



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΚΕΤΖΙΤΖΗΣ

ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΥΝΘΕΣΗ
ΙΣΤΟΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023





ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΚΕΤΖΙΤΖΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5832

ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΥΝΘΕΣΗ ΙΣΤΟΡΙΚΩΝ ΚΑΙ
ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗΝ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Γεωφυσικής

Επιβλέπουσες Καθηγήτριες

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια

Μαγγίρα Ουρανία, Dr

© Δημήτριος Κετζίτζης, 2023
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.



© Δημήτριος Κετζίτζης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής 2023
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
Παρατηρήσεις και Σεισμοτεκτονική Σύνθεση Ιστορικών και Ενόργανων Σεισμών
στην Βόρεια Ελλάδα-*Διπλωματική Εργασία*

© Dimitrios Ketzitzis, School of Geology, Department of Geophysics, 2023
All rights reserved.
Observations and Tectonic Setting of Historic and Instrumentally Located
Earthquakes in Northern Greece-*Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Εικόνα Εξωφύλλου:

<https://serres24.gr/chalkidiki-o-megalos-seismos-tis-ierisoy-akrivos-prin-88-chronia-foto/>



ΠΕΡΙΛΗΨΗ	6
ABSTRACT	7
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	8
Κεφάλαιο 1 ^ο : Εισαγωγή.....	9
Κεφάλαιο 2 ^ο : Ιστορική Σεισμικότητα της περιοχής.....	26
2.1 Γενικά Στοιχεία.....	26
2.2 Σεισμός Ανατολικής Θράκης M=7.4.....	26
2.3 Σεισμός Δράμας M=7.3.....	27
2.4 Σεισμός Βάλτας M=6.4.....	28
2.5 Σεισμός Νότιας Γιουγκοσλαβίας M=6.7.....	29
2.6 Σεισμός Ιερισσού M=7.0.....	30
2.7 Σεισμός Σοχού M=6.2.....	31
2.8 Σεισμός Θεσσαλονίκης M=6.5.....	32
2.9 Σεισμός Γουμένισσας M=6.0.....	34
2.10 Σεισμός Οχρίδας M=6.1.....	34
2.11 Σεισμός Κοζάνης M=6.6.....	35
Κεφάλαιο 3 ^ο : Η σεισμικότητα στη Βόρεια Ελλάδα.....	37
3.1 Εισαγωγή.....	37
3.2 Πληρότητα Καταλόγων.....	38
3.3 Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας.....	44
3.3.1 Υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικότητας για τη Βόρεια Ελλάδα.....	47
3.3.2 Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας για κάθε ρήγμα.....	55
Κεφάλαιο 4 ^ο : Συμπεράσματα.....	67
Βιβλιογραφία.....	70



ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Παρατηρήσεις και Σεισμοτεκτονική σύνθεση ιστορικών και ενόργανων σεισμών στην Βόρεια Ελλάδα

Δημήτριος Κετζίτζης

Η παρούσα πτυχιακή εργασία αποτελεί μια προσπάθεια συγκέντρωσης πληροφοριών για τα σημαντικότερα ρήγματα στην Βόρεια Ελλάδα, καθώς και τη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής. Παράλληλα, γίνεται μια αναδρομή σε ιστορικούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης και τις επιπτώσεις που είχαν στο φυσικό και ανθρωπογενές περιβάλλον. Διερευνάται η πληρότητα των καταλόγων σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία με την μέθοδο Goodness-of-Fit Test (GFT) για δύο διαφορετικές περιόδους, οι οποίες είναι από το 2008-2019 και από το 1911-2014, ενώ μελετάται η χρονική κατανομή των ιστορικών και ενόργανων ισχυρών σεισμών για την περίοδο 1600-2000. Υπολογίζονται οι παράμετροι της σχέσης Gutenberg-Richter και στη συνέχεια υπολογίζονται η μέση περίοδος επανάληψης, το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος στη περιοχή, καθώς και το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να δώσει κάθε ρήγμα της περιοχής, υπολογισμένο βάσει του μήκους του.



ABSTRACT

Observations and Tectonic setting of historic and instrumentally located earthquakes in Northern Greece

Dimitrios Ketzitzis

This thesis is an attempt to gather information on the most important faults in Northern Greece, as well as to study the seismicity of the region. At the same time, there is a review of historical earthquakes that occurred in the study area and their impact on the natural and human environment. The completeness of the earthquake catalogs used in the study is investigated using the Goodness-of-Fit Test (GFT) for two different periods, from 2008-2019 and from 1911-2014, while the temporal distribution of historical and instrumental strong earthquakes is studied for the period from 1600-2000. The parameters of the Gutenberg-Richter relationship are calculated, and subsequently the mean recurrence period, the most likely maximum annual size in the area, as well as the maximum earthquake size that each fault in the area can produce, based on its length, are calculated.



Το θέμα της πτυχιακής εργασίας μου ανατέθηκε τον Νοέμβριο του 2021 από την Καθηγήτρια του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κα. Παπαδημητρίου Ελευθερία σε συνεργασία με τη Dr Μαγγίρα Ουρανία, τις οποίες ευχαριστώ ιδιαίτερα για την καθοδήγηση και τις συμβουλές τους καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας αυτής, καθώς και την υπομονή που έδειξαν απέναντί μου.

Η παρούσα πτυχιακή εργασία επιχειρεί να συλλέξει και να παρουσιάσει πληροφορίες για τα σημαντικότερα ρήγματα της Βόρειας Ελλάδας, καθώς και να μελετήσει την σεισμικότητα αυτής της περιοχής.

Οφείλω να ευχαριστήσω και πάλι τις δύο καθηγήτριες που επέβλεπαν την εργασία αυτή σε όλη την εξέλιξη της, για την ανάθεση ενός τόσο ενδιαφέροντος και σημαντικού θέματος, καθώς και για την συνεχή βοήθεια τους κατά την εκπόνηση αυτής της εργασίας.

Κεφάλαιο 1^ο: Εισαγωγή

Η Βόρεια Ελλάδα χαρακτηρίζεται από πολλά ρήγματα διαφορετικού μήκους και διαφορετικής δυναμικότητας. Χαρακτηριστικό είναι ότι ελάχιστα ρήγματα έχουν πρόσφατη ισχυρή δραστηριότητα (σεισμός Θεσσαλονίκης 1978, σεισμός Ιερισσού 1932 κ.α.), ενώ υπάρχουν και ιστορικές αναφορές από έγγραφες μαρτυρίες (σεισμός Ανατολικής Θράκης 1752, σεισμός Δράμας 1829) με εξίσου καταστροφικά αποτελέσματα. Η περιοχή μελέτης εκτείνεται από την Θράκη έως και την πόλη της Κοζάνης, όπου μελετάται η ζώνη ρηγμάτων Παλαιοχωρίου-Σερβίων-Ρυμνίου.

Αναλυτικότερα, στην εργασία αυτή θα καταγραφούν βασικές πληροφορίες και ιδιότητες των σημαντικότερων ρηγμάτων της Βόρειας Ελλάδας. Στον Πίνακα 1 αναφέρονται τα ονόματα των ρηγμάτων, οι συντεταγμένες τους, καθώς και βασικές ιδιότητες τους, οι οποίες στην συνέχεια θα αναλυθούν εκτενώς. Οι πληροφορίες του Πίνακα 1 έχουν αποκτηθεί κατά το μεγαλύτερο τμήμα τους από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, από την Ελληνική Βάση Δεδομένων των Σεισμογενών Πηγών (GreDaSS), καθώς και από το βιβλίο Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003).

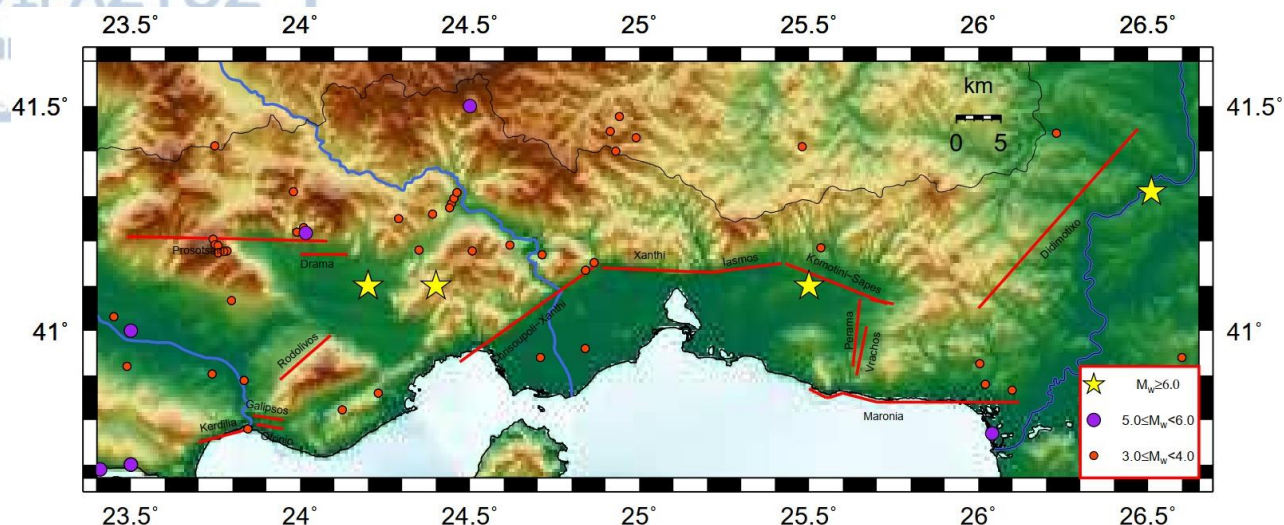
Πίνακας 1: Πληροφορίες για τα ρήγματα του βορειοελλαδικού χώρου.

Όνομα Ρήγματος	Συντεταγμένες ρήγματος		ζ(°)	θ(°)	Rake(°)	L(km)	Τύπος Ρήγματος
	φ(°)	λ(°)					
Διδυμότειχο	41.05	26.00	54	90	177	80	Παράταξης
	26.47	41.45					
Χρυσούπολη-Ξάνθη	40.93	24.47	55	50	-135	36.20	Κανονικό
	41.15	24.88					
Ξάνθη-Ίασμος	41.14	24.89	90	50	-135	27	Κανονικό
	41.13	25.21					
Ίασμος-Κομοτηνή	41.13	25.21	75	80	-135	16	Κανονικό
	41.15	25.42					
Κομοτηνή-Σάπες	41.15	25.43	98	53	-135	36.20	Κανονικό
	41.06	25.73					
Μαρώνεια-Αλεξανδρούπολη	40.87	25.50	90	60	-80	35	Κανονικό
	40.84	26.12					
Δράμα	41.17	24.00	90	75	-85	13	Κανονικό
	41.17	24.14					
Προσοτσάνη	41.21	23.49	95	55	-85	27	Κανονικό
	41.20	24.08					
Οφρύνιο	40.80	23.87	94	60	-90	6.5	Κανονικό
	40.79	23.95					

Γαληψός	40.81	23.86	95	60	-90	8.5	Κανονικό
	40.80	23.95					
Σέρρες-Νέα Ζίχνη	41.05	23.30	100	65	-90	30	Κανονικό
	41.00	23.48					
Καστανούσσα	41.30	22.84	90	65	-90	21	Κανονικό
	41.30	22.96					
Πορόια-Πετρίτσι	41.28	23.00	90	60	-90	24	Κανονικό
	41.28	23.32					
Στρατόνι	40.55	23.70	95	65	-80	25	Κανονικό
	40.52	23.88					
Βαρβάρα	40.57	23.65	124	65	-70	6.5	Κανονικό
	40.53	23.71					
Γομάτι	40.47	23.65	130	65	-50	15.5	Κανονικό
	40.37	23.83					
Σιγγιτικός Κόλπος	40.38	23.57	110	60	-60	30	Κανονικό
	40.28	24.25					
Βουρβουρού	40.20	23.70	283	65	-100	27	Κανονικό
	40.37	23.83					
Σοχός	40.81	23.29	82	70	-100	9	Κανονικό
	40.82	23.39					
Μαυρούδα	40.81	23.42	74	70	-105	9	Κανονικό
	40.83	23.48					
Απολλωνία	40.65	23.37	286	65	-80	20.5	Κανονικό
	40.61	23.60					
Γερακαρού	40.65	23.11	272	50	-90	22.5	Κανονικό
	40.65	23.37					
Λαγκαδάς	40.74	22.97	314	50	-45	16	Κανονικό
	40.65	23.09					
Ασβεστοχώρι	40.67	24.94	300	65	-75	10	Κανονικό
	40.62	23.06					
Πυλαία-Πανόραμα	40.60	22.94	280	70	-90	12	Κανονικό
	40.59	23.07					
Αγχίαλος-Ν.Μεσημβρία	40.70	22.72	92	60	-90	8	Κανονικό
	40.70	22.82					
Αγγελοχώρι	40.50	22.81	272	60	-90	30	Κανονικό
	40.49	23.02					
Σουρωτή	40.49	23.02	285	60	-80	20	Κανονικό
	40.45	23.20					
Βόρεια Πιερία	40.47	22.38	250	60	-90	20	Κανονικό
	40.50	22.50					
Πόζαρ	40.95	21.90	60	65	-75	8	Κανονικό
	40.99	21.98					
Προμαχώνας	41.00	21.96	67	65	-90	18.2	Κανονικό
	41.05	22.16					
Αετοχώρι	41.09	22.17	65	65	-90	12	Κανονικό
	41.12	22.28					
Νότια Αλμωπία	40.81	22.14	60	55	-105	20	Κανονικό
	40.84	22.36					
Γουμένισσα	40.89	22.41	54	55	-103	14	Κανονικό
	40.99	22.52					
Νυμφαίο	40.37	21.32	56	60	-100	13	Κανονικό
	40.40	21.39					
Πετρών	40.71	21.65	38	60	-120	8.5	Κανονικό

	40.79	21.72					
Προάστιο	40.48	21.64	223	65	-95	10	Κανονικό
	40.53	21.70					
	40.58	21.76					
Μεσοβούνι	40.58	21.76	211	65	-105	10	Κανονικό
	40.72	21.87					
Χειμαδίτιδα	40.56	21.52	233	70	-100	12	Κανονικό
	40.62	21.59					
Πέρδικα	40.54	21.58	223	70	-100	12	Κανονικό
	40.56	21.63					
Περαία	40.70	21.79	27	70	-110	14	Κανονικό
	40.75	21.84					
Παλαιοχώρι	40.00	21.58	246	55	-105	21	Κανονικό
	40.08	21.80					
Ρύμνιο	40.09	21.81	231	55	-85	13	Κανονικό
	40.16	21.93					
Σέρβια	40.16	21.94	228	60	-80	15	Κανονικό
	40.25	22.10					

Για πρακτικούς λόγους η περιοχή χωρίσθηκε σε τρεις επιμέρους περιοχές: την ανατολική Μακεδονία και Θράκη, την κεντρική Μακεδονία και την δυτική Μακεδονία. Στο Σχήμα 1 χαρτογραφούνται τα κυριότερα ρήγματα της περιοχής της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, τα οποία είναι τα εξής: το ρήγμα του Διδυμότειχου, η ζώνη ρήγματος Καβάλας-Ξάνθης-Κομοτηνής, η ζώνη ρήγματος Μαρώνειας-Αλεξανδρούπολης, η ζώνη ρήγματος Δράμας-Προσοτσάνης και η ζώνη ρήγματος Οφρύνιου-Γαληψού. Η περιοχή της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης παρουσιάζει την χαμηλότερη πρόσφατη σεισμικότητα σε σχέση με τις άλλες δύο περιοχές. Παρόλα αυτά, έχουν καταγραφεί από ιστορικές πηγές ισχυροί σεισμοί, όπως το 1752 στο Διδυμότειχο ($M=7.5$), το 1784 στην Κομοτηνή ($M=6.7$), το 1829 στην Δράμα ($M=7.3$), ενώ ο πιο πρόσφατος ισχυρός σεισμός στην περιοχή ήταν και πάλι στην Δράμα το 1867 ($M \approx 6.0$). Στο Σχήμα 1 χαρτογραφούνται επίσης οι σεισμοί που έχουν καταγραφεί, είτε ενόργανοι είτε ιστορικοί, στην περιοχή της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης για την περίοδο 1600-2019, όπου με κίτρινα αστέρια αναφέρονται οι τέσσερις ισχυροί σεισμοί που αναφέρθηκαν.



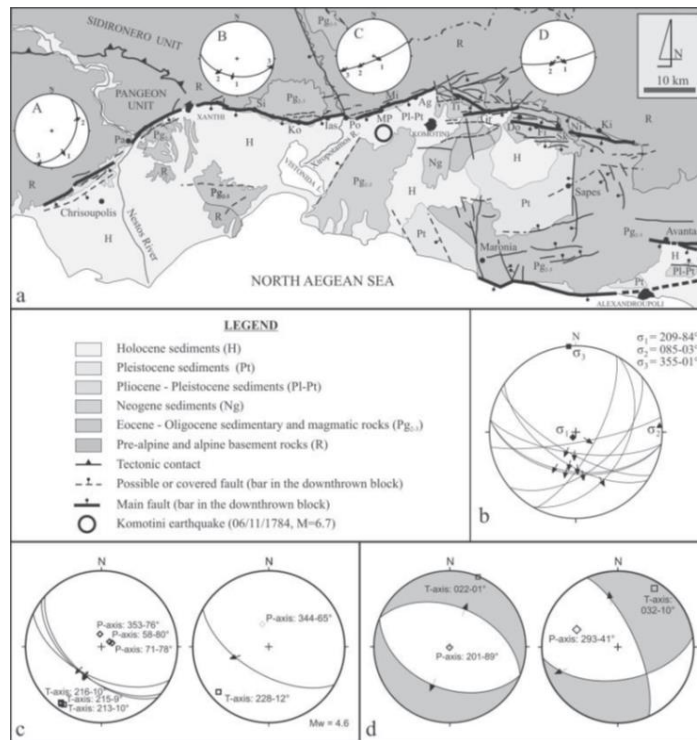
Σχήμα 1: Χάρτης της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης με τα σημαντικότερα ρήγματα της περιοχής και τους σεισμούς για την περίοδο 1600-2019.

Η ζώνη ρηγμάτων Καβάλας-Ξάνθης Κομοτηνής αποτελεί την μεγαλύτερη ζώνη στην Ανατολική Μακεδονία-Θράκη με περίπου παράταξη Ανατολής-Δύσης και με μήκος μεγαλύτερο από 120 χιλιόμετρα, η οποία διέρχεται από τις πόλεις της Καβάλας, Ξάνθης και Κομοτηνής (Mountrakis et al., 2004, Mountrakis et al., 2006, Caputo et al., 2012, Gkarlaouni et al., 2007, Roumelioti et al., 2017). Η ζώνη διακρίνεται σε 4 ρήγματα που είναι τα εξής:

Ρήγμα Χρυσούπολης-Ξάνθης. Έχει μήκος 36 χιλιόμετρα και παράταξη ΒΑ-ΝΔ, διερχόμενο από τις πλαγιές του όρους Λεκάνη, μεταξύ της ακτογραμμής ανατολικά της Καβάλας και της Ξάνθης. Το ρήγμα κλίνει με μέτριες γωνίες προς τα ΝΑ, ενώ έχει επιφανειακή εμφάνιση στο χωριό Παράδεισος (Mountrakis et al., 2006, Mountrakis et al., 2004). Στην επιφάνεια του ρήγματος καταγράφονται τρεις γενιές γραμμών ολίσθησης, με τις παλαιότερες γραμμές (Α1 και Α2) να υποδεικνύουν δεξιόστροφη κίνηση με ίχνη διάτμησης, ενώ η νεότερη Α3 δείχνει μια ΒΒΔ-ΝΝΑ εφελκυστική ολίσθηση (Σχήμα 2α).

Ρήγμα Ξάνθης-Ιασμού. Το τμήμα αυτό έχει μήκος 27 χιλιόμετρα και παράταξη ΔΒΔ-ΑΝΑ έως Α-Δ. Ο ισχυρότερος σεισμός που μπορεί να δώσει ορίζεται στο $M_w=6.6$, ενώ θεωρείται ότι έδωσε τον σεισμό στις 11 Απριλίου 1829, σύμφωνα με τους Caputo et al. (2012), χωρίς όμως να έχει αποσαφηνιστεί το μέγεθος του. Το ρήγμα αυτό διέρχεται από την πόλη της Ξάνθης στα ανατολικά του χωριού Ίασμου και καταλήγει σε ένα

ευθύγραμμο ΒΒΔ-ΝΝΑ ίχνος ρήγματος κατά μήκος του ρέματος του Ξηροποτάμου. Οι γραμμώσεις ολίσθησης κατά μήκος αυτού του τμήματος υποδεικνύουν διαδοχικές κινήσεις παράταξης, με μια αρχική πλάγιο-αριστερόστροφη κανονική κίνηση (B1), μία πλάγιο-δεξιόστροφη κανονική κίνηση (B2) και μία πιθανή εξ ολοκλήρου αριστερόστροφη κίνηση παράταξης (B3) (Σχήμα 2a).



Σχήμα 2:(a) Στερεογραφικές προβολές στο χάρτη δείχνουν τις κύριες κινήσεις των τμημάτων της ζώνης ρήγματος, με το 1, 2, 3, να είναι η σειρά από τις παλαιότερες προς τις νεότερες κινήσεις.. Pa, Paradisos; Si, Simantra; Ko, Koptero; Ias, Iasmos; Po, Polianthos; MP, Mega Piston; Mi, Mischos; Ag, Agiasma; Ti, Tichiro; Gr, Gratini; Do, Dokos; Fi, Fillira; Sk, Skaloma; Ni, Nikites; Ki, Kinira. (b) Το σύγχρονο καθεστώς τάσης, όπως ορίζεται από την τελευταία κανονική κίνηση κατά μήκος της ζώνης ρηγμάτων Καβάλας–Ξάνθης–Κομοτηνής, με το πρόγραμμα του Duyster (1999). (c) Στερεογραφική προβολή της τελευταίας κίνηση της ζώνης ρηγμάτων Μαρώνειας–Αλεξανδρούπολης και του ρήγματος Άβαντας.(d) Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών πιο κοντά στη ζώνη του ρήγματος. Η τελευταία κίνηση της ζώνης ρήγματος αντιστοιχεί καλά σε αυτή που ορίζεται από τους μηχανισμούς γένεσης και υποδεικνύει έναν άξονα επέκτασης (T) NNE–SSW σε NE–SW (Mountrakis et al., 2006).

Ρήγμα Ιάσμου-Κομοτηνής. Έχει μήκος 16 χιλιόμετρα με παράταξη ABA-ΔNΔ και περιλαμβάνει δύο παράλληλα ρήγματα επικάλυψης, το Πολύανθος-Μέγα Πιστών και το Μέγα Πιστών-Αγίασμα, τα οποία έχουν μήκος 4 και 12 χιλιόμετρα, αντίστοιχα. Το τμήμα του Ιάσμου-Κομοτηνής χαρακτηρίζεται από πολλαπλές επαναδραστηριοποιήσεις, οι οποίες αποκαλύπτουν γραμμώσεις ολίσθησης πλάγιο-δεξιόστροφης κίνησης παράταξης (C3) που επικαλύπτονται από νεότερες που υποδεικνύουν κανονικές επαναδραστηριοποιήσεις (C2, C1) (Σχήμα 2a). Στο άνω τέμαχος του τμήματος Πολύανθος-Μέγα Πιστών ένα ευθύγραμμο ρήγμα μήκους περίπου λίγων δεκάδων μέτρων και κατακόρυφης μετατόπισης μικρότερη από ένα μέτρο έχει βρεθεί μέσα στα Πλειο-Πλειστοκαινικά λατυποπαγή.

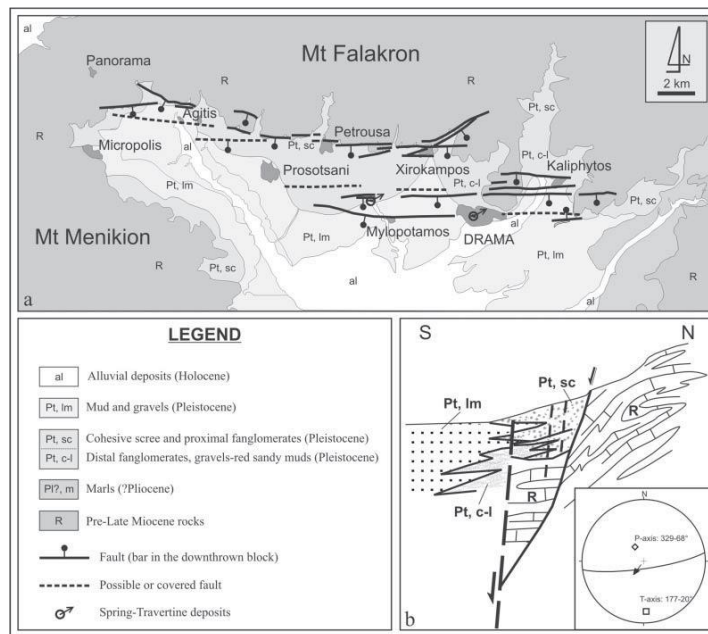
Ρήγμα Κομοτηνής-Σαπών. Έχει μήκος 36 χιλιόμετρα με παράταξη ΔBΔ-ANA έως A-Δ και αποτελείται από συνθετικά κανονικά ρήγματα μήκους μικρότερου των 8 χιλιομέτρων, με κλίση προς τα NΔ. Τα κινηματικά στοιχεία αυτού του ρήγματος χαρακτηρίζονται από μία πλάγιο-δεξιόστροφη (D2) και μία πλάγιο-αριστερόστροφη (D1) κανονική ολίσθηση που προκαλούν έναν BBA-NNΔ και έναν B-N εφελκυσμό αντίστοιχα (Σχήμα 2a).

Έχοντας υπόψιν τα πρόσφατα κινηματικά στοιχεία της ζώνης ρηγμάτων Καβάλας-Ξάνθης-Κομοτηνής, οι τελευταίες γραμμώσεις ολίσθησης που καταγράφηκαν κατά μήκος των διάφορων προσανατολισμένων τμημάτων ρηγμάτων σχετίζονται με κανονικές επαναδραστηριοποιήσεις και προσδιορίζουν ένα ελλειψοειδές τάσης, όπου ο μικρότερος κύριος άξονας (σ_3) είναι προσανατολισμένος σχεδόν B-N (Σχήμα 2b). Χρησιμοποιώντας την σχέση μήκους-μεγέθους του Παπαζάχου (1989) $\log L = 0.51 M - 1.85$, υπολογίζεται ότι το πιο αναμενόμενο μέγιστο μέγεθος σεισμού είναι ίσο με $M=5.6$ (Mountrakis et al., 2004).

