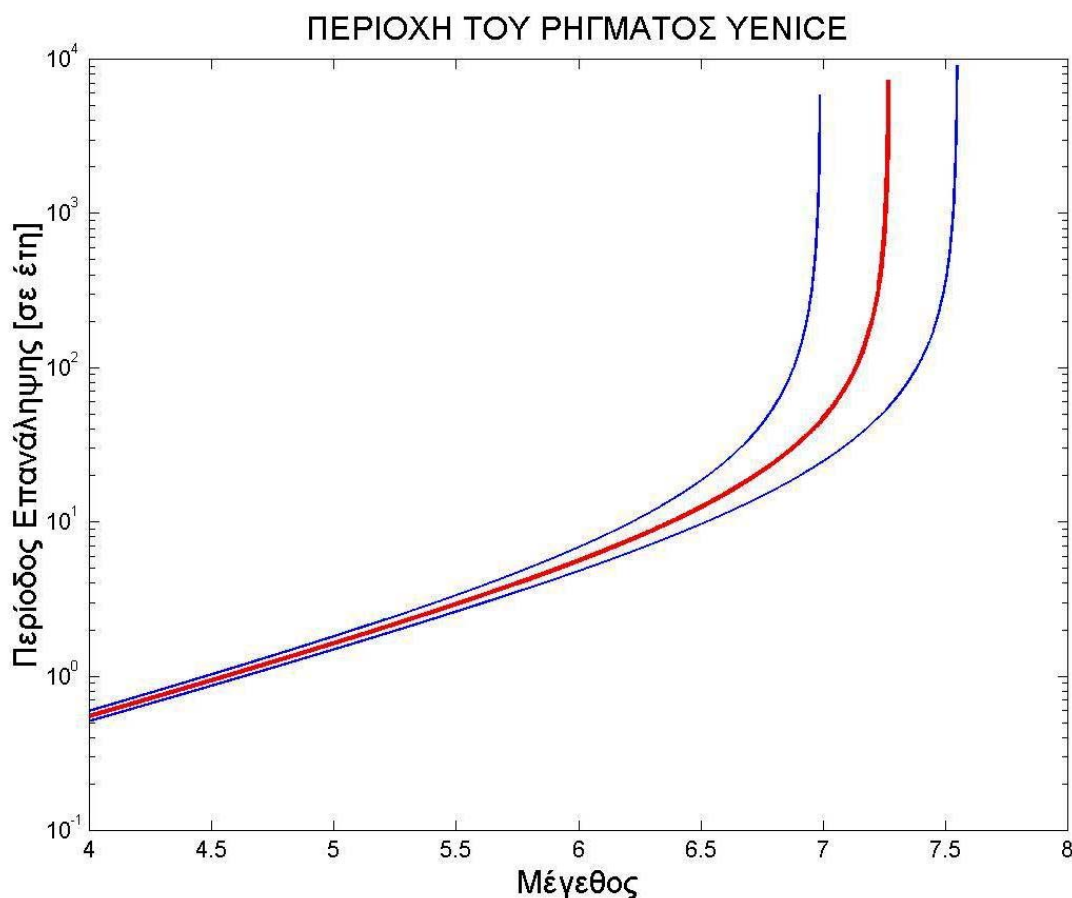
Στο παρακάτω διάγραμμα παρατηρούμε ότι η πιθανότητα να γίνει υπέρβαση συγκεκριμένου μεγέθους σεισμού M σε ένα χρόνο είναι τόσο μικρότερη όσο μεγαλύτερο είναι το μέγεθος του σεισμού.



Εικόνα 6.5.1. Η πιθανότητα να γίνει υπέρβαση συγκεκριμένου μεγέθους σεισμού M , σε ένα χρόνο.

Στο δεύτερο διάγραμμα παρατηρούμε ότι από ορισμένο σημείο και μετά παρουσιάζονται αποκλίσεις από την κυρίως καμπύλη και συγκεκριμένα για μεγέθη μεγαλύτερα του 6.0. Το διάγραμμα, μας πληροφορεί ότι όσο μεγαλύτερο αναμένεται το μέγεθος, αναλογικά μεγάλη θα είναι και η περίοδος

επανάληψής του. Συγκεκριμένα, στα επόμενα 50 χρόνια αναμένεται σεισμός μεγέθους μεταξύ 6.9 και 7.2.



Εικόνα 6.5.2. Περίοδος επανάληψης (σε χρόνια) με τις αβεβαιότητες που αναμένονται για συγκεκριμένο μέγεθος σεισμού.

6.6. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Ονομάζουμε σεισμική επικινδυνότητα (seismic hazard), H , ενός τόπου την αναμενόμενη στον τόπο αυτό τιμή της σεισμικής έντασης, Y , σε καθορισμένο χρονικό διάστημα, με ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης της τιμής αυτής. Τα χαρακτηριστικά της σεισμικής επικινδυνότητας περιγράφονται συνήθως από μια ή περισσότερες παραμέτρους εδαφικής κίνησης που περιέχονται σε σχέσεις οι οποίες αποτελούν συναρτήσεις χαρακτηριστικών μεγεθών, όπως είναι η ένταση του σεισμού (I), η εδαφική επιτάχυνση (a), η εδαφική ταχύτητα (u) και η εδαφική μετάθεση (d) της σεισμικής κίνησης. Το χρονικό διάστημα το οποίο συνήθως θεωρούμε είναι ο χρόνος ζωής των κατασκευών (π.χ. 50 χρόνια).

Το αναμενόμενο τελικό αποτέλεσμα της σεισμικής κίνησης σε μια θέση, δηλαδή ο σεισμικός κίνδυνος R (Seismic Risk), εξαρτάται από τη σεισμική επικινδυνότητα της θέσης αυτής, καθώς επίσης και από τις ιδιότητες της ίδιας της κατασκευής (ποιότητα κατασκευής, ιδιοπερίοδος, απόσβεση, πλαστικότητα κ.α). Το μέτρο των ιδιοτήτων αυτών της κατασκευής ονομάζεται

τρωτότητα V (Vulnerability) της τεχνικής κατασκευής. Για το λόγο αυτό, ο σεισμικός κίνδυνος (R) θεωρείται ως συνεξέλιξη της σεισμικής επικινδυνότητας (H) και της τρωτότητας (V) (σχέση 20).

$$R = H * V \quad (20)$$

Κατά την προσπάθεια ακριβούς προσδιορισμού της σεισμικής επικινδυνότητας σε έναν τόπο προκύπτουν σημαντικές δυσκολίες. Μια από τις σημαντικότερες τέτοιες δυσκολίες είναι αυτή που οφείλεται στο γεγονός ότι υπάρχουν επιταχυνσιογράμματα για μάλλον περιορισμένο αριθμό μεγάλων σεισμών. Για αυτό το λόγο, τα διαθέσιμα στοιχεία είναι πολλές φορές ανεπαρκή για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων (Παπαζάχος Β. 1997).

Είναι ευρέως αποδεκτό σήμερα ότι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι απαιτούμενη προϋπόθεση για την ελάττωση του σεισμικού κινδύνου και για τον αστικό σχεδιασμό γενικότερα.

Στην παρούσα μελέτη, για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκε η διαδικασία των Kijko & Graham (1998, 1999). Η μεθοδολογία αυτή, για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Analysis), είναι σύνθεση των διαδικασιών των Cornell (1968) και Veneziano et al. (1984).

Υπάρχουν δυο πιθανές δυσκολίες που μπορεί να συναντήσει κάποιος την διαδικασία ανάλυσης πιθανολογικής σεισμικής επικινδυνότητας (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA). Αυτές είναι 1) οι ελλείψεις που υπάρχουν στους σεισμικούς καταλόγους και 2) η απαίτηση καθορισμού των σεισμικών ζωνών.

Οι κατάλογοι συνήθως περιλαμβάνουν δυο τύπους πληροφοριών: 1) μακροσεισμικές παρατηρήσεις των μεγαλύτερων σεισμών που συνέβησαν κατά την περίοδο μερικών εκατοντάδων ετών και 2) ενόργανα δεδομένα για σχετικά μικρές χρονικές περιόδους. Το ενόργανο μέρος του καταλόγου μπορεί, συνήθως, να χωριστεί σε υποκαταλόγους, όπως προαναφέρθηκε, που καθένας από αυτούς είναι πλήρης πάνω από ένα συγκεκριμένο μέγεθος.

Το δεύτερο πρόβλημα προκύπτει από το γεγονός ότι η τεχνική που συνήθως χρησιμοποιείται για PSHA (μια διαδικασία που αναπτύχθηκε από τον Cornell 1968) απαιτεί καθορισμό των σεισμικών ζωνών. Δυστυχώς, δεν έχουν εντοπιστεί και χαρτογραφηθεί όλα τα ενεργά ρήγματα κι έτσι, οι αιτίες της σεισμικότητας δεν είναι καλά κατανοητές. Συχνά, διαφορετικοί καθορισμοί σεισμογενών ζωνών οδηγούν σε σημαντικά διαφορετικούς υπολογισμούς σεισμικής επικινδυνότητας. Επιπλέον, η μεθοδολογία κατά Cornell, υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας απαιτεί για κάθε ζώνη γνώση των παραμέτρων του μοντέλου (στην απλούστερη περίπτωση είναι: η παράμετρος b των Gutenberg- Richter, η πληρότητα των σεισμικών δεδομένων m_{min} , ο μέσος ρυθμός σεισμικότητας λ και το πάνω όριο του μεγέθους των σεισμών m_{max}) που δεν μπορούν να προσδιοριστούν με ακρίβεια για περιοχές που είναι μικρές ή έχουν ελλιπή σεισμική ιστορία. Το πρόβλημα των ανεπαρκών δεδομένων για μικρές περιοχές συχνά λύνεται με επιλογή μεγαλύτερων σεισμικών ζωνών αλλά μια τέτοια διαδικασία έρχεται σε σύγκρουση με την όλη ιδέα επιλογής ανεξάρτητων σεισμικών περιοχών. Επιπρόσθετα, η μεταβολή της επιφάνειας των πιθανών σεισμικών ζωνών οδηγεί στην υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Έτσι, μια διαδικασία που αποδέχεται τη διαφορετική ποιότητα των διαφόρων τμημάτων του καταλόγου και δεν απαιτεί καθορισμό των σεισμικών ζωνών θα αποτελεί ένα καλό εργαλείο υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας.

Έχοντας υπόψη τις παραπάνω απαιτήσεις, οι Kijko and Graham (1998, 1999) πρότειναν μια νέα μεθοδολογία, αυτήν που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία. Η νέα προσέγγιση συνδυάζει τα πλεονεκτήματα των δυο παλαιότερων μεθοδολογιών, της «επαγωγικής» (Cornell 1968) και της «μη παραμετρικής-ιστορικής» Veneziano et al. (1984) και σε πολλές περιπτώσεις είναι απαλλαγμένη από τα βασικά μειονεκτήματα αυτών. Αφού η νέα μεθοδολογία είναι παραμετρική, ακολουθώντας την ορολογία του McGuire (1993) μπορεί να ονομαστεί «παραμετρική – ιστορική» μεθοδολογία.

6.7. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΣΕ ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΟ ΧΩΡΟ

Για να εκφραστεί η σεισμική επικινδυνότητα με μορφή μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) θα πρέπει να υπολογιστεί η υπο συνθήκες πιθανότητα ένας σεισμός με τυχαίο μέγεθος M και από απόσταση R να προκαλέσει μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) ίση ή μεγαλύτερη από την επιτάχυνση κατασκευαστικού ενδιαφέροντος a_{min} , δηλαδή την επιτάχυνση που μπορεί να προκαλέσει καταστροφές στις κατασκευές. Για το σκοπό αυτό γίνεται η υπόθεση πως στην ακτίνα ενδιαφέροντος η καμπύλη απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης a , έχει την ακόλουθη μορφή:

$$\ln(a) = c_1 + c_2 M + \varphi(R) + \varepsilon \quad (21)$$

όπου c_1 και c_2 είναι εμπειρικές σταθερές, M είναι το μέγεθος του σεισμού και $\varphi(R)$ είναι μια συνάρτηση της απόστασης R του σεισμού. Ο όρος ε είναι ένα τυχαίο σφάλμα το οποίο παρατηρήθηκε πως ακολουθεί κανονική (Gaussian) κατανομή. Συνήθως το $\varphi(R)$ έχει την μορφή:

$$\varphi(R) = c_3 R + c_4 \ln(R) \quad (22)$$

όπου c_3 και c_4 είναι εμπειρικές σταθερές. Η πιθανότητα πως ένας τυχαίος σεισμός μεγέθους M με $m_{min} \leq M \leq m_{max}$ θα προκαλέσει σε συγκεκριμένο χώρο μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) που υπερβαίνει την τιμή a , είναι:

$$Pr[PGA \geq a] = \frac{\exp(-\beta m_{max}) - y \cdot \exp[-\beta(x - c_1)/c_2]}{\exp(-\beta m_{max}) - \exp(-\beta m_{min})} \quad (23)$$

Όπου $x = \ln(a)$, $y(\cdot)$ είναι μια συνάρτηση της μορφής:

$$\int_{min}^{max} \exp[\beta \cdot \phi(r)/c_2] \cdot f_R(r) dr \quad (24)$$

Και $m_{\min}$ είναι το μικρότερο μέγεθος σεισμού που μπορεί να προκαλέσει επιτάχυνση κατασκευαστικού ενδιαφέροντος. Η τιμή της συνάρτησης $y(\cdot)$ είναι χαρακτηριστική για κάθε περιοχή και σταθερή για την εκάστοτε περιοχή. Η σχέση η οποία συνδέει την περίοδο επανάληψης, T , με τις αντίστοιχες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) είναι η ακόλουθη:

$$T = \frac{1}{1 - \Pr[PGA \geq \alpha]} \quad (25)$$

Από τη σχέση (23) προκύπτει πως για μια συγκεκριμένη περιοχή η κατανομή του λογαρίθμου του PGA έχει μορφή παρόμοια με την κατανομή των σεισμικών μεγεθών, δηλαδή έχει την μορφή της κατανομής Gutenberg-Richter. Οι δύο κατανομές διαφέρουν μόνο στις τιμές των παραμέτρων τους. Έτσι, εάν η παράμετρος της κατανομής των μεγεθών έχει τιμή β , τότε η παράμετρος της κατανομής του $\ln(PGA)$ θα έχει τιμή ίση με β/c_2 . Από τη σχέση (23) προκύπτει πως η ΣΑΚ (συνάρτηση αθροιστικής κατανομής) του λογαρίθμου του PGA δίνεται από τη σχέση:

$$F_X(x | x_{\min}, x_{\max}) = \frac{\exp(-\gamma x_{\min}) - \exp(-\gamma x)}{\exp(-\gamma x_{\min}) - \exp(-\gamma x_{\max})} \quad (26)$$

Όπου $\gamma = \beta/c_2$, $x_{\min} = \ln(\alpha_{\min})$, $x_{\max} = \ln(\alpha_{\max})$ και $\alpha_{\max}$ είναι το μέγιστο πιθανό PGA στη συγκεκριμένη περιοχή.

Από το γεγονός πως η ΣΑΚ των σεισμικών μεγεθών έχει την ίδια μορφή με την ΣΑΚ του λογαρίθμου του PGA σε συγκεκριμένη περιοχή, προκύπτει πως και η μέγιστη πιθανή επιτάχυνση, PGA, μπορεί να υπολογιστεί με την ίδια διαδικασία που ακολουθήθηκε στο μέγιστο πιθανό μέγεθος $m_{\max}$, με τη διαφορά πως η παράμετρος β πρέπει να αντικατασταθεί από το γ , ο ρυθμός σεισμικότητας λ της ευρύτερης περιοχής πρέπει να αντικατασταθεί από τον αντίστοιχο ρυθμό σεισμικότητας λ της συγκεκριμένης περιοχής και το μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος $m_{\max}^{obs}$ πρέπει να αντικατασταθεί αντίστοιχα, από το μέγιστο παρατηρημένο PGA $a_{\max}^{obs}$.

Θα πρέπει, ωστόσο να τονιστεί και να γίνει σαφές πως η συνάρτηση (25) εξαρτάται από την μορφή της σχέσης απόσβεσης (21). Αν επιλεγεί μια σχέση απόσβεσης διαφορετικής μορφής και η ΣΑΚ που θα προκύψει θα είναι διαφορετική.

