



Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Γεωφυσικής



ΚΟΥΡΟΥΚΛΑΣ ΧΡΗΣΤΟΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος, MSc Γεωφυσικός

ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΧΡΟΝΩΝ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ
ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ: ΣΥΜΒΟΛΗ
ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023





ΧΡΗΣΤΟΣ ΚΟΥΡΟΥΚΛΑΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος, MSc Γεωφυσικός

ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΧΡΟΝΩΝ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ: ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ
ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.
Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Μάρτιο του 2023

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 7/12/2022

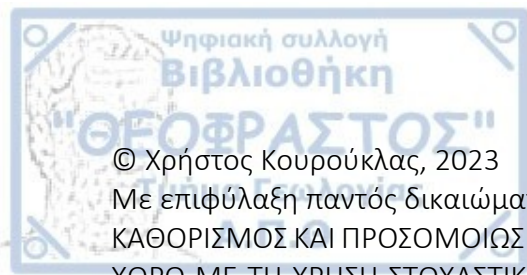
Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας N°: 233

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ., Επιβλέπουσα
Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Α.Π.Θ., Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ., Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ.
Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Α.Π.Θ.
Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ.
Τσάπανος Θεόδωρος, Καθηγητής Α.Π.Θ.
Κυρατζή Αναστασία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ.
Κουσκουνά Βασιλική, Καθηγήτρια Ε.Κ.Π.Α.
Βούλγαρης Νικόλαος, Καθηγητής Ε.Κ.Π.Α.



© Χρήστος Κουρούκλας, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΧΡΟΝΩΝ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ: ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Διδακτορική Διατριβή

© Christos Kourouklas, 2023

All rights reserved.

DETERMINATION AND SIMULATION OF STRONG EARTHQUAKES' RECURRENT TIMES IN GREECE VIA THE APPLICATION OF STOCHASTIC MODELS: CONTRIBUTION ON SEISMIC HAZARD ASSESSMENT

Ph.D. Thesis

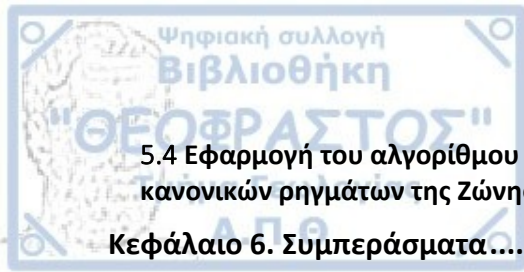
Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται 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.

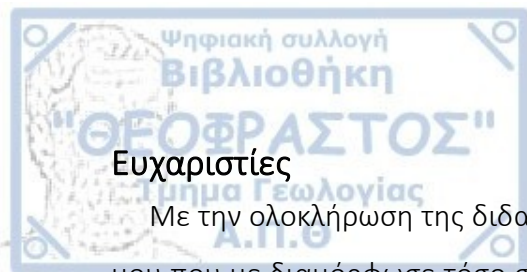


Περιεχόμενα

Ευχαριστίες	7
Πρόλογος	9
Περίληψη	13
Abstract.....	15
Δημοσιεύσεις	17
Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή	19
1.1 Εισαγωγή	19
1.2 Χρονικά μοντέλα σεισμικότητας	20
1.3 Χρονικά μοντέλα σεισμικότητας με βάση διακριτά ρήγματα	23
1.4 Σκοπός της διατριβής και ερευνητικοί στόχοι.....	28
1.5 Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου.....	31
1.6 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με το καθορισμό του χρόνου επανάληψης.....	34
Κεφάλαιο 2. Μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου .	43
2.1 Εισαγωγή	43
2.2 Δεδομένα σεισμικότητας του ελληνικού χώρου	44
2.3 Μεθοδολογία	47
2.3.1 Μεθοδολογία διερεύνησης συσχετίσεων μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου.....	47
2.3.2 Μεθοδολογία καθορισμού της κατανομής των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου	51
2.4 Αποτελέσματα διερεύνησης συσχετίσεων και καθορισμού στατιστικής κατανομής των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου	53
Κεφάλαιο 3. Κύρια ενεργά ρήγματα του ελληνικού χώρου που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς ($M_w \geq 6.0$)	81
3.1 Εισαγωγή	81
3.2 Διάκριση του ευρύτερου ελληνικού χώρου σε ζώνες ρηγμάτων	83
3.3 Τα κύρια ενεργά ρήγματα του ευρύτερου ελληνικού χώρου που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς ($M_w \geq 6.0$).....	87
Κεφάλαιο 4. Καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) του ελληνικού χώρου	151
4.1 Εισαγωγή	151
4.2 Μεθοδολογία εκτίμησης του Μέσου Χρόνου Επανάληψης ισχυρών σεισμών, T_r , με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής (seismic moment conservation)	152
4.3 Εκτίμηση του Μέσου Χρόνου Επανάληψης, T_r , των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) στις ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου	156
4.4 Εφαρμογή Στατιστικών Μοντέλων στους Μέσους Χρόνους Επανάληψης των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) του Ελληνικού Χώρου	179
Κεφάλαιο 5. Εφαρμογή αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας (Physics-Based Earthquake Simulator) σε επιλεγμένες ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου	263
5.1 Εισαγωγή	263
5.2 Λειτουργία του αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας.....	265
5.3 Εφαρμογή του αλγορίθμου προσομοίωσης σεισμικότητας στη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου	270



5.4 Εφαρμογή του αλγορίθμου προσομοίωσης σεισμικότητας στη Ζώνη Διάρρηξης των κανονικών ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας	285
Κεφάλαιο 6. Συμπεράσματα	301
Βιβλιογραφία	305



Ευχαριστίες

Με την ολοκλήρωση της διδακτορικής μου διατριβής κλείνει ένα μεγάλος κύκλος της ζωής μου που με διαμόρφωσε τόσο σε επιστημονικό όσο και προσωπικό επίπεδο και θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους αυτούς που με τον δικό του τρόπο ο καθένας συνέβαλε σε αυτό.

Πρώτη από όλους, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα καθηγήτρια μου, κ. Ελευθερία Παπαδημητρίου, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε με την ανάθεση του θέματος της διατριβής, για την στήριξη που μου παρείχε όλα αυτά τα χρόνια, από την περίοδο των προπτυχιακών μου σπουδών ακόμη, για τις συμβουλές και τις παροτρύνσεις της στα δύσκολα και για τον επιστημονικό τρόπο σκέψης και δουλειάς που μου μετέδωσε. Η ενθάρρυνση της για τη δημοσίευση της δουλειάς, για τη παρακολούθηση και την ενεργή συμμετοχή μου σε συνέδρια μου έμαθε τη μεγάλη σημασία της αλληλεπίδρασης με την επιστημονική κοινότητα και της ενημέρωσης για τις τρέχοντες επιστημονικές εξελίξεις. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον κ. Βασίλειο Καρακώστα, Καθηγητή Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας και μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, για της συνεργασία μας όλα αυτά τα χρόνια, για την πολύτιμες συμβουλές και παρατηρήσεις κατά τη πορεία της εκπόνησης της διατριβής και για το ενδιαφέρον του για την εξέλιξη της ερευνητικής μου πορείας. Ακόμη, πολλές ευχαριστίες οφείλω στον κ. Γεώργιο Τσακλίδη, Καθηγητή Στατιστικής και Επιχειρησιακής Έρευνας του Τμήματος Μαθηματικών και επίσης μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, που με για τις γνώσεις που μου μετέδωσε πάνω σε στο επιστημονικό αντικείμενο της Στατιστικής, χωρίς τις οποίες η ολοκλήρωση της διατριβής δεν θα ήταν εφικτή, άλλα και για τις καίριες συμβουλές και παρατηρήσεις του κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής.

Στο σημείο αυτό, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της Επταμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, κ. Αναστασία Κυρατζή, κ. Θεόδωρο Τσάπανο, κ. Βασιλική Κουσκουνά και κ. Νικόλαο Βούλγαρη, για τη τιμή που μου έκαναν να συμμετέχουν σε αυτή, όπως και για τη διόρθωση του τελικού κειμένου της διατριβής και τις παρατηρήσεις τους.

Μεγάλη ευγνωμοσύνη οφείλω στους ερευνητές του Εθνικού Ινστιτούτου Γεωφυσικής και Ηφαιστειολογίας (INGV) στη Ρώμη, Δρ. Rodolfo Console και Δρ. Maura Murru, για την υποδοχή, τη φιλοξενία και την συνεργασία κατά τη δίμηνη παραμονή μου στο Ινστιτούτο μέσω του Προγράμματος Erasmus+. Η απλόχερη στήριξη του σε υλικοτεχνική υποδομή και η μετάδοση των γνώσεων και της εμπειρίας τους σε θέματα Στατιστικής Σεισμολογίας άνοιξε



νέους δρόμους στην ερευνητική μου πορεία, γεγονός που αποτυπώθηκε και μέσω της δημοσίευσης κοινών μας εργασιών.

Η εκπόνηση της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκε εντός ενός άρτιου επιστημονικού περιβάλλοντος, αυτού του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας και του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.. Θέλω να ευχαριστήσω κάθε ένα μέλος του Τομέα Γεωφυσικής ξεχωριστά, μέλη Δ.Ε.Π., μέλη Ε.Δ.Ι.Π. και Μεταπτυχιακούς Φοιτητές και Υποψήφιοι Διδάκτορες, για τη διαμόρφωση αυτού του περιβάλλοντος που είναι προνόμιο για κάθε νέο επιστήμονα. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Τομέα Γεωφυσικής και την Επιστημονική Υπεύθυνη του προγράμματος HELPOS, κ. Αναστασία Κυρατζή, για την ευκαιρία που μου έδωσαν να εργαστώ σε αυτό. Μέρος των ερευνητικών αποτελεσμάτων της παρούσας διατριβής αποτελούν προϊόν της εργασίας αυτής.

Ένα από καρδιάς ευχαριστώ πρέπει να πω σε όλους τους συναδέλφους και φίλους όλης αυτής της πορείας, τη Δρ. Ουρανία Μαγγίρα, τον Δρ. Πολυζώη Μπουντζή, τον Υποψήφιο Διδάκτορα Παύλο Μπονάτη, τον Υποψήφιο Διδάκτορα Τάσο Κώστογλου, τη Δρ. Στέλλα Κύρκου, τον Δρ. Δημήτρη Χορόζογλου, τη Δρ. Μαρία Μεσημέρη και τη Δρ. Χαρίκλεια Γκαρλαούνη, με τους οποίους μοιραστήκαμε όμορφες στιγμές και που μέσα από τις συζητήσεις μας συνέβαλαν στη λύση θεμάτων που με απασχολούσαν.

Τέλος, ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στην οικογένειά μου για την συμπαράσταση της όλο αυτό τον καιρό, για την συνεχή υλική αλλά κυρίως την ηθική στήριξη που μου έδωσαν, χωρίς την οποία θα ήταν αδύνατον να ολοκληρώσω τις σπουδές μου.

Πρόλογος

Η ανάλυση της χρονικής συμπεριφοράς των ισχυρών σεισμών σε συγκεκριμένα ρήγματα είναι μία συνεχώς αναπτυσσόμενη προσέγγιση που ως στόχο έχει την καλύτερη κατανόηση των χρονικών τους ιδιοτήτων που θα οδηγήσει στην ανάπτυξη όσο το δυνατόν ακριβέστερων εκτιμήσεων του χρόνου γένεσης μελλοντικών ισχυρών σεισμών σε μια δεδομένη περιοχή, οι οποίες είναι απαραίτητα αρχεία εισόδου στις σύγχρονες μελέτες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας.

Μία τέτοια προσέγγιση μελέτης των μακράς κλίμακας χρονικών ιδιοτήτων (long-term temporal model) των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με συγκεκριμένα ρήγματα είναι ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών (mean recurrence time) με μεγέθη που να συνδέονται με τη διάρρηξη του συνόλου της επιφάνειας του εκάστοτε ρήγματος και η εκτίμηση των αντίστοιχων πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης (earthquake rupture forecast) με τη χρήση στατιστικών μεθόδων.

Σε αυτό το πλαίσιο, κύριος ερευνητικός στόχος της παρούσας διατριβής είναι ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με μεγέθη εντός ενός εύρους γύρω από το μέγιστο αναμενόμενο ($M_{max} \pm \Delta M$) που συνδέονται με καλά ορισμένα ρήγματα ή τμήματα αυτών του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών (χώρες της Βαλκανικής, δυτική Τουρκίας). Η έρευνα πάνω σε αυτό το κύριο ερευνητικό στόχο, δημιουργεί ένα νέο πλέγμα ερευνητικών ερωτημάτων που σχετίζονται με τον καθορισμό των κύριων ρηγμάτων του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς, ιστορικούς και της ενόργανης περιόδου της σεισμικότητας, με μεγέθη $M_w \geq 6.0$, την όσο το δυνατόν ακριβέστερη συσχέτιση όλων των καταγεγραμμένων ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.0$ ή και με μεγαλύτερα κατώφλια μεγεθών σύμφωνα με μία χρονική περίοδο αναφοράς με τις ενεργές δομές, την εφαρμογή μεθοδολογιών για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης για τα ενεργά ρήγματα και την εφαρμογή στατιστικών μεθοδολογιών στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν. Ακόμη ένα ερευνητικό ερώτημα προς διερεύνηση είναι η ικανότητα των αλγορίθμων προσομοίωσης της σεισμικότητας να παράξουν καταλόγους προσομοιωμένης σεισμικότητας που να αναπαράγουν την σεισμικότητα μίας περιοχής αξιόπιστα, έτσι ώστε οι παραγόμενοι κατάλογοι να είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης.

Έτσι, στο πρώτο εισαγωγικό κεφάλαιο περιγράφεται το θεωρητικό πλαίσιο εντός του οποίου πραγματοποιείται η προσέγγιση του καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης,

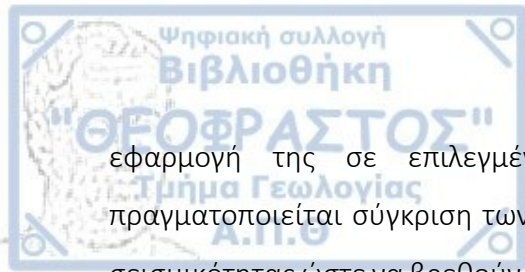
γίνεται περιγραφή των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων του ελληνικού χώρου, ενώ στο τελευταίο μέρος του κεφαλαίου πραγματοποιείται επισκόπηση της σχετικής με το θέμα προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα τόσο σε παγκόσμια κλίμακα όσο και για τον ελληνικό χώρο ειδικότερα.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, περιγράφονται οι μεθοδολογίες και τα αποτελέσματα της διερεύνησης των χρονικών συσχετίσεων μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου, με στόχο τον καθορισμό εκείνου πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών θεωρούνται στατιστικά ανεξάρτητοι. Παρουσιάζονται επίσης οι μεθοδολογίες και τα αποτελέσματα του καθορισμού της στατιστικής κατανομής που παρουσιάζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων.

Στο τρίτο κεφάλαιο, περιγράφονται αναλυτικά τα 191 κύρια ρήγματα του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών που καθορίστηκαν για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής αφού διακρίθηκαν σε ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου με βάση τα κύρια σεισμοτεκτονικά και κινηματικά τους χαρακτηριστικά. Ακόμη, παρουσιάζονται οι ισχυροί σεισμοί, ιστορικοί και της ενόργανης περιόδου, που έγιναν στην εκάστοτε ζώνη ρηγμάτων εντός ενός χρονικού διαστήματος αναφοράς για τη κάθε ζώνη ρηγμάτων, ενώ ακόμη δίνονται πληροφορίες σχετικά με τη σύνδεση τους με συγκεκριμένα ρήγματα της εκάστοτε ζώνης.

Στο τέταρτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται η μεθοδολογία που προτείνεται από τη παρούσα διατριβή για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα του ελληνικού χώρου και οι εφαρμογές της στις ζώνες ρηγμάτων που καθορίστηκαν. Ειδικότερα, η μεθοδολογία που προτείνεται βασίζεται στα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων, σε συνδυασμό με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος σε αυτά, για την ποσοτική εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών, ελλείψει ενός ικανού πλήθους παρατηρούμενων χρόνων επανάληψης ισχυρών σεισμών ανά διακριτό ρήγμα. Ακόμη, παρουσιάζεται η εφαρμογή δύο στατιστικών μοντέλων, ενός χρονο-ανεξάρτητου και ενός χρονο-εξαρτώμενου, στα δεδομένα που προέκυψαν από την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης και οι πιθανότητες διάρρηξης των ρηγμάτων των ζωνών του ελληνικού χώρου που θα αντιστοιχούν σε σεισμούς με το μέγιστο μέγεθος για κάθε ένα από αυτά.

Στο πέμπτο κεφάλαιο, περιγράφεται η λειτουργία του αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας που εφαρμόσθηκε για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής καθώς και η



εφαρμογή της σε επιλεγμένες ζώνες διάρρηξης του ελληνικού χώρου. Ακόμη, πραγματοποιείται σύγκριση των προσομοιωμένων καταλόγων με παρατηρησιακά δεδομένα σεισμικότητας ώστε να βρεθούν οι προσομοιωμένοι κατάλογοι που παρουσιάζουν τη βέλτιστη απόδοση σε σύγκριση με αυτά τα δεδομένα. Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της στατιστικής ανάλυσης των προσομοιωμένων δεδομένων στους χρόνους επανάληψης ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα που αναπτύσσονται στις ζώνες στις οποίες εφαρμόσθηκε η διαδικασία της προσομοίωσης και τα συμπεράσματά της.

Τέλος, στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής.



Ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης ισχυρών σεισμών που συνδέονται με συγκεκριμένο ρήγμα ή τμήμα αυτού και πάνω από ένα ορισμένο αποτελεί απαραίτητη παράμετρο για την μελέτη της χρονικής συμπεριφοράς των ισχυρών σεισμών και μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δεδομένο εισόδου σε μελέτες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας μίας συγκεκριμένης περιοχής. Χρησιμοποιώντας τον μέσο χρόνο επανάληψης κάθε ρήγματος είναι δυνατόν να εφαρμοσθούν στατιστικά μοντέλα με σκοπό την εκτίμηση της πιθανότητας γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού του εκάστοτε ρήγματος σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

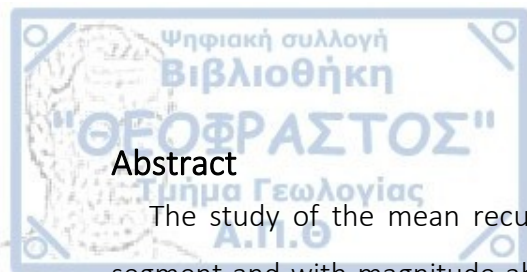
Απαραίτητη προϋπόθεση για την εφαρμογή των στατιστικών μοντέλων στα δεδομένα των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών είναι η στατιστική τους ανεξαρτησία. Επομένως, ο καθορισμός του κατωφλιού μέγεθος πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι της σεισμικότητας είναι στατιστικά ανεξάρτητοι είναι μία απαραίτητη παράμετρος πριν την εφαρμογή των στατιστικών μοντέλων. Το κατώφλι αυτό καθορίστηκε σε διακριτές περιοχές του ελληνικού χώρου με εφαρμογή μεθολογιών ανάλυσης χρονοσειρών και συνδέθηκε με ενδιάμεσου μεγέθους σεισμούς, διασφαλίζοντας έτσι την στατιστική ανεξαρτησία των διαστημάτων επανάληψης των ισχυρών σεισμών του ελληνικού χώρου.

Οι περιπτώσεις όπου τα διαθέσιμα διαστήματα επανάληψης ισχυρών σεισμών που συνδέονται με συγκεκριμένο ρήγμα έχουν έναν ικανοποιητικό αριθμό για το στατιστικό καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης είναι ιδιαίτερα περιορισμένες. Για αυτό το λόγο εφαρμόσθηκε μία εναλλακτική μέθοδος εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης, αυτή της διατήρησης της σεισμικής ροπής, η οποία λαμβάνει υπόψη τις διαστάσεις του ρήγματος σε συνδυασμό με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος σεισμού που συνδέεται με αυτό. Η μέθοδος εφαρμόσθηκε στο σύνολο των 191 κύριων ρηγμάτων του ελληνικού χώρου και των γειτονικών περιοχών του που καθορίστηκαν. Τα διαστήματα εμπιστοσύνης των εκτιμήσεων του μέσου χρόνου επανάληψης εκτιμήθηκαν επίσης με δύο διαφορετικές προσεγγίσεις.

Τα αποτελέσματα των εκτιμήσεων δείχνουν συμφωνία μεταξύ των μεθόδων στην πλειοψηφία των περιπτώσεων των 191 ρηγμάτων. Τα διαστήματα εμπιστοσύνης δείχνουν μία τάση χαμηλής περιοδικότητας του μέσου εκτιμώμενου χρόνου επανάληψης της διάρρηξης των ρηγμάτων που σαν αποτέλεσμα έχουν τη γένεση ισχυρών σεισμών. Τα αποτελέσματα των εκτιμήσεων αυτών χρησιμοποιήθηκαν στη συνέχεια για την εφαρμογή δύο στατιστικών

κατανομών, της Εκθετικής κατανομής που αντιπροσωπεύει το μακράς διάρκειας χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο γένεσης ισχυρών σεισμών και της κατανομής Πρώτης Μετάβασης της Κίνησης Brown που αντιπροσωπεύει ένα μακράς διάρκειας χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο ανανέωσης, με στόχο την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης των επόμενων ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα κύρια ρήγματα του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών. που θα έχουν σαν αποτέλεσμα ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη εντός ενός εύρους γύρω από το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος.

Επιπλέον, εφαρμόσθηκε αλγόριθμος προσομοίωσης της σεισμικότητας σε επιλεγμένες ζώνες διάρρηξης του ελληνικού χώρου με σκοπό την αναπαραγωγή αντιπροσωπευτικών καταλόγων σεισμικότητας για κάθε ζώνη διάρρηξης, που καλύπτου διάστημα 10 χιλιάδων ετών, και επιτρέπουν την δημιουργία επαρκούς μεγέθους δειγμάτων διαστημάτων επανάληψης ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα. Στόχος αυτής της εφαρμογής είναι η ποσοτική στατιστική ανάλυση του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα αυτά. Από τα αποτελέσματα της ανάλυσης προκύπτει ότι η χρονο-εξαρτώμενη προσέγγιση μοντελοποίησης των χρονικών ιδιοτήτων των ισχυρών σεισμών εμφανίζει καλύτερη απόδοση από τη χρονο-ανεξάρτητη προσέγγιση.



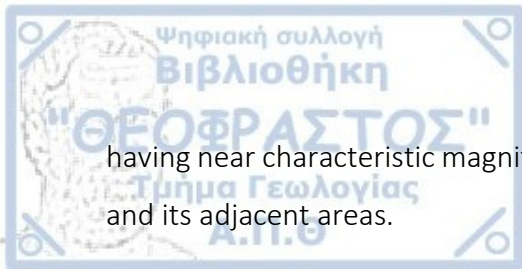
Abstract

The study of the mean recurrence time of strong earthquakes in specific fault or fault segment and with magnitude above a certain threshold is an appropriate parameter for the study of the temporal behavior of strong earthquakes. Mean recurrence time can be later used as an input for the development of earthquake rupture forecast models, aiming at the probability estimation of a future strong earthquake associated with a given fault in a specific time span.

Statistical models applications requires the statistical independency of the earthquakes interevent times data. Therefore, the determination of the magnitude threshold above which interevent times are independent is an important parameter. The magnitude threshold is determined through time series analysis methodologies in distinctive sub-areas of the Greek territory and is found to be linked with interevent times of intermediate magnitude earthquakes, ensuring the statistical independence of the recurrence intervals of strong earthquakes.

The cases where the available recurrence intervals of strong earthquakes per fault or fault segment have a sufficient number for a robust statistical estimation of the mean recurrence time is limited in the cases of the 191 main faults of the broader Greek territory, as defined by compiling all the available data. Thus, an alternative method was applied, the so-called seismic moment conservation method, which estimates the mean recurrence time, taking into account the geometrical and kinematic properties of a certain fault, in combination with the maximum observed magnitude of the earthquake linked with the specific fault. Confidence intervals of mean recurrence time estimates were also estimated using two different approaches. Results of these estimations showing good agreement between the two approaches for the majority of the fault segments. The estimated confidence intervals shown a trend of low periodicity of the mean estimated recurrence time.

The obtained results were later used for the application of two statistical distributions, the Exponential one, which represents the long-term time-independent model of strong earthquakes occurrence, and the Brownian Passage Time Distribution, which represents the long-term time-dependent renewal model, in accordance with the theory of Reid. The final goal of these applications is the occurrence probabilities estimation of strong earthquakes



having near characteristic magnitude and are associated with the main faults of Greek territory and its adjacent areas.

Additionally, a physics-based earthquake simulation algorithm was applied in selected fault zones of the Greece, aiming at the generation long-lasting and representative simulated earthquake catalogs. The simulated catalogs are covering a period of 10 thousand years, that allows the robust statistical analysis of the strong earthquakes recurrence times for each fault zone. Results of this analysis indicate that the time-dependent approach for modeling the temporal properties of strong earthquakes performs better than the time-independent one.

Δημοσιεύσεις

Δημοσιεύσεις σε διεθνή περιοδικά εντός Διδακτορικής Διατριβής:

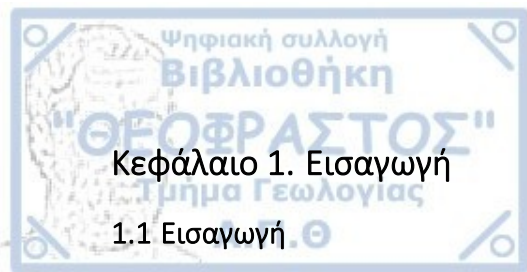
1. Kourouklas, C., Tsaklidis, G., Papadimitriou, E., & Karakostas, V., 2022. Analyzing the correlations and the statistical distribution of moderate to large earthquakes interevent times in Greece, *Applied Sciences*, 12, 7041. Doi:10.3390/app12147041.
2. Kourouklas, C., Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M., & Karakostas, V., 2021. Modelling the large earthquakes recurrence times along the North Aegean Trough Fault Zone (Greece) with a physics-based simulator, *Geophysical Journal International*, 225, 2135-2156. Doi:10.1093/gji/ggab085.
3. Kourouklas, C., Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M. & Karakostas, V., 2021. Strong earthquakes recurrence times of the Southern Thessaly, Greece, Fault Zone: Insights from a physics-based simulator application, *Frontiers in Earth Science*, 9, 596854. Doi:10.3389/feart.2021.596854.
4. Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Karakostas, V., 2018. Earthquake recurrence models and occurrence probabilities of strong earthquakes in North Aegean Trough (Greece), *Journal of Seismology*, 22, 1225-1246. Doi:10.1007/s10950-018-9763-8.

Δημοσιεύσεις σε διεθνή περιοδικά εκτός Διδακτορικής Διατριβής:

1. Papadimitriou, E., Bonatis, P., Bountzlis, P., Kostoglou, A., Kourouklas, C., & Karakostas, V., 2022. The intense 2020-2021 earthquake swarm in Corinth Gulf: Cluster analysis and seismotectonic implications from high resolution microseismicity, *Pure and Applied Geophysics*, 179, 3121-3155. Doi: 10.1007/s00024-022-03135-4.
2. Kourouklas, C., Mangira, O., Console, R., Papadimitriou, E., Karakostas, V., & Murru, M., 2021. Short-term clustering modeling of seismicity in Eastern Aegean Sea (Greece): A retrospective forecast test of the 2017 Mw=6.4 Lesvos, 2017 Mw=6.6 Kos and 2020 Mw=7.0 Samos earthquake sequences, *Acta Geophysica*, 69, 1085-1099. Doi:10.1007/s11600-021-00583-9.
3. Kourouklas, C., Mangira, O., Iliopoulos, A., Chorozoglou, D., & Papadimitriou, E., 2020. A study of short-term spatiotemporal clustering features of Greek seismicity, *Journal of Seismology*, 24, 459-477. Doi: 10.1007/s10950-020-09928-1.
4. Iliopoulos, A., Chorozoglou, D., Kourouklas, C., Mangira, O., and Papadimitriou, E. (2020). Memory and renewal aging of strong earthquakes in Hellenic seismicity, *Chaos, Solitons and Fractals*, 131, 109511. Doi:10.1016/j.chaos.2019.109511.
5. Mangira, O., Kourouklas, C., Chorozoglou, D., Iliopoulos, A., & Papadimitriou, E., 2019. Modeling the earthquake occurrence with time-dependent processes: A brief review, *Acta Geophysica*, 67, 739-752. Doi:10.1007/s11600-019-00284-4.
6. Chorozoglou, D., Iliopoulos, A., Kourouklas, C., Mangira, O., & Papadimitriou, E., 2019. Earthquake Networks as a tool for seismicity investigation: A review, *Pure and Applied Geophysics*, 176, 4649-4660. Doi:10.1007/s00024-019-02253-w.
7. Mesimeri, M., Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Karakostas, V., & Kementzetzidou, D., 2018. Analysis of microseismicity associated with the 2017 seismic swarm near Aegean coast of NW Turkey, *Acta Geophysica*, 66, 479-495. Doi:10.1007/s11600-018-0157-7.
8. Papadimitriou, E., Karakostas, V., Mesimeri, M., Chouliaras, G. & Kourouklas, C., 2017. The Mw6.5 17 November 2015 Lefkada (Greece) Earthquakes: Structural Interpretation by Means of the Aftershock Analysis, *Pure and Applied Geophysics*, 174, 3869-3888. Doi: 10.1007/s00024-017-1601-3

Δημοσιεύσεις σε τόμους συνεδρίων με κριτές:

1. Kourouklas, C., Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M., & Karakostas, V., 2019. A physics-based application in Southern Thessaly Fault System, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Sp. Pub. 7, Ext. Abs. GSG2019-135.
2. Kourouklas, C., Mangira, O., Iliopoulos, A., Chorozioglou, D., & Papadimitriou, E., 2019. A ten-year study (2008-2017) of short-term clustering features of Greek seismicity. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Sp. Pub. 7, Ext. Abs. GSG2019-136.
3. Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Karakostas, V., 2017. Statistics of earthquake recurrence time in North Aegean Trough. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50(3), 1349-1358. Doi:10.12681/bgsg.11841.
4. Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Karakostas, V. & Tsaklidis, G., 2016. Long range correlations and probability distributions of earthquake inter-event times in Greece, Proceedings of the 29th Hellenic Conference in Statistics, 307-321.



Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή

1.1 Εισαγωγή

Η διαδικασία της σεισμογένεσης είναι ένα πολύπλοκο αυτό-οργανωμένο φυσικό φαινόμενο που σχετίζεται με την συσσώρευση ελαστικής ανηγμένης παραμόρφωσης στο φλοιό της γης ως αποτέλεσμα της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών (Ben-Zion, 2008). Η συσσώρευση αυτή έχει ως αποτέλεσμα τον κατακερματισμό του φλοιού της γης και την ανάπτυξη ενεργών σεισμικά δομών, σχηματίζοντας πληθυσμούς ρηγμάτων με κοινά ή διαφορετικά χαρακτηριστικά. Οι πληθυσμοί των ενεργών ρηγμάτων εξελίσσονται στον χώρο και στον χρόνο και αλληλοεπιδρούν έτσι ώστε η γένεση των ισχυρών σεισμών να αποτελεί μία μη τυχαία διαδικασία στο χρόνο, αλλά να εμφανίζει φαινόμενα βραχυπρόθεσμης και μακροπρόθεσμης συσταδοποίησης (short- and long- term clustering· Kagan & Jackson, 1991· Dieterich, 1994) ή και ημι-περιοδική συμπεριφορά (quasi-periodic behavior· Papazachos et al., 1997a, μεταξύ άλλων). Αυτή η χρονική συμπεριφορά των ισχυρών σεισμών μπορεί να ερμηνευτεί μέσω γνωστών φυσικών διεργασιών όπως η μηχανική καταπόνηση των ενεργών δομών, η ετερογένεια ρηγμάτων (Scholz, 2002), η γένεση σεισμών μικρότερου μεγέθους που συνδέονται με μέρος της συσσωρευμένης τάσης και οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ρηγμάτων λόγω των μόνιμων και των παροδικών αλλαγών του πεδίου τάσεων (Stein et al., 1997· Hardebeck, 2004). Οι παράγοντες αυτοί είναι ικανοί να επιταχύνουν ή να επιβραδύνουν το χρόνο γένεσης ενός ισχυρού σεισμού.

Η ανάλυση της χρονικής συμπεριφοράς των ισχυρών σεισμών είναι μία συνεχώς αναπτυσσόμενη προσέγγιση που ως στόχο έχει την καλύτερη κατανόηση των ιδιοτήτων τους με στόχο την ανάπτυξη όσο το δυνατόν ακριβέστερων εκτιμήσεων του χρόνου γένεσης μελλοντικών ισχυρών σεισμών σε μια δεδομένη περιοχή. Οι εκτιμήσεις αυτές συνιστούν απαραίτητες πληροφορίες εισόδου στις σύγχρονες μελέτες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας. Η πολυπλοκότητα της σεισμογένεσης σε συνδυασμό με τον περιορισμένο αριθμό σεισμών λόγω της σπανιότητας γένεσης των ισχυρών σεισμών, ιδιαίτερα αυτών που γίνονται σε ηπειρωτικό περιβάλλον, σε σχέση με το χρονικό διάστημα που καλύπτουν ιστορικοί και ενόργανοι κατάλογοι, έχουν ως συνέπεια τον περιορισμό αιτιοκρατικών προσεγγίσεων για τον καθορισμό των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας και επομένως την ανάπτυξη και εφαρμογή στοχαστικών διαδικασιών (stochastic processes) ως το απαραίτητο και αποτελεσματικότερο εργαλείο για την προσέγγιση του προβλήματος.

1.2 Χρονικά μοντέλα σεισμικότητας

Οι προσεγγίσεις στοχαστικών διαδικασιών για την μοντελοποίηση των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας διακρίνονται σε δύο κύριες κατηγορίες. Τα χρονικά μοντέλα γένεσης ισχυρών σεισμών με βάση τη σεισμικότητα μίας περιοχής (seismicity based models) και τα χρονικά μοντέλα γένεσης ισχυρών σεισμών σε διακριτά μεταξύ τους ρήγματα (fault based models).

Τα χρονικά μοντέλα γένεσης ισχυρών σεισμών με βάση τη σεισμικότητα στηρίζονται στην υπόθεση ότι οι μελλοντικοί ισχυροί σεισμοί χαρακτηρίζονται από τις χρονικές ιδιότητες των προηγούμενων σεισμών που έγιναν σε συγκεκριμένη περιοχή με ορισμένα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά και από οποιαδήποτε σεισμική πηγή που αναπτύσσεται σε αυτήν (τόσο των γνωστών κύριων ρηγμάτων όσο και των μικρότερων δευτερογενών ρηγμάτων· Kagan & Jackson, 1994· Frankel, 1995). Τα μοντέλα αυτά συνδυάζουν τις διαθέσιμες γνώσεις των φυσικών διεργασιών που σχετίζονται με τη σεισμογένεση (συσσώρευση, μεταφορά και απελευθέρωση τάσης) με γνωστούς εμπειρικούς νόμους της σεισμικότητας, όπως ο νόμος κατανομής των μεγεθών των σεισμών (Νόμος Gutenberg–Richter· Gutenberg & Richter, 1944) και ο νόμος του ρυθμού ελάττωσης των μετασεισμών (Νόμος του Omori· Omori, 1894). Η εφαρμογή χρονικών μοντέλων γένεσης ισχυρών σεισμών με βάση τη σεισμικότητα μιας περιοχής παρέχουν είτε βραχυπρόθεσμες είτε μακροπρόθεσμες εκτιμήσεις για την πιθανότητα γένεσης των επόμενων σεισμών.

Τα βραχυπρόθεσμα χρονικά μοντέλα βασίζονται στην ιδιότητα των σεισμών να συσταδοποιούνται σε χώρο και χρόνο. Τα μοντέλα αυτά θεωρούν ότι η σεισμικότητα μπορεί να θεωρηθεί ως η σύνθεση συσταδοποιημένων (χρονο-εξαρτημένων) και χρονο-ανεξάρτητων σεισμών, και είναι γνωστά ως μοντέλα Επιδημικού Τύπου (Epidemic Type models). Τα μοντέλα αυτά υποθέτουν ότι κάθε σεισμός ανεξάρτητα από το μέγεθός του είναι ικανός να ακολουθείται από επόμενους σεισμούς που εξαρτώνται από τη γένεση του. Ο Ogata (1988) πρότεινε το πρώτο τέτοιου είδους χρονικό στοχαστικό μοντέλο, το μοντέλο Μετασεισμικών Ακολουθιών Επιδημικού Τύπου (Epidemic Type Aftershock Sequence model· ETAS), το οποίο στη συνέχεια επέκτεινε (Ogata, 1998) προσθέτοντας και τη χωρική διάσταση. Οι Console & Murru (2001) πρότειναν επίσης ένα μοντέλο Επιδημικού Τύπου, το Μοντέλο Σεισμικών Ακολουθιών Επιδημικού Τύπου (Epidemic Type Earthquake Sequence model· ETES). Πρώτα συνέκριναν την απόδοσή του με την μηδενική υπόθεση ότι η σεισμικότητα μπορεί να

περιγράφει από το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο Poisson, καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι το μοντέλο συσταδοποίησης εμφανίζει καλύτερη απόδοση σε δεδομένα καταλόγων ενόργανης σεισμικότητας. Ένα άλλο χωροχρονικό μοντέλο με κοινά χαρακτηριστικά είναι αυτό που προτάθηκε από τους Marzocchi & Lombardi (2008). Το μοντέλο αυτό υιοθετεί μία προσέγγιση δύο διακριτών σταδίων σχετικά με τη γένεση των σεισμών. Στο πρώτο στάδιο περιλαμβάνεται η εφαρμογή του μοντέλου ETAS έτσι ώστε εκτιμηθεί η συμβολή της συσταδοποιημένης σεισμικότητας στην υπό μελέτη περιοχή και στη συνέχεια οι χρονο-εξαρτώμενοι σεισμοί να αφαιρεθούν από τον κατάλογο σεισμικότητας. Στο δεύτερο στάδιο πραγματοποιείται εκ νέου εφαρμογή του μοντέλου ETAS στη σεισμικότητα υποβάθρου ώστε να μελετηθεί η μακροπρόθεσμη χρονική συμπεριφορά των ισχυρών σεισμών.

Τα μακροπρόθεσμα χρονικά μοντέλα με βάση τη σεισμικότητα καλύπτουν ένα μεγάλο εύρος μοντέλων που σχετίζονται, τόσο με την υπόθεση ότι ο μελλοντικός ρυθμός σεισμικότητας μίας συγκεκριμένης περιοχής θα είναι παρόμοιος με αυτόν που αποτυπώνεται στους καταλόγους σεισμικότητας, όσο και με πιο ανεπτυγμένα μοντέλα στηριζόμενα σε φυσικές διεργασίες (physics-based models) που συμβαίνουν κατά τη διαδικασία της σεισμογένεσης. Στη πρώτη υποομάδα μοντέλων ανήκουν τα μοντέλα εξομαλυμένης σεισμικότητας (smoothed seismicity models) που πρώτος πρότεινε ο Frankel (1995) και τα οποία υποθέτουν ότι οι σεισμοί συγκεντρώνονται σε περιοχές όπου οι προηγούμενοι ρυθμοί σεισμικότητας είναι υψηλοί, υιοθετώντας παράλληλα χρόνο-ανεξάρτητη συμπεριφορά της σεισμικότητας. Η δεύτερη υποομάδα αποτελείται από πολλά διαφορετικού τύπου μοντέλα. Μία πρώτη προσέγγιση είναι αυτή του μοντέλου πρόγνωσης του χρόνου γένεσης ενός μελλοντικού ισχυρού σεισμού που πρότειναν οι Shimazaki & Nakata (1980), το οποίο υποστηρίζει ότι ο χρόνος γένεσης ενός μελλοντικού ισχυρού σεισμού, T , σε μία καθορισμένη περιοχή μπορεί να εκτιμηθεί εάν είναι γνωστό το μέγεθος του προηγούμενου ισχυρού σεισμού.

Η προσεισμική δραστηριότητα των ισχυρών σεισμών σε πολλές περιπτώσεις (Jones & Molnar, 1979· Sykes & Jaume, 1990) έχει επίσης χρησιμοποιηθεί ως εργαλείο με στόχο την ανάπτυξη χρονικών μοντέλων βασισμένων στις φυσικές διεργασίες. Μια τέτοια προσέγγιση, είναι το μοντέλο Επιταχυνόμενης Απελευθέρωσης Σεισμικής Ροπής (Accelerating Moment Release· AMR· Bufe & Varnes, 1993· Bowman et al., 1998· Jaume & Sykes, 1999· Papazachos et al., 2006· Mignan, 2008). Το μοντέλο Επιταχυνόμενης Απελευθέρωσης Σεισμικής Ροπής

στατιστικών ελέγχων, όπως οι έλεγχοι καλής προσαρμογής Kolmogorov-Smirnov και Anderson-Darling, στα δεδομένα της σεισμικότητας προϋποθέτουν την στατιστική ανεξαρτησία και τη στασιμότητα (stationarity) του δείγματος των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών (Zhuang et al., 2012). Οι ενδιάμεσοι χρόνοι των ισχυρών σεισμών σε μακροπρόθεσμη κλίμακα πληρούν τις προϋποθέσεις της στατιστικής ανεξαρτησίας και της στασιμότητας λόγω του μακράς διάρκειας ρυθμού τεκτονικής φόρτισης, ο οποίος είναι σταθερός (Naylor et al., 2009· Parsons & Geist, 2012). Αντίθετα, οι ενδιάμεσοι χρόνοι της σεισμικότητας με μικρά και ενδιάμεσα μεγέθη σεισμών σε βραχυπρόθεση και μεσοπρόθεσμη κλίμακα εμφανίζουν ισχυρή χρονική συσχέτιση λόγω των φαινομένων συσταδοποίησής τους, όπως προκύπτει από σειρά ερευνών σε παγκόσμια κλίμακα. Ειδικότερα, οι Livina et al. (2005) μελέτησαν τις χρονικές συσχετίσεις και τη μνήμη των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας για της περιοχές της Καλιφόρνιας, της Ιαπωνίας, της Νέας Ζηλανδίας και της Καμτσάτκας για διάφορα κατώλφια μεγέθους σεισμών ($M_{thr}=2.5$, $M_{thr}=3.0$, $M_{thr}=3.5$, $M_{thr}=4.5$, μεταξύ άλλων) καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι αυτοί παρουσιάζουν ισχυρές συσχετίσεις. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι μελέτες των Lennartz et al. (2005) για τη Βόρεια και τη Νότια Καλιφόρνια, των Fan et al. (2019) για την Ιταλία και των Zhang et al. (2020) για το Ισραήλ. Εστιάζοντας στον ελληνικό χώρο, οι Gkaraouni et al. (2017) μελέτησαν τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με μεγέθη $M_{thr}\geq 1.7$, $M_{thr}\geq 2.3$, $M_{thr}\geq 4.0$ και $M_{thr}\geq 6.0$ για τις περιόδους 2008–2014, 2008–2014, 1981–2014 και 1700–2014, αντίστοιχα, που έγιναν στις ζώνες διάρρηξης του Κορινθιακού κόλπου και της Μυγδονίας λεκάνης, βρίσκοντας ότι οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών με μικρά και ενδιάμεσα μεγέθη παρουσιάζουν ισχυρές συσχετίσεις μακράς κλίμακας (long range correlations), ενώ τα δείγματα των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών με $M_{thr}\geq 6.0$ είναι στατιστικά ανεξάρτητα.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, η ανίχνευση πιθανών συσχετίσεων μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας και ειδικότερα η διερεύνηση του κατωφλίου μεγέθους πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών μπορούν να θεωρηθούν ως στατιστικά ανεξάρτητοι είναι μία ιδιαίτερα σημαντική πληροφορία για την επιλογή επαρκών συνόλων δεδομένων σεισμότητας για μοντελοποίησή τους μέσω στοχαστικών σημειακών διεργασιών.

1.3 Χρονικά μοντέλα σεισμικότητας με βάση διακριτά ρήγματα

Τα χρονικά μοντέλα με βάση διακριτά μεταξύ τους και καλά ορισμένα ρήγματα μελετούν την μακροπρόθεσμη στατιστική συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , μεταξύ των

διαδοχικών ισχυρών σεισμών σε αυτά. Τα μοντέλα αυτά διακρίνονται σε δύο επιμέρους μεγάλες ομάδες, τα χρονο-ανεξάρτητα (χωρίς μνήμη) και τα χρονο-εξαρτώμενα μοντέλα. Μεταξύ των δύο, αυτά που παρουσιάζουν την ευρύτερη εφαρμογή σε μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας είναι εκείνα που θεωρούν τη γένεση των ισχυρών σεισμών ως μία τυχαία διαδικασία στο χρόνο (χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο Poisson) και δεν λαμβάνουν υπόψη τους το χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού στην εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου (Gardner & Knopoff, 1974· McGuire & Barnhard, 1981). Αυτό έχει ως συνέπεια ο ρυθμός διακινδύνευσης (hazard rate) του χρόνου γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού που συνδέεται με το εκάστοτε ρήγμα να είναι σταθερός για οποιοδήποτε μελλοντικό χρονικό διάστημα (Cornel, 1986· Papaioannou & Papazachos, 2000· Console, 2001· Field et al., 2009, 2014).

Αντίθετα, τα χρονο-εξαρτώμενα μοντέλα γένεσης ισχυρών σεισμών σε διακριτά μεταξύ τους ρήγματα στηρίζονται στη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης (Reid, 1911), για τις διεργασίες της τεκτονικής φόρτισης και της απελευθέρωσης τάσης (stress rebuilt mechanism), που είναι χρονο-εξαρτώμενες διεργασίες. Οι προσεγγίσεις αυτές συνδυάζουν τις υποθέσεις του μοντέλου Πρόγνωσης Χρόνου (Time-Predictable model) των Shimazaki & Nakata (1980) και του μοντέλου του Χαρακτηριστικού Σεισμού (Characteristic Earthquake model) που πρότειναν οι Schwartz & Coppersmith (1984).

Το μοντέλο Πρόγνωσης Χρόνου στηρίζεται στην υπόθεση ότι ένας ισχυρός σεισμός γίνεται όταν η συσσώρευση της τάσης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος υπερβεί μία ανώτερη τιμή η οποία παραμένει σταθερή για κάθε ισχυρό σεισμό. Ταυτόχρονα, η πτώση τάσης αλλά και η ολίσθηση πάνω στο ρήγμα μπορούν να μεταβάλλονται από σεισμό σε σεισμό. Επομένως, ο χρόνος γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού μπορεί να καθοριστεί σύμφωνα με την σεισμική ολίσθηση του προηγούμενου, η οποία είναι είναι γνωστή είτε μπορεί να εκτιμηθεί λαμβάνοντας υπόψη το μέγεθος του προηγούμενου σεισμού όταν τουλάχιστον δύο ισχυροί σεισμοί συνδεονται με το ίδιο ρήγμα (όταν δηλαδή είναι γνωστός τουλάχιστον ένας σεισμικός κύκλος.

Σύμφωνα με το μοντέλο του Χαρακτηριστικού Σεισμού κάθε ρήγμα που συνδέεται με ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη εντός ενός εύρους γύρω από μία μέγιστη παρατηρούμενη τιμή (Maximum Observed Magnitude· M_{max}) εμφανίζουν παρόμοια χαρακτηριστικά. Ειδικότερα, οι ισχυροί σεισμοί που ορίζονται ως χαρακτηριστικοί του εκάστοτε ρήγματος είναι ικανοί να

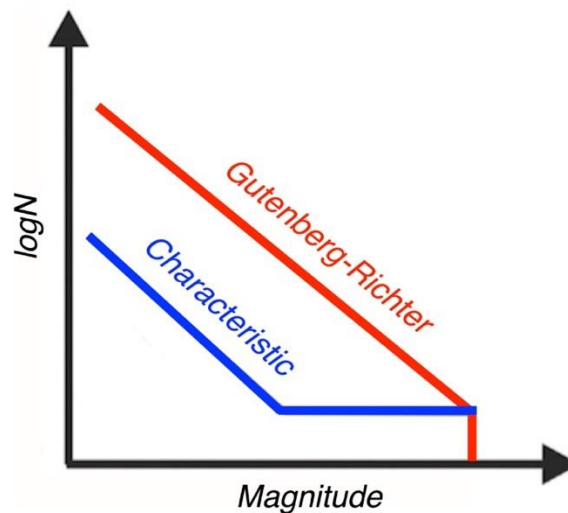
διαρρήξουν το σύνολο ή το μεγαλύτερο μέρος της επιφάνειάς του, έχουν μεγέθη ίσα με το μέγιστο μέγεθος που χαρακτηρίζει το εκάστοτε ρήγμα ή εντός ενός εύρους μεγεθών (ΔM) σε σχέση με αυτό και η κατανομή της ολίσθησής τους είναι όμοια. Αυτή η υπόθεση έχει ως συνέπεια, η απελευθέρωση της σεισμικής ενέργειας σε ένα ορισμένο ρήγμα να έχει ως αποτέλεσμα ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη που είναι χαρακτηριστικά του και με τιμές εντός του διαστήματος $M_{max} \pm \Delta M$.

Συνδυάζοντας τις παραπάνω υποθέσεις και μοντέλα μπορεί να διαμορφωθεί ένα θεωρητικό πλαίσιο σε συμφωνία με τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης του Reid. Ειδικότερα, διατυπώθηκε η άποψη ότι η γένεση ισχυρών σεισμών που γίνονται σε ένα δεδομένο ρήγμα παρουσιάζουν ημι-περιοδική (quasi-periodic) συμπεριφορά που αντιπροσωπεύεται από έναν χαρακτηριστικό μέσο χρόνο επανάληψης (McCann et al., 1979· Nishenko, 1991). Το κύριο ζητούμενο αυτής της προσέγγισης είναι ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , για ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη εντός του εύρους $M_{max} \pm \Delta M$ για κάθε καλά ορισμένο γεωμετρικά και κινηματικά ενεργό ρήγμα. Εφαρμόζοντας αυτό το θεωρητικό πλαίσιο, ο χρόνος γένεσης του προηγούμενου ισχυρού σεισμού στο εκάστοτε ρήγμα λαμβάνεται υπόψιν (εφόσον είναι γνωστός) για την εφαρμογή χρόνο-εξαρτώμενων μοντέλων ανανέωσης, στα οποία ο ρυθμός διακινδύνευσης (hazard rate) μίας μελλοντικής διάρρηξης του ρήγματος δεν είναι σταθερός στον χρόνο αλλά εξαρτώμενος από τον χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού.

Η προσέγγιση αυτή έχει ως συνέπεια την διαφοροποίηση του μοντέλου του ρυθμού επανάληψης (recurrence rate) στα εκάστοτε διακριτά ρήγματα, που αποτελεί απαραίτητο αρχείο εισόδου στις μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, το μοντέλο του ρυθμού επανάληψης που παρουσιάζει την ευρύτερη εφαρμογή στις μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας είναι εκείνο του χρόνο-ανεξάρτητου μοντέλου Poisson, που θεωρεί ότι τα μεγέθη των σεισμών σε όλο το εύρος τους ακολουθούν είτε τον τυπικό είτε τον περικομμένο (truncated· Ordaz & Reyes, 1999· Kagan, 2002) νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg–Richter (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 1.1).

Αντίθετα, υποθέτοντας το συνδυασμό των υποθέσεων των μοντέλων Πρόγνωσης Χρόνου και Χαρακτηριστικού Σεισμού η κατανομή των μεγεθών δεν ακολουθεί σε όλο της το εύρος τον νόμο Gutenberg–Richter, αλλά από ένα ορισμένο κατώφλι μεγέθους και πάνω ακολουθεί ένα σταθερό ρυθμό γένεσης ισχυρών συνήθως σεισμών (αντί της ελάττωσής του όπως προβλέπει ο νόμος Gutenberg–Richter) όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.1 (συνεχής μπλε γραμμή)

και που ορίζεται ως χαρακτηριστική κατανομή μεγεθών. Μεταξύ των δύο ακραίων αυτών περιπτώσεων έχουν προταθεί πολλοί ενδιάμεσοι συνδυασμοί με ποσοστώσεις μεταξύ των δύο μοντέλων (πχ. 33% επίδραση του χαρακτηριστικού ρυθμού επανάληψης, 66% επίδραση του χαρακτηριστικού ρυθμού επανάληψης· Field et al., 1999).



Σχήμα 1.1. Τα δύο κυριότερα μοντέλα ρυθμού επανάληψης (recurrence rate) που χρησιμοποιούνται στις μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας (η συνεχής κόκκινη γραμμή απεικονίζει το μοντέλο του νόμου κατανομής των μεγεθών των Gutenberg–Richter ενώ η συνεχής μπλε γραμμή τη κατανομή των μεγεθών σύμφωνα με το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού· Τροποποιημένο από Reiter, 1990).

Τα χρονικά μοντέλα γένεσης ισχυρών σεισμών που λαμβάνουν υπόψη τις παραπάνω υποθέσεις (και κυρίως εκείνη του Χαρακτηριστικού Σεισμού) έχουν υποστηριχθεί από μεγάλο αριθμό ερευνητών. Ειδικότερα, ο Wesnoysky (1994) μελετώντας παλαιοσεισμολογικά δεδομένα ισχυρών σεισμών στη Νότια Καλιφόρνια πρότεινε ότι διακριτά μεταξύ τους ρήγματα έχουν τη τάση να ολισθαίνουν σε όλη την έκταση της επιφάνειάς τους με συνέπεια τη γένεση χαρακτηριστικών σεισμών. Το τελικό συμπέρασμα αυτών των παρατηρήσεων ήταν η διατύπωση της άποψης ότι για κάθε ενεργό ρήγμα η κατανομή των μεγεθών των ισχυρών σεισμών ακολουθεί μια χαρακτηριστική κατανομή, ενώ όταν θεωρηθούν σαν ένα δίκτυο ρηγμάτων που χαρακτηρίζουν τη περιοχή μελέτης στο σύνολό της, η κατανομή των μεγεθών των ισχυρών σεισμών μπορεί να περιγραφεί από τον νόμο Gutenberg–Richter. Παρόμοια συμπεράσματα έχουν προκύψει και από την έρευνα των Stirling et al. (1996), μελετώντας ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης σε παγκόσμια κλίμακα, από τις μελέτες των Ishibe & Shimazaki (2012) σε 172 ενεργά Τεταρτογενή ρήγματα της Ιαπωνίας. Ακόμη, η μελέτη των Sykes & Ekström (2012), που αφορά στη γένεση των ισχυρών σεισμών στο σύστημα ρηγμάτων μετασχηματισμού Eltanin στον Νοτιοανατολικό Ειρηνικό Ωκεανό έδειξε ότι υπάρχουν ισχυρές

ενδείξεις ημι-περιοδικής χρονικής συμπεριφοράς, ενισχύοντας το χρόνο-εξαρτώμενο μοντέλο. Επιπλέον, αυτή η χρονική συμπεριφορά των ισχυρών σεισμών έχει υποστηριχθεί από μελέτες θεωρητικής προσομοίωσης ολίσθησης ρηγμάτων (Ben-Zion & Rice, 1997) και προσομοιώσεις γένεσης σεισμών (Rundle & Klein, 1993· Parsons et al., 2018).

Από την άλλη πλευρά, ένας μεγάλος αριθμός ερευνητών προκρίνει την χρήση χρόνο-ανεξάρτητων χρονικών μοντέλων είτε για λόγους που σχετίζονται με τη βασιμότητα των υποθέσεων που αναπτύχθηκαν παραπάνω είτε για λόγους που αφορούν τον περιορισμένο αριθμό των χρονικών διαστημάτων επανάληψης (recurrence intervals) των ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα ή τμήμα του και στην προσαρμογή τους στα χρόνο-εξαρτώμενα μοντέλα. Συγκεκριμένα, ο Mulargia (2001) επισήμανε την έλλειψη δυνατότητας αναδρομικού ελέγχου των εκτιμήσεων για την πιθανότητα γένεσης μελλοντικών σεισμών (retrospective forecast) λόγω των μεγάλων διαστημάτων επανάληψης μεταξύ ισχυρών σεισμών, η οποία μπορεί να οδηγήσει σε μη αντικειμενικά (biased) ή και λανθασμένα συμπεράσματα σχετικά με τις χρονικές διακυμάνσεις των ισχυρών σεισμών. Οι Stein & Newman (2004) και Stein et al. (2005) διατύπωσαν την άποψη ότι το μοντέλο του Χαρακτηριστικού Σεισμού μπορεί να οδηγήσει σε μη αντικειμενικά συμπεράσματα λόγω της περιορισμένης χρονικής κάλυψης των καταλόγων ενόργανης σεισμικότητας, τα σφάλματα που σχετίζονται με την εκτίμηση του μεγέθους ή του ρυθμού γένεσης ισχυρών σεισμών που βασίζονται σε παλαιοσεισμολογικά δεδομένα και από τις χωρικές διαστάσεις της υπό μελέτη ζώνης διάρρηξης. Ακόμη, οι Jackson & Kagan (2006) και Kagan et al. (2012) αμφισβήτησαν την εγκυρότητα του μοντέλου του χαρακτηριστικού σεισμού μετά την αποτυχία εκτίμησης του επόμενου ισχυρού σεισμού στο Parkfield της Καλιφόρνιας, υποστηρίζοντας ότι τα δεδομένα στα οποία βασίζονται οι χρόνο-εξαρτώμενες προσεγγίσεις που στηρίζονται στο μοντέλο του Χαρακτηριστικού Σεισμού επιλέγονται αυθαίρετα έτσι ώστε να είναι ικανά για την διατύπωση των υποθέσεών τους αλλά δεν είναι επαληθεύσιμα. Οι Geller et al. (2015) διατύπωσαν μια γενικότερη κριτική υποστηρίζοντας την άποψη ότι λόγω της πολυπλοκότητας του φαινομένου της σεισμογένεσης, τα προτεινόμενα μοντέλα που έχουν αναπτυχθεί με βάση τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης ως κύριο μηχανισμό της γένεσης ισχυρών σεισμών δεν έχουν τη δυνατότητα ερμηνείας της με ικανοποιητικό τρόπο και επομένως δεν είναι δυνατόν να αναπτυχθεί κάποιο αντίστοιχο μοντέλο εκτίμησης της γένεσης μελλοντικών ισχυρών σεισμών, καθώς έρχεται σε αντίθεση με την πραγματικότητα.

Η επιλογή μεταξύ της χρονο-ανεξάρτητης και της χρονο-εξαρτώμενης προσέγγισης του μέσου χρόνου επανάληψης είναι μία κρίσιμη παράμετρος καθώς οδηγεί σε αρκετά διαφορετικές εκτιμήσεις για την πιθανότητα γένεσης ενός επόμενου ισχυρού σεισμού σε ένα καθορισμένο ρήγμα, όπως έχει ήδη αναφερθεί. Παρόλες τις εντάσεις σε σχέση με τις υποθέσεις των χρονο-εξαρτώμενων μοντέλων και την ευρεία εφαρμογή του μοντέλου Poisson, η επάρκειά του είναι περιορισμένη καθώς ο μηχανισμός αλληλεπιδράσεων μεταξύ των ισχυρών σεισμών υπερτονίζει την τάση συσταδοποίησης τους (Convertito & Faenza, 2014). Το γεγονός αυτό υποδηλώνει την ύπαρξη μνήμης στη γένεση των ισχυρών σεισμών. Ακόμη, λόγω της εγγενούς πολυπλοκότητας του φαινομένου της σεισμογένεσης, και κατ' επέκταση της εκτίμησης των πιθανοτήτων γένεσης των μελλοντικών ισχυρών σεισμών, οι σύγχρονες μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας σε παγκόσμια κλίμακα (Working Group on California Earthquake Probabilities [WGCEP], 1995· Kumamoto, 1999· Cramer et al., 2000· Frankel et al., 2002· Peruzza & Pace, 2002· WGCEP, 2003· Erdik et al., 2004· Pace et al., 2006· Petersen et al., 2007· Field et al., 2009, 2015· Akinci et al., 2009, 2016· Valentini et al., 2017, 2019, μεταξύ άλλων) χρησιμοποιούν και τις δύο προσεγγίσεις (χρονο-ανεξάρτητη και χρονο-εξαρτώμενη) ως δύο εναλλακτικές υποθέσεις, έτσι ώστε η συνεισφορά της κάθε μίας να μπορεί να σταθμίζεται με την χρήση λογικών διαγραμμάτων. Αυτή η συνδυαστική προσέγγιση διαθέτει το πλεονέκτημα της κατά το δυνατόν πιο πλήρους διερεύνησης της γένεσης επόμενων σεισμών καθώς τα δύο διαφορετικά μοντέλα πιθανοτήτων γένεσης ενσωματώνουν διαφορετικά φυσικά χαρακτηριστικά της σεισμογένεσης, τα οποία μια μόνο στατιστική κατανομή δεν θα μπορούσε να ενσωματώσει.

1.4 Σκοπός της διατριβής και ερευνητικοί στόχοι

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε περιοχές οι οποίες πλήττονται από ισχυρούς ($M_w \geq 6.0$) και καταστροφικούς σεισμούς όπως η Ελλάδα είναι ένα συνεχώς αναπτυσσόμενο επιστημονικό πεδίο που έχει ως στόχο την όσο το δυνατόν αποτελεσματικότερη προστασία του πληθυσμού και των υποδομών μέσω αξιοποίησής της στους αντισεισμικούς κανονισμούς. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, μία ιδιαίτερα σημαντική παράμετρος των σύγχρονων μελετών της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας σε μία συγκεκριμένη περιοχή είναι ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , ισχυρών σεισμών με μεγέθη που παίρνουν τιμές εντός ενός εύρους γύρω από το μέγιστο αναμενόμενο ($M_{max} \pm \Delta M$) σε καλά ορισμένα ρήγματα ή τμήματά τους. Ο μέσος χρόνος επανάληψης, T_r , αποτελεί την απαραίτητη πληροφορία εισόδου στα

χρονικά μοντέλα ισχυρών σεισμών με βάση διακριτά μεταξύ τους ρήγματα, τα οποία καταλήγουν σε μακροπρόθεσμες εκτιμήσεις ενός μελλοντικού ισχυρού σεισμού εντός ενός εύρους γύρω από μέγιστο μέγεθος και που θα σχετίζεται με τη διάρρηξη του εκάστοτε ρήγματος εντός ενός ορισμένου χρονικού διαστήματος.

Ο καθορισμός του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με τη χρήση τέτοιων μοντέλων ανήκουν στην οικογένεια των στάσιμων στοχαστικών σημειακών διαδικασιών (Zhuang et al., 2012). Όπως έχει ήδη αναφερθεί απαραίτητη εργασία πριν από την εφαρμογή μοντέλων στάσιμων στοχαστικών σημειακών διαδικασιών είναι η διερεύνηση του κατωφλίου μεγέθους ($M_{threshold}$) πάνω από το οποίο οι ενδιαμέσοι χρόνοι των σεισμών μπορούν να θεωρηθούν ως στατιστικά ανεξάρτητοι. Η εφαρμογή στοχαστικών διαδικασιών στα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων επανάληψης απαιτεί την αναζήτηση ισχυρών σεισμών που έγιναν σε συγκεκριμένο ενεργό ρήγμα όχι μόνο κατά τη διάρκεια της ενόργανης σεισμικότητας αλλά και σε εκείνα της ιστορικής περιόδου, έτσι ώστε ο τελικός αριθμός των σεισμών για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης να είναι όσο το δυνατόν μεγαλύτερος. Ο αριθμός των ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα είναι συχνά περιορισμένος, συνήθως μεταξύ 3 έως 10, με αποτέλεσμα μεγάλες αβεβαιότητες και περιορισμούς στον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης (Ellsworth et al., 1999).

Μια εναλλακτική προσέγγιση που μπορεί να υποστηρίξει και να βελτιώσει τη μελέτη της συμπεριφοράς του χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών είναι η εφαρμογή αλγορίθμων προσομοίωσης της σεισμικότητας με βάση τις φυσικές ιδιότητες των ρηγμάτων (Physics-Based Earthquake Simulator). Αυτοί οι αλγόριθμοι μπορούν να μοντελοποιήσουν τη γένεση σεισμών μέσω αριθμητικών προσομοιώσεων χρησιμοποιώντας διάφορες προσεγγίσεις σχετικά με τις γνωστές φυσικές διεργασίες που αφορούν τη μεταφορά τάσης και τις ρεολογικές ιδιότητες του φλοιού, λαμβάνοντας υπόψιν τους γεωμετρικούς και κινηματικούς περιορισμούς των ρηγμάτων (Tullis, 2012a). Η προσέγγιση αυτή έχει γίνει ιδιαίτερα δημοφιλής την τελευταία δεκαετία λόγω της ικανότητας των αλγορίθμων να προσομοιώνουν τη διαδικασία της σεισμογένεσης για μεγάλα χρονικά διαστήματα (της τάξης χιλιάδων ετών) με αρχείο εξόδου προσομοιωμένους καταλόγους μεγάλης διάρκειας που περιέχουν πολύ περισσότερους σεισμούς από έναν κατάλογο δεδομένων (observational catalog).

Μέσα σε αυτό το πλαίσιο, οι κύριοι ερευνητικοί στόχοι της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής είναι η μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου και

πιο συγκεκριμένα των πιθανών συσχετίσεων των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών και της μνήμης της διαδικασίας της σεισμογένεσης και ο καθορισμός και η μοντελοποίηση των του μέσου χρόνου επανάληψης ισχυρών επιφανειακών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) για τα κύρια ενεργά ρήγματα του ελληνικού χώρου και η εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα αντίστοιχα ρήγματα, σε ορισμένο χρονικό διάστημα.

Η έρευνα πάνω σε αυτούς τους κύριους ερευνητικούς στόχους της Διατριβής δημιουργεί ένα νέο πλέγμα ερευνητικών ερωτημάτων που σχετίζονται με:

1. τη διερεύνηση των συσχετίσεων μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας με σκοπό να προσδιοριστεί το κατώφλι μεγέθους πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι είναι στατιστικά ανεξάρτητοι.
2. τον καθορισμός της κατανομής που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων, έτσι ώστε να διερευνηθεί αν το χρονο-ανεξάρτητο ή ένα χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα.
3. την όσο το δυνατόν ακριβέστερη σύνδεση των ισχυρών σεισμών (ιστορικών και της ενόργανης περιόδου) με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ με τις σεισμικά ενεργές δομές του ελληνικού χώρου.
4. την εκτίμηση και τη μοντελοποίηση του μέσου χρόνου επανάληψης ισχυρών σεισμών με μεγέθη που είναι ίσα με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος (Maximum Observed Magnitude· M_{max_obs}) και οι οποίοι συνδέονται με τα κύρια ρήγματα του ελληνικού χώρου.
5. την εφαρμογή αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας σε επιλεγμένες και καλά καθορισμένες ζώνες διάρρηξης του ελληνικού χώρου για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών εντός των ζωνών από καταλόγους προσομοιωμένης σεισμικότητας.

Τα αποτελέσματα της διερεύνησης των παραπάνω ερευνητικών στόχων και ερωτημάτων θα συμβάλουν στον κατά το δυνατόν ακριβέστερο καθορισμό των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου αλλά και του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών στα ενεργά ρήγματα που αναπτύσσονται εντός του. Με τη σειρά τους, τα αποτελέσματα του καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης θα χρησιμοποιηθούν ως το απαραίτητο αρχείο εισόδου για την εφαρμογή του χρονο–ανεξάρτητου και του χρονο–

εξαρτώμενου μοντέλου ανανέωσης που θα επιχειρούν να μελετήσουν την χρονική συμπεριφορά της γένεσης των ισχυρών σεισμών στο συγκεκριμένο ρήγμα. Ακόμη, τα αποτελέσματα της εφαρμογής των στατιστικών μοντέλων θα χρησιμοποιηθούν ως πληροφορία εισόδου για την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού για το εκάστοτε ρήγμα. Τέλος, στις περιπτώσεις των προσομοιωμένων δεδομένων θα πραγματοποιηθεί ποσοτική σύγκριση μεταξύ του χρονο-ανεξάρτητου και του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου, με στόχο τον καθορισμό εκείνου που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση.

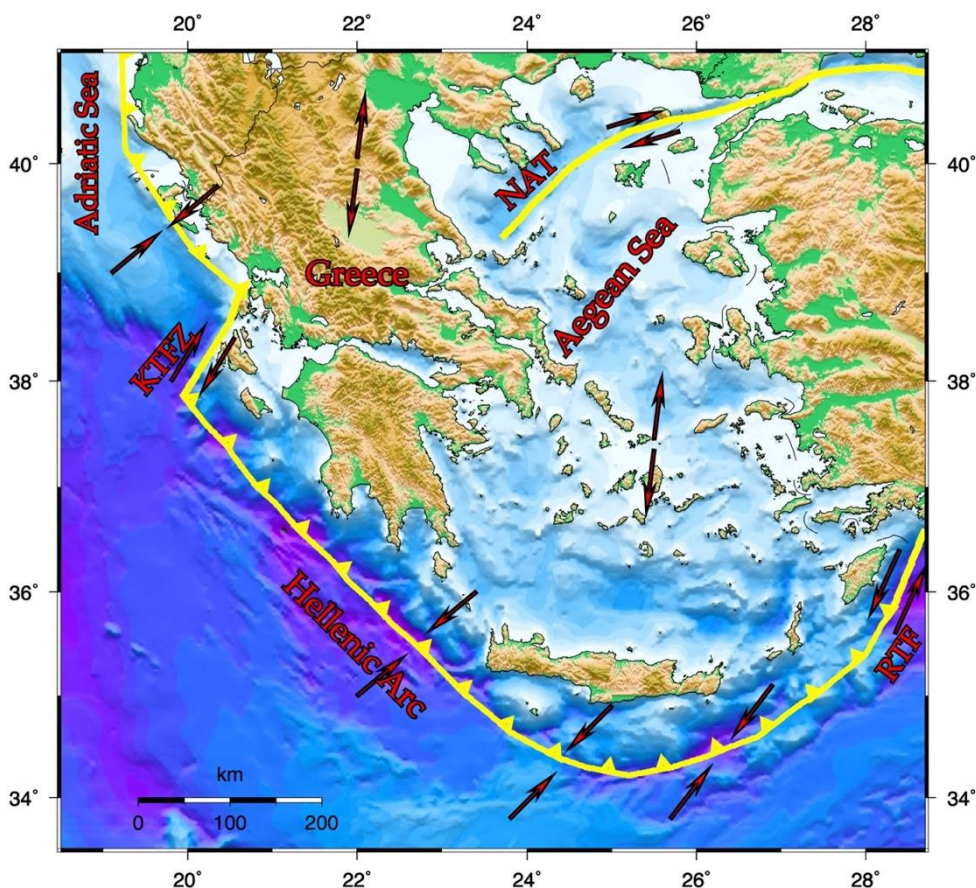
1.5 Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου

Ο ευρύτερος ελληνικός χώρος, που αποτελεί την περιοχή μελέτης της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής, βρίσκεται σε ένα σύνθετο γεωδυναμικό περιβάλλον, το οποίο παρουσιάζει έντονη σεισμοτεκτονική πολυπλοκότητα. Τα κύρια σεισμοτεκτονικά του χαρακτηριστικά είναι η κατάδυση της υπολειμματικής ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική Πλάκα (Σχήμα 1.2) στο χώρο του νότιου Αιγαίου (Parazachos & Compninakis, 1971) και η ταυτόχρονη σύγκλιση της Αφρικανικής Ηπειρωτικής Πλάκας προς τα Βόρεια – Βορειοδυτικά με ταχύτητα περίπου 1 cm/yr (McClusky et al., 2000) με την μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία κινείται προς τα Νοτιοδυτικά με 30 mm/yr (McClusky et al., 2000). Κύρια συνέπεια της κατάδυσης είναι η δημιουργία του Ελληνικού Τόξου (Hellenic Arc) και της οπισθότοξης περιοχής (Aegean Back Arc Area· Σχήμα 1.2) (LePichon & Angelier, 1979) λόγω της οπισθοκύλισης της καταδυόμενης πλάκας, στην οποία παρατηρείται ρυθμός εφελκυστικής επέκτασης με διεύθυνση Βορρά – Νότου ίσος με 15 mm/yr στο χώρο του Αιγαίου πελάγους και της ελληνικής ενδοχώρας (Davies et al. 1997· Clarke et al., 1997, 1998· Briole et al., 2000).

Το Ελληνικό Τόξο οριοθετείται πλευρικά από δύο Ρήγματα Μετασχηματισμού σε συμφωνία με το μοντέλο Ρηγμάτων Επέκτασης Άκρου Κατάδυσης - Μετασχηματισμού (STEP· Subduction – Transform Edge Propagators· Govers & Wortel, 2005). Ειδικότερα, στο βορειοδυτικό άκρο του Ελληνικού Τόξου αναπτύσσεται η Ζώνη Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Kefalonia Transform Fault Zone· KTFZ· Scordilis et al., 1985· Louvari et al., 1999) ενώ στο νοτιοανατολικό άκρο του το αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου (Rhodes Transform Fault· RTF· Parazachos & Parazachou, 2003). Το Ρήγμα Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς διαχωρίζει ενεργό περιθώριο του ελληνικού χώρου που σχετίζεται με την ωκεάνια κατάδυση

στο νότο από εκείνο της ηπειρωτικής σύγκρουσης της Απούλιας (Αδριατικής) μικροπλάκας με την Ευρασιατική, κατά μήκος των ακτών των δυτικών Βαλκανίων και των δυτικών ακτών της Ελλάδας στα βόρεια (Anderson & Jackson, 1987).

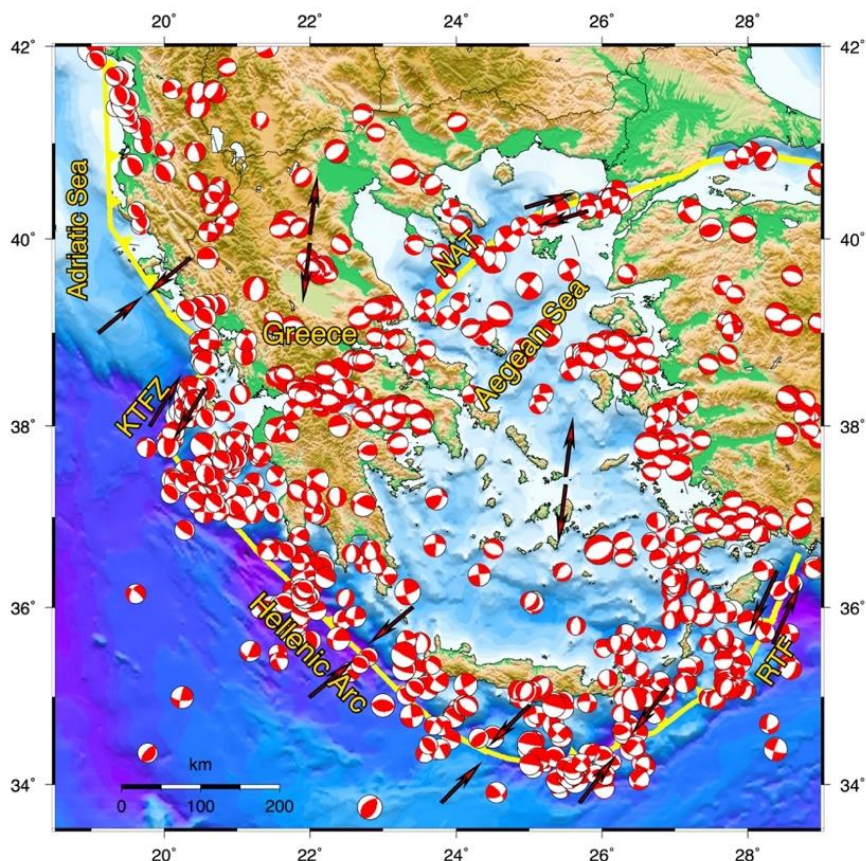
Ταυτόχρονα, ο ελληνικός χώρος δέχεται την επίδραση της προς τα δυτικά περιστροφικής κίνησης της μικροπλάκας της Ανατολίας με ταχύτητα περίπου 25 mm/yr (McClusky et al., 2000), η οποία εξωθείται από την προς τα βόρεια κίνηση της Αραβικής πλάκας (McKenzie, 1978· Jackson & McKenzie, 1984). Η τελευταία αυτή κίνηση έχει ως αποτέλεσμα το σχηματισμό της δεξιόστροφης ζώνης ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας στη Θάλασσα του Μαρμαρά. Η Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough Fault Zone· NATFZ) αποτελεί την προέκταση της ζώνης αυτής στο βόρειο Αιγαίο και αποτελεί το ενεργό όριο μεταξύ της Ευρασιατικής πλάκας και της μικροπλάκας του Αιγαίου (Papazachos et al., 1998).



Σχήμα 1.2 Τα κύρια ενεργά περιθώρια (συνεχείς κίτρινες γραμμές) και οι σχετικές κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών (σύγκλιση, εφέλκυσμός, οριζόντια μετατόπιση, που συμβολίζονται με κόκκινα βέλη) που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική του ελληνικού χώρου.

Το σύνθετο σεισμοτεκτονικό περιβάλλον του ελληνικού χώρου όπως περιγράφηκε από το παραπάνω κινηματικό μοντέλο αντικατοπτρίζεται και στις τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης

σεισμών (McKenzie, 1972, 1978· Kiratzi et al., 1991· Taymaz et al., 1991, μεταξύ άλλων). Ειδικότερα, οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών της βάσης δεδομένων Global Centroid Moment Tensor (GCMT· www.globalcmt.org) από το 1976 (Σχήμα 1.3) υποδεικνύουν ότι το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου σχετίζεται με τα ενεργά περιθώρια.



Σχήμα 1.3 Χωρική κατανομή των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης των επιφανειακών σεισμών, οι οποίοι απεικονίζονται ως ισεμβαδικές προβολές του κάτω ημισφαιρίου τους με τα τεταρτημόρια συμπίεσης να επισημαίνονται με κόκκινο χρώμα, που έγιναν στον ευρύτερο ελληνικό χώρο από το 1976 έως το 2022 και περιέχονται στη βάση δεδομένων Global Centroid Moment Tensor (GCMT· www.globalcmt.org).

Συγκεκριμένα, προκύπτει ότι η πλειονότητα των λύσεων που σχετίζονται με ανάστροφες διαρρήξεις (thrust faulting) συγκεντρώνονται στο περιθώριο της ηπειρωτικής σύγκρουσης της Απούλιας (Αδριατικής) μικροπλάκας με την Ευρασιατική πλάκα και κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου. Οι δεξιόστροφες Ζώνες Διάρρηξης της Κεφαλονιάς (KTFZ) και της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (NATFZ) σχετίζονται με λύσεις μηχανισμών γένεσης διεύθυνσης (οριζόντιας μετατόπισης· strike-slip). Λύσεις μηχανισμών γένεσης διεύθυνσης παρατηρούνται σε μικρότερο βαθμό και στην περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου, όπου αναπτύσσεται το αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου (RTF). Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης κανονικής διάρρηξης (normal faulting) μπορούν να διακριθούν σε δύο ομάδες. Η

πρώτη αφορά στους μηχανισμούς των οποίων λύσεις υποδεικνύουν την ανάπτυξη εφελκυστικού πεδίου τάσεων με διεύθυνση Ανατολής – Δύσης σε ρήγματα με παράταξη Βορρά - Νότου, και των οποίων η χωρική κατανομή τοποθετείται κατά μήκος των Ελληνίδων Οροσειρών καθώς και στις περιοχές της Κρήτης και του συμπλέγματος των Δωδεκανήσων. Η δεύτερη ομάδα αφορά σε σεισμούς των οποίων οι λύσεις των μηχανισμών υποδηλώνει την ανάπτυξη εφελκυστικού πεδίου των τάσεων με γενική διεύθυνση Βορρά – Νότου σε ρήγματα με παράταξη Ανατολής – Δύσης και των οποίων η χωρική κατανομή καλύπτει το σύνολο της οπισθοτόξιας περιοχής από τη νότια Βουλγαρία, τη Βόρεια Μακεδονία, την ελληνική ενδοχώρα μέχρι το Νότιο Αιγαίο. Η διάκριση αυτή με βάση τους μηχανισμούς γένεσης συμπίπτει με το μοντέλο των 5 κύριων σεισμοτεκτονικών ζωνών του ελληνικού χώρου που πρότειναν οι Papazachos et al. (1998).

1.6 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με το καθορισμό του χρόνου επανάληψης

Τα κύρια ερευνητικά αντικείμενα που αφορούν στον αξιόπιστο καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης ισχυρών σεισμών σε διακριτά μεταξύ τους ρήγματα είναι ο καθορισμός των χρονικών διαστημάτων επανάληψης των σεισμών αυτών ανά ρήγμα και η επιλογή του μοντέλου, χρονο-ανεξάρτητου ή χρονο-εξαρτώμενου, που θα εφαρμοστεί για τη στατιστική ανάλυση της χρονικής συμπεριφοράς των ισχυρών σεισμών και την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης μελλοντικών σεισμών.

Η έρευνα για το ζήτημα του καθορισμού των χρονικών διαστημάτων επανάληψης σχετίζεται με την αναζήτηση και συλλογή των εστιακών παραμέτρων των ισχυρών σεισμών (χρόνος γένεσης, εστιακές συντεταγμένες, μέγεθος) στους καταλόγους της ενόργανης και ιστορικής σεισμικότητας. Τα παρατηρούμενα χρονικά διαστήματα επανάληψης ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα που προκύπτουν από τους καταλόγους σεισμικότητας είναι συχνά περιορισμένα λόγω των μεγάλων χρονικών διαστημάτων μεταξύ διαδοχικών σεισμών. Όπως έχει ήδη αναφερθεί τα δείγματα των χρονικών διαστημάτων επανάληψης ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα τις περισσότερες φορές κυμαίνονται μεταξύ των 3 έως 10 παρατηρήσεων (Ellsworth et al., 1999). Περιπτώσεις δειγμάτων χρονικών διαστημάτων επανάληψης με περισσότερες από 5-6 παρατηρήσεις, που θα ήταν ικανές να παράξουν αξιόπιστες εκτιμήσεις των παραμέτρων των στατιστικών μοντέλων είναι σπάνιες.

Κατά συνέπεια, η χρήση επιπλέον ανεξάρτητων συνόλων δεδομένων και μεθολογιών είναι συχνά απαραίτητη. Τα πιο συχνά χρησιμοποιούμενα σύνολα δεδομένων είναι αυτά που

προκύπτουν από παλαιοσεισμολογικές μελέτες. Τέτοιες μελέτες έχουν χρησιμοποιηθεί από τους Biasi et al. (2002) για τον καθορισμό των χρονικών διαστημάτων επανάληψης, του μέσου χρόνου επανάληψης και της υπό συνθήκη πιθανότητας (conditional probability) γένεσης ισχυρών σεισμών που σχετίζονται με τα τμήματα ρήγματος Wrightwood και Pallet Creek που ανήκουν στο δυτικό μέρος της Ζώνης Διαρρήξης του Ρήγματος του Αγίου Ανδρέα της Καλιφόρνιας. Ομοίως, οι Sykes & Menke (2006) καθόρισαν τον μέσο χρόνο επανάληψης σε παγκόσμια κλίμακα μέσω επισκόπησης ήδη δημοσιευμένων παλαιοσεισμολογικών δεδομένων σε συνδυασμό με δεδομένα που προέκυψαν από καταλόγους ιστορικής και ενόργανης σεισμικότητας για ισχυρούς σεισμούς που έγιναν σε ρήγματα της Ιαπωνίας, των Η.Π.Α. και της Τουρκίας. Παράλληλα, εφάρμοσαν μία μέθοδο Μπεϋζιανής Συμπερασματολογίας (Bayesian inference method) για τον περιορισμό των αβεβαιοτήτων που ενυπάρχουν στα δεδομένα της παλαιοσεισμολογικής χρονολόγησης και τελικό στόχο τον ακριβέστερο υπολογισμό του μέσου χρόνου επανάληψης. Μία εναλλακτική μεθοδολογία που βασίζεται στις προσομοιώσεις Monte Carlo (Monte Carlo Simulations) για τον περιορισμό των αβεβαιοτήτων χρονολόγησης των παλαιοσεισμολογικών δεδομένων πρότεινε ο Parsons (2008) χρησιμοποιώντας δεδομένα ολίσθησης που σχετίζεται με ισχυρούς σεισμούς του ρήγματος Hayward της Καλιφόρνιας. Δεδομένα παλαιοσεισμολογικών ερευνών χρησιμοποίησαν και οι Berryman et al. (2012) για τον καθορισμό των χρονικών διαστημάτων επανάληψης του ρήγματος Alpine (Alpine Fault) της Νέας Ζηλανδίας, για το οποίο είναι διαθέσιμος ο μεγαλύτερος αριθμός παρατηρήσεων. Ειδικότερα, για το ρήγμα Alpine είναι διαθέσιμος ο μέχρι σήμερα πιο πλήρης κατάλογος χρονικών διαστημάτων επανάληψης ισχυρών διαδοχικών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 8.0$, οποίος αρχικά περιλάμβανε 22 σεισμούς, αριθμός που μετά από την πιο πρόσφατη μελέτη των Biasi et al. (2015) επικαιροποιήθηκε περιλαμβάνοντας 24 σεισμούς με $M_w \geq 8.0$.

Επιπλέον, όταν το πλήθος των διαθέσιμων διαστημάτων επανάληψης μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών είναι περιορισμένο (είτε προέρχεται από διερεύνηση καταλόγων σεισμικότητας είτε από παλαιοσεισμολογικά δεδομένα) η χρήση πρόσθετων γεωλογικών και σεισμολογικών δεδομένων όπως η ολίσθηση ανά σεισμών (slip per event) και η χρήση Μπεϋζιανής Συμπερασματολογίας μπορούν να συμβάλουν στην κατά το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης. Ειδικότερα, ο Ogata (2002) πρότεινε ένα συνδυαστικό στατιστικό μοντέλο που χρησιμοποιεί τα διαθέσιμα δεδομένα ολίσθησης που σχετίζεται με τη γένεση ισχυρών σεισμών και την εφαρμογή Μπεϋζιανής στατιστικής με στόχο

τη βελτίωση των τελικών αποτελεσμάτων του καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης και των εκτιμήσεων των πιθανοτήτων γένεσης επόμενων σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 8.0$ για τη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου Nankai (Nankai Trough) της Ιαπωνίας. Η ίδια μεθοδολογία εφαρμόστηκε στη συνέχεια από τους Nomura et al. (2012) για την εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης επόμενων σεισμών για το σύνολο των καλά ορισμένων Ζωνών Διάρρηξης της Ιαπωνίας. Οι Fitzenz et al. (2010, 2012) ανέπτυξαν μεθοδολογία βασισμένη στην Μπεϋζιανή Συμπερασματολογία, η οποία λαμβάνει υπόψη δεδομένα αθροιστικής μετατόπισης (cumulative offsets) τα οποία συνδέονται με συνσεισμική ολίσθηση κατά τη γένεση ισχυρών σεισμών που έγιναν στη Κουιάδα του Ιορδάνη (Jordan Valley) με στόχο την δημιουργία ενός μοντέλου που θα περιλαμβάνει διαφορετικά σενάρια διάρρηξης και εκτιμήσεων του μέσου χρόνου επανάληψης με τη χρήση βαρών. Η παραπάνω μεθοδολογία έχει επίσης εφαρμοστεί σε Ζώνη Διάρρηξης της Νέας Ζηλανδίας και της Ιαπωνίας από τους Fitzenz & Nyst (2015) και Fitzenz (2018), αντίστοιχα.

Επιπλέον, στις περιπτώσεις κατά τις οποίες τα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων επανάληψης ισχυρών σεισμών είναι ιδιαίτερα περιορισμένα (μικρότερα των τριών) ή καθόλου γνωστά (περιπτώσεις ρηγμάτων για τα οποία είναι γνωστός μόνο ένας ισχυρός σεισμός) έχει προταθεί από τους Field et al. (1999) ο έμμεσος υπολογισμός του μέσου χρόνου επανάληψης με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής (seismic conservation method), η οποία υπολογίζει τον μέσο χρόνο επανάληψης ενός ρήγματος και για ένα χαρακτηριστικό μέγεθος ισχυρού σεισμού ως τον λόγο της μέγιστης σεισμικής ροπής που μπορεί να εκλυθεί από τον σεισμό αυτό προς τη σεισμική ροπή που είναι ικανή να εκλυθεί από το εκάστοτε υπό μελέτη ρήγμα, λαμβάνοντας υπόψη τον μακράς διάρκειας ρυθμό ολίσθησής του. Η μέθοδος αυτή έχει γνωρίσει ευρεία εφαρμογή τα τελευταία χρόνια σε μελέτες υπολογισμού πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών σε ζώνες διάρρηξης της Ιταλίας (Akinici et al., 2016; Pace et al., 2016; Valentini et al., 2017, 2019) και της Θάλασσας του Μαρμαρά της Τουρκίας (Murrut et al., 2016).

Τέλος, η εφαρμογή αλγορίθμων προσομοίωσης της σεισμικότητας με βάση τις φυσικές ιδιότητες των ρηγμάτων (Physics-Based Earthquake Simulator) μπορεί να συμβάλει στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη μελέτη της χρονικής συμπεριφοράς του μέσου χρόνου επανάληψης λόγω της ικανότητάς τους να προσομοιώνουν ρεαλιστικά τη διαδικασία της σεισμογένεσης (Tullis et al., 2012b) και της δυνατότητάς τους να συντάσσουν καταλόγους σεισμικότητας με μεγάλη χρονική διάρκεια και επομένως και με μεγάλο πλήθος ισχυρών

σεισμών. Μελέτες που ακολουθούν αυτή την προσέγγιση για τη μελέτη του χρόνου επανάληψης έχουν πραγματοποιηθεί από τους Yakovlev et al. (2006) για τη ζώνη διάρρηξης του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα, από τον Field (2015) για το σύνολο των ζωνών διάρρηξης της Καλιφόρνια, από τους Console et al. (2017, 2018a, 2018b) σε ζώνες διάρρηξης της Ιταλίας, από τους Chartier et al. (2021) στη ζώνη διάρρηξης της Βόρειας Ανατολίας στην Τουρκία, από τους Herrero-Barbero et al. (2021) στη ζώνη διάρρηξης Eastern Betic της Νοτιοανατολικής Ισπανίας και από τους Shaw et al. (2022) για το σύνολο των ζωνών διάρρηξης της Νέας Ζηλανδίας.

Το δεύτερο κύριο ερευνητικό αντικείμενο του καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης είναι αυτό του στατιστικού μοντέλου (χρόνο-ανεξάρτητου ή χρόνο-εξαρτώμενου) που θα εφαρμοστεί για τη στατιστική ανάλυση της χρονικής συμπεριφοράς των ισχυρών σεισμών και την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης μελλοντικών σεισμών. Η επιλογή του χρονικού μοντέλου γένεσης ισχυρών σεισμών σε συγκεκριμένο ρήγμα σχετίζεται άμεσα με το ζήτημα της επιλογής της στατιστικής κατανομής που θα εφαρμοστεί στα δείγματα των χρονικών διαστημάτων επανάληψης. Για τον σκοπό αυτό έχουν προταθεί και εφαρμοστεί πολλές στατιστικές κατανομές όπως η κατανομή Weibull (Weibull distribution), η κατανομή Γάμμα (Gamma distribution), η κατανομή Χρονικής Μετάβασης της Κίνησης Brown (Brownian Passage Time distribution) και η Λογαριθμοκανονική κατανομή (Lognormal distribution). Η εφαρμογή των κατανομών αυτών καταλήγει σε χρονο-εξαρτώμενα μοντέλα ανανέωσης. Αντίθετα, το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο Poisson μπορεί να περιγραφεί μέσω της εφαρμογής της Εκθετικής κατανομής (Exponential distribution). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης σε διακριτά ρήγματα επικρατεί η εφαρμογή χρονο-εξαρτώμενων μοντέλων ήδη από τη δεκαετία του 1970.

Μία πρώτη προσέγγιση του καθορισμού του χρόνου επανάληψης με στατιστικές μεθόδους έγινε από τον Hagiwara (1974), ο οποίος εφάρμοσε την κατανομή Weibull σε δεδομένα χρονικών διαστημάτων επανάληψης σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης South Kanto της Ιαπωνίας υποθέτοντας ότι ο φλοιός παραμορφώνεται με σταθερή ταχύτητα. Η ίδια στατιστική κατανομή εφαρμόστηκε και από τον Rikitake (1974, 1976, 1982) για την εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M \geq 8.0$ κατά μήκος των ζωνών κατάδυσης της Ιαπωνίας, των Κουρίλων Νήσων, της Καμτσάτσκα, των Αλεούτιων Νήσων και των δυτικών ακτών της Βόρειας, Κεντρικής και Νότιας Αμερικής, λαμβάνοντας υπόψη την υπόθεση ότι η διατμητική παραμόρφωση του φλοιού αυξάνει γραμμικά με τον χρόνο και ότι

η τιμή της αμέσως μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού είναι σχεδόν μηδενική. Πιο πρόσφατα, οι Abaimov et al. (2008) εφάρμοσαν επίσης την κατανομή Weibull σε δεδομένα χρονικών διαστημάτων επανάληψης χαρακτηριστικών σεισμών των ρηγμάτων του Parkfield και του Wrightwood της ζώνης διάρρηξης του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Τα αποτελέσματα των τελικών τους μοντέλων που εμφανίζουν την καλύτερη απόδοση καταλήγουν σε τιμές μέσου χρόνου επανάληψης και τυπικής του απόκλισης σε καλή συμφωνία με τις παρατηρήσεις, οδηγώντας τους να προτείνουν τη κατανομή Weibull ως την καταλληλότερη για τον μέσο χρόνο επανάληψης.

Οι Nishenko & Bulland (1987), επιχειρώντας μια χρόνο-εξαρτώμενη προσέγγιση για να περιγράψουν την γένεση ισχυρών σεισμών, πρότειναν ένα γενετικό μοντέλο (generic model) χρόνου επανάληψης υιοθετώντας τη Λογαριθμοκανονική κατανομή. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η Λογαριθμοκανονική κατανομή παρουσιάζει σημαντικά καλύτερη προσαρμογή από τη κατανομή Weibull χρησιμοποιώντας δείγματα χρονικών διαστημάτων επανάληψης σεισμών με σεισμική ροπή μεταξύ 10^{17} και 10^{23} Nm, που έγιναν σε καλά ορισμένα κύρια ρήγματα του Μεξικού, της Χιλής, της Καλιφόρνιας, της Ιαπωνίας και της Αλάσκας μέσω μιας κανονικοποιημένης συνάρτησης. Την Λογαριθμοκανονική κατανομή χρησιμοποίησαν και οι Jackson et al. (1995) συνοψίζοντας τα αποτελέσματα της Ομάδας Εργασίας για τις Πιθανότητες Γένεσης Σεισμών στην Καλιφόρνια (Working Group on California Earthquake Probabilities· WGCEP), υιοθετώντας την ως την βέλτιστη στατιστική κατανομή. Το τελικό μοντέλο τους υπολόγισε την πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού με μέγεθος $M \geq 7.0$ στην Καλιφόρνια έως το 2024 ίση με 80%–90%. Η Ομάδας Εργασίας για τις Πιθανότητες Γένεσης Σεισμών στην Καλιφόρνια χρησιμοποίησε την ίδια κατανομή και σε επόμενες ανανεωμένες εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών (WGCEP, 2007). Η Λογαριθμοκανονική κατανομή χρησιμοποιήθηκε επίσης από τους Paradisopoulou et al. (2010) σε τμήματα ρηγμάτων σε όλη τη Δυτική Τουρκία, ενσωματώνοντας στους υπολογισμούς πιθανοτήτων γένεσης μελλοντικών σεισμών τις ενδεχόμενες αλλαγές στον χρόνο γένεσης που μπορούν να προκύψουν από τις μεταβολές της στατικής τάσης, λόγω της σεισμικής ολίσθησης προηγούμενων σεισμών και της αργής τεκτονικής φόρτισης.

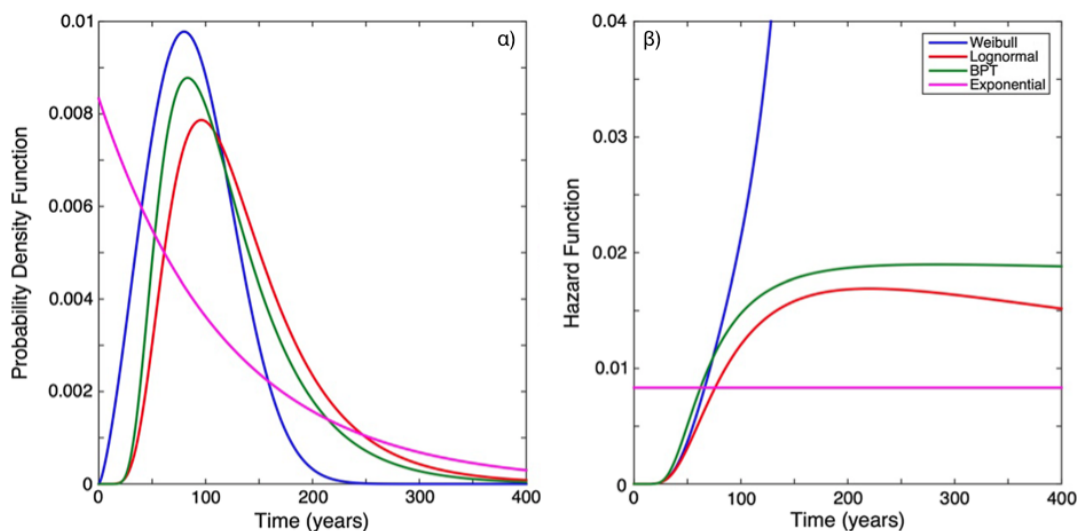
Οι Kagan & Knoroff (1987) προσπάθησαν να περιγράψουν το φαινόμενο της γένεσης ισχυρών σεισμών μοντελοποιώντας τη μεταβολή του πεδίου των τάσεων στον χρόνο ως τυχαίο περίπατο (random walk), ή με άλλα λόγια ως μία μορφή κίνησης Brown, χρησιμοποιώντας την

Αντίστροφη Γκαουσιανή κατανομή (Inverse Gaussian distribution). Οι Ellsworth et al. (1999) και αργότερα οι Matthews et al. (2002) επέκτειναν την παραπάνω προσέγγιση προτείνοντας ένα πειραματικό μοντέλο ανανέωσης βασισμένο στην ιδέα του ταλαντωτή εκτόνωσης τάσης του Brown (Brownian relaxation oscillator· BRO). Το μοντέλο αυτό περιγράφει τη διαδικασία της σεισμογένεσης ως μία σημειακή διαδικασία κατά την οποία η τεκτονική φόρτιση που είναι απαραίτητη για την έναρξη της διάρρηξης που θα προκαλέσει ένα σεισμό καθορίζεται από την κίνηση Brown. Το μοντέλο αυτό θεωρεί ότι η στατιστική κατανομή που ακολουθεί ο μέσος χρόνος επανάληψης των ισχυρών σεισμών είναι η κατανομή Χρονικής Μετάβασης της Κίνησης Brown (Brownian Passage Time· BPT), που είναι μία εναλλακτική μορφή της Αντίστροφη Γκαουσιανή κατανομής.

Η κατανομή Γάμμα έχει χρησιμοποιηθεί από τους Zöller et al. (2006, 2007) για την προσαρμογή των χρονικών διαστημάτων επανάληψης σεισμών με μεγέθη $M \approx 6.0$ σε προσομοιωμένους καταλόγους σεισμικότητας που μοντελοποιούν τη διαδικασία του σεισμικού κύκλου σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με ετερογενή ολίσθηση. Ακόμη, οι Polidoro et al. (2013) πρότειναν τη κατανομή Erlang, που είναι μία εναλλακτική μορφή της κατανομής Γάμμα, για την εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης μελλοντικών ισχυρών σεισμών. Επίσης, οι Brinkman et al. (2016) πρότειναν ένα θεωρητικό πιθανολογικό μοντέλο ενδιάμεσων χρόνων μεταξύ μεγάλων διαρρήξεων εντός διατμητικών μεσών (large failures in shear media), φαινόμενο που προσομοιώνει τη γένεση ισχυρών σεισμών, χρησιμοποιώντας τη γενικευμένη εκθετική κατανομή (generalized Exponential distribution), λαμβάνοντας υπόψη την υπόθεση ότι μικρού και ενδιάμεσου μεγέθους σεισμοί μπορούν να προκαλέσουν ένα μεγάλο και μελετώντας την συμπεριφορά της κατανομής ως συνάρτηση των ιδιοτήτων του ρήγματος.

Παρά το γεγονός ότι δεν υπάρχουν σαφείς ενδείξεις ότι κάποια από αυτές τις στατιστικές κατανομές παρουσιάζει καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των ισχυρών σεισμών, λόγω του περιορισμένου αριθμού των διαθέσιμων δεδομένων και της πολύπλοκης συμπεριφοράς των ζωνών διάρρηξης (Zhuang et al. 2012), η στατιστική κατανομή που χρησιμοποιείται ευρέως σε μελέτες καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης είναι κατανομή Brownian Passage Time (BPT). Το γεγονός αυτό οφείλεται στις ιδιότητες της συνάρτησης διακινδύνευσής (hazard function) της, η οποία θεωρείται ότι περιγράφει καλύτερα την χρονική συμπεριφορά των ισχυρών σεισμών. Συγκεκριμένα, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT παίρνουν πολύ χαμηλές τιμές αμέσως μετά

τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού (Σχήμα 1.4), στη συνέχεια παρουσιάζουν αυξητική τάση με τον χρόνο ενώ παίρνουν τη μέγιστη τιμή τους σε έναν ορισμένο χρόνο κοντά στο μέσο χρόνο επανάληψης. Μετά το μέγιστο, η συνάρτηση διακινδύνευσης μειώνεται ασυμπτωτικά με το χρόνο παίρνοντας όμως μία σταθερή θετική τιμή σε μεγάλα χρονικά διαστήματα από τον χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού. Αντίθετα, η συνάρτηση διακινδύνευσης της κατανομής Weibull αυξάνεται μονότονα με το χρόνο μετά από ένα ισχυρό σεισμό ενώ αυτή της Λογαριθμοκανονικής κατανομής αυξάνεται επίσης έως μία μέγιστη τιμή αλλά στη συνέχεια μειώνεται ασυμπτωτικά στο μηδέν.



Σχήμα 1.4 Θεωρητικό παράδειγμα συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (α) και συνάρτησης διακινδύνευσης (β) τεσσάρων στατιστικών κατανομών (Weibull, Λογαριθμοκανονική, BPT και Εκθετική) για υποθετικό ρήγμα με μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με 100 έτη και τυπική απόκλιση 0.5.

Εφαρμογές της κατανομής BPT έχουν πραγματοποιηθεί από τον Ogata (2002) σε χρονικά διαστήματα επανάληψης ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M \approx 8.0$ της Τάφρου Nankai και του ρήγματος Off Toyouka για σεισμούς με μεγέθη μεταξύ $6.0 \leq M \leq 7.0$ στην Ιαπωνία, και από τον Parsons (2004) για τον υπολογισμό των πιθανοτήτων γένεσης σεισμών με μεγέθη $M \geq 7.0$ στα ρήγματα που αναπτύσσονται στη θάλασσα του Μαρμαρά, λαμβάνοντας υπόψιν της μεταβολές της στατικής τάσης στους υπολογισμούς αυτούς. Οι Console et al. (2008) χρησιμοποίησαν επίσης την ίδια κατανομή στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης χαρακτηριστικών σεισμών στη ζώνη διάρρηξης των Κεντρικών Απεννίνων της Ιταλίας. Οι Parsons et al. (2012) και Murru et al. (2016) χρησιμοποίησαν επίσης την κατανομή BPT στις μοντελοποιήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης για τη ζώνη διάρρηξη της Τάφρου Nankai και της Θάλασσας του Μαρμαρά, αντίστοιχα. Επίσης, οι πιο πρόσφατες εκτιμήσεις για τον

υπολογισμό των πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών στη Καλιφόρνια (Uniform California Earthquake Rupture Forecast 2 και 3· Field et al. 2009, 2015), που είναι τα καλύτερα ανεπτυγμένα χρονο-ανεξάρτητα και χρονο-εξαρτώμενα μακροπρόθεσμα μοντέλα για τις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης σεισμών, χρησιμοποιούν στους υπολογισμούς του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου την κατανομή BPT. Οι πλέον πρόσφατες μελέτες χρησιμοποιούν τη κατανομή BPT στις δικές τους εκτιμήσεις (Akinci et al., 2009, 2016· Fitzenz, 2018· Valentini et al., 2017, 2019, μεταξύ άλλων).

Εστιάζοντας στον ελληνικό χώρο, ο Ferraes (1985) εφάρμοσε μία Μπεϋζιανή μεθοδολογία για τον υπολογισμό πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου. Την ίδια μεθοδολογία χρησιμοποίησαν οι Stavrakakis & Tselentis (1987) υποθέτοντας παράλληλα το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο Poisson για τον υπολογισμό πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών για το σύνολο των κύριων σεισμοτεκτονικών ζωνών του ελληνικού χώρου. Μοντέλο Μπεϋζιανής συμπερασματολογίας χρησιμοποίησαν επίσης οι Tsarpanos et al. (2003) στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης σεισμών με μεγέθη $M_s \geq 6.0$ σε διακριτές σεισμικές ζώνες για το σύνολο του ελληνικού χώρου.

Οι Cheng et al. (2007) μελέτησαν τη χρονική συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών με μεγέθη $M \geq 5.5$ στη Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς χρησιμοποιώντας την κατανομή Weibull. Η Παραδεισοπούλου (2009) υπολόγισε την πιθανότητα γένεσης μελλοντικών σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.5$ στα κύρια ενεργά ρήγματα του ελληνικού χώρου με βάση τα χρονικά διαστήματα επανάληψής τους χρησιμοποιώντας και το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο όσο και ένα χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο ανανέωσης με βάση τη Λογαριθμοκανονική κατανομή. Επίσης, υπολόγισε τις πιθανότητες γένεσης λαμβάνοντας υπόψιν την επίδραση τόσο της μόνιμης όσο και της παροδικής συσσωρευτικής μεταβολής της τάσης μετά τη γένεση προηγούμενων ισχυρών σεισμών.

Οι Palyvos et al. (2010) μελέτησαν παλαιοσεισμολογικά δεδομένα με στόχο τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης του κανονικού ρήγματος της Εκκάρας στη Νότια Θεσσαλία που σχετίζεται με τον ισχυρό σεισμό του 1954 με μέγεθος $M=7.0$. Πιο πρόσφατα, οι Paranikolaou et al. (2013) υπολόγισαν τη πιθανότητα γένεσης μελλοντικού σεισμού για το κανονικό ρήγμα της Σπάρτης, το οποίο είναι γνωστό ότι ενεργοποιήθηκε το 464 π.Χ. και συνδέεται με ισχυρό σεισμό ($M \approx 7.0$) με την εφαρμογή της Λογαριθμοκανονικής κατανομής.

Τέλος, οι Console et. (2013) μελέτησαν το μέσο χρόνο επανάληψης χαρακτηριστικών σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του Κορινθιακού Κόλπου εφαρμόζοντας δύο διαφορετικά μοντέλα ανανέωσης (Weibull και BPT) καθώς και το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο Poisson, λαμβάνοντας υπόψιν τους την επίδραση της μεταφοράς και της μεταβολής τάσης στους υπολογισμούς της υπό συνθήκη πιθανότητας γένεσης μελλοντικών σεισμών. Την ίδια ζώνη διάρρηξης μελέτησε και ο Boiselet (2014) εφαρμόζοντας τα ίδια ακριβώς στατιστικά μοντέλα (Poisson, Weibull και BPT) για τρία διαφορετικά κατώφλια μεγέθους σεισμών ($M \geq 5.5$, $M \geq 6.0$ και $M \geq 6.5$). Ο μέσος χρόνος επανάληψης της ζώνης των κανονικών ρηγμάτων του Κορινθιακού Κόλπου και η στατιστική συμπεριφορά του έχει επίσης μελετηθεί από τους Console et. (2015, 2021) με την εφαρμογή αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας.

Κεφάλαιο 2. Μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου

2.1 Εισαγωγή

Η μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας είναι μία προσέγγιση που συμβάλλει στην καλύτερη κατανόηση της χρονικής συμπεριφοράς της διαδικασίας της σεισμογένεσης. Η διαδικασία της σεισμογένεσης, όπως όλα τα πολύπλοκα αυτό-οργανωμένα φυσικά φαινόμενα, διέπεται από νόμους κλίμακας (scaling laws), οι οποίοι περιγράφονται από γνωστούς εμπειρικούς νόμους της Σεισμολογίας, όπως ο νόμος Gutenberg-Richter για την κατανομή των μεγεθών των σεισμών και ο νόμος του Omori για τον ρυθμό ελάττωσης των μετασεισμών μίας σεισμικής ακολουθίας (de Arcangelis et al., 2016). Εστιάζοντας στους ενδιάμεσους χρόνους μεταξύ των σεισμών (earthquakes interevent times· Δt), οι Bak et al. (2002) πρότειναν ότι η σεισμικότητα ακολουθεί έναν νόμο κλίμακας, ανεξάρτητα από το κατώφλι μεγέθους τους και από τις διαστάσεις της περιοχής μελέτης. Οι μελέτες του Corral (2003, 2004) επέκτειναν το τελευταίο συμπέρασμα, προτείνοντας ότι η κατανομή Γάμμα εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας.

Επόμενες μελέτες (Molchan, 2005· Saichev & Sornette, 2006· Touati et al., 2009, μεταξύ άλλων) αμφισβήτησαν τα παραπάνω αποτελέσματα, καταλήγοντας ότι η κατανομή των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών αποκλίνει από την καθολικότητα ενός νόμου κλίμακας. Ειδικότερα, οι μελέτες αυτές, στηριζόμενες σε ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών που προέκυψαν τόσο απο καταλόγους παρατήρησης (observational catalogs) όσο και από συνθετικούς καταλόγους σεισμικότητας (synthetic earthquake catalogs), έδειξαν ότι οι χαμηλές τιμές ενδιάμεσων χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών αποκλίνουν από την καθολική εφαρμογή ενός νόμου κλίμακας, ως συνέπεια της αλληλεπίδρασης μεταξύ χρονο-εξαρτώμενων - συσταδοποιημένων (triggered) και χρονικά ανεξάρτητων (spontaneous) σεισμών. Επιπλέον, οι Touati et al. (2009) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η κατανομή των ενδιάμεσων χρόνων, Δt , παρουσιάζει διμορφική (bimodal) συμπεριφορά, τέτοια ώστε οι συσταδοποιημένοι και οι χρονικά ανεξάρτητοι σεισμοί να ακολουθούν την Λογαριθμοκανονική κατανομή και την Εκθετική κατανομή, αντίστοιχα. Ακόμη, ο Godano (2015) πρότεινε νέα διατύπωση της κατανομής των ενδιάμεσων χρόνων, βασιζόμενος στην κατανομή Γάμμα και εισάγοντας μια πρόσθετη παράμετρο στην εξίσωσή της, προκειμένου να απαλειφθούν οι παρατηρούμενες αποκλίσεις για χαμηλές τιμές Δt .

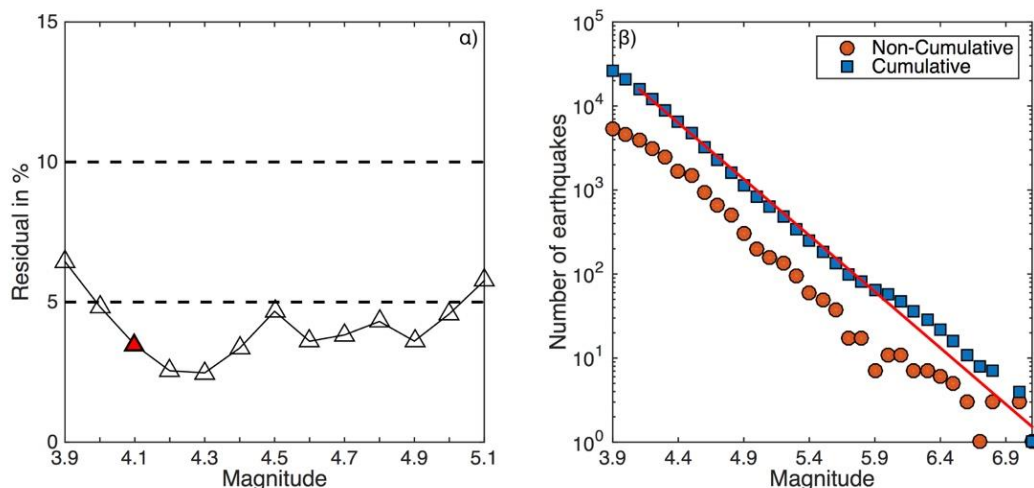
Σύμφωνα με τα προηγούμενα, η ύπαρξη χρονικών συσχετίσεων και μνήμης μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων, Δt , της σεισμικότητας και η διερεύνηση της εξάρτησής τους από το μέγεθος των σεισμών πάνω από το οποίο τα δείγματα των Δt μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητα είναι σημαντικές πληροφορίες για τη μελέτη της χρονικής συμπεριφοράς της σεισμογένεσης.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι μεθοδολογίες που εφαρμόστηκαν με στόχο τον εντοπισμό των πιθανών συσχετίσεων μεταξύ των Δt της ενόργανης σεισμικότητας του ελληνικού χώρου για την ανίχνευση του κατωφλίου μεγέθους (M_{thr}) πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι, Δt , μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι σε σύνολα δεδομένων με διαφορετικά μεγέθη σεισμών και για διακριτές υποπεριοχές του ελληνικού χώρου. Ακόμη, παρουσιάζονται οι μεθοδολογίες και τα αποτελέσματα από τη διερεύνηση της στατιστικής κατανομής που παρουσιάζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των στατιστικά ανεξάρτητων Δt για την κάθε υποπεριοχή.

2.2 Δεδομένα σεισμικότητας του ελληνικού χώρου

Για τη μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων των ενδιάμεσων χρόνων, Δt , της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου, συλλέχθηκαν όλα οι καταγεγραμμένοι επιφανειακοί σεισμοί (βάθος, $h \leq 40$ km) με $M_w \geq 3.9$ κατά τη περίοδο 1975-2021 από τον Παραμετρικό Κατάλογο Σεισμικότητας των Papazachos et al. (2010· <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/CATALOGS/seiscat.dat>). Ο κατάλογος αυτός συμπληρώθηκε για το διάστημα 2009 – 2021 από τον κατάλογο της ενόργανης περιόδου του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. (1981· <http://geophysics.auth.gr/ss>).

Το μέγεθος πληρότητας (magnitude of completeness· M_c) του καταλόγου υπολογίσθηκε με την Μέθοδο του Ελέγχου της Καλής Προσαρμογής (Goodness of Fit Test Method· GFT· Wiemer & Wyss, 2000) για το 95% επίπεδο εμπιστοσύνης των υπολοίπων μεταξύ του πραγματικού και του θεωρητικού αριθμού σεισμών (95% confidence level of residuals) και βρέθηκε ίσο με $M_c=4.1$, με τιμή της παραμέτρου b ίση με $b=1.27$ (Σχήμα 2.1). Στη συνέχεια, ο αρχικός κατάλογος σεισμικότητας διακρίθηκε σε 10 υποκαταλόγους που αντιστοιχούν σε 10 διακριτές υποπεριοχές (Σχήμα 2.2), σύμφωνα με τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου, όπως έχουν περιγραφεί στο Κεφάλαιο 1 (Παράγραφος 1.5· Σχήματα 1.2 και 1.3).

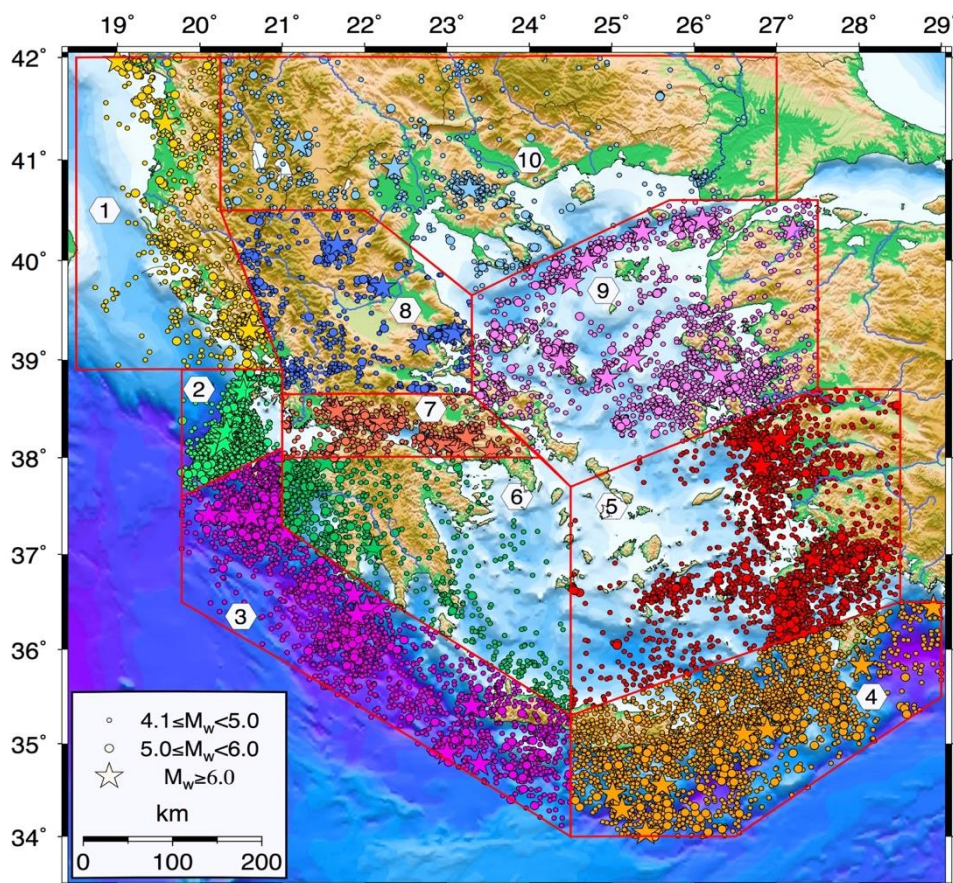


Σχήμα 2.1 Υπολογισμός του μέγεθος πληρότητας, M_c , της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου με τη Μέθοδο της Καλής Προσαρμογής (GFT) κατά την περίοδο 1975–2021. (α) Ποσοστό των υπολοίπων μεταξύ του πραγματικού και του θεωρητικού αριθμού σεισμών με βήμα μεγέθους 0.1. Το κόκκινο τρίγωνο υποδεικνύει το μέγεθος $M=4.1$ με ποσοστό υπολοίπου κάτω από 5%. (β) Κατά Μέγεθος κατανομή της συχνότητας (πορτοκαλί κύκλοι) και της αθροιστική συχνότητας των σεισμών (μπλε τετράγωνα), μαζί με την ευθεία (κόκκινη συνεχής γραμμή) που προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου.

Συγκεκριμένα, οι περιοχές της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής που αντιστοιχούν στο συμπιεστικό πεδίο των τάσεων που αναπτύσσεται στο χώρο ηπειρωτικής σύγκρουσης μεταξύ της Απούλιας μικροπλάκας και της Ευρασιατικής καθορίστηκε ως η πρώτη υποπεριοχή, ενώ την δεύτερη αποτελούν τα κεντρικά Ιόνια νησιά (Κεφαλονιά και Λευκάδα), όπου εκτείνεται η καλά καθορισμένη ζώνη διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, που χαρακτηρίζεται από την υψηλότερη σεισμικότητα στον ελληνικό χώρο. Το ελληνικό τόξο διακρίθηκε σε δύο υποπεριοχές, τις υποπεριοχές 3 και 4, οι οποίες αντιστοιχούν στο δυτικό και το ανατολικό του τμήμα. Το δυτικό Ελληνικό Τόξο χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη ανάστροφων διαρρήξεων, όπως προκύπτει από τις διαθέσιμες λύσεις (Σχήμα 1.3), ενώ από την άλλη πλευρά οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης για το ανατολικό τμήμα τού αντιστοιχούν τόσο σε ανάστροφες όσο και αριστερόστροφες διαρρήξεις διεύθυνσης.

Ο χώρος του Νότιου και κεντρικού Αιγαίου, ο οποίος αποτελεί το κύριο μέρος της οπισθοτόξια περιοχή του χώρου του Αιγαίου, διακρίθηκε σε δύο επιμέρους υποπεριοχές, την Νοτιοανατολική (υποπεριοχή 5) και τη Νοτιοδυτική (υποπεριοχή 6). Επιπλέον, η ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου επιλέχθηκε να καθοριστεί ως μια διακριτή υποπεριοχή, την υποπεριοχή 7, λόγω της σημαντικά υψηλότερης σεισμικότητας του. Η κεντρική Ελλάδα, η οποία ανήκει και αυτή στο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων που αναπτύσσεται στην οπισθοτόξια περιοχή, αποτελεί την υποπεριοχή 8. Παρότι και οι τέσσερις αυτές υποπεριοχές

ανήκουν στο κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων του ελληνικού χώρου, επιλέχθηκε να διαχωριστούν λόγω του γεγονότος ότι καθεμία από αυτές αποτελεί μία διακριτή ζώνη ρηγμάτων τα οποία αλληλεπιδρούν μεταξύ τους, ενώ και ο ρυθμός παραμόρφωσης της κάθε μίας διαφέρει σημαντικά σε σύγκριση με της υπόλοιπες (Goldsworthy et al., 2002).



Σχήμα 2.2 Επικεντρική κατανομή της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου με μεγέθη $M_w \geq 4.1$ κατά την περίοδο 1975–2021. Ο διαφορετικός χρωματισμός απεικονίζει τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν εντός κάθε μίας από τις 10 υποπεριοχές που διακρίθηκε ο ελληνικός χώρος, τα όρια των οποίων απεικονίζονται με τις συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος.

Ο χώρος του Βορείου Αιγαίου, στον οποίο αναπτύσσεται η δεξιόστροφη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και οι νοτιότεροι παράλληλοι κλάδοι της, καθορίστηκε ως η υποπεριοχή 9 (Σχήμα 2.2). Ο χώρος του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών που αντιστοιχούν σε διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης (τόσο δεξιόστροφους, όσο και αριστερόστροφους· Σχήμα 1.3), ενώ το πεδίο των τάσεων χαρακτηρίζεται επίσης και από την ύπαρξη σημαντικής κανονικής συνιστώσας (Taymaz et al., 1991). Η Βόρεια Ελλάδα και η ευρύτερη περιοχή των Βαλκανίων αποτελεί τη 10η υποπεριοχή.

Αποτελεί μια περιοχή χαμηλής σεισμικότητας από το 1975, και ανήκει επίσης στο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων του ελληνικού χώρου.

2.3 Μεθοδολογία

2.3.1 Μεθοδολογία διερεύνησης συσχετίσεων μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου

Οι ενδιάμεσοι χρόνοι μεταξύ των σεισμών, Δt , μπορούν να θεωρηθούν ως μία σειρά διαδοχικών παρατηρήσεων ή αλλιώς χρονοσειρά (time series). Τα δεδομένα μίας χρονοσειράς είναι δυνατόν να εμφανίζουν βραχυπρόθεσμης (short-range) και μακροπρόθεσμης (long-range) κλίμακας χρονικές συσχετίσεις μεταξύ τους, τέτοιες ώστε παρελθοντικές τιμές να επηρεάζουν την εξέλιξή της. Η εφαρμογή μεθοδολογιών ανάλυσης χρονοσειρών έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για τη μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας τόσο σε παγκόσμια κλίμακα (Naylor et al., 2009· Parsons & Geist, 2012, μεταξύ άλλων) όσο και σε διακριτές σεισμικές ζώνες (Gkarlaouni et al., 2017, μεταξύ άλλων), όπως και σε δεδομένα επαγόμενης σεισμικότητας (Weglarczyk & Lasocki, 2009).

Έτσι, για τη μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου υπολογίσθηκαν οι χρονοσειρές των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών, Δt :

$$\Delta t = t_{i+1} - t_i \quad (2.1)$$

για κάθε ένα από τους 10 καταλόγους σεισμών, οι οποίοι αντιστοιχούν στις 10 διακριτές υποπεριοχές που διακρίθηκε ο ελληνικός χώρος, και για διαφορετικά κατώφλια μεγέθους με βήμα 0.1 ξεκινώντας από το κατώφλι μεγέθους $M_w \geq 4.1$ ($\Delta t_1, \Delta t_2, \dots$, για τα κατώφλια μεγέθους $M_w \geq 4.1, M_w \geq 4.2, \dots$ και ούτω καθεξής για κάθε υποπεριοχή). Οι χρονοσειρές αυτές αποτελούν τα απαραίτητα δεδομένα για την εφαρμογή της μεθοδολογία για τη διερεύνηση των συσχετίσεων των ενδιάμεσων χρόνων, Δt , της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου με στόχο τον προσδιορισμό του κατωφλίου μεγέθους (M_{thr}) πάνω από το οποίο οι Δt μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι. Για το σκοπό αυτό εφαρμόσθηκε μία σειρά μεθοδολογιών ανάλυσης χρονοσειρών. Ειδικότερα, πραγματοποιήθηκε ο διαδοχικός υπολογισμός των τιμών των συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης (Autocorrelation Function· acf) και Μερικής Αυτοσυσχέτισης (Partial Autocorrelation Function· $pacf$), καθώς και αυτές του ελέγχου στατιστικής ανεξαρτησίας Ljung–Box (Ljung–Box Q–test· Ljung & Box, 1978) για κάθε μία χρονοσειρά ενδιάμεσων χρόνων της κάθε μίας υποπεριοχής σεισμικότητας του ελληνικού χώρου.