Η ζώνη ρήγματος Μαρώνειας-Αλεξανδρούπολης έχει μήκος 35 χιλιόμετρα και παράταξη A-Δ και εκτείνεται παράλληλα στην ακτογραμμή από την Μαρώνεια έως την Αλεξανδρούπολη. Η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή αυτή είναι αρκετά περιορισμένη, με τον τελευταίο σημαντικό σεισμό να γίνεται στις 27 Ιουνίου 2004 στην περιοχή των Λουτρών Αλεξανδρούπολης μεγέθους 5.1, ενώ οι μετασεισμοί που ακολούθησαν είχαν μέγεθος από 2.5 έως 4.5. Ακόμα ένας κοντινός σεισμός ($M=4.6$,

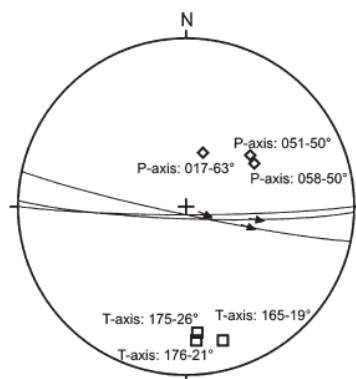
25.60°N, 40.69°E) που έγινε στο άνω τέμαχος του ρήγματος στις 5 Μαρτίου 2002, βρίσκεται στο Θρακικό πέλαγος, μεταξύ της ακτής και της Σαμοθράκη. Ο μηχανισμός γένεσης του επιβεβαιώνει την υπόθεση ότι πρόκειται για ενεργό ρήγμα (Σχήμα 2c και d). Παρόμοιο συμπέρασμα βγαίνει και από τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού μεγέθους $M=5.1$ που έγινε στις 27 Ιουνίου 2004 (Mountrakis et al., 2006, Caputo et al., 2012).

Η ζώνη ρήγματος Δράμας-Προσοτσάνης έχει μήκος 40 χιλιόμετρα και παράταξη Α-Δ και βρίσκεται νότια του όρους Φαλακρού. Πρόκειται για ένα δεξιόστροφο ρήγμα παράταξης, με το επιφανειακό του ίχνος να καλύπτεται από αλλουβιακές αποθέσεις. Τα κινηματικά στοιχεία της ζώνης ρήγματος Δράμας-Προσοτσάνης, όπως αυτή καθορίζεται από τις τελευταίες γραμμώσεις ολίσθησης (Σχήμα 3b), συμφωνούν με ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων με προσανατολισμό Β-N (άξονας εφελκυσμού $T=162^\circ 12'$) από τον μηχανισμό γένεσης για τον σεισμό που έγινε κοντά στον Βόλακα μεγέθους $M=5.5$ στις 9 Νοεμβρίου 1985. Ακόμα ένας σεισμός έγινε στις 5 Μαΐου 1829 με μέγεθος $M=7.3$ στην πόλη της Δράμας, αλλά υπάρχει αμφιβολία για το αν πράγματι συνδέεται με αυτό το ρήγμα, διότι όπως υπολογίζεται το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει η ζώνη είναι έως $M=7.0$ (Mountrakis et al., 2006, Gkarlaouni et al., 2007, Caputo et al., 2012,)



Σχήμα 3:(α) Γενικευμένος γεωλογικός-τεκτονικός χάρτης και (β) σχηματική τομή και στερεογραφική προβολή του τελευταίου σεισμού και των καθορισμένων αξόνων P,T στη ζώνη ρήγματος Δράμας-Προσοτσάνης (Mountrakis et al., 2006).

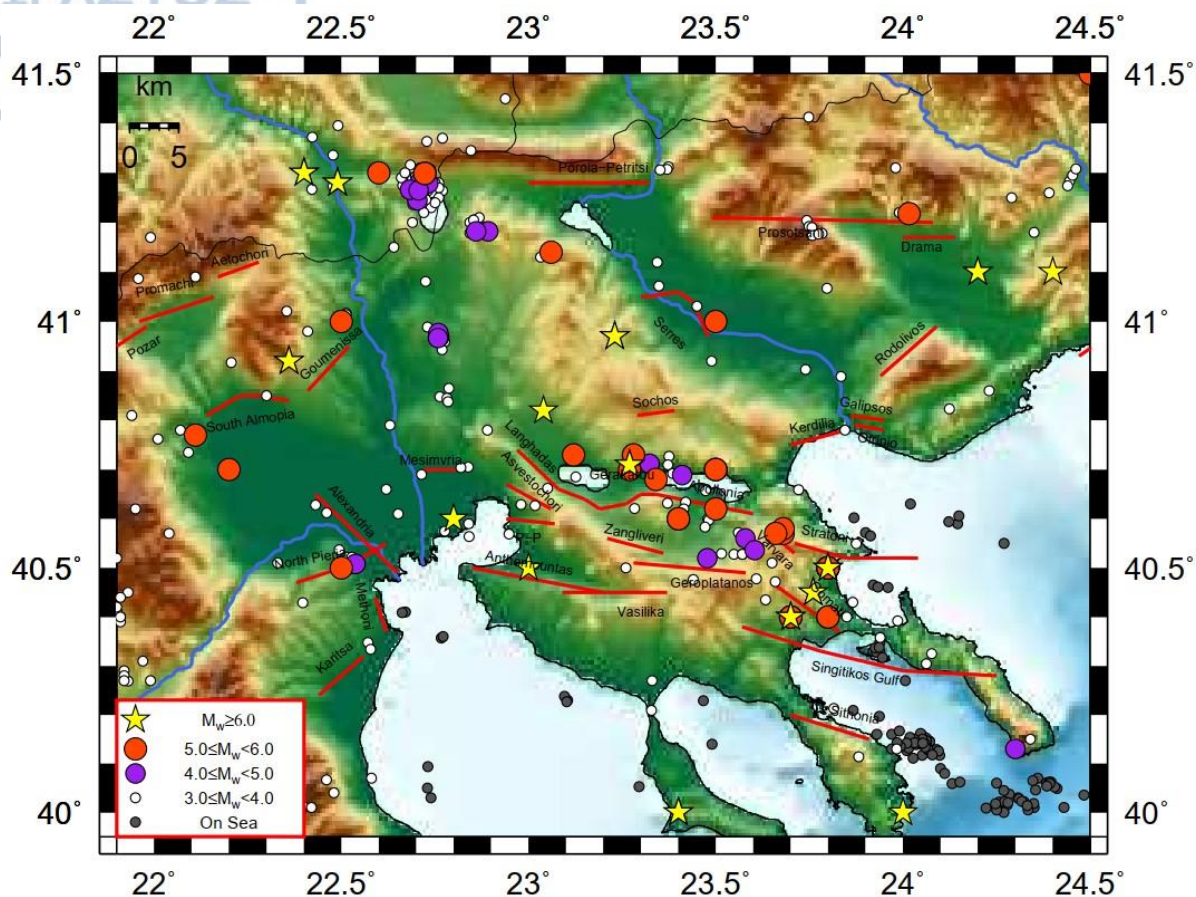
Η ζώνη ρήγματος Οφρυνίου-Γαληψού έχει μήκος 15 χιλιόμετρα και παράταξη περίπου ΒΔ-ΝΑ. Τα δεδομένα ολίσθησης κατά μήκος της ζώνης υποδεικνύουν τον άξονα εφελκυσμού (T) να έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και τον άξονα συμπίεσης (P) σχεδόν κατακόρυφο, σύμφωνα με τους Mountrakis et al. (2006) (Σχήμα 4).



Σχήμα 4: Στερεογραφική προβολή της τελευταίας κίνησης κατά μήκος της ζώνης ρήγματος Οφρυνίου-Γαληψού και οι κινηματικοί άξονες T,P (Mountrakis et al., 2006).

Η περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας έχει ρήγματα που μοιάζουν με εκείνα της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, με παρατάξεις που ποικίλλουν από ΔΒΔ-ΑΝΑ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ, με ορισμένα ρήγματα να έχουν ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Στο Σχήμα 5 χαρτογραφούνται τα ρήγματα της Κεντρικής Μακεδονίας και οι σεισμοί για την περίοδο 1600-2019. Τα σημαντικότερα ρήγματα είναι των Κερδυλλίων, του Στρατωνίου, του Γοματίου, του Σιγγιτικού Κόλπου, της Σιθωνίας, της Βαρβάρας, του Γεροπλάτανου, των Βασιλικών, του Ανθεμούντα, της Μυγδονίας, της Πυλαίας-Πανοράματος (στο σχήμα P-P), του Ασβεστοχωρίου, του Σοχού, των Σερρών, των Ποροΐων-Πετριτίου, της Γουμένισσας, της Μεσημβρίας, του Αετοχωρίου, του Προμαχώνα, του Πόζαρ, της Νότιας Αλμωπίας και της Βόρειας Πιερίας.

Τα ρήγματα στη χερσόνησο της Χαλκιδικής διακρίνονται σε δύο συστήματα ρηγμάτων, με το ανατολικό να κλίνει προς τα ΝΝΔ, ενώ το δυτικό προς τα ΒΒΑ. Το ανατολικό σύστημα αποτελείται από τα ρήγματα Στρατωνίου-Βαρβάρας, Γοματίου και Βουρβουρούς, ενώ το δυτικό σύστημα περιλαμβάνει τα ρήγματα Σοχού-Μαυρούδας, Μυγδονίας, Ασβεστοχωρίου, Πυλαίας-Πανοράματος και Ανθεμούντα.

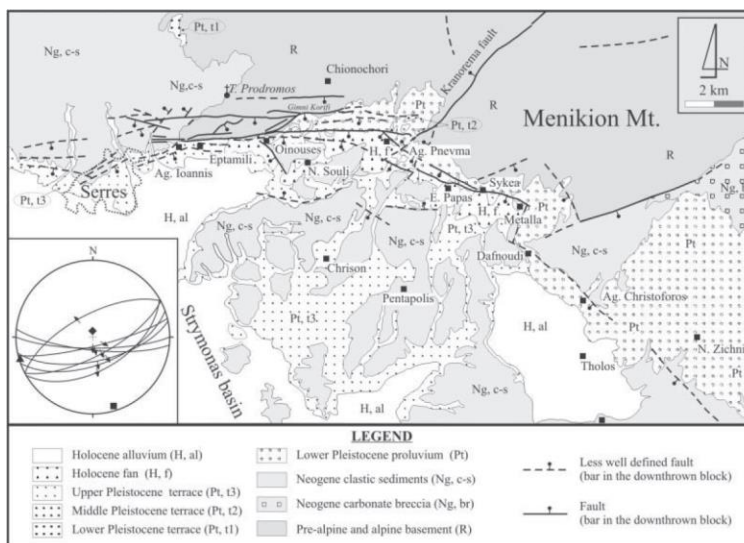


Σχήμα 5: Χάρτης με τα σημαντικότερα ρήγματα της Κεντρικής Μακεδονίας και τους σεισμούς για την περίοδο 1600-2019.

Η ζώνη ρηγμάτων Σερρών-Νέας Ζίχνης έχει μήκος 30 χιλιόμετρα και διακρίνεται σε τέσσερα κύρια ρήγματα και είναι το ρήγμα Σερρών, το ρήγμα Επτάμυλοι-Άγιο Πνεύμα, το ρήγμα Άγιο Πνεύμα-Μεταλλά και το ρήγμα Δαφνουδίου-Νέας Ζίχνης (Σχήμα 6). Το πρώτο έχει παράταξη από ΑΒΑ-ΔΝΔ έως Α-Δ και έχει 6.5 χιλιόμετρα, το δεύτερο έχει παράταξη Α-Δ και μήκος 10 χιλιόμετρα, το τρίτο έχει παράταξη από ΔΒΔ-ΑΝΑ έως ΒΑ-ΝΔ και μήκος 6.5 χιλιόμετρα, ενώ το τελευταίο τμήμα έχει μήκος 7 χιλιόμετρα με παράταξη ΒΔ-ΝΑ (Mountrakis et al., 2004, Caputo et al., 2012).

Δυτικότερα βρίσκεται η ζώνη ρηγμάτων της Κερκίνης, με μήκος 45 χιλιόμετρα και παράταξη Α-Δ. Οι Mountrakis et al. (2006) διαχώρισαν αυτή την ζώνη ρηγμάτων σε δύο κύρια ρήγματα, το ρήγμα Ποροΐων-Πετριτίσιου και της Καστανούσσας, από τα ανατολικά προς τα δυτικά αντίστοιχα. Το ρήγμα της Καστανούσσας έχει μήκος 21

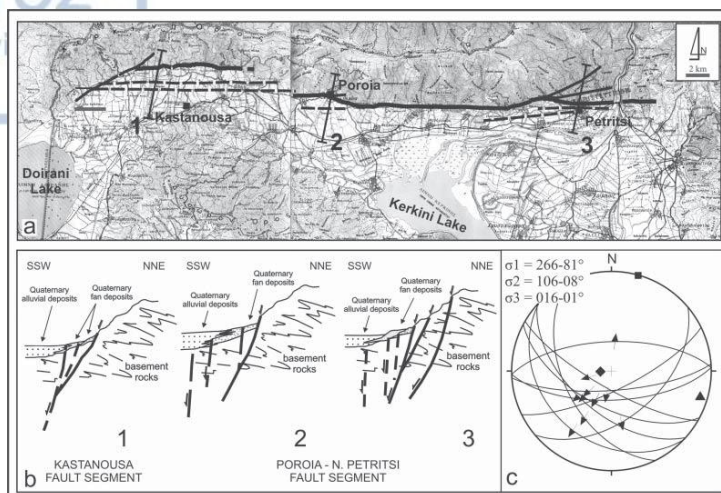
χιλιόμετρα και διακρίνονται δύο σκέλη, εκ των οποίων το νοτιότερο να αποτελεί την δυτική επέκταση του τμήματος Ποροΐα-Πετρίτσι (Σχήμα 7).



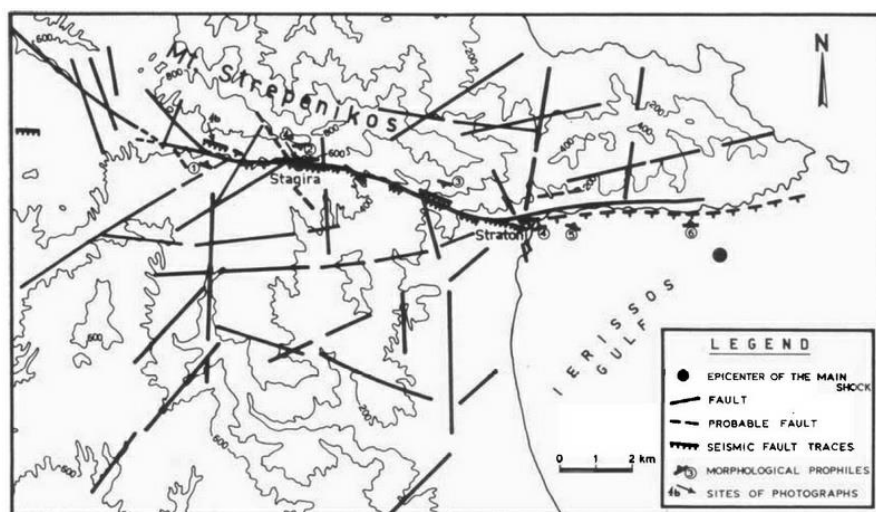
Σχήμα 6: Γεωλογικός-τεκτονικός χάρτης της ζώνης ρηγμάτων των Σερρών (SFZ). Τα γεωλογικά όρια προέρχονται από τους γεωλογικούς χάρτες των Σερρών (ΙΓΜΕ 1980) και Προσοτσάνης (ΙΓΜΕ 1988) (Tranos & Mountrakis 2004).

Το ρήγμα Ποροΐων-Πετρίτσιου έχει μήκος 24 χιλιόμετρα και παράταξη Α-Δ, όπως και το προηγούμενο. Τα κινηματικά στοιχεία της ζώνης ρηγμάτων είναι καλά προσδιορισμένα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 7c ορίζοντας ένα ΒΒΑ-ΝΝΔ εφελκυστικό πεδίο. Επίσης πρέπει να επισημανθεί ότι δεν έχει καταγραφεί κάποια πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος των ρηγμάτων, ούτε κανέναν ισχυρό ιστορικό σεισμό. Χρησιμοποιώντας την εμπειρική σχέση του Παπαζάχου (1989), το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος είναι ίσο με 6.5.

Στην Χαλκιδική, υπάρχουν τα ρήγματα του Στρατωνίου και της Βαρβάρας, με το πρώτο να έχει παράταξη Α-Δ και μήκος 25 χιλιόμετρα (Σχήμα 8), ενώ το δεύτερο αποτελεί την ΒΔ προέκταση του Στρατωνίου, με μήκος 6.5 χιλιόμετρα και παράταξη ΔΒΔ-ΑΝΑ (Mountrakis et al., 2006, Caputo et al., 2012). Το ενιαίο ρήγμα Στρατωνίου-Βαρβάρας συνδέεται με το σεισμό του 1932 μεγέθους $M_s=7.0$ (Papazachos & Papazachou, 2003), ο οποίος ισοπέδωσε την πόλη της Ιερισσού.



Σχήμα 7:(a) Λεπτομερής χαρτογράφηση της ζώνης ρήγματος της Κερκίνης. Η συνεχόμενη έντονη γραμμή ακολουθεί το όριο του ρήγματος, ενώ οι διακεκομμένες γραμμές υποδεικνύουν καλυμμένα ή λιγότερο προσδιορισμένα-μελετημένα ρήγματα. (b) Σχηματικές τομές από διάφορα μέρη της ζώνης ρήγματος. (c) Στερεογραφική προβολή της τελευταίας κίνησης της ζώνης ρήγματος όπως καταγράφηκε στα διάφορα τμήματα του ρήγματος και οι υπολογισμένοι άξονες τάσης, όπως προσδιορίστηκαν χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα του Duyster (1999) (Mountrakis et al., 2006).



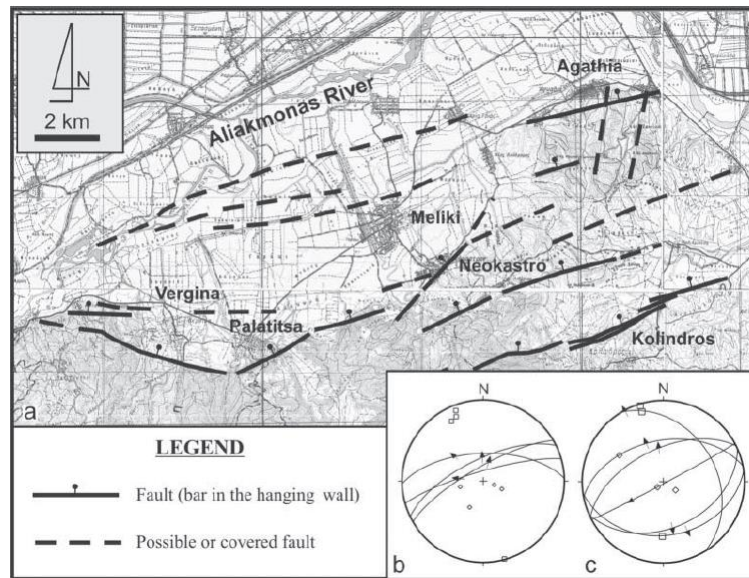
Σχήμα 8: Τεκτονικός χάρτης της νοτιοανατολικής χερσονήσου της Χαλκιδικής (περιοχή Ιερισσού-Στρατωνίου) δείχνοντας την κύρια σεισμική διάρρηξη από τον σεισμό του 1932, καθώς και γενικότερα την επιφάνεια του ρήγματος (παχιές γραμμές) (από Pavlides & Tranos., 1991).

Τα ρήγματα Γοματίου, Σιγγιτικού Κόλπου και Βουρβουρούς (ή Σιθωνίας) έχουν μήκος 15.5, 30 και 27 χιλιόμετρα, αντίστοιχα, με παρόμοια παράταξη ΒΔ-ΝΑ (Σχήμα 8). Σημειώνεται ότι κανένα ρήγμα δεν έχει δώσει κάποιον ισχυρό ιστορικό σεισμό, ενώ το μέγιστο μέγεθος που αναμένονται να δώσουν αν ενεργοποιηθούν συνολικά δεν ξεπερνάει το 6.5 (Chatzipetros et al., 2005, Mountrakis et al., 2006, Caputo et al., 2012).

Ίσως η σημαντικότερη ζώνη ρήγματος της Κεντρικής Μακεδονίας είναι αυτή της Μυγδονίας με συνολικό μήκος 69 χιλιόμετρα. Ο πιο πρόσφατος ισχυρός σεισμός ήταν στις 20 Ιουνίου 1978 μεγέθους $M_w=6.5$. Η ζώνη αυτή διακρίνεται σε τρία ρήγματα, στο ρήγμα της Απολλωνίας, της Γερακαρούς και του Λαγκαδά. Το πρώτο αποτελεί το ανατολικό τμήμα της ζώνης με μήκος 20.5 χιλιόμετρα και συνορεύει με της Γερακαρούς στα δυτικά. Το ρήγμα της Γερακαρούς αποτελεί το κεντρικό τμήμα της ζώνης και είναι εκείνο που έδωσε τον σεισμό του 1978, ενώ είχε προηγηθεί και ένας προσεισμός στις 23 Μαΐου ($M_w=5.8$). Το συνολικό μήκος του υπολογίζεται στα 22.5 χιλιόμετρα. Σημειώνεται ότι βάση τους Chatzipetros et al. (2004) και του καταλόγου των Papazachos και Papazachou, (2003) συνδέεται με άλλους δύο ιστορικούς σεισμούς, έναν το 660π.Χ και έναν το 1430. Το τελευταίο και δυτικότερο τμήμα της ζώνης, το ρήγμα του Λαγκαδά έχει μήκος περίπου 16 χιλιόμετρα και επικρατεί η άποψη ότι ο σεισμός στην Άσσηρο στις 5 Ιουλίου 1902 μεγέθους $M=6.5$ σχετίζεται με το ρήγμα αυτό. Με βάση την έρευνα των Tranos et al. (2003) θεωρείται ότι το ρήγμα αυτό είναι πλέον ανενεργό.

Μέσα στην πόλη της Θεσσαλονίκης υπάρχουν τα ρήγματα του Ασβεστοχωρίου και της Πυλαίας-Πανοράματος. Το πρώτο έχει μήκος 10 χιλιόμετρα και παράταξη ΒΔ-ΝΑ, ενώ είναι πιθανόν να αποτελεί προέκταση του ρήγματος του Λαγκαδά. Από πολλούς συγγραφείς το ρήγμα θεωρείται πιθανό ενεργό (Zervoudou, 2010) ή ανίκανο να παράγει καταστροφικούς σεισμούς (Hatzidimitriou et al., 1991). Ακόμα υπάρχει η άποψη (Tranos et al., 2003; Paradisopoulou et al., 2006) ότι το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου μαζί με το υποπαράλληλο ρήγμα της Πυλαίας-Πανοράματος συγχωνεύονται σε βάθος με την ζώνη ρήγματος του Ανθεμούντα, με το ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος να έχει μήκος 12 χιλιόμετρα και παράταξη ΒΔ-ΝΑ. Όσον αφορά το ρήγμα του Ανθεμούντα, έχει μήκος 50 χιλιόμετρα και παράταξη σχεδόν Α-Δ, ενώ είναι πιθανόν να εκτείνεται μέσα στο Θερμαϊκό Κόλπο και να ενώνεται με την ζώνη της Βόρειας Πιερίας.

Δυτικότερα, υπάρχει η ζώνη ρήγματος της Βόρειας Πιερίας με παράταξη ΑΒΑ-ΔΝΔ. Πρόκειται για μια ζώνη πολλών ρηγμάτων με συνολικό μήκος 20 χιλιομέτρων με κλίση προς τα βόρεια. Τα σημαντικότερα είναι το ρήγμα Βεργίνας-Παλάτιτσας με μήκος 10 χιλιόμετρα και τα ρήγματα Νεοκάστρου και Κολινδρού (Mountrakis et al., 2006), τα οποία φαίνονται στο Σχήμα 9.



Σχήμα 9:(α) Χάρτης ρηγμάτων της ζώνης της Βόρειας Πιερίας, (b,c) Στερεογραφικές προβολές των τελευταίων κινήσεων της ζώνης (b) οι μηχανισμοί γένεση που καταγράφηκαν κατά την διάρκεια αυτής της κίνησης (c) με ρόμβους οι άξονες συμπίεσης (P) και με τετράγωνα οι άξονες εφελκυσμού (T) (Mountrakis et al., 2006).

Βορειότερα, υπάρχουν δύο ζώνες ρηγμάτων, της Βόρειας και της Νότιας Αλμωπίας. Η πρώτη διακρίνεται σε τρία τμήματα, το ρήγμα του Πόζαρ, του Προμαχώνα και του Αετοχωρίου με 10-15 χιλιόμετρα μήκος το καθένα και κλίση προς τα νότια (Mountrakis et al., 2006, Caputo et al., 2012). Το κάθε τμήμα υπολογίζεται ότι μπορεί να δώσει μέγιστο μέγεθος 6.1, 6.3 και 5.9, αντίστοιχα, ενώ στο δυσμενές σενάριο της ταυτόχρονης ενεργοποίησης τους υπολογίζεται ότι μπορεί να δώσει σεισμό με μέγεθος 6.6, σύμφωνα με τις σχέσεις των Wells και Coppersmith (1994). Όσον αφορά την ζώνη της Νότιας Αλμωπίας, αυτή έχει μήκος 20 χιλιόμετρα και ρήγματα με γενική παράταξη ΑΒΑ-ΔΝΔ. Η ζώνη θεωρείται ενεργή λόγω του προσανατολισμού της σε σχέση με το γενικό εφελκυστικό πεδίο των τάσεων. Με την θεώρηση της πιθανής

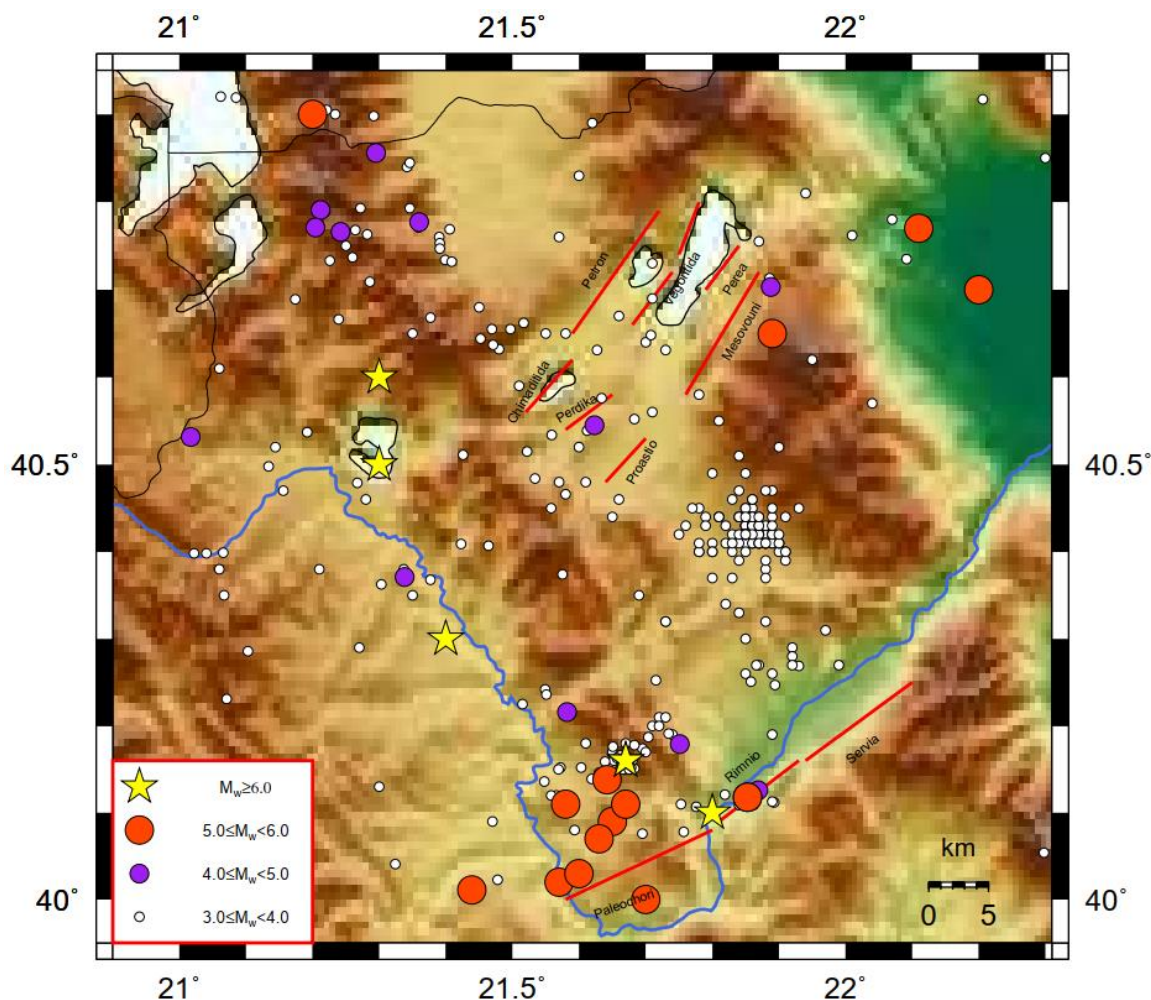
επαναδραστηριοποίησης ολόκληρης της ζώνης, αναμένεται ένα μέγεθος σεισμού 6.3 (βασισμένο στις εμπειρικές σχέσεις των Wells και Coppersmith 1994).