6.8. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΜΕΝΟΥ PGA ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ

Μια συνάρτηση με ιδιαίτερο ενδιαφέρον, για τις περισσότερες κατασκευές, είναι η συνάρτηση αθροιστικής κατανομής (ΣΑΚ) της μέγιστης αναμενόμενης επιτάχυνσης PGA σε μια συγκεκριμένη περιοχή κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης χρονικής περιόδου. Ας υποθέσουμε πως η εμφάνιση των σεισμών με PGA α , (όπου $\alpha \geq \alpha_{\min}$) στην συγκεκριμένη περιοχή ακολουθεί κατανομή Poisson με μέσο ρυθμό σεισμικότητας $\lambda = \lambda(x = x_{\max})$. Η

παραπάνω υπόθεση δηλώνει πως οι σεισμοί οι οποίοι προκαλούν στην συγκεκριμένη περιοχή PGA ίσο ή και μεγαλύτερο από μια τιμή α , μπορούν να παρουσιαστούν με μοντέλο Poisson και με μέσο ρυθμό εμφάνισης $\lambda(x) = \lambda[1 - F_X(x | x_{\min}, x_{\max})]$, όπου $x = \ln(\alpha)$. Συνεπώς, η ΣΑΚ του λογάριθμου του μέγιστου καταγεγραμμένου PGA στην συγκεκριμένη περιοχή και για χρονική διάρκεια t θα δίνεται από την σχέση:

$$F_x^{\max}(x | x_{\min}, x_{\max}, t) = \frac{\exp\{-\lambda t[1 - F_X(x | x_{\min}, x_{\max})]\} - \exp(-\lambda t)}{1 - \exp(-\lambda t)} \quad (27)$$

Στην σχέση (27) η ΣΑΚ είναι διπλά οριοθετημένη. Το κάτω όριό της, η $x_{\min} = \ln(\alpha_{\min})$, καθορίζεται από την μικρότερη τιμή επιτάχυνσης με κατασκευαστικό ενδιαφέρον. Στον καθορισμό αυτής της παραμέτρου υπεισέρχονται και υποκειμενικά κριτήρια. Το δεύτερο όριό της, η $x_{\max} = \ln(\alpha_{\max})$, είναι μια άγνωστη παράμετρος που αντιπροσωπεύει το λογάριθμο της μέγιστης πιθανής επιτάχυνσης PGA την συγκεκριμένη περιοχή. Συνεπώς, για μια δεδομένη τιμή $\alpha_{\min}$, η σεισμική επικινδυνότητα σε συγκεκριμένη περιοχή καθορίζεται από τον υπολογισμό τριών παραμέτρων: λ , γ και $\alpha_{\max}$.

Με στόχο τον υπολογισμό αυτών των τριών παραμέτρων επιλέγονται οι μεγαλύτερες τιμές PGA ($\alpha_1, \dots, \alpha_n$) που παρατηρήθηκαν στην συγκεκριμένη περιοχή για n συνεχόμενες χρονικές περιόδους $(t_1, \dots, t_n) = t$, και χρησιμοποιείται η διαδικασία της μέγιστης πιθανοφάνειας. Για ένα συγκεκριμένο $\alpha_{\max}$, η συνάρτηση πιθανοφάνειας του δείγματος $x = (x_1, \dots, x_n)$ όπου $x_i = \ln(\alpha_i)$ ($i = 1, \dots, n$) έχει αγνώστους τις παραμέτρους λ και γ και δίνεται από την σχέση:

$$L(\lambda, \gamma | x, t) = \prod_{i=1}^n f_X^{\max}(x_i | x_{\min}, x_{\max}, t_i) \quad (28)$$

Όπου $f_X^{\max}(x_i | x_{\min}, x_{\max}, t_i)$ είναι η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (ΣΠΠ) του λογάριθμου του μέγιστου PGA που συνέβη στην περιοχή σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα t και έχει την ακόλουθη μορφή:

$$f_X^{\max}(x_i | x_{\min}, x_{\max}, t_i) = \lambda F_X^{\max}(x | x_{\min}, x_{\max}, t) f_X(x | x_{\min}, x_{\max}) \quad (29)$$

ενώ η $f_X(x | x_{\min}, x_{\max})$ είναι η ΣΠΠ του x και είναι ίση με:

$$f_X(x | x_{\min}, x_{\max}) = \frac{\gamma \exp(-\gamma x)}{\exp(-\gamma x_{\min}) - \exp(-\gamma x_{\max})} \quad (30)$$

Οι παράμετροι μέγιστης πιθανοφάνειας λ και γ είναι οι τιμές $\hat{\lambda}$ και $\hat{\gamma}$ που μεγιστοποιούν την συνάρτηση πιθανοφάνειας (28).

Σε κάθε βήμα της μεθοδολογίας οι παράμετροι υπολογίζονται μέσω της διαδικασίας της μέγιστης πιθανοφάνειας, εφαρμόζοντας την Bayesian

μεθοδολογία όπου είναι δυνατόν να ενσωματωθούν και επιπλέον γεωλογικές, γεωφυσικές ή άλλες πληροφορίες καθώς επίσης και διάφορες αβεβαιότητες. Συνεπώς, η νέα μεθοδολογία είναι ικανή να δίνει ρεαλιστικούς υπολογισμούς σεισμικής επικινδυνότητας τόσο σε περιοχές με υψηλή, όσο και με χαμηλή σεισμικότητα συμπεριλαμβανομένων και των περιπτώσεων εκείνων όπου οι κατάλογοι δεν είναι πλήρεις.

Εάν η μεθοδολογία εφαρμοστεί σε όλα τα σημεία ενός πλέγματος πάνω στην υπό μελέτη περιοχή τότε μπορεί να δώσει χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας για όλη την περιοχή.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ο νέος νόμος της απόσβεσης του PGA για επιφανειακούς σεισμούς στην Τουρκία:

$$\ln(\alpha) = c_0 + c_1 M_w + c_2 \ln(R^2 + h_0)^2 + c_3 S \pm c_4 \quad (31)$$

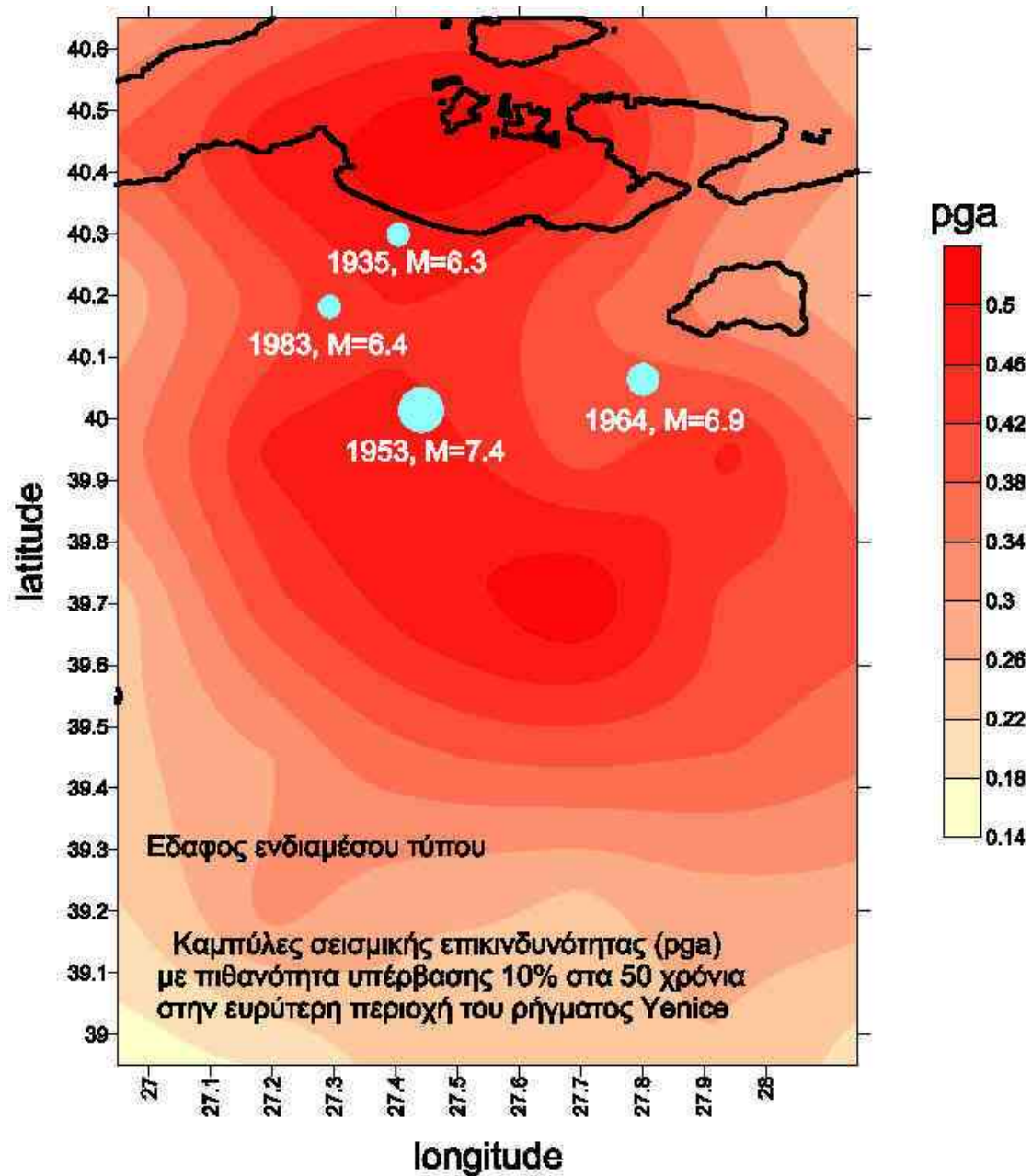
όπου το α είναι το PGA, R είναι η επικεντρική απόσταση σε χιλιόμετρα και τα c_0, c_1, c_2, c_3, c_4 είναι παράμετροι. Οι τιμές των παραμέτρων αυτών λήφθηκαν από τους Kaybali & Akin (2003).

Η παραπάνω μέθοδος βασίζεται στο σκεπτικό του «σεισμού σχεδιασμού» και χρησιμοποιείται για να εξάγει το μέγιστο PGA στην περιοχή μελέτης. Ο «σεισμός σχεδιασμού» είναι ο σεισμός που αναμένεται να δημιουργήσει το ισχυρότερο επίπεδο δόνησης σε μια συγκεκριμένη θέση. Σύμφωνα με αυτή τη διαδικασία, $\alpha_{\max}$ είναι η τιμή της PGA που υπολογίστηκε από το νόμο της μείωσης του PGA και δίνει τα μέγιστα πιθανά μεγέθη σεισμών ($m_{\max}$) σε μια πολύ μικρή απόσταση.

Στη συνέχεια και αφού υπολογίστηκε με τον παραπάνω τρόπο η τιμή του μέγιστου PGA, συμπεριλαμβανομένης και της απόκλισης $\alpha_{\max}$, κατασκευάστηκαν χάρτες της σεισμικής επικινδυνότητας για την ευρύτερη περιοχή μελέτης αλλά και για την περιοχή του, υπό μελέτη, ρήγματος.

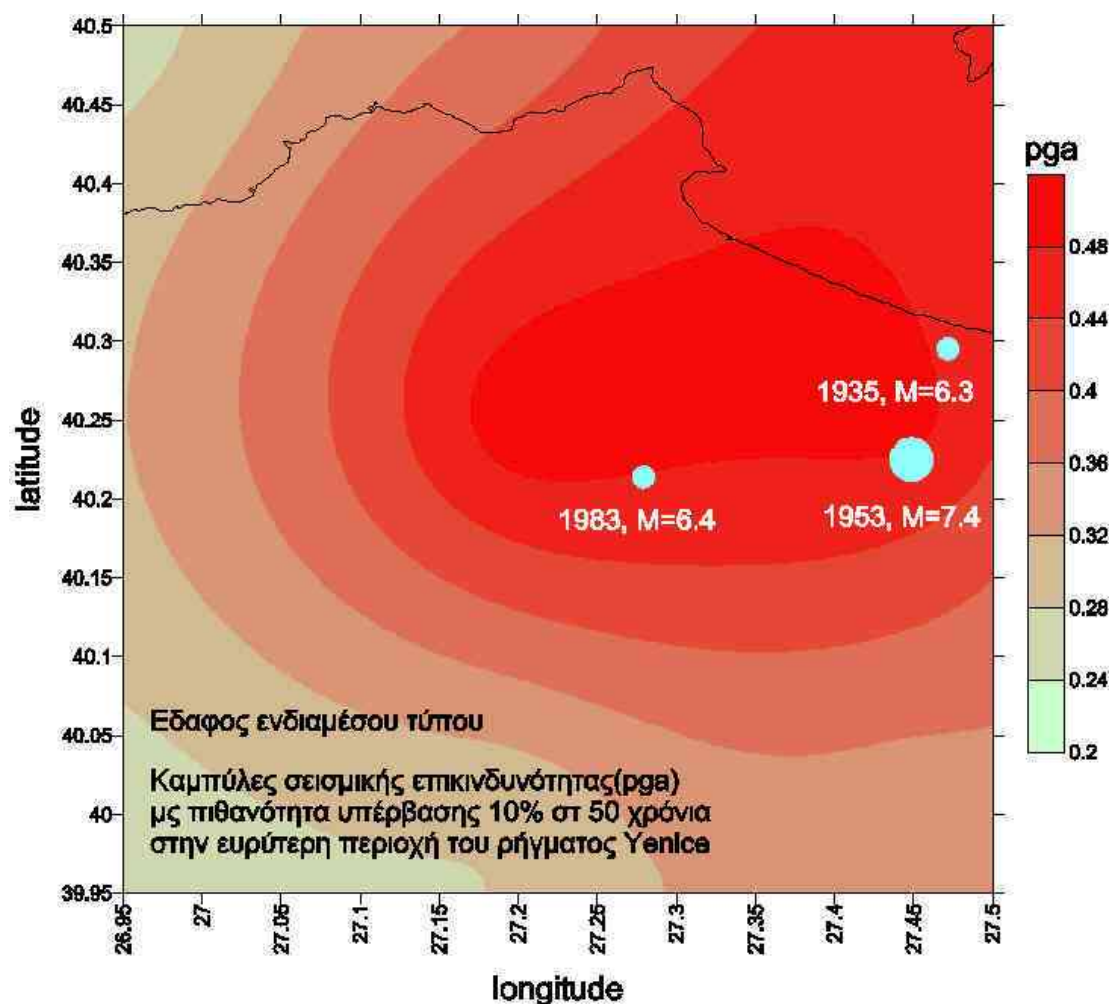
Οι χάρτες αυτοί δείχνουν την πιθανότητα (10%) υπέρβασης μιας δεδομένης τιμής του PGA τουλάχιστον μια φορά για τα επόμενα 50 χρόνια. Επίσης, στους χάρτες εμφανίζονται οι μεγαλύτεροι σεισμοί της περιοχής καθώς και το έτος γένεσής τους.

Το παρακάτω σχήμα παρουσιάζει την κατανομή του PGA στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος της Yenice.



Εικόνα 6.8.1. Η σεισμική επικινδυνότητα για την ευρύτερη περιοχή του ρήγματος της πόλης Υενιτσέ (10% πιθανότητα υπέρβασης τουλάχιστον μια φορά στα επόμενα 50 χρόνια).

Στο παρακάτω σχήμα φαίνεται η κατανομή του PGA κοντά στην περιοχή του ρήγματος της Yenice. Διακρίνουμε ότι οι μεγάλοι σεισμοί της περιοχής ($M \geq 6.0$) βρίσκονται μέσα στη ζώνη όπου το PGA έχει τιμές μεταξύ 0.40 και 0.44g.



Εικόνα 6.8.2. Η σεισμική επικινδυνότητα για την περιοχή του ρήγματος της πόλης Yenice (10% πιθανότητα υπέρβασης τουλάχιστον μια φορά στα επόμενα 50 χρόνια).

Οι τιμές PGA που υπολογίσαμε βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τις τιμές που δόθηκαν από τους Kaybali & Akin (2003) καθώς επίσης και από τον Ulusay και τους συνεργάτες του (2004). Οι τελευταίοι έκαναν επανακαθορισμό του χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Τουρκίας για λογαριασμό του Τουρκικού Υπουργείου Δημοσίων Έργων χωρίζοντας την Τουρκία σε πέντε ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας. Η περιοχή μελέτης, με βάση αυτόν το χωρισμό, βρίσκεται στην δεύτερη κατηγορία με τιμές PGA μεταξύ 0.3 και 0.4g.

6.9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό έγινε ο υπολογισμός της σεισμικότητας και η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας για την περιοχή της Βορειοδυτικής Μικράς Ασίας.

Επεξεργάστηκε ένα δείγμα 402 σεισμών που έγιναν στην περιοχή από το 1900 μέχρι το 2004. Επίσης, χρησιμοποιήθηκε ένα δεύτερο δείγμα από 97 ιστορικούς σεισμούς που έγιναν από το 222 π.Χ. μέχρι το 1899 μ.Χ. στην περιοχή.

Υπολογίστηκαν οι παράμετροι a_i και b της σχέσης των Gutenberg – Richter κι έγινε αναγωγή της παραμέτρου a_i σε ένα χρόνο (α). Δείχθηκε ότι η παράμετρος b βρίσκεται σε καλή συμφωνία με τις τιμές που υπολογίστηκαν από άλλους ερευνητές για την περιοχή. Για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας χρησιμοποιήθηκαν 3 μέτρα αυτής, που είναι: α) η μέση περίοδος επανάληψης T_m για μεγέθη 5.0, 5.5, 6.0, 6.5, 6.5, 7.0 και 7.4, β) η πιθανότητα P_t να γίνει σεισμός μεγέθους M ή μεγαλύτερος κατά το χρονικό διάστημα 1, 10, 25, 50, 75 και 100 χρόνων, υποθέτοντας χρονική κατανομή Poisson και γ) το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού, M_t , σε χρόνο 1, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 175, 200, 300, 350 και 375 ετών.