Η συνάρτηση Αυτοσυσχέτισης (*acf*) μετρά τον βαθμό μεταβολής των συσχετίσεων μίας σειράς διαδοχικών παρατηρήσεων για ένα ορισμένο πλήθος χρονικών υστερήσεων (*lags*), και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (2.2)$$

όπου n είναι το μέγεθος του δείγματος, k το πλήθος των χρονικών υστερήσεων και $\bar{x}$ είναι η μέση τιμή του δείγματος των διαδοχικών παρατηρήσεων, για ένα ορισμένο διάστημα εμπιστοσύνης (confidence interval) που συνήθως είναι ίσο με το 95%. Το 95% διάστημα εμπιστοσύνης των τιμών της συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης είναι ίσο με $\pm 2SE_\rho$, όπου SE_ρ είναι το τυπικό σφάλμα της *acf*, και το οποίο δίνεται από τη σχέση:

$$SE_\rho = \sqrt{(1 - 2 \sum_{i=1}^{k-1} \rho_k^2)/n}. \quad (2.3)$$

Η συνάρτηση Μερικής Αυτοσυσχέτισης (*pacf*) μπορεί να επιβεβαιώσει τις πιθανές συσχετίσεις μεταξύ των παρατηρήσεων της σειράς διαδοχικών παρατηρήσεων που έχουν ανιχνευθεί από την *acf*, μετρώντας τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών του δείγματος για ορισμένη υστέρηση k με την τιμή της *acf* της χρονοσειράς για τη δεδομένη υστέρηση k . Οι τιμές της *pacf* υπολογίζονται από τη σχέση:

$$r_{k,k} = \frac{\rho_k - \sum_{i=1}^{k-1} r_{k-1,i} \rho_{k-i}}{1 - \sum_{i=1}^{k-1} r_{k-1,i} \rho_i}, \quad (2.4)$$

όπου

$$r_{k,j} = r_{k-1,j} - r_{k,k} r_{k-1,j-k} \quad (2.5)$$

για πλήθος υστερήσεων $k=2,3,\dots$ και για $j=1,2,\dots,k-1$, ενώ για υστέρηση $k=1$ ισχύει $r_{k,k} = \rho_k$. Το 95% διάστημα εμπιστοσύνης των τιμών της συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης είναι ίσο με $\pm 2n$.

Οι συναρτήσεις Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης παίρνουν τιμές μεταξύ του -1 και του 1 και μπορούν να ανιχνεύσουν κατά πόσο παρελθοντικές τιμές της χρονοσειράς επηρεάζουν την πορεία της στο παρόν και στο μέλλον. Όταν οι τιμές των συναρτήσεων υπερβαίνουν ή είναι μικρότερες από εκάστοτε 95% διάστημα εμπιστοσύνης, τότε η ύπο έλεγχο χρονοσειρά παρουσιάζει ισχυρή γραμμική συσχέτιση. Ειδικότερα, όταν οι τιμές τους τείνουν στο +1, τότε τα δεδομένα της χρονοσειράς παρουσιάζουν ισχυρή θετική γραμμική, ενώ όταν αυτές τείνουν -1 υπάρχει ισχυρή αρνητική γραμμική συσχέτιση μεταξύ των δεδομένων. Αντίθετα, όταν οι τιμές των *acf* και *pacf* βρίσκονται εντός του 95% διαστήματος εμπιστοσύνης,

τότε μπορεί να θεωρηθεί ότι η γραμμική συσχέτιση της χρονοσειράς είναι ασθενής ή αλλιώς ότι οι παρατηρήσεις της χρονοσειράς είναι στατιστικά ανεξάρτητες.

Ένας επιπλέον τρόπος για την μελέτη και την ανίχνευση των συσχετίσεων μίας χρονοσειράς είναι η εφαρμογή του στατιστικού ελέγχου ανεξαρτησίας Ljung–Box (Ljung–Box Q–test), ο οποίος είναι μία τροποποιημένη εκδοχή του ελέγχου Portmanteau των Box & Pierce (Box–Pierce Portmanteau test· Box & Pierce, 1970). Ο έλεγχος ανεξαρτησίας Ljung–Box διαθέτει το πλεονέκτημα να διερευνά τις συσχετίσεις των τιμών μίας χρονοσειράς για ένα εύρος υστερήσεων, k , συγχρόνως, σε αντίθεση με τις συναρτήσεις Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης, οι οποίες διερευνούν τη στατιστική ανεξαρτησία της εκάστοτε χρονοσειράς για κάθε υστέρηση ξεχωριστά. Ο έλεγχος Ljung–Box πραγματοποιείται υπό την μηδενική υπόθεση (null hypothesis· H_0) ότι η χρονοσειρά είναι στατιστικά ανεξάρτητη για έναν δεδομένο αριθμό υστερήσεων, k , έναντι της εναλλακτικής υπόθεσης ότι οι παρατηρήσεις της χρονοσειράς εμφανίζουν μία στατιστικά σημαντική αυτοσυσχέτιση. Το στατιστικό, Q , του ελέγχου δίνεται από τη σχέση:

$$Q = n(n + 2) \sum_{i=1}^k \left(\frac{\rho_k^2}{n-k} \right). \quad (2.6)$$

Οι τιμές του στατιστικού Q ακολουθούν ασυμπτωτικά την κατανομή χ^2 με k βαθμούς ελευθερίας. Έτσι, αν η τιμή του στατιστικού Q είναι μικρότερη από την κρίσιμη τιμή της κατανομής χ^2 ($Q < \chi^2$), τότε η μηδενική υπόθεση ότι η χρονοσειρά είναι στατιστικά ανεξάρτητη δεν μπορεί να απορριφθεί. Αντίθετα, αν η τιμή στατιστικού Q παίρνει τιμές μεγαλύτερες από αυτές της κατανομής χ^2 ($Q > \chi^2$), τότε η μηδενική υπόθεση μπορεί να απορριφθεί, γεγονός που σημαίνει ότι τα δεδομένα της εκάστοτε χρονοσειράς παρουσιάζουν στατιστικά σημαντικές αυτοσυσχετίσεις.

Για την περαιτέρω διερεύνηση των συσχετίσεων των ενδιάμεσων χρόνων, Δt , της σεισμικότητας στις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου και επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της προηγούμενης σειράς μεθοδολογιών, που στηρίζονται στην αυτοσυσχέτιση των δειγμάτων, εφαρμόστηκε η προσέγγιση της ανάλυσης διακύμανσης με απαλοιφή των τάσεων (Detrended Fluctuation Analysis· DFA), η οποία έχει προταθεί από τους Peng et al. (1994). Η μέθοδος ανάλυσης διακύμανσης με απαλοιφή των τάσεων μπορεί να ανιχνεύσει συσχετίσεις μακράς κλίμακας (long-range correlations) μίας χρονοσειράς που επιπλέον μπορεί να χαρακτηρίζεται από έλλειψη στασιμότητας (non-stationarity). Η μέθοδος στηρίζεται στην υπόθεση ότι εάν μία χρονοσειρά διέπεται από συσχετίσεις, τότε η συνάρτηση

διακύμανσης (fluctuation function), $F(s)$, παρουσιάζει αυξητική τάση ακολουθώντας ένα νόμο δύναμης (power law), σύμφωνα με τον παράγοντα s^α ($F(s) \sim s^\alpha$), όπου s είναι το μέγεθος του χρονικού παραθύρου (time window size) και α είναι ο συντελεστής διακύμανσης. Εάν η τιμή του συντελεστή διακύμανσης α είναι μεγαλύτερη από 0.5 ($\alpha > 0.5$) τότε τα δεδομένα παρουσιάζουν θετικές συσχετίσεις, ενώ εάν είναι μικρότερη από 0.5 ($\alpha < 0.5$), τότε τα δεδομένα παρουσιάζουν αρνητική συσχέτιση. Στην περίπτωση που ο συντελεστής διακύμανσης ισούται ή τείνει στη τιμή 0.5 ($\alpha \approx 0.5$), τότε τα δεδομένα μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητα.

Η μέθοδος της ανάλυσης διακύμανσης με απαλοιφή των τάσεων πραγματοποιείται σε τέσσερα διαδοχικά βήματα:

1. Υπολογισμός της ποσότητας $Y(i)$ της χρονοσειράς (profile of time series):

$$Y(i) = \sum_{k=1}^i x_k - \bar{x}. \quad (2.7)$$

2. Διαίρεση της χρονοσειράς $Y(i)$ σε N_s μη επικαλυπτόμενα χρονικά παράθυρα ίσου μήκους, s , από τη σχέση:

$$N_s = \frac{N}{s} \quad (2.8)$$

όπου N είναι το μήκος της χρονοσειράς.

3. Υπολογισμός των τοπικών τάσεων (local trends) για κάθε ένα από τα N_s χρονικά παράθυρα μέσω της εφαρμογής της μεθόδου των ελαχιστών τετραγώνων (least squares method) στα δεδομένα της χρονοσειράς $Y(i)$.
4. Εκτίμηση της διακύμανσης, $F_{(N_s)}^2$, των απαλλαγμένων από τις τάσεις της χρονοσειράς $Y(i)$ για κάθε ένα από τα N_s χρονικά παράθυρα, υπολογίζοντας τη μέση τιμή για όλα τα σημεία, i , του κάθε χρονικού παραθύρου, s , από τη σχέση:

$$F_{(N_s)}^2 = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s Y_s^2 [(N_s - 1)s + i] \quad (2.9)$$

και στη συνέχεια υπολογισμός της μέσης τιμής για το σύνολο των χρονικών παραθύρων.

Τελικά η συνάρτηση διακύμανσης, $F(s)$, ορίζεται ως η τετραγωνική ρίζα της Σχέσης 2.9:

$$F(s) = \left[\frac{1}{2N_s} \sum_{N_s=1}^{2N_s} F_{(N_s)}^2 \right]^{1/2}. \quad (2.10)$$

Ο συντελεστής διακύμανσης, α , υπολογίζεται ως η κλίση της ευθείας που προκύπτει μεταξύ του λογαρίθμου της συνάρτησης διακύμανσης, $F(s)$, ως προς τον λογάριθμο του μήκους του

μεγέθους παραθύρου, s . Η εκτίμηση του συντελεστή διακύμανσης, α , με σκοπό τη διερεύνηση των συσχετίσεων μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου πραγματοποιήθηκε μέσω του διαδοχικού υπολογισμού του για κάθε δείγμα ενδιάμεσων χρόνων που αντιστοιχεί στο εκάστοτε κατώφλι μεγέθους και για κάθε μία από τις 10 υποπεριοχές που διαιρέθηκε ο ελληνικός χώρος, όπως και με συνέβει και με τις προηγούμενες μεθοδολογίες ανάλυσης χρονοσειρών.

2.3.2 Μεθοδολογία καθορισμού της κατανομής των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου

Μετά τον καθορισμό του κατωφλιού μεγέθους (M_{thr}) πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι, Δt , της σεισμικότητας μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι για κάθε μία από τις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου, εξετάστηκε η στατιστική κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα αυτά, με στόχο την περαιτέρω μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας. Για τον σκοπό αυτό εφαρμόστηκαν οι τέσσερις πιο δημοφιλείς στατιστικές κατανομές για τη μελέτη των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας που χρησιμοποιούνται στις σχετικές έρευνες (Abaimov et al., 2008· Werner et al., 2011· Mesimeri et al., 2018· Coban & Sayil, 2020, μεταξύ άλλων). Οι κατανομές αυτές είναι η κατανομή Weibull (Weibull distribution), η κατανομή Γάμμα (Gamma distribution), η Λογαριθμοκανονική κατανομή (Lognormal distribution) και η Εκθετική κατανομή (Exponential distribution). Οι τρεις πρώτες στατιστικές κατανομές αντιπροσωπεύουν χρονο-εξαρτώμενα μοντέλα ανανέωσης, ενώ η Εκθετική κατανομή αντιπροσωπεύει το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο γένεσης των σεισμών.

Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (probability density function· pdf) της κατανομής Weibull δίνεται από τη σχέση:

$$f(x|a, b) = \left(\frac{b}{a}\right) \left(\frac{x}{a}\right)^{b-1} \exp \left\{ - \left(\frac{x}{a}\right)^b \right\} \quad (2.11)$$

όπου a η παράμετρος κλίμακας (scale parameter), για την οποία ισχύει $a > 0$, και b η παράμετρος σχήματος (shape parameter), ενώ η αθροιστική συνάρτηση της κατανομής (cumulative distribution function· cdf) δίνεται από τη σχέση:

$$F(x|a, b) = 1 - \exp \left\{ - \left(\frac{x}{a}\right)^b \right\}. \quad (2.12)$$

Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Γάμμα δίνεται από τη σχέση:

$$f(x|\kappa, \theta) = \frac{1}{\theta^\kappa \Gamma(\kappa)} x^{\kappa-1} \exp\left\{-\frac{x}{\theta}\right\} \quad (2.13)$$

όπου θ η παράμετρος κλίμακας και κ η παράμετρος σχήματος και $\Gamma(\cdot)$ η συνάρτηση Γάμμα (Gamma function). Η αθροιστική συνάρτηση της κατανομής Γάμμα δίνεται από τη σχέση:

$$F(x|\kappa, \theta) = \exp\left\{-\frac{x}{\theta}\right\} \sum_{i=k}^{\infty} \frac{1}{i!} \left(\frac{x}{\theta}\right)^i. \quad (2.14)$$

Για τη Λογαριθμοκανονική κατανομή η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας δίνεται από τη σχέση:

$$f(x|\mu, \sigma) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (2.15)$$

όπου μ και σ η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση του φυσικού λογαρίθμου των δεδομένων, αντίστοιχα, ενώ αυτή της αθροιστικής κατανομής από τη σχέση:

$$F(x|\mu, \sigma) = \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma\sqrt{2}}\right) \right]. \quad (2.16)$$

Τέλος, οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και αθροιστικής κατανομής της Εκθετικής κατανομής δίνονται από τις σχέσεις:

$$f(x|\mu) = \frac{1}{\mu} \exp\left\{-\frac{x}{\mu}\right\} \quad (2.17)$$

και

$$F(x|\mu) = 1 - \exp\left\{-\frac{x}{\mu}\right\} \quad (2.18)$$

αντίστοιχα, με την παράμετρο μ να αντιπροσωπεύει τη μέση τιμή των δεδομένων. Η εκτίμηση των παραμέτρων της κάθε κατανομής για κάθε ένα από τα 10 δείγματα των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου έγινε με την εφαρμογή της μεθόδου της Μέγιστης Πιθανοφάνειας (Maximum Likelihood Estimation method· MLE) χρησιμοποιώντας τις αντίστοιχες συναρτήσεις πιθανοφάνειας (Johnson et al., 1994).

Η σύγκριση των τεσσάρων στατιστικών κατανομών με στόχο τον καθορισμό εκείνης που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των δειγμάτων των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας πραγματοποιήθηκε με την εφαρμογή του στατιστικού ελέγχου καλής προσαρμογής Anderson–Darling (Anderson–Darling goodness of fit test· A-D test· Anderson & Darling, 1952· Stephens, 1974). Ο έλεγχος Anderson–Darling πραγματοποιείται βάσει της μέτρησης της απόστασης, A^2 , μεταξύ της εμπειρικής συνάρτησης

αθροιστικής κατανομής (empirical cumulative distribution function· ecdf), F_n , που δίνεται από τη σχέση:

$$F_n(x) = \frac{\text{αριθμός στοιχείων του δείγματος} \leq x}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{x_i \leq x\} \quad (2.19)$$

όπου $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ τα διατεταγμένα στοιχεία του δείγματος και n το μέγεθός του, και της αθροιστικής συνάρτησης της υπό έλεγχο κατανομής F (Σχέσεις 2.12, 2.14, 2.16 και 2.18 για τις κατανομές Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονική και Εκθετική, αντίστοιχα). Η τιμή του στατιστικού, A^2 , υπολογίζεται από τη σχέση:

$$A^2 = -n - \sum_{i=1}^n \frac{2i-1}{n} [\ln(F(x_i)) + \ln(1 - F(x_{n+1-i}))] \quad (2.20)$$

υπό την μηδενική υπόθεση, H_0 , ότι το δείγμα ακολουθεί την κατανομή F για επίπεδο σημαντικότητας (significance level) ίσο με 0.05 ($\alpha=0.05$). Η απόφαση να απορριφθεί ή όχι η μηδενική υπόθεση βασίζεται στη σύγκριση της p τιμής (p -value) που υπολογίζεται από τον έλεγχο με το επίπεδο σημαντικότητας. Εάν η p τιμή είναι μεγαλύτερη από το επίπεδο σημαντικότητας τότε η μηδενική υπόθεση δεν μπορεί να απορριφθεί. Αντίθετα, αν η p τιμή είναι μικρότερη από αυτό, η μηδενική υπόθεση μπορεί να απορριφθεί. Επιπλέον, για την περαιτέρω αξιολόγηση των τεσσάρων στατιστικών κατανομών εφαρμόσθηκαν τα κριτήρια πληροφoρίας AIC (Akaike Information Criterion· Akaike, 1974) και BIC (Bayesian Information Criterion· Schwarz, 1978). Οι τιμές των δύο κριτηρίων υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$AIC = -2\ln(L) + 2k \quad (2.21)$$

και

$$BIC = -2\ln(L) + k\ln(n) \quad (2.22)$$

όπου $\ln(L)$ η τιμή της συνάρτησης πιθανοφάνειας της εκάστοτε στατιστικής κατανομής, k ο αριθμός των παραμέτρων της αντίστοιχης στατιστικής κατανομής και n ο αριθμός των παρατηρήσεων. Η στατιστική κατανομή που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση είναι εκείνη με την ελάχιστη τιμή σύμφωνα και με τα δύο κριτήρια πληροφoρίας.

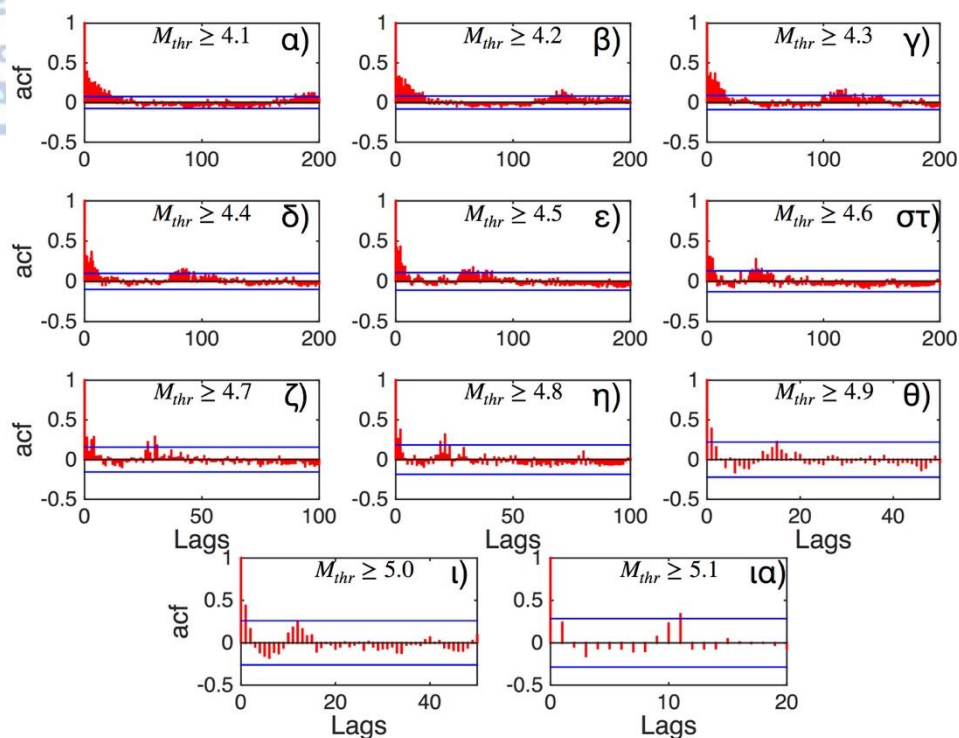
2.4 Αποτελέσματα διερεύνησης συσχετίσεων και καθορισμού στατιστικής κατανομής των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου

Η ανίχνευση των συσχετίσεων για κάθε δείγμα των ενδιάμεσων χρόνων $\Delta t_1, \Delta t_2, \dots$, για τα κατώφλια μεγέθους σεισμών $M_w \geq 4.1, M_w \geq 4.2, \dots$, της κάθε υποπεριοχής του ελληνικού χώρου διερευνήθηκε με την εφαρμογή των μεθολογιών της ανάλυσης χρονοσειρών. Αρχικά,

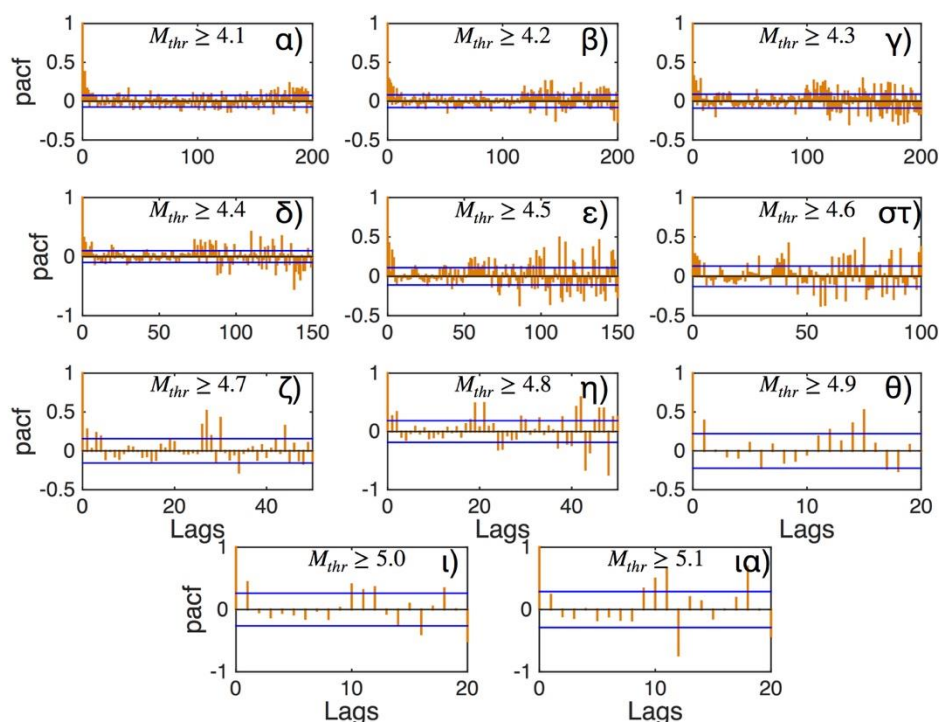
υπολογίστηκαν οι τιμές των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης σε διάστημα εμπιστοσύνης 95% και στη συνέχεια κατασκευάστηκαν τα αντίστοιχα διαγράμματα (Σχήματα 2.3 έως 2.22). Από τα διαγράμματα αυτά προκύπτει ότι και για τις 10 υποπεριοχές σεισμικότητας οι ενδιάμεσοι χρόνοι Δt εμφανίζουν ισχυρές θετικές συσχετίσεις για τα χαμηλότερα κατώφλια μεγέθους που ελέγχθηκαν ($M_w \geq 4.1$, $M_w \geq 4.2$, $M_w \geq 4.3$), ενώ στη συνέχεια εξασθενούν σταδιακά όσο το κατώφλι μεγέθους τους αυξάνει έως ένα συγκεκριμένο και διαφορετικό σε κάθε μία από αυτές, πάνω από το οποίο οι Δt μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι.

Συγκεκριμένα, οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών για την περιοχή της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής εμφανίζουν ισχυρές θετικές συσχετίσεις για μεγέθη σεισμών $M_w \geq 4.1$ έως και $M_w \geq 4.6$, ενώ στη συνέχεια αυτές εξασθενούν μέχρι το κατώφλι μεγέθους $M_w = 5.1$, πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι (Σχήματα 2.3 και 2.4). Ισχυρές θετικές χρονικές συσχετίσεις των ενδιάμεσων χρόνων έως το μέγεθος $M_w \geq 4.6$, που στη συνέχεια βαθμιαία εξασθενούν, ανιχνεύονται και για τη σεισμικότητα των κεντρικών Ιόνιων νησιών (Σχήματα 2.5 και 2.6), ενώ το κατώφλι μεγέθους της στατιστικής ανεξαρτησίας των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών των κεντρικών Ιόνιων νησιών προσδιορίστηκε ίσο με 4.9 ($M_w = 4.9$). Ακόμη χαμηλότερο και ίσο με $M_w = 4.8$ είναι το κατώφλι στατιστικής ανεξαρτησίας των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας του δυτικού Ελληνικού Τόξου σύμφωνα με τις τιμές των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης (Σχήματα 2.7 και 2.8, αντίστοιχα).

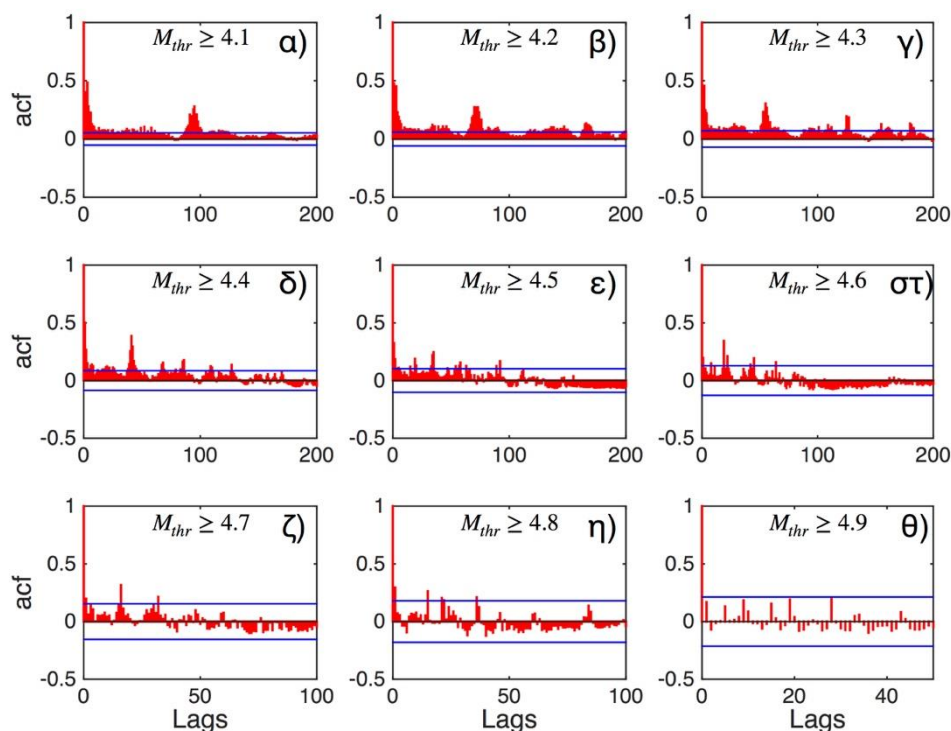
Το κατώφλι μεγέθους πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών είναι στατιστικά ανεξάρτητοι για της περιοχές του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (Σχήματα 2.9 και 2.10) και του Ντιοανατολικού Αιγαίου (Σχήματα 2.11 και 2.12) προσδιορίστηκε ίσο με 5.0 ($M_w = 5.0$), όπως προκύπτει από τις τιμές των δύο συναρτήσεων. Αντίθετα, χαμηλότερο και ίσο με 4.7 ($M_w = 4.7$) είναι το κατώφλι μεγέθους πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσων χρόνοι δεν παρουσιάζουν συσχετίσεις για την περιοχή του Νοτιοδυτικού Αιγαίου (Σχήματα 2.13 και 2.14). Για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, οι συσχετίσεις μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας παρουσιάζουν σταδιακή εξασθίνηση μέχρι το μέγεθος σεισμών $M_w \geq 4.8$, ενώ το κατώφλι μεγέθους $M_w = 4.9$ είναι εκείνο πάνω από το οποίο μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι (Σχήματα 2.15 και 2.16).



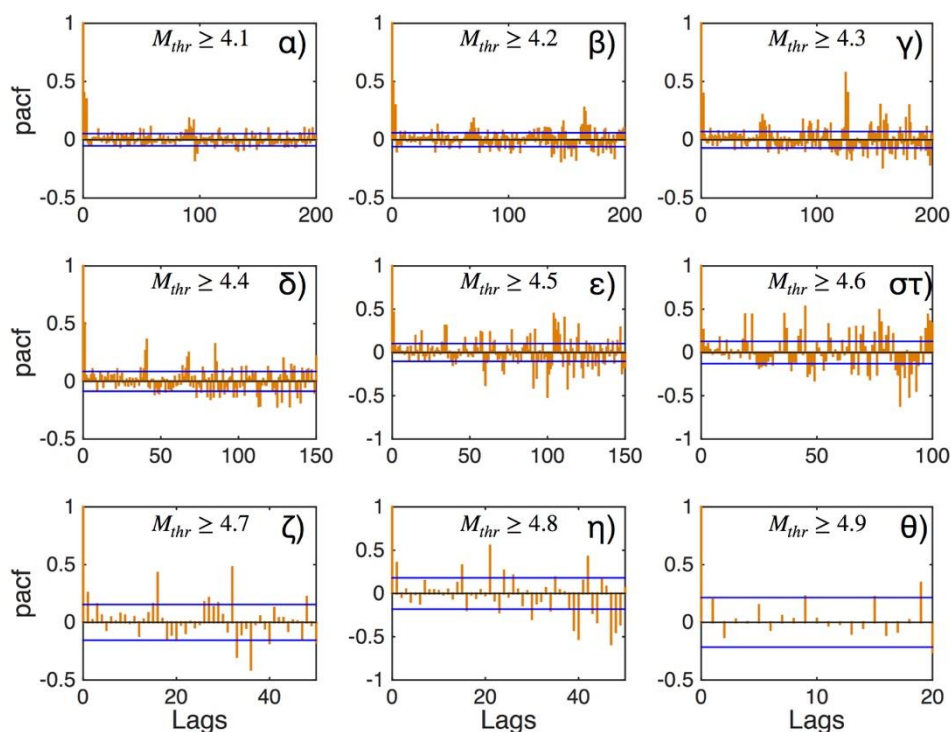
Σχήμα 2.3 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (υποπεριοχή 1) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.1$ (διαγράμματα α έως ια, αντίστοιχα).



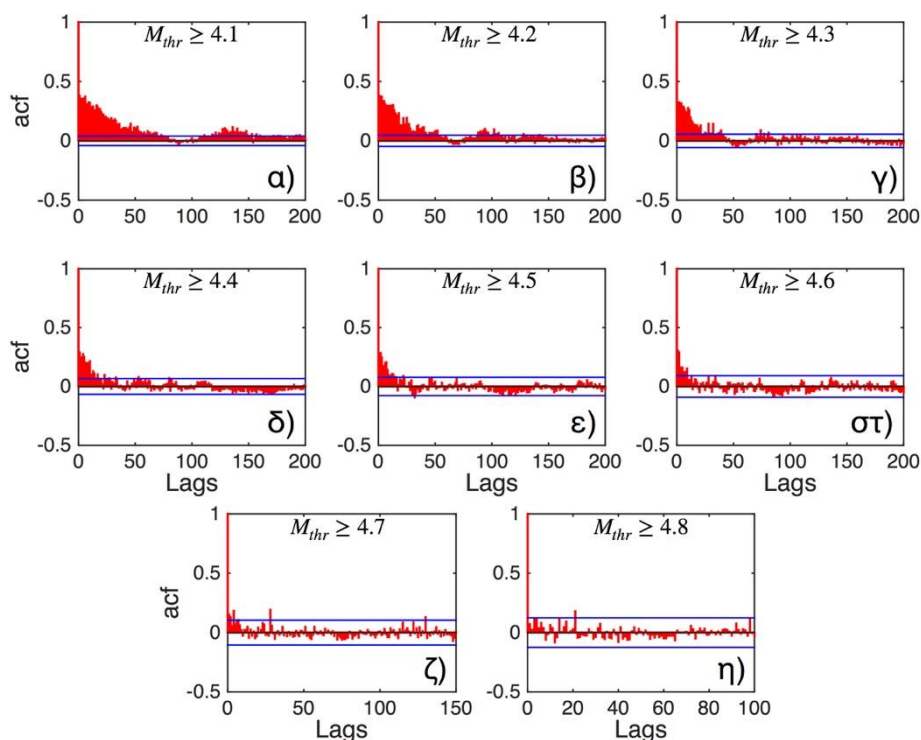
Σχήμα 2.4 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (υποπεριοχή 1) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.1$ (διαγράμματα α έως ια, αντίστοιχα).



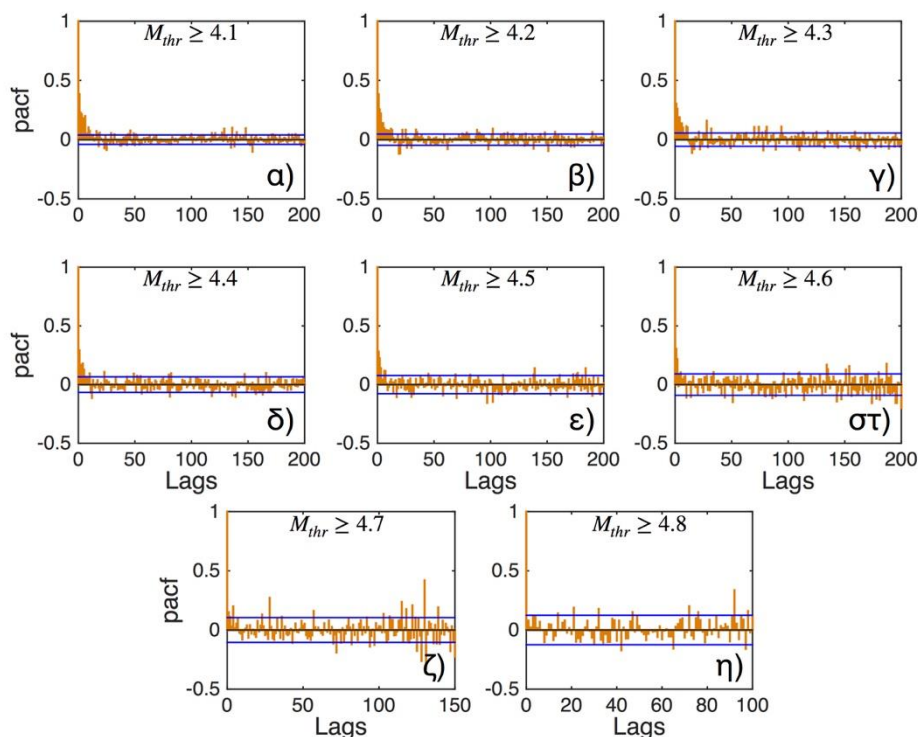
Σχήμα 2.5 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα· υποπεριοχή 2) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.9$ (διαγράμματα α έως θ, αντίστοιχα).



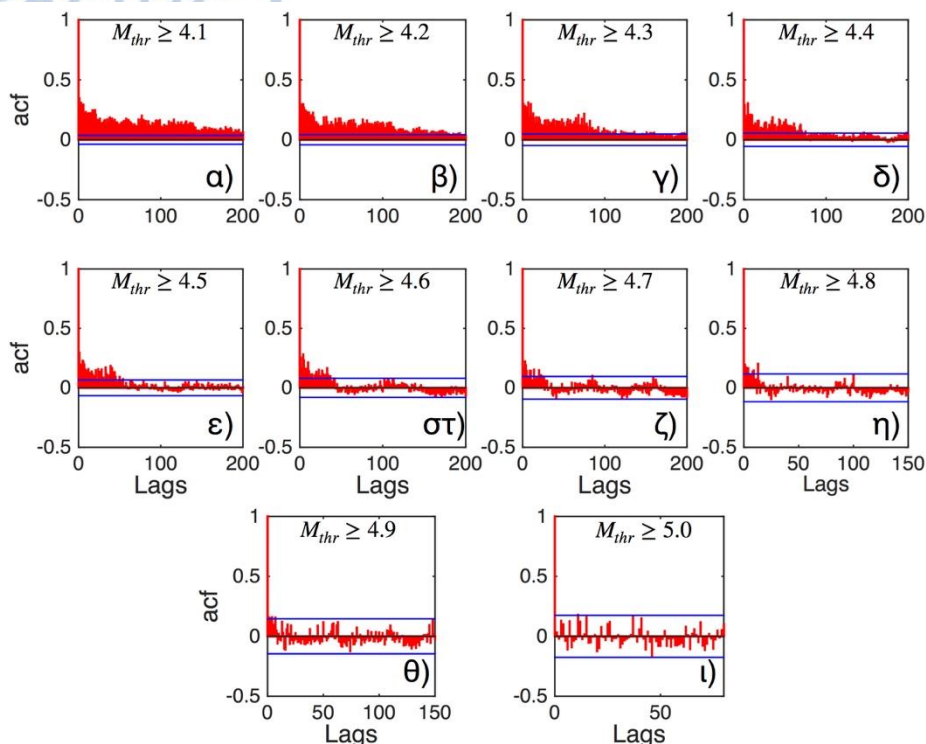
Σχήμα 2.6 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα· υποπεριοχή 2) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.9$ (διαγράμματα α έως θ, αντίστοιχα).



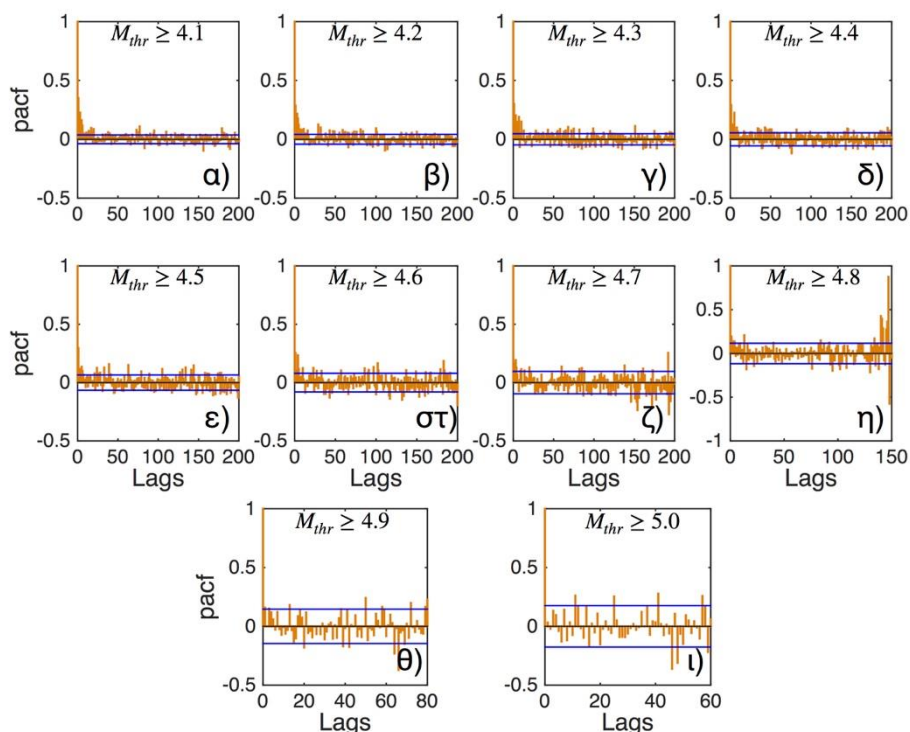
Σχήμα 2.7 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του δυτικού Ελληνικού Τόξου (υποπεριοχή 3) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.8$ (διαγράμματα α έως η, αντίστοιχα).



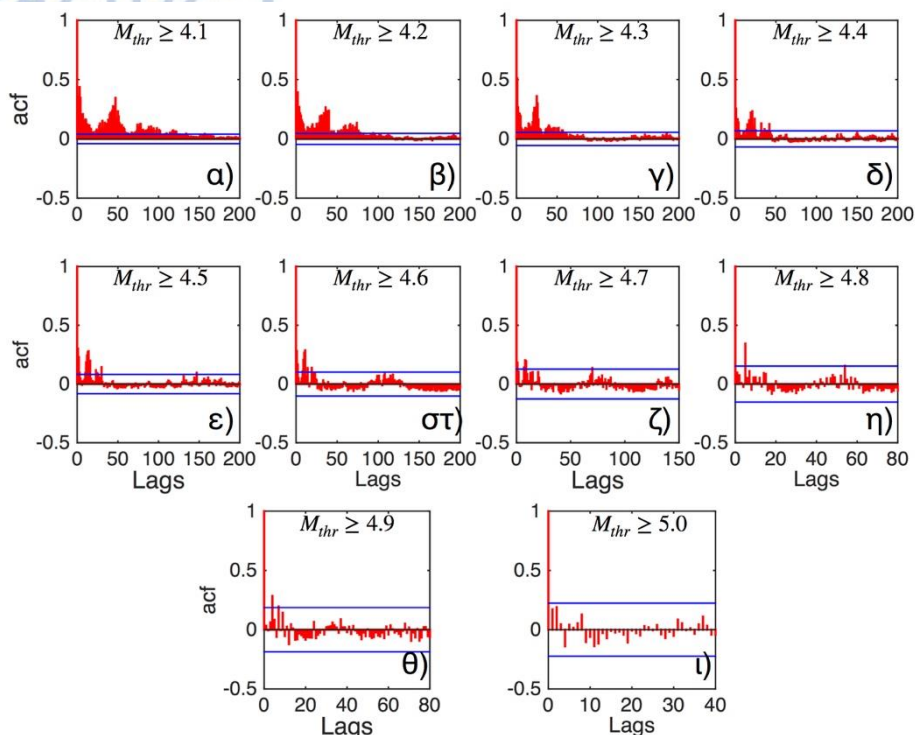
Σχήμα 2.8 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του δυτικού Ελληνικού Τόξου (υποπεριοχή 3) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.8$ (διαγράμματα α έως η, αντίστοιχα).



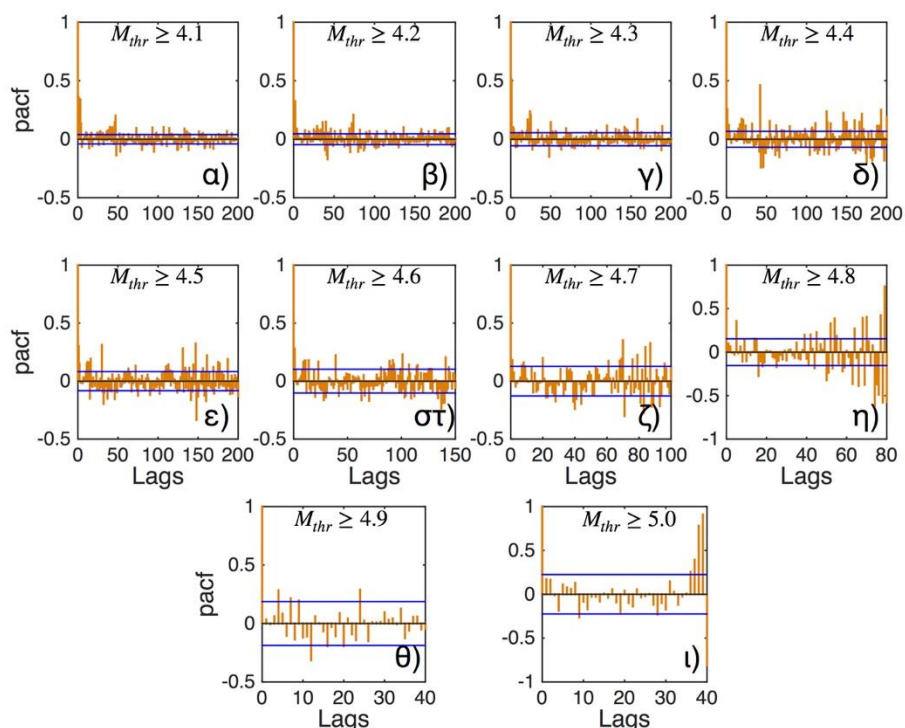
Σχήμα 2.9 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (υποπεριοχή 4) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



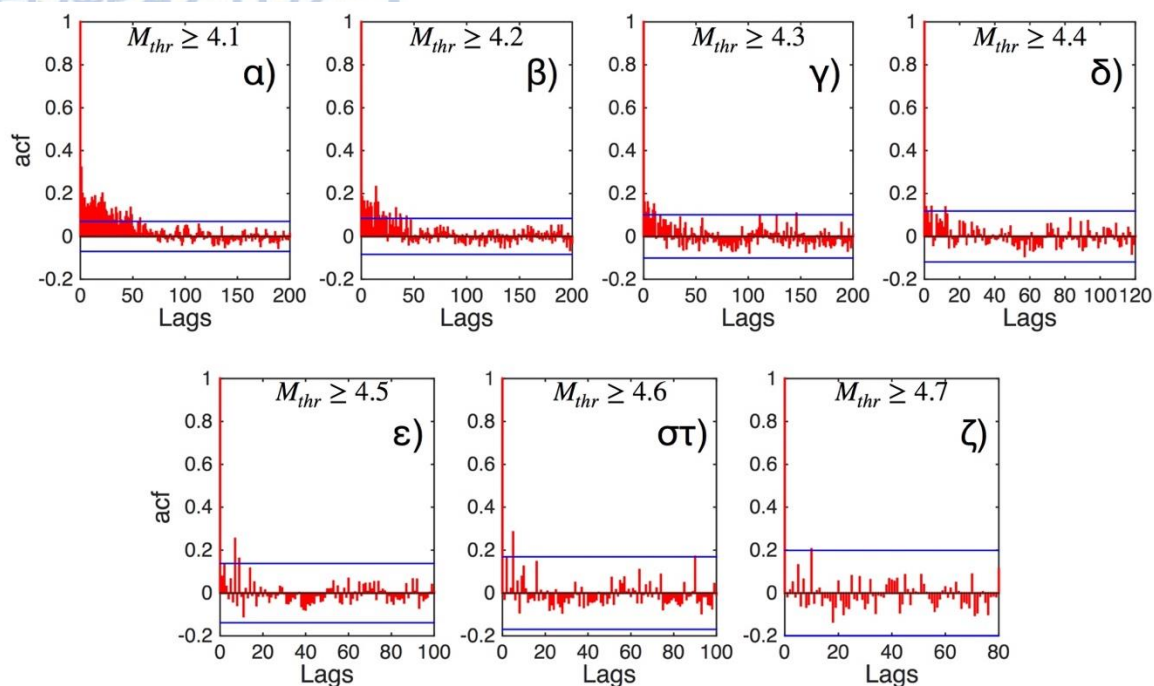
Σχήμα 2.10 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (υποπεριοχή 4) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



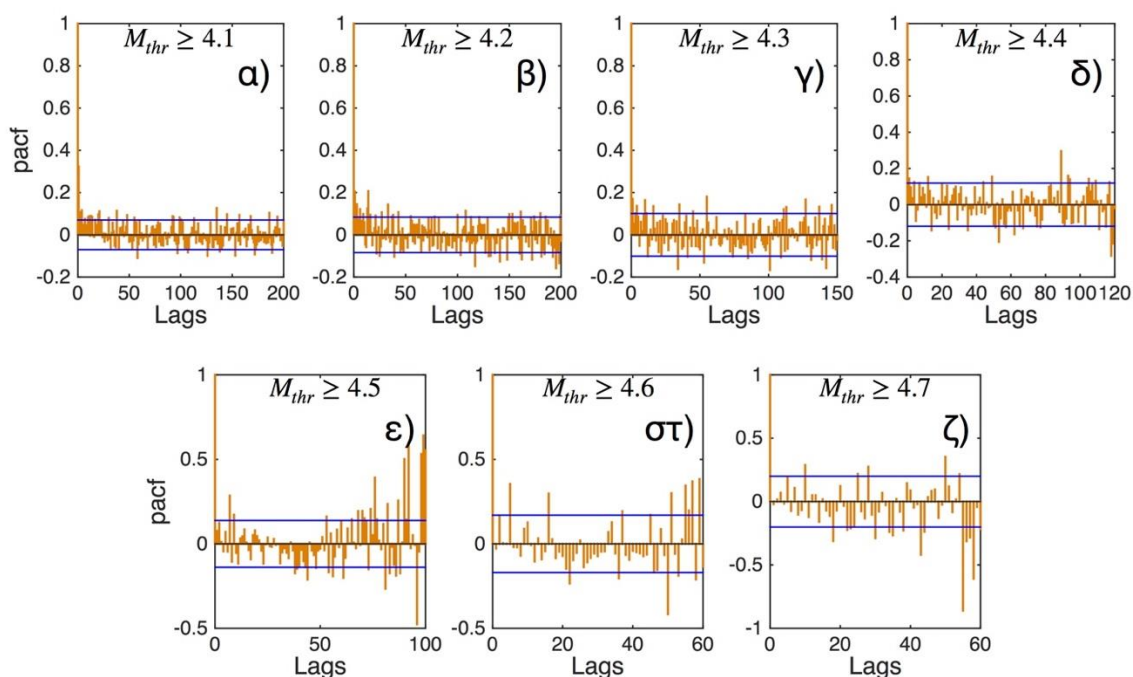
Σχήμα 2.11 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του ντιοανατολικού Αιγαίου (υποπεριοχή 5) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



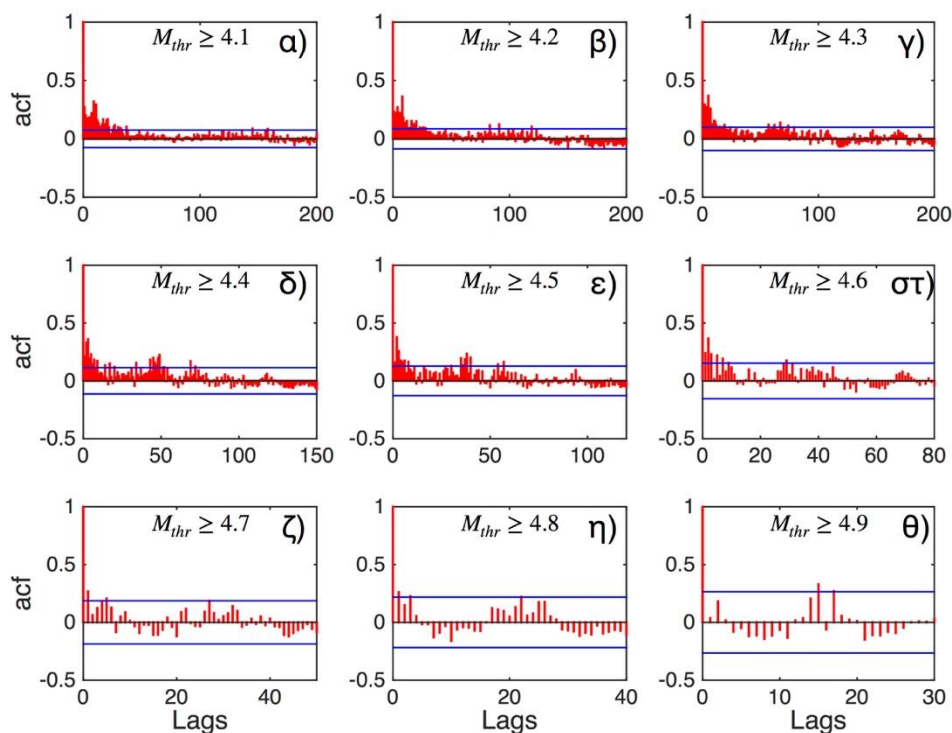
Σχήμα 2.12 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου (υποπεριοχή 5) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



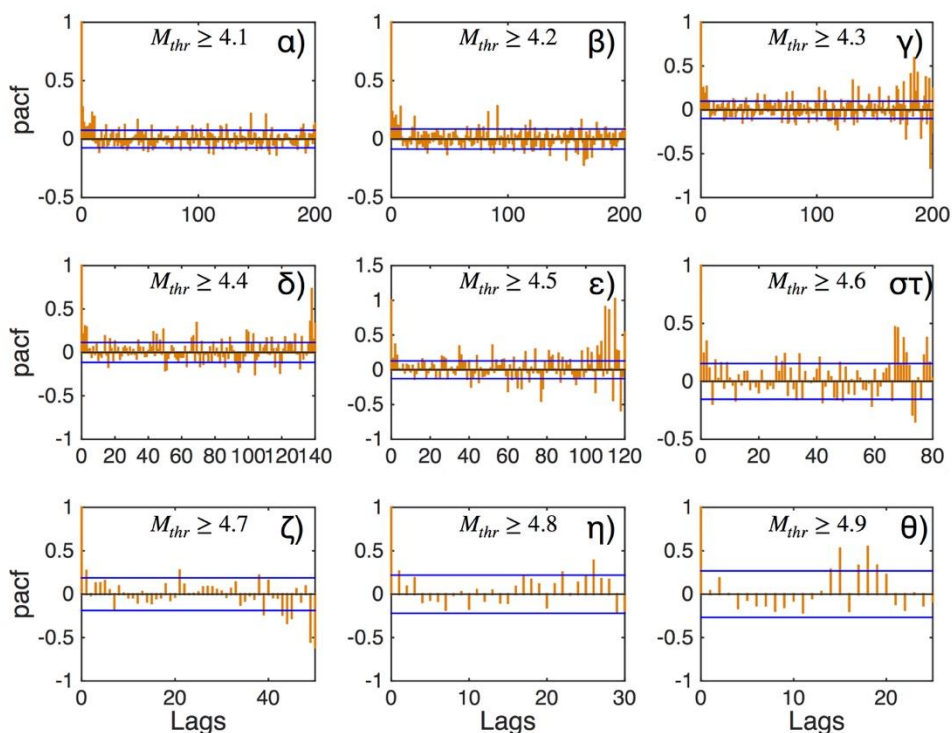
Σχήμα 2.13 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του νοτιοδυτικού Αιγαίου (υποπεριοχή 6) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.7$ (διαγράμματα α έως ζ, αντίστοιχα).



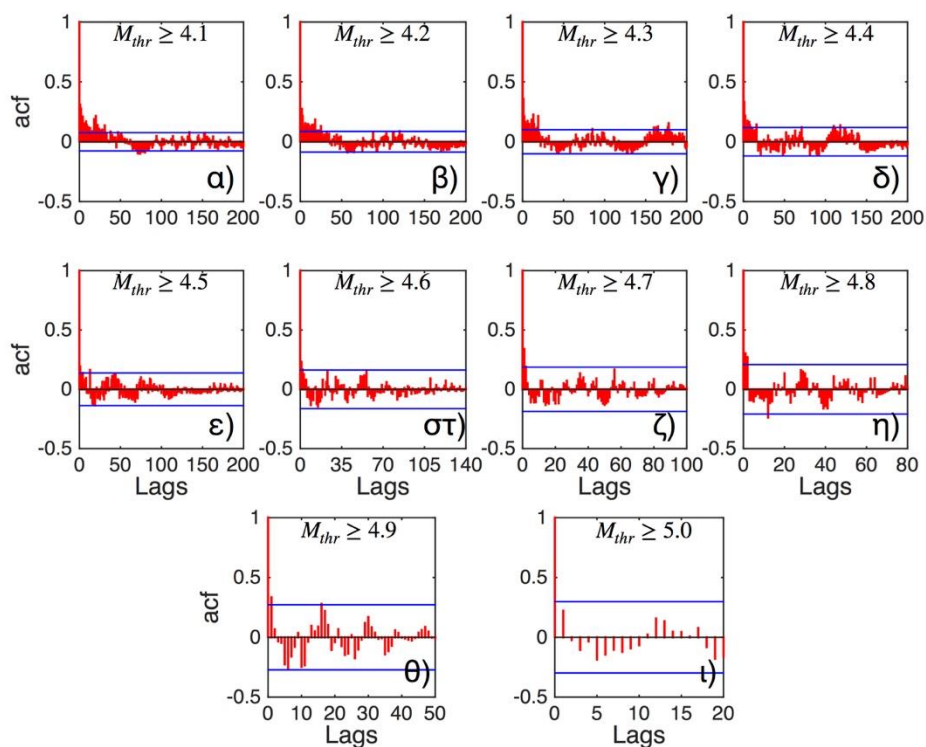
Σχήμα 2.14 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του νοτιοδυτικού Αιγαίου (υποπεριοχή 6) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.7$ (διαγράμματα α έως ζ, αντίστοιχα).



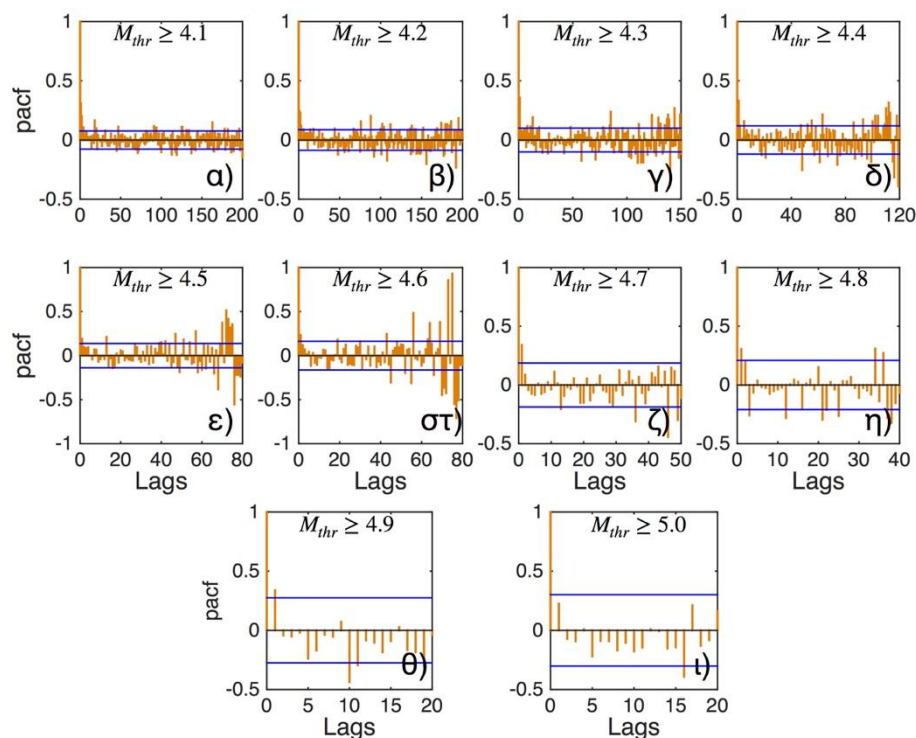
Σχήμα 2.15 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου (υποπεριοχή 7) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.9$ (διαγράμματα α έως θ, αντίστοιχα).



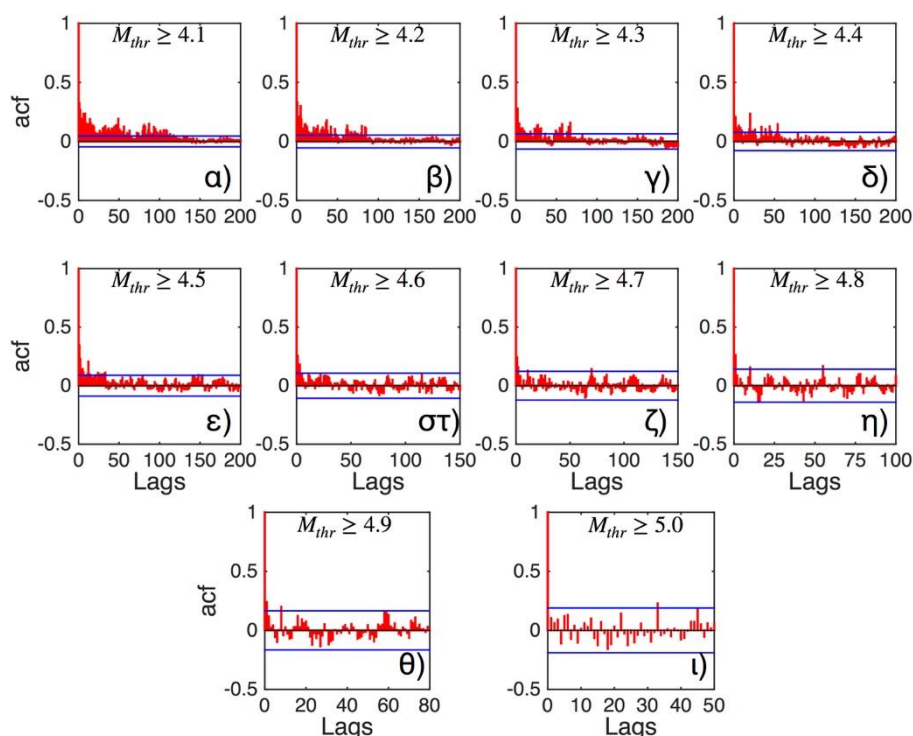
Σχήμα 2.16 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου (υποπεριοχή 7) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.9$ (διαγράμματα α έως θ, αντίστοιχα).



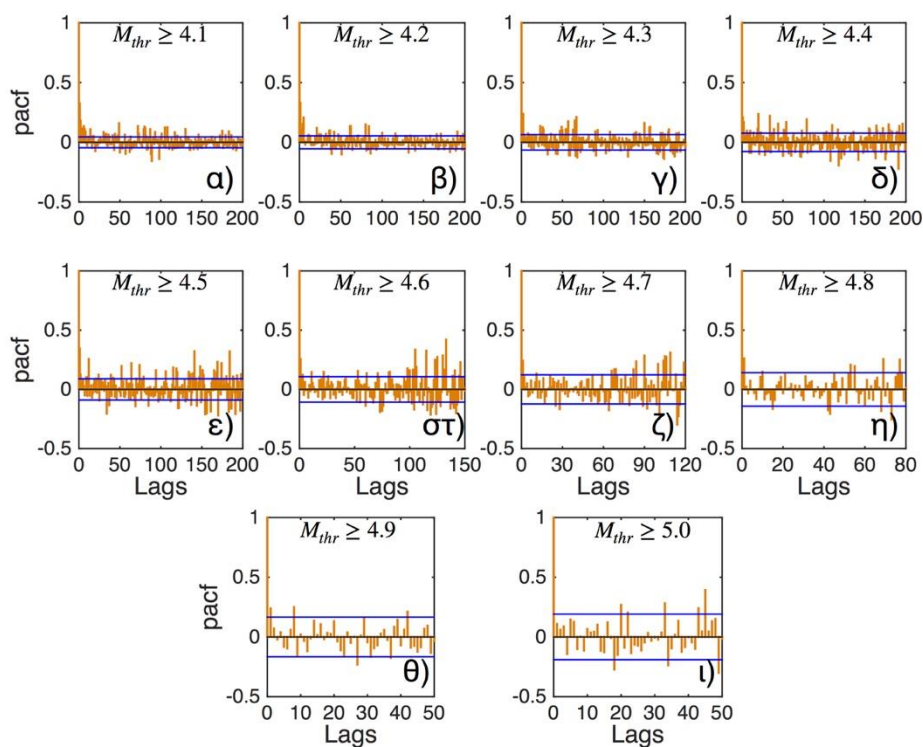
Σχήμα 2.17 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή της κεντρικής Ελλάδας (υποπεριοχή 8) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



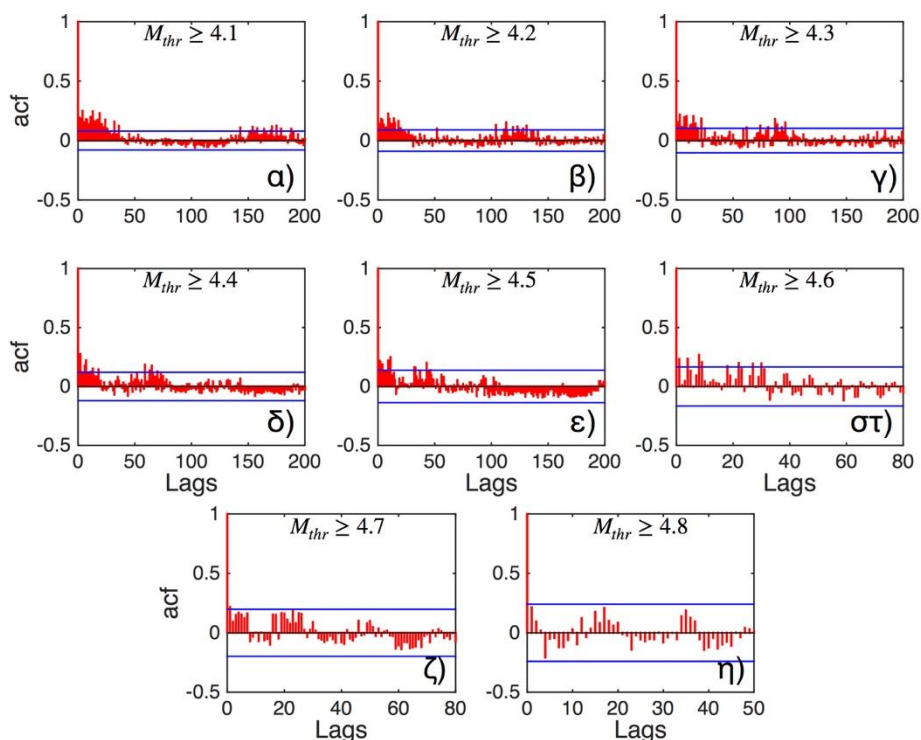
Σχήμα 2.18 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή της κεντρικής Ελλάδας (υποπεριοχή 8) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



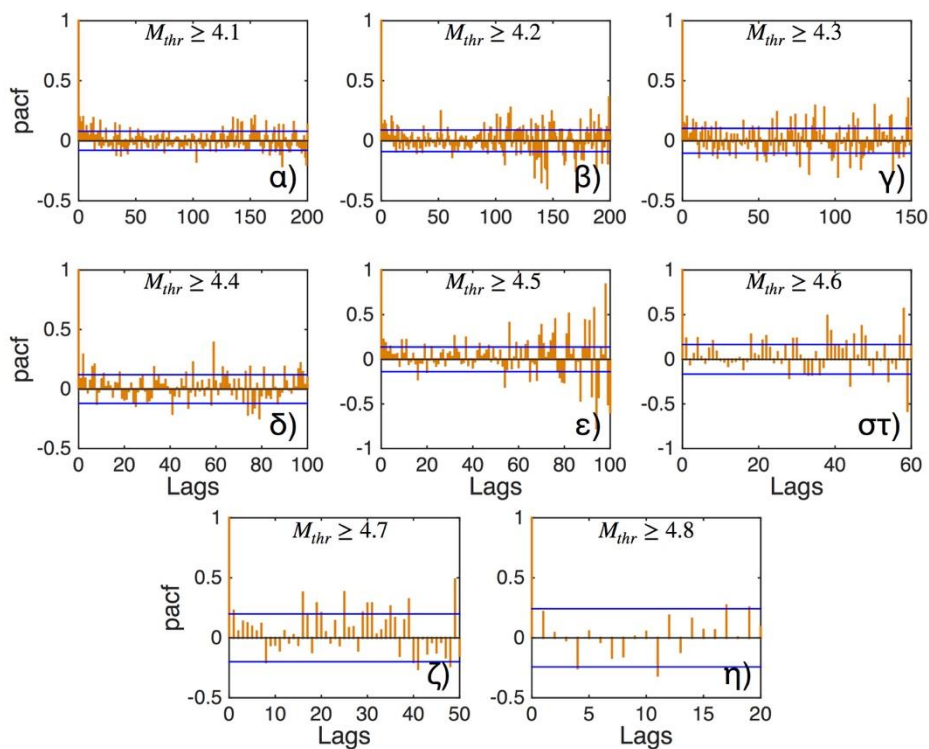
Σχήμα 2.19 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του βορείου Αιγαίου (υποπεριοχή 9) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



Σχήμα 2.20 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή του βορείου Αιγαίου (υποπεριοχή 9) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



Σχήμα 2.21 Τιμές της Συνάρτησης Αυτοσυσχέτισης (acf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή της βόρειας Ελλάδας (υποπεριοχή 10) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.8$ (διαγράμματα α έως η, αντίστοιχα).



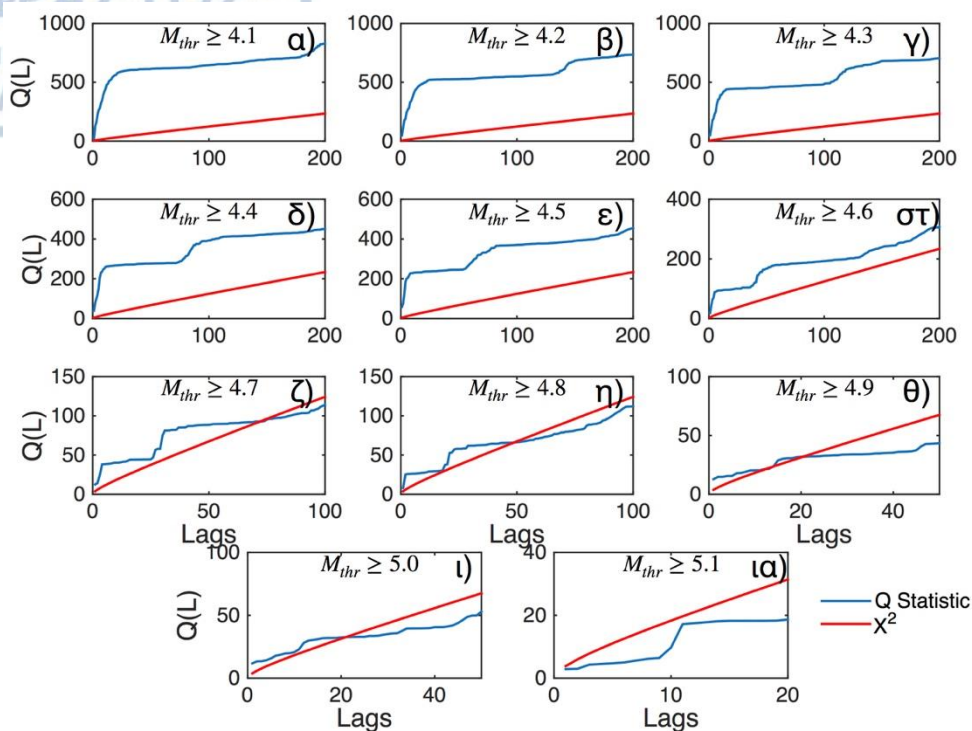
Σχήμα 2.22 Τιμές της Συνάρτησης Μερικής Αυτοσυσχέτισης (pacf· συνεχείς κατακόρυφες γραμμές) και το 95% διάστημα εμπιστοσύνης (συνεχείς οριζόντιες γραμμές) για την περιοχή της βόρειας Ελλάδας (υποπεριοχή 10) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.8$ (διαγράμματα α έως η, αντίστοιχα).

Οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών για τις περιοχές της κεντρικής Ελλάδας (Σχήματα 2.17 και 2.18) και του βορείου Αιγαίου (Σχήματα 2.19 και 2.20) μπορούν να θεωρηθούν στατιστικά ανεξάρτητοι προσδιορίστηκε ίσο με $M_w=5.0$. Τέλος, για την περιοχή της βόρειας Ελλάδας το κατώφλι ανεξαρτησίας των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας σύμφωνα με τις τιμές των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης βρέθηκε ίσο με $M_w=4.8$ (Σχήματα 2.21 και 2.22).

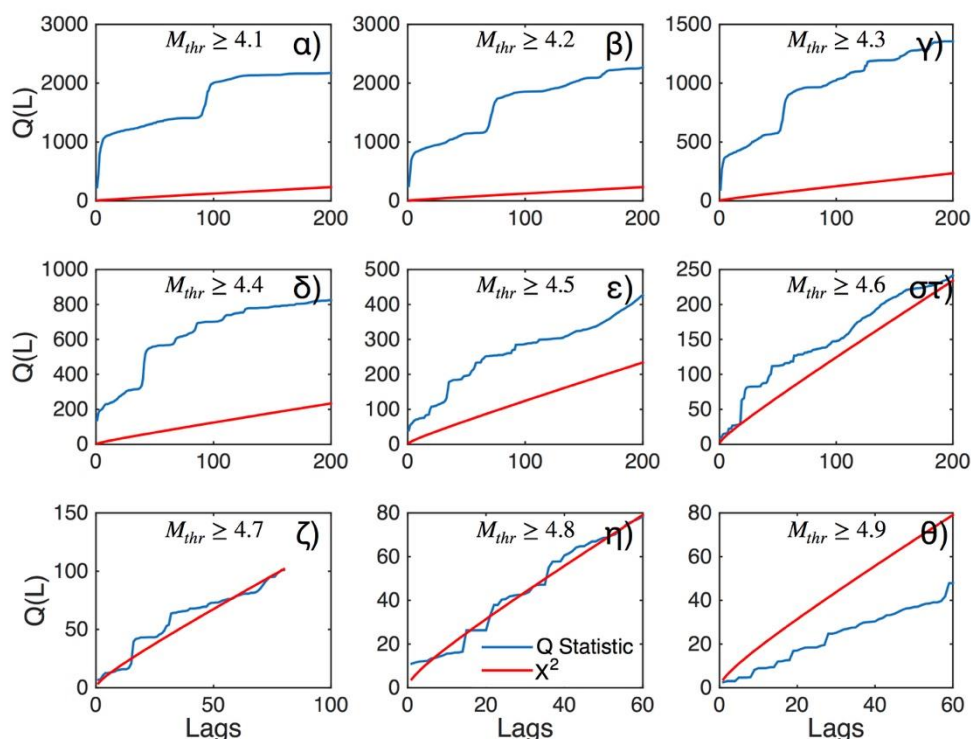
Στη συνέχεια, στα δείγματα των ενδιάμεσων χρόνων $\Delta t_1, \Delta t_2, \dots$, των 10 υποπεριοχών του ελληνικού χώρου εφαρμόστηκε ο στατιστικός έλεγχος Ljung-Box με στόχο την περαιτέρω μελέτη των συσχετίσεων τους και την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από τις τιμές των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης. Ο έλεγχος εφαρμόστηκε διαδοχικά στα δείγματα των ενδιάμεσων χρόνων της κάθε υποπεριοχής και τα αποτελέσματά του φαίνονται στα γραφικά στα σχήματα 2.23 έως 2.32. Όπως προκύπτει από αυτά, τα κατώφλια μεγέθους των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας για τα οποία δεν μπορεί να απορριφθεί η μηδενική υπόθεση, H_0 , ότι τα δείγματα των Δt είναι στατιστικά ανεξάρτητα (δηλαδή οι περιπτώσεις όπου οι τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου είναι μικρότερες από τις κρίσιμες τιμές της κατανομής χ^2 , $Q < \chi^2$) βρίσκονται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τον προηγούμενο υπολογισμό των τιμών των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης και δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1 Σύνοψη των αποτελεσμάτων του καθορισμού του κατωφλίου μεγέθους, , των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας, , για τις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου με τις μεθόδους του υπολογισμού των τιμών των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης (*acf*) και Μερικής Αυτοσυσχέτισης (*pacf*) και του στατιστικού ελέγχου Ljung-Box.

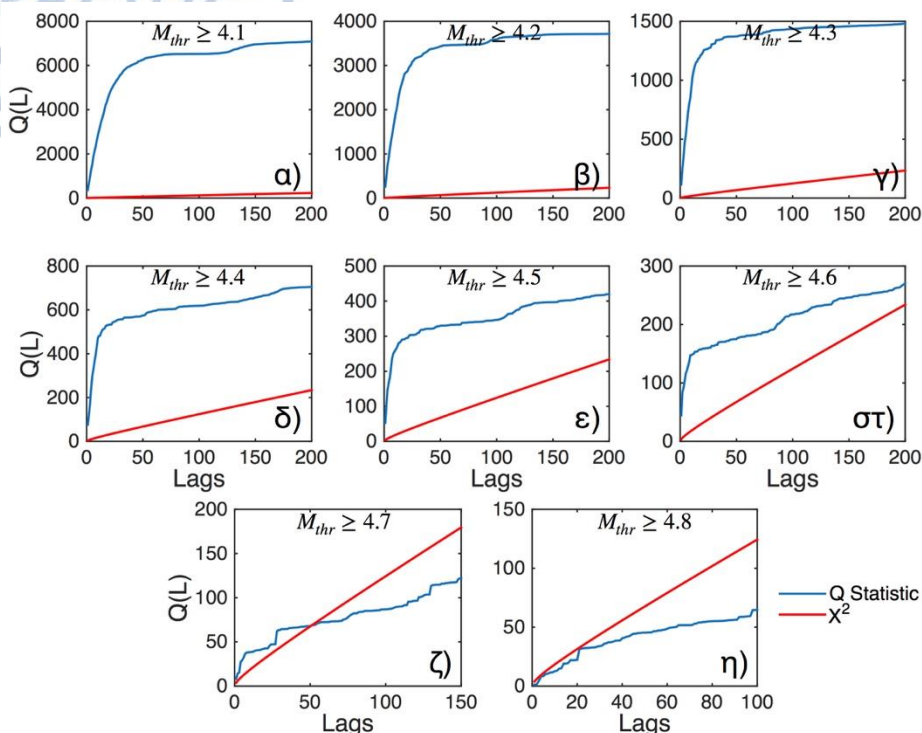
Υποπεριοχές του ελληνικού χώρου	Κατώφλι Μεγέθους, M_{thr}		Μέγεθος Δείγματος Δt
	<i>acf</i> και <i>pacf</i>	Έλεγχος Ljung-Box	
1 - Δυτική Ελλάδα και ανατολικές ακτές Αδριατικής	5.1	5.1	50
2 – Κεντρικά Ιόνια	4.9	4.9	88
3 – Δυτικό Ελληνικό Τόξο	4.8	4.8	260
4 – Ανατολικό Ελληνικό Τόξο	5.0	5.0	130
5 – Νοτιοανατολικό Αιγαίο	5.0	5.0	80
6 – Νοτιοδυτικό Αιγαίο	4.7	4.7	100
7 – Κορινθιακός κόλπος	4.9	4.9	57
8 – Κεντρική Ελλάδα	5.0	5.0	45
9 – Βορειο Αιγαίο	5.0	5.0	111
10 – Βόρεια Ελλάδα	4.8	4.8	69



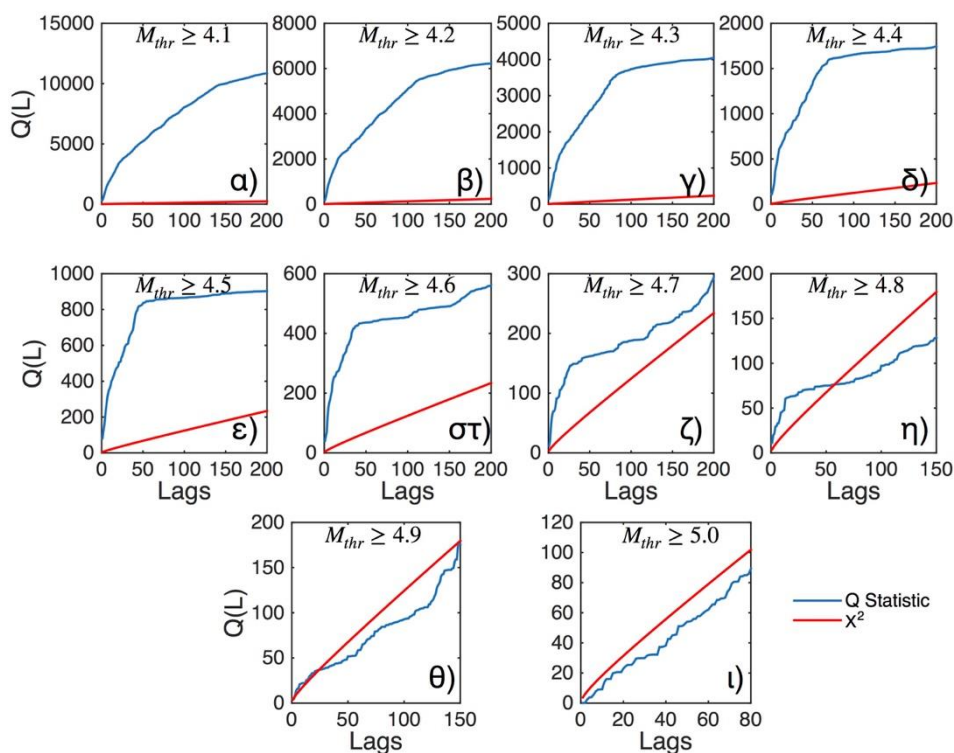
Σχήμα 2.23 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή της δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (υποπεριοχή 1) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.1$ (διαγράμματα α έως ια, αντίστοιχα).



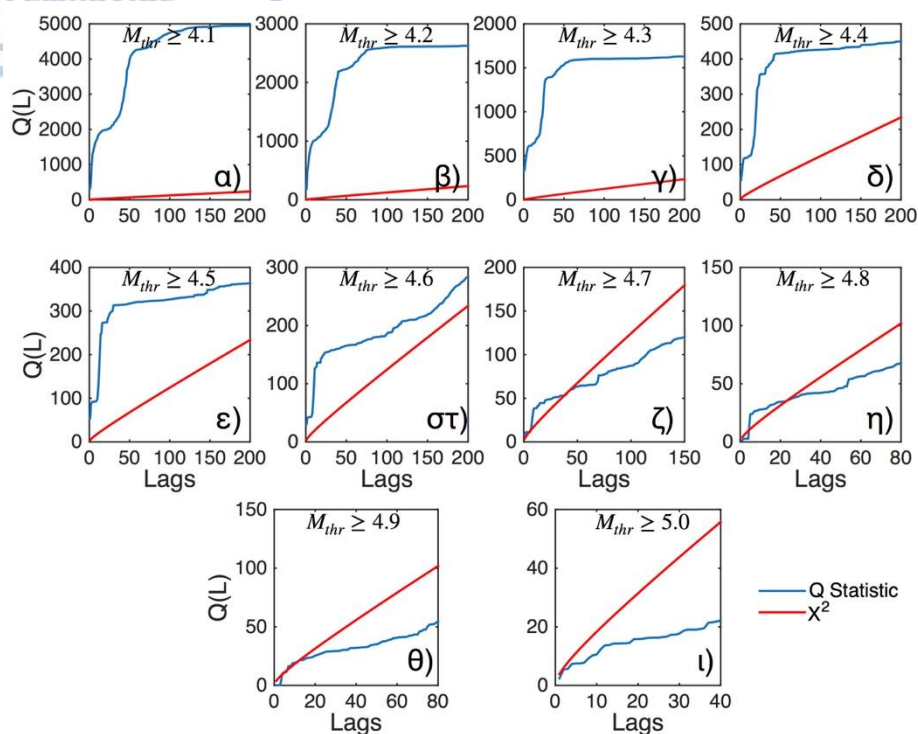
Σχήμα 2.24 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα: υποπεριοχή 2) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.9$ (διαγράμματα α έως θ, αντίστοιχα).



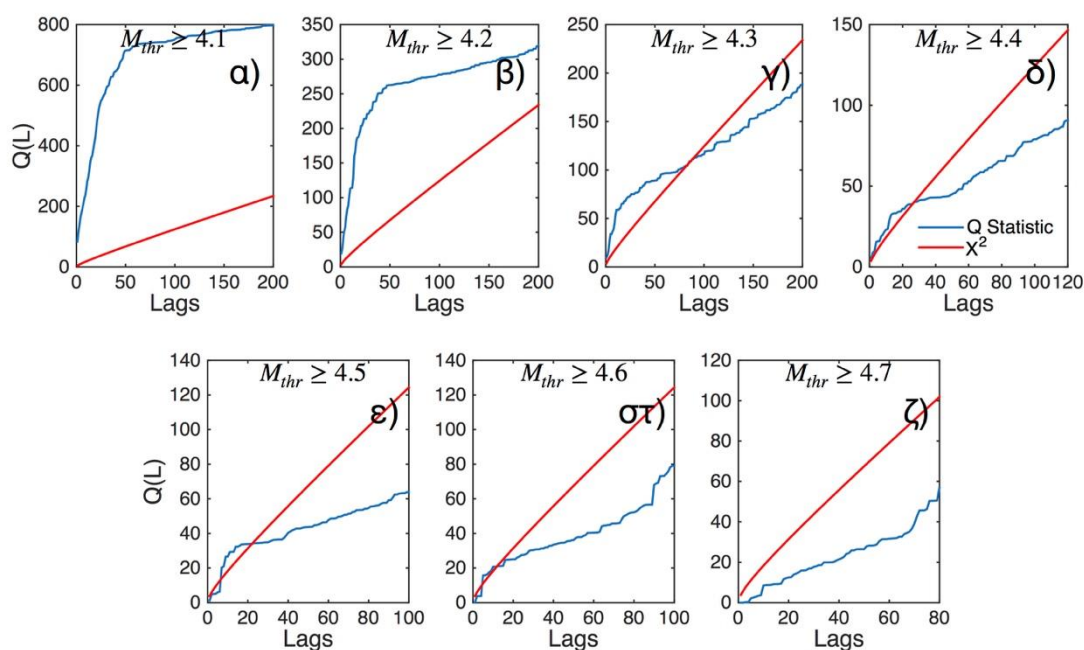
Σχήμα 2.25 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή του δυτικού Ελληνικού Τόξου (υποπεριοχή 3) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.8$ (διαγράμματα α έως η, αντίστοιχα).



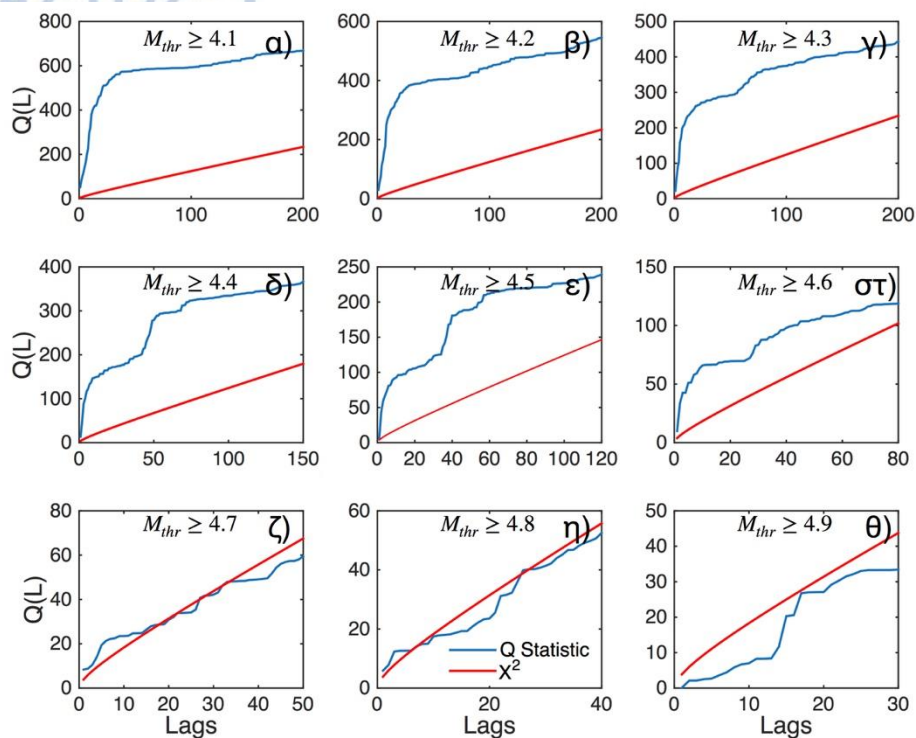
Σχήμα 2.26 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (υποπεριοχή 4) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



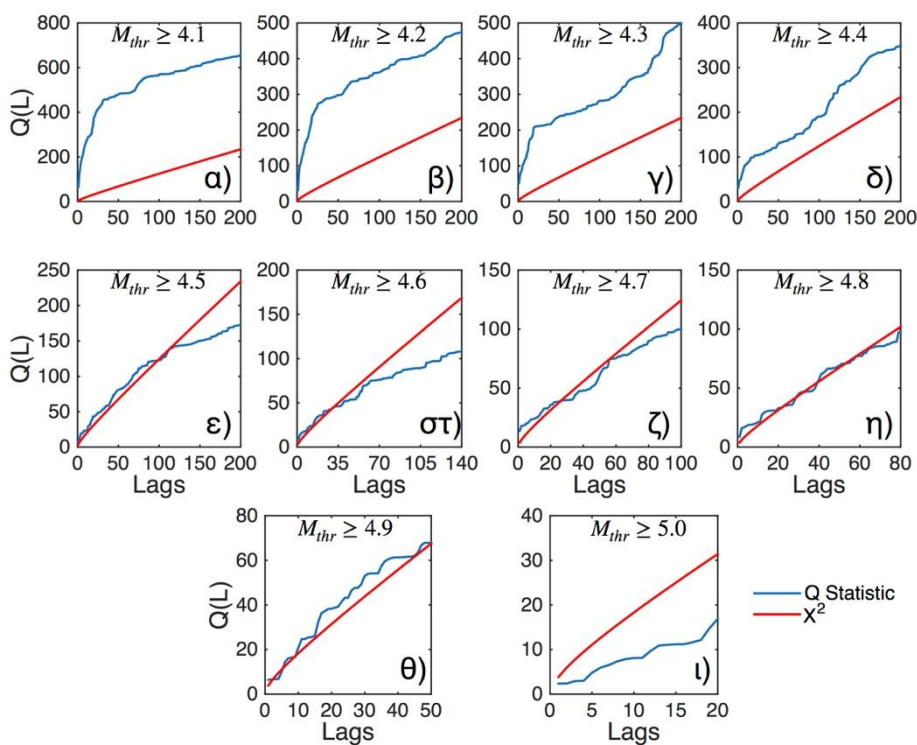
Σχήμα 2.27 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung-Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου (υποπεριοχή 5) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



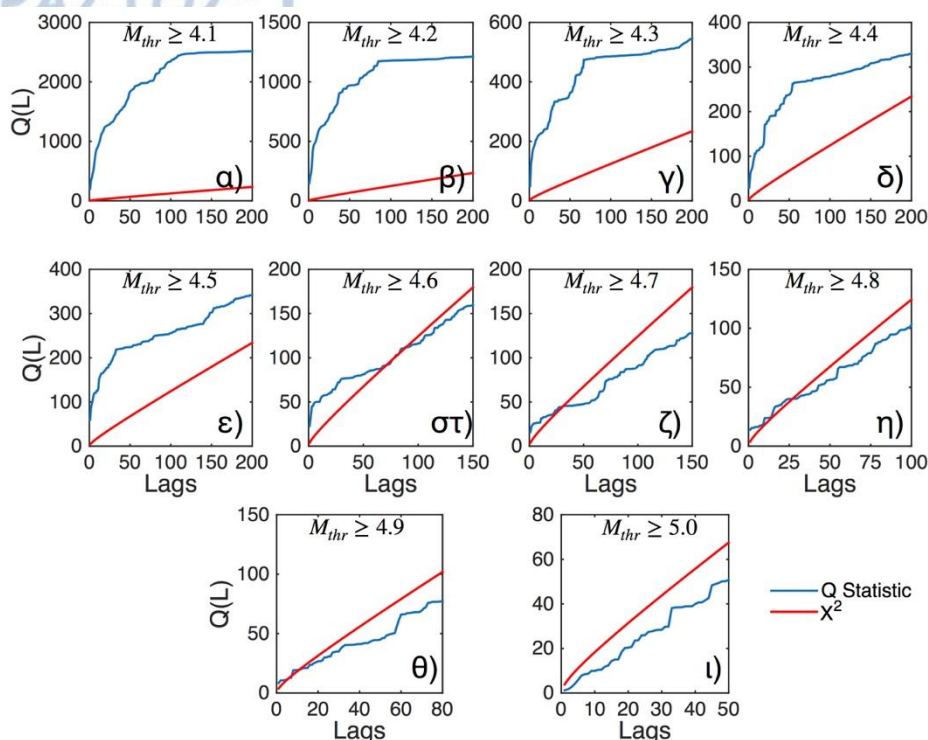
Σχήμα 2.28 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung-Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή του νοτιοδυτικού Αιγαίου (υποπεριοχή 6) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.7$ (διαγράμματα α έως ζ, αντίστοιχα).



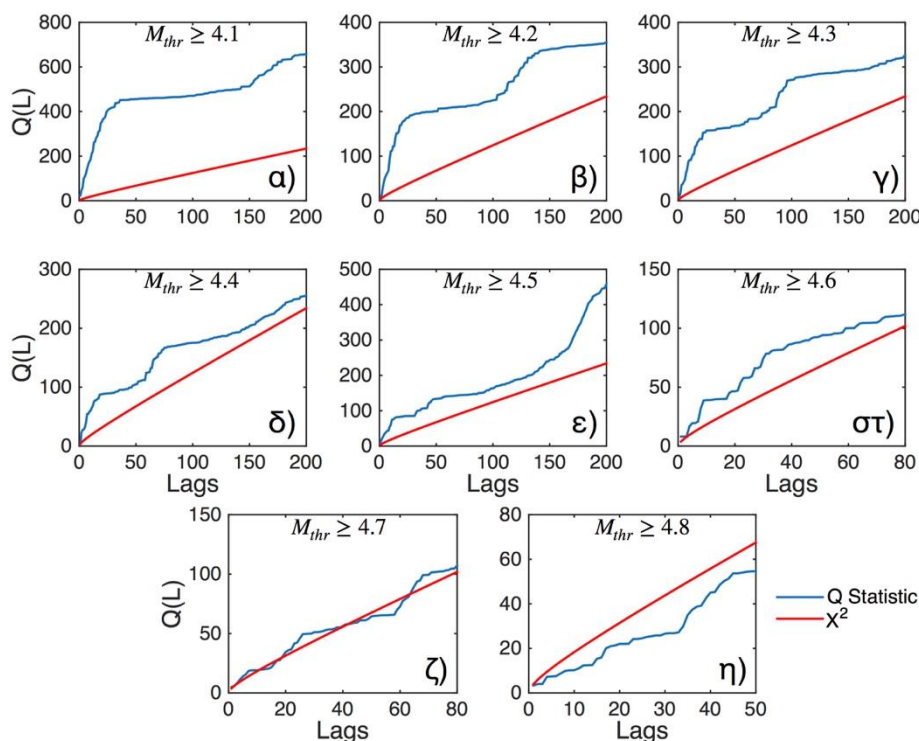
Σχήμα 2.29 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου (υποπεριοχή 7) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.9$ (διαγράμματα α έως θ, αντίστοιχα).



Σχήμα 2.30 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή της κεντρικής Ελλάδας (υποπεριοχή 8) και για τους ενδιαμέσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



Σχήμα 2.31 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή του βόρειου Αιγαίου (υποπεριοχή 9) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 5.0$ (διαγράμματα α έως ι, αντίστοιχα).



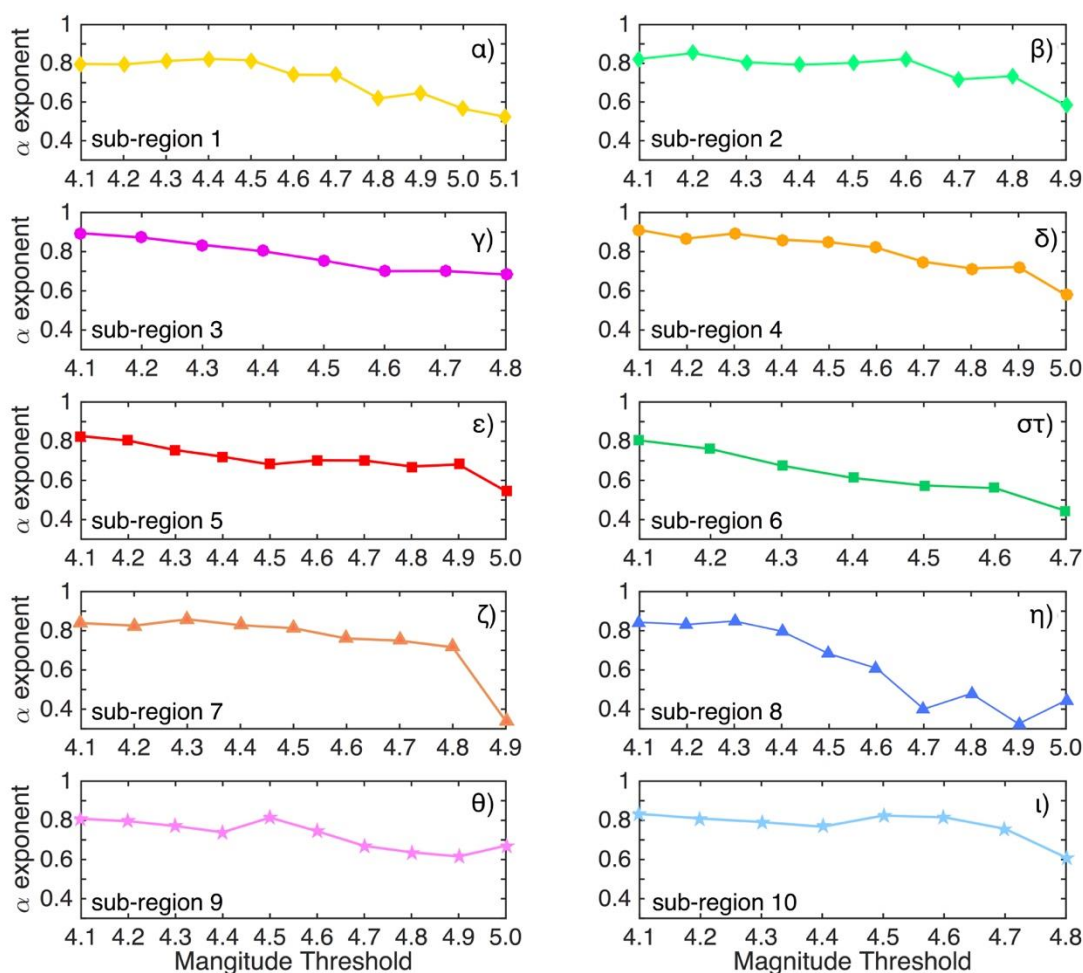
Σχήμα 2.32 Τιμές του στατιστικού Q του ελέγχου Ljung–Box (συνεχείς γραμμές μπλε χρώματος) και των κρίσιμων τιμών της κατανομής χ^2 (συνεχείς γραμμές κόκκινου χρώματος) για την περιοχή της βόρειας Ελλάδας (υποπεριοχή 10) και για τους ενδιάμεσους χρόνους των σεισμών με κατώφλι μεγέθους από $M_w \geq 4.1$ έως $M_w \geq 4.8$ (διαγράμματα α έως η, αντίστοιχα).

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα του Πίνακα 2.1 για την ανίχνευση του κατωφλιού μεγέθους, M_{thr} , πάνω από το οποίο οι ενδιάμεσοι χρόνοι της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου, Δt , που είναι στατιστικά ανεξάρτητοι με βάση τα αποτελέσματα της ανάλυσης των τιμών των acf και $pacf$ και του στατιστικού ελέγχου Ljung–Box που στηρίζονται στην αυτοσυσχέτιση του δείγματος προκύπτει ότι αυτά συνδέονται με σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους που κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 4.7 και 5.1. Το χαμηλότερο κατώφλι μεγέθους ($M_{thr}=4.7$) παρατηρείται στην υποπεριοχή του νοτιοδυτικού Αιγαίου (υποπεριοχή 6), ενώ το υψηλότερο ($M_{thr}=5.1$) στην περιοχή της δυτική Ελλάδα και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (υποπεριοχή 1). Για δύο από τις δέκα υποπεριοχές (Δυτικό Ελληνικό Τόξο και Βόρεια Ελλάδα) το κατωφλιού μεγέθους των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων είναι ίσο με $M_{thr}=4.8$, ενώ για άλλες δύο, αυτές των κεντρικών Ιόνιων νησιών (υποπεριοχή 2) και του Κορινθιακού κόλπου (υποπεριοχή 7) είναι ίσο με $M_{thr}=4.9$. Τέλος, οι υποπεριοχές του ανατολικού Ελληνικού τόξου, του νοτιοανατολικού Αιγαίου, της κεντρικής Ελλάδας και του βόρειου Αιγαίου (υποπεριοχές 4, 5, 8 και 9, αντίστοιχα) έχουν κατώφλι στατιστικής ανεξαρτησίας ίσο με $M_{thr}=5.0$.

Επιπλέον, για την υποστήριξη των παραπάνω αποτελεσμάτων εφαρμόστηκε η μέθοδος της ανάλυσης διακύμανσης με απαλοιφή των τάσεων σε κάθε ένα από τα σύνολα δεδομένων των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας και για τις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου, όπως και προηγουμένως. Συγκεκριμένα, για κάθε ένα δείγμα των ενδιάμεσων χρόνων, Δt , που αντιστοιχεί στο εκάστωτε κατώφλι μεγέθους, M_{thr} , εφαρμόστηκαν τα βήματα που υλοποιούν τη μεθοδολογία (Σχέσεις 2.7 έως 2.10), όπως αυτή περιγράφηκε στη Παράγραφο 2.3.1 με τελικό στόχο την εκτίμηση του συντελεστή διακύμανσης, α (δηλαδή της κλίσης της ευθείας που προκύπτει μεταξύ του λογαρίθμου της συνάρτησης διακύμανσης, $F(s)$, ως προς τον λογάριθμο του μήκους του μεγέθους παραθύρου, s).

Το Σχήμα 2.33 συνοψίζει τα αποτελέσματα του υπολογισμού του συντελεστή διακύμανσης α για κάθε υποπεριοχή σε συνάρτηση με τα αντίστοιχα κατώφλια μεγέθους, M_{thr} , των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών. Από το Σχήμα 2.33 προκύπτει ότι σε όλες τις περιπτώσεις παρατηρείται συστηματική μείωση των τιμών του συντελεστή α καθώς το κατώφλι μεγέθους των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας αυξάνει. Ειδικότερα, σε όλες τις περιπτώσεις οι εκτιμήσεις του συντελεστή α κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 0.8 και 0.9 ($0.8 \leq \alpha < 0.9$) για τα 2 χαμηλότερα κατώφλια μεγέθους των ενδιάμεσων χρόνων ($M_{thr}=4.1$, $M_{thr}=4.2$). Οι τιμές αυτές

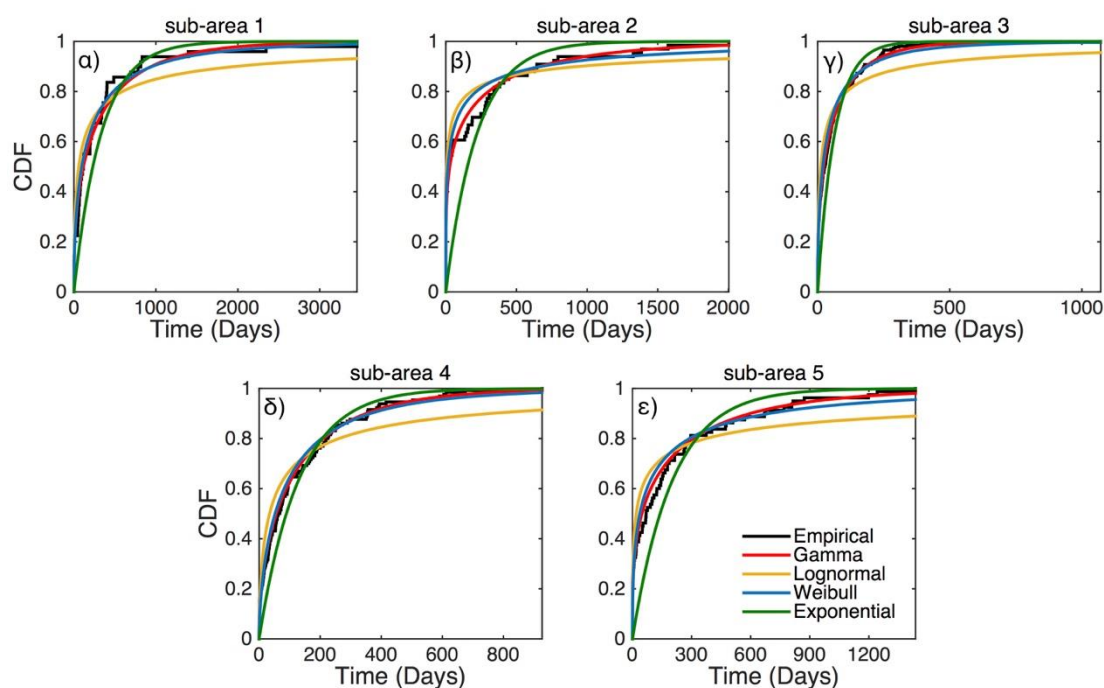
υποδεικνύουν ισχυρές θετικές συσχετίσεις, οι οποίες σταδιακά εξασθενούν καθώς οι τιμές των κατώφλιών μεγέθους αυξάνονται, όπως προκύπτει από τις αντίστοιχες τιμές του συντελεστή α (οι οποίες μειώνονται συστηματικά). Εστιάζοντας στα κατώφλια μεγέθους πάνω από τα οποία οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών θεωρήθηκαν στατιστικά ανεξάρτητοι με την εφαρμογή των προηγούμενων μεθοδολογιών (Πίνακας 2.1) προκύπτει ότι οι τιμές του συντελεστή α κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 0.35 και 0.65 ($0.35 \leq \alpha \leq 0.65$). Οι τιμές αυτές, οι οποίες κινούνται γύρω από τη τιμή 0.5, υποδηλώνουν ιδιαίτερα ασθενείς χρονικές συσχετίσεις ή και στατιστικά ανεξάρτητη χρονική συμπεροφορά της σεισμικότητας. Το τελευταίο συμπέρασμα βρίσκεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της προηγούμενης ανάλυσης που στηρίχτηκε στις μεθόδους του υπολογισμού των τιμών των Συναρτήσεων Αυτοσυσχέτισης και Μερικής Αυτοσυσχέτισης και του ελέγχου Ljung–Box.



Σχήμα 2.33 Τιμές του εκθέτη α της μεθόδου της ανάλυσης διακύμανσης με απαλοιφή των τάσεων σε συνάρτηση με τα κατώφλια μεγέθους, M_{thr} , των ενδιάμεσων χρόνων της σεισμικότητας, Δt , για της υποπεριοχές της δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (α), των κεντρικών Ιόνιων νησιών (β), του δυτικού Ελληνικού Τόξου (γ), του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (δ), του νοτιοανατολικού Αιγαίου (ε), του νοτιοδυτικού Αιγαίου (στ), του Κορινθιακού κόλπου (ζ), της κεντρικής Ελλάδας (η), του βόρειου Αιγαίου (θ) και της βόρειας Ελλάδας (ι).

Μετά την ανίχνευση των κατωφλίων μεγέθους, M_{thr} , πάνω από τα οποία οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών είναι στατιστικά ανεξάρτητοι, πραγματοποιήθηκε η εφαρμογή των τεσσάρων στατιστικών κατανομών (Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονική και Εκθετική· Σχέσεις 2.11, 2.13, 2.15 και 2.17, αντίστοιχα) σε αυτά τα σύνολα δεδομένων των ενδιάμεσων χρόνων, Δt . Οι παράμετροι κάθε κατανομής και τα αντίστοιχα 95% διαστήματα εμπιστοσύνης εκτιμήθηκαν με τη μέθοδο της Μέγιστης Πιθανοφάνειας και δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 2.2. Μία ενδιαφέρουσα παρατήρηση που προκύπτει από τις εκτιμήσεις αυτές είναι ότι οι παράμετροι σχήματος b και k των κατανομών Weibull και Γάμμα, αντίστοιχα, παίρνουν τιμές μικρότερες από τη μονάδα και στις 10 περιπτώσεις. Τα αποτελέσματα αυτά αποτελούν έναν δείκτη χρονικής συσταδοποίησης της σεισμικότητας (Convertito & Faenza, 2014).

Μετά την εκτίμηση των παραμέτρων των κατανομών Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονικής και Εκθετικής εφαρμόστηκε ο έλεγχος καλής προσρμογής Anderson–Darling (A–D test) μεταξύ της εμπειρικής συνάρτησης αθροιστικής κατανομής των δεδομένων και της αθροιστικής συνάρτησης της κάθε κατανομής. Στα Σχήματα 2.34 και 2.35 παρουσιάζεται γραφικά η σύγκριση των αθροιστικών συναρτήσεων για της υποπεριοχές 1 έως 5 και 6 έως 10, αντίστοιχα.



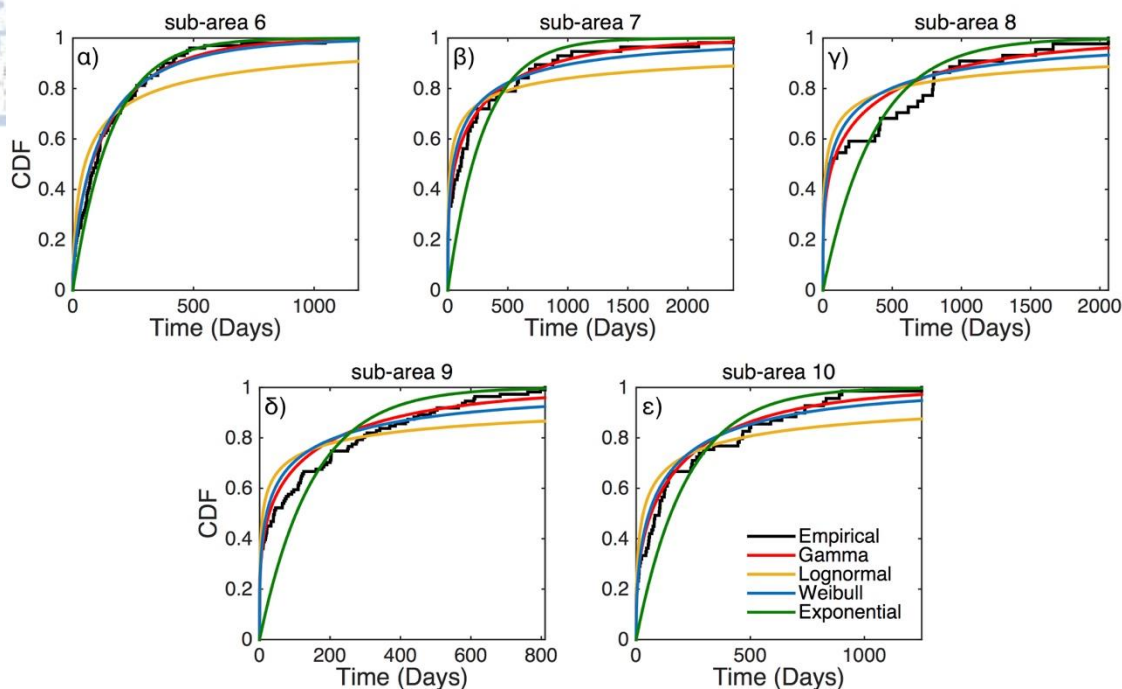
Σχήμα 2.34 Σύγκριση μεταξύ της εμπειρικής συνάρτησης αθροιστικής κατανομής (συνεχείς μαύρες γραμμές) και των αθροιστικών συναρτήσεων των κατανομών Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονικής και Εκθετικής (συνεχείς γραμμές γαλάζιου, κόκκινου, κίτρινου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα) των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων για τις περιοχές της δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (α), των κεντρικών Ιόνιων νησιών (β), του δυτικού Ελληνικού Τόξου (γ), του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (δ) και του νοτιοανατολικού Αιγαίου (ε).

Πίνακας 2.2 Αποτελέσματα εκτίμησης παραμέτρων των στατιστικών κατανομών Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονικής και Εκθετικής στα δείγματα των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων, , τα αντίστοιχα 95% διαστήματα εμπιστοσύνης, οι τιμές της συνάρτησης λογαριθμικής πιθανοφάνειας ($\log(L)$), οι τιμές των κριτηρίων πληροφορίας AIC και BIC και οι p τιμές του στατιστικού ελέγχου καλής προσαρμογής Anderson – Darling (A-D test) για τις 10 υποπεριοχές σεισμικότητας του ελληνικού χώρου.

Υποπεριοχές του ελληνικού χώρου	Κατανομή	Παράμετροι	95% Διάστημα Εμπιστοσύνης	$-\log(L)$	AIC	BIC	p τιμή A-D test
1 – Δυτική Ελλάδα και ανατολικές ακτές Αδριατικής	Weibull	$\alpha=192.99$ $b=0.52$	[111.07,338.35] [0.42,0.65]	310.99	625.99	629.77	0.445
	Γάμμα	$k=0.38$ $\vartheta=864.34$	[0.29,0.53] [497.05,1503.01]	310.25	624.50	628.28	0.690
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=4.08$ $\sigma=2.76$	[3.28,4.87] [2.30,3.45]	318.72	641.43	645.22	0.049
	Εκθετική	$\mu=331.79$	[255.46,448.48]	333.42	668.84	670.73	2.531e-05
2 – Κεντρικά Ιόνια νησιά	Weibull	$\alpha=47.69$ $b=0.31$	[21.23,107.16] [0.42,0.65]	314.27	633.6488	638.0281	0.065
	Γάμμα	$k=0.22$ $\vartheta=1021.21$	[0.17,0.28] [570.65,1826.70]	313.14	630.2954	634.6747	0.092
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=2.02$ $\sigma=3.78$	[1.09,3.14] [3.23,4.57]	314.82	632.5410	636.9203	0.061
	Εκθετική	$\mu=331.79$	[255.46,448.48]	422.11	846.2366	848.4262	9.090e-06
3 – Δυτικό Ελληνικό Τόξο	Weibull	$\alpha=38.37$ $b=0.52$	[30.10,49.91] [0.47,0.58]	1231.50	2467.01	2474.13	0.109
	Γάμμα	$k=0.39$ $\vartheta=164.12$	[0.34,0.45] [129.27,208.36]	1226.15	2456.31	2463.44	0.809
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=2.48$ $\sigma=2.65$	[2.15,2.80] [2.44,2.90]	1266.50	2537.01	2544.14	1.762e-04
	Εκθετική	$\mu=64.32$	[57.16,72.90]	1342.59	2687.18	2690.74	2.308e-05
4 – Ανατολικό Ελληνικό Τόξο	Weibull	$\alpha=94.50$ $b=0.62$	[70.62,126.46] [0.54,0.71]	733.45	1470.90	1476.64	0.335
	Γάμμα	$k=0.48$ $\vartheta=266.75$	[0.39,0.59] [194.03,366.71]	729.66	1463.31	1469.05	0.822
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=3.53$ $\sigma=2.43$	[3.11,3.95] [2.16,2.76]	758.40	1520.79	1526.52	0.004

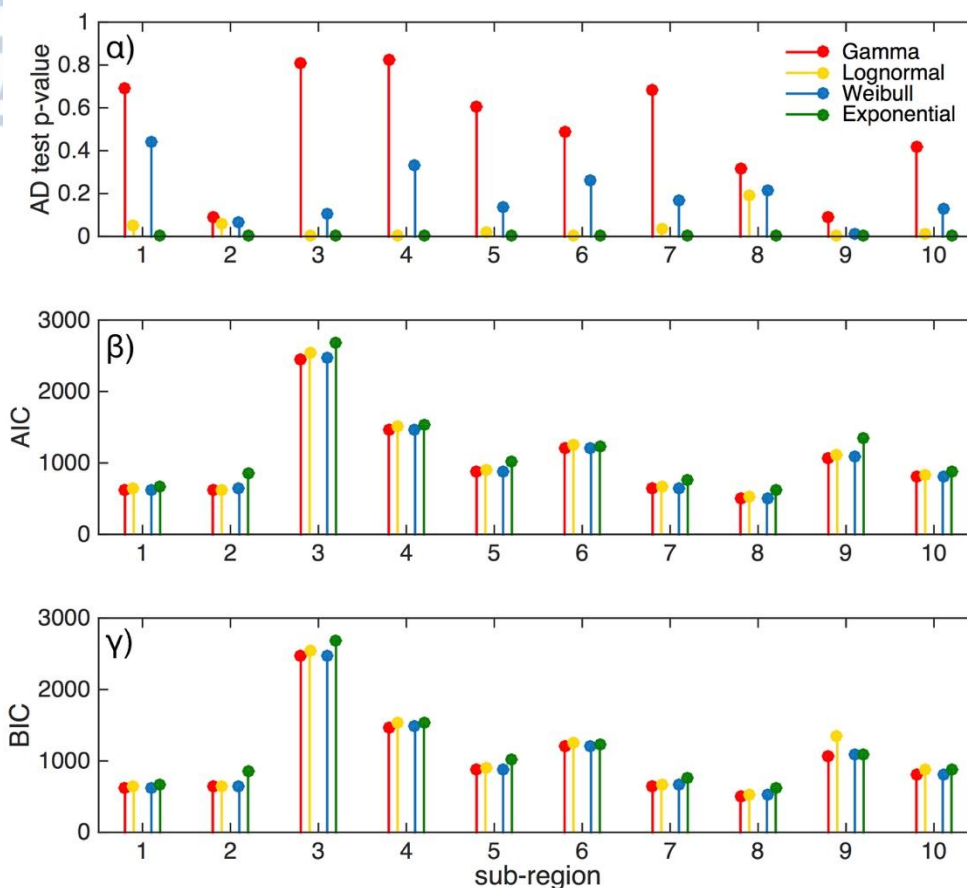
Υποπεριοχές του ελληνικού χώρου	Κατανομή	Παράμετροι	95% Διάστημα Εμπιστοσύνης	$-\log(L)$	AIC	BIC	p τιμή A-D test
	Εκθετική	$\mu=128.60$	[109.07,153.93]	761.38	1524.76	1527.62	4.617e-06
5 – Νοτιοανατολικό Αιγαίο	Weibull	$\alpha=90.73$ $b=0.41$	[51.92,158.77] [0.34,0.49]	438.83	881.65	886.42	0.138
	Γάμμα	$k=0.29$ $\vartheta=687.91$	[0.23,0.37] [429.02,1130.01]	433.65	871.29	876.06	0.605
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=2.96$ $\sigma=3.54$	[2.16,3.75] [3.07,4.20]	450.92	905.84	910.60	0.016
	Εκθετική	$\mu=202.35$	[164.42,255.19]	504.80	1011.60	1013.98	7.500e-06
6 – Νοτιοδυτικό Αιγαίο	Weibull	$\alpha=129.01$ $b=0.68$	[95.63,174.04] [0.34,0.49]	600.18	1204.36	1209.59	0.261
	Γάμμα	$k=0.54$ $\vartheta=297.33$	[0.43,0.68] [209.32,422.38]	596.96	1197.91	1203.14	0.489
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=3.91$ $\sigma=2.40$	[3.43,4.38] [2.11,2.78]	626.13	1256.25	1261.48	0.001
	Εκθετική	$\mu=160.18$	[133.02,196.66]	613.71	1229.41	1232.03	0.004
7 – Κορινθιακός κόλπος	Weibull	$\alpha=118.51$ $b=0.38$	[58.18,241.43] [0.31,0.47]	324.89	653.78	657.87	0.171
	Γάμμα	$k=0.27$ $\vartheta=1092.53$	[0.29,0.36] [614.10,1943.69]	320.67	645.33	649.42	0.628
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=3.09$ $\sigma=3.86$	[2.07,4.12] [3.261,4.73]	333.77	671.55	675.63	0.034
	Εκθετική	$\mu=295.46$	[231.59,390.10]	381.25	764.49	766.54	1.052e-05
8 – Κεντρική Ελλάδα	Weibull	$\alpha=130.99$ $b=0.36$	[55.36,309.98] [0.28,0.46]	255.63	515.26	518.83	0.215
	Γάμμα	$k=0.26$ $\vartheta=1452.99$	[0.19,0.36] [745.40,2832.30]	252.93	509.86	513.43	0.315
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=3.18$ $\sigma=3.73$	[2.04,4.31] [3.08,4.72]	259.64	523.28	526.85	0.189
	Εκθετική	$\mu=373.98$	[284.09,514.69]	304.66	611.33	613.11	1.363e-05
9 – Βόρειο Αιγαίο	Weibull	$\alpha=56.14$ $b=0.38$	[32.47,97.08] [0.30,0.42]	543.85	1091.70	1097.12	0.011

Υποπεριοχές του ελληνικού χώρου	Κατανομή	Παράμετροι	95% Διάστημα Εμπιστοσύνης	$-\log(L)$	AIC	BIC	p τιμή A-D test
	Γάμμα	$k=0.25$	[0.21,0.31]	533.32	1070.65	1076.07	0.090
		$\vartheta=589.20$	[386.32,898.62]				
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=2.22$	[1.46,2.98]	559.08	1122.17	1127.59	0.001
		$\sigma=4.05$	[3.58,4.66]				
	Εκθετική	$\mu=149.83$	[125.43,182.13]	667.05	1336.10	1338.81	5.405e-06
10 – Βόρεια Ελλάδα	Weibull	$\alpha=122.94$	[72.54,208.36]	402.44	808.88	813.35	0.127
		$b=0.47$	[0.38,0.57]				
	Γάμμα	$k=0.34$	[0.26,0.45]	397.61	799.12	803.68	0.419
		$\vartheta=638.99$	[394.00,1035.81]				
	Λογαριθμοκανονική	$\mu=3.42$	[2.64,4.20]	414.74	833.47	837.94	0.012
		$\sigma=3.24$	[2.78,3.90]				
	Εκθετική	$\mu=219.10$	[157.37,281.60]	440.87	883.75	885.99	8.695e-06



Σχήμα 2.35 Σύγκριση μεταξύ της εμπειρικής συνάρτησης αθροιστικής κατανομής (συνεχείς μαύρες γραμμές) και των αθροιστικών συναρτήσεων των κατανομών Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονικής και Εκθετικής (συνεχείς γραμμές γαλάζιου, κόκκινου, κίτρινου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα) των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων για τις περιοχές του νοτιοδυτικού Αιγαίου (α), του Κορινθιακού κόλπου (β), της κεντρικής Ελλάδας (γ), του βόρειου Αιγαίου (δ) και της βόρειας Ελλάδας (ε).

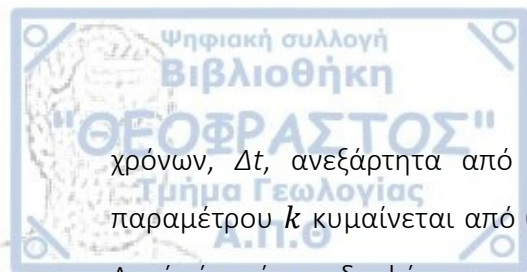
Τα αποτελέσματα του ελέγχου Anderson–Darling φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 2.2 και στο Σχήμα 2.36α. Από αυτά προκύπτει ότι η Εκθετική κατανομή μπορεί να απορριφθεί σε όλες τις περιπτώσεις καθώς οι αντίστοιχες p τιμές του ελέγχου είναι χαμηλότερες από το επίπεδο σημαντικότητας, που είναι ίσο με 0.05 ($p < 0.05$). Ομοίως, η Λογαριθμοκανονική κατανομή μπορεί να απορριφθεί για τους στατιστικά ανεξάρτητους χρόνους σε 8 από τις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου, με τις p τιμές της είναι υψηλότερες από το επίπεδο σημαντικότητας μόνο για της περιοχές των κεντρικών Ιόνιων νησιών και της κεντρικής Ελλάδας (υποπεριοχές 2 και 8, αντίστοιχα). Οι κατανομές Γάμμα και Weibull είναι αυτές που εμφανίζουν την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των στατιστικά ανεξάρτητων ενδιάμεσων χρόνων και για τις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου, αφού οι p τιμές τους είναι σημαντικά μεγαλύτερες από το επίπεδο σημαντικότητας (Πίνακας 2.2 και Σχήμα 2.36α). Επιπλέον, η κατανομή Γάμμα παρουσιάζει ελαφρώς καλύτερη απόδοση από την κατανομή Weibull, καθώς οι p τιμές της είναι υψηλότερες. Αυτά τα αποτελέσματα επιβεβαιώνονται και από τις τιμές και των κριτηρίων πληροφοριών AIC και BIC (Πίνακας 2.2 και Σχήματα 3.26β και 3.26γ, αντίστοιχα). Ειδικότερα, στις 10 περιπτώσεις οι ελάχιστες τιμές και των δύο κριτηρίων είναι αυτές που αντιστοιχούν στην κατανομή Γάμμα.



Σχήμα 2.36 Σύνοψη των αποτελεσμάτων της σύγκρισης των κατανομών Weibull, Γάμμα, Λογαριθμοκανονικής και Εκθετικής (συνεχείς γραμμές γαλάζιου, κόκκινου, κίτρινου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα) σύμφωνα με τον στατιστικό έλεγχο Anderson–Darling (α) και τις τιμές των κριτηρίων πληροφορίας AIC και BIC (β και γ, αντίστοιχα).

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα της σύγκρισης των κατανομών, τόσο η κατανομή Γάμμα όσο και η κατανομή Weibull εμφανίζουν την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα των στατιστικά ενδιάμεσων χρόνων σε όλες τις περιπτώσεις σύμφωνα με τον έλεγχο Anderson–Darling, με τις p τιμές της κατανομής Γάμμα να είναι οι υψηλότερες. Οι τιμές των κριτηρίων πληροφορίας AIC και BIC επιβεβαιώνουν περαιτέρω ότι η κατανομή Γάμμα προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα, καθώς οι αντίστοιχες τιμές τους είναι οι χαμηλότερες μεταξύ των τεσσάρων κατανομών. Συνδυάζοντας τα παραπάνω αποτελέσματα προκύπτει ότι η κατανομή Γάμμα είναι αυτή με τη καλύτερη απόδοση στα δεδομένα. Το αποτέλεσμα αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με την ανάλυση του Corral (2003, 2004), η οποία υποστηρίζει ότι οι ενδιάμεσοι χρόνοι της σεισμικότητας ακολουθούν έναν νόμο κλίμακας που μπορεί να μοντελοποιηθεί από τη κατανομή Γάμμα.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι τιμές της παραμέτρου σχήματος, k , της κατανομής Γάμμα που εκτιμήθηκαν είναι μικρότερες από το 1 σε όλα τα δείγματα δεδομένων των ενδιάμεσων



χρόνων, Δt , ανεξάρτητα από το κατώφλι μεγέθους τους. Συγκεκριμένα, οι τιμές της παραμέτρου k κυμαίνεται από 0.22 έως 0.54 για τις 10 υποπεριοχές του ελληνικού χώρου.

Αυτό είναι ένα ενδιαφέρον συμπέρασμα καθώς γιατί η παράμετρος k παίζει σημαντικό στον καθορισμό της χρονικής συμπεριφοράς της σεισμικότητας. Συγκεκριμένα, εάν η παράμετρος παίρνει τιμές $k < 1$ η σεισμικότητας μίας περιοχής παρουσιάζει φαινόμενα χρονικής συσταδοποίησης, ενώ αν παίρνει τιμές $k > 1$ η διαδικασία της σεισμογένεσης μπορεί να θεωρηθεί ημι-περιοδική. Έτσι, σύμφωνα με τα παραπάνω μπορεί να υποστηριχθεί ότι οι στατιστικά ανεξάρτητοι ενδιάμεσοι χρόνοι της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου εμφανίζουν φαινόμενα συσταδοποίησης. Αυτό το συμπέρασμα έχει σαν αποτέλεσμα οι χρόνοι ενδιάμεσων σεισμών πάνω από το κατώφλι μεγέθους που είναι στατιστικά ανεξάρτητοι να περιγράφονται καλύτερα από ένα μοντέλο ανανέωσης, αντί από το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο Poisson.