Τα σημαντικότερα ρήγματα της Κεντρικής Μακεδονίας συμπληρώνει το ρήγμα της Γουμένισσας, όπου έχει μήκος περίπου 14 χιλιόμετρα και παράταξη BA-NΔ. Οι περισσότερες πληροφορίες για το ρήγμα προέρχονται από τον σεισμό στις 21 Δεκεμβρίου 1990 (Σχήμα 20) με μέγεθος $M_s=6.0$ (Panagiotopoulos et al., 1993). Η χωρική κατανομή των μετασεισμών, ο μηχανισμός γένεσης και ο χάρτης των ισόσειστων καμπυλών του κύριου σεισμού, έδειξαν ότι το κύριο σεισμογενές ρήγμα είναι κανονικό ρήγμα με διεύθυνση $N54^\circ E$, το οποίο βυθίζεται προς το Νότο. Ακόμα, ένας ιστορικός σεισμός τον Οκτώβριο του 1395 έχει καταγραφεί σε εκείνη την περιοχή, με πιθανό μέγεθος 6.7 (Papazachos & Papazachou, 2003), χωρίς ωστόσο να είναι σίγουρο αν προήλθε από το ρήγμα της Γουμένισσας ή της Νότιας Αλμωπίας.

Η τρίτη και τελευταία περιοχή μελέτης είναι η Δυτική Μακεδονία. Η διάταξη των ρηγμάτων είναι διαφορετική σε σχέση με τις δύο προηγούμενες περιοχές, με τα ρήγματα αυτής της περιοχής να έχουν παράταξη από BA-NΔ έως ABA-ΔΝΔ. Τα σημαντικότερα ρήγματα της Δυτικής Μακεδονίας είναι της Βεγορίτιδας, των Πετρών, του Μεσοβουνίου, της Χειμαδίτιδας, της Πέρδικας, του Προαστίου και η ζώνη ρήματος του Αλιάκμονα. Στο σχήμα 10 φαίνονται τα παραπάνω ρήγματα και οι σεισμοί για την περίοδο 1600-2019.

Η πρώτη μεγάλη ζώνη ρημάτων της περιοχής είναι της Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας, με μήκος 50 χιλιομέτρων. Διακρίνεται σε δύο κύρια ρήματα, του Νυμφαίου-Ξινού Νερού-Πετρών και του Προαστίου-Κομνηνών-Μεσοβουνίου (Goldsworthy et al., 2002, Mountrakis et al., 2006, Caputo et al., 2012). Το πρώτο ρήγμα έχει μήκος 25 χιλιόμετρα με παράταξη BA-NΔ, με το τμήμα των Πετρών να έχει το μεγαλύτερο μήκος περίπου 9 χιλιόμετρα. Το ρήγμα αυτό θεωρείται ότι μπορεί να δώσει σεισμό μεγέθους μέχρι $M=6.3$. Το ρήγμα Προαστίου-Κομνηνών-Μεσοβουνίου έχει επίσης μήκος 25 χιλιόμετρα, με το ρήγμα του Προαστίου να έχει μήκος 10 χιλιόμετρα και το ρήγμα Κομνηνών-Μεσοβουνίου 15 χιλιόμετρα, όπου και τα δύο κλίνουν με μικρή γωνία προς τα ΒΔ (Σχήμα 11). Σημειώνεται ότι στις 9 Ιουλίου 1984 έγινε ένας σεισμός

μεγέθους $M_w=5.2$, με επίκεντρο ανάμεσα στα ρήγματα του Μεσοβουνίου και της Περαιάς.



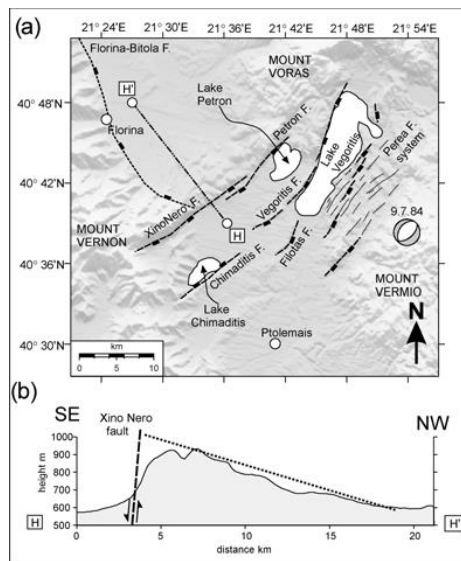
Σχήμα 10: Χάρτης με τα ρήγματα της Δυτικής Μακεδονίας για την περίοδο 1600-2019.

Ένα ρήγμα παράλληλο και αντιθετικό με τα δύο προηγούμενα είναι το ρήγμα της Χειμαδίτιδας-Αναργύρων με μήκος 12 χιλιόμετρα το οποίο βρίσκεται νότια της ομώνυμης λίμνης (Σχήμα 11a). Έχει παράταξη ΒΑ-ΝΔ και κλίση προς τα ΒΔ. Υπάρχει η αντίληψη ότι αυτό το ρήγμα μπορεί να ενώνεται σε βάθος με τα δύο προηγούμενα, χωρίς να είναι βέβαιο. Το μέγιστο μέγεθος σεισμού που αναμένεται να δώσει δεν ξεπερνάει το 6.0, βασισμένο στις εμπειρικές σχέσεις των Wells και Coppersmith (1994).

Κοντά στο ρήγμα Κομνηνών-Μεσοβουνίου είναι το ρήγμα της Περαιάς, το οποίο είναι αντιθετικό αλλά ταυτόχρονα και συνθετικό στο σύστημα Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας

(Mountrakis et al., 2006, Caruto et al., 2012). Έχει παράταξη ΒΑ-ΝΔ και κλίση προς τα ΝΑ, ενώ το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να δώσει είναι 6.1.

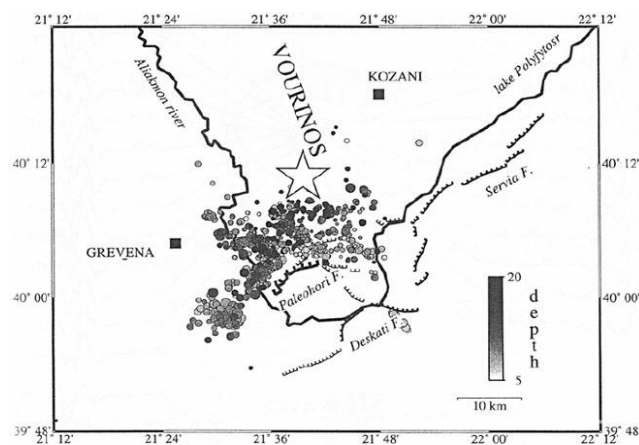
Υποπαράλληλα του ρήγματος Χειμαδίτιδας-Αναργύρων είναι το ρήγμα της Πέρδικας (Σχήμα 11a) με παράταξη ΒΔ-ΝΑ και μήκος 12 χιλιόμετρα (Mountrakis et al., 2006, Caruto et al., 2012). Έχει παρόμοια τεκτονικά χαρακτηριστικά, δεδομένου ότι τα ρήγματα ολόκληρης της περιοχής αποτελούν ουσιαστικά ένα ενιαίο σύστημα, ενώ το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος είναι 6.0, βασισμένο στις εμπειρικές σχέσεις των Wells και Coppersmith (1994).



Σχήμα 11: (a) Κύρια ρήγματα και σεισμοί στην περιοχή Πτολεμαΐδας-Φλώρινας. (b) Τοπογραφικό προφίλ κατά μήκος του ρήγματος Νυμφαίου-Ξινού Νερού-Πετρών υποδεικνύοντας την υπολειπόμενη κλίση (διακεκομμένη γραμμή) στο κάτω τέμαχος (Goldsworthy et al., 2002).

Η σημαντικότερη ζώνη ρήγματος της Δυτικής Μακεδονίας είναι η ζώνη του Αλιάκμονα, με συνολικό μήκος 89 χιλιόμετρα, παράταξη ΒΑ-ΝΔ και κλίση προς τα ΒΔ. Διακρίνεται σε τρία κύρια ρήγματα: του Παλαιοχωρίου, του Ριμνίου και των Σερβίων (Mountrakis et al., 1998). Το ρήγμα του Παλαιοχωρίου έχει μήκος 21 χιλιόμετρα και έδωσε τον πρόσφατο σεισμό της Κοζάνης στις 13 Μαΐου 1995 με μέγεθος $M_w=6.5$ (Σχήμα 12). Διάφορες μελέτες που αφορούν τους μηχανισμούς γένεσης του σεισμού και των μετασεισμών ήταν εκείνες που έδωσαν πληροφορίες για τον προσδιορισμό αρκετών σεισμοτεκτονικών παραμέτρων (Papazachos et al., 1998). Το δεύτερο τμήμα της ζώνης,

το ρήγμα του Ριμνίου, έχει συνολικό μήκος 13 χιλιόμετρα και παράταξη ΑΒΑ-ΔΝΔ, βρίσκεται βορειοανατολικά του Παλαιοχωρίου. Με βάση κάποιες παρατηρούμενες διαρρήξεις του εδάφους κοντά στο χωριό Ρίμνιο, θεωρείται ότι έγινε μερική ενεργοποίηση του ρήγματος από τον σεισμό του 1995. Τέλος, ανατολικότερα του ρήγματος του Ριμνίου βρίσκεται το ρήγμα των Σερβίων, το οποίο έχει μήκος 15 χιλιόμετρα και πιθανόν να προεκτείνεται προς τα ανατολικά στο χωριό Βελβεντός. Με βάση το ασύμμετρο σχήμα κατά μήκος της μετατόπισης, οι Doutsos και Koukouvelas (1998) πρότειναν μια πιθανή σύνδεση με τα ρήγματα των Σερβίων και του Ρυμνίου. Από εμπειρικές σχέσεις υπολογίστηκε ρυθμός ολίσθησης ανά σεισμό ίσος με 0.5m, ενώ από γεωμορφολογικούς δείκτες ο ρυθμός ολίσθησης υπολογίστηκε σε 1 mm/yr έως 2mm/yr (Meyer et al. 1996). Μια μέγιστη αθροιστική μετατόπιση κατά μήκος του ρήγματος 2100 μέτρων προτάθηκε από τους Doutsos και Koukouvelas (1998). Αξίζει να σημειωθεί ότι εκτός από τον σεισμό 1995 στο Παλαιοχώρι, προηγήθηκε ακόμα ένας μεγάλος σεισμός στην περιοχή στις 26 Σεπτεμβρίου 1695 ($M_s=6.5$) με το μακροσεισμικό επίκεντρο να εντοπίζεται στο άνω τέμαχος του ρήγματος του Ρυμνίου (Papazachos & Papazachou 2003, Ambraseys 2009). Ωστόσο η παραπάνω θεώρηση είναι αβέβαιη, καθώς δεν υπάρχουν αρκετά δεδομένα για συσχέτιση του σεισμού με κάποιο συγκεκριμένο ρήγμα της ζώνης του Αλιάκμονα.



Σχήμα 12: Χάρτης σεισμικότητας από 622 μετασεισμούς που καταγράφηκαν σε παραπάνω από 20 σταθμούς με RMS (Root Mean Square) μικρότερο από 0.15 δευτερόλεπτα και τοποθεσίες αυτών με αβεβαιότητα μικρότερη του 1 χιλιόμετρου στον υπολογισμό επικέντρου και βάθους. Η καλύτερη λύση για το επαναπροσδιορισμένο

επίκεντρο του κύριου σεισμού του 1995 υποδεικνύεται με ένα αστέρι. Τα ρήγματα των Σερβίων και της Δεσκάτης χαρτογραφούνται ως λεπτές αγκαθωτές γραμμές, ενώ οι επιφανειακές διαρρηξείς στο Παλαιοχώρι κατά την διάρκεια του σεισμού χαρτογραφούνται ως μια παχιά αγκαθωτή γραμμή. Οι μετασεισμοί καταγράφηκαν μετά την ανάπτυξη ενός προσωρινού σεισμολογικού δικτύου που απαρτιζόνταν από 40 κινητούς σταθμούς γύρω από την επικεντρική ζώνη, ύστερα από μια βδομάδα που έγινε ο κύριος σεισμός (από Hatzfeld et al. (1997).

Κεφάλαιο 2^ο : Ιστορική Σεισμικότητα της περιοχής

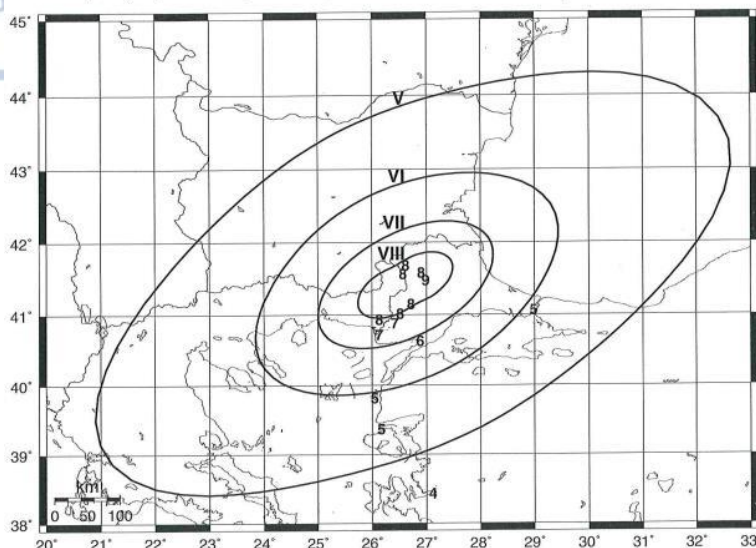
2.1 Γενικά Στοιχεία

Κρίθηκε αναγκαίο πριν την ανάλυση του κάθε ρήγματος, να αναφερθούν μερικές πληροφορίες σχετικά με τους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς που έπληξαν την περιοχή μελέτης. Η Ελλάδα από την αρχαιότητα ακόμα, αναφέρεται ως μια αρκετά σεισμογενής χώρα και μάλιστα η πιο σεισμογενής χώρα στην Ευρώπη . Υπάρχουν ιστορικές αναφορές, όπως έγγραφα και επιστολές, για πολύ ισχυρούς σεισμούς σε όλη την επικράτεια, συνοδευόμενοι από τεράστιες καταστροφές και από θανάτους. Όσον αφορά την Βόρεια Ελλάδα, δεν έχουν καταγραφεί πολλοί ιστορικοί ισχυροί σεισμοί σε σύγκριση με την υπόλοιπη Ελλάδα και παρακάτω θα γίνει μια σύντομη αναφορά στους σημαντικότερους που έπληξαν την ανατολική Μακεδονία-Θράκη και την κεντρική και δυτική Μακεδονία.

2.2 Σεισμός Ανατολικής Θράκης M=7.4

Στις 29 Ιουλίου 1752 αναφέρεται ένας σεισμός μεγέθους 7.4 κοντά στα ελληνοτουρκικά σύνορα, προκαλώντας σοβαρές βλάβες στην πόλη της Αδριανούπολης, ενώ οι κοντινές πόλεις Havsa και Haskoy ισοπεδώθηκαν πλήρως. Αναφορές κάνουν λόγο για πολλές ρηγματώσεις στο έδαφος, ενώ αλλού έβγαινε νερό που μύριζε θειάφι. Στην Κωνσταντινούπολη κατέρρευσαν μερικά παλαιά σπίτια, αλλά τον σεισμό ακολούθησε μια μεγάλη πυρκαγιά καίγοντας 57 μαγαζιά. Του σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί, ενώ οι μετασεισμοί διήρκεσαν για 3 μήνες στην Αδριανούπολη, ενώ στην περιοχή γύρω από το επίκεντρο για περισσότερο από έναν χρόνο. Στο Σχήμα 13 φαίνονται οι ισόσειστες γύρω από το μακροσεισμικό επίκεντρο του σεισμού.

1752, July 29, 41.41°N, 26.61°E, M=7.5, E. Thrace

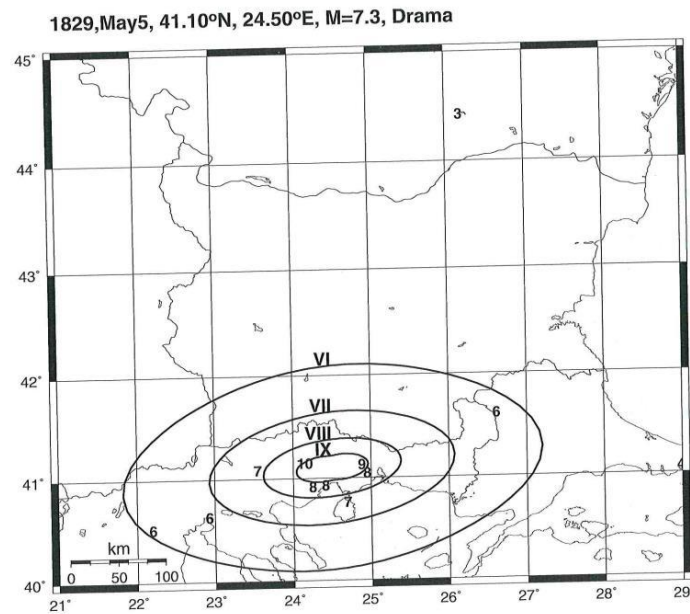


Σχήμα 13: Ο χάρτης ισόσειστων καμπύλων από τον σεισμό του 1752 στην Ανατολική Θράκη (από Parazachos et al., 1997).

2.3 Σεισμός Δράμας M=7.3

Στην πραγματικότητα πρόκειται για μια σεισμική ακολουθία με τουλάχιστον δύο ισχυρούς προσεισμούς στις 11 και 13 Απριλίου, ενώ ο κύριος σεισμός έγινε στις 5 Μαΐου 1829. Οι δύο πρώτοι προσεισμοί, μέσα από περιγραφές, προκάλεσαν σοβαρές βλάβες στο ανατολικό τμήμα της πλειόσειστης περιοχής (Ξάνθη, κλπ), ενώ ο κύριος σεισμός της 5ης Μαΐου στο δυτικό τμήμα, προς την πόλη της Δράμας. Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι υπήρξε μια δυτική μετανάστευση της σεισμικής δραστηριότητας πάνω στο ρήγμα που έχει παράταξη σχεδόν Ανατολή-Δύση. Έγγραφες αναφορές από διάφορες πόλεις της Ελλάδας, κυρίως από μοναστήρια (Βέροια, Δράμα, Ξάνθη, Καβάλας), μιλούν για πρόκληση βλαβών στα μοναστήρια, στις εκκλησίες, στα σπίτια και στα τείχη των πόλεων, τόσο από τους προσεισμούς, όσο και από τον κύριο σεισμό. Ακόμα, δημοσιεύματα από τον Ευρωπαϊκό τύπο εκείνης της εποχής αναφέρουν ότι ο σεισμός στις 13 Απριλίου έγινε στις 4 ξημερώματα και κατέστρεψε την Ξάνθη, προκαλώντας μεγάλη βύθιση του εδάφους, ενώ ζημιές καταγράφονται ακόμα και στην Αδριανούπολη. Από αυτόν τον σεισμό ισοπεδώθηκε εντελώς η πόλη της Δράμας, ενώ έγινε αισθητός μέχρι την Κωνσταντινούπολη και το Βουκουρέστι. Αναφορές για ζημιές υπάρχουν και σε μερικά χωριά της Βουλγαρίας, ενώ από ρωγμές στο έδαφος ανάβλυσε νερό. Στο

Σχήμα 14 φαίνονται οι ισόσειστες καμπύλες του σεισμού, όπως αυτές υπολογίστηκαν από τις διάφορες έγγραφες μαρτυρίες (Papazachos et al., 1997).

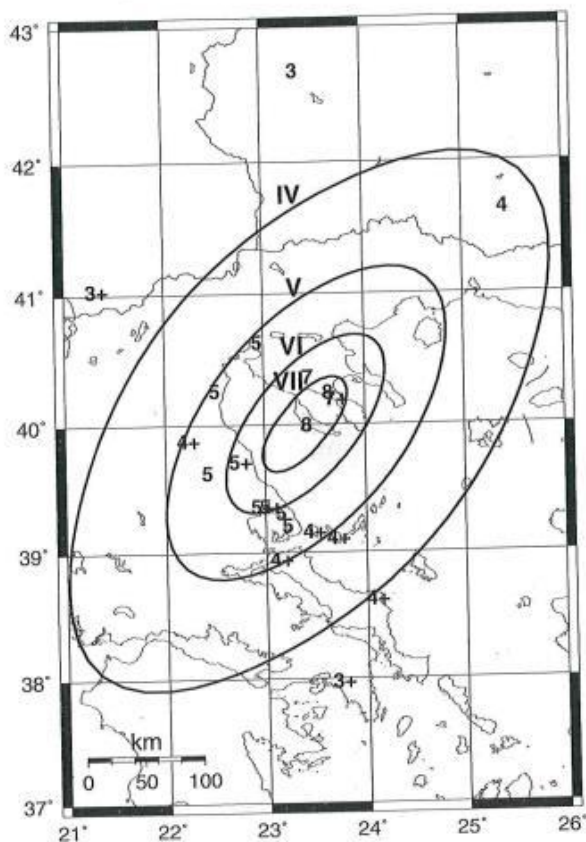


Σχήμα 14: Ο χάρτης ισόσειστων καμπυλών από τον σεισμό του 1829 στην πόλη της Δράμας (από Papazachos et al., 1997)

2.4 Σεισμός Βάλτας M=6.4

Ο σεισμός της Βάλτας στις 5 Δεκεμβρίου 1923 έγινε αισθητός σε όλη την χερσόνησο της Χαλκιδικής με επίκεντρο το χωριό της Βάλτας (σημερινή Κασσανδρία). Βλάβες σημειώθηκαν τόσο στο επίκεντρο όσο και στα γύρω χωριά όπως η Φούρκα, το Παλιούρι και ο Πολύγυρος. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Θεσσαλονίκη, την Λάρισα και τον Βόλο, ενώ υπάρχουν μαρτυρίες και από την Σόφια της Βουλγαρίας. Από μαρτυρία κατοίκου της Βάλτας γίνεται αναφορά για θαλάσσια κύματα στις ακτές της Κασσάνδρας μετά τον σεισμό. Τον κύριο σεισμό ακολούθησαν αισθητοί μετασεισμοί, με τον μεγαλύτερο τα μεσάνυχτα της 6ης Δεκεμβρίου 1923 με μέγεθος M=4.8. Στο σχήμα 15 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες από τον κύριο σεισμό στην χερσόνησο της Χαλκιδικής (Papazachos et al., 1997).

1923, Dec. 5, 40.00°N, 23.40°E, M=6.4, Valtia

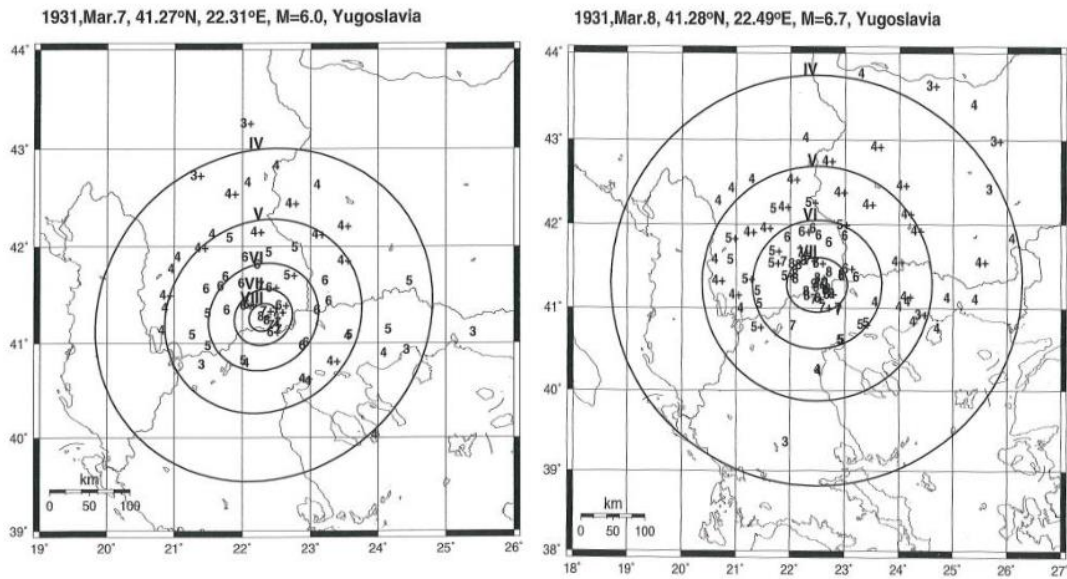


Σχήμα 15: Ο χάρτης ισόσειστων καμπύλων από τον σεισμό της Βάλτας του 1923 (από Papazachos et al., 1997).

2.5 Σεισμός Νότιας Γιουγκοσλαβίας M=6.7

Στο χωριό Βαλάντοβο της Γιουγκοσλαβίας (σημερινή Βόρεια Μακεδονία) στις 8 Μαρτίου 1931 περίπου στις 2 τη νύχτα, αναφέρεται ένας ισχυρός σεισμός μεγέθους M=6.7, με αποτέλεσμα να καταστραφούν πολλά σπίτια, ενώ υπήρξαν 159 νεκροί. Εξαιτίας της καθίζησης του εδάφους γκρεμίστηκαν γέφυρες και παραμορφώθηκαν σιδηροδρομικές γραμμές, με συνέπεια την διακοπή των συγκοινωνιών. Βλάβες υπήρξαν και στην Στρώμνιτσα, Δοϊράνη, Φλώρινα, Ειδομένη, Γευγελή, Έδεσσα και στο χωριό Μουριές του νομού Πέλλας, όπου σε όλα τα παραπάνω υπήρξαν καταρρεύσεις σπιτιών και τραυματισμοί κατοίκων. Στη Σόφια της Βουλγαρίας, στην Άνω Τζουμαγιά και στο Πετρίτσι οι κάτοικοι έντρομοι εγκατέλειψαν τα σπίτια τους και 4 άτομα σκοτώθηκαν. Μικροζημιές σημειώθηκαν και στην πόλη της Θεσσαλονίκης, ενώ αισθητός έγινε στη

Δράμα, Ξάνθη, Θάσο και Κομοτηνή. Τον κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας ισχυρός προσεισμός στις 7 Μαρτίου τα μεσάνυχτα μεγέθους $M=6.0$, ενώ την ίδια μέρα ακολούθησε μετασεισμός μεγέθους $M=5.1$. Στο σχήμα 16 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες του προσεισμού και του κύριου σεισμού στο Βαλάντοβο (Papazachos et al., 1997).