Βρέθηκε ότι ένας σεισμός με μέγεθος $M7.0$ γίνεται κάθε 175 χρόνια που είναι σε καλή συμφωνία με την τιμή που βρέθηκε από τη μέση περίοδο επανάληψης για σεισμό με μέγεθος $M \geq 7.0$. Βρέθηκε, επίσης, ότι ο μέγιστος σεισμός της περιοχής (7.40, 1953) συμβαίνει στην περιοχή κάθε 375 χρόνια περίπου.

Στη συνέχεια, με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (Kijko & Sellevoll, 1989), υπολογίστηκαν το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού M_{max} , ο μέσος ρυθμός εμφάνισης των σεισμών λ με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου μεγέθους και η τιμή της παραμέτρου b της σχέσης των Gutenberg – Richter. Τα αποτελέσματα μας έδειξαν ότι ο μέγιστος αναμενόμενος σεισμός στην περιοχή είναι $M7.3$ που προσεγγίζει πολύ ικανοποιητικά τον μέγιστο σεισμό που έγινε στην περιοχή ($M7.4$). Με γεωλογικά στοιχεία, βρέθηκε ότι στα επόμενα 50 χρόνια, αναμένεται στην περιοχή σεισμός μεγέθους $6.9 \leq M \leq 7.2$.

Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με τη διαδικασία των Kijko & Graham (1998, 1999). Η μέθοδος είναι απαλλαγμένη από την ύπαρξη σεισμικών ζωνών που αποτελεί μεγάλο πλεονέκτημα στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Χρησιμοποιήθηκε ο νόμος της απόσβεσης του PGA για επιφανειακούς σεισμούς στην Τουρκία με βάση τις τιμές που δόθηκαν από τους Kaybali & Akin (2003). Σαν τελικό αποτέλεσμα δόθηκαν για την περιοχή δύο χάρτες που δείχνουν την πιθανότητα (10%) υπέρβασης μιας δεδομένης τιμής PGA, τουλάχιστον μία φορά για τα επόμενα 50 χρόνια. Οι χάρτες έγιναν για έδαφος ενδιάμεσου τύπου. Ο πρώτος αφορά την ευρύτερη περιοχή μελέτης, ενώ ο δεύτερος παρουσιάζει την κατανομή του PGA κοντά στην περιοχή του ρήγματος της Yenice. Παρατηρήθηκε ότι οι μεγάλοι σεισμοί της περιοχής ($M \geq 6.0$), βρίσκονται μέσα στη ζώνη όπου το PGA έχει τιμές μεταξύ 0.40 και 0.44g. Ο Ulusay και οι συνεργάτες του (2004) χώρισαν την Τουρκία σε 5 ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας. Σύμφωνα με αυτούς, η περιοχή μας βρίσκεται στη δεύτερη κατηγορία, έχοντας τιμές PGA μεταξύ 0.3 και 0.49.

7. ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σκοπός της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας στη Βορειοδυτική Μ. Ασία με Γεωλογικά και Σεισμολογικά Δεδομένα. Η περιοχή μελέτης είναι τεκτονικά ενεργή και παρουσιάζει συχνά σεισμούς μεγάλου μεγέθους.

Τα συμπεράσματα που προέκυψαν από όλα τα στάδια της Εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας παρουσιάζονται αναλυτικά στο τέλος κάθε κεφαλαίου. Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζεται συνοπτικά η πορεία της έρευνας με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το κάθε στάδιο.

Συγκεκριμένα:

1. Αρχικά, έγινε μια εκτεταμένη έρευνα σε βιβλιογραφικό επίπεδο για τη γεωλογία, τη νεοτεκτονική και τη σεισμοτεκτονική της περιοχής.

Το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας είναι ένα από τα πιο σημαντικά ενεργά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του κόσμου, όχι μόνο για την αξιοσημείωτη σεισμική δραστηριότητα αλλά και για την τεκτονική της Ανατολικής Μεσογείου. Η ηλικία και η συνολική μετατόπιση του ρήγματος είναι πολύ σημαντικά για την τεκτονική και την εξέλιξη της περιοχής. Οι περισσότεροι επιστήμονες, συμφωνούν με το γεγονός ότι η ηλικία του ρήγματος κυμαίνεται μεταξύ του Ανώτερου Μειοκαίνου και του Κατώτερου Πλειοκαίνου.

Μελέτες που έγιναν σε λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς κατά μήκος του ρήγματος και στην ευρύτερη περιοχή του, έδειξαν ότι πρέπει να υπήρξαν τρία στάδια δημιουργίας στην Ανατολία. Ένα στο Κατώτερο - Μέσο Μειόκαινο, ένα στο Ανώτερο Μειόκαινο κι ένα στο Πλειόκαινο. Η αρχική διάρρηξη πρέπει να έγινε στα κεντρικά σημεία του ρήγματος και μετά να κατευθύνθηκε προς τα σημερινά όριά του.

Ιστορικές καταγραφές δείχνουν ότι κάποια ρηξιγενή τμήματα του ρήγματος δίνουν σεισμούς, οι οποίοι επαναλαμβάνονται περιοδικά ανά 200 - 250 και 50-100 χρόνια. Σαν αποτέλεσμα, τα κύρια ρηξιγενή τμήματα (segments) έχουν μεγάλα διαστήματα περιοδικότητας, σε αντίθεση με τα μικρά τμήματα που παρουσιάζουν μικρότερα διαστήματα περιοδικότητας.

2. Στη συνέχεια, στην περιοχή μελέτης και στο πλαίσιο του ερευνητικού προγράμματος μεταξύ των πανεπιστημίων Çanakkale και Α.Π.Θ., ανοίχτηκαν και μελετήθηκαν παλαιοσεισμολογικές τομές. Ορισμένες από αυτές προϋπήρχαν και διευρύνθηκαν για να αποκομίσουμε ασφαλέστερα αποτελέσματα. Οι τομές, που πραγματοποιήθηκαν στα χωριά Karaköy, Muratlar και Seyvan, μελετήθηκαν από την ερευνητική ομάδα των δύο πανεπιστημίων, στην οποία συμμετείχα και τα αποτελέσματά της έρευνας είναι υπό δημοσίευση σε διεθνές περιοδικό, ενώ μία από τις παλαιοσεισμολογικές τομές (Muratlar-Angelica) μελετήθηκε αποκλειστικά στο πλαίσιο αυτής της διατριβής. Στις τομές έγινε χάραξη καννάβου 1x1m, λεπτομερής αποτύπωση των τοιχωμάτων και δειγματοληψία.

Στην αποτύπωση αποκαλύφθηκαν πολύ ενδιαφέρουσες τεκτονικές δομές που συνδέονται με αυτήν που προκάλεσε ο σεισμός του 1953 στην ευρύτερη περιοχή της πόλης Yenice. Αυτές συνίστανται σε φαινόμενα

ρευστοποίησης (Muratlar), όπου ο ορίζοντας της άμμου εφάπτεται με την εν λόγω ρηξιγενή δομή σε κατακόρυφη έννοια, και σε μορφολογία κολουβιακής σφήνας (Seyvan).

Στην παλαιοσεισμολογική τομή στο χωριό Seyvan ανιχνεύτηκε ένα παλαιότερο γεγονός μεταξύ 620 και 1270 μ.Χ. Η παλαιότερη ηλικία είναι η πιο πιθανή λόγω της μορφολογίας της κολουβιακής σφήνας (colluvium wedge). Μπορούν ακόμη να αναγνωριστούν δυο πολύ παλαιότερα γεγονότα (τα τελευταία 4.5 ka). Η ρήγματωση παρουσιάζει τον ίδιο χαρακτήρα με τη διάρρηξη του σεισμού του 1953. Η ζώνη του ρήγματος αποτελείται από μια αλληλουχία υποπαράλληλων μεταναστευτικών ρηγμάτων νότιας διεύθυνσης.

Στο χωριό Karaköy, το σημείο που επιλέχθηκε βάσει της επιφανειακής μορφολογίας και των γεωφυσικών διασκοπήσεων, αν και φαινόταν ιδιαίτερα κατάλληλο για εντοπισμό των παλαιοεπιφανειακών διαρρήξεων του ρήγματος, παρόλα αυτά δεν εντοπίστηκε το ίχνος του ρήγματος και γενικά καμία ρηξιγενής δομή. Θεωρείται ότι ο προσδιορισμός της επόμενης παλαιοσεισμολογικής τομής πρέπει να επαναπροσδιοριστεί στα νότια εάν θέλουμε να έχουμε αποτελέσματα.

Στο χωριό Muratlar μετά από τη διάνοιξη των τομών και την επισταμένη παρατήρηση της στρωματογραφίας τους καταλήγουμε στην αναγνώριση δυο τουλάχιστον παλαιότερων γεγονότων, εκτός από αυτό του 1953, τα οποία κατά πάσα πιθανότητα συνδέονται με φαινόμενα ρευστοποίησης.

Τα παλαιότερα αυτά γεγονότα συνδέονται με την κύρια ζώνη του ρήγματος, με το προτελευταίο να λαμβάνει χώρα περίπου το 1440 μ.Χ. Όσον αφορά την ηλικία του δεύτερου γεγονότος, η χρονολόγηση δεν έδειξε τελικά αποτελέσματα, λόγω της ακαταλληλότητας του δείγματος.

Τα δείγματα χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο C14 στο Κέντρο Εφαρμοσμένων Ισοτοπικών Μελετών στο πανεπιστήμιο της Γεωργίας, USA (CAIS - UGA), ενώ η χρονολόγηση με τη μέθοδο OSL (Optically Stimulated Luminescence) έγινε από την Dr. E. Buluş - Kırıkkaya στο πανεπιστήμιο του Kocaeli στην Τουρκία.

3. Στη συνέχεια, έγινε Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας για την περιοχή μελέτης με Γεωλογικά Δεδομένα. Για το σκοπό αυτό εκτιμήθηκε το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού που μπορούν να δώσουν τα ενεργά ρήγματα, τα οποία συγκροτούν τις τεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης, και οι τιμές της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Κατασκευάστηκαν χάρτες με υπόβαθρο σκιασμένο ανάγλυφο με βάση τα δεδομένα SRTM της Nasa.

Τα ενεργά ρήγματα της περιοχής για τα οποία υπολογίστηκε το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού είναι: το ρήγμα της Τροίας με μήκος 10 km με μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού M6.3, το ρήγμα της Καλλίπολης με μήκος 160 km και μέγεθος M7.6, το ρήγμα της Yenice - Gönen με μήκος 63 km και μέγεθος M7.2, το ρήγμα του Sarıkoy με μήκος 63 km και μέγεθος M7.2, το ρήγμα του Etili με μήκος 38 km και μέγεθος M6.9, το ρήγμα της Çan - Biga με μήκος 31 km και μέγεθος M6.8, το ρήγμα του Edremit με μήκος 78 km και μέγεθος M7.3 και τέλος το ρήγμα του Edincik με μήκος 35 km και μέγεθος M6.9.

Τα παραπάνω μεγέθη είναι ο μέσος όρος που προκύπτει από τα αποτελέσματα των εμπειρικών σχέσεων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης. Αυτές είναι οι σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994), Ambraseys & Jackson (1998) και Pavlides & Caputo (2004). Για πιο

λεπτομερή προσέγγιση χρησιμοποιήθηκαν και οι αντίστοιχες σχέσεις που δίνουν το ανώτερο και κατώτερο εύρος τιμών.

Ειδικά όσον αφορά το ρήγμα Yenice - Gönen το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος του σεισμού (M_w 7.2) είναι όσο αυτό του μεγάλου σεισμού του 1953 (M 7.2). Σεισμός, που όπως είδαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο, αποτυπώνεται και στις παλαιοσεισμολογικές τομές.

4. Κατόπιν, έγινε ο υπολογισμός της Σεισμικότητας και η Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας με Σεισμολογικά Δεδομένα για την περιοχή της Βορειοδυτικής Μικράς Ασίας (χερσόνησος Biga) και ακολούθησε σύγκριση με την Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας με Γεωλογικά Δεδομένα που έγινε προηγούμενα.

Επεξεργάστηκε ένα δείγμα 402 σεισμών που έγιναν στην περιοχή από το 1900 μέχρι το 2004. Επίσης, χρησιμοποιήθηκε ένα δεύτερο δείγμα από 97 ιστορικούς σεισμούς που έγιναν από το 222 π.Χ. μέχρι το 1899 μ.Χ. στην περιοχή.

Για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας χρησιμοποιήθηκαν 3 μέτρα αυτής, που είναι: α) η μέση περίοδος επανάληψης T_m για μεγέθη 5.0, 5.5, 6.0, 6.5, 7.0 και 7.4, β) η πιθανότητα P_t να γίνει σεισμός μεγέθους M ή μεγαλύτερος κατά το χρονικό διάστημα 1, 10, 25, 50, 75 και 100 χρόνων, υποθέτοντας χρονική κατανομή Poisson και γ) το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού, M_t , σε χρόνο 1, 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 175, 200, 300, 350 και 375 ετών.

Βρέθηκε ότι ένας σεισμός με μέγεθος M 7.0 γίνεται κάθε 175 χρόνια, που είναι σε καλή συμφωνία με την τιμή που βρέθηκε από τη μέση περίοδο επανάληψης για σεισμό με μέγεθος $M \geq 7.0$. Υπολογίστηκε, επίσης, ότι ο μέγιστος σεισμός της περιοχής (7.40, 1953) συμβαίνει στην περιοχή κάθε 375 χρόνια περίπου.

Στη συνέχεια, με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (Kijko & Sellevoll, 1989), υπολογίστηκαν το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού M_{max} , ο μέσος ρυθμός εμφάνισης των σεισμών λ με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο ενός προκαθορισμένου μεγέθους και η τιμή της παραμέτρου b της σχέσης των Gutenberg – Richter. Τα αποτελέσματα μας έδειξαν ότι ο μέγιστος αναμενόμενος σεισμός στην περιοχή είναι 7.27 ($\sim M$ 7.3) που προσεγγίζει πολύ ικανοποιητικά τον μέγιστο σεισμό που έγινε στην περιοχή (7.2). Επιπλέον βρέθηκε ότι στα επόμενα 50 χρόνια, στην ευρύτερη περιοχή της Yenice αναμένεται σεισμός μεγέθους $6.9 \leq M \leq 7.2$.

Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με τη διαδικασία των Kijko & Graham (1998, 1999). Η μέθοδος είναι απαλλαγμένη από την ύπαρξη σεισμικών ζωνών που αποτελεί μεγάλο πλεονέκτημα στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Χρησιμοποιήθηκε ο νόμος της απόσβεσης του PGA για επιφανειακούς σεισμούς στην Τουρκία με βάση τις τιμές που δόθηκαν από τους Kayball & Akin (2003). Σαν τελικό αποτέλεσμα δόθηκαν για την περιοχή δύο χάρτες που δείχνουν την πιθανότητα (10%) υπέρβασης μιας δεδομένης τιμής PGA, τουλάχιστον μία φορά για τα επόμενα 50 χρόνια. Οι χάρτες έγιναν για έδαφος ενδιάμεσου τύπου. Ο πρώτος αφορά την ευρύτερη περιοχή μελέτης, ενώ ο δεύτερος παρουσιάζει την κατανομή του PGA κοντά στην περιοχή του ρήγματος της Yenice. Παρατηρήθηκε ότι οι μεγάλοι σεισμοί της περιοχής ($M \geq 6.0$), βρίσκονται μέσα στη ζώνη όπου το PGA έχει τιμές μεταξύ 0.40 και

0.44g. Ο Ulusay και οι συνεργάτες του (2004) χώρισαν την Τουρκία σε 5 ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας. Σύμφωνα με αυτούς, η περιοχή μας βρίσκεται στη δεύτερη κατηγορία, έχοντας τιμές PGA μεταξύ 0.3 και 0.49.

Η σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων έδειξε ότι αυτά συγκλίνουν σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό (M7.2 και M7.27) κι επιπλέον προσεγγίζουν με μεγάλη ακρίβεια το μέγεθος του σεισμού που συνέβη το 1953 (M7.2).