Κεφάλαιο 3. Κύρια ενεργά ρήγματα του ελληνικού χώρου που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς ($M_w \geq 6.0$)

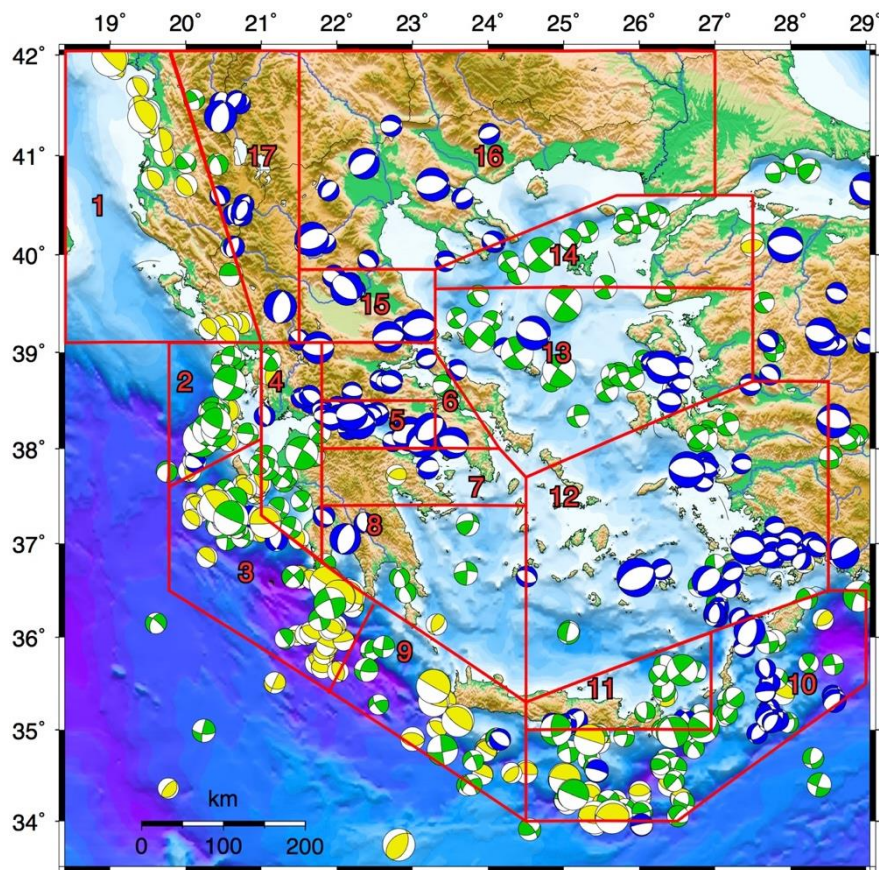
3.1 Εισαγωγή

Ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης (mean recurrence time), T_r , ισχυρών σεισμών με μεγέθη εντός ενός εύρους τιμών κοντά στο μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος (Maximum Observed Magnitude: M_{max_obs}), $M_{max_obs} \pm \Delta M$, σε συγκεκριμένο ρήγμα ή τμήμα ρήγματος απαιτεί την όσο το δυνατόν ακριβέστερη και λεπτομερή γνώση των γεωμετρικών (παράταξη, κλίση, πάχος σεισμογόνου στρώματος, μήκος και πλάτος) και των κινηματικών (είδος διάρρηξης, γωνία ολίσθησης, ρυθμός ολίσθησης) παραμέτρων των ενεργών ρηγμάτων καθώς τα χαρακτηριστικά αυτά σχετίζονται με την ενέργεια που μπορούν να απελευθερώσουν οι δομές αυτές υπό μορφή σεισμικής ροπής (Valentini et al., 2017). Έτσι, απαραίτητη διαδικασία αποτελούν η συλλογή και σύνδεση των επιλεγμένων ενεργών δομών με ισχυρούς σεισμούς, αφού πρώτα ελεγχθεί και προσδιοριστεί το χρονικό διάστημα κατά το οποίο το κάθε σύνολο ισχυρών σεισμών μπορεί να θεωρηθεί πλήρες. Οι σεισμοί αυτοί μπορούν να ανήκουν τόσο στην περίοδο της ενόργανης όσο και της ιστορικής σεισμικότητας, έτσι ώστε το πλήθος τους να είναι όσο το δυνατόν μεγαλύτερο.

Η σύνδεση των ισχυρών σεισμών με συγκεκριμένα ρήγματα είναι μία αμφίδρομη διαδικασία που συμβάλλει τόσο στον καλύτερο προσδιορισμό των ρηγμάτων στις περιπτώσεις ισχυρών σεισμών της ενόργανης περιόδου, λόγω της μεγαλύτερης ακρίβειας των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων (μηχανισμός γένεσης, χωρική κατανομή των μετασεισμών), όσο και στη σύνδεση γνωστών ιστορικών σεισμών με καλά καθορισμένα ρήγματα. Συμβάλλει επιπλέον στον καθορισμό του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (Maximum Expected Magnitude: M_{max}) σε συνάρτηση με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος. Ο τελικός στόχος της σύνδεσης είναι ο προσδιορισμός του δείγματος των χρονικών διαστημάτων επανάληψης των ισχυρών σεισμών με μεγέθη που είναι χαρακτηριστικά του και με τιμές στο διάστημα $M_{max_obs} \pm \Delta M$, όπου ΔM είναι το εύρος μεγεθών γύρω από το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος, για το εκάστοτε ρήγμα της περιοχής μελέτης.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι θέσεις όπου αναπτύσσονται τα κύρια ενεργά ρήγματα του ελληνικού χώρου και των γειτονικών περιοχών (ακτές του Μαυροβουνίου και της Κροατίας, Αλβανία, χώρες της νότιας Βαλκανικής και δυτική Τουρκία) με πληροφορίες για τις γεωγραφικές συντεταγμένες του άνω αριστερού άκρου του άνω τεμάχους τους και των

αποτυπώνονται στους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης επιφανειακών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 5.5$ (Σχήμα 3.1) και ο ρυθμός παραμόρφωσης του φλοιού της Γης. Με τα κριτήρια αυτά ο ευρύτερος ελληνικός χώρος διακρίθηκε σε 17 Ζώνες Ρηγμάτων όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1.



Σχήμα 3.1 Διάκριση του ευρύτερου ελληνικού χώρου σε 17 ζώνες ρηγμάτων (πολύγωνα κόκκινου χρώματος). Διακρίνονται οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 5.5$ ως ισεμβαδικές προβολές του κάτω ημισφαιρίου τους με τα τεταρτημόρια συμπίεσης να επισημαίνονται με διαφορετικά χρώματα ανάλογα με τον τύπο του μηχανισμού (οι μηχανισμοί που σχετίζονται με ανάστροφες, κανονικές και οριζόντιας μετατόπισης διαρρήξεις επισημαίνονται με κίτρινο, μπλε, και πράσινο χρώμα, αντίστοιχα).

Ειδικότερα, τη πρώτη ζώνη ρηγμάτων αποτελούν οι περιοχές της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής. Η Ζώνη αυτή αντιστοιχεί στο χώρο της ηπειρωτικής σύγκρουσης μεταξύ της Απούλιας μικροπλάκας και της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης (Σχήμα 3.1) εκφράζουν σαφώς το συμπιεστικό πεδίο των τάσεων στη Ζώνη αυτή, η οποία παραμορφώνεται με ρυθμό 5 - 10 mm/yr (Hollenstein et al., 2008· Jouanne et al., 2012· D'Agostino et al., 2020, μεταξύ άλλων). Η Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Ζώνη 2 στο χάρτη του Σχήματος 3.1), είναι η επόμενη και έχει σαφώς καθοριστεί από τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης της (Skordilis et al., 1985· Louvari et al. 1999· Karakostas et al., 2004, μεταξύ άλλων). Η Ζώνη Διάρρηξης του

Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς παρουσιάζει τόσο τους υψηλότερους ρυθμούς σεισμικότητας, όσο και τον υψηλότερο ρυθμό παραμόρφωσης του ελληνικού χώρου, που είναι ίσος με 25 mm/yr (Briole et al., 2021, μεταξύ άλλων). Αποτελεί τη μόνη Ζώνης Διάρρηξης του ελληνικού χώρου για την οποία ο συντελεστής σεισμικής σύζευξης (seismic coupling coefficient) προσεγγίζει τη μονάδα (Jenny et al., 2004· Briole et al., 2021).

Νοτίως της Ζώνης Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, καθορίστηκε η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων του Νότιου Ιονίου Πελάγους και των Νοτιοδυτικών Ακτών της Πελοποννήσου (Ζώνη 3) που αποτελεί μέρος του Δυτικού Μετώπου της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης και χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη ανάστροφών ρηγμάτων με σημαντική συνιστώσα διεύθυνσης (Σχήμα 3.1), και ρυθμό παραμόρφωσης που είναι της τάξης των 30 mm/yr (Floyd et al., 2010), με μόνο ένα μικρό ποσοστό του (ίσο με 10%) όμως να θεωρείται σεισμικό (Vernant et al., 2014). Η 4^η ζώνη είναι αυτή των Ρηγμάτων Οριζόντιας Μετατόπισης της Δυτικής Ελλάδας και Δυτικής Πελοποννήσου. Αποτελεί μια περιοχή που εκτείνεται από τη περιοχή της Αιτωλοακαρνανίας στα βόρεια έως το νότιο μέρος της Δυτικής Πελοποννήσου (Σχήμα 3.1) με ρυθμό παραμόρφωσης ~ 9 mm/yr (Briole et al., 2021).

Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου αποτελεί τη 5^η ζώνη ρηγμάτων. Πρόκειται για μία πολύ καλά μελετημένη περιοχή όπου αναπτύσσονται κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Ανατολής – Δύσης, σε συμφωνία με τη διεύθυνση Βορρά – Νότου του εφελκυστικού πεδίου των τάσεων που αναπτύσσεται στην οπισθοτόξια περιοχή του ελληνικού χώρου, με ρυθμός επέκτασης της τάξης των 10 mm/yr (McClusky et al., 2000· Briole et al., 2000· Goldsworthy et al., 2002, μεταξύ άλλων), ο οποίος παρουσιάζει σταδιακή ελάττωση από το δυτικό προς το ανατολικό του τμήμα. Περαιτέρω ελάττωση του ρυθμού επέκτασης, ίσος με 2.5 mm/yr (Chousianitis et al., 2013· Briole et al., 2021), παρατηρείται τόσο εντός της ζώνης των Κανονικών Ρηγμάτων της Κεντρικής Ελλάδας (Ζώνη Ρηγμάτων 6), στα ανατολικά, όσο και στη ζώνη των Κανονικών Ρηγμάτων της Ανατολικής Πελοποννήσου (Ζώνη Ρηγμάτων 7). Οι ζώνες αυτές αποτελούν επίσης τμήματα του εφελκυστικού πεδίου των τάσεων της οπισθοτόξιας περιοχή που ως συνέπεια έχει την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων.

Η περιοχή της Νότιας Πελοποννήσου αποτελεί την 8^η ζώνη ρηγμάτων (Σχήμα 3.1), στην οποία ανήκουν τα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Βορρά – Νότου, που αντιστοιχούν στο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων Ανατολής – Δύσης κατά μήκος των Ελληνίδων Οροσειρών

(Papazachos et al., 1984, 1998), με ρυθμό επέκτασης από 4 mm/yr στα δυτικά (Μεσσηνιακός Κόλπος) έως 2 mm/yr στα ανατολικά της (Λακωνικός Κόλπος) (Briole et al., 2021).

Τα κύρια ρήγματα που αναπτύσσονται κατά μήκος του νοτιοδυτικού μετώπου της κατάδυσης ορίζουν τη 9^η ζώνη ρηγμάτων. Πρόκειται για ανάστροφα ρήγματα που αναπτύσσονται παράλληλα με το μέτωπο της κατάδυσης με Βορειοδυτική – Νοτιοανατολική διεύθυνση. Όπως προκύπτει από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης στη ζώνη αυτή αναπτύσσονται και πλαιοανάστροφα ρήγματα (Σχήμα 3.1). Η παραμόρφωση κατά μήκος της ζώνης των Ανάστροφων Ρηγμάτων του Νοτιοδυτικού Μετώπου της Κατάδυσης πραγματοποιείται με ρυθμό περίπου 32 mm/yr, που όμως το μεγαλύτερο ποσοστό του (~ 90%) πραγματοποιείται σεισμικά (Vernat et al., 2014, μεταξύ άλλων).

Το κεντρικό και ανατολικό μέτωπο της κατάδυσης μαζί με το Αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου αποτελούν τη 10^η ζώνη ρηγμάτων. Η επιλογή αυτή έγινε σύμφωνα με τη χωρική κατανομή των μηχανισμών γένεσης κατά μήκος του κεντρικού και ανατολικού μετώπου της κατάδυσης. Ειδικότερα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1 η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται όχι μόνο από μηχανισμούς που αντιστοιχούν σε ανάστροφες διαρρήξεις αλλά και κατά ένα μεγάλο ποσοστό σε αριστερόστροφες διαρρήξεις διεύθυνσης. Ακόμη, στην ενδοχώρα του νησιού της Κρήτης εντοπίζονται και μηχανισμοί γένεσης κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Βορρά - Νότου που αποτελούν συνέχεια του εφελκυστικού πεδίου των τάσεων κατά μήκος των Ελληνίδων Οροσειρών. Αυτές οι ενεργές δομές που αντιστοιχούν στις κανονικές διαρρήξεις αποτελούν τη ζώνη ρηγμάτων 11.

Οι περιοχές του Νότιου και Νοτιοανατολικού Αιγαίου αποτελούν τη ζώνη ρηγμάτων 12. Η ζώνη αυτή αποτελείται από κύρια ενεργά ρήγματα με γενική διεύθυνση Ανατολής – Δύσης και αποτελούν μέρος του κύριου εφελκυστικού πεδίου των τάσεων Βορρά – Νότου που αντιστοιχεί στην οπισθοτόξια περιοχή του χώρου του Αιγαίου. Ο ρυθμός επέκτασης της ζώνης ακολουθεί το γενικότερο ρυθμό επέκτασης της τάξεως των 2.0-2.5 mm/yr που έχει διαπιστωθεί και για την ευρύτερη περιοχή της νοτίου Ελλάδας (όπως για παράδειγμα η νότια Πελοπόννησος· Briole et al., 2021).

Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου έχει καθοριστεί ως η ζώνη 13. Σε αυτήν αναπτύσσονται κυρίως τα δεξιόστροφα και δευτερευόντων τα συζυγή τους αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Ακόμη, στο ανατολικό όριο της περιοχής (νήσοι της Λέσβου και της Χίου) αναπτύσσονται και κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Ανατολής–Δύσης που ανήκουν στο

κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων του ελληνικού χώρου. Τα δεξιόστροφα ρήγματα κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου αποτελούν τη διακριτή ζώνη ρηγμάτων 14. Ο ρυθμός ολίσθησης κατά μήκος αυτής της ζώνης διαφέρει σημαντικά σε σχέση με αυτόν της ζώνης ρηγμάτων του Βορείου Αιγαίου και για αυτό το λόγο επιλέχθηκε να διακριθούν παρά τα κοινά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά τους. Ειδικότερα, οι Muller et al. (2013), έχουν υπολογίσει ρυθμό ολίσθησης που κυμαίνεται μεταξύ των 5 mm/yr και 10 mm/yr για το δυτικό και ανατολικό τμήμα της ζώνης των ρηγμάτων του Βορείου Αιγαίου (Ζώνη 13), αντίστοιχα, ενώ ο ρυθμός ολίσθησης κατά μήκος της Ζώνης των Δεξιόστροφων Ρηγμάτων της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου παίρνει τιμές από 15 mm/yr έως 25 mm/yr για το δυτικό και το ανατολικό του τμήμα, αντίστοιχα.

Οι περιοχές της Θεσσαλίας και της κεντρικής Μακεδονίας και Θράκης αποτελούν τις ζώνες ρηγμάτων 15 και 16, αντίστοιχα. Πρόκειται για ζώνες ρηγμάτων που σχετίζονται με το κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων του ελληνικού χώρου με διεύθυνση Ανατολή–Δύση. Ο ρυθμός παραμόρφωσης εντός των δύο αυτών ζωνών είναι χαμηλός με τιμές μεταξύ 1.5 mm/yr και 3.0 mm/yr (Muller et al., 2013). Τα κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Βορρά – Νότου που αναπτύσσονται στην Δυτική Μακεδονία, την Αλβανία και τη Βόρεια Μακεδονία, που ανήκουν στο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων με διεύθυνση Ανατολή–Δύση κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών, αποτελούν τη ζώνη ρηγμάτων 17.

3.3 Τα κύρια ενεργά ρήγματα του ευρύτερου ελληνικού χώρου που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς ($M_w \geq 6.0$)

Ξεκινώντας από τη ζώνη ρηγμάτων της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής, αυτή περιλαμβάνει 17 ανάστροφα ρήγματα (Σχήμα 3.1α και Πίνακας 3.1). Στο βορειότερο μέρος της ζώνης (Σχήμα 3.1α) φαίνεται η ανάπτυξη των ρηγμάτων Mljet (S1.01) παράλληλα με τις ακτές της Κροατίας και του βόρειου και νότιου τμημάτων ρήματος Shkoder (S1.02 και S1.03, αντίστοιχα) παράλληλα με τις ακτές του Μαυροβουνίου. Τα ρήγματα αυτά έχουν Βορειοδυτική διευθύνσεις, μικρές γωνίες κλίσης και γωνίες ολίσθησης μεταξύ των τιμών $\lambda=85^\circ$ και $\lambda=90^\circ$ (Karakaisis et al., 1985· Baker et al., 1997· Papazachos et al., 2001· Benetatos & Kiratzi, 2006· DISS Working Group, 2015). Το μήκος του ρήματος Mljet εκτιμήθηκε με την εφαρμογή εμπειρικών σχέσεων των Wells and Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ανάστροφα ρήγματα, λαμβάνοντας υπόψιν το μέγεθος του σεισμού του 1667, ο οποίος συνδέεται με αυτό και έχει μέγεθος ίσο με $M_w=7.2$ (Πίνακας 3.2). Ο μακράς διάρκειας

γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησής του έχει καθοριστεί ίσος με 3.4 ± 1.0 mm/yr (Jouanne et al., 2021· Kastelic & Carafa, 2012· D'Agostino et al., 2020). Τα δύο τμήματα ρηγμάτων της ενεργής δομής Shkoder, βόρειο (S1.02) και νότιο S(1.03), τα οποία αναπτύσσονται στο θαλάσσιο χώρο κατά μήκος των ακτών του Μαυροβουνίου, σχετίζονται με την ακολουθία ισχυρών σεισμών που έγιναν κατά τη διάρκεια του 1979 (Πίνακας 3.2) με $M_w=7.2$ (15 Απριλίου) και $M_w=6.2$ (24 Μαΐου). Οι διαστάσεις τους καθορίστηκαν από τη χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών της ακολουθίας (Karakaisis et al., 1985) και δίνονται στον Πίνακα 3.1. Ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησής τους θεωρείται ίσος με 3.0 ± 1.0 mm/yr (D'Agostino et al., 2020).

Το κεντρικό μέρος της ζώνης καταλαμβάνει η Αλβανία και σε αυτό αναπτύσσονται επτά ανάστροφα ρήγματα (S1.04–S1.10· Σχήμα 3.2α και Πίνακας 3.1). Τα ρήγματα αυτά μπορούν να διακριθούν σε δύο ομάδες. Η πρώτη αφορά τα ρήγματα κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και των Εξωτερικών Αλβανίδων Οροσειρών (S1.04, S1.07, S1.08 και S1.09), ενώ η δεύτερη αφορά αυτά των Εσωτερικών Αλβανίδων Οροσειρών (S1.05, S1.06 και S1.10). Η γενική διεύθυνση των ρηγμάτων αυτών είναι επίσης Βορειοδυτική ($\phi=309^\circ$ - 350°) και κλίνουν προς τα Βορειοανατολικά με μικρές γωνίες κλίσης (Papazachos et al., 2001· DISS Working Group, 2015· Πίνακας 3.1). Οι γεωμετρικές και κινηματικές τους παράμετροι καθορίστηκαν από τις βάσεις δεδομένων των Papazachos et al. (2001), DISS Working Group (2015) και την εργασία των Ganas et al. (2020) για το ρήγμα του Δυρραχίου (το οποίο συνδέεται με τον σεισμό του 2019 με μέγεθος $M_w=6.4$ · Σχήμα 3.2α και Πίνακας 3.2). Η παράμετρος του πλάτους που καθορίστηκε σε συνάρτηση με το σεισμογόνο στρώμα (12 km· DISS Working Group, 2015) και την κλίση τους, και δίνονται αναλυτικά στον Πίνακα 3.1. Ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης για τα ρήγματα των Εξωτερικών και Εσωτερικών Αλβανίδων καθορίστηκε ίσος με 2.3 ± 0.6 και 1.7 ± 0.5 mm/yr, αντίστοιχα (Jouanne et al., 2012).

Το τρίτο και νοτιότερο μέρος της ζώνης αφορά τα ρήγματα που αναπτύσσονται κατά μήκος των δυτικών ακτών της Ελλάδας (S1.11, S1.12, S1.13 και S1.14) και ανατολικότερα στην περιοχή της Ηπείρου (S1.15, S1.16 και S1.17), όπως φαίνονται στο χάρτη του Σχήματος 3.1α. Η ομάδα ρηγμάτων κατά μήκος των δυτικών ελληνικών ακτών αποτελείται από τα ανάστροφα ρήγματα της Κέρκυρας (S1.11), των Παξών (S1.12), της Πρέβεζας (S1.13) και της Ηγουμενίτσας (S1.15). Το σύνολο των τεσσάρων αυτών ρηγμάτων έχει κλίση ίση με 45° (Papazachos et al., 2001). Το μήκος τους εκτιμήθηκαν με την εφαρμογή των εμπειρικών σχέσεων των Wells and

Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ανάστροφα ρήγματα, ενώ το πλάτος τους σύμφωνα με τη κλίση και το πάχος του σεισμογόνου στρώματος που θεωρήθηκε ίσο με 12 km, όπως προηγουμένως. Τέλος, τα ρήγματα που αναπτύσσονται στην περιοχή της Ηπείρου (ρήγμα των Ιωννίνων, βόρειο και νότιο ρήγμα της Παραμυθιάς με κωδικές ονομασίες S1.15, S1.16 και S1.17, αντίστοιχα) Βορειοδυτική διεύθυνση και μικρές γωνίες κλίσης (King et al., 1993· Papazachos et al., 2001· Πίνακας 3.1 και Σχήμα 3.2α). Ο ρυθμός ολίσθησης για το σύνολο των ρηγμάτων δυτικών ακτών της Ελλάδας και της περιοχής της Ηπείρου είναι ίσος με 3.7 mm/yr (Briole et al., 2021. Δεδομένου ότι το συμπιεστικό πεδίο της περιοχής συγκεντρώνεται στις δύο σχεδόν παράλληλες ομάδες ρηγμάτων (δυτικές ακτές της Ελλάδας και περιοχή της Ηπείρου) επιλέχθηκε ο ισόποσος διαμοιρασμός του ρυθμού ολίσθησης σε κάθε μία από αυτές, που είναι ίσος με 1.85 ± 0.5 mm/yr.

Η κατάρτιση του καταλόγου ισχυρών σεισμών για την ζώνη έγινε με βάση τους καταλόγους των Papazachos et al. (2010) και Stucchi et al. (2013), του παραμετρικού καταλόγου σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και δημοσιευμένων εργασιών. Από αυτούς προκύπτει ένα σύνολο 49 σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.2$. Αυτό το κατώφλι μεγέθους επιλέχθηκε δεδομένου ότι ο μεγαλύτερος αριθμός των σεισμών εντός της ζώνης ανήκουν στην ιστορική περίοδο της σεισμικότητας και λαμβάνοντας υπόψιν το μέσο σφάλμα μεγέθους ιστορικών σεισμών που είναι ± 0.3 (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) με σκοπό να αποφευχθεί η συμπερίληψη στον κατάλογο σεισμών που το μέγεθος τους είναι υπερεκτιμημένο και μικρότερο του 6.0. Η χρονική περίοδος που καλύπτει ο κατάλογος αυτός βρίσκεται μεταξύ των ετών 58 π.Χ. και 2019. Για τη διερεύνηση της χρονικής περιόδου κατά την οποία ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών είναι πλήρης εφαρμόσθηκε η μέθοδος που έχει προτείνει ο Frankel (1995), σύμφωνα με την οποία ένας κατάλογος είναι πλήρης σε συνάρτηση με το χρόνο όταν ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών του παρουσιάζει γραμμική σχέση σε συνάρτηση με το χρόνο. Στο Σχήμα 3.3α φαίνεται ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.2$ σε συνάρτηση με το χρόνο γένεσής τους (συνεχής μπλε γραμμή), από το οποίο προκύπτει εποπτικά ότι υπάρχει γραμμική σχέση μεταξύ τους μετά το έτος 1667. Έτσι, ο τελικός κατάλογος που χρησιμοποιήθηκε αποτελείται από τους σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.2$ από το 1667 (Πίνακας 3.2) στον οποίο υπάρχουν 36 σεισμοί. Η σύνδεση των ισχυρών σεισμών με τα 17 ρήγματα της ζώνης έγινε σύμφωνα με την επικεντρική κατανομή των σεισμών και τις θέσεις των ρηγμάτων στο χώρο ενώ παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν οι

περιγραφές των συνεπειών των σεισμών όπως αυτές παρατίθενται από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003), τον Ambraseys (2009) και την εργασία των Albin & Rovida (2016). Η συσχέτιση μεταξύ των σεισμών και των 17 ρηγμάτων της ζώνης φαίνεται στον Πίνακα 3.2 από τον οποίο προκύπτει ότι 6 από τα 17 ρήγματα (Ντουμπρόβνικ, Βόρειο τμήμα Μαυροβουνίου, Φιέρι, Κέρκυρα, Πρέβεζα και Βόρειο τμήμα Παραμυθιάς) συνδέονται μόνο με έναν γνωστό σεισμό από το 1667 ενώ τα υπόλοιπα 11 ρήγματα με περισσότερους από έναν σεισμό.

Η Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (ZPMK) αποτελεί τη δεύτερη ζώνη ρηγμάτων που καθορίστηκε και εκτείνεται στη περιοχή των Κεντρικών Ιόνιων Νησιών (Λευκάδα και Κεφαλονιά), περιοχή με τον υψηλότερο ρυθμό σεισμικότητας στην Ελλάδα και με συχνή γένεση ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ τόσο κατά τη διάρκεια της ενόργανης όσο και της ιστορικής περιόδου της σεισμικότητας (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Αποτελεί μία ζώνη δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα (Scordilis et al., 1985· Kiratzi and Langston, 1991· Louvari et al. 1999), η οποία μπορεί να διακριθεί σε δύο διακριτούς κλάδους, της Κεφαλονιάς και της Λευκάδας. Οι ισχυροί σεισμοί που έγιναν στην περιοχή αυτή από το 2003 (2003 με μέγεθος $M_w=6.2$ στο Βόρειο Τμήμα της Λευκάδας· Karakostas et al., 2004, 2014 με μεγέθη $M_w=6.1$ και 6.0 στη Χερσόνησο της Παλικής στη Κεφαλονιά· Karakostas et al., 2015 και 2015 με μέγεθος $M_w=6.5$ στο Νότιο Τμήμα της Λευκάδας· Papadimitriou et al., 2017) μαζί με αυτόν του 1983 ($M_w=7.0$ στο θαλάσσιο χώρο νοτιοανατολικά της Κεφαλονιάς) επιτρέπουν τον λεπτομερή καθορισμό των διακριτών τμημάτων ρηγμάτων της ζώνης διάρρηξης (Σχήμα 3.2β).

Συγκεκριμένα, αυτή αποτελείται από 5 τμήματα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία από τα βόρεια (Λευκάδα) προς νότια (Κεφαλονιά) είναι το ρήγμα της βόρειας Λευκάδας (S2.01), το ρήγμα της νότιας Λευκάδας (S2.02) καθώς και τα βόρειο (S2.03) και νότιο (S2.04) ρήγμα της Παλικής της Κεφαλονιάς, ενώ το πέμπτο από αυτά είναι υπεράκτιο ρήγμα της Κεφαλονιάς (S2.05). Οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι (Πίνακας 3.1) αυτών των ρηγμάτων καθορίστηκαν από τη χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών των ακολουθιών του 1983, 2003, 2014 και 2015, καθώς και από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών αυτών σεισμών όπως δίνονται στη βάση δεδομένων GCMT (www.globalcmt.org).

Τα βόρειο και νότιο ρήγματα της Λευκάδας αναπτύσσονται κατά μήκος των βορειοδυτικών και νοτιοανατολικών ακτών του νησιού, αντίστοιχα, έχουν Βόρεια-Βορειοανατολική διεύθυνσης και κλίνουν με μεγάλες γωνίες προς τα Ανατολικά-Νοτιοανατολικά. Οι διαστάσεις

τους έχουν καθοριστεί σύμφωνα με τη χωρική κατανομών των εστιών των μετασεισμών των ακολουθιών των ισχυρών σεισμών του 2003 και του 2015, αντίστοιχα (Πίνακας 3.1· Karakostas et al., 2004· Papadimitriou et al., 2017). Τα δύο ρήγματα (βόρειο και νότιο) που αναπτύσσονται κατά μήκος της χερσονήσου της Παλικής παρουσιάζουν κοινά γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά και σχετίζονται με τους σεισμούς του 2014 (26 Ιανουαρίου το νότιο και 3 Φεβρουαρίου το βόρειο). Έχουν Βόρεια-Βορειοανατολική διεύθυνση και κλίνουν με 57° προς τα νοτιοανατολικά (Karakostas et al., 2015). Το πέμπτο και μεγαλύτερο ρήγμα της ζώνης διάρρηξης είναι το υπεράκτιο ρήγμα της Κεφαλονιάς που συνδέεται με το σεισμό του 1983 και έχει διαστάσεις $L=33$ km και $w=20$ km, διεύθυνση $\phi=40^\circ$, κλίση ίση με $\delta=45^\circ$ και γωνία ολίσθησης ίση με $\lambda=168^\circ$ (Scordilis et al., 1985).

Ο ρυθμός ολίσθησης κατά μήκος των τμημάτων ρηγμάτων της ζώνης διάρρηξης παρουσιάζει βαθμιαία αύξηση από Βορρά προς Νότο, παίρνοντας τιμές από 10 mm/yr για τη Λευκάδα έως και 25 mm/yr για το νοτιοδυτικό όριο της ζώνης (Kahle et al., 1996· Cocard et al., 1999). Οι Briole et al. (2015) πρότειναν ρυθμό ολίσθησης ίσο με 19.5 mm/yr κατά μήκος των ρηγμάτων της χερσονήσου της Παλικής (S2.03 και S2.04). Οι Briole et al. (2021) επιβεβαίωσαν αυτή τη βαθμιαία μεταβολή του ρυθμού ολίσθησης προτείνοντας τιμές ρυθμού ολίσθησης ίσες με 9.4 mm/yr στο βόρειο τμήμα της ζώνης (Λευκάδα) και 14.3 mm/yr για τη χερσόνησο της Παλικής. Λαμβάνοντας υπόψιν τα παραπάνω, ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης για τα ρήγματα της Λευκάδας (S2.01 και S2.02) καθορίστηκε ίσος με 10.0 ± 0.5 mm/yr, για τα τμήματα ρήματος της Παλικής (S2.03 και S2.04) ίσο με 19.5 ± 0.5 mm/yr και για το υπεράκτιο τμήμα ρήματος της Κεφαλονιάς (S2.05) ίσος με 25.0 ± 0.5 mm/yr (Πίνακας 3.1).

Το νοτιοανατολικό τμήμα της Κεφαλονιάς χαρακτηρίζεται επίσης από την ύπαρξη αναστροφών ρηγμάτων (Σχήμα 3.2β), τα οποία συνδέονται με τους ισχυρούς σεισμούς του 1953 (9 και 12 Αυγούστου με μεγέθη $M_w=6.4$ και $M_w=7.2$, αντίστοιχα). Συγκεκριμένα, διακρίνονται το ρήγμα του Αργοστολίου (S2.06) και το ρήγμα κατά μήκος των νοτιοδυτικών πλαγιών του όρους Αίνου (S2.07). Πρόκειται για δύο χαρτογραφιμένα ρήγματα που έχουν Βορειοδυτική διεύθυνση και μικρές γωνίες κλίσεις, των οποίων οι γεωμετρικές και κινηματικές τους παράμετροι δίνονται αναλυτικά στον Πίνακα 3.1 (Jenkins, 1972· McKenzie, 1972· Underhill, 1989). Το ρήγμα του Αργοστολίου συνδέθηκε με το σεισμό της 9^{ης} Αυγούστου του 1953 με βάση τις περιγραφές των συνεπειών του, οι οποίες παρατηρήθηκαν στην πόλη του Αργοστολίου και στην ευρύτερη περιοχή του νότιου–νοτιοανατολικού μέρους της Κεφαλονιάς

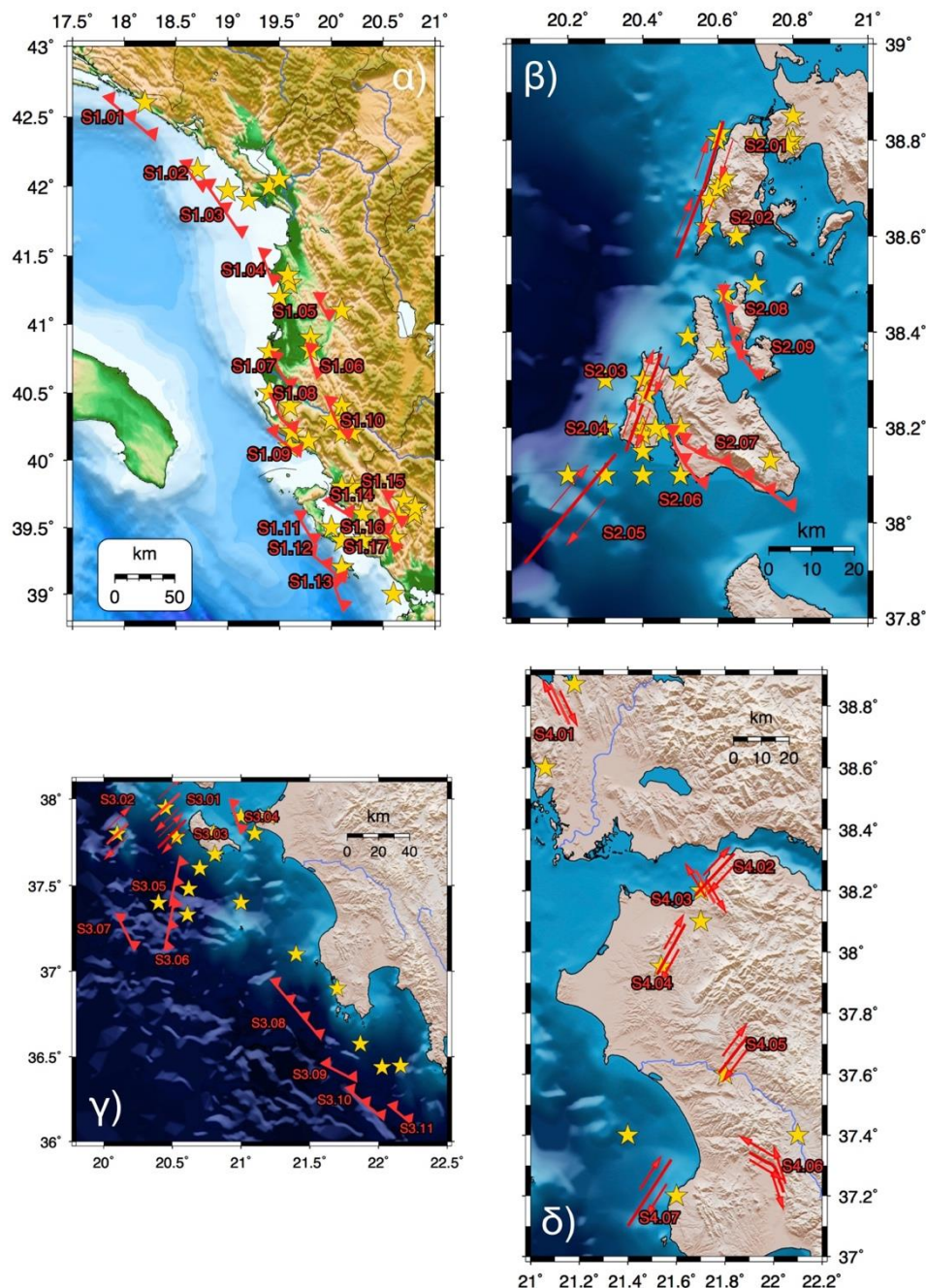
(Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Mavroulis and Lekkas, 2021). Η σύνδεση του ρήγματος του Αίνου με το σεισμό της 12^{ης} Αυγούστου έγινε σύμφωνα με μέγεθος και τον διαθέσιμο μηχανισμό γένεσης του σεισμού αυτού (McKenzie, 1972) καθώς επίσης και με τις διαθέσιμες περιγραφές των συνεπειών του στο φυσικό και δομημένο περιβάλλον (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Mavroulis and Lekkas, 2021), όπως και προηγουμένως. Η παραπάνω σύνδεση βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την ερμηνεία των Stiros et al. (1994) σχετικά με την ανύψωση του ανατολικού μέρους του νησιού της Κεφαλονιάς ως συνέπεια της σειράς των ισχυρών σεισμών του 1953. Τα δύο τελευταία ρήγματα που αναπτύσσονται στην περιοχή είναι αυτά κατά μήκος των δυτικών ακτών του νησιού της Ιθάκης (βόρειο και νότιο ρήγματα της Ιθάκης με κωδικές ονομασίες S2.08 και S2.09, αντίστοιχα) αποτελούν τμήματα της Ιονίου Ζώνης Συμπίεσης (Ionian Thrust Belt· Underhill, 1989) και καθορίστηκαν με βάση τη γεωμετρία της Ιονίου Ζώνης Συμπίεσης και της μορφολογίας των δυτικών ακτών της Ιθάκης (Πίνακας 3.1). Τα δύο αυτά ρήγματα συνδέονται με τη σειρά ισχυρών σεισμών που έγιναν κατά τη διάρκεια του έτους 1915 (27 Ιανουαρίου με μέγεθος $M_w=6.6$ και 7 Αυγούστου με μέγεθος $M_w=6.7$ και που έπληξαν το νότιο και βόρειο τμήμα του νησιού, αντίστοιχα· Πίνακας 3.2). Ο ρυθμός ολίσθησης για τα ανάστροφα ρήγματα που αναπτύσσονται στο νησί της Κεφαλονιάς και τις δυτικές ακτές της Ιθάκης καθορίστηκε ίσες με 4.9 ± 1.1 mm/yr και 3.8 ± 0.5 mm/yr για τα ανάστροφα ρήγματα της Κεφαλονιάς (Αργοστόλι και Αίνος) και τα ανάστροφα ρήγματα της Ιθάκης, αντίστοιχα (D'Agostino et al., 2020).

Η αναζήτηση των ισχυρών σεισμών για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων νησιών έγινε μέσω των καταλόγων των Papazachos et al. (2010) και Stucchi et al. (2013) και του παραμετρικού καταλόγου σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. για τους σεισμούς μετά 2010. Ακόμη, χρησιμοποιήθηκαν οι εργασίες των Makropoulos and Kouskouna (1994), Ambraseys (2001) και Kouskouna et al. (2020). Το κατώφλι μεγέθους ισχυρών ιστορικών σεισμών και σεισμών της πρώιμης ενόργανης περιόδου (μέχρι το 1960) επιλέχθηκε να είναι και πάλι $M_w\geq 6.2$ λαμβάνοντας υπόψιν το σφάλμα μεγέθους τους (± 0.3). Μετά το 1960 συλλέχθηκαν όλοι οι διαθέσιμοι ισχυροί σεισμοί με $M_w\geq 6.0$, δεδομένου ότι η ακρίβεια υπολογισμού των εστιακών τους παραμέτρων (επικεντρικές συντεταγμένες και μέγεθος) είναι υψηλότερη. Έτσι, ο κατάλογος σεισμικότητας που προέκυψε περιλαμβάνει συνολικά 41 ισχυρούς σεισμούς (34 για την περίοδο 1469 – 1960 με $M_w\geq 6.2$ και 7 για την περίοδο μετά το 1960 με $M_w\geq 6.2$). Ο αθροιστικός αριθμός των 33

σεισμών με $M_w \geq 6.2$ για την περίοδο 1469 – 1960 σε σχέση με το χρόνο γένεσης τους φαίνεται στο διάγραμμα του Σχήματος 3.3β. Από αυτό προκύπτει εποπτικά ότι ο κατάλογος ιστορικών σεισμών μπορεί να θεωρηθεί πλήρης από το έτος 1612 και έπειτα και αποτελείται από 31 σεισμούς, στους οποίους προστέθηκαν και 7 σεισμοί της ενόργανης περιόδου (Σχήμα 3.2β και Πίνακας 3.2). Η σύνδεση των ιστορικών σεισμών καθώς και αυτών της πρώιμης περιόδου της σεισμικότητας με τα 9 ρήγματα της ζώνης έγινε σύμφωνα με την επικεντρική κατανομή των σεισμών και τη χρήση των περιγραφών των συνεπειών τους όπως αυτές παρατίθενται από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003), τον Ambraseys (2009) και τους Albini et al. (1994) και Karakostas et al. (2019) και φαίνεται στον Πίνακα 3.2. Ειδικότερα, οι Karakostas et al. (2019) έχει προσδιορίσει επακριβώς την σύνδεση των ισχυρών ιστορικών σεισμών που έγιναν στο νησί της Λευκάδας με τα δύο ρήγματα που αναπτύσσονται στις δυτικές ακτές και υιοθετήθηκαν και στην παρούσα διατριβή. Όπως προκύπτει από τη σύνδεση αυτή τα 7 από τα 9 ρήγματα (Βόρειο και Νότιο Τμήμα της Λευκάδας, Βόρειο και Νότιο Τμήμα της Παλικής, Υπεράκτιο Ρήγμα της Κεφαλονιάς, Αργοστόλι και Αίνο) συνδέονται με περισσότερους από έναν γνωστό σεισμό, ενώ τα ρήγματα της Ιθάκης μόνο από τους σεισμούς που έγιναν το 1915. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι περιπτώσεις των τμημάτων ρηγμάτων της Παλικής (S2.03 και S2.04), με τα οποία έχουν συνδεθεί, με βάση τις διαθέσιμες περιγραφές των επιπτώσεων τους (Παπαζάχο και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009) και σεισμοί με μεγέθη $M_w \geq 7.0$ (1658, 1767). Οι διαστάσεις τους είναι σημαντικά μικρότερες (αμφότερα έχουν μήκος 12 και πλάτος 10 km) ώστε η διάρρηξη του συνόλου της επιφάνειας του καθενός να προκαλέσει ένα σεισμό τέτοιου μεγέθους. Έτσι, στη τελική σύνδεση των σεισμών αυτών επιλέχθηκαν οι αναθεωρημένες εκτιμήσεις μεγέθους τους που φαίνονται στον Πίνακα 3.2.

Η περιοχή του νότιου Ιονίου Πελάγους (ζώνη ρηγμάτων 3) περιλαμβάνει τα ρήγματα που αναπτύσσονται βόρεια και ανατολικά της Ζακύνθου και κατά μήκος των δυτικών και νοτιοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου (Σχήμα 3.2γ). Το βόρειο μέρος της περιοχής αντιστοιχεί στο όριο μετάβασης μεταξύ της Ζώνης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς και της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης, ενώ το κεντρικό και νότιο μέρος αποτελούν τμήματα του μετώπου του Δυτικού Ελληνικού Τόξου. Οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.4$ κατά τη διάρκεια της περιόδου 1959 – σήμερα (1959 με $M_w=6.8$ και 1976 με $M_w=6.8$ · Papadimitriou, 1993· 1997 σε Ζάκυνθο και Μεθώνη με $M_w=6.6$ και $M_w=6.4$, αντίστοιχα· GCMT· διπλός σεισμός του 2014 στη Μεθώνη με μεγέθη $M_w=6.8$ και

$M_w=6.5$ · Howell et al., 2017) έκαναν εφικτό τον κατά τον δυνατόν ακριβέστερο καθορισμό των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής, δεδομένης της ιδιαιτερότητας της ανάπτυξης των ρηγμάτων αυτών στον θαλάσσιο χώρο. Χρησιμοποιήθηκαν επί πλέον πληροφορίες από τη βάση δεδομένων των Papazachos et al. (2001).



Σχήμα 3.2 Προβολές των ιχνών των κύριων ενεργών ρηγμάτων (συνεχείς κόκκινες γραμμές) και επικεντρική κατανομή (κίτρινοι αστερίσκοι) των ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.0$ για τη ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων της δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (α), τη Ζώνη Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονίας (β), τη ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων του νότιου Ιονίου πελάγους και των νοτιοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου (γ) και τη ζώνη των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Πελοποννήσου.

Ξεκινώντας από το βόρειο μέρος της περιοχής, που αντιστοιχεί στο όριο μετάβασης μεταξύ της Ζώνης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς και της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης, αναπτύσσονται 3 δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Ζάκυνθος Βόρεια 1· S3.01· Ζάκυνθος Βορειοδυτικά· S3.02· Ζάκυνθος Βόρεια 2· S3.03· Σχήμα 3.1γ). Πρόκειται για ρήγματα με Βορειοανατολική διεύθυνση, που κλίνουν νοτιοανατολικά με μικρή γωνία κλίσης (Πίνακας 3.1). Οι θέσεις των ρηγμάτων αυτών προσδιορίστηκαν σύμφωνα με τις επικεντρικές συντεταγμένες των ισχυρών σεισμών της ενόργανης περιόδου που έγιναν στη περιοχή (1953 για το ρήγμα S3.01, 1959 για το ρήγμα S3.03 και 1962 για το ρήγμα S3.02· Πίνακες 3.1 και 3.2), το μήκος τους από τους εμπειρικούς νόμους των Wells and Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ρήγματα διεύθυνσης και το πλάτος τους σε συνάρτηση με τη κλίση και το πάχος του σεισμογόνου στρώματος (12 km) και δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 3.1. Ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης των ρηγμάτων αυτών ορίσθηκε ίσος με 9.9 ± 1.0 mm/yr όπως προτείνεται από τους Vernant et al. (2014) για τη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης του τεμάχους φλοιού (crustal block) της ευρύτερης περιοχής του Νότιου Ιονίου.

Ανατολικότερα, μεταξύ των ανατολικών ακτών της Ζακύνθου και των ακτών της Ηλείας, αναπτύσσεται το ανάστροφο ρήγμα της Κυλλήνης (S3.04), το οποίο έχει Βορειοδυτική διεύθυνση (Karakostas et al., 1993). Ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης του ρήγματος της Κυλλήνης είναι ίσος με 7.0 ± 0.5 mm/yr (Hollenstein et al., 2008). Ανάστροφα ρήγματα αναπτύσσονται και στο κεντρικό μέρος της ζώνης, νότια και νοτιοδυτικά Ζακύνθου. Τα ρήγματα αυτά καθορίστηκαν μέσω της σύνδεσής τους με τους ισχυρούς σεισμούς του 1976 (11 Μαΐου $M_w=6.4$), του 1997 (18 Νοεμβρίου· $M_w=6.6$) και του 2018 (25 Οκτωβρίου· $M_w=6.8$). Για τον καθορισμό και των τριών ρηγμάτων χρησιμοποιήθηκαν οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης, ενώ το σεισμογόνο στρώμα θεωρήθηκε μεταξύ 5 και 18 km (πάχος 13 km) όπως αυτό προκύπτει από τη πρόσφατη μελέτη των Karakostas et al. (2020) για τον σεισμό του 2018.

Συγκεκριμένα, το Κεντρικό Τμήμα Ρήγματος της Ζακύνθου (S3.05) ορίσθηκε σύμφωνα με το επίκεντρο του σεισμού του 1997 και τον διαθέσιμο μηχανισμό του (GCMT· Πίνακας 3.1). Το μήκος τους υπολογίστηκε από τις εμπειρικές σχέσεις των Wells and Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ανάστροφα ρήγματα, ενώ το πλάτος του σε συνάρτηση με τη κλίση και το πάχος του σεισμογόνου στρώματος (Πίνακας 3.1). Νοτιότερα, το Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Ζακύνθου (S3.06) είναι το πιο καλά ορισμένο αυτής της ομάδας ρηγμάτων καθώς σχετίζεται με τον ισχυρό σεισμό 2018. Από το διαθέσιμο μηχανισμό γένεσης του προκύπτει

ότι πρόκειται για ανάστροφο ρήγμα με σημαντική δεξιόστροφή συνιστώσα (Πίνακας 3.1), Βόρεια–Βορειοανατολική διεύθυνση και μικρή γωνία κλίσης. Οι διαστάσεις του έχουν καθοριστεί από την χωρική κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας του 2018 (Karakostas et al., 2020) και δίνονται στον Πίνακα 3.1. Το τρίτο ανάστροφο ρήγμα της κεντρικής ζώνης, το Νοτιοδυτικό Τμήμα Ρήγματος της Ζακύνθου (S3.07), τοποθετείται στο δυτικό της όριο και συνδέεται με τον σεισμό του 1976. Πρόκειται για ρήγμα με Βορειοδυτική διεύθυνση και μικρή γωνία κλίσης (Papadimitriou, 1993). Για τον καθορισμό του γεωδαιτικού ρυθμού ολίσθησης αυτών των τριών ρηγμάτων χρησιμοποιήθηκαν οι εκτιμήσεις των Hollenstein et al. (2008), που για την περιοχή της Ζακύνθου προτείνουν τιμές ίσες με 6.2 ± 0.2 mm/yr. Ένα αντίστοιχο μοντέλο τμημάτων ρηγμάτων για την περιοχή της Ζακύνθου έχει προταθεί και από τους Ganas et al. (2020) με την συνδυασμένη χρήση λύσεων μηχανισμών γένεσης και των εμπειρικών σχέσεων των Wells and Coppersmith (1994). Το μοντέλο που προτείνεται στην παρούσα διατριβή βρίσκεται σε καλή συμφωνία με αυτό των Ganas et al. (2020) για τα Τμήματα Ρήγματος S3.05, S3.06 και S3.07 ενώ διαφοροποιείται σε σχέση με το Τμήμα Ρήγματος S3.03, το οποίο στην παρούσα διατριβή έχει καθοριστεί ως ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης σε αντίθεση με αυτό των Ganas et al. (2020) που έχει θεωρηθεί ως ανάστροφο.

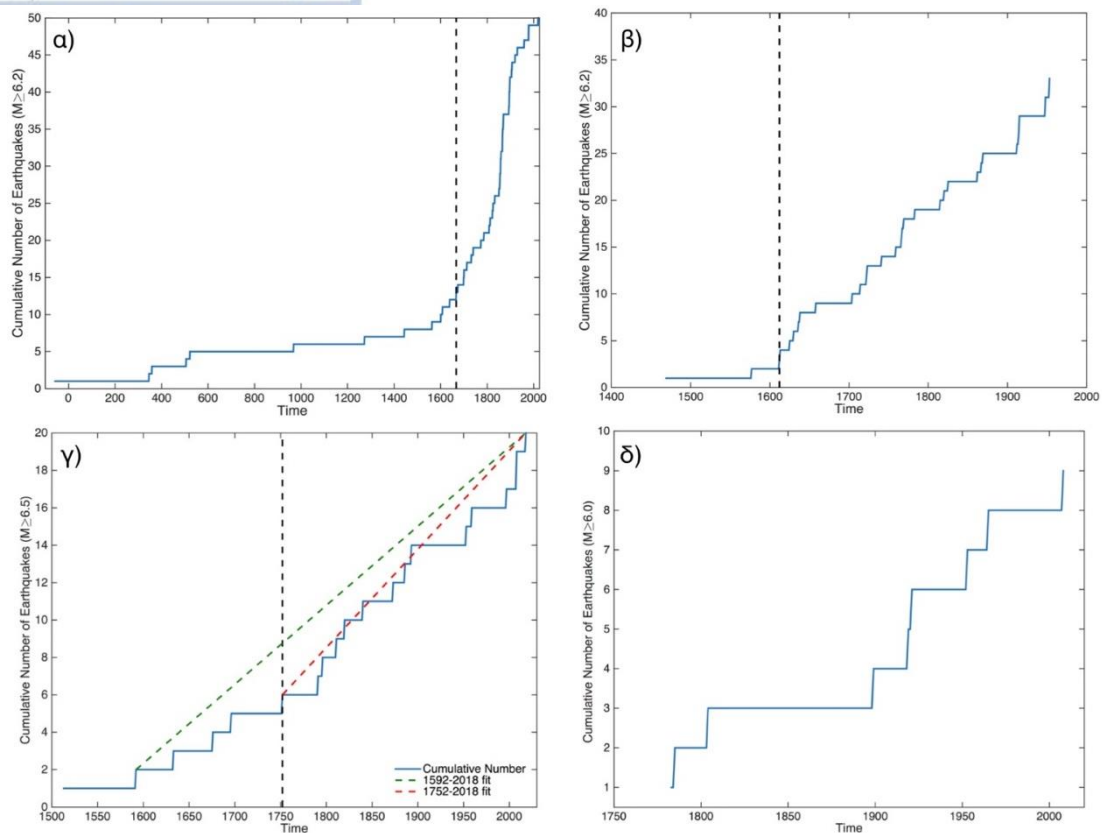
Στο νοτιοδυτικό τμήμα της ζώνης, που αντιστοιχούν στις δυτικές και νοτιοδυτικές ακτές της Πελοποννήσου, αναπτύσσεται μία ομάδα τεσσάρων ανάστροφων ρηγμάτων (ρήγμα των Φιλιατρών· S3.08, δυτικό ρήγμα Μεθώνης· S3.09, κεντρικό ρήγμα Μεθώνης· S3.10 και ανατολικό ρήγμα Μεθώνης· S3.11) που αντιπροσωπεύουν ένα μοντέλο τμηματοποίησης της καταδύομενης πλάκας (slab segmentation) στην περιοχή (Sachpazi et al., 2016· Howell et al., 2017). Τα ρήγματα αυτά έχουν Βορειοδυτική διεύθυνσης και μικρές γωνίες κλίσης (Σχήμα 3.2γ και Πίνακας 3.1). Το σεισμογόνο στρώμα της ευρύτερης περιοχής εκτείνεται μεταξύ των 7 και 30 km όπως προκύπτει από την εργασία των Sachpazi et al. (2016). Οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι παράμετροι του ρήγματος της Μεθώνης καθορίστηκαν σύμφωνα με τα δεδομένα που δίνονται από τους Papazachos et al. (2001), ενώ για τα υπόλοιπα από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών σεισμών της 13^η Οκτωβρίου του 1997 ($M_w=6.4$) και της 14^{ης} Φεβρουαρίου του 2008 ($M_w=6.8$ και $M_w=6.5$ με χρόνους γένεσης 10:09:25 και 12:08:56, αντίστοιχα), με τους οποίους και συνδέονται. Το μήκος τους καθορίστηκε σύμφωνα με τις εκτιμήσεις των εμπειρικών σχέσεων των Wells and Coppersmith

(1994) και Papazachos et al. (2004) για ανάστροφα ρήγματα και το πλάτος του σε συνάρτηση με τη κλίση και το πάχος του σεισμογόνου στρώματος, όπως και προηγουμένως (Πίνακας 3.1).

Για τον ρυθμό ολίσθησης των τεσσάρων Τμημάτων Ρήγματος κατά μήκος των νοτιοδυτικών και νότιων ακτών της Πελοποννήσου χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο που έχει προταθεί από τους Vernant et al. (2014), το οποίο θεωρεί για την ευρύτερη περιοχή τέμαχος φλοιού (crustal block) με συνιστώσα συμπίεσης ίση με 31 mm/yr, εκ των οποίων όμως μόνο ένα ποσοστό 10% (3.1 χιλιοστά ανά έτος) σχετίζεται με σεισμική ολίσθηση.

Το κατώφλι μεγέθους των ισχυρών σεισμών που επιλέχθηκε για τη ζώνη ρηγμάτων 3 αφορά ισχυρούς σεισμούς με $M_w \geq 6.5$. Η επιλογή του κατωφλίου αυτού έγινε με βάση τα υπολογισμένα μήκη των ρηγμάτων, για τα οποία το μέσο μήκος (mean length) είναι ίσο με 24.5 km ενώ η διάμεση τιμή μήκους (median length) ίση με 26 km. Το αντίστοιχο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού (Wells and Coppersmith, 1994· Papazachos et al., 2004) για ανάστροφα ρήγματα είναι ίσο με 6.55, που βρίσκεται σε συμφωνία με επιλεγμένο κατώφλι μεγέθους. Η συλλογή των πληροφοριών για όλους τους γνωστούς σεισμούς με $M_w \geq 6.5$ που έγιναν στη ζώνη αυτή (Ambraseys, 2001· Papazachos et al., 2010· Sakelariou et al., 2010· Stucchi et al., 2013· Παραμετρικός κατάλογος σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.) απέδωσε ένα σύνολο 20 σεισμών. Η αθροιστική συχνότητα γένεσης των σεισμών αυτών φαίνεται στο Σχήμα 3.3γ και από την οποία προκύπτει μία διαφορά στο ρυθμό γένεσης των ισχυρών σεισμών μεταξύ των ετών 1696 και 1752. Κάνοντας τις υποθέσεις ότι ο κατάλογος μπορεί να θεωρηθεί πλήρης από το 1513 (διακεκομμένη πράσινη γραμμή στο Σχήμα 3.3γ) και από το 1752 (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή στο Σχήμα 3.3γ) προκύπτει εποπτικά ότι καλύτερη γραμμική σχέση παρουσιάζει η δεύτερη υπόθεση. Η επιλογή του χρόνου έναρξης του ιστορικού καταλόγου ισχυρών σεισμών για τη ζώνη από το 1752 περιλαμβάνει συνολικά 14 ισχυρούς σεισμούς. Στο σύνολο αυτών των σεισμών προστέθηκαν και όλοι οι ισχυροί σεισμοί με μεγέθη $M_w \geq 6.3$ κατά τη διάρκεια της ενόργανης περιόδου μετά το 1950, για τους οποίους οι εστιακές παράμετροι έχουν υπολογιστεί με μεγαλύτερη ακρίβεια. Το τελικό σύνολο σεισμών αποτελείται από 19 ισχυρούς σεισμούς (14 με $M_w \geq 6.5$ για την περίοδο 1752 – σήμερα και 5 με $M_w \geq 6.3$ για την περίοδο 1950 – σήμερα· Σχήμα 3.2γ και Πίνακας 3.2). Η σύνδεση τους με το εκάστοτε ρήγμα έγινε με τον συνδυασμό των επικεντρικών συντεταγμένων τους, τις ιστορικές περιγραφές των συνεπειών του, όπως δίνονται από τους

Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) και Ambraseys (2009), και από τη χωρική κατανομή των διαθέσιμων τιμών της μακροσεισμικής τους έντασης.



Σχήμα 3.3 Αθροιστικός αριθμός σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.2$ που έγιναν από το 58 π.Χ. έως το 2019 στη ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων της Δυτικής Ελλάδας και των ανατολικών ακτών της Αδριατικής (α), $M_w \geq 6.2$ που έγιναν από το 1469 έως το 1960 στη Ζώνη Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονίας (β), $M_w \geq 6.5$ από το 1513 έως σήμερα στη ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων του νότιου Ιονίου πελάγους και των νοτιοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου. (γ) και $M_w \geq 6.0$ από το 1783 έως σήμερα στη ζώνη των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Πελοποννήσου (δ). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν το έτος μετά από το οποίο ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών θεωρήθηκε πλήρης. Η πράσινη και κόκκινη διακεκομμένες ευθείες γραμμές στο διάγραμμα (γ) αντιπροσωπεύουν τις δύο διαφορετικές υποθέσεις που έγιναν για το έτος έναρξης της πληρότητας (1592 και 1752) του καταλόγου ισχυρών σεισμών της ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων του νότιου Ιονίου πελάγους και των νοτιοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου.

Η ζώνη των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης της Δυτικής Ελλάδας και της Δυτικής Πελοποννήσου (ζώνη ρηγμάτων 4) εκτείνεται γεωγραφικά από την Αιτωλοακαρνανία στα βόρεια έως το νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου. Στη ζώνη αυτή αναπτύσσονται 6 ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, δεξιόστροφα και αριστερόστροφα, που σύνδεονται με ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.0$. Στο βορειοδυτικό μέρος της περιοχής, που βρίσκεται στην Αιτωλοακαρνανία, αναπτύσσεται το καλά καθορισμένο αριστερόστροφο ($\lambda=0^\circ$) ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κατούνας (S4.01· Σχήμα 3.2δ και Πίνακας 3.2), το οποίο έχει Βορειοδυτική διεύθυνση και μεγάλη γωνία κλίσης (Perouse et al., 2017). Οι Briole et al. (2021) υπολόγισαν τον γεωδαιτικό ρυθμό ολίσθησης του ίσο με 9 mm/yr. Στο κεντρικό μέρος της

ζώνης, που περιλαμβάνει τις βορειοδυτικές περιοχές της Αχαΐας και της Ηλείας, αναπτύσσεται μία ομάδα τριών ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, το δεξιόστροφο ρήγμα Ρίου – Πάτρας (S4.02), το αριστερόστροφο ρήγμα της Πάτρας (S4.03) και το δεξιόστροφο ρήγμα της Κάτω Αχαΐας (ή αλλιώς του Όρους Μόβρη· S4.04). Το δεξιόστροφο ρήγμα Ρίου – Πάτρας (S4.02) έχει Βορειοανατολική-Νοτιοδυτική διεύθυνση (Parazachos et al., 2001· Flotte et al., 2005), ενώ το ρήγμα της Πάτρας (S4.03) είναι το αριστερόστροφο συζυγές του (Karakostas et al., 1994). Τα πλάτη των δύο αυτών ρηγμάτων υπολογίστηκαν λαμβάνοντας υπόψιν το σεισμογόνο στρώμα της περιοχής το οποίο εκτείνεται μεταξύ των 13 και 25 km (Karakostas et al., 1994). Το τρίτο ρήγμα αυτής της ομάδας είναι αυτό της Κάτω Αχαΐας ή όρους Μόβρη2 (S4.03) που συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό της 8^η Ιουνίου του 2008 με μέγεθος $M_w=6.4$. Πρόκειται για ένα δεξιόστροφό ρήγμα με Βορειοανατολική διεύθυνση και μεγάλη γωνία κλίσης (GCMΤ· Karakostas et al., 2016· Πίνακας 3.1). ΟΣχετικά με τον ρυθμό ολίσθησης του ρήγματος της Κάτω Αχαΐας οι Briole et al. (2021) έχουν προτείνει τιμή του ίση με 7.4 mm/yr. Η τιμή αυτή χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία και για άλλα δύο ρήγματα αυτής της ομάδας (Πίνακας 3.1).

Στο κεντρικό και νότιο μέρος της ζώνης αναπτύσσεται μία δεύτερη ομάδα ρηγμάτων που αποτελείται από το δεξιόστροφο ρήγμα του Λάδωνα ποταμού (S4.05), το αριστερόστροφο ρήγμα της Μεγαλόπολης ή ρήγμα της Οιχαλίας (S4.06) και το υπεράκτιο ρήγμα της Κυπαρισσίας (S4.07) στα δυτικά. Το ρήγμα του Λάδωνα ποταμού έχει καθοριστεί από τους Parazachos et al. (2001) ως ένα δεξιόστροφο ρήγμα ($\lambda=176^\circ$) Βορειοανατολικής ($\phi=37^\circ$) διεύθυνσης με μεγάλη γωνία κλίσης (Πίνακας 3.1). Το ρήγμα της Μεγαλόπολης ή Οιχαλίας έχει επίσης καθοριστεί από τους Parazachos et al. (2001) ως δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης που σχετίζεται με τον σεισμό με μέγεθος $M_w=6.4$ που έγινε στις 5 Απριλίου 1965. Παρόλα αυτά, από τον διαθέσιμο μηχανισμός γένεσης του σεισμού αυτού (Επίπεδο 1: 226/57/-161, Επίπεδο 2: 126/74/-33· McKenzie, 1972) προκύπτει ότι το επίπεδο με παράταξη 126° είναι περισσότερο σύμφωνο με τη μορφολογία της περιοχής. Έτσι, το ρήγμα της Μεγαλόπολης (S4.06), θεωρήθηκε ως αριστερόστροφο ρήγμα με Νοτιοανατολική διεύθυνση. Ο ρυθμός ολίσθησης των δύο ρηγμάτων θεωρήθηκε ίσος με 3 mm/yr (Floyd et al., 2010). Το τελευταίο ρήγμα της ζώνης είναι το δεξιόστροφο ρήγμα της Κυπαρισσίας (S4.07· Σχήμα 3.2), το οποίο έχει καθοριστεί από τους Parazachos et al. (2001). Ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης λήφθηκε ίσος με 6.6 mm/yr (Vernant et al., 2014).

Η αναζήτηση των γνωστών ισχυρών σεισμών που έγιναν στη ζώνη ρηγμάτων 4 κατέληξε στη συλλογή 9 σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ (6 ιστορικών και της πρώιμης περιόδου της ενόργανης σεισμικότητας και 3 της ενόργανης σεισμικότητας· Ambraseys & Jackson 1990· Ambraseys, 2001· Papazachos et al., 2010· Sakelariou et al., 2010· Stucchi et al., 2013· Παραμετρικός κατάλογος σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο γένεσής τους φαίνεται στο Σχήμα 3.3δ, στο οποίο παρατηρείται ένα σημαντικό κενό στο ρυθμό γένεσης ισχυρών σεισμών μεταξύ 1804 και 1899 εντός της ζώνης, Παρόλα αυτά ο κατάλογος θεωρήθηκε πλήρης από το έτος έναρξής του (1783) για της ανάγκες της παρούσας εργασίας λόγω του ήδη περιορισμένου αριθμού σεισμών που περιέχει. Η σύνδεση των ισχυρών σεισμών με τα επτά ρήγματα της ζώνης έγινε με τον συνδυασμό των εστιακών παραμέτρων του, των περιγραφών των επιπτώσεων τους όπως αναφέρονται από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) και Ambraseys (2009) και των τιμών της μακροσεισμικής τους έντασης, όπως και στις προηγούμενες Ζώνες, και φαίνεται στον Πίνακα 3.2.

Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου (ζώνη ρηγμάτων 5) αποτελεί μία από τις πιο ενεργές σεισμικά περιοχές του ελληνικού χώρου με μεγάλο αριθμό καταγεγραμμένων σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$, τόσο ιστορικούς (όπως ο σεισμός της Ελίκης με μέγεθος $M=6.8$ που έγινε το 373 π.Χ.) όσο και της ενόργανης περιόδου (όπως η ακολουθία των ισχυρών σεισμών του 1981 στον κόλπο των Αλκυονίδων με $M_w=6.7$, $M_w=6.4$ και $M_w=6.3$ που έγιναν στις 24 και 25 Φεβρουαρίου και 4 Μαρτίου). Τα ρήγματα της ζώνης έχουν γενική διεύθυνση Ανατολής–Δύσης και οφείλονται στο κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων της οπισθοτόξιας περιοχής του ελληνικού χώρου. Η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου είναι από τις περισσότερο μελετημένες, γεγονός που έχει ως αποτέλεσμα την λεπτομερή χαρτογράφηση των κύριων ενεργών ρηγμάτων της, τα σημαντικότερα από τα οποία κατανέμονται στη νότια ακτογραμμή του (Σχήμα 3.4α).

Τα ρήγματα αυτά από δυτικά προς στα ανατολικά είναι το ρήγμα του Ψαθοπύργου (S5.01), το ρήγμα του Αιγίου (S5.02), το ρήγμα της Ελίκης (S5.03), το ρήγμα της Ακράτας (S5.04), το ρήγμα του Ξυλοκάστρου (S5.05), το ρήγμα της Περαχώρας (S5.06), το ρήγμα του Σχίνου (S5.07) και το ρήγμα του Αλεποχωρίου (S5.08). Οι παρατάξεις των ρηγμάτων του νότιου ορίου του Κορινθιακού κόλπου παρουσιάζει μία βαθμιαία μεταβολή από τις 270° – 280° στις 260° – 270° από τα δυτικά προς τα ανατολικά ενώ οι κλίσεις τους κυμαίνονται μεταξύ των 30° και 45°

(Armijo et al., 1996· Bernard et al., 1997, 2006· Bell et al., 2009· Σχήμα 3.4α και Πίνακας 3.1). Το βορειοανατολικό όριο της ζώνης οριοθετείται από το αντιθετικό σε σχέση με τα προηγούμενα ρήγμα του Καπαρελίου (S5.09· Σχήμα 3.4α και Πίνακας 3.1· Morewood & Roberts, 1999· Marinou et al., 2015), το οποίο συνδέεται με τον τρίτο σεισμό της ακολουθίας ισχυρών σεισμών του 1981 (4 Μαρτίου με μέγεθος $M_w=6.3$ · Πίνακας 3.2). Στο βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου αναπτύσσονται τα αντιθετικά ρήγματα των Δελφών (S5.10), του Μακρύγιαλου (S5.11) και Συκιάς (S5.12) στη περιοχή της Δεσφίνας, καθώς και αυτό του Μαραθιάς (S5.13), που έχουν επίσης μέση διεύθυνση Ανατολής-Δύσης και κλίνουν προς τα νότια (Parazachos et al., 2001· Βαλκανιώτης, 2009· Ganas, 2020· Πίνακας 3.1).

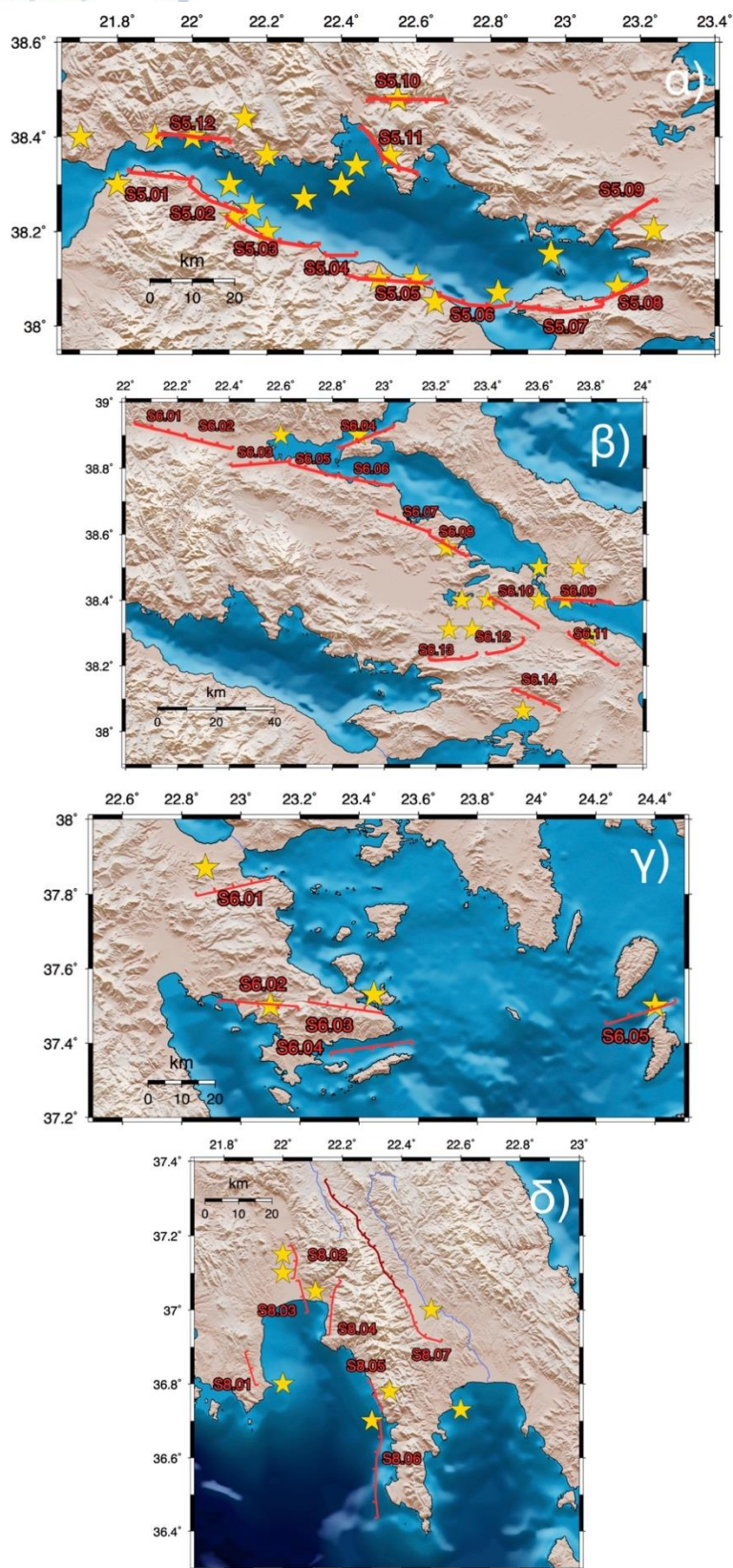
Ο Κορινθιακός κόλπος είναι η περιοχή όπου παρατηρείται ο υψηλότερος ρυθμός επέκτασης του ελληνικού χώρου, της τάξης των 12–14 mm/yr στο δυτικό και των 6–8 mm/yr ανατολικό όριο κατά μήκος της νότια ακτογραμμής του, αντίστοιχα (Clarke et al. 1997· Briole et al. 2000· Goldsworthy et al., 2002· Chousianitis et al., 2013, μεταξύ άλλων). Η πρόσφατη μελέτη των Briole et al. (2021) επιβεβαιώνει τις παραπάνω εκτιμήσεις για τον ρυθμό επέκτασής του με μικρές διαφοροποιήσεις. Οι εκτιμήσεις αυτές παρουσιάζουν μία βαθμιαία μεταβολή από 10.8 mm/yr για το δυτικό έως 5.5 mm/yr για το δυτικό και ανατολικό όριο, αντίστοιχα. Σύμφωνα με τα παραπάνω, ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης των ρηγμάτων που αναπτύσσονται στο δυτικό όριο της νότιας ακτογραμμής (Ψαθόπυργος, Αίγιο, Ελίκη) επιλέχθηκε να είναι ίσος με 10.8 mm/yr, για αυτά του κεντρικού μέρους (Ακράτα, Ξυλόκαστρο) ίσος με mm/yr, ενώ για αυτά του ανατολικού μέρους (Περαχώρα, Σχίνος και Αλεποχώρι) ίσος με 5.5 mm/yr (Πίνακας 3.1). Για αυτά του Καπαρελίου και αυτών που οριοθετούν το Κορινθιακό κόλπο στα βόρεια (Μακρύγιαλος, Συκιά, Μαραθιάς) ο ρυθμός ολίσθησης ορίστηκε ίσος με 2 mm/yr (Chousianitis et al., 2013).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η Ζώνη των Κανονικών Ρηγμάτων του Κορινθιακού Κόλπου παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα με εξάρσεις σεισμικότητας που σχετίζονται με μικρού και ενδιάμεσου μεγέθους σεισμούς (Kapetanidis et al., 2015· Mesimeri & Karakostas, 2018· Papadimitriou et al., 2022, μεταξύ άλλων), και με ισχυρούς σεισμούς ήδη από το 373 π.Χ. και το σεισμό της Ελίκης (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Εστιάζοντας στους ισχυρούς σεισμούς, η επισκόπηση των καταλόγων των Papazachos et al. (2010), Stucchi et al. (2013), του παραμετρικού καταλόγου σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και των εργασιών των Ambraseys and Jackson (1990, 1997) και

Ambraseys (2001) απέδωσε ένα σύνολο 35 σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$. Από το διάγραμμα του αθροιστικού τους αριθμού σε σχέση με το χρόνο (Σχήμα 3.5α) και έπειτα από οπτική θεώρηση προκύπτει ότι γραμμική σχέση μεταξύ τους παρουσιάζεται μετά το έτος 1714 και επομένως το έτος αυτό θεωρήθηκε ως το έτος έναρξης του ιστορικού καταλόγου (22 ισχυροί σεισμοί· Σχήμα 3.4α και Πίνακας 3.2) για τη σύνδεση των ισχυρών σεισμών με τα ρήγματα της Ζώνης, το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τα συμπεράσματα των Console et al. (2013, και περιεχόμενες αναφορές), οι οποίοι και συνέδεσαν τα 8 ρήγματα της νότιας ακτογραμμής με τον μεγαλύτερο αριθμό των σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ (17 σεισμοί· Πίνακας 3.2). Για τους υπόλοιπους 5 (1756 με $M_w=6.8$, 1769 με $M_w=6.8$, 1794 με $M_w=6.7$, 1870 με $M_w=6.8$ και 1909 με $M_w=6.2$) η σύνδεση έγινε με τα ρήγματα που αναπτύσσονται στο βόρειο περιθώριο της Ζώνης σύμφωνα με τις ιστορικές περιγραφές των συνεπειών τους (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys and Jackson, 1997· Ambraseys, 2009) και τους διαθέσιμους χάρτες ισόσειστων καμπυλών (Ambraseys and Jackson, 1990· Papazachos et al., 1997b) και δίνονται επίσης στον Πίνακα 3.2.

Η περιοχή της κεντρικής Ελλάδας, που αποτελεί την 6^η ζώνη ρηγμάτων, χαρακτηρίζεται από το κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων της οπισθοτόξιας περιοχής του ελληνικού χώρου και έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη υποθαλάσσιων και χερσαίων λεκανών (λεκάνες του Ευβοϊκού και Μαλιακού Κόλπου, λεκάνη της κοιλάδας του Σπερχειού ποταμού, λεκάνη του Ασωπού ποταμού). Η διεύθυνση των κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στην περιοχή (Σχήμα 3.4β) είναι κυρίως βορειοανατολική–νοτιοδυτική με μέση παράταξη ίση με 120° . Αυτή η μεταβολή της διεύθυνσης των ρηγμάτων από τη γενική διεύθυνση Ανατολής–Δύσης της οπισθοτόξιας περιοχής οφείλεται σε δεξιόστροφη περιστροφή τους καθώς ολισθαίνουν (Jackson, 1994· Goldsworthy et al., 2002). Τα μήκη των ρηγμάτων κυμαίνονται μεταξύ 10 και 20 km και οι κλίσεις τους μεταξύ 40° και 60° (Roberts & Ganas, 2000· Goldsworthy et al., 2002).

Ξεκινώντας από το βόρειο περιθώριο της περιοχής που οριοθετείται από τη κοιλάδα του Σπερχειού ποταμού αναπτύσσονται το ομώνυμο ρήγμα (Σπερχειός· S6.01), το ρήγμα της Υπάτης (S6.02) με Βορειοανατολική διεύθυνση και κλίση 45° . Μικρή διαφοροποίηση στη διεύθυνση (Ανατολής–Δύσης) παρουσιάζουν τα ρήγματα της Αλαμάνας (S6.03) και των νοτιοδυτικών ακτών του Μαλιακού Κόλπου αναπτύσσεται το ρήγμα ομώνυμο ρήγμα ή Ρήγμα της Βασιλίνας (S6.04· Galanakis et al., 1998· Goldsworthy et al., 2002). Τα ρήγματα των Καμένων Βούρλων (S6.05), της Αρκίτσας (S6.06), της Αταλάντης (S6.07) και του Μαρτίνου



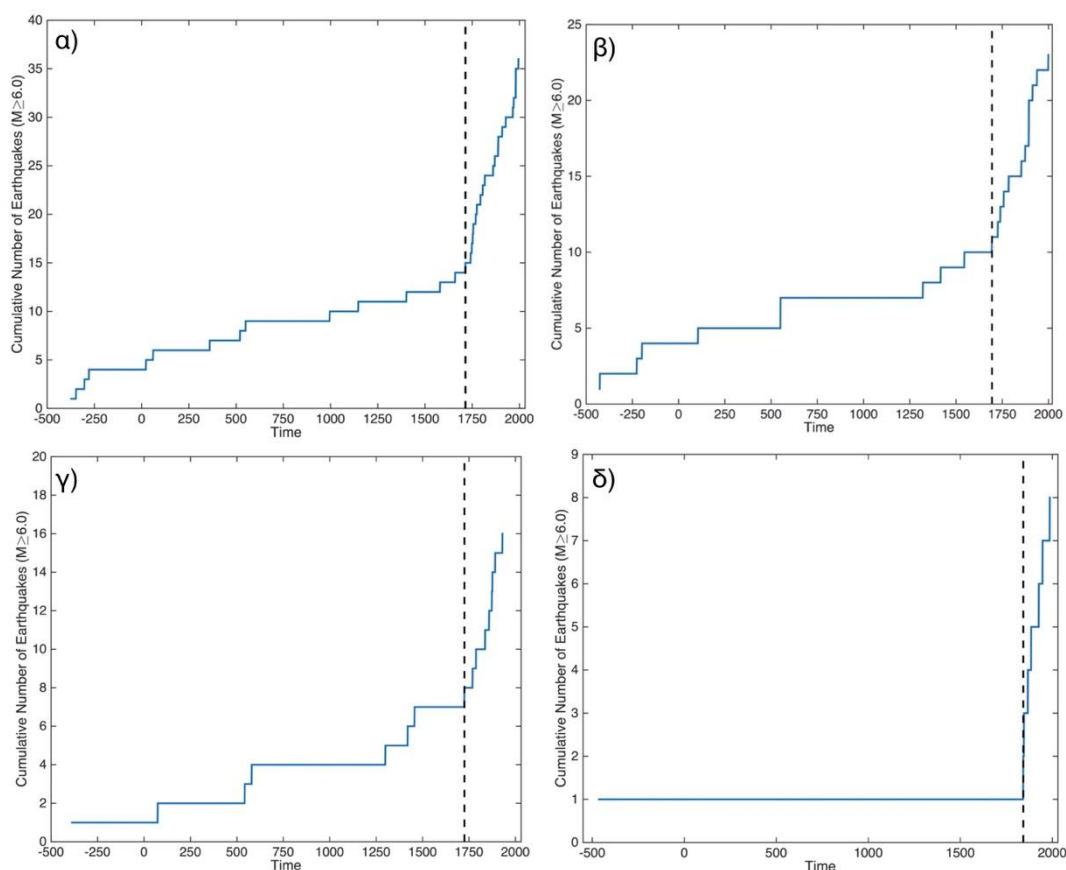
Σχήμα 3.4 Προβολές των ιχνών των κύριων ενεργών ρηγμάτων (συνεχείς κόκκινες γραμμές) και επικεντρική κατανομή (κίτρινοι αστερίσκοι) των ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.0$ για τις ζώνες των κανονικών ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου (α), της κεντρικής Ελλάδας (β), της ανατολικής Πελοποννήσου (γ) και της νότιας Πελοποννήσου

(S6.08) οριοθετούν το δυτικό περιθώριο του Βόρειου Ευβοϊκού Κόλπου (Σχήμα 3.4β). Αυτά τα 4 ρήγματα έχουν διευθύνσεις που κυμαίνονται από 280° έως 290° και γωνία κλίσης ίση με 45° , που είναι η τυπική τιμή για τα κανονικά ρήγματα της ελληνικής ενδοχώρας (Roberts & Ganas, 2000). Νοτιότερα, στο ανατολικό περιθώριο του Νότιου Ευβοϊκού Κόλπου αναπτύσσεται το ρήγμα της Ερέτριας (S6.09) (Perissoratis & van Andel, 1991· Papazachos et al., 2001) ενώ στο δυτικό όριο από την πλευρά της ελληνικής ενδοχώρας τα ρήγματα του Σχηματαρίου (S6.10) και του Ωρωπού (S6.11).

Δυτικότερα, στην περιοχή της Θήβας αναπτύσσεται η ρηξιγενής δομή των Ερυθρών με μήκος περίπου 35 km (Roberts & Ganas, 2000· Papazachos et al., 2001). Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας το ρήγμα των Ερυθρών διακρίθηκε σε δύο τμήματα, το ανατολικό (S6.12) και το δυτικό (S6.13) με ίσα μήκη $L=17$ km το κάθε ένα. Αυτή η υπόθεση έγινε τόσο για λόγους συμφωνίας της διάστασής τους κατά τη παράταξη με αυτές που έχουν μετρηθεί για το σύνολο της περιοχής, όσο και γιατί συνδέονται με τη γένεση δύο ισχυρών ιστορικών σεισμών (Πίνακας 3.2) που έπληξαν την περιοχή της Θήβας το ($M_w=6.5$ · ανατολικό τμήμα) και το 1893 ($M_w=6.2$ · δυτικό τμήμα). Στο νότιο τμήμα της ζώνης 6 αναπτύσσεται το ρήγμα που συνδέεται με το σεισμό της Αθήνας που έγινε το 1999 με μέγεθος $M_w=6.0$, ο οποίος αποτελεί τον μόνο καταγεγραμμένο ισχυρό σεισμό της ενόργανης περιόδου στην περιοχή. Το ρήγμα αυτό (Αθίνα – 1999) έχει προσδιοριστεί με ακρίβεια μέσω της χωρικής κατανομής των εστιών της ακολουθίας του 1999, από στοχαστικές προσομοιώσεις της διάρρηξης του και από δεδομένα γεωλογικής χαρτογράφησης (Voulgaris et al., 2000· Papazachos et al., 2001b· Roumelioti et al., 2004, μεταξύ άλλων· Πίνακας 3.1)

Ο ρυθμός επέκτασης της κεντρικής Ελλάδας έχει προσδιοριστεί με γεωδαιτικά δεδομένα από τους Clarke et al. (1998) μεταξύ 1 – 3 mm/yr. Ακόμη, οι εκτιμήσεις του ρυθμού επέκτασης με την χρήση γεωλογικών δεδομένων από τους Walker et al. (2010) επιβεβαιώνουν αυτές τις τιμές. Ειδικότερα, υπολόγισαν ρυθμούς επέκτασης για την επιμήκη ζώνη διάρρηξης μεταξύ του ρήματος των Καμένων Βούρλων και του ρήματος της Αταλάντης που παίρνουν τιμές μεταξύ 2 και 1.7 mm/yr, αντίστοιχα. Οι γεωδαιτικές έρευνες των Chousianitis et al. (2013) και των Briole et al. (2021) βρίσκονται σε καλή συμφωνία με αυτές τις τιμές. Έτσι, ο ρυθμός ολίσθησης για τη ζώνη των κανονικών Ρηγμάτων της κεντρικής Ελλάδας λήφθηκε μεταξύ των 1.5 και 2.0 mm/yr (Πίνακας 3.1).

Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της κεντρικής Ελλάδας έχει πληγεί από σειρά ισχυρών σεισμών κυρίως κατά τη διάρκεια των ιστορικών χρόνων ή της πρώιμης περιόδου της ενόργανης σεισμικότητας. Συγκεκριμένα, η αναζήτηση ισχυρών σεισμών από τους διαθέσιμους καταλόγους ιστορικής (Papazachos et al., 2010· Stucchi et al., 2013) και ενόργανης (Παραμετρικός Καταλόγος Σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.) σεισμικότητας απέδωσε ένα σύνολο 23 ισχυρών σεισμών μεγέθη $M_w \geq 6.0$. Από αυτούς μόνο ο σεισμός της Αθήνας (1999) ανήκει στην ενόργανη σεισμικότητα, όπως έχει ήδη αναφερθεί, ενώ σε αυτό το σύνολο σεισμών περιέχεται και ο ισχυρός ιστορικός σεισμός του 426 π.Χ. με μέγεθος $M=6.8-7.0$ που έγινε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης.



Σχήμα 3.5 Αθροιστικός αριθμός όλων των γνωστών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ που έγιναν στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου (α), $M_w \geq 6.0$ που έγιναν στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της κεντρικής Ελλάδας (β), $M_w \geq 6.0$ στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της ανατολικής Πελοποννήσου (γ) και $M_w \geq 6.0$ στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της νότιας Πελοποννήσου (δ). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν το έτος μετά από το οποίο ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών θεωρήθηκε πλήρης.

Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών αυτών σε συνάρτηση με το χρόνο φαίνεται στο Σχήμα 3.5β, από το οποίο προκύπτει μετά από εποπτικό έλεγχο πληρότητα μετά από το 1694. Έτσι, για τη σύνδεση των ενεργών ρηγμάτων της ζώνης αυτής που καθορίστηκαν με τους ισχυρούς σεισμούς επιλέχθηκε το σύνολο των σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ από 1694. Το σύνολο αυτό περιλαμβάνει 13 σεισμούς (Πίνακας 3.2). Η ακολουθία των 2 ισχυρών σεισμών του 1894, 20 Απριλίου με μέγεθος $M_w=6.6$ και 27 Απριλίου με μέγεθος $M_w=7.0$, έχουν συνδεθεί με τα ρήγματα του Μαρτίνου και της Αταλάντης, αντίστοιχα (Ambraseys & Jackson, 1990· Pantosti et al., 2001, 2004· Albinì & Pantosti, 2004). Για τους υπόλοιπους 10 σεισμούς η σύνδεση έγινε σύμφωνα με τις εστιακές τους παραμέτρους, τις διαθέσιμες ιστορικές περιγραφές των μακροσεισμικών τους επιπτώσεων (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009) και χάρτες ισόσειστων καμπυλών (Ambraseys & Jackson, 1990· Papazachos et al., 1997b). Από την σύνδεση αυτή προκύπτει ότι για 4 από τα ρήγματα της ζώνης δεν υπάρχει σύνδεση με κάποιο γνωστό σεισμό κατά το διάστημα αναφοράς. Σε αυτή την ομάδα ρηγμάτων ανήκουν τα ρήγματα της κοιλάδας του Σπερχειού (Σπερχειός, Υπάτη), τα οποία οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) συνδέουν με το σεισμό του 1545 (24 Μαρτίου) με μέγεθος $M_w=6.8$ που έπληξε την ευρύτερη περιοχή της Φθιώτιδας, που όμως βρίσκεται εκτός του διαστήματος αναφοράς.

Η περιοχή της ανατολικής Πελοποννήσου (ζώνη ρηγμάτων 7) ανήκει και αυτή στο κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων της οπισθοτόξιας περιοχής του ελληνικού χώρου με διεύθυνση επέκτασης Βορρά – Νότου που έχει ως συνέπεια την ανάπτυξη 8 κανονικών ρηγμάτων με μέση διεύθυνση Ανατολής-Δύσης. Αρχίζοντας από την περιοχή της νότιας Κορινθίας εντοπίζονται τα ρήγματα των Κεχριών (S7.01) και της Αλμυρής (S7.02), τα οποία είναι παράλληλα μεταξύ τους με διεύθυνση Ανατολής-Δύσης και κλείνουν με μεγάλη γωνία (60°) προς βορρά (Goldsworthy & Jackson, 2001· Σχήμα 3.4γ και Πίνακας 3.1). Στο νότιο μέρος της ζώνης, που τοποθετείται στην περιοχή της Αργολίδας, αναπτύσσονται μία ομάδα 4 τμημάτων ρηγμάτων, 2 στην περιοχή του Κρανιδίου (S70.3 και S70.4) και 2 στην περιοχή Επιδαύρου – Τροιζήνας (S70.5 και S70.6· Σχήμα 3.4γ). Κάθε ένα από αυτά τα ζεύγη τμημάτων ρηγμάτων έχουν προσδιοριστεί ως δύο ενιαίες ενεργές δομές, τα ρήγματα του Άργους και της Επιδαύρου, με μήκος 24 χιλιομέτρων η κάθε μία από τους Papazachos et al. (2001), τα οποία έχουν συνδεθεί από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) με ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ που έγιναν εντός σύντομων χρονικών διαστημάτων (μεταξύ 1769 και 1788 για το ρήγμα του Άργους και μεταξύ

1837 και 1873 για το ρήγμα της Επιδαύρου). Το γεγονός αυτό προσιδιάζει περισσότερο με τμηματοποιημένες ενεργές δομές. Έτσι, για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας έγινε η υπόθεση της τμηματοποίησης τους σε δύο διακριτά τμήματα ρήγματος ίσου μήκους το καθένα διατηρώντας τις υπόλοιπες κινηματικές και γεωμετρικές του παραμέτρους σταθερές όπως προκύπτουν από τους Parazachos et al. (2001) και φαίνονται στον Πίνακα 3.1. Εντός της ζώνης των κανονικών ρηγμάτων της ανατολικής Πελοποννήσου τοποθετούνται ακόμη δύο κύρια ρήγματα, αυτό της Ύδρας στο νότιο περιθώριο της ζώνης και αυτό της Κύθνου στο ανατολικότερο άκρο της. Οι γεωμετρικές και κινηματικές τους παράμετροι έχουν καθοριστεί από τους Parazachos et al. (2001) και φαίνονται επίσης στον Πίνακα 3.1.

Ο ρυθμός επέκτασης της ζώνης αυτής έχει εκτιμηθεί από γεωδαιτικές μελέτες να παίρνει τιμές μεταξύ 2 και 2.5 mm/yr (Floyd et al., 2010· Chousianitis et al., 2015· Briole et al., 2021), τιμές όμοιες με αυτές της προηγούμενης ζώνης ρηγμάτων. Έτσι, ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης των ρηγμάτων λήφθηκε ίσος με 2.2 mm/yr σύμφωνα με τις γεωδαιτικές μετρήσεις των Floyd et al. (2010). Η περιοχή της ανατολικής Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από χαμηλό ρυθμό γένεσης ισχυρών επιφανειακών σεισμών. Αυτό προκύπτει από την αναζήτηση ισχυρών επιφανειακών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ στους καταλόγους ιστορικής σεισμικότητας των Parazachos et al. (2010) και Stucchi et al. (2013) και στον παραμετρικό καταλόγειο σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.. Ειδικότερα, από την αναζήτηση προέκυψε ένα σύνολο 16 σεισμών με $M_w \geq 6.0$, εκ των οποίων οι 15 ανήκουν στην ιστορική σεισμικότητα ενώ 1 στην πρώιμη περίοδο της ενόργανης σεισμικότητας. Ο αθροιστικός τους αριθμός σε συνάρτηση με το χρόνο γένεσής του (Σχήμα 3.5γ). Από αυτό προκύπτει μετά από οπτική θεώρηση ότι ο κατάλογος μπορεί να θεωρηθεί πλήρης μετά το έτος 1725 και αφορά 9 ισχυρούς σεισμούς (Πίνακας 3.2). Η σύνδεσή τους με τα ρήγματα της ζώνης έγινε σύμφωνα με τις εστιακές τους παραμέτρους σε συνάρτηση με τις διαθέσιμες περιγραφές των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων των σεισμών αυτών όπως παρατίθενται από τους Ambraseys & Jackson (1997), Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) και Ambraseys (2009) και δίνεται στον Πίνακα 3.2. Πρέπει να σημειωθεί ότι για το ρήγμα της Ύδρας (S7.07) δεν προέκυψε σύνδεση με κάποιο από τους σεισμούς που έγιναν εντός της περιόδου αναφοράς.

Η 8^η ζώνη ρηγμάτων που όρισθηκε για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής αφορά την περιοχή της νότιας Πελοποννήσου, η οποία χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Βορρά–Νότου που ανήκουν στην ομάδα κανονικών ρηγμάτων κατά

μήκος των Ελληνίδων Οροσειρών, και τη συνακόλουθη ανάπτυξη εφελκυστικού πεδίου τάσεων κατά τη διεύθυνση Ανατολή–Δύση. Η αναζήτηση των ενεργών ρηγμάτων που με μήκη ρήγματος μεγαλύτερα ή ίσα από 10 km (μήκος ρήγματος που είναι ικανό να διαρρήξει το σύνολο του σεισμογόνου στρώματος που για την περιοχή έχει προσδιοριστεί ίσο με 10 χιλιόμετρα επίσης: Lyon-Caen et al., 1988), και που συνδέονται με σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ απέδωσε ένα σύνολο 7 ρηγμάτων.

Στο δυτικό όριο του Μεσσηνιακού κόλπου εντοπίζεται το ρήγμα της Φαλάνθης (S8.01· Σχήμα 3.4δ), το οποίο έχει Βορειοδυτική διεύθυνση και μεγάλη γωνία κλίσης (Ganas, 2020 και περιεχόμενες αναφορές· Πίνακας 3.1). Βορειανατολικά του ρήγματος αυτού, στο κεντρικό μέρος του Μεσσηνιακού Κόλπου, αναπτύσσονται τα ρήγματα του Πηδήματος και του Ασπροχώματος (S8.02 και S8.03, αντίστοιχα) που έχουν Νοτια-Νοτιοανατολική διεύθυνση (Ganas, 2020 και περιεχόμενες αναφορές· Σχήμα 3.4δ και Πίνακας 3.1). Ανατολικά από αυτή την ομάδα ρηγμάτων αναπτύσσεται το ρήγμα της Καλαμάτας (S8.04), το οποίο συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό με $M_w=6.0$ που έπληξε την πόλη της Καλαμάτας το 1986, και έχει επίσης Νότια διεύθυνση (Σχήμα 3.4δ). Οι γεωμετρικές του παράμετροι έχουν καθοριστεί λεπτομερώς από τους Lyon-Caen et al. (1988) και δίνονται στον Πίνακα 3.1.

Κατά μήκος των ακτών της Δυτικής Μάνης αναπτύσσονται τα κανονικά ρήγματα της Τράχηλας (S8.05) και της Αρεόπολης (S8.07), τα οποία έχουν Νότια-Νοτιοανατολική διεύθυνση και μεγάλες γωνίες κλίσης σύμφωνα με τη βάση δεδομένων NOA Faults (Ganas, 2020 και περιεχόμενες αναφορές· Πίνακας 3.1 και Σχήμα 3.4δ), οι οποίες τροποποιήθηκαν σύμφωνα με την τυπική της τιμή των 45° (Πίνακας 3.1). Το τελευταίο ρήγμα που αναπτύσσεται στην περιοχή είναι το ρήγμα της Σπάρτης, το οποίο εκτείνεται κατά μήκος τον ανατολικών πλαγιών της Οροσειράς του Ταΰγετου και το οποίο συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 464 π.Χ. που έπληξε την αρχαία πόλη της Σπάρτης και είναι μέγεθος ίσο με $M_w=6.8$ (Parazachos et al., 2010). Πρόκειται για μία τεκτονική δομή μήκους ίσου με 64 km (συνεχής σκούρου κόκκινου χρώματος γραμμή στο Σχήμα 3.4δ). Γεωλογικές μελέτες (Armijo et al., 1990· Papanastasiou et al., 2005· Papanikolaou et al., 2013) προσδιόρισαν ότι το ρήγμα της Σπάρτης είναι ισχυρά τμηματοποιημένο, με τα διακριτά τμήματα του να διαφέρουν σημαντικά στην παράταξη και τη κλίση τους. Ακόμη, έδειξαν ότι η διάρρηξη που είχε ως αποτέλεσμα τον ισχυρό σεισμό του 464 π.Χ. συνδέεται με το νοτιότερο τμήμα του ρήγματος (συνεχής ανοικτού κόκκινου

χρώματος γραμμή στο Σχήμα 3.4δ), το οποίο έχει μήκος ίσο με 20 km και πλάτος ίσο με 14 km (Armijo et al., 1990· Πίνακας 3.1).

Σχετικά με τον ρυθμό ολίσθησης των κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στην περιοχή της Νότιας Πελοποννήσου, οι Briole et al. (2021) έχουν υπολογίσει ρυθμό επέκτασης της τάξης των 4 mm/yr στο δυτικό μέρος της περιοχής (Μεσσηνιακός Κόλπος), ενώ στα ανατολικό της όριο (περιοχή Σπάρτης) ρυθμό ολίσθησης της τάξης των 2 m/yr. Οι τιμές αυτές βρίσκονται σε καλή συμφωνία με της προηγούμενες μελέτες των Floyd et al. (2010) και Vernant et al. (2014). Λαμβάνοντας υπόψιν τα παραπάνω σε συνδυασμό με το γεγονός ότι τα 6 ρήγματα που καθορίστηκαν στον Μεσσηνιακό Κόλπο (S8.01-S8.06) μπορούν να διακριθούν σε δύο παράλληλες ομάδες, οι τιμές του ρυθμού ολίσθησής τους επιλέχθηκαν προσεγγιστικά ίσες με 2 χιλιοστά για το κάθε ένα από αυτά (Πίνακας 2.22). Για το ρήγμα της Σπάρτης ο ρυθμός ολίσθησης ορίστηκε ίσος με επίσης 2 mm/yr.

Η διερεύνηση των γνωστών ισχυρών σεισμών αυτής της ζώνης απέδωσε ένα σύνολο 8 σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$, με πιο πρόσφατο αυτόν της Καλαμάτας του 1986 (Ambraseys and Jackson, 1990· Ambraseys, 2001· Papazachos et al., 2010· Stucchi et al., 2013· Παραμετρικός κατάλογος Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.). Οι υπόλοιποι 7 είναι είτε ιστορικοί είτε σεισμοί που έγιναν κατά τη διάρκεια της πρώιμης ενόργανης περιόδου της σεισμικότητας (Σχήμα 3.4δ και Πίνακας 3.2). Από τον αθροιστικό αριθμό των σεισμών αυτών σε συνάρτηση με τον χρόνο γένεσής τους (Σχήμα 3.5δ) είναι εμφανής η έλλειψη καταγεγραμμένων πληροφοριών ιστορικών σεισμών για την περιοχή μελέτης από το 464 π.Χ. και το σεισμό της Σπάρτης έως και το έτος 1842 κατά τη διάρκεια του οποίου εντοπίζεται ο επόμενος ισχυρός σεισμός. Παρόλα αυτά, ο ισχυρός σεισμός του 464 π.Χ. λήφθηκε υπόψιν για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης του νότιου τμήματος του ρήγματος της Σπάρτης καθώς και ο σεισμός αλλά και το αντίστοιχο ρήγμα είναι καλά καθορισμένα. Η διαδικασία της σύνδεσης των υπόλοιπων ισχυρών σεισμών με τα κανονικά ρήγματα της περιοχής (Πίνακας 3.2) έγινε μέσω της επισκόπησης των περιγραφών των μακροσεισμικών τους αποτελεσμάτων (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009), της χωρικής κατανομής των διαθέσιμων τιμών της μακροσεισμικής έντασης (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003), των διαθέσιμων ισόσειστων καμπυλών (Ambraseys and Jackson, 1990· Papazachos et al., 1997b) καθώς και της εργασίας των Kouskouna and Kaviris (2014).

Πίνακας 3.1 Γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι των κύριων ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών.

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Γ. Πλάτος (°B)	Άκρο Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
Ζώνη Ρηγμάτων 1: Ανάστροφα Ρήγματα Δυτική Ελλάδα και Δυτικής Βαλκανικής Χερσονήσου										
Ντουμπρόβνικ (Mljet)	S1.01	42.362	18.256	310	30	85	44	24.75	3.0±1.0	1, 2, 3, 4
Shkoder B. Τμήμα	S1.02	42.000	18.730	323	25	90	21	12	3.4±0.5	5, 6, 7, 8
Shkoder N. Τμήμα	S1.03	41.670	19.110	326	25	90	46	28	3.4±0.5	5, 6, 7, 8
Δυρράχιο	S1.04	41.325	19.420	325	23	80	22	13	2.3±0.6	3, 9, 10
Ελβασάν	S1.05	41.067	19.956	331	27	93	16	16	1.7±0.5	3, 4
Βεράτιο (Berat)	S1.06	40.826	19.776	340	30	90	21	21	1.7±0.5	1, 3
Φιέρι (Seman)	S1.07	40.559	19.586	352	30	93	26	21	2.3±0.6	1, 3, 4
Αυλώνας (Vlora)	S1.08	40.235	19.615	327	30	93	29	24	2.3±0.6	1, 3, 4
Χειμάρρα	S1.09	40.058	19.658	309	27	93	25.5	24	2.3±0.6	1, 3, 4
Τεπελένι	S1.10	40.189	20.135	332	30	90	31	26	1.7±0.5	1, 3, 4
Κέρκυρα	S1.11	39.411	19.814	329	43	90	23	17	1.8±0.5	4, 12
Παξοί	S1.12	39.119	20.091	309	43	90	33	15	1.85±0.5	4, 12
Πρέβεζα	S1.13	38.915	20.100	339	43	90	15	15	1.85±0.5	4, 12
Ηγουμενίτσα	S1.14	39.597	20.157	301	43	90	18	17	1.85±0.5	4, 12
Ιωάννινα	S1.15	39.545	20.656	332	43	113	24	17	1.85±0.5	4, 12
Παραμυθιά – Β. Τμήμα	S1.16	39.495	20.499	350	30	90	13	13	1.85±0.5	11, 12
Παραμυθιά – Ν. Τμήμα	S1.17	39.600	20.472	336	30	90	17	17	1.85±0.5	11, 12
Ζώνη Ρηγμάτων 2: Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς										
Λευκάδα – Β. Τμήμα	S2.01	38.698	20.562	18	60	-175	16	10	10.0±0.5	12, 13, 14
Λευκάδα – Ν. Τμήμα	S2.02	38.555	20.490	22	64	179	20	12	10.0 ±0.5	12, 14, 15
Παλική – Β. Τμήμα	S2.03	38.260	20.405	12	57	157	12	10	19.5±0.5	16, 17
Παλική – Ν. Τμήμα	S2.04	38.150	20.355	12	57	157	12	10	19.5±0.5	16, 17
Υπεράκτιο Ρήγμα Κεφαλονιάς	S2.05	37.915	20.085	40	45	168	33	20	25.0±0.5	14, 18
Αργοστόλι	S2.06	38.082	20.557	299	30	90	15	15	4.9±1.1	19, 20

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
Αίνος	S2.07	38.034	20.792	300	30	100	35	24	4.9±1.1	20, 21, 22
Ιθάκη – Β. Τμήμα	S2.08	38.375	20.650	331	30	90	16	16	3.8±0.5	19, 20
Ιθάκη – Ν. Τμήμα	S2.09	38.309	20.703	323	30	90	10	10	3.8±0.5	19, 20
Ζώνη Ρηγμάτων 3: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και ανάστροφα ρήγματα Νοτίου Ιονίου Πελάγους										
Ζάκυνθος – Β. Τμήμα 1	S3.01	37.879	20.345	46	37	-173	26	20	9.9±1.0	23, 24
Ζάκυνθος – ΒΔ Τμήμα	S3.02	37.859	20.022	46	37	-173	19	19	9.9±1.0	23, 24
Ζάκυνθος – Β. Τμήμα 2	S3.03	37.717	20.395	46	37	-173	26	20	9.9±1.0	23, 24
Κυλλήνη	S3.04	37.828	20.990	338	48	90	17	16	7.0±0.5	25, 26
Ζάκυνθος – Κ. Τμήμα	S3.05	37.410	20.490	8	31	162	26	25	6.1±0.2	23, 26
Ζάκυνθος – Ν. Τμήμα	S3.06	37.150	20.450	11	26	165	28	28	6.1±0.2	26, 27, 28
Ζάκυνθος – ΝΔ Τμήμα	S3.07	37.150	20.210	335	14	106	20.5	20.5	6.1±0.2	23, 26
Φιλιατρά	S3.08	36.628	21.558	320	32	106	44	32	31±1.0	23, 29
Μεθώνη – Δ. Τμήμα	S3.09	36.370	21.810	298	20	89	20	20	31±1.0	24, 27
Μεθώνη – Κ. Τμήμα	S3.10	36.149	22.012	310	6	120	30	20	31±1.0	24, 30
Μεθώνη – Α. Τμήμα	S3.11	36.125	22.211	310	5	127	13	13	31±1.0	24, 30
Ζώνη Ρηγμάτων 4: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης Δυτικής Ελλάδας και Δυτικής Πελοποννήσου										
Κατούνα	S4.01	38.740	21.160	330	70	0	16	13	7.4±0.5	12, 31
Ρίο – Πάτρα	S4.02	38.185	21.676	223	89	180	22	12	7.4±0.5	12, 32
Πάτρα	S4.03	38.268	21.678	331	73	-35	14	12	7.4±0.5	12, 33
Κάτω Αχαΐα	S4.04	38.092	21.636	209	83	164	21	12	7.4±0.5	12, 27, 34
Λάδωνας	S4.05	37.723	21.893	37	89	176	18	12	3.0±0.4	22, 29
Μεγαλόπολη	S4.06	37.343	21.900	126	74	-33	21	12	3.0±0.4	22, 29, 35
Κυπαρισσία	S4.07	37.320	21.579	212	89	176	30	15	6.6±0.8	24, 29
Ζώνη Ρηγμάτων 5: Κανονικά ρήγματα Κορινθιακού Κόλπου										

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
Ψαθόπυργος	S5.01	38.310	22.000	270	45	-90	15	10	10.8±0.5	36, 37
Αίγιο	S5.02	38.240	22.140	277	33	-76	16	10	10.8±0.5	36, 37, 38
Ελίκη	S5.03	38.170	22.340	281	34	-71	22	12.5	10.8±0.5	37, 39, 40
Ακράτα	S5.04	38.150	22.440	270	30	-81	8	8	8.3±0.5	37
Ξυλόκαστρο	S5.05	38.090	22.640	265	23	-81	20	17	8.3±0.5	37, 39
Περαχώρα	S5.06	38.045	22.855	285	40	-70	18	16	5.5±0.5	37
Σχίνος	S5.07	38.042	23.100	264	42	-80	19	19	5.5±0.5	37, 39
Αλεποχώρι	S5.08	38.095	23.220	261	44	-85	13	13	5.5±0.5	37, 39
Καπαρέλι	S5.09	38.210	23.120	50	50	-90	15	14	2.0±0.4	41, 42, 43
Δελφοί	S5.10	38.478	22.680	91	40	-90	18	12	2.0±0.4	29, 43
Μακρύγιαλος	S5.11	38.423	22.453	140	60	-90	10	10	2.0±0.4	43, 44, 45
Συκιά	S5.12	38.358	22.510	114	60	-90	10	10	2.0±0.4	43, 44, 45
Μαραθιάς	S5.13	38.404	21.905	102	50	-90	17	13	2.0±0.4	43, 44, 45
Ζώνη Ρηγμάτων 6: Κανονικά ρήγματα Κεντρικής Ελλάδας										
Σπερχειός	S6.01	38.897	22.228	275	45	-80	17	13	1.5±0.2	46, 47, 48
Υπάτη	S6.02	38.859	22.412	275	45	-80	16	13	1.5±0.2	46, 47, 48
Αλαμάνα	S6.03	38.821	22.636	265	45	-90	20	13	1.5±0.2	46, 47, 48
Μαλιακός	S6.04	38.927	23.039	248	45	-105	20	13	1.5±0.2	47, 48, 49
Καμένα Βούρλα	S6.05	38.744	22.818	285	45	-70	17	13	2.0±0.3	47, 48, 50
Αρκίτσα	S6.06	38.746	23.030	280	45	-70	18	13	2.0±0.3	47, 48, 50
Αταλάντη	S6.07	38.607	23.175	290	55	-80	19	12	2.0±0.3	47, 48
Μαρτίνο	S6.08	38.533	23.321	300	55	-70	15	12	2.0±0.3	47, 48
Ερέτρια	S6.09	38.405	23.650	93	43	-90	20	12	2.0±0.3	29, 48, 51
Σχηματάρι	S6.10	38.410	23.410	114	40	-90	19	12	2.0±0.3	47, 48
Ωρωπός	S6.11	38.200	23.900	282	40	-90	20	12	2.0±0.3	47, 48
Ερυθρές –Α. Τμήμα	S6.12	38.282	23.543	257	60	-90	17	13	2.0±0.3	45, 46, 48
Ερυθρές –Δ. Τμήμα	S6.13	38.234	23.361	264	60	-90	17	13	2.0±0.3	45, 46, 48
Αθήνα - 1999	S6.14	38.130	23.500	116	39	-81	18	12	1.5+0.3	48, 52, 53
Ζώνη Ρηγμάτων 7: Κανονικά ρήγματα Ανατολικής Πελοποννήσου										
Κεχριές	S7.01	37.875	23.003	270	60	-90	10	10	2.2±0.4	12, 35, 54

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
Αλμυρή	S7.02	37.853	23.118	260	60	-90	17	14	2.2±0.4	12, 35, 54
Άργος – Δ. Τμήμα	S7.03	37.515	22.925	94	48	-90	11	11	2.2±0.4	12, 29, 35
Άργος – Α. Τμήμα	S7.04	37.507	23.066	94	48	-80	11	11	2.2±0.4	12, 29, 35
Επίδαυρος – Δ. Τμήμα	S7.05	37.495	23.339	275	43	-100	11	11	2.2±0.4	12, 29, 35
Επίδαυρος – Α. Τμήμα	S7.06	37.480	23.480	275	43	-100	11	11	2.2±0.4	12, 29, 35
Υδρα	S7.07	37.375	23.305	243	48	-78	24	16	2.2±0.4	12, 29, 35
Κύθνος	S7.08	37.510	24.470	80	48	-78	21	16	2.2±0.4	12, 29, 35
Ζώνη Ρηγμάτων 8: Κανονικά ρήγματα Νότιας Πελοποννήσου										
Φαλάνθη	S8.01	36.796	21.907	341	45	-90	10	10	2.0±0.3	12, 45
Πήδημα	S8.02	37.175	22.028	190	45	-90	10	10	2.0±0.3	12, 45
Ασπρόχωμα	S8.03	37.081	22.054	170	45	-90	10	10	2.0±0.3	12, 45
Καλαμάτα	S8.04	37.079	21.196	195	50	-80	16	14	2.0±0.3	12, 55
Τράχηλα	S8.05	36.809	22.294	170	45	-90	10	10	2.0±0.3	12, 45
Αρεόπολη	S8.06	36.702	22.327	185	45	-90	29	17	2.0±0.3	12, 45
Σπάρτη	S8.07	36.912	22.532	320	55	-90	20	14	2.0±0.2	12, 56, 57
Ζώνη Ρηγμάτων 9: Ανάστροφα ρήγματα Νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου										
Δυτικό Μέτωπο Κατάδυσης	S9.01	34.585	24.002	315	35	90	160	80	33.4±0.5	24, 29, 58
ΒΑ Τμήμα Μετώπου	S9.02	35.603	22.825	315	35	90	44	27	33.4±0.5	29, 59
Κ. Τμήμα Μετώπου 1	S9.03	35.450	23.054	314	35	90	24	17	33.4±0.5	24, 27, 60
Κ. Τμήμα Μετώπου 2	S9.04	35.171	23.367	312	35	111	16	15	33.4±0.5	24, 27
Κ. Τμήμα Μετώπου 3	S9.05	34.972	23.603	308	35	90	18	18	33.4±0.5	24, 61
ΝΑ Τμήμα Μετώπου	S9.06	34.580	24.006	315	35	90	44	27	33.4±0.5	24, 29
ΝΔ Κρήτη - 1	S9.07	34.891	23.098	276	47	89	18	18	33.4±0.5	24, 62
ΝΔ Κρήτης - 2	S9.08	34.823	23.389	172	87	10	11	11	32.2±0.5	24, 27

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολισθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολισθησης (mm/yr)	Αναφορές
Τάφρος Πτολεμαίου	S9.09	34.112	24.634	305	29	105	44	25	32.2±0.5	24, 29, 59
Φραγκοκάστελλο	S9.10	35.172	24.290	159	68	15	10	10	32.2±0.5	24, 62
Ζώνη Ρηγμάτων 10: Ανάστροφα ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του Ανατολικού Ελληνικού Τόξου										
Τάφρος Στράβωνα	S10.01	34.879	28.004	221	25	90	151	36	36.9±0.8	24, 29, 59
Κ. Κρητικό -1	S10.02	34.250	24.950	235	7	45	18	18	39.5±0.8	24, 27
Κ. Κρητικό -2	S10.03	34.150	25.120	222	7	20	11	11	39.5±0.8	24, 27
NA Κρητικό -1	S10.04	33.783	25.449	295	23	108	20.5	20	39.5±0.8	24, 27
NA Κρητικό -2	S10.05	34.368	25.867	258	23	72	26	22	39.5±0.8	24, 27
N. Κάσος	S10.06	34.580	24.006	56	43	21	11	10	14.4±0.8	24, 27, 63
N. Ρόδος	S10.07	35.8481	28.160	261	81	-36	23	12	14.4±0.8	24, 27
Κ. Ρόδος	S10.08	35.899	28.150	30	80	-41	60	15	14.2±0.8	24, 29, 59
B. Ρόδος	S10.09	36.450	28.550	83	63	28	35	15	14.2±0.8	22, 24, 29
BA Ρόδος	S10.10	36.460	28.936	142	71	5	15	15	14.2±0.8	24, 27
Καστελόριζο	S10.11	35.236	29.423	298	27	90	40	33	17.8±0.8	24, 29, 59
Ζώνη Ρηγμάτων 11: Κανονικά ρήγματα Κρήτης και Νοτιοανατολικού Αιγαίου										
Πιτσιδά	S11.01	35.099	24.778	190	44	-79	20	17	1.2±0.5	24, 29
Καστέλι	S11.02	35.259	25.357	190	47	-94	12	12	1.0±0.4	24, 64, 65
Αυλή	S11.03	35.132	25.318	195	47	-94	12	12	1.0±0.4	24, 64, 65
B. Ιεράπετρα	S11.04	35.200	25.900	206	50	-98	19	15	1.1±0.5	29, 65, 66
N. Ιεράπετρα	S11.05	35.115	25.843	206	50	-98	15	12	1.1±0.5	29, 65, 66
Ζάκρος	S11.06	34.985	26.410	14	47	-98	30	21	2.0±0.5	29, 59, 65
Κάρπαθος	S11.07	35.895	27.195	185	47	-98	35	21	2.0±0.5	29, 59, 65
Δ. Κάρπαθος	S11.08	35.653	26.489	142	71	5	15	14	1.0±0.4	27, 65
Ζώνη Ρηγμάτων 12: Κανονικά ρήγματα Νότιου και Ανατολικού Αιγαίου										
Σίφνος	S12.01	37.095	24.494	70	45	-90	20	13	1.2±0.4	29, 35, 67,
Μήλος	S12.02	36.899	24.700	250	45	-90	20	13	1.2±0.4	29, 35, 68
Σαντορίνη	S12.03	36.594	25.390	40	50	-90	23	12	4.0±0.4	12, 69
Αμοργός	S12.04	36.666	25.750	45	50	-90	43	20	4.0±0.5	12, 69
B. Σάμος	S12.05	37.850	26.830	285	37	-95	29.5	18	5.0±1.0	70, 71
Πυθαγόρειο	S12.06	37.729	26.766	100	45	-98	18	17	5.0±1.0	71, 72

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
Menderes	S12.07	37.646	27.268	55	51	-90	32	19	5.0±1.0	22, 71, 73
Δ. Αϊδίνιο	S12.08	37.917	27.541	97	45	-90	30	17	8.0±1.0	45, 71, 74
Α. Αϊδίνιο	S12.09	37.881	27.991	70	45	-90	21	17	8.0±1.0	45, 71, 74
Akyaka	S12.10	37.010	28.092	80	60	-90	33	21	4.0±0.5	12, 75, 76
Α. Κως	S12.11	36.875	27.575	286	39	-81	15.5	10	4.0±0.5	12, 77
Κ. Κως	S12.12	36.740	27.070	65	50	-90	28	17	4.0±0.5	12, 75, 78
Δ. Κως	S12.13	36.558	26.950	65	50	-90	12	10	4.0±0.5	12, 79
Χάλκη	S12.14	36.306	27.446	250	48	-78	19	12	1.2±0.4	29, 35
Σύμη	S12.15	36.419	27.834	250	48	-78	15	12	1.2±0.4	29, 35
Ζώνη Ρηγμάτων 13: Κανονικά ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης Βορείου Αιγαίου										
Βόρειες Σποράδες	S13.01	39.321	23.558	135	85	15	27	12	4.0±1.0	80, 81
Δ. Σκύρος	S13.02	36.899	24.700	130	70	10	23	16	4.0±1.0	81, 82
Α. Σκύρος	S13.03	38.910	24.400	320	43	-56	24	17	4.0±1.0	80, 81, 83
Άγιος Ευστράτιος	S13.04	36.675	25.250	216	81	173	62	12	9.7±1.0	81, 84
Βόρειο Αιγαίο – 1	S13.05	38.910	25.020	47	77	-167	52	12	9.7±1.0	81, 84
Βόρειο Αιγαίο – 2	S13.06	38.910	25.030	219	57	179	25	14	5.0±1.0	27, 81
Τένεδος	S13.07	40.020	26.210	249	90	180	41	12	9.7±1.0	29, 81
Can	S13.08	40.120	26.980	241	70	180	53	16	5.0±1.0	85, 86, 87
Biga	S13.09	40.300	27.450	241	70	180	38	16	3.0±1.0	85, 86, 87
Gönen	S13.10	40.107	27.785	243	70	-171	50	16	5.0±1.0	85, 86, 87
Ezine	S13.11	39.881	27.039	238	70	180	50	16	5.0±1.0	86, 87
Agnacik	S13.12	39.480	26.310	75	46	-95	35	17	4.0±0.5	12, 29
Edremit	S13.13	39.400	25.910	75	45	-95	34	17	4.0±0.5	12, 29
Αγία Παρασκευή	S13.14	39.209	26.250	30	90	180	21	12	3.0±1.0	72, 87
Ερεσός	S13.15	39.141	25.910	115	50	-90	15	12	4.0±0.5	12, 29, 72
Λέσβος	S13.16	38.988	26.117	250	45	-83	19	12	4.0±0.5	12, 88, 89
Β. Χίος	S13.17	38.630	26.300	263	56	-140	30	15	4.0±0.5	12, 72
Karaburun	S13.18	38.800	26.700	241	45	-90	39	17	4.0±0.5	12, 29, 75
Dikili	S13.19	39.010	27.050	232	45	-90	26	17	4.0±0.5	12, 29, 75
Soma	S13.20	39.150	27.450	245	45	-90	37	17	4.0±0.5	12, 29, 75
Φιλαδέλφεια	S13.21	38.236	25.861	130	50	-90	17	15	3.0±0.5	71, 72

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
N. Χίος	S13.22	38.214	26.311	253	45	-90	24	17	3.0±0.5	71, 72, 87
Cesme	S13.23	38.370	26.800	252	45	-90	34	17	3.0±0.5	71, 72, 87
Izmir	S13.24	38.420	27.250	260	45	-90	31	17	3.0±0.5	71, 72, 87
Kemalpasa	S13.25	38.465	27.623	260	45	-90	29	17	3.0±0.5	71, 72, 87
Seferihisar	S13.26	39.201	27.129	238	85	-167	18	12	3.0±0.5	71, 75
Ζώνη Ρηγμάτων 14: Ζώνη Διάρρηξης Τάφρου Βορείου Αιγαίου										
Γλαύκη	S14.01	39.930	24.530	233	62	-173	48	14	12.5±0.5	80, 81, 90
Άθως	S14.02	40.200	25.000	228	89	-168	47	12	12.5±0.5	81, 84, 90
Σαμοθράκης	S14.03	40.200	25.000	73	85	-177	60	14	21.2±0.5	81, 91, 92
Σάρος	S14.04	40.380	25.700	68	55	-145	50	15	21.2±0.5	81, 91, 93
Γκάνος	S14.05	40.800	27.500	246	75	180	110	15	22.5±1.5	94, 95, 96
Ζώνη Ρηγμάτων 15: Κανονικά ρήγματα Θεσσαλίας										
Τρίκαλα	S15.01	39.562	21.694	90	43	-90	25	16	1.5±0.5	29, 35, 81
Δ. Τύρναβος	S15.02	39.680	21.075	300	46	-88	15	8	1.5±0.5	35, 81, 97
Κ. Τύρναβος	S15.03	39.620	22.180	315	38	-88	17	8	1.5±0.5	35, 81, 97
Α. Τύρναβος	S15.04	39.691	22.285	295	55	-90	11	11	1.5±0.5	35, 45, 81
Ροδιά	S15.05	40.800	27.500	113	60	-90	17	13	1.5±0.5	35, 45, 98
Γυρτώνη	S15.06	39.751	22.420	107	60	-90	10	10	1.5±0.5	35, 45, 81
Λάρισα	S15.07	39.613	22.366	292	60	-90	19	17	1.5±0.5	29, 35, 81
Σκήτη	S15.08	39.705	22.870	312	43	-60	16	16	1.5±0.5	29, 35, 81
Πουρί	S15.09	39.463	22.223	310	45	-90	18	17	1.5±0.5	29, 35, 81
Παγασές	S15.10	39.340	22.920	252	45	-90	12	10	4.0±0.5	81, 98, 99
Ρήγειο	S15.11	39.365	22.559	99	45	-90	19	14	4.0±0.5	81, 98, 100
Φάρσαλα	S15.12	39.310	22.397	89	45	-90	14	10	4.0±0.5	81, 98, 100
Νέα Αγχίαλος	S15.13	39.258	22.696	82	45	-90	12	10	4.0±0.5	81, 99, 100
Βόλος	S15.14	39.258	22.830	82	45	-90	21	14	4.0±0.5	81, 99, 101
Εκκάρα	S15.15	39.154	22.306	285	45	-88	28	18	4.0±0.5	81, 98
Ζώνη Ρηγμάτων 16: Κανονικά ρήγματα Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας, Θράκης και Νότιας Βαλκανικής										
Κοζάνη	S16.01	40.089	21.804	243	47	-97	26	14	2.0±0.3	81, 103, 104
Χρυσή	S16.02	40.800	22.150	56	47	-84	16	15	1.5±0.5	47, 81, 105
Valantovo	S16.03	41.300	22.700	90	53	-93	25	15	1.5±0.5	29, 81, 106
A. Krupnik	S16.04	41.698	22.720	87	45	-82	30	15	1.5±0.5	29, 81, 106

Όνομα	Κωδική Ονομασία	Άνω Αριστερό Άκρο Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)	Παράταξη, φ (°)	Κλίση, δ (°)	Γωνία Ολίσθησης, λ (°)	Μήκος, L (km)	Πλάτος, w (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)	Αναφορές
Δ. Krupnik	S16.05	41.730	23.100	63	45	-93	40	15	1.5±0.5	29, 81, 106
Άσσηρος	S16.06	40.834	23.017	130	53	-90	19	15	1.5±0.5	81, 107, 108
Σοχός	S16.07	40.815	23.150	90	53	-90	17	15	1.5±0.5	81, 107, 108
Γερακαρού	S16.08	40.700	23.000	282	46	-90	25	16	1.5±0.5	81, 107, 109
N. Απολλωνία	S16.09	40.664	23.404	282	46	-90	18	16	1.5±0.5	81, 107, 108
Ανθεμούντας	S16.10	40.500	22.900	275	53	-60	23	15	1.5±0.5	81, 107, 108
Κασσάνδρα	S16.11	39.950	23.414	101	53	-93	21	15	1.5±0.5	47, 81
Στρατώνη	S16.12	40.527	23.6917	93	53	-93	32	15	1.5±0.5	81, 107, 108
Δράμα	S16.13	41.170	23.920	100	53	-90	35	15	1.2±0.5	29, 81, 109
Κομοτηνή	S16.14	41.170	25.410	105	53	-90	34	15	1.2±0.5	29, 81, 110
Διδυμότειχο	S16.15	41.070	26.130	56	90	177	40	12	1.2±0.5	29, 81, 109
Ζώνη Ρηγμάτων 17: Κανονικά ρήγματα Δυτικής Μακεδονίας, Βόρειας Μακεδονίας και Αλβανίας										
Peshkope	S17.01	41.505	20.487	161	49	-87	26	16	2.0±0.4	8, 29
Οχρίδα	S17.02	41.183	20.748	175	49	-87	27	14	2.0±0.4	8, 29
Bitola	S17.03	41.064	21.074	280	49	-90	23	15	2.0±0.3	8, 29
Korce	S17.04	40.665	20.831	214	49	-90	20	14	2.0±0.3	8, 45
Erseke	S17.05	40.421	20.774	196	49	-87	21	15	2.0±0.3	8, 45
Καστοριά	S17.06	40.627	21.339	160	49	-87	30	16	2.0±0.3	8, 29
Άρτα	S17.07	39.545	21.259	184	52	-83	21	16	2.0±0.3	8, 29, 95

(1) Basili et al., 2013· (2) Kastelic & Carafa, 2012· (3) Jouanne et al., 2012· (4) Papazachos et al., 2001· (5) Karakaisis et al., 1985· (6) Baker et al., 1997· (7) Benetatos & Kiratzi, 2006· (8) D'Agostino et al., 2020· (9) GCMT· (10) Ganas et al., 2020· (11) King et al., 1993· (12) Briole et al., 2021· (13) Karakostas et al., 2004· (14) Kahle et al., 1995· (15) Papadimitriou et al., 2017· (16) Karakostas et al., 2015· (17) Briole et al., 2015· (18) Skordilis et al., 1985· (19) Underhill, 1989· (20) D'Agostino et al., 2020· (21) Jenkins, 1972· (22) McKenzie, 1972· (23) Papadimitriou, 1993· (24) Vernant et al., 2014· (25) Karakostas et al., 1993· (26) Hollenstein et al., 2008., 2015· (27) GCTM· (28) Karakostas et al., 2020· (29) Papazachos et al., 2001a· (30) Howell et al., 2017· (31) Prouzet et al., 2017· (32) Flotte et al., 2005· (33) Karakostas et al., 1994· (34) Karakostas et al., 2016· (35) Floyd et al., 2010· (36) Bernard et al., 1996· (37) Console et al., 2013· (38) Pantosti et al., 2004· (39) Armijo et al., 1996· (40) Briole et al., 2010· (41) Morewood & Roberts, 1999· (42) Marinou et al., 2015· (43) Chousianitis et al., 2013· (44) Βαλκανιώτης, 2009· (45) Ganas, 2020· (46) Roberts & Ganas, 2000· (47) Goldsworthy et al., 2002· (48) Chousianitis et al., 2013· (49) Galanakis et al., 1998· (50) Roberts & Jackson, 1991· (51) Perissoratis & van Andel, 1991· (52) Papazachos et al., 2001b· (53) Ganas et al., 2009· (54) Goldsworthy & Jackson, 2001· (55) Lyon-Caen et al., 1988· (56) Armijo et al., 1991· (57) Papanikolaou et al., 2013· (58) Papadimitriou & Karakostas, 2008· (59) Παραδεισοπούλου, 2009· (60) Papadimitriou et al., 2016· (61) Kiratzi & Langston, 1989· (62) Taymaz et al., 1990· (63) Kiratzi, 2016· (64) Ganas et al., 2017· (65) Ganas et al., 2022· (66) Caputo et al., 2010· (67) Sakelariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2016· (68) Sakelariou et al., 2022· (69) Nomikou et al., 2018· (70) Karakostas et al., 2021· (71) Flerit et al., 2004· (72) Chatzipetros et al., 2013· (73) Papadimitriou et al., 2005· (74) Paton, 1992· (75) Paradisopoulou, 2010· (76) Tur et al., 2015· (77) Karakostas et al., 2022· (78) Eyedogan, 1988· (79) Nomikou et al., 2021· (80) Taymaz et al., 1991· (81) Muller et al., 2013· (82) Karakostas et al., 2003· (83) Papanikolaou et al., 2019· (84) Kiratzi et al., 1991· (85) Barka, 1996· (86) Kurcer et al., 2008· (87) Flerit et al., 2003· (88) Papadimitriou et al., 2018· (89) Kiratzi, 2018· (90) Papanikolaou et al., 2002, 2006· (91) Sakelariou et al. (2016)· (92) Yaltirak & Alpar, 2002· (93) McNeil et al., 2004· (94) Armijo et al., 1999, 2002· (95) Ambraseys & Jackson, 2000· (96) Aksoy et al., 2010· (97) Karakostas et al., 2021· (98) Caputo & Pavlides, 1993, 2013· (99) Galanakis et al., 1998· (100) Mountrakis et al., 1993· (101) Caputo, 1996· (102) Perissoratis et al. 1991· (103) Hatzfeld et al., 1997· (104) Karakostas, 2009· (105) Panagiotopoulos et al., 1993· (106) Papadimitriou et al., 2007· (107) Tranos et al., 2003· (108) Mountrakis et al., 2006· (109) Gkaraouni et al., 2007· (110) Kilias et al., 20

Η 9^η ζώνη ρηγμάτων περιλαμβάνει το θαλάσσιο χώρο δυτικά και νοτιοδυτικά της Κρήτης και αποτελεί το κύριο μέρος του νοτιοδυτικού μετώπου της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης. Η ζώνη κυριαρχείται από την ανάπτυξη ανάστροφων ρηγμάτων Βορειοδυτικής–Νοτιοανατολικής διεύθυνσης και συμπίεστικού πεδίου τάσεων με τον Άξονα Συμπίεσης, P , να έχει Βόρεια–Βορειοανατολική διεύθυνση κατά μήκος της διεύθυνσης της κατάδυσης (Papadimitriou et al., 1993, μεταξύ άλλων). Το Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο συνδέεται με τον ισχυρότερο γνωστό σεισμό που έχει γίνει στη λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας, τον σεισμό του 365 με μέγεθος $M_w \approx 8.3-8.4$ (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003), ο οποίος είχε ως συνέπεια την δημιουργία ισχυρού θαλάσσιου κύματος βαρύτητας (tsunami) που προκάλεσε μεγάλες καταστροφές στην ευρύτερη περιοχή. Παράλληλα, φαίνεται να είναι υπεύθυνος για την αύξηση του ρυθμού σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή για τους επόμενους δύο αιώνες (Pirazzoli et al., 1996· Stiros, 2001). Οι Papadimitriou & Karakostas (2008) μοντελοποίησαν την διάρρηξη του σεισμού του 365 συμπεραίνοντας ότι οφείλεται σε ολίσθηση του συνόλου του νοτιοδυτικού μετώπου της κατάδυσης, το οποίο έχει παράταξη ίση με 315° ($\phi=315^\circ$), κλίση 35° ($\delta=35^\circ$) και γωνία ολίσθησης ίση με 90° ($\lambda=90^\circ$), και προσδιόρισαν τις διαστάσεις του ίσες με $L=160$ km και $w=80$ km, αντίστοιχα (S9.01· Πίνακας 3.1 και Σχήμα 3.6α). Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξε και η μελέτη των Ganas & Parsons (2009), οι οποίοι όρισαν το νοτιοδυτικό μέτωπο της κατάδυσης ως μία ανάστροφη ενεργή δομή με παράταξη ίση με $\phi=290^\circ$, κλίση με εύρος $\delta=36^\circ-46^\circ$ και διαστάσεις ίσες με $L=160$ km και $w=58$ km.