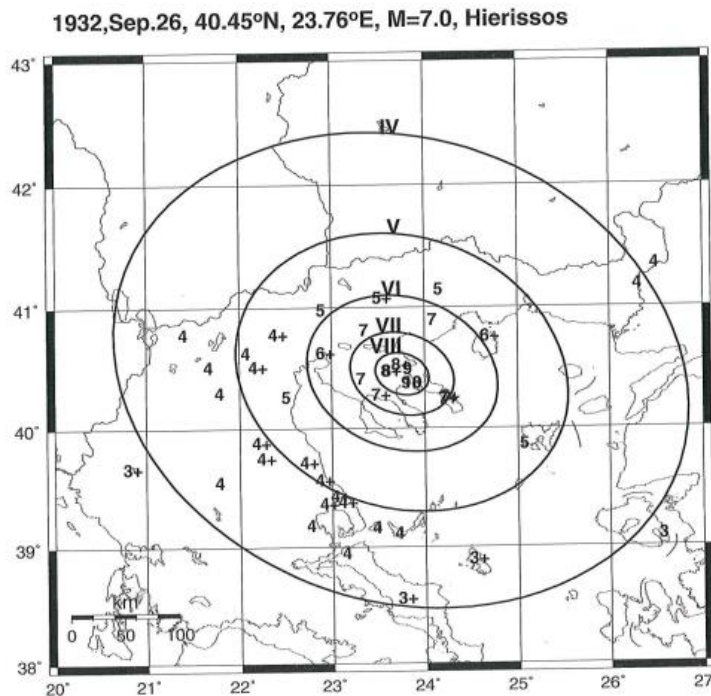


Σχήμα 16: Οι χάρτες των ισόσειστων καμπύλων του προσεισμού (αριστερά) και του κύριου σεισμού (δεξιά) στο Βαλάντοβο της Γιουγκοσλαβίας το 1931 (από Papazachos et al., 1997).

2.6 Σεισμός Ιερισσού $M=7.0$

Στις 26 Σεπτεμβρίου 1932, το απόγευμα, στην πόλη της Ιερισσού έγινε ένας ισχυρός σεισμός μεγέθους $M=7.0$, με αποτέλεσμα την ολοκληρωτική καταστροφή της Ιερισσού και του Στρατωνίου. Στην Ιερισσό κατεδαφίστηκαν 650 σπίτια, ενώ υπήρξαν και 85 ανθρώπινες απώλειες. Στο Στρατώνι σκοτώθηκαν 41 άνθρωποι, αρκετά λιγότεροι από την Ιερισσό, λόγω της ρυμοτομίας του και του μεγάλου πλάτους των δρόμων. Βλάβες αναφέρονται και σε γειτονικά χωριά, όπως στο Γομάτι, Μεγάλη Παναγιά, Αρναία, Νέα Ρόδα, Στάγειρα, Παλαιοχώρι και Σιδηροπόταμος, ενώ αρκετές μονές στο Άγιο Όρος κατέρρευσαν πλην δύο, Φιλοθέου και Καρακάλλου. Συνολικός απολογισμός ήταν να καταστραφούν 4106 σπίτια και 161 άτομα να χάσουν την ζωή τους. Σε όλη την

έκταση των μεταλλοχωρίων και των αμπελοκαλλιιεργειών, δηλαδή από το Στρατώνι και προς τα δυτικά και για ένα μήκος 7 χιλιομέτρων παρουσιάστηκε μια ανοιχτή ρωγμή στο έδαφος με μέσο πλάτος 2 μέτρων και βάθος 10 μέτρων, ακολουθώντας του πρόποδες της βουνοκορφής Στρατώνι-Μαντέμ Λάκκος με διεύθυνση Ανατολής-Δύσης. Επίσης παρατηρήθηκε θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (tsunami), το οποίο έφτασε τα 30 μέτρα μέσα στην ξηρά, με αποτέλεσμα την αύξηση της στάθμης της θάλασσας κατά 2 μέτρα. Ακολούθησαν δύο ισχυροί μετασεισμοί, ο ένας την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό μεγέθους $M=6.0$, ενώ ο δεύτερος έγινε στις 11 Μαΐου 1933, δηλαδή περίπου 8 μήνες αργότερα, με μέγεθος $M=6.3$. Στο σχήμα 17 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες του κύριου σεισμού στην Ιερισό (Papazachos et al., 1997).

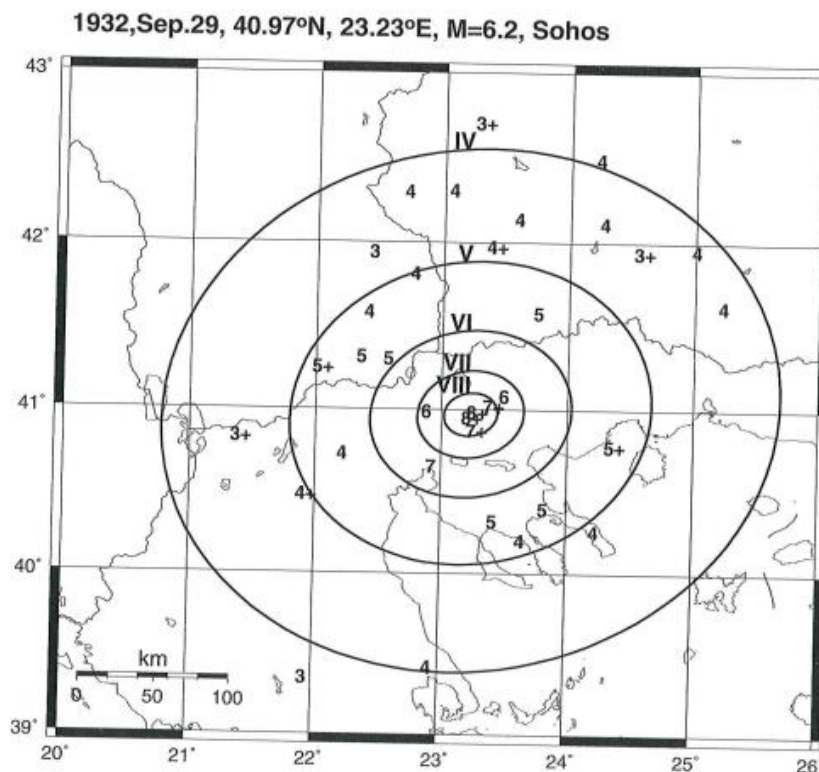


Σχήμα 17: Ο χάρτης με τις ισόσειστες καμπύλες από τον σεισμό της Ιερισούς το 1932 (από Papazachos et al., 1997).

2.7 Σεισμός Σοχού $M=6.2$

Ο ισχυρός σεισμός που έγινε στις 29 Σεπτεμβρίου 1932 με επίκεντρο το χωριό του Σοχού θεωρήθηκε ως μετασεισμός του κύριου σεισμού στην Ιερισό τρεις μέρες νωρίτερα, με μέγεθος $M=6.2$. Από τον σεισμό προκλήθηκαν βλάβες στο Σοχό, την

Αρεθούσα, τον Ασκό και τη Θεσσαλονίκη, όπου το μέγαρο της Μητρόπολης και της Αγροτικής Τράπεζας κρίθηκαν ακατοίκητα μέχρι να επισκευαστούν. Ακόμα άλλα κτήρια της Θεσσαλονίκης, όπως η Αμερικανική Γεωργική Σχολή, το Παπάφειο Ορφανοτροφείο, το Χαρίσειο Γηροκομείο, το Θεαγένειο Νοσοκομείο, το Γαλλικό Προξενείο και το Δημαρχείο Θεσσαλονίκης ρηγματώθηκαν. Στο σχήμα 18 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες του μετασεισμού στο χωριό του Σοχού (Papazachos et al., 1997).

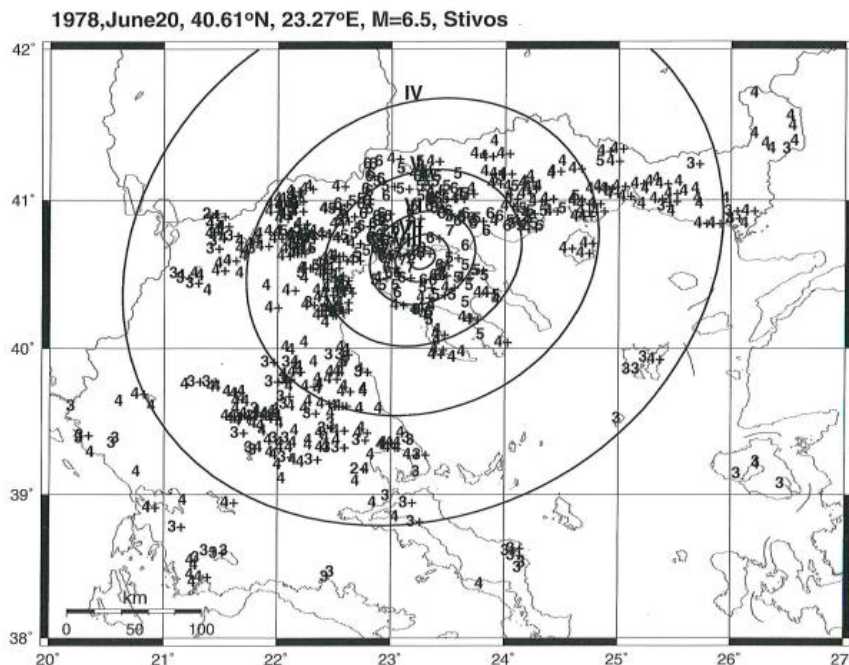


Σχήμα 18: Ο χάρτης με τις ισόσειστες καμπύλες από τον μετασεισμό του Σοχού το 1932 (από Papazachos et al., 1997).

2.8 Σεισμός Θεσσαλονίκης M=6.5

Στις 20 Ιουνίου 1978 έγινε ο πρώτος μεγάλος σεισμός που προσβάλλει μια σύγχρονη πόλη στην Ελλάδα, με σημαντικές κοινωνικές και οικονομικές συνέπειες. Το επίκεντρο του σεισμού αυτού βρίσκεται μεταξύ των λιμνών Βόλβης και Λαγκαδά. Όσον αφορά τις βλάβες και τις καταστροφές που προκάλεσε στην Θεσσαλονίκη, μια πολυκατοικία οκτώ ορόφων κατέρρευσε, 3170 κτήρια κρίθηκαν μη επισκευάσιμα, ενώ 62.000 κτήρια έπαθαν σοβαρές και μικρότερες βλάβες. Βλάβες υπήρξαν και στους γύρω

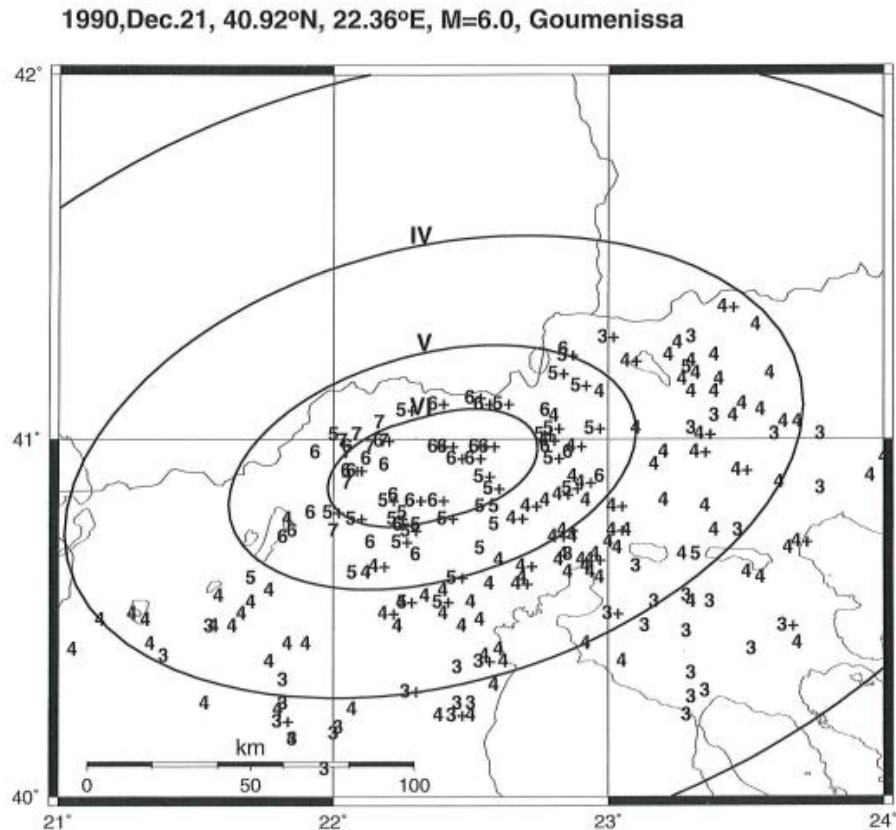
νομούς, με τον τελικό απολογισμό στους νομούς Θεσσαλονίκης, Κιλκίς, Σερρών και Χαλκιδικής να αναφέρει συνολικά 9480 κτήρια μη επισκευάσιμα, ενώ περίπου 91.000 υπέστησαν σοβαρές και ήπιες βλάβες. Από τον σεισμό αυτό υπήρξαν 48 νεκροί, με τους 37 από αυτούς να οφείλονται στην κατάρρευση της πολυκατοικίας. Στο έδαφος παρατηρήθηκαν διάφορες ρωγμές με τη μεγαλύτερη να έχει διεύθυνση ανατολή-δύση και να ακολουθεί τα χωριά Περιστερώνας-Στίβος-Γερακαρού. Η ρωγμή αυτή θεωρήθηκε η επιφανειακή εκδήλωση του σεισμογόνου ρήγματος και είχε μήκος 12 χιλιόμετρα, πλάτος από 2 μέχρι 15 εκατοστά και μέγιστη κατακόρυφη κίνηση του βόρειου τμήματος σε σχέση προς το νότο ίση με 35 εκατοστά. Ο σεισμός έγινε αισθητός και στις γειτονικές χώρες της Βουλγαρίας, Αλβανίας και νότιας Γιουγκοσλαβίας (σημερινή Βόρεια Μακεδονία). Του κύριου σεισμού είχαν προηγηθεί μεγάλος αριθμός προσεισμών με τον μεγαλύτερο να γίνεται στις 23 Μαΐου με μέγεθος $M=5.8$, ενώ ο μεγαλύτερος μετασεισμός ήταν στις 4 Ιουλίου με μέγεθος $M=5.1$. Στο σχήμα 19 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες από τον κύριο σεισμό του 1978 της Θεσσαλονίκης (Parazachos et al., 1997).



Σχήμα 19: Ο χάρτης με τις ισόσειστες καμπύλες από τον κύριο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 (από Parazachos et al., 1997).

2.9 Σεισμός Γουμένισσας $M=6.0$

Στις 21 Δεκεμβρίου 1990 το χωριό Γουμένισσα και τα γύρω χωριά επλήγησαν από έναν σεισμό μεγέθους $M=6.0$ με αποτέλεσμα τον θάνατο ενός ατόμου, ενώ άλλοι 60 τραυματίστηκαν. Βλάβες προκλήθηκαν στην Πέλλα και στην Έδεσσα καθώς και στην Γευγελή, Begorci και Δοϊράνη. Στο σχήμα 20 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες του σεισμού της Γουμένισσας (Parazachos et al., 1997).

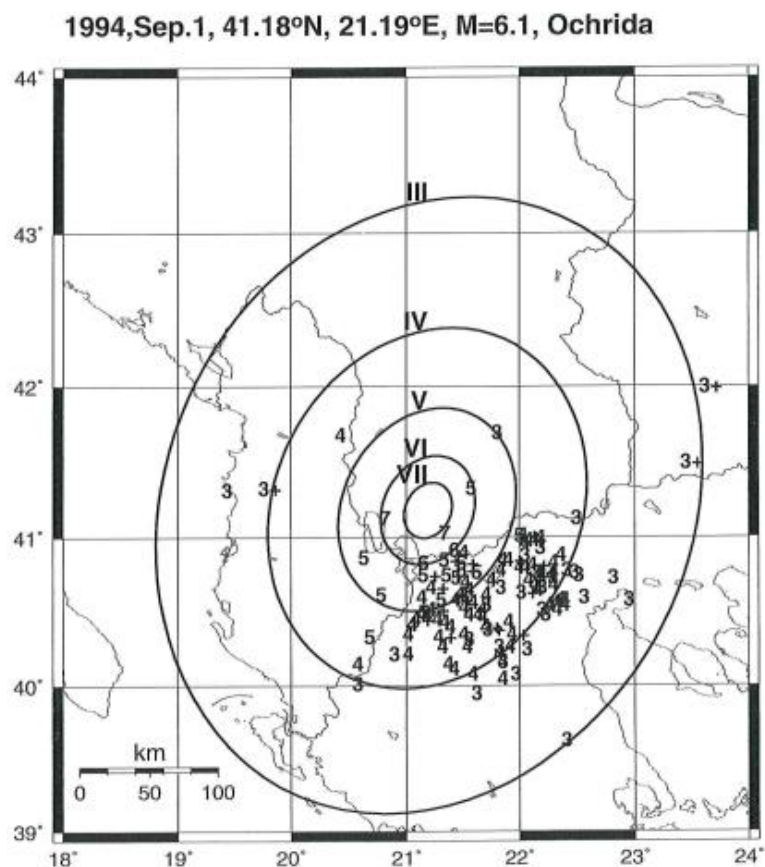


Σχήμα 20: Ο χάρτης με τις ισόσειστες καμπύλες από τον σεισμό της Γουμένισσας το 1990 (από Parazachos et al., 1997).

2.10 Σεισμός Οχρίδας $M=6.1$

Ο σεισμός στη 1 Σεπτεμβρίου 1994 στην πόλη της Οχρίδας της Βόρειας Μακεδονίας με μέγεθος $M=6.1$ είχε ως αποτέλεσμα τον τραυματισμό πολλών ανθρώπων και την πρόκληση αρκετών βλαβών στην περιοχή της Bitola (Μοναστήρι). Έγινε αρκετά αισθητός στην Φλώρινα (Νίκη, Άγιος Γερμανός) καθώς και σε άλλα μέρη της Ελλάδας

μέχρι την Λάρισα. Στον χάρτη 21 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες από τον σεισμό της Οχρίδας (Papazachos et al., 1997).

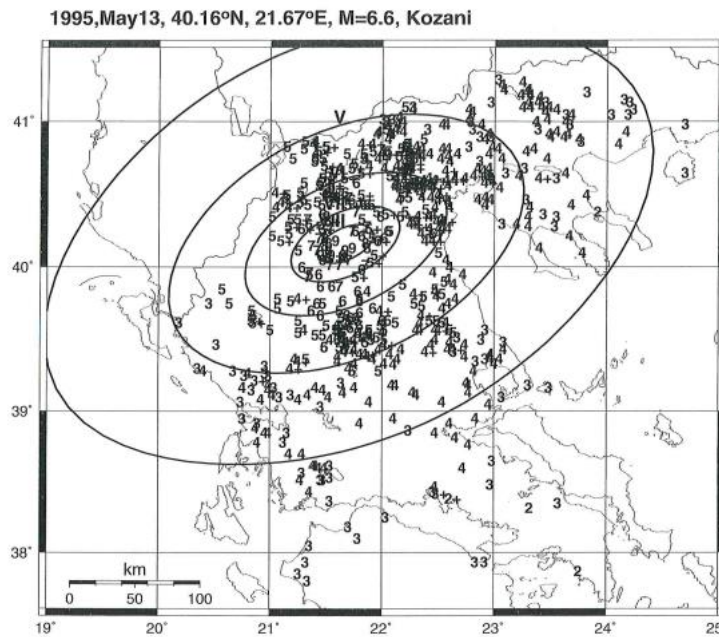


Σχήμα 21: Ο χάρτης με τις ισόσειστες καμπύλες από τον σεισμό της Οχρίδας το 1994 (από Papazachos et al., 1997).

2.11 Σεισμός Κοζάνης M=6.6

Ο σεισμός στις 13 Μαΐου 1995 προκάλεσε τεράστιες καταστροφές στην περιοχή των Γρεβενών και της Κοζάνης. Συγκεκριμένα στην περιοχή των Γρεβενών καταστράφηκαν τα χωριά Κνίδη, Καλαμίτσι, Βάρης, Ταξιάρχης, Κοκκινιά, Βατόλακκος, Πόρος, Λαναδακιά, Πυλωροί και Ποντινή, ενώ στην περιοχή της Κοζάνης τα χωριά Χρώμιο, Δαφнерό, Καισάρεια και Ρύμνιο. Στην επαρχία των Γρεβενών υπέστησαν βλάβες, με 1924 να καταρρέουν ή να καταστρέφονται, ενώ στην επαρχία της Κοζάνης 7693 κτήρια κατέρρευσαν ή καταστράφηκαν. Δεν αναφέρθηκαν ανθρώπινες απώλειες, ενώ καταγράφηκαν 20 τραυματισμοί. Η ζώνη διάρρηξης είχε συνολικό μήκος 30

χιλιόμετρα, ενώ κατά μήκος αυτής κατά την ABA διεύθυνση παρατηρήθηκαν διαρρήξεις του εδάφους με 15 εκατοστά μετατόπιση. Το ύψος της ζημιάς ανέρχεται σε 450 εκατομμύρια δολάρια. Του σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί με τον μεγαλύτερο από όλους να καταγράφεται 4 λεπτά πριν τον κύριο με μέγεθος $M=4.5$, ενώ ο μεγαλύτερος από τους μετασεισμούς έγινε στις 17 Ιουλίου με μέγεθος $M=5.5$. Στο σχήμα 22 χαρτογραφούνται οι ισόσειστες καμπύλες από τον κύριο σεισμό της Κοζάνης (Papazachos et al., 1997).



Σχήμα 22: Ο χάρτης με τις ισόσειστες καμπύλες από τον κύριο σεισμό της Κοζάνης το 1995 (από Papazachos et al., 1997).

Ως μια αρκετά σεισμογενής χώρα η Ελλάδα, υπάρχουν χειρόγραφες αναφορές σεισμών από την αρχαιότητα. Συγκεκριμένα, από τον 6^ο αιώνα π.Χ. αρχαίοι Έλληνες, Λατίνοι και άλλοι ιστορικοί περιέγραψαν σε χειρόγραφα κείμενα τα μακροσεισμικά αποτελέσματα διαφόρων ισχυρών σεισμών για την χρονική περίοδο 550 π.Χ.-300 μ.Χ. Την ίδια διαδικασία συνέχισαν και οι Βυζαντινοί την περίοδο 300-1550, ενώ οι περιγραφές ισχυρών σεισμών συνεχίστηκαν πιο εντατικά την περίοδο 1550-1845.

Από τα μέσα του 19^{ου} αιώνα έως και τα μέσα του 20^{ου} αιώνα, άρχισε πιο εντατική έρευνα και μελέτη των σεισμών και της σεισμικότητας στην Ελλάδα. Οι επιστήμονες δεν περιορίστηκαν μόνο στην περιγραφή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων των ισχυρών σεισμών, καθώς υπενθυμίζεται ότι οι πρώτοι σεισμογράφοι στην Ελλάδα εγκαταστάθηκαν στις αρχές του 20^{ου} αιώνα, αλλά δημοσίευσαν καταλόγους σεισμών που περιλάμβαναν εκτός από τις περιγραφές, και τις ημερομηνίες. Με το πέρασμα των χρόνων και την εγκατάσταση παραπάνω σεισμογράφων και ανάπτυξη ενός ενιαίου δικτύου, ξεκίνησαν να δημοσιεύονται αναλυτικότεροι κατάλογοι σεισμών, οι οποίοι περιλάμβαναν σεισμικές παραμέτρους, ημερομηνίες, συντεταγμένες επικέντρων, εστιακά βάθη και μεγέθη σεισμών (Papazachos και Papazachou, 2003).

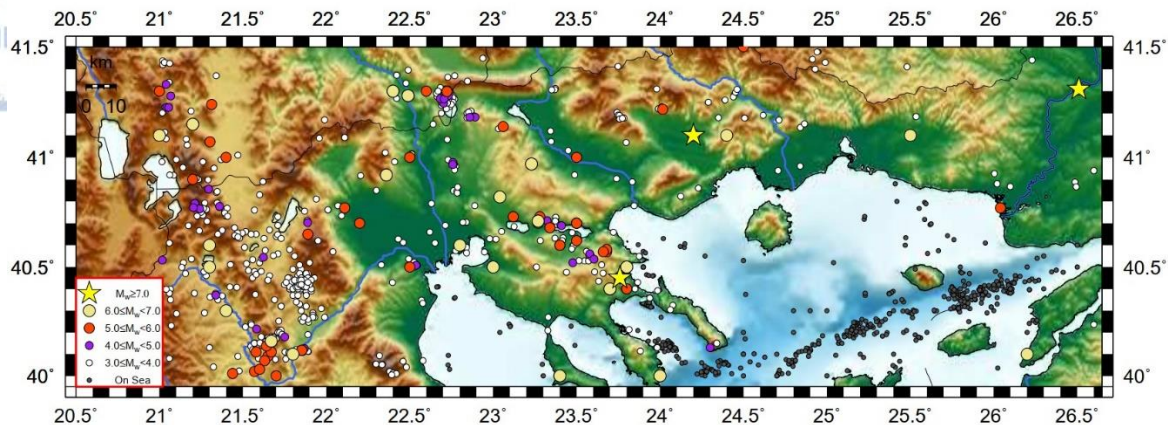
Στην παρούσα εργασία, οι κατάλογοι που χρησιμοποιούνται για την μελέτη της σεισμικότητας στη Βόρεια Ελλάδα και για την μετέπειτα εξέταση της πληρότητας των καταλόγων, έχουν αντληθεί από την τράπεζα δεδομένων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Papazachos και Papazachou, 2003), όπου περιέχει βασικές εστιακές παραμέτρους από το 550 π.Χ έως σήμερα. Να σημειωθεί ότι δεν έχουν όλοι οι σεισμοί τις βασικές ιδιότητες (πληρότητα, ομοιογένεια, ακρίβεια). Για αυτό το λόγο ένας ανανεωμένος κατάλογος με όλες τις παραπάνω ιδιότητες εκπονήθηκε από τους Papazachos και Papazachou (2003). Πρέπει να αναφερθεί ότι από το 2007, υπάρχει αύξηση και βελτίωση των σεισμολογικών παρατηρήσεων εξαιτίας του Εθνικού Σεισμολογικού Δικτύου (Hellenic Unified Seismological Network), το οποίο λειτουργεί επί την επίβλεψη του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Παρατηρητηρίου Αθηνών και αποτελείται από τα δίκτυα των Πανεπιστημίου Πατρών,

Πανεπιστημίου Αθηνών και του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα από το 2007 και μετά, να λειτουργούν παραπάνω από 88 σταθμοί, ενώ στο παρελθόν χρησιμοποιούνταν μόλις 35. Για να γίνει μια ορθή μελέτη σεισμικότητας μιας περιοχής, πρέπει να προηγηθεί έρευνα για την πληρότητα των καταλόγων που θα χρησιμοποιηθούν στην μελέτη. Η περιοχή που επικεντρώνεται η παρούσα εργασία για μελέτη έχει συντεταγμένες 39.95°N - 41.50°N , 20.50°E - 30°E , όπου αποτελεί τα γεωγραφικά διαμερίσματα της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, της Κεντρικής και της Δυτικής Μακεδονίας, όπως έχει ήδη αναφερθεί.