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abramowitz M. and Stegun I.A. (1970). Handbook of Mathematical Functions. 9th edn, Dover Publications, New York.
- Aki K. (1984). Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction. *Jour.Geophys. Res.*, Vol. 89, No. B7, p. 5867-5872.
- Allen C.R. (1968). The tectonic environments of seismically active and inactive areas along San Andreas Fault system. In: *Dickinson W.R. and Grantz A. (eds) Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Pub., Geol. Sci.*, 11, 70-80.
- Alpar B., Yüce H. and Dogan E. (1996). Gas-charged late Quaternary sediments in Strait of Çanakkale (Dardanelles). *Turkish J. Marine Sci.* 2, pp. 155–169.
- Altunkaynak S. and Yilmaz Y. (1998). The mount Kozak magmatic complex, western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 211- 231.
- Ambraseys N.N. (1970). Some characteristics features of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Ambraseys N.N. (2001). The earthquake of 10th July 1894 in the Gulf of Izmit (Turkey) and its relation to the earthquake of 17 August 1999. *Journal of Seismology*, 5, 17 – 128.
- Ambraseys N.N. (2002). The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 Years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1-18.
- Ambraseys N.N. and Bommer J.J. (1995). Attenuation relations for use in Europe: An overview. *Elnashai A.S. (ed) Proceedings of 5th SECED Conference on European Seismic Design Practice*, 67-74.
- Ambraseys N.N. and Finkel C.F. (1987). The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earth. Eng. Struc. Dyn.*, 15, 189-211.
- Ambraseys N.N. and Finkel C.F. (1988). The Anatolian earthquake of 17 August 1668. In *historical seismograms and earthquakes of the world*, (W. H. K., Lee, H. Meyers, and K. Shimizaki, Eds.) Academic Press, pp. 173-180.
- Ambraseys N.N. and Finkel, C.F. (1991). Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region. *Terra Nova*, 3, 527-239.
- Ambraseys N.N., and Finkel C.F. (1995). The seismicity of Turkey and adjacent areas, A historical review, 1500–1800. *Istanbul, Muhittin Salih Eren*, 240 p.
- Ambraseys N.N. and Jackson J.A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, 133, 390-406.
- Anders M.H. and Schlische R.W. (1994). Overlapping Faults, Intrabasin Highs, and the Growth of Normal Faults. *J. Geology*, 102, 165-180.
- Angelier J. (1979). Neotectonique de l' Arc Egeen. *These d' Etat, Soc. Geol. du Nord, publ.* 13, 418 pp.
- Armijo R., Meyer B., Hubert A. and Barka A.A. (1999). Westwards propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean. *Timing and kinematic, Geology*, 27, 3, 267-270, 1999.
- Βαλκανιώτης Σ. (2005). Μελέτη των Ενεργών Ρηγμάτων της Δυτικής Θεσσαλίας. *Διατριβή Ειδικευσης*.
- Banitsiotou I., Tsapanos T., Margaris B. and Hatzidimitriou P. (2004). "Estimation of the seismic hazard parameters for various sites in Greece using a probabilistic approach". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, pp. 1-7.
- Barka A.A. (1981). Seismotectonic aspects of the North Anatolian Fault zone. *Ph. D. Thesis, university of Bristol*.
- Barka A.A. (1983). Büyük Magnitudlu depremlerin Episanır alanlarını önceden belirleyebilecek bazı jeolojik

- veriler. *Turkiye Jeol. Kur. Bull.* 26,21-30.
- Barka A.A. (1984). Kuzey Anadolu Fay Zonundaki Bazı Neojen- Kuvaterner Havzalarının. *Jeolojisi ve Tektonik Evrimi: Ketin Simpozyumu*. 209- 227.
- Barka A.A. (1985). Geology and tectonic evolution of some Neogene-Quaternary basins in the North Anatolian fault zone. In "Ketin Symposium". *Spec. Publ. Geol. Soc. Turkey*, 209- 227.
- Barka A.A. (1992). The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonics, Special Issue Supplement to Vol 6*, 164-195.
- Barka A.A. (1996). Neotectonics of the Marmara region – Selected papers on the North Anatolian fault, field trip to the North Anatolian fault, August 1–15, 1997, Istanbul. *Istanbul Technical University and Eurasia Earth Science Institute*, 56 p.
- Barka A.A. and Gulen L. (1988). New constraints on age and total offset of the North Anatolian fault zone: Implications for tectonics of the Eastern Mediterranean region. In "Melih Tokay Symposium". *Spec. Publ. Middle- east Techn. Univer. Ankara, Turkey*, 39- 65.
- Barka A.A. and Gulen L. (1989). Complex evolution of the Erzincan basin (Eastern Turkey) and its pull - apart and continental escape origin. *J. Struct. Geol.*, 11/3, 275- 283.
- Barka A.A. and Hancock P.L. (1984). Neotectonic deformation patterns in the convex- northwards arc of the North Anatolian fault. In "The geological evolution of the Eastern Mediterranean", Edited by J. G. Dixon and A. H. F. Robertson. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 763- 773.
- Barka A.A. and Kandinsky-Cade K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7/3, 663- 684.
- Benda L., Innocetti F., Mazzuoli. R., Radicati F. and Steffens P. (1974). Stratigraphic and radiometric data on the Neogene in northwest Turkey. *Z. Deut. Geol. Ges*, V.125, pp. 183-193.
- Benjamin J.R. and Cornell C.A. (1970). Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. *McGraw-Hill, New York*.
- Berberian M. (1975). Seismotectonic map of Iran. *Geol. Survey Iran*
- Bergougnan H. (1975). Relations entre les edifices pontique et taurique dans le Nord - Est de l'Anatolie. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 17, 1045- 1057.
- Bornovas J. and Rondogianni - Tsiambau T.H. (1983). Geological Map of Greece, 1/500000. (Director: P. Vassiliou). *Ins. of Geology and Min. Ex.*
- Borsi S., Ferrara G., Innocenti F. and Mazzuoli R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea. *Bulletin of Volcanology*, 36, 473- 496.
- Bozkurt E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodynamic Acta The European Journal of Geodynamics*, Vol 14, p.3-19.
- Buluş-Kırıkkaya E., Özer, A.M., Oskay, T., Pavlides S. and Chatzipetros A. (2006). Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of sediment samples of the fault of the Kocaeli (Turkey) earthquake. *Quaternary Research (in press)*.
- Catagay M.N., Gorun N., Alpar B., Saatçılar R., Akkor R., Sakinc M., Yuce H., Yaltirak C. and Kurcu I. (1998). Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. *Geo- Marine Letters*, 18, 1-9.
- Cornell C.A., (1968). Engineering seismic risk analysis, *Bull. seism. Soc. Am.*, 58, 1583–1606.
- Crampin S. and Evans R. (1986). Neotectonic of the Marmara Sea region in Turkey. *J. Geol. Soc.*, 143, 343- 348.
- Crone A.J. and Haller K.M. (1991). Segmentation and the coseismic behaviour of Basin and Range normal faults: examples from Eastern-Central Idaho and South-Western Montana, USA. *J. Struct. Geol.*, 13, 151-164.
- dePolo C.M., Clark D.G., Slemmons D.B. and Aymand W.H. (1989). Historical Basin and Range province surface faulting and fault segmentation. In: *Schwartz*

Comment [AC1]: Επαναλαμβάνεται

and Sibson (eds.) *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Terminations. US Geol. Surv. Open File Report 89-315, 131-162.*

- dePolo C.M., Clark D.G., Slemmons D.B. and Ramelli A. R. (1991). Historical surface faulting in the Basin and Range province, Western North America: implications for fault segmentation. *J. Struct. Geol.*, 13, 123-136.
- Demirbag E., Gökasan E., Kurt H., Tepe C.M. (1998). On the formation of the northeastern Dardanelles. *Marine Geology, Marine exploration of Turkey, Workshop IV 14-15 May 1998, pp. 31-38.*
- Demirtaş R. (1996). Paleoseismology of the North Anatolian fault: a case study of the Mudurnu Valley segment, Turkey *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, Vol. 33, no. 5, pp. 195A-195A(1)
- Demirtaş R. and Yılmaz R. (1993). 13 Mart 1992 Erzincan Depremi raporu, Bay. ve İsk. Bak. Afet İşleri Genel Müd. Deprem Arş.Dai.Bşk. yayını, Haziran 1993, Ankara.
- Demirtaş R. and Yılmaz R. (1996). Seismotectonic map of Turkey showing $M_s \geq 4.0$ for 1900-1993 (ERD). *International Symposium, Earthquake Research in Turkey, State of Art, 30 October-5 September, Ankara- Turkey.*
- Demirtaş R. and Yılmaz R. (2005) Seismotectonics of Turkey.
- Demirtaş R., Yılmaz R., Berchmer H., and Baier B. (1994). 13 Mart 1992 Erzincan Depremi yüzey kırıkları, artçı sarsıntıları ve 17 Ekim 1989 Loma Prieta depremi ile karşılaştırılması. *TJK Bül.*, Sayı 9, 77-90.
- Demirtaş R., Karakısa S., Yatman A., Baran B., Zünbül S., İravul Y., Altın N., and Yılmaz R. (1996a). 1 Ekim 1995 Dinar depremi mekanizması. *DAD Bül.*, sayı 74, yıl 23 (Baskıda).
- Demirtaş R., Karakısa S., and Yılmaz R. (1996b). Artçı depremler ile 1 Ekim 1995 Dinar deprem kırığının yorumlanması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, IX Mühendislik Sempozyumu. *Jeofizik Mühendisliği Bildirileri Kitabı*, 29-31 Mayıs 1996, sayfa 31-38.
- Demirtaş R., Karakısa S., and Yılmaz R. (1996c). The mechanism of The Dinar Earthquake, October 1, 1995. *Bulletin of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, IISEE, BRI, Ministry of Construction, Tsukuba-Japan (In press)*
- Dewey J.W. (1976). Seismicity of Northern Anatolia. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 843-868.
- Dewey J.F. and Şengör A.M.C. (1979). Aegean and Surrounding regions: Complex Multiplate and Continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. of Am. Part I. v. 90. pp. 84- 92.*
- Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F. and Şengör A.M.C. (1986). Shortening of continental lithosphere: the tectonics of Eastern Anatolia-young collision zone. In "Collision Tectonics". Edited by: J. Coward and a. c. Ries. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 19, 3- 36.
- Douglas J. (2001). A comprehensive worldwide summary of strong-motion attenuation relationships for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969 to 2000). *ESEE Report No. 01-1, January 2001, Department of Civil Engineering, Imperial College, London, 144p.*
- Emre Ö., Toda S., Duman T.Y., Sugai T., Doğan A., Awata Y., Okuno M., Tsutsumi H., Özalp S. and Tokay F. (2003b). Paleoseismicity of eastern part of 1999 Izmit rupture and Düzce fault, North Anatolian Fault Zone, Turkey. *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea fault systems, Ankara, Turkey, 31 August – 12 September 2003, Abstracts volume, 129.*
- Ercan T., Gunay E., Turkecan A., Satir M. and Kreuzer H. (1985). Bati Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Geological Society of Turkey Bulletin*, 28, 121- 136.
- Elmas A. (2003). Late Cenozoic tectonics and stratigraphy of northwestern Anatolia: the effects of the North Anatolian Fault to the region. *Int J Earth Sci*, 92, 380-396.

- Erentoz C. and Kurtman F., (1964). Rapport sur le tremblement de terre de Manyas survenu en 1964. *MTA Bull.* 63, 1- 4, Ankara.
- Erol O. (1969). A preliminary report on the geomorphology of the Çanakkale area, the Dardanelles, Turkey (in Turkish). *Bull. Geograp. Inves.* 2, pp. 53-71.
- Erol O. (1985). Geomorphology of the southern part of Çanakkale (Dardanelles) District (Abstract in Turkish). *Bull. Geomorp., Ankara* 13, pp. 1-8.
- Erol O. (1987). Quaternary sea level changes in the Dardanelles Area. Turkey, University of Ankara, *Bull. Faculty DTC*, 60th. 179-187.
- Erol O. (1992). Geomorphology and tectonics of the Çanakkale Region. *Bull. Turkish Assoc. Petrol. Geologists* 4 1, pp. 147-165.
- Eryilmaz M. (1996). Ege Denizinde dogal uzantının saptanmasında kullanılan yerbilimleri kriterleri (in Turkish). *PhD Thesis*, 178 pp., Istanbul University, Institute of Marine Sciences and Management.
- Extröm G.A. and England P.C. (1989). Seismic strain rates in regions of disturbed continental deformation. *J. Geophys. Res.* 94, pp. 100-115.
- Flachbuch V. (1976). Report on the International symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *Newsl. Stratigr.*, v.5, pp. 160-167.
- Flachbuch V. (1981). Miozan und Pliozan- was it was?. *Mitt. Bayerischen Sta. Palaen. Geol.*, 21, 121. 127.
- Gautier P., Brun J.P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J. and Jolivet L. (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, 315, 31-72.
- Gheshitev G., Kancev I., Valkov V., Marinova R., Shlyafova J., Russeva M., Iliev K. (1989). Geological Map of Bulgaria, 1/100000. (Ed: G. Gheshitev and I. Kancev) *Committee of Geology*.
- Gülkan P., Koçyiğit A., Yüçemen M.S. and Doyuran V. (1993). En son verilere göre hazırlanan deprem bölgeleri haritası. *O.D.T.Ü, Rapor No. 93-01, Deprem Mühendisliği Araştırma Merkezi*.
- Hancock P.L. and Barka A.A. (1981). Opposed shear senses inferred from Neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian Fault zone. *J. Struct. Geol.* 3, 383- 392.
- Hancock P.L. and Barka A.A. (1983). Tectonic interpretations of enigmatic structures in the North Anatolian Fault zone. *J. Struct. Geol.*, 5,217-220.
- Hancock P.L. and Barka A.A. (1987). Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. Struct. Geol.*, 9, 415 – 430.
- Heiskanen W.A. and Vening Meinesz F.A. (1958). The Earth and its Gravity Field. *Mc Craw-Hill*, New York.
- Hempton M.R. (1982). The North Anatolian fault and complexities of continental escapes. *J. Stuct. Geol.*, 4, 502- 504.
- Herece E. (1985). The fault trace of 1953 Yenice - Gönen Earthquake and Some Examples of Recent Tectonic Events in the Biga Peninsula of Northwest Turkey. *Perm State University, Ms. S. Thesis* 143 p., (unpublished).
- Herece E. (1988). 1953 Yenice - Gönen depremi ve Biga Yarımadasındaki diğer bazı genç tektonik olaylar: 42. *Türkiye Jeoloji Kurultayı 1988, Bildiri Özleri*, 5.
- Herece E. (1990). The Yenice - Gönen earthquake of 1953 and some examples of recent tectonic events in the Biga peninsula of northwest Turkey. *Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Of Turkey*, 111.
- Herece E. (1990). The fault trace of 1953 Yenice - Gönen earthquake and the westernmost known extension of the NAF system in the Biga Peninsula. *Bull. Mineral. Res. Explor. Inst. Of Turkey*, 111, 31- 42.
- Hubert A. (1998). La faille Nord-Anatolienne (cinématique, morphologie, localisation, vitesse et décalage total) et modélisations utilisant la contrainte

- de Coulomb sur différentes échelles de temps. *Doctorat de l' Université Paris VII*, 222 pp.
- Hudinaga and Miyamura (1962). Breeding of the kuruma prawn (*Penaeus japonicus*, Bate). *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20:649–706
- Ikeda Y., Suzuki Y., Herece E., Saroglu F., Isikara A.M., and Honkura Y. (1991). Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey. *Tectonophysics*, 193, 335-345.
- Inci U. (1984). Demirci ve Burhaniye bitumlu seylerinin stratigrafisi ve organik özellikleri. *Geological Society of Turkey Bulletin*, 5, 27- 40.
- Inouye U. (1965). On the seismicity in the epicentral region and its neighbourhood before the Niigata earthquake. *Q. J. Seismol.* 29, 139-144.
- Irritz W. (1971). Neogene and older Pleistocene of the ultramontane basins in the Pontic region of Anatolia. *Newsl. Stratigr.*, 1 (3), 33-36.
- Irritz W. (1972). Lithostratigraphie und tektonische entwicklung des Neogens in Nordostanatolien. *Beih. Geol. Jb.* 120, 1-111.
- Ιωσηφίδου Κ. Ρευστοποίηση του Εδάφους (μη δημοσιευμένο)
- Jackson J. (1994). Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239–271.
- Jackson J. and McKenzie D. (1984). Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77/1, 185- 265.
- Jackson J., King G. and Vita-Finzi C. (1982). Neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 303- 318.
- Kalafat D. (1995). Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi (in Turkish). *PhD Thesis*, 217 pp. (unpublished) *Istanbul University, Institute of Marine Sciences and Management*.
- Karacik Z. and Yilmaz Y. (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano- plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 251- 264.
- Kayabali K., Akin M., (2003). Seismic Hazard map of Turkey using the deterministic approach. *Engin. Geol.*, 69, 127-137.
- Ketin İ. (1966) 6 Ekim Manyas esnasında zeminde meydana gelen tansiyor catlaklari. *Türkiye Jeol. Kur. Bull.*, 10, 45- 51.
- Ketin İ. (1976). San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma. *Türkiye Jeoloji Kuruu Bülteni*, 19, 149-154.
- Ketin İ. and Roesly F. (1953). Makroseismische Untersuchungen über das Nord- West Anatolische Beben vom 18. März 1953. *Eclog. Geol. Helv.*, v. 46, pp. 187- 208.
- Kijko A. and Sellevoll M.A. (1987). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. *Seismo-Series No. 11, Seismological Obs., University of Bergen, Norway*.
- Kijko A. and Sellevoll M.A. (1989). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme catalogs with different threshold magnitudes, *Bull. seism. Soc. Am.*, 79, 645–654.
- Kijko A. and Sellevoll M.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 specified site. *Pageoph*, 154, 1–22.
- Kiratzı A. and Louvari E. (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by wave – form modelling: a new