Οι σεισμοί της ενόργανης περιόδου (μετά το 1960) με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ κατά μήκος του νοτιοδυτικού μετώπου της κατάδυσης και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης τους δίνουν την δυνατότητα του καθορισμού ενός μοντέλου τμηματοποίησης του. Σε αυτό το σύνολο σεισμών περιλαμβάνονται αυτοί του 1972 με μέγεθος $M_w=6.3$ (Kiritzi & Langston, 1989), του 1984 με μέγεθος $M_w=6.2$ (GCMT) και του 2013 με μέγεθος $M_w=6.7$ (Papadimitriou et al., 2016). Έτσι, αξιοποιώντας τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών αυτών σε συνδυασμό με τις σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ανάστροφα ρήγματα καθορίστηκαν 3 τμήματα ρήγματος για το κεντρικό μέρος του νοτιοδυτικού μετώπου της κατάδυσης (S9.03, S9.04, και S9.05 που αντιστοιχούν στις διαρρήξεις που σχετίζονται με τους σεισμούς του 2013, του 1984 και του 1972, αντίστοιχα). Το βορειοδυτικό και το νοτιοανατολικό άκρο του μετώπου της κατάδυσης θεωρήθηκαν επίσης ως δύο διακριτά τμήματα ρήγματος (S9.02 και S9.06, αντίστοιχα, για το βορειοδυτικό και το νοτιοανατολικό)

αφού συνδέθηκαν με τους σχυρούς ιστορικούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή, αυτόν του 1717 με $M_w=7.0$ και αυτόν του 1805 με $M_w=7.0$, αντίστοιχα. Οι υπόλοιπες κινηματικές και γεωμετρικές παράμετροι των τμημάτων αυτών (παράταξη, κλίση, γωνία ολίσθησης) θεωρήθηκαν όμοιες με αυτές του συνολικού μετώπου της κατάδυσης (Πίνακας 3.1).

Εξωτερικά του μετώπου της κατάδυσης αναπτύσσονται δύο μικρότερων διαστάσεων ρήγματα, εκ των οποίων το ένα είναι ανάστροφο (S9.07) που συνδέεται με τον σεισμό του 1977 με μέγεθος $M_w=6.3$ (Taymaz et al., 1990) και ένα αριστερόστροφο (S9.08) που συνδέεται με τον σεισμό του 2004 με μέγεθος $M_w=6.3$ (GCMT). Οι παράμετροι των ρηγμάτων αυτών καθορίστηκαν από τους αντίστοιχους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης τους και την εφαρμογή των εμπειρικών σχέσεων, όπως και προηγουμένως. Στο νοτιοανατολικό όριο της περιοχής εκτείνεται το ανάστροφο ρήγμα της Τάφρου του Πτολεμαίου (S9.09) (Parazachos et al., 2001· Παραδεισοπούλου, 2009) και συνδέεται με το σεισμό του 1952 με μέγεθος $M_w=7.0$ (Parazachos et al., 2010). Τέλος, στο θαλάσσιο χώρο νοτίως του Φραγκοκάστελλου αναπτύσσεται ακόμη ένα αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (S9.10), το οποίο συνδέεται με το σεισμό του 1965 με μέγεθος $M_w=6.0$ (Taymaz et al., 1990). Για τον καθορισμό του ρυθμού ολίσθησης της ζώνης των ανάστροφων ρηγμάτων του Νοτιοδυτικού Τόξου χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο που έχει προταθεί από τους Vernant et al. (2014), το οποίο θεωρεί για την ευρύτερη περιοχή τέμαχος φλοιού (crustal block) με συνιστώσα συμπίεσης ίση με 33.4 mm/yr για το βορειοδυτικό μέρος της (κύριο τμήμα του μετώπου) και 32.2 mm/yr για το νοτιοανατολικό μέρος της (Τάφος Πτολεμαίου).

Η συλλογή όλων των γνωστών ισχυρών σεισμών της ζώνης έγινε από τους καταλόγους των Parazachos et al. (2010), Stucchi et al. (2013), του Παραμετρικού καταλόγου σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.. Το κατώφλι μεγέθους που επιλέχθηκε για τη ζώνη των ανάστροφων του Νοτιοδυτικού Μετώπου αφορά σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.5$ της ιστορικής και πρώιμης ενόργανης περιόδου (μέχρι το έτος 1960) λόγω τόσο των διαστάσεων των περισσότερων τμημάτων ρηγμάτων της όσο και της ιδιαιτερότητας αυτών να βρίσκονται στον θαλάσσιο χώρο. Η αναζήτηση των σεισμών αυτών απέδωσε ένα σύνολο 11 σεισμών από το 365 έως και το 2013. Ο αθροιστικός αριθμός τους σε σχέση με το χρόνο φαίνεται στο Σχήμα 3.7α, από το οποίο προκύπτει εποπτικά ότι για το σύνολο των σεισμών υπάρχει καλή γραμμική σχέση από το έτος 1494 και αφορά 8 σεισμούς. Σε αυτό το

κατάλογο προστέθηκαν και όλοι οι καταγεγραμμένοι σεισμοί της ενόργανης σεισμικότητας με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ από 1960 και έπειτα (Πίνακας 3.2 και Σχήμα 3.6α).

Η ζώνη των ανάστροφων και των αριστερόστροφων ρηγμάτων του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (ζώνη ρηγμάτων 10) περιλαμβάνει το θαλάσσιο χώρο του κεντρικού και ανατολικού μέρους του Νότιου Κρητικού Πελάγους και αποτελεί το ανατολικό μέτωπο της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης. Εκτείνεται και ανατολικότερα στο θαλάσσιο χώρο νοτίως των νήσων της Καρπάθου και της Ρόδου, περιοχή που αναπτύσσεται το αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου. Η ζώνη κυριαρχείται από την ανάπτυξη ανάστροφων και πλαγιοανάστροφων ρηγμάτων και συμπιεστικού πεδίο τάσεων με Βόρεια–Βορειοανατολική διεύθυνση κατά μήκος του συνόλου του μετώπου της κατάδυσης. Το ανατολικό Ελληνικό Τόξο συνδέεται με έναν ισχυρό σεισμό με μέγεθος $M_w \approx 8.0$, αυτόν της 8^{ης} Αυγούστου του 1303 (Ambraseys et al., 1994· Guidoboni & Comastri, 1997· Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Mouslopoulou et al., 2015), ο οποίος είχε ως συνέπεια την δημιουργία ισχυρού θαλάσσιου κύματος βαρύτητας (tsunami) που προκάλεσε μεγάλες καταστροφές στην ευρύτερη περιοχή και έγινε αισθητός σε όλο το ανατολικό μέρος της λεκάνης της Μεσογείου.

Οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης σεισμών με μεγέθη με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ συνέβαλαν στον προσδιορισμό των ενεργών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στην ζώνη. Ειδικότερα, τα ρήγματα στο δυτικό όριο της ζώνης (S10.2 και S10.3· Σχήμα 3.6β και Πίνακας 3.1) καθορίστηκαν με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών του 2013 (15 και 16 Ιουνίου με μεγέθη $M_w=6.3$ και $M_w=6.0$ · Πίνακας 2.29 και Σχήμα 2.31· GCMT) σε συνδυασμό με τους εμπειρικούς νόμους των Wells and Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα. Με το ίδιο σκεπτικό καθορίστηκαν και τα ανάστροφα ρήγματα που αναπτύσσονται μεταξύ της πρώτης ομάδας ρηγμάτων και της Τάφρου του Στράβωνα (S10.04 και S10.05· Σχήμα 3.6β και Πίνακας 3.1) τα οποία συνδέονται με τους σεισμούς του 2009 με μέγεθος $M_w=6.3$ (GCMT) και του 2020 με μέγεθος $M_w=6.6$ (GCMT). Το αριστερόστροφο ρήγμα που αναπτύσσεται νότια της Κάσου (S10.06) καθορίστηκε με την χρήση των διαθέσιμων μηχανισμών γένεσης του σεισμού του 2015 με μέγεθος $M_w=6.1$ (GCMT· Kiratzi, 2016) και τις αντίστοιχες εμπειρικές σχέσεις. Η ομάδα των αριστερόστροφων ρηγμάτων που αναπτύσσεται κατά μήκος των νότιων και ανατολικών–βορειοανατολικών ακτών της Ρόδου (S10.07–S10.10· Σχήμα 3.6β· Πίνακας 3.1) καθορίστηκαν επίσης σύμφωνα με του διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης (GCMT· McKenzie, 1972) και με τη χρήση δεδομένων προηγούμενων ερευνών

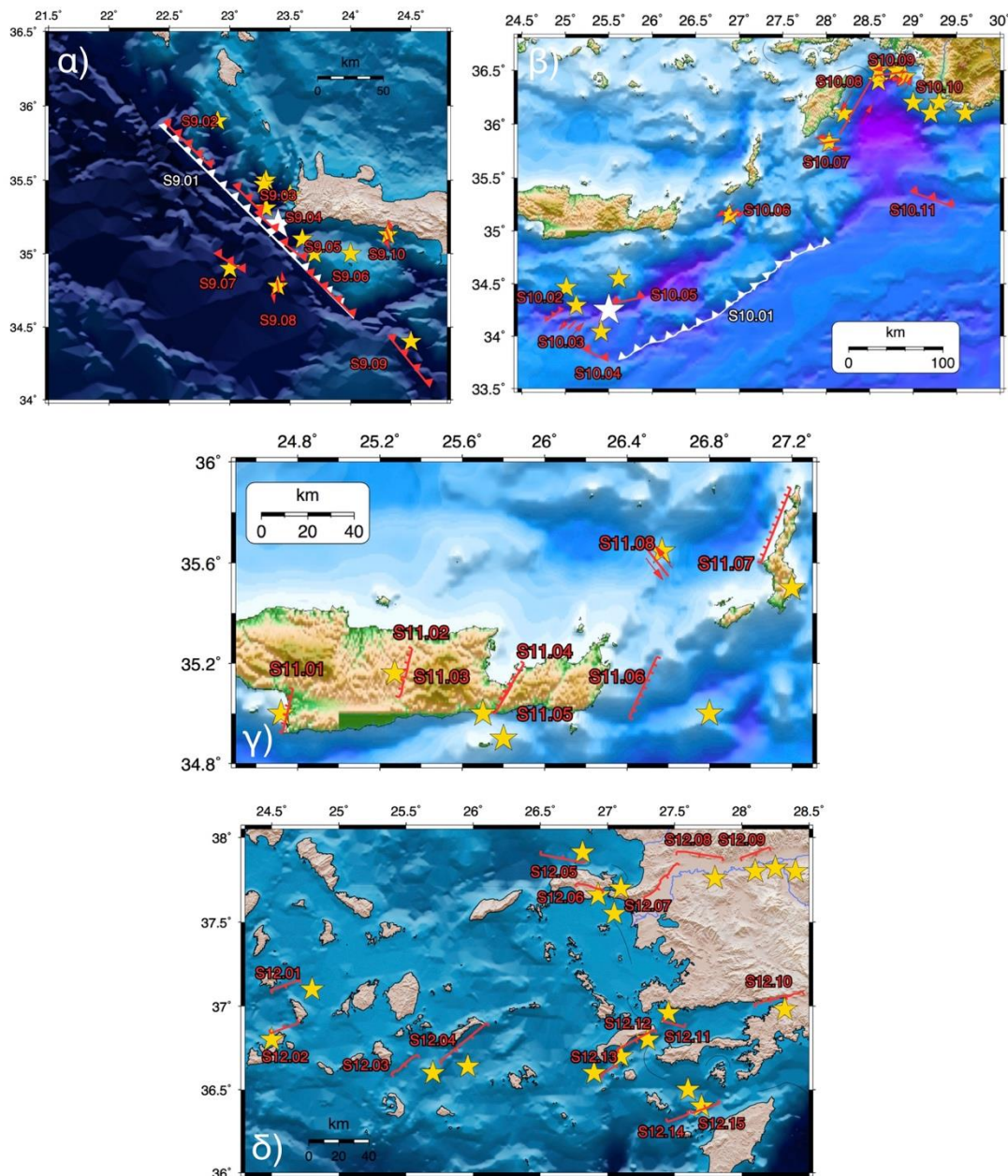
(Papazachos et al., 2001· Παραδεισοπούλου, 2009). Οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι των ρηγμάτων της ζώνης δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 3.1.

Ο εκτιμώμενος γεωδαιτικός ρυθμός συμπίεσης κατά μήκος της ζώνης παρουσιάζει βαθμιαία μεταβολή από 29.5 mm/yr στο δυτικό περιθώριο της (κεντρικό Νότιο Κρητικό Πέλαγος) σε 36.9 mm/yr στο κεντρικό μέρος της ζώνης (Τάφρος του Στράβωνα), ενώ το ανατολικό της μέρος (περιοχή νότια του Καστελορίζου) παραμορφώνεται με ρυθμό ίσο με 17.8 mm/yr σύμφωνα με το μοντέλο τεμαχών φλοιού (crustal blocks) που έχει προταθεί από τους Vernant et al. (2014). Επιπλέον, το ίδιο μοντέλο διαπιστώνει γεωδαιτικό ρυθμό ολίσθησης ίσο με 14.4 mm/yr στην περιοχή μεταξύ Καρπάθου και Ρόδου, όπου αναπτύσσεται η Αριστερόστροφη Ζώνη Μετασχηματισμού της Ρόδου.

Οι καταγεγραμμένοι ισχυροί σεισμοί για τη ζώνη συλλέχθηκαν από τους καταλόγους των Papazachos et al. (2010), Stucchi et al. (2013) και τον παραμετρικού καταλόγου σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. με κατώφλι μεγέθους των σεισμών να είναι $M_w \geq 6.5$ για τις περιόδους της ιστορικής και πρώιμης ενόργανης περιόδου (μέχρι το έτος 1960) όπως και προηγουμένως. Αυτό το σύνολο δεδομένων αποτελείται από 14 ισχυρούς σεισμούς που καλύπτουν την περίοδο από το 227 π.Χ. έως και το 1957. Ο αθροιστικός τους αριθμός σε συνάρτηση με το χρόνο φαίνονται στο Σχήμα 3.7β, από το οποίο προκύπτει ότι ο κατάλογος μπορεί να θεωρηθεί πλήρης μετά το έτος 1303. Στο κατάλογο των 9 αυτών σεισμών προστέθηκαν όλοι οι καταγεγραμμένοι σεισμοί με $M_w \geq 6.0$ που έγιναν κατά το χρονικό διάστημα μετά το 1960 (Πίνακας 3.2 και Σχήμα 3.7β). Η σύνδεση των ισχυρών ιστορικών σεισμών που έγιναν στη ζώνη έγινε σύμφωνα με τις περιγραφές των μακροσεισμικών τους αποτελεσμάτων (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009) και των εστιακών τους παραμέτρων (Πίνακας 3.2).

Η 11^η ζώνη ρηγμάτων περιλαμβάνει τα κύρια κανονικά ρήγματα που αναπτύσσονται στο νησί της Κρήτης και ανατολικότερα στο χώρο του Νοτιοανατολικού Αιγαίου. Η Κρήτη ανήκει στο εμπρόσθιο ιζηματογενές τόξο του ελληνικού χώρου και χαρακτηρίζεται από εφελκυστικό πεδίο τάσεων με διεύθυνση Ανατολή-Δύση που έχει ως συνέπεια την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Βορρά-Νότου (Kiritzi, 2014, μεταξύ άλλων). Οι Mountrakis et al. (2012) μελέτησαν λεπτομερώς τη περιοχή της δυτικής Κρήτης και χαρτογράφησαν μία σειρά τεσσάρων τμηματοποιημένων ζωνών διάρρηξης με διεύθυνση Β-N που χαρακτηρίστηκαν ως γεωλογικά ενεργές αλλά δεν συνδέονται με κανένα γνωστό ισχυρό σεισμό με μέγεθος $M_w \geq 6.0$,

και για αυτό το λόγο δεν περιλαμβάνονται στην παρούσα εργασία. Ξεκινώντας από τα δυτικά προς τα ανατολικά, το πρώτο ρήγμα που αναπτύσσεται εντός της ζώνης είναι αυτό των Πιτσιδίων (S11.01· Σχήμα 3.6γ· Πίνακας 3.1), το οποίο εκτείνεται κατά μήκος των ανατολικών ακτών του Όρμου της Μεσαράς στη Νότια Κρήτη. Πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμα ($\lambda = -79^\circ$) με διεύθυνση Βορρά–Νότου, το οποίο κλείνει προς τα δυτικά (Papazachos et al., 2001).



Σχήμα 3.6 Προβολές των ιχνών των κύριων ενεργών ρηγμάτων (συνεχείς κόκκινες γραμμές) και επικεντρική κατανομή (κίτρινοι αστερίσκοι) των ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.5$ από το 1494 και με $6.0 \leq M_w < 6.5$ από το 1960 για τη ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων του νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου (α), με $M_w \geq 6.5$ από το 1303 και με $6.0 \leq M_w < 6.5$ από το 1960 για τη ζώνη των ανάστροφων και αριστερόστροφων ρηγμάτων του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (β), με $M_w \geq 6.0$ από το 1780 για τη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της Κρήτης και του νοτιοανατολικού Αιγαίου (γ) και με $M_w \geq 6.3$ από το 1493 και με $6.0 \leq M_w < 6.3$ από το 196 για τη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του νότιου και ανατολικού Αιγαίου (δ).

Στα βορειοανατολικά του ρήγματος των Πιτσιδίων αναπτύσσεται η ζώνη διάρρηξης του Καστελίου, η οποία είναι τμηματοποιημένη και αποτελείται από τα κανονικά τμήματα ρήγματος του Καστελίου (S11.02) στα βόρεια και Αυλή (S11.03) στα νότια. Η διεύθυνση των δύο αυτών ρηγμάτων είναι επίσης Βορρά-Νότου (Πίνακας 3.1). Το ρήγμα της Αυλής είναι αυτό που συνδέεται με τον πρόσφατο σεισμό που έγινε στις 27 Σεπτεμβρίου 2021 με μέγεθος $M_w=6.0$ και έπληξε την ευρύτερη περιοχή του Αρκαλοχωρίου (Vassilakis et al., 2022· Ganas et al., 2022). Στην περιοχή της ανατολικής Κρήτης αναπτύσσεται επίσης η τμηματοποιημένη ζώνη διάρρηξης της Ιεράπετρας, που αποτελείται από το δύο ρήγματα, το Βόρειο (S11.04) στην περιοχή του Φαραγγιού του Χα και το Νότιο (S11.05), τα οποία έχουν Νότια-Νοτιοδυτική διεύθυνση (Caruto et al., 2010· Πίνακας 3.1). Κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Κρήτης αναπτύσσεται το υπεράκτιο ρήγμα του Ζάκρου (S11.06), με Βόρεια-Βορειοανατολική διεύθυνση (Papazachos et al., 2001· Παραδεισοπούλου, 2009). Στο βορειοανατολικό άκρο της ζώνης, κατά μήκος των βορειοδυτικών ακτών της Καρπάθου αναπτύσσεται ακόμη ένα κανονικό ρήγμα (S11.07), το οποίο ακολουθεί τη γενική διεύθυνση Βορρά – Νότου της ζώνης (Papazachos et al., 2001· Παραδεισοπούλου, 2009· Πίνακας 3.1). Στο θαλάσσιο χώρο βόρεια – βορειοανατολικά της Κρήτης αναπτύσσεται και ένα αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης ($\lambda=5^\circ$) που συνδέεται με το σεισμό του 2011 με μέγεθος $M_w=6.1$, και για του οποίου τον καθορισμό χρησιμοποιήθηκε ο διαθέσιμος μηχανισμός γένεσης (GCMT) και οι αντίστοιχες εμπειρικές σχέσεις.

Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από χαμηλή σεισμικότητα σε σύγκριση με τις ζώνες ρηγμάτων του Ελληνικού Τόξου. Το γεγονός αυτό αποτυπώνεται και στον αριθμό ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.0$ που έχουν γίνει σε αυτή. Συγκεκριμένα, από την επισκόπηση των καταλόγων ιστορικής και ενόργανης σεισμικότητας (Papazachos et al., 2010· Stucchi et al., 2013· Παραμετρικός κατάλογος σεισμικότητας Α.Π.Θ.) προκύπτει ένα σύνολο 9 σεισμών που έγιναν εντός της ζώνης κατά τη περίοδο 1508–σήμερα. Από την αθροιστική τους συχνότητα (Σχήμα 3.7γ) προκύπτει έλλειψη καταγεγραμμένων ιστορικών σεισμών μεταξύ των ετών 1595 και 1780. Σύμφωνα με αυτή την παρατήρηση ο κατάλογος των σεισμών με $M_w \geq 6.0$ για τη ζώνη θεωρήθηκε ότι περιέχει όλους τους καταγεγραμμένους σεισμούς από το 1780 και έπειτα. Η σύνδεση των ισχυρών σεισμών από το 1780 και έπειτα (Πίνακας 3.2) έγινε σύμφωνα με τη χωρική κατανομή των καταγεγραμμένων μακροσεισμικών επιπτώσεων τους (Παπαζάχος και

Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009), και τους διαθέσιμους χάρτες ισόσειστων καμπυλών των Papazachos et al. (1997b).

Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του νότιου και ανατολικού Αιγαίου (ζώνη ρηγμάτων 12) καταλαμβάνει μία εκτεταμένη περιοχή που περιλαμβάνει τα νησιά των Κυκλάδων καθώς και αυτά που ανήκουν στο νότιο τμήμα των Δωδεκανήσων. Γεωδυναμικά ανήκει στο κεντρικό μέρος της οπισθότοξιας περιοχής και του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, που ως συνέπεια έχουν την ανάπτυξη του κύριου εφελκυστικού πεδίου τάσεων του ελληνικού χώρου με διεύθυνση Βορρά–Νότου (Kiritzi, 2014, μεταξύ άλλων). Η διεύθυνση των ρηγμάτων που αναπτύσσονται στη ζώνη κυμαίνεται από Βορειοανατολική -Νοτιοδυτική έως και Ανατολική–Δυτική. Ξεκινώντας από τα δυτικά προς τα ανατολικά, στη ζώνη αυτή αναπτύσσονται τα αντιθετικά υποθαλάσσια κανονικά ρήγματα βόρεια του νησιού της Σίφνου (S12.01) και βόρεια του νησιού της Μήλου (S12.02) που έχουν βορειοανατολική διεύθυνση (Papazachos et al., 2001· Sakelariou & Tsampouraki-Kraounaki, 2016· Sakelariou et al., 2022· Σχήμα 3.6δ και Πίνακας 3.1). Στο χώρο του κεντρικού τμήματος του νότιου Αιγαίου αναπτύσσονται τα υποθαλάσσια ρήγματα βορειοανατολικά του νησιού της Σαντορίνης (S12.03) και το ρήγμα κατά μήκος των νοτιοανατολικών ακτών της Αμοργού (S12.04) και τα οποία συνδέονται με τους δύο ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στις 9 Ιουλίου 1956 με μεγέθη $M_w=6.9$ (Papazachos et al., 2001) και $M_w=7.7$ (που είναι και ο ισχυρότερος της ενόργανης περιόδου στο χώρο του Αιγαίου· Pacheco & Sykes, 1992· Papazachos et al., 2001), αντίστοιχα (Papadimitriou et al., 2005). Πρόκειται για κανονικά ρήγματα των οποίων η μορφολογία και η τεκτονική δομή έχουν μελετηθεί λεπτομερώς από τους Nomikou et al. (2018) και των οποίων οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι δίνονται αναλυτικά στον Πίνακα 3.1.

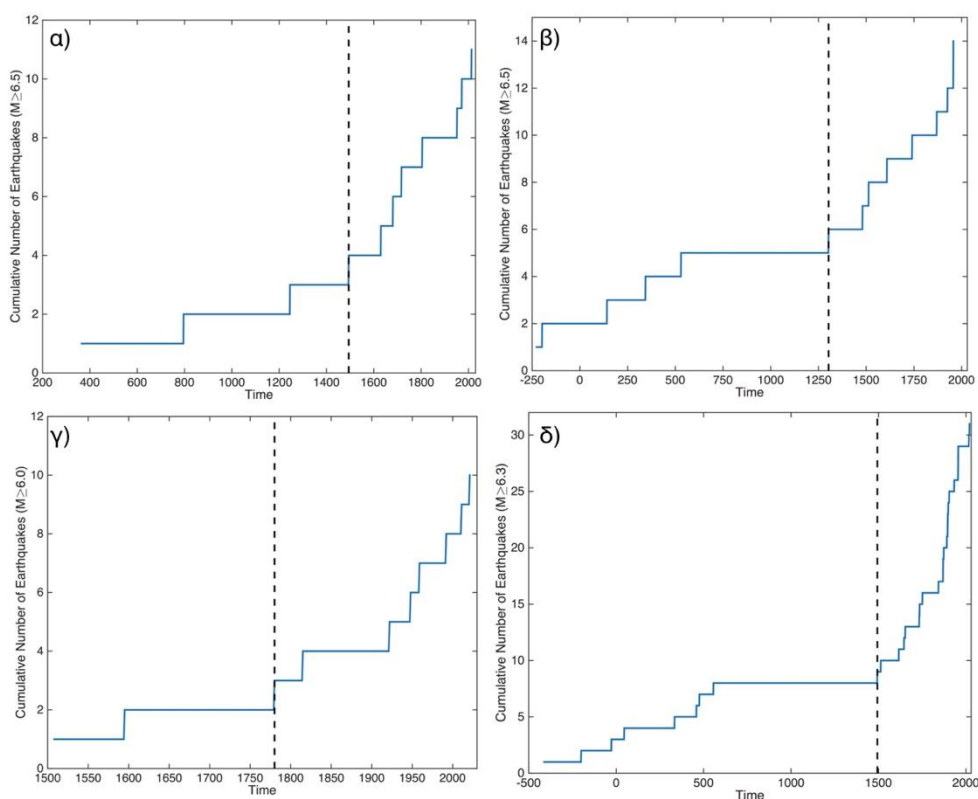
Περνώντας στο βορειοανατολικό όριο της ζώνης, που περιλαμβάνει το νησί της Σάμου, αναπτύσσονται το ενεργό κανονικό ρήγματα κατά μήκος των βόρειων–βορειοδυτικών ακτών της Σάμου (S12.05) που είναι υπεύθυνο για τον ισχυρό σεισμό με μέγεθος $M_w=7.0$ του 2020 που έπληξε το νησί της Σάμου (Karakostas et al., 2021· Kiritzi et al., 2021· Ganas et al., 2021, μεταξύ άλλων), ενώ στο ανατολικό τμήμα του νησιού αναπτύσσεται το ρήγμα του Πυθαγορείου (S12.06), του οποίου οι παράμετροι έχουν προσδιοριστεί από τους Chatzipetros et al. (2013) (Πίνακας 3.1). Στά παράλια της Μικράς Ασίας ανατολικά από το νησί της Σάμου και ειδικότερα κατά μήκος της βορειοδυτικής κοίτης του ποταμού Büyük–Menderes αναπτύσσεται το ομώνυμο ρήγμα (Menderes· S12.07· Σχήμα 3.6δ), το οποίο έχει

Βορειοανατολική διεύθυνση και συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό με $M_w=6.9$ του 1955 (McKenzie, 1972· Papadimitriou et al., 2005· Paradisopoulou et al., 2010). Στα βορειοανατολικά του αναπτύσσονται δύο τμήματα ρήγματος, το Δυτικό και Ανατολικό τμήματα Ρήγματος του Αϊδινίου (S12.08 και S12.09, αντίστοιχα· Σχήμα 3.6δ· Πίνακας 3.1), που ανήκουν στην ευρύτερη ζώνη διάρρηξης του Αϊδινίου (Paton, 1992· Ganas, 2020).

Στο νότιο–νοτιοανατολικό όριο της ζώνης όπου βρίσκεται ο κόλπος Gököna των δυτικών ακτών της Τουρκίας αναπτύσσεται το κανονικό ρήγμα Akyaka ή ρήγμα της Μαρμαρίδας (Marmaris· S12.10), το οποίο έχει παράταξη ίση με 80° ($\phi=80^\circ$) και κλίνει με γωνία 60° ($\delta=60^\circ$) στα νότια (Tur et al., 2015· Ganas, 2020). Δυτικότερα, στην έξοδο του κόλπου Gököna προς το Αιγαίο, όπου βρίσκεται το νησί της Κω, αναπτύσσεται μία σειρά τριών κανονικών ρηγμάτων. Το πρώτο από αυτά είναι το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος της Κω (S10.11), το οποίο συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό που έγινε στις 20 Ιουλίου 2017 με μέγεθος $M_w=6.6$ (Ganas et al., 2019· Sboras et al., 2020· Karakostas et al., 2022, μεταξύ άλλων). Πρόκειται για ένα καλά μελετημένο και καθορισμένο κανονικό ρήγμα με Δυτική–Βορειοδυτική διεύθυνση που κλίνει προς τα Βόρεια–Βορειοανατολικά με μικρή γωνία (Karakostas et al., 2022). Κατά μήκος των νοτιοανατολικών ακτών του νησιού της Κω αναπτύσσεται το κεντρικό τμήμα ρήγματος της Κω (S10.12), που έχει παράταξη 65° , κλίνει προς τα νότια–νοτιοανατολικά (Eyedogan, 1988) και συνδέεται με τον καταστρεπτικό σεισμό με $M_w=6.6$ που έπληξε τη Κω το 1933 (Paradisopoulou et al., 2010· Triantafyllou et al., 2020). Στο νοτιοδυτικό άκρο του νησιού αναπτύσσεται επίσης το τρίτο ρήγμα αυτής της σειράς (S12.13· Nomikou et al., 2021· Σχήμα 3.6δ· Πίνακας 3.1). Τα δύο τελευταία ρήγματα της ζώνης είναι αυτά που τοποθετούνται στο θαλάσσιο χώρο μεταξύ των νησιών της Τήλου και της Χάλκης στα δυτικά (S12.14) και νοτιοδυτικά της Σύμης ανατολικά (S12.15). Τα δύο αυτά ρήγματα καθορίστηκαν με βάση την αρχική εκτίμηση των Papazachos et al. (2001) για την ανάπτυξη κανονικού ρήγματος μήκους 35 χιλιομέτρων σε αυτό το θαλάσσιο χώρο και το οποίο έχει συνδεθεί με τους σεισμούς του 1843 και 1869 με μεγέθη $M_w=6.6$ και $M_w=6.8$, αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός αυτό επιλέχθηκε η διάκριση του ρήγματος που προτείνουν οι Papazachos et al. (2001) σε δύο μικρότερου μήκους, ενώ οι υπόλοιπες γεωμετρικές και κινηματικές τους παράμετροι διατηρήθηκαν όπως αυτές δίνονται από τους Papazachos et al. (2001).

Ο ρυθμός επέκτασης του νότιου και ανατολικού Αιγαίου παρουσιάζει αυξητική μεταβολή από τα δυτικά προς τα ανατολικά με τιμές μεταξύ των 1.0 και 4.0–5.0 mm/yr, αντίστοιχα.

Ειδικότερα, οι Armijo et al. (2003) εκτίμησαν τον ρυθμό επέκτασης στο δυτικό όριο της ζώνης (περιοχή ανάπτυξης των ρηγμάτων της Σίφνου και της Μήλου) ίσο με 1.0 mm/yr που επιβεβαιώνονται από τις εκτιμήσεις των γεωδαιτικών μετρήσεων των Reilinger et al. (2006) και Hollenstein et al. (2008), ενώ αυτές των Floyd et al. (2010) τον υπολόγισαν ίσο με 1.2 mm/yr. Στη παρούσα εργασία επιλέχθηκαν οι πιο πρόσφατες εκτιμήσεις των Floyd et al. (2010). Για το κεντρικό τμήμα της ζώνης (ρήγματα της Αμοργού και της Σαντορίνης) ο ρυθμός επέκτασης παρουσιάζει σημαντική αύξηση και είναι ίσος με 4.0 mm/yr (Briole et al., 2021). Ίδιος ρυθμός ολίσθησης (4 mm/yr) επιλέχθηκε και για το ανατολικό όριο της ζώνης, που περιλαμβάνει το νησί της Κω και τον κόλπου Gököνα. Για το βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής ο ρυθμός επέκτασης παίρνει τιμές περίπου 7-8 χιλιοστών mm/yr (Flerit et al., 2004). Έτσι, για τα ρήγματα που αναπτύσσονται σε αυτό το τμήμα της ζώνης (Βόρειο Τμήμα Ρήγματος Σάμου, Ρήγμα Πυθαγορείου, Menderes, Τμήματα ρήγματος Αϊδινίου) επιλέχθηκε η τιμή των 7 mm/yr. Για τα ρήγματα της Σύμης και της Χάλκης επιλέχθηκαν οι τιμές που προκύπτουν από τη μελέτη των Floyd et al. (2010).



Σχήμα 3.7 Αθροιστικός αριθμός όλων των γνωστών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.5$ που έγιναν στη ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων του νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου (α), $M_w \geq 6.5$ που έγιναν στη ζώνη ανάστροφων και αριστερόστροφων ρηγμάτων του ανατολικού Ελληνικού Τόξου (β), $M_w \geq 6.0$ στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της Κρήτης (γ) και $M_w \geq 6.3$ στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του νότιου και ανατολικού Αιγαίου (δ). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν το έτος μετά από το οποίο ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών θεωρήθηκε πλήρης.

Από τον καθορισμό των κύριων ενεργών ρηγμάτων της ζώνης προκύπτει ότι αυτή χαρακτηρίζεται από τη γένεση ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.5$ κατά τη περίοδο της μετά τη δεκαετία του 1950. Το ίδιο συμβαίνει και για την περίοδο της ιστορικής σεισμικότητας, η οποία περιλαμβάνει καταγεγραμμένους ισχυρούς σεισμούς ήδη από το 412 π.Χ. με το σεισμό της Κω με μέγεθος $M \approx 6.8$ (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας συλλέχθηκαν όλοι οι καταγεγραμμένοι ισχυροί σεισμοί με μεγέθη $M_w \geq 6.3$ που αφορούν τόσο την ιστορική όσο και την ενόργανη σεισμικότητα (Papazachos et al., 2010· Stucchi et al., 2013· Παραμετρικός Κατάλογος Σεισμικότητας του Τομέα Γεωφυσικής Α.Π.Θ.). Από την αθροιστική συχνότητα των σεισμών αυτών σε σχέση με το χρόνο (Σχήμα 3.7δ) προκύπτει έλλειψη καταγεγραμμένων σεισμών με $M_w \geq 6.3$ μεταξύ των ετών 556 και 1493. Σύμφωνα με αυτό, για τις ανάγκες του καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα της ζώνης λήφθηκαν υπόψη όλοι οι γνωστοί σεισμοί με $M_w \geq 6.3$ από το 1493, ενώ σε αυτό το σύνολο σεισμών προστέθηκε και ο μόνος καταγεγραμμένος σεισμός της ενόργανης περιόδου με μέγεθος $6.0 \leq M_w < 6.3$ (1968 με $M_w = 6.0$ · McKenzie, 1972· Πίνακας 3.2). Η σύνδεση των σεισμών αυτών με τα κύρια ρήγματα της ζώνης έγινε σύμφωνα με τις εστιακές τους παραμέτρους και τις διαθέσιμες περιγραφές των μακροσεισμικών τους επιπτώσεων (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009), τους διαθέσιμους χάρτες ισόσειστών καμπυλών των Papazachos et al. (1997b) και οι συνδέσεις μεταξύ των ρηγμάτων και των ισχυρών σεισμών που έχουν ήδη γίνει από τις προηγούμενες έρευνες των (Ambraseys, 2001· Ταξείδης, 2003· Papadimitrou et al., 2005· Paradisopoulou et al., 2010).

Η ενεργός τεκτονική της περιοχής του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με Βορειοανατολική-Νοτιοδυτική διεύθυνση ως συνέπεια της δεξιόστροφης περιστροφικής κίνησης της πλάκας της Ανατολίας και της επέκτασης του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στο χώρο του Αιγαίου, ενώ εντοπίζεται και ένας μικρός αριθμός αριστερόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης Βορειοδυτικής–Νοτιοανατολικής διεύθυνσης (Kiratzi, 2014, μεταξύ άλλων), στο χώρο όπου καταλήγει ο κύριος κλάδος της επέκτασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας διαμέσου της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (λευκή διακεκομμένη γραμμή στο Σχήμα 3.8α). Παράλληλα, στο ανατολικό όριο της περιοχής εντοπίζονται επίσης κανονικά ρήγματα των οποίων η κύρια διεύθυνση είναι Ανατολή–Δύση και σε μικρότερο βαθμό Βορειοανατολική-Νοτιοδυτική. Η ανάπτυξη των

κανονικών ρηγμάτων στο ανατολικό τμήμα της περιοχής αποτελεί αποτέλεσμα του κύριο εφελκυστικού πεδίου τάσεων της οπισθοτόξιας περιοχής του ελληνικού χώρου.

Ξεκινώντας από το δυτικό περιθώριο της περιοχής, αναπτύσσονται τα αριστερόστροφα ρήγματα των Βορείων Σποράδων (S13.01) και βορειοδυτικά του νησιού της Σκύρου (S13.02) που συνδέονται με τους σεισμούς του 1965 ($M_w=6.0$ · Taymaz et al., 1991) και 2001 ($M_w=6.4$ · Benetatos et al., 2002· Karakostas et al., 2003), αντίστοιχα (Σχήμα 3.8α). Οι γεωμετρικές παράμετροι του ρήγματος των Βορείων Σποράδων καθορίστηκε σύμφωνα με το διαθέσιμο μηχανισμό γένεσης τους σε συνδυασμό με τις εμπειρικές σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) για ρήγματα διεύθυνσης, ενώ εκείνες για το ρήγμα Βορειοδυτικά της Σκύρου από την κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας των σεισμών που μελέτησαν οι Karakostas et al. (2003). Ανατολικά του νησιού της Σκύρου αναπτύσσεται επίσης το κανονικό ρήγμα της Σκύρου (S13.03) που τοποθετείται στο δυτικό περιθώριο της υποθαλάσσιας λεκάνης της Σκύρου (Papanikolaou et al., 2019) και συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1967 ($M_w=6.2$ · Taymaz et al., 1991).

Στο κεντρικό τμήμα της ζώνης του Βορείου Αιγαίου αναπτύσσεται το δεξιόστροφο ρήγμα του Αγίου Ευστρατίου (S13.04), που συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1968 με μέγεθος $M_w=7.2$, καθώς και τα Βόρειο Αιγαίο - 1 (S12.05) και Βόρειο Αιγαίο - 2 (S12.06) που συνδέονται με τους ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στις 19 και 27 Δεκεμβρίου 1981, αντίστοιχα. Η γεωμετρία του ρήγματος του Αγίου Ευστρατίου καθορίστηκε από τον διαθέσιμο μηχανισμό γένεσης του σεισμού του 1968 (Kiritzi et al., 1991), ενώ το μήκος και το πλάτος του που δόθηκαν παραπάνω με βάση τους εμπειρικούς νόμους για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004). Με όμοιο τρόπο καθορίστηκαν και οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι των άλλων δύο ρηγμάτων (Πίνακας 3.1). Στο βορειοανατολικό άκρο της ζώνης (βορειοδυτική Τουρκία) εντοπίζεται μία σειρά δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Αυτά είναι το ρήγμα της Τενέδου (S13.07), το ρήγμα Can (S13.08), το ρήγμα της Biga (S13.09), το ρήγμα Gönen (S13.10) και το ρήγμα Ezine (S13.11), τα οποία έχουν Νοτιοδυτική διεύθυνση και μεγάλες γωνίες κλίσης ($\delta=70^\circ$) (Barka, 1996). Συνεχίζοντας νοτιότερα, στο Κόλπο του Edremit αναπτύσσονται τα κανονικά ρήγματα Aycacik (S13.12) και Edremit (S13.13) των οποίων οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι έχουν καθοριστεί από τους Papazachos et al. (2001). Ακόμη νοτιότερα, στην ενδοχώρα του νησιού της Λέσβου αναπτύσσεται το δεξιόστροφο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής (S13.14). Οι

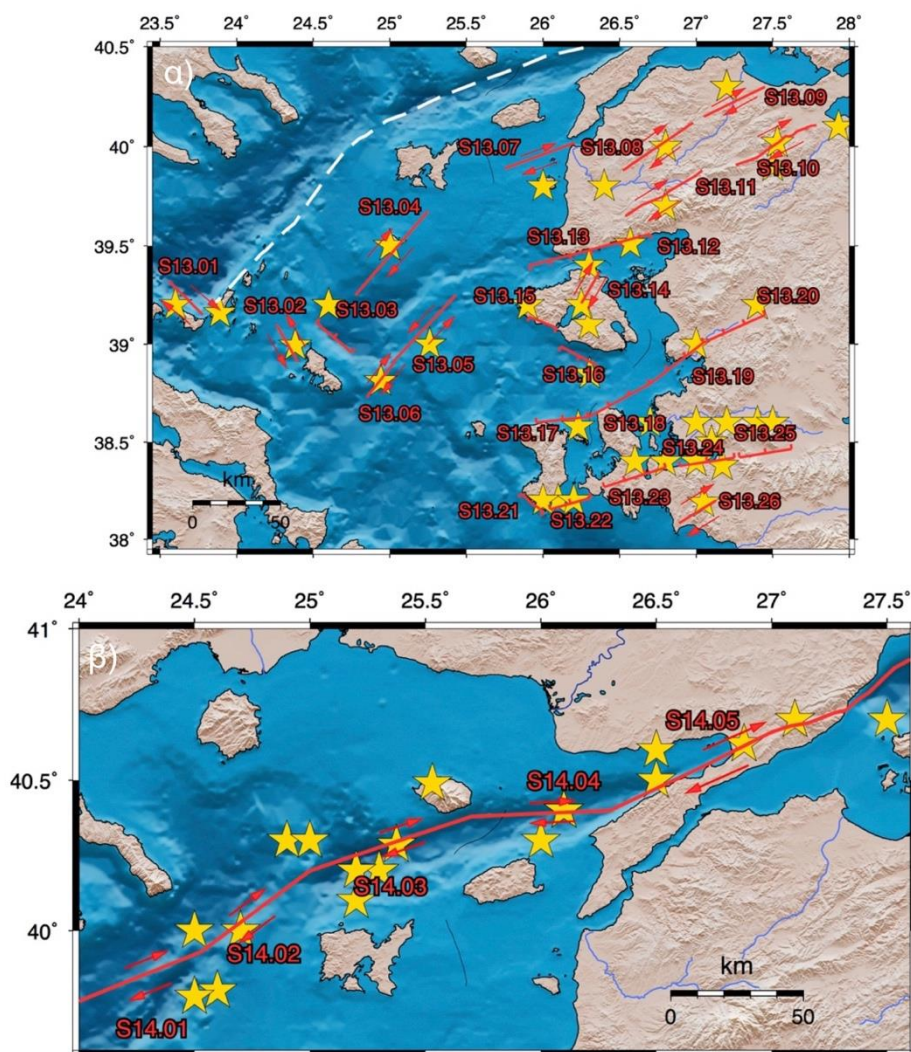
νοτιοδυτικές και νοτιοανατολικές ακτές του νησιού της Λέσβου οριοθετούνται από τα κανονικά ρήγματα της Σκάλας Ερεσού (S13.15) και της Λέσβου (S13.16), αντίστοιχα (Σχήμα 3.8α και Πίνακας 3.1). Το δεύτερο από αυτά συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του Ιουνίου του 2017 με μέγεθος $M_w=6.4$ (Papadimitriou et al., 2018· Kiratzi et al., 2018, μεταξύ άλλων).

Βόρεια του νησιού της Χίου αναπτύσσεται μία ζώνη διάρρηξης που αποτελείται από το υπεράκτιο ρήγμα της Βόρειας Χίου (S13.17), που συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1949 με μέγεθος $M_w=6.7$ (Melis et al., 2010) και τα ρήγματα Karaburun (S13.18), Dikili (S13.19), Soma (S13.20) από τα δυτικά προς τα ανατολικά (Σχήμα 3.8α). Νότια της Χίου αναπτύσσεται επίσης μία ζώνη διάρρηξης κανονικών ρηγμάτων που αποτελείται από το ρήγμα της Φιλαδέλφειας (S13.21) και τα ρήγματα της Νότιας Χίου (S13.22), Cesme (S13.23), Izmir (S13.24) και Kemalpaşa (S13.25), που κλίνουν προς τα Βόρειο-Βορειοδυτικά (Papadimitriou et al., 2010, και οι περιεχόμενες αναφορές). Το τελευταίο κύριο ρήγμα που αναπτύσσεται εντός της ζώνης τοποθετείται στο νοτιοανατολικό άκρος της, στην ευρύτερη περιοχή του Seferihisar των παραλίων της Μικράς Ασίας, που είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα διεύθυνσης. Το ρήγμα Seferihisar (S13.26) συνδέεται με το σεισμό του 1992 με μέγεθος $M_w=6.0$ (Kiratzi & Louvari, 2003· Ozener et al., 2013) που έπληξε την ευρύτερη περιοχή.

Ο ρυθμός ολίσθησης παρουσιάζει παρουσιάζει σημαντικές χωρικές μεταβολές τόσο από τα ανατολικά προς τα δυτικά όσο και από το βορρά προς το νότο. Ειδικότερα, οι Muller et al. (2013) υπολόγισαν για το δυτικό τμήμα της, όπου τερματίζεται η Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, γεωδαιτικό ρυθμό ολίσθησης της τάξης των 4.9 mm/yr, ενώ στο κεντρικό τμήμα της περιοχής, Ανατολικά της Σκύρου, τιμές ίσες με 9.7 mm/yr. Ακόμη, οι Flerit et al. (2003) που μελέτησαν το βορειοανατολικό όριο της ζώνης (ανατολικά της Τενέδου) πρότειναν τιμές γεωδαιτικού ρυθμού ολίσθησης ίσες με 5 mm/yr. Για τον ρυθμό ολίσθησης των κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στο ανατολικό όριο της ζώνης, οι Briole et al. (2021) εκτίμησαν τον ρυθμό επέκτασης του χώρου μεταξύ των νησιών της Λέσβου και της Χίου ίσο με 8 mm/yr. Έτσι, δεδομένου ότι στο χώρο αυτό αναπτύσσονται σχεδόν παράλληλες ζώνες διάρρηξης κανονικών ρηγμάτων, υιοθετήθηκαν τιμές γεωδαιτικού ρυθμού ολίσθησης ίσου με 4 mm/yr, ενώ για τη ζώνη διάρρηξης που αναπτύσσεται νοτίως της Χίου οι τιμές 3mm/yr (Flerit et al., 2004).

Όπως είναι φανερό ήδη από τον καθορισμό των κύριων υποθαλάσσιων ενεργών ρηγμάτων της ζώνης που προηγήθηκε, η περιοχή του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από τη γένεση

ισχυρών σεισμών κατά τη διάρκεια της ενόργανης περιόδου. Το ίδιο παρατηρείται και από την επισκόπηση των διαθέσιμων δεδομένων της ιστορικής σεισμικότητας (Ambraseys, 2001, 2002· Ταξείδης, 2003· Papazachos et al., 2010 Stucchi et al., 2013). Το κατώφλι μεγέθους που επιλέχθηκε αφορά σεισμούς με $M_w \geq 6.3$ για τις περιόδους της ιστορικής και της πρώιμης ενόργανης σεισμικότητας. Έτσι, προέκυψε ένα αρχικό σύνολο 60 ισχυρών σεισμών, των οποίων η αθροιστική συχνότητα σε συνάρτηση με το χρόνο φαίνεται στο Σχήμα 3.9α. Από αυτό προκύπτει εποπτικά ότι ο κατάλογος μπορεί να θεωρηθεί πλήρης από το 1625 και έπειτα (μαύρη διακεκομμένη γραμμή στο Σχήμα 3.9α) και αφορά 36 σεισμούς με $M_w \geq 6.3$ (Πίνακας 3.2). Σε αυτούς προστέθηκαν και εκείνοι με $6.0 \leq M_w < 6.3$ κατά τη περίοδο 1960-σήμερα. Η σύνδεση των ρηγμάτων της ζώνης με σεισμούς της ενόργανης σεισμικότητας έχει ήδη περιγραφεί στην αρχή της παραγράφου καθώς οι μηχανισμοί γένεσής τους αποτέλεσαν τα πρωταρχικά δεδομένα για τον καθορισμό των γεωμετρικών τους παραμέτρων. Για τους σεισμούς της ιστορικής περιόδου της σεισμικότητας και της πρώιμης ενόργανης περιόδου η σύνδεση έγινε από τις ήδη δημοσιευμένες εργασίες των Barka (1996), Ambraseys (2002, 2009), Papadimitrou et al. (2005) και Paradisopoulou et al. (2010) και τους διαθέσιμους χάρτες ισόσειστων καμπυλών των Papazachos et al. (1997b). Η Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου αντιπροσωπεύει τον κύριο κλάδο της προέκτασης του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στο χώρο του Αιγαίου και (Le Pichon et al. 1987· Kreemer et al. 2004) και αποτελεί το ενεργό περιθώριο μεταξύ της Ευρασιατικής Πλάκας και της μικροπλάκας του Αιγαίου (Papazachos et al., 1998). Σύμφωνα με γεωδαιτικές έρευνες, η ταχύτητα κίνησης της Ζώνης μεταβάλλεται από τα ανατολικά προς τα δυτικά με μεταξύ 22.5 και 12.5 mm/yr (Muller et al., 2013), τιμές σημαντικά υψηλότερες σε σύγκριση με τον υπόλοιπο χώρο του Βορείου Αιγαίου και για αυτό το λόγο επιλέχθηκε να μελετηθεί σαν διακριτή Ζώνη Ρηγμάτων. Ο καθορισμός των τμημάτων ρήγματος που αναπτύσσονται κατά μήκος της Ζώνης Διάρρηξης έγινε με την χρήση των διαθέσιμων γεωλογικών, σεισμολογικών δεδομένων καθώς και δεδομένων σεισμικής τομογραφίας που συμβάλλουν στην αποτύπωση των μορφοτεκτονικών χαρακτηριστικών της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Το πρώτο κύριο κριτήριο του καθορισμού των ρηγμάτων βασίζεται στα ακριβή δεδομένα βαθυμετρίας και σεισμικής τομογραφίας (seismic profile) των Papanikolaou et al. (2002) και Sakellariou et al. (2016).

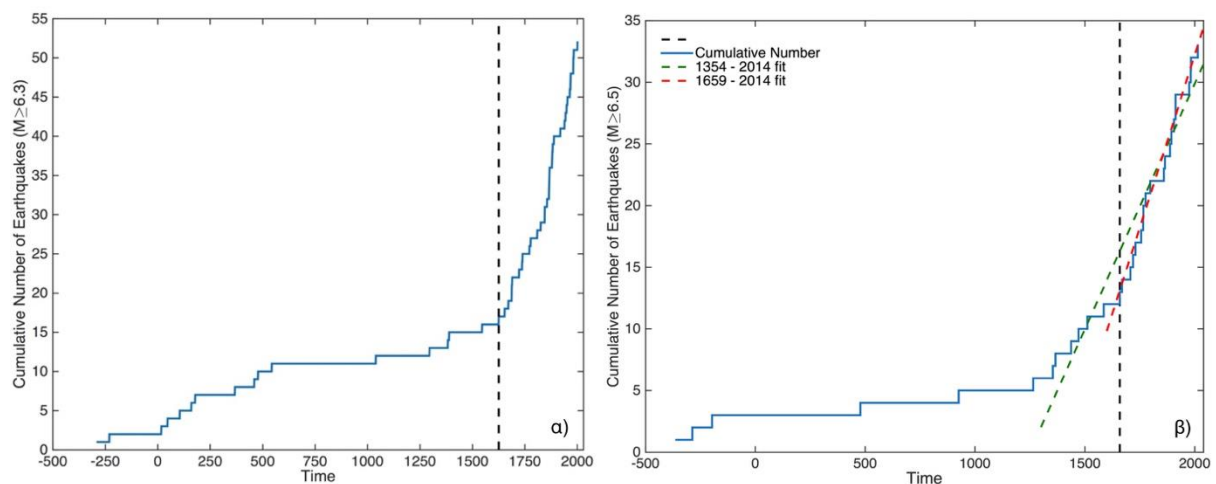


Σχήμα 3.8 Προβολές των ιχνών των κύριων ενεργών ρηγμάτων (συνεχείς κόκκινες γραμμές) και επικεντρική κατανομή (κίτρινοι αστερίσκοι) των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.3$ από το 1625 για τη ζώνη των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και κανονικών ρηγμάτων του Βορείου Αιγαίου (α) και με $M_w \geq 6.5$ από το 1959 για τη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (β).

Αυτά τα δεδομένα αποτυπώνουν λεπτομερών την ύπαρξη δύο εκτεταμένων υποθαλάσσιων λεκανών, τη λεκάνη του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Basin) στα δυτικά με διεύθυνσης του κύριου άξονα της ίση με $B42^\circ A$ και τη λεκάνη του Σάρου (Saros Basin) στα ανατολικά με διεύθυνσης $B70^\circ E$. Τόσο η λεκάνη του Βορείου Αιγαίου όσο και η λεκάνη του Σάρου μπορούν να διακριθούν περαιτέρω σε δύο μικρότερου μεγέθους λεκάνες η κάθε μία, με βάση της ερμηνεία των δεδομένων των προαναφερθέντων μελετών σε συνδυασμό με τα δεδομένα σεισμικής ανάκλασης των Yaltirak & Alpar (2002) και McNeil et al. (2004). Το παραπάνω συμπέρασμα υποστηρίζονται από τη γένεση των τεσσάρων ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.5$ από το 1975 (1975 με $M_w=6.6$, 1982 με $M_w=7.0$, 1983 με $M_w=6.8$ and 2014 με $M_w=6.9$)

που έγιναν κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Taymaz et al. 1991· Kiratzi et al. 1991· GCMT) βρίσκονται σε συμφωνία με τη γενική διεύθυνση της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, καθορίστηκαν 4 διακριτά ρήγματα (Σχήμα 3.9β), που από δυτικά προς ανατολικά είναι το ρήγμα της Γλαύκης (S14.01) και του θαλάσσιου χώρου νότια του Άθω (S14.02), των οποίων η παράταξη είναι βορειοανατολική – νοτιοδυτική και έχουν κλίση προς τα Βορειοδυτικά (Taymaz et al., 1991· Kiratzi et al., 1991· Πίνακας 3.1),. Στο κεντρικό μέρος της Ζώνης Διάρρηξης, καθορίστηκαν τα ρήγματα της Σαμοθράκης (S14.03) και του Σάρου (S14.05), τα οποία έχουν παράταξη Ανατολής – Δύσης και κλίνουν νοτιοανατολικά (Taymaz et al., 1991· GCMT· Yaltirak and Alpar, 2002· McNeil et al., 2004). Το πέμπτο ρήγμα της Ζώνης Διάρρηξης είναι το καλά καθορισμένο ρήγμα του Γκάνου (S14.05· Σχήμα 3.9β), με, Δυτική-Νοτιοδυτική διεύθυνση και κλίση προς τα βορειοδυτικά και το οποίο αντιπροσωπεύει το δυτικό όριο του ρήματος της Βόρειας Ανατολίας (Armijo et al., 1999, 2002· Ambraseys and Jackson, 2000· Aksoy et al., 2010).



Σχήμα 3.9 Αθροιστικός αριθμός όλων των γνωστών σεισμών με $M_w \geq 6.3$ για τη ζώνη των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και των κανονικών ρηγμάτων του Βορείου Αιγαίου (α) και με $M_w \geq 6.5$ για τη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Οι κατακόρυφες διακεκομμένες μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν το έτος μετά από το οποίο ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών θεωρήθηκε πλήρης. Η πράσινη και κόκκινη διακεκομμένες ευθείες γραμμές στο διάγραμμα (β) αντιπροσωπούν τις δύο διαφορετικές υποθέσεις που έγιναν για το έτος έναρξης της πληρότητας (1300 και 1600) του καταλόγου ισχυρών σεισμών της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω, η ταχύτητα της οριζόντιας κίνησης κατά μήκος της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου παρουσιάζει βαθμιαία ελάττωση από 22.5 mm/yr για το ανατολικό τμήμα της ζώνης (ρήγμα Γκάνου), σε 21.2 mm/yr στο κεντρικό τμήμα (ρήγματα Σάρου και Σαμοθράκης), ενώ στο το δυτικό τμήμα η ταχύτητα της οριζόντιας κίνησης παίρνει τιμές ίσες με 12.5 mm/yr (Muller et al., 2013). Οι υψηλές τιμές της οριζόντιας κίνησης

όπως και οι διαστάσεις των ρηγμάτων έχουν ως συνέπεια την γένεση ισχυρών σεισμών. Ειδικότερα, για ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.5$, κατώφλι μεγέθους που επιλέχθηκε για να είναι σε συμφωνία με τις διαστάσεις των ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης, προκύπτει ένα πλήθος 33 ισχυρών σεισμών από το 360 π.Χ. έως σήμερα (Parazachos et al., 2010· Stucchi et al., 2013· Παραμετρικός Κατάλογο Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ). Από τον αθροιστικό αριθμό των σεισμών αυτών σε σχέση με το χρόνο (Σχήμα 3.9β) προκύπτει σαφές έλλειμμα καταγεγραμμένων σεισμών έως το έτος 1300, ενώ η γραμμική συσχέτιση μεταξύ τους εμφανίζεται μετά το έτος 1659 (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή στο Σχήμα 3.9β). Η σύνδεση των ρηγμάτων με τους ισχυρούς σεισμούς της ενόργανης σεισμικότητας έχει ήδη περιγραφεί στην αρχή της παραγράφου καθώς οι μηχανισμοί γένεσής τους συνέβαλαν στον καλύτερο καθορισμό των γεωμετρικών τους παραμέτρων. Επιπλέον, για τους σεισμούς της ιστορικής περιόδου της σεισμικότητας και της πρώιμης ενόργανης περιόδου η σύνδεση έγινε μέσω ήδη δημοσιευμένων εργασιών (Rockwell et al., 2001· Ambraseys, 2002· Parsons, 2004· Meghraoui et al., 2012· Triantafyllou et al., 2020), ενώ χρησιμοποιήθηκαν και οι διαθέσιμες περιγραφές των μακροσεισμικών τους επιπτώσεων (Παπαζάχου και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009).

Η περιοχή της Θεσσαλίας αποτελεί τη ζώνη ρηγμάτων 15 και χαρακτηρίζεται από το εφελκυστικό πεδίο τάσεων με διεύθυνσης βόρεια/βορειοδυτική–ανατολική/νοτιοανατολική, που ως συνέπεια έχουν τον σχηματισμό λεκανών με βορειοδυτική–νοτιοανατολική διεύθυνση, που οριοθετούνται από κανονικά ρήγματα ίδιας διεύθυνσης, που τα μήκη τους κυμαίνονται μεταξύ 15 και 25 χιλιομέτρων κλίνοντας με γωνίες περίπου 45° (Roberts et al., 1996· Roberts & Ganas, 2000· Goldsworthy & Jackson, 2000· Goldsworthy et al., 2002). Τα ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας διακρίνονται σε δύο μεγάλες χωρικές συγκεντρώσεις, μία στο βόρειο μέρος της περιοχής και μία στο νότιο μέρος της (Σχήμα 3.10α). Ξεκινώντας από τη πρώτη ομάδα ρηγμάτων, στο βορειοδυτικό άκρος της ζώνης αναπτύσσεται το ρήγμα των Τρικάλων (S15.01) (Parazachos et al., 2010· Πίνακας 3.1). Ανατολικά αναπτύσσεται ο μεγαλύτερος αριθμός των ρηγμάτων του βόρειου τμήματος (Σχήμα 3.10α). Ειδικότερα, αναπτύσσονται τα δυτικό και κεντρικό ρήγματα του Τυρνάβου (S15.02 και S15.03, αντίστοιχα), τα οποία σχετίζονται με τους πρόσφατους ισχυρούς σεισμούς του Μαρτίου του 2021 με μεγέθη ίσα με $M_w=6.0$ (4 Μαρτίου) και $M_w=6.3$ (3 Μαρτίου), αντίστοιχα, και των οποίων οι παράμετροι έχουν προσδιοριστεί από τους Karakostas et al. (2021) και δίνονται στον Πίνακα 3.1. Το τρίτο ρήγμα της περιοχής του Τυρνάβου (ανατολικό ρήγμα Τυρνάβου· S15.04)

αναπτύσσεται βορειοανατολικά των προηγούμενων δύο (Caputo & Pavlides, 1993). Το βόρειο και νότιο περιθώριο της πεδιάδας της Βόρειας Θεσσαλίας οριοθετούνται από τα ρήγματα της Ροδιάς (S15.05) και της Γυρτώνης (S15.06) και από το ρήγμα της Λάρισας, αντίστοιχα (S15.07· Πίνακας 3.1 και Σχήμα 3.9α· Caputo & Pavlides, 1993).

Στο θαλάσσιο χώρο κατά μήκος των ακτών της Θεσσαλίας αναπτύσσονται δύο κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Βορειοδυτική-Νοτιοανατολική, το ρήγμα της Σκήτης (S15.08) και το ρήγμα Πουρί (S15.09). Τα ρήγματα έχουν συνδεθεί από τους Papazachos et al. (2001) και με τους σεισμούς της πρώιμης περιόδου της σεισμικότητας που έγιναν το 1905 και 1930 με μέγεθος $M_w=6.2$. Περνώντας στη δεύτερη μεγάλη ομάδα ρηγμάτων που τοποθετείται στο νότιο περιθώριο της ζώνης, από τα δυτικά προς τα ανατολικά αναπτύσσονται τα ρήγματα των Παγασών (ή Αϊβαλιώτικα· S15.10), το ρήγμα Ρήγειο (S15.11) και το ρήγμα των Φαρσάλων (ή Περίβλεπτο· S15.12). Τα ρήγματα του Ρήγειου και των Φαρσάλων έχουν διευθύνσεις Ανατολής-Δύσης (Caputo and Pavlides, 1993· Mountrakis et al., 1993). Το ρήγμα των Παγασών έχει και αυτό διεύθυνση Ανατολής-Δύσης όμως βυθίζεται προς τα βόρεια-βορειοανατολικά (Caputo and Pavlides, 1993; Galanakis et al., 1998). Τα τρία αυτά ρήγματα συνδέονται με τους ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μεταξύ των ετών 1955 και 1957 (Πίνακας 3.2). Νοτιότερα από αυτά, αναπτύσσονται τα ρήγματα της Νέας Αγχιάλου και του Βόλου (S15.13 και S15.15, αντίστοιχα· Galanakis et al., 1998· Perissoratis et al. 1991· Caputo, 1996), που συνδέονται με ακόμη δύο ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στις 9 Ιουλίου 1980, με μεγέθη ίσα με $M_w=6.5$ (02:11) και $M_w=6.1$ (02:35), αντίστοιχα (Papazachos et al., 1993· Ambraseys and Jackson, 1990· Drakos et al., 2001). Το τελευταίο ρήγμα της ζώνης είναι αυτό της Εκκάρας στο Νοτιοδυτικό περιθώριο της περιοχής που έχει Δυτική-Βορειοδυτική διεύθυνση και συνδέεται με τον ισχυρότερο σεισμό που έγινε στην περιοχή το 1954 με $M_w=7.0$ (Papastamatiou and Mouyaris, 1986· Caputo and Pavlides, 1993· Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Papazachos et al., 2016).

Ο ρυθμός επέκτασης της περιοχής της Θεσσαλίας έχει υπολογιστεί να παίρνει τιμές μεταξύ των 3.0 και 6.0 mm/yr (Armijo et al., 2003· Reilinger et al., 2006). Πιο πρόσφατες γεωδαιτικές μελέτες όπως αυτές των Floy et al. (2010), Muller et al. (2013) και Chousianitis et al. (2013, 2015) υπολόγησαν ρυθμό παραμόρφωσης ίσο με 3.0 mm/yr για το βόρειο τμήμα της ζώνης και 4-4.5 mm/yr για το νότιο. τμήμα της. Σύμφωνα με τα παραπάνω ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης για τα κανονικά ρήγματα της βόρειας Θεσσαλίας επιλεχθηκε να είναι ίσος με 1.5

mm/yr, δεδομένου ότι αυτός κατανέμεται μεταξύ των αντιθετικών της ρηγμάτων της ζώνης, ενώ αυτός για τα ρήγματα της νότιας Θεσσαλίας ίσος με 4.0 mm/yr (Πίνακας 3.1). Η ζώνη ρηγμάτων της Θεσσαλίας χαρακτηρίζεται από χαμηλούς ρυθμούς γένεσης ισχυρών σεισμών. Από την άλλη πλευρά, οι ισχυροί σεισμοί που σχετίζονται με τα ρήγματα της ζώνης εμφανίζουν φαινόμενα συσταδοποίησης που οφείλονται στην διαδοχική ενεργοποίηση γειτονικών ρηγμάτων εντός μικρών χρονικών περιόδων, όπως την πρόσφατη περίπτωση των σεισμών του Μαρτίου 2021 στην περιοχή του Τυρνάβου. Για τη μελέτη του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών της ζώνης επιλέχθηκε το κατώφλι $M_w \geq 6.2$ για τους σεισμούς της ιστορικής και πρώιμης περιόδου της σεισμικότητας (Papadimitriou & Karakostas, 2003). Η επισκόπηση των διαθέσιμων καταλόγων απέδωσε ένα σύνολο 14 σεισμών με $M_w \geq 6.2$ για το διάστημα 1566-1960. Η αθροιστική κατανομή των σεισμών αυτών φαίνεται στο Σχήμα 3.11α. Από αυτό προκύπτει σαφής έλλειψη καταγεγραμμένων σεισμών μέχρι το 1735 (διακεκομμένη μαύρη κατακόρυφη γραμμή στο Σχήμα 2.45). Σε αυτό το σύνολο σεισμών προστέθηκαν επίσης και όλοι οι σεισμοί με μεγέθη $6.0 \leq M_w < 6.2$ για το διάστημα 1960–σήμερα.

Η σύνδεση των ισχυρών σεισμών με τα κανονικά ρήγματα που αναπτύσσονται στη ζώνη πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τις ήδη δημοσιευμένες εργασίες των Ambraseys & Jackson (1990) και Papazachos et al. (2016) για τους σεισμούς του που έγιναν κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1950 (1954 – 1957), των Papazachos et al. (1983), Ambraseys and Jackson (1990) και Drakos et al. (2001) για τους σεισμούς που έγιναν κατά το έτος 1981 και των Ambraseys and Jackson (1990) και Papadimitriou & Karakostas (2003) για τους σεισμούς της περιόδου 1905 – 1941. Οι τελευταίες εργασίες χρησιμοποιήθηκαν επίσης για τη σύνδεση των ισχυρών ιστορικών σεισμών που έγιναν στη περιοχή της Θεσσαλίας (Πίνακας 3.2).

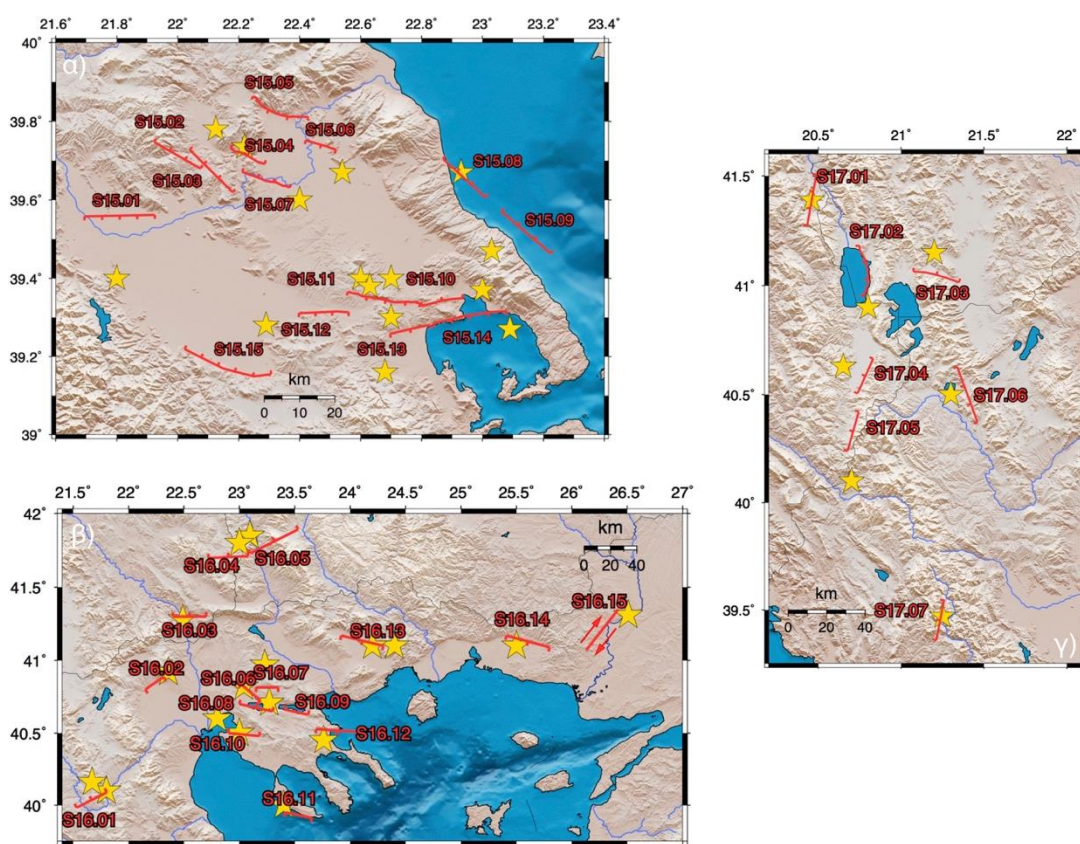
Η 16^η ζώνη ρηγμάτων της παρούσας εργασίας είναι αυτή των κανονικών ρηγμάτων που περιλαμβάνει τις περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Μακεδονίας, της Θράκης και της νότιας Βαλκανικής και αποτελείται από μία σειρά 15 κύριων ρηγμάτων που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς τόσο της ιστορικής όσο και της ενόργανης περιόδου. Στο δυτικό όριο της ζώνης (Σχήμα 3.10β) αναπτύσσεται το ρήγμα της Κοζάνης (S16.01), που συνδέεται με τον σεισμό του 1995 με μέγεθος $M_w=6.5$ (Hatzfeld et al., 1997· Karakostas, 2009). Βορειοανατολικά από αυτό, αναπτύσσονται το ρήγμα της Χρυσής (S16.02), το οποίο έχει Βορειοανατολική διεύθυνσης και συνδέεται με το σεισμό με μέγεθος $M_w=6.0$ που έπληξε την ευρύτερη περιοχή της Πέλλας (Panagiotopoulos et al., 1993· Goldsworthy et al., 2002), το

κανονικά ρήγματα του Valandono στη Βόρεια Μακεδονία (S16.03) που συνδέεται με το σεισμό με μέγεθος $M_w=6.7$ που έγινε στις 8 Μαρτίου του 1932, και τα ανατολικό και δυτικό ρήγματα του Krupnik στη Νοτιοδυτική Βουλγαρία (S16.04 και S16.05, αντίστοιχα) που συνδέονται με τους δύο ισχυρούς σεισμούς της 4^{ης} Απριλίου 1904 με μεγέθη $M_w=6.7$ και $M_w=7.3$, αντίστοιχα (Papadimitriou et al., 2007).

Στην περιοχή της κεντρικής Μακεδονίας αναπτύσσονται τα ρήγματα της Ασσήρου (S16.06) με Βορειοδυτική-Νοτιοανατολική, ενώ νότια από αυτό αναπτύσσονται τα αντιθετικά ρήγματα της Γερακαρούς (S16.08) που συνδέεται με το σεισμό του 1978 με μέγεθος $M_w=6.5$ (Tranos et al., 2003· Mountrakis et al., 2006) και της Νέας Απολλωνίας (S16.09). Στην ευρύτερη περιοχή αναπτύσσονται επίσης τα ρήγμα του Ανθεμούντα (S16.10), το ρήγμα της Κασσάνδρας (S16.11) και το ρήγμα του Στρατωνίου (S16.12), των οποίων οι παράμετροι δίνονται στον Πίνακα 3.1. Περνώντας στις περιοχές της Ανατολικής Μακεδονίας και της Θράκης αναπτύσσονται τα ρήγματα της Δράμας (S16.13) και της Κομοτηνής (S16.14), τα οποία είναι κύρια ρήγματα μεγάλου μήκους διεύθυνση Ανατολική/Νοτιοανατολική–Δυτική/Βορειοδυτική (Papazachos et al., 2001· Gkarlaouni et al., 2007). Τα ρήγματα της Δράμας και της Κομοτηνής συνδέονται με τους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς που έγιναν τα έτη 1829 με μέγεθος $M_w=7.3$ και 1784 με μέγεθος $M_w=6.7$, αντίστοιχα. Το τελευταίο κύριο ρήγμα που αναπτύσσεται στη ζώνη αυτή είναι αυτό του Διδυμοτείχου (S16.15), το οποίο είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Gkarlaouni et al., 2007).

Ο ρυθμός επέκτασης της ζώνης είναι ο μικρότερος που εντοπίζεται στον ευρύτερο ελληνικό χώρο με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 1–2 mm/yr (Kotzev et al., 2006). Πιο πρόσφατες εκτιμήσεις του γεωδαιτικού ρυθμού ολίσθησης για την ευρύτερη περιοχή των υπολόγισαν μεταξύ 1.5 και 3.5 mm/yr (Muller et al., 2013). Λαμβάνοντας υπόψιν τις παραπάνω εκτιμήσεις ο γεωδαιτικός ρυθμός ολίσθησης για τα ρήγματα της ζώνης καθορίστηκε μεταξύ 1.2 και 1.5 mm/yr, τιμές που βρίσκονται σε καλή συμφωνία με αυτές που χρησιμοποίησαν και οι Gkarlaouni et al. (2007) και Papadimitriou et al. (2007) για τον υπολογισμό του εξελικτικού πεδίου των τάσεων της περιοχής. Ο χαμηλός ρυθμό παραμόρφωσης αντικατοπτρίζεται και στο ρυθμό σεισμικότητας της ζώνης, που είναι από τους χαμηλότερους του ελληνικού χώρου. Παρόλα αυτά, η περιοχή χαρακτηρίζεται από τη γένεση ισχυρών σεισμών, τόσο κατά την ενόργανη όσο και κατά την ιστορική περίοδο της σεισμικότητας. Η συλλογή των καταγεγραμμένων ισχυρών σεισμών από τους καταλόγους των Papazachos et al., (2010) και

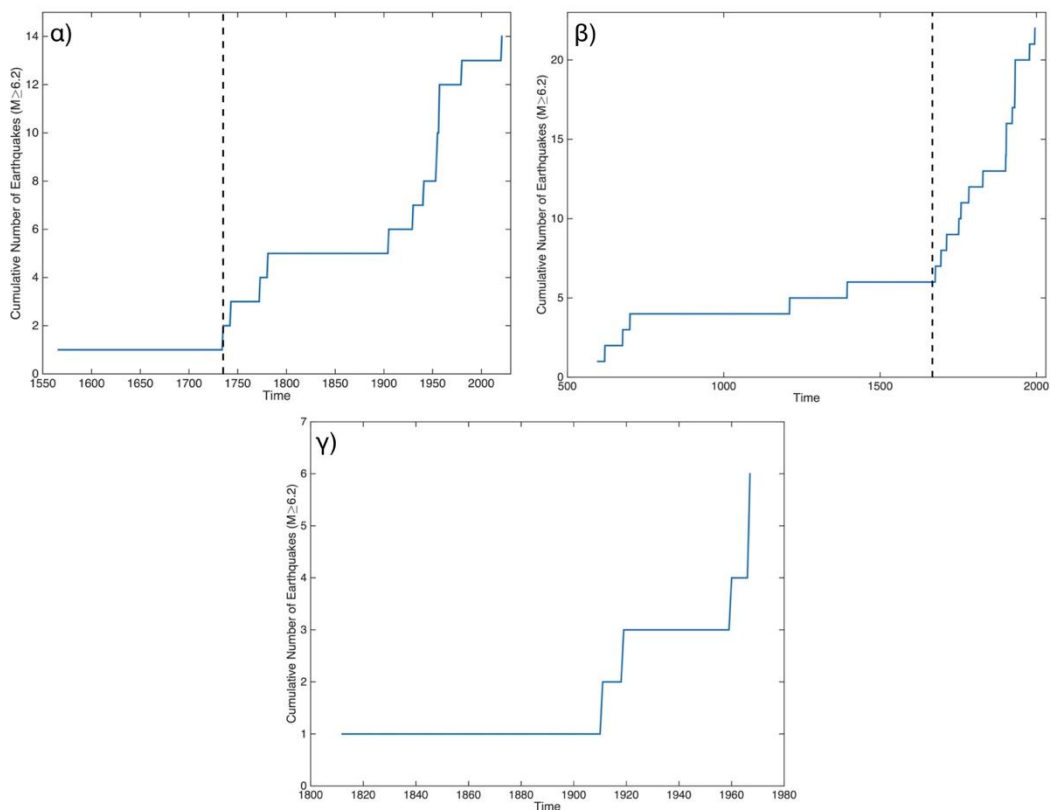
Stucchi et al., (2013) απέδωσε ένα σύνολο 22 σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.2$ που καλύπτουν τη περίοδο 596-σήμερα. Από τη χρονική κατανομή του αθροιστικού τους αριθμού (Σχήμα 3.11β) προκύπτει ένα σαφές έλλειμα καταγεγραμμένων σεισμών έως το 1677. Έτσι, για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης των κύριων ρηγμάτων της ζώνης επιλέχθηκαν οι σεισμοί με $M_w \geq 6.2$ από το 1677 και έπειτα, ενώ σε αυτούς προστέθηκε και ο σεισμός του 1990 με μέγεθος $M_w = 6.0$. Ορισμένες περιπτώσεις σύνδεσης των ισχυρών σεισμών από το 1677 με τα ρήγματα της ζώνης έχει ήδη δοθεί παραπάνω, ενώ για τους υπόλοιπους χρησιμοποιήθηκαν οι εργασίες των Goldsworthy et al. (2009) και Ambraseys (2009).



Σχήμα 3.10 Προβολές των ιχνών των κύριων ενεργών ρηγμάτων (συνεχείς κόκκινες γραμμές) και επικεντρική κατανομή (κίτρινοι αστερίσκοι) των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.2$ από το 1735 για τη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της Θεσσαλίας (α), με $M_w \geq 6.2$ από το 1677 για τη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της κεντρικής και ανατολικής Μακεδονίας, της Θράκης και της νότιας Βαλκανικής (β) και με $M_w \geq 6.2$ από το 1695 και με $6.0 \leq M_w < 6.2$ από το 1960 για τη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της δυτικής Μακεδονίας, της Βόρειας Μακεδονίας και της Αλβανίας.

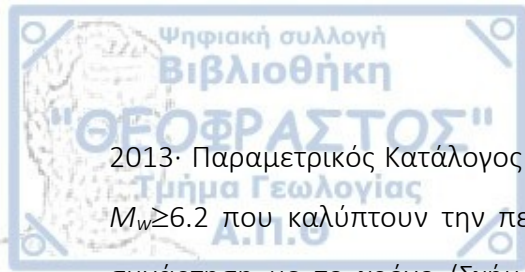
Η τελευταία ζώνη ρηγμάτων που καθορίστηκε για την παρούσα διατριβή είναι αυτή των κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στις περιοχές της δυτικής Μακεδονίας, το νότιο τμήμα της Βόρειας Μακεδονίας και της ανατολικής Αλβανίας. Τα ρήγματα αυτά έχουν γενική διεύθυνση Βορρά-Νότου και οφείλονται στην ανάπτυξη του εφελκυστικού πεδίου των τάσεων

με διεύθυνση Ανατολή–Δύση κατά μήκος του άξονα των Ελληνίδων οροσειρών. Ξεκινώντας από το βόρειο τμήμα της περιοχής αναπτύσσονται το ρήγμα Peshkore (S17.01) και το ρήγμα της λίμνης Αχρίδας (S17.02), που αναπτύσσεται κατά μήκος της ανατολικής της όχθης. Ανατολικά αυτών και με διεύθυνση Βορειοδυτική–Νοτιοανατολική αναπτύσσεται το ρήγμα της Bitola (S17.02) (Papazachos et al., 2001· Caputo & Pavlides, 2013· Σχήμα 3.10γ).



Σχήμα 3.11 Αθροιστικός αριθμός όλων των γνωστών σεισμών με $M_w \geq 6.2$ για τις ζώνες των κανονικών ρηγμάτων της Θεσσαλίας (α), της κεντρικής και ανατολικής Μακεδονίας, της Θράκης και της νότιας Βαλκανικής (β) και της δυτικής Μακεδονίας, της Βόρειας Μακεδονίας και της Αλβανίας (γ). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν το έτος μετά από το οποίο ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών θεωρήθηκε πλήρης.

Στην περιοχή της ανατολικής Αλβανίας αναπτύσσεται μία δεύτερη ομάδα ρηγμάτων, αυτά της Κορυτσάς (Korce· S17.04) και Erseke (S17.05) (Papazachos et al., 2001· Caputo & Pavlides, 2013· Πίνακας 3.1). Στα ανατολικά τους, αναπτύσσεται το ρήγμα της Καστοριάς (S17.06), ενώ το τελευταίο ρήγμα αυτής της ζώνης είναι το ρήγμα της Άρτας (S17.07), το οποίο συνδέεται με τον σεισμό των Τζουμέρκων του 1967 με μέγεθος $M_w=6.5$ (Ambraseys & Jackson, 1990). Ο ρυθμός επέκτασης της ζώνης είναι της τάξης των 1.5–2 mm/yr (D'Agostino et al., 2020· Briole et al., 2021). Ο χαμηλός ρυθμός παραμόρφωσης της περιοχής αποτυπώνεται και σε αυτή την περίπτωση στον επίσης χαμηλό ρυθμό γένεσης ισχυρών σεισμών. Η επισκόπηση των καταλόγων ιστορικής και ενόργανης σεισμικότητας (Papazachos et al., 2010· Stucchi et al.,



2013· Παραμετρικός Κατάλογος Α.Π.Θ.) απέδωσε ένα σύνολο 8 ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 6.2$ που καλύπτουν την περίοδο 1695-σήμερα. Από τον αθροιστικό τους αριθμός σε συνάρτηση με το χρόνο (Σχήμα 3.11γ) προκύπτει μία πιθανή έλλειψη καταγεγραμμένων σεισμών μεταξύ των ετών 1695–1911, λόγω όμως του περιορισμένου αριθμού τους λήφθησαν υπόψη και οι 8. Η σύνδεση τους έγινε σύμφωνα με της διαθέσιμες περιγραφές των μακροσεισμικών επιπτώσεων (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003· Ambraseys, 2009) και των διαθέσιμων ισόσειστων καμπυλών (Ambraseys & Jackson, 1990).

Πίνακας 3.2 Εστιακές παράμετροι των ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.0$ και η σύνδεσή τους με τα κύρια ρήγματα του του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών.

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο		Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
Ζώνη Ρηγμάτων 1: Ανάστροφα Ρήγματα Δυτική Ελλάδα και Δυτικής Βαλκανικής Χερσονήσου								
1667-04-06	07:00:00	42.600	18.200	-	7.20	IX	Ντουμπρό- βνικ	1
		42.600	18.100	-	6.41	X		2
1674-01-16	00:00:00	39.500	20.000	-	6.50	VIII	Λευκίμμη	1
		39.624	19.920	-	6.30	VIII		3
1699	00:00:00	41.900	19.200	-	6.20	VII	Ούλτσιν	1
		41.923	19.201	-	5.40	VII		2
1701-04-05	00:00:00	40.400	20.100	-	6.40	IX	Τεπελένι	1
		40.296	20.019	-	6.55	VII		3
1713-01	00:00:00	40.900	19.800	-	6.60	VIII	Βεράτιο	1
		40.703	19.956	-	6.33	VIII		3
1732-11	00:00:00	39.400	20.100	-	6.50	VIII	Κέρκυρα	1
		39.624	19.920	-	6.56	-		3
1740-02-04	00:00:00	39.700	20.700	-	6.20	VIII	Ιωάννινα	1
		39.667	20.850	-	6.23	VIII		3
1786-02-05	00:00:00	39.200	20.100	-	6.80	IX	Κέρκυρα	1
		39.624	10.920	-	6.52	VIII		3
1809-05-04	00:00:00	39.600	20.300	-	6.30	VIII	Κονίσπολη	1
		39.641	20.042	-	6.13	VII		3
1813-12-10	13:00:00	39.580	20.650	-	6.20	IX	Εκκλησοχώρι	1
		39.685	20.575	-	6.36	VIII		3
1823-06-19	00:00:00	39.400	20.300	-	6.30	VIII	Σαγιάδα	1
		39.485	20.400	-	6.13	VII	Σούλι	3
1826-01-26	00:00:00	39.000	20.600	-	6.20	VII	Πρέβεζα	1
		38.950	20.750	-	5.83	VI		3
1833-01-19	00:00:00	40.500	19.400	-	6.50	VIII	Αυλώνας	1
		40.474	19.490	-	6.18	VII		3
1851-10-12	07:00:00	40.800	19.400	-	6.80	X	Αυλώνας	1
		40.473	19.483	-	6.82	IX		3
1854-07-30	01:30:00	39.800	20.200	-	6.50	VII	Σούλι	1
		39.650	20.365	-	6.04	VII		3
1858-09-20	00:00:00	40.200	20.100	-	6.20	IX	Δελβίνο	1
1858-10-10	09:30:00	40.140	19.780	-	6.40	IX	Χειμάρρα	1
		40.124	19.989	-	6.36	IX		3
1860-04-10	00:00:00	40.300	20.100	-	6.30	VIII	Τεπελένι	1
		40.176	20.250	-	6.44	VIII		3
1866-01-02	10:00:00	40.400	19.600	-	6.60	IX	Αυλώνας	1
		40.474	19.490	-	6.60	IX		3
1866-12-04	00:00:00	40.200	20.200	-	6.30	IX	Αργυρό- καστρο	1
		40.080	20.148	-	6.39	VIII		3
1869-09-01	00:00:00	41.200	19.500	-	6.20	VIII	Δυρράχιο	1
		41.314	19.446	-	6.23	VIII		3
1870-09-28	00:00:00	41.300	19.600	-	6.70	IX	Δυρράχιο	1
		41.314	19.446	-	6.49	VIII		3
1893-06-14	00:00:00	40.100	19.600	-	6.60	IX	Χειμάρρα	1
		40.127	19.853	-	6.62	IX		3
1895-05-14	00:00:00	39.420	20.610	-	6.30	X	Παραμυθιά	1
		39.385	20.519	-	6.47	IX	Δραγούμι	3
1897-01-17	00:00:00	39.800	20.100	-	6.20	IX	Δίβρη	1
		39.700	20.180	-	6.58	VIII		3
1898-07-31	05:40:00	39.650	20.810	-	6.30	VIII	Ιωάννινα	1
		39.667	20.850	-	6.45	VII		3
1905-06-01	04:42:15	42.050	19.500	-	6.60	IX	Σκόδρα	1
		42.000	19.500	-	6.40	IX		4
1907-08-16	13:30:30	41.100	20.100	-	6.20	-	Ελβασάν	1
1920-11-26	08:51:00	40.300	20.000	-	6.30	IX	Τεπελένι	1

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
		40.270	19.970	-	6.07	IX	4
1930-11-21	02:00:25	40.210	19.620	-	6.30	VIII	1
1959-09-01	11:37:40	40.810	19.800	1	6.40	VIII	1
		40.870	19.740	-	6.00	VIII	4
1979-04-15	06:19:41	41.970	19.000	1	7.10	-	1
		41.980	18.980	2	7.03	-	4
1979-05-24	17:23:20	42.120	18.710	2	6.30	-	1
		42.240	18.750	6	6.31	-	4
2019-11-26	02:54:12	41.359	19.578	7	6.40	-	5
Ζώνη Ρηγμάτων 2: Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς							
1612-05-26	07:00:00	38.800	20.800	-	6.50	VIII	1
		38.834	20.708	-	6.30	VIII	3
1613-10-12	00:00:00	38.800	20.800	-	6.40	VIII	1
		38.834	20.708	-	6.28	VIII	3
1625-06-28	00:00:00	38.800	20.700	-	6.60	IX	1
		38.927	20.669	-	6.46	VIII	3
1630-07-02	00:00:00	38.800	20.800	-	6.70	IX	1
		38.809	20.704	-	6.49	VIII	3
1636-09-30	00:00:00	38.100	20.300	-	7.20	IX	1
		37.928	20.885	-	6.66	VIII	3
1638-07-16	00:00:00	38.200	20.400	-	6.40	VIII	1
		38.179	20.487	-	6.28	VIII	3
1658-08-24	00:00:00	38.200	20.400	-	7.00	IX	1
		38.200	20.420	-	6.70	IX	6
1704-11-22	00:00:00	38.800	20.700	-	6.30	IX	1
		38.825	20.673	-	6.38	VIII	3
		38.829	20.684	1.6	6.60	IX	6
1714-09-08	00:00:00	38.100	20.500	-	6.40	VIII	1
		38.179	20.487	-	6.28	VII	3
1722-06-05	00:00:00	38.700	20.600	-	6.40	IX	1
		38.711	20.626	-	6.28	VIII	3
1723-02-22	02:00:00	38.600	20.650	-	6.70	VIII	1
		38.585	20.616	-	6.32	VIII	3
1741-06-23	00:00:00	38.150	20.400	-	6.40	VIII	1
		38.200	20.420	-	6.28	VIII	3
		38.174	20.489	9.0	7.00	IX	6
1759-06-13	00:00:00	38.200	20.500	-	6.30	VIII	1
		38.179	20.487	-	6.28	VIII	3
1766-07-24	00:00:00	38.100	20.400	-	7.00	IX	1
		38.200	20.400	-	6.82	VIII	3
1767-07-22	04:00:00	38.300	20.400	-	7.20	X	1
		38.268	20.464	-	6.65	X	7
		38.146	20.316	23.5	6.50	IX	6
1769-10-12	18:00:00	38.800	20.600	-	6.70	IX	1
		38.583	20.726	-	5.64	IX	7
		38.899	20.635	6.6	5.30	IX	6
1783-03-23	05:00:00	38.710	20.610	-	6.70	X	1
		38.650	20.570	-	6.64	IX	3
1815	00:00:00	38.800	20.700	-	6.30	VIII	1
		38.834	20.708	-	6.26	VIII	3
1820-02-21	00:00:00	38.800	20.600	-	6.40	IX	1
		38.834	20.600	-	6.55	IX	3
1825-01-19	11:45:00	38.700	20.600	-	6.50	X	1
		38.834	20.708	-	6.71	IX	3
1862-03-14	00:00:00	38.300	20.400	-	6.50	IX	1
		38.190	20.454	-	6.44	VIII	3
1867-02-04	04:19:00	38.390	20.520	-	7.40	X	1
		38.233	20.424	-	7.15	X	3

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο		Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
1869-12-28	00:00:00	38.850	20.800	-	6.40	X	Λευκάδα	1
		38.827	20.669	-	6.68	IX	(Βόρεια)	3
1912-01-24	16:22:51	38.100	20.500	-	6.80	X	Ασπρο- γέρακας	1
		37.900	20.800	-	6.47			4
1914-11-27	14:39:46	38.720	20.620	-	6.30	IX	Λευκάδα	1
		38.750	20.500	-	6.36		(Νότια)	4
1915-01-27	01:09:56	38.360	20.600	-	6.60	IX	Ιθάκη	1
		38.500	20.600	-	6.60			4
1915-08-07	15:04:03	38.480	20.620	-	6.70	IX	Ιθάκη	1
		38.500	20.500	-	6.60			4
1948-04-22	10:42:45	38.620	20.570	-	6.50	IX	Λευκάδα	1
		38.600	20.500	15.0	6.69		(Νότια)	4
1948-06-30	12:21:13	38.800	20.600	-	6.40	IX	Λευκάδα	1
		38.960	20.530	36.0	6.52	-	(Βόρεια)	4
1953-08-09	07:41:07	38.300	20.400	-	6.40	IX	Αργοστόλι	1
		38.240	20.800	21.0	6.27			4
1953-08-12	09:23:52	38.300	20.800	-	7.20	VIII	Κεφαλονιά	1
		38.130	20.740	11.0	6.85	-		4
1972-09-17	14:07:15	38.300	20.300	7.0	6.30	VII	Παλική	1
		38.240	20.300	8.0	6.36			4
1983-01-17	12:41:31	38.100	20.200	7.0	7.00	VI	Παλική	1
		38.010	20.230	11.0	6.98	-		4
1983-03-23	23:51:06	38.200	20.300	1.9	6.20	-	Παλική	1
		38.220	20.280	7.0	6.10			4
2003-08-14	05:14:55	38.815	20.606	11.0	6.20	-	Λευκάδα (Βόρεια)	1
2014-01-26	13:55:41	38.199	20.434	13.5	6.10	-	Παλική	5
2014-02-03	03:08:44	38.269	20.410	9.4	6.00	-	Παλική	5
2015-11-17	07:10:07	38.677	20.577	13.9	6.50		Λευκάδα (Νότια)	5
Ζώνη Ρηγμάτων 3: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και ανάστροφα ρήγματα Νοτίου Ιονίου Πελάγους								
1752-06	00:00:00	37.800	21.100	-	6.80	VIII	Ζάκυνθος	1
		37.782	20.869	-	6.25	VII		3
1791-11-02	00:00:00	37.900	21.000	-	6.80	X	Ζάκυνθος	1
		37.781	20.883	-	6.78	IX	(Γαϊτάνι)	3
1796-08	00:00:00	36.900	21.700	-	6.60	VIII	Ναβαρίνο	1
		36.900	21.672	-	6.33	VIII		3
1811-06-15	00:00:00	37.600	20.700	-	6.80	VII	Ζάκυνθος	1
		37.782	20.896	-	5.98	VI		3
1820-12-29	03:45	37.800	21.100	-	6.90	IX	Ζάκυνθος	1
		37.764	21.121	-	6.86	-		3
1840-10-13	09:29	37.800	20.800	-	6.50	IX	Ζάκυνθος	1
		37.794	20.828	-	6.44	VIII		3
1873-10-25	00:00:00	37.900	21.200	-	6.60	VIII	Κυλλήνη	1
		37.900	21.167	-	6.26	VII		3
1886-08-27	21:32	37.000	21.400	-	7.30	X	Φιλιατρά	1
		36.988	21.467	-	7.16	-		8
1893-04-07	00:00:00	37.680	20.810	-	6.50	IX	Ζάκυνθος	1
		37.732	20.828	-	6.34	VIII	Κερί	3
1947-10-06	19:55:34	36.960	21.700	-	7.00	IX	Πυλία	1
		36.800	22.000	-	6.92		(Μεσσηνία)	4
1953-08-11	03:32:22	37.950	20.450	-	6.80	IX	Ζάκυνθος	1
		38.330	20.740	-	6.66	-		4
1958-08-27	15:16:34	37.400	21.000	0.1	6.40	V	Ζάκυνθος	1
		37.450	20.670	9.0	6.31	-		4
1959-11-15	17:08:43	37.780	20.530	0.1	6.80	VII	Ζάκυνθος	1
		37.780	20.550	13.0	6.69	-	(Βολίμες)	4

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο		Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0		Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
1962-04-10	21:37:07	37.800	20.100	0.1	6.30	VI	Ζάκυνθος (Βολίμες)	S3.02	1
		37.760	20.009	5.0	6.08	-			4
1976-05-11	16:59:45	37.400	20.400	29.0	6.40	V	Ζάκυνθος	S3.07	1
		37.380	20.430	25.7	6.41	-			4
1997-10-13	13:39:39	36.446	21.160	13.0	6.40	VI	Κορώνη	S3.09	1
		36.380	22.070	37.0	6.40	-			4
1997-11-18	13:07:39	37.480	20.619	10.0	6.60	VI	Ζάκυνθος	S3.05	1
		37.570	20.660	-	6.40	-			4
2008-02-14	10:09:25	36.575	21.868	34.6	6.80	-	-	S3.10	5
2008-02-14	12:08:56	36.438	22.026	8.6	6.50	-	-	S3.11	5
2018-10-25	22:54:52	37.330	20.610	16.0	6.80	-	-	S3.06	5
Ζώνη Ρηγμάτων 4: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης Δυτικής Ελλάδας και Δυτικής Πελοποννήσου									
1783-03-09	00:00:00	37.600	21.800	-	6.10	VII	Στεμνίτσα	S4.05	1
		37.530	22.070	-	5.94	VII			3
1785-02-10	04:00:00	38.200	21.700	-	6.40	IX	Πάτρα	S4.02	1
		38.256	21.742	-	6.42	VIII			3
1804-06-08	03:00:00	38.100	21.700	-	6.40	IX	Πάτρα	S4.03	1
		38.256	21.742	-	6.42	VIII			3
1899-01-22	09:56	37.200	21.600	-	6.50	IX	Κυπαρισσία	S4.07	1
1919-02-24	01:56:00	37.400	21.400	-	6.30	VII	Κυπαρισσία	S4.07	1
1921-09-13	08:59:53	38.870	21.180	-	6.00	VIII	Αμφιλοχία	S4.01	1
1953-10-21	18:39:52	38.600	21.060	0.1	6.30	VII	Αιτωλία	S4.01	1
		38.300	20.590	-	6.22	-			3
1965-04-05	03:12:55	37.400	22.100	0.1	6.10	X	Απιδίτσα (Αρκαδία)	S4.06	1
		37.480	21.970	10.0	5.93	VIII			9
2008-06-08	12:25:28	37.952	21.537	17.5	6.40	-	-	S4.04	5
Ζώνη Ρηγμάτων 5: Κανονικά ρήγματα Κορινθιακού Κόλπου									
1714-08-07	00:00:00	38.400	21.700	-	6.30	VIII	Ναύπακτος	S5.01	1
		38.395	21.833	-	6.26	VIII			2
1742-02-21	00:00:00	38.100	22.600	-	6.70	VIII	Τρίκαλα	S5.05	1
		37.976	22.474	-	6.57	VII	Κορινθίας		2
		38.018	22.456	4.6	7.10	IX	3		
1748-05-25	13:00:00	38.200	22.200	-	6.60	X	Αίγιο	S5.02	1
		38.250	22.083	-	6.46	IX			2
		38.197	22.240	8.4	6.70	IX			3
1753-03-06	00:00:00	38.100	22.500	-	6.10	VIII	Εβροστίνη	S5.05	1
		38.072	22.396	-	6.20	VIII			2
1756-10-20	00:00:00	38.400	21.900	-	6.80	VIII	Ναύπακτος	S5.13	1
		37.395	21.833	-	6.52	VIII			2
1769	00:00:00	38.400	22.000	-	6.80	VII	Δεσφίνα	S5.11	1
		38.417	22.517	-	6.38	VIII			2
1775-04-16	00:00:00	37.900	22.900	-	6.20	VIII	Κόρινθος	S5.06	1
		37.938	22.930	-	6.23	VIII			2
1794-06-11	00:00:00	38.300	22.400	-	6.70	-	Γαλαξίδι	S5.12	1
		38.337	22.384	-	6.89	X			2
1806-01-23	00:00:00	38.300	21.800	-	6.20	VIII	Πάτρα	S5.01	1
		38.256	21.742	-	6.10	IX			2
1817-08-23	08:00:00	38.300	22.100	-	6.60	IX	Αίγιο	S5.02	1
		38.244	22.078	-	6.60	IX			2
1861-12-26	06:30:00	38.250	22.160	-	6.70	X	Βαλιμίτικα (Αχαΐα)	S5.03	1
		38.222	22.139	-	6.85	X			2
1870-08-01	00:41:00	38.480	22.550	-	6.80	IX	Δελφοί	S5.10	1
1887-10-03	22:53:00	38.050	22.650	-	6.50	VIII	Ξυλόκαστρο	S5.06	1
		38.053	22.627	-	6.27	VIII			2
1888-09-09	00:00:00	38.230	22.110	-	6.30	IX	Αίγιο	S5.02	1
		38.238	22.079	-	6.29	VIII			2
1909-05-30	06:14:30	38.440	22.140	-	6.20	VIII	Φωκίδα	S5.13	1

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
		38.440	22.140	10.0	6.27	VIII	4
1928-04-22	20:13:46	38.070	22.820	-	6.30	IX	1
		38.030	22.800	9.0	6.32	IX	4
1965-07-06	03:18:42	38.270	22.300	10.0	6.30	VIII	1
		38.270	22.370	-	6.38	VIII	4
1970-04-08	13:50:28	38.360	22.530	8.0	6.20	VII	1
		38.230	22.600	6.0	6.00	VII	4
1981-02-24	20:53:37	38.153	22.961	15.5	6.70	IX	1
		38.100	22.840	15.0	6.69	VIII	4
1981-02-25	02:35:51	38.083	23.139	12.2	6.40	VIII	1
		38.130	23.050	-	6.41	-	4
1981-03-04	21:58:05	38.204	23.236	10.7	6.30	IX	1
		38.180	23.170	-	6.24	VIII	4
1995-06-15	00:15:50	38.362	22.200	14.0	6.50	VIII	1
Ζώνη Ρηγμάτων 6: Κανονικά ρήγματα Κεντρικής Ελλάδας							
1694-06	00:00:00	38.400	23.700	-	6.20	VIII	1
		38.467	23.600	-	6.23	VIII	3
1726	00:00:00	38.500	23.600	-	6.00	VII	1
		37.058	22.150	-	5.92	VII	3
1740-10-04	00:00:00	38.900	22.600	-	6.60	VIII	1
		38.808	22.582	-	6.64	VIII	3
		38.814	22.485	14.4	6.60	VIII	6
1758-05	00:00:00	38.900	22.900	-	6.60	-	1
1785-06-24	00:00:00	38.400	23.600	-	6.00	VIII	1
		38.467	23.600	-	6.18	VIII	3
1853-08-18	08:30:00	38.400	23.400	-	6.50	X	1
		38.250	23.317	-	6.71	IX	3
1874-03-18	03:00:00	38.500	23.750	-	6.00	VIII	1
		38.420	23.807	-	5.54	VII	3
1893-05-23	22:02:00	38.310	23.250	-	6.20	VIII	1
1894-04-20	16:52:00	38.400	23.300	-	6.60	X	1
		38.600	23.209	-	6.77	X	3,10
1894-04-27	19:21:00	38.560	23.240	-	7.00	X	1
		38.716	22.959	-	6.91	X	3,10
1914-10-17	06:22:32	38.310	23.340	-	6.00	VIII	1
		38.340	23.460	10.0	6.24	IX	9
1938-07-20	00:23:35	38.290	23.790	-	6.00	VIII	1
		38.300	23.790	6.0	6.07	VIII	9
1999-09-07	11:56:51	38.062	23.573	10.0	6.00	IX	1
Ζώνη Ρηγμάτων 7: Κανονικά ρήγματα Ανατολικής Πελοποννήσου							
1725	00:00:00	37.900	23.000	-	6.00	VIII	1
		37.938	22.930	-	6.18	VIII	3
1769-06-27	00:00:00	37.500	23.100	-	6.40	VIII	1
		37.400	22.717	-	6.28	VIII	3
1788-10-15	00:00:00	37.600	23.100	-	6.10	VIII	1
		37.566	22.798	-	6.20	VIII	3
1837-03-20	09:45:00	37.530	23.450	-	6.30	VII	1
		37.421	23.326	-	5.99	VII	3
1858-02-21	09:00:00	37.870	22.800	-	6.50	IX	1
1873-07-25	00:00:00	37.600	23.300	-	6.00	VII	1
		37.730	23.070	-	5.99	VII	3
1876-06-26	00:00:00	37.800	22.800	-	6.10	VIII	1
		37.846	22.771	-	5.85	VII	3
1891-05-11	00:00:00	37.500	24.400	-	6.40	VII	1
		37.619	24.538	-	6.32	-	3
1930-04-17	20:06:39	37.780	22.990	-	6.00	VIII	1

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές	
Ζώνη Ρηγμάτων 8: Κανονικά ρήγματα Νότιας Πελοποννήσου								
464 π.Χ.	00:00:00	37.000	22.500	-	6.80	X	Σπάρτη	1
1842-04-18	04:00:00	36.700	22.300	-	6.70	VIII	Μάνη	1
		37.058	22.150	-	6.20	VII		3
1846-06-10	02:00:00	37.150	22.000	-	6.60	X	Μεσσήνη	1
		37.057	22.032	-	6.78	X		3
1867-09-20	00:00:00	36.730	22.600	-	6.80	IX	Αρεόπολη (Δ. Μάνη)	1
		36.722	22.424	-	6.10	VIII		3
1885-03-28	00:00:00	37.100	22.000	-	6.00	VIII	Μεσσήνη	1
		37.125	21.959	-	6.08	VIII		3
1927-07-01	08:18:54	36.780	22.260	-	7.10	IX	Οίτυλο (Δ. Μάνη)	1
		36.780	22.250	-	6.43	VIII		9
1986-09-13	17:24:34	37.050	22.110	9.2	6.00	IX	Καλαμάτα	1
Ζώνη Ρηγμάτων 9: Ανάστροφα ρήγματα Νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου								
365-07-21	00:00:00	35.200	23.400	-	8.30	-	-	1
1494-07-01	00:00:00	35.500	23.300	-	7.50	VIII	Ηράκλειο	1
1612-11-08	00:00:00	35.500	23.800	-	7.20	VIII	Ηράκλειο	1
1630-03-10	09:00:00	35.000	23.700	-	7.30	IX	Κρήτη	1
1681-01-10	00:00:00	35.400	23.500	-	7.00	VIII	Ηράκλειο	1
1717	00:00:00	35.900	22.900	-	7.00	VIII	Κρήτη	1
1805-07-03	04:00:00	35.000	24.000	-	7.00	VIII	Χανιά	1
		35.451	24.162	-	6.42	-		3
1952-12-17	23:03:57	34.400	24.500	-	7.00	VII	Ηράκλειο (Μεσσηνία)	1
		34.470	24.220	17.0	6.41	-		4
1965-04-09	23:57:02	35.130	24.310	39.0	6.10	VI	Κάνδανος	1
		35.020	24.390	39.0	6.13	-		4
1972-05-04	21:39:57	35.100	23.600	40.0	6.50	V	Κάνδανος	1
1977-09-11	23:19:45	34.900	23.000	4.0	6.30	IV	Καστέλι	1
		34.920	23.040	30.0	6.07	-		4
1984-06-21	10:43:43	35.310	23.300	1.0	6.20	V	Κάνδανος	1
2004-03-17	05:21:04	34.779	23.397	20.0	6.30	-	-	1
2013-10-12	13:11:54	35.471	23.281	47.0	6.70	-	-	5
Ζώνη Ρηγμάτων 10: Ανάστροφα ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του Ανατολικού Ελληνικού Τόξου								
1303-08-08	03:30:00	36.100	29.400	-	8.00	X	Κρήτη	1
		35.717	25.797	-	8.26	-		11
		34.250	25.500	-	-	-		12
1513-03-28	00:00:00	36.100	28.200	-	7.20	VIII	Ρόδος	1
		36.100	28.200	-	6.21	-		3
1609-04	09:00:00	36.200	29.000	-	7.20	IX	Ρόδος	1
1741-01-13	01:15:00	36.200	29.300	-	7.40	VIII	Ρόδος	1
		36.160	28.500	-	7.54	-		3
1870-02-22	00:00:00	36.500	28.800	-	6.60	VII	Μάκρη Φετχιγιέ	1
		36.515	28.750	-	6.07	VII		3
1926-03-18	14:06:15	36.100	29.600	-	6.90	VIII	Καστελό- ριζο	1
		36.000	29.410	40.0	6.82	-		4
1957-04-24	19:10:13	36.400	28.600	1.0	6.80	VII	Ρόδος	1
		36.390	28.620	40.0	6.60	-		4
1957-04-25	02:25:42	36.500	28.600	1.0	7.00	VIII	Ρόδος	1
		36.450	28.550	20.0	6.79	-		4
1969-01-14	23:12:06	36.100	29.200	1.0	6.30	VII	Αττάλεια	1
		36.100	29.300	-	6.34	VII		4
2008-05-15	03:26:35	35.832	28.034	32.0	6.40	-	-	1
2009-07-01	09:30:12	38.042	25.411	33.0	6.40	-	-	1
2012-06-10	12:44:17	36.441	28.904	12.0	6.10	-	-	5
2013-06-15	16:11:03	34.464	25.011	1.0	6.30	-	-	5
2013-06-16	21:39:05	34.293	25.125	4.0	6.10	-	-	5

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές	
2015-04-16	18:07:44	35.146	26.888	24.0	6.10	-	S10.06	5
2020-05-02	12:51:11	34.551	25.614	11.0	6.60	-	S10.05	5
Ζώνη Ρηγμάτων 11: Κανονικά ρήγματα Κρήτης και Νοτιοανατολικού Αιγαίου								
1780-10	00:00:00	34.900	25.800	-	6.80	X	Ιεράπετρα	1
		34.250	25.500	-	6.78	IX		3
1815-12	00:00:00	35.000	25.700	-	6.80	VIII	Ιεράπετρα	1
		35.077	25.707	-	6.25	VII		3
1922-08-13	00:09:54	35.000	26.800	-	6.80	VI	Ζάκρος	1
		35.300	27.800	40.0	6.85	-		4
1948-02-09	09:12:58	35.500	27.200	-	7.10	IX	Κάρπαθος	1
		35.320	27.150	30.0	7.17	-		4
1959-05-14	06:36:56	35.000	24.720	1.0	6.30	VIII	Πιτσιδία	1
		35.050	24.700	-	6.00	-		4
2011-04-01	13:29:12	35.646	26.569	43.7	6.10	-	S11.08	5
2021-09-27	06:17:21	35.161	25.271	9.3	6.00	-	S11.03	5
Ζώνη Ρηγμάτων 12: Κανονικά ρήγματα Νότιου και Ανατολικού Αιγαίου								
1493-08-18	00:00:00	36.700	27.100	-	6.80	IX	Κως	1
		36.654	27.212	-	6.94	-		3
1646	00:00:00	37.800	20.400	-	6.60	IX	Αϊδίνιο	1
		37.913	28.322	-	6.33	VIII		13
1653-02-22	00:00:00	37.760	27.800	-	7.10	X	Αϊδίνιο	1
		37.882	28.170	-	6.82	IX		13
1733-12-23	15:00:00	37.100	24.800	-	6.80	VIII	Σίφνος	1
		37.027	24.935	-	6.25	VII		3
1735	00:00:00	36.800	24.500	-	6.50	VIII	Μήλος	1
		36.700	24.370	-	6.30	VIII		3
1751-06-18	00:00:00	37.700	27.100	-	6.40	VIII	Σάμος	1
		37.710	27.008	-	6.68	IX		13
1843-10-18	00:00:00	36.400	27.700	-	6.60	IX	Χάλκη	1
		36.220	27.620	-	6.46	VIII		3
1869-04-18	00:00:00	36.500	27.600	-	6.80	IX	Σύμη	1
1869-12-01	18:00:00	36.980	28.332	-	6.80	IX	Marmaris	1
		37.035	28.335	-	6.77	VIII		3
1873-01-31	00:00:00	37.700	27.100	-	6.50	VII	Σάμος	1
		37.729	26.938	-	6.16	VII		13
1895-08-19	00:00:00	37.800	28.100	-	6.40	VIII	Αϊδίνιο	1
		37.873	28.100	-	6.55	IX		13
1899-09-20	02:22:00	37.820	28.250	-	7.00	IX	Αϊδίνιο	1
		37.880	28.083	-	6.67	VIII		3
1904-08-11	06:08:30	37.660	26.930	-	6.80	VIII	Σάμος	1
		37.600	26.700	-	6.15	-		4
1933-04-23	05:57:37	36.800	27.300	-	6.6	IX	Κως	1
		36.750	27.200	40.0	6.46	-		4
1955-07-16	07:07:10	37.550	27.050	-	6.90	VIII	Αγαθονήσι	1
		37.550	27.20	10	6.76			4
1956-07-09	03:11:40	36.640	25.960	-	7.70	IX	Ποταμός	1,5
		36.720	25.800	15.0	7.18			4
1956-07-09	03:24:03	36.600	25.700	-	6.90	-	Σαντορίνη	1
		36.650	25.700	30.0	6.00	-		4
1968-12-05	07:52:11	36.600	26.900	-	6.00	V	Νίσυρος	1
2017-07-20	22:31:10	36.959	27.453	13.0	6.60		Κως	5
2020-10-30	11:51:25	37.911	26.814	11.0	7.00	-	Σάμος	5
Ζώνη Ρηγμάτων 13: Κανονικά ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης Βορείου Αιγαίου								
1625-05-18	00:00:00	39.200	27.400	-	7.00	VII	Μαγνησία (Manisa)	1
		38.614	27.426	-	6.03	VI		3
1654-05-20	00:00:00	38.500	27.100	-	6.40	VIII	Σμύρνη (Izmir)	1
		38.416	27.137	-	6.15	VII		13

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
1672-02-14	00:00:00	39.800	26.000	-	7.00	IX	1
		39.818	25.717	-	7.05	-	13
		39.500	26.000	-	7.00	Τένεδος	14
1688-07-10	00:00:00	38.380	27.170	-	6.80	X	1
		38.369	27.132	-	6.82	IX	13
1688-09-10	00:00:00	39.900	27.500	-	6.60	-	1
		39.650	27.883	-	6.61	VII	13
1690-01-13	00:00:00	38.600	27.400	-	6.40	VII	1
		38.416	27.137	-	5.88	VI	13
1723-09	18:00:00	38.400	27.000	-	6.40	VIII	1
		38.416	27.137	-	6.28	VIII	13
1737-03-06	00:00:00	40.000	26.800	-	7.20	IX	1
		40.224	26.966	-	7.36	X	13
1739-04-04	00:00:00	38.600	27.000	-	6.80	IX	1
		38.577	26.891	-	6.78	X	13
1772-11-24	00:00:00	38.600	26.700	-	6.40	VIII	1
		38.885	26.653	-	6.15	VII	13
1778-07-03	00:00:00	38.400	26.800	-	6.40	IX	1
		38.416	27.137	-	6.55	IX	13
1809-02-07	00:00:00	39.700	26.800	-	6.90	VIII	1
		39.958	26.280	-	6.28	VII	13
1826-02-08	20:00:00	39.800	26.400	-	6.60	VIII	1
		39.786	26.342	-	6.30	VIII	13
1845-06-23	00:00:00	38.600	27.500	-	6.70	IX	1
		38.600	27.500	-	6.70	IX	13
1845-10-11	02:00:00	39.100	26.300	-	6.70	IX	1
		39.100	26.217	-	6.28	VII	13
1856-11-13	00:00:00	38.200	26.100	-	6.30	VIII	1
		38.367	26.133	-	6.13	VII	13
1865-07-23	21:30:00	39.400	26.300	-	6.60	IX	1
		39.430	26.251	-	6.60	VIII	13
1866-02-02	00:00:00	38.200	26.000	-	6.40	VIII	1
		38.367	26.133	-	6.15	VII	3
1867-03-07	18:00:00	39.200	26.250	-	7.00	X	1
		39.238	26.264	-	6.85	IX	3
1868-10-03	00:00:00	39.200	23.600	-	6.30	VIII	1
		39.064	23.406	-	6.30	-	3
1880-07-29	04:40:00	38.600	27.200	-	6.70	IX	1
		38.561	27.238	-	6.23	VIII	13
1881-04-03	11:40:00	38.200	26.200	-	6.50	IX	1
		38.220	26.195	-	6.47	-	13
1883-10-15	15:30:00	38.400	26.600	-	6.80	IX	1
		38.300	26.432	-	6.73	IX	13
1889-10-25	22:56:00	39.200	25.900	-	6.80	IX	1
		39.194	25.987	-	6.78	X	13
1919-11-18	21:54:50	39.200	27.400	-	7.00	IX	1
		39.350	27.400	-	6.88	VIII	4
1939-09-22	00:36:32	39.000	27.000	-	6.60	VIII	1
		39.050	26.930	-	6.57	VIII	4
1944-10-06	02:34:41	39.510	26.570	-	6.90	IX	1
		39.700	26.500	-	6.83	VIII	4
1949-07-23	15:03:30	38.580	26.230	-	6.70	IX	1
		38.650	26.300	15.0	6.68	-	4
1953-03-18	19:06:16	40.020	27.530	-	7.20	IX	1
		39.900	27.400	-	7.06	IX	4
1965-03-09	17:57:54	39.160	23.890	-	6.10	IX	1
		39.240	23.790	7.0	6.53	-	4
1967-03-04	17:58:09	39.200	24.600	10.0	6.20	V	1

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
		39.090	24.610	10.0	6.77	-	4
1968-02-19	22:45:42	39.500	25.000	8.0	7.20	IX Άγιος	1
		39.390	24.930	15.0	7.06	- Ευστράτιος	4
1981-12-19	14:10:51	39.000	25.260	14.3	6.80	-	1
		39.190	25.260	20.0	7.13	-	4
1981-12-27	17:39:14	38.813	24.941	19.6	6.30	-	1
		38.860	24.910	6.0	6.51	-	4
1983-07-05	12:01:27	40.300	27.200	10.0	6.10	VIII Biga	1
		40.280	27.260	7.0	6.12	VIII	4
1992-11-06	19:08:10	38.190	27.050	15.0	6.00	VII Doganbey	1
		38.000	26.900	11.0	6.00	VII	4
2001-07-26	00:21:38	38.995	24.382	14.0	6.40	VII Σκύρος	1
2017-06-12	12:28:38	38.849	26.305	8.5	6.40	- Λέσβος	5
Ζώνη Ρηγμάτων 14: Ζώνη Διάρρηξης Τάφρου Βορείου Αιγαίου							
1659-02-17	00:00:00	40.700	27.500	-	7.20	VIII Ραιδεστός	1
		40.713	27.256	-	7.10	- (Tekirdag)	3
1669-10-26	00:00:00	40.200	25.300	-	6.80	-	1
1707-06-01	00:00:00	40.600	26.500	-	6.80	VII Δαρδανέλια	1
		40.042	26.188	-	5.85	VI	3
1730-06-10	00:00:00	40.400	26.100	-	6.50	VI Everse	1
		40.666	26.882	-	5.64	V	3
1756-11-26	00:00:00	40.500	26.500	-	6.70	VII Muariz	1
		40.666	26.882	-	5.96	VI (Saros)	3
1765-11-15	00:00:00	40.200	25.200	-	6.90	VI Άθως	1
		40.088	25.365	-	6.80	-	3
1766-08-05	00:00:00	40.700	27.100	-	7.60	X Ραιδεστός	1
		40.665	27.108	-	7.08	IX (Tekirdag)	3
1776-12-05	00:00:00	39.800	24.600	-	6.70	VIII Άθως	1
1797-03	00:00:00	40.300	24.900	-	6.60	VI Άθως	1
1859-08-21	02:00:00	40.300	26.000	-	6.90	IX Ίμβρος	1
		40.183	25.661	-	6.75	IX	13
1864-06-14	00:00:00	40.300	25.000	-	7.30	VII Γενισέα	1
		40.580	25.401	-	7.11	-	3
1887-05-14	05:30:00	40.100	25.200	-	7.00	VII Μύρινα	1
		40.209	24.617	-	7.00	-	13
1893-02-19	18:00:00	40.490	25.530	-	6.80	IX Σαμοθράκη	1
		40.589	25.526	-	6.84	VIII	13
1905-11-08	22:30:30	40.000	24.500	-	7.20	X Άθως	1
		40.000	24.500	-	7.24	-	4
1912-08-08	01:29:00	40.620	26.880	-	7.60	X Murefte	1
		40.750	27.200	-	7.31	IX (Ganos)	4
1975-03-27	05:15:08	40.400	26.100	13.0	6.60	VII Καλλιόπολη	1
		40.450	26.120	15.0	6.54	-	4
1982-01-18	19:27:25	39.780	24.500	11.6	7.00	VI Θάσος	1
1983-08-06	15:43:52	40.000	24.700	8.8	6.80	VI Λήμνος	1
2014-05-24	09:25:50	40.286	25.375	12.8	6.90	-	5
Ζώνη Ρηγμάτων 15: Κανονικά ρήγματα Θεσσαλίας							
1735-09-01	00:00:00	39.400	21.800	-	6.40	VII Μετέωρα	1
		39.667	22.044	-	5.88	VI	3
1743-02-12	00:00:00	39.400	22.600	-	6.60	VIII Αλμυρός	1
		39.408	22.587	-	6.20	VII	3
1773-03-15	08:00:00	39.400	22.700	-	6.40	VIII Αλμυρός	1
		39.182	22.756	-	6.15	VII	3
1781-09-08	00:00:00	39.600	22.400	-	6.20	VIII Λάρισα	1
		39.633	22.417	-	6.23	VIII	3
1905-01-20	02:32:30	39.670	22.930	-	6.40	X Σκήτη	1
		39.600	23.000	-	6.49	- (Μαγνησία)	4
1930-03-31	12:33:48	39.470	23.030	-	6.20	VIII Κεραμίδι	1

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο		Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
		39.500	23.200	-	6.00	- (Μαγνησία)		4
1941-03-01	03:52:47	39.670	22.540	-	6.30	VIII	Λάρισα	1
		39.700	22.530	-	6.15	VIII		4
1954-04-30	13:02:36	39.280	22.290	-	7.00	IX	Σοφάδες	1
		39.200	22.200	-	6.77	IX		4
1955-04-19	16:47:19	39.270	23.000	-	6.20	VIII	Λεχώνια (Μαγνησία)	1
		39.300	23.030	-	6.13	VIII		4
1957-03-08	12:14:14	39.300	22.700	-	6.50	IX	Βελεστίνο	1
		39.330	22.750	-	6.47	-		4
1957-03-08	12:21:13	39.380	22.630	-	6.80	IX	Βελεστίνο	1
		39.300	22.550	-	6.66	-		4
1980-07-09	02:11:57	39.270	23.090	16.0	6.50	VIII	Αλμυρός	1
		39.230	22.760	10.0	6.44	VIII		9
1980-07-09	02:35:52	39.160	22.680	18.0	6.10	VIII	Αλμυρός	1
		39.230	22.590	10.0	6.01	VIII		9
2021-03-03	10:16:08	39.734	22.219	9.5	6.30	-	S15.03	5
2021-03-04	18:38:17	39.779	22.125	12.0	6.00	-	S15.02	5
Ζώνη Ρηγμάτων 16: Κανονικά ρήγματα Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας, Θράκης και Νότιας Βαλκανικής								
1677	00:00:00	40.500	23.000	-	6.20	VIII	Βασιλικά	1
		40.558	23.040	-	6.10	VII		3
1695-09-26	00:00:00	40.100	21.800	-	6.50	VII	Κοζάνη	1
		40.300	21.783	-	6.04	VII		3
1713-02	00:00:00	41.100	24.400	-	6.40	VIII	Καβάλα	1
		40.930	24.420	-	6.28	VIII		3
1752-07-29	00:00:00	41.310	26.510	-	7.40	IX	Havsa	1
		41.360	26.665	-	6.96	VIII		3
1759-06-22	00:00:00	40.600	22.800	-	6.50	IX	Θεσσαλονίκη	1
		40.636	22.944	-	6.58	IX		3
1784-11-06	00:00:00	41.100	25.500	-	6.70	IX	Κομοτηνή	1
		41.120	25.390	-	6.62	IX		3
1829-05-05	09:00:00	41.100	24.200	-	7.30	X	Δράμα	1
		41.135	24.500	-	6.69	IX		3
1902-07-05	14:56:30	40.820	23.040	-	6.50	IX	Άσσηρος	1
		40.790	23.050	-	6.31	IX		4
1904-04-04	10:02:34	41.850	23.095	-	6.80	X	Kresna	1
		41.900	22.900	-	6.90	-		4
1904-04-04	10:25:55	41.800	23.000	-	7.30	X	Kresna	1
		41.850	23.050	-	7.18	IX		4
1923-12-05	20:56:35	40.000	23.400	-	6.40	VIII	Κασσάνδρα	1
		39.850	23.600	20.0	6.33	-		4
1931-03-08	01:50:28	41.280	22.490	-	6.70	X	Valandovo	1
		41.320	22.510	-	6.70	IX		4
1932-09-26	19:20:42	40.450	23.760	-	7.00	X	Ιερισσός	1
		40.500	23.800	-	6.82	IX		4
1932-09-29	03:57:26	40.970	23.230	-	6.20	-	Σοχός	1
		40.770	23.480	-	6.32	VIII		4
1978-06-20	20:03:21	40.710	23.270	6.0	6.50	VIII	Θεσσαλονίκη	1
		40.730	23.250	7.0	6.41	VIII		4
1990-12-21	06:57:43	40.920	22.360	8.8	6.00	VII	Αριδαία	1
		40.860	22.350	15.0	6.12	VII		4
1995-05-13	08:47:14	40.160	21.670	9.0	6.50	IX	Κνίδη	1
Ζώνη Ρηγμάτων 17: Κανονικά ρήγματα Δυτικής Μακεδονίας, Βόρειας Μακεδονίας και Αλβανίας								
1812-05-29	00:00:00	40.500	21.300	-	6.50	VIII	Καστοριά	1
		40.520	21.270	-	6.30	VIII		3
1911-02-18	21:35:12	40.900	20.800	-	6.70	IX	Οχρίδα	1
		40.820	20.680	-	6.68	IX		4
1919-12-22	23:41:06	40.100	20.700	-	6.30	VIII	Λέσκοβιτς	1
		40.130	20.710	-	6.01	VIII		4

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Κωδικό Ρήγματος	Ανα- φορές
1960-05-26	05:10:11	40.630	20.650	-	6.50	VIII	1
		40.580	20.620	-	6.12	IX	4
1967-05-01	07:09:02	39.470	21.250	12.0	6.40	IX	1
		39.480	21.200	10.0	6.19	VIII	4
1967-11-30	07:23:50	41.390	20.460	7.0	6.30	IX	1
		41.360	20.390	9.0	6.45	VIII	4
1994-09-01	16:12:42	41.150	21.200	1.0	6.10	VII	1

(1) Papazachos et al., 2010· (2) Albini & Rovida., 2016· (3) Stucchi et al., 2013· (4) Ambraseys, 2001· (5) geophysics.auth.gr/ss· (6) Kouskouna et al., 2020· (7) Makropoulos and Kouskouna, 1994· (8) Sakelariou et al., 2010· (9) Ambraseys & Jackson, 1990· (10) Albini & Pantosti, 2004· (11) Albini & Comastri, 2005· (12) Ambraseys et al., 1994· (13) Ταξείδης, 2003· (14) Ambraseys, 2002.