3.2 Πληρότητα Καταλόγων

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται τρεις κατάλογοι σεισμών, οι οποίοι αντλήθηκαν από την τράπεζα δεδομένων του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Ο πρώτος κατάλογος αφορά την χρονική περίοδο 1600-2000 για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.0$, ο οποίος αποτελείται κυρίως από ιστορικούς σεισμούς. Ο δεύτερος κατάλογος αφορά την περίοδο 1911-2014 για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 5.0$, ενώ ο τρίτος κατάλογος περιλαμβάνει όλους τους σεισμούς της Βόρειας Ελλάδας για την περίοδο 2008-2019 με μέγεθος $M \geq 3.0$.

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας μιας περιοχής, πρέπει να προηγηθεί μια μελέτη για την εύρεση του μεγέθους πληρότητας των παραπάνω καταλόγων. Ως μέγεθος πληρότητας M_c ορίζεται το μικρότερο μέγεθος όπου το 100% των σεισμών σε συγκεκριμένο χώρο και χρόνο περιλαμβάνονται στον κατάλογο. Αξίζει να σημειωθεί ότι η σωστή εκτίμηση του M_c είναι σημαντική, καθώς μια υπερβολικά υψηλή τιμή οδηγεί σε συρρίκνωση του δείγματος, εξαιρώντας σημαντικά δεδομένα, ενώ μια αρκετά χαμηλή τιμή οδηγεί σε εσφαλμένο υπολογισμό σεισμικών παραμέτρων και κατ' επέκταση σε λανθασμένη ανάλυση, χρησιμοποιώντας ελλιπή δεδομένα. Το σχήμα 23 παριστάνει χάρτη με τα επίκεντρα σεισμών των παραπάνω καταλόγων για την περιοχή μελέτης. Επισημαίνεται ότι στην περιοχή της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης δεν έχει καταγραφεί κανένας σεισμός με μέγεθος $4.0 \leq M \leq 5.0$, ενώ είναι εμφανής η χαμηλή σεισμική δραστηριότητα της περιοχής.



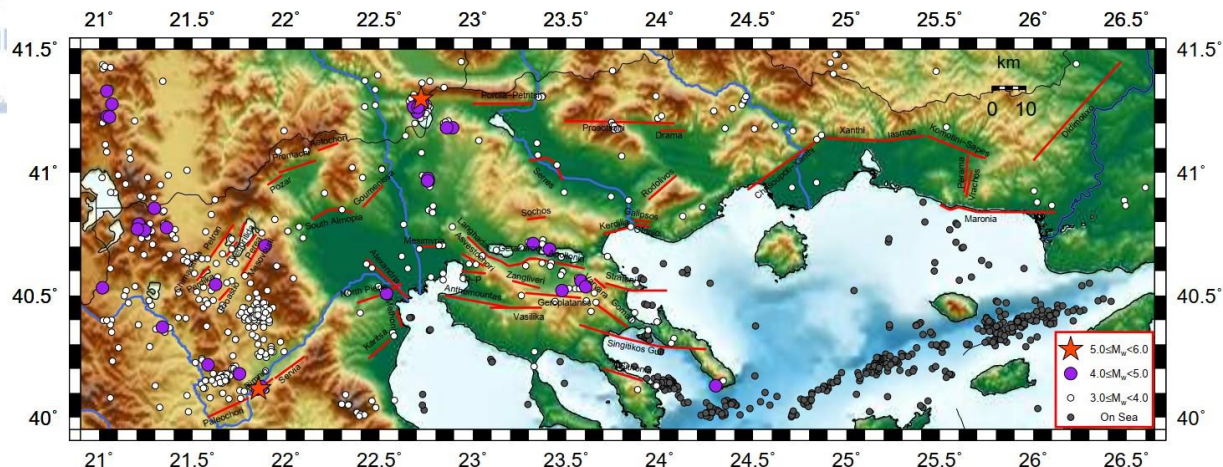
Σχήμα 23:Επικεντρική κατανομή σεισμών που έγιναν στη Βόρεια Ελλάδα από το 1600 μέχρι το 2019.

Ο υπολογισμός του M_c είναι δύσκολος, καθώς δεν ανιχνεύονται όλοι οι σεισμοί για διάφορους λόγους. Ο κύριος λόγος είναι ότι γίνονται πολύ μικροί σεισμοί και το σήμα τους είναι δυσδιάκριτο από τον απλό θόρυβο που καταγράφει ο σταθμός. Ακόμα, μπορεί ο σεισμός να είναι πολύ μικρός για να καταγραφεί από έναν συγκεκριμένο αριθμό σταθμών, ώστε να καταγραφεί ως σεισμός. Επιπλέον μπορεί οι χειριστές του δικτύου να αποφάσισαν ότι σεισμοί κάτω από ένα συγκεκριμένο μέγεθος δεν είναι άξιοι αναφοράς, συνεπώς και δεν περιλαμβάνονται στον κατάλογο, ενώ ο τελευταίος λόγος είναι ότι σε περίπτωση μετασεισμικής ακολουθίας ενός ισχυρού σεισμού, κάποιοι σεισμοί είναι πολύ μικροί και το σήμα τους επικαλύπτεται από τα κύματα ουράς του ισχυρού σεισμού.

Το M_c εκτιμάται με την προσαρμογή της σχέσης Gutenberg-Richter (G-R) στην παρατηρούμενη κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD). Το μέγεθος στο οποίο το κατώτερο άκρο του FMD αποκλίνει από τον κανόνα G-R θεωρείται ότι είναι κατ' εκτίμηση το M_c (Mignan και Woessner, 2012). Μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\log_{10} N = a - b(m - M_c) \quad (1)$$

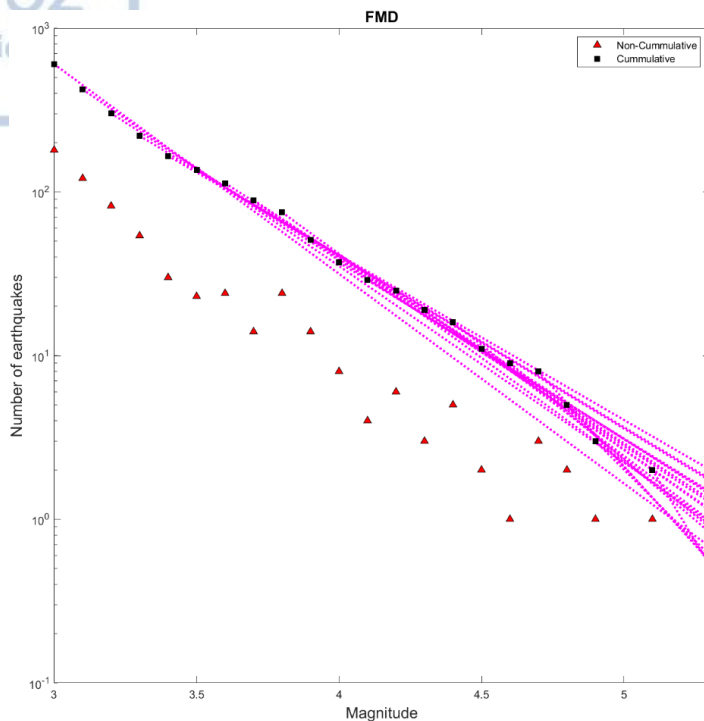
όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών με μέγεθος τουλάχιστον m , a είναι η παραγωγικότητα των σεισμών και η παράμετρος b περιγράφει τη σχετική κατανομή των μικρών και μεγάλων σεισμών (Gutenberg και Richter, 1944). Σεισμοί με μέγεθος $m < M_c$ απορρίπτονται. Στο σχήμα 24 φαίνεται ο χάρτης της περιοχής μελέτης για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 3.0$ για την περίοδο 2008-2019.



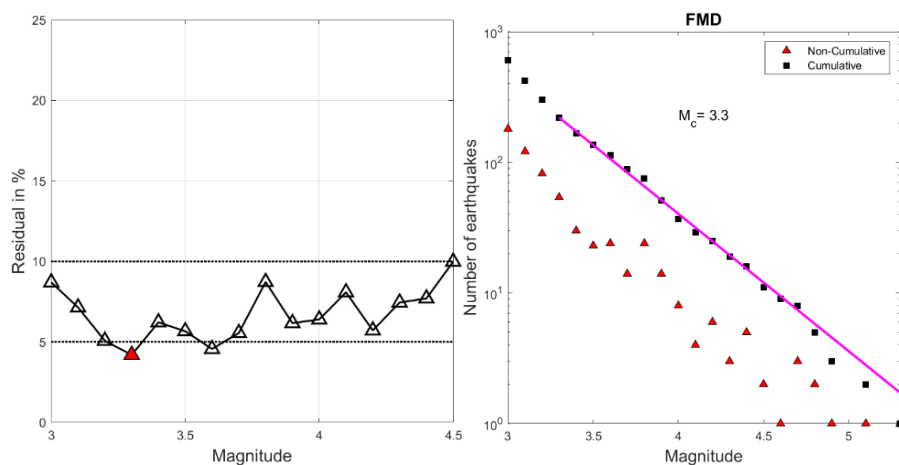
Σχήμα 24:Επικεντρική κατανομή σεισμών που έγιναν στη Βόρεια Ελλάδα με μέγεθος $M \geq 3$ για την χρονική περίοδο 2008-2019.

Η μέθοδος που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό του M_c ονομάζεται δοκιμασία Goodness-of-fit (GFT), η οποία προτάθηκε από τους Wiemer και Wyss (2000) και υπολογίζει το M_c συγκρίνοντας το παρατηρούμενο FMD με ένα συνθετικό (Σχήμα 25). Το GFT αξιολογείται από την παράμετρο R , την απόλυτη διαφορά του αριθμού των σεισμών σε κάθε τάξη μεγέθους μεταξύ των παρατηρούμενων και συνθετικών G-R κατανομών. Συγκεκριμένα, οι συνθετικές κατανομές υπολογίζονται χρησιμοποιώντας κατ' εκτίμηση τιμές των a και b από τον παρατηρούμενο κατάλογο για $M \geq M_{co}$, όπου M_{co} το μέγεθος σεισμού που περνάει κάτω από ένα συγκεκριμένο όριο εμπιστοσύνης.

Το M_c υπολογίζεται ως η πρώτη τάξη μεγέθους που βρίσκεται κάτω από την ευθεία ενός ορισμένου βαθμού εμπιστοσύνης R , συνήθως για $R=95\%$ ή σε ορισμένες περιπτώσεις $R=90\%$. Στο σχήμα 26 (αριστερά) φαίνονται στον οριζόντιο άξονα οι τάξεις μεγεθών, ενώ στον κατακόρυφο άξονα είναι το υπολειπόμενο ποσοστό του βαθμού εμπιστοσύνης. Πιο συγκεκριμένα, οι διακεκομμένες γραμμές στο 5% και 10%, αντιστοιχούν σε βαθμό εμπιστοσύνης 95% και 90% αντίστοιχα, ενώ με κόκκινο τρίγωνο σημειώνεται η πρώτη τάξη μεγέθους που βρίσκεται κάτω από την διακεκομμένη γραμμή του 5% ($R=95\%$), όπου είναι $M_c=3.3$. Συνεπώς στη περιοχή μελέτης, για το χρονικό διάστημα 2008-2019 και με τον κατάλογο να αποτελείται από 603 σεισμούς, θεωρείται ότι το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου είναι $M_c=3.3$.



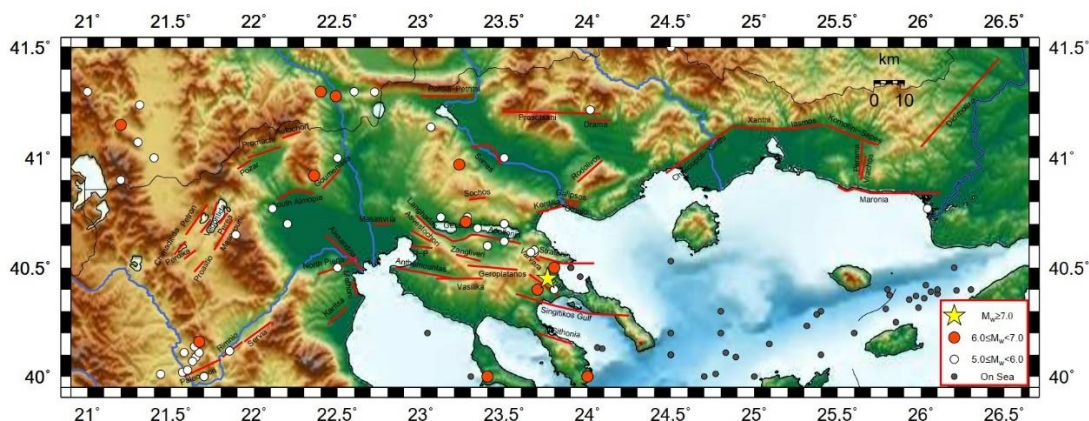
Σχήμα 25: Η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) για τον κατάλογο σεισμών της περιόδου 2008-2019. Στον οριζόντιο άξονα είναι το μέγεθος σε γραμμική κλίμακα, ενώ στον κατακόρυφο άξονα είναι ο αριθμός των σεισμών σε λογαριθμική κλίμακα.



Σχήμα 26: Στο αριστερό σχήμα χαρτογραφούνται οι τάξεις μεγεθών με τους βαθμούς εμπιστοσύνης, ενώ στο δεξί σχήμα φαίνεται η FMD για τον ίδιο κατάλογο, με την ευθεία βέλτιστης προσαρμογής.

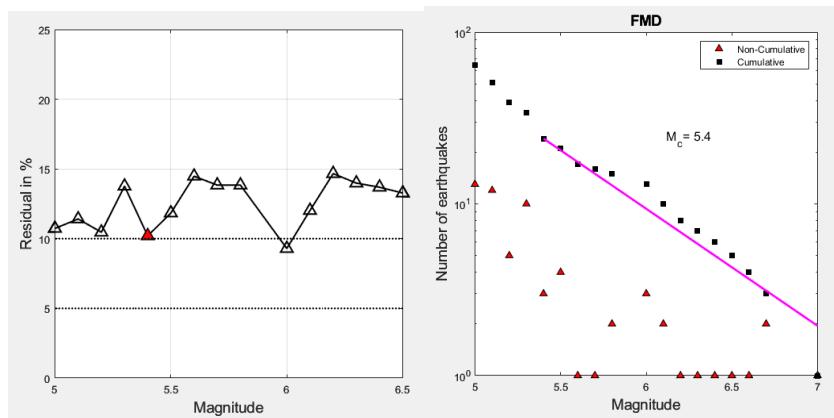
Αντίστοιχη διερεύνηση έγινε και για την περίοδο 1911-2014, όπου ο κατάλογος περιέχει 65 σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.0$. Η μέθοδος GFT έδειξε ότι για την συγκεκριμένη

περίοδο, το μέγεθος πληρότητας στην περιοχή μελέτης είναι $M_c=5.4$. Το μέγεθος αυτό συμφωνεί και με το εύρος των μεγεθών από Παπαζάχου και Παπαζάχου (2003), όπου για την αντίστοιχη περίοδο, έχει υπολογιστεί $M_c=5.2-6.4$. Στο σχήμα 27 δίνεται ο χάρτης με τους σεισμούς για αυτήν την περίοδο στην Βόρεια Ελλάδα.



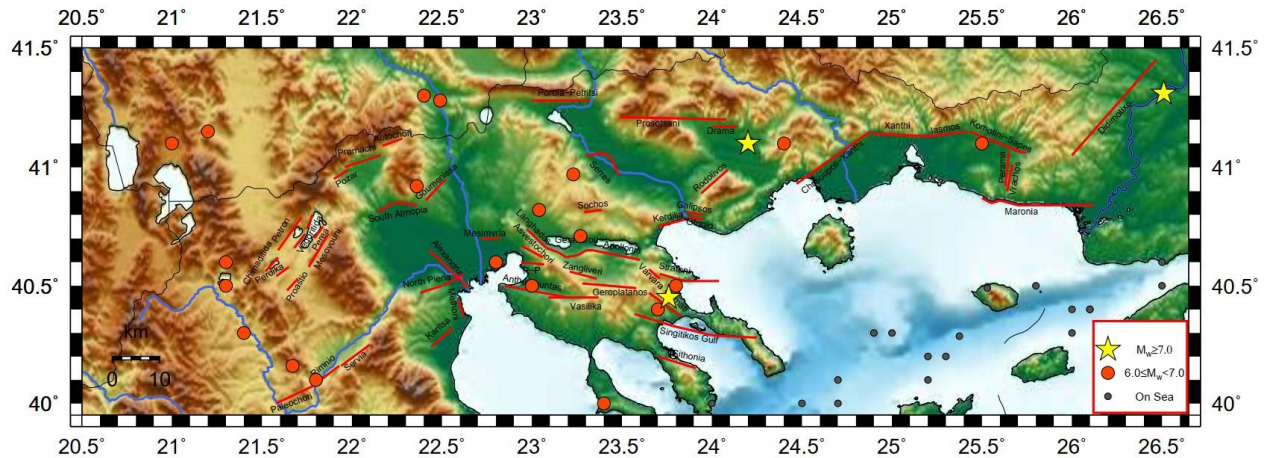
Σχήμα 27: Επικεντρική κατανομή σεισμών που έγιναν στη Βόρεια Ελλάδα με μέγεθος $M \geq 5.0$ για την περίοδο 1911-2014.

Στο σχήμα 28 (αριστερά) φαίνεται το διάγραμμα της τάξης μεγεθών στον οριζόντιο άξονα σε συνάρτηση με τον υπολειπόμενο βαθμό εμπιστοσύνης στον κατακόρυφο άξονα, με το κόκκινο τρίγωνο να δείχνει το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου, όπου είναι $M_c=5.4$ σε βαθμό εμπιστοσύνης $R=90\%$.



Σχήμα 28: (Αριστερά) Γράφημα μεταξύ μεγεθών και υπολειπόμενου βαθμού εμπιστοσύνης, όπου με κόκκινο τρίγωνο επισημαίνεται το μέγεθος πληρότητας. (Δεξιά) Γράφημα μεγεθών και αριθμών σεισμών, όπου διακρίνεται η ευθεία βέλτιστης προσαρμογής.

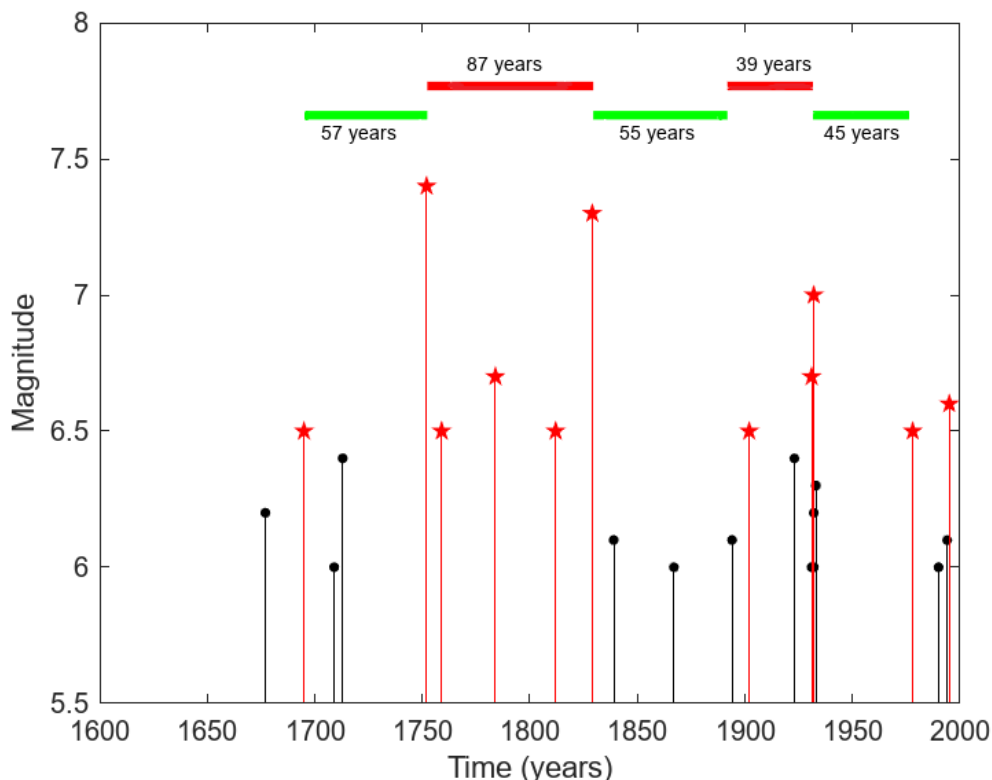
Για τους ιστορικούς σεισμούς δεν μπορεί να ακολουθηθεί η ίδια μέθοδος καθορισμού της πληρότητας μεγέθους, καθώς λαμβάνονται υπόψιν άλλες παράμετροι για τέτοιους σεισμούς, οι οποίοι έχουν μεγέθη μακροσεισμικών εντάσεων. Σχετικά με την πληρότητα τέτοιων καταλόγων αναφέρονται οι Albarello et al. (2001) και Stucchi et al. (2004), όμως στην παρούσα εργασία δεν θα γίνει τέτοια ανάλυση. Στο σχήμα 29 φαίνονται οι ισχυροί ιστορικοί σεισμοί στη Βόρεια Ελλάδα για την περίοδο 1600-2000.



Σχήμα 29:Επικεντρική κατανομή σεισμών που έγιναν στη Βόρεια Ελλάδα με μέγεθος $M \geq 6.0$ για την περίοδο 1600-2000.

Αντί για πληρότητα του καταλόγου των ιστορικών σεισμών, έγινε έρευνα για την χρονική κατανομή αυτών. Η χρονική κατανομή των σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγινε από το 1600 μέχρι το 2000 δείχνεται στο σχήμα 30. Με κόκκινα αστέρια επισημαίνονται οι σεισμοί με $M \geq 6.5$, ενώ με μαύρους κύκλους σεισμοί με $6.0 \leq M < 6.5$. Η διάκριση αυτή έγινε καθώς θεωρείται ότι για την ιστορική περίοδο, αυτά τα μεγέθη σεισμών έχουν καταγραφεί περισσότεροι από ότι μικρότεροι σεισμοί. Παρατηρούνται δύο ενεργοί περίοδοι που εναλλάσσονται με τρεις περιόδους ηρεμίας. Επισημαίνεται ότι πριν την πρώτη σεισμική περίοδο, δεν μπορεί να καθοριστεί με βεβαιότητα κάποια σεισμική περίοδος, καθώς μπορεί να υπάρχουν ιστορικοί σεισμοί που δεν έχουν καταγραφεί πριν το 1695. Η πρώτη σεισμική περίοδος διήρκεσε 57 (1695-1752) χρόνια που την διαδέχτηκε η πρώτη σεισμική περίοδος που διήρκεσε 87 χρόνια (1752-1839), όπου και καταγράφηκε ο ισχυρότερος σεισμός με $M=7.4$ το 1752. Ακολούθησε η δεύτερη σεισμική περίοδος που είχε περίοδο 55 χρόνια (1839-1894), ενώ η δεύτερη σεισμική περίοδος διήρκεσε 39 χρόνια (1894-1933). Την δεύτερη σεισμική περίοδο διαδέχτηκε

μια σεισμική περίοδος 45 χρόνων (1933-1978), ενώ μετά από αυτή την περίοδο καταγράφηκαν μόνο δύο ισχυροί σεισμοί με $M=6.5$ και $M=6.6$ το 1978 και 1995 αντίστοιχα. Στο σχήμα 30 φαίνονται συνοπτικά οι περίοδοι που περιεγράφηκαν



Σχήμα 30: Μεγέθη σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο. Με κόκκινες μπάρες συμβολίζονται οι σεισμικές περίοδοι, ενώ με πράσινες μπάρες οι ασεισμικές περίοδοι. Από πάνω τους αναγράφονται οι διάρκειες τους σε χρόνια.

Μετά την μελέτη του μεγέθους πληρότητας M_c για τους καταλόγους της εργασίας, για να υπολογιστούν οι παράμετροι σεισμικότητας, υπολογίζονται οι παράμετροι σεισμικότητας της σχέσης Gutenberg-Richter.

3.3 Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας

Κατά την ανάπτυξη της επιστήμης της σεισμολογίας, κυρίως τον 20^ο αιώνα που άρχισαν να λειτουργούν οι πρώτοι σειсмоγράφοι, υπήρχε η ανάγκη να γίνει διάκριση μεταξύ των μεγάλων και των μικρών σεισμών βασισμένη σε ενόργανες καταγραφές και όχι σε μαρτυρίες μακροσεισμικών αποτελεσμάτων, όπως καταστροφές, καθώς πρέπει να ληφθούν υπόψιν και οι σεισμοί βάθους, αλλά και σεισμοί οι οποίοι γίνονται σε

αραιοκατοικημένες περιοχές και δεν υπάρχουν πολλές μαρτυρίες. Όμως, δεν υπάρχει άμεσος τρόπος υπολογισμού της εκλυόμενης ενέργειας ενός σεισμού και για αυτό τον λόγο οι σεισμολόγοι όρισαν ένα μέγεθος, το οποίο είναι κατά προσέγγιση μέτρο της ενέργειας ενός σεισμού. Το μέγεθος M , ενός σεισμού, είναι ένα μέτρο της ενέργειας του σεισμού, το οποίο προσδιορίζεται με μετρήσεις παραμέτρων (πλατών, περιόδων, διάρκειας) των σεισμικών κυμάτων που παράγονται κατά την γένεση ενός σεισμού. Έχουν οριστεί διάφορες κλίμακες μεγεθών, όπου η καθεμιά μετράει διαφορετική παράμετρο. Η πρώτη από τις κλίμακες αυτές είναι εκείνη που επινόησαν οι Gutenberg-Richter το 1944, όπου με χρήση ενόργανων καταγραφών όρισαν ένα μέγεθος αρχικά για την περιοχή της Καλιφόρνιας και στη συνέχεια επεκτάθηκε σε όλο τον πλανήτη. Το μέγεθος αυτό το ονόμασαν τοπικό μέγεθος M_L , και ορίστηκε ως ο δεκαδικός λογάριθμος του μέγιστου πλάτους αναγραφής του σεισμού, σε mm, από πρότυπο βραχείας περιόδου σεισμόμετρο στρέψης ($T_0=0.8$ sec, $V_0=2800$, $\zeta=0.7$) που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση 100 χιλιομέτρων από το σεισμό (Papazachos et al., 2005).

Η σεισμικότητα μιας περιοχής μπορεί να οριστεί ως μια ποσότητα της οποίας η τιμή είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη σεισμών που συμβαίνουν σε αυτή και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσης των σεισμών αυτών. Διακρίνονται δύο είδη σεισμικότητας, η χρονικός ανεξάρτητη και η χρονικός εξαρτωμένη σεισμικότητα. Στην πρώτη περίπτωση, η σεισμικότητα θεωρείται ανεξάρτητη με τον χρόνο και υπολογίζεται με μοντέλα τα οποία βασίζονται στην υπόθεση ότι η σεισμικότητα σε έναν τόπο εξαρτάται από τις τεκτονικές δυνάμεις που ασκούνται στον τόπο (ταχύτητα λιθοσφαιρικής κίνησης, κλπ.) αλλά η αναμενόμενη σεισμικότητα δεν εξαρτάται από το μέγεθος και τον χρόνο γένεσης προηγούμενων σεισμών (μοντέλο χωρίς μνήμη). Στην δεύτερη περίπτωση τα μοντέλα βασίζονται στην υπόθεση ότι υπάρχει χρονική μεταβολή της σεισμικότητας σ' έναν τόπο σύμφωνα με ορισμένο νόμο και συνεπώς η αναμενόμενη μελλοντική σεισμικότητα εξαρτάται από το μέγεθος και το χρόνο γένεσης προηγούμενων σεισμών. Στην παρούσα εργασία, εξετάζεται μόνο η πρώτη περίπτωση.