- database. *Journal of Geodynamics*, 36, 251-274.
- Κυρατζή Α., Μπενατάτος Χ., Ρουμελιώτη Ζ. (2005). Σεισμικότητα και τεκτονικά χαρακτηριστικά του ΒΑ Αιγαίου πελάγους και των γειτονικών περιοχών. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας*, XXXVII (37), 9-18.
- Klinger Y., Sieh K., Altunel E., Akoglu A., Barka A., Dawson T., Gonzalez T., Meltzner A. and Rockwell T. (2003). Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolia Fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2317-2332.
- Knuepfer P.L.K. (1989). Implications of the characteristics of end-points of historical surface fault ruptures for the nature of fault segmentation. In: Schwartz and Sibson (eds.) *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Terminations*. US Geol. Surv. Open File Report 89-315, 193
- Kocyigit A. (1989). Sushehri Basin, an active fault wedge basin. *Tectonophysics*, 167, 13- 29.
- Kopp K.O., Pavoni M. and Schindler O. (1969). Geologie Trakiens IV: das Ergene Becken. *Beih. Geol. Jb.*, 76, 1- 136.
- Koukouvelas I.K., Aydin A. (2002). Fault structure and related basins of the North Aegean Sea and its surroundings. *Tectonics*, 21 (5), 1046.
- Kurcer A., Tutkun S.Z., Pavlides S., Chatzipetros A., Ates O. (2005). Preliminary paleoseismological results from the 1953 Yenice- Gonen earthquake (Mw 7.2) fault, 58th Geological Congress of Turkey, Ankara Turkey 11- 17 April 2005, Abstract book, 123- 124.
- Kurt H., Demirbag E., Kusku I. (2000). Active submarine tectonism and formation of the Gulf of Saros, Northeast Aegean Sea, inferred from multi- channel seismic reflection data. *Marine Geology*, 165, 13-16.
- Le Pichon X., Şengör A.M.C., Taymaz T. (1999). Büyük Marmara Fayı: Niçin nerede ve ne olabilir. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik* 661, 8–11.
- Lyberis N. (1984). Tectonic evolution of the North Aegean Trough. In "The geological evolution of the Eastern Mediterranean". Edited by: J. E. Dixon and A. H. F. Robertson. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 711- 725.
- Machette M.N., Personius S.F. and Nelson A.R. (1992). Paleoseismology of the Wasatch fault zone: A summary of recent investigations, interpretations and conclusion. In: Gori P.L. and Hays W.W. (eds.) *Assessment of Regional Earthquake Hazards and Risk along the Wasatch Front, Utah*. US Geol. Surv. Prof. Paper 1500-A, A1-A71.
- Machette M.N., Personius S.F., Nelson A.R., Schwartz D.P. and Lund W. (1991). The Wasatch Fault zone, Utah – Segmentation and history of Holocene earthquakes. *J. Struct. Geol.*, 13, 137-150.
- Manakou M.V. and Tsapanos T.M. (2000). "Seismicity and seismic hazard parameters evaluation in the island of Crete and the surrounding area inferred from mixed data files". *Tectonophysics*, 321, 157-178..
- McCalpin J.P. (1996). Paleoseismology. Academic Press, 588 p.
- McGuire R.K., (1993). Computations of seismic hazard, *Ann. Geofis.*, 36, 181–200.
- McKenzie D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109- 185.
- McKenzie D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt: the Aegean Sea and surroundings regions (tectonics of Aegean region). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 55, 217-254.
- Mein P. (1975). Resultats du Groupe de Travail des Vertebres. In: Senes, J. (edit), *Report on Activity of R.C.M.N.S. Working Groups*. Rey. Comm. Med. Neogene stratigraphy., pp. 78-81, Bratislava (VEDA).
- Mercier J.L. (1981). Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 300, 337- 355.

- Mercier J.L., Sorel D. and Simeakis K. (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Annales Tectonicae*, 1/1, 20- 39.
- Mogi K. (1967). Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 35–55.
- Mogi K. (1979). Two kinds of seismic gaps. *Pure Appl. Geophys.* 117, 1172-1186.
- Mogi K. (1985). Earthquake Prediction. *Academic Press*.
- Ministry of Reconstruction and Settlement, (1996). Seismic hazard map of Turkey.
- Okay A. I., Görür N., Demirbag E., Boztepe-Güney A., Kaslılar-Özcan A., Okay N. and Kuşçu I. (1999) Marmara'da birden fazla aktif fay var. *Cumhuriyet Bilim ve Teknik* 653, 14–16.
- Okumura K., Yoshioka T. and Kucsu I. (1993). Surface faulting on the North Anatolian Fault in these two millennia. *U.S. Geological Survey Open-file Report*, 94-568, 143-144.
- Omori F. (1909). Outline of the large Messina earthquake. *ToyoGakugei Zasshi* 26, 377-389, 435-445, 491-496.
- Önal M. (1984). Gelibolu (Çanakkale) kuzeybatısının jeolojisi (in Turkish). *PhD Thesis*, 200 pp., *Istanbul University*.
- Önem Y. (1974). Geology of the Gelibolu Peninsula and Çanakkale Region (in Turkish). *Turkish Petroleum Company, Ankara, Tech. Rep.* 877, 30 p.
- Panagiotopoulos D.G., Hatzidimitriou P.M., Karakaisis G.F., Papadimitriou E.E. and Papazachos B. (1985). B.C. Travel time residuals in South-eastern Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 123, 221-231
- Papanikolaou D., Alexandri M. and Nomikou P. (2006). Active faulting in the north Aegean basin, *Geological Society of America, Special Paper* 409, 189-209.
- Papazachos B. and Papazachou C., (1997). The Earthquakes of Greece. *Ziti Editions, Thessaloniki*, p. 304.
- Papazachou C. and Kiratzi A. (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 253, 129-154.
- Parke J.R., Minshull T.A., Anderson G., White R.S., McKenzie D., Kuşçu I., Bull J.M., Görür N. and Şengör A.M.C. (2000). Active faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles. *Terra Nova* (in press).
- Pavlidis S., Mountrakis D., Kilias A. and Tranos M. (1990). The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Annales Tectonicae, Special Issue Vol. IV, n.2*, 196-211.
- Pavlidis S. (1996). First palaeoseismological results from Greece. *Ann. Geofis.*, 34, 545–555.
- Pavlidis S., Zhang P. and Pantosti D. (1999). Earthquakes, active faulting, and paleoseismological studies for the reconstruction of the seismic history of faults. *Tectonophys.*, 308.
- Παυλίδης Σ. (2003). Γεωλογία των Σεισμών. Εισαγωγή στη Νεοτεκτονική, Μορφοτεκτονική και Παλαιοσεισμολογία. *University Studio Press* 2005, 377 σελ.
- Pavlidis S. and Caputo R. (2004). Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean. *Tectonophysics*, 380, 59–188.
- Pavlidis S., Tutkun Z., Chatzipetros A., Kurcer A., Ates O. and Valkaniotis S. (2005). Paleoseismological investigation of the 1953 (Mw 7.2) Yenice- Gonen earthquake fault (NW Turkey). *International Symposium of the Geodynamics of Eastern Mediterranean, Istanbul, Turkey 15-18 August 2005., Abstract book*, 99.
- Pavlidis S., Tutkun Z., Chatzipetros A., Kurcer A., Ates O. and Valkaniotis S. (2006). Quaternary faulting along the Yenice-Gonen fault (NW Turkey). *Geophysical Research Abstracts*, Vol 8.
- Pavlidis S. and Chatzipetros A., (2006). Evidence for late Holocene along the seismogenic fault of the 1999 Izmit,

Comment [AC2]: Δεν είναι πια in press, δώσε τα πλήρη στοιχεία.

Comment [AC3]: Σελίδες;

Comment [AC4]: Σελίδες;

- Turkey, Earthquake, *Geological Society of London, Special Publications*, 260, 635-647.
- Pavoni N. (1961). Die Nordanatolische Horizontal- verschiebung. *Geol. Rdsch.*, 51, 122- 139.
- Penck W. (1917). Bau- und Oberflächenformen der Dardanellen-landschaft. *Zeitschr. Ges. Erdk., Berlin*, pp. 30-49.
- Perinçek D. (1991). Possible Strand of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey, An Interpretation. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 75, pp. 241-257.
- Perincek D. Gunay Y. and Kozlu H. (1987). New observation on strike- slip faults in east and southeast Anatolia. 7th *Biannual Petroleum Congress of Turkey*, 89- 103.
- Reilinger R. E., McClusky S. C., Oral M. B., King R. W., Toksoz M. N., Barka A. A., Kinik I., Lenk O., and Sanli I. (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.
- Rockwell T., Barka A., Dawson T., Thorup K., and Akyuz S. (2001). Paleoseismology of the Gazikoy - Saros segment of the North Anatolia fault, northwestern Turkey – Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. *International Journal of Seismology*, 5, 433 – 448. June issue.
- Rogl F. and Steininger F.F. (1983). Vom Zerfall der Tethys zu Mediterranean und Paratethys. *Ann. Naturist. Mus. Wien*, 85A, 135- 163.
- Ryan W.B.F. et al. (1974). A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean "salinity crisis". *Riv. Ital. Paleont.*, v. 80, pp. 631-688.
- Sakinç M., Yaltrak C. and Oktay F.Y. (1999). Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethian-Paratethian relations at northwest Turkey (Thrace). *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* 153, pp. 17-40.
- Saltik O. (1974). Sarköy-Mürefte sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları (in Turkish). *Turkish Petroleum Corp. unpubl. Tech. Rep.*, 879, 30 pp.
- Saroglu F. (1988). Age and offset of the North Anatolian fault. In "Melih Tokay Symposium". *Spec. Publ. Middle- East Techn. Univer. Ankara, Turkey*, 65-79.
- Saroglu F. (1990). Age and Offset of the North Anatolian Fault. *Metu Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 65-79.
- Saroglu F. and Guner Y. (1981). Dogu Anadolunun jeomorfolojik gelismine etki eden ogeler, jeomorfoloji, tektonik and volkanizma iliskileri. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 24, 269- 282.
- Saroglu F., Boray A. and Emre O. (1987). Active faults of Turkey. *Mineral Res. Explor. Inst. Turkey. Unpubl. Report* 8643, 394 pp.
- Sugai T., Toda S., Emre Ö., Duman T. T., Okumura K., Awata Y., Selim O., Ahmet D., Haraguchi T. and Furuhashi T. (2000). A preliminary result of trenching study across the 1999 August Izmit earthquake rupture, Turkey. *Eos Trans. AGU*, 81 (48), Fall Meet. Suppl., Abstract S51A-02,
- Sieh K. E. (1978). Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallet Creek, California. *Journal Geophysical Research*, 83, 3907-3939.
- Scholz R. (1968). Untersuchungen zur Redoxkompartimentierung bei der hämoglobinfrei perfundierten Rattenleber. In: *W. Staib u. R. Scholz. Stoffwechsel der isoliert perfundierten Leber*, S. 25-52. *Berlin-Heidelberg-New York: Springer*
- Scholz C. (1990). The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press* 1990. pp. 1-439.
- Schindler C. (1993). The Marmara Poly-Project: tectonics and recent crustal movements revealed by space-geodesy and their interaction with the circulation of groundwater, heat flow

- and seismicity in Northwestern Turkey. *Terra Nova*, 5, 164- 173.
- Schlische R.W. and Anders M.H. (1996). Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. In: *Beratan, K.K. (ed) Reconstructing the History of Basin and Range Extension Using Sedimentology and Stratigraphy: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Publication 303, p. 183-203.*
- Schwartz D. P. (1990). Geologic characterization of seismic sources: Moving into the 1990s. *Earthquake Engineering*, pp. 1-40.
- Schwartz D. P. and Coppersmith K. J. (1984). Fault behaviour and characteristic earthquakes – Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Schwartz D. P. and Coppersmith K. J. (1986). Seismic hazards: new trends in analysis using geologic data. In: *Wallace R. E. (ed.) Active Tectonics: Studies in Geophysics. Natl. Acad. Press, Washington D.C., 245p*
- Schwartz D.P. and Sibson R. H. (1989). Fault segmentation and controls of rupture initiation and terminations. *US Geol. Surv. Open File Report 89-315, 447p.*
- Şengör A.M.C. (1979). Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590–593.
- Şengör A.M.C. (1985). Structural classification of the tectonic history of Turkey. In *"Ketin Symposium". Spec. Publ. Geol. Soc. Turkey*, 37- 61.
- Şengör A.M.C. and Canitez N. (1982). The North Anatolian Fault. *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, v. 7, pp. 205- 216.
- Şengör A.M.C. and Yılmaz Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, v. 75 pp. 181-241.
- Şengör A.M.C., Buyukasikoglu S. and Canitez N. (1983). Neotectonics of the Pontides, implications for incompatible structures along the North Anatolia Fault. *J. Struct. Geol.*, 5, 211- 216.
- Şengör A.M.C., Gorur N., Saroglu F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as case study. In *Biddle K. T., Christine-Blick N. (Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Pub.*, 37, 227- 264 pp.
- Seymen I. (1975). Kelkit vadisi kesiminde Kuzey anadolu fay zonunun tektonik özeliği. *Ph. D. Thesis, ITU, Maden Fak. Istanbul.*
- Simeakis C., Mercier J.L., Vergely P. and Kissel C. (1989). Late Cenozoic rotations along the North Aegean Trough Fault Zone (Greece) structural constraints. In: *Kissel, C. and Laj, C. Editors, 1989. Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation NATO ASI Series, C 254, pp. 131–143.*
- Sipahioglu S. and Matsuda T. (1986). Geology and Quaternary fault in the Iznik-Mekece area. In *"Electric and magnetic research on active faults in the North Anatolian fault zone". Edited by: A. M. Isikara and Y. Honunkura, 25- 42.*
- Siyako M., Bürkan K.A. and Okay A.I. (1989). Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu peninsulas. *Bull. Turkish Assoc. Petrol Geologists* 1, pp. 183–200.
- Slemmons D.B. (1995). Complications in making paleoseismic evaluations in the Basin and Range province, western United States. In: *Serva and Slemmons (eds.) Perspectives in Paleoseismology. Assoc. Eng. Geol. Spec. Pub. 6, 19-34.*
- Stein R.S., Barka A. and Dieterich J.H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604.
- Straub C.S. and Kahle H. (1995). Active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 22, 2533-2536.
- Sümengen M., Terlemez I., Sentürk K., Karaköse C., Erkan E., Ünay E., Gürbüz M., Atalay Z., Sentürk K. (1987). Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve

- tektonigi (In Turkish). *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, unpubl. Tech. Rep.* 8128.
- Tapirdamaz C. and Yaltırak C. (1997). Trakya'da Senozoyik volkaniklerinin paleomanyetik özellikleri ve bölgenin tektonik evrimi (in Turkish). *Bull. Min. Res. Exp. Turkey* 119, pp. 27–42.
- Tatar Y. (1975). Tectonic structures along the North Anatolian Fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan). *Tectonophysics*, v. 29, pp. 401–410.
- Taymaz T., Jackson J. and Mc Kenzie D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.* 106, pp. 433–490.
- Tinti S. and Mulargia F. (1985a). Effects of magnitude uncertainties in the Gutenberg–Richter frequency–magnitude law. *Bull. seism. Soc. Am.*, 75, 1681–1697.
- Tinti S. and Mulargia F. (1985b). Application of the extreme value approaches to the apparent magnitude distribution of the earthquakes. *Pageoph*, 123, 199–220.
- Tonda S., Emre Ö., Duman T. Y., Sugai T., Doğan A., Awata Y., Okuno M., Tsutsumi H., Özalp S. and Tokay F. (2003). Behaviour of the 1999 rupture zones, western North Anatolian Fault during the past 500 – 2000 years. *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea fault systems, Ankara, Turkey, 31 August – 12 September 2003, Abstracts volume*, 21.
- Trifonov V.G. (1995). World Map of Active Faults (Preliminary Results of Studies). *Quaternary International*, V. 25, pp. 3–12.
- Tsapanos Th. (2003). A seismic hazard scenario for the main cities of Crete island, Greece. *Geophys. J. Int.* 153, pp. 403–408.
- Tutkun Z. and Pavlides S. (2001). Small scale contractional-extensional structure and morphotectonics along the fault traces of Izmit (Turkey). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34/1, 345–532.
- Ulusay R., Tuncay E., Sonmez H., Gokceoglu C. (2004). An attenuation relationship based on Turkish strong motion data and iso acceleration map of Turkey. *Engineering Geology*, 74, 265 – 291.
- Vaas D. (1978). World Neogene radiometric time-scale. *Geol. Prace. Spravy.*, v. 70, pp. 197–236.
- Veneziano D., Cornell C.A. and O'Hara, T., (1984). Historic method of seismic hazard analysis, *Elect. Power Res. Inst., Rep. NP-3438, Palo Alto, CA.*
- Walsh J.J., Bailey W.R., Childs C., Nicol A. and Bonson C.G. (2003). Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *J. Struct. Geol.*, 25, 1251–1262.
- Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. America*, 84, 974–1002.
- Wheeler R.L. (1989). Persistent segment boundaries on basin-range normal faults. In: Schwartz D. P. and Sibson R. H. (eds) *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination. US Geol. Surv. Open File Rep.*, 89-315, 432–444.
- Yalçınlar İ. (1949). Çanakkale Bogazi civarının jeomorfolojisi üzerine müşahadeler (in Turkish). *Türk Cog. Der.*, pp. 6–8, 11–12, 129–138.
- Yaltırak C. (1995). Tectonic mechanism controlling the Plio-Quaternary sedimentation in the Gelibolu Peninsula. *The Chamber of Geophysical Engineers of Turkey, Geophysics* 9/10, pp. 103–106.
- Yaltırak C. (1996). Tectonic history of the Ganos Fault System. *Bull. Turkish Assoc. Petrol. Geologists* 8, pp. 137–156.
- Yaltırak C., Alpar B. and Yüce H. (1998). Tectonic elements controlling evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea Turkey). *Tectonophysics* 300, pp. 227–248.
- Yaltırak C., Alpar B., Sakıncı M. and Yüce H. (2000). Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): regional tectonics and the Mediterranean-Marmara incursion. *Marine Geology*, 164, 139–156.