Κεφάλαιο 4. Καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) του ελληνικού χώρου

4.1 Εισαγωγή

Ο καθορισμός του μέσου χρόνου επανάληψης (mean recurrence time), T_r , των ισχυρών σεισμών με μεγέθη εντός ενός εύρους τιμών κοντά στο μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος (Maximum Observed Magnitude: M_{max_obs}), $M_{max_obs} \pm \Delta M$, οι οποίοι συνδέονται με την διάρρηξη του μεγαλύτερου μέρους της επιφάνειας ενός ρήγματος, απαιτεί τον υπολογισμό των χρονικών διαστημάτων επανάληψης (recurrence intervals) μεταξύ των σεισμών αυτών. Ως χρονικά διαστήματα επανάληψης ορίζονται οι ενδιάμεσοι χρόνοι, $\Delta T(i)$, μεταξύ διαδοχικών σεισμών:

$$\Delta T(i) = T(i+1) - T(i) \quad (4.1)$$

όπου $T(i)$ και $T(i+1)$ ο χρόνος γένεσης δύο διαδοχικών σεισμών με μεγέθη $M_{max_obs} \pm \Delta M$. Ο μέσος χρόνος επανάληψης μπορεί να εκτιμηθεί τόσο αριθμητικά όσο και παραμετρικά μέσω εφαρμογής στατιστικών κατανομών που επιχειρούν να μοντελοποιήσουν την χρονική συμπεριφορά των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με συγκεκριμένο ρήγμα. Αυτή η στατιστική προσέγγιση προϋποθέτει την ύπαρξη ενός δείγματος χρονικών διαστημάτων επανάληψης με τουλάχιστον 5 παρατηρήσεις. Όπως προκύπτει από τον καθορισμό των ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου και της σύνδεσής τους με ισχυρούς σεισμούς που πραγματοποιήθηκε στο Κεφάλαιο 3, οι περιπτώσεις ρηγμάτων που συνδέονται με τουλάχιστον 6 ισχυρούς σεισμούς είναι ιδιαίτερα περιορισμένος. Αυτές οι περιπτώσεις αφορούν τη Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Βόρειο Τμήμα Ρήγματος της Λευκάδας με 9 σεισμούς, Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Λευκάδας με 9 σεισμούς).

Η έλλειψη ικανού πλήθους παρατηρούμενων χρονικών διαστημάτων επανάληψης, ΔT , ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα ή τέμαχος αυτού με μεγέθη $M_{max_obs} \pm \Delta M$ έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη εναλλακτικών προσεγγίσεων για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης. Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται η μεθοδολογία και η εφαρμογή της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης και διαστήματος εμπιστοσύνης του με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής (seismic moment conservation: Field et al., 1999), για το σύνολο των ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου. Ακόμη, γίνεται η εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής (Exponential Distribution), που αντιπροσωπεύει το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο γένεσης

ισχυρών σεισμών, και της κατανομής της Πρώτης Μετάβασης της Κίνησης Brown (Brownian Passage Time Distribution· BPT), που αντιπροσωπεύει ένα χρονο-εξαρτημένο μοντέλο γένεσης ισχυρών σεισμών. Τέλος, γίνεται εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού με $M_{max_obs} \pm \Delta M$ (earthquake rupture forecast) για το σύνολο των κύριων ρηγμάτων του ελληνικού χώρου.

4.2 Μεθοδολογία εκτίμησης του Μέσου Χρόνου Επανάληψης ισχυρών σεισμών, T_r , με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής (seismic moment conservation)

Η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών, T_r , που αντιστοιχούν στην διάρρηξη του συνόλου της επιφάνειας ενός ρήγματος με την μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής έχει προταθεί από του Field et al. (1999). Η μέθοδος στηρίζεται στην υπόθεση ότι το συνολικό ποσό της συσσωρευμένης σεισμικής ενέργειας στην επιφάνεια του ρήγματος υπό τη μορφή σεισμικής ροπής μπορεί να απελευθερωθεί με τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού, ο οποίος μπορεί να θεωρηθεί ως χαρακτηριστικός σεισμός (characteristic earthquake). Η μεθοδολογία λαμβάνει υπόψη της το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος ενός ισχυρού σεισμού (M_{max_obs}) και του αντίστοιχου σφάλματος υπολογισμού του (ΔM), που έχει συνδεθεί με το εκάστοτε ρήγμα και το μέγιστο σεισμικό δυναμικό του εκάστοτε ρήγματος όπως αυτό προκύπτει από τις διαστάσεις του (μήκος, L , και πλάτος, w) και τον μακράς διάρκειας ρυθμό ολίσθησής του (long-term slip rate). Σύμφωνα με τα παραπάνω, η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης με αυτή την προσέγγιση μπορεί να θεωρηθεί ως ο λόγος της μέγιστης σεισμικής ροπής που μπορεί να εκλυθεί από τον σεισμό με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος (M_{max_obs}) διαιρούμενος με αυτόν που αναμένεται σύμφωνα με τις διαστάσεις του και το ρυθμό τεκτονικής φόρτισης λαμβάνοντας υπόψιν τον μακράς διάρκειας ρυθμό ολίσθησής του και μπορεί να υπολογιστεί (σε έτη) από τη σχέση:

$$T_r = \frac{M_{o\max}}{\mu LwV} \quad (4.2)$$

όπου $M_{o\max}$ είναι η μέγιστη σεισμική ροπή που μπορεί να εκλυθεί από έναν ισχυρό σεισμό με μέγεθος εντός του εύρους $M_{max_obs} \pm \Delta M$, μ ο συντελεστής διάτμησης (shear modulus) που η τυπική τιμή του για ρήγματα που αναπτύσσονται στον φλοιό της Γης είναι ίση με 33 GPa ($\mu=33$ GPa), L και w το μήκος και το πλάτος του ρήγματος, αντίστοιχα, και V ο μακράς διάρκειας ρυθμός ολίσθησης. Η μέγιστη σεισμική ροπή, $M_{o\max}$, μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση των Hanks & Kanamori (1979):

$$M_{0max} = 10^{(1.5M_{max_obs}+c)} \quad (4.3)$$

λαμβάνοντας υπόψιν το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος σεισμού, M_{max_obs} , στο εκάστοτε ρήγμα και με τη σταθερά c να παίρνει τη τιμή 9.1 ($c=9.1$ σε μονάδες του Διεθνούς Συστήματος S.I.), που έχει στρογγυλοποιηθεί αργότερα ίση με 9.05 από τους Anderson and Luco (1983) και την ομάδα εργασίας WGCEP (1995). Όπως είναι φανερό από τη Σχέση 4.2 οι κύριες μεταβλητές που περιέχουν αβεβαιότητες και μπορούν να επηρεάσουν την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , είναι το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος του ισχυρού σεισμού που συνδέεται με το εκάστοτε ρήγμα, ειδικότερα αν ο σεισμός αυτός είναι της ιστορικής περιόδου της σεισμικότητας, και ο μακράς διάρκειας ρυθμός ολίσθησης. Πλέον της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης ιδιαίτερα σημαντική είναι και η εκτίμηση του διαστήματος εμπιστοσύνης εντός του οποίου παίρνει τιμές.

Για την εκτίμηση του διαστήματος εμπιστοσύνης του μέσου χρόνου επανάληψης με βάση τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής έχουν προταθεί δύο διαφορετικές προσεγγίσεις στη σχετική βιβλιογραφία. Η πρώτη προσέγγιση προτείνει τον επαναληπτικό υπολογισμό του μέσου χρόνου επανάληψης N φορές μέσω μία διαδικασίας προσομοιώσεων Monte Carlo (Monte Carlo Simulations), λαμβάνοντας υπόψη τα σφάλματα υπολογισμού του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους και του μακράς διάρκειας ρυθμού ολίσθησης (Akinci et al., 2009, 2016· Murru et al., 2016, μεταξύ άλλων). Ειδικότερα, ο υπολογισμός γίνεται δημιουργώντας N τυχαίες τιμές που αντιστοιχούν στο εύρος μεγεθών $M_{max_obs} \pm \Delta M$ που αφορά το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος και N τυχαίες τιμές που αντιστοιχούν στο εύρος που κυμαίνεται ο μακράς διάρκειας ρυθμός ολίσθησης και το αντίστοιχό του σφάλμα ($V \pm \sigma_V$). Οι N τιμές που αφορούν τα εύρη $M_{max_obs} \pm \Delta M$ και $V \pm \sigma_V$ προκύπτουν υποθέτοντας ότι το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος και ο μακράς διάρκειας ρυθμός ολίσθησης και τα αντίστοιχα σφάλματά τους ακολουθούν μία γνωστή στατιστική κατανομή. Εφαρμόζοντας αυτή την επαναληπτική διαδικασία προκύπτει ένα σύνολο N τιμών του μέσου χρόνου επανάληψης, των οποίων η διάμεση τιμή (median value) θεωρείται ο τελικός εκτιμώμενος μέσος χρόνος επανάληψης σεισμών με $M_{max_obs} \pm \Delta M$ για το συγκεκριμένο ρήγμα. Τα αντίστοιχα διαστήματα εμπιστοσύνης 67% και 95% (που αντιστοιχούν σε $\pm 1\sigma$ και $\pm 2\sigma$) μπορούν εύκολα να υπολογιστούν ως το εύρος των προσομοιωμένων τιμών μεταξύ των 16^{ου} και 84^{ου} και 2.5^{ου} και 97.5^{ου} ποσοστημορίων (percentiles), αντίστοιχα.

Η δεύτερη προσέγγιση έχει προταθεί από τους Pace et al. (2016). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης πραγματοποιείται με απευθείας εφαρμογή της Σχέσης 4.2, ενώ στη συνέχεια το σφάλμα του υπολογίζεται εφαρμόζοντας τη μεθοδολογία διάδοσης του σφάλματος (error propagation) που έχει προταθεί από τους Peruzza et al. (2010). Σύμφωνα με αυτή τη μεθοδολογία η γενική σχέση που περιγράφει τη διάδοση των σφαλμάτων μίας συνάρτησης μπορεί να περιγραφεί από μία σειρά Taylor (Taylor series):

$$F(x, y, z, \dots) \approx F(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}, \dots) + \frac{dF}{dx}(x - \bar{x}) + \frac{dF}{dy}(y - \bar{y}) + \frac{dF}{dz}(z - \bar{z}) + \dots, \quad (4.4)$$

ενώ η αντίστοιχη διακύμανση που λαμβάνει υπόψη το σφάλμα των μεταβλητών $x, y, z, \dots$ δίνεται από τη σχέση:

$$\sigma_F^2 \approx \left(\frac{dF}{dx}\right)^2 \sigma_x^2 + \left(\frac{dF}{dy}\right)^2 \sigma_y^2 + \left(\frac{dF}{dz}\right)^2 \sigma_z^2 + \dots. \quad (4.5)$$

Εφαρμόζοντας τη Σχέση 4.5 για τον υπολογισμό του σφάλματος του μέσου χρόνου επανάληψης (Σχέση 4.2) χρησιμοποιώντας μερικές παραγώγους για τις μεταβλητές του μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους και του μακράς διάρκειας ρυθμού ολίσθησης, η διακύμανση του μέσου χρόνου επανάληψης μπορεί να διαμορφωθεί ως εξής:

$$\sigma_{T_r}^2 \approx \left(\frac{10^{(1.5M_{\max \text{ obs}} + 9.1)} 1.5 \log(10)}{\mu L w V}\right)^2 dM_{\max}^2 + \left(\frac{10^{(1.5M_{\max \text{ obs}} + 9.1)}}{\mu L w V^2}\right)^2 dV^2 \quad (4.6)$$

όπου οι ποσότητες $dM_{\max \text{ obs}}$ και dV αντιπροσωπεύουν τις μεταβολές των τιμών του μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους και του ρυθμού ολίσθησης και που μπορούν να αντικατασταθούν με τα σφάλματα ΔM και σ_V , αντίστοιχα. Γνωρίζοντας τη διακύμανση του μέσου χρόνου επανάληψης, $\sigma_{T_r}^2$, μπορεί εύκολα να υπολογιστεί και η τυπική απόκλιση (standard deviation), σ , του μέσου χρόνου επανάληψης, που αντιστοιχεί στο σφάλμα υπολογισμού του ($\pm 1\sigma_{T_r}$). Το συγκριτικό πλεονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι ότι έχοντας εκτιμηθεί ο μέσος χρόνος επανάληψης και το σφάλμα του, μπορεί εύκολα να υπολογιστεί και η αντίστοιχη τιμή του συντελεστή μεταβλητότητας (coefficient of variation), ο

ο οποίος θεωρείται ανάλογη της απεριοδικότητας (aperiodicity), α , που χαρακτηρίζει τον μέσο χρόνο επανάληψης των ισχυρών σεισμών συγκεκριμένου ρήγματος.

Η απεριοδικότητα, α , χαρακτηρίζει το επίπεδο περιοδικότητας της διάρρηξης του συνόλου της επιφάνειας του ρήγματος που έχει σαν αποτέλεσμα τη γένεση χαρακτηριστικών σεισμών και παίρνει τιμές μεταξύ του 0 και του 1 ($0 < \alpha \leq 1$). Όταν η τιμή της απεριοδικότητας τείνει στο μηδέν τότε η περιοδικότητα που χαρακτηρίζει το μέσο χρόνο επανάληψης ισχυρών σεισμών είναι υψηλή, ενώ αντίθετα όσο η τιμή της τείνει στη μονάδα τότε ο μέσος χρόνος επανάληψης χαρακτηρίζεται από αύξηση του επιπέδου τυχαιότητας. Η εκτίμηση της παραμετρού της απεριοδικότητας είναι ιδιαίτερα σημαντική στις περιπτώσεις εφαρμογής στατιστικών κατανομών που ως στόχο έχουν να προσεγγίσουν το ζήτημα της γένεσης των ισχυρών σεισμών με ένα χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο ανανέωσης.

Ο μέσος χρόνος επανάληψης των ισχυρών σεισμών για τα κύρια ρήγματα των 17 ζωνών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου που καθορίστηκαν στο Κεφάλαιο 3, εκτιμήθηκε με την εφαρμογή και των δύο προσεγγίσεων με στόχο τον κατά το δυνατόν ακριβέστερο υπολογισμό του, αλλά και της σύγκρισης των αποτελεσμάτων των δύο μεθοδολογιών και τον εντοπισμό των πιθανών συστηματικών σφαλμάτων (υποεκτίμησης ή υπερεκτίμησης) στον υπολογισμό του μέσου χρόνου επανάληψης που μπορεί να προκύψουν από κάποια εκ των δύο μεθοδολογιών. Συγκεκριμένα, για την εφαρμογή της μεθόδου Monte Carlo επιλέχθηκε ο αριθμός των N προσομοιώσεων του μέσου χρόνου επανάληψης να είναι ίσος με 1000 επαναλήψεις για κάθε ρήγμα ($N=1000$), ενώ η κατανομή που επιλέχθηκε για τη δημιουργία των δειγμάτων των 1000 τυχαίων τιμών που αντιστοιχούν στο εύρος μεγεθών $M_{max_obs} \pm \Delta M$ και στο εύρος $V \pm \sigma_V$ του μακράς διάρκειας ρυθμού ολίσθησης είναι η ομοιόμορφη κατανομή (Uniform distribution). Αυτή η επιλογή και για τις δύο μεταβλητές έγινε τόσο λόγω του υψηλού αριθμού των ισχυρών σεισμών του ελληνικού χώρου που ανήκουν στη περίοδο της ιστορικής σεισμικότητας, όπου τα σφάλματα εκτίμησης του μεγέθους τους είναι υψηλά, όσο και γιατί ο μακράς διάρκειας ρυθμός ολίσθησης των κύριων ενεργών ρηγμάτων έχει προσδιοριστεί προσεγγιστικά. Επομένως επιλέγοντας την ομοιόμορφη κατανομή οδηγούμαστε σε έναν αντικειμενικό υπολογισμό του μέσου χρόνου επανάληψης καθώς η κεντρική τιμή V του ρυθμού ολίσθησης δεν θεωρείται ότι υπερτερεί σημαντικά σε σχέση με τις υπόλοιπες εντός του εύρους $V \pm \sigma_V$. Επιπλέον, δεν υπάρχουν ενδείξεις ότι ο ρυθμός ολίσθησης πάνω στην

επιφάνεια του ρήγματος ακολουθεί κάποια γνωστή στατιστική κατανομή ώστε να προκριθεί έναντι της ομοιόμορφης.

4.3 Εκτίμηση του Μέσου Χρόνου Επανάληψης, T_r , των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) στις ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου

Οι απαραίτητες παράμετροι των κύριων ενεργών ρηγμάτων για την εφαρμογή των δύο προσεγγίσεων υπολογισμού του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , είναι οι διαστάσεις τους, μήκος (L) και πλάτος (w), όπως καθορίστηκαν στο προηγούμενο Κεφάλαιο, η τιμή του συντελεστή διάτμησης, μ , που επιλέχθηκε να είναι ίση με την τυπική της των 33 GPa ($\mu = 33$ GPa), οι τιμές μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους ισχυρού σεισμού που συνδέεται με το εκάστοτε ρήγμα και ο μακράς διάρκειας ρυθμός ολίσθησής του. Η παράμετρος του ρυθμού ολίσθησης έχει ιδιαίτερα σημαντική επίδραση στην εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης καθώς η μέθοδος της διατήρησης της σεισμικής ροπής εστιάζει στο ποσοστό της παραμόρφωσης που μετατρέπεται σε σεισμική ολίσθηση ως προς το συνολικό ποσό του ρυθμού τεκτονικής φόρτησης. Για το ζήτημα αυτό, έχει προταθεί από τους Field et al. (2014) η ελάττωση του συνολικού γεωδαιτικού ρυθμού ολίσθησης (geodetic slip rate reduction) λαμβάνοντας υπόψη το συντελεστή σεισμικής σύζευξης (seismic coupling coefficient) της εκάστοτε περιοχής μελέτης.

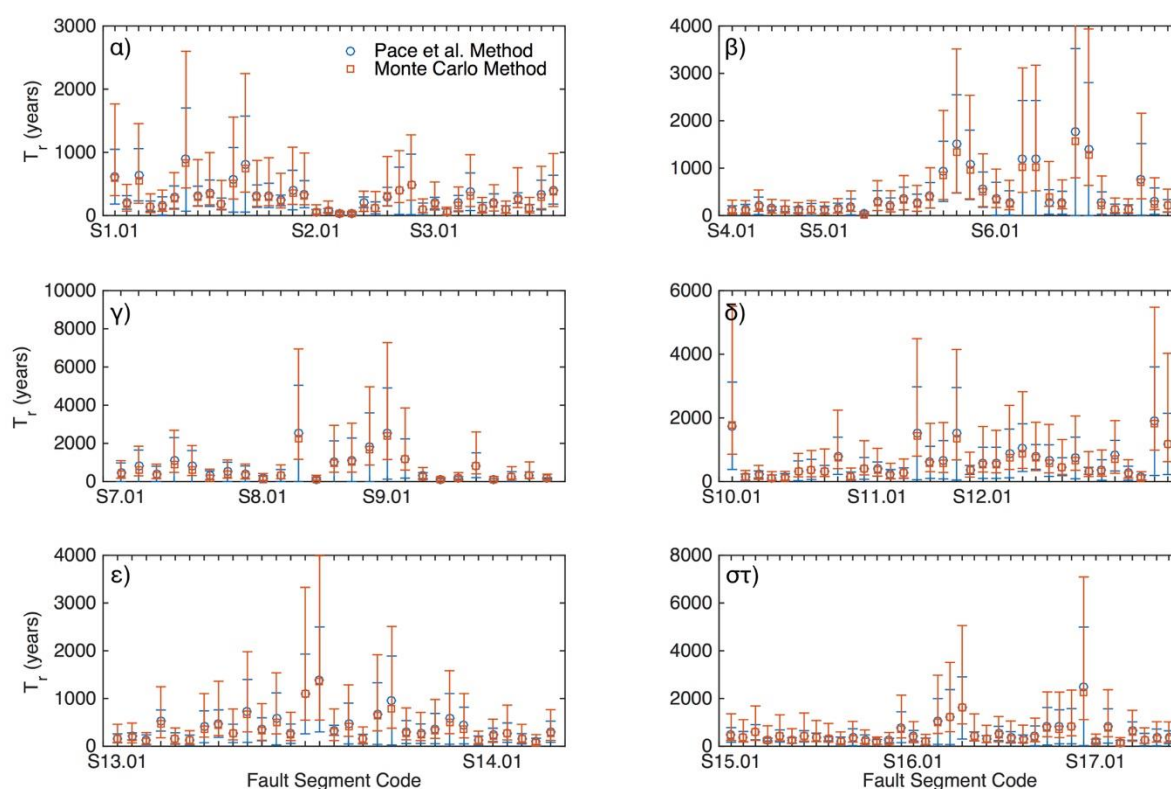
Η παραπάνω προσέγγιση υιοθετήθηκε και για την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφάλαιο 3, η μόνο περιοχή που υπάρχουν ενδείξεις ότι ο συντελεστής σεισμικής σύζευξης είναι ίσος με 1 (δηλαδή η μετατροπή του συνόλου του ποσοστού του της παραμόρφωσης σε σεισμική ολίσθηση) είναι η Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Papazachos & Kiratzi, 1996· Jenny et al., 2004· Briole et al., 2021). Αντίθετα, για τον υπόλοιπο ελληνικό χώρο οι Davies et al. (1997) εκτίμησαν με βάση γεωδαιτικά δεδομένα ότι το ποσοστό της σεισμικής παραμόρφωσης είναι ίσο με 60-65% της συνολικής παραμόρφωσης. Επιπλέον, για τις ζώνες ρηγμάτων που ανήκουν τόσο στο δυτικό όσο και στο ανατολικό μέτωπο της κατάδυσης (ζώνες ρηγμάτων 3, 9, 11) προκύπτει ότι το ποσοστό της συμπιεστικής παραμόρφωσης που σχετίζεται με τη σεισμικότητα είναι λιγότερο του 55% (Main & Burton, 1989· Koravos et al., 2003). Πιο πρόσφατα, οι Jenny et al. (2004) συνέκριναν χρησιμοποιώντας γεωδαιτικά δεδομένα τον μακράς διάρκειας ρυθμό έκλυσης σεισμικής ροπής (long-term seismic moment rate) με τον αντίστοιχο ρυθμό τεκτονικής φόρτησης (long-term tectonic

loading) σε διακριτές σεισμικές ζώνες του ελληνικού χώρου και εκτίμησαν ότι ο συντελεστής σεισμικής σύζευξης παίρνει τιμές ίση με τη μονάδα μόνο για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων νησιών (Ζώνη Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς), ενώ το ποσοστό του συνολικού ρυθμού παραμόρφωσης που μετατρέπεται σε σεισμικότητα για της περιοχές που καλύπτουν το σύνολο της ελληνικής ενδοχώρας και το χώρο του Αιγαίου κυμαίνεται μεταξύ του 55% και 65% (συντελεστής σεισμικής σύζευξης μεταξύ του 0.55 και 0.65) σε συμφωνία με τους Davies et al. (1997). Η ίδια έρευνα εκτίμησε τιμές συντελεστή σεισμικής σύζευξης για τις σεισμικές ζώνες που καλύπτουν τον χώρο της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης μεταξύ των τιμών 0.1 και 0.2. Οι τελευταίες εκτιμήσεις έρχονται σε συμφωνία με νεότερες μελέτες που προτείνουν ότι ο συντελεστής σεισμικής σύζευξης για την περιοχή της κατάδυσης είναι ίσος με 0.1, δηλαδή μόνο το 10% του συνολικού ποσοστού της ολίσθησης μετατρέπεται σε σεισμική (Vernant et al., 2014· Mousloroulou et al., 2015). Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω το ποσοστό της σεισμικής ολίσθησης που λήφθηκε υπόψη στις εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης είναι 100% για την Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (ζώνη ρηγμάτων 2), 10% για τις ζώνες ρηγμάτων 3, 9 και 10 που αντιστοιχούν στο δυτικό, κεντρικό και ανατολικό μέτωπο της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης και η μέση τιμή 60% (Davies et al., 1997· Jenny et al., 2004) για τις υπόλοιπες ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου.

Σε σχέση με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος του ισχυρού σεισμού, M_{max_obs} , που συνδέθηκε με συγκεκριμένο ρήγμα, το αντίστοιχο σφάλμα εκτίμησης θεωρήθηκε ίσο με 0.3 ($\Delta M = \pm 0.3$) όταν το μέγιστο μέγεθος ανήκει σε σεισμό της ιστορικής ή της πρώιμης περιόδου ενόργανης σεισμικότητας (μέχρι το 1960) και ίσο με 0.2 ($\Delta M = \pm 0.2$) όταν πρόκειται για σεισμό της ενόργανης περιόδου από 1960 και έπειτα. Για τα ρήγματα που έχουν καθοριστεί και δεν έχει γίνει εφικτή η συσχέτιση τους με κάποιο ισχυρό σεισμό εντός της εκάστοτε περιόδου αναφοράς, η τιμή μέγιστου μεγέθους που χρησιμοποιήθηκε για την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης υπολογίστηκε ως το ημίθροισμα του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους (M_{max_exp}) που προκύπτει από την εφαρμογή των εμπειρικών σχέσεων των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004) μεταξύ μεγέθους και μήκους ρήγματος για τον κατάλληλο τύπο ρήματος.

Στο Σχήμα 4.1 και στον Πίνακα 4.1 φαίνονται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , των ισχυρών σεισμών με $M_{max_obs} \pm \Delta M$ που συνδέονται με το σύνολο των κύριων ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου. Από τη

σύγκριση των εκτιμήσεων (κύκλοι μπλέ και τετράγωνα κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.1 για τις προσεγγίσεις των Pace et al., 2016 και προσομοιώσεων Monte Carlo, αντίστοιχα) προκύπτει ότι αυτές βρίσκονται σε συμφωνία μεταξύ τους. Αντίθετα, διαφορές παρατηρούνται μεταξύ των διαστημάτων εμπιστοσύνης των δύο προσεγγίσεων (μπλέ και κόκκινες κατακόρυφες γραμμές στο Σχήμα 4.1 για τις προσεγγίσεις των Pace et al., 2016 και προσομοιώσεων Monte Carlo, αντίστοιχα), με αυτά της προσέγγισης Monte Carlo να παρουσιάζουν μεγαλύτερο εύρος τιμών (Σχήμα 4.1· Πίνακας 4.1).



Σχήμα 4.1 Εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης T_r , των ισχυρών σεισμών με $M_{max,obs} \pm \Delta M$ και του αντίστοιχου διαστήματος εμπιστοσύνης με τις προσεγγίσεις των προσομοιώσεων Monte Carlo (τετράγωνα κόκκινου χρώματος) και Pace et al. (2016· κύκλοι μπλε χρώματος) για τα κύρια ρήγματα των ζώνων του ελληνικού χώρου (ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Βαλκανικής, ζώνη Ρήγματος Μετασχηματισμού Κεφαλονίας και ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων νότιου Ιονίου· α, ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης δυτικής Ελλάδας και δυτικής Πελοποννήσου και ζωνών κανονικών ρηγμάτων Κορινθιακού κόλπου και κεντρικής Ελλάδας· β, ζώνες κανονικών ρηγμάτων ανατολικής και νότιας Πελοποννήσου και ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων νοτιοδυτικού Ελληνικού τόξου· γ, ζώνη ανάστροφων και αριστερόστροφων ρηγμάτων ανατολικού Ελληνικού Τόξου και ζώνες κανονικών ρηγμάτων Κρήτης και νότιου και ανατολικού Αιγαίου· δ, ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και κανονικών ρηγμάτων βορείου Αιγαίου και Ζώνης Διάρρηξης Τάφρου Βορείου Αιγαίου· ε και ζώνες κανονικών ρηγμάτων Θεσσαλίας, κεντρικής Μακεδονίας, Θράκης και νότιας Βαλκανικής και δυτικής Μακεδονίας, Βόρειας Μακεδονίας και Αλβανίας· στ).

Όπως προκύπτει από το Σχήμα 4.1 και τον Πίνακα 4.1, οι εκτιμήσεις του, T_r , κυμαίνονται μεταξύ μερικών δεκαετιών, όπως στις περιπτώσεις του T_r των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα δεξιόστροφα ρήγματα διεύθυνσης της Ζώνης Μετασχηματισμού της

Κεφαλονιάς (ρήγματα με κωδικούς S2.01-S2.10 στο διάγραμμα 4.1α), έως τιμές μεταξύ των 1000-2000 ετών. Οι τελευταίες παρατηρούνται σε περιπτώσεις ισχυρών σεισμών με $M_w \geq 6.5$ ή $M_w \geq 7.0$ που συνδέονται με ρήγματα με χαμηλό ρυθμό ολίσθησης και έχουν μεγάλες διαστάσεις, όπως τα κανονικά ρήγματα της κεντρικής Ελλάδας (ρήγματα με κωδικούς S6.01-S6.14 στο διάγραμμα 4.1β) και του νότιου και ανατολικού Αιγαίου (ρήγματα με κωδικούς S12.01-S12.15 στο διάγραμμα 4.1δ).

Εστιάζοντας σε κάθε ζώνη ξεχωριστά, οι εκτιμώμενες τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης, για τη ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Βαλκανικής κυμαίνονται μεταξύ τιμών τους κυμαίνεται από $T_r=149$ έτη (ρήγμα Δυρραχίου) έως και $T_r=885$ έτη (Ρήγμα Φιέρι). Οι μεγαλύτερες τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης παρατηρούνται για το ρήγματα του Ντουμπρόβνικ, το Νότιο Τμήμα Ρήγματος του Μαυροβουνίου, του Φιέρι και των Παξών, γεγονός που οφείλεται στον συνδυασμό των μεγάλων τους διαστάσεων και των τιμών του μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με αυτά. Στη Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, που θεωρήθηκε πλήρως συζευγμένη, οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης των δύο προσεγγίσεων (Πίνακας 4.1) βρίσκονται σε καλή συμφωνία μεταξύ. Οι εκτιμώμενοι T_r των δεξιόστροφων ρηγμάτων της Ζώνης Μετασχηματισμού κυμαίνονται μεταξύ $T_r=29$ ετή (Νότιο ρήγμα Παλικής) έως και $T_r=145.9$ έτη (Υπεράκτιο Ρήγμα της Κεφαλονιάς). Αυτές οι αποκλίσεις σχετίζονται με τις διαστάσεις των ρηγμάτων και των τιμών του μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους ($M_{max_obs}=6.4$ και $M_{max_obs}=7.2$, αντίστοιχα). Οι T_r των ανάστροφων ρήγματα της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης είναι σημαντικά μεγαλύτεροι (Πίνακας 4.1), μεταξύ των $T_r=122.8$ ετών (ρήγμα Αργοστολίου) έως και $T_r=493$ ετών (νότιο ρήγμα Ιθάκης). Αυτό οφείλεται στον συνδυασμό των χαμηλότερων ρυθμών ολίσθησης και των διαστάσεων τους.

Οι εκτιμήσεις του T_r για τη ζώνης των ανάστροφων ρηγμάτων του νοτίου Ιονίου και των νοτιοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου με τη προσέγγιση Monte Carlo παίρνουν τιμές που είναι μικρότερες κατά μέσο όρο περίπου 24 ετών σε σύγκριση με αυτές της προσέγγισης των Pace et al. (2016) και κυμαίνονται μεταξύ των 56.9 ετών (ρήγμα διεύθυνσης ΒΔ της Ζακύνθου) έως περίπου 410 έτη (ανατολικό ρήγμα Μεθώνης που συνδέεται με τον σεισμό με $M_w=6.5$ του 2008), ενώ αυτές για τα ρήγματα διεύθυνσης της ζώνης της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Πελοποννήσου μεταξύ των τιμών $T_r=117.5$ ετών (ρήγμα Κατούνας) και $T_r=205.5$ ετών. Για τους ισχυρούς σεισμούς που συνδέονται με τα κανονικά ρήγματα του της νότιας ακτογραμμής τους

Κορινθιακού κόλπου (Ψαθόπυργος, Αίγιο, Ελίκη, Ακράτα, Ξυλόκαστρο, Περαιχώρα, Σχίνος και Αλεποχώρι) ο T_r παίρνει τιμές 30 και 350 ετών. Ο μικρότερος μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε για το ρήγμα της Ακράτας, που είναι αυτό με τις μικρότερες διαστάσεις και που το μέγιστο μέγεθος σεισμού εκτιμήθηκε με τις εμπειρικές σχέσεις, ενώ ο μεγαλύτερος είναι αυτός που εκτιμήθηκε για το ρήγμα του Σχίνου. Οι εκτιμήσεις αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις Console et al. (2013). Για τα υπόλοιπα ρήγματα της ζώνης ο T_r είναι σημαντικά υψηλότερος και μεταξύ των τιμών 400 και 1300 έτη. Οι τιμές αυτές φαίνεται ότι επηρεάζονται από τη σχέση διαστάσεων των ρηγμάτων και του σημαντικά μικρότερου ρυθμός ολίσθησης των ρηγμάτων αυτών.

Για τη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της κεντρικής Ελλάδας, που αποτελείται από 14 ρήγματα, οι εκτιμήσεις κυμαίνονται από $T_r=120$ έτη (ρήγμα του Ωρωπού) έως περίπου $T_r=1600$ έτη για το ρήγμα της Αταλάντης, που βρίσκεται σε συμφωνία με την εκτίμηση των Pantosti et al. (2001). Οι χαμηλότερες τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης για τα ρήγματα που συνδέονται με σεισμούς μεταξύ του εύρους μεγεθών $6.0 \leq M_w \leq 6.2$. Για 4 από τα ρήγματα αυτής της ζώνης (Σπερχιός, Υπάτη, Καμένα Βούρλα, Αρκίτσας) οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης έγιναν σύμφωνα με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους τους σύμφωνα με τις εμπειρικές σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004). Οι εκτιμήσεις του T_r για τα 8 κανονικά ρήγματα της ζώνης της ανατολικής Πελοποννήσου (Πίνακας 4.1 και Σχήμα 4.1γ) δείχνουν ότι κυμαίνεται μεταξύ 213 ετών (ανατολικό ρήγμα Επιδαύρου) έως 904 ετών (ανατολικό ρήγμα Άργους) και των διαστημάτων εμπιστοσύνης να παρουσιάζεται ιδιαίτερα υψηλό. Περπώντας στη ζώνη ρηγμάτων 8 (κανονικά ρηγμάτων νότιας Πελοποννήσου), οι εκτιμήσεις του T_r παρουσιάζουν διακύμανση μεταξύ περίπου 140 ετών (ρήγματα και Καλαμάτας) και 1700 ετών για το ρήγμα της Σπάρτης, που βρίσκεται σε συμφωνία με αυτών που προτείνουν οι Paranikolaou et al. (2015).

Για την περίπτωση διάρρηξης του συνόλου της επιφάνειας του νοτιοδυτικού τμήματος του Ελληνικού Τόξου, που ανήκει στη ζώνη ρηγμάτων 9, ο T_r εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=2390.1$ και $T_r=2515.1$ έτη, με τις προσεγγίσεις Monte Carlo και Pace et al. (2016), αντίστοιχα, ενώ για τμήματα που διαιρέθηκε κυμαίνεται μεταξύ $T_r=90$ ετών (κεντρικό ρήγμα Μετώπου–2· Πίνακας 4.1) και $T_r=1210$ ετών (ΒΑ ρήγμα Μετώπου για σεισμό με $M_{max}=7.5 \pm 0.3$). Συγκρίνοντας τις τιμές που εκτιμήθηκαν με τα διαστήματα επανάληψης που προκύπτουν στις περιπτώσεις των

τμημάτων που συνδέθηκαν με παραπάνω από ένας σεισμούς προκύπτει καλή συμφωνία μεταξύ τους σε δύο περιπτώσεις. Για τα υπόλοιπα ρήγματα της ζώνης οι τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης κυμαίνονται μεταξύ περίπου 90 ετών και περίπου 600 ετών, ενώ τα διαστήματα εμπιστοσύνης είναι μεγάλου εύρους σε όλες τις περιπτώσεις. Για την ενεργή δομή της Τάφρου του Στράβωνα (ζώνη ρηγμάτων 10), η οποία συνδέεται με τον σεισμό με μέγεθος $M_w=8.0$ του 1303 ο T_r εκτιμήθηκε ίσος με 1754.4 έτη και 1901.8 έτη (προσεγγίσεις Monte Carlo και Pace et al., 2016, αντίστοιχα· Πίνακας 4.1 και Σχήμα 4.1δ). Οι εκτιμήσεις αυτές είναι υψηλότερες από αυτή των Mouslopoulou et al. (2015), που τον προσδιόριζαν περίπου ίσο με 1500 ετή. Στη ζώνη ρηγμάτων 10 αναπτύσσονται άλλα δύο ρήγματα μεγάλων διαστάσεων, το αριστερόστροφο κεντρικό ρήγμα της Ρόδου και το ανάστροφο ρήγμα του Καστελορίζου. Οι εκτιμήσεις του T_r για αυτά είναι ίσες με 330 και 420 έτη, αντίστοιχα.

Οι χαμηλότερες εκτιμήσεις του T_r των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα κανονικά ρήγματα της Κρήτης και του νοτιοανατολικού Αιγαίου εκτιμήθηκε ίσος με περίπου $T_r=230$ και $T_r=260$ έτη για τα ρήγματα του Καστελίου και Αυλής, αντίστοιχα, ενώ οι υψηλότερες (άνω των 1000 ετών) για το βόρειο ρήγμα της Ιεράπετρας και για το ρήγμα της Καρπάθου (Πίνακας 4.1· Σχήμα 4.1δ), λόγω των χαμηλών τιμών ρυθμού ολίσθησης και των μεγεθών των σεισμών που συνδέθηκαν με αυτά. Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων του νότιου και ανατολικού Αιγαίου περιλαμβάνει τα 15 κύρια ρήγματα. Το ρήγμα της Αμοργού, που συνδέεται με τον ισχυρότερο σεισμό που είναι καταγεγραμμένος στην περιοχή (1956· $M_w=7.7$) έχει μέσο χρόνο επανάληψης ίσος με $T_r=891.2$ και $T_r=1067.3$ έτη με τις προσεγγίσεις Monte Carlo και Pace et al. (2016), αντίστοιχα. Ο μέσος χρόνος επανάληψης για το γειτονικό ρήγμα της Σαντορίνης που επίσης συνδέεται με τον δεύτερο σεισμό του 1956 ($M_w=6.9$) παίρνει τιμές ίσες με $T_r=770.8$ και $T_r=884.1$ έτη (προσεγγίσεις Monte Carlo και Pace et al., 2016, αντίστοιχα· Πίνακας 4.1). Για το ρήγμα βόρεια της Σάμου, συνδέεται με τον σεισμό του 2020 με $M_w=7.0$, ο μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε ίσος με περίπου $T_r=770$ έτη. Για το ρήγμα του Πυθαγορείου, που αναπτύσσεται στον Νότιο τμήμα της Σάμου ο μέσος χρόνος επανάληψης σεισμών με $M_w=6.8\pm 0.3$ εκτιμήθηκε ίσος με 568.4 και 658.6 έτη με τη μέθοδο Monte Carlo και τη μέθοδο μερικών παραγώγων, αντίστοιχα. Για τα υπόλοιπα ρήγματα της ζώνης ο T_r κυμαίνεται μεταξύ 500 και 800 ετών (Πίνακας 4.1).

Η περιοχή του βορείου Αιγαίου, που αποτελεί την πιο εκτεταμένη ζώνη ρηγμάτων της παρούσας διατριβής, περιλαμβάνει κύρια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης αλλά και τα

κανονικά ρήγματα που αναπτύσσονται στο Βορειοανατολικό Αιγαίο. Ξεκινώντας από τα ρήγματα διεύθυνσης του βορείου Αιγαίου οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης κυμαίνονται μεταξύ των περίπου 125 ετών (δεξιόστροφο ρήγμα Βορείου Αιγαίου που συνδέεται με το σεισμό του 1981 με $M_w=6.3$) έως και περίπου 500 ετών (περίπτωση του ρήγματος του Αγίου Ευστρατίου). Ανατολικά αυτών, τα ρήγματα διεύθυνσης της δυτικής Τουρκία (Τένεδος, Can, Biga, Gönen, Ezine) εμφανίζουν εκτιμώμενους χρόνους επανάληψης μεταξύ των 370 και 700 ετών, εκτός από το ρήγμα της Biga, για το οποίο οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης είναι ίσες με περίπου 260. Το δεξιόστροφο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής και το κανονικό ρήγμα της Ερεσού στη Λέσβο εμφανίζουν τις υψηλότερες εκτιμήσεις T_r της ζώνης ($T_r=1100$ και $T_r=1300-1400$ έτη για τα ρήγματα της Αγίας Παρασκευής και της Ερεσού, αντίστοιχα· Πίνακας 4.1). Για κανονικά ρήγματα του βορείου Αιγαίου και της δυτικής Τουρκία, οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης κυμαίνονται μεταξύ περίπου 150 ετών (ρήγμα Karaburun) και περίπου 650 ετών (ρήγμα Dikili), ενώ τα διαστήματα εμπιστοσύνης και των δύο προσεγγίσεων παρουσιάζουν μεγάλο εύρος τιμών (Πίνακας 4.1· Σχήμα 4.1ε).

Οι εκτιμήσεις του T_r για τα ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (S14.01-S14.05· Πίνακας 4.1· Σχήμα 4.1ε) παρουσιάζουν διακυμάνσεις μεταξύ περίπου 70-80 ετών (ρήγμα Σάρου) έως και 260-305 ετών (ρήγμα Γκάνου). Συγκρίνοντας τις τιμές που εκτιμήθηκαν με τα παρατηρούμενα διαστήματα επανάληψης των σεισμών για κάθε ρήγμα προκύπτει συμφωνία για το ρήγμα της Γλαύκης, καθώς ο T_r εκτιμήθηκε περίπου ίσος με 215-240 έτη, ο οποίος προσεγγίζει το παρατηρούμενο διάστημα επανάληψης των 206 ετών (σεισμοί του 1776 και του 1982· Πίνακας 3.2). Συμφωνία μεταξύ των εκτιμήσεων του T_r και των παρατηρούμενων χρόνων γένεσης των ισχυρών σεισμών και για τα ρήματα της Σαμοθράκης και του Σάρου. Αντίθετα, για το υπεράκτιο ρήγμα του Άθω και το ρήγμα του Γκάνου προκύπτουν σημαντικές αποκλίσεις. Στο σημείο αυτό πρέπει να σημειωθεί ότι για το υπεράκτιο ρήγμα του Άθω ως μέγιστο μέγεθος χρησιμοποιήθηκε αυτό του σεισμού του 1887 ($M_w=7.0$ · Πίνακες 3.2 και 4.1) και γιατί θεωρήθηκε περισσότερο συμβατό με το μήκος του ($L=47$ km). Για τον ίδιο λόγο, το μέγιστο μέγεθος για το ρήγμα της Σαμοθράκης επιλέχθηκε η αναθεωρημένη εκτίμηση μεγέθους του σεισμού του 1864 ($M_w=7.1$ · Πίνακες 3.2 και 4.1).

Οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης των 15 κύριων κανονικών ρηγμάτων της Θεσσαλίας παρουσιάζουν διακυμάνσεις των περίπου 150 ετών και των 798 ετών. Το ανατολικό

ρήγμα του Τυρνάβου και το ρήγμα της Γυρτώνειας έχουν τις χαμηλότερες τιμές T_r . Για τα υπόλοιπα ρήγματα της βόρειας Θεσσαλίας οι τιμές που εκτιμήθηκαν κυμαίνονται μεταξύ των 400 και 600 ετών (Πίνακας 4.1· Σχήμα 4.1στ), με την υψηλότερη τιμή να εντοπίζεται στη περίπτωση του κεντρικού ρήματος του Τυρνάβου. Οι εκτιμήσεις για τα ρήγματα της Σκήτη και Πουρί είναι της τάξης των 300 – 350. Για την ομάδα ρηγμάτων στο νότιο μέρος της Θεσσαλίας, οι χαμηλότερες εκτιμήσεις του T_r συνδέονται με τα ρήγματα των Παγασών και της Νέας Αγχιάλου, ενώ αυτές για τα ρήγματα του Ρήγειου, των Φαρσάλων και του Βόλου κυμαίνονται μεταξύ 250 – 300 ετών. Για το τελευταίο ρήγμα της ζώνης, αυτό της Εκκάρας, οι εκτιμήσεις των δύο προσεγγίσεων είναι ίσες με 705.4 και 797.8 έτη για αυτές των προσομοιώσεων Monte Carlo και Pace et al. (2016), αντίστοιχα. Περνώντας στα κανονικά ρήγματα της κεντρικής και ανατολικής Μακεδονίας, Θράκης και νότια Βαλκανικής και το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης του Διδυμοτείχου, η εκτίμηση για το ρήγμα της Κοζάνης είναι ίση με $T_r=397.8-436.6$ έτη, ενώ για αυτό της Χρυσής ίση με περίπου 190 έτη (Πίνακας 4.1) Για τα ρήγματα που αναπτύσσονται στην περιοχή της κεντρικής Μακεδονίας ο μέσος χρόνος επανάληψης κυμαίνεται μεταξύ 290 και 800 ετών. Οι εκτιμήσεις του T_r των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης, εμφανίζουν τιμές μέσου εκτιμώμενου χρόνου επανάληψης της τάξης των 750–800 ετών για τις περιπτώσεις των ρηγμάτων της Δράμας και της Κομοτηνής και της τάξης των 2500 ετών για το ρήγμα του Διδυμοτείχου. Η ίδια εικόνα προκύπτει και για τα 3 ρήματα της νότιας Βαλκανικής που μελετήθηκαν (Valandono, δυτικό και ανατολικό ρήματα Krupnik). Τέλος, οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα κανονικά ρήματα της ζώνης της δυτικής Μακεδονίας, της Βόρειας Μακεδονίας και της Αλβανίας κυμαίνονται μεταξύ 130 (ρήγμα της Bitola) και 800 ετών (ρήγμα Αχρίδας) και φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1 και στο Σχήμα 4.1στ (ρήγματα με κωδικές ονομασίες S17.01-S17.07).

Πίνακας 4.1 Οι παράμετροι του μήκους (L), του πλάτους (w), του σεισμικού ρυθμού ολίσθησης (V) και του Μέγιστου Παρατηρούμενου Μεγέθους (M_{max_obs}), οι εκτιμήσεις του Μέσου Χρόνου Επανάληψης (T_r) ισχυρών σεισμών $M_w \geq 6.0$ μαζί με το 68% διάστημα εμπιστοσύνης (δ.ε.) της μεθόδου Monte Carlo και της μεθόδου των Pace et al., 2016 και οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού με $M_{max_obs} \pm \Delta M$ για το σύνολο των κύριων ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου ανά ζώνη.

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	M_{max_obs}	Monte Carlo		Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e ·Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
					T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Ζώνη Ρηγμάτων 1: Ανάστροφα Ρήγματα Δυτική Ελλάδα και Δυτικής Βαλκανικής Χερσονήσου																
Ντουμπρόβνικ	44	24.75	1.80 ±0.8	7.2±0.3	598.4	[282.9, 1167.6]	615.4	433.4	0.7	354.73	0.01	0.03	0.05	0.02	0.04	0.06
Β. Μαυροβούνιο	21	12	2.05±0.3	6.3±0.2	189.4	[118.3, 302.9]	208.1	107.4	0.5	47.71	0.05	0.09	0.13	1.4· 10 ⁻³	6.0· 10 ⁻³	0.01
N.Μαυροβούνιο	46	28	2.05±0.3	7.1±0.2	558.7	[363.1, 895.5]	645.4	412.8	0.6	47.69	0.01	0.03	0.04	1.4· 10 ⁻⁸	3.1· 10 ⁻⁷	2.9· 10 ⁻⁶
Δυρράχιο	22	13	1.40±0.2	6.7±0.3	132.2	[83.9, 211.5]	149.4	79.9	0.5	2.09	0.06	0.12	0.17	6.8· 10 ⁻¹¹	6.7· 10 ⁻⁶	5.1· 10 ⁻⁴
Ελβασάν	16	16	1.40±0.2	6.2±0.3	134.8	[67.4, 269.3]	152.4	144.1	0.9	114.37	0.05	0.11	0.15	0.07	0.14	0.20
Berat	21	21	1.00±0.5	6.6±0.3	261.4	[161.7, 417.7]	292.1	177.1	0.6	62.33	0.03	0.06	0.09	4.0· 10 ⁻³	0.01	0.02
Φιέρι	26	21	1.00±0.5	6.8±0.3	835.5	[398.7, 1763.9]	885.8	815.7	0.9	170.22	0.01	0.02	0.03	5.0· 10 ⁻³	0.01	0.02
Vlora	29	24	1.40±0.6	6.6±0.3	287.3	[140.1, 597.9]	310.9	154.5	0.5	155.07	0.03	0.06	0.09	0.03	0.06	0.09
Χειμάρρα	25.5	24	1.40±0.6	6.6±0.3	333.2	[163.5, 662.0]	353.7	208.2	0.6	128.54	0.03	0.05	0.08	0.02	0.04	0.06
Τεπελένι	31	26	1.00±0.5	6.4±0.3	179.0	[88.7, 377.1]	188.4	89.3	0.5	101.09	0.05	0.10	0.14	0.06	0.12	0.18
Κέρκυρα	23	17	1.10±0.5	6.5±0.3	508.6	[246.6, 1048.4]	565.3	510.7	0.9	289.16	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04	0.06
Παζοί	33	15	1.10±0.5	6.8±0.3	735.3	[364.9, 1511.5]	814.3	759.1	0.9	235.89	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03
Πρέβεζα	15	15	1.10±0.5	6.3±0.3	285.6	[140.1, 585.7]	307.5	177.9	0.6	195.92	0.03	0.06	0.09	0.04	0.08	0.13
Ηγουμενίτσα	18	17	1.10±0.5	6.3±0.3	302.1	[144.5, 612.7]	319.4	192.2	0.6	124.95	0.03	0.06	0.09	0.02	0.05	0.08
Ιωάννινα	24	17	1.10±0.5	6.3±0.3	227.4	[107.2, 441.1]	239.6	84.7	0.3	123.41	0.04	0.08	0.12	0.01	0.04	0.07
Β. Παραμυθιά	13	13	1.10±0.5	6.5±0.3	355.6	[178.3, 725.5]	404.2	312.5	0.8	167.42	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.08

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e ·Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
N. Παραμυθιά	17	17	1.10±0.5	6.3±0.3	323.6	[152.4, 665.4]	338.2	214.3	0.6	126.63	0.03	0.05	0.08	0.02	0.04	0.07
Ζώνη Ρηγμάτων 2: Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς																
B. Λευκάδα	16	10	10.0±0.5	6.7±0.3	60.8	[34.4, 109.9]	59.9	34.3	0.6	18.38	0.14	0.27	0.37	0.11	0.26	0.41
N. Λευκάδα	20	12	10.0±0.5	6.7±0.3	76.09	[39.1, 153.2]	79.6	32.2	0.4	6.12	0.12	0.22	0.31	1.1· 10 ⁻⁶	3.0· 10 ⁻³	0.03
B. Παλική	12	10	19.5±0.5	6.2±0.3	29.4	[23.0, 37.28]	33.5	17.1	0.6	7.90	0.25	0.44	0.60	0.19	0.47	0.57
N. Παλική	12	10	19.5±0.5	6.2±0.2	28.3	[22.7, 36.4]	33.5	17.1	0.6	7.93	0.25	0.44	0.60	0.20	0.48	0.58
Υπεράκτιο Ρήγμα Κεφαλονιάς	33	20	25.0±0.5	7.2±0.3	128.2	[63.8, 257.8]	210.1	84.1	0.4	38.95	0.07	0.13	0.18	3.0· 10 ⁻³	0.01	0.04
Αργοστόλι	15	15	4.9±1.1	6.5±0.3	128.1	[62.1, 252.3]	122.8	94.2	0.8	68.39	0.07	0.13	0.20	0.09	0.18	0.26
Αίνος	35	24	4.9±1.1	7.2±0.3	309.7	[152.4, 624.2]	298.5	148.2	0.5	68.38	0.03	0.06	0.09	2.0· 10 ⁻³	6.0· 10 ⁻³	0.01
B. Ιθάκη	16	16	3.8±0.5	6.7±0.3	402.6	[197.2, 624.5]	392.2	373.2	0.9	106.41	0.02	0.04	0.06	0.02	0.05	0.07
N. Ιθάκη	10	10	3.8±0.5	6.6±0.3	488.1	[244.7, 788.8]	493.6	478.6	0.9	106.92	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.06
Παλική B+ N.	24	10	19.5±0.5	6.7±0.3	88.2	[45.0, 175.1]	104.9	93.7	0.9	254.44	0.05	0.10	0.14	0.06	0.12	0.18
Ζώνη Ρηγμάτων 3: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και ανάστροφα ρήγματα Νοτίου Ιονίου Πελάγους																
B. Ζάκυνθος 1	26	20	5.9±1.0	6.8±0.3	175.6	[87.8, 355.7]	197.1	91.9	0.5	68.39	0.05	0.10	0.14	0.02	0.03	0.08
BΔ. Ζάκυνθος	19	19	5.9±1.0	6.2±0.2	50.8	[32.3, 81.5]	56.9	47.9	0.8	59.72	0.14	0.27	0.37	0.19	0.34	0.46
B. Ζάκυνθος 2	26	20	5.9±1.0	6.8±0.3	172.3	[111.3, 279.7]	197.1	121.9	0.6	62.13	0.05	0.09	0.14	0.02	0.06	0.09
Κυλλήνη	17	16	5.9±1.0	6.8±0.3	302.7	[160.0, 659.9]	376.8	297.6	0.8	148.18	0.02	0.05	0.07	0.03	0.05	0.08
K. Ζάκυνθος	26	25	3.7±0.2	6.6±0.2	108.2	[69.1, 178.2]	126.0	78.8	0.6	24.12	0.07	0.14	0.20	0.01	0.04	0.09
N. Ζάκυνθος	28	28	3.7±0.2	6.8±0.2	190.3	[116.7, 298.4]	208.4	135.9	0.7	2.91	0.04	0.09	0.13	2.0· 10 ⁻⁹	1.0· 10 ⁻³	1.0· 10 ⁻²
NΔ Ζάκυνθος	20.5	20.5	3.7±0.2	6.4±0.2	87.7	[53.1, 141.1]	97.7	59.1	0.6	45.64	0.09	0.18	0.25	0.01	0.21	0.32
Φιλιατρά	44	32	3.1±1.0	7.0±0.3	248.9	[121.5, 507.5]	276.4	84.5	0.3	74.23	0.04	0.07	0.10	2.0· 10 ⁻⁵	1.4· 10 ⁻⁴	6.0· 10 ⁻³

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Δ. Μεθώνη	20	20	3.1±1.0	6.4±0.2	111.6	[69.5, 175.7]	122.5	52.1	0.4	24.22	0.08	0.15	0.22	5.0· 10 ⁻⁴	0.01	0.03
Κ. Μεθώνη	30	20	3.1±1.0	6.8±0.2	293.1	[183.6, 486.1]	325.7	233.3	0.7	13.69	0.03	0.05	0.08	3.0· 10 ⁻⁷	3.0· 10 ⁻⁵	4.0· 10 ⁻⁴
Α. Μεθώνη	13	13	3.1±1.0	6.5±0.2	379.1	[235.3, 602.3]	409.5	228.2	0.6	13.69	0.02	0.05	0.07	2.0· 10 ⁻⁹	4.0· 10 ⁻⁸	2.0· 10 ⁻⁶
Ζώνη Ρηγμάτων 4: Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης Δυτικής Ελλάδας και Δυτικής Πελοποννήσου																
Κατούνα	16	13	4.4±0.5	6.3±0.3	109.1	[52.5, 216.7]	117.5	90.2	0.8	68.19	0.07	0.14	0.21	0.10	0.20	0.28
Ρίο–Πάτρα	22	12	4.4±0.5	6.4±0.3	107.1	[53.7, 210.2]	130.7	104.5	0.8	236.88	0.07	0.13	0.19	0.08	0.16	0.23
Πάτρα	14	12	4.4±0.5	6.4±0.3	181.6	[90.9, 359.1]	205.5	183.4	0.9	236.56	0.04	0.08	0.12	0.05	0.10	0.15
Κάτω Αχαΐα	21	12	4.4±0.5	6.4±0.2	130.3	[83.4, 210.1]	150.7	37.6	0.2	13.56	0.06	0.12	0.18	10· 10 ⁻¹⁷	2· 10 ⁻¹⁶	4· 10 ⁻¹¹
Λάδωνας	18	12	1.8±0.4	6.1±0.3	123.5	[76.0, 197.3]	138.6	56.1	0.4	238.81	0.07	0.13	0.19	0.20	0.36	0.49
Μεγαλόπολη	21	12	1.8±0.4	6.2±0.2	105.9	[65.0, 168.3]	118.8	61.8	0.5	57.74	0.08	0.15	0.21	0.08	0.16	0.26
Κυπαρισσία	30	15	3.6±0.8	6.5±0.3	119.8	[73.7, 196.7]	132.4	123.2	0.9	122.94	0.06	0.12	0.18	0.08	0.16	0.20
Ζώνη Ρηγμάτων 5: Κανονικά ρήγματα Κορινθιακού Κόλπου																
Ψαθόπυργος	15	10	6.4±0.3	6.3±0.3	107.1	[69.1, 173.9]	119.4	77.5	0.6	215.93	0.07	0.14	0.21	0.13	0.24	0.33
Αίγιο	16	10	6.4±0.3	6.6±0.3	135.8	[86.7, 222.2]	158.2	104.3	0.7	26.57	0.06	0.11	0.16	0.01	0.04	0.08
Ελίκη	22	12.5	6.4±0.3	6.7±0.3	170.6	[81.8, 349.9]	183.6	168.9	0.9	56.49	0.05	0.09	0.13	0.05	0.10	0.15
Ακράτα	8	8	4.9±0.3	5.6±0.3 ¹	26.9	[13.2, 54.4]	30.5	14.0	0.5	-	0.27	0.47	0.62	-	-	-

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	Pace et al., 2016 T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v	Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022) Εκθετική BPT					
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Ξυλόκαστρο	20	17	4.9±0.3	6.7±0.3	282.7	[175.8, 453.5]	314.7	210.1	0.7	51.73	0.03	0.06	0.08	4· 10 ⁻³	0.01	0.02
Περαχώρα	18	16	3.5±0.3	6.5±0.3	198.9	[124.0, 325.3]	225.7	146.8	0.7	93.69	0.04	0.08	0.12	0.04	0.08	0.12
Σχίνος	19	19	3.5±0.3	6.7±0.2	318.3	[197.2, 526.1]	359.3	239.2	0.7	40.85	0.03	0.05	0.08	5· 10 ⁻⁴	2· 10 ⁻³	0.01
Αλεποχώρι	13	13	3.5±0.3	6.4±0.2	241.1	[152.8, 394.2]	272.3	179.1	0.7	40.84	0.04	0.07	0.10	3· 10 ⁻³	0.01	0.02
Καπαρέλι	15	14	1.2±0.4	6.3±0.2	400.4	[239.1, 608.7]	426.6	269.5	0.6	40.82	0.02	0.04	0.06	10 ⁻⁶	8· 10 ⁻⁵	4· 10 ⁻⁴
Δελφοί	18	12	1.2±0.4	6.8±0.3	850.3	[511.9, 1365.9]	933.1	634.8	0.7	151.50	0.01	0.02	0.03	10 ⁻⁴	2· 10 ⁻³	5· 10 ⁻³
Μακρύγιαλος	10	10	1.2±0.4	6.8±0.3	1346.7	[863.9, 2167.5]	1511.5	1036.8	0.7	252.99	0.01	0.01	0.02	7· 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	2· 10 ⁻³
Συκιά	10	10	1.2±0.4	6.7±0.3	951.6	[598.7, 1585.0]	1070.1	731.9	0.7	227.58	0.01	0.02	0.03	2· 10 ⁻³	0.01	0.01
Μαραθιάς	17	13	1.2±0.4	6.5±0.3	497.2	[307.9, 804.2]	547.1	372.1	0.7	265.19	0.02	0.03	0.05	0.02	0.04	0.06
Ζώνη Ρηγμάτων 6: Κανονικά ρήγματα Κεντρικής Ελλάδας																
Σπερχειός	17	13	0.97±0.2	6.2±0.3 ¹	329.4	[160.1, 651.4]	355.1	347.4	1.0	-	0.02	0.03	0.05	-	-	-
Υπάτη	16	13	0.97±0.2	6.1±0.3 ¹	245.8	[121.3, 496.8]	267.1	256.1	1.0	-	0.03	0.05	0.08	-	-	-
Αλαμάνα	20	13	0.97±0.2	6.6±0.3	1027.9	[539.1, 2087.5]	1201.5	1224.9	1.0	281.23	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	M_{max_obs}	Monte Carlo		Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
					T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Μαλιακός	20	13	0.97 ± 0.2	6.6 ± 0.3	1017.5	[495.2, 2155.3]	1201.5	1224.9	1.0	263.66	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Καμένα Βούρλα	17	13	1.2 ± 0.3	6.3 ± 0.3^1	377.1	[183.0, 763.7]	287.0	258.6	0.9	-	0.03	0.05	0.08	-	-	-
Αρκίτσα	18	13	1.2 ± 0.3	6.2 ± 0.3^1	258.6	[116.6, 493.1]	271.1	241.9	0.9	-	0.03	0.05	0.08	-	-	-
Αταλάντη	19	12	1.2 ± 0.3	7.0 ± 0.3	1566.4	[770.1, 3242.5]	1761.7	1788.8	1.0	127.67	$4 \cdot 10^{-1}$	0.01	0.01	$10 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Μαρτίνο	15	12	1.2 ± 0.3	6.6 ± 0.3	1266.9	[630.8, 2670.3]	1402.9	1416.9	1.0	127.69	0.01	0.01	0.02	$4 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ερέτρια	20	12	1.2 ± 0.3	6.2 ± 0.3	226.2	[239.1, 608.7]	264.3	234.9	0.9	147.78	0.03	0.06	0.09	0.04	0.08	0.12
Σχηματάρι	19	12	1.2 ± 0.3	6.0 ± 0.3	123.5	[58.6, 247.3]	139.4	102.0	0.7	107.20	0.06	0.12	0.18	0.09	0.18	0.25
Ωρωπός	20	12	1.2 ± 0.3	6.0 ± 0.3	118.4	[59.1, 235.0]	132.4	94.3	0.7	83.45	0.07	0.13	0.19	0.09	0.18	0.26
Α. Ερυθρές	17	13	1.2 ± 0.3	6.5 ± 0.3	706.5	[353.3, 1451.7]	763.9	754.5	1.0	168.36	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04
Δ. Ερυθρές	17	13	1.2 ± 0.3	6.2 ± 0.3	252.7	[125.4, 544.2]	304.9	277.4	0.9	128.60	0.03	0.05	0.08	0.03	0.07	0.10
Αθήνα-1999	18	12	1.1 ± 0.2	6.0 ± 0.2	201.7	[123.41, 354.6]	203.1	132.9	0.6	22.32	0.04	0.09	0.13	$3 \cdot 10^{-14}$	$5 \cdot 10^{-11}$	$10 \cdot 10^{-3}$
Ζώνη Ρηγμάτων 7: Κανονικά ρήγματα Ανατολικής Πελοποννήσου																
Κεχριές	10	10	1.2 ± 0.2	6.1 ± 0.3^1	357.9	[179.8, 736.1]	489.8	489.7	1.0	145.51	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04	0.06
Αλμυρή	17	14	1.2 ± 0.2	6.5 ± 0.3^1	606.6	[305.4, 1245.8]	819.4	831.3	1.0	163.85	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02
Δ. Άργος	11	11	1.2 ± 0.2	6.1 ± 0.3	308.1	[150.9, 604.2]	404.8	401.5	1.0	233.20	0.02	0.04	0.06	0.03	0.06	0.08
Α. Άργος	11	11	1.2 ± 0.2	6.4 ± 0.3	903.9	[422.5, 1780.5]	1141.1	1164.6	1.0	252.50	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Δ. Επίδαυρος	11	11	1.2 ± 0.2	6.3 ± 0.3	618.3	[301.4, 1268.5]	807.8	819.2	1.0	184.78	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03
Α. Επίδαυρος	11	11	1.2 ± 0.2	6.0 ± 0.3^1	213.3	[108.5, 439.2]	286.6	278.8	0.9	148.43	0.03	0.06	0.09	0.04	0.07	0.11
Υδρα	24	16	1.2 ± 0.2	6.5 ± 0.3^1	375.7	[193.2, 757.5]	507.9	508.3	1.0	-	0.02	0.04	0.06	-	-	-
Κύθνος	21	16	1.2 ± 0.2	6.4 ± 0.3	289.8	[151.8, 629.8]	410.9	407.8	1.0	130.64	0.02	0.04	0.06	0.02	0.05	0.07
Φαλάνθη	10	10	1.2 ± 0.2	5.8 ± 0.3^1	134.5	[69.8, 288.1]	159.3	148.1	0.9	-	0.03	0.06	0.09	-	-	-
Πήδημα	10	10	1.2 ± 0.2	6.0 ± 0.3	293.2	[142.8, 582.3]	317.9	312.9	0.9	136.76	0.02	0.04	0.07	0.03	0.05	0.08
Ασπρόχωμα	10	10	1.2 ± 0.2	6.6 ± 0.3	2256.4	[1089.8, 4688.9]	2525.2	2600.4	1.0	175.55	$3 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.01	$6 \cdot 10^{-5}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Καλαμάτα	16	14	1.2 ± 0.2	6.0 ± 0.2	126.3	[79.0, 203.6]	141.9	69.8	0.5	35.30	0.07	0.13	0.18	0.01	0.03	0.07
Τραχήλα	10	10	1.2 ± 0.2	6.4 ± 0.3	944.4	[454.1, 2000.8]	1054.6	1076.6	1.0	94.50	0.01	0.02	0.03	$15 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	0.01
Αρεόπολη	29	17	1.2 ± 0.2	6.8 ± 0.3^1	1033.9	[540.8, 2024.1]	1139.9	1164.9	1.0	154.28	0.01	0.01	0.02	$2 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.01
Σπάρτη	20	14	1.2 ± 0.2	6.8 ± 0.3^1	1683.2	[815.5, 3280.1]	1799.4	1848.3	1.0	2486	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Δυτικό Μέτωπο Κατάδυσης	160	80	3.34 ± 0.5	8.3 ± 0.3	2390.1	[1233.5, 4885.4]	2515.1	2388.8	0.9	$3 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	0.01	$5 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-3}$	0.01	$3 \cdot 10^{-3}$
ΒΑ Μέτωπο	44	27	3.34 ± 0.5	7.5 ± 0.3	1206.1	[602.2, 2649.8]	1210.4	1025.2	0.8	$7 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	$7 \cdot 10^{-3}$
Κ. Μετώπο-1	24	17	3.34 ± 0.5	7.0 ± 0.3	280.7	[173.8, 456.9]	314.1	153.5	0.5	0.03	0.06	0.09	$10 \cdot 10^{-15}$	$12 \cdot 10^{-9}$	$4 \cdot 10^{-8}$	0.03

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Κ. Μέτωπο-2	16	15	3.34±0.5	6.2±0.2	84.3	[52.5, 134.6]	94.9	52.9	0.6	0.10	0.18	0.26	0.09	0.20	0.31	0.10
Κ. Μέτωπο-2	18	18	3.34±0.5	6.5±0.3	177.4	[110.8 292.4]	198.2	62.5	0.3	0.05	0.10	0.14	14· 10 ⁻⁶	17· 10 ⁻⁴	10· 10 ⁻³	0.05
ΝΑ Μέτωπο	44	27	3.34±0.5	7.3±0.3	827.1	[423.8, 1770.7]	856.9	647.2	0.7	0.01	0.02	0.03	4· 10 ⁻³	9· 10 ⁻³	0.01	0.01
ΝΔ Κρήτη-1	18	18	3.34±0.5	6.3±0.2	83.3	[42.6, 175.1]	99.3	56.2	0.6	0.09	0.17	0.25	0.10	0.20	0.29	0.09
ΝΔ Κρήτη-2	11	11	3.22±0.5	6.3±0.2	256.8	[123.4, 524.1]	275.9	245.6	0.9	0.03	0.06	0.09	5· 10 ⁻⁴	4· 10 ⁻³	0.01	0.03
Τάφος Πτολεμαίου	44	25	3.22±0.5	7.0±0.3	339.99	[164.1, 690.7]	340.59	166.64	0.5	0.03	0.06	0.08	8· 10 ⁻⁴	2· 10 ⁻³	5· 10 ⁻³	0.03
Φραγκοκά- στελλο	10	10	3.22±0.5	6.1±0.2	152.4	[93.4, 239.6]	167.3	33.5	0.2	0.06	0.11	0.17	2· 10 ⁻⁶	6· 10 ⁻⁵	7· 10 ⁻⁴	0.06
Τάφος Στράβωνα	151	36	4.0±1.0	8.0±0.3	1765.3	[905.1, 3746.1]	1754.4	1372.5	0.8	718.38	5· 10 ⁻³	0.01	0.01	6· 10 ⁻³	0.01	0.02
Κ. Κρητικό-1	18	18	2.5±0.8	6.3±0.2	134.91	[85.11, 214.27]	132.73	103.47	0.8	8.54	0.07	0.13	0.18	2· 10 ⁻³	0.02	0.06
Κ. Κρητικό-2	11	11	2.5±0.8	6.1±0.2	194.5	[126.8, 313.9]	224.9	110.9	0.5	8.55	0.04	0.08	0.12	12· 10 ⁻¹⁰	7· 10 ⁻⁷	5· 10 ⁻⁵
ΝΑ Κρητικό-1	20.5	20	3.0±0.8	6.4±0.2	119.98	[78.09, 193.39]	123.47	86.84	0.7	12.50	0.07	0.14	0.20	3· 10 ⁻³	0.02	0.07
ΝΑ Κρητικό -2	26	22	4.0±0.8	6.6±0.2	122.4	[76.5, 197.7]	134.1	114.7	0.8	1.67	0.06	0.11	0.18	3·	3·	0.02

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
														10^{-5}	10^{-3}	
N Κάσος	11	10	1.4 ± 0.8	6.1 ± 0.2	330.2	[180.1, 555.9]	340.1	309.8	0.9	6.74	0.02	0.05	0.07	$2 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$
N Ρόδος	23	12	1.4 ± 0.8	6.4 ± 0.2	351.5	[200.2, 625.7]	382.1	316.5	0.8	13.63	0.02	0.05	0.07	$4 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-4}$
K. Ρόδος	60	15	1.4 ± 0.8	7.0 ± 0.3	330.7	[170.4, 693.2]	335.1	173.7	0.5	64.69	0.03	0.06	0.09	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0.01
B. Ρόδος	35	15	1.4 ± 0.4	6.8 ± 0.3	739.1	[332.8, 1504.9]	811.0	583.7	0.7	64.68	0.01	0.02	0.03	$7 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$10 \cdot 10^{-3}$
BA Ρόδος	15	15	1.4 ± 0.5	6.1 ± 0.2	157.9	[86.7, 268.5]	171.1	128.7	0.7	9.56	0.05	0.10	0.15	$8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0.01
Καστελόριζο	40	33	2.0 ± 0.5	7.2 ± 0.3	424.84	[214.4, 859.9]	415.4	342.4	0.8	95.79	0.02	0.04	0.06	0.01	0.03	0.04
Πιτσίδα	20	17	0.8 ± 0.5	6.3 ± 0.3	371.6	[202.2, 673.7]	395.3	221.3	0.6	62.63	0.02	0.05	0.07	$6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Καστέλι	12	12	0.8 ± 0.5	5.9 ± 0.2^1	209.3	[123.9, 364.6]	234.4	143.7	0.6	-	0.04	0.08	0.12	-	-	-
Αυλή	12	12	0.7 ± 0.4	6.0 ± 0.2	261.8	[148.1, 448.3]	267.9	164.3	0.6	0.26	0.04	0.07	0.10	$3 \cdot 10^{-17}$	$7 \cdot 10^{-9}$	$5 \cdot 10^{-6}$
B. Ιεράπετρα	19	15	0.7 ± 0.4	6.8 ± 0.3	1434.1	[634.6, 3055.8]	1518.9	1459.1	0.9	241.24	0.01	0.01	0.02	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$
N. Ιεράπετρα	15	12	0.7 ± 0.4	6.2 ± 0.3	584.7	[271.2, 1244.7]	604.1	503.7	0.8	206.08	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04
Ζάκρος	30	21	1.2 ± 0.5	6.8 ± 0.3	589.9	[303.9, 1264.9]	685.5	601.4	0.8	99.38	0.01	0.02	0.04	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	0.01

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	M_{max_obs}	Monte Carlo		Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e , Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
					T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
														10^{-3}	10^{-3}	
Κάρπαθος	35	21	1.2 ± 0.5	7.1 ± 0.3	1345.7	[663.1, 2805.5]	1502.7	1453.1	0.9	73.89	$5 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.02	$9 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Δ. Κάρπαθος	15	14	1.0 ± 0.4	6.1 ± 0.2	343.1	[200.2, 581.0]	366.6	140.2	0.4	10.75	0.03	0.05	0.08	$9 \cdot 10^{-23}$	$10 \cdot 10^{-12}$	$10 \cdot 10^{-7}$
Σίφνος	20	13	0.7 ± 0.4	6.8 ± 0.3	545.8	[245.7, 1183.2]	590.7	489.5	0.8	288.02	0.01	0.03	0.04	0.02	0.04	0.06
Μήλος	20	13	0.7 ± 0.4	6.5 ± 0.3	517.1	[240.5, 1092.3]	590.7	489.5	0.8	286.99	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.06
Σαντορίνη	23	12	3.0 ± 0.5	6.9 ± 0.3	770.8	[388.0, 1623.6]	884.1	765.9	0.8	65.48	0.01	0.02	0.03	$2 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Αμοργός	43	20	3.0 ± 0.5	7.7 ± 0.3	891.2	[475.4, 1933.6]	1067.3	748.1	0.7	65.48	0.01	0.02	0.03	$2 \cdot 10^{-7}$	$10 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Β. Σάμος	29.5	18	2.5 ± 1.0	7.0 ± 0.2	768.9	[422.6, 1094.7]	775.3	387.6	0.5	1.17	0.01	0.03	0.04	$3 \cdot 10^{-20}$	$10 \cdot 10^{-15}$	$10 \cdot 10^{-9}$
Πυθαγόρειο	18	17	2.5 ± 1.0	6.8 ± 0.3	568.4	[293.8, 1227.1]	658.6	496.1	0.6	117.39	0.01	0.03	0.04	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Menderes	32	19	2.5 ± 1.0	6.9 ± 0.3	439.9	[214.1, 880.7]	468.2	281.6	0.6	66.46	0.02	0.04	0.06	$2 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Δ. Αϊδίνιο	30	17	2.5 ± 1.0	7.1 ± 0.3	672.4	[317.4, 1387.1]	742.5	653.3	0.9	122.28	0.01	0.02	0.03	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	0.01
Α. Αϊδίνιο	21	17	2.5 ± 1.0	6.6 ± 0.3	309.2	[150.2, 632.8]	339.5	109.7	0.3	126.36	0.03	0.06	0.09	$8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0.01

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T _e ·Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M _{max_obs}	T _r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T _r (Έτη)	σ (Έτη)	C _v		Εκθετική			BPT		
											P ₁₀	P ₂₀	P ₃₀	P ₁₀	P ₂₀	P ₃₀
Akyaka	33	21	2.4±0.5	6.8±0.3	333.4	[164.0, 660.5]	363.5	322.5	0.9	152.70	0.02	0.05	0.07	0.03	0.06	0.09
A. Κως	15.5	10	2.4±0.5	6.6±0.2	719.3	[458.6, 1196.3]	814.5	481.4	0.6	4.45	0.01	0.02	0.04	4· 10 ⁻³⁶	2· 10 ⁻²¹	2· 10 ⁻¹⁵
Κ. Κως	28	17	2.4±0.5	6.8±0.3	231.5	[120.7, 454.5]	265.2	218.8	0.8	88.69	0.03	0.07	0.10	0.03	0.06	0.10
Δ. Κως	12	10	2.4±0.5	6.0±0.2	121.7	[75.2, 189.6]	132.4	73.6	0.5	53.07	0.07	0.14	0.20	0.04	0.10	0.17
Χάλκη	19	12	0.7±0.4	6.8±0.3	1827.5	[838.1, 3649.4]	1898.6	1705.1	0.9	178.20	5· 10 ⁻³	0.01	0.01	2· 10 ⁻⁴	5· 10 ⁻⁴	9· 10 ⁻⁴
Σύμη	15	12	0.7±0.4	6.6±0.3	1190.6	[564.1, 2840.2]	1183.7	961.4	0.8	152.70	0.01	0.02	0.02	6· 10 ⁻⁴	2· 10 ⁻³	0.01
Β. Σποράδες	27	12	2.0±0.5	6.3±0.3	154.7	[75.2, 305.9]	165.9	93.9	0.6	56.81	0.06	0.11	0.16	0.04	0.08	0.14
Δ. Σκύρος	23	16	2.0±0.5	6.4±0.2	189.2	[118.1, 296.9]	206.3	74.0	0.4	20.49	0.05	0.09	0.13	3· 10 ⁻⁸	5· 10 ⁻⁶	10· 10 ⁻⁵
Α. Σκύρος	24	17	2.0±0.5	6.2±0.2	109.1	[68.6, 176.2]	124.3	115.5	0.9	54.83	0.07	0.13	0.19	0.09	0.15	0.22
Άγιος Ευστράτιος	62	12	6.0±1.0	7.2±0.2	479.2	[301.9, 766.7]	539.2	221.1	0.4	53.86	0.02	0.04	0.05	8· 10 ⁻¹¹	3· 10 ⁻⁹	5· 10 ⁻⁸
Β. Αιγαίο – 1	52	12	6.0±1.0	6.8±0.2	146.4	[92.1, 236.4]	161.5	120.3	0.7	40.03	0.05	0.11	0.15	0.03	0.06	0.11
Β. Αιγαίο – 2	25	14	2.4±1.0	6.3±0.3	125.1	[80.73, 200.3]	128.0	106.7	0.8	40.01	0.07	0.13	0.19	0.07	0.14	0.21
Τένεδος	41	12	6.0±1.0	7.0±0.3	369.5	[178.5, 733.4]	408.6	333.4	0.8	349.87	0.02	0.04	0.06	0.03	0.06	0.09
Can	53	16	3.0±1.0	7.2±0.3	435.7	[213.1, 926.7]	474.2	288.7	0.6	248.82	0.02	0.04	0.06	0.02	0.05	0.07
Biga	38	16	1.90±1.0	6.6±0.3	262.2	[128.9, 519.1]	269.4	192.2	0.7	333.30	0.03	0.07	0.10	0.05	0.10	0.15

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	M_{max_obs}	Monte Carlo		Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
					T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Gönen	50	16	3.0±1.0	7.2±0.3	674.8	[374.1, 1305.3]	740.2	658.55	0.9	68.79	0.01	0.02	0.03	2· 10 ⁻⁴	5· 10 ⁻⁴	10· 10 ⁻³
Ezine	50	16	3.0±1.0	6.9±0.3	332.1	[205.1, 561.2]	355.8	241.2	0.7	212.89	0.03	0.05	0.08	0.04	0.07	0.11
Ayvacik	35	17	2.5±0.5	6.9±0.3	507.1	[248.4, 1030.9]	574.1	544.5	0.9	77.23	0.02	0.03	0.05	3· 10 ⁻³	8· 10 ⁻³	0.01
Edremit	34	17	2.5±0.5	6.6±0.3	234.8	[117.1, 477.6]	262.1	202.5	0.8	156.44	0.03	0.07	0.10	0.05	0.09	0.13
Αγία Παρασκευή	23	12	2.0±0.5	6.8±0.3	1092.5	[544.4, 2235.1]	1095.3	835.1	0.7	154.82	0.01	0.02	0.02	3· 10 ⁻⁴	8· 10 ⁻⁴	10· 10 ⁻⁴
Ερεσός	15	12	2.0±0.5	6.8±0.3	1356.1	[806.4, 2634.5]	1399.6	1099.3	0.8	132.18	0.01	0.01	0.02	9· 10 ⁻⁵	2· 10 ⁻⁴	5· 10 ⁻⁴
Λέσβος	19	12	2.0±0.5	6.4±0.2	305.4	[187.1, 477.2]	333.0	106.2	0.3	4.55	0.03	0.06	0.09	5· 10 ⁻³⁴	3· 10 ⁻³⁰	9· 10 ⁻²¹
Β. Χίος	30	15	2.0±0.5	6.7±0.3	414.3	[206.7, 871.8]	475.6	428.2	0.9	72.44	0.02	0.04	0.05	0.01	0.02	0.03
Karaburun	39	17	2.0±0.5	6.4±0.3	144.9	[83.1, 260.5]	148.9	101.3	0.7	249.09	0.06	0.12	0.17	0.09	0.16	0.23
Dikili	26	17	2.0±0.5	6.8±0.3	636.7	[313.9, 1280.7]	683.9	645.5	0.9	82.27	0.01	0.02	0.04	2· 10 ⁻³	7· 10 ⁻³	0.01
Soma	37	17	2.0±0.5	7.0±0.3	792.2	[413.1, 1716.3]	958.9	931.3	0.9	102.12	0.01	0.02	0.03	7· 10 ⁻⁴	2· 10 ⁻³	3· 10 ⁻³
Φιλαδέλφεια	17	15	2.0±0.5	6.4±0.3	265.5	[130.7, 536.9]	297.8	240.8	0.8	155.90	0.03	0.06	0.08	0.04	0.08	0.11
Ν. Χίος	24	17	2.0±0.5	6.5±0.3	234.5	[117.4, 475.7]	262.9	203.3	0.7	140.74	0.03	0.07	0.10	0.04	0.08	0.13
Cesme	34	17	2.0±0.5	6.8±0.3	322.3	[157.3, 658.5]	370.2	317.6	0.8	138.12	0.02	0.05	0.07	0.02	0.05	0.07

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e , Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Izmir	31	17	2.0±0.5	6.8±0.3	510.6	[246.1, 1072.2]	573.6	530.6	0.9	141.42	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04
Kemalpasa	29	17	2.0±0.5	6.7±0.3	362.5	[186.8, 740.8]	434.1	384.8	0.9	176.52	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.08
Seferihisar	18	12	2.0±0.5	6.0±0.2	123.8	[75.3, 193.2]	117.7	96.3	0.8	28.60	0.07	0.14	0.20	0.05	0.11	0.18
Γλαύκη	48	14	7.5±0.5	7.0±0.2	214.6	[133.8, 353.1]	239.3	139.1	0.6	39.95	0.04	0.08	0.11	2· 10 ⁻³	9· 10 ⁻³	0.02
Άθως	47	12	7.5±0.5	7.0±0.3	274.8	[142.7, 586.7]	285.2	203.3	0.7	38.40	0.03	0.06	0.09	2· 10 ⁻³	0.01	0.02
Σαμοθράκη	60	14	13.0±1.0	7.1±0.3	149.9	[75.86, 309.2]	156.1	107.8	0.7	7.61	0.06	0.12	0.17	6· 10 ⁻⁵	3· 10 ⁻³	0.01
Σάρος	60	15	13.0±1.0	6.9±0.3	76.6	[38.2, 167.1]	87.5	80.9	0.9	46.77	0.09	0.17	0.25	0.12	0.23	0.31
Γκάνος	110	15	13.5±1.5	7.6±0.3	259.2	[134.8, 508.2]	304.5	220.9	0.7	109.40	0.03	0.06	0.09	0.03	0.06	0.09
Τρίκαλα	25	16	0.8±0.3	6.4±0.3	438.1	[199.9, 924.2]	474.6	305.8	0.6	286.32	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.08
Δ. Τύρναβος	15	8	0.8±0.3	6.0±0.2	396.6	[211.3, 718.6]	397.3	220.9	0.7	0.82	0.02	0.03	0.07	4· 10 ⁻¹⁷	3· 10 ⁻⁹	2· 10 ⁻⁶
Κ. Τύρναβος	17	8	0.8±0.3	6.3±0.2	590.5	[345.7, 1099.4]	589.5	315.2	0.5	0.82	0.02	0.03	0.05	5· 10 ⁻³⁴	2· 10 ⁻²³	2· 10 ⁻¹⁴
Α. Τύρναβος	11	11	0.8±0.3	5.9±0.3 ¹	277.1	[126.6, 580.7]	279.0	60.1	0.2	-	0.04	0.07	0.10	-	-	-
Ροδιά	17	13	0.8±0.3	6.2±0.3	425.1	[196.8, 893.2]	430.5	253.8	0.6	240.30	0.02	0.04	0.07	0.03	0.05	0.08
Γυρτώνη	10	10	0.8±0.3	5.8±0.3 ¹	245.7	[105.1, 488.5]	238.9	115.5	0.5	-	0.03	0.07	0.10	-	-	-
Λάρισα	19	17	0.8±0.3	6.3±0.3	427.2	[210.9, 965.4]	416.1	236.3	0.6	80.83	0.02	0.05	0.07	2·	5·	0.01

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	Monte Carlo			Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
				M_{max_obs}	T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10} 10^{-3}	P_{20} 10^{-3}	P_{30}
Σκήτη	16	16	0.8 ± 0.3	6.2 ± 0.3	351.6	[152.2, 728.9]	371.6	179.3	0.5	116.94	0.03	0.05	0.08	0.01	0.02	0.03
Πουρί	18	17	0.8 ± 0.3	6.2 ± 0.3	308.5	[136.2, 646.3]	310.9	81.4	0.3	91.75	0.03	0.06	0.09	$4 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Παγασές	12	10	3.0 ± 0.5	6.2 ± 0.3	199.8	[95.7, 399.1]	211.4	174.2	0.8	66.70	0.04	0.08	0.11	0.04	0.08	0.12
Ρήγειο	19	14	3.0 ± 0.5	6.8 ± 0.3	330.7	[158.6, 708.7]	379.7	350.9	0.9	64.79	0.02	0.04	0.07	0.01	0.03	0.04
Φάρσαλα	14	10	3.0 ± 0.5	6.5 ± 0.3	227.1	[114.3, 457.1]	255.9	221.4	0.8	64.79	0.03	0.07	0.10	0.02	0.05	0.08
N. Αγχίαλος	12	10	3.0 ± 0.5	6.1 ± 0.2	172.3	[84.9, 216.5]	179.6	102.3	0.6	41.48	0.05	0.10	0.15	0.01	0.04	0.07
Βόλος	21	14	3.0 ± 0.5	6.5 ± 0.2	222.1	[137.9, 353.8]	243.2	89.2	0.4	41.48	0.04	0.08	0.12	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$
Εκκάρα	28	18	3.0 ± 0.5	7.0 ± 0.3	705.4	[356.6, 1436.4]	797.8	646.2	0.8	67.67	0.01	0.02	0.03	$8 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$
Κοζάνη	26	14	1.2 ± 0.3	6.5 ± 0.2	397.8	[249.1, 633.96]	436.6	226.7	0.5	26.64	0.02	0.04	0.06	$9 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-7}$
Χρυσή	16	15	0.8 ± 0.3	6.0 ± 0.2	180.7	[105.8, 315.5]	198.7	144.6	0.7	31.03	0.04	0.09	0.13	0.01	0.02	0.04
Valandovo	25	15	1.0 ± 0.5	6.7 ± 0.3	1001.4	[464.2, 1975.9]	1037.6	959.2	0.9	90.82	0.01	0.02	0.03	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
A. Krupnik	30	15	1.0 ± 0.5	6.8 ± 0.3	1213.2	[604.7, 2300.2]	1221.4	1150.7	0.9	117.74	0.01	0.01	0.02	$3 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Δ. Krupnik	40	15	1.1 ± 0.8	7.3 ± 0.3^1	1603.3	[668.9, 3452.9]	1604.7	1301.9	0.8	117.74	0.01	0.02	0.12	$6 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	M_{max_obs}	Monte Carlo		Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
					T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Άσσηρος	19	15	1.0 ± 0.5	6.5 ± 0.3	433.09	[199.3, 924.6]	412.2	190.49	0.5	119.49	0.02	0.05	0.07	$5 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.02
Σοχός	17	15	1.0 ± 0.5	6.2 ± 0.3	293.4	[135.1, 582.6]	298.5	145.10	0.5	89.26	0.03	0.06	0.09	0.01	0.02	0.03
Γερακαρού	25	16	1.0 ± 0.5	6.5 ± 0.2	475.3	[292.5, 770.6]	536.3	298.3	0.6	43.53	0.02	0.04	0.05	$10 \cdot 10^{-6}$	$10 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Ν.Απολλωνία	18	16	1.0 ± 0.5	6.3 ± 0.3^1	339.7	[172.2, 716.5]	373.3	237.3	0.6	-	0.03	0.05	0.07	-	-	-
Ανθεμούντας	23	15	1.0 ± 0.5	6.3 ± 0.3	280.4	[136.3, 603.8]	311.6	162.4	0.5	262.52	0.03	0.06	0.09	0.05	0.11	0.16
Κασσάνδρα	21	15	1.0 ± 0.5	6.4 ± 0.3	384.9	[194.7, 793.8]	438.3	412.8	0.9	98.07	0.02	0.04	0.05	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0.01
Στρατώνη	32	15	1.0 ± 0.5	7.0 ± 0.3	774.5	[376.3, 1500.8]	839.7	785.6	0.9	89.26	0.01	0.02	0.03	$4 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Δράμα	35	15	1.0 ± 0.5	7.3 ± 0.3	739.5	[375.3, 1528.7]	815.3	714.0	0.9	192.66	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03
Κομοτηνή	34	15	1.0 ± 0.5	6.7 ± 0.3	801.9	[364.4, 1552.5]	839.3	739.2	0.9	237.15	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03
Διδυμότειχο	40	12	1.0 ± 0.5	7.0 ± 0.3	2279.1	[1161.5, 4811.4]	2513.3	2480.6	1.0	269.42	$3 \cdot 10^{-3}$	0.01	0.01	$6 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Peshkope	26	16	1.2 ± 0.4	6.3 ± 0.2	193.9	[118.9, 313.0]	215.4	81.1	0.4	54.09	0.04	0.09	0.13	$7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	0.01
Αχρίδα	27	14	1.2 ± 0.4	6.7 ± 0.3	763.1	[365.1, 1605.2]	849.3	720.8	0.8	110.87	0.01	0.02	0.03	$9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Bitola	23	15	1.2 ± 0.3	6.2 ± 0.2	124.1	[85.3, 240.2]	130.2	115.5	0.7	27.33	0.06	0.12	0.18	0.02	0.07	0.12

Όνομα Ρήγματος	L (km)	w (km)	Σεισμικός Ρυθμός Ολίσθησης V (mm/yr)	M_{max_obs}	Monte Carlo		Pace et al., 2016			Χρόνος Παρέλευσης (T_e ·Έτη)	Πιθανότητα, P (Από 1/1/2022)					
					T_r (Έτη)	68% δ.ε. (Έτη)	T_r (Έτη)	σ (Έτη)	Cv		Εκθετική			BPT		
											P_{10}	P_{20}	P_{30}	P_{10}	P_{20}	P_{30}
Korce	20	14	1.2 ± 0.3	6.5 ± 0.2	576.1	[364.5, 928.1]	638.5	382.9	0.6	61.60	0.01	0.03	0.04	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Erseke	21	15	1.2 ± 0.3	6.3 ± 0.3	250.8	[127.1, 520.6]	284.4	256.0	0.9	102.03	0.03	0.06	0.09	0.04	0.07	0.11
Καστοριά	30	16	1.2 ± 0.3	6.5 ± 0.3	337.4	[163.4, 691.2]	372.4	347.8	0.9	209.59	0.02	0.04	0.07	0.03	0.06	0.09
Άρτα	21	16	1.2 ± 0.3	6.4 ± 0.3	330.4	[162.1, 690.3]	376.7	271.8	0.7	54.67	0.02	0.05	0.07	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	0.01

¹ Υπολογισμός με τις εμπειρικές σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Papazachos et al. (2004).

4.4 Εφαρμογή Στατιστικών Μοντέλων στους Μέσους Χρόνους Επανάληψης των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 6.0$) του Ελληνικού Χώρου

Ο μέσος χρόνος επανάληψης, T_r , σεισμών με μέγεθος $M_{max} \pm \Delta M$ μπορεί να αποτελέσει πληροφορία εισόδου για την εφαρμογή στατιστικών κατανομών με τελικό στόχο τη μοντελοποίησή του είτε ως μία χρονο-ανεξάρτητη (time independent process) είτε ως μια χρονο-εξαρτώμενη διαδικασία ανανέωσης (renewal process). Η εφαρμογή των στατιστικών κατανομών μπορεί να γίνει είτε απευθείας σε παρατηρούμενα διαστήματα επανάληψης ισχυρών σεισμών με μέγεθος $M_{max} \pm \Delta M$ συγκεκριμένου ρήγματος είτε σε μέσους χρόνους επανάληψης που εκτιμήθηκαν μέσω άλλων μεθοδολογιών, όπως αυτή της μεθόδου της διατήρησης της σεισμικής ροπής που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή.

Η χρονο-ανεξάρτητη προσέγγιση βασίζεται στην εφαρμογή της Εκθετικής Κατανομής (Exponential distribution· Σχέσεις 2.17 και 2.18· Κεφάλαιο 2) στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης. Αντίθετα, για την προσέγγιση του προβλήματος από τη πλευρά των μοντέλων ανανέωσης έχουν προταθεί αρκετές στατιστικές κατανομές, με κυριότερες την Κατανομή Weibull (Weibull Distribution· Abaimov et al., 2008, μεταξύ άλλων), η Λογαριθμοκανονική Κατανομή (Lognormal Distribution· Nishenko and Buland, 1987, μεταξύ άλλων), η Κατανομή Πρώτης Μετάβασης της Κίνησης Brown (Brownian Passage Time Distribution· BPT· Kagan and Knopoff, 1987· Matthews et al., 2002), που είναι μία μορφή Αντίστροφης Γκαουσιανής Κατανομής (Inverse Gaussian Distribution) και η Κατανομή Γάμμα (Gamma Distribution· Corral, 2003).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην Εισαγωγή δεν υπάρχουν σαφείς ενδείξεις για ποια από αυτές τις κατανομές έχει στατιστικά σημαντικά καλύτερη προσαρμογή από τις υπόλοιπες στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης (Zhuang et al., 2012). Παρόλα αυτά, η πιο δημοφιλής μεταξύ αυτών είναι η BPT, η οποία χρησιμοποιείται σε μεγάλο αριθμό πρόσφατων μελετών εκτίμησης σεισμικής επικινδυνότητας καθώς και εκτίμησης των πιθανοτήτων γένεσης επερχόμενων ισχυρών σεισμών (Field et al., 2015· Murru et al., 2016, μεταξύ άλλων) διότι οι ιδιότητες της συνάρτησης διακινδύνευσής της (hazard function) περιγράφουν αξιόπιστα τη φυσική διεργασία της ελαστικής ανάπαλσης. Ειδικότερα, η συνάρτηση διακινδύνευσής της BPT κατανομής είναι ασυμπτωτική σε ένα ορισμένο επίπεδο για χρόνο t πολύ μεγαλύτερο από τον μέσο χρόνο επανάληψης, σε αντίθεση με τη συνάρτηση διακινδύνευσής της Κατανομής

Weibull, η οποία αυξάνει συνεχώς με το χρόνο ή την συνάρτηση διακινδύνευσης της Λογαριθμοκανονικής Κατανομής που τείνει στο μηδέν.

Σύμφωνα με τα παραπάνω για την χρόνο-εξαρτώμενη προσέγγιση επιλέχθηκε η εφαρμογή της Κατανομής Χρονικής Μετάβασης του Brown (BPT). Η κατανομή BPT (Matthews et al., 2002) έχει συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας:

$$f(t|T_r, \alpha) = \left(\frac{T_r}{2\pi\alpha^2 t^3}\right)^{1/2} \exp\left\{-\frac{(t-T_r)^2}{2T_r\alpha t}\right\} \quad (4.1)$$

όπου T_r είναι ο μέσος χρόνος επανάληψης, όπως και παραπάνω, και α η απεριοδικότητα (aperiodicity), η οποία μπορεί να θεωρηθεί το ανάλογο του συντελεστή μεταβλητότητας (coefficient of variation) της κανονικής κατανομής και η οποία είναι το μέτρο του επιπέδου της τυχαιότητας της διαδικασίας γένεσης ισχυρών σεισμών, ενώ η αθροιστική συνάρτηση κατανομής της δίνεται από τη σχέση:

$$F(t) = \Phi[u_1(t)] + e^{2/\alpha^2} \Phi[-u_2(t)] \quad (4.2)$$

όπου $\Phi(\cdot)$ είναι η αθροιστική συνάρτηση της κανονικής κατανομής, ενώ οι παράγοντες u_1 και u_2 ορίζονται ως:

$$u_1 = \alpha^{-1}[t^{1/2}T_r^{-1/2} - t^{-1/2}T_r^{1/2}] \quad (4.3)$$

$$u_2 = \alpha^{-1}[t^{1/2}T_r^{-1/2} + t^{-1/2}T_r^{1/2}]. \quad (4.4)$$

Η απεριοδικότητα μπορεί να πάρει οπουδήποτε τιμή στο διάστημα $(0, +\infty)$ όμως για να εκφράζει το φυσικό νόημά της για την περίπτωση της γένεσης ισχυρών σεισμών αυτό περιορίζεται μεταξύ των τιμών 0 και 1 ($0 < \alpha \leq 1$). Μία μικρή τιμή της παραμέτρου α οδηγεί σε ένα πολύ περιοδικό μοντέλο, το οποίο και δίνει υψηλές τιμές πιθανότητας γένεσης επόμενου σεισμού σε μεγάλο χρονικό διάστημα από τον προηγούμενο σεισμό ενώ αντίθετα μια υψηλή τιμή της οδηγεί σε ένα λιγότερο περιοδικό μοντέλο με υψηλές τιμές πιθανότητας στις αρχές ενός σεισμικού κύκλου (Matthews et al., 2002). Στην παρούσα διατριβή υιοθετήθηκαν και οι δύο προσεγγίσεις, όπου ήταν εφικτό, με σκοπό να αναλυθεί η επίπτωση της κάθε μίας από αυτές στη γένεση ισχυρών σεισμών και τις αντίστοιχες εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης (earthquake rupture forecast) ανά διακριτό ρήγμα.

Αυτή η ανάλυση βασίζεται στην εκτίμηση της συνάρτησης διακινδύνευσης, $H(t)$, τόσο για την Εκθετική Κατανομή όσο και την Κατανομή BPT χρησιμοποιώντας τον εκτιμώμενο μέσο

χρόνο επανάληψης, T_r , και την αντίστοιχη απεριοδικότητα, α , όταν πρόκειται για την κατανομή BPT. Η συνάρτηση κινδύνου μιας κατανομής μπορεί εύκολα να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας τις αντίστοιχες συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας, $f(t)$ και αθροιστικής κατανομής, $F(t)$, ως εξής:

$$h(t) = \frac{f(t)}{S(t)} = \frac{f(t)}{1-F(t)} \quad (4.5)$$

όπου $S(t)$ είναι η συνάρτηση επιβίωσης (Survival Function). Αυτού του είδους η ανάλυση είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου ή αλλιώς ο ρυθμός διακινδύνευσης (hazard rate) μπορούν να παράξουν εκτιμήσεις για την πιθανότητα μελλοντικής διάρρηξης του εκάστοτε ρήγματος, δηλαδή οι τιμές του ρυθμού διακινδύνευσης για ένα ορισμένο χρονικό διάστημα ΔT είναι ισοδύναμες με την υπό συνθήκη πιθανότητα (conditional probability) διάρρηξης ενός ρήγματος που θα έχει ως αποτέλεσμα τη γένεση ενός σεισμού με μέγεθος $M_{max} \pm \Delta M$ που δίνεται από τη σχέση:

$$P(T \leq t \leq T + \Delta T | t > T) = \frac{\int_T^{T+\Delta T} f(t) dt}{\int_T^{\infty} f(t) dt} \quad (4.6)$$

όπου t είναι ο χρόνος σε έτη, ο οποίος είναι δεσμευμένος υπό τη συνθήκη ότι έχουν παρέλθει T έτη από την τελευταία διάρρηξη και ΔT το διάστημα της εκτίμησης σε έτη.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, είναι φανερό ότι η εφαρμογή της Εκθετικής Κατανομής απαιτεί μόνο την εκτιμώμενη τιμή του μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών με μεγέθη $M_{max} \pm \Delta M$ για το εκάστοτε ρήγμα ή τμήμα αυτού, ενώ η κατανομή BPT απαιτεί την εκτίμηση τόσο του μέσου χρόνου επανάληψης όσο και της απεριοδικότητας. Στις περιπτώσεις όπου υπάρχει ένας ικανός αριθμός παρατηρήσεων διαστημάτων επανάληψης ισχυρών σεισμών ανά ρήγμα, η εκτίμηση των παραμέτρων της εκάστοτε στατιστικής κατανομής μπορεί να γίνει αριθμητικά με την εφαρμογή κάποιας στατιστικής μεθοδολογίας, όπως η μέθοδος της Μέγιστης Πιθανοφάνειας (maximum likelihood estimation). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, τα παρατηρούμενα διαστήματα επανάληψης για τα περισσότερα από τα 191 ρήγματα του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών δεν επαρκούν για μία τέτοια εκτίμηση. Έτσι, για την εφαρμογή της ανάλυσης που περιγράφηκε παραπάνω επιλέχθηκαν ως παράμετροι των στατιστικών κατανομών, Εκθετικής και BPT, οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής και ειδικότερα οι εκτιμήσεις της προσέγγισης των Pace et al. (2016) αφού έχουν το πλεονέκτημα να διαθέτουν και τις αντίστοιχες εκτιμήσεις του

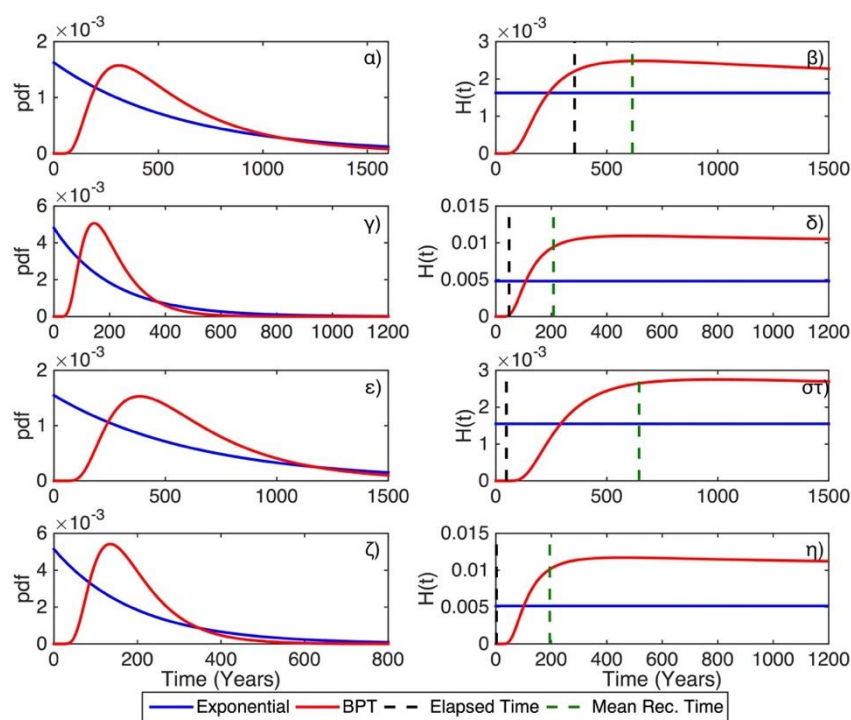
συντελεστή μεταβλητότητας τους (C_v), που μπορεί να θεωρηθεί ισοδύναμος με την παράμετρο της απεριοδικότητας, α .

Συνοψίζοντας, σε αυτή τη παράγραφο πραγματοποιείται η εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής και της Κατανομής BPT στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , ισχυρών σεισμών με $M_{max_obs} \pm \Delta M$ που συνδέονται με τα 191 ρήγματα του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών που καθορίστηκαν στο Κεφάλαιο 3 με την χρήση των εκτιμήσεων του μέσου χρόνου επανάληψης όπως υπολογίστηκαν στην προηγούμενη παράγραφο με τη προσέγγιση των μερικών παραγώγων. Επίσης, γίνεται εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (από 1/1/2022) τόσο με το χρονο-ανεξάρτητο όσο και με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Πρέπει να σημειωθεί ότι για τις περιπτώσεις ρηγμάτων που δεν έχουν συνδεθεί με κανένα γνωστό σεισμό κατά την περίοδο αναφοράς και επομένως δεν είναι γνωστός ο χρόνος γένεσης του προηγούμενου σεισμού με μέγεθος $M_{max_obs} \pm \Delta M$ εκτιμήθηκε η πιθανότητα γένεσης μόνο για χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο.

Τα απαραίτητα δεδομένα για την εφαρμογή των στατιστικών κατανομών είναι οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , και οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας, C_v . Ακόμη, απαραίτητη πληροφορία εισόδου για την εκτίμηση των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης είναι ο χρόνος παρέλευσης (elapsed time· T_e) από τον προηγούμενο σεισμό με μέγεθος $M_{max_obs} \pm \Delta M$ που συνδέεται με το εκάστοτε ρήγμα. Στο Πίνακα 4.1 φαίνονται συγκεντρωτικά οι πληροφορίες αυτές για το σύνολο των κύριων ρηγμάτων του ελληνικού χώρου μαζί με τις αντίστοιχες πιθανότητες γένεσης για τα απόμενα 10, 20 και 30 έτη.

Στο Σχήμα 4.2 φαίνεται η εφαρμογή των 2 κατανομών και οι αντίστοιχες συναρτήσεις διακινδύνευσης για τα ρήγματα του Ντουμπρόβνικ (Σχήματα 4.2α,β), το βόρειο και το νότιο ρήγματα του Μαυροβουνίου (Σχήματα 3.1γ,δ και ε,στ, αντίστοιχα) και για το ρήγμα του Δυρραχίου (Σχήματα 4.2ζ,η). Εστιάζοντας στις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης της Εκθετικής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής προκύπτει καθαρά η διαφορά της χρονο-ανεξάρτητης από τη χρονο-εξαρτημένη προσέγγιση. Ειδικότερα, οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της εκθετικής κατανομής παίρνει μία σταθερή τιμή που εξαρτάται μόνο από το μέσο χρόνο επανάληψης (πράσινη διακεκομμένη γραμμή στο Σχήμα 4.2), ενώ η συνάρτηση κινδύνου της BPT κατανομής παίρνει τιμές σύμφωνα με τις ιδιότητες της που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Συγκεκριμένα, παρουσιάζει χαμηλές τιμές για χρονικά διαστήματα στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου, θεωρώντας τη χρονική στιγμή $t=0$ ως

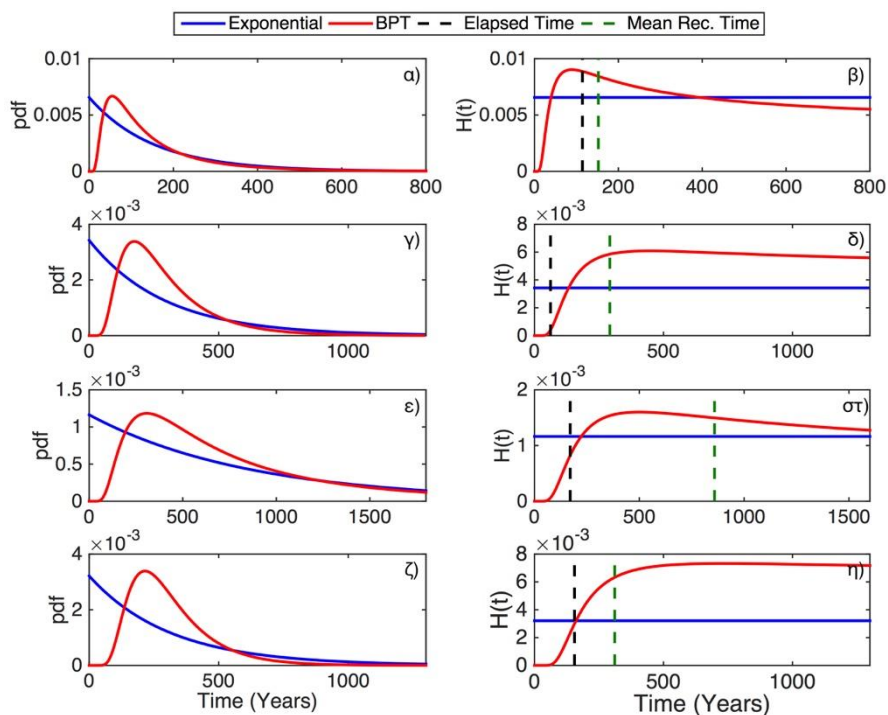
το χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού, ενώ στη συνέχεια αυξάνονται παίρνοντας μία μέγιστη τιμή πλησιάζοντας τον μέσο χρόνο επανάληψης και στη συνέχεια αποκτούν μία σταθερή τιμή μεγαλύτερη από της Εκθετικής. Συγκρίνοντας, τον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με τις καμπύλες των συναρτήσεων κινδύνου προκύπτει ότι για τις περίπτωση του ρήγματος του Ντουμπρόβνικ οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής προσεγγίζουν τη μέγιστη τιμή της καμπύλης, ενώ για τα δύο ρήγματα του Μαυροβουνίου και για το ρήγμα του Δυρραχίου οι τιμές που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσής τους που είναι ίσες με 47.71, 47.69 και 2.09 έτη, αντίστοιχα, παίρνουν χαμηλές τιμές.



Σχήμα 4.2 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα του Ντουμπρόβνικ (α, β), του βόρειου ρήγματος του Μαυροβουνίου (γ, δ), του νότιου ρήγματος του Μαυροβουνίου (ε, στ) και του ρήγματος του Δυρραχίου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

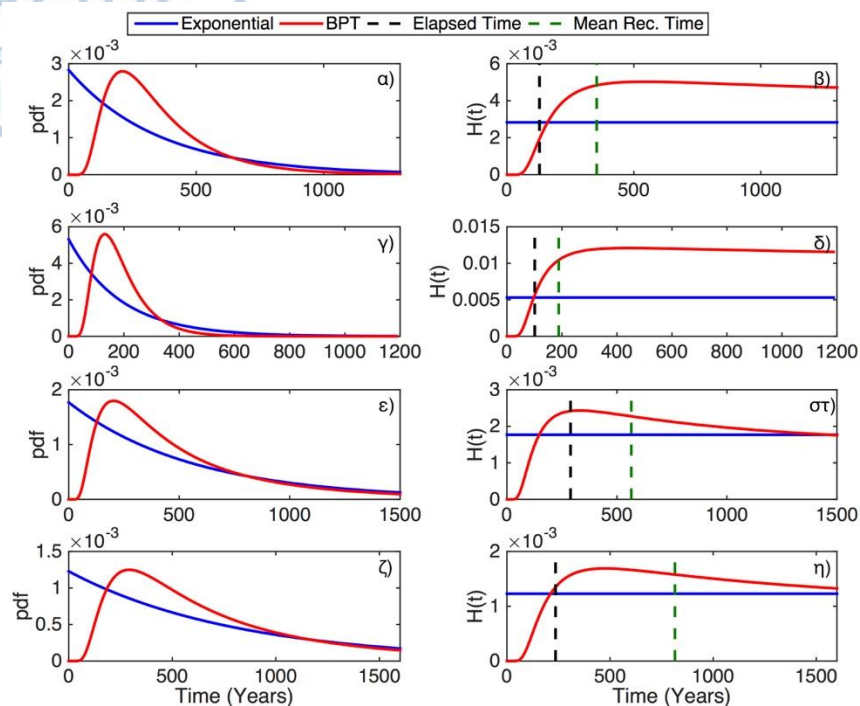
Περνώντας στα επόμενα 4 ρήγματα της ζώνης 1 (Ελβασάν, Berat, Φιέρι και Vlora), η εφαρμογή των 2 κατανομών φαίνονται στο Σχήμα 4.3 (Σχήματα 4.3α,β για το ρήγμα του Ελβασάν· Σχήματα 4.3γ,δ για το ρήγμα Berat· Σχήματα 4.3ε,στ για το ρήγμα Φιέρι· Σχήματα 4.3ζ,η για το ρήγμα Vlora). Από αυτά προκύπτει ότι για το ρήγμα του Ελβασάν (Σχήμα 4.3β) οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής που αντιστοιχούν στο χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης που έχει

ξεπεράσει τη μέγιστη τιμή της και προσεγγίζει τον μέσο χρόνο επανάληψης (πράσινη διακεκομμένη γραμμή). Για το ρήγμα Berat οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης που αντιστοιχούν στο χρόνο παρέλευσης βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης που αντιπροσωπεύει την έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα, ενώ για τις περιπτώσεις των ρηγμάτων Φιέρι και Vlorë οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης που οι τιμές της αυξάνουν.



Σχήμα 4.3 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα του Ελβασάν (α,β), του Berat (γ,δ), του ρήγματος Φιέρι (ε, στ) και του ρήγματος Vlorë (ζ,η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Συνεχίζοντας με την περίπτωση του ρήγματος της Χειμάρρας (Σχήμα 4.4α,β) ο χρόνος παρέλευσης βρίσκεται σε σημαντική χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης, ενώ αντιστοιχεί σε τιμή της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής που τείνει να προσεγγίσει αυτή της Εκθετικής Κατανομής. Αυτό σημαίνει ότι με βάση το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο το συγκεκριμένο ρήγμα βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από την επόμενη διάρρηξη. Το ίδιο συμβαίνει και για το ρήγμα του Τεπελενίου (Σχήμα 4.4γ,δ). Η βασική διαφοροποίηση των δύο αυτών περιπτώσεων είναι η απεριοδικότητα των χρονο-εξαρτώμενων προσεγγίσεων, που στη περίπτωση του ρήγματος της Χειμάρρας είναι περισσότερο αυξημένη από αυτή του ρήγματος του Τεπελενίου ($\alpha=0.6$ και $\alpha=0.5$, αντίστοιχα).

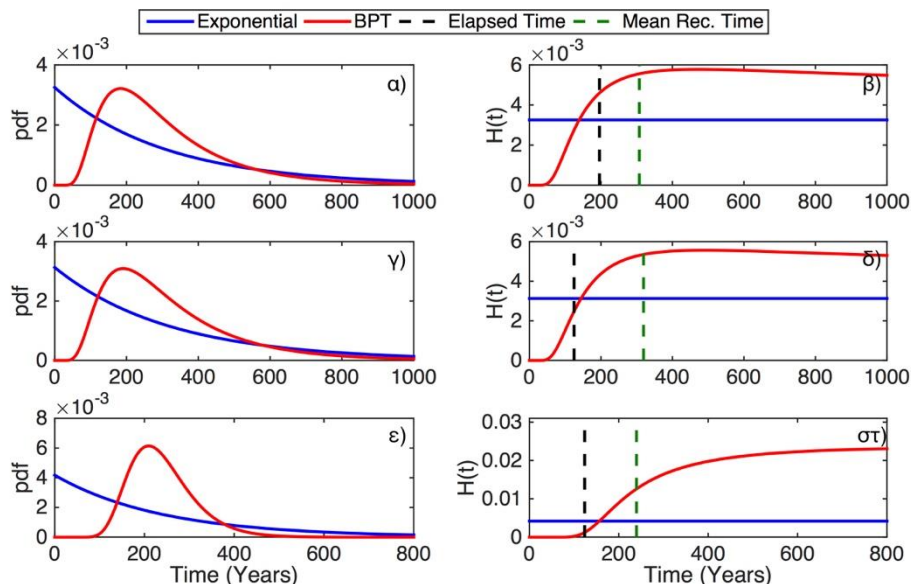


Σχήμα 4.4 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα της Χειμάρρας (α, β), του Τεπελενίου (γ, δ), της Κέρκυρας (ε, στ) και των Παξών (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τα ρήγματα της Κέρκυρας και των Παξών παρουσιάζουν και τα δύο υψηλές τιμές απεριοδικότητας ($\alpha=0.9$ και στις δύο περιπτώσεις) σύμφωνα με τις εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψής τους. Αυτό σημαίνει ότι οι μέγιστες τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής εμφανίζονται σε χρόνο σημαντικά μικρότερο από τον μέσο χρόνο επανάληψης όπως φαίνεται και στα Σχήματα 4.4ε,στ και 4.4ζ,η. Για το μεν ρήγμα της Κέρκυρας, ο χρόνος παρέλευσης της προηγούμενης διάρρηξης βρίσκεται στο τμήμα της καμπύλης της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής όπου οι τιμές της ακολουθούν πτωτική πορεία μετά το μέγιστο, προσεγγίζοντας το μέσο χρόνο επανάληψης, ενώ για το ρήγμα των Παξών ο χρόνος παρέλευσης προσεγγίζει το μέγιστο της καμπύλης της συνάρτησης κινδύνου της χρονο-εξαρτώμενης προσέγγισης. Και στις δύο περιπτώσεις οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής που αφορούν τον χρόνο παρέλευσης είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες της εκθετικής κατανομής.

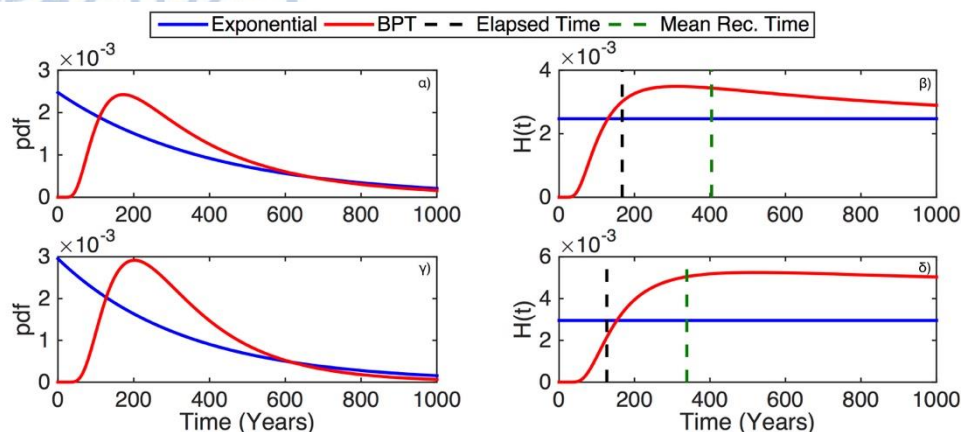
Οι εφαρμογές των στατιστικών κατανομών για τα ρήγματα της Πρέβεζας, της Ηγουμενίτσας και των Ιωαννίνων φαίνονται στο Σχήμα 4.5. Για τα ρήγματα της Πρέβεζας και της Ηγουμενίτσας, που έχουν μέσους εκτιμώμενους χρόνου επανάληψης ίσους με 307.5 και 391.4 έτη, αντίστοιχα, και ο χρόνος παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών που συνδέονται με

αυτά είναι ίσος με 195.9 και 124.9 έτη, αντίστοιχα, προκύπτει ότι η συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής παρουσιάζει μέγιστες τιμές νωρίτερα από τους μέσους χρόνους επανάληψης που εκτιμήθηκαν. Αυτό συμβαίνει γιατί και για τα δύο ρήγματα η τιμή παραμέτρου α εκτιμήθηκε ίση με 0.6 ($\alpha=0.6$), που χαρακτηρίζει ελαφρώς αυξημένης απεδιοδικότητας συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης. Αντίθετα, για το ρήγμα των Ιωαννίνων, που η τιμή της παραμέτρου α είναι ίση με 0.3 ($\alpha=0.3$), οι μέγιστες τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής εντοπίζονται μετά το μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε (διακεκομμένη πράσινη γραμμή στο Σχήμα 4.5στ). Αυτό συμβαίνει γιατί η τιμή $\alpha=0.3$ αντιστοιχεί σε ένα αυξημένης περιοδικότητας χρόνο-εξαρτώμενο μοντέλο του μέσου χρόνου επανάληψης.