Η σεισμικότητα μιας περιοχής αποτελεί μέτρο της ενεργού τεκτονικής δράσης και είναι απαραίτητος ο καθορισμός της, καθώς ο σεισμικός κίνδυνος της περιοχής

εξαρτάται από αυτή. Για αυτό το λόγο, ορίζονται διάφορα μέτρα σεισμικότητας, τα οποία βασίζονται στο στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter (1944) και στην υπόθεση ότι η χρονική κατανομή των σεισμών είναι τυχαία (κατανομή Poisson). Ο νόμος αυτός εκφράζεται από την σχέση:

$$\log N = a_t = bM \quad (2)$$

Όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M ($M \geq M_c$ για αθροιστική κατανομή) και a_t και b παράμετροι. Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο και δείχνει την σχέση μεταξύ του αριθμού των σεισμών που έχουν μεγάλα και μικρά μεγέθη, ενώ η παράμετρος a_t εξαρτάται από τη σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν S , της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και τη χρονική περίοδο που έγιναν οι σεισμοί. Οι παράμετροι αυτοί υπολογίζονται από την γραφική παράσταση του $\log N$ σε συνάρτηση με το M , όπως φαίνεται και στο σχήμα 32. Συνήθως την παράμετρο a_t την ανάγουμε σε χρονικό διάστημα ενός έτους, οπότε η ανηγμένη τιμή αυτής, a , δίνεται από τη σχέση:

$$a = a_t - \log t \quad (3)$$

Έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες να συσχετίσουν τις τιμές του b με διάφορα χαρακτηριστικά. Οι Mogi (1967) και Scholz (1968) προσπάθησαν να συσχετίσουν το b με τις ρωγμές πετρωμάτων που έγιναν σε εργαστήρια. Ο Mogi (1967) συμπέρανε ότι η σχέση μεγέθους-συχνότητας βασίζεται κυρίως στη μηχανική δομή των πετρωμάτων και στην χωρική κατανομή της εξωτερικής τάσης, και ότι το b αυξάνει με το βαθμό ετερογένειας και πυκνότητας των ρωγμών στο υλικό. Ο Scholz (1968) από την άλλη βρήκε ότι το είδος της τάσης και όχι η ετερογένεια του υλικού παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην τιμή του b , και συμπέρανε ότι το b μειώνεται με την τάση. Γενικώς αποδεκτό είναι ότι η τιμή του b σχετίζεται με τις γεωλογικές συνθήκες της περιοχής όπου γίνεται ο σεισμός, και τείνει να μειωθεί πριν από έναν ισχυρό σεισμό (Hatzidimitriou et al., 1985).

Η εύρεση των παραμέτρων a και b της σχέσης Gutenberg-Richter είναι μείζονος σημασίας, καθώς με την χρήση τους υπολογίζονται παράμετροι σεισμικότητας, όπως η περίοδος επανάλληψης ενός σεισμού, T_m , η πιθανότητα γένεσης σεισμού με μέγεθος M ή

μεγαλύτερο και το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος $\bar{M}$ σεισμού σε μια περιοχή για ένα χρονικό διάστημα. Για αυτό τον λόγο έχουν γίνει πάρα πολλές μελέτες, καθώς είναι τα θεμέλια της τεχνικής σεισμολογίας οι παράμετροι αυτοί, όπου σε συνεργασία με τους μηχανικούς, κατασκευάζονται ασφαλείς κατασκευές (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

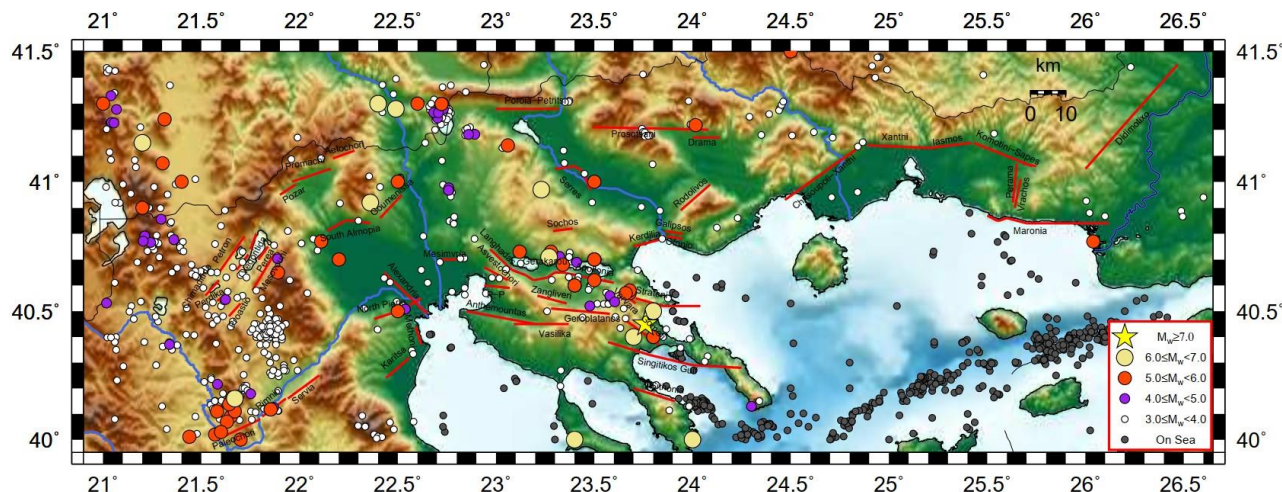
Σε γενικότερες γραμμές, οι τιμές του b κυμαίνονται γύρω στην μονάδα, αν και υπάρχουν διακυμάνσεις (έως 30 τοις εκατό) γύρω από αυτή την τυπική τιμή, όπου οφείλονται κυρίως στους καταλόγους που χρησιμοποιούνται, στην μέθοδο υπολογισμού της παραμέτρου και στο εύρος των μεγεθών των σεισμών που λαμβάνονται υπόψιν (Godano et al., 2014). Η ακρίβεια υπολογισμού των παραμέτρων Gutenberg-Richter έχει βρεθεί ότι εξαρτάται από τρεις κύριους παράγοντες. Ο πρώτος σχετίζεται με το μέγεθος πληρότητας M_c , όπου όπως έχει αναφερθεί και υπολογιστεί παραπάνω, πρόκειται για το μέγεθος πάνω από το οποίο έχουν καταγραφεί όλοι σεισμοί στον κατάλογο που χρησιμοποιείται. Ο δεύτερος παράγοντας εξαρτάται από το διάστημα μεγεθών $DM = M_{largest} - M_c$, όπου πρόκειται για την διαφορά του ισχυρότερου σεισμού του καταλόγου $M_{largest}$ και το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου M_c . Ιδανικό σενάριο είναι η τιμή DM να μην υπερβαίνει το 2.5. Όπως γίνεται αντιληπτό, οι δύο πρώτοι παράγοντες εξαρτώνται από την ανιχνευτικότητα των σεισμών από το δίκτυο σεισμικών σταθμών, τον αριθμό αυτών και την χωρική τους κατανομή. Τρίτος και τελευταίος παράγοντας είναι ο ελάχιστος αριθμός σεισμών N που χρησιμοποιείται για τις στατιστικές αναλύσεις, ο οποίος πρέπει να είναι τουλάχιστον 50 σεισμοί (Popandopoulos και Chatziioannou, 2014)

Στην παρούσα εργασία, έχουν υπολογιστεί διάφορες τιμές των παραμέτρων a και b της σχέσης Gutenberg-Richter, καθώς και οι υπόλοιπες σεισμικές παράμετροι, τόσο για ολόκληρη την περιοχή της μελέτης, όσο και για υποπεριοχές και για διάφορους καταλόγους.

3.3.1 Υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικότητας για τη Βόρεια Ελλάδα

Σε αυτήν την ενότητα, υπολογίζονται οι παράμετροι a και b της σχέσης Gutenberg-Richter, καθώς και οι παράμετροι σεισμικότητας για την ευρύτερη περιοχή μελέτης της Βόρειας Ελλάδας. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις διαφορετικοί σεισμικοί κατάλογοι, ένας για την περίοδο 2008-2019, που περιλαμβάνει σεισμούς με μεγέθη

$M \geq 3.0$, ένας κατάλογος με σεισμούς $M \geq 5.0$ για την περίοδο 1911-2014, ενώ ο τρίτος είναι ένας συνδυαστικός κατάλογος του πρώτου με έναν κατάλογο για την περίοδο 1911-2014, που περιλαμβάνει σεισμούς με $M \geq 5.0$. Στο σχήμα 31 απεικονίζονται τα επίκεντρα όλων των σεισμών για τις περιόδους 1911-2014 και 2008-2019 για μεγέθη $M \geq 5$ και $M \geq 3$ αντίστοιχα. Όλοι οι σεισμοί σε όλους τους καταλόγους είναι επιφανειακοί, δηλαδή έχουν εστιακό βάθος $h \leq 60$ km.



Σχήμα 31: Επικεντρική κατανομή σεισμών που έγιναν στη Βόρεια Ελλάδα για τις περιόδους 1911-2014 και 2008-2019.

Για τον πρώτο κατάλογο, που περιέχει σεισμούς με μεγέθη $M \geq 3.0$ και αφορά την περίοδο 2008-2019, αφού εφαρμόστηκε η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων στα δεδομένα του σχήματος 32, προέκυψε η παρακάτω σχέση:

$$\log N = 5.14 - 1.14M \quad 3.0 \leq M \leq 5.5 \quad (4)$$

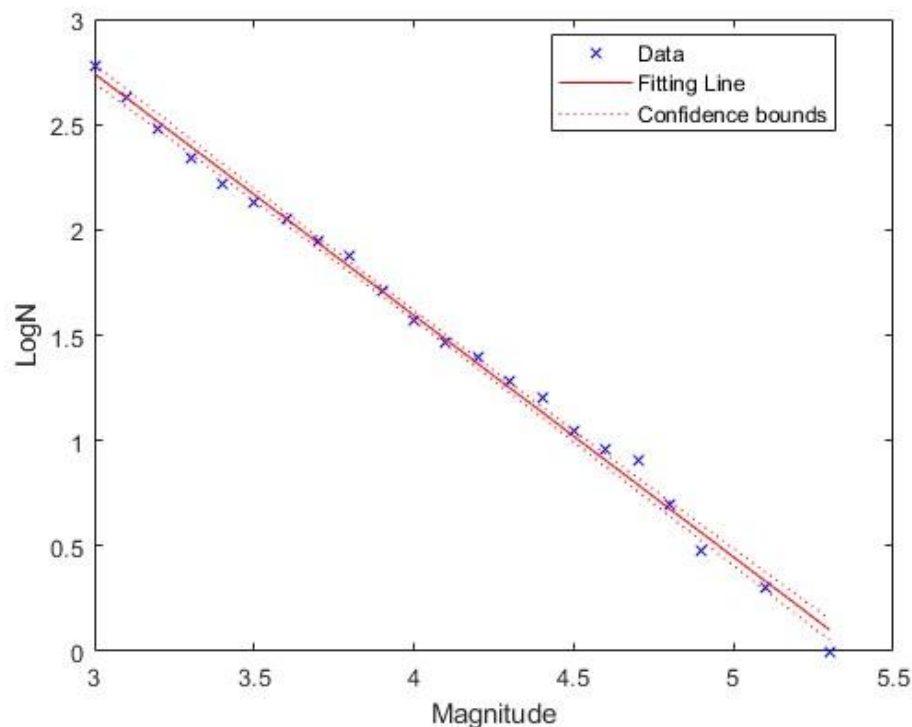
όπου N είναι ο ετήσιος αριθμός των επιφανειακών σεισμών μεγέθους M ή μεγαλύτερου που έγιναν στην περιοχή μελέτης το χρονικό διάστημα 2008-2019.

Σε αυτόν τον κατάλογο που περιέχει κατά κύριο λόγο μικρούς σεισμούς, δεν έχει νόημα να υπολογιστούν μέση περίοδοι επανάληψης και πιθανότητα εκδήλωσης ενός σεισμού μεγέθους M ή μεγαλύτερου, καθώς αναμένεται οι μέσες περίοδοι να είναι πολύ μικρές και οι πιθανότητες εμφάνισης τους βέβαιες.

Ακόμα μία παράμετρος που μπορεί να υπολογιστεί είναι το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος σεισμού $\bar{M}$, που γίνεται στην περιοχή μελέτης σε χρονικό διάστημα t και δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{M} = \frac{a + \log t}{b} \quad (5)$$

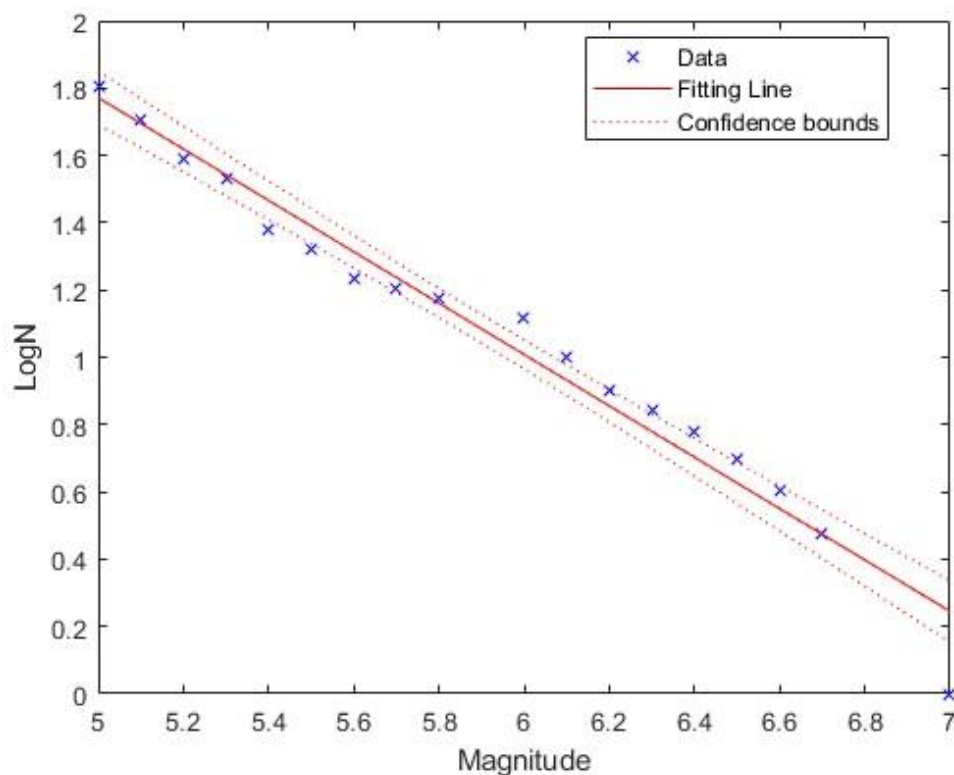
Αν για $t=1$, τότε υπολογίζεται το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος των σεισμών στην περιοχή μελέτης, που είναι ίσο με 4.5.



Σχήμα 32: Αθροιστική συχνότητα των μεγεθών των επιφανειακών σεισμών στη Βόρεια Ελλάδα για την περίοδο 2008-2019.

Οι παραπάνω υπολογισμοί των παραμέτρων σεισμικότητας αφορούσαν τον κατάλογο για την περίοδο 2008-2019. Η ίδια ανάλυση ακολουθήθηκε για τον κατάλογο σεισμών για την περίοδο 1911-2014 με σεισμούς $M \geq 5.0$. Με εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων στα δεδομένα του σχήματος 33, προέκυψε η ακόλουθη σχέση:

$$\log N = 4.540 - 0.76M \quad 5.0 \leq M \leq 7.0 \quad (6)$$



Σχήμα 33: Αθροιστική συχνότητα των μεγεθών των επιφανειακών σεισμών στην περιοχή μελέτης για την περίοδο 1911-2014.

Η μέση περίοδος επανάληψης, T_m , των σεισμών με μεγέθη M ή μεγαλύτερα που γίνονται σε μια περιοχή υπολογίζεται από την σχέση:

$$T_m = \frac{10^{bM}}{10^a} \quad (7)$$

όπου a και b οι παράμετροι της σχέσης G-R και M το μέγεθος σεισμού. Στον πίνακα 2 φαίνονται οι μέσες περίοδοι επανάληψης για διάφορα μεγέθη σεισμών.

Πίνακας 2: Μέση περίοδος επανάληψης, T_m , των επιφανειακών σεισμών στη Βόρεια Ελλάδα με μεγέθη M ή μεγαλύτερα.

M	T_m (Ετη)
5.0	1.74
5.5	4.19
6.0	10.10
6.5	24.33
7.0	58.60
7.5	141.10
8.0	339.75

Ο παραπάνω πίνακας δείχνει ότι στη περιοχή μελέτης γίνεται ένας σεισμός μεγέθους 5.0 ή μεγαλύτερος σχεδόν κάθε 21 μήνες (1.74 έτη), ένας σεισμός μεγέθους 5.5 ή μεγαλύτερος σχεδόν κάθε 4 χρόνια και 2 μήνες (4.19 έτη), ένας σεισμός μεγέθους 6.0 ή μεγαλύτερος σχεδόν κάθε 10 χρόνια (10.10 έτη), ένας σεισμός με μέγεθος 6.5 ή μεγαλύτερος κάθε 24 χρόνια περίπου (24.33), ενώ σεισμό με μέγεθος 7.0 ή μεγαλύτερος γίνεται σχεδόν κάθε 58,5 χρόνια (58.60 έτη).

Ακόμα μία παράμετρος που μπορεί να υπολογιστεί είναι η πιθανότητα, P_t , ένας σεισμός με μέγεθος M να γίνει σε ένα ορισμένο χρονικό διάστημα, υποθέτοντας ότι ισχύει η χρονική κατανομή Poisson, σύμφωνα με τη σχέση:

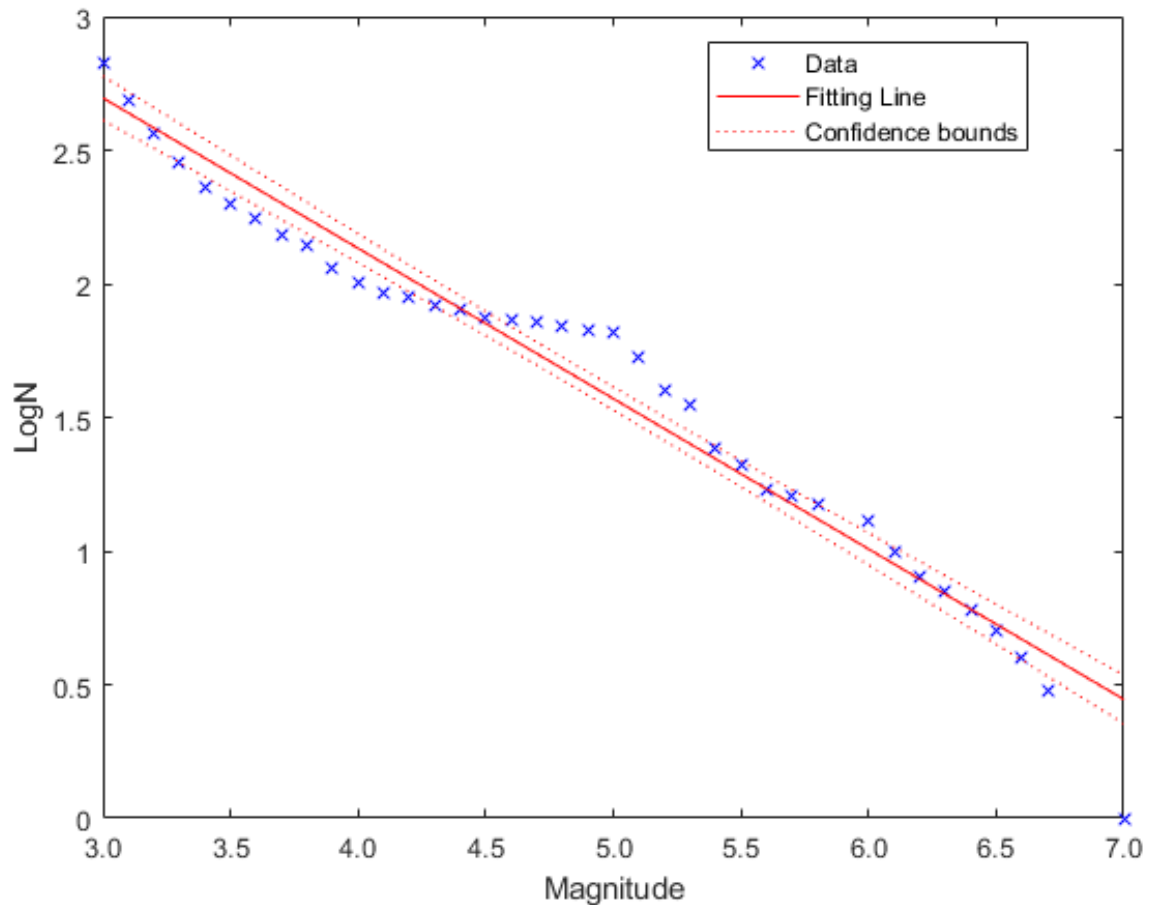
$$P_t = 1 - \exp^{-\frac{t}{T_m}} \quad (8)$$

όπου t είναι το χρονικό διάστημα, συνήθως ίσο με το διάστημα του καταλόγου, και T_m η μέση περίοδος επανάληψης. Η ποσότητα P_t χρησιμοποιείται συνήθως ως μέτρο της σεισμικής επικινδυνότητας σε μια θέση. Η σχέση αυτή δείχνει ότι η πιθανότητα για να υπερβληθεί ορισμένη τιμή έντασης σε χρονικό διάστημα ίσο με τη μέση περίοδο επανάληψης αυτής της τιμής είναι 0.63. Με την χρήση της παραπάνω σχέσης, υπολογίζεται ότι η πιθανότητα να γίνει ένας σεισμός μεγέθους 7.0 ή μεγαλύτερος σε διάστημα 103 χρόνων είναι 82%, με μέγεθος 7.5 ή παραπάνω κατά 52%.

Με βάση αυτόν τον κατάλογο που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b , το ετήσιο μέγιστο πιθανότερο μέγεθος σεισμού που μπορεί να γίνει στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, σύμφωνα με τη σχέση 5 υπολογίζεται ότι είναι 4.7, αρκετά κοντά με το αντίστοιχο μέγεθος που υπολογίστηκε με τον πρώτο κατάλογο.

Στη συνέχεια, έγινε υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικότητας, λαμβάνοντας υπόψιν και τους δύο καταλόγους συνδυαστικά. Συνεπώς για το χρονικό διάστημα 1911-2019, λήφθηκαν υπόψιν όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 3.0$. Με εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων στα δεδομένα του σχήματος 34, προέκυψε η ακόλουθη σχέση:

$$\log N = 2.35 - 0.56M \quad 3.0 \leq M \leq 7.0 \quad (9)$$



Σχήμα 34: Αθροιστική συχνότητα των μεγεθών των επιφανειακών σεισμών στην περιοχή μελέτης.

Με χρήση των παραμέτρων Gutenberg-Richter και της σχέσης (2) υπολογίζονται οι μέσοι περίοδοι επανάληψης σεισμών για διάφορα μεγέθη σεισμών, τα οποία παρουσιάζονται στον πίνακα 3.

Πίνακας 3: Μέση περίοδος επανάληψης, T_m , των επιφανειακών σεισμών στη Βόρεια Ελλάδα με μεγέθη M ή μεγαλύτερα.

M	T_m (Έτη)
5.0	2.90
5.5	5.55
6.0	10.61
6.5	20.28
7.0	38.77
7.5	74.09
8.0	141.60

Σύμφωνα με τον παραπάνω πίνακα, γίνεται σεισμός μεγέθους 4.0 ή μεγαλύτερος κάθε 288 μέρες (0.79 έτη), με μέγεθος 4.5 ή μεγαλύτερος κάθε 1.5 έτη και ούτω καθεξής, ενώ σεισμοί με μέγεθος 7.0 ή μεγαλύτερο κάθε 74 χρόνια.

Με την χρήση της σχέσης (8) υπολογίζεται η πιθανότητα P_t ένας σεισμός με μέγεθος M ή μεγαλύτερο σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα, στην παρούσα περίπτωση 108 έτη, και υποθέτοντας ότι ισχύει η χρονική κατανομή Poisson χρησιμοποιώντας τις μέσες περιόδους του Πίνακα 3 βγαίνουν τα εξής αποτελέσματα: Στο χρονικό διάστημα των 108 ετών που καλύπτει ο ενιαίος κατάλογος, η πιθανότητα να γίνει σεισμός με μέγεθος 7.0 ή μεγαλύτερο, αγγίζει το 93%, σεισμός με μέγεθος 7.5 ή μεγαλύτερος υπάρχει πιθανότητα να συμβεί κατά 76%. Επίσης με τη χρήση της σχέσης (5) υπολογίζεται ότι το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος είναι ίσο με 4.2.

Συνοπτικά, ερευνήθηκαν οι δύο κατάλογοι και ο συνδυασμός τους, και υπολογίστηκαν οι μέσοι περίοδοι σεισμών για διάφορα μεγέθη, οι πιθανότητες γένεσης τέτοιων σεισμών και το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος. Στον Πίνακα 4 συνοψίζονται τα παραπάνω αποτελέσματα, ενώ συγκρίνονται με τα αντίστοιχα που υπολόγισαν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) για ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο.

Πίνακας 4: Μέσοι περίοδοι επανάληψης για τη Βόρεια Ελλάδα.

M	T _m (Ετη) 1911- 2014	T _m (Ετη) 1911- 2019	T _m (Ετη) Παπαζάχος και Παπαζάχου
5.0	1.74	2.90	0.05
5.5	4.19	5.55	0.16
6.0	10.10	10.61	0.5
6.5	24.33	20.28	1.8
7.0	58.60	38.77	5.8
7.5	141.10	74.09	70
8.0	339.75	141.60	850

Μεταξύ των δύο πρώτων καταλόγων, οι μέσες περίοδοι για τα ίδια μεγέθη δεν έχουν μεγάλη απόκλιση για μεγέθη μικρότερα ή ίσα του 7.0. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι οι δύο κατάλογοι δεν περιέχουν σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο του 7.0, συνεπώς η σχέση Gutenberg-Richter κάνει πρόβλεψη χωρίς να έχουν ληφθεί τέτοια μεγέθη στους υπολογισμούς των παραμέτρων *a* και *b*. Όσον αφορά την σύγκριση τους με τον κατάλογο των Παπαζάχου και Παπαζάχου (2003), η διαφορά των μέσων περιόδων επανάληψης είναι πολύ μεγάλη. Αυτή η διαφορά οφείλεται κυρίως ότι οι δύο πρώτοι κατάλογοι αφορούν συγκεκριμένα τη Βόρεια Ελλάδα, ενώ ο κατάλογος των Παπαζάχου και Παπαζάχου αφορά ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Τα δεδομένα και τα αποτελέσματα τους επηρεάζονται κυρίως από το ότι η Νότια Ελλάδα έχει μεγαλύτερη σεισμικότητα από τη Βόρεια Ελλάδα. Υπενθυμίζεται ότι η Ανατολική Μακεδονία και Θράκη έχουν χαμηλή σεισμικότητα, ενώ το Ελληνικό τόξο και ο Κορινθιακός Κόλπος που περιλαμβάνονται στον κατάλογο του ελληνικού χώρου, έχουν πολύ υψηλή σεισμικότητα. Οι σχέσεις που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων στον μεγάλο κατάλογο των Παπαζάχου και Παπαζάχου (2003) είναι οι εξής:

$$\log N = 6.58 - 1.05, \quad 4.5 \leq M \leq 7.0 \quad (10)$$

$$\log N = 14.51 - 2.18M, \quad 7.0 \leq M \leq 8.3 \quad (11)$$

ενώ το πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος επιφανειακών σεισμών χρησιμοποιώντας την πρώτη από τις δύο σχέσεις, υπολογίζεται ότι είναι ίσο με 6.3, το οποίο διαφέρει σημαντικά από τα αντίστοιχα των καταλόγων της παρούσας εργασίας.