- Yazman M. (1997). Geology and prospectivity of the North Aegean offshore. Western Turkey. Kuzey Ege Marmara Denizi ve Dolayının Jeolojisi ve Deniz Yapılanmalarındaki Önemi. *İTÜ Mining Faculty*, 26 June 1997, pp. 45–52.
- Yeats R.S., Sieh K. and Allen C. R. (1997). The Geology of Earthquakes. *Oxford Univ. Press, Oxford*, 568 pp.
- Yilmaz A. (1985). Yukari Kelkit cayi ile Munzur daglari arasinin temel jeoloji ozellikleri ve yapisal evrimi. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 28, 79- 92.
- Yilmaz Y. et al. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geological Society London Special Publications*, 173, 353- 384.
- Young M. J., Gawthorpe R.L. and Hardy S. (2001). Growth and linkage of a segmented normal-fault zone: the Late Jurassic Murchinson-Statfjord North Fault, northern North Sea. *J. Struct. Geol.*, 23, 1933-1952.
- Zanchi A., Kissel C., Tapirdamaz C. (1993). Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. *Bull. Soc. Geol. France*, 164, 507- 517.
- Χατζηπέτρος Α. (1998). Παλαιοσεισμολογική-Μορφοτεκτονική μελέτη και μηχανική συμπεριφορά των συστημάτων ενεργών διαρρήξεων Μυθονίας, Ανατολικής Χαλκιδικής, Κοζάνης-Γρεβενών. *Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.* 354 σελ.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Παρουσιάζεται ο πίνακας με το σεισμικό δυναμικό των ρηγμάτων που υπολογίστηκε με τη χρησιμοποίηση εμπειρικών τύπων που σχετίζουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος. (κεφάλαιο 5).

. Επίσης, παρουσιάζονται οι κατάλογοι των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (κεφάλαιο 6) στην περιοχή της πόλης Υερίζε με βάση σεισμολογικά δεδομένα.

ΑΝΑΛΥΤΙΚΟΣ ΠΙΝΑΚΑΣ ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ 5 (ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ)

		L/SRL	Mw							
A/A	ΡΗΓΜΑΤΑ	ΜΗΚΟΣ	WC94	WC94	WC94	AJ98	PC04	PC04	PC04	MAX M
		(km)	(R)	(R)	(R)	(R)	(R)	(R)	(R)	(R)
	ΤΥΠΟΙ	L / SRL	$Mw=5,16(+0,13)+1,12(+0,08)\log(SRL)$	$Mw=5,16+1,12\log(SRL)$	$Mw=5,16(-0,13)+1,12(-0,08)\log(SRL)$	$Ms=5,13+1,14\log(L)$	$Ms=1,21\log(SRL)+5,48$	$Ms=0,9\log(SRL)+5,48$	$Ms=1,42\log(SRL)+4,36$	
1	Γαζικόγ - Σάρος	<i>Strike - Slip</i>								
	1 (Καλλίπολη - Ν.Σάρος)	56	7,4	7,1	6,8	7,1	7,6	7,1	6,8	7,1
	2	49	7,3	7,1	6,8	7,1	7,5	7,0	6,8	7,1
	3	74	7,5	7,3	7,0	7,3	7,7	7,2	7,0	7,3
	4 (Β.Σάρος)	40	7,2	7,0	6,7	7,0	7,4	6,9	6,6	7,0
		55	7,4	7,1	6,8	7,1	7,6	7,0	6,8	7,1
	5	110	7,7	7,4	7,2	7,5	8,0	7,3	7,3	7,5
	6 (Συνολικό μήκος)	160	7,9	7,6	7,3	7,6	8,1	7,5	7,5	7,6
	7 (Περιορισμένο μήκος)	80	7,6	7,3	7,0	7,3	7,8	7,2	7,1	7,3
2	Yeniçe - Gönen	<i>Strike - Slip</i>								
	Συνολικό μήκος	72	7,5	7,2	7,0	7,2	7,7	7,2	7,0	7,2
3	Sarıkoγ	<i>Strike - Slip</i>								
	Συνολικό μήκος	63	7,4	7,2	6,9	7,2	7,7	7,1	6,9	7,2

			MD					AD		
A/A	ΡΗΓΜΑΤΑ	WC94	WC94	WC94	PC04	PC04	PC04	WC94	WC94	WC94
		(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
	ΤΥΠΟΙ	$\log(MD)=-7,03(+0,55)+1,03(+0,08)*Mw$	$\log(MD)=-7,03+1,03*Mw$	$\log(MD)=-7,03(-0,55)+1,03(-0,08)*Mw$	$Ms=0,54\log(MVD)+7,05$	$Ms=0,59\log(MVD)+6,75$	$Ms=0,87\log(MVD)+6,53$	$\log(AD)=-6,32(+0,61)+0,9(+0,09)*Mw$	$\log(AD)=-6,32+0,9*Mw$	$\log(AD)=-6,32(-0,61)+0,9(-0,09)*Mw$
1	Gazikoy - Saros									
	1 (Καλλίπολη - Ν.Σάρος)	25,18	1,92	0,15	1,24	3,92	4,52	20,84	1,17	0,07
	2	25,18	1,92	0,15	1,24	3,92	4,52	20,84	1,17	0,07
	3	41,98	3,08	0,23	2,90	8,55	7,67	32,89	1,78	0,10
	4 (Β.Σάρος)	19,50	1,51	0,12	0,81	2,65	3,47	16,60	0,95	0,05
		25,18	1,92	0,15	1,24	3,92	4,52	20,84	1,17	0,07
	5	69,98	4,95	0,35	6,81	18,67	13,03	51,88	2,69	0,14
	6 (Συνολικό μήκος)	90,36	6,28	0,44	10,44	27,59	16,98	65,16	3,31	0,17
	7 (Περιορισμένο μήκος)	41,98	3,08	0,23	2,90	8,55	7,67	32,89	1,78	0,10
2	Yeniçe - Gönen									
	Συνολικό μήκος	32,51	2,43	0,18	1,90	5,79	5,89	26,18	1,45	0,08
3	Sarıköy									
	Συνολικό μήκος	32,51	2,43	0,18	1,90	5,79	5,89	26,18	1,45	0,08

4	Etili	ΜΗΚΟΣ	WC94	WC94	WC94	AJ98	PC04	PC04	PC04	MAX M
	<i>Ανατολικό segment</i>	16	6,7	6,5	6,3	6,5	6,9	6,6	6,1	6,6
	<i>Δυτικό segment</i>	21	6,9	6,6	6,4	6,6	7,1	6,7	6,2	6,7
	<i>Συνολικό μήκος</i>	38	7,2	6,9	6,7	6,9	7,4	6,9	6,6	6,9
	<i>Συνολικό μήκος (με πιθανή προέκταση)</i>	60	7,4	7,2	6,9	7,2	7,6	7,1	6,9	7,2
5	Çan - Biga									
	<i>Συνολικό μήκος</i>	31	7,1	6,8	6,6	6,8	7,3	6,8	6,5	6,8
6	Edremit									
	<i>Κυρίως τμήμα</i>	78	7,6	7,3	7,0	7,3	7,8	7,2	7,0	7,3
	<i>Ανατολικό τμήμα</i>	44	7,3	7,0	6,7	7,0	7,5	7,0	6,7	7,0
7	Edincik									
	<i>Δυτικό segment</i>	19	6,8	6,6	6,4	6,6	7,0	6,6	6,2	6,6
	<i>Ανατολικό segment</i>	15	6,7	6,5	6,3	6,5	6,9	6,5	6,0	6,5
	<i>Συνολικό μήκος</i>	35	7,1	6,9	6,6	6,9	7,3	6,9	6,6	6,9

4	Etili			MD	MD	MD	MD	MD	MD	AD	AD	AD
	<i>Ανατολικό segment</i>			WC94	WC94	WC94	PC04	PC04	PC04	WC94	WC94	WC94
	<i>Δυτικό segment</i>			9,06	0,74	0,06	0,22	0,82	1,57	8,38	0,51	0,03
	<i>Συνολικό μήκος</i>			15,10	1,19	0,09	0,53	1,80	2,66	13,21	0,78	0,05
	<i>Συνολικό μήκος (με πιθανή προέκταση)</i>			32,51	2,43	0,18	1,90	5,79	5,89	26,18	1,45	0,08
5	Çan - Biga											
	<i>Συνολικό μήκος</i>			11,69	0,94	0,08	0,34	1,22	2,04	10,52	0,63	0,04
6	Edremit											
	<i>Κυρίως τμήμα</i>			41,98	3,08	0,23	2,90	8,55	7,67	32,89	1,78	0,10
	<i>Ανατολικό τμήμα</i>			19,50	1,51	0,12	0,81	2,65	3,47	16,60	0,95	0,05
7	Edincik											
	<i>Δυτικό segment</i>			7,01	0,59	0,05	0,15	0,56	1,20	6,67	0,42	0,03
	<i>Ανατολικό segment</i>			5,43	0,46	0,04	0,10	0,38	0,92	5,31	0,34	0,02
	<i>Συνολικό μήκος</i>			15,10	1,19	0,09	0,53	1,80	2,66	13,21	0,78	0,05

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΙΣΤΟΡΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

	DATE	TIME	LAT.	LON.	INTENSITY	REGION AND COMMENTS
	BC	222	36.50	28.00	X	Rhodos, Cyprus-(Tsunami)
	BC	185	36.00	28.00	IX	Rhodos, Cyprus
	BC	69	36.25	36.10	IX	Antakya, Syria
	BC	26	37.85	27.85	IX	Baf-Cyprus
	BC	17	38.40	27.50	IX	Manisa, Aydin
24	11	29	40.40	27.70	IX	Iznik, Izmit
		60	37.90	29.20	IX	Pamukkale, Honaz, Denizli
		105	38.90	27.00	IX	Candarli Bay-Greece
		110	37.00	26.00	IX	Izmir, Ephesus
13	12	115	36.25	36.10	IX	Antakya
		127	40.60	37.00	IX	Niksar, Ladik, Susehri
		155	36.30	28.00	X	Rodos, Mugla, Fethiye
03	05	170	40.10	28.00	IX	Bandirma, Erdek, Gemlik
		177	38.40	27.10	X	Izmir, Sakiz, Sisam
		245	36.25	36.10	X	Antakya
		253	39.10	27.15	IX	Bergama
		325	41.00	29.00	IX	Istanbul
		334	36.25	36.10	IX	Antakya, Beirut, Cyprus
24	08	358	40.75	29.90	IX	Kocaeli, Iznik, Istanbul-(Tsunami)
		427	41.00	29.00	IX	Istanbul, Izmit, Iznik
08	12	447	40.80	29.60	IX	Istanbul, Izmit
14	09	458	36.25	36.10	IX	Antakya ve Northern Syria
25	09	478	40.80	29.00	IX	Istanbul
10	09	506	36.25	36.10	IX	Antakya, Samandag
29	05	526	36.25	36.10	IX	Antakya, Samandag
29	11	529	36.25	36.10	IX	Antakya
06	09	543	40.35	27.80	IX	Erdek, Bandirma-(Tsunami)
15	08	553	40.75	29.10	X	Istanbul, Kocaeli
30	09	587	36.25	36.10	IX	Antakya-(60.000 deaths)
		688	38.40	27.00	IX	Izmir
		715	40.40	29.70	IX	Iznik, Istanbul
08	04	859	36.25	36.10	IX	Antakya, Lazkiye
16	05	865	41.00	29.00	IX	Istanbul
		867	36.25	36.10	IX	Antakya
		869	40.00	44.00	IX	Tavin, Erivan (12 000 deaths)
03	09	968	41.15	34.75	IX	Kastamonu, Corum, Amasya
26	10	986	41.00	29.00	IX	Istanbul, Trace-(Tsunami)
		1045	39.75	39.50	IX	Erzincan
23	09	1064	40.40	28.90	IX	Iznik, Bandirma, Istanbul-(Tsunami)
10	08	1114	36.50	35.50	IX	Ceyhan, Antakya, Maras-(Tsunami)
		1268	37.35	35.80	IX	Kozan, Ceyhan-(60 000 deaths)
		1268	39.75	40.40	IX	Erzincan, Erzurum-(15 000 deaths)
08	08	1304	36.50	27.50	X	Rodos, Girit, Cyprus
23	09	1344	41.00	29.00	IX	Istanbul
	03	1354	40.70	27.00	IX	Gelibolu, Bolayir, Malkara
20	03	1389	38.40	26.30	IX	Izmir ve Khios Island-(Tsunami)
		1458	39.75	40.40	X	Erzincan, Erzurum-(32 000 deaths)
		1462	41.00	29.00	IX	Istanbul
03	10	1481	36.00	28.00	IX	Rodos, SW Anatolia-(Tsunami)
21	12	1482	39.75	39.50	IX	Erzincan, Erzurum
18	08	1493	36.75	27.00	IX	Istankoy Island
14	09	1509	40.75	29.00	IX	Istanbul, Edirne-(13 000 deaths)
17	06	1584	39.75	39.50	IX	Erzincan, Erzurum-(15 000 deaths)
		1598	40.40	35.40	IX	Amasya, Corum
02	04	1647	39.15	44.00	IX	Van, Mus, Bitlis
23	02	1653	37.90	28.30	IX	Aydin

06	02	1659	41.00	29.00	IX	Istanbul
17	08	1668	40.90	36.00	IX	Amasya,Tokat-(faulting 380km.)
10	07	1688	1100 38.40	27.20	X	Izmir-(15 000 deaths,Tsunami)
25	05	1719	40.70	29.50	IX	Istanbul,Izmit,Karamursel
04	04	1739	0430 38.40	27.20	IX	Izmir
07	06	1751	37.75	27.00	X	Sisam Island,Aegean Sea
29	07	1752	2000 41.70	26.50	IX	Edirne,Havsa
02	09	1754	2145 40.80	29.40	IX	Izmit Bay,Istanbul
22	05	1766	41.00	29.00	IX	Istanbul-(Tsunami)
13	08	1822	36.40	36.20	X	Antakya,Iskenderun-(20 000 deaths,Tsunami)
18	10	1843	36.25	27.50	IX	Rodos,Ege Denizi-(6 000 deaths)
12	10	1845	39.10	26.20	X	Midilli Island
21	06	1846	37.75	27.00	IX	Sisam Island,Soke
28	02	1851	36.50	29.10	IX	Fethiye,Mugla,Rhodos-(Tsunami)
24	07	1852	39.90	41.30	IX	Erzurum
28	02	1855	40.20	29.00	IX	Bursa,Kemalpasa-(300 deaths)
11	04	1855	40.20	29.10	X	Bursa-(faulting 20 km,1300 deaths)
12	10	1856	36.25	28.00	X	Rhodos,Karpatos,Girit-(Tsunami)
13	11	1856	38.25	26.25	IX	Rhodos, Aegean Sea
02	06	1859	1030 39.90	41.30	IX	Erzurum-(15 000 deaths)
03	11	1862	0300 38.40	27.70	IX	Turgutlu,Manisa
22	04	1863	36.50	28.00	IX	Rodos
23	07	1865	2130 39.40	26.20	IX	Midilli,Canakkale,Gelibolu
07	03	1867	39.10	26.50	IX	Midilli-(500 deaths)
23	04	1868	40.00	41.70	IX	Erzurum,Kars
02	04	1872	0745 36.25	36.10	IX	Antakya,Samandag-(1800 deaths)
01	02	1873	0100 37.75	27.00	IX	Sisam Island, Izmir,Aydin
03	05	1875	0900 38.10	30.10	IX	Dinar,Civril-(1300 deaths,20 km faulting)
	10	1875	40.20	26.40	IX	Canakkale
01	11	1875	1000 39.90	41.30	X	Erzurum
13	05	1876	0600 38.80	30.50	IX	Afyonkarahisar-(many deaths)
29	07	1880	0440 38.60	27.10	IX	Menemen,Emiralem,Izmir-(many deaths)
03	04	1881	1130 38.25	26.10	X	Khios Island, Aegean Sea-(4000 deaths)
30	05	1881	38.50	43.30	IX	Van,Bitlis,Mus
15	10	1883	1530 38.30	26.30	IX	Cesme, Aegean Sea (1500 deaths)
29	02	1885	1830 37.20	27.20	IX	Aegean Sea
25	10	1889	2320 39.30	26.30	IX	Midilli,Sakiz,Izmir
20	05	1890	39.90	38.80	IX	Refahiye,Erzincan
31	03	1893	38.40	38.70	IX	Malatya-(469 deaths)
10	07	1894	1230 40.60	28.70	X	Prenses Island,Istanbul
19	08	1895	37.80	27.80	IX	Aydin
20	09	1899	1030 37.90	28.10	IX	Nazilli,Aydin,Denizli,Usak