Σχήμα 4.5 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα της Πρέβεζας (α, β), της Ηγουμενίτσας (γ, δ) και των Ιωαννίνων (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τέλος, για το βόρειο και το νότιο ρήγματα της Παραμυθιάς, που οι τιμές απεδιοδικότητας τους είναι ίσες με 0.8 και 0.6, αντίστοιχα, οι μέγιστες τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής βρίσκονται επίσης σε χρόνο μικρότερο του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκε, ενώ παράλληλα ο χρόνος παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών στα δύο ρήγματα βρίσκεται στο τμήμα της καμπύλης της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής όπου οι τιμές τις αυξάνουν.



Σχήμα 4.6 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το βόρειο (α,β) και νότιο (γ,δ) ρήγματα της Παραμυθίας. Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

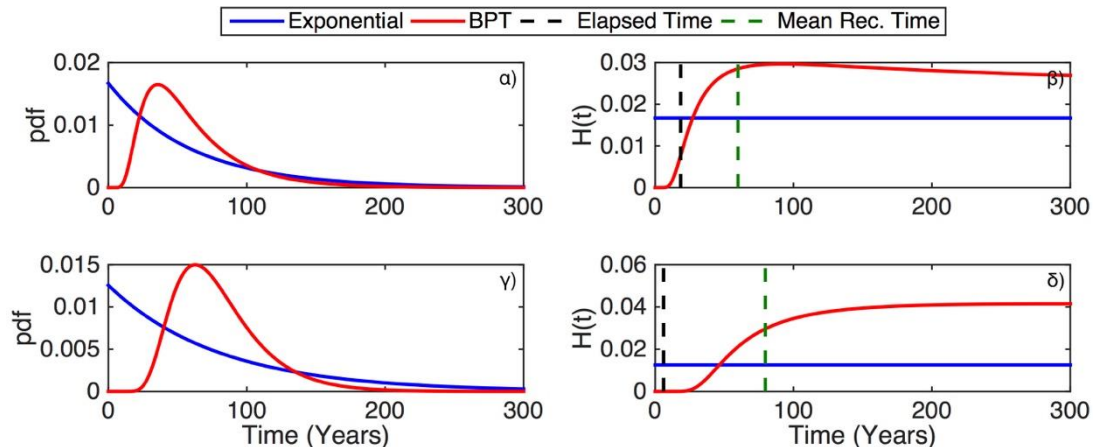
Εστιάζοντας στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων διάρρηξης των ρηγμάτων της ζώνης που δίνονται στον Πίνακα 4.1 φαίνεται με πιο καθαρό τρόπο η διαφορά των δύο στατιστικών προσεγγίσεων στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αυτής της διαφοράς είναι οι περιπτώσεις των ρηγμάτων του Μαυροβουνίου που συνδέονται με τους δύο σεισμούς του 1979 και η περίπτωση του ρήγματος του Δυρραχίου. Ξεκινώντας από την περίπτωση του βόρειου ρήγματος του Μαυροβουνίου, που συνδέεται με το σεισμό του 1979 με εύρος μέγιστου μεγέθους $M_{max_obs} \pm \Delta M$ ίσο με 6.3 ± 0.2 , οι πιθανότητες διάρρηξης του με αποτέλεσμα έναν σεισμό εντός αυτού του εύρους είναι 0.05, 0.09 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο ενώ οι αντίστοιχες δεσμευμένες πιθανότητες του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου είναι σημαντικά χαμηλότερες και ίσες με $1.4 \cdot 10^{-3}$, $6.0 \cdot 10^{-3}$ και 0.01 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, αντικατοπτρίζοντας τη θεώρηση της διάρρηξης ενός ρήγματος σύμφωνα με τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης. Η ίδια εικόνα προκύπτει και για το νότιο ρήγμα του Μαυροβουνίου, που συνδέεται με το σεισμό του 1979 με εύρος μέγιστου μεγέθους $M_{max_obs} \pm \Delta M$ ίσο με 7.1 ± 0.2 . Σε αυτή τη περίπτωση οι τιμές πιθανότητας του εκθετικού μοντέλου παίρνουν τιμές ίσες με 0.01, 0.03 και 0.04 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές που εκτιμήθηκαν με το μοντέλο BPT είναι ίσες με $1.4 \cdot 10^{-8}$, $3.1 \cdot 10^{-7}$ και $2.9 \cdot 10^{-6}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Συγκρίνοντας τις τιμές είτε του χρονο-ανεξάρτητου είτε του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου για τις δύο αυτές περιπτώσεις βλέπουμε υψηλότερες τιμές για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη για το βόρειο ρήγμα, γεγονός που οφείλεται στον μικρότερο μέσο χρόνο επανάληψης, που με τη σειρά του οφείλεται στο μικρότερο εύρος μέγιστων μεγεθών του.

Μία ενδιαφέρουσα παρατήρηση που μπορεί να γίνει είναι πως στις περιπτώσεις όπου ο η απεριοδικότητα τείνει στη μονάδα και ταυτόχρονα ο χρόνος παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών προσεγγίζει τον μέσο χρόνο επανάληψης του εκάστοτε ρήγματος, τότε οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο είναι υψηλότερες. Τέτοιες περιπτώσεις είναι αυτές του ρήγματος του Ελβασάν, του ρήγματος της Κέρκυρας και του βόρειου ρήγματος της Παραμυθίας. Ειδικότερα και τα 3 αυτά ρήγματα παίρνουν τιμή της παραμέτρου α ίση με 0.9 ($\alpha=0.9$), ενώ ο χρόνος παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών που έχουν συνδεθεί με αυτά προσεγγίζει το μέσο χρόνο επανάληψης τους, όπως φαίνεται και στα αντίστοιχα σχήματα των συναρτήσεων κινδύνου τους (Σχήμα 4.3β, 4.4στ και 4.5β, αντίστοιχα).

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα της εκτίμησης των πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα της ζώνης ρηγμάτων των ακτών της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Βαλκανικής, οι υψηλότερες τιμές πιθανοτήτων σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο προκύπτουν για το ρήγμα του Δυρραχίου και για διάρρηξη που θα αντιστοιχεί σε εύρος μεγεθών 6.7 ± 0.3 και είναι ίσες με 0.06, 0.12, 0.17, αντίστοιχα, παρόλο που είναι αυτό που συνδέεται με τον πιο πρόσφατο σεισμό. Αυτό συμβαίνει γιατί η τιμή του μέσου χρόνου επανάληψης του είναι η μικρότερη που έχει εκτιμηθεί για τα ρήγματα της ζώνης (149.4 έτη). Για τον ίδιο λόγο είναι και αυτό που εμφανίζει τις μικρότερες εκτιμήσεις πιθανοτήτων σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Ακόμη, το ρήγμα που παρουσιάζει υψηλές πιθανότητες διάρρηξης για ισχυρό σεισμό με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.4 \pm 0.3$ και με τις δύο προσεγγίσεις είναι αυτό του Τελεπενίου με μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με 188.4 έτη και χρόνο παρέλευσης 101.9 έτη. Αυτό συμβαίνει γιατί ο χρόνος παρέλευσης του (έως 1/1/2002) βρίσκεται στο σημείο τομής των δύο συναρτήσεων διακινδύνευσης (Σχήμα 4.3δ).

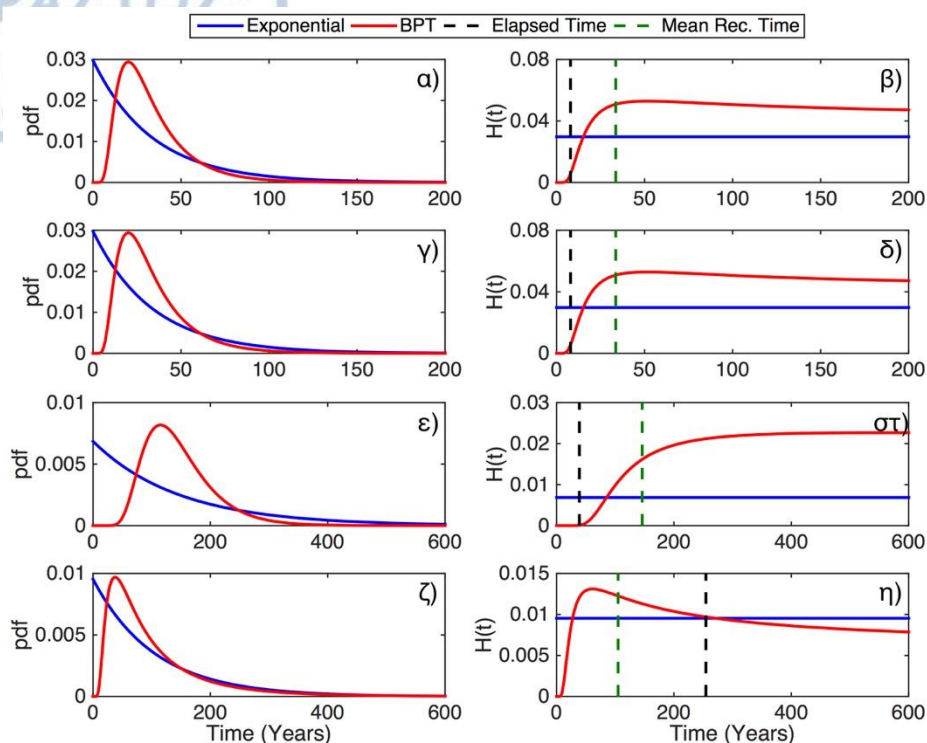
Η εφαρμογή της Εκθετικής και της BPT κατανομής για τα 5 δεξιόστροφα ρήγματα της Ζώνης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς καθώς και τα ανάστροφα ρήγματα που αναπτύσσονται στα νησιά της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1 μαζί με τις πιθανότητες γένεσης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη. Ξεκινώντας από τα ρήγματα της Λευκάδας (βόρειο και νότιο), η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης για αυτά κατέληξε σε αποτελέσματα που δείχνουν ενδιάμεση περιοδικότητα με τις τιμές ίσες με $\alpha=0.6$ και $\alpha=0.4$, αντίστοιχα. Όπως προκύπτει από τις καμπύλες των συναρτήσεων διακινδύνευσης των 2 στατιστικών κατανομών (Σχήματα 4.7β και 4.7δ), οι τιμές της συνάρτησης για την

Εκθετική κατανομή (μπλε συνεχείς γραμμές) είναι υψηλότερες για το χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τους πιο πρόσφατους σεισμούς (2003 και 2015, αντίστοιχα). Οι τιμές των συναρτήσεων διακινδύνευσης για την BPT κατανομή βρίσκονται για το μεν βόρειο ρήγμα στο κομμάτι της καμπύλης όπου αρχίζουν και αυξάνουν, προσεγγίζοντας τη μέγιστη τιμή τους, ενώ για το νότιο σε εκείνο που αντιστοιχεί στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου.



Σχήμα 4.7 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το βόρειο (α, β) και νότιο (γ, δ) ρήγματα της Λευκάδας. Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Η ίδια εικόνα παρατηρείται και για τα ρήγματα της Κεφαλονιάς, που ο μέσος χρόνος επανάληψής τους εμφανίζει επίσης ενδιαμέση περιοδικότητα. Ειδικότερα, η παράμετρος α παίρνει τιμές ίσες με $\alpha=0.6$ για τα βόρειο και νότιο ρήγματα της Παλικής, ενώ για το Υπεράκτιο ρήγμα της Κεφαλονιάς ίση με $\alpha=0.4$. Και για τα 3 αυτά ρήγματα οι αντίστοιχοι χρόνοι παρέλευσης τους (περίπου 8 έτη για τα βόρειο και νότιο ρήγματα της Παλικής και 38.9 έτη για το Υπεράκτιο ρήγμα της Κεφαλονιάς) βρίσκονται στα τμήματα των αντίστοιχων καμπυλών των συναρτήσεων διακινδύνευσης της BPT κατανομής που παίρνουν χαμηλές τιμές, βρίσκονται δηλαδή στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου και σε σχετικά μεγάλη χρονική απόσταση από το μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε (διακεκομμένες πράσινες γραμμές στα Σχήματα 4.8β, 4.8δ και 4.8στ, αντίστοιχα).

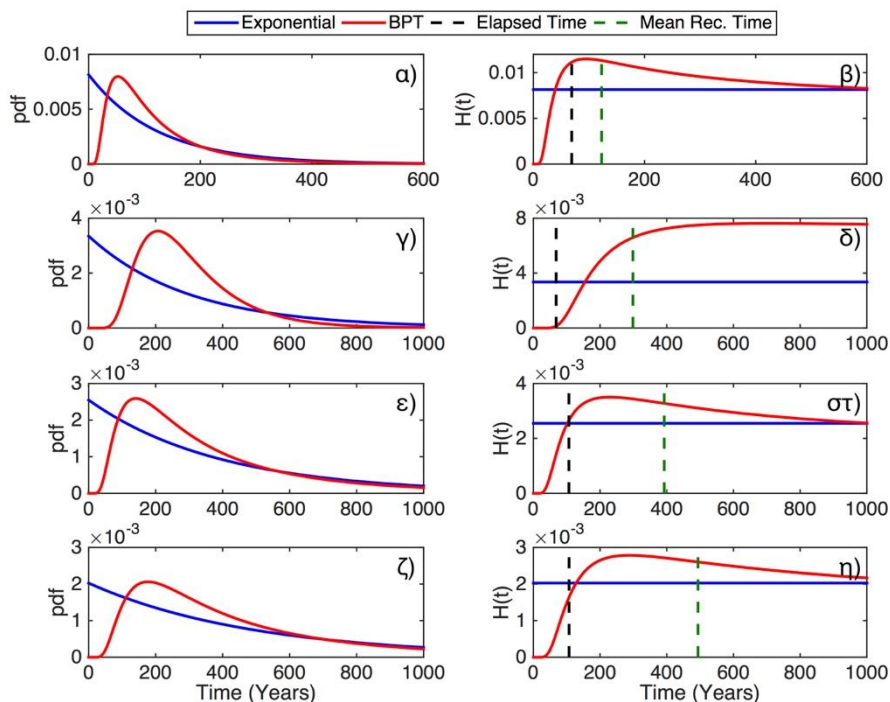


Σχήμα 4.8 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το βόρειο (α, β) και νότιο (γ, δ) ρήγματα της Παλικής, για το Υπεράκτιο ρήγμα της Κεφαλονιάς (ε, στ) και για την υπόθεση ταυτόχρονης ολίσθησης των ρηγμάτων της Παλικής (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Αντίθετα, για την υπόθεση της ταυτόχρονης διάρρηξης των δύο ρηγμάτων της Παλικής, που θα αντιστοιχεί σε μέγιστο μέγεθος $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.7 \pm 0.3$ και που ο μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε ίσος με $T_r = 104.9$ έτη, ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο ανάλογου μεγέθους σεισμό (1767· 254.44 έτη) έχει ξεπεράσει το μέσο χρόνο επανάληψης και αντιστοιχεί στο τμήμα εκείνο όπου οι συναρτήσεις κινδύνου των δύο κατανομών τέμνονται (Σχήμα 4.8η). Αυτό συμβαίνει γιατί για την υπόθεση αυτή ο μέσος χρόνος επανάληψης εμφανίζει υψηλή τιμή απεριοδικότητας ($\alpha = 0.9$).

Περνώντας στα ανάστροφα ρήγματα του Αργοστολίου και του Αίνου, που οι πιο πρόσφατοι σεισμοί είναι οι δύο ισχυροί σεισμοί του 1953 (χρόνοι παρέλευσης ίσοι με 68.39 και 68.38, έτη αντίστοιχα), οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης κατέληξαν σε υψηλής απεριοδικότητας συμπεριφορά για το ρήγμα του Αργοστολίου ($\alpha = 0.8$) και για σεισμούς με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.5 \pm 0.3$ και σε ημι-περιοδική συμπεριφορά για το ρήγμα του Αίνου και για σεισμούς με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 7.2 \pm 0.3$. Αυτό αποτυπώνεται και στις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών. Συγκεκριμένα, για το ρήγμα του Αργοστολίου, που έχει μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r = 122.8$ έτη, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της Εκθετικής για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο

παρέλευσης (Σχήμα 4.9β). Αντίθετα, για το ρήγμα του Αίνου με μέσο χρόνο επανάληψης $T_r=298.5$ έτη, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής είναι σημαντικά χαμηλότερες από τις αντίστοιχες της Εκθετικής. Για τα βόρειο και νότιο ρήγματα της Ιθάκης, που και τα 2 είναι υψηλής απεριοδικότητας ($\alpha=0.9$), ο χρόνος παρέλευσής τους προσεγγίζει το σημείο τομής των καμπυλών των αντίστοιχων συναρτήσεων διακινδύνευσης καθώς αυτές της BPT κατανομής αυξάνουν.



Σχήμα 4.9 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα του Αργοστολίου (α, β), το ρήγμα του Αίνου (γ, δ), τα βΒόρειο (ε, στ) και νότιο (ζ, η) ρήγματα της Ιθάκης. Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

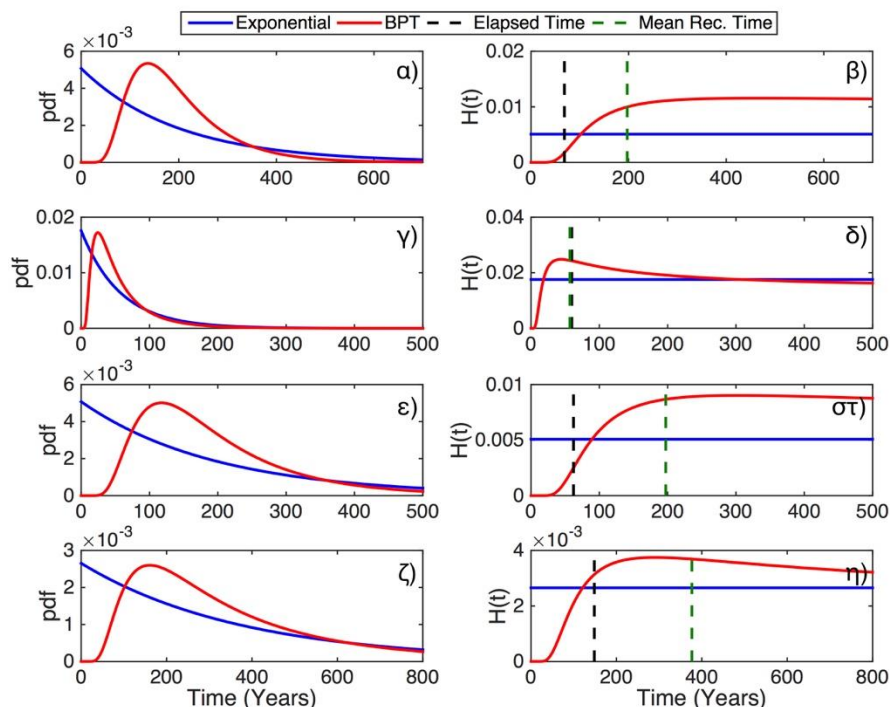
Σχετικά με της πιθανότητες γένεσης των επόμενων ισχυρών σεισμών παρατηρούμε ότι για τις περιπτώσεις ρηγμάτων όπου ο μέσος χρόνος επανάληψης παρουσιάζει υψηλή απεριοδικότητα οι τιμές πιθανότητας που εκτιμήθηκαν τόσο με την Εκθετική όσο και με τη BPT κατανομή είναι συγκρίσιμες για τα 10, 20 και 30 επόμενα έτη. Οι υψηλότερες τιμές πιθανοτήτων τόσο για χρονο-ανεξάρτητο όσο και για το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο που προέκυψαν αφορούν το βόρειο ρήγμα της Λευκάδας και για σεισμούς με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.7 \pm 0.3$ και είναι ίσες με 0.14, 0.27, και 0.37 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και 0.11, 0.26, 0.41 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το μοντέλο BPT και τα βόρειο και νότιο ρήγματα της Παλικής για σεισμούς με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.2 \pm 0.2$, οι οποίες παίρνουν τιμές ίσες με 0.25, 0.44, και 0.60 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και 0.19, 0.47, 0.57

για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το μοντέλο BPT για το βόρειο ρήγμα και τιμές ίσες με 0.25, 0.44, και 0.60 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και 0.20, 0.48, 0.58 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το μοντέλο BPT για το νότιο ρήγμα. Αυτό συμβαίνει γιατί παρά το γεγονός ότι συνδέονται με πρόσφατους σεισμούς (2003 το βόρειο Λευκάδας και 2014 το νότιο), οι μέσοι χρόνοι επανάληψής τους για σεισμούς που αντιστοιχούν στα μέγιστα παρατηρούμενα μεγέθη παίρνουν χαμηλές τιμές.

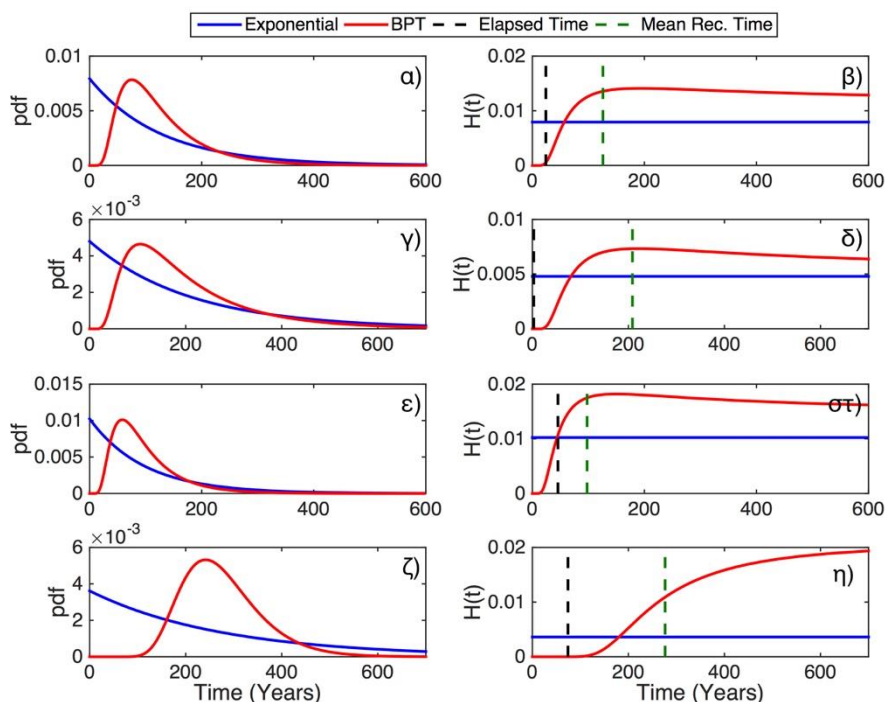
Η εφαρμογή των στατιστικών κατανομών, της Εκθετικής και της BPT, για τα 11 ρήγματα που αναπτύσσονται στον ευρύτερο χώρο του νότιου Ιονίου πελάγους και των νοτιοδυτικών ακτών της Πελοποννήσου δίνεται στα Σχήματα 4.10–4.12, ενώ οι απαραίτητες παράμετροί τους για την εφαρμογή των κατανομών μαζί με τις πιθανότητες γένεσης επόμενων σεισμών στον Πίνακα 4.1 Αρχίζοντας από τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που αναπτύσσονται στο βόρειο όριο της ζώνης, τα βόρειο ρήγμα-1 και βόρειο ρήγμα-2 της Ζακύνθου εμφανίζουν εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης της τάξης των $T_r=170$ ετών και ημιπεριοδική συμπεριφορά (Πίνακας 4.1) για σεισμούς με μέγιστα μεγέθη $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.8 \pm 0.3$, ενώ αυτό που αναπτύσσεται στα δυτικά (βορειοδυτικό ρήγμα Ζακύνθου) εμφανίζει σημαντικά μικρότερο μέσο εκτιμώμενο χρόνο επανάληψης ($T_r=56.9$ έτη) και υψηλή τιμή απεριοδικότητας ($\alpha=0.8$). Τα χαρακτηριστικά τους αυτά αντικατοπτρίζονται και στις αντίστοιχες καμπύλες των συναρτήσεων διακινδύνευσης. Έτσι, για τα βόρειο ρήγμα-1 και βόρειο ρήγμα-2 της Ζακύνθου (Σχήματα 4.10β και 4.10στ, αντίστοιχα) παρατηρούμε ότι για τον χρόνο παρέλευσης από τους προηγούμενους σεισμούς που έχουν συνδεθεί με αυτά (68 και 63 έτη, αντίστοιχα) οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής εμφανίζουν χαμηλότερες τιμές από ότι αυτές της Εκθετικής κατανομής, ενώ η χρονική απόστασή τους από το μέσο χρόνο επανάληψης τους είναι σημαντική. Αντίθετα, για το Βορειοδυτικό Τμήμα Ρήματος της Ζακύνθου, ο χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό ταυτίζεται με το μέσο χρόνο επανάληψης, με τις αντίστοιχες τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής να είναι υψηλότερες από αυτές της Εκθετικής.

Περνώντας στα ανάστροφα ρήγματα που αναπτύσσονται στη ζώνη, για το ρήγμα της Κυλλήνης (Σχήμα 4.10ζ,η), που εμφανίζει υψηλή απεριοδικότητα και μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με 3 $T_r=76.8$ έτη για σεισμούς με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.8 \pm 0.3$, ο χρόνος παρέλευσης του τελευταίου σεισμού που συνδέεται με αυτό βρίσκεται σε σημαντική χρονική απόσταση σε

σχέση με τον μέσο χρόνο επανάληψης, ενώ αντιστοιχεί στο τμήμα των καμπυλών των συναρτήσεων διακινδύνευσης όπου οι τιμές της BPT κατανομής είναι υψηλότερες από της Εκθετικής και τείνουν να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή της. Συνεχίζοντας με το κεντρικό και νότιο ρήγματα της Ζακύνθου, που συνδέονται με τους σεισμούς του 1997 και του 2018, αντίστοιχα, οι μέσοι χρόνοι επανάληψης τους έχουν εκτιμηθεί ίσοι με $T_r=108.2$ και $T_r=190.3$ έτη, αντίστοιχα, ενώ οι τιμές απεριοδικότητας τους είναι ίσες με $\alpha=0.6$ και $\alpha=0.7$, αντίστοιχα. Οι συναρτήσεις διακινδύνευσής τους φαίνονται στα Σχήματα 4.11β και 4.11δ, αντίστοιχα, όπου προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης τους, που οι τιμές του είναι χαμηλές (24 και 2.9, έτη αντίστοιχα), βρίσκεται στα τμήματα των καμπυλών όπου οι τιμές της Εκθετικής συνάρτησης διακινδύνευσης είναι υψηλότερες, υποδηλώνοντας ότι βρίσκονται στο αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Για το νοτιοδυτικό ρήγμα της Ζακύνθου, ο χρόνος παρέλευσης τους προσεγγίζει τον μέσο χρόνο επανάληψης που (μαύρη και πράσινη διακεκομμένες κατακόρυφες γραμμές στο Σχήμα 4.11στ) και αντιστοιχεί στο χρόνο t όπου οι δύο συναρτήσεις διακινδύνευσης ταυτίζονται, καθώς αυτή της BPT κατανομής αυξάνει τις τιμές της.

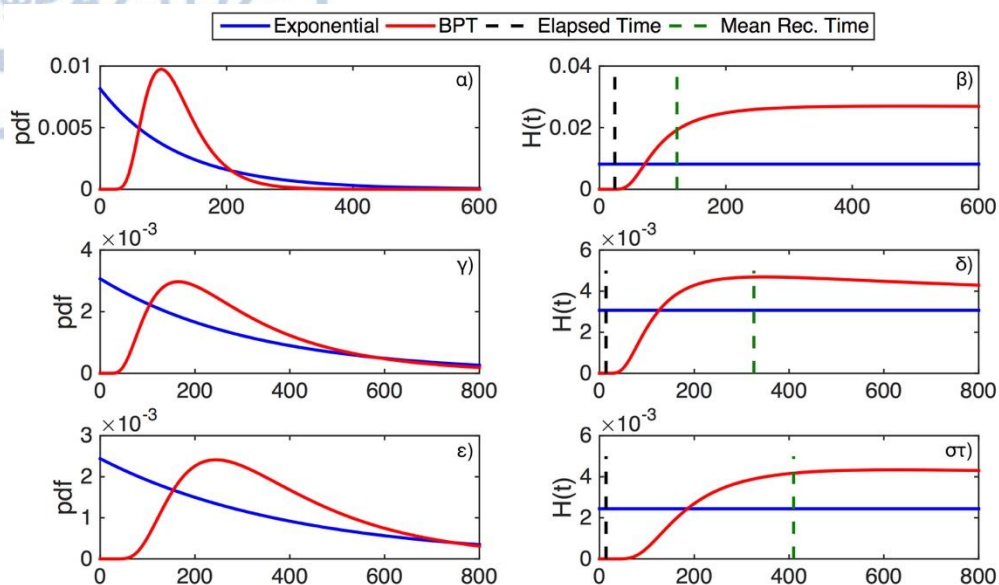


Σχήμα 4.10 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το 1° βόρειο ρήγμα της Ζακύνθου (α, β), το βορειοδυτικό ρήγμα της Ζακύνθου (γ, δ), 2° βορειο ρήγμα της Ζακύνθου (ε, στ) και το ρήγμα της Κυλλήνης (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.



Σχήμα 4.11 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το κεντρικό ρήγμα της Ζακύνθου (α, β), το νότιο ρήγμα της Ζακύνθου (γ, δ), το νοτιοδυτικό ρήγμα της Ζακύνθου (ε, στ) και το ρήγμα των Φιλιατρών (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Το επόμενο ρήγμα που αναπτύσσεται στην ζώνη είναι αυτό των Φιλιατρών, για το οποίο το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος $M_{max_obs} \pm \Delta M = 7.0 \pm 0.3$, που συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1947. Σύμφωνα με τις εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης αυτό είναι το ρήγμα της ζώνης με την υψηλότερη περιοδικότητα ($\alpha=0.3$) και μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=276.4$ έτη για σεισμούς με μεγέθη $M_{max_obs} \pm \Delta M = 7.0 \pm 0.3$. Από την εφαρμογή των στατιστικών κατανομών στις παραμέτρους του μέσου χρόνου επανάληψης του, που φαίνονται στα Σχήματα 4.11ζ και 4.11η, προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης του από τον προηγούμενο σεισμό βρίσκεται σε σημαντικά μεγάλη απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης του και σε χρόνο όπου η συνάρτηση διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής έχει υψηλότερες τιμές από της BPT. Η ίδια εικόνα προκύπτει και για τα 3 ρήγματα, δυτικό, κεντρικό και ανατολικό, της Μεθώνης, (Σχήματα 4.12α,β, 4.12γ,δ και 4.12ε,στ, αντίστοιχα) τα οποία συνδέονται με τους σεισμούς του 1997 και του 2008.

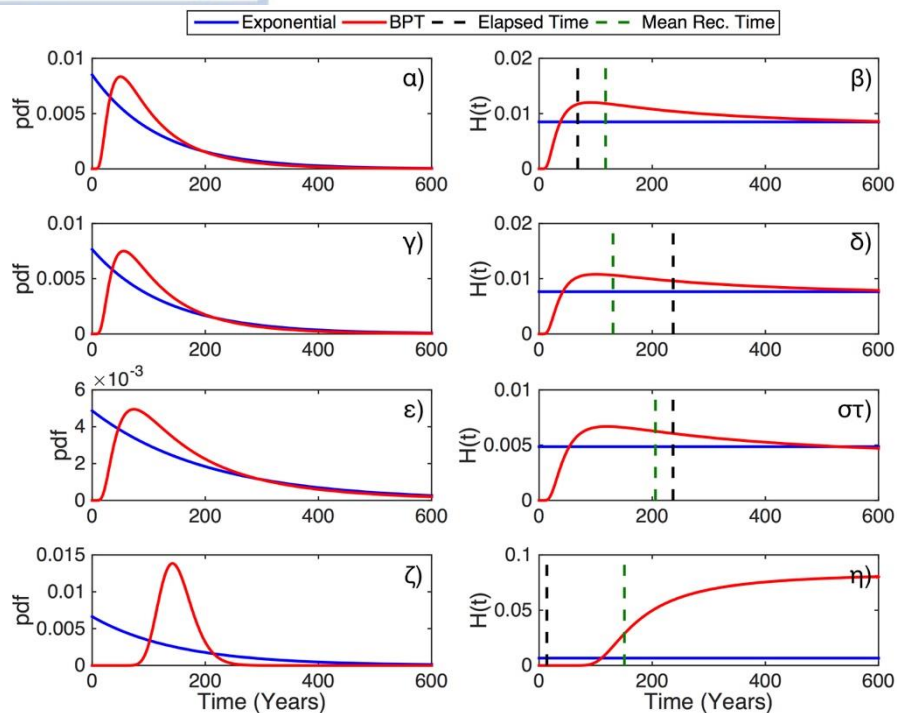


Σχήμα 4.12 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα δυτικό (α, β), κεντρικό (γ, δ) και ανατολικό (ε, στ) ρήγματα της Μεθώνης. Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Σχετικά με τις πιθανότητες διάρρηξης για τα ρήγματα της ζώνης, οι οποίες δίνονται στο Πίνακα 4.1, οι υψηλότερες τιμές προκύπτουν για το οριζόντιας μετατόπισης βορειοδυτικό ρήγμα της Ζακύνθου για το οποίο οι τιμές που εκτιμήθηκαν είναι ίσες με 0.14, 0.27 και 0.37 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και 0.19, 0.34 και 0.46, αντίστοιχα, για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη σύμφωνα με το μοντέλο BPT για σεισμούς με μεγέθη $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.2 \pm 0.2$. Για όλα τα υπόλοιπα ρήγματα της Ζώνης οι πιθανότητες σημαντικά χαμηλότερες και με την χρονο-ανεξάρτητη και με τη χρονο-εξαρτημένη προσέγγιση, με αυτές του μοντέλου BPT να είναι συγκριτικά χαμηλότερες από τις αντίστοιχες που προέκυψαν από το Εκθετικό.

Οι εφαρμογές της Εκθετικής κατανομής και της BPT Κατανομής για τα 7 ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης αυτής της ζώνης της δυτικής Ελλάδας και της δυτικής Πελοποννήσου φαίνονται στα Σχήματα 4.13 και 4.14. Όπως έχει ήδη αναφερθεί προηγουμένως τα 4 από τα 7 ρήγματα παρουσιάζουν τιμές συντελεστή μεταβλητότητας του μέσου χρόνου επανάληψης τους μεταξύ των τιμών 0.8–0.9 (Πίνακας 4.1), εμφανίζοντας υψηλής απεριοδικότητας συμπεριφορά. Ξεκινώντας από το ρήγμα της Κατούνας με μέσο χρόνο επανάληψης $T_r = 117.5$ έτη και απεριοδικότητα $\alpha = 0.8$, από τη γραφική παράσταση των συναρτήσεων διακινδύνευσης (Σχήμα 4.13β) προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό με μέγεθος $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.3 \pm 0.3$ (68.19 έτη) βρίσκεται στο χρονικό σημείο όπου οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT Κατανομής παρουσιάζει υψηλότερες τιμές από αυτή της Εκθετικής,

προσεγγίζοντας τη μέγιστη τιμή της καθώς παράλληλα προσεγγίζει και τον το μέσο χρόνο επανάληψης.

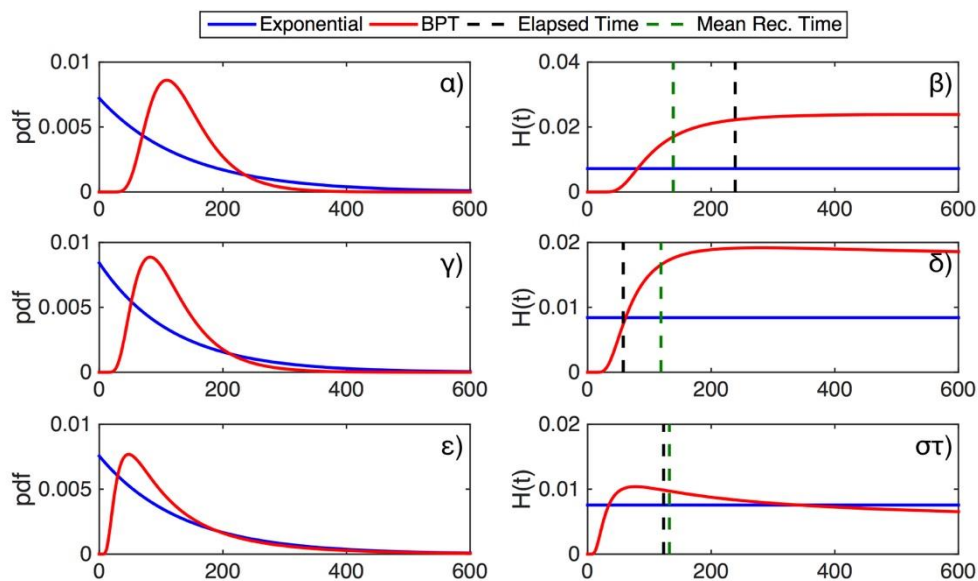


Σχήμα 4.13 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Κατουνας (α, β), το ρήγμα Ρίου-Πάτρας (γ, δ), το ρήγμα της Πάτρας (ε, στ) και το ρήγμα της Κάτω Αχαΐας (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Η ίδια εικόνα παρατηρείται και για τα ρήγματα του Ρίου-Πάτρας και Πάτρας (Σχήματα 4.13δ και 4.13στ, αντίστοιχα), με επίσης υψηλές τιμές απεριοδικότητας ($\alpha=0.8$ και $\alpha=0.9$, αντίστοιχα). Για το ρήγμα της Πάτρας προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης από τον μόνο σεισμό με τον οποίο συνδέεται έχει υπερβεί το μέσο εκτιμώμενο χρόνο επανάληψης (μαύρη και πράσινη διακεκομμένες γραμμές στο Σχήμα 4.13στ, αντίστοιχα). Για τις περιπτώσεις αυτές, οι τιμές των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού για σεισμούς με τα αντίστοιχα μέγιστα μεγέθη για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη είναι υψηλότερες με την προσέγγιση του BPT μοντέλου (υψηλής απεριοδικότητας) σε σύγκριση με αυτές του Εκθετικού μοντέλου (Πίνακας 4.1).

Το ρήγμα της Κάτω Αχαΐας, που συνδέεται με το σεισμό με $M_w=6.4$ του 2008, είναι το ρήγμα που εμφανίζει την υψηλότερη περιοδικότητα μεταξύ των 7, με την τιμή να είναι ίση με $\alpha=0.2$, όπως αυτή προέκυψε από την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης που είναι ίσος με $T_r=150.7$ έτη. Ο συνδυασμός των παραμέτρων του με τον περιορισμένο χρόνο παρέλευσης από τη γένεση του προηγούμενου σεισμού αντικατοπτρίζεται γραφικά στο Σχήμα 4.13η, όπου

φαίνεται ότι βρίσκεται στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου με τις τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής να είναι χαμηλότερες από τις αντίστοιχες της Εκθετικής. Το γεγονός αυτό είναι εμφανές και στις τιμές των πιθανοτήτων γένεσης, οι οποίες είναι οι χαμηλότερες που εκτιμήθηκαν για τη ζώνη (Πίνακας 4.1). Μάλιστα αυτές που εκτιμήθηκαν με τη BPT κατανομή είναι πολλές τάξεις μεγέθους χαμηλότερες από τις αντίστοιχες του Εκθετικού μοντέλου. Περνώντας στα υπόλοιπα 3 ρήγματα της ζώνης, τα ρήγματα του Λάδωνα και της Μεγαλόπολης εμφανίζουν ενδιάμεσες τιμές απεριοδικότητας ($\alpha=0.4$ και $\alpha=0.5$, αντίστοιχα), όμως παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές σε σχέση με το χρόνο παρέλευσης των τελευταίων σεισμών που έγιναν σε αυτά. Ειδικότερα, για το ρήγμα του Λάδωνα προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης του έχει ξεπεράσει τον μέσο χρόνο επανάληψης του, γεγονός που σε συνδυασμό με τη χρονο-εξαρτημένη προσέγγιση το κάνει να βρίσκεται σε ώριμο στάδιο του σεισμικού κύκλου, όπου οι πιθανότητες γένεσης του μοντέλου BPT είναι σημαντικά υψηλότερες από αυτές του Εκθετικού μοντέλου (Πίνακας 4.1).



Σχήμα 4.14 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα του Λάδωνα (α, β), το ρήγμα της Μεγαλόπολης (γ, δ) και το ρήγμα της Κυπαρισσίας (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Αντίθετα, ο χρόνος παρέλευσης του ρήγματος της Μεγαλόπολης απέχει σημαντικά από τον μέσο χρόνο επανάληψης και βρίσκεται στο χρονικό σημείο όπου οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών συμπίπτουν (Σχήμα 4.14δ). Τέλος, για το ρήγμα της Κυπαρισσίας, που ο μέσος χρόνος επανάληψης σεισμών με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.5 \pm 0.3$ που εκτιμήθηκε εμφανίζει υψηλή απεριοδικότητα ($\alpha=0.9$), ο χρόνος παρέλευσης από τον

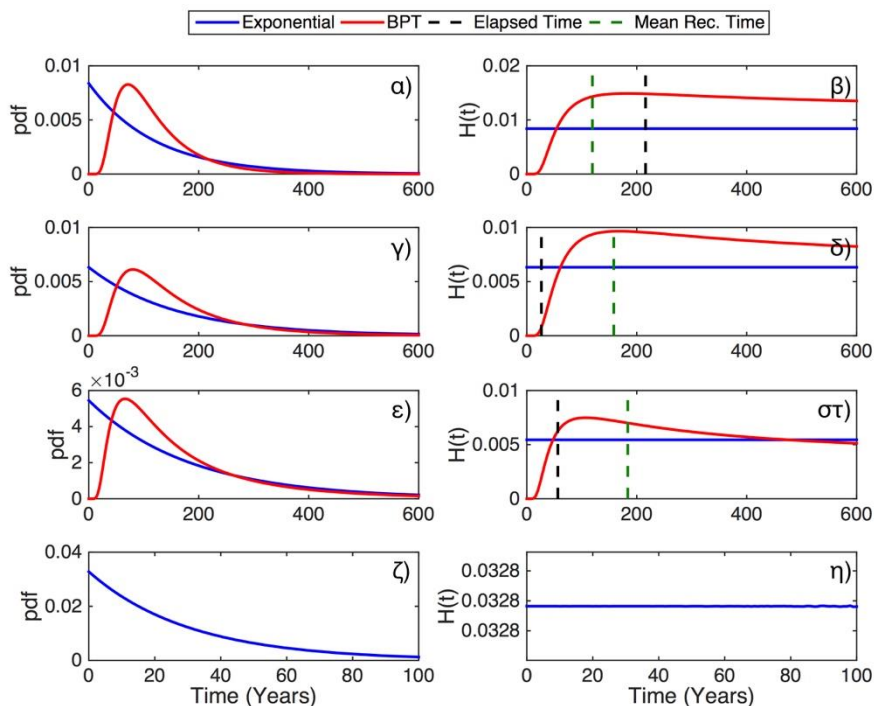
προηγούμενο σεισμό αντίστοιχου μεγέθους που είναι ίσος με 122.94 έτη, τείνει να προσεγγίσει το μέσο χρόνο επανάληψης στο τμήμα των καμπυλών των συναρτήσεων διακινδύνευσης όπου οι τιμές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου μειώνονται, τείνοντας και αυτές με τη σειρά τους να προσεγγίσουν τις τιμές του Εκθετικού. Το γεγονός αυτό είναι επίσης εμφανές και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού που αντιστοιχούν στα δύο μοντέλα, οι οποίες είναι ίσες με 0.06, 0.12, και 0.18 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και ίσες με 0.08, 0.16 και 0.20 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το μοντέλο BPT (Πίνακας 4.1).

Τα κανονικά ρήγματα της ζώνης ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου εμφανίζουν τιμές ενδιάμεσης απεριοδικότητας που κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 0.6 και 0.7 για τα 11 από τα 13. Το ρήγμα που σύμφωνα με τις εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης εμφανίζει υψηλή απεριοδική συμπεριφοράς είναι αυτό της Ελίκης, που έχει τιμές της παραμέτρου α ίση με $\alpha=0.9$. Αντίθετα, το ρήγμα της Ακράτας, που είναι το μικρότερον διαστάσεων μεταξύ των 13, είναι αυτό που εμφανίζει ήμι-περιοδική συμπεριφοράς. Υπενθυμίζεται ότι το ρήγμα αυτό δεν έχει συνδεθεί με κανένα γνωστό σεισμό και ότι το μέγιστο μέγεθος τους έχει εκτιμηθεί ως το μέγιστο αναμενόμενο με βάση το μήκος του. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα για το ρήγμα της Ακράτας να εφαρμοστεί μόνο το χρονο-ανεξάρτητο στατιστικό μοντέλο (Σχήμα 4.15ζ,η).

Ξεκινώντας από τα ρήγματα του νότιου Κορινθιακού κόλπου και από τα δυτικά προς τα ανατολικά προκύπτει ότι για το ρήγμα του Ψαθοπύργου με μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=119.4$ έτη, ο χρόνο παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό που έχει συνδεθεί (215.93 έτη) έχει περάσει στο τμήμα των καμπυλών των συναρτήσεων διακινδύνευσης όπου οι τιμές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου είναι κατά πολύ υψηλότερες από αυτές του Εκθετικού (Σχήμα 4.15β). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα και τις αυξημένες τιμές πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης του ρήγματος και για σεισμό με $M_{max_obs} \pm \Delta M = 6.3 \pm 0.3$ να παίρνουν τιμές ίσες με 0.13, 0.24 και 0.33 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο.

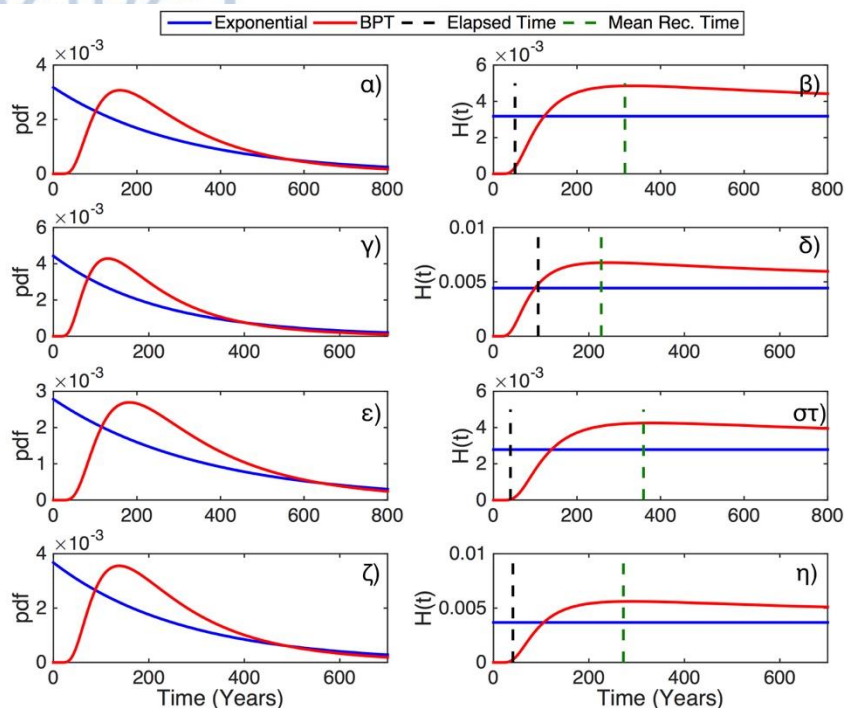
Για τα ρήγματα του Αιγίου και της Ελίκης που οι πιο πρόσφατοι σεισμοί, που συνδέονται με αυτά είναι αυτοί του 1995 και του 1963, αντίστοιχα, προκύπτει ότι με βάση τους χρόνους παρέλευσης τους βρίσκονται στη χρονική περίοδο που αντιπροσωπεύει σχετικά πρώιμα στάδια ενός νέου σεισμικού κύκλου σύμφωνα με τις αντίστοιχες εφαρμογές των μοντέλων BPT για κάθε ένα από αυτά (Σχήματα 4.15δ και 4.16στ, αντίστοιχα). Οι αντίστοιχες τιμές των

πιθανοτήτων γένεσης για τα αντίστοιχα μέγιστα μεγέθη του κάθε ρήγματος παίρνουν μικρές έως και ενδιάμεσες τιμές τόσο για το Εκθετικό μοντέλο, όσο και για το μοντέλο BPT, με τις τιμές για το ρήγμα της Ελίκης να είναι υψηλότερες λόγω του μεγαλύτερου χρόνου παρέλευσης.



Σχήμα 4.15 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα του Ψαθοπύργου (α, β), του Αιγίου (γ, δ), της Ελίκης (ε, στ) και της Ακράτας (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή (εκτός από τη ρήγμα της Ακράτας που δεν έχει συνδεθεί με κάποιο γνωστό σεισμό).

Περνώντας ανατολικότερα, το ρήγμα του Ξυλοκάστρου βρίσκεται και αυτό σε πρώιμο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου έπειτα από τον τελευταίο σεισμό που συνδέεται με αυτό (1970 με $M_w=6.2$) σύμφωνα με το μοντέλο BPT (Σχήμα 4.16β). Το ίδιο συμβαίνει και για τα ρήγματα του Σχίνου, του Αλεποχωρίου (Σχήματα 4.16στ και 4.16η) και του Καπαρελίου (Σχήμα 4.17β) που συνδέονται με τους 3 ισχυρούς σεισμούς του 1981. Αντίθετα, για το ρήγμα της Περαχώρας (Σχήμα 4.16δ), που ο χρόνος παρέλευσης τους είναι ίσος με 93.96 έτη, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής έχουν αυξητική τάση, προσεγγίζοντας τη μέγιστη τιμή της, ενώ παράλληλα συμπίπτουν με τη καμπύλη της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι εκτιμώμενες πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης των δύο μοντέλων για το ρήγμα της Περαχώρας να είναι ίσες για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (Πίνακας 4.1).

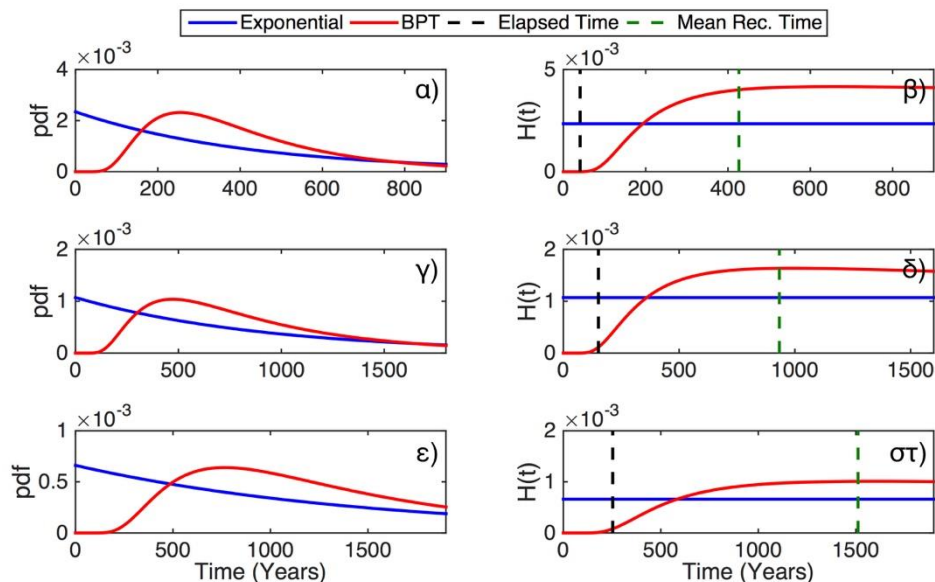


Σχήμα 4.16 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα του Ξυλοκάστρου (α, β), της Περαχώρας (γ, δ), του Σχίνου (ε, στ) και του Αλεποχωρίου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

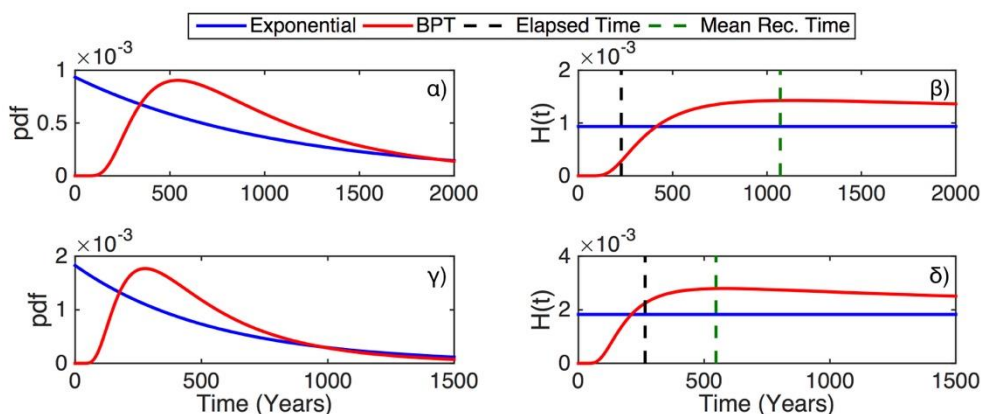
Οι εφαρμογές των στατιστικών κατανομών για τα υπόλοιπα 4 ρήγματα που αφορούν το βόρειο όριο της ζώνης ρηγμάτων (Δελφοί· Σχήματα 4.17γ,δ), Μακρύγιαλος· Σχήματα 4.17ε,στ), Συκιά· Σχήματα 4.18α,β, Μαραθιά· Σχήματα 4.18γ,δ) παρουσιάζουν μία εικόνα πρώιμων σταδίων ενός νέου σεισμικού κύκλου για το κάθε ένα από αυτά, λαμβάνοντας υπόψη το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο BPT και υψηλούς μέσους χρόνους επανάληψης που έχουν εκτιμηθεί για αυτά και για σεισμούς που αντιστοιχούν με το μέγιστο παρατηρούμενο του κάθε ρήγματος.

Συνοψίζοντας, τα αποτελέσματα της εκτίμησης πιθανοτήτων γένεσης των επόμενων σεισμών τ για τα ρήγματα της ζώνης του Κορινθιακού Κόλπου που δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1, προκύπτει ότι οι υψηλότερες εκτιμήσεις τόσο για το Εκθετικό μοντέλο όσο και για το μοντέλο BPT εμφανίζονται για το ρήγμα του Ψαθοπύργου και για σεισμούς με μεγέθη 6.3 ± 0.3 , ενώ ακολουθούν αυτές για το ρήγμα της Ελίκης που είναι ίσες με 0.05, 0.09 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη με το Εκθετικό μοντέλο και ίσες με 0.05, 0.10 και 0.15 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη με το μοντέλο BPT για σεισμού μεγέθη 6.7 ± 0.3 . Ακόμη, πρέπει να σημειωθεί ότι για το ρήγμα της Ακράτας οι πιθανότητες διάρρηξης του Εκθετικού μοντέλου είναι οι υψηλότερες που εκτιμήθηκαν. Από την άλλη πλευρά, οι χαμηλότερες

εκτιμήσεις προκύπτουν για τα ρήγματα του Καπαρελίου, των Δελφών, του Μακρυγιάλου και της Συκιάς, όπου οι χρόνοι επανάληψη είναι ιδιαίτερα υψηλοί και οι χρόνοι παρέλευσης σημαντικά μικρότεροι.



Σχήμα 4.17 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα του Καπαρελίου (α, β), των Δελφών (γ, δ), και του Μακρυγιάλου (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.



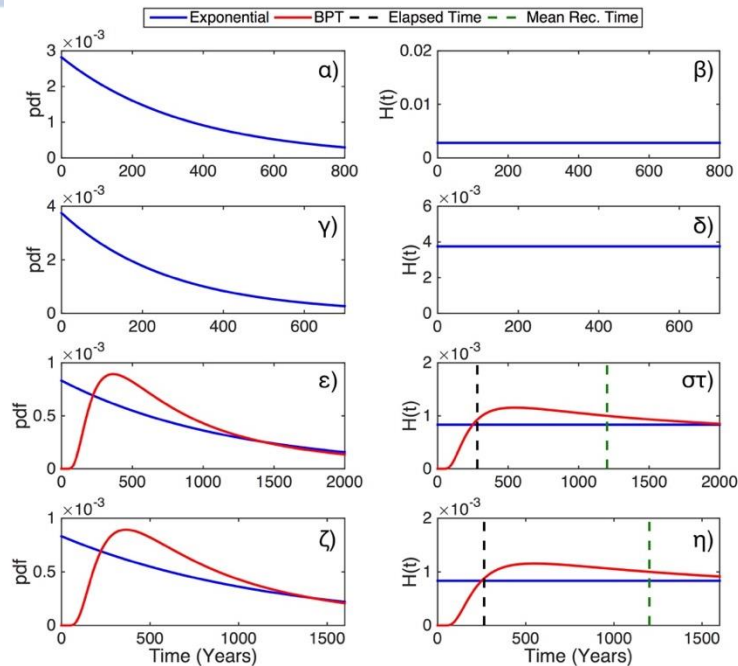
Σχήμα 4.18 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα της Συκιάς (α, β) και του Μαραθιά (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης για τα κανονικά ρήγματα της κεντρικής Ελλάδας φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1 μαζί με τις υπόλοιπες παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή των στατιστικών μοντέλων και την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης των επόμενων σεισμών για κάθε ένα ρήγμα από τα 14 ρήγματα της

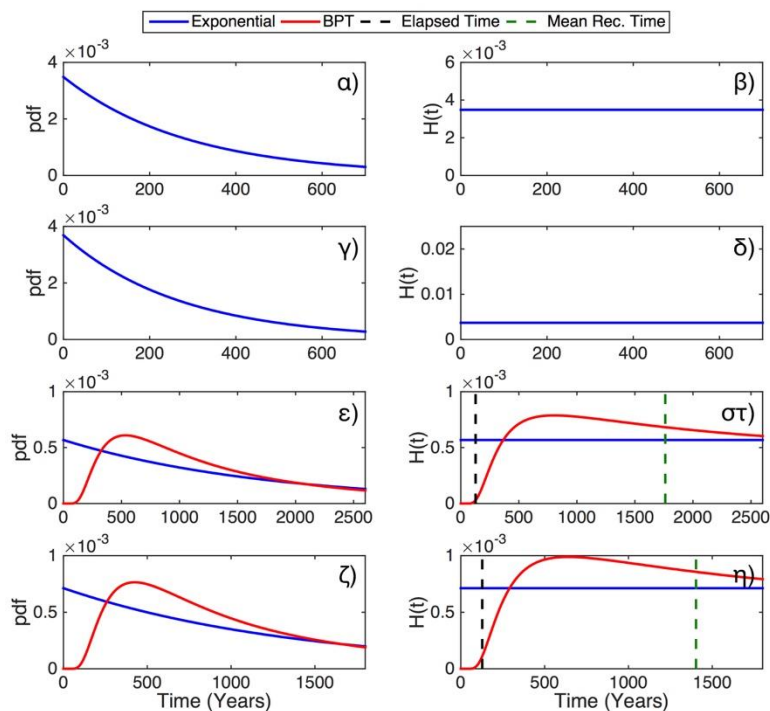
ζώνης. Για 4 από αυτά και συγκεκριμένα, για τα ρήγματα τα ρήγματα του Σπερχιού, της Υπάτης, των Καμένων Βούρλων και της Αρκίτσας η σύνδεση με κάποιο καταγραφμένο σεισμό εντός του διαστήματος αναφοράς που θεωρήσαμε δεν ήταν εφικτή. Έτσι, σε αυτές τις περιπτώσεις εφαρμόστηκε μόνο η Εκθετική κατανομή. Όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα τις εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης για την πλειοψηφία των ρηγμάτων της ζώνης οι τιμές της απεριοδικότητας παρουσιάζουν ιδιαίτερα υψηλές τιμές μεταξύ του 0.7 και του 1.0. Αυτό σημαίνει ότι σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο θα παρουσιάζουν τις μέγιστες τιμές των αντίστοιχων συναρτήσεων διακινδύνευσης στο αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου, αν θεωρήσουμε ότι ο χρόνος $t=0$ σε κάθε τέτοια γραφική παράσταση αντιπροσωπεύει το χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού. Μια τέτοια εικόνα προκύπτει από γραφικές παραστάσεις των αντίστοιχων συναρτήσεων για τα ρήγματα της Αλαμάνας (Σχήμα 4.19ε,στ) και το ρήγμα του Μαλιακού (Σχήμα 4.19η,ζ). Επιπλέον σε αυτές τις δύο περιπτώσεις ο χρόνος παρέλευσης από τους προηγούμενους σεισμούς συμπίπτει με το χρονικό σημείο όπου οι δύο συναρτήσεις διακινδύνευσης τέμνονται, και για αυτό το λόγο οι πιθανότητες γένεσης και των δύο προσεγγίσεων για τα ρήγματα αυτά έχουν όμοιες τιμές για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (Πίνακας 4.1).

Για τα ρήγματα της Αταλάντης και του Μαρτίνου, που επίσης παρουσιάζουν υψηλή απεριοδικότητα σύμφωνα με τις εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης ($\alpha=1.0$), ο χρόνος παρέλευσης βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τους εκτιμώμενους μέσους χρόνους επανάληψης και στο τμήμα των συναρτήσεων διακινδύνευσης όπου οι τιμές της συνάρτησης του χρονο-εξαρτημένου μοντέλου είναι σημαντικά χαμηλότερες από τις αντίστοιχες του Εκθετικού (Σχήμα 4.10στ και Σχήμα 4.10η, για τα ρήγματα της Αταλάντης και του Μαρτίνου, αντίστοιχα). Συνεχίζοντας με τα ρήγματα της Ερέτριας, του Σχηματαρίου και του Ωρωπού, αυτά εμφανίζουν μέσους χρόνους επανάληψης ίσους με $T_r=264.3$, $T_r=139.4$ και $T_r=132.4$ έτη, αντίστοιχα, ενώ η απεριοδικότητα και των δύο είναι ίση με $\alpha=0.9$, $\alpha=0.7$ και $\alpha=0.7$, αντίστοιχα. Από τα διαγράμματα των συναρτήσεων διακινδύνευσης (Σχήματα 4.21β, 4.21δ και 4.21στ, αντίστοιχα) προκύπτει ότι και στις 3 περιπτώσεις ο χρόνος παρέλευσης από τους προηγούμενους σεισμούς που συνδέονται με το κάθε ρήγμα προσεγγίζει τον μέσο χρόνο επανάληψης και βρίσκεται χρονικά στο τμήμα της καμπύλης όπου οι αντίστοιχες συναρτήσεις διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου έχουν τις μέγιστες τιμές τους, κάτι που

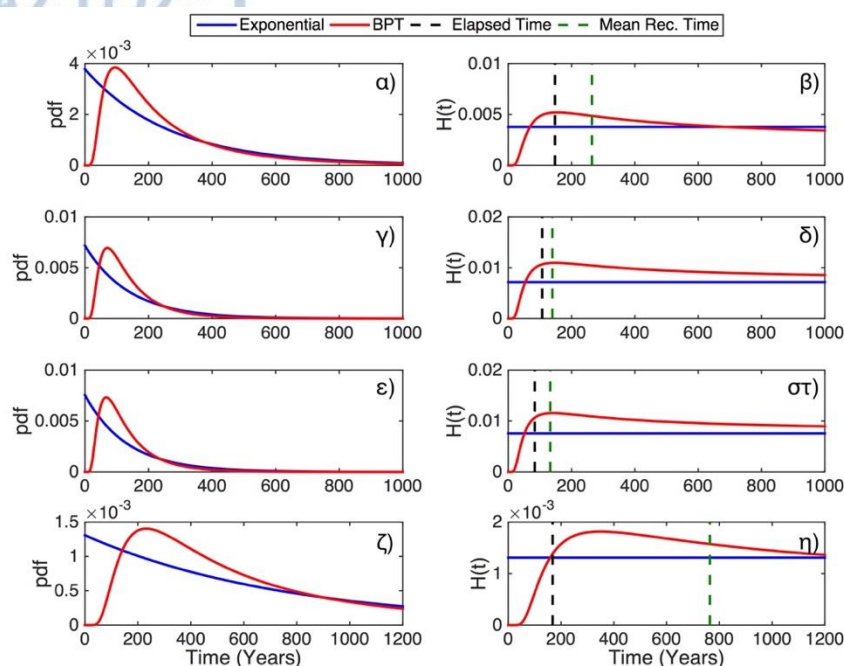
αποτυπώνεται και στις τιμές των αντίστοιχων πιθανοτήτων, οι οποίες είναι και οι υψηλότερες που εκτιμήθηκαν τα ρήγματα της ζώνης



Σχήμα 4.19 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα του Σπερχιού (α, β), της Υπάτης (γ, δ), της Αλαμάνας (ε, στ) και του Μαλιακού (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

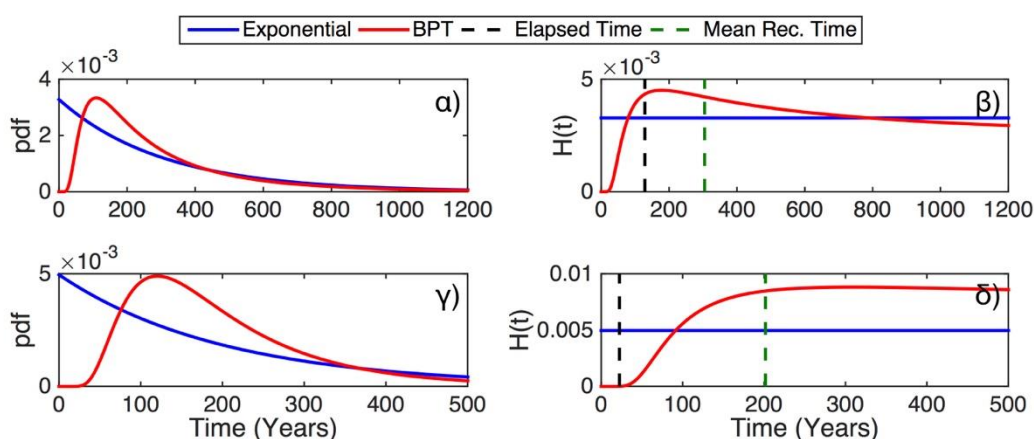


Σχήμα 4.20 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα των Καμένων Βούρλων (α, β), της Αρκίτσας (γ, δ), της Αταλάντης (ε, στ) και του Μαρτίνου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.



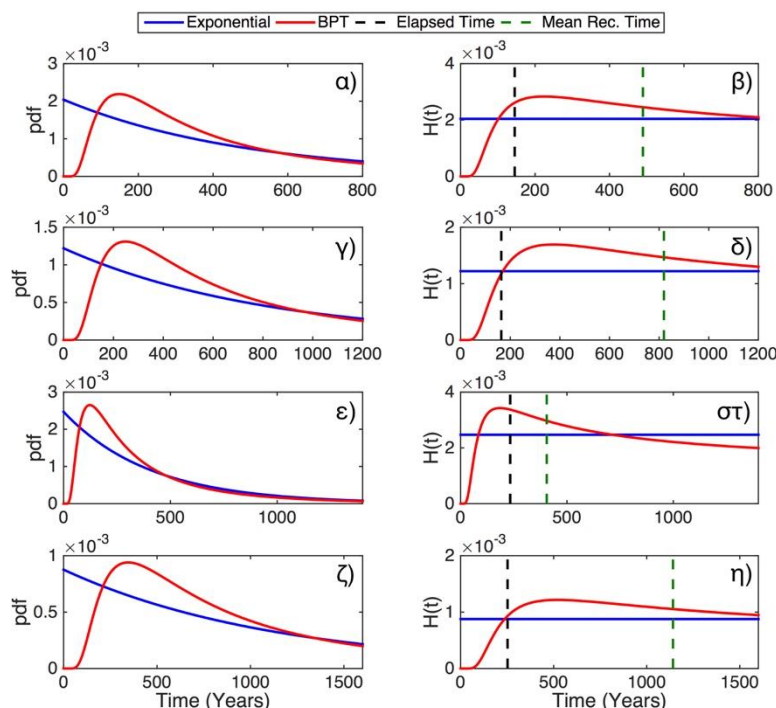
Σχήμα 4.21 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα της Ερέτριας (α, β), του Σχηματαρίου (γ, δ), του Ωρωπού (ε, στ) και το ανατολικό ρήγμα των Ερυθρών (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι χαμηλότερες εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης είναι αυτές για το ρήγμα που συνδέεται με τον σεισμό της Αθήνας του 1999. Από το Σχήμα 4.22δ όπου διακρίνονται οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δυο μοντέλων προκύπτει ότι οι τιμές της σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου παίρνουν πολύ χαμηλές τιμές στο χρονικό διάστημα που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 22.32 ετών από το σεισμό του 1999.

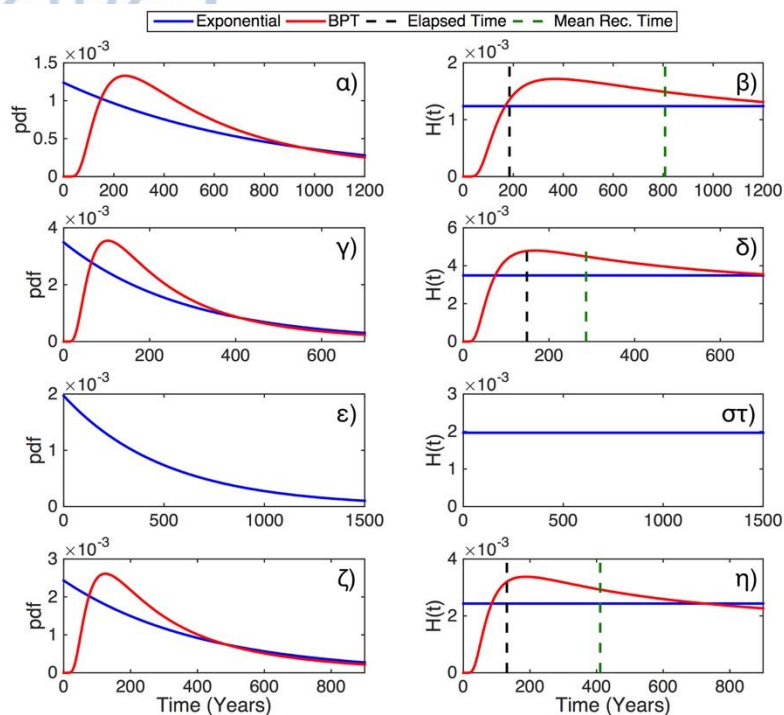


Σχήμα 4.22 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το δυτικό ρήγμα των Ερυθρών (α, β) και το ρήγμα Αθήνα - 1999 (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης για τα 8 κανονικά ρήγματα της ανατολικής Πελοποννήσου που προηγήθηκε κατέληξε σε αποτελέσματα που κυμαίνονται στις τάξεις των περίπου $T_r=300$ έως και $T_r=1110$ ετών, ενώ παράλληλα οι αντίστοιχες τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας είναι ιδιαίτερα υψηλές. Στις 7 από τις 8 περιπτώσεις η παράμετρος της απεριοδικότητας είναι ίση με τη μονάδα ($\alpha=1.0$), που υποδηλώνει υψηλά απεριοδική συμπεριφορά. Υπενθυμίζεται ότι για το ρήγμα της Ύδρας εφαρμόστηκε μόνο η Εκθετική κατανομή, καθώς για το ρήγμα αυτό δεν προέκυψε σύνδεση με κάποιο από τους καταγεγραμμένους σεισμούς εντός του χρονικού διαστήματος αναφοράς για την περιοχή. Στις υπόλοιπες περιπτώσεις εφαρμόστηκαν τόσο το χρονο-ανεξάρτητο όσο και το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Οι εφαρμογές των των μοντέλων φαίνονται στα Σχήματα 4.23 και 4.23. Λόγω της ιδιαίτερα υψηλής απεριοδικότητας που χαρακτηρίζει τους μέσους χρόνους επανάληψης, οι τιμές των πιθανοτήτων που εκτιμήθηκαν είναι της ίδιας τάξης μεγέθους τόσο για το Εκθετικό όσο και για το BPT μοντέλο. Ενδεικτικά, για το ρήγμα των Κεχριών με μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=489.8$ έτη και απεριοδικότητα $\alpha=1.0$ οι τιμές των πιθανοτήτων γένεσης για σεισμό με μέγιστο μέγεθος ίσο με $M_{max_obs}=6.1\pm 0.3$ εκτιμήθηκαν ίσες με μεταξύ των τιμών 0.01 και 0.04 με το Εκθετικό μοντέλο και 0.02 και 0.06 με το μοντέλο BPT.



Σχήμα 4.23 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα των Κεχριών (α, β), της Αλμυρής (γ, δ), το δυτικό ρήγμα του Άργους (ε, στ) και το ανατολικό ρήγμα του Άργους (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

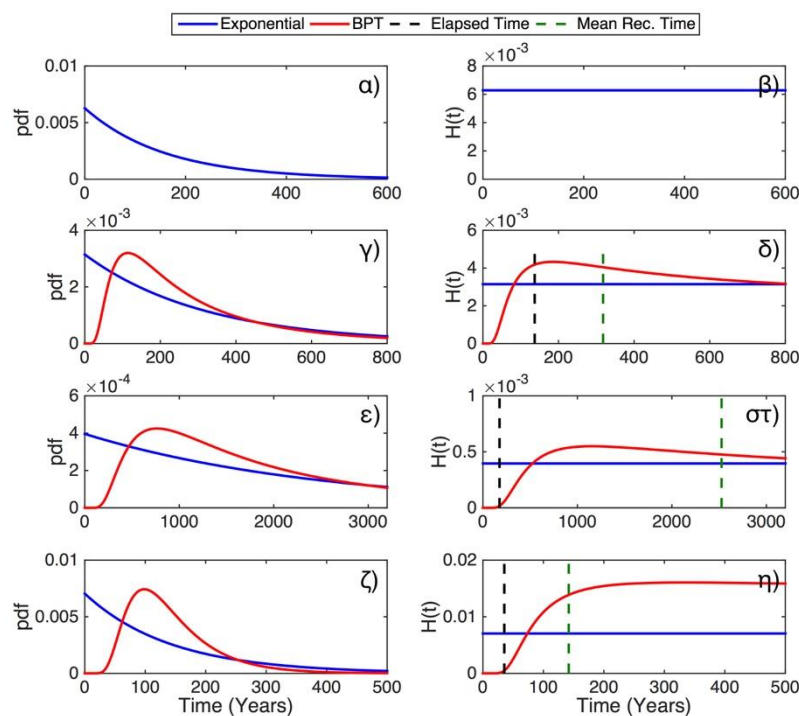


Σχήμα 4.24 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το δυτικό της Επιδαύρου (α, β), το ανατολικό ρήγμα της Επιδαύρου (γ, δ), για το ρήγμα της Υδρας (ε, στ) και το ρήγμα της Κύθνου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τα αποτελέσματα της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης για τα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Βορρά–Νότου της νότιας Πελοποννήσου κατέληξαν σε τιμές που παρουσιάζουν εύρος τιμών μεταξύ των $T_r=159$ και $T_r=141$ ετών για τα ρήγματα της Φαλάνθης και της Καλαμάτας, αντίστοιχα, έως και περίπου $T_r=1800$ έτη για το ρήγμα της Σπάρτης. Στις περισσότερες περιπτώσεις (7 από τα 8 ρήγματα που καθορίστηκαν στο Κεφάλαιο 3) ο συντελεστής μεταβλητότητας της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης κυμαίνεται μεταξύ των τιμών $C_v=0.9$ και $C_v=1.0$, υποδηλώνοντας υψηλά απεριοδική συμπεριφοράς. Η μόνη εξαίρεση μεταξύ των ρηγμάτων είναι αυτό της Καλαμάτας, για το οποίο η τιμή του συντελεστή μεταβλητότητας είναι ίση με $C_v=0.5$, που χαρακτηρίζει ημι-περιοδική συμπεριφορά του χρόνου επανάληψης (Πίνακας 4.1).

Στα Σχήματα 4.25 και 4.25 φαίνονται οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και οι αντίστοιχες συναρτήσεις διακινδύνευσης για το Εκθετικό και το BPT μοντέλο. Υπενθυμίζεται ότι για το ρήγμα της Φαλάνθης (Σχήματα 4.25α,β) εφαρμόστηκε μόνο το Εκθετικό μοντέλο, ελλείψει σύνδεσης του ρήματος αυτού σε κάποιο καταγεγραμμένο σεισμό. Με βάση αυτό το μοντέλο οι πιθανότητες διάρρηξης για το ρήγμα της Φαλάνθης και για σεισμό με $M_{max}=5.8\pm 0.3$ είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Περνώντας στα

υπόλοιπα επτά ρήγματα που εφαρμόστηκαν και τα δύο μοντέλα, για το ρήγμα του Πηδήματος που συνδέθηκε με το σεισμό του 1885 με μέγεθος $M_w=6.0$, ο χρόνος παρέλευσης του (διακεκομμένη γραμμή μαύρου χρώματος στο Σχήμα 4.25δ) βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης που υπολογίστηκε (136.76 και 317.9 έτη, αντίστοιχα), ενώ βρίσκεται και στο χρονικό σημείο όπου η συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής λαμβάνουν τις μέγιστες τιμές της, που παράλληλα είναι υψηλότερες από αυτές της Εκθετικής κατανομής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι πιθανότητες γένεσης για τα επόμενα 30 έτη για αυτό το ρήγμα είναι ελαφρώς υψηλότερες θεωρώντας το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (Πίνακας 4.1). Αντίθετα, για το ρήγμα του Ασπροχώματος οι πιθανότητες του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου είναι σημαντικά χαμηλότερες από αυτές του Εκθετικού μοντέλου για τα επόμενα 30 έτη.

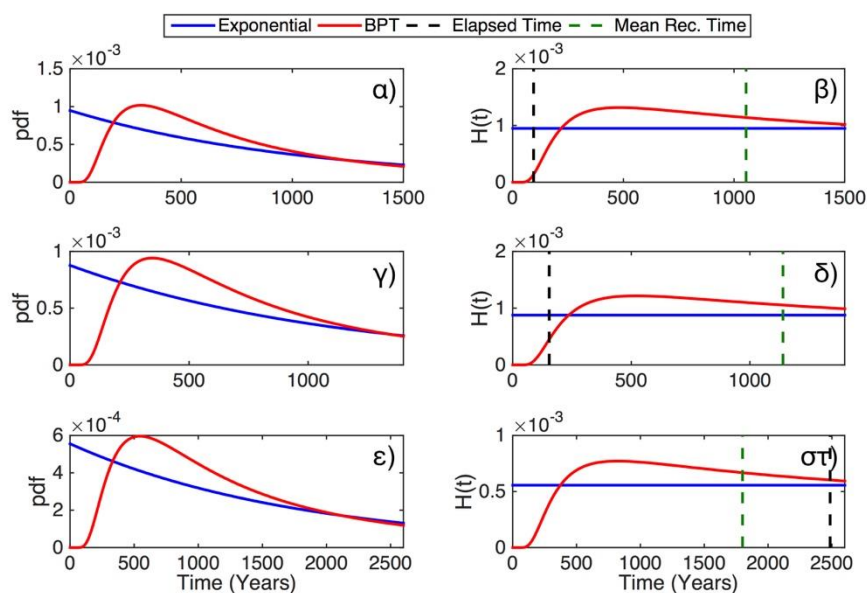


Σχήμα 4.25 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα της Φαλάνθης (α, β), του Πηδήματος (γ, δ), του Ασπροχώματος (ε, στ) και της Καλαμάτας (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Για το ρήγμα της Καλαμάτας, που συνδέεται με τον σεισμό του 1986 με μέγεθος $M_w=6.0$, και ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με, $T_r=141.9$ έτη, και παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφοράς ($Cv=0.5$), ο χρόνος παρέλευσής του βρίσκεται στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα σε μεγάλη απόσταση από το μέσο χρόνο επανάληψης του (διακεκομμένη πράσινη γραμμή στο Σχήμα 4.25στ) και στο διάστημα όπου οι τιμές της

συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής έχουν σημαντικά χαμηλότερες τιμές από αυτές της Εκθετικής. Οι αντίστοιχες πιθανότητες διάρρηξης του ρήγματος για σεισμό με $M_{max}=6.0\pm 0.2$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 χρόνια είναι ίσες με 0.01, 0.03 και 0.07, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο και ίσες με 0.07, 0.13 και 0.18, αντίστοιχα.

Τα ρήγματα της Τράχηλας και της Αρεόπολης, που τα μέγιστα μεγέθη σεισμών με τα οποία συνδέθηκαν είναι ίσα με $M_{max}=6.4\pm 0.3$ και $M_{max}=6.8\pm 0.3$, αντίστοιχα, και αφορούν τους σεισμούς του 1927 και 1867, αντίστοιχα, εμφανίζουν υψηλής απεριοδικότητας συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης ($Cv=1.0$), ενώ οι μέσοι χρόνοι επανάληψης που εκτιμήθηκαν για αυτά ($T_r=1054.6$ και $T_r=1139.9$ έτη, αντίστοιχα) βρίσκονται σε μεγάλη χρονική απόσταση από το χρόνο παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών (Σχήματα 4.26δ και 4.26στ) και στο χρονικό διάστημα όπου οι συναρτήσεις διακινδύνευσης της BPT κατανομής (συνεχείς κόκκινες γραμμές στα Σχήματα 4.26δ και 4.26στ) ξεκινούν να αυξάνουν τις τιμές. Ο σταθερός ρυθμός διακινδύνευσης του Εκθετικού μοντέλου και στις δύο περιπτώσεις είναι υψηλότερος για τους αντίστοιχους χρόνους παρέλευσης.



Σχήμα 4.26 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για τα ρήγματα της Τραχήλας (α, β), της Αρεόπολης (γ, δ) και της Σπάρτης (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τέλος, για το ρήγμα της Σπάρτης που σχετίζεται με το σεισμό του 464 π.Χ. με μέγιστο μέγεθος $M_{max}=6.8\pm 0.3$ ο χρόνος παρέλευσης από το σεισμό αυτό (2486 έτη) έχει ξεπεράσει το μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε και είναι ίσος με $T_r=1799.4$ έτη και βρίσκεται στο χρονικό διάστημα όπου οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο μοντέλων τείνουν να

ταυτιστούν, καθώς αυτή του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου μειώνεται. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα και οι αντίστοιχες πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού που εκτιμήθηκαν για τα δύο μοντέλα και για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη να είναι ίσες (Πίνακας 4.1).

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής των στατιστικών μοντέλων για τα ανάστροφα ρήγματα της ζώνης του νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου φαίνονται στα Σχήματα 4.27–4.29, ενώ οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή τους και μαζί με τις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη δίνονται στον Πίνακα 4.1. Ξεκινώντας από τη περίπτωση της διάρρηξης του συνόλου του νοτιοδυτικού Μετώπου της Κατάδυσης, που συνδέεται με τον σεισμό με μέγεθος $M=8.3$ του 365, ο χρόνος παρέλευσης του είναι ίσος με 1656.9 έτη, στο χρονικό σημείο όπου οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής έχουν σταθερές και υψηλότερες τιμές από τις αντίστοιχες της Εκθετικής. Και στις δύο περιπτώσεις είναι οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M=8.3\pm 0.3$ είναι ιδιαίτερα χαμηλές ($3\cdot 10^{-3}$, $6\cdot 10^{-3}$ και 0.01 για το Εκθετικό μοντέλο και $5\cdot 10^{-3}$, $9\cdot 10^{-3}$ και 0.01 για το BPT μοντέλο, για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα), λόγω του ιδιαίτερα υψηλού μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκε ($T_r=2515.1$ έτη) και μεγάλης χρονικής απόστασης του από τον χρόνο παρέλευσης.

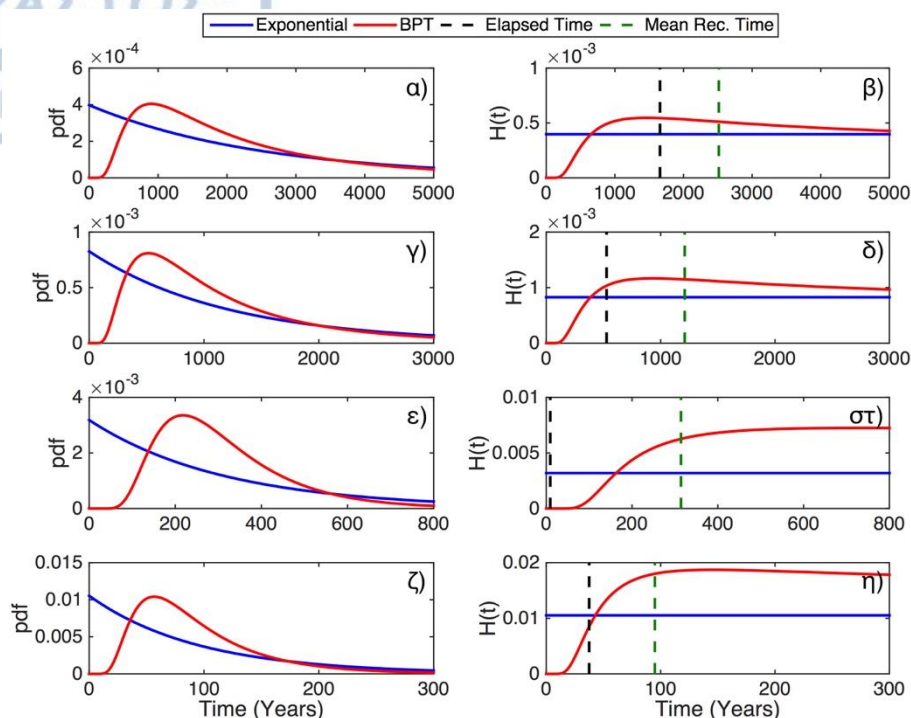
Περνώντας στα ρήγματα που διαιρέθηκε στο Κεφάλαιο 3, αυτά παρουσιάζουν εύρος απεριοδικότητας που κυμαίνεται μεταξύ του $\alpha=0.3$ έως $\alpha=0.8$. Οι υψηλές τιμές απεριοδικότητας συνδέονται με τα δύο τμήματα ρηγμάτων που αναπτύσσονται στο βορειοδυτικό και νοτιοανατολικό άκρο του ($\alpha=0.8$ και $\alpha=0.7$, αντίστοιχα), που συνδέονται και με τα μεγαλύτερα μεγέθη σεισμών των τμημάτων ρηγμάτων του Μετώπου ($M_{max}=7.5\pm 0.3$ και $M_{max}=7.3\pm 0.3$, αντίστοιχα). Από τις συναρτήσεις διακινδύνευσης που αφορούν το βορειοδυτικό ρήγμα του Μετώπου (Σχήμα 4.27δ) προκύπτει ότι για τον χρόνο που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης από το προηγούμενο σεισμό με $M_{max}=7.5\pm 0.3$, η καμπύλη της συνάρτησης της BPT κατανομής παίρνει τις μέγιστες τιμές της που είναι υψηλότερες από αυτές της Εκθετικής, κάτι το οποίο αποτυπώνεται και στις αντίστοιχες τιμές των πιθανοτήτων που εκτιμήθηκαν (Πίνακας 4.1).

Περνώντας στα τρία κεντρικά ρήγματα που καθορίστηκαν, για το πρώτο από αυτά (κεντρικό ρήγμα–1), που συνδέεται με τους σεισμούς 1681 και 2013, ο μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=341.1$ έτη, ενώ η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.5$. Οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου (συνεχής γραμμή κόκκινου

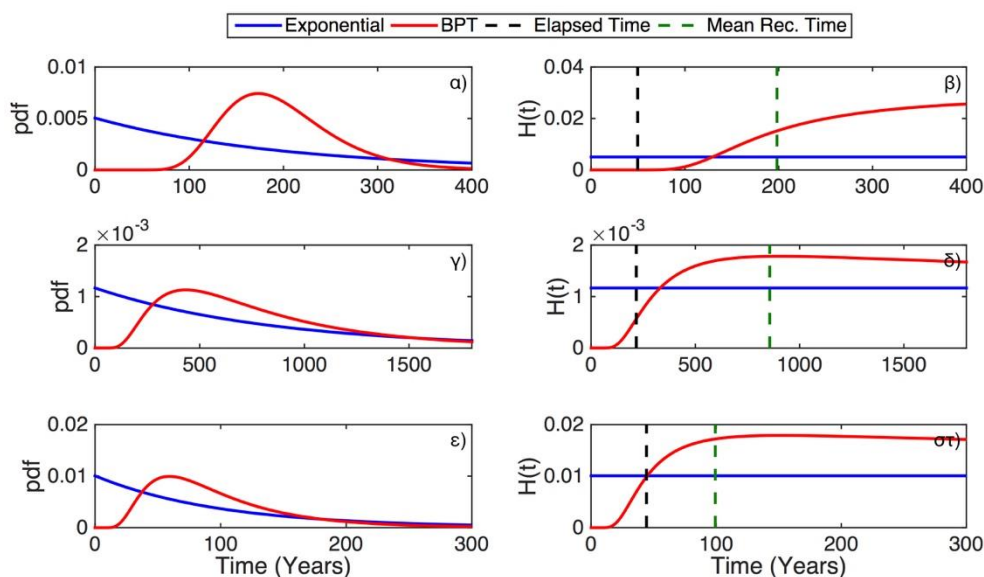
χρώματος στο Σχήμα 4.27στ) που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσης του βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης όπου αντιστοιχεί η έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα, παίρνονται ιδιαίτερα χαμηλές τιμές συγκριτικά με αυτές του Εκθετικού μοντέλου (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος). Αντίθετα, οι συναρτήσεις των δύο μοντέλων σχεδόν συμπίπτουν για το χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού (37.53 έτη· Σεισμός του 1984) για το δεύτερο κεντρικό ρήγμα του Μετώπου (κεντρικό ρήγμα-2), όπως προκύπτει από το Σχήμα 4.27η. Η συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής βρίσκεται στο στάδιο της αύξησης των τιμών της προσεγγίζοντας τη μέγιστη τιμή της. Οι παραπάνω παρατηρήσεις αντικατοπτρίζονται και στις πιθανότητες γένεσης σεισμού με $M_{max}=6.2\pm0.2$, οι οποίες είναι ίσες με 0.10, 0.18 και 0.26 για το Εκθετικό μοντέλο και 0.09, 0.20 και 0.31 για το BPT μοντέλο, για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, και οι οποίες είναι οι υψηλότερες που υπολογίστηκαν για το σύνολο της ζώνης.

Το τρίτο από τα κεντρικά τμήματα που καθορίστηκαν (κεντρικό ρήγμα-3) παρουσιάζει την υψηλότερη περιοδικότητα που εκτιμήθηκε, ίση με $\alpha=0.3$, ενώ ο μέσος χρόνο επανάληψης του για σεισμούς με $M_{max}=6.5\pm0.3$ είναι ίσος με $T_r=198.2$ έτη. Από τις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών (Σχήμα 4.28β) προκύπτει ότι και σε αυτή τη περίπτωση οι τιμές τους που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσης από το προηγούμενο σεισμό (διακεκομμένη γραμμή μαύρου χρώματος στο Σχήμα 3.27β) βρίσκονται σε χαμηλά επίπεδα και σε σημαντική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης. Τέλος, το νοτιοανατολικό ρήγμα του Μετώπου, που όπως έχει αναφερθεί ήδη ο μέσος χρόνος επανάληψης του που εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=856.9$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=7.3\pm0.3$, παρουσιάζει υψηλή απεριοδικότητα ίση με $\alpha=0.7$ και οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής μπλε γραμμή στο Σχήμα 4.28δ) είναι υψηλότερες από αυτές της BPT κατανομής για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό, όπως και αντίστοιχες πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης για τα επόμενα 30 έτη (Πίνακας 4.1).

Συνεχίζοντας με το ανάστροφο ρήγμα που αναπτύσσεται ο μέσος χρόνος επανάληψης που υπολογίστηκε είναι ίσος με $T_r=99.3$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=6.3\pm0.2$, ενώ η απεριοδικότητα του είναι ίση με $\alpha=0.6$. Οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών που εφαρμόσθηκαν φαίνονται στο Σχήμα 4.28στ, από το οποίο προκύπτει ότι αυτές συμπίπτουν για τον χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό (44.31 έτη· Πίνακας 4.1).

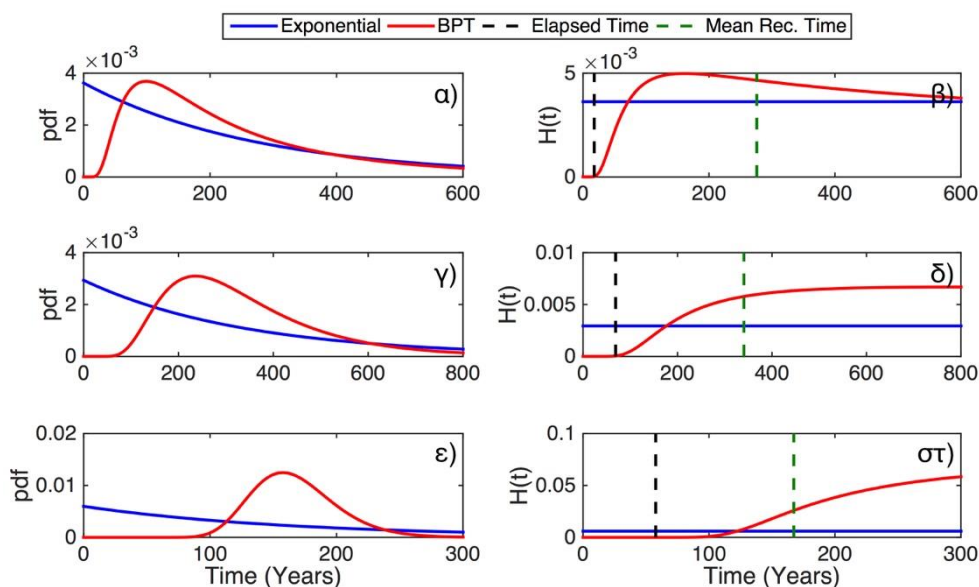


Σχήμα 4.27 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το Νοτιοδυτικό Μέτωπο της Κατάδυσης (α, β), το Βορειοδυτικό Τμήμα Ρήγματος του Μετώπου (γ, δ), το Κεντρικό Τμήμα του Μετώπου-1 (ε, στ) και το Κεντρικό Τμήμα του Μετώπου-2 (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.



Σχήμα 4.28 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το κεντρικό ρήγμα του Μετώπου-3 (α, β), το νοτιοανατολικό ρήγμα του Μετώπου (γ, δ) και το ανάστροφο ρήγμα νοτιοδυτικά της Κρήτης (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης ισχυρών σεισμών που συνδέονται με αυτό το ρήγμα να είναι της ίδιας τάξης τόσο για το χρονο-ανεξάρτητο όσο και για το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο για τα επόμενα 30 έτη (Πίνακας 4.1). Αντίθετα, για το αριστερόστροφο ρήγμα που αναπτύσσεται νοτιοδυτικά της Κρήτης (ΝΔ ρήγμα Κρήτης-2 στον Πίνακα 4.1) οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.3\pm 0.2$ παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις για τα δύο μοντέλα, με αυτές του Εκθετικού να παίρνουν τιμές ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές του BPT μοντέλου να είναι ίσες με $5\cdot 10^{-4}$, $4\cdot 10^{-3}$ και 0.01 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Η διαφοροποίηση αυτή φαίνεται επίσης και στις γραφικές παραστάσεις των αντίστοιχων συναρτήσεων διακινδύνευσης που δίνονται στο Σχήμα 4.29β. Για το ανάστροφο ρήγμα της Τάφρου του Πτολεμαίου ο μέσος χρόνος επανάληψης σεισμών με $M_{max}=7.0\pm 0.3$ εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=340.59$ έτη, ενώ η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.5$. Ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό που συνδέεται το ρήγμα είναι ίσος με 69.04 έτη ($1952\cdot M_w=7.0$), που σε συνδυασμό με το γεγονός ότι αυτός βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης και την ημι-περιοδική συμπεριφορά που παρουσιάζει, κάνουν τη συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής (κόκκινη συνεχής γραμμή στο Σχήμα 4.29δ να εμφανίζει σημαντικά χαμηλότερες τιμές από την αντίστοιχη της Εκθετικής κατανομής για χρόνο t ίσο με τον χρόνο παρέλευσης και τα επόμενα 30 έτη.

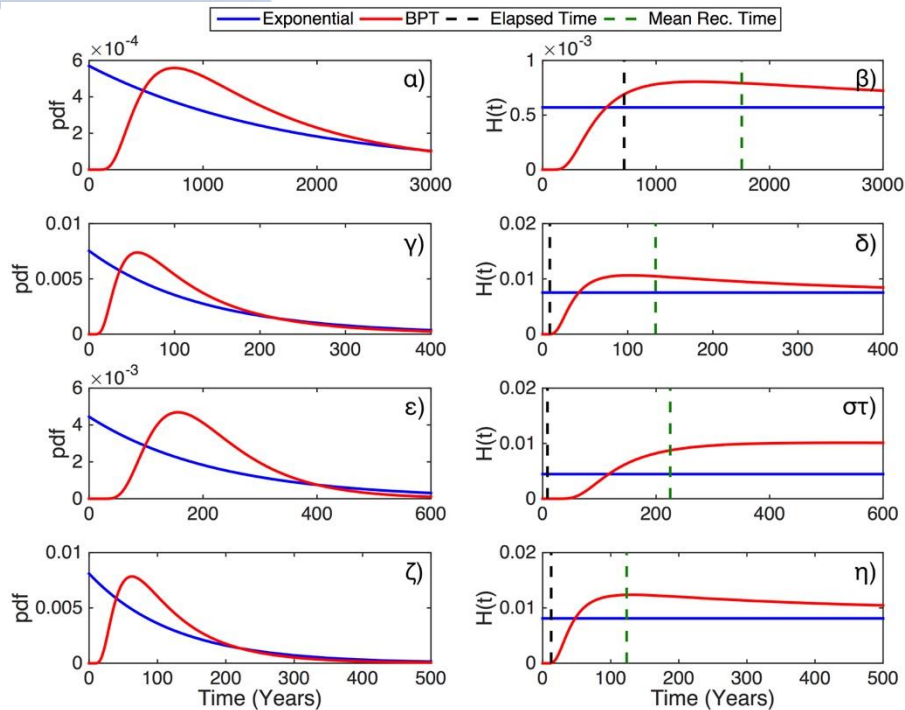


Σχήμα 4.29 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το αριστερόστροφο ρήγμα νοτιοδυτικά της Κρήτης (α, β), το ρήγμα της Τάφρου του Πτολεμαίου (γ, δ) και το ρήγμα του Φραγκοκάστελου (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τέλος, για το αριστερόστροφο ρήγμα που του Φραγκοκάστελου, που αναπτύσσεται κατά μήκος των νοτιοδυτικών ακτών της Κρήτης και που συνδέεται με το σεισμό του 1965 με μέγεθος $M_w=7.0$, ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με 167.3 έτη και η απεριοδικότητα του ίση με 0.2 (την χαμηλότερη των δέκα ρηγμάτων της Ζώνης), όπως και στη προηγούμενη περίπτωση οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής (κόκκινη συνεχής γραμμή στο Σχήμα 3.28στ) είναι σημαντικά χαμηλότερες τιμές από τις αντίστοιχες της Εκθετικής κατανομής για χρόνο t ίσο με τον χρόνο παρέλευσης, όπως και οι αντίστοιχες πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης που εκτιμήθηκαν με βάση τα δύο μοντέλα και δίνονται στον Πίνακα 3.26 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη.

Οι μέσοι χρόνοι επανάληψης των 11 ανάστροφων και αριστερόστροφων ρηγμάτων της ζώνης του ανατολικού Ελληνικού Τόξου που εκτιμήθηκαν με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής, κυμαίνονται μεταξύ των $T_r=123.47$ και $T_r=1754.4$ ετών ανάλογα με το αντίστοιχο εύρος εντός του οποίου κινείται το μέγιστο μέγεθος τους, μαζί με τις αντίστοιχες τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας τους, χρησιμοποιήθηκαν ως τα απαραίτητα δεδομένα για την εφαρμογή των δύο στατιστικών μοντέλων. Ξεκινώντας από το ανάστροφο ρήγμα της Τάφρου του Στράβωνα, που συνδέεται με τον σεισμό με $M_w=8.0$ του 1303, η εφαρμογή των κατανομών και οι αντίστοιχες συναρτήσεις διακινδύνευσης φαίνονται στα Σχήματα 4.30α και 4.30β, αντίστοιχα. Εστιάζοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.30β) και της BPT κατανομής (συνεχής γραμμή κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.10β), προκύπτει ότι για τον χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του σεισμού του 1303 (718.38 έτη από 1/1/2022) η καμπύλη της συνάρτησης κινδύνου της της BPT κατανομής προσεγγίζει τη μέγιστη τιμή της, που είναι υψηλότερη από το σταθερό ρυθμό Εκθετικής. Ακόμη, παρατηρείται μεγάλη χρονική απόσταση μεταξύ του χρόνου παρέλευσης (μαύρη διακεκομμένη κατακόρυφη γραμμή στο Σχήμα 4.30β) σε σχέση με τον μέσο χρόνο επανάληψης του ρήγματος για σεισμό με $M_{max}=8.0\pm 0.3$ (1754.4 έτη). Αυτό σημαίνει ότι οι εκτιμήσεις της πιθανότητας γένεσης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη για το ρήγμα της Τάφρου του Στράβωνα και για σεισμό με $M_{max}=8.0\pm 0.3$ να είναι ιδιαίτερα χαμηλές και να παίρνουν τιμές ίσες με $5\cdot 10^{-3}$, 0.01 και 0.01 για επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και $6\cdot 10^{-3}$, 0.01 και 0.02 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο. Οι ελαφρώς υψηλότερες εκτιμήσεις πιθανοτήτων για

το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο οφείλονται στις ιδιότητες της συνάρτησης κινδύνου του BPT μοντέλου, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως.



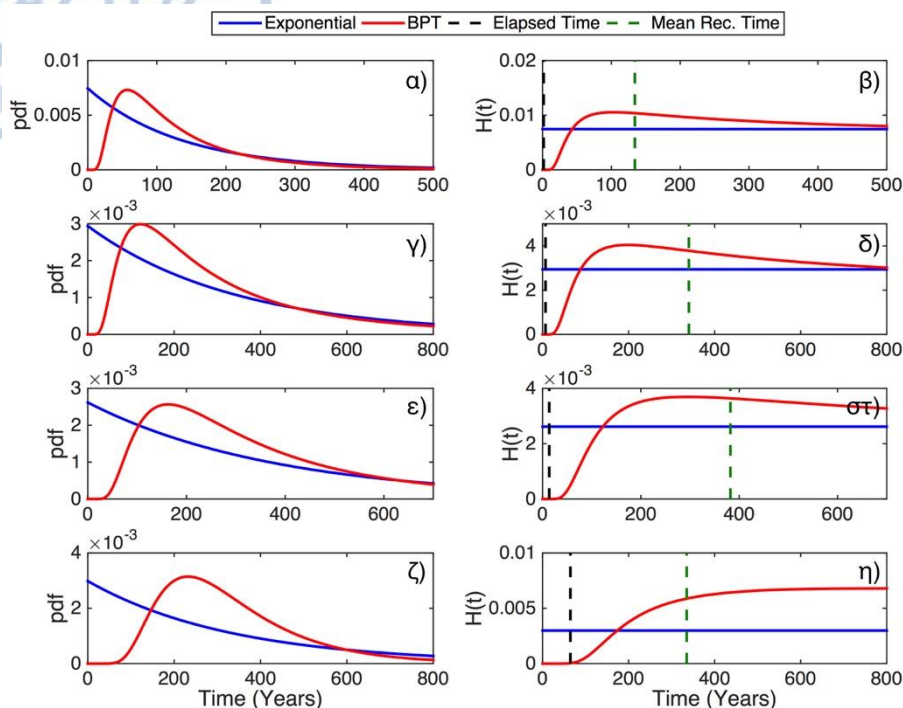
Σχήμα 4.30 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Τάφρου του Στράβωνα (α, β), το ανάστροφο ρήγμα του Κεντρικού Κρητικού Πελάγους (γ, δ) το αριστερόστροφο ρήγμα του Κεντρικού Κρητικού Πελάγους (ε, στ) και το ανάστροφο Τμήμα Ρήγματος του Νοτιοανατολικού Πελάγους -1 (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Περνώντας στα δύο ρήγματα που αναπτύσσονται στο κεντρικό Κρητικό πέλαγος, ένα ανάστροφο και ένα αριστερόστροφο, και συνδέονται με τους σεισμούς του 2013 (15 και 16 Ιουνίου, αντίστοιχα), οι μέσοι χρόνοι επανάληψης τους εκτιμήθηκαν ίσοι με 132.73 και 224.9 έτη αντίστοιχα, ενώ οι τιμές της απεριοδικότητας τους ίσες με $\alpha=0.8$ και $\alpha=0.5$, αντίστοιχα. Οι διαφορετικές τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης τους και της απεριοδικότητας τους έχουν σαν συνέπεια τη διαφορετική συμπεριφορά των αντίστοιχων συναρτήσεων διακινδύνευσής τους. Έτσι, για το ανάστροφο ρήγμα του κεντρικού Κρητικού πελάγους, του οποίου οι συναρτήσεις διακινδύνευσης φαίνονται στο Σχήμα 4.20δ, παρατηρείται ότι οι τιμές της συνάρτησης της BPT κατανομής παρουσιάζουν αυξητική τάση αμέσως τον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού λόγω της υψηλής απεριοδικότητας του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκε ($\alpha=0.8$), ενώ για το αριστερόστροφο ρήγμα που παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφορά ($\alpha=0.5$) η συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης παίρνει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές (συνεχής κόκκινη

γραμμή στο Σχήμα 4.30στ). Και στις δύο περιπτώσεις οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της Εκθετικής κατανομής παίρνουν τιμές σημαντικά υψηλότερες από αυτές των αντίστοιχων χρόνο-εξαρτώμενων μοντέλων.

Στα Σχήματα 4.30ζ και 4.30η φαίνονται οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και οι συναρτήσεις διακινδύνευσης για τη περίπτωση του πρώτου εκ των δύο ανάστροφων ρηγμάτων που αναπτύσσονται στο νοτιοανατολικό Κρητικό πέλαγος (NA Κρητικό Πέλαγος - 1), που συνδέεται με το σεισμό του 2009 με $M_w=6.4$. Ο μέσος χρόνος επανάληψης που εκτιμήθηκε για το ρήγμα είναι ίσος με $T_r=123.47$ έτη, ενώ η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.7$. Λόγω της υψηλής απεριοδικότητας που εκτιμήθηκε για το ρήγμα, οι μέγιστες τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης του BPT μοντέλου (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.30η) βρίσκονται σε προγενέστερο χρονικό διάστημα από τον μέσο χρόνο επανάληψης του, δηλαδή σε πρώιμο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα. Την ίδια εικόνα παρουσιάζουν και οι συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής για το δεύτερο ανάστροφο ρήγμα του νοτιοανατολικού Κρητικού πελάγους (NA Κρητικό Πέλαγος – 2·Σχήμα 4.31β), που συνδέεται με τον σεισμό του 2020 με μέγεθος $M_w=6.4$, και για το αριστερόστροφο ρήγμα που αναπτύσσεται νότια της Κάσου (Σχήμα 4.31δ), που συνδέεται με τον σεισμό του 2015 με μέγεθος $M_w=6.1$, αφού και για τα δύο η απεριοδικότητα που εκτιμήθηκε είναι υψηλή ($\alpha=0.8$ και $\alpha=0.9$, αντίστοιχα· Πίνακας 4.1).

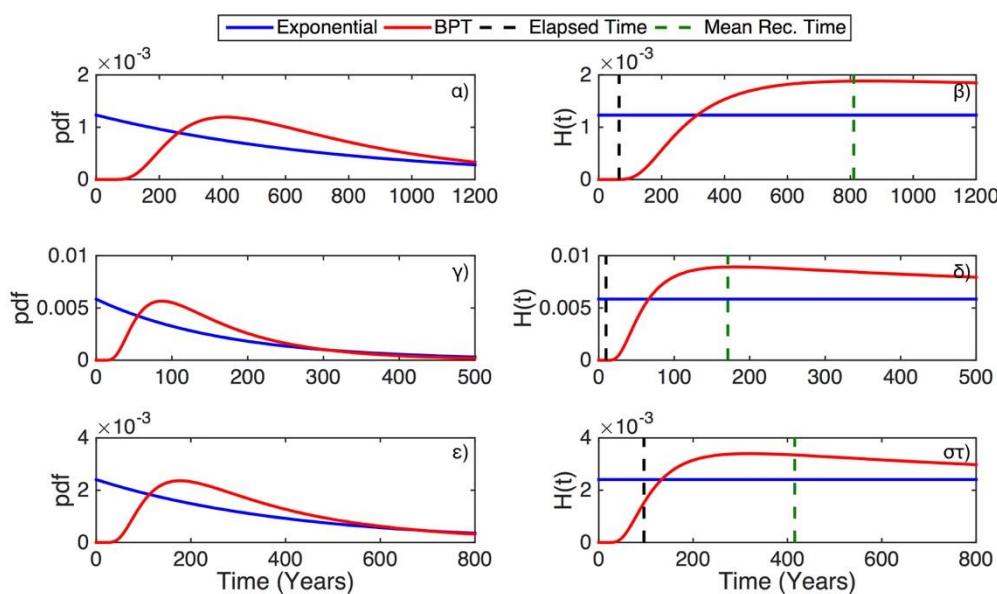
Συνεχίζοντας, με τα τέσσερα αριστερόστροφα ρήγματα της Ζώνης Μετασχηματισμού της Ρόδου, ο μέσος χρόνος επανάληψης που για το Νότιο Τμήμα Ρήγματος είναι ίσος με $T_r=382.1$ έτη και η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.8$. Και σε αυτή τη περίπτωση λόγω της υψηλής απεριοδικότητας του χρόνου επανάληψης η συνάρτηση διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου παρουσιάζει το μέγιστο της σε σημαντικά προγενέστερο χρόνο από τον μέσο εκτιμώμενο χρόνο επανάληψης (Σχήμα 4.31στ), που απέχει όμως επίσης σημαντικά από το χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=6.4\pm0.2$ που είναι ίσος με 13.63 έτη. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης σεισμού με $M_{max}=6.4\pm0.2$ για τα επόμενα 30 έτη του BPT μοντέλου να είναι σημαντικά μικρότερες από αυτές του Εκθετικού μοντέλου (Πίνακας 4.1). Οι διαφορές αυτές εντοπίζονται και γραφικά από τις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών για χρόνο t ίσο με το χρόνο παρέλευσης και για τα επόμενα 30 έτη (Σχήμα 4.31στ).



Σχήμα 4.31 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής ατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ανάστροφο Τμήμα Ρήγματος του Νοτιοανατολικού Πελάγους – 2 (α, β), το αριστερόστροφο ρήγμα Νότια της Κάσου (γ, δ) το αριστερόστροφο Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Ρόδου (ε, στ) και το αριστερόστροφο Κεντρικό Τμήμα Ρήγματος της Ρόδου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Το Κεντρικό Τμήμα Ρήγματος της Ζώνης Μετασχηματισμού της Ρόδου, που είναι το μεγαλύτερων διαστάσεων από τα τέσσερα (μήκος ίσο με $L=60$ km και πλάτος ίσο με $w=15$ km) και συνδέεται με τους ισχυρότερους σεισμούς με $M_{max}=7.4\pm 0.3$, είναι αυτό με την μικρότερη απεριοδικότητα ($\alpha=0.5$) και χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=335.1$ έτη. Από την εφαρμογή των δύο στατιστικών μοντέλων στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψής του (Σχήματα 4.31ζ και 4.31η) προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό που συνδέθηκε (64.69 έτη· Σεισμός του 1957) βρίσκεται στο χρονικό διάστημα έναρξης ενός νέου σεισμικού κύκλου με βάση το μοντέλο BPT (συνεχής γραμμή κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.31η), του οποίου οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης είναι ιδιαίτερα χαμηλές. Αντίθετα, ο σταθερός ρυθμός διακινδύνευσης του Εκθετικού μοντέλου βρίσκεται σε υψηλά επίπεδα στο χρονικό διάστημα που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης. Οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού που συνδέεται με το Κεντρικού Τμήματος Ρήγματος της Ρόδου που εκτιμήθηκαν με βάση τα δύο μοντέλα είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, για το Εκθετικό μοντέλο και $6\cdot 10^{-4}$, $2\cdot 10^{-3}$ και 0.01 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, για το BPT μοντέλο, αποτυπώνοντας τις μεταξύ τους διαφορές

που επισημάνθηκαν προηγουμένως. Τα άλλα δύο τμήματα ρήγματος της Ζώνης Μετασχηματισμού της Ρόδου, Βόρειο και Βορειοανατολικό, εμφανίζουν τιμές απεριοδικότητας ίσες με 0.7 και τα δύο και οι εφαρμογές των στατιστικών κατανομών για αυτά φαίνονται στα Σχήματα 4.32α,β και 4.32γ,δ, αντίστοιχα, από τα οποία προκύπτει ότι και στις δύο περιπτώσεις οι τιμές του μέσου χρόνο επανάληψης βρίσκονται σε σημαντική χρονική απόσταση από τον χρόνο παρέλευσης του καθενός, ενώ και οι τιμές των συναρτήσεων διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου είναι σημαντικά χαμηλότερες για το χρονικό διάστημα που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης.



Σχήμα 4.32 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το το αριστερόστροφο Βόρειο Τμήμα Ρήγματος της Ρόδου (α, β), το αριστερόστροφο Βορειοανατολικό Τμήμα Ρήγματος της Ρόδου (γ, δ) και το ανάστροφο ρήγμα του Καστελόριζου (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

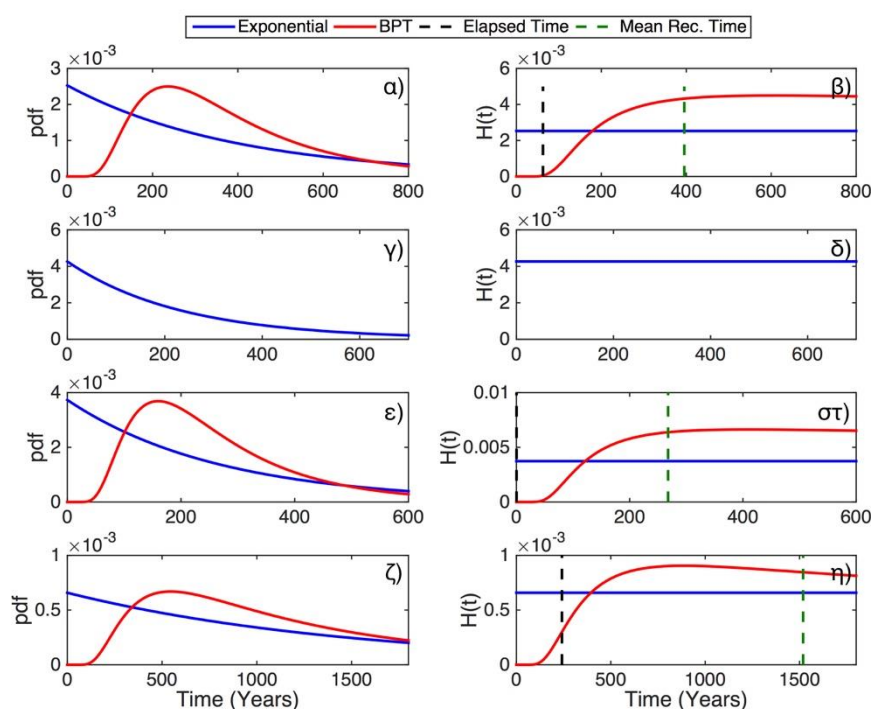
Τέλος, για το ανάστροφο ρήγμα του Καστελόριζου, ο μέσος χρόνος επανάληψης του έχει εκτιμηθεί ίσος με $T_r=415.4$ έτη για σεισμούς με μεγέθη $M_{max}=7.2\pm0.3$. Η απεριοδικότητα που προέκυψε από την παραπάνω εκτίμηση είναι ίση με 0.8 ($\alpha=0.8$). Οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και οι συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε χρώμα) και της BPT κατανομής (κόκκινο χρώμα) φαίνονται στα Σχήματα 4.32ζ και 4.32η, αντίστοιχα. Εστιάζοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών παρατηρούμε ότι οι τιμές της συνάρτησης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου για χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 95.79 ετών από τον προηγούμενο σεισμό με $M_{max}=7.2\pm0.3$ για το ρήγμα (σεισμός του 1929 με $M_w=6.9$), βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης όπου αυτές αυξάνονται τείνοντας να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους, ενώ παράλληλα προσεγγίζουν και το σταθερό

ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.32η). Οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για το ρήγμα και για σεισμό με $M_{max}=7.2\pm 0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη είναι ίσες με 0.05, 0.10 και 0.15, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και ίσες με $8\cdot 10^{-5}$, $2\cdot 10^{-3}$ και 0.01, αντίστοιχα σύμφωνα με το μοντέλο BPT.

Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της Κρήτης και του νοτιοανατολικού Αιγαίου περιλαμβάνει επτά ρήγματα, όπως αυτά καθορίστηκαν στο Κεφάλαιο 3. Ακόμη, περιλαμβάνει ένα αριστερόστροφο ρήγμα, αυτό του αναπτύσσεται στο θαλάσσιο χώρο δυτικά της Καρπάθου και βόρεια της ανατολικής Κρήτης, που συνδέεται με το σεισμό του 2011 με μέγεθος $M_w=6.1$ (Κεφάλαιο 3· Πίνακας 3.2). Από το σύνολο των οκτώ ρηγμάτων, τα επτά έχουν συνδεθεί με ένα καταγεγραμμένο σεισμό με $M_w\geq 6.0$ κατά τη χρονική περίοδο αναφοράς (1780 –σήμερα), με το ρήγμα του Καστελίου να είναι αυτό που δεν έχει συνδεθεί με κάποιο σεισμό. Για το τελευταίο, όπως και στις προηγούμενες ανάλογες περιπτώσεις, η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάλληψης του χρησιμοποιήθηκε μόνο για την εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής. Τα αποτελέσματα της εφαρμογής του χρονο-ανεξάρτητου και του χρονο-εξαρτημένου μοντέλου για τα ρήγματα της Ζώνης φαίνονται στα Σχήματα 4.33 και 4.34.

Ξεκινώντας με το ρήγμα των Πιτσιδίων, ο μέσος χρόνος επανάλληψης του εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=395.3$ έτη, ενώ η αντίστοιχη απειριοδικότητα του ίση με 0.6 για σεισμούς με $M_{max}=6.3\pm 0.3$. Από τις συναρτήσεις των δύο κατανομών που φαίνονται στο Σχήμα 4.33β, προκύπτει ότι οι τιμές τους παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις για χρόνο t που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=6.3\pm 0.3$ (62.63 έτη). Ειδικότερα, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.33β) εμφανίζονται να παίρνουν πολύ χαμηλές τιμές, καθώς βρίσκονται στο τμήμα της που αντιστοιχεί στο στάδιο έναρξης ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Αντίθετα, ο σταθερός ρυθμός διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής βρίσκεται σε συγκριτικά υψηλά επίπεδα για το ίδιο χρονικό διάστημα, κάτι που αντικατοπτρίζεται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη που είναι ίσες με 0.02, 0.05 και 0.07, αντίστοιχα, έναντι των ιδιαίτερα χαμηλών τιμών με την εφαρμογή της BTP κατανομής που είναι ίσες με $6\cdot 10^{-4}$, $2\cdot 10^{-3}$ και $5\cdot 10^{-3}$, αντίστοιχα (Πίνακας 4.1).

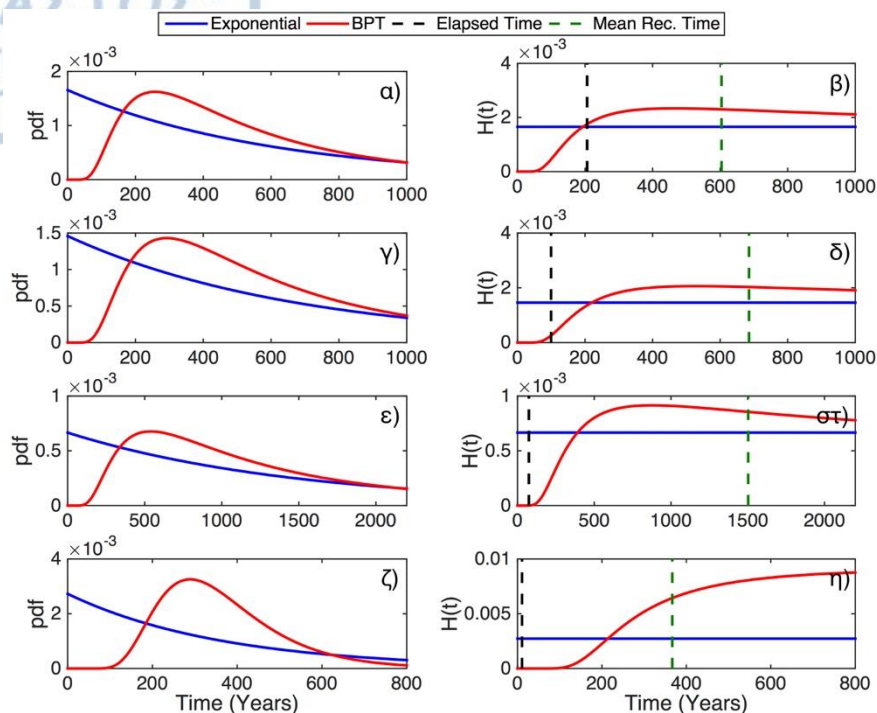
Για το ρήγμα του Καστελίου, που για το οποίο έχει εφαρμοσθεί μόνο η Εκθετική κατανομή όπως έχει ήδη αναφερθεί, εμφανίζει ένα σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης (Σχήμα 4.33δ), ο οποίος το κάνει να παρουσιάζει τις υψηλότερες εκτιμήσεις μελλοντικής διάρρηξης για σεισμό με $M_{max}=5.9\pm0.2$ (που έχει εκτιμηθεί ως το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος του) σύμφωνα με το χρόνο-ανεξάρτητο μοντέλο. Αυτές είναι ίσες με 0.04, 0.08 και 0.12 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Υψηλές πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης και για σεισμό με $M_{max}=6.0\pm0.2$, σύμφωνα με το χρόνο-ανεξάρτητο μοντέλο, προκύπτουν και για το ρήγμα Αυλή που συνδέεται με τον πρόσφατο σεισμό του 2021 που έπληξε την περιοχή του Αρκαλοχωρίου (Πίνακας 4.1). Αντίθετα, οι εκτιμήσεις μελλοντικής διάρρηξης με την εφαρμογή της BTP κατανομής, χρησιμοποιώντας τον μέσο εκτιμώμενο χρόνο επανάληψης $T_r=267.9$ έτη και την αντίστοιχη απεριοδικότητα $\alpha=0.6$ παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές, καθώς σύμφωνα με αυτό το ρήγμα βρίσκεται στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου. Αυτό το γεγονός διακρίνεται ευκρινέστερα από τη σύγκριση των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο κατανομών που φαίνεται στο Σχήμα 4.33στ, από όπου προκύπτει ότι για τον χρόνο παρέλευσης των 0.26 ετών οι διαφορές των τιμών τους είναι ιδιαίτερα σημαντικές.



Σχήμα 4.33 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BTP κατανομής για το ρήγμα των Πιτσιδίων (α, β), το ρήγμα του Καστελίου (γ, δ) το ρήγμα Αυλή (ε, στ) και το Βόρειο Τμήμα Ρήγματος της Ιεράπετρας (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Περνώντας στα δύο Τμήματα Ρήγματος της Ιεράπετρας και ξεκινώντας από το Βόρειο Τμήμα, για αυτό ο μέσος χρόνος επανάληψης για σεισμούς με μεγέθη $M_{max}=6.8\pm0.3$ έχει εκτιμηθεί ίσος με $T_r=1518.9$ έτη, ενώ η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.9$. Οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών φαίνονται στα Σχήματα 4.33ζ και 4.33η, αντίστοιχα. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης των 241.24 ετών (το Βόρειο Τμήμα Ρήγματος της Ιεράπετρας συνδέεται με τον σεισμό του 1780 με $M_w=6.8$) οι τιμές της Εκθετικής συνάρτησης διακινδύνευσης (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.33η) παίρνει σημαντικά υψηλότερες τιμές από την αντίστοιχη της BTP κατανομής (συνεχής γραμμή κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.33η). Αυτή η σημαντική διαφορά μεταξύ των τιμών τους φαίνεται και από τις εκτιμήσεις πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για επόμενα 30 έτη και για σεισμό με $M_{max}=6.8\pm0.3$ σύμφωνα με τα δύο μοντέλα (Πίνακας 4.1). Για το Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Ιεράπετρας, που το χαρακτηριστικό του μέγεθος βρίσκεται εντός του εύρους $M_{max}=6.2\pm0.3$, έχει μέσο χρόνο επανάληψης $T_r=604.1$ έτη και απεριοδικότητα ίση με $\alpha=0.8$, οι τιμές των δύο συναρτήσεων κινδύνου που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσης των 206.08 ετών (Σχήμα 4.34β) τείνουν να πάρουν ίσες τιμές καθώς αυτές της BTP κατανομής αυξάνουν προσεγγίζοντας τη μέγιστη τιμή τους. Αυτός είναι και ο λόγος που οι πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης για σεισμό με $M_{max}=6.2\pm0.3$ των δύο μοντέλων είναι ίσες για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη και παίρνουν τιμές ίσες με 0.01, 0.03 και 0.04, αντίστοιχα.