3.3.2 Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας για κάθε ρήγμα.

Με την χρήση των παραπάνω σχέσεων, μπορούν να υπολογιστούν η μέση περίοδος επανάληψης ενός σεισμού και το πιθανό μέγιστο ετήσιο μέγεθος σεισμού που μπορεί να δώσει κάθε ρήγμα στη Βόρεια Ελλάδα. Αν και ο υπολογισμός των παραμέτρων αυτών για συγκεκριμένη σεισμική πηγή εξαρτάται και από άλλους παράγοντες, όπως εδαφικές συνθήκες, εδώ λαμβάνεται υπόψιν μόνο ο τελευταίος σεισμός που έγινε σε κάποιο ρήγμα.

Ακόμα, θα χρησιμοποιηθούν σχέσεις που συσχετίζουν το μήκος, το πλάτος και τη μέση μετάθεση ενός ρήγματος με το μέγεθος ροπής για διάφορες κατηγορίες ρηγμάτων. Πιο συγκεκριμένα, ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (Papazachos et al., 2003) χρησιμοποίησαν παγκόσμια δεδομένα για να καθορίσουν αυτές τις σχέσεις, διακρίνοντας τα ρήγματα σε τρία είδη: α) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, β) ρήγματα κλίσης (ανάστροφα ή κανονικά) σε ηπειρωτικές περιοχές, και γ) ρήγματα κλίσης σε περιοχές λιθοσφαιρικής κατάδυσης. Το τελευταίο είδος δεν συναντάται στη Βόρεια Ελλάδα, αλλά μόνο δυτικά της Ζακύνθου, νότια της Κρήτης και ανατολικά της Ρόδου, όπου καταδύεται η ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα της ανατολικής Μεσογείου (μπροστινό τμήμα της Αφρικανικής πλάκας) κάτω από την ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου (μπροστινό τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας), σχηματίζοντας την Ελληνική Τάφρο (Papazachos et al., 2003).

Οι σχέσεις είναι οι εξής:

A) Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Strike-slip faults)

$$\log L = 0.59M - 2.30, \quad 6.0 \leq M \leq 8.0 \quad (12)$$

$$\log w = 0.23M - 0.49, \quad 6.0 \leq M \leq 8.0 \quad (13)$$

$$\log u = 0.68M - 2.59, \quad 6.0 \leq M \leq 8.0 \quad (14)$$

B) Ρήγματα κλίσης σε ηπειρωτικές περιοχές (dip-slip, continental)

$$\log L = 0.50M - 1.86, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \quad (15)$$

$$\log w = 0.28M - 0.70, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \quad (16)$$

$$\log u = 0.72M - 2.82, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \quad (17)$$

Γ) Ρήγματα κλίσης σε περιοχές λιθοσφαιρικής κατάδυσης (dip-slip, subduction)

$$\log L = 0.55M - 2.19, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (18)$$

$$\log w = 0.31M - 0.63, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (19)$$

$$\log u = 0.64M - 2.56, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (20)$$

όπου L είναι το μήκος του ρήγματος σε χιλιόμετρα, w το πλάτος του ρήγματος σε χιλιόμετρα και u η μέση μετάθεση σε εκατοστά. Χρησιμοποιώντας τις σχέσεις της προηγούμενης ενότητας και τις σχέσεις των Papazachos et al. (2004), θα υπολογιστούν οι παράμετροι σεισμικότητας για κάθε ρήγμα στη Βόρεια Ελλάδα.

Ρήγμα Διδυμότειχου: Το ρήγμα του Διδυμότειχου αποτελεί το ανατολικότερο ρήγμα της Ελλάδας και βρίσκεται κοντά στα σύνορα με την Τουρκία. Πρόκειται για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, με μήκος 80 χιλιόμετρα, παράταξη 54° και γωνία κλίσης 90° . Ο πλέον πρόσφατος ιστορικός σεισμός που έδωσε το συγκεκριμένο ρήγμα έγινε το 1752 με μέγεθος $M=7.4$, με επίκεντρο λίγο έξω από το Σουφλί (26.20° N 41.20° E). Με τη χρήση της σχέσης (12) των Papazachou et al. (2004), υπολογίζεται ότι με βάση το μήκος του ρήγματος, μπορεί να δώσει σεισμό μεγέθους έως 7.1, μικρότερο από τον σεισμό του 1752. Χρησιμοποιώντας τις σχέσεις της προηγούμενης ενότητας και τις παραμέτρους Gutenberg-Richter για τις περιόδους 1911-2014 και 1911-2019, υπολογίζεται ότι η μέση περίοδος επανάληψης για το μέγιστο μέγεθος σεισμού που υπολογίστηκε είναι 69.86 έτη και 44 έτη, αντίστοιχα. Βέβαια, οι υπολογισμοί αυτοί είναι περιέχουν αβεβαιότητες, διότι οι κατάλογοι σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των παραμέτρων, δεν περιλαμβάνουν ιστορικούς σεισμούς.

Ζώνη ρηγμάτων Καβάλας-Ξάνθης-Κομοτηνής: Αυτή η ζώνη ρηγμάτων αποτελείται από 4 ρήγματα, που είναι το ρήγμα Χρυσούπολης-Ξάνθης, το ρήγμα Ξάνθης-Ιάσμου, το ρήγμα Ιάσμου-Κομοτηνής και το ρήγμα Κομοτηνής-Σαπών. Το πρώτο τμήμα έχει μήκος 36.20 χιλιόμετρα, το δεύτερο 27 χιλιόμετρα, το τρίτο 16 και το τελευταίο 36.20 χιλιόμετρα. Ο τελευταίος μεγάλος ιστορικός σεισμός που έγινε σε αυτή τη ζώνη ρηγμάτων ήταν το 1784 με μέγεθος $M=6.7$ στην πόλη της Κομοτηνής (25.44° N

41.13° E). Από την σχέση (15) των Papazachou et al. (2004), για το συγκεκριμένο ρήγμα που είναι κανονικό, υπολογίζεται ότι το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να γίνει με βάση το μήκος του είναι ίσο με 7.8. Η μέση περίοδος επανάληψης που υπολογίζεται για το μέγιστο μέγεθος σεισμού για τη συγκεκριμένη ζώνη ρήγματος, που έχει συνολικό μήκος περίπου 115 χιλιόμετρα είναι 239 έτη και 109.28 έτη, αντίστοιχα, για τους δύο καταλόγους.

Ρήγμα Μαρώνειας-Αλεξανδρούπολης: Το ρήγμα αυτό οριοθετεί την ξηρά με την θάλασσα, σχηματίζοντας απότομους γκρεμούς. Έχει μήκος 35 χιλιόμετρα, ενώ ο τελευταίος σεισμός που συνδέεται με το ρήγμα ήταν το 2004 με μέγεθος $M=5.1$. Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει το συγκεκριμένο ρήγμα με βάση το μήκος του υπολογίζεται ίσο με 6.8. Υπολογίζεται ότι η μέση περίοδος επανάληψης για το μέγιστο μέγεθος σεισμού είναι 41 έτη και 29.91 έτη, αντίστοιχα, για τους δύο καταλόγους.

Ζώνη ρηγμάτων Δράμας-Προσοτσάνης: Αυτή η ζώνη ρήγματος έχει συνολικό μήκος 40 χιλιόμετρα. Η συγκεκριμένη ζώνη έχει συνδεθεί με δύο γνωστούς σεισμούς, έναν το 1985 (23.9°N, 41.3°E) με μέγεθος $M=5.5$ και έναν το 1829 (41.10° N, 24.50° E) με μέγεθος $M=7.3$. Το μέγιστο μέγεθος σεισμού με βάση το συνολικό μήκος του που μπορεί να δώσει σύμφωνα με την σχέση (15) των Papazachos et al. (2004) υπολογίζεται ότι είναι 7.0. Η περίοδος επανάληψης για μέγεθος σεισμού 7.0 είναι 58.60 έτη και 38.76 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Οφρυνίου-Γαληψού: Η ζώνη αυτή έχει συνολικό μήκος 15 χιλιόμετρα, και διέρχεται από τα ομώνυμα χωριά. Η ζώνη αυτή δεν έχει συνδεθεί με κάποιον σημαντικό σεισμό, συνεπώς δεν υπολογίζεται η μέση περίοδος επανάληψης. Με βάση το μήκος της ζώνης, το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να γίνει στη ζώνη υπολογίζεται ότι είναι 6.0, εάν ενεργοποιηθεί σε όλο το μήκος του, ενώ υπολογίζεται η μέση περίοδος επανάληψης τέτοιου μεγέθους ότι είναι 10.10 έτη και 10.61 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Σερρών-Νέας Ζίχνης: Η ζώνη αυτή βρίσκεται στην Κεντρική Μακεδονία και έχει μήκος 30 χιλιόμετρα, και αποτελείται από μικρότερα ρήγματα με διαφορετική παράταξη. Δεν υπάρχει σύνδεση με κάποιον ιστορικό σεισμό στην ευρύτερη

περιοχή, ενώ θεωρείται δύσκολο να ενεργοποιηθεί ολόκληρο. Στην περίπτωση της πλήρους δραστηριοποίησής του για όλο το μήκος του, υπολογίζεται ότι το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει είναι 6.6, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης ενός τέτοιου μεγέθους υπολογίζεται ότι είναι 29 έτη και 23 έτη.

Ζώνη ρηγμάτων Κερκίνης: Η ζώνη αυτή αποτελείται από δύο κύρια ρήγματα, των Ποροΐων-Πετритσίου και Καστανούσσας, με συνολικό μήκος 55 χιλιόμετρα. Η συγκεκριμένη ζώνη φαίνεται να συνδέεται με τον σεισμό του 2009, που είχε μέγεθος $M_w=5.2$, ενώ ακολούθησαν μετασεισμοί. Το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να δώσει το συγκεκριμένο ρήγμα με βάση το μήκος του, υπολογίζεται ότι είναι ίσο με 7.2, σε περίπτωση που επαναδραστηριοποιηθεί ολόκληρο, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 83.28 έτη και 50.23 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Στρατωνίου-Βαρβάρας: Το ρήγμα αυτό βρίσκεται στη χερσόνησο της Χαλκιδικής, έχει μήκος 31.5 χιλιόμετρα, και δύο ρήγματα, το ρήγμα του Στρατωνίου που έχει μήκος 25 χιλιόμετρα, και της Βαρβάρας με μήκος 6.5 χιλιόμετρα. Το ρήγμα αυτό θεωρείται ότι είναι εκείνο που έδωσε τον ισχυρό σεισμό του 1932 με μέγεθος $M=7.0$, που ισοπέδωσε την Ιερισσό. Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει το ρήγμα υπολογίζεται με βάση το μήκος του ότι είναι 6.9, αρκετά κοντά με το μέγεθος του σεισμού που έγινε, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 58.60 έτη και 38.76 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Γοματίου : Το ρήγμα αυτό που είναι παράλληλο με του Στρατωνίου-Βαρβάρας έχει μήκος 15.5 χιλιόμετρα, ενώ εντοπίζονται και κάποιες πλαγιοκανονικές αριστερόστροφες κινήσεις. Δεν έχει συνδεθεί με κάποιο σημαντικό σεισμό, ενώ το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει είναι 6.1, με μέση περίοδο επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος ίση με 12.05 έτη και 12.08 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Σιγγιτικού Κόλπου: Το ρήγμα αυτό έχει συνολικό μήκος 30 χιλιόμετρα, και το μισό βρίσκεται μέσα στη θάλασσα. Το χερσαίο τμήμα του έχει μορφοτεκτονικά χαρτογραφηθεί και βρέθηκε ότι παρουσιάζει κινηματικά στοιχεία μιας πλαγιοκανονικής ολίσθησης με αριστερόστροφες συνιστώσες. Το συγκεκριμένο ρήγμα δεν έχει δώσει κάποιο ισχυρό σεισμό, ενώ στην περίπτωση που ενεργοποιηθεί ολόκληρο, το μέγιστο

μέγεθος που μπορεί να δώσει είναι ίσο με 6.6, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 29.01 έτη και 23.09 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Βουρβουρούς: Το ρήγμα αυτό βρίσκεται στο δεύτερη χερσόνησο της Χαλκιδικής και έχει μήκος 27 χιλιόμετρα. Μορφοτεκτονικές αναλύσεις έδειξαν μια δραστηριότητα στο Τεταρτογενές για τα 15 χιλιόμετρα του ρήγματος, καθώς και την ανάδειξη δύο δευτερευόντων τμημάτων, τα οποία δεν θεωρούνται ικανά να δώσουν ισχυρούς σεισμούς. Βάσει της σχέσης (15) των Papazachos et al. (2004), υπολογίζεται ότι μπορεί να δώσει σεισμό με μέγιστο μέγεθος ίσο με 6.6, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 29.01 έτη και 23.09 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Ανθεμούντα: Μία πολύ σημαντική ζώνη ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης είναι αυτή του Ανθεμούντα. Έχει συνολικό μήκος 50 χιλιόμετρα και διακρίνεται σε δύο τμήματα, της Σουρωτής και του Αγγελοχωρίου. Το 1759 μια σημαντική ακολουθία επηρέασε την πόλη της Θεσσαλονίκης (Papazachos & Papazachou 2003, Ambraseys 2009), με την ακριβή ημερομηνία να μην έχει καθοριστεί ακόμα. Οι Papazachos & Papazachou (2003) προτείνουν ότι στις 22 Ιουνίου έγινε ο κύριος σεισμός ενώ ο Ambraseys (2009) θεωρεί ότι όντως δύο σημαντικοί σεισμοί έγιναν στις 22 Ιουνίου, αλλά ο κύριος σεισμός έγινε στις 23 Ιουλίου. Το μακροσεισμικό μέγεθος ήταν ίσο με 6.5, ενώ η μετασεισμική ακολουθία ήταν επίσης έντονη. Σύμφωνα με την δοκιμαστική θέση του μακροσεισμικού επικέντρου, το ρήγμα που έδωσε αυτόν τον σεισμό θεωρείται ότι είναι του Αγγελοχωρίου. Ένας ακόμα σεισμός εκτιμάται ότι έγινε το 1677 με μακροσεισμικό μέγεθος ίσο με 6.2 προκαλώντας αρκετές καταστροφές στα χωριά ανατολικά της Θεσσαλονίκης. Το ρήγμα του Αγγελοχωρίου έχει μήκος 30 χιλιόμετρα και της Σουρωτής 20 χιλιόμετρα, με το τμήμα του Αγγελοχωρίου πιθανόν να συνεχίζεται μέσα στον Θερμαϊκό Κόλπο και να συνδέεται με τη ζώνη της Βόρειας Πιερίας. Το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να γίνει είναι ίσο με 7.1 με βάση το μήκος του, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 69.86 έτη και 44.13 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Σοχού-Μαυρούδας: Το ρήγμα αυτό βρίσκεται βόρεια της λεκάνης της Μυγδονίας (και της αντίστοιχης ζώνης ρηγμάτων). Έχει συνολικό μήκος 18 χιλιομέτρων,

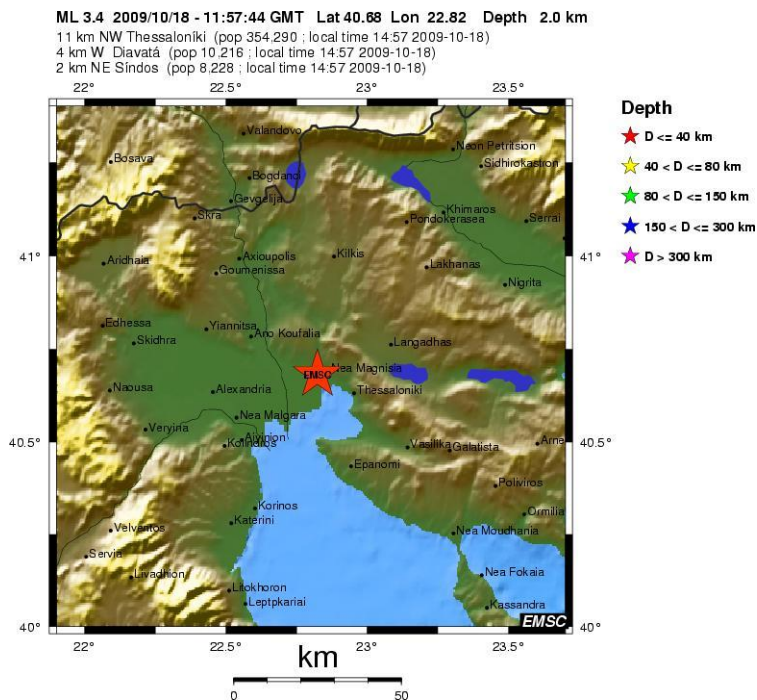
ενώ μπορούν να διακριθούν δύο ισομήκη ρήγματα, του Σοχού και της Μαυρούδας. Το ρήγμα αυτό συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1902 με μέγεθος $M=6.5$, που προκάλεσε καταστροφές στην Άσσηρο, χωρίς όμως να είναι βέβαιο αν οφείλεται σε αυτό το ρήγμα ή στο ρήγμα του Λαγκαδά. Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει το ρήγμα αυτό, υπολογίζεται ότι είναι ίσο με 6.3, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 17.12 έτη και 15.65 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρήματος Μυγδονίας: Η σημαντικότερη ζώνη ρήματος της περιοχής της Κεντρικής Μακεδονίας είναι αυτή της Μυγδονίας, διότι βρίσκεται αρκετά κοντά στη δεύτερη πολυπληθέστερη πόλη της Ελλάδας, τη Θεσσαλονίκη. Έχει συνολικό μήκος 69 χιλιόμετρα, ενώ διακρίνονται τρία κύρια ρήγματα, της Απολλωνίας, της Γερακαρούς και του Λαγκαδά. Η ζώνη αυτή συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1978 με μέγεθος $M=6.5$, που είχε ως αποτέλεσμα να καταρρεύσουν μερικά κτίρια στη Θεσσαλονίκη, έχοντας και ανθρώπινες απώλειες. Η συγκεκριμένη ζώνη συνδέεται και με ιστορικούς σεισμούς, σύμφωνα με τον κατάλογο των Papazachos & Papazachou (2003), που περιλαμβάνει ισχυρούς σεισμούς ($M \geq 6.0$) από το 677 μ.Χ. Με βάση το μήκος του, το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει είναι ίσο με 7.3. Με βάση τις σχέσεις των Wells and Coppersmith (1994) υπολογίστηκε το αντίστοιχο μέγεθος σεισμού είναι ίσο με 6.5, ίδιο με τον σεισμό του 1978, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 99.28 έτη και 57.18 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Ασβεστοχωρίου: Το ρήγμα αυτό είναι σημαντικό διότι διέρχεται μέσα από τον αστικό ιστό της πόλης και έχει μήκος 10 χιλιόμετρα. Θεωρείται πως μετά τον σεισμό του 1978 κατά κάποιους επιστήμονες ενεργοποιήθηκε, ενώ κάποιοι το θεωρούν πιθανώς ενεργό. Η Zervoroulou (2010) διακρίνει τρία τμήματα με περίπου 3 χιλιόμετρα μήκος το καθένα, διέρχεται από τον Χορτιάτη. Το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου δεν έχει συνδεθεί με κάποιον ισχυρό σεισμό, ενώ το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να γίνει υπολογίζεται ότι είναι ίσο με 5.7, και η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 6 έτη και 7.19 έτη, αντίστοιχα. Παρόλο που το μέγεθος δεν είναι πολύ μεγάλο, μπορεί να προκαλέσει βλάβες στην πόλη, καθώς διέρχεται μέσα από αυτήν.

Ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος: Παρόμοια με το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, το ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος διέρχεται και αυτό μέσα από τον αστικό ιστό της Θεσσαλονίκης, ξεκινώντας από την περιοχή του Πανοράματος και καταλήγοντας στο Θερμαϊκό Κόλπο. Έχει συνολικό μήκος 12 χιλιόμετρα, και περιλαμβάνει τέσσερα ισομήκη τμήματα (Zervoroulou, 2010). Το ρήγμα της Πυλαίας-Πανοράματος δεν έχει δώσει κάποιον σεισμό, ενώ το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει είναι 5.8, μέγεθος που μπορεί να προκαλέσει κάποιες βλάβες στα κτίρια της πόλης, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 7.11 έτη και 8.19 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Αγχιάλου-Νέας Μεσημβρίας: Βορειοδυτικά της πόλης της Θεσσαλονίκης, το ρήγμα αυτό έχει ορατό μήκος 8 χιλιόμετρα και παράταξη Α-Δ. Θεωρείται ότι συνδέεται με τον σεισμό της Νέας Μεσημβρίας το 2003 με μέγεθος $M=5.7$ και εστιακό βάθος 9 χιλιόμετρα (Σχήμα 35). Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει είναι 5.7, όσο και ο σεισμός του 2003, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 5.96 έτη και 7.19 έτη, αντίστοιχα.



Σχήμα 35: Το επίκεντρο του σεισμού της Ν. Μεσημβρίας, (Οκτώβριος 2003), με μέγεθος $M_w=5.7$ (κόκκινο άστρο) σε εστιακό βάθος 9km που απεικονίζεται από το EMSC και πιθανά να συνδέεται με το ρήγμα Αγχιάλου-Ν. Μεσημβρίας (Zervoroulou 2010).

Ζώνη ρηγμάτων Βόρειας Πιερίας: Βρίσκεται στην περιοχή της Πιερίας και είναι εκείνη η ζώνη που σχηματίζει την λεκάνη του Αλιάκμονα. Αποτελείται από διάφορα μικρά κανονικά ρήγματα, με συνολικό μήκος 20 χιλιόμετρα, ενώ μπορεί να ενώνεται σε βάθος με την ζώνη του Ανθεμούντα. Δεν έχει σημειωθεί κάποιος ισχυρός σεισμός στη ζώνη αυτή, ενώ με βάση το μήκος του, ο μέγιστος σεισμός που υπολογίζεται ότι μπορεί να γίνει έχει μέγεθος ίσο με 6.3, με μέση περίοδο επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος ίση με 17.12 έτη και 15.65 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Βόρειας Αλμωπίας: Βρίσκεται κοντά στα σύνορα με τη Βόρεια Μακεδονία, έχει συνολικό μήκος 38.2 χιλιόμετρα και διακρίνεται σε τρία ρήγματα, στο ρήγμα του Πόζαρ, του Προμαχώνα και του Αετοχωρίου. Δεν υπάρχει κάποιος γνωστός σεισμός που να συνδέεται με τη ζώνη αυτή, ενώ με βάση γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά, το τελευταίο τεκτονικό επεισόδιο έλαβε χώρα στο Μέσο Πλειστόκαινο. Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει με βάση το μήκος της αυτή η ζώνη σε περίπτωση πλήρους ενεργοποίησης υπολογίζεται ότι είναι 6.9, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 49.15 έτη και 34.05 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Νότιας Αλμωπίας: Βρίσκεται νότια της προηγούμενης ζώνης, με συνολικό μήκος 20 χιλιόμετρα, έχοντας ένα τοξωτό επιφανειακό ίχνος και γενική παράταξη ABA-ΔΝΔ. Η ζώνη αυτή θεωρείται ότι είναι ενεργή, χωρίς να έχει δώσει κάποιον σημαντικό σεισμό, ενώ σε περίπτωση ενεργοποίησης ολόκληρης της ζώνης, αναμένεται ένα μέγιστο μέγεθος 6.3, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 17.12 έτη και 15.65 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Γουμένισσας: Βρίσκεται νοτιοανατολικά της ζώνης της Νότιας Αλμωπίας και έχει συνολικό μήκος 14 χιλιόμετρα. Θεωρείται ότι είναι εκείνο που έδωσε τον ισχυρό σεισμό το 1990 με μέγεθος $M=6.0$ (Panagiotopoulos et al., 1993), ενώ πιθανολογείται ότι έδωσε και έναν ιστορικό σεισμό το 1395 με μέγεθος $M=6.7$. Το μέγιστο μέγεθος με βάση το μήκος του υπολογίζεται ότι είναι 6.1, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 34.59 έτη και 26.28 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας: Πρόκειται για μεγάλη ζώνη με συνολικό μήκος 50 χιλιόμετρα, που είναι υπεύθυνη για τον σχηματισμό της λεκάνης της Βεγορίτιδας. Τα δύο τμήματα που διακρίνονται είναι του Νυμφαίου-Ξινού Νερού-Πετρών και του Προαστίου-Κομνηνών-Μεσοβουνίου, που έχουν μήκος από 25 χιλιόμετρα το καθένα. Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει το κάθε ρήγμα ξεχωριστά υπολογίζεται ίσο με 6.5, ενώ σε περίπτωση ενεργοποίησης ολόκληρης της ζώνης το μέγιστο μέγεθος είναι 7.1. Η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 69.86 έτη και 44.13 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Χειμαδίτιδας-Αναργύρων: Βρίσκεται ανατολικά από τη ζώνη της Βεγορίτιδας και έχει συνολικό μήκος 12 χιλιόμετρα και γενική παράταξη ΒΑ-ΝΔ. Το συγκεκριμένο ρήγμα δεν έχει δώσει κάποιον ισχυρό σεισμό, ενώ το μέγιστο μέγεθος που υπολογίζεται ότι μπορεί να δώσει με βάση το μήκος του είναι 5.8, ενώ η μέση περίοδος επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 7.12 έτη και 8.19 έτη αντίστοιχα των καταλόγων.

Ρήγμα Πέρδικας: Το ρήγμα αυτό νοτιοανατολικά της λίμνης Χειμαδίτιδας έχει μήκος 12 χιλιόμετρα. Όπως και στο προηγούμενο ρήγμα, δεν έχει καταγραφεί κάποιος ισχυρός σεισμός σε αυτό το ρήγμα, ενώ το μέγιστο μέγεθος που δύναται να δώσει είναι ίση 5.8, με μέση περίοδο επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 7.12 έτη και 8.19 έτη, αντίστοιχα.

Ρήγμα Περαιάς: Πρόκειται για ένα ρήγμα που αποτελείται από πολλαπλά μικρά ρήγματα, σχηματίζοντας ένα σύνθετο σύστημα, που σχηματίζει το άλλο πρανές της λίμνης της Βεγορίτιδας. Έχει συνολικό μήκος 14 χιλιομέτρων, χωρίς να έχει καταγραφεί κάποιος σεισμός, ενώ το μέγιστο μέγεθος σε περίπτωση ενεργοποίησης του συστήματος είναι 6.0, με μέση περίοδο επανάληψης για αντίστοιχο μέγεθος ίση με 10.11 έτη και 10.61 έτη, αντίστοιχα.