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ ΠΛΗΡΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΕ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΗ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΓΕΘΩΝ

Years : 2006 1981 1965 1950 1911
Magnitudes : 4.0 4.5 4.8 5.2

***** Complete data *****

912	809	12900.00	40.620	26.880	0.0	7.6
1912	809	92353.00	40.600	27.200	0.0	6.2
1912	810	183020.00	40.600	27.200	0.0	5.2
1917	410	194001.00	40.600	27.100	15.0	5.3
1924	1222	174942.00	39.600	27.700	0.0	5.2
1935	104	144130.00	40.700	27.500	0.0	6.4
1935	104	151857.00	40.800	27.400	0.0	5.6
1935	104	162005.00	40.300	27.500	0.0	6.3
1942	616	54234.00	40.400	27.800	0.0	5.8
1942	1028	3152.00	39.300	28.200	0.0	5.3
1942	1028	24153.00	39.500	27.900	0.0	5.5
1942	1115	170115.00	39.300	28.100	0.0	6.2
1944	1006	23441.00	39.510	26.570	0.0	6.9
1944	1007	213422.00	39.500	26.600	0.0	5.4
1950	1128	175319.00	39.400	28.200	0.0	5.1
1951	915	225207.00	40.400	28.000	0.0	5.5
1953	318	190616.00	40.020	27.530	0.0	7.4
1953	318	202003.00	40.000	27.400	30.0	5.0
1953	318	211810.00	40.000	27.600	0.0	5.7
1953	318	222808.00	40.000	27.400	0.0	4.8
1953	319	125341.00	40.000	27.300	0.0	5.0
1953	319	211356.00	40.000	27.300	0.0	5.1
1953	324	202038.00	40.000	27.400	0.0	5.0
1953	326	151030.00	39.900	27.500	0.0	5.0
1953	331	182400.00	40.000	27.400	0.0	4.8
1953	401	14737.00	40.000	27.400	0.0	5.3
1953	603	160531.00	40.300	28.500	0.0	5.7
1953	609	162821.00	39.500	28.000	0.0	5.0
1954	323	125846.00	40.500	27.500	0.0	5.0
1954	1024	233719.00	40.500	27.500	0.0	4.9
1957	1011	73305.00	39.300	28.200	0.0	4.9
1959	726	170702.00	40.900	27.500	0.0	5.2
1964	1006	142958.00	40.200	28.200	23.0	5.4
1964	1006	143123.00	40.100	27.930	0.0	6.9
1964	1120	65919.00	40.200	28.060	56.0	4.8
1964	1221	5010.00	40.500	27.500	0.0	4.8
1965	902	52928.00	39.700	27.100	0.0	4.6
1965	1004	125456.00	39.600	26.500	0.0	4.5
1966	821	13043.00	40.300	27.400	12.0	5.3
1967	509	40513.00	39.600	27.100	37.0	4.5
1967	731	71205.00	40.600	27.620	4.0	4.6
1968	506	93847.00	40.300	28.600	4.0	4.5
1968	1109	123858.00	40.100	28.300	24.0	4.6
1969	303	5910.00	40.100	27.500	6.0	5.9
1969	305	144116.00	40.100	27.600	33.0	4.9
1969	323	35058.00	39.300	28.000	10.0	4.8
1969	326	90011.00	39.300	28.100	52.0	4.7
1969	326	135041.00	39.300	28.200	0.0	4.7
1969	412	153306.00	39.330	28.100	0.0	4.7
1969	506	63606.00	39.300	28.100	0.0	4.5

1969	814	215105.00	39.500	27.900	21.0	4.8
1969	819	215557.00	39.700	27.800	0.0	4.7
1969	1224	84132.00	40.500	28.400	0.0	4.6
1970	407	105458.60	39.190	27.970	20.0	4.5
1970	409	92316.00	39.400	27.900	15.0	4.9
1970	413	55815.00	39.400	28.000	33.0	4.6
1970	906	173910.00	40.200	28.500	0.0	4.5
1970	915	62848.00	39.700	28.540	10.0	4.5
1971	223	194123.00	39.540	27.340	8.0	5.5
1971	501	134526.20	40.790	27.910	8.0	4.9
1971	524	101134.00	39.990	28.500	0.0	4.7
1971	1216	164202.00	39.520	27.780	0.0	4.6
1972	923	33249.00	39.780	28.570	0.0	4.8
1972	1225	91404.00	40.650	27.340	33.0	4.7
1973	211	125739.00	40.420	28.330	0.0	4.5
1973	302	193001.00	39.240	28.110	55.0	4.7
1973	627	115023.00	40.720	27.490	5.0	4.7
1973	703	160615.00	40.630	27.540	6.0	4.6
1974	103	73946.00	39.730	26.810	8.0	4.5
1974	207	84650.40	39.720	26.840	8.0	4.5
1974	207	84941.00	39.530	27.010	0.0	4.5
1975	130	45125.00	39.820	28.600	0.0	4.5
1975	130	162619.00	39.870	28.640	0.0	4.8
1975	418	164323.00	40.350	27.280	5.0	4.5
1975	507	175917.00	40.470	26.500	43.0	4.5
1975	530	51345.00	39.120	27.670	10.0	4.5
1975	1118	45428.00	40.260	27.290	6.0	4.6
1977	110	91444.20	39.530	27.370	1.0	4.5
1977	125	235416.91	39.270	28.130	0.0	4.6
1977	621	113145.00	39.480	27.630	10.0	4.6
1978	615	2643.80	40.830	27.670	7.0	4.7
1979	823	164747.00	39.690	28.570	10.0	5.3
1979	1008	35452.00	40.840	27.730	2.0	4.5
1979	1014	203833.00	39.350	27.940	10.0	4.7
1979	1015	25015.00	39.410	27.850	3.0	4.5
1980	203	91641.50	39.390	28.280	7.0	4.5
1980	807	225410.00	39.370	28.120	0.0	4.6
1980	1127	154951.00	39.230	27.710	0.0	4.7
1981	602	190721.48	39.611	27.496	2.0	4.5
1981	721	224237.00	39.730	27.810	2.0	4.3
1981	821	224239.16	39.766	27.852	10.0	4.5
1981	1226	175335.91	40.099	28.648	2.0	4.9
1982	106	20758.01	40.200	27.710	12.0	4.5
1982	417	102313.30	39.670	26.490	3.0	4.8
1982	1022	25435.43	40.280	27.120	12.0	4.1
1982	1208	50820.94	40.120	27.750	7.0	4.1
1983	205	204734.00	40.310	27.290	7.0	4.1
1983	205	204735.02	40.284	27.278	7.0	4.1
1983	528	24016.69	39.971	26.853	13.0	4.5
1983	615	134510.09	39.465	28.207	9.0	4.7
1983	705	120127.00	40.200	27.300	0.0	6.4
1983	705	173044.78	40.261	27.212	11.0	4.2
1983	705	193015.59	40.345	27.428	9.0	4.1
1983	708	25500.89	40.226	27.190	9.0	4.7
1983	708	143411.33	40.303	27.333	2.0	4.2
1983	723	170914.14	40.281	27.344	8.0	4.1
1983	923	115058.13	39.635	26.716	5.0	4.1
1983	1218	84538.16	40.833	27.823	2.0	4.1
1984	130	55824.75	40.469	27.408	4.0	4.4
1984	209	134629.70	39.633	26.443	6.0	4.4
1984	225	220101.69	39.383	27.905	4.0	4.5

1984	301	63935.12	39.313	27.991	6.0	4.5
1984	329	601.51	39.618	27.844	7.0	4.8
1984	715	174703.52	39.230	27.750	7.0	4.6
1984	916	41802.75	39.890	27.260	6.0	4.4
1984	1114	142427.39	40.340	27.240	22.0	4.2
1985	107	183708.44	39.205	27.799	0.0	4.1
1985	427	123308.04	40.746	27.339	9.0	4.7
1985	728	123355.50	39.507	27.310	8.0	4.4
1985	902	60531.10	40.243	27.112	10.0	4.1
1985	1201	114739.25	39.298	27.718	3.0	5.0
1985	1219	143457.38	40.159	27.291	10.0	4.3
1986	201	25656.06	40.800	27.580	17.0	4.7
1986	204	235607.44	39.280	27.760	7.0	4.1
1986	511	24859.08	39.520	28.380	10.0	4.1
1986	514	30126.81	39.490	28.360	8.0	4.5
1986	518	124550.50	39.490	28.340	8.0	4.2
1986	525	232306.45	39.500	28.370	6.0	4.1
1986	527	85459.63	39.480	28.410	12.0	4.4
1986	603	193554.77	39.470	28.390	8.0	4.6
1986	625	114823.84	39.460	28.390	11.0	4.5
1986	830	44711.86	39.150	27.840	3.0	4.6
1986	912	103452.04	40.240	27.350	10.0	4.6
1987	425	221100.69	39.250	27.910	3.0	4.5
1987	427	171732.55	39.290	27.920	30.0	4.0
1987	804	82614.49	40.740	27.450	11.0	4.6
1987	823	233204.19	39.400	27.870	6.0	4.3
1987	1005	152102.59	39.640	26.860	0.0	4.4
1987	1027	31530.61	40.410	28.440	6.0	4.6
1987	1231	214952.38	39.390	27.930	0.0	4.6
1988	104	92853.11	39.410	27.870	4.0	4.1
1988	1205	41427.67	40.670	27.450	12.0	4.1
1989	510	30531.21	39.590	27.830	30.0	4.5
1989	510	32528.96	39.580	27.830	12.0	4.7
1989	531	234324.55	39.590	27.800	1.0	4.7
1989	616	205724.50	39.490	26.780	3.0	4.1
1989	724	140249.56	40.430	27.470	13.0	4.1
1989	930	4720.46	40.060	27.270	5.0	4.1
1989	1021	131630.69	40.330	27.070	5.0	4.1
1990	210	194758.19	39.370	27.730	2.0	4.3
1990	524	54905.75	39.930	27.480	11.0	4.8
1990	908	51505.51	39.210	27.760	2.0	4.0
1990	1007	212535.30	39.550	27.780	3.0	4.2
1990	1109	143151.56	39.200	27.850	5.0	4.0
1991	119	173237.42	39.382	28.022	8.0	4.5
1991	212	11713.87	39.392	27.872	0.0	4.0
1991	626	110037.70	39.571	27.783	8.0	4.7
1991	722	4950.17	39.285	27.877	1.0	4.8
1991	910	14704.32	39.443	27.837	1.0	4.4
1991	1010	14703.00	39.460	27.810	10.0	4.3
1991	1122	182713.45	40.207	27.798	8.0	4.2
1991	1130	155754.80	39.316	28.140	3.0	4.8
1991	1214	122833.00	40.748	27.468	3.0	4.1
1992	322	165224.84	40.170	28.280	10.0	5.3
1992	615	203036.69	40.285	27.499	3.0	4.0
1992	913	83706.16	40.710	27.390	15.0	4.3
1992	1110	173945.08	40.520	27.110	12.0	4.3
1993	121	130137.11	40.350	27.420	18.0	4.4
1993	318	71940.29	40.390	28.000	11.0	4.7
1993	318	72246.00	40.420	27.960	10.0	4.6
1993	318	75139.06	40.410	28.010	9.0	4.9
1993	406	95635.25	39.460	27.090	3.0	4.3

1993	525	153616.52	40.440	28.040	11.0	4.3
1993	528	102732.47	40.420	28.050	9.0	4.0
1993	606	181611.78	39.380	28.290	6.0	4.8
1993	619	192618.89	40.210	27.480	0.0	4.2
1993	729	135218.06	39.330	27.640	1.0	4.3
1993	816	13736.22	40.690	27.560	7.0	4.2
1993	831	202756.92	40.060	27.650	11.0	4.1
1993	902	210341.89	40.160	27.250	5.0	4.8
1993	903	54831.35	40.130	27.240	6.0	4.2
1993	925	93911.83	40.050	27.180	8.0	4.4
1993	1205	15309.04	39.580	27.410	2.0	4.0
1994	122	74846.07	40.740	27.490	6.0	4.5
1994	126	32139.26	40.777	27.348	3.0	4.5
1994	208	212552.98	40.799	27.843	10.0	5.0
1994	220	52356.30	39.388	28.022	5.0	4.0
1994	406	153308.62	40.056	28.103	3.0	4.5
1994	612	12239.50	39.517	28.354	10.0	4.2
1994	620	13617.19	40.544	27.325	14.0	4.5
1994	622	164400.20	40.149	27.435	10.0	4.4
1994	1105	111247.85	40.721	27.444	8.0	4.0
1995	208	212453.48	40.816	27.788	11.0	4.8
1995	225	24523.61	40.763	27.774	1.0	4.1
1995	328	80051.86	40.782	27.794	0.0	4.5
1995	413	40801.85	40.785	27.657	10.0	5.0
1995	416	185855.59	40.847	27.740	14.0	4.2
1995	418	53603.21	40.827	27.697	10.0	4.7
1995	725	100950.03	39.148	27.587	10.0	4.3
1995	727	130030.34	40.297	27.207	13.0	4.0
1995	1014	224604.22	39.365	28.228	25.0	4.3
1995	1028	104459.93	40.773	27.946	0.0	4.5
1995	1029	133545.19	39.419	27.788	5.0	4.1
1996	104	182405.67	40.301	26.535	10.0	4.1
1996	106	151339.52	39.241	27.887	10.0	4.1
1996	327	222102.20	40.556	27.401	4.0	4.2
1996	414	83113.78	40.567	26.895	20.0	4.9
1996	904	92420.45	40.098	27.483	1.0	4.3
1996	904	94245.61	40.226	27.751	24.0	4.3
1996	1020	215224.20	39.387	28.161	4.0	4.2
1996	1031	140455.84	39.986	27.812	1.0	4.0
1996	1226	93240.90	39.179	27.823	5.0	4.1
1997	207	90204.51	40.711	27.545	11.0	4.0
1997	226	42018.18	39.248	27.960	1.0	4.1
1997	320	1920.66	39.803	26.723	10.0	4.3
1997	404	40717.71	39.174	27.144	5.0	4.0
1997	404	100353.04	40.261	28.175	10.0	4.3
1997	404	111108.94	39.346	27.729	0.0	4.1
1997	405	205855.80	39.324	27.720	3.0	4.1
1997	502	84520.91	39.751	27.924	10.0	4.7
1997	502	85110.34	39.639	28.515	2.0	4.1
1997	504	33228.24	39.732	28.503	10.0	4.0
1997	507	131114.31	39.638	28.560	2.0	4.0
1997	528	105046.74	39.902	26.972	1.0	4.3
1997	606	154442.20	40.089	28.142	3.0	4.2
1997	817	215213.62	40.700	27.575	10.0	4.1
1997	1111	33419.76	40.314	27.370	22.0	4.2
1997	1228	204637.73	39.754	27.020	15.0	4.5
1998	118	40138.05	39.525	27.456	3.0	4.1
1998	127	214825.30	39.130	27.520	10.0	4.1
1998	225	72229.25	39.853	26.641	21.0	4.2
1998	305	14507.48	39.503	27.343	0.0	5.2
1998	305	15524.11	39.469	27.645	0.0	5.2

1998	604	25847.50	39.710	27.710	10.0	4.2
1998	719	162704.12	40.573	27.532	5.0	4.6
1998	1010	72948.50	39.700	28.160	10.0	4.3
1998	1022	234813.23	40.532	26.941	20.0	4.3
1998	1102	4430.18	39.726	27.950	0.0	4.1
1998	1111	113426.80	40.260	26.690	10.0	4.1
1998	1125	233848.70	40.480	26.900	10.0	4.1
1998	1218	94955.60	39.580	28.470	10.0	4.2
1999	106	224104.20	39.160	27.820	5.0	4.2
1999	130	61519.10	39.250	27.820	10.0	4.0
1999	202	162418.52	40.543	27.389	0.0	4.0
1999	202	170027.06	40.072	27.456	14.0	4.0
1999	210	24837.60	39.680	27.770	5.0	4.0
1999	225	13048.40	40.620	27.050	5.0	4.1
1999	408	101249.38	40.111	27.880	0.0	4.5
1999	523	190103.59	39.540	27.550	5.0	4.2
1999	524	204723.00	39.270	27.790	10.0	4.0
1999	525	25243.60	39.250	27.820	10.0	4.0
1999	615	203115.30	39.440	27.870	10.0	4.1
1999	629	11046.70	39.340	27.710	15.0	4.1
1999	629	150520.59	39.250	27.760	10.0	4.2
1999	707	54413.40	39.310	27.790	10.0	4.2
1999	724	124212.40	39.390	27.850	10.0	4.3
1999	724	160004.80	39.340	27.640	35.0	4.2
1999	724	160549.41	39.410	27.894	0.0	5.0
1999	724	161127.20	39.420	27.930	5.0	4.2
1999	724	163542.09	39.350	27.950	5.0	4.3
1999	724	191329.59	39.400	27.940	5.0	4.2
1999	724	222901.80	39.370	27.570	35.0	4.2
1999	724	223105.20	39.410	27.930	5.0	4.6
1999	725	4209.90	39.390	27.870	10.0	4.0
1999	725	65658.48	39.512	27.650	10.0	5.2
1999	725	91443.53	39.298	27.992	0.0	4.2
1999	726	200031.91	39.300	27.660	40.0	4.0
1999	726	222818.70	39.330	27.530	40.0	4.0
1999	727	225551.41	39.330	27.830	10.0	4.0
1999	728	23441.70	39.280	27.800	10.0	4.0
1999	731	801.50	39.620	27.880	10.0	4.0
1999	731	105023.70	39.420	27.930	5.0	4.1
1999	802	104712.33	39.470	27.696	9.0	4.4
1999	803	94822.44	39.334	27.671	10.0	4.1
1999	819	152634.88	40.699	27.924	10.0	4.4
1999	920	160748.12	39.367	27.563	1.0	4.3
1999	920	212800.00	40.690	27.580	16.0	5.9
1999	920	214431.80	40.700	27.590	7.0	4.1
1999	927	40200.21	39.342	27.007	3.0	4.2
1999	1019	231918.06	40.446	26.949	10.0	4.2
1999	1022	22024.03	39.290	27.591	58.0	4.3
1999	1116	2925.50	40.540	27.090	35.0	4.1
1999	1120	122004.50	40.650	26.720	40.0	4.0
1999	1121	215559.50	39.400	28.220	10.0	4.1
1999	1122	73432.50	39.270	27.840	25.0	4.1
1999	1203	82036.50	40.710	27.580	11.0	4.2
1999	1210	105936.50	39.680	28.220	10.0	4.3
2000	101	55607.30	39.210	27.300	10.0	4.1
2000	110	24815.60	40.310	28.010	5.0	4.2
2000	119	194301.50	39.400	27.830	23.0	4.2
2000	120	4956.50	39.320	27.840	10.0	4.0
2000	322	144955.59	40.220	26.620	10.0	4.1
2000	325	180825.50	39.520	27.810	10.0	4.0
2000	329	232037.41	39.870	28.220	10.0	4.0