Συνεχίζοντας με το Υπεράκτιο ρήγμα του Ζάκρου, ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=685.5$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=6.8\pm0.3$, ενώ η αντίστοιχη απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.8$. Από τις εφαρμογές των δύο κατανομών και σύμφωνα με τις συναρτήσεις διακινδύνευσής τους (Σχήμα 4.34δ) προκύπτει ότι για το χρονικό διάστημα που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης (99.38 έτη) το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (γραμμή κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 3.33δ) θεωρεί ότι το ρήγμα βρίσκεται σε πρώιμο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου, με τις αντίστοιχες τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης να παίρνουν πολύ χαμηλές τιμές σε σύγκριση με το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο (γραμμή κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 3.33δ). Η ίδια εικόνα προκύπτει και για τις εφαρμογές των δύο μοντέλων στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης τόσο για το κανονικό ρήγμα της Καρπάθου και για σεισμούς με $M_{max}=7.1\pm0.3$, όσο και για το αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης Δυτικά της Καρπάθου και για σεισμούς με $M_{max}=6.1\pm0.2$.

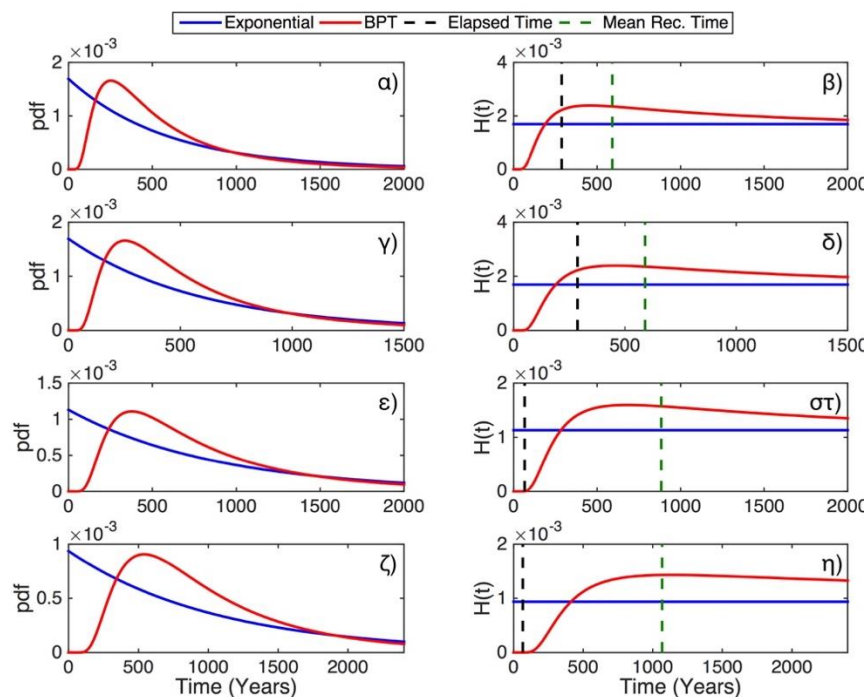


Σχήμα 4.34 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Ιεράπετρας (α, β), το ρήγμα του Ζάκρου (γ, δ) το ρήγμα της Καρπάθου (ε, στ) και το αριστερόστροφο ρήγμα Δυτικά της Καρπάθου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι εφαρμογές της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν για τα 15 κανονικά ρήγματα της ζώνης του κεντρικού και του Ανατολικού Αιγαίου φαίνονται στα Σχήματα 4.35-4.38, ενώ οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν μαζί με τις πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη για κάθε ένα από αυτά και σύμφωνα με το εκάστοτε μέγιστο μέγεθος δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1. Ξεκινώντας από τα ρήγματα της Σίφνου και της Μήλου, που οι παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης τους είναι όμοιες (Πίνακας 4.1) και εστιάζοντας στις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσής τους (Σχήματα 4.35β και 4.35δ, αντίστοιχα) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης (288.02 και 286.99 έτη, αντίστοιχα· διακεκομμένες γραμμές μαύρου χρώματος στα Σχήματα 4.35β και 4.35δ, αντίστοιχα), προκύπτει ότι αυτή της κατανομής BPT (κόκκινες συνεχείς καμπύλες στα Σχήματα 4.35β και 4.35δ, αντίστοιχα) έχουν προσεγγίσει τις μέγιστες τιμές τους και είναι σημαντικά υψηλότερες από αυτές της Εκθετικής κατανομής. Οι αντίστοιχες εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη εμφανίζουν την ίδια εικόνα, με αυτές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου να είναι ελαφρώς υψηλότερες (ίσες με 0.02, 0.04 και 0.06 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα) από αυτές που εκτιμήθηκαν

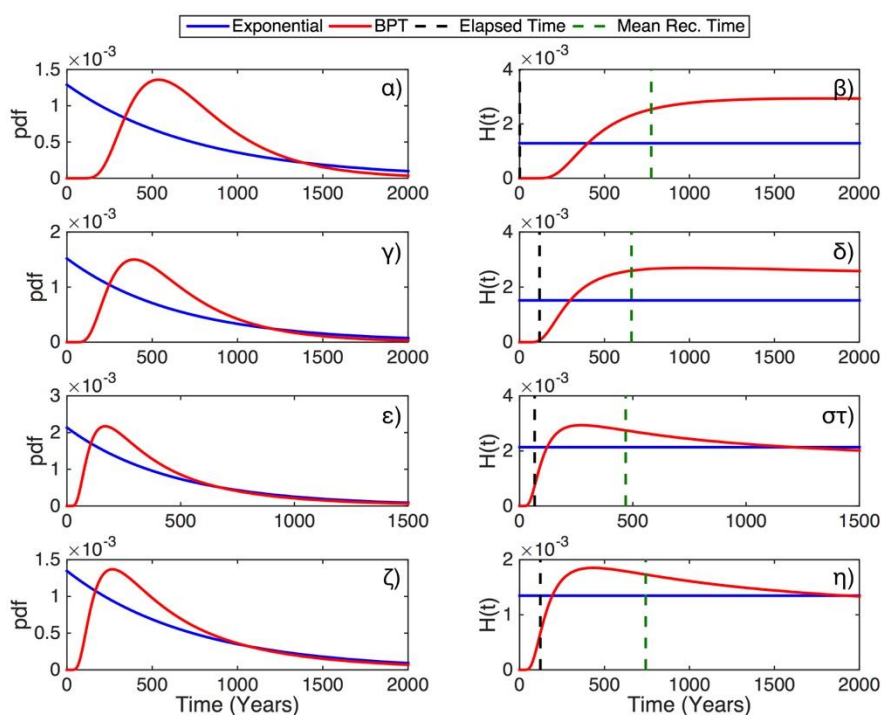
με το Εκθετικό μοντέλο (ίσες με ίσες με 0.01, 0.03 και 0.03 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα).

Αντίθετα, για τα ρήγματα της Σαντορίνης και της Αμοργού, που συνδέονται με τους ισχυρούς σεισμούς του 1956 με $M_w=6.9$ και $M_w=7.7$, αντίστοιχα, ο χρόνος παρέλευσης των σεισμών αυτών είναι σημαντικά μικρότερος από τον μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε για κάθε ένα από αυτά ($T_r=884.1$ έτη και $T_r=1067.3$ έτη, αντίστοιχα) και σύμφωνα με τα μέγιστα μεγέθη του κάθε ενός από αυτά. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι συναρτήσεις κινδύνου της κατανομής BPT (κόκκινες συνεχείς καμπύλες στα Σχήματα 4.35στ και 4.35η, αντίστοιχα) να βρίσκονται στο χρονικό διάστημα όπου παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές σε σχέση με τις αντίστοιχες της Εκθετικής κατανομής. Αυτή η παρατήρηση αντιπροσωπεύει την πρώιμη φάση ενός νέου σεισμικού κύκλου για τα ρήγματα αυτά, με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για σεισμό με $M_{max}=6.9\pm 0.3$ και $M_{max}=7.7\pm 0.3$ για τα ρήγματα της Σαντορίνης και της Αμοργού, αντίστοιχα, να είναι πρακτικά μηδενικές σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (Πίνακας 4.1) ενώ αυτές που εκτιμήθηκαν σύμφωνα με το Εκθετικό να είναι ίσες με 0.01, 0.02 και 0.03 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, και στις δύο περιπτώσεις.



Σχήμα 4.35 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Σίφνου (α, β), το ρήγμα της Μήλου (γ, δ) το ρήγμα της Σαντορίνης (ε, στ) και το ρήγμα της Αμοργού (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Η ίδια εικόνα προκύπτει τόσο για Βόρειο Τμήμα Ρήγματος της Σάμου, που συνδέεται με τον πρόσφατο σεισμό του Οκτωβρίου του 2020 με $M_w=7.0$, όσο και για το ρήγμα του Πυθαγορείου που αναπτύσσεται στο Νότιο μέρος του νησιού της Σάμου και συνδέεται με τον σεισμό του 1904 με $M_w=6.8$. Συγκεκριμένα, για το Βόρειο Τμήμα Ρήγματος της Σάμου, ο μέσος χρόνος επανάληψης του, που εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=775.3$ έτη και η παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφορά ($\alpha=0.5$), η συνάρτηση κινδύνου του χρόνο-εξαρτώμενου μοντέλου αντιστοιχεί σε ιδιαίτερα χαμηλές τιμές λαμβάνοντας υπόψη τον πολύ μικρό χρόνο παρέλευσης του (1.17 έτη), ενώ αυτές τις Εκθετικού μοντέλου ιδιαίτερα υψηλές για τον αντίστοιχο χρόνο (Σχήμα 4.36β).



Σχήμα 4.36 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις κινδύνου της Εκθετικής Κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Βόρεια της Σάμου (α, β), το ρήγμα του Πυθαγορείου (γ, δ), το ρήγμα Mendere (ε, στ) και το Δυτικό Τμήμα Ρήγματος του Αιγαίου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Παρομοίως, για το ρήγμα του Πυθαγορείου οι τιμές των συναρτήσεων κινδύνου των δύο μοντέλων παρουσιάζουν μεγάλες διαφοροποιήσεις μεταξύ τους για το χρόνο t που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης, που είναι ίσος με 117.39 έτη (Σχήμα 4.36δ). Το ίδιο συμβαίνει και με τις συναρτήσεις κινδύνου του ρήγματος Mendere, με μέσο χρόνο επανάληψης για σεισμούς με $M_{max}=6.9\pm0.3$ ίσο με $T_r=468.2$ έτη (Σχήμα 4.36στ). Σε όλες τις παραπάνω περιπτώσεις οι εκτιμήσεις πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για τα αντίστοιχα μέγιστα μεγέθη σεισμών που δίνονται στον Πίνακα 4.1 είναι ιδιαίτερα υψηλότερες εφαρμόζοντας την Εκθετική

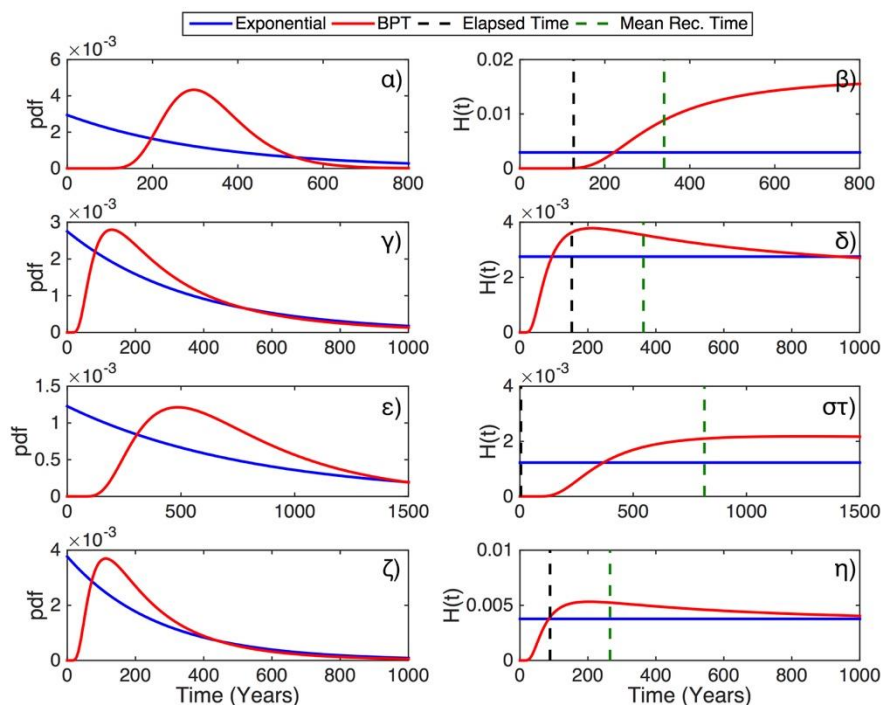
κατανομή έναντι αυτών που προέκυψαν από την εφαρμογή της BPT κατανομής (Πίνακας 4.1), γεγονός ενδεικτικό της έλλειψης μνήμης από το Εκθετικό μοντέλο.

Περνώντας στα δύο Τμήματα Ρήγματος του Αϊδινίου, οι εφαρμογές των δύο κατανομών για το Δυτικό Τμήμα Ρήγματος (Σχήματα 4.36ζ,η) με μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με 742.5 έτη και υψηλή απεριοδικότητα ($\alpha=0.9$), ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό με $M_{max}=7.1\pm0.3$ (122.28 έτη) βρίσκεται σε σημαντική χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης, ενώ παράλληλα οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της Εκθετικής κατανομής για τον αντίστοιχο χρόνο είναι υψηλότερες από αυτές της κατανομής BPT (Σχήμα 4.36η). Έτσι, και σε αυτή τη περίπτωση οι τιμές των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης των δύο μοντέλων εμφανίζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις, με αυτές του Εκθετικού μοντέλου να παίρνουν τιμές ίσες με 0.01, 0.02 και 0.03 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη αντίστοιχα, και αυτές του BPT μοντέλου τιμές ίσες με $4\cdot10^{-3}$, $8\cdot10^{-3}$ και 0.01, για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Αντίστοιχη είναι η εικόνα και για το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος του Αϊδινίου (Σχήματα 4.37α,β και Πίνακας 4.1), που για σεισμούς με $M_{max}=6.6\pm0.3$ ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με 339.5 έτη και υψηλή απεριοδικότητα ($\alpha=0.3$).

Αντίθετα, για το ρήγμα Akyaka, που αναπτύσσεται εντός του Κόλπου Gokona και ανατολικά του νησιού της Κω, οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 3.36δ) για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=6.8\pm0.3$ (152.7 έτη· Πίνακας 3.29) τείνουν να εξισωθούν με τη μέγιστη τιμή του (Σχήμα 3.36δ) και είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης και για σεισμό με $M_{max}=6.8\pm0.3$ για επόμενα 10, 20 και 30 έτη να είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09, αντίστοιχα, εφαρμόζοντας το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο και ίσες με 0.02, 0.05 και 0.07, αντίστοιχα, εφαρμόζοντας το Εκθετικό μοντέλο (Πίνακας 4.1).

Συνεχίζοντας τις εφαρμογές των δύο κατανομών για τα δεδομένα του χρόνου επανάληψης για τα ρήγματα που αναπτύσσονται στην ευρύτερη περιοχή του νησιού της Κω, για το ρήγμα που αναπτύσσεται ανατολικά του νησιού και συνδέεται με τον σεισμό του 2017 με $M_w=6.6$, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές έναντι αυτών της Εκθετικής (Σχήμα 4.37στ) για χρόνο που αντιστοιχεί στα 4.45 έτη (χρόνος παρέλευσης) καθώς και για επόμενα 30 έτη. Οι διαφορετικές θεωρήσεις στο χρόνο γένεσης του επόμενου σεισμού των δύο μοντέλων είναι και σε αυτή τη περίπτωση ευδιάκριτες,

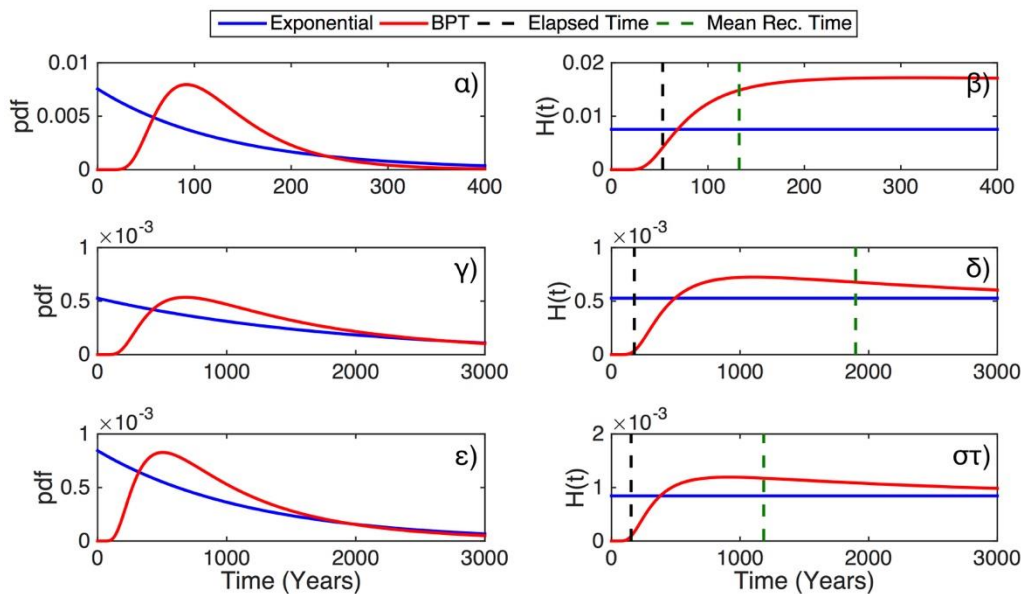
δεδομένου του πολύ μικρού χρόνου παρέλευσης από το προηγούμενο σεισμό, με αυτές του Εκθετικού μοντέλου να είναι ίσες με 0.01, 0.02 και 0.04 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου να είναι πρακτικά μηδενικές (Πίνακας 4.1). Για το Κεντρικό Τμήμα Ρήγματος της Κω, με μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=265.2$ έτη και την αντίστοιχη απεριοδικότητα να είναι ίση με 0.8 για σεισμούς με $M_{max}=6.8\pm 0.3$, προκύπτει ότι οι καμπύλες των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο κατανομών που εφαρμόστηκαν (Σχήμα 4.37η) συμπίπτουν για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού (88.69 έτη), γεγονός που κάνει τις πιθανότητες μελλοντικής διάρρηξης του ρήγματος σύμφωνα και με τα δύο μοντέλα να είναι ίσες (Πίνακας 4.1).



Σχήμα 4.37 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος του Αϊδινίου (α, β), το ρήγμα Αγκάκα (γ, δ) το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος της Κω (ε, στ) και το Κεντρικό Τμήμα Ρήγματος της Κω (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Αντίθετα, για το ρήγμα που αναπτύσσεται κατά μήκος των δυτικών ακτών του νησιού της Κω που συνδέεται με τον σεισμό του 1968 με μέγεθος $M_w=6.0$, ο σταθερός ρυθμός της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.38α) είναι σημαντικά υψηλότερος από τις τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης. Έτσι και σε αυτή τη περίπτωση οι εκτιμήσεις πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για το ρήγμα είναι υψηλότερες σύμφωνα

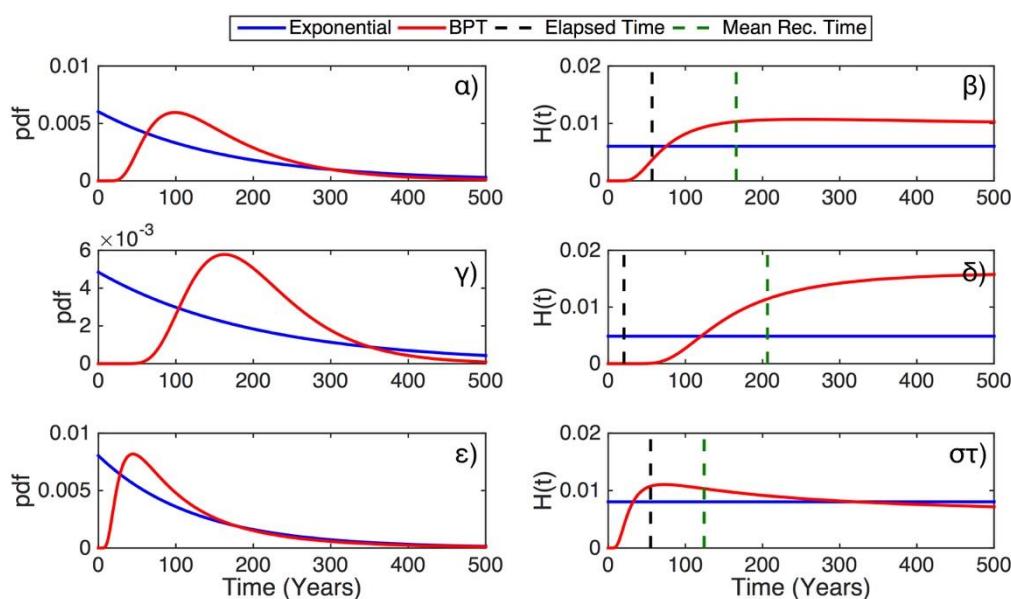
με το Εκθετικό μοντέλο έναντι αυτών σύμφωνα με το μοντέλο BPT για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (Πίνακας 3.29). Τέλος, για τα ρήγματα της Χάλκης και της Σύμης που συνδέονται με τους σεισμούς του 1843 με $M_w=6.6$ και του 1869 με $M_w=6.8$, αντίστοιχα, οι τιμές των συναρτήσεων διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου είναι σημαντικά χαμηλότερες από αυτές των αντίστοιχων συναρτήσεων κινδύνου του Εκθετικού μοντέλου και στις δύο περιπτώσεις (Σχήματα 4.38δ και 4.38στ, αντίστοιχα), ενώ και οι χρόνοι παρέλευσης για κάθε ένα από τα δύο ρήγματα βρίσκονται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τους μέσους χρόνους επανάληψης που εκτιμήθηκαν.



Σχήμα 4.38 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το Δυτικό Τμήμα Ρήγματος της Κω (α, β), το ρήγμα της Χάλκης (γ, δ) και το ρήγμα της Σύμης (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , και των τιμών του συντελεστή μεταβλητότητας, C_v , που αντιπροσωπεύει την απεριοδικότητα, α , της κατανομής BPT δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1 για τα 26 ρήγματα που καθορίστηκαν για τη Ζώνη Ρηγμάτων του Βορείου Αιγαίου. Στον Πίνακα 4.1 δίνονται ακόμη οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης για τα επόμενα 10, 20, 30 έτη για κάθε ρήγμα σύμφωνα με το μέγιστο μέγεθος σεισμού που καθορίστηκε για το κάθε ένα από αυτά. Ξεκινώντας με τις εφαρμογές των δύο στατιστικών κατανομών, Εκθετικής και BPT, από τα ρήγματα που αναπτύσσονται στο βορειοδυτικό τμήμα της ζώνης, αυτές για το αριστερόστροφο ρήγμα των Βόρειο Σποράδων διακρίνονται στα Σχήματα 4.39α και 4.39β. Ο μέσος χρόνος επανάληψης που εκτιμήθηκε για το ρήγμα των Βόρειων Σποράδων είναι ίσος με $T_r=165.9$ έτη και ο συντελεστής μεταβλητότητας τους ίσος με

$C_N=0.6$ για σεισμούς με $M_{max}=6.3\pm0.3$, ενώ ο πιο πρόσφατος σεισμός που έχει συνδεθεί είναι αυτός του 1965 με $M_w=6.1$. Εστιάζοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών (Σχήμα 4.39β) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 56.81 ετών από τον προηγούμενο ισχυρό σεισμό οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.39β) είναι χαμηλότερες από το σταθερό ρυθμό της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχής γραμμή στο Σχήμα 4.39β), ενώ παράλληλα παρουσιάζουν αυξητική τάση τείνοντας να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους. Οι παρατηρήσεις αυτές αποτυπώνονται και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.3\pm0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη. Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις αυτές είναι ίσες με 0.06, 0.11 και 0.16 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο, ενώ αυτές σύμφωνα με το μοντέλο BPT ελαφρώς χαμηλότερες και ίσες με 0.04, 0.08 και 0.14 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα.



Σχήμα 4.39 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα των Βόρειων Σποράδων (α, β), το Δυτικό Τμήμα Ρήγματος της Σκύρου (γ, δ) και το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος της Σκύρου (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

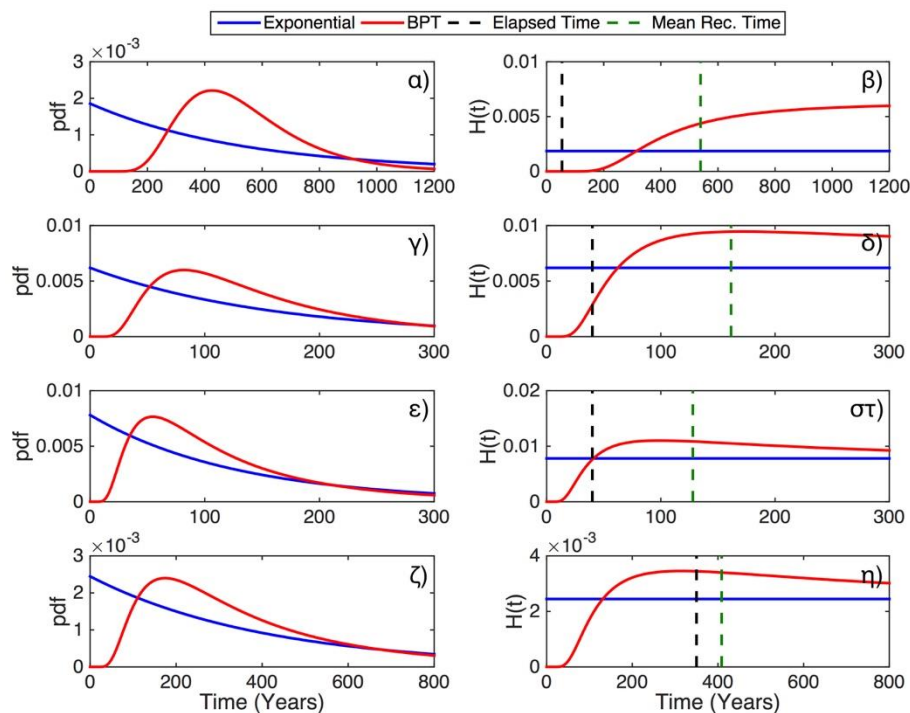
Αντίθετα, οι εφαρμογές των δύο κατανομών (Σχήματα 4.39γ και 4.39δ) στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης για το αριστερόστροφο ρήγμα που αναπτύσσεται δυτικά της Σκύρου και συνδέεται με τον σεισμό του 2001 με $M_w=6.4$ παρουσιάζουν διαφορετική εικόνα. Ειδικότερα, για το ρήγμα αυτό ο μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=206.3$ έτη ενώ η απεριοδικότητα του είναι ίση με 0.4 ($\alpha=0.4$), υποδηλώντας ότι ο μέσος χρόνος επανάληψης παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφορά. Το γεγονός αυτό κάνει τις τιμές της συνάρτησης

διακινδύνευσης της κατανομής BPT (Σχήμα 4.39δ) να παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές για το χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης (20.49 έτη), σε αντίθεση με αυτές της Εκθετικής κατανομής. Σύμφωνα με αυτό, για το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο το ρήγμα βρίσκεται στο στάδιο έναρξης ενός νέου σεισμικού κύκλου για σεισμό με $M_{max}=6.4\pm0.2$. Αυτός είναι και ο λόγος που οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με μέγεθος εντός του παραπάνω εύρους τιμών (Πίνακας 4.1) σύμφωνα με το BPT μοντέλο είναι ιδιαίτερα χαμηλές ($3\cdot10^{-8}$, $5\cdot10^{-6}$ και $10\cdot10^{-5}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα), έναντι των εκτιμήσεων του Εκθετικού μοντέλου (0.05, 0.09 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα).

Συνεχίζοντας με το κανονικό ρήγμα που αναπτύσσεται ανατολικά του νησιού της Σκύρου, που έχει συνδεθεί με τον σεισμό του 1967 με $M_w=6.2$, η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών με $M_{max}=6.2\pm0.2$ για το ρήγμα είναι ίση με $T_r=124.3$ έτη, ενώ ο συντελεστής μεταβλητότητας του είναι ίσος με 0.9 ($C_v=0.9$). Το γεγονός αυτό κάνει τη συνάρτηση διακινδύνευσης της κατανομής BPT να εμφανίζει τη μέγιστη τιμή της σε σημαντικά προγενέστερο χρόνο από τον μέσο χρόνο επανάληψης (Σχήμα 4.39στ), δηλαδή στο αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου. Έτσι, οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό (κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή μαύρου χρώματος στο Σχήμα 4.39στ) λαμβάνουν τη μέγιστη τιμή τους, που είναι υψηλότερη από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.39στ). Αυτό το γεγονός έχει σαν συνέπεια οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.2\pm0.2$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη να είναι υψηλότερες σύμφωνα με το BPT μοντέλο (0.09, 0.15 και 0.22 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα), έναντι αυτών του Εκθετικού μοντέλου (0.07, 0.13 και 0.19 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα).

Περνώντας στα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που αναπτύσσονται στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του Βορείου Αιγαίου, για το ρήγμα του Αγίου Ευστρατίου παρατηρείται ότι ο χρόνος παρέλευσης των 53.86 ετών (κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή μαύρου χρώματος στο Σχήμα 4.40β) από το ισχυρό σεισμό του 1968 με $M_w=7.2$, με τον οποίο συνδέεται, απέχει σημαντική χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης σεισμού με το ανάλογο μέγεθος (κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή πράσινου χρώματος στο Σχήμα 4.39β), ο οποίος εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=539.2$ έτη. Παράλληλα, η τιμή του συντελεστή μεταβλητότητας του μέσου χρόνου επανάληψης, που είναι ίση με $C_v=0.4$, υποδεικνύει ημι-

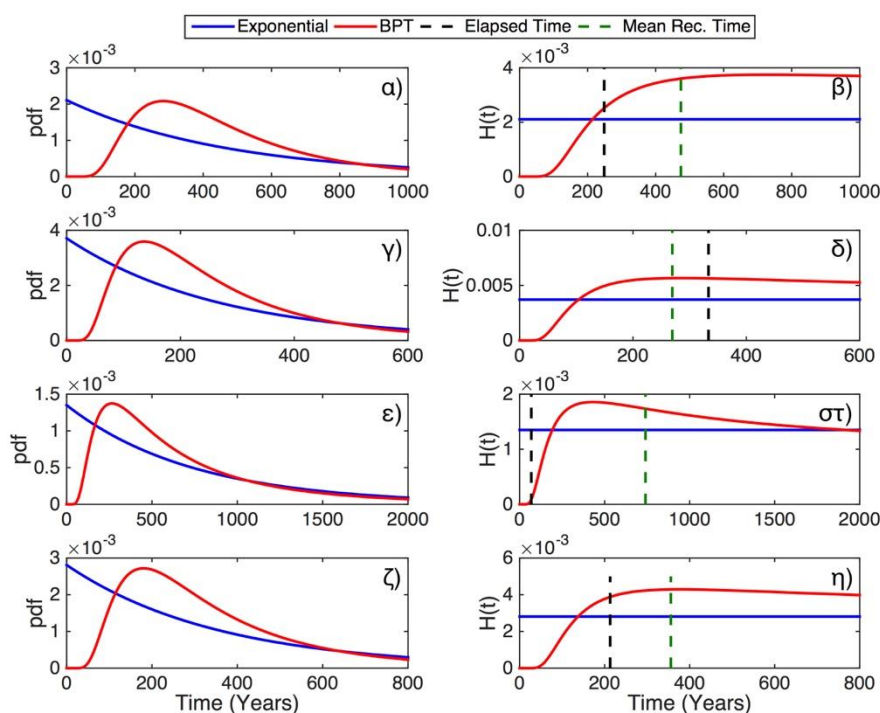
περιοδική συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης, γεγονός που κάνει τη συνάρτηση κινδύνου της κατανομής BPT να εμφανίζει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές για το χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης (Σχήμα 4.40β), όπως και τις αντίστοιχες πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=7.2\pm0.3$ να είναι ιδιαίτερα χαμηλές (πρακτικά μηδενικές) έναντι αυτών του Εκθετικού μοντέλου (Πίνακας 4.1).



Σχήμα 4.40 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα του Αγίου Ευστρατίου (α, β), το ρήγμα Βόρειο Αιγαίο – 1 (γ, δ) το ρήγμα Βόρειο Αιγαίο - 2 (ε, στ) και το ρήγμα της Τενέδου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι εφαρμογές των δύο στατιστικών μοντέλων για τα δύο δεξιόστροφα ρήγματα ,Βόρειο Αιγαίο – 1 και Βόρειο Αιγαίο – 2, που συνδέονται με τους σεισμούς της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981 με $M_w=6.8$ και της 27^{ης} Δεκεμβρίου 1981 με $M_w=6.3$, αντίστοιχα, φαίνονται στα Σχήματα 3.39γ,δ και 3.39ε,στ, αντίστοιχα. Για το πρώτο από αυτά (Βόρειο Αιγαίο – 1), οι τιμές των συναρτήσεων κινδύνου των δύο κατανομών που φαίνονται στο Σχήμα 4.40δ παρουσιάζουν μεγάλες διαφοροποιήσεις για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 40.03 ετών. Συγκεκριμένα, αυτές της Εκθετικής συνάρτησης διακινδύνευσης είναι σημαντικά υψηλότερες από τις αντίστοιχες της κατανομής BPT, οι οποίες παράλληλα βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους που ξεκινά η ανοδική τους τάση να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή του. Αντίθετα, για το ρήγμα Βόρειο Αιγαίο–2 οι τιμές της κατανομής BPT για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης (Σχήμα 4.40στ) είναι υψηλότερες από το ρυθμό διακινδύνευσης της

Εκθετικής κατανομής, κάτι που αντικατοπτρίζεται και στις πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.3\pm0.2$. Ειδικότερα, οι εκτιμήσεις σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.07, 0.13 και 0.19 για επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, έναντι των υψηλότερων τιμών 0.07, 0.14 και 0.21 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη. Οι υψηλότερες εκτιμήσεις πιθανοτήτων για το ρήγμα αυτό σε σχέση με τα προηγούμενα οφείλεται στον μικρότερο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε για αυτό ($T_r=128.0$ έτη) σε συνδυασμό με τη τιμή του συντελεστή μεταβλητότητας αυτής της εκτίμησης που είναι ίσος με $C_v=0.8$, που είναι υψηλότερος από των προηγούμενων εφαρμογών και χαρακτηρίζει υψηλής απεριοδικότητας συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης.



Σχήμα 4.41 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Can (α, β), το ρήγμα Biga (γ, δ), το ρήγμα Gönen (ε, στ) και το ρήγμα Ezine (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Για το τέταρτο ρήγμα αυτής της ομάδας ρηγμάτων, το ρήγμα της Τενέδου, που έχει συνδεθεί με τον ισχυρό σεισμό του 1672 με $M_w=7.0$, ο μέσος χρόνος επανάληψης του έχει εκτιμηθεί ίσος με $T_r=408.6$ έτη, ενώ ο συντελεστής μεταβλητότητας του ίσος με $C_v=0.8$. Όπως προκύπτει από το Σχήμα 4.40η, όπου φαίνονται οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών σε συνδυασμό με τον χρόνο παρέλευσης και τον μέσο χρόνο επανάληψης, ο πρώτος τείνει να προσεγγίσει το δεύτερο (διακεκομμένες γραμμές μαύρου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα). Παράλληλα, η συνάρτηση διακινδύνευσης της κατανομής BPT

(συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.40η) παρουσιάζει σημαντικά υψηλότερες τιμές από αυτές της Εκθετικής, γεγονός που αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=7.0\pm 0.3$ σύμφωνα με τα δύο μοντέλα (Πίνακας 4.1).

Περνώντας στην ομάδα των τεσσάρων δεξιόστροφων ρηγμάτων που αναπτύσσονται στη περιοχή της Βορειοδυτικής Τουρκίας (Can, Biga, Gönen, Ezine) οι εφαρμογές των δύο κατανομών στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν φαίνονται στο Σχήμα 4.41. Αρχίζοντας από το ρήγμα Can, ο μέσος χρόνος επανάληψης σεισμών με $M_{max}=7.2\pm 0.3$ εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=474.2$ έτη, ενώ παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφορά ($C_v=0.6$). Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου των δύο κατανομών (Σχήμα 4.41β) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=7.2\pm 0.3$ (248.82) έτη οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής βρίσκονται σε υψηλότερο επίπεδο από το ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής, ενώ παράλληλα τείνουν να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους. Έτσι, οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=7.2\pm 0.3$ για το ρήγμα Can είναι ελαφρώς υψηλότερες σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (0.02, 0.05 και 0.07 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα), έναντι αυτών που εκτιμήθηκαν εφαρμόζοντας το Εκθετικό μοντέλο (0.02, 0.04 και 0.06 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα).

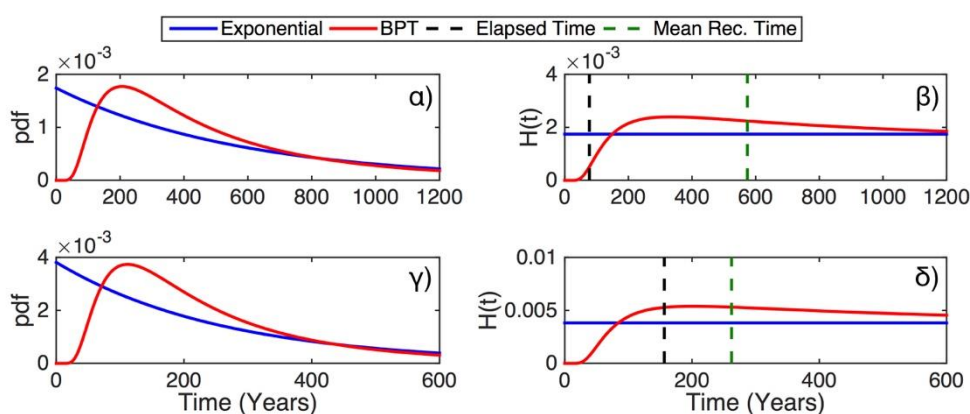
Συνεχίζοντας με το ρήγμα Biga, για αυτό εκτιμήθηκε ο μικρότερος μέσος χρόνος επανάληψης μεταξύ των τεσσάρων ρηγμάτων, που είναι ίσος με $T_r=269.4$ έτη για σεισμού με $M_{max}=6.6\pm 0.3$. Ο συντελεστής μεταβλητότητας του ρήγματος εκτιμήθηκε ίσος με $C_v=0.7$, υποδεικνύοντας μία ελαφρώς αυξημένης απεριοδικότητας συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.41δ για το ρήγμα της Biga, ο χρόνος παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=6.6\pm 0.3$ (333.3 έτη) έχει ξεπεράσει τον μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε (κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές μαύρου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα). Έτσι, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσης βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου αποκτούν σταθερό ρυθμό, αφού έχουν ξεπεράσει το χρόνο που αντιστοιχεί στο μέσο χρόνο επανάληψης, ο οποίος είναι υψηλότερος από αυτόν της Εκθετικής κατανομής.

Περνώντας στις εφαρμογές των κατανομών για το ρήγμα Gönen και για σεισμούς με $M_{max}=7.2\pm0.3$ (Σχήματα 4.41ε και 4.41στ) προκύπτει ότι παρόλο το γεγονός ότι για το ρήγμα αυτό ο συντελεστής μεταβλητότητας του μέσου χρόνου επανάληψης του έχει εκτιμηθεί ίσος με $C_v=0.9$, υποδεικνύοντας υψηλής απεριοδικότητας συμπεριφορά, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 3.40στ) παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές για τον χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού (68.69 έτη· Σεισμός του 1953 με $M_w=7.2$ · Πίνακας 3.2). Αυτό συμβαίνει λόγω του υψηλού μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών με $M_{max}=7.2\pm0.3$ που εκτιμήθηκε και ο οποίος είναι ίσος με $T_r=740.2$ έτη (Πίνακας 3.30). Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω δεδομένα, οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης ενός σεισμού με $M_{max}=7.2\pm0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη είναι ιδιαίτερα χαμηλές και με τα δύο μοντέλα. Συγκεκριμένα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο αυτές είναι ίσες με 0.01, 0.02 και 0.03 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ σύμφωνα με το μοντέλο BPT οι εκτιμήσεις είναι ίσες με $2\cdot10^{-4}$, $5\cdot10^{-4}$ και $10\cdot10^{-3}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα.

Κλείνοντας με αυτή την ομάδα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, για το ρήγμα Ezine, ο μέσος χρόνος επανάληψης σεισμών με $M_{max}=6.9\pm0.3$ (το ρήγμα Ezine έχει συνδεθεί με τον σεισμό του 1809 με $M_w=6.9$) εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=355.8$ έτη με τον συντελεστή μεταβλητότητας του να είναι ίσος με $C_v=0.7$. Εστιάζοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών που εφαρμόστηκαν (Σχήμα 4.41η), προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού, που είναι ίσος με 212.89 έτη, η καμπύλη της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.41η) βρίσκεται σε υψηλότερο επίπεδο από την αντίστοιχη της Εκθετικής, με τις τιμές της να έχουν προσεγγίσει το μέγιστο της. Αυτή η παρατήρηση αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.9\pm0.3$, οι οποίες είναι ίσες με 0.03, 0.05 και 0.08 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο, έναντι τιμών ίσων 0.04, 0.07 και 0.11 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο.

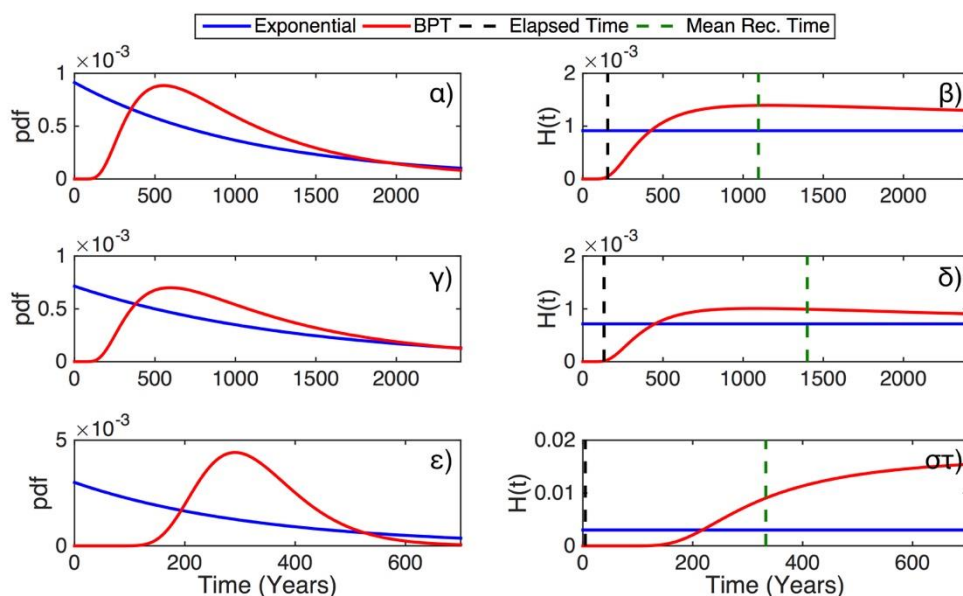
Οι εφαρμογές των δύο κατανομών στους μέσους χρόνους επανάληψης των σεισμών που εκτιμήθηκαν για τα κανονικά ρήγματα Aygancık και Edremit, που αναπτύσσονται βόρεια του νησιού της Λέσβου, φαίνονται στο Σχήμα 4.42. Το ρήγμα Aygancık έχει συνδεθεί με τον σεισμό του 1944 με μέγεθος $M_w=6.9$ και οι παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης και του

συντελεστή μεταβλητότητας του έχουν εκτιμηθεί ίσες με $T_r=574.1$ έτη και $C_v=0.9$, αντίστοιχα. Όπως προκύπτει από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου του (Σχήμα 4.42β), οι τιμές τους παρουσιάζουν σημαντικές διαφοροποιήσεις για το χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 77.23 ετών, με αυτές της Εκθετικής κατανομής να είναι σε σημαντικά υψηλότερο επίπεδο από τις αντίστοιχες της κατανομής BPT. Το γεγονός αυτό έχει αντίκτυπο και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.9\pm 0.3$, με αυτές του Εκθετικού μοντέλου να είναι σημαντικά υψηλότερες (Πίνακας 4.1). Προχωρώντας στην περίπτωση του ρήγματος Edremit, που συνδέεται με τον σεισμό του 1865 με μέγεθος $M_w=6.6$, ο μέσος χρόνο επανάληψης του και ο αντίστοιχος συντελεστής μεταβλητότητας εκτιμήθηκαν ίσοι με $T_r=262.1$ έτη και $C_v=0.8$, αντίστοιχα. Από τις εφαρμογές των δύο κατανομών προκύπτει ότι η συνάρτηση κινδύνου της κατανομής BPT (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.42δ) έχει υπερβεί τη μέγιστη τιμή της για τον χρόνο παρέλευσης των 156.44 ετών και βρίσκονται σε υψηλότερο επίπεδο από τη συνάρτηση κινδύνου της Εκθετικής κατανομής. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την παράλληλο προσέγγιση του χρόνου παρέλευσης στον μέσο χρόνο επανάληψης, επιδρούν στην εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.6\pm 0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, με αυτές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου να είναι υψηλότερες από τις αντίστοιχες του Εκθετικού μοντέλου (0.05, 0.09 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα με το BPT μοντέλο, έναντι 0.03, 0.07 και 0.10 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα με το Εκθετικό μοντέλο).



Σχήμα 4.42 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Agavacik (α, β) και το ρήγμα Edremit (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Για τα τρία ρήγματα που αναπτύσσονται στο νησί της Λέσβου, το δεξιόστροφο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής και τα κανονικά ρήγματα της Ερεσού και των νοτιοανατολικών ακτών της Λέσβου, οι εφαρμογές των δύο μοντέλων φαίνονται στο Σχήμα 4.43. Τα ρήγματα της Αγίας Παρασκευής και της Ερεσού έχουν συνδεθεί με τους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς του 1867 με $M_w=7.0$ και 1889 με $M_w=6.8$, αντίστοιχα, και οι εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης τους είναι οι υψηλότερες μεταξύ του συνόλου των ρηγμάτων της Ζώνης του Βορείου Αιγαίου ($T_r=1095.3$ έτη και $T_r=1399.6$ έτη, αντίστοιχα). Εστιάζοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης που αφορούν το ρήγμα της Αγίας Παρασκευής (Σχήμα 4.43β), προκύπτει ότι σύμφωνα με την εφαρμογή της BPT κατανομής (καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.43β) για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού, το ρήγμα βρίσκεται στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου που θα συνδέεται με σεισμό με $M_{max}=7.0\pm 0.3$, με τις τιμές της να είναι ιδιαίτερα χαμηλές συγκρινόμενες με αυτές της Εκθετικής κατανομής. Η ίδια εικόνα προκύπτει και από τις συναρτήσεις κινδύνου των δύο κατανομών για το ρήγμα της Ερεσού (Σχήμα 4.42β) και για σεισμούς με $M_{max}=6.8\pm 0.3$. Επιπλέον, και στις δύο περιπτώσεις παρατηρείται μεγάλη χρονική απόσταση μεταξύ του χρόνου παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού και του μέσου χρόνου επανάληψης, γεγονός που αποτυπώνεται και στις πιθανότητες γένεσης των επόμενων σεισμών για το κάθε ένα από τα ρήγματα και για σεισμούς με τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών.

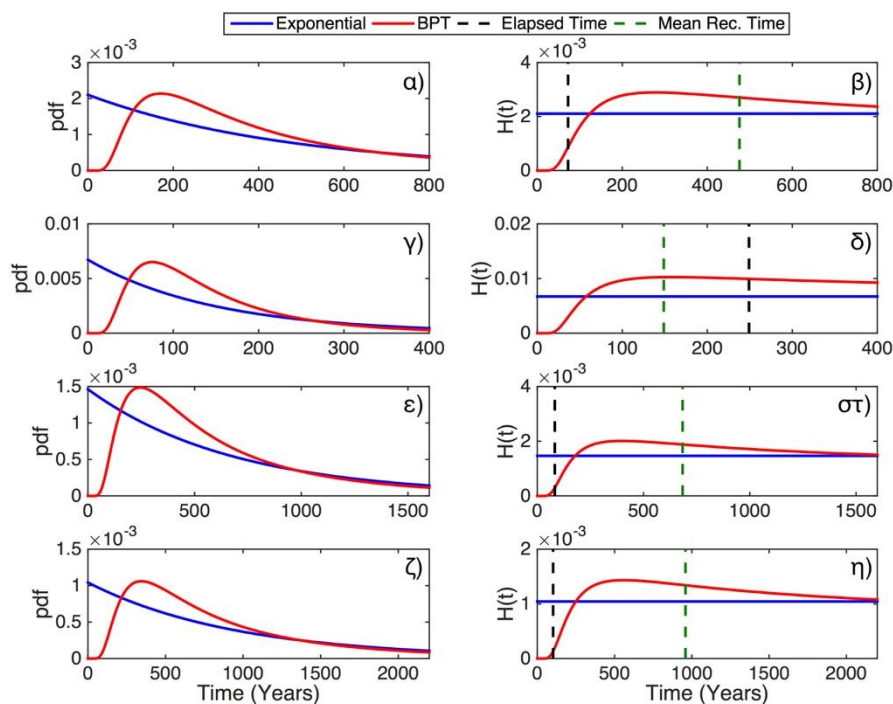


Σχήμα 4.43 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Αγίας Παρασκευής (α, β), το ρήγμα της Ερεσού (γ, δ) και το ρήγμα νοτιοανατολικά της Λέσβου (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι εφαρμογές των δύο κατανομών για το ρήγμα των νοτιοανατολικών ακτών της Λέσβου, που συνδέεται με τον σεισμό του 2017 με $M_w=6.4$ αλλά και με εκείνον του 1845 με $M_w=6.7$ (με το αναθεωρημένο μέγεθος του σεισμού αυτού να είναι ίσο με $M_w=6.3$, και επομένως να προκύπτει καλή συμφωνία μεταξύ των μεγεθών των δύο σεισμών· Πίνακας 3.2), φαίνονται στα Σχήματα 4.43ε και 4.43στ. Εστιάζοντας στις τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT, προκύπτει ότι για τον ιδιαίτερα χαμηλό χρόνο παρέλευσης των 4.55 ετών αυτές είναι ιδιαίτερα χαμηλές έναντι αυτών της Εκθετικής κατανομής. Αυτό συμβαίνει γιατί ο συντελεστής μεταβλητότητας του μέσου χρόνου επανάληψης σεισμών με $M_{max}=6.4\pm 0.2$ ($T_r=333.0$ έτη) είναι ίσος με 0.3, τιμή που χαρακτηρίζει υψηλής περιοδικότητας συμπεριφορά, και που επιδρά στη συνάρτηση διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου, κάνοντας το να εμφανίζει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές στο αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου. Αυτό το χαρακτηριστικό της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.4\pm 0.2$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη. Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο πολλές τάξεις μεγέθους χαμηλότερες και ίσες με $5\cdot 10^{-34}$, $3\cdot 10^{-30}$ και $9\cdot 10^{-21}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Οι διαφοροποιήσεις αυτές είναι ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα των δύο διαφορετικών προσεγγίσεων (χρονο-ανεξάρτητης και χρονο-εξαρτώμενης) στο ζήτημα της μοντελοποίησης του μέσου χρόνου επανάληψης, υπογραμμίζοντας την συμφωνία του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου με τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης.

Συνεχίζοντας νοτιότερα, οι εφαρμογές για τα κανονικά ρήγματα της Βόρειας Χίου και των ρηγμάτων Karaburun, Dikili και Soma φαίνονται στο Σχήμα 4.44. Για το ρήγμα της Βόρειας Χίου, που συνδέεται με τον σεισμό του 1949 με $M_w=6.7$, ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=475.6$ έτη με συντελεστή μεταβλητότητας ίσο με $C_v=0.9$. Οι εφαρμογές των δύο κατανομών με βάση της προηγούμενες παραμέτρους φαίνονται στα Σχήματα 4.44α και 3.43β. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT (Σχήμα 4.44β) προκύπτει ότι χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του σεισμού του 1949 (72.44 έτη), οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT βρίσκονται στον τμήμα της καμπύλης τους όπου ξεκινά η αυξητική τάση τους να προσεγγίσουν την μέγιστη τιμή τους, ενώ παράλληλα βρίσκονται σε χαμηλότερο επίπεδο

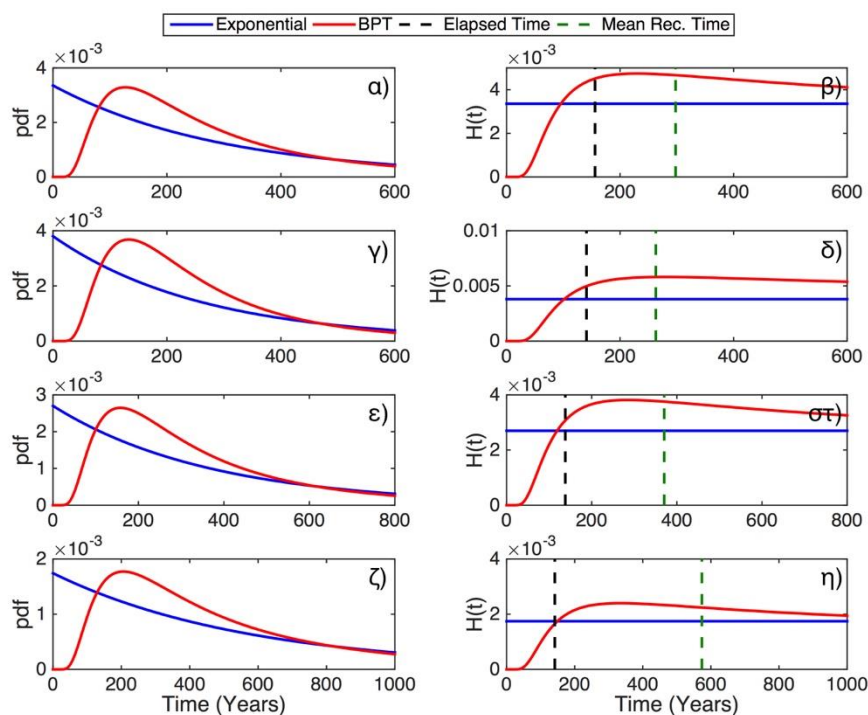
από αυτές της Εκθετικής. Ακόμη, παρατηρείται ότι ο χρόνος παρέλευσης βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε, γεγονός που κάνει και τις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.7\pm0.3$ να είναι παίρνουν σχετικά χαμηλές τιμές (με αυτές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου να είναι χαμηλότερες). Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης για σεισμό με $M_{max}=6.7\pm0.3$ παίρνουν τιμές ίσες με 0.02, 0.04 και 0.05 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και τιμές ίσες με 0.01, 0.02 και 0.03 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα σύμφωνα με το μοντέλο BPT.



Σχήμα 4.44 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Βόρεια της Χίου (α, β), το ρήγμα Karaburun (γ, δ) το ρήγμα Dikili (ε, στ) και το ρήγμα Soma (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Συνεχίζοντας με τις εφαρμογές των κατανομών για το ρήγμα Karaburun, προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό που έγινε σε αυτό (249.09 έτη· Σεισμός του 1772 με $M_w=6.4$) έχει υπερβεί τον μέσο χρόνο επανάληψης του, που έχει εκτιμηθεί ίσος με $T_r=149.8$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=6.4\pm0.3$ (κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές μαύρου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα, στο Σχήμα 4.44δ), με τις τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT να έχουν σταθεροποιηθεί σε υψηλότερο επίπεδο από αυτές της Εκθετικής κατανομής. Ο συνδυασμός των παραπάνω αποτυπώνεται στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.4\pm0.3$, που παίρνουν υψηλές

τιμές και με τις δύο προσεγγίσεις. Ειδικότερα, αυτές που προέκυψαν σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.06, 0.12 και 0.17 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές που εκτιμήθηκαν με το BPT μοντέλο να είναι ίσες με 0.09, 0.16 και 0.23 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Για τα άλλα δύο κανονικά ρήγματα αυτής της ομάδας ρηγμάτων, το ρήγμα Dikili και το ρήγμα Soma, ο μέσος χρόνος επανάληψης βρίσκεται σε σημαντική χρονική απόσταση από τον χρόνο παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών για τα ρήγματα αυτά (Σχήματα 4.44στ και 4.44η, αντίστοιχα), που είναι ίσος με 82.27 έτη για το ρήγμα Dikili (που ο πιο πρόσφατος σεισμός που έχει συνδεθεί είναι αυτός του 1939 με $M_w=6.6$) και ίσος με 102.12 έτη για το ρήγμα Soma (που ο πιο πρόσφατος σεισμός που έχει συνδεθεί είναι αυτός του 1919 με $M_w=7.0$). Έτσι, σύμφωνα με αυτό οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με μεγέθη $M_{max}=6.6\pm0.3$ και $M_{max}=7.0\pm0.3$ για τα ρήγματα Dikili και Soma, αντίστοιχα, παίρνουν χαμηλές τιμές και με τις δύο προσεγγίσεις (Πίνακας 4.1).



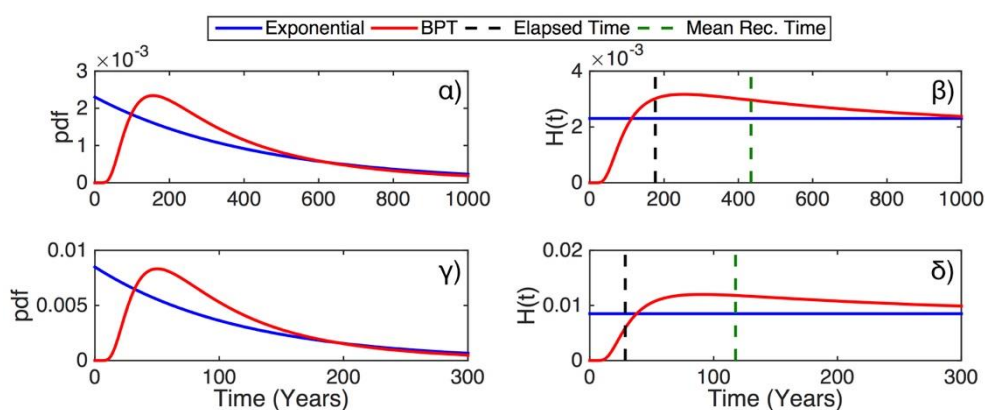
Σχήμα 4.45 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Φιλαδέλφειας (α, β), το ρήγμα Νότια της Χίου (γ, δ) το ρήγμα Cesme (ε, στ) και το ρήγμα Izmir (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Συνεχίζοντας με τα ρήγματα που αναπτύσσονται στο νότιο τμήμα του νησιού της Χίου, ρήγμα Φιλαδέλφειας και Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Χίου, ο μέσος χρόνος επανάληψης τους έχει εκτιμηθεί ίσος με $T_r=297.8$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=6.4\pm0.3$ και ίσος με $T_r=262.9$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=6.5\pm0.3$, αντίστοιχα, ενώ οι τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας τους ίσες

με 0.8 και 0.7, αντίστοιχα. Οι εφαρμογές των στατιστικών κατανομών για το ρήγμα της Φιλαδέλφειας φαίνονται στα Σχήματα 4.45α,β, ενώ αυτές για το Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Χίου στα Σχήματα 4.45γ,δ. Ξεκινώντας με το ρήγμα της Φιλαδέλφειας, προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού (155.9 έτη· Σεισμός του 1866 με $M_w=6.4$), οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.45β) έχει προσεγγίσει τη μέγιστη τιμή της, που είναι σημαντικά υψηλότερη από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής. Παρόμοια είναι η εικόνα και για την περίπτωση του Νότιου Τμήματος Ρήγματος της Χίου (Σχήμα 4.45δ), που ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό με $M_{max}=6.5\pm 0.3$ είναι ίσος με 140.74 έτη (Σεισμός του 1881 με $M_w=6.5$). Οι παρατηρήσεις αυτές επιδρούν στην εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού και στις δύο περιπτώσεις και ειδικότερα σε αυτές που προκύπτουν από το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (Πίνακας 4.1). Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις για το ρήγμα της Φιλαδέλφειας και για σεισμό με $M_{max}=6.4\pm 0.3$ είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.08 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο, έναντι εκτιμήσεων ίσων με 0.04, 0.08 και 0.11 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο. Οι αντίστοιχες εκτιμήσεις που αφορούν το Νότιο Τμήμα Ρήγματος της Χίου και για σεισμό με $M_{max}=6.5\pm 0.3$ παίρνουν τιμές ίσες με 0.03, 0.07 και 0.10 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο, έναντι εκτιμήσεων ίσων με 0.04, 0.08 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο.

Για τις περιπτώσεις των ρηγμάτων Cesme και Izmir με μέσους χρόνους επανάληψης $T_r=307.2$ έτη και $T_r=573.6$ έτη, αντίστοιχα, και για σεισμούς με $M_{max}=6.8\pm 0.3$ και $M_{max}=6.8\pm 0.3$, αντίστοιχα, από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου των δύο κατανομών (Σχήματα 4.45στ και 4.45η, αντίστοιχα) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού στην κάθε περίπτωση (138.12 έτη και 141.42 έτη, αντίστοιχα) οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής προσεγγίζουν τις μέγιστες τιμές τους ενώ παράλληλα είναι λίγο υψηλότερες (ρήγμα Cesme· Σχήμα 4.45στ) ή ίσες (ρήγμα Izmir· Σχήμα 4.45η) με τις αντίστοιχες της Εκθετικής κατανομής. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα και οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού για κάθε μία από αυτές τις περιπτώσεις να είναι ίσες τόσο με βάση το Εκθετικό όσο και με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (Πίνακας 4.1).

Κλείνοντας με τις εφαρμογές των δύο κατανομών στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης για αυτή τη Ζώνη, για το κανονικό ρήγμα Kemalpaşa με μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=434.1$ έτη και συντελεστή μεταβλητότητας ίσο με $C_v=0.9$ για σεισμούς με $M_{max}=6.7\pm0.3$, οι εφαρμογές των κατανομών φαίνονται στα Σχήματα 4.46α και 4.46β. Και σε αυτή τη περίπτωση οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής (Σχήμα 4.46β) που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=6.7\pm0.3$, που είναι ίσος με 176.52 έτη, παίρνουν τη μέγιστη τιμή τους, κάνοντας και τις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού να είναι υψηλότερες σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις αυτές παίρνουν τιμές ίσες με 0.03, 0.05 και 0.08 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο, έναντι των χαμηλότερων εκτιμήσεων 0.02, 0.04 και 0.06 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το χρονο-ανεξάρτητη προσέγγιση. Τέλος, για το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης Seferihisar, που έχει συνδεθεί με τον σεισμό του 1992 με μέγεθος $M_w=6.0$, οι εφαρμογές των δύο κατανομών στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν ($T_r=117.7$ έτη και $C_v=0.8$) φαίνονται στα Σχήματα 3.45γ και 3.45δ. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου των δύο κατανομών (Σχήμα 3.45δ) προκύπτει ότι οι τιμές του Εκθετικής κατανομής είναι ελαφρώς υψηλότερες από αυτές της BPT κατανομής για τον χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης, ενώ οι τελευταίες βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου αυτές ακολουθούν αυξητική τάση.

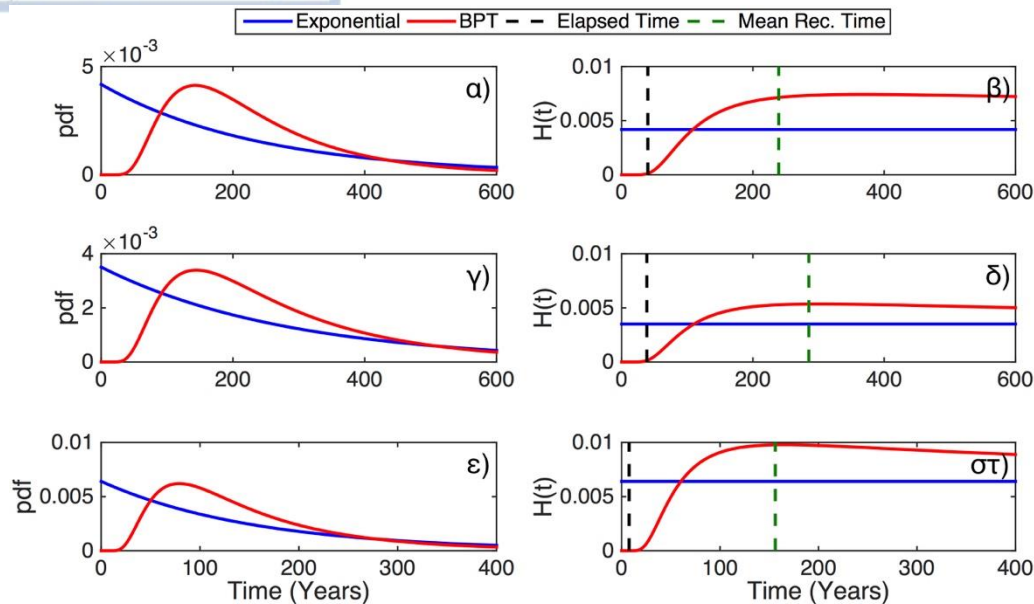


Σχήμα 4.46 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Kemalpaşa (α, β) και το ρήγμα Seferihisar (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι εφαρμογές της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν για τα πέντε Τμήματα Ρήγματος της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου φαίνονται στα Σχήματα 4.46 και 4.47. Ξεκινώντας από τα δυτικά προς τα ανατολικά, οι εφαρμογές για το Τμήμα Ρήγματος της Γλαύκης, το οποίο έχει μέσο εκτιμώμενο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=239.3$ έτη και η παράμετρος της απεριοδικότητας του είναι ίση με $\alpha=0.6$, οι γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων πυκνότητας πιθανότητας και οι συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών δίνονται στα Σχήματα 4.46α και 4.46β. Εστιάζοντας, στις συναρτήσεις κινδύνου παρατηρούμε ότι ο χρόνος παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με $M_{max}=7.0\pm 0.2$ (κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή μαύρου χρώματος στο Σχήμα 4.46β), που είναι ίσος με 39.95 έτη (σεισμός του 1983 με $M_w=7.0$), βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης (κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή πράσινου χρώματος στο Σχήμα 4.46β), ενώ παράλληλα οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.46β) για τον χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης είναι σημαντικά μικρότερες έναντι του σταθερού ρυθμού διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής μπλε γραμμή στο Σχήμα 3.46β). Η παρατήρηση αυτή υποδηλώνει ότι σύμφωνα με το μοντέλο BPT το ρήγμα βρίσκεται σε αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου που θα αφορά σεισμό με μέγεθος $M_{max}=7.0\pm 0.2$. Το τελευταίο συμπέρασμα αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για το ρήγμα, οι οποίες παίρνουν τιμές ίσες με 0.04, 0.08 και 0.11 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και ίσες με $2\cdot 10^{-3}$, $9\cdot 10^{-3}$ και 0.02 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη σύμφωνα με το μοντέλο BPT.

Αντίστοιχη εικόνα παρουσιάζουν και οι εφαρμογές των δύο κατανομών για τα Τμήματα Ρήγματος του Άθω (Σχήματα 4.47γ και 4.47δ) και της Σαμοθράκης (Σχήματα 4.47ε και 4.47στ). Πιο συγκεκριμένα, για το Υπεράκτιο Τμήμα Ρήγματος του Άθω, που ο πιο πρόσφατος ισχυρός σεισμός που συνδέεται είναι αυτός του 1983 με μέγεθος $M_w=6.8$ (που βρίσκεται στο κάτω όριο του εύρους του μέγιστου μεγέθους $M_{max}=7.1\pm 0.3$ που συνδέεται με το ρήγμα), ο μέσος χρόνος επανάληψης των 285.2 ετών ($T_r=285.2$ έτη) βρίσκεται σε επίσης μεγάλη χρονική απόσταση από τον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού (Σχήμα 4.47δ). Και σε αυτή τη περίπτωση τόσο οι τιμές των συναρτήσεων διακινδύνευσης (Σχήμα 4.47δ), όσο και οι εκτιμήσεις μελλοντικής διάρρηξης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (Πίνακας 4.1),

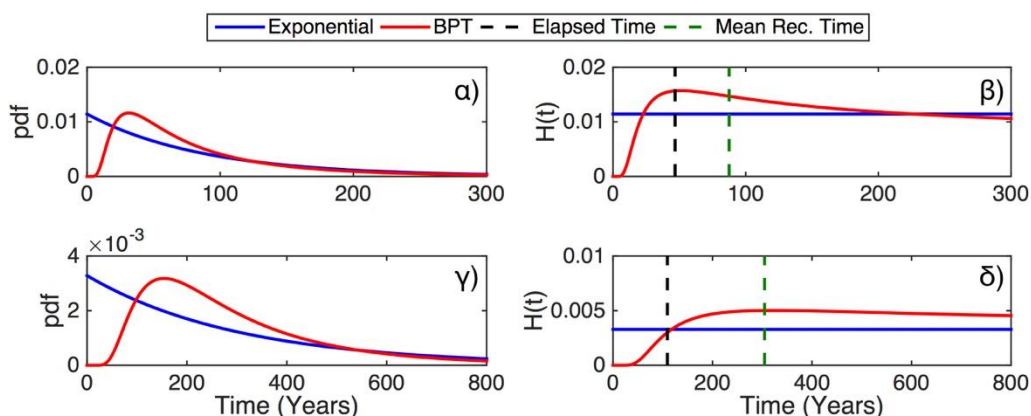
παρουσιάζουν σημαντικά υψηλότερες τιμές σύμφωνα με το χρόνο-ανεξάρτητο μοντέλο έναντι του μοντέλου BPT.



Σχήμα 4.47 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το Τμήμα Ρήγματος της Γλαύκης (α, β), το Υπεράκτιο Τμήμα Ρήγματος του Άθω (γ, δ) και το Τμήμα Ρήγματος της Σαμοθράκης (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Οι διαφορές μεταξύ των δύο μοντέλων αποτυπώνονται ακόμη πιο καθαρά στη περίπτωση του Τμήματος Ρήγματος της Σαμοθράκης που συνδέεται με τον πιο πρόσφατο ισχυρό σεισμό που έγινε στην Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, αυτόν της 24^{ης} Μαΐου του 2014 με μέγεθος $M_w=6.8$. Ειδικότερα, και σε αυτή τη περίπτωση ο χρόνος παρέλευσης (7.61 έτη) από τον προηγούμενο σεισμό με $M_{max}=7.1\pm 0.3$ (επίσης στο κάτω όριο του του εύρους του μέγιστου μεγέθους) βρίσκεται σε σημαντική χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης των 156.1 ετών που εκτιμήθηκε (Πίνακας 4.1). Οι σημαντικές διαφορές μεταξύ των τιμών των δύο συναρτήσεων κινδύνου διακρίνονται στο Σχήμα 4.47στ, όπου σύμφωνα με το μοντέλο BPT το ρήγμα διανύει το στάδιο έναρξης ενός νέου σεισμικού κύκλου για σεισμό με $M_{max}=7.1\pm 0.3$, παρατήρηση που αποτυπώνεται και στις πιθανότητες γένεσης σύμφωνα με τα δύο μοντέλα που εφαρμόστηκαν (Πίνακας 4.1). Συγκεκριμένα, οι τιμές των πιθανοτήτων που εκτιμήθηκαν για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ιδιαίτερα υψηλές και παίρνουν τιμές ίσες με 0.06, 0.12 και 0.17, αντίστοιχα, ενώ αυτές που εκτιμήθηκαν σύμφωνα με το μοντέλο BPT είναι σημαντικά χαμηλότερες και παίρνουν τιμές ίσες $6\cdot 10^{-5}$, $3\cdot 10^{-3}$ και 0.01 για επόμενα 10, 20 και 30 έτη.

Περνώντας στα άλλα δύο Τμήματα Ρήγματος της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου που αναπτύσσονται στο ανατολικό της κομμάτι, το ρήγμα του Σάρου παρουσιάζει τον χαμηλότερο μέσο χρόνο επανάληψης μεταξύ των πέντε Τμήματα Ρήγματος σύμφωνα με τις εκτιμήσεις της μεθόδου της διατήρησης της σεισμικής ροπής. Ειδικότερα, για αυτό ο μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=87.5$ έτη, ενώ η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.9$ για σεισμούς με $M_{max}=6.9\pm0.3$. Η υψηλή μεταβλητότητα του μέσου χρόνου επανάληψης του που προέκυψε από τις εκτιμήσεις της παρούσας διατριβής βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τα παρατηρούμενα διαστήματα επανάληψης των σεισμών με μεγέθη εντός του παραπάνω εύρους μεγεθών που έχουν συνδεθεί με αυτό (Πίνακας 3.2· Κεφάλαιο 3). Οι εφαρμογές των δύο κατανομών και των συναρτήσεων κινδύνου τους για το Τμήμα Ρήγματος του Σάρου φαίνονται στα Σχήματα 4.48α και 4.48β, αντίστοιχα. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου των δύο κατανομών (Σχήμα 4.48β) προκύπτει ότι για χρόνο t ίσο με το χρόνο παρέλευσης (46.77 έτη) από τον προηγούμενο σεισμό με $M_{max}=6.9\pm0.3$ (27 Μαρτίου 1975 με μέγεθος $M_w=6.6$) οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.48β) έχουν υπερβεί την μέγιστη τιμή τους και είναι σημαντικά υψηλότερες από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.48β), ενώ παράλληλα τείνουν να προσεγγίσουν το μέσο χρόνο επανάληψης (κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή πράσινου χρώματος στο Σχήμα 4.48β).



Σχήμα 4.48 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το Τμήμα Ρήγματος του Σάρου (α, β) και το ρήγμα του Γκάνου (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Το γεγονός αυτό αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.9\pm0.3$, των οποίων οι τιμές σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο

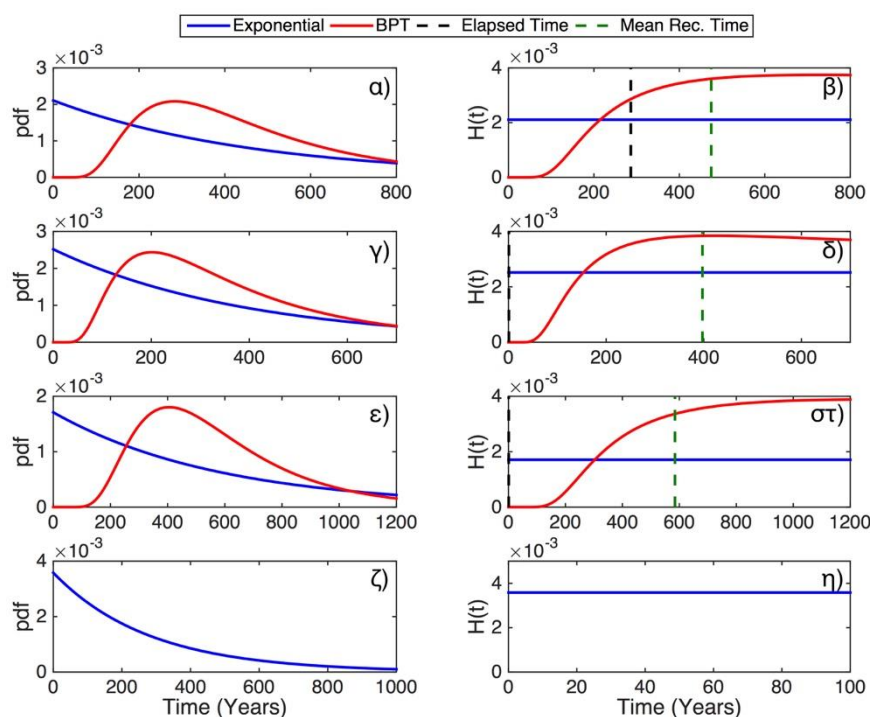
είναι υψηλότερες με τιμές ίσες με 0.12, 0.23 και 0.31 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, έναντι αυτών του Εκθετικού μοντέλου που είναι ίσες με 0.09, 0.17 και 0.25 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι εκτιμήσεις μελλοντικής διάρρηξης του ρήγματος του Σάρου είναι οι υψηλότερες που υπολογίστηκαν για τα πέντε Τμήματα Ρήγματος της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (Πίνακας 3.31) λόγω του μικρότερου χρόνου επανάληψής του.

Τέλος, για το ρήγμα του Γκάνου, που είναι το μεγαλύτερων διαστάσεων από τα πέντε, συνδέεται με τους ισχυρότερους σεισμούς που έγιναν στην Ζώνη Διάρρηξη ($M_{max}=7.6\pm 0.3$) και ο τελευταίος εξ αυτών έγινε το 1912, οι εφαρμογές των δύο κατανομών και των αντίστοιχων συναρτήσεων κινδύνου φαίνονται στα Σχήματα 4.48γ και 4.48δ, αντίστοιχα, σύμφωνα με τις εκτιμήσεις του χρόνου επανάληψης του ($T_r=304.5$ έτη, $\alpha=0.7$ · Πίνακας 4.1). Εστιάζοντας στις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου των δύο κατανομών παρατηρείται ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 109.4 ετών, η συνάρτηση διακινδύνευσης της BPT κατανομής βρίσκεται στο τμήμα της καμπύλης της όπου οι τιμές της παρουσιάζουν αύξουσα τάση τείνοντας να προσεγγίζουν τη μέγιστη τιμή τους, ενώ παράλληλα συμπίπτουν με τον σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.48δ). Αυτός είναι και ο λόγος που οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης και των δύο μοντέλων είναι ίσες και παίρνουν τιμές ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα (Πίνακας 4.1).

Οι παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης (T_r, α) που εκτιμήθηκαν και είναι απαραίτητες για την εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT για τα δεκαπέντε κανονικά ρήγματα της Ζώνης Ρηγμάτων της Θεσσαλίας δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος του Τυρνάβου και το ρήγμα της Γυρτώνης δεν έχουν συνδεθεί με κάποιο καταγεγραμμένο σεισμό κατά το διάστημα αναφοράς που ο κατάλογος ισχυρών σεισμών της περιοχής θεωρήθηκε πλήρης ($M_w \geq 6.2$ από το 1735 και με $6.0 \leq M_w < 6.2$ από το 1960). Στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης των δύο αυτών ρηγμάτων εφαρμόσθηκε μόνο η Εκθετική κατανομή, όπως και σε όλες τις συναφείς περιπτώσεις προηγούμενων Ζωνών Διάρρηξης.

Ξεκινώντας από το ρήγμα των Τρικάλων που συνδέθηκε με τον ιστορικό σεισμό του 1735 με $M_w=6.4$, ο μέσος χρόνος επανάληψης του είναι ίσος με $T_r=474.6$ έτη και η απεριοδικότητα του ίση με $\alpha=0.6$. Από τις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών που

εφαρμόσθηκαν (Σχήμα 4.49α) προκύπτει ότι οι τιμές της για την κατανομή BPT (κόκκινη συνεχής γραμμή στο Σχήμα 4.49β) βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης που παρουσιάζει αυξητική τάση, τείνοντας να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους, και είναι υψηλότερες από αυτές της Εκθετικής (μπλε συνεχής γραμμή στο Σχήμα 4.49β) για το χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα και οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (από 1/1/2022) για σεισμό με $M_{max}=6.4\pm0.3$ να είναι ελαφρώς υψηλότερες σύμφωνα με τη κατανομή BPT, συγκρινόμενες με αυτές που προέκυψαν με την εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής (Πίνακας 4.1). Αντίθετα, για τα δυτικό και κεντρικό Τμήματα Ρήγματος του Τυρνάβου, που συνδέονται με τους πρόσφατους σεισμούς του Μαρτίου του 2021 με μεγέθη $M_w=6.0$ και $M_w=6.3$, αντίστοιχα, οι διαφορές των δύο στατιστικών προσεγγίσεων είναι μεγάλες λαμβάνοντας υπόψη τον πολύ μικρό χρόνο παρέλευσης για τα δύο ρήγματα (0.82 έτη).



Σχήμα 4.49 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχής γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα των Τρικάλων (α, β), το δυτικό τμήμα Ρήγματος του Τυρνάβου (γ, δ) το κεντρικό Τμήμα Ρήγματος του Τυρνάβου (ε, στ) και το ανατολικό Τμήμα Ρήγματος του Τυρνάβου (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

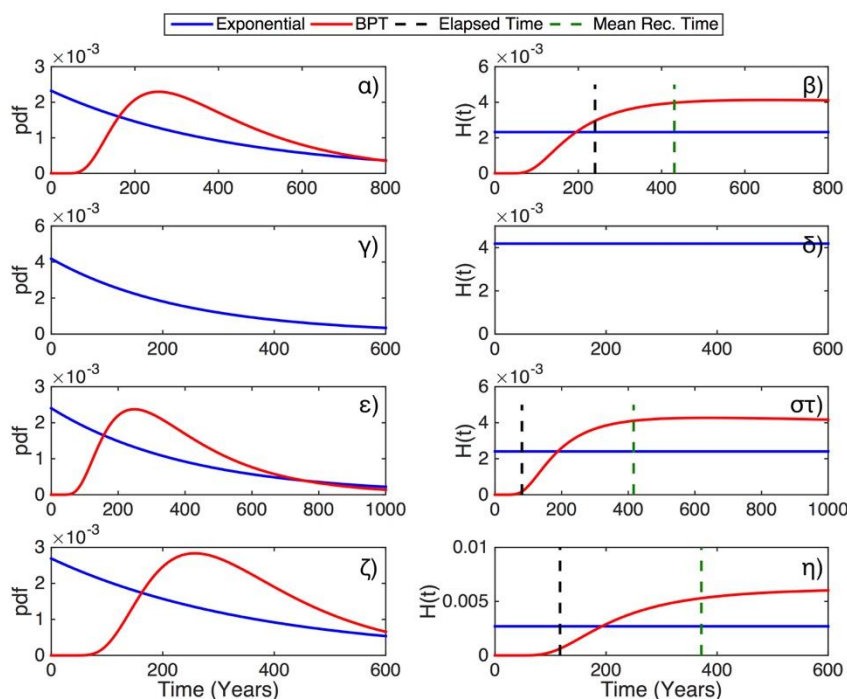
Έτσι, από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου τους (Σχήματα 4.49δ και 4.49στ), προκύπτει ότι σύμφωνα με το BPT μοντέλο τα δύο ρήγματα βρίσκονται στο στάδιο έναρξης ενός νέου σεισμικού κύκλου, με πολύ χαμηλές τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης και σημαντικά υψηλότερες για το χρονο-ανεξάρτητο Εκθετικό μοντέλο. Οι αντίστοιχες

πιθανότητες γένεσης για σεισμούς με $M_{max}=6.0\pm 0.2$ και $M_{max}=6.3\pm 0.2$, αντίστοιχα, είναι πρακτικά μηδενικές σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο, ενώ για το Εκθετικό έχουν ένα εύρος τιμών μεταξύ 0.02 και 0.07 και 0.01 και 0.03, για το Δυτικό και το Κεντρικό Τμήμα Ρήγματος, αντίστοιχα, για τα επόμενα 30 έτη. Οι διαφοροποιήσεις στις τιμές των πιθανοτήτων του Εκθετικού μοντέλου για τα δύο τμήματα οφείλονται στις διαφορετικές τιμές του χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν για αυτά. Για το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος του Τυρνάβου, για το οποίο εφαρμόσθηκε μόνο το Εκθετικό μοντέλο (Σχήματα 4.49ζ,η), οι τιμές πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για σεισμό με $M_{max}=5.9\pm 0.3$ (μέγιστο αναμενόμενο με βάση το μήκος του) είναι ίσες με 0.04, 0.07 και 0.10 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα (Πίνακας 4.1).

Περνώντας στα ρήγματα που αναπτύσσονται ανατολικότερα, οι εφαρμογές των δύο κατανομών για το ρήγμα της Ροδιάς φαίνονται στα Σχήματα 4.50α και 4.50β. Από τις συναρτήσεις κινδύνου των δύο κατανομών (Σχήμα 4.50β) προκύπτει ότι για χρόνο t ίσο με τον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού που έχει συνδεθεί με το ρήγμα (240.3 έτη) οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομή BPT προσεγγίζουν τη μέγιστη τιμή του και είναι ελαφρώς υψηλότερες από αυτές τις Εκθετικής κατανομής. Οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης για σεισμό με $M_{max}=6.2\pm 0.3$ ακολουθούν αυτή την εικόνα, με αυτές τις Εκθετικής κατανομής να είναι ίσες με 0.02, 0.04 και 0.07 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου να είναι ίσες με 0.03, 0.05 και 0.08, αντίστοιχα. Για το ρήγμα της Γυρτώνης που δεν έχει ούτε αυτό συνδεθεί με κάποιο καταγεγραμμένο σεισμό κατά το διάστημα αναφοράς οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης και για σεισμό με $M_{max}=5.8\pm 0.3$ (μέγιστο αναμενόμενο με βάση το μήκος του) παρουσιάζουν ανάλογες τιμές (Πίνακας 4.1) με την συναφή προηγούμενη περίπτωση του Ανατολικού Τμήματος Ρήγματος του Τυρνάβου.

Οι περιπτώσεις του ρήγματος της Λάρισας και του ρήγματος της Σκήτης, που συνδέονται με τους σεισμούς του 1941 με $M_w=6.3$ και του 1905 με $M_w=6.2$, παρουσιάζουν ομοιότητες με τις προηγούμενες περιπτώσεις του Δυτικού και Κεντρικού Τμημάτων Ρήγματος του Τυρνάβου. Ειδικότερα, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομή BPT (Σχήματα 4.50στ και 4.50η, αντίστοιχα) παρουσιάζουν πολύ χαμηλές τιμές για τον χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης τους, που βρίσκεται σε σημαντικά μεγάλη απόσταση από τους αντίστοιχους μέσους χρόνους επανάληψης, ενώ αυτές της Εκθετικής αρκετά υψηλότερες,

όπως και οι αντίστοιχες εκτιμήσεις των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης για σεισμούς με $M_{max}=6.2\pm0.3$ και $M_{max}=6.3\pm0.3$ για τα ρήγματα της Λάρισας και της Σκήτης, αντίστοιχα (Πίνακας 3.32). Συνεχίζοντας με το ρήγμα Πουρί, οι εφαρμογές των δύο μοντέλων παρουσιάζουν επίσης αντιστοιχίες με τις προηγούμενες περιπτώσεις. Συγκεκριμένα, οι απαραίτητες παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης και της απεριοδικότητας του για την εφαρμογή των δύο μοντέλων είναι ίσες με $T_r=310.9$ έτη και $\alpha=0.3$, αντίστοιχα, για σεισμούς με μεγέθη $M_{max}=6.2\pm0.3$, ενώ ο χρόνος παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό είναι ίσος με 91.75. Έτσι, παρατηρούμε ότι ο χρόνος παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού είναι σε σημαντική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης και εντός του χρονικού διαστήματος όπου οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής (συνεχής κόκκινη καμπύλη στο Σχήμα 4.51β) όπου οι τιμές τις είναι ιδιαίτερα χαμηλές και μικρότερες συγκριτικά με αυτές της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.51β).



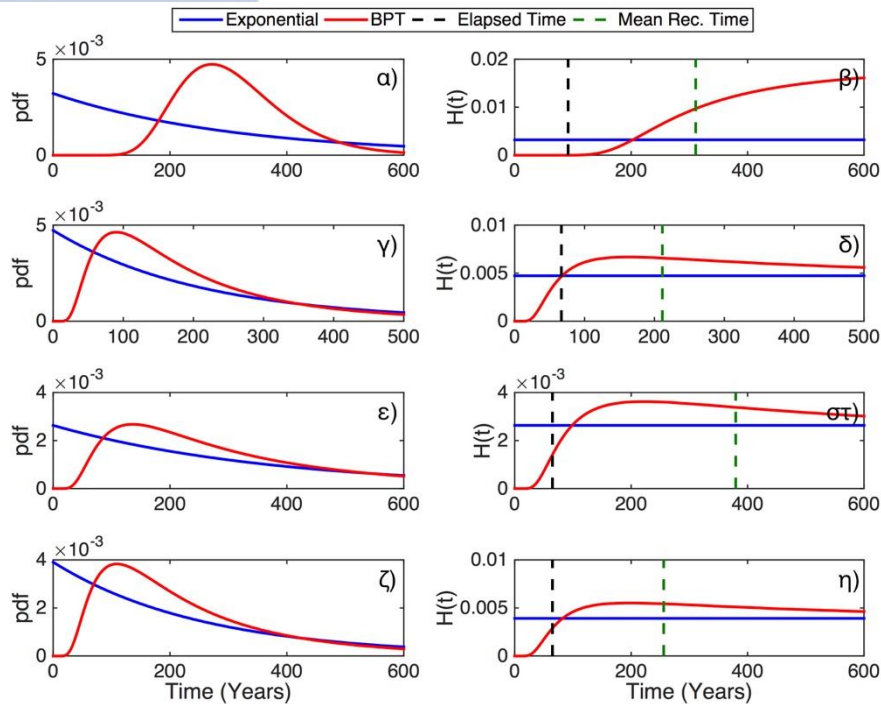
Σχήμα 4.50 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Ροδιάς (α, β), το ρήγμα της Γυρτώνης (γ, δ) το ρήγμα της Λάρισας (ε, στ) και το ρήγμα της Σκήτης (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Σχετικά με τα έξι ρήγματα που αναπτύσσονται στο Νότιο τμήμα της Θεσσαλίας, για το ρήγμα των Παγασών οι εφαρμογές των δύο στατιστικών μοντέλων φαίνονται στα Σχήματα 4.51γ και 4.51δ. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο μοντέλων (Σχήμα 4.51δ) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης

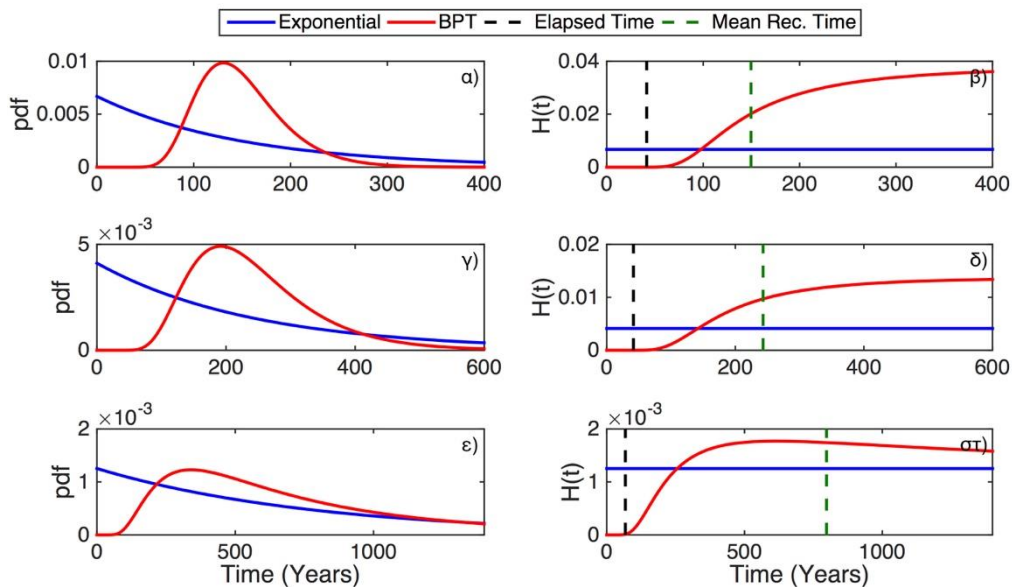
από τον προηγούμενο σεισμό (66.7 έτη· σεισμός του 1955 με $M_w=6.2$) οι τιμές τους συμπίπτουν, ενώ παράλληλα αυτές της BPT κατανομής βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου τείνουν να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους. Οι παραπάνω παρατηρήσεις αντικατοπτρίζονται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης για το ρήγμα των Παγασών και για σεισμό με $M_{max}=6.2\pm 0.3$, οι οποίες είναι ίσες με 0.04, 0.08 και 0.11 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με την Εκθετική κατανομή και ίσες με 0.04, 0.08 και 0.12 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με την BPT κατανομή. Οι εφαρμογές για τα ρήγματα του Ρήγειου και των Φαρσάλων φαίνονται στα Σχήματα Σχήματα 4.51ε-4.51στ και Σχήματα 4.51ζ-4.51η, αντίστοιχα. Από αυτές προκύπτει ότι και στις δύο περιπτώσεις οι αντίστοιχες συναρτήσεις διακινδύνευσης του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου για τον χρόνο παρέλευσης των 64.79 ετών από τους προηγούμενους σεισμούς σε αυτά (συνδέονται με τους 2 ισχυρούς σεισμούς του 1957 με μεγέθη $M_w=6.8$ και $M_w=6.5$, αντίστοιχα) βρίσκονται χαμηλότερα από των αντίστοιχων τιμών της συνάρτησης κινδύνου της Εκθετικής κατανομής. Σύμφωνα με αυτό και οι αντίστοιχες πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού για τα δύο ρήγματα είναι χαμηλότερες εφαρμόζοντας το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο. Ακόμη, συγκρίνοντας τις τιμές των πιθανοτήτων (Πίνακας 4.1) προκύπτει πως αυτές που αφορούν το ρήγμα των Φαρσάλων και για σεισμό με $M_{max}=6.5\pm 0.3$ είναι υψηλότερες από αυτές που αφορούν το ρήγμα του Ρήγειου και για σεισμό με $M_{max}=6.8\pm 0.3$. Το γεγονός αυτό οφείλεται στον μικρότερο μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε για το ρήγμα των Φαρσάλων ($T_r=255.9$ έτη) έναντι αυτού που εκτιμήθηκε για το ρήγμα του Ρήγειου ($T_r=379.7$ έτη), δεδομένου ότι ο χρόνος παρέλευσης των προηγούμενων σεισμών είναι ίδιος και πως και τα δύο ρήγματα παρουσιάζουν υψηλές τιμές απεριοδικότητας.

Για τα ρήγματα της Νέας Αγχιάλου και του Βόλου που συνδέονται με τους σεισμούς της 9^{ης} Ιουλίου του 1980 με μεγέθη $M_w=6.1$ και $M_w=6.5$, αντίστοιχα, από την εφαρμογή των δύο στατιστικών μοντέλων προκύπτει ότι και τα δύο βρίσκονται σε πρώιμο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο, όπως προκύπτει από τις ιδιαίτερα χαμηλές τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής, έναντι αυτών της Εκθετικής (Σχήματα 4.52β και 4.52δ, αντίστοιχα). Οι εκτιμώμενες τιμές των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης και για δύο ρήγματα είναι υψηλότερες σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο σε σύγκριση με αυτές του BPT μοντέλου (Πίνακας 4.1). Και σε αυτή τη περίπτωση ρηγμάτων, όπως και των δύο προηγούμενων, αυτές για το ρήγμα της Νέας Αγχιάλου είναι

υψηλότερες για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, λόγω του μικρότερο μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε για αυτό.



Σχήμα 4.51 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Πουρί (α, β), το ρήγμα των Παγασών (γ, δ) το ρήγμα του Ρήγειου (ε, στ) και το ρήγμα των Φαρσάλων (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.



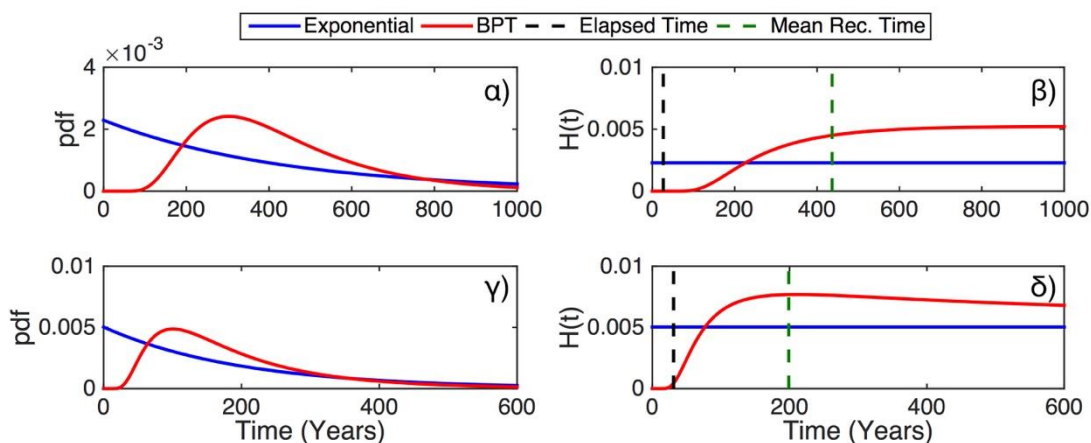
Σχήμα 4.52 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Νέας Αγχιάλου (α, β), το ρήγμα του Βόλου (γ, δ) και το ρήγμα της Εκκάρας (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τέλος, για το ρήγμα της Εκκάρας, που συνδέεται με τον σεισμό του 1954 με μέγεθος $M_w=7.0$, από την εφαρμογή των δύο κατανομών στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν ($T_r=797.8$ έτη και $\alpha=0.8$) προκύπτει ότι ο χρόνος παρέλευσης του (67.67 έτη· μαύρη διακεκομμένη ευθεία στο Σχήμα 4.52στ) βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης (πράσινη διακεκομμένη ευθεία στο Σχήμα 4.52στ) που εκτιμήθηκε και αφορά σεισμούς με $M_{max}=7.0\pm 0.3$. Παράλληλα, για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης παρατηρούνται μεγάλες διαφορές μεταξύ του σταθερού ρυθμού της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 3.51στ) σε σύγκριση με αυτές της κατανομής BPT (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 3.51στ), οι οποίες αντιστοιχούν σε πρώιμο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα της Εκκάρας σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο.

Οι παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , και της απεριοδικότητας, α , που είναι απαραίτητες για την εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής κατανομής BPT για τα δεκατρία ρήγματα της Ζώνης Ρηγμάτων της Κεντρικής και Ανατολικής Μακεδονίας, της Θράκης και της Νότιας Βαλκανικής δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1. Ξεκινώντας από τα ρήγματα που αναπτύσσονται στο δυτικό τμήμα της Ζώνης Ρηγμάτων, οι εφαρμογές της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT για το ρήγμα της Κοζάνης, που συνδέεται με τον σεισμό του 1995 με μέγεθος $M_w=6.5$, φαίνονται στα Σχήματα 4.53 και 4.53β. Οι παράμετροι του μέσου χρόνου επανάληψης και της απεριοδικότητας που εκτιμήθηκαν για το ρήγμα της Κοζάνης είναι ίσες με $T_r=436.6$ έτη και $\alpha=0.5$, αντίστοιχα, που σημαίνει ότι σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο, που αντιπροσωπεύει η κατανομή BPT, το ρήγμα της Κοζάνης παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφορά. Έτσι, εστιάζοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης των δύο κατανομών (Σχήμα 4.53β) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 26.64 ετών οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.53β) είναι σημαντικά χαμηλότερες από αυτές της Εκθετικής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.53β), υπογραμμίζοντας ότι σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο βρίσκεται στην έναρξη ενός νέου σεισμικού κύκλου που θα αφορά σεισμούς με $M_{max}=6.5\pm 0.2$. Αυτός είναι και ο λόγος που και οι εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης ενός σεισμού με $M_{max}=6.5\pm 0.2$ με βάση τα δύο μοντέλα παρουσιάζουν επίσης σημαντικές διαφοροποιήσεις. Ειδικότερα, αυτές που εκτιμήθηκαν με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.02, 0.04 και 0.06 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ

αυτές που εκτιμήθηκαν με το μοντέλο BPT παίρνουν τιμές ίσες με $9 \cdot 10^{-11}$, $2 \cdot 10^{-8}$ και $6 \cdot 10^{-7}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα.

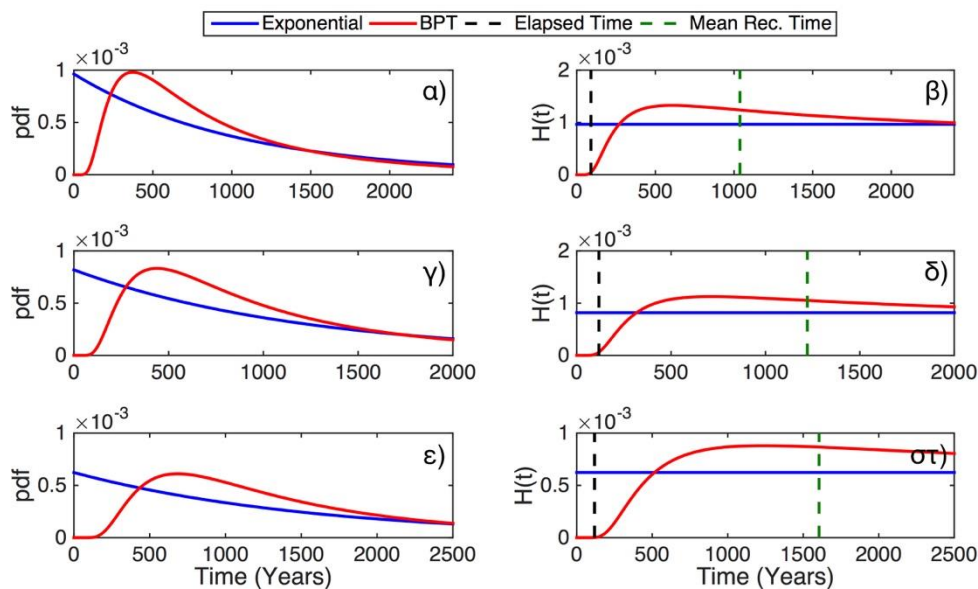
Παρόμοια είναι η εικόνα και για το δεύτερο κανονικό ρήγμα που αναπτύσσεται στο δυτικό τμήμα της περιοχής, το ρήγμα της Χρυσής, που συνδέεται με τον σεισμό με $M_w=6.0$ που έγινε το 1990 και έπληξε την ευρύτερη περιοχή των Νομών Πέλλας και Κιλκίς. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο κατανομών που εφαρμόστηκαν (Σχήμα 4.53δ) προκύπτει και σε αυτή τη περίπτωση σημαντική διαφορά μεταξύ των τιμών τους. Ειδικότερα, οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.53δ) για τον χρόνο που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού (31.03 έτη) βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου είναι σημαντικά χαμηλότερες από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής, ενώ παράλληλα αρχίζουν να παρουσιάζουν αυξητική τάση. Οι εκτιμήσεις της πιθανότητας γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.0 \pm 0.2$ για το ρήγμα της Χρυσής παρουσιάζουν επίσης σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ των δύο μοντέλων. Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.04, 0.09 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη έναντι εκτιμήσεων που παίρνουν τιμές ίσες με 0.01, 0.02 και 0.04 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο.



Σχήμα 4.53 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Κοζάνης (α, β) και το ρήγμα της Χρυσής (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Συνεχίζοντας με τα ρήγματα που αναπτύσσονται στο νότιο τμήμα της Βόρειας Μακεδονίας και της Βουλγαρίας, το ρήγμα Valandovo και τα Δυτικό και Ανατολικό Τμήματα Ρήγματος του Krupnik, οι εφαρμογές των δύο στατιστικών κατανομών φαίνονται στα Σχήματα 4.54α,β,

4.54γ,δ και 4.54ε,στ, αντίστοιχα. Και στις τρεις περιπτώσεις ο χρόνος που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό (διακεκομμένες κατακόρυφες γραμμές μαύρου χρώματος στα Σχήματα 3.53β, 3.53δ και 3.53στ, αντίστοιχα) βρίσκονται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τις τους μέσους χρόνους επανάληψης των τριών ρηγμάτων (διακεκομμένες κατακόρυφες γραμμές πράσινου χρώματος στα Σχήματα 4.54β, 4.54δ και 4.54στ, αντίστοιχα) και στα τμήματα των αντίστοιχων καμπυλών των συναρτήσεων διακινδύνευσης της κατανομής BPT όπου οι τιμές τους παίρνουν σημαντικά χαμηλότερες τιμές από αυτές των αντίστοιχων Εκθετικών συναρτήσεων κινδύνου. Οι εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού για το ρήγμα Valandono και τα Δυτικό και Ανατολικό Τμήματα Ρήγματος του Krupnik και για μεγέθη σεισμών $M_{max}=6.7\pm0.3$, $M_{max}=6.8\pm0.3$ και $M_{max}=7.3\pm0.3$, αντίστοιχα, είναι παρουσιάζουν επίσης σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ των δύο μοντέλων, με αυτές του Εκθετικού να είναι υψηλότερες (Πίνακας 4.1). Για παράδειγμα, οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=7.3\pm0.3$ για το Ανατολικό Τμήματα Ρήγματος του Krupnik είναι ίσες με 0.01, 0.02 και 0.12 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και ίσες με $6\cdot10^{-6}$, $2\cdot10^{-5}$ και $5\cdot10^{-5}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το μοντέλο BPT.

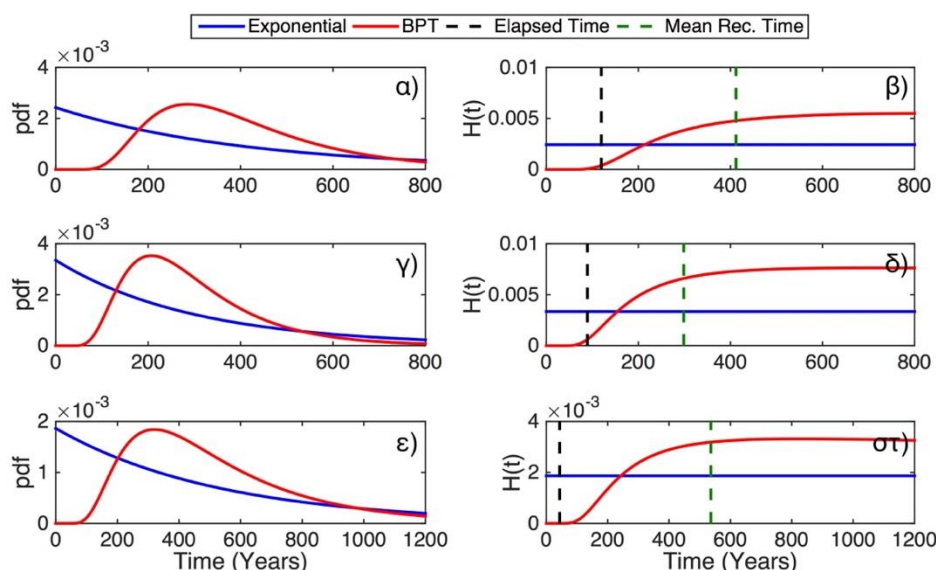


Σχήμα 4.54 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Valandono (α, β), το Ανατολικό Τμήμα Ρήγματος του Krupnik (γ, δ) και το Δυτικό Τμήμα Ρήγματος του Krupnik (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Περνώντας στα κανονικά ρήγματα που αναπτύσσονται στο Νομό Θεσσαλονίκης, για αυτό της Ασσήρου, που συνδέεται με τον σεισμό της 5^{ης} Ιουλίου του 1902 με $M_w=6.5$, ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=412.2$ έτη ενώ ο συντελεστής μεταβλητότητας του που αντιστοιχεί στην παράμετρο της απεριοδικότητας ίσος με 0.5 ($\alpha=0.5$). Οι συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT φαίνονται στο Σχήμα 4.55β. Από αυτές προκύπτει ότι σύμφωνα με το BPT μοντέλο (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος) βρίσκεται στο στάδιο μετάβασης από το αρχικό σε ενδιάμεσο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα για σεισμό με $M_{max}=6.5\pm 0.3$, αφού οι τιμές της για το χρόνο t που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης των 119.49 ετών βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου ξεκινά η αυξητική τους τάση να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους, παράλληλα όμως απέχουν πολύ από το σταθερό ρυθμό της συνάρτησης διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής, κάτι που αντικατοπτρίζεται και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.5\pm 0.3$, με αυτές του Εκθετικού μοντέλου να είναι σημαντικά υψηλότερες από αυτές του μοντέλου BPT (Πίνακας 4.1). Ίδια εικόνα προκύπτει και για το ρήγμα του Σοχού, που συνδέεται με τον σεισμό της 29ης Σεπτεμβρίου του 1932 με $M_w=6.2$ και του οποίου οι εφαρμογές των δύο κατανομών φαίνονται στα Σχήματα 4.55γ και 4.55δ. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT (Σχήμα 4.55δ) προκύπτει ότι σύμφωνα με το BPT μοντέλο το ρήγμα αφού οι τιμές του ετών βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου ξεκινά η αυξητική τους τάση να προσεγγίσουν τη μέγιστη τιμή τους, ενώ παράλληλα απέχουν πολύ από το σταθερό ρυθμό της συνάρτησης κινδύνου της Εκθετικής κατανομής.

Συνεχίζοντας με το ρήγμα της Γερακαρούς, που συνδέεται με τον σεισμό του της 20^{ης} Ιουλίου του 1978 με μέγεθος $M_w=6.5$ που έπληξε την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, οι δύο στατιστικές κατανομές εφαρμόσθηκαν με τις παραμέτρους του μέσου χρόνου επανάληψης και της απεριοδικότητας ίσες με $T_r=536.3$ έτη και $\alpha=0.6$, αντίστοιχα, όπως προέκυψαν από τις εκτιμήσεις της προηγούμενης παραγράφου. Οι εφαρμογές των κατανομών και οι αντίστοιχες συναρτήσεις κινδύνου τους φαίνονται στα Σχήματα 4.55ε και 4.55στ, αντίστοιχα. Σύμφωνα με αυτές και επικεντρώνοντας στις συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.55στ) και της κατανομής BPT (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 4.54στ), προκύπτει ότι και σε αυτή τη περίπτωση BPT μοντέλο, που είναι ενδιάμεσης περιοδικότητας, θεωρεί ότι το ρήγμα της

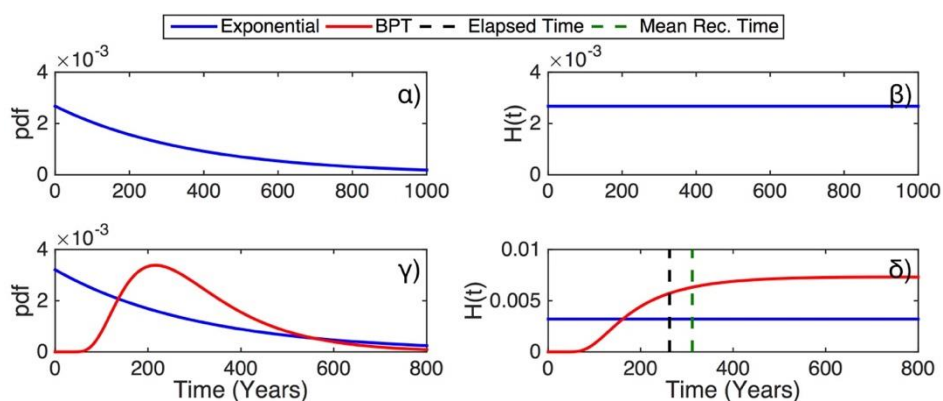
Γερακαρούς βρίσκεται σε πρώιμο στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου που αφορά σεισμό με $M_{max}=6.5\pm0.2$, δεδομένου ότι οι τιμές της που αντιστοιχούν στον χρόνο παρέλευσης που προηγούμενου σεισμού (43.53 έτη· κατακόρυφη διακεκομμένη ευθεία μαύρου χρώματος) είναι ιδιαίτερα χαμηλές, σε αντίθεση με το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης του Εκθετικού μοντέλου. Ακόμη, από το Σχήμα 4.55 προκύπτει ότι χρόνος παρέλευσης βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε (κατακόρυφη διακεκομμένη ευθεία πράσινου χρώματος). Αυτή η μεγάλη χρονική απόσταση έχει επίδραση και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.5\pm0.2$ για το ρήγμα, οι οποίες είναι οι χαμηλότερες που εκτιμήθηκαν και με τις δύο προσεγγίσεις για τα τέσσερα ρήγματα που αναπτύσσονται στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης (Σοχός, Γερακαρού, Νέα Απολλωνία, Ανθεμούντας). Ειδικότερα, οι εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.02, 0.04 και 0.05, αντίστοιχα, ενώ αυτές που εκτιμήθηκαν σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο ίσες με τις ιδιαίτερα χαμηλότερες τιμές $10\cdot10^{-6}$, $10\cdot10^{-5}$ και $6\cdot10^{-5}$, αντίστοιχα.



Σχήμα 4.55 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Ασσήρου (α, β), το ρήγμα του Σοχού (γ, δ) και της Γερακαρούς το ρήγμα της Νέας Απολλωνίας (ε,στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Για το ρήγμα της Νέας Απολλωνίας, που δεν έχει συνδεθεί με κάποιο καταγεγραμμένο ισχυρό σεισμό με $M_w\geq6.2$ από το 1677 ή με $M_w\geq6.0$ από το 1960, εφαρμόσθηκε μόνο το Εκθετικό μοντέλο στο μέσο χρόνο επανάληψής του που εκτιμήθηκε χρησιμοποιώντας ως μέγιστο μέγεθος το μέγιστο αναμενόμενο με βάση το μήκος του, που είναι ίσο με

$M_{max}=6.3\pm0.3$. Η εφαρμογή του Εκθετικού μοντέλου φαίνεται στα Σχήματα 4.56α και 4.56β, ενώ οι πιθανότητες γένεσης σεισμού με $M_{max}=6.3\pm0.3$ σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη είναι ίσες με 0.03, 0.05 και 0.07, αντίστοιχα. Τέλος, για το πέμπτο ρήγμα που αναπτύσσεται στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, αυτό του Ανθεμούντα, από τις εφαρμογές των δύο στατιστικών κατανομών (Σχήματα 4.56γ και 4.56δ) στις εκτιμήσεις του μέσου χρόνου επανάληψης του και της απεριοδικότητας του ($T_r=311.6$ έτη και $\alpha=0.5$, αντίστοιχα) για μεγέθη σεισμών $M_{max}=6.3\pm0.3$ προκύπτει ότι για τον χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό (262.52 έτη· κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή μαύρου χρώματος στο Σχήμα 4.56δ) η καμπύλη της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT τείνει να προσεγγίσει τη μέγιστη τιμή της, εμφανίζοντας σημαντικά υψηλότερες τιμές από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (συνεχής γραμμή μπλε χρώματος στο Σχήμα 4.56δ), ενώ παράλληλα ο χρόνος παρέλευσης βρίσκεται σε σχετικά κοντινή απόσταση από το μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε.

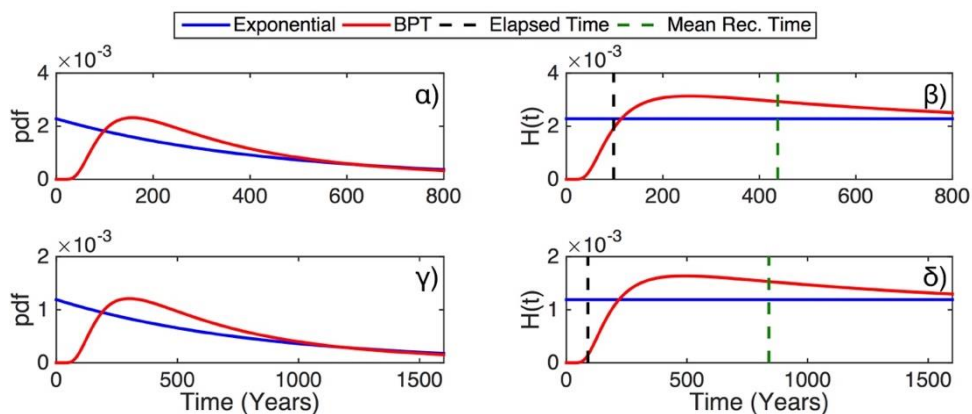


Σχήμα 4.56 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Νέας Απολλωνίας (α, β) και το ρήγμα του του Ανθεμούντα (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Ο συνδυασμός όλων των παραπάνω αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.3\pm0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη. Συγκεκριμένα, οι πιθανότητες γένεσης για το ρήγμα του Ανθεμούντα είναι οι υψηλότερες που υπολογίστηκαν για το σύνολο των ρηγμάτων αυτής της Ζώνης σύμφωνα και με τα δύο μοντέλα. Οι πιθανότητες αυτές είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο και ίσες με 0.05, 0.11 και 0.16 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το BPT μοντέλο. Οι υψηλότερες εκτιμήσεις του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου έχουν να κάνουν με το γεγονός πως οι τιμές της συνάρτησης

κινδύνου του είναι σημαντικά υψηλότερες από αυτές του Εκθετικού για το χρονικό διάστημα των επόμενων 30 ετών, όπως έχει αναφερθεί και προηγουμένως.

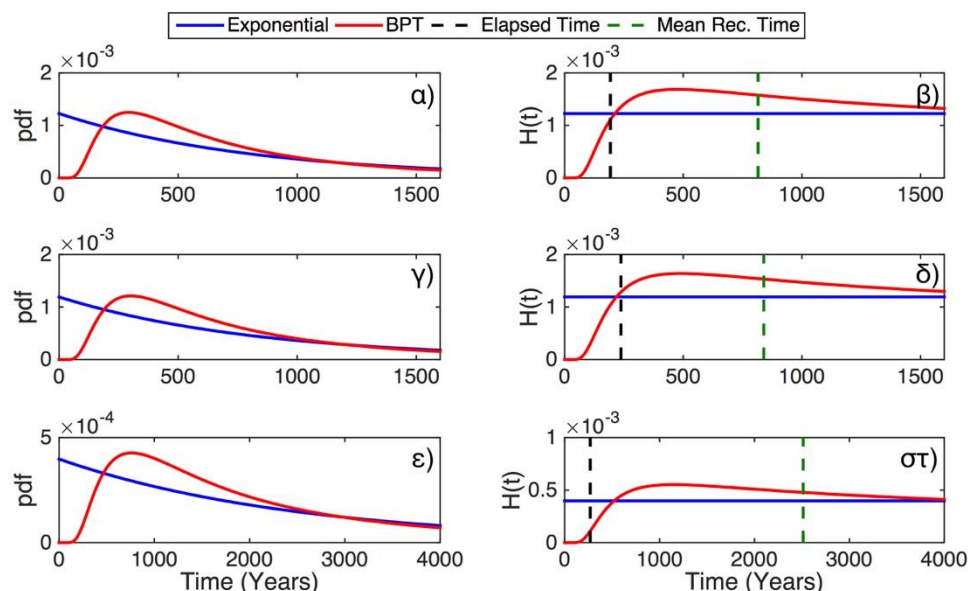
Περνώντας στα ρήγματα που αναπτύσσονται στο Νομό Χαλκιδικής και έχουν συνδεθεί με ισχυρούς σεισμούς κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα, οι εφαρμογές των στατιστικών κατανομών φαίνονται στο Σχήμα 4.57. Για το ρήγμα της Κασσάνδρας, με μέσο χρόνο επανάληψης $T_r=438.3$ έτη και παράμετρο αperiοδικότητας $\alpha=0.9$, έχει συνδεθεί με τον σεισμό του 1923 με $M_w=6.4$ (Πίνακας 3.2). Ο χρόνος παρέλευσης από τον σεισμό αυτό είναι ίσος με 98.07 έτη, βρίσκεται σε αρκετά υψηλή χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε (κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές μαύρου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα, στο Σχήμα 4.57β). Επιπλέον, ο χρόνος παρέλευσης αντιστοιχεί στο χρονικό διάστημα κατά το οποίο η καμπύλη της συνάρτησης διακινδύνευσης της BPT κατανομής (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.57β) προσεγγίζει το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής. Οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.4\pm0.3$ για το ρήγμα της Κασσάνδρας είναι ίσες με 0.02, 0.04 και 0.05 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο, έναντι των σημαντικά χαμηλότερων εκτιμήσεων σύμφωνα με το BPT μοντέλο, που παίρνουν τιμές ίσες με $2\cdot10^{-3}$, $7\cdot10^{-3}$ και 0.01 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα.



Σχήμα 4.57 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Κασσάνδρας (α, β) και το ρήγμα του Στρατωνίου (γ, δ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Ίδια εικόνα παρουσιάζεται και στην εφαρμογή των δύο στατιστικών κατανομών και για τη περίπτωση του ρήγματος του Στρατωνίου που έχει παραμέτρους του μέσου χρόνου επανάληψης ίσες με $T_r=839.7$ έτη και $\alpha=0.9$, και το οποίο συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό της Ιερισσού που έγινε το 1932 με $M_w=7.0$. Ο χρόνος παρέλευσης από τον σεισμό αυτό (89.26 έτη)

βρίσκεται σε μεγάλη χρονική απόσταση από τον μέσω χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε (κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές μαύρου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα, στο Σχήμα 3.56δ). Έτσι σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο που αντιπροσωπεύει η BPT κατανομή, το ρήγμα του Στρατωνίου βρίσκεται σε αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου για σεισμό με $M_{max}=7.0\pm0.3$, όπως προκύπτει και από την καμπύλη της συνάρτησης διακινδύνευσής της (Σχήμα 4.57δ) που παίρνει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές συγκριτικά με αυτή της Εκθετικής κατανομής για χρόνο ίσο με τον χρόνο παρέλευσης. Οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=7.0\pm0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη παρουσιάζουν και σε αυτή τη περίπτωση σημαντικές διαφορές μεταξύ των δύο μοντέλων, με αυτές του Εκθετικού να είναι υψηλότερες (Πίνακας 4.1).



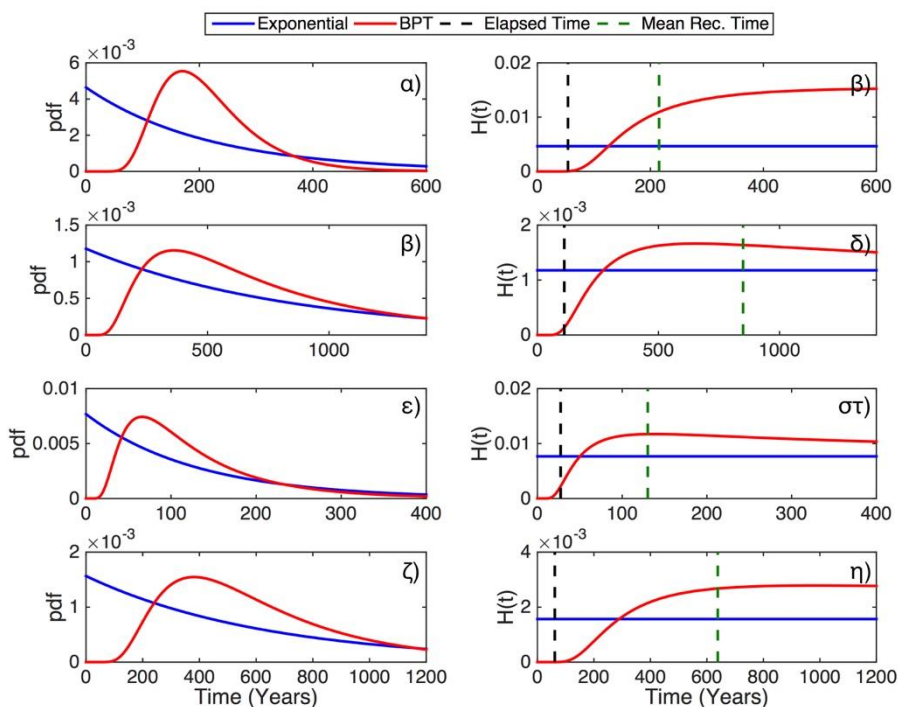
Σχήμα 4.58 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα της Δράμας (α, β), το ρήγμα της Κομοτηνής (γ, δ) και το ρήγμα του Διδυμοτείχου (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Τελειώνοντας με τα ρήγματα που αναπτύσσονται στην Ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη, για τα κανονικά ρήγματα της Δράμας και της Κομοτηνής, που συνδέονται με τους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς του 1829 με $M_w=7.3$ και του 1784 με $M_w=6.7$, αντίστοιχα, οι μέσοι χρόνοι επανάληψης που εκτιμήθηκαν για αυτά είναι της τάξης των 800 ετών ($T_r=815.3$ έτη και $T_r=839.3$ έτη, αντίστοιχα) ενώ η απεριοδικότητα που εκτιμήθηκε ίση με 0.9 και για τα δύο. Από τις συναρτήσεις κινδύνου των κατανομών που εφαρμόστηκαν για τα δύο ρήγματα αυτά (Σχήματα 4.58α και 4.58β για τα ρήγματα της Δράμας και της Κομοτηνής, αντίστοιχα) προκύπτει ότι και στις δύο περιπτώσεις για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης

των προηγούμενων σεισμών για το κάθε ένα οι τιμές των συναρτήσεων διακινδύνευσης της Εκθετικής και της BPT κατανομής συμπίπτουν. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα και οι αντίστοιχες πιθανότητες γένεσης για σεισμούς με $M_{max}=7.3\pm 0.3$ και $M_{max}=6.7\pm 0.3$ για τα ρήγματα της Δράμας και της Κομοτηνής, αντίστοιχα, με βάση τα δύο μοντέλα να είναι ίσες και να παίρνουν τιμές 0.01, 0.02 και 0.03 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, και στις δύο περιπτώσεις (Πίνακας 4.1). Αντίθετα, για το ρήγμα του Διδυμοτείχου τα αποτελέσματα της εφαρμογής των κατανομών (Σχήμα 4.58ε και 4.58στ) διαφέρουν, καθώς σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο βρίσκεται σε αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου για σεισμούς με $M_{max}=7.4\pm 0.3$, καθώς οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της (κόκκινη συνεχής καμπύλη στο Σχήμα 4.57στ) παίρνει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού που είναι ίσος με 269.4 έτη. Το γεγονός αυτό οφείλεται στον ιδιαίτερα υψηλό μέσο χρόνο επανάληψης του εκτιμήθηκε για το ρήγμα του Διδυμοτείχου, που είναι ίσος με $T_r=2513.3$ έτη σύμφωνα με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής που εφαρμόστηκε.