Ζώνη ρηγμάτων Αλιάκμονα: Αποτελεί τη σημαντικότερη ζώνη της Δυτικής Μακεδονίας, έχοντας μήκος 89 χιλιόμετρα, παράταξη ΒΑ-ΝΔ και κλίση προς τα ΒΔ. Διακρίνονται τρία τμήματα, του Παλαιοχωρίου, του Ριμνίου και των Σερβίων. Τα ρήγματα αυτά κόβουν τα βουνά Βούρινο και Βέρμιο, προεκτείνονται προς την Κεντρική

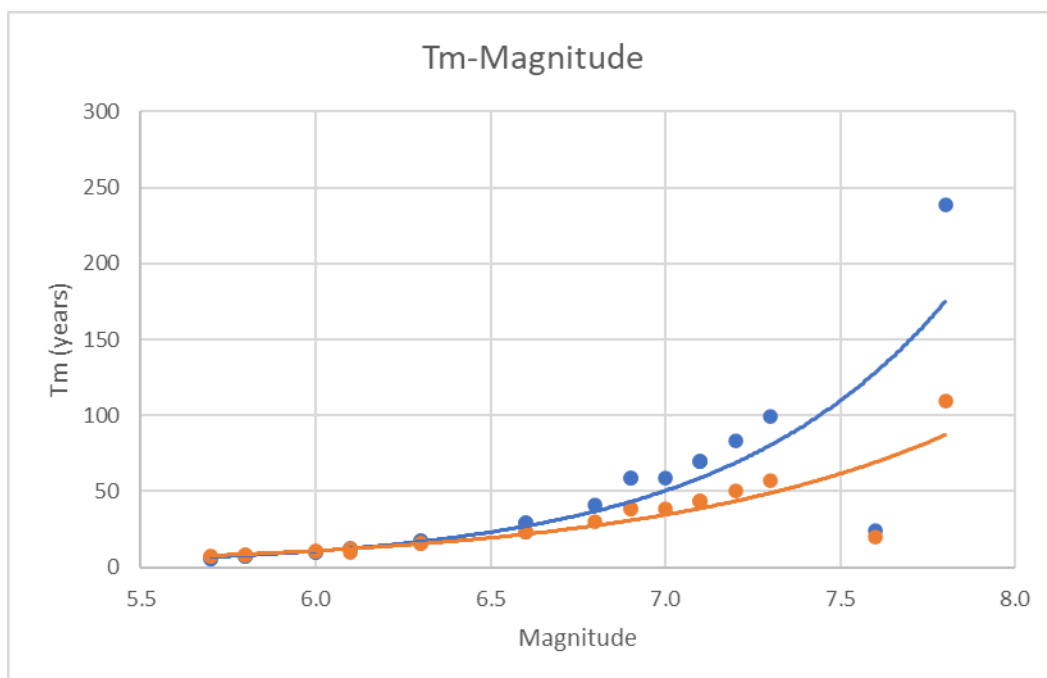
Μακεδονία και πιθανώς να συνδέονται με την ζώνη της Βόρειας Αλμωπίας. Ο τελευταίος σεισμός που έδωσε η συγκεκριμένη ζώνη ήταν το 1995, όπου διαρρήχθηκε το τμήμα του Παλαιοχωρίου, δίνοντας σεισμό μεγέθους $M=6.5$, δημιουργώντας και επιφανειακές διαρρήξεις. Σύμφωνα με τον Ambraseys (2009), η ζώνη αυτή έχει δώσει στο παρελθόν ένα σεισμό, που χρονολογείται κοντά στο 1695, βασιζόμενοι σε ιστορικές πηγές. Θεωρείται ότι από τον σεισμό του 1995, πιθανόν να ενεργοποιήθηκε το τμήμα των Σερβίων, το οποίο αναμένεται να είναι εκείνο που θα δώσει τον επόμενο σεισμό. Στο δυσμενές σενάριο της πλήρους επαναδραστηριοποίησης του αναμένεται να δώσει σεισμό 7.6, ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης για αντίστοιχο μέγεθος υπολογίζεται ότι είναι 168.21 έτη και 84.34 έτη αντίστοιχα των καταλόγων.

Πίνακας 5: Πληροφορίες για μέση περίοδο επανάλληψης και μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σε κάθε ρήγμα της περιοχής μελέτης.

Όνομα ρήγματος	T_m σε έτη (1911-2014)	T_m σε έτη (1911-2019)	Μέγιστο M
Διδυμότειχο	69.86	44	7.1
Ζώνη Θράκης	239	109.28	7.8
Μαρώνειας	41	29.91	6.8
Δράμας	58.60	38.76	7.0
Οφρόνιο	10.10	10.61	6.0
Σέρρες	29	23	6.6
Κερκίνη	83.28	50.23	7.2
Στρατώνι	58.6	38.76	6.9
Γομάτι	12.05	12.08	6.1
Σιγγιτικού Κόλπου	29.01	23.09	6.6
Βουρβουρού	29.01	23.09	6.6
Ζώνη Ανθεμούντα	69.86	44	7.1
Σοχός-Μαυρούδα	17.12	15.65	6.3
Ζώνη Μυγδονίας	99.28	57.18	7.3
Ασβεστοχώρι	6	7.19	5.7
Πυλαία-Πανόραμα	7.11	8.19	5.8
Νέα Μεσημβρία	5.96	7.19	5.7
Βόρεια Πιερία	17.12	15.65	6.3
Βόρεια Αλμωπία	58.60	38.76	6.9
Νότια Αλμωπία	17.12	15.65	6.3
Γουμένισσα	12	10	6.1
Ζώνη Βεγορίτιδας	69.86	44	7.1
Χειμαδίτιδα	7.11	8.19	5.8
Πέρδικα	7.11	8.19	5.8

Περαία	10.11	10.61	6.0
Αλιάκμονας	24.33	20.28	7.6

Στον Πίνακα 5 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά οι μέσες περίοδοι επανάληψης για τους δύο καταλόγους, 1911-2014 και 1911-2019, καθώς και τα μέγιστα αναμενόμενα μεγέθη σεισμών που μπορεί να δώσει το κάθε ρήγμα στη Βόρεια Ελλάδα. Συγκρίνοντας τις μέσες περιόδους επανάληψης που προκύπτουν από τους δύο καταλόγους, παρατηρείται ότι για μεγέθη σεισμών έως και $M=6.1$, ο ενιαίος κατάλογος (1911-2019), δίνει μεγαλύτερες περιόδους επανάληψης, ενώ για μεγαλύτερα μεγέθη σεισμών, δίνει μόνο ο κατάλογος της περιόδου 1911-2014. Στο σχήμα 37 συσχετίζονται οι μέσες περίοδοι σε σχέση με τα μεγέθη σεισμών.



Σχήμα 36: Οι μέσες περίοδοι σεισμών σε συνάρτηση με τα μεγέθη σεισμών για τους δύο καταλόγους σεισμών.

Από το παραπάνω σχήμα, προκύπτουν κάποια συμπεράσματα. Συγκεκριμένα, φαίνεται ότι οι μέσες περίοδοι σεισμών αυξάνονται με εκθετικό τρόπο σε σχέση με τα μεγέθη σεισμών, όπως προκύπτει και από την σχέση (7). Ακόμα, διακρίνεται ότι οι μέσες περίοδοι του καταλόγου της περιόδου 1911-2014 (μπλε σύμβολα) είναι μικρότερες από του ενιαίου καταλόγου της περιόδου 1911-2019 για μεγέθη σεισμών έως και $M=6.1$, ενώ για μεγαλύτερα μεγέθη οι μέσες περίοδοι του πρώτου καταλόγου είναι μεγαλύτερες, και



μάλιστα η διαφορά αυξάνεται σημαντικά όσο αυξάνονται τα μεγέθη σεισμών. Αυτή η διαφοροποίηση οφείλεται στο ότι ο ενιαίος κατάλογος περιγράφει καλύτερα σεισμούς μικρού μεγέθους έως $M=6.1$, διότι περιέχονται σε αυτόν σεισμοί μεγέθους $M \geq 3.0$ και μεγαλύτεροι, ενώ ο πρώτος κατάλογος περιέχει μόνο ισχυρούς σεισμούς και για αυτό τους περιγράφει καλύτερα.

Πρέπει τα τονισθεί ότι οι παραπάνω μέσες περίοδοι δεν είναι καθαρά αντιπροσωπευτικές για το κάθε ρήγμα, καθώς υπολογίζονται με την μέγιστη δυναμικότητα του κάθε ρήγματος, χωρίς να λαμβάνονται υπόψιν άλλες παράμετροι, όπως η τελευταία ενεργοποίηση τους, οι εδαφικές συνθήκες της περιοχής, τυχόν επίδραση που δέχτηκαν από κάποιο γειτονικό ρήγμα που έδωσε σεισμό, ακόμα και από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Επίσης, υπογραμμίζεται ότι οι σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του μέγιστου μεγέθους σεισμού για κάθε ρήγμα της Βόρειας Ελλάδας, αφορούν παγκόσμια δεδομένα και όχι μόνο για τον Ελληνικό χώρο, συνεπώς μπορεί να υπάρχουν κάποιες διαφοροποιήσεις, αφού η Ελλάδα αποτελεί μια πολύ σεισμογενή χώρα.

Στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας επιτεύχθηκε μια συνοπτική συγκέντρωση πληροφοριών για τα σημαντικότερα ρήγματα της Βόρειας Ελλάδας, καθώς και η μελέτη σεισμικότητας της περιοχής. Τα ρήγματα χωρίστηκαν σε τρεις περιοχές, σε Ανατολική Μακεδονία και Θράκη, Κεντρική Μακεδονία και Δυτική Μακεδονία. Η περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης είναι εκείνη που παρουσιάζει την μικρότερη σεισμικότητα στη Βόρεια Ελλάδα, έχοντας δώσει όμως κατά καιρούς πολύ ισχυρούς ($M \geq 6.0$) σεισμούς, ενώ η Κεντρική Μακεδονία είναι εκείνη με την μεγαλύτερη σεισμικότητα στη Βόρεια Ελλάδα.

Παρουσιάστηκαν αρχικά τα ρήγματα που δραστηριοποιούνται στη Βόρεια Ελλάδα, ενώ στη συνέχεια δόθηκαν σχετικές πληροφορίες για το καθένα. Ακολούθησε αναφορά των ιστορικών και σύγχρονων ισχυρών ($M \geq 6.0$) σεισμών που έγιναν στη περιοχή μελέτης, με όποιες επιπτώσεις υπήρξαν στην κοινωνικοοικονομική ζωή των πολιτών. Η περιγραφή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων των ιστορικών σεισμών αρχίζει από το 1752 με τον σεισμό στην περιοχή της Ανατολικής Θράκης μέχρι και τον σεισμό της Κοζάνης το 1995, όπως αυτοί έχουν αποτυπωθεί σε ισόσειστες καμπύλες από τους Papazachos et al. (1997).

Για την μελέτη της σεισμικότητας της Βόρειας Ελλάδας, αρχικά καθορίστηκαν οι πληρότητες των καταλόγων σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στη συνέχεια για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας της περιοχής. Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό πληρότητας των καταλόγων ονομάζεται Goodness-of-Fit Test (GFT), που προτάθηκε από τους Wiemer και Wyss (2000), συγκρίνοντας την παρατηρούμενη κατανομή συχνότητας-μεγεθών με συνθετικές κατανομές. Υπολογίστηκε ότι το μέγεθος πληρότητας για τον κατάλογο σεισμών της περιόδου 2008-2019, που περιλαμβάνει σεισμούς με μεγέθη $M \geq 3.0$ είναι ίσο με $M_c = 3.3$ με βαθμό εμπιστοσύνης $R = 95\%$. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχει βεβαιότητα ότι στο χρονικό διάστημα 2008-2019 έχουν καταγραφεί όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 3.3$. Αντίστοιχος υπολογισμός έγινε και για τον δεύτερο κατάλογο σεισμών, που αφορά την περίοδο 1911-2014 και περιλαμβάνει σεισμούς με μέγεθος $M \geq 5.0$. Με την ίδια μέθοδο υπολογίστηκε ότι για αυτή την περίοδο, το μέγεθος πληρότητας είναι $M_c = 5.4$ για τη Βόρεια Ελλάδα με βαθμό εμπιστοσύνης

$R=90\%$. Το μέγεθος αυτό έρχεται σε συμφωνία με το εύρος μεγεθών πληρότητας που υπολόγισαν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) για την χρονική περίοδο 1911-2000, θεωρώντας ότι το μέγεθος πληρότητας κυμαίνεται μεταξύ 5.2-6.4 για ολόκληρο τον Ελληνικό χώρο για επιφανειακούς σεισμούς. Σε πιο πρόσφατο κατάλογο που αναπτύχθηκε από τους Makropoulos et al. (2012), υπολογίστηκε ότι για την περίοδο 1911-2009 το μέγεθος πληρότητας είναι $M_c=5.4$, δηλαδή ακριβώς ίδιο με αυτό που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία για τη Βόρεια Ελλάδα. Όσον αφορά τον κατάλογο με τους ισχυρούς σεισμούς για την περίοδο 1600-2000, που περιλαμβάνει σεισμούς με μεγέθη $M \geq 6.0$, δεν μελετήθηκε η πληρότητα του καταλόγου, αλλά ερευνήθηκε η χρονική κατανομή του. Υπολογίστηκε ότι το υπό μελέτη διάστημα αυτό των 400 ετών, μπορεί να διαχωριστεί σε δύο σεισμικές περιόδους που εναλλάσσονται με τρεις περιόδους σεισμικής ηρεμίας. Οι σεισμικοί περίοδοι αφορούν τα διαστήματα 1752-1839 και 1894-1933 με διάρκεια 87 και 55 χρόνια αντίστοιχα. Οι ασεισμικές περίοδοι ήταν τα διαστήματα 1695-1752, 1839-1984 και 1933-1978, με δύο ισχυρούς σεισμούς να ακολουθούν το 1978 και 1995 με μεγέθη $M=6.5$ και $M=6.6$ αντίστοιχα.

Η μελέτη της σεισμικότητας σε μια περιοχή είναι υψίστης σημασίας, καθώς με βάση τις παραμέτρους που υπολογίζονται, χτίζονται κατασκευές με υψηλές προδιαγραφές για την ασφάλεια των ανθρώπων. Αυτό στην παρούσα εργασία έγινε αρχικά με τον υπολογισμό των παραμέτρων της σχέσης Gutenberg-Richter για τρεις σεισμικούς καταλόγους, ένα της περιόδου 2008-2019, ένα της περιόδου 1911-2014 και ένα που συνδυάζει τους δύο προηγούμενους. Για τον πρώτο κατάλογο, οι παράμετροι a και b υπολογίστηκαν πως είναι ίσες με 5.14 και 1.14, αντίστοιχα, για μεγέθη σεισμών από 3.0 έως και 5.5, από τον δεύτερο κατάλογο υπολογίστηκαν ότι είναι 4.54 και 0.76, ενώ από τον συνδυασμό των δύο καταλόγων υπολογίστηκε ότι οι παράμετροι αυτοί είναι 2.35 και 0.56. Πιο ακριβείς τιμές των παραμέτρων φαίνεται να είναι εκείνες που εξάγονται από τον δεύτερο κατάλογο, καθώς έρχονται και σε μερική συμφωνία με τις παραμέτρους που υπολόγισαν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) που είναι ίσες με 6.58 και 1.05 αντίστοιχα για μεγέθη σεισμών από 4.5 έως και 7.0. Με την χρήση των παραμέτρων Gutenberg-Richter υπολογίστηκαν άλλες παράμετροι σεισμικότητας, όπως οι μέσες περίοδοι επανάληψης, τα πιθανά μέγιστα ετήσια μεγέθη και η πιθανότητα γένεσης σεισμού συγκεκριμένου μεγέθους. Για τον πρώτο κατάλογο υπολογίστηκε ότι το

πιθανότερο μέγιστο ετήσιο μέγεθος σεισμού είναι ίσο με 4.5, για τον δεύτερο κατάλογο υπολογίστηκε ότι είναι ίσο με 4.7, ενώ στον συνδυαστικό κατάλογο είναι ίσο με 4.2. Το μέγεθος αυτό είναι αρκετά μικρότερο από εκείνο που υπολογίζουν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) που είναι ίσο με 6.3. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι οι κατάλογοι που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία δεν περιλαμβάνουν πολλούς ισχυρούς σεισμούς, δεδομένου ότι η Βόρεια Ελλάδα έχει γενικά μικρότερη σεισμικότητα σε σχέση με τη Νότια Ελλάδα, ενώ ο κατάλογος που χρησιμοποίησαν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) περιλαμβάνει σεισμούς από όλο τον Ελληνικό χώρο, ξεκινώντας από το 550π.Χ., περιλαμβάνοντας και ισχυρούς σεισμούς που γίνονται στην Ελληνική Τάφρο. Υπολογίστηκαν οι μέσες περίοδοι επανάληψης μόνο για τον κατάλογο της περιόδου 1911-2014 και τον συνδυαστικό κατάλογο, καθώς δεν θα είχε κάποια σημαντική συμβολή, αφού για μικρά μεγέθη θα ήταν πολύ μικρές οι περίοδοι επανάληψης. Για τον κατάλογο της περιόδου 1911-2014 υπολογίστηκαν μέσες περίοδοι επανάληψης για μεγέθη σεισμών από 5.0 έως και 8.0. Συγκριτικά με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των Παπαζάχου και Παπαζάχου (2003), οι περίοδοι που υπολογίστηκαν έχουν αισθητή διαφορά, καθώς στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας δεν γίνονται πολλοί σεισμοί με μέγεθος $M \geq 5.0$ όσο συχνά γίνονται στην υπόλοιπη Ελλάδα. Αντίστοιχο συμπέρασμα βγαίνει και για τον συνδυαστικό κατάλογο.

Τέλος, υπολογίστηκαν για κάθε ρήγμα της Βόρειας Ελλάδας χωριστά τα μέγιστα μεγέθη σεισμών που μπορεί να δώσει το καθένα και η μέση περίοδος επανάληψης αυτού του μεγέθους. Τα μέγιστα μεγέθη που μπορούν να δώσουν τα ρήγματα υπολογίστηκαν σε σχέσεις που λαμβάνουν υπόψιν το μήκος του ρήγματος που καθορίστηκαν από τους Papazachos et al. (2004), για διάφορα είδη διαρρήξεων. Τα ρήγματα ή οι ζώνες ρηγμάτων που μπορούν να δώσουν ισχυρούς σεισμούς είναι η ζώνη της Θράκης (Καβάλα-Ξάνθη-Κομοτηνή), που μπορεί να δώσει σεισμό μέχρι $M=7.8$, ακολουθεί η ζώνη του Αλιάκμονα με μέγιστο μέγεθος $M=7.6$, η ζώνη της Μυγδονίας με μέγιστο μέγεθος $M=7.3$, η ζώνη της Κερκίνης με μέγιστο μέγεθος 7.2, ενώ το ρήγμα του Διδυμότειχου, του Ανθεμούντα και της Βεγορίτιδας συμπληρώνουν τον κατάλογο με μέγιστο μέγεθος $M=7.1$.

Albareello, D., Camassi, R., Rebez A., 2001: Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of the Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application of the Italian Area. Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 1694–1703.

Ambraseys, N.N., 2009: Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900. Cambridge University Press, Cambridge, 968 pp.

Caputo, R., Chatzipetros, A., Pavlides, S., Sboras, S., 2012: The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS): state-of-the-art for northern Greece.

Chatzipetros, A., Pavlides, S., Mourouzidou, O., 2004: Reevaluation of Holocene earthquake activity in Mygdonia Basin, Greece, based on new paleoseismological results. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 2, 920-923

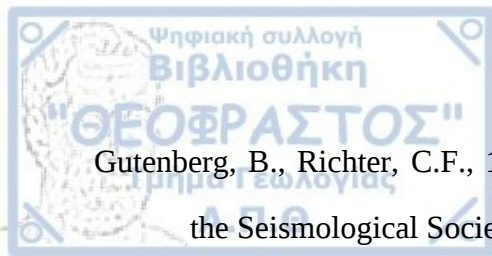
Chatzipetros ,A., Tsapanos, T.M. , Pavlides, S., 2005: Morphotectonic-seismotectonic study of Stratoni-Varvara and Gomati-Megali Panagia faults (eastern Halkidiki). Bulletin of the Geological Society of Greece, XXXVII, 127-142.

Gkarlaouni, C., Papadimitriou, E., Kiliass , A., Falalakis , C., Gemitzi, A., 2007: The evolution of the stress field in eastern Macedonia and Thrace. Bulletin of the Geological Society of Greece, XXXX, 321-332.

Doutsos, T., Koukouvelas, I., 1998: Fractal analysis of normal faults in northwestern Aegean area, Greece, Journal of Geodynamics., 26 (2-4), 197-216.

Godano, C., Lippiello, E., de Arcangelis, L., 2014: Variability of the b value in the Gutenberg-Richter distribution. Geophysical Journal International, 199, 1765-1771.

Goldsworthy, M., Jackson, J., Haines J., 2002: The continuity of active fault systems in Greece. Geophysical Journal International, 148(3), 596-618.



Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944: Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34 (4), 185–188.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Lebogne, S., Berge, C., Guiguet, R., Paul, A., Voidomatis, P., Diagourtas, D., Kassaras, I., Koutsikos, I., Makropoulos, K., Azzara, R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P., Papaioannou, C., 1997: The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of 13 May 1995 revisited from a detailed seismological study, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 463-473

Hatzidimitriou, P.M., Hatzfeld, D., Scordilis, E.M., Papadimitriou, E.E, Christodoulou, A.A., 1991: Seismotectonic evidence of an active normal fault beneath Thessaloniki (Greece), Terra Nova, 3, 648-654.

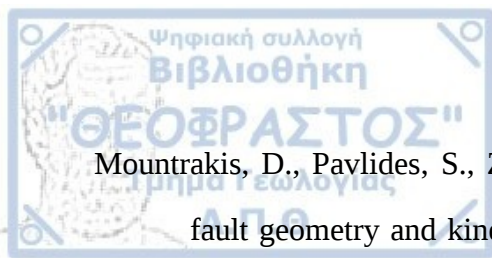
Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Mountrakis, D.M., Papazachos, B.C., 1985: The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with geological zones in the area of Greece. Tectonophysics, 120, 141-151.

Makropoulos, K., Kaviris, G., Kouskouna, V., 2012: An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 12, 1425–1430.

Meyer, B., Armjio, R., Massonet, D., De Chabalier, J.B., Delacourt, C., Ruegg, J.C., Achache, C., Briole P., Papanastassiou D., 1996: The 1995 Grevena (Northern Greece) earthquake: fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry, Geophysical Research Letter, 23, 2677-2680.

Mignan, A., J. Woessner 2012: Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-00180805.

Mogi, K., 1967: Earthquakes and fractures. Tectonophysics, 5, 35-45.



Mountrakis, D., Pavlides, S., Zouros, N., Astaras, Th., Chatzipetros, A., 1998: Seismic fault geometry and kinematics of the 13 May 1995 western Macedonia (Greece) earthquake, *Journal of Geodynamics.*, 26 (2-4), 175-196.

Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C., Thomaidou, E., Karagianni, E., Vamvakaris, D., 2006: Neotectonic and seismological data concerning major active faults and the stress regimes of Northern Greece. *Geological Society London Special Publication*, 260(1), 649-670.

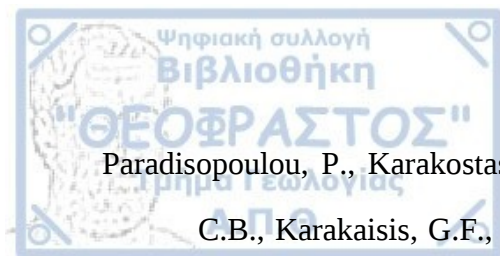
Mountrakis, D.M., Tranos, M.D., 2004: The Kavala-Xanthi-Komotini fault (KXKF): a complicated active fault zone in Eastern Macedonia-Thrace (Northern Greece). 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 2, 857-860.

Panagiotopoulos, D.G., Papadimitriou, E.E., Papaioannou, Ch.A., Scordilis, E.M., Papazachos B.C., 1993: Source properties of the 21 December 1990 Goumenissa earthquake in Northern Greece. *Proc. of the 2nd congress of the Hellenic Geophysical Union*, Florina, Greece, 1, 286-296.

Papazachos, B.C., Karakostas, B.G., Kiratzi, A.A., Papadimitriou, E.E, Papazachos, C.B., 1998: A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence, *Journal of Geodynamics.*, 26, 217-231.

Papazachos, B.C, Papaioannou, Ch.A., Papazachos, C.B., Savvaidis A.S., 1997: Atlas of isoseismal maps for strong shallow earthquakes in Greece and surrounding Area (426 BC-1995). University of Thessaloniki, Geophysical Laboratory, Publication No.4.

Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C., Karakaisis, G., 2004: Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. 10th International Congress of Geological Society of Greece, Thessaloniki, 539-540.



Paradisopoulou, P., Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E., Tranos, M.D., Papazachos.,

C.B., Karakaisis, G.F., 2006: Microearthquake study of the broader Thessaloniki area (Northern Greece). *Annals of Geophysics*, 49(4), 1081-1093.

Pavlidis, S., Tranos, M., 1991: Structural characteristics of two strong earthquakes in the North Aegean: Ierissos (1932) and Agios Efstratios (1968). *Journal of Structural Geology*, 13 (2), 205-214.

Popandopoulos, G.A., Chatziioannou E., 2014: Gutenberg-Richter law parameters analysis using the Hellenic unified seismic network data through Fast Bee technique. *Earth Sciences*; 3(5), 122-131.

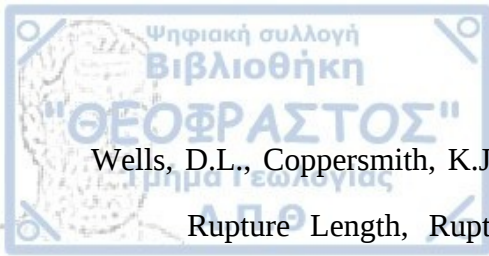
Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Margaris, B., Chatzipetros, A., 2017: Simulation of strong ground motion on near-fault rock outcrop for engineering purposes: the case of the city of Xanthi (northern Greece). *Bulletin of Earthquake Engineering* 15(1), 25-49.

Scholz, C.H., 1968: The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399-415.

Stucchi, M., Albini, P., Mirto, C., Rebez, A., 2004: Assessing the completeness of Italian historical earthquake data. *Annual Geophysics*, 47, 659–673.

Tranos, M.D., Mountrakis, D.M., 2004: The Serres fault zone (SFZ): an active fault zone in Eastern Macedonia (Northern Greece). 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 2, 892-895.

Tranos, M.D., Papadimitriou, E.E., Kilias, A.A., 2003: Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): the western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. *Journal of Structural Geology*, 25, 2109-2123.



Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994: New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement.

Bulletin of the Seismological Society of America, 84(4), 974-1002.

Wiemer, S., Wyss M., 2000: Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan. Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 859–869.

Ζερβοπούλου, Α.Σ., 2010: Νεοτεκτονικά ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης σε σχέση με τα εδάφη θεμελίωσης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Παπαζάχος, Β., Παπαζάχου, Κ., 2003: Οι Σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος, Β.Κ., Καρακάϊσης, Γ.Φ., Χατζηδημητρίου, Π.Μ., 2005: Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.