2000	410	80920.40	39.210	26.970	10.0	4.2
2000	620	61159.88	39.564	27.467	0.0	4.1
2000	620	171036.89	39.539	27.643	0.0	4.2
2000	908	54645.80	39.470	28.000	5.0	5.2
2000	908	71951.10	39.490	27.680	10.0	4.0
2000	908	90555.10	39.380	27.140	10.0	4.1
2000	908	93740.70	39.410	27.760	10.0	4.1
2000	908	131758.80	39.490	27.710	5.0	4.2
2000	908	135253.59	39.400	27.690	10.0	4.1
2000	908	193258.91	39.390	27.810	18.0	4.2
2000	909	65249.60	39.410	27.720	5.0	4.3
2000	909	81844.89	39.498	28.220	0.0	4.4
2000	909	83105.20	39.440	27.800	10.0	4.1
2000	910	132402.59	39.490	27.680	10.0	4.1
2000	921	200107.09	39.410	27.900	5.0	4.5
2000	1004	92538.90	39.500	27.920	5.0	4.5
2000	1205	82414.00	39.420	28.300	34.0	4.6
2000	1206	140750.80	39.620	27.880	39.0	4.3
2000	1209	153708.00	40.350	27.680	10.0	4.2
2000	1212	53337.90	39.270	27.970	5.0	4.4
2000	1227	163417.59	39.230	27.940	10.0	4.0
2001	119	43839.98	39.180	27.940	33.0	4.6
2001	201	95850.00	40.100	27.750	25.0	4.5
2001	209	172616.97	39.410	27.620	10.0	4.0
2001	220	211544.70	39.260	27.860	10.0	4.0
2001	221	40415.50	39.260	27.820	10.0	4.0
2001	314	203421.30	40.690	27.650	5.0	5.0
2001	524	31807.90	39.370	28.060	5.0	4.9
2001	524	45524.60	39.400	28.070	5.0	4.3
2001	524	62553.30	39.500	28.200	5.0	4.8
2001	524	63246.00	39.310	27.790	10.0	4.0
2001	524	64733.50	39.300	27.490	40.0	4.1
2001	524	71658.60	39.340	27.820	11.0	4.1
2001	528	173217.30	39.430	27.840	23.0	4.2
2001	604	200254.20	39.240	27.360	5.0	4.2
2001	606	213311.91	39.410	28.020	5.0	4.1
2001	607	205838.00	39.380	27.890	15.0	4.0
2001	612	160508.70	39.370	27.840	3.0	4.0
2001	622	115448.53	39.350	27.740	5.0	5.3
2001	622	130120.30	39.390	27.920	10.0	4.1
2001	622	144058.00	39.370	27.820	15.0	4.0
2001	622	195621.50	39.400	28.040	5.0	4.6
2001	623	12054.80	39.350	28.010	5.0	4.1
2001	623	32246.20	39.420	27.930	5.0	4.3
2001	623	121820.57	39.330	27.770	5.0	5.2
2001	623	150036.50	39.390	27.780	15.0	4.1
2001	623	152636.50	39.410	27.820	10.0	4.2
2001	623	195240.09	39.400	27.690	10.0	4.0
2001	624	24237.50	39.370	27.810	10.0	4.0
2001	624	114937.30	39.410	27.900	5.0	4.6
2001	624	133252.09	39.990	28.580	10.0	4.3
2001	625	175855.41	39.370	27.750	10.0	4.1
2001	626	20804.30	39.200	27.790	5.0	4.1
2001	726	71423.20	39.620	26.680	5.0	4.0
2001	813	111106.40	39.330	27.660	36.0	4.6
2001	813	112602.90	39.340	27.860	19.0	4.3
2001	1017	22715.10	39.890	26.930	17.0	4.3
2001	1017	175345.91	39.420	26.740	5.0	4.1
2002	323	53842.00	40.820	27.878	10.0	4.1
2002	402	194531.00	39.280	27.846	10.0	4.3
2002	422	175443.00	39.274	27.663	6.0	4.1

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΣΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

DD	MM	YYYY	HH	II	SSSSS	PPPPPP	LLLLLLL	KKK	RRR
11	1	1905	17	32		39.60	27.90	15	5.0
21	10	1912	9	31		40.50	27.00	0	4.5
29	4	1925	20	3	40.00	39.60	27.70	0	4.6
4	1	1935	16	20	5.00	40.30	27.50	0	6.3
22	10	1935	7	29	43.00	40.30	27.20	0	5.1
2	7	1938	12	26	46.00	40.20	27.90	0	5.0
25	12	1939	6	34	35.00	40.00	27.00	0	5.0
16	6	1942	5	42	34.00	40.40	27.80	0	5.8
28	10	1942	2	41	53.00	39.50	27.90	0	5.5
15	9	1951	22	52	7.00	40.40	28.00	0	5.5
18	3	1953	19	6	16.00	40.02	27.53	0	7.4
18	7	1956	9	46	45.00	40.20	27.70	0	4.6
24	2	1961	8	22	18.00	39.70	27.10	0	4.2
6	10	1964	14	31	23.00	40.10	27.93	0	6.9
21	12	1964	0	50	10.00	40.50	27.50	0	4.8
1	5	1965	21	24	2.00	39.50	27.40	33	4.0
2	9	1965	5	29	28.00	39.70	27.10	0	4.6
21	8	1966	1	30	43.00	40.30	27.40	12	5.3
9	5	1967	4	5	13.00	39.60	27.10	37	4.5
3	3	1969	0	59	10.00	40.10	27.50	6	5.9
14	8	1969	21	51	5.00	39.50	27.90	21	4.8
19	8	1969	21	55	57.00	39.70	27.80	0	4.7
23	2	1971	19	41	23.00	39.54	27.34	8	5.5
27	8	1971	10	17	14.00	39.85	27.16	0	4.1
16	12	1971	16	42	2.00	39.52	27.78	0	4.6
19	10	1973	8	29	41.00	40.35	27.32	0	4.2
7	2	1974	8	49	41.00	39.53	27.01	0	4.5
18	4	1975	16	43	23.00	40.35	27.28	5	4.5
18	11	1975	4	54	28.00	40.26	27.29	6	4.6
6	3	1976	17	7	31.00	39.39	27.50	0	4.2
11	3	1976	3	14	10.00	39.32	27.65	10	4.4
11	3	1976	3	39	17.00	39.44	27.18	9	4.2
11	3	1976	3	41	46.00	39.36	27.68	10	4.0
13	3	1976	3	53	37.00	39.37	27.54	0	4.2
16	3	1976	1	57	36.00	39.40	27.60	0	4.2
17	3	1976	17	47	53.00	39.35	27.60	1	4.2
18	3	1976	1	57	33.00	39.35	27.59	10	4.0
10	1	1977	9	14	44.00	39.53	27.37	1	4.5
21	6	1977	11	31	45.00	39.48	27.63	10	4.6
10	7	1977	23	46	11.00	39.54	27.69	3	4.1
16	11	1977	0	47	11.00	40.26	27.95	11	4.2
9	12	1977	15	7	18.00	39.51	27.81	10	4.1
10	2	1979	2	54	32.00	40.23	27.03	10	4.1
10	2	1979	2	57	51.00	40.26	27.06	1	4.1
15	10	1979	2	50	15.00	39.41	27.85	3	4.5
2	6	1981	19	7	21.00	39.61	27.50	2	4.5
21	7	1981	22	42	37.00	39.73	27.81	2	4.3
21	8	1981	22	42	39.00	39.77	27.85	10	4.5
6	1	1982	2	7	58.00	40.20	27.71	12	4.5
22	10	1982	2	54	35.00	40.28	27.12	12	4.1
8	12	1982	5	8	20.00	40.12	27.75	7	4.1
5	2	1983	20	47	34.00	40.31	27.29	7	4.1
5	2	1983	20	47	35.00	40.28	27.28	7	4.1
5	7	1983	12	1	27.00	40.20	27.30	0	6.4
30	1	1984	5	58	24.00	40.47	27.41	4	4.4
16	9	1984	1	15	15.00	39.50	27.10	6	4.1

28	7	1985	12	33	55.00	39.51	27.31	8	4.4
2	9	1985	6	5	31.00	40.24	27.11	10	4.1
1	12	1985	11	47	39.00	39.30	27.72	3	5.0
12	9	1986	10	34	52.00	40.24	27.35	10	4.6
23	8	1987	23	32	4.00	39.40	27.87	6	4.3
4	1	1988	9	28	53.00	39.41	27.87	4	4.1
10	5	1989	3	5	31.00	39.59	27.83	30	4.5
10	5	1989	3	25	28.00	39.58	27.83	12	4.7
31	5	1989	23	43	24.00	39.59	27.80	1	4.7
24	7	1989	14	2	49.00	40.43	27.47	13	4.1
30	9	1989	0	47	20.00	40.06	27.27	5	4.1
21	10	1989	13	16	30.00	40.33	27.07	5	4.1
10	2	1990	19	47	58.00	39.37	27.73	2	4.3
24	5	1990	5	49	5.00	39.93	27.48	11	4.8
7	10	1990	21	25	35.00	39.55	27.78	3	4.2
26	6	1991	11	0	37.00	39.57	27.78	8	4.7
10	9	1991	1	47	4.00	39.44	27.84	1	4.4
10	10	1991	1	49	3.00	39.46	27.81	10	4.3
22	11	1991	18	27	13.00	40.21	27.80	8	4.2
15	6	1992	20	30	36.00	40.29	27.50	3	4.0
21	1	1993	13	1	37.00	40.35	27.42	18	4.4
18	3	1993	7	19	40.00	40.39	28.00	11	4.7
18	3	1993	7	22	46.00	40.42	27.96	10	4.6
6	4	1993	9	56	35.00	39.46	27.09	3	4.3
19	6	1993	19	26	18.00	40.21	27.48	0	4.2
29	7	1993	13	52	18.00	39.33	27.64	1	4.3
31	8	1993	20	27	56.00	40.06	27.65	11	4.1
2	9	1993	21	3	41.00	40.16	27.25	5	4.8
3	9	1993	5	48	31.00	40.13	27.24	6	4.2
25	9	1993	9	39	11.00	40.05	27.18	8	4.4
5	12	1993	1	53	9.00	39.58	27.41	2	4.0
22	6	1994	16	44		40.15	27.44	10	4.4
27	7	1995	13	0	30.00	40.30	27.21	13	4.0
29	10	1995	13	35	45.00	39.42	27.79	5	4.1
4	9	1996	9	24	20.00	40.10	27.48	1	4.3
4	9	1996	9	42	45.00	40.23	27.75	24	4.3
31	10	1996	14	4	55.00	39.99	27.81	1	4.0
4	4	1997	4	7	17.00	39.17	27.14	5	4.0
4	4	1997	11	11	8.00	39.35	27.73	0	4.1
5	4	1997	20	58	55.00	39.32	27.72	3	4.1
2	5	1997	8	45	20.00	39.75	27.92	10	4.7
11	11	1997	3	34	19.00	40.31	27.37	22	4.2
18	1	1998	4	1	38.00	39.53	27.46	3	4.1
5	3	1998	1	45	7.00	39.50	27.34	0	5.2
5	3	1998	1	55	24.00	39.47	27.65	0	5.2
4	6	1998	2	58	47.00	39.71	27.71	10	4.2
2	11	1998	0	44	30.00	39.73	27.95	0	4.1
2	2	1999	17	0	27.00	40.07	27.46	14	4.0
10	2	1999	2	48	37.00	39.68	27.77	5	4.0
8	4	1999	10	12	49.00	40.11	27.88	0	4.5
23	5	1999	19	1	3.00	39.54	27.55	5	4.2
15	6	1999	20	31	15.00	39.44	27.87	10	4.1
29	6	1999	1	10	46.00	39.34	27.71	15	4.1
24	7	1999	12	42	12.00	39.39	27.85	10	4.3
24	7	1999	16	0	4.00	39.34	27.64	35	4.2
24	7	1999	22	29	1.00	39.37	27.57	35	4.2
25	7	1999	6	56	58.00	39.51	27.65	10	5.2
26	7	1999	20	0	31.00	39.30	27.66	40	4.0
26	7	1999	22	28	18.00	39.33	27.53	40	4.0
31	7	1999	0	8	1.00	39.62	27.88	10	4.0
2	8	1999	10	47	12.00	39.47	27.70	9	4.4

3	8	1999	9	48	22.00	39.33	27.67	10	4.1
20	9	1999	16	7	48.00	39.37	27.56	1	4.3
27	9	1999	4	2		39.34	27.01	3	4.2
22	10	1999	2	20	24.00	39.29	27.59	58	4.3
1	1	2000	5	56	7.00	39.21	27.30	10	4.1
19	1	2000	19	43	1.00	39.40	27.83	23	4.2
25	3	2000	18	8	25.00	39.52	27.81	10	4.0
20	6	2000	6	11	59.00	39.56	27.47	0	4.1
20	6	2000	17	10	36.00	39.54	27.64	0	4.2
8	9	2000	7	19	51.00	39.49	27.68	10	4.0
8	9	2000	9	5	55.00	39.38	27.14	10	4.1
8	9	2000	9	37	40.00	39.41	27.76	10	4.1
8	9	2000	13	17	58.00	39.49	27.71	5	4.2
8	9	2000	13	52	53.00	39.40	27.69	10	4.1
8	9	2000	19	32	58.00	39.39	27.81	18	4.2
9	9	2000	6	52	49.00	39.41	27.72	5	4.3
9	9	2000	8	31	5.00	39.44	27.80	10	4.1
10	9	2000	13	24	2.00	39.49	27.68	10	4.1
4	10	2000	9	25	38.00	39.50	27.92	5	4.5
6	12	2000	14	7	50.00	39.62	27.88	39	4.3
9	12	2000	15	37	8.00	40.35	27.68	10	4.2
1	2	2001	9	58	50.00	40.10	27.75	25	4.5
9	2	2001	17	26	16.00	39.41	27.62	10	4.0
24	5	2001	6	47	33.00	39.30	27.49	40	4.1
28	5	2001	17	32	17.00	39.43	27.84	23	4.2
4	6	2001	20	2	54.00	39.24	27.36	5	4.2
22	6	2001	11	54	48.00	39.35	27.74	5	5.3
22	6	2001	14	40	58.00	39.37	27.82	15	4.0
23	6	2001	12	18	20.00	39.33	27.77	5	5.2
23	6	2001	15	0	36.00	39.39	27.78	15	4.1
23	6	2001	15	26	36.00	39.41	27.82	10	4.2
23	6	2001	19	52	40.00	39.40	27.69	10	4.0
24	6	2001	2	42	37.00	39.37	27.81	10	4.0
25	6	2001	17	58	55.00	39.37	27.75	10	4.1
13	8	2001	11	11	6.00	39.33	27.66	36	4.6
22	4	2002	17	54	43.00	39.27	27.66	6	4.1
9	7	2002	23	38	27.00	39.42	27.87	10	4.0
9	3	2003	10	35	34.00	40.41	27.29	10	4.0
29	3	2003	2	39	9.00	39.69	27.68	23	4.1
9	5	2003	22	5	54.00	39.16	27.39	5	4.2
3	6	2003	13	2	22.00	40.49	27.33	5	4.0
9	6	2003	17	47	5.00	40.25	27.94	16	4.6
1	8	2003	20	22	11.00	39.89	27.71	13	4.0
14	4	2004	21	24	2.00	39.96	27.60	46	4.0
8	7	2005	23	57	36.00	40.31	27.73	47	4.1