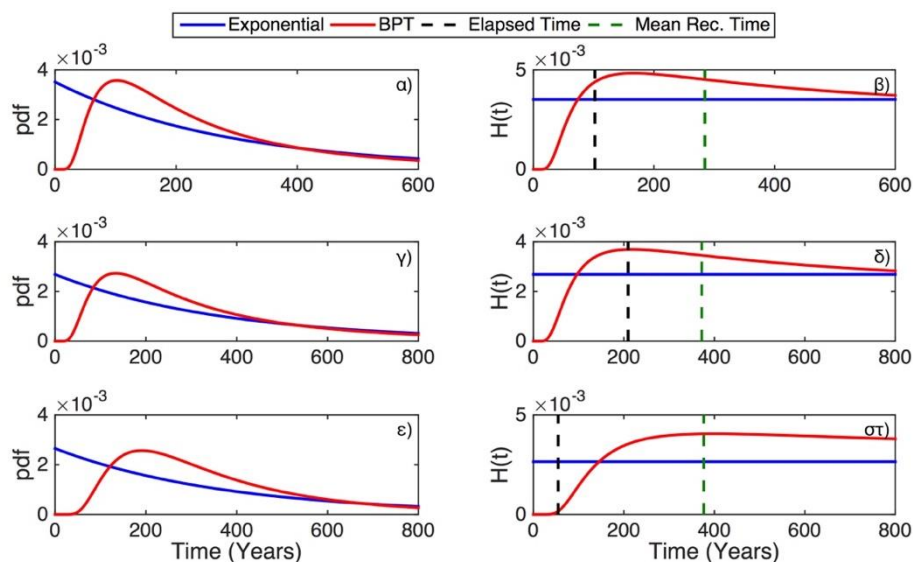
Οι εφαρμογές της Εκθετικής και της κατανομής BPT στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκαν για τα επτά ρήγματα της Ζώνης των Κανονικών Ρηγμάτων με διεύθυνση Βορρά–Νότου που αναπτύσσονται στη Δυτικής Μακεδονία, τη Βόρεια Μακεδονία και την Ανατολική Αλβανία φαίνονται στα Σχήματα 4.59 και 4.60, ενώ οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού για κάθε ρήγμα δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4.1. Ξεκινώντας από το ρήγμα Peshkore, το οποίο συνδέεται με το σεισμό της 30^{ης} Νοεμβρίου του 1967 με μέγεθος $M_w=6.3$, ο μέσος χρόνος επανάληψης των σεισμών με $M_{max}=6.3\pm 0.2$ εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=215.4$ έτη, ενώ ο αντίστοιχος συντελεστής μεταβλητότητας είναι ίσος με $C_v=0.4$. Οι εφαρμογές των δύο κατανομών φαίνονται στα Σχήματα 4.59α και 4.59β. Από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο κατανομών (Σχήμα 4.59β) προκύπτει ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 54.09 ετών, οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές σε σύγκριση με αυτές της Εκθετικής συνάρτησης κινδύνου. Αυτή η παρατήρηση σε συνδυασμό με τη τιμή του συντελεστή μεταβλητότητας του μέσου χρόνου επανάληψης, ο οποίος υποδηλώνει υψηλής περιοδικότητας συμπεριφορά, δείχνουν ότι σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο βρισκόμαστε στο αρχικό στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου για το ρήγμα και για σεισμό με μέγεθος $M_{max}=6.3\pm 0.2$. Ως εκ τούτου και οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού που

υπολογίστηκαν για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη αντικατοπτρίζουν αυτή σημαντική διαφοροποίηση μεταξύ των δύο κατανομών. Συγκεκριμένα, αυτές που εκτιμήθηκαν σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με 0.04, 0.09 και 0.13 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, ενώ αυτές που εκτιμήθηκαν με βάση το μοντέλο BPT παίρνουν σημαντικά χαμηλότερες τιμές, που είναι ίσες με $7 \cdot 10^{-4}$, $3 \cdot 10^{-3}$ και 0.01 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα. Η ίδια εικόνα παρουσιάζεται και για το ρήγμα της Αχρίδας, του οποίου ο μέσος χρόνος επανάληψης εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=849.3$ έτη για σεισμό με $M_{max}=6.7 \pm 0.3$. Σε αυτή τη περίπτωση ο χρόνος παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού με τον οποίο έχει συνδεθεί το ρήγμα (110.87 έτη· Σεισμός του 1911 με $M_w=6.7$) απέχει ιδιαίτερα σημαντική χρονική απόσταση από τον μέσο χρόνο επανάληψης (διακεκομμένες γραμμές μαύρου και πράσινου χρώματος, αντίστοιχα στο Σχήμα 4.59δ). Ακόμη, από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων κινδύνου της Εκθετικής κατανομής και της κατανομής BPT (Σχήμα 4.59δ) προκύπτει ότι οι τιμές της Εκθετικής είναι σε υψηλότερο επίπεδο από αυτές της χρονο-εξαρτώμενης προσέγγισης, γεγονός που αποτυπώνεται και στις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.7 \pm 0.3$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη (Πίνακας 4.1).



Σχήμα 4.59 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Peshkore (α, β), το ρήγμα της Αχρίδας (γ, δ) το ρήγμα της Bitola (ε, στ) και το ρήγμα Korce (ζ, η). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Περνώντας στο ρήγμα της Bitola, που έχει μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=130.2$ έτη για σεισμούς με $M_{max}=6.1\pm 0.2$ και συνδέεται με το σεισμό του 1994 ($M_w=6.7$) προκύπτει ότι για τον χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης των 27.33 ετών, οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της κατανομής BPT βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους όπου ξενικά η αυξητική τους πορεία προς τη μέγιστη τιμή τους (Σχήμα 4.59στ). Το γεγονός αυτό οφείλεται στον μικρό χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε, σε συνδυασμό με την τιμή του συντελεστή μεταβλητότητας που είναι ίσος με $C_v=0.7$, που δείχνει αυξημένης απεριοδικότητας συμπεριφορά του χρόνου επανάληψης, που με τη σειρά του είναι υπεύθυνος για τις αυξημένες τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT σε χρόνο προγενέστερο του μέσου χρόνου επανάληψης.



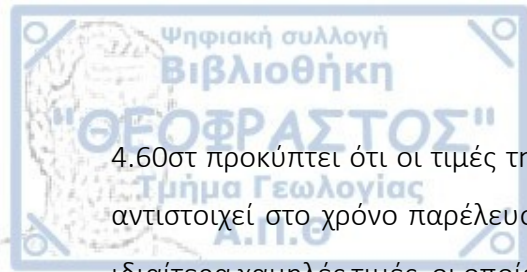
Σχήμα 4.60 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής για το ρήγμα Erseke (α, β), το ρήγμα της Καστορίας (γ, δ) και το ρήγμα της Άρτας (ε, στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό διακρίνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη πράσινη γραμμή.

Μια διαφορετική εικόνα προκύπτει από τις εφαρμογές των δύο κατανομών στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών με $M_{max}=6.5\pm 0.3$ για το ρήγμα της Κορυτσάς (Korce), το οποίο έχει μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=638.5$ έτη και παρουσιάζει ημι-περιοδική συμπεριφορά. Όπως προκύπτει από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο κατανομών που φαίνονται στο Σχήμα 4.59η, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης, σε αντίθεση με αυτές της Εκθετικής συνάρτησης κινδύνου. Αυτή η παρατήρηση έχει σαν συνέπεια και οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με μέγεθος $M_{max}=6.5\pm 0.3$ να είναι ιδιαίτερα χαμηλές σύμφωνα με το χρονο-

εξαρτώμενο μοντέλο. Συγκεκριμένα, αυτές παίρνουν τιμές ίσες με 0.01, 0.03 και 0.04 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο, έναντι τιμών ίσων με $4 \cdot 10^{-6}$, $2 \cdot 10^{-5}$ και $8 \cdot 10^{-5}$ για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το μοντέλο BPT.

Περνώντας στην εφαρμογή των στατιστικών κατανομών στα δεδομένα του χρόνου επανάληψης σεισμών με $M_{max}=6.3 \pm 0.3$ που συνδέονται με το ρήγμα Erseke (Σχήματα 4.60α και 4.60β) παρατηρούμε ότι για χρόνο t που αντιστοιχεί στον χρόνο παρέλευσης από τον προηγούμενο σεισμό (102.3 έτη· Σεισμός του 1919 με $M_w=6.3$) οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT βρίσκονται πολύ κοντά στη μέγιστή τιμή τους (Σχήμα 4.60β), που είναι ταυτόχρονα υψηλότερη από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής συνάρτησης κινδύνου. Έτσι, και οι αντίστοιχες εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.3 \pm 0.3$ είναι υψηλότερες για το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (Πίνακα 4.1).

Το ίδιο συμβαίνει και για τη περίπτωση του ρήγματος της Καστοριάς, που συνδέεται με τον ισχυρό σεισμό του 1812 με $M_w=6.5$ και που έχει μέσο χρόνο επανάληψης ίσο με $T_r=372.4$ έτη, ενώ παρουσιάζει και υψηλή απεριοδικότητα ($C_v=0.9$). Συγκεκριμένα, από τις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο κατανομών (Σχήμα 4.60δ) προκύπτει ότι για χρόνο που αντιστοιχεί στα 209.59 έτη, που είναι ο χρόνος παρέλευσης του προηγούμενου σεισμού, οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης της κατανομής BPT βρίσκονται στο τμήμα της καμπύλης τους (κόκκινη συνεχής γραμμή στο Σχήμα 4.60δ) όπου παίρνουν τις μέγιστες τιμές τους, που είναι σημαντικά υψηλότερες από αυτές της Εκθετικής συνάρτησης διακινδύνευσης. Οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.5 \pm 0.3$ σύμφωνα με το BPT μοντέλο είναι επίσης υψηλότερες από τις αντίστοιχες εκτιμήσεις του Εκθετικού μοντέλου, σε συμφωνία με της προηγούμενες παρατηρήσεις. Ειδικότερα, οι εκτιμήσεις με βάση το BPT μοντέλο είναι ίσες με 0.03, 0.06 και 0.09 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, έναντι τιμών ίσων με 0.02, 0.04 και 0.07 για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη, αντίστοιχα, σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο. Τέλος, για το ρήγμα της Άρτας που συνδέεται με το σεισμό του 1967 με $M_w=6.4$, ο μέσος χρόνος επανάληψης του εκτιμήθηκε ίσος με $T_r=376.7$ έτη, ενώ παρουσιάζει και σχετικά υψηλά απεριοδική συμπεριφορά ($C_v=0.7$). Εστιάζοντας στις γραφικές παραστάσεις των συναρτήσεων διακινδύνευσης των δύο στατιστικών κατανομών που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης που φαίνονται στο Σχήμα



4.60στ προκύπτει ότι οι τιμές της συνάρτησης κινδύνου της BPT κατανομής για χρόνο t που αντιστοιχεί στο χρόνο παρέλευσης των 54.67 ετών από τον προηγούμενο σεισμό παίρνουν ιδιαίτερα χαμηλές τιμές, οι οποίες είναι παράλληλα και σημαντικά μικρότερες από το σταθερό ρυθμό διακινδύνευσης της Εκθετικής κατανομής. Ως εκ τούτου οι πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού με $M_{max}=6.7\pm0.2$ είναι σημαντικά μικρότερες σύμφωνα με το BPT μοντέλο, έναντι των εκτιμήσεων σύμφωνα με το Εκθετικό μοντέλο (Πίνακας 4.1).



Κεφάλαιο 5. Εφαρμογή αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας (Physics-Based Earthquake Simulator) σε επιλεγμένες ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου

5.1 Εισαγωγή

Το ιδιαίτερα περιορισμένο πλήθος των ισχυρών σεισμών που συνδέονται συγκεκριμένα ρήγματα του ελληνικού χώρου δεν επιτρέπει την εφαρμογή στατιστικών μεθοδολογιών με τελικό στόχο των καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης τους. Στο πλαίσιο αυτό, στο προηγούμενο κεφάλαιο έγινε προσπάθεια καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών με μεγέθη μεταξύ ενός εύρους τιμών που κινείται γύρω από το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος όπου αυτό ήταν εφικτό ή εναλλακτικά με την εκτίμηση του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους με τη μέθοδο της διατήρησης της σεισμικής ροπής. Η μέθοδος αυτή προσεγγίζει το πρόβλημα καθορισμού του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών μονοσήμαντα, θεωρώντας τα ρήγματα σαν απομονωμένες και ακέραιες δομές που δεν αλληλοεπιδρούν με τα γειτονικά τους και δεν επηρεάζονται από τις μόνιμες και παροδικές μεταβολές του πεδίου των τάσεων.

Λαμβάνοντας υπόψη την έλλειψη δεδομένων παρατήρησης και των αβεβαιοτήτων που προκύπτουν από τη θεώρηση της γένεση των ισχυρών σεισμών ως μία στατική φυσική διαδικασία, η εφαρμογή πιο ανεπτυγμένων μεθοδολογιών για την προσέγγιση του προβλήματος της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών κρίνεται αναγκαία. Μία τέτοια σύγχρονη προσέγγιση, που μπορεί να συμβάλει στην ενίσχυση της γνώσης πάνω στη μελέτη αυτού του ζητήματος είναι η χρήση αλγορίθμων προσομοίωσης της σεισμικότητας (physics-base earthquake simulator algorithms), των οποίων το τελικό αρχείο εξόδου (output file) είναι ένας προσομοιωμένος κατάλογος της σεισμικότητας που καλύπτει μεγάλο χρονικό διάστημα (της τάξης των χιλιάδων ετών).

Οι αλγόριθμοι προσομοίωσης της σεισμικότητας συνδυάζουν γνώσεις που βασίζονται στις φυσικές διεργασίες που συντελούνται κατά τη διαδικασία της σεισμογένεσης όπως η συσσώρευση και η μεταφορά της τάσης, τις ιδιότητες της τριβής του φλοιού της Γης και τις γεωμετρικές και κινηματικές ιδιότητες των ρηγμάτων, έτσι ώστε να δίνουν τη δυνατότητα της αντιπροσωπευτικής προσομοίωσης της σεισμικότητας με στόχο την μελέτη των ιδιοτήτων της και την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων με τη γένεση των ισχυρών αλλά και των μικρότερων μεγέθους σεισμών. Οι πρώτες τέτοιες προσεγγίσεις ξεκίνησαν από του αλγορίθμους σεισμικότητας που πρότειναν οι Rundle (1988), Robinson & Benites (1996) και

Ward (2000). Με την πάροδο των ετών και ειδικότερα κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες η προσέγγιση της διαδικασίας της σεισμογένεσης μέσω των προσομοιωτών σεισμικότητας έχει αναπτυχθεί, έτσι ώστε να έχει προταθεί ένας μεγάλος αριθμός σχετικών αλγορίθμων. Οι κυριότεροι και πλέον εφαρμοζόμενοι:

1. ο προσομοιωτής σεισμικότητας Virtual California (VIRTCAL), ο οποίος έχει αναπτυχθεί και βελτιωθεί με διαδοχικές τροποποιήσεις από τους (Rundle et al., 2005, 2006· Tullis et al., 2012a, b). Ο αλγόριθμος αυτός χρησιμοποιεί τις γεωμετρικές ιδιότητες των ρηγμάτων της Ζώνης Ρηγμάτων του Αγίου Ανδρέα (San Andreas Fault Zone) για να αναπαράγει την σεισμικότητα που σχετίζεται με αυτά σύμφωνα με την διαδικασία της συσσώρευσης και απελευθέρωσης τάσης, ενώ περιλαμβάνει και έναν μηχανισμό εξασθένησης της διάρρηξης (rupture weakening mechanism). Ο αλγόριθμος αυτός έχει δεχθεί διαδοχικές τροποποιήσεις και η τρέχουσα έκδοσή του έχει μετονομαστεί σε Virtual Quake (VQ), ο οποίος είναι ένα λογισμικό ανοιχτού κώδικα (Schultz & Wilson, 2015).
2. ο προσομοιωτής σεισμικότητας RSQSim (Dieterich & Richards-Dinger, 2010· Richards-Dinger & Dieterich, 2012) ο οποίος περιλαμβάνει την επίδραση του καταστατικού νόμου ρυθμού – κατάστασης (Rate and State Constitutive Law· Dieterich, 1994) στην διαδικασία της έναρξης της σεισμικής ολίσθησης. Όπως και ο προηγούμενος αλγόριθμος έτσι και ο προσομοιωτής RSQSim στηρίζεται στη συσσώρευση τάσης και την σεισμική ολίσθηση προκαθορισμένων ρηγμάτων που είναι και το κύριο αρχείο εισόδου του.
3. ο προσομοιωτής σεισμικότητας ViscoSim που έχει προταθεί από τους Pollitz & Schwartz (2008) και Pollitz (2011, 2012) και ο οποίος είναι ο μόνος που περιλαμβάνει ένα ιξωδοελαστικό μοντέλο (viscoelastic model) αλληλεπίδρασης μεταξύ των ρηγμάτων και της μεταφοράς της τάσης.

Η εφαρμογή αλγορίθμων προσομοίωσης της σεισμικότητας γνωρίζει ευρεία διάδοση σε πολλές περιοχές σε παγκόσμια κλίμακα, όπως η Καλιφόρνια (Tullis 2012) και η Νέα Ζηλανδία (Robinson et al. 2011· Christophersen et al. 2017). Οι εφαρμογές των προσομοιωτών της σεισμικότητας δεν περιορίζονται μόνο στη μελέτη της εκτίμησης του μέσου χρόνου επανάληψης ισχυρών σεισμών, αλλά γνωρίζουν ευρύτερες εφαρμογές όπως η μελέτη της κατανομής των μεγεθών (Frequency-Magnitude Distribution) διακριτών ρηγμάτων (Parsons et

al. 2018), η μελέτη των βραχείας κλίμακας ιδιοτήτων συσταδοποίησης της σεισμικότητας (Mangira et al., 2020) ή και στη μελέτη και έλεγχο νόμων κλίμακας που αφορούν τη διαδικασία της σεισμογένεσης (Field, 2019).

Στην παρούσα διατριβή εφαρμόσθηκε μία επικαιροποιημένη και βελτιωμένη εκδοχή του αλγορίθμου που ανέπτυξαν οι Console et al. (2015, 2017, 2018a). Ο αλγόριθμος αυτός βασίζεται στη θεωρία της ελαστικότητας και στη διαδικασία της συσσώρευσης και μεταφοράς τάσης, ενώ μοντελοποιεί την ανάπτυξης και διάδοσης της διάρρηξης (rupture growth), λαμβάνοντας υπόψη τον μακράς διάρκειας ρυθμό ολίσθησης των ρηγμάτων. Περιλαμβάνει παραμέτρους που συμβάλουν στην αναγνώριση της διάρρηξης, ενώ λαμβάνει υπόψη του και τη διαδικασία της μεταολίσθησης (afterslip). Ο αλγόριθμος αυτός έχει εφαρμοσθεί επιτυχώς σε περιπτώσεις ζωνών διάρρηξης του ελληνικού χώρου (Console et al., 2015, 2022), της Ιταλίας Console et al. (2017, 2018a, 2018b) και της Καλιφόρνια (Parsons et al. 2018).

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται οι αρχές λειτουργίας της επικαιροποιημένης εκδοχής του αλγορίθμου, καθώς και οι εφαρμογές του που έγιναν για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής. Οι εφαρμογές αυτές πραγματοποιήθηκαν στη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και της ζώνης διάρρηξης των κανονικών ρηγμάτων της νότιας Θεσσαλίας. Η επιλογή αυτή έγινε γιατί αυτές τα κύρια ρήγματα αυτών των ζωνών είναι καλά καθορισμένα, γεγονός που επιτρέπει τη κατά το δυνατόν ακριβέστερη διαδικασία της προσομοίωσης της σεισμικότητας. Ακόμη, παρουσιάζονται η εφαρμογή και τα συμπεράσματα στατιστικών μεθοδολογιών που ως στόχο είχαν την μελέτη του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με βάση τα δεδομένα της προσομοιωμένης σεισμικότητας.

5.2 Λειτουργία του αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας

Ο αλγόριθμος που εφαρμόσθηκε είναι μία επικαιροποιημένη εκδοχή του αλγορίθμου που πρότεινα οι Console et al. (2015, 2017, 2018a, 2020), ο οποίος χρησιμοποιεί διάφορους φυσικούς περιορισμούς, όπως η γεωμετρία και οι τιμές του μακράς διάρκειας ρυθμού ολίσθησης κάθε ρήγματος που συμμετέχει στη διαδικασία προσομοίωσης, ενώ περιλαμβάνει μια αυτοοργανωμένη κατανομή των μεγεθών των σεισμών (self-organized magnitude distribution).

Κάθε ρήγμα ή τμήμα ρήγματος μοντελοποιείται από τον αλγόριθμο ως μία παραλληλόγραμμη ενεργή δομή, η οποία διαιρείται σε ένα πλέγμα τετράγωνων κυψελίδων, όπου σε κάθε μία από αυτές ο ρυθμός ολίσθησης είναι σταθερός. Σε κάθε κυψελίδα

αποδίδεται μία αρχική τιμή τάσης που προκύπτει από τυχαία κατανομή, λόγω της έλλειψης της σχετικής γνώσης για το αρχικό επίπεδο της τάσης και της αντοχής σε κάθε σημείο της επιφάνειας του ρήγματος. Η αρχική τάση αυξάνεται συνεχώς με τον χρόνο λόγω της τεκτονικής φόρτισης, σύμφωνα με ένα ένα μοντέλο οπισθολίσθησης (backslip model). Πρέπει να επισημανθεί ότι η διαδικασία της προσομοίωσης συνδέεται μόνο με το σεισμικό τμήμα της παραμόρφωσης, χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η πιθανή ασεισμική ολίσθηση. Έτσι, πιθανές μη πλήρως συζευγμένες περιοχές (τιμές συντελεστή σεισμικής σύζευξης μικρότερες από τη μονάδα) θα μπορούσαν να ληφθούν υπόψη με τη μείωση των τιμών του ρυθμού γεωδαιτικής ολίσθησης που είχαν αρχικά αντιστοιχιστεί στα ρήγματα που περιλαμβάνονται στο μοντέλο ρηγμάτων.

Η κύρια αναβάθμιση της τρέχουσας εκδοχής του αλγορίθμου είναι η συμπερίληψη μίας νέας προσέγγισης κατά τη διαδικασία του σταδίου της πυρηνοποίησης (nucleation process) που οδηγεί σε μία πιθανοκρατική προσέγγιση της διαδικασίας αυτής (Console et al., 2020). Αυτό επιτυγχάνεται μέσω της εφαρμογή του καταστατικού νόμου ρυθμού – κατάστασης (Rate and State Constitutive Law· Dieterich, 1994) που επιδρά ένα στάδιο πριν την πυρηνοποίηση και ελέγχει τον χρόνο έναρξης της αστάθειας στην επιφάνεια του ρήγματος. Ειδικότερα, για κάθε κυψελίδα υπολογίζεται ο ρυθμός σεισμικότητας (seismicity rate), R , που δίνεται από τη σχέση:

$$R = \frac{r}{\left[\exp\left(-\frac{\Delta CFF}{A\sigma}\right) - 1 \right] \exp\left(-\frac{\Delta t}{\gamma_0 A\sigma}\right) + 1} \quad (5.1)$$

όπου r ο αρχικός ρυθμός αναφοράς της σεισμικότητας (reference seismicity rate) εντός της κυψελίδας, ΔCFF η μεταβολή της στατικής τάσης Coulomb, $A\sigma$ η καταστατική παράμετρος που περιγράφει την απόκριση της τριβής σε μία μεταβολή της τάσης από μία μεταβολή ολίσθησης (a step change in a slip change· Toda and Stein, 2003), Δt ο χρόνος που έχει παρέλθει μετά από μία μεταβολή της τάσης σε μία ορισμένη κυψελίδα και γ_0 είναι το αντίστροφο του ρυθμού φόρτισης (stressing rate), $\dot{\epsilon}_r$, ($\gamma_0 = \frac{1}{\dot{\epsilon}_r}$).

Ο ρυθμός αναφοράς της σεισμικότητας εντός της κυψελίδας που χρησιμοποιεί ο αλγόριθμος προσομοίωσης, προκύπτει διαιρώντας τον ρυθμό ολίσθησης κάθε ρήγματος με την ολίσθηση που απαιτείται για τη γένεση ενός σεισμού με ενδιαμέσο μέγεθος (π.χ. $M=3.9$), υποθέτοντας ότι τα μεγέθη των σεισμών ακολουθούν την κατανομή Gutenberg-Richter με τη

παράμετρο $b=1$. Οι μεταβολές της στατικής τάσης Coulomb, ΔCFF , υπολογίζονται από τη σχέση:

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma_n \quad (5.2)$$

όπου $\Delta \tau$ είναι η μεταβολή της διατμητικής τάσης κατά τη διεύθυνση της ολίσθησης, $\Delta \sigma_n$, είναι η μεταβολή της κάθετης τάσης και μ' ο φαινόμενος συντελεστής τριβής (Rice, 1992).

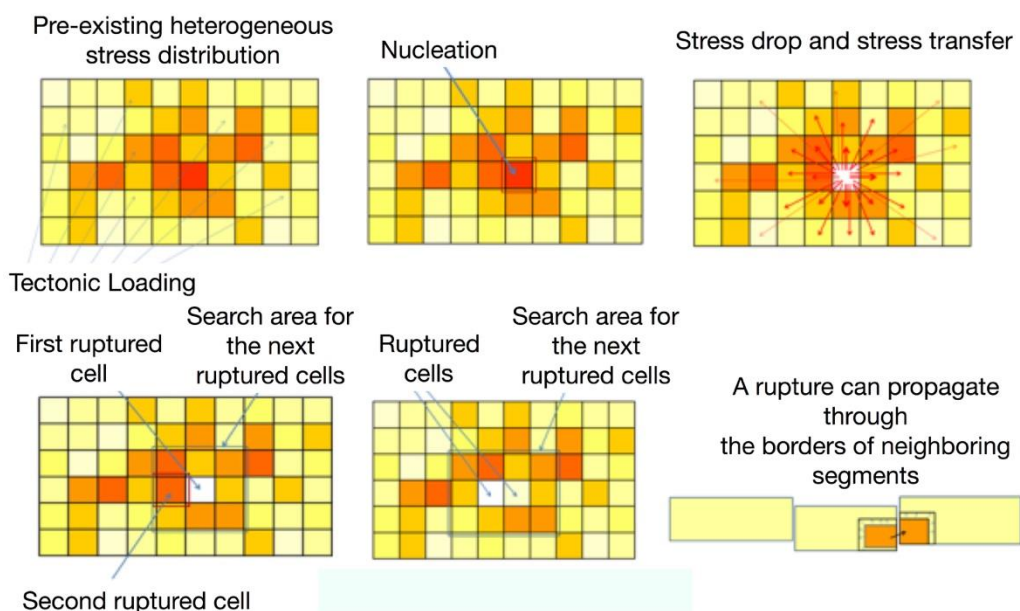
Θέτοντας μια αρχική τιμή Δt στην Εξίσωση 5.1, ο αναμενόμενος αριθμός σεισμών, N , σε αυτό το χρονικό διάστημα υπολογίζεται για όλες τις κυψελίδες με βάση το ρυθμό σεισμικότητας της Εξίσωσης 5.1. Η πιθανότητα να συμβεί τουλάχιστον ένας σεισμός εντός του χρονικού διαστήματος Δt προκύπτει από τη τιμή $1 - \exp(-N)$, σύμφωνα με τη κατανομή Poisson. Έτσι, εάν υπάρχει τουλάχιστον μία κυψελίδα όπου η πιθανότητα υπερβαίνει έναν τυχαίο αριθμό μεταξύ 0 και 1, τότε η διαδικασία της πυρηνοποίησης ξεκινά. Εάν αυτό δεν συμβαίνει, η πιθανότητα υπολογίζεται ξανά επαναληπτικά για αυξημένες τιμές Δt έως να ξεκινήσει η διαδικασία της πυρηνοποίησης.

Μετά τη διαδικασία της πυρηνοποίησης, η αντοχή των γειτονικών κυψελίδων μειώνεται σύμφωνα με μια σταθερή τιμή, η οποία αντιπροσωπεύει τον μηχανισμό εξασθένησης (weakening mechanism) έτσι ώστε η διάρρηξη να διαδοθεί περαιτέρω. Ειδικότερα, η δεύτερη κυψελίδα που θα ολισθήσει αναζητείται μεταξύ των 8 πλησιέστερων κυψελίδων και θα είναι αυτή με τη μεγαλύτερο διαθέσιμο τιμή της τάσης (stress budget) και ούτω καθεξής για τις επόμενες κυψελίδες, έως ότου καμία από τις κυψελίδες, συμπεριλαμβανομένων και αυτών που είχαν ήδη ολισθήσει προηγουμένως έχει διαθέσιμο ποσό τάσης που υπερβαίνει την αντοχή. Αυτή η διαδικασία αναπαριστάται γραφικά στο Σχήμα 5.1.

Η διάδοση της διάρρηξης περιορίζεται από έναν παράγοντα που είναι ανάλογος του πλάτους του ρήγματος, αποτρέποντας τη διάδοσή της σε μεγάλες αποστάσεις. Η ανάπτυξη και ο τερματισμός της διάρρηξης ελέγχονται με τη συμπίληψη δύο ελεύθερων παραμέτρων στον αλγόριθμο, του συντελεστή μείωσης αντοχής (Strength Reduction Coefficient· $S-R$), ο οποίος σχετίζεται με τη διαδικασία εξασθένησης και του συντελεστή αναλογικότητας (Aspect Ratio· $A-R$), που εξαρτάται από τις διαστάσεις του ρήγματος (μήκος και πλάτος).

Κατά τη διάρκεια της σεισμικής ολίσθησης, παρατηρείται σταθερή πτώση τάσης, Δp , (π.χ. $\Delta p = 3 \text{ Mpa}$) σε κάθε κυψελίδα που συμμετέχει στη διάρρηξη, ενώ στις γειτονικές κυψελίδες η τάση μεταβάλλεται σύμφωνα με τις τιμές της ΔCFF . Οι μεταβολές της τάσης Coulomb

συμβάλλουν επίσης στις αλληλεπιδράσεις μεταξύ ρηγμάτων, επιτρέποντας την επέκταση διάρρηξης σε γειτονικά ρήγματα, τα οποία βρίσκονται σε μία ορισμένη απόστασης (π.χ. 5 χιλιόμετρα). Αυτό το χαρακτηριστικό του αλγορίθμου αντιπροσωπεύει την ικανότητα των αλληλεπιδράσεων των ρηγμάτων να εμφανίζουν πιθανά φαινόμενα σύνδεσης μεταξύ του, που οδηγούν σε ισχυρούς σεισμούς λόγω της ταυτόχρονης διάρρηξης περισσότερων του ενός ρηγμάτων (Scholz, 2002). Μία κρίσιμη πτυχή που επηρεάζει τα αποτελέσματα της διαδικασίας προσομοίωσης είναι η επιλογή από το χρήστη του αλγορίθμου των τιμών 3 ελευθέρων παραμέτρων που απαιτούνται ως πληροφορίες εισόδου για την έναρξη της διαδικασίας της προσομοίωσης. Οι παράμετροι αυτοί είναι ο συντελεστής μείωσης αντοχής (Strength Reduction Coefficient· $S-R$), συντελεστής αναλογικότητας (Aspect Ratio· $A-R$) και η καταστατική παράμετρος A_0 του καταστατικού νόμου ρυθμού–κατάστασης.



Σχήμα 5.1 Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας της πυρηνοποίησης και της διάδοσης της διάρρηξης σύμφωνα με την οποία λειτουργεί ο αλγόριθμος προσομοίωσης (Τροποποιημένο από Console et al., 2017).

Η επιρροή των δύο εξ αυτών ($S-R$ και $A-R$) είχε ήδη αναλυθεί από τους Console et al. (2015, 2017, 2018b). Ο συντελεστής μείωσης αντοχής ($S-R$) ελέγχει κυρίως την αναλογία μεταξύ του αριθμού των σεισμών με μικρά και ενδιάμεσα μεγέθη σε σχέση με τον αριθμό των ισχυρών σεισμών. Χαμηλές τιμές του συντελεστή $S-R$ παράγουν προσομοιωμένους καταλόγους με λιγότερους ισχυρούς σεισμούς από ότι υψηλές τιμές του συντελεστή και αντίστροφα. Η επίδραση του συντελεστή αναλογικότητας ($A-R$) σχετίζεται κυρίως με το μέγιστο μέγεθος των σεισμών του προσομοιωμένου καταλόγου, και όχι με τον συνολικό αριθμό των σεισμών αλλά

ούτε και με τιμή της παραμέτρου b . Επιπλέον, η επίδραση της καταστατική παράμετρος $A\sigma$ σχετίζεται κυρίως με την πιθανότητα έναρξης της πυρηνοποίησης ενός σεισμού λόγω της μεταβολής της τάσης που προέκυψε από μία προηγούμενη σεισμική ολίσθηση (Console et al., 2020).

Όπως προκύπτει από τα παραπάνω η επιλογή των τιμών των τριών ελεύθερων παραμέτρων είναι ιδιαίτερα σημαντική έτσι ώστε ο τελικός κατάλογος που θα προκύψει από τη διαδικασία της προσομοίωσης να είναι αντιπροσωπευτικός για την περιοχή μελέτης, να είναι δηλαδή τα δεδομένα της προσομοιωμένης σεισμικότητας σε συμφωνία με τα δεδομένα παρατήρησης. Αυτό το ζήτημα έχει απασχολήσει τη σχετική με τους προσομοιωτές σεισμικότητας έρευνα, με τους Wilson et al. (2017) να προτείνουν τη ποσοτική σύγκριση μεταξύ των προσομοιωμένων δεδομένων με καταλόγους σεισμικότητας της εκάστοτε περιοχής μελέτης με σκοπό την εξαγωγή όσο το δυνατό ασφαλέστερων συμπερασμάτων που θα αφορούν τον τελικό προσομοιωμένο κατάλογο σεισμικότητας.

Μέσα σε αυτό το πλαίσιο και γνωρίζοντας την σημαντική επίδραση των τιμών των τριών ελεύθερων παραμέτρων στο τελικό αποτέλεσμα της προσομοίωσης, για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής επιλέχθηκε η τακτική των επαναληπτικών εφαρμογών του αλγορίθμου προσομοίωσης για κάθε ζώνη διάρρηξης με διαφορετικούς συνδυασμούς μεταξύ των τριών ελεύθερων παραμέτρων $A\sigma$, $S-R$ και $A-R$ εντός ενός εύρους τιμών, με στόχο την εύρεση των καταλληλότερων τιμών τους, που θα εμφανίζει την καλύτερη απόδοση σε σύγκριση με τους καταλόγους σεισμικότητας της εκάστοτε περιοχής μελέτης.

Για το γινόμενο $A\sigma$ έχει προταθεί ένα μεγάλο εύρος τιμών, που βασίζεται τόσο σε εργαστηριακά πειράματα όσο και σε εκτιμήσεις που προέκυψαν από εφαρμογές του καταστατικού νόμου σε παρατηρησιακά δεδομένα σεισμικότητας. Οι Harris (1998) και Harris and Simpson (1998) χρησιμοποιώντας δεδομένα από διάφορες σεισμικές ακολουθίες έχουν προτείνει τιμές οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ $A\sigma=0.0012$ και $A\sigma=0.6$ MPa. Ακόμη, οι Toda et al. (1998) έχουν προτείνει τιμές $A\sigma=0.035\pm 0.15$ MPa για την περιοχή Kobe της Ιαπωνίας, ενώ ο Stein (1999) μία σειρά τιμών (0.02, 0.0035 και 0.05 MPa) για την ευρύτερη περιοχή του San Francisco. Όσον αφορά τις περιοχή του ελληνικού χώρου, οι Leptokaropoulos et al. (2012) μελέτησαν τις μεταβολές του ρυθμού σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου προτείνοντας χρησιμοποιώντας τιμές $A\sigma$ που κυμαίνονται μεταξύ $A\sigma=0.0025$ και $A\sigma=0.375$ MPa. Ιδιαίτερα, οι τιμές που πρότειναν για την περιοχή της Ζώνης Διάρρηξης της

Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, που αποτελεί και μία από της εφαρμογές του προσομοιωτή στην παρούσα διατριβή, ήταν μεταξύ $A\sigma=0.04$ και $A\sigma=0.05$ MPa. Οι ίδιοι συγγραφείς πρότειναν επίσης για την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου τη τιμή $A\sigma=0.004$ MPa (Leptokaropoulos et al., 2016). Ο μηχανισμός εξασθένησης των ρηγμάτων βασίζεται κυρίως σε έμμεσες παρατηρήσεις που στηρίζονται στην σεισμική δραστηριότητα υποβάθρου μίας περιοχής. Δεδομένου όμως ότι αποτελεί έναν κρίσιμο παράγοντα της διαδικασίας προσομοίωσης, επιλέχθηκε να δοκιμαστούν επίσης μια σειρά από τιμές $S-R$ (π.χ. $S-R=[0.1-0.4]$), όπου οι μικρές τιμές της αντιστοιχούν σε ρήγματα υψηλής αντοχής, δηλαδή σε ρήγματα που αντιστοιχούν σε χαμηλή εξασθένησης, και οι υψηλές τιμές σε ρήγματα περιορισμένης αντοχής, δηλαδή σε ρήγματα όπου ο μηχανισμός εξασθένησης είναι ισχυρότερος. Για την τρίτη παράμετρο, $A-R$, επιλέχθηκε επίσης ο έλεγχος μίας σειράς τιμών της (π.χ. $A-R=[7 \text{ \& } 10]$) για την εύρεση της βέλτιστης τιμής της, σύμφωνα με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των ρηγμάτων που αναπτύσσονται στην εκάστοτε περιοχή μελέτης. Έτσι, μικρές τιμές της παραμέτρου $A-R$ θα αντιστοιχούν σε ρήγματα μικρών διαστάσεων, ενώ υψηλότερες τιμές θα αντιστοιχούν σε ρήγματα μεγαλύτερων διαστάσεων.

5.3 Εφαρμογή του αλγορίθμου προσομοίωσης σεισμικότητας στη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου

Για την εφαρμογή του αλγορίθμου προσομοίωσης στη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου Βορείου Αιγαίου χρησιμοποιήθηκε σαν πληροφορία εισόδου το μοντέλο τμηματοποίησης των ρηγμάτων της που έχει καθοριστεί στο Κεφάλαιο 3 και οποίο αποτελείται από 5 ρήγματα, των οποίων οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι δίνονται στον Πίνακα 5.1, με το κάθε ένα να διαιρείται σε ένα πλέγμα κυψελίδων με μέγεθος 0.75×0.75 χιλιόμετρα. Για τον σεισμικό ρυθμό ολίσθησης των ρηγμάτων χρησιμοποιήθηκε το 60% της συνολικής ολίσθησης, ίδιο όπως και στον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης που πραγματοποιήθηκε στο Κεφάλαιο 3. Οι τιμές του συντελεστή διάτμησης, μ , και πτώσης τάσης, Δp , θεωρήθηκαν ίσες με $\mu=30$ GPa και $\Delta p=3$ MPa, αντίστοιχα. Το ελάχιστο μέγεθος σεισμού που παράγεται από τη διαδικασία της προσομοίωσης επιλέχθηκε να είναι ίσο με 4.0 ($M_w = 4.0$), το οποίο αντιστοιχεί σε διάρρηξη δύο κυψελίδων.

Για την εφαρμογή του αλγορίθμου είναι αναγκαίος ο καθορισμός των τιμών των τριών ελεύθερων παραμέτρων ($A\sigma$, $S-R$, $A-R$). Λαμβάνοντας υπόψη ότι η τιμή του γινομένου $A\sigma$ δεν είναι σταθερή αλλά εμφανίζει μεταβλητότητα, στην εφαρμογή εξετάστηκε ένα εύρος τιμών

του από $A\sigma=0.04$ έως $A\sigma=0.07$ MPa με βήμα 0.01 MPa ($A\sigma=[0.04\text{MPa}-0.07\text{MPa}]$). Για την παράμετρο $S-R$ επιλέχθηκε η εξέταση ενός εύρους τιμών με στόχο την εύρεση της καταλληλότερης, ξεκινώντας από μια τιμή ίση με $S-R=0.1$, η οποία αντιστοιχεί σε ρήγματα με χαμηλό βαθμό εξασθένησης, και με βήμα 0.1 μέχρι την τιμή $S-R=0.4$, η οποία αντιπροσωπεύει ενισχυμένη εξασθένηση ($S-R=[0.1-0.4]$). Η τρίτη παράμετρος, $A-R$, ελέγχθηκε για τιμές $A-R=7$ και $A-R=10$ σύμφωνα με τις διαστάσεις των πέντε ρηγμάτων, τα οποία είναι ως ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης είναι ιδιαίτερα επιμήκη ($A-R=[7 \text{ \& } 10]$).

Πίνακας 5.1. Παράμετροι του μοντέλου ρηγμάτων για την Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου.

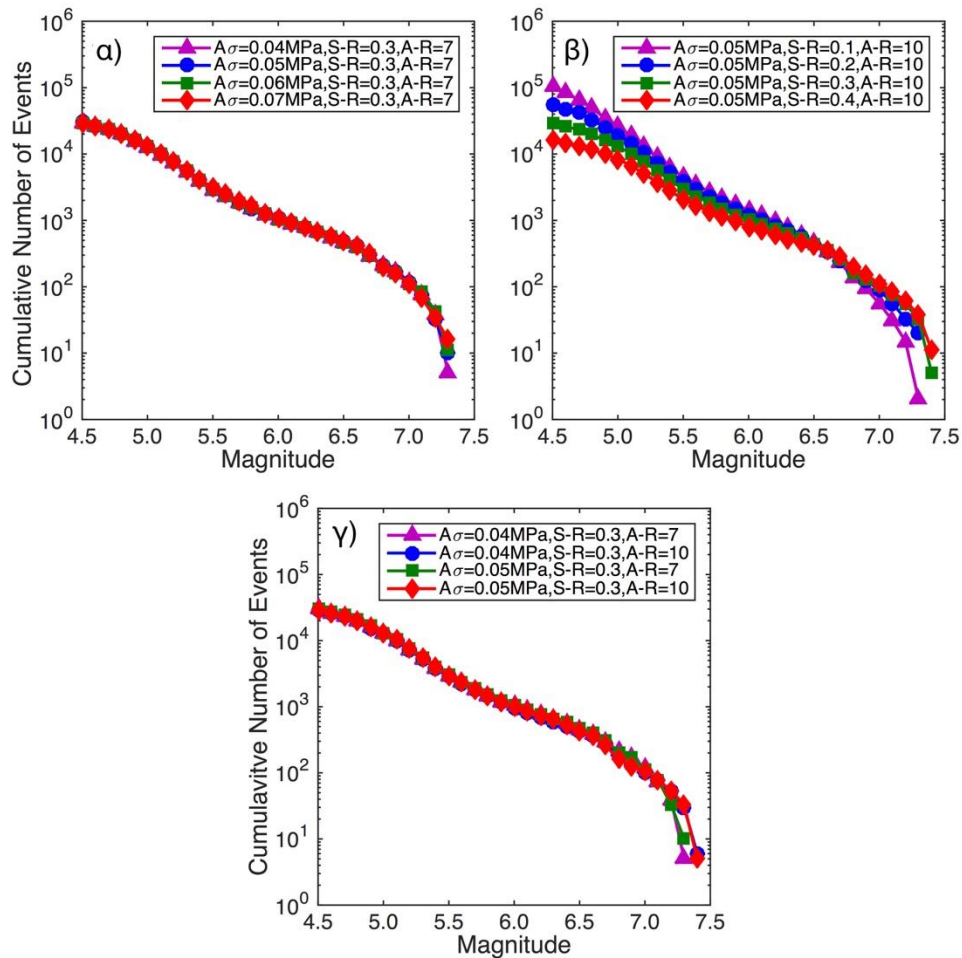
Όνομα Ρήγματος	Άνω αριστερό άκρο		ϕ	δ	λ	Μήκος	Πλάτος	Ρυθμός Ολίσθησης
	Γ. Πλάτος (°)	Γ.Μήκος (°)	(°)	(°)	(°)	(km)	(km)	(mm/yr)
Γλαύκη	39.930	24.530	233	62	-173	48	14	7.5
Αθως	40.200	25.000	228	89	-168	47	12	7.5
Σαμοθράκη	40.200	25.000	73	85	-177	60	14	13.0
Σάρος	40.380	25.700	68	55	-145	50	15	13.0
Γκάνος	40.800	27.500	246	75	180	110	15	13.5

Από τον συνδυασμό των τιμών των τριών παραμέτρων προκύπτουν 32 διαφορετικοί συνδυασμοί ελεύθερων παραμέτρων. Ο αλγόριθμος εφαρμόστηκε για κάθε έναν από αυτούς τους συνδυασμούς και ο κάθε κατάλογος που προέκυψε συγκρίθηκε με παρατηρησιακά δεδομένα ώστε να επιλεγεί εκείνος που είναι αντιπροσωπευτικός της σεισμικότητας της περιοχής. Η διάρκεια κάθε προσομοίωσης επιλέχθηκε να είναι ίση με 10 χιλιάδες έτη, ενώ για κάθε προσομοίωση προηγήθηκε και μία περίοδος προετοιμασίας (warm-up period) 2000 χιλιάδων ετών κατά τη διάρκεια της οποίας η διαδικασία της σεισμογένεσης αυτό-οργανώνεται και αποκτά εργοδικές ιδιότητες (ergodic properties), ενώ η κατά μέγεθος κατανομή (Frequency–Magnitude Distribution· FMD) του προσομοιωμένου καταλόγου σταθεροποιείται. Πρέπει να σημειωθεί ότι η σεισμικότητα που παράχθηκε από τον αλγόριθμο κατά τη περίοδο προετοιμασίας δεν περιλαμβάνεται στον τελικό προσομοιωμένο κατάλογο. Κάθε τριάδα των ελεύθερων παραμέτρων έχει ως αποτέλεσμα έναν προσομοιωμένο κατάλογο με διαφορετικό συνολικό αριθμό σεισμών, διαφορετικούς ρυθμούς γένεσης καθώς και μέγιστο μέγεθος σεισμού.

Ένα παράδειγμα της επίδρασής κάθε παραμέτρου φαίνεται στο Σχήμα 5.2. Οι τιμές του γινομένου $A\sigma$ που επιλέχθηκαν παράγουν καταλόγους με σχεδόν ίσο συνολικό αριθμό

σεισμών και τα ίδια μέγιστα μεγέθη σεισμών (διατηρώντας σταθερές τις τιμές των $S-R$ και $A-R$). Η κύρια επίδραση της παραμέτρου $A-s$ σχετίζεται με το ρυθμό γένεσης ισχυρών σεισμών. Έτσι, καθώς οι τιμές της αυξάνονται, αυξάνεται και ο ρυθμός γένεσης ποσοστό εμφάνισης των μεγαλύτερων σεισμών (Σχήμα 5.2α). Η επίδραση του συντελεστή εξασθένησης $S-R$, την οποία έχουν ήδη αναλύσει οι Console et al. (2015, 2017, 2018a), φαίνεται στο Σχήμα 5.2β από το οποίο προκύπτει ότι η μικρότερη τιμή που επιλέχθηκε ($S-R=0.1$) οδηγεί σε έναν προσομοιωμένο κατάλογο με αριθμό μικρών έως ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών 10 φορές μεγαλύτερο σε σύγκριση με τον προσομοιωμένο κατάλογο στον οποίο εφαρμόστηκε η μεγαλύτερη τιμή του ($S-R=0.4$). Σε συμφωνία με αυτή τη παρατήρηση, ο αριθμός των ισχυρών σεισμών παρουσιάζει την αντίστροφη αναλογία. Οι μικρότερες τιμές της παραμέτρου $S-R$ παράγουν προσομοιωμένους καταλόγους με δέκα φορές λιγότερους ισχυρούς σεισμούς από ότι μεγαλύτερες τιμές $S-R$. Κατά συνέπεια, η τιμή της παραμέτρου b ενός προσομοιωμένου καταλόγου επηρεάζεται επίσης από αυτό. Σε σχέση με την επίδραση της παραμέτρου $A-R$, αυτή σχετίζεται κυρίως με το μέγιστο μέγεθος σεισμού του προσομοιωμένου καταλόγου, αλλά όχι με τον συνολικό αριθμό σεισμών. Δεδομένου ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή $A-R$ τόσο μεγαλύτερη θα είναι η επέκταση μιας διάρρηξης, το μέγιστο μέγεθος του προσομοιωμένου καταλόγου είναι επίσης μεγαλύτερο. Συγκρίνοντας ένα ζεύγος καταλόγων με σταθερές τιμές $A-s$ και $S-R$ και εστιάζοντας στην επίδραση των δύο διαφορετικών τιμών της παραμέτρου $A-R$ (Σχήμα 4.2γ) παρατηρείται διαφορά της τάξης του 0.1 στις τιμές του μέγιστου μεγέθους σε κάθε περίπτωση ($M_{max}=7.3$ για $A-R=7$ και $M_{max}=7.4$ για $A-R=10$).

Προκειμένου να ελεγχθεί η απόδοση κάθε προσομοιωμένου καταλόγου και να επιλεγεί ο πλέον αντιπροσωπευτικός για την περιοχή της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου πραγματοποιήθηκε η σύγκρισή τους με δεδομένα παρατήρησης. Συγκεκριμένα, η σύγκριση αφορά τους ετήσιους αθροιστικούς ρυθμούς γένεσης των σεισμών (cumulative annual occurrence rates) μεταξύ των δεδομένων του εκάστοτε προσομοιωμένου και ενός ανηγμένου καταλόγου δεδομένων. Ο κατάλογος αυτός περιέχει όλους τους σεισμούς που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης με μεγέθη $M_w \geq 4.5$ από 1970, $M_w \geq 5.0$ από 1950, $M_w \geq 5.2$ από 1911 και $M_w \geq 6.5$ από 1845 (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Η αναγωγή αυτών των συνόλων δεδομένων έγινε με την μέθοδο των Milne & Davenport (1969) που συνενώνει καταλόγους σεισμικότητας με διαφορετικά μεγέθη πληρότητας για και διαφορετικές περιόδους σε ένα κοινό χρονικό παράθυρο.



Σχήμα 5.2 Παραδείγματα σύγκρισης μεταξύ της κατά μέγεθος κατανομής των σεισμών που προσομοιωμένων καταλόγους 10 χιλιάδων ετών για τη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου, που δείχνουν την επίδραση των διαφορετικών τιμών της παραμέτρου $A\sigma$ (με σταθερές της παραμέτρους $S-R$ και $A-R$) (α), της παραμέτρου $S-R$ (με σταθερές της παραμέτρους $A\sigma$ και $A-R$) (β) και της παραμέτρου $A-R$ (με σταθερές της παραμέτρους $A\sigma$ και $S-R$) (γ).

Η σύγκριση πραγματοποιήθηκε με την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχου καλής προσαρμογής Kolmogorov - Smirnov για δύο δείγματα (KS2) (Stephens, 1974) και Wilcoxon Rank-Sum (WR-S) (Wilcoxon, 1945· Mann και Whitney, 1947) για επίπεδο σημαντικότητας 0.05. Ο έλεγχος Kolmogorov - Smirnov για δύο δείγματα (KS2) μετράει την απόσταση μεταξύ των εμπειρικών συναρτήσεων αθροιστικών κατανομών (Σχέση 5.3) των δύο δειγμάτων, F και G , υπό τη μηδενική υπόθεση, H_0 , ότι και τα δύο προέρχονται από την ίδια κατανομή. Η εμπειρική συνάρτηση αθροιστικής κατανομής ορίζεται από τη σχέση:

$$F_n(x) = \frac{\text{αριθμός στοιχείων του δείγματος} \leq x}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{x_i \leq x\} \quad (5.3)$$

ενώ το στατιστικό του ελέγχου από τη σχέση:

$$D = \max (|F(x) - G(x)|). \quad (5.4)$$

Ο έλεγχος Wilcoxon Rank-Sum συγκρίνει δύο ανεξάρτητες τυχαίες μεταβλητές F και G με μεγέθη δείγματος m και n , αντίστοιχα, υπό την μηδενική υπόθεση, H_0 ότι τα δύο δείγματα προέρχονται από την ίδια κατανομή. Τα δύο δείγματα συνδυάζονται και ταξινομούνται (ranked). Η στατιστικό του, T , υπολογίζεται από το άθροισμα των τάξεων σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$T_F = \sum_{i=1}^m R_{F_i} \quad (5.5)$$

και

$$T_G = \sum_{j=1}^n R_{G_j}. \quad (5.6)$$

Ο αριθμός των περιπτώσεων που το $F_i > G_j$ σε διατεταγμένη σειρά ονομάζεται στατιστικό U του Mann-Whitney και ορίζεται ως:

$$U = \min (U_F, U_G) \quad (5.7)$$

όπου

$$U_F = mn + \frac{m(m+1)}{2} - T_F \quad (5.8)$$

και

$$U_G = mn + \frac{n(n+1)}{2} - T_G. \quad (5.9)$$

Η απόφαση να απορριφθεί ή όχι η μηδενική υπόθεση και στις δύο περιπτώσεις βασίζεται στη σύγκριση της p τιμής (p -value) που προκύπτει από τους ελέγχους με το επίπεδο σημαντικότητας. Εάν η p τιμή είναι μεγαλύτερη από το επίπεδο σημαντικότητας τότε η μηδενική υπόθεση δεν μπορεί να απορριφθεί. Αντίθετα, αν η p τιμή είναι μικρότερη από αυτό, η μηδενική υπόθεση μπορεί να απορριφθεί.

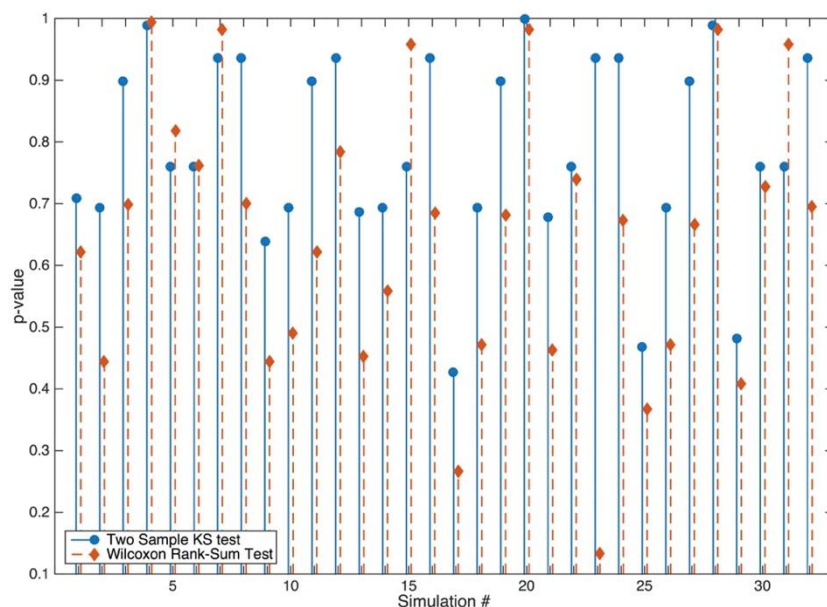
Τα αποτελέσματα των δύο στατιστικών ελέγχων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.2 όπως και στο Σχήμα 5.3. Σύμφωνα με αυτά είναι σαφές ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι p τιμές τους είναι αρκετά μεγαλύτερες από το επίπεδο σημαντικότητας. Ειδικότερα, οι p τιμές της δοκιμής KS2 κυμαίνονται από 0.599 έως 0.991, με 4 από αυτές να είναι μεγαλύτερες από 0.98 (p τιμή > 0.98), γεγονός που φανερώνει πολύ καλή απόδοση σε σχέση με τα δεδομένα παρατήρησης.

Αυτές οι τιμές αφορούν τις προσομοιώσεις 03, 11, 20 και 27. Επιπλέον, οι p τιμές που υπολογίζονται από τη δοκιμή WR-S κυμαίνονται μεταξύ 0.391 και 0.988, με τρεις εκ των οποίων να έχουν πολύ υψηλές τιμές (p τιμή > 0.97) και αντιστοιχούν στις προσομοιώσεις 03, 19 και 22. Συνδυάζοντας αυτά τα αποτελέσματα, ο προσομοιωμένος κατάλογος που

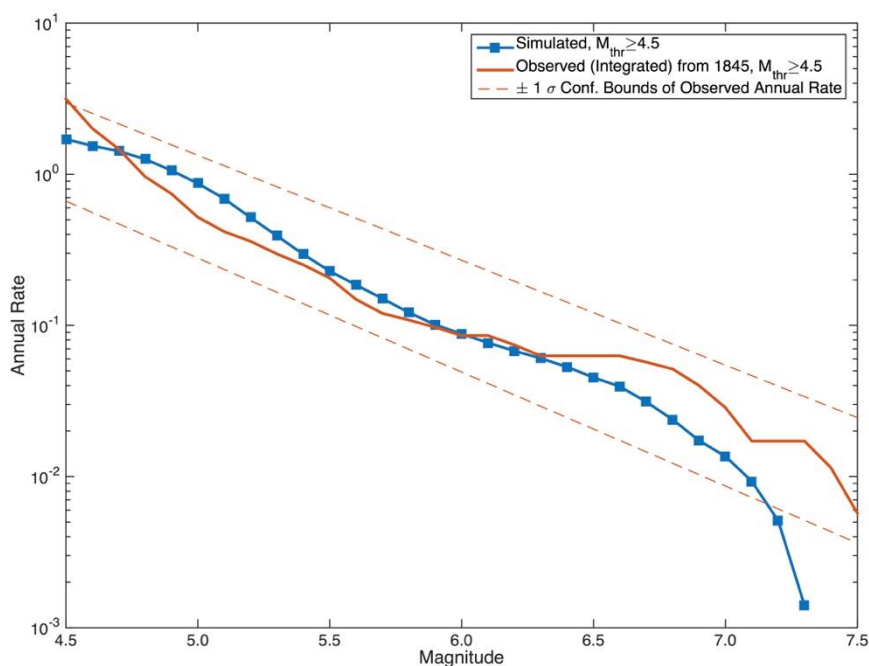
αντιπροσωπεύει καταλληλότερα την σεισμικότητα της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου είναι αυτός που έχει τιμές των ελεύθερων παραμέτρων ίσες με $A\sigma = 0.04$ MPa, $S-R = 0.3$ και $A-R = 7$ (Προσομοίωση 03· Σχήμα 5.3), παρότι η p τιμή του ελέγχου KS2 είναι λίγο μικρότερη από τη μέγιστη της προσομοίωσης 20 (0.983 έναντι 0.991, αντίστοιχα). Η προσομοίωση 03 προτιμάται επειδή επιτυγχάνει καλύτερη αντιστοίχιση τόσο στους ετήσιους αθροιστικούς ρυθμούς γένεσης που προκύπτει από τον έλεγχο KS2 όσο και στις ζεύγος κατά ζεύγος συγκρίσεις του από τον WR-S έλεγχο.

Πίνακας 5.2. Τιμές των τριών ελεύθερων παραμέτρων ($A\sigma$, $S-R$ and $A-R$) και οι p τιμές των στατιστικών ελέγχων Kolmogorov-Smirnov για δύο δείγματα και Wilcoxon Rank-Sum για κάθε προσομοίωση σε σύγκριση με τα δεδομένα παρατήρησης για επίπεδο σημαντικότητας 0.05 για τους προσομοιωμένους καταλόγους της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου

Προσομοίωση #	$A\sigma$ (MPa)	$S-R$	$A-R$	p -τιμή	
				KS2	WR-S
01	0.04	0.1	7	0.8771	0.8359
02		0.2		0.8655	0.6896
03		0.3		0.9838	0.9882
04		0.4		0.9761	0.7005
05		0.1	10	0.7374	0.9482
06		0.2		0.7374	0.9597
07		0.3		0.9003	0.7564
08		0.4		0.8794	0.4575
09	0.05	0.1	7	0.6781	0.6150
10		0.2		0.8655	0.7005
11		0.3		0.9802	0.9410
12		0.4		0.8953	0.5303
13		0.1	10	0.6781	0.6254
14		0.2		0.8555	0.7561
15		0.3		0.7374	0.8118
16		0.4		0.8794	0.4488
17	0.06	0.1	7	0.5994	0.3911
18		0.2		0.8535	0.6896
19		0.3		0.9802	0.9764
20		0.4		0.9918	0.7115
21		0.1	10	0.6781	0.6572
22		0.2		0.7374	0.9712
23		0.3		0.7374	0.7455
24		0.4		0.8794	0.4488
25	0.07	0.1	7	0.6479	0.5344
26		0.2		0.8535	0.7115
27		0.3		0.9802	0.9175
28		0.4		0.9715	0.7115
29		0.1	10	0.6630	0.5640
30		0.2		0.7373	0.9368
31		0.3		0.7374	0.7674
32		0.4		0.8794	0.4575



Σχήμα 5.3 P τιμές των στατιστικών ελέγχων Kolmogorov-Smirnov για δύο δείγματα (γαλάζιες γραμμές) και Wilcoxon Rank-Sum (πορτοκαλί γραμμές) όπως προέκυψαν από τη σύγκριση κάθε προσομοιωμένου καταλόγου με τα παρατηρησιακά δεδομένα για τη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου.



Σχήμα 5.4 Ετήσιοι αθροιστικοί ρυθμοί γένεσης του ανηγμένου παρατηρησιακού καταλόγου (πορτοκαλί γραμμή) και του προσομοιωμένου καταλόγου 03 ($A\sigma=0.04$ MPa, $S-R=0.3$, $A-R=7$), που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση (γαλάζια γραμμή).

Ο κατάλογος αυτός αποτελείται από 29676 σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 4.5$. Η τιμή της παραμέτρου b είναι ίση με 0.92 ($b_{sim_best} = 0.92$), η οποία βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία

με αυτή του καταλόγου των δεδομένων παρατήρησης που με ίση με 0.98 ($b_{obs} = 0.98$). Το μέγιστο μέγεθος σεισμού του προσομοιωμένου καταλόγου είναι ίσο με 7.3 ($M_{w_max}=7.3$). Ο ετήσιος αθροιστικός ρυθμός γένεσης σεισμών (Σχήμα 5.4) εμφανίζει μερικές ασυμφωνίες κυρίως για ισχυρούς σεισμούς ($M_w > 6.0$). Αυτές οι αποκλίσεις οφείλονται κυρίως στο γεγονός ότι η πλειονότητα των ισχυρών σεισμών στον παρατηρησιακό κατάλογο ανήκουν στην περίοδο της ιστορικής σεισμικότητας ή στην πρώιμη ενόργανη περίοδο, κατά τις οποίες τα μεγέθη είναι πιθανόν υπερεκτιμημένα.

Για μελέτη του μέσου χρόνου επανάληψης ισχυρών σεισμών για τα πέντε ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου στα δεδομένα του προσομοιωμένου καταλόγου αρχικά ορίστηκαν ορισμένα κριτήρια δεδομένου του μεγάλου πλήθους των προσομοιωμένων δεδομένων. Το πρώτο από αυτά είναι η επιλογή του μέγιστου μεγέθους για το κάθε ρήγμα της περιοχής μελέτης. Όπως έχει ήδη αναφερθεί και προηγουμένως ο αλγόριθμος προσομοίωσης επιτρέπει τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ρηγμάτων, ευνοώντας την περίπτωση πιθανής ταυτόχρονης διάρρηξης δύο ή και περισσότερων ρηγμάτων που σαν αποτέλεσμα θα έχουν έναν ισχυρό σεισμό. Έτσι, αντί για τη μελέτη στενά χαρακτηριστικών σεισμών εντός ενός εύρους τιμών όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 4, σε αυτή τη περίπτωση επιλέχθηκε η προσέγγιση ενός ενιαίου κατώφλιου μεγέθους για τα ρήγματα της περιοχής, το οποίο αφορά όλους τους σεισμούς του προσομοιωμένου καταλόγου με μεγέθη $M_w \geq 6.5$. Αυτό το κατώφλι είναι σε συμφωνία τόσο με τις διαστάσεις των ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης όσο και με τα μεγέθη των καταγεγραμμένων σεισμών της περιοχής και αντιστοιχεί στη διάρρηξη ενός συνόλου 670 κυψελίδων.

Επειδή, είναι πολύ πιθανό οι διαρρήξεις των ρηγμάτων να είναι μεγαλύτερες από την έκταση των 670 κυψελίδων, σύμφωνα με τις διαστάσεις ορισμένων ρηγμάτων, όπως αυτές του ρήματος του Γκάνου, επιλέχθηκε και ένα δεύτερο κατώφλι μεγέθους ισχυρών σεισμών, αυτό των σεισμών με $M_w \geq 7.0$, αντιστοιχεί στην διάρρηξη τουλάχιστον 2436 κυψελίδων. Στη συνέχεια, καθορίστηκε το κριτήριο της συμβολής κάθε ρήματος σε διάρρηξη που αντιστοιχεί σε έναν ισχυρό σεισμό. Κάθε σεισμός που ικανοποιεί το πρώτο κριτήριο (το κριτήριο του μεγέθους με βάση τα δύο κατώφλια) αρχικά συνδέεται με το ρήγμα εκείνο από το οποίο ξεκίνησε η διαδικασία της πυρηνοποίησης. Ο ίδιος σεισμός μπορεί να συνδεθεί και με επιπλέον ρήγματα, εάν ο αριθμός των κυψελίδων του εκάστοτε ρήματος που συμμετείχαν στη διάρρηξη καλύπτει τουλάχιστον το 75% του συνολικής επιφάνειας του. Έτσι, η μελέτη του

μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών περνάει από τη προηγούμενη προσέγγιση της δραστηριοποίησης των ρηγμάτων ως δομές που δρουν ανεξάρτητα σε μία προσέγγιση συμμετοχής ενός ρήγματος στη διάρρηξη (participation approach).

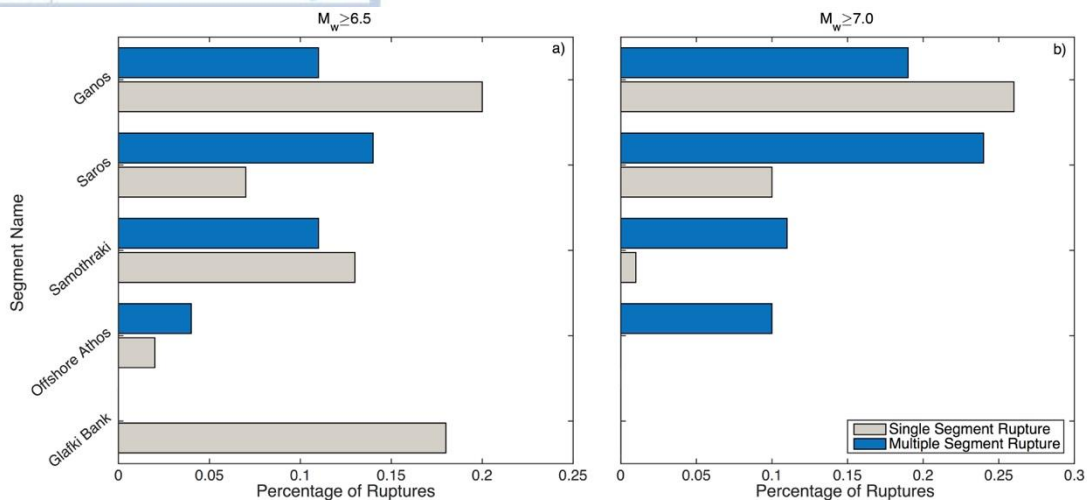
Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω κριτήρια πραγματοποιήθηκε λεπτομερής ανάλυση των διαρρήξεων που είχαν σαν αποτέλεσμα τη γένεση σεισμών με ρήξεων των σεισμών $M_{thr_I} \geq 6.5$ και $M_{thr_II} \geq 7.0$. Ξεκινώντας από το πρώτο κατώφλι μεγέθους, διαπιστώθηκαν 544 διαρρήξεις συνολικά στον προσομοιωμένο κατάλογο. Από αυτούς, το 60% των προσομοιωμένων σεισμών (322 σεισμοί) σχετίζονται με διαρρήξεις ενός μόνο ρήγματος, ενώ το 40% (213 σεισμοί) με διαρρήξεις που αφορούν παραπάνω από ένα ρήγματα. Ο τελευταίος αριθμός μπορεί να διακριθεί σε διαρρήξεις που αφορούν σε 69 ζεύγη ρηγμάτων που ολίσθησαν ταυτόχρονα, 23 διαρρήξεις που συνδέονται με 3 ρήγματα και σε μια μοναδική περίπτωση όπου 4 από τα 5 ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης ολίσθησαν ταυτόχρονα.

Πίνακας 5.2. Σύνοψη του αριθμού των μεμονωμένων και πολλαπλών διαρρήξεων για τα κατώφλια μεγέθους $M_{thr_I} \geq 6.5$ και $M_{thr_II} \geq 7.0$. για κάθε ένα από τα πέντε Τμήματα Ρήγματος της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου μαζί με τις τιμές μέγιστου μεγέθους τους όπως προέκυψαν από το προσομοιωμένο κατάλογο των 10 χιλιάδων ετών με την καλύτερη απόδοση.

Όνομα Ρήγματος	$M_{thr_I} \geq 6.5$		$M_{thr_II} \geq 7.0$		M_{max}
	Αριθμός Διαρρήξεων		Αριθμός Διαρρήξεων		
	Μεμονωμένες	Πολλαπλές	Μεμονωμένες	Πολλαπλές	
Γλαύκη	96	-	-	-	6.8
Υπεράκτιο Ρήγμα Άθω	11	25	-	19	7.3
Σαμοθράκη	70	61	3	20	7.3
Σάρος	38	76	19	45	7.3
Γκάνος	110	57	49	37	7.3

Εστιάζοντας στο ποσοστό των μεμονωμένων και πολλαπλών διαρρήξεων ανά ρήγμα (Σχήμα 5.5), προκύπτει ότι θεωρώντας το πρώτο κατώφλι μεγέθους ($M_{thr_I} \geq 6.5$), το ρήγμα της Γλαύκη είναι το μόνο που ολίσθησε μεμονωμένα σε ολόκληρο τον προσομοιωμένο κατάλογο, πιθανότατα λόγω της διαφοράς της παράταξής του. Τα άλλα τέσσερα τμήματα (Υπεράκτιο ρήγμα Άθω, Σαμοθράκη, Σάρος και Γκάνος) συμμετέχουν τόσο σε μεμονωμένες διαρρήξεις. Όταν ληφθεί υπόψη το κατώφλι μεγέθους ($M_{thr_II} \geq 7.0$), ο συνολικός αριθμός των διαρρήξεων μειώνεται σημαντικά, με μόνο 192 διαρρήξεις να σχετίζονται με σεισμούς με $M_{thr_II} \geq 7.0$, κατά τη διάρκεια των 10 χιλιάδων ετών της προσομοίωσης (0.019 σεισμοί ανά έτος). Η πλειονότητα αυτών (63%· 121 από τις 192 διαρρήξεις) συνδέονται σε διαρρήξεις πολλαπλών ρηγμάτων (Σχήμα 4.5β). Από αυτές, μόνο στη περίπτωση του ρήγματος του Γκάνου σεισμοί με $M \geq 7.0$

συνδέονται με διαρρήξεις μόνο αυτού του ρήγματος (37 μεμονωμένες και 51 πολλαπλές διαρρήξεις· Πίνακας 5.3).



Σχήμα 5.5 Ποσοστό των μεμονωμένων (ράβδοι γκρι χρώματος) και των πολλαπλών (ράβδοι μπλε χρώματος) διαρρήξεων κάθε ρήγματος της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου που προέκυψαν από τον προσομοιωμένο κατάλογο με την καλύτερη απόδοση για τα κατώφλια μεγέθους $M_{thr-I} \geq 6.5$ (α) και $M_{thr-II} \geq 7.0$ (β).

Για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών που προσομοιωμένου καταλόγου με την καλύτερη απόδοση σε πρώτο επίπεδο υπολογίστηκαν τα διαστήματα επανάληψης και οι αντίστοιχες στατιστικές παράμετροί τους και για τα δύο επιλεγμένα κατώφλια μεγέθους. Ξεκινώντας από το κατώφλι μεγέθους $M_{thr-I} \geq 6.5$, ο μέσος χρόνος επανάληψης, T_r , που προκύπτει για τους σεισμούς της διαδικασίας προσομοίωσης κυμαίνεται μεταξύ των 60 και 265 ετών, ανάλογα με τις τιμές του ρυθμού ολίσθησης των ρηγμάτων. Τα ρήγματα της Γλαύκης και του Άθω εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές T_r , ίσες με 121.75 και 265.24 έτη, αντίστοιχα, καθώς οι ρυθμοί ολίσθησής τους είναι οι χαμηλότεροι κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Τα άλλα ρήγματα (Σαμοθράκη, Σάρος και Γκάνος), των οποίων οι τιμές του ρυθμού ολίσθησης είναι μεγαλύτερες, παρουσιάζουν συχνότερα ισχυρούς σεισμούς με $M_w \geq 6.5$, όπως ήταν αναμενόμενο. Σε όλες αυτές τις περιπτώσεις, είτε για μεγάλες είτε ακόμη και για ενδιάμεσες τιμές του T_r , με τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας να κυμαίνονται μεταξύ 0.37 και 0.53 (Πίνακας 4.4), τα ρήγματα παρουσιάζουν ενδιάμεση περιοδικότητα. Λαμβάνοντας υπόψιν το δεύτερο κατώφλι μεγέθους $M_w \geq 7.0$, ο μέσος χρόνος επανάληψης κυμαίνεται μεταξύ του ένα αιώνα (Ρήγμα Γκάνου, $T_r = 116.40$ έτη) έως την ακραία τιμή περίπου τεσσάρων και πέντε αιώνων στη Σαμοθράκη ($T_r = 375.54$ έτη) και στο Υπεράκτιο Ρήγμα του Άθω ($T_r = 520.94$ έτη), αντίστοιχα. Οι αντίστοιχες τιμές C_v υποδηλώνουν επίσης σχεδόν περιοδική συμπεριφορά για το ρήγμα του Γκάνου (0.34) και περισσότερο απεριοδική

για το Υπεράκτιο Ρήγμα του Άθω ($C_v=0.67$), το ρήγμα της Σαμοθράκης ($C_v=0.72$) και του Σάρου ($C_v=0.62$).

Πίνακας 4.4. Στατιστικές παράμετροι (μέσος χρόνος επανάληψης· T_r , τυπική απόκλιση· σ και συντελεστής μεταβλητότητας· C_v) για τα ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης του Βορείου Αιγαίου και για τα δύο κατώφλια μεγέθους.

Όνομα Ρήγματος	$M_{thr} \geq 6.5$				$M_{thr} \geq 7.0$			
	Αριθμός	T_r	σ	C_v	Αριθμός	T_r	σ	C_v
	Παρατηρήσεων	(Έτη)	(Έτη)		Παρατηρήσεων n	(Έτη)	(Έτη)	
Γλαύκη	95	104.64	35.04	0.33	-	-	-	-
Υπεράκτιο Ρήγμα Άθω	35	272.34	144.35	0.53	18	520.94	349.39	0.67
Σαμοθράκη	130	76.15	29.82	0.39	22	375.54	272.36	0.72
Σάρος	113	87.88	30.56	0.34	63	154.27	95.86	0.62
Γκάνος	166	59.60	38.93	0.48	85	116.40	39.31	0.34

Στη συνέχεια, εφαρμόστηκαν στα δεδομένα προσομοιωμένων διαστημάτων επανάληψης η Εκθετική κατανομή όπως και η κατανομή BPT (Κεφάλαιο 3). Δεδομένου του ικανού πλήθους δεδομένων, η εκτίμηση των παραμέτρων τους και των αντίστοιχων διαστημάτων εμπιστοσύνης τους στη περίπτωση αυτή έγινε με τη Μέθοδο της Μέγιστης Πιθανοφάνειας (Maximum Likelihood Estimation· MLE), οι οποίες δίνονται από τις σχέσεις:

$$\ln L_{Exp} = (N - 1) \ln \left(\frac{1}{T_r} \right) - \frac{t_0(N)}{T_r} \quad (5.10)$$

και

$$\ln L_{BPT} = \sum_{j=1}^{N-1} \ln \left\{ \frac{f(\Delta t(j))}{1 - F(t \leq \Delta t(j))} \right\} - \frac{t_0(N)}{T_r} \quad (5.11)$$

για το Εκθετικό μοντέλο και το μοντέλο BPT, αντίστοιχα. Στις παραπάνω σχέσεις με N ορίζεται το πλήθος των παρατηρήσεων και με $t_0(N)$ ο χρόνος γένεσης της πρώτης παρατήρησης του δείγματος. Οι συμβολισμοί $f(\Delta t)$ και $F(t \leq \Delta t)$ της Εξίσωσης 4.11 αντιστοιχούν στις συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και αθροιστικής συνάρτησης της BPT κατανομής (Εξισώσεις 4.7 και 4.8, αντίστοιχα). Τα αποτελέσματα της εκτίμησης δίνονται στον Πίνακα 5.5.

Πίνακας 5.5. Εκτιμώμενες παράμετροι της κατανομής BPT και της Εκθετικής κατανομής και των αντίστοιχων 95% διαστημάτων εμπιστοσύνης με τη μέθοδο της Μέγιστης Πιθανοφάνειας για τα 5 ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και για τα δύο κατώφλια μεγεθών ισχυρών σεισμών που επιλέχθηκαν.

Όνομα Ρήγματος	$M_{thr} \geq 6.5$		$M_{thr} \geq 7.0$	
	Εκθετική Κατανομή	BPT Κατανομή	Εκθετική Κατανομή	BPT Κατανομή
Γλαύκη	$T_r=104.64$ (86.42,129.34)	$T_r=104.74$ (97.56,111.72) $\alpha=0.34$ (0.28,0.38)	-	-
Υπεράκτιο Ρήγμα Άθω	$T_r=272.34$ (200.62,390.99)	$T_r=272.05$ (226.11,318.56) $\alpha=0.51$ (0.38,0.64)	$T_r=520.94$ (344.50,878.98)	$T_r=520.57$ (356.98,684.89) $\alpha=0.68$ (0.43,0.93)
Σαμοθράκη	$T_r=76.15$ (64.59,91.15)	$T_r=76.21$ (70.42,81.89) $\alpha=0.44$ (0.39,0.49)	$T_r=375.55$ (257.38,599.25)	$T_r=376.41$ (255.31,495.77) $\alpha=0.77$ (0.51,1.00)
Σάρος	$T_r=87.88$ (73.69,106.64)	$T_r=87.91$ (80.12,95.66) $\alpha=0.48$ (0.41,0.54)	$T_r=154.27$ (122.28,200.76)	$T_r=154.35$ (134.12,174.42) $\alpha=0.53$ (0.43,0.63)
Γκάνος	$T_r=59.60$ (51.48,69.82)	$T_r=59.59$ (52.35,66.86) $\alpha=0.80$ (0.70,0.89)	$T_r=116.40$ (95.14,145.73)	$T_r=126.27$ (108.14,124.66) $\alpha=0.33$ (0.28,0.38)

Οι εκτιμήσεις μέγιστης πιθανοφάνειας του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , για το εκθετικό μοντέλο είναι ίσες με τις δειγματικές μέσες τιμές των δεδομένων και για τα δύο κατώφλια μεγέθους, όπως αναμενόταν. Το βέλτιστο ζεύγος των παραμέτρων της κατανομής BPT (T_r , α) που μεγιστοποιούν τη συνάρτηση πιθανοφάνειας εμφανίζει μικρές ή πιο σημαντικές διαφορές σε σχέση με τα στατιστικά του δείγματος στις περισσότερες περιπτώσεις. Η μόνη περίπτωση στην οποία το βέλτιστο σύνολο των εκτιμώμενων παραμέτρων είναι σχεδόν ίσο με τα στατιστικά του δείγματος είναι αυτό των διαστημάτων επανάληψης για το ρήγμα της Γλαύκης και για με σεισμούς $M_{thr} \geq 6.5$. Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας βρέθηκαν να είναι ίσες με $T_r = 104.74$ έτη και $\alpha=0.34$, έναντι των τιμών 104.64 έτη και $Cv=0.33$, για τον δειγματικό μέσο χρόνο επανάληψης και τον συντελεστή μεταβλητότητας, αντίστοιχα.

Αντίθετα, τα αποτελέσματα της εκτίμησης για τις άλλες περιπτώσεις και για τα δύο κατώφλια μεγέθους διαφέρουν από τα στατιστικά του δείγματος. Για παράδειγμα, τα δεδομένα του ρήγματος του Σάρου για σεισμούς με $M_w \geq 7.0$ καταλήγουν σε βέλτιστες τιμές ίσες με $T_r=54.35$ έτη και $\alpha=0.53$, αντί για τη μέση τιμή και Cv των δειγμάτων, ίσες με 154.27

έτη και 0.62, αντίστοιχα. Η πιο σημαντική απόκλιση παρατηρείται στην περίπτωση του τμήματος του ρήγματος Γκάνου και για τα διαστήματα επανάληψης σεισμών με $M_{thr_I} \geq 6.5$. Η εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας της απεριοδικότητας για αυτήν την περίπτωση είναι ίση με $\alpha=0.80$ με το 95% διάστημα εμπιστοσύνης να κυμαίνεται από 0.70 έως 0.89, ενώ ο συντελεστής μεταβλητότητας του δείγματος ισούται με $C_v=0.48$. Αυτή η σημαντική διαφορά μεταξύ των τιμών οδηγεί σε ένα μέσου χρόνου επανάληψης υψηλής μεταβλητότητας σύμφωνα με την εκτίμηση MLE, αντί για ένα ήμι-περιοδικό σύμφωνα με τα στατιστικά του δείγματος. Τα βέλτιστα εκτιμώμενα μοντέλα για τα δείγματα δεδομένων των σεισμών με $M_{thr_I} \geq 6.5$ και $M_{thr_II} \geq 7.0$ φαίνονται στα Σχήματα 5.6 και 5.7, αντίστοιχα.

Στη συνέχεια, η απόδοση κάθε μοντέλου εξετάσθηκε με τον υπολογισμό των τιμών του κριτηρίου πληροφορίας Akaike Information Criterion (AIC) το οποίο δίνεται από τη σχέση:

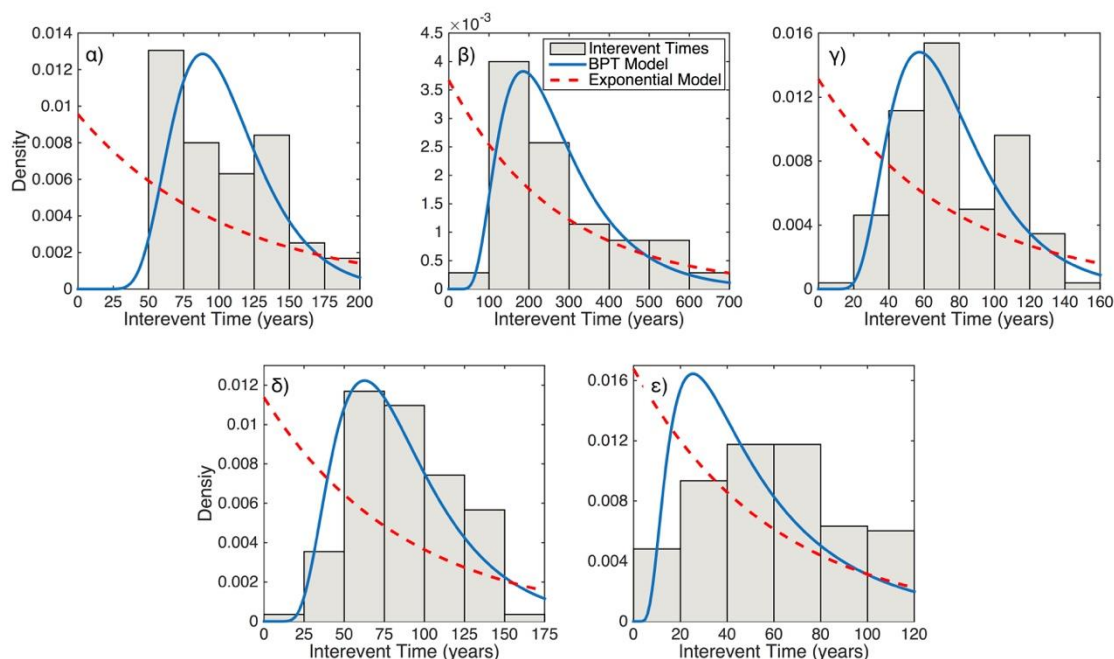
$$AIC = -2\ln L + 2k \quad (5.12)$$

όπου $\ln L$ η τιμή της συνάρτησης λογαριθμικής πιθανοφάνειας (log-likelihood function) που εκτιμήθηκε με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας της υπό έλεγχο στατιστικής κατανομής, που στη περίπτωση μας είναι η Εκθετική Κατανομή της οποίας η εξίσωση λογαριθμικής πιθανοφάνειας δίνεται από την Εξίσωση 5.10 και της κατανομής BPT που δίνεται από την Εξίσωση 5.11. Σύμφωνα με το κριτήριο AIC το μοντέλο που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση στα δεδομένα είναι αυτό με τη μικρότερη τιμή του κριτηρίου.

Τα αποτελέσματα των υπολογισμών του κριτηρίου AIC που δίνονται στον Πίνακα 5.6 δείχνουν ότι το μοντέλο BPT αποδίδει καλύτερα από το Εκθετικό μοντέλο σε όλα τα σύνολα δεδομένων και για τα δύο κατώφλια μεγέθους. Πιο αναλυτικά, το μοντέλο BPT αποδίδει σημαντικά καλύτερα από το Εκθετικό μοντέλο σε πολλές περιπτώσεις, όπως το ρήγμα της Γλαύκης για τους χρόνους επανάληψης σεισμών με $M_{thr_I} \geq 6.5$, στους οποίους οι τιμές του AIC είναι ίσες με 934.72 και 1075.60 αντίστοιχα. Αντίθετα, υπάρχουν περιπτώσεις όπου οι διαφορές μεταξύ των τιμών του για τα δύο μοντέλα δεν είναι σημαντικές. Αυτές οι περιπτώσεις σχετίζονται με το τμήμα Γκάνου για σεισμούς με $M_{thr_I} \geq 6.5$, το οποίο σαφώς δεν είναι κοντά στο χαρακτηριστικό κατώφλι μεγέθους σύμφωνα με τις διαστάσεις του, και το τμήμα της Σαμοθράκης για τους σεισμούς $M_{thr_II} \geq 7.0$.

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα της ανάλυσης για τον καθορισμό του χρόνου επανάληψης που βασίστηκε στα δεδομένα του προσομοιωμένου καταλόγου προκύπτει το συμπέρασμα ότι

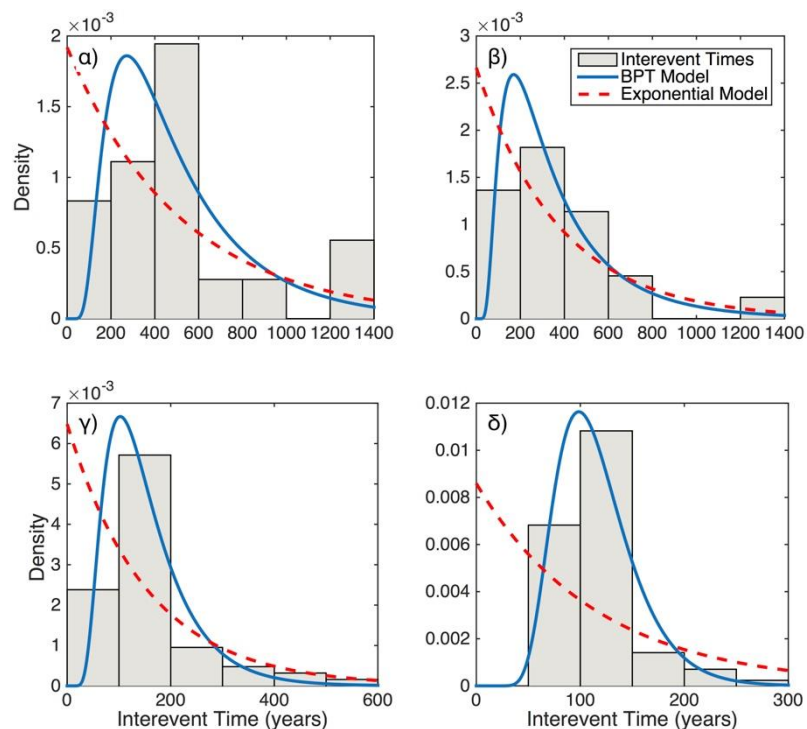
το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο (BPT) εμφανίζει καλύτερη απόδοση συγκριτικά με το μοντέλο Poisson που δεν διαθέτει μνήμη σε όλα τα ρήγματα κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Το συμπέρασμα υποδεικνύει ότι η συμπεριφορά των ρηγμάτων κατά τη γένεση ισχυρών σεισμών εξαρτάται από το χρόνο γένεσης προηγούμενων σεισμών στο εκάστοτε ρήγμα αλλά και στα γειτονικά του, όπως και στις μεταβολές του πεδίου των τάσεων.



Σχήμα 5.6 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας των κατανομών BPT (μπλε χρώμα) και εκθετικής (κόκκινο χρώμα) αλλά και τα ιστογράμματα των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών με $M_w \geq 6.5$ για τα ρήγματα της Γλαύκης (α), Αθω (β), Σαμοθράκης (γ), Σάρου (δ) και Γκάνου (ε) που προέκυψαν από τα δεδομένα προσομοίωσης.

Συμπερασματικά, η παρούσα εφαρμογή του αφορούσε το μοντέλο ρηγμάτων της περιοχής μελέτης όπως ορίσθηκε στο Κεφάλαιο 3 και είχε ως τελικό αρχείο εξόδου έναν προσομοιωμένο κατάλογο χρονικής διάρκειας 10000 ετών που περιείχε 533 σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 6.5$, αριθμό κατά πολύ μεγαλύτερο από αυτόν των παρατηρησιακών δεδομένων. Ο προσομοιωμένος κατάλογος επιτυγχάνει να είναι αντιπροσωπευτικός της παρατηρούμενης σεισμικότητας, καθώς η τιμή της παραμέτρου b και οι ετήσιοι ρυθμοί γένεσης των σεισμών μεταξύ προσομοιωμένου και παρατηρησιακού καταλόγου βρίσκονται σε καλή συμφωνία. Ένα ιδιαίτερα ενδιαφέρον στοιχείο που προκύπτει από τη μελέτη των ισχυρών σεισμών του προσομοιωμένου καταλόγου είναι το γεγονός ότι μεταξύ αυτών υπάρχουν σεισμοί που οφείλονται σε διάρρηξη όχι μόνο ενός ρήγματος αλλά και περισσοτέρων από ένα ταυτόχρονα. Πρέπει να σημειωθεί πως όσον αφορά τους σεισμούς που οφείλονται σε διάρρηξη πολλαπλών ρηγμάτων, αυτοί γίνονται συχνότερα στα ρήγματα που εμφανίζουν τους υψηλότερους και

παρόμοιους ρυθμούς ολίσθησης (13, 13, and 13.5 mm/yr για τα ρήγματα της Σαμοθράκης, του Σάρου και του Γκάνου, αντίστοιχα).



Σχήμα 5.7 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας των κατανομών BPT (μπλε χρώμα) και εκθετικής (κόκκινο χρώμα) αλλά και τα ιστογράμματα των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών με $M_w \geq 7.0$ για τα ρήγματα του Άθω (α), της Σαμοθράκης (β), του Σάρου (γ) και του Γκάνου (δ) που προέκυψαν από τα δεδομένα προσομοίωσης.

Πίνακας 5.6. Τιμές του φυσικού λογαρίθμου της συνάρτησης πιθανοφάνειας και του κριτηρίου πληροφορίας AIC για το Εκθετικό και το BPT μοντέλο (με δείκτες Exp και BPT , αντίστοιχα) για τα πέντε ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου με βάση τα δεδομένα της προσομοίωσης και για τα δύο κατώφλια μεγέθους που επιλέχθηκαν.

Όνομα Ρήγματος	$M_{thr_I} \geq 6.5$				$M_{thr_II} \geq 7.0$			
	$\ln L_{Exp}$	$\ln L_{BPT}$	AIC_{Exp}	AIC_{BPT}	$\ln L_{Exp}$	$\ln L_{BPT}$	AIC_{Exp}	AIC_{BPT}
Γλαύκη	-536.8	-465.3	1075.6	934.72	-	-	-	-
Υπεράκτιο ρήγμα Άθω	-231.5	-216.1	464.5	436.16	-130.6	-126.0	263.2	256.0
Σαμοθράκη	-693.6	-624.4	1388.5	1252.76	-152.4	-148.2	306.8	300.4
Σάρος	-618.9	-570.5	1239.5	1145.04	-380.4	-353.8	762.8	711.7
Γκάνος	-844.6	-834.6	1691.2	1673.26	-489.3	-424.9	980.7	853.9

Οι τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης που υπολογίσθηκαν παρουσιάζουν αρκετά μεγάλη διακύμανση μεταξύ των ρηγμάτων και μεταξύ των δύο κατωφλίων μεγεθών που επιλέχθηκαν. Η στατιστική ανάλυση των χρόνων επανάληψης δείχνουν σημαντικά καλύτερη απόδοση του μοντέλου ανανέωσης BPT από το Εκθετικό σε όλα τα ρήγματα. Το αποτέλεσμα αυτό υποδηλώνει μία ως επί το πλείστο ημiperiodική συμπεριφορά των ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου στη γένεση ισχυρών σεισμών. Έτσι συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε πως τα αποτελέσματα της προσομοίωσης παρέχουν

σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τη γένεση ισχυρών σεισμών αλλά και τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ρηγμάτων με συμβολή σε πολλές πιθανές χρήσεις σε συνδυασμό με επιπρόσθετα σεισμολογικά δεδομένα (π.χ. χρόνος γένεσης πιο πρόσφατου σεισμού σε κάθε ρήγμα) ως παράμετρο εισόδου σε σύγχρονες έρευνες και εκτιμήσεις της σεισμικής επικινδυνότητας.

5.4 Εφαρμογή του αλγορίθμου προσομοίωσης σεισμικότητας στη Ζώνη Διάρρηξης των κανονικών ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας

Για την εφαρμογή του αλγορίθμου προσομοίωσης στη Ζώνη Διάρρηξης των κανονικών ρηγμάτων της νότιας Θεσσαλίας χρησιμοποιήθηκαν ως πληροφορίες εισόδου οι κινηματικές και γεωμετρικές παράμετροι των 6 ρηγμάτων της ζώνης Ζώνης Διάρρηξης (Εκκάρτα, Φάρσαλα, Ρήγειο, Παγασές, Νέα Αγχίαλος και Βόλος· Σχήμα 3.10α· ρήγματα με κωδικές ονομασίες S13.10-S13.15) που έχει καθοριστεί στο Κεφάλαιο 3 και δίνονται στον Πίνακα 5.7. Και σε αυτή την εφαρμογή του αλγορίθμου το κάθε ρήγμα διαιρέθηκε σε ένα πλέγμα κυψελίδων με μέγεθος 0.75×0.75 km. Για τον σεισμικό ρυθμό ολίσθησης των ρηγμάτων χρησιμοποιήθηκε το 60% της συνολικής ολίσθησης, το ίδιο όπως και στον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης που πραγματοποιήθηκε στο Κεφάλαιο 3. Οι τιμές του συντελεστή διάτμησης, μ , και πτώσης τάσης, Δp , θεωρήθηκαν ίσες με 30 GPa και 3 MPa, αντίστοιχα. Το ελάχιστο μέγεθος σεισμού που παράγεται από τη διαδικασία της προσομοίωσης επιλέχθηκε να είναι ίσο με 4.0 ($M_w=4.0$), το οποίο αντιστοιχεί σε διάρρηξη που οφείλεται σε δύο κυψελίδες.

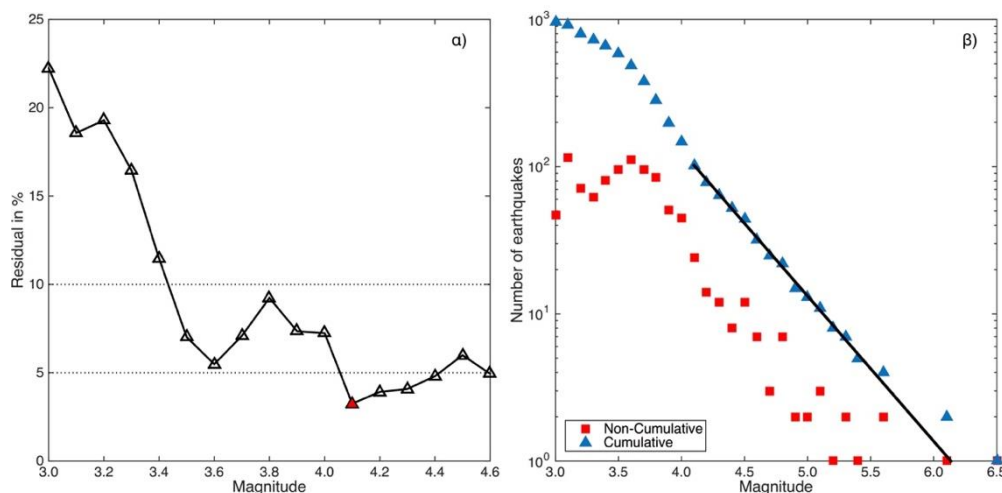
Το εύρος τιμών της παραμέτρου $A\sigma$ για τη Ζώνη Διάρρηξης της νότιας Θεσσαλίας επιλέχθηκε να κινείται μεταξύ των τιμών $A\sigma=0.01$ και $A\sigma=0.04$ MPa ($A\sigma=[0.04\text{MPa}-0.07\text{MPa}]$), με βήμα 0.005 MPa, δεδομένης της σημαντικά χαμηλότερης σεισμικότητας της περιοχής. Οι τιμές του συντελεστή εξασθένησης $S-R$ που εφαρμόστηκαν έχουν εύρος από 0.1 έως και 0.3 ($S-R=[0.1-0.3]$), με βήμα 0.05, επίσης λαμβάνοντας υπόψη την χαμηλότερη σεισμικότητα της περιοχής, η οποία πιθανόν να υποδηλώνει ότι τα ρήγματα της περιοχής δεν χαρακτηρίζονται από ισχυρό μηχανισμό εξασθένησης. Η τρίτη παράμετρος, $A-R$, ελέγχθηκε για τιμές ίσες με $A-R=2$, $A-R=3$, και $A-R=4$ σύμφωνα με τις διαστάσεις των έξι ρηγμάτων. Η διάρκεια κάθε προσομοίωσης ήταν και σε αυτή τη περίπτωση ίση με 10000 έτη, με περίοδο προετοιμασίας 2000 χιλιάδων ετών. Η λεπτομερέστερη διακριτοποίηση των τιμών των τριών παραμέτρων οδήγησε στην δημιουργία 105 διαφορετικών συνδυασμών ελεύθερων παραμέτρων, και επομένως σε 105 διαφορετικούς προσομοιωμένους καταλόγους σεισμικότητας. Ο αριθμός των σεισμών των προσομοιωμένων καταλόγων κυμαίνεται μεταξύ 9.309 και 40.056 σεισμών,

ενώ οι τιμές της παραμέτρου b μεταξύ των τιμών 0.92 και 1.50, αφού επηρεάζονται από τις διαφορετικές τιμές του συντελεστή εξασθένησης. Το μέγιστο μέγεθος των προσομοιωμένων καταλόγων είναι μεταξύ του 6.6 και 6.8, μικρότερο από το μέγιστο παρατηρούμενο στην περιοχή που είναι ίσο με 7.0 και αφορά το σεισμό του 1954.

Πίνακας 5.7. Παράμετροι του μοντέλου ρηγμάτων για την Ζώνη Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας.

Όνομα Ρήγματος	Άνω αριστερό άκρο		ϕ	δ	λ	Μήκος (km)	Πλάτος (km)	Ρυθμός Ολίσθησης (mm/yr)
	Γ. Πλάτος (°)	Γ.Μήκος (°)	(°)	(°)	(°)			
Εκκάρα	39.154	22.306	285	45	-88	28	18	3.0
Φάρσαλα	39.310	22.397	89	45	-90	14	10	3.0
Ρήγειο	39.365	22.559	99	45	-90	19	14	3.0
Παγασές	39.340	22.920	252	45	-90	12	10	2.5
Ν. Αγχίαλος	39.258	22.696	82	45	-90	12	10	2.5
Βόλος	39.285	22.830	82	45	-90	21	14	3.0

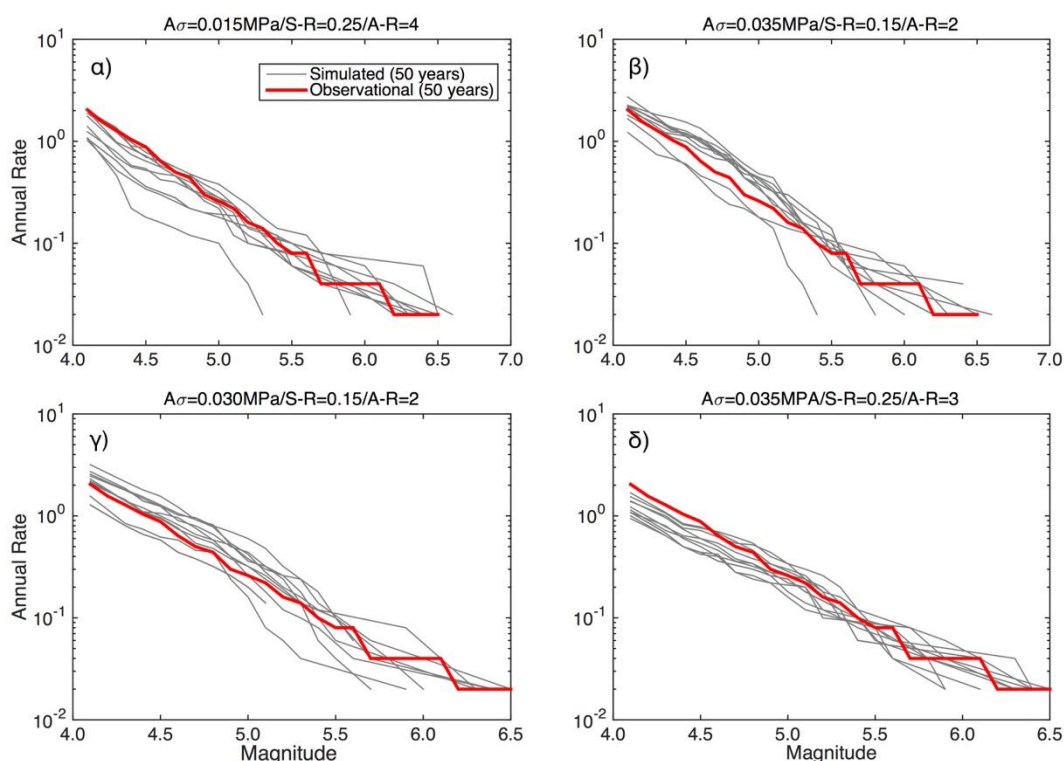
Όπως έχει ήδη αναφερθεί η περιοχή της Νότιας Θεσσαλίας παρουσιάζει χαμηλούς ρυθμούς σεισμικότητας, ενώ όπως προέκυψε και στο Κεφάλαιο 2 και το πλήθος των ιστορικών σεισμών που συνδέονται με τα ρήγματα της περιοχής είναι ιδιαίτερα περιορισμένο (σεισμός του 1743 με $M_w=6.8$ και σεισμός του 1773 με $M_w=6.4$). Έτσι, δεν ήταν εφικτό να εφαρμοσθεί η μέθοδος των Milne & Davenport (1969) για την συνένωση καταλόγων σεισμικότητας διαφορετικών περιόδων σε ένα κοινό χρονικό παράθυρο. Εναλλακτικά επιλέχθηκε η σύγκριση των 105 προσομοιωμένων καταλόγων με τα διαθέσιμα παρατηρησιακά δεδομένα της ενόργανης περιόδου της περιοχής μελέτης. Έτσι, συλλέχθηκαν όλα οι καταγραφόμενοι σεισμοί με $M_w \geq 3.0$ κατά τη περίοδο 1970-2020 που έγιναν στη περιοχή της Νότιας Θεσσαλίας από τον Παραμετρικό Κατάλογο Σεισμικότητας του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Το μέγεθος πληρότητας (magnitude of completeness· M_c) των δεδομένων υπολογίστηκε με την Μέθοδο του Ελέγχου της Καλής Προσαρμογής (Goodness of Fit Test Method· GFT· Wiemer & Wyss, 2000) για το 95% επίπεδο εμπιστοσύνης των υπολοίπων μεταξύ του πραγματικού και του θεωρητικού αριθμού σεισμών (95% confidence level of residuals) και βρέθηκε ίσο με $M_c=4.1$, με τιμή της παραμέτρου b ίση με $b=0.99$ (Σχήμα 5.8).



Σχήμα 5.8 Υπολογισμός του μέγεθος πληρότητας, M_c , με τη Μέθοδο της Καλής Προσαρμογής (GFT) για τη Ζώνη Ρηγμάτων της Νότιας Θεσσαλίας κατά τη2 περίοδο 1970–2020. (α) Ποσοστό των υπολοίπων μεταξύ του πραγματικού και του θεωρητικού αριθμού σεισμών με βήμα μεγέθους 0.1. Το κόκκινο τρίγωνο υποδεικνύει το μέγεθος $M=4.1$ με ποσοστό υπολοίπου κάτω από 5%. (β) Κατά Μέγεθος κατανομή της συχνότητας (κόκκινα τετράγωνα) και της αθροιστική συχνότητας των σεισμών (μπλε τρίγωνα), μαζί με την ευθεία (μαύρη συνεχής γραμμή) που προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου.

Επειδή το διάστημα των 50 ετών που καλύπτει ο παρατηρησιακός κατάλογος σεισμικότητας και παρόλο που η στατιστική σύγκριση πραγματοποιείται με βάση τον κανονικοποιημένος ετήσιο αθροιστικό ρυθμό γένεσης σεισμών μεταξύ των δύο καταλόγων, σε πρώτο επίπεδο έγινε σύγκριση μεταξύ των παρατηρησιακών δεδομένων με τα δεδομένα κάθε προσομοιωμένου καταλόγου σε χρονικά παράθυρα των 50 ετών. Στο Σχήμα 5.9 φαίνεται ένα παράδειγμα αυτής της σύγκρισης μεταξύ των παρατηρησιακών ετήσιων ρυθμών γένεσης σεισμών (κόκκινες συνεχείς γραμμές) και των αντίστοιχων ρυθμών γένεσης (γκρι συνεχείς γραμμές) τεσσάρων προσομοιωμένων καταλόγων με διαφορετικούς συνδυασμούς των τριών ελεύθερων παραμέτρων σε 10 διαφορετικά χρονικά παράθυρα των 50 ετών για τον καθένα. Από αυτή τη σύγκριση προκύπτει μια συστηματική υποεκτίμηση του ετήσιου ρυθμού των μικρότερου μεγέθους σεισμών των προσομοιωμένων δεδομένων σε δύο περιπτώσεις (Σχήμα 5.9α και 5.9δ). Επιπλέον, παρατηρούνται χρονικά παράθυρα 50 ετών σε όλες τις περιπτώσεις, στα οποία δεν περιλαμβάνεται ολόκληρο το εύρος μεγεθών του προσομοιωμένου καταλόγου. Το γεγονός αυτό μπορεί να οφείλεται στο επίπεδο των τάσεων που επικρατούν κατά τη διαδικασία της προσομοίωσης στο δεδομένο χρονικό παράθυρο. Αυτές οι παρατηρήσεις δείχνουν ότι μια τέτοια συγκριτική ανάλυση μεταξύ χρονικών παραθύρων που καλύπτουν ίδιο διάστημα με αυτό του ενόργανου παρατηρησιακού καταλόγου, μπορεί να οδηγήσει σε μεγαλύτερες αβεβαιότητες σχετικά με την επιλογή του προσομοιωμένου καταλόγου που εμφανίζει την καλύτερη απόδοση. Λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός αυτό, η σύγκριση και

επιλογή του προσομοιωμένου καταλόγου με την καλύτερη απόδοση έγινε και στη περίπτωση της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας με τη στατιστική μεθοδολογία που εφαρμόστηκε στη προηγούμενη παράγραφο.

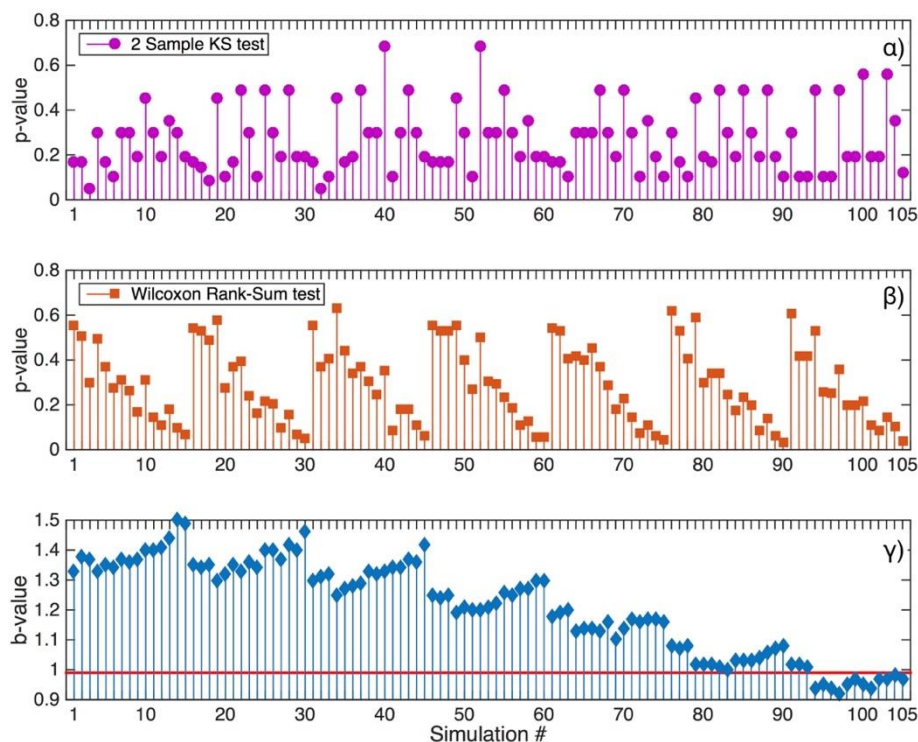


Σχήμα 5.9 Ετήσιοι ρυθμός γένεσης σεισμών 10 χρονικών παραθύρων διάρκειας 50 ετών (γκρίζες συνεχείς γραμμές) για 4 προσομοιωμένους καταλόγους με διαφορετικούς συνδυασμούς των τριών ελεύθερων παραμέτρων εισόδου του αλγορίθμου, σε σύγκριση με τους ετήσιους ρυθμούς γένεσης του παρατηρησιακού καταλόγου κόκκινες συνεχείς γραμμές), που καλύπτει την περίοδο 1970-2020.

Συγκεκριμένα, εφαρμόστηκαν οι δύο μη παραμετρικοί έλεγχοι καλής προσαρμογής, ο έλεγχος καλής προσαρμογής Kolmogorov - Smirnov για δύο δείγματα (KS2) και ο έλεγχος ταξινόμησης Wilcoxon Rank-Sum (WR-S) μεταξύ των κατά μέγεθος αθροιστικών ρυθμών γένεσης σεισμών του παρατηρησιακού καταλόγου και των αντίστοιχων ρυθμών των προσομοιωμένων καταλόγων για επίπεδο σημαντικότητας 0.05 ($\alpha=0.05$). Η σύγκριση στηρίχθηκε στις εκτιμήσεις των p τιμών των ελέγχων, οι οποίες δίνονται συγκεντρωτικά στο Σχήμα 5.10 και στον Πίνακα 5.8, μαζί με τις τιμές της παραμέτρου σεισμικότητας b που εκτιμήθηκαν για κάθε προσομοιωμένο κατάλογο.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτών των εκτιμήσεων προκύπτει ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι p τιμές και των δύο ελέγχων είναι είναι μεγαλύτερες από το επίπεδο σημαντικότητας, εκτός από μία περίπτωση του ελέγχου ταξινόμησης Wilcoxon Rank-Sum, για την οποία η τιμή p είναι ίση με 0.032 (Προσομοίωση 90· Σχήμα 5.10 και Πίνακας 5.8). Πιο συγκεκριμένα, οι p τιμές του ελέγχου KS2 κυμαίνονται από 0.051 έως και 0.685, ενώ αυτές του

ελέγχου WR-S μεταξύ 0.032 και 0.630. Στην ιδανική περίπτωση, ο καλύτερος προσομοιωμένος κατάλογος θα ήταν αυτός με τις σαφώς υψηλότερες p τιμές και για τους δύο ελέγχους. Από την άλλη πλευρά, τα αποτελέσματα των ελέγχων δείχνουν ότι ένας μεγάλος αριθμός υποψηφίων προσομοιωμένων καταλόγων μπορεί να έχει την καλύτερη απόδοση, καθώς οι p είναι αρκετά υψηλές και στους δύο ελέγχους. Τέτοιες περιπτώσεις είναι κάθε ένας από τους προσομοιωμένους καταλόγους 19, 34, 52, 79 και 94 με τιμές ελεύθερων παραμέτρων ($A/S-R/A-R$) ίσες με 0.015 MPa/0.15/2, 0.02 MPa/0.15/2, 0.025 MPa/0.2/2, 0.035 MPa/0.15/2 και 0.04 MPa/0.15/2, αντίστοιχα. Τέσσερις από τους πέντε συνδυασμούς παραμέτρων δείχνουν μια σαφώς καλύτερη απόδοση σε τιμές των δύο ελεύθερων παραμέτρων $S-R=0.15$ και $A-R=2$.



Σχήμα 5.10 P τιμές των στατιστικών ελέγχων Kolmogorov-Smirnov για δύο δείγματα (α· μωβ συνεχείς γραμμές) και Wilcoxon Rank-Sum (β· πορτοκαλί συνεχείς γραμμές) όπως προέκυψαν από τη σύγκριση κάθε προσομοιωμένου καταλόγου με τα παρατηρησιακά δεδομένα για τη Ζώνη Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας. Ακόμη δίνονται οι τιμές της παραμέτρου b (γ· μπλε συνεχείς γραμμές) που εκτιμήθηκαν για κάθε προσομοιωμένο κατάλογο, μαζί με την τιμή της παραμέτρου του παρατηρησιακού καταλόγου (συνεχής οριζόντια κόκκινη γραμμή).

Από την άλλη πλευρά, ο προσομοιωμένος κατάλογος με την καλύτερη απόδοση πρέπει να είναι επίσης αντιπροσωπευτικός ως προς τις παραμέτρους της σεισμικότητας του παρατηρησιακού καταλόγου. Η σύγκριση μεταξύ των τιμών της παραμέτρου b των προσομοιωμένων καταλόγων με αυτή του παρατηρησιακού καταλόγου, θα μπορούσε να είναι ένας αξιόπιστος πρόσθετος δείκτης για την τελική επιλογή. Οι τιμές της παραμέτρου b των

προσομοιωμένων καταλόγων 19, 34, 52 και 94, που αναφέρθηκαν προηγουμένως, είναι ίσες με 1.30 ($b_{sim19}=1.30$), 1.25 ($b_{sim34}=1.25$), 1.20 ($b_{sim52}=1.20$) και 0.94 ($b_{sim94}=0.9$), αντίστοιχα.

Οι τιμές αυτές διαφέρουν σημαντικά από την τιμή της παραμέτρου b του παρατηρησιακού καταλόγου, που είναι ίση με 0.99 ($b_{obs}=0.99$). Η τιμή της παραμέτρου b που είναι εγγύτερα σε αυτή του παρατηρησιακού καταλόγου και παρουσιάζει παράλληλα υψηλές p τιμές με βάση τους στατιστικούς ελέγχους είναι αυτή της προσομοίωσης 79 που είναι ίση με 1.02 ($b_{sim79}=1.02$) και με τιμές των ελεύθερων παραμέτρων $Aσ/S-R/A-R$ ίσες με 0.035 MPa/0.15/2, σε συμφωνία με όσο αναλύθηκαν παραπάνω για την τάση εμφάνισης καλύτερης απόδοσης στις τιμές $S-R=0.15$ και $A-R=2$. Έτσι, ο πιο αντιπροσωπευτικός προσομοιωμένος κατάλογος για τη σεισμικότητα της Ζώνης Διάρρηξης είναι αυτός με $Aσ=0.035$ MPa, $S-R=0.15$ και $A-R=2$. Στο Σχήμα 5.11 δίνεται μια συνοπτική γραφική απεικόνιση των ετήσιων ρυθμών γένεσης σεισμών όλων των προσομοιώσεων, όπου επισημαίνεται ο προσομοιωμένος κατάλογος 79 που επιλέχθηκε σαν ο πιο αντιπροσωπευτικός με κίτρινο χρώμα, μαζί με αυτές του παρατηρησιακού καταλόγου (συνεχής κόκκινη γραμμή στο Σχήμα 5.11).

Ο προσομοιωμένος κατάλογος 79, που θεωρήθηκε ο πιο αντιπροσωπευτικός, περιλαμβάνει 19740 σεισμούς με μεγέθη $M_w \geq 4.1$ κατά τη διάρκεια των 10 χιλιάδων ετών. Το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος του προσομοιωμένου καταλόγου είναι ίσο με 6.6 ($M_{w_max}=6.6$), το οποίο είναι μικρότερο και από τα μέγιστα παρατηρούμενα μεγέθη ίσα που είναι ίσα με $M_{w_max}=7.0$ και $M_{w_max}=6.8$, που αφορούν τους σεισμούς του 1954 και του 1975 που συνδέονται με τα ρήγματα της Εκκάρας και του Ρήγειου, αντίστοιχα. Αυτές οι αποκλίσεις είναι πιθανόν να οφείλονται υπερεκτίμηση των μεγεθών αυτών των σεισμών καθώς ανήκουν στη σχετικά πρώιμη περίοδο της ενόργανης σεισμικότητας, όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφάλαιο 3. Περνώντας στη μελέτη των χρόνων επανάληψης των ισχυρών σεισμών με βάση τον προσομοιωμένο κατάλογο που κρίθηκε ως ο πιο αντιπροσωπευτικός, και σε αυτή τη περίπτωση ορίστηκαν τα κριτήρια με βάση τα οποία θα πραγματοποιηθεί η μελέτη αυτή. Όπως και στη προηγούμενη εφαρμογή, έτσι και εδώ, επιλέχθηκε η προσέγγιση ενός ενιαίου κατωφλίου μεγέθους για τα ρήγματα της περιοχής, το οποίο αφορά όλους τους σεισμούς του προσομοιωμένου καταλόγου με μεγέθη $M_w \geq 6.0$. Η επιλογή αυτή θα βοηθήσει την καλύτερη μελέτη της αλληλεπίδρασης μεταξύ των ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης, καθώς δύο από τα 6 ρήγματά της έχουν σημαντικά μικρότερες διαστάσεις από τα άλλα (Παγασές και Νέα Αγχίαλος·

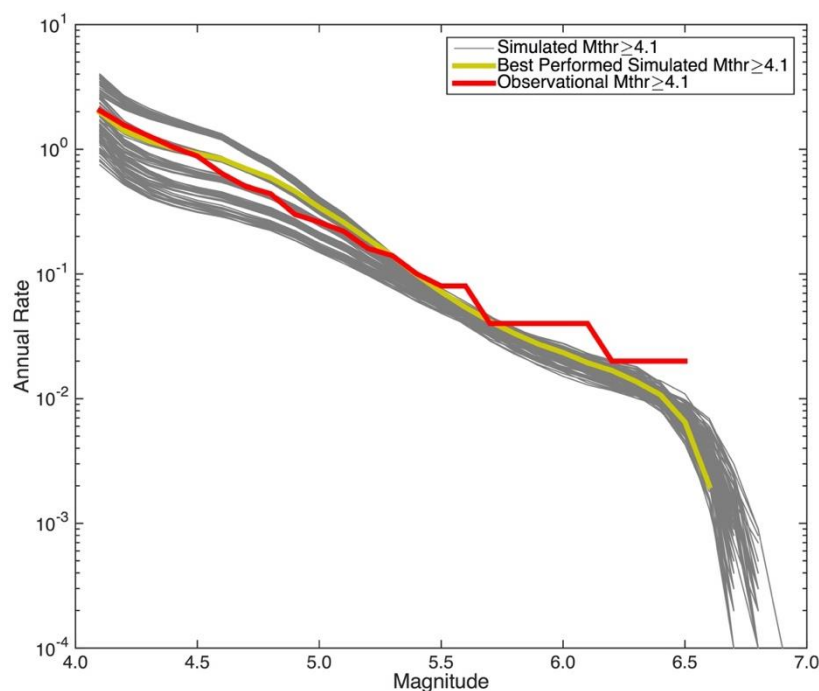
Πίνακας 5.7) και το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος σε αυτά είναι της τάξης του 6.2 ± 0.2 , όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφάλαιο 3.

Πίνακας 4.8. Τιμές των τριών ελεύθερων παραμέτρων ($A\sigma$, $S-R$ και $A-R$) και οι p τιμές των στατιστικών ελέγχων Kolmogorov-Smirnov και Wilcoxon Rank-Sum για κάθε προσομοίωση σε σύγκριση με τα παρατηρησιακά δεδομένα για επίπεδο σημαντικότητας 0.05 για τους προσομοιωμένους καταλόγους της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας. Στη τελευταία στήλη του πίνακα δίνονται επίσης οι εκτιμήσεις της παραμέτρου σεισμικότητας b για κάθε προσομοιωμένο κατάλογο.

Προσομοίωση #	$A\sigma$ (MPa)	$S-R$	$A-R$	p -τιμή		b
				KS2	WR-S	
01	0.01	0.1	2	0.168	0.557	1.33
02			3	0.168	0.509	1.38
03			4	0.051	0.297	1.37
04		0.15	2	0.299	0.497	1.33
05			3	0.168	0.369	1.35
06			4	0.103	0.273	1.34
07	0.015	0.20	2	0.299	0.313	1.37
08			3	0.299	0.264	1.36
09			4	0.192	0.167	1.37
10		0.25	2	0.452	0.313	1.40
11			3	0.299	0.147	1.40
12			4	0.192	0.111	1.41
13		0.30	2	0.354	0.182	1.44
14			3	0.299	0.099	1.50
15			4	0.192	0.067	1.49
16		0.10	2	0.168	0.545	1.35
17			3	0.148	0.533	1.34
18			4	0.087	0.486	1.35
19	0.02	0.15	2	0.452	0.578	1.30
20			3	0.103	0.273	1.32
21			4	0.168	0.369	1.35
22		0.20	2	0.490	0.395	1.33
23			3	0.299	0.241	1.36
24			4	0.103	0.162	1.34
25		0.25	2	0.490	0.219	1.40
26			3	0.299	0.206	1.40
27			4	0.193	0.099	1.37
28		0.30	2	0.489	0.158	1.42
29			3	0.192	0.070	1.40
30			4	0.193	0.053	1.46
31	0.02	0.10	2	0.168	0.557	1.30
32			3	0.052	0.368	1.31
33			4	0.103	0.407	1.32
34		0.15	2	0.452	0.630	1.25
35			3	0.168	0.441	1.27
36			4	0.192	0.340	1.28
37		0.20	2	0.489	0.369	1.29
38			3	0.299	0.305	1.33
39			4	0.299	0.248	1.32
40		0.25	2	0.685	0.350	1.33
41			3	0.103	0.088	1.34
42			4	0.299	0.181	1.34
43		0.30	2	0.489	0.181	1.37
44			3	0.299	0.107	1.36

Προσομοίωση #	Aσ (MPa)	S-R	A-R	ρ-τιμή		b
				KS2	WR-S	
45	0.025	0.10	4	0.192	0.064	1.42
46			2	0.168	0.557	1.25
47			3	0.168	0.533	1.24
48		0.15	4	0.168	0.533	1.25
49			2	0.452	0.552	1.19
50			3	0.299	0.399	1.21
51		0.20	4	0.103	0.272	1.20
52			2	0.685	0.503	1.20
53			3	0.299	0.305	1.21
54		0.25	4	0.299	0.296	1.22
55	2		0.489	0.233	1.26	
56	3		0.299	0.187	1.25	
57	0.30	4	0.193	0.110	1.27	
58		2	0.354	0.128	1.27	
59		3	0.192	0.057	1.30	
60	0.03	0.10	4	0.190	0.057	1.30
61			2	0.168	0.545	1.18
62			3	0.168	0.533	1.19
63		0.15	4	0.103	0.407	1.20
64			2	0.299	0.420	1.13
65			3	0.299	0.399	1.14
66		0.20	4	0.299	0.452	1.14
67			2	0.490	0.369	1.13
68			3	0.299	0.287	1.16
69		0.25	4	0.192	0.178	1.10
70	2		0.489	0.226	1.14	
71	3		0.299	0.147	1.17	
72	0.30	4	0.103	0.076	1.16	
73		2	0.354	0.111	1.17	
74		3	0.193	0.060	1.17	
75	0.035	0.10	4	0.103	0.043	1.16
76			2	0.299	0.621	1.08
77			3	0.168	0.533	1.07
78		0.15	4	0.103	0.407	1.08
79			2	0.452	0.591	1.02
80			3	0.193	0.297	1.02
81		0.20	4	0.169	0.341	1.02
82			2	0.490	0.342	1.01
83			3	0.299	0.248	1.00
84		0.25	4	0.192	0.176	1.03
85	2		0.489	0.234	1.03	
86	3		0.300	0.199	1.03	
87	0.30	4	0.192	0.085	1.04	
88		2	0.489	0.137	1.06	
89		3	0.192	0.062	1.07	
90	0.04	0.10	4	0.104	0.032	1.08
91			2	0.300	0.608	1.02
92			3	0.104	0.417	1.02
93		0.15	4	0.104	0.417	1.01
94			2	0.490	0.533	0.94
95			3	0.103	0.258	0.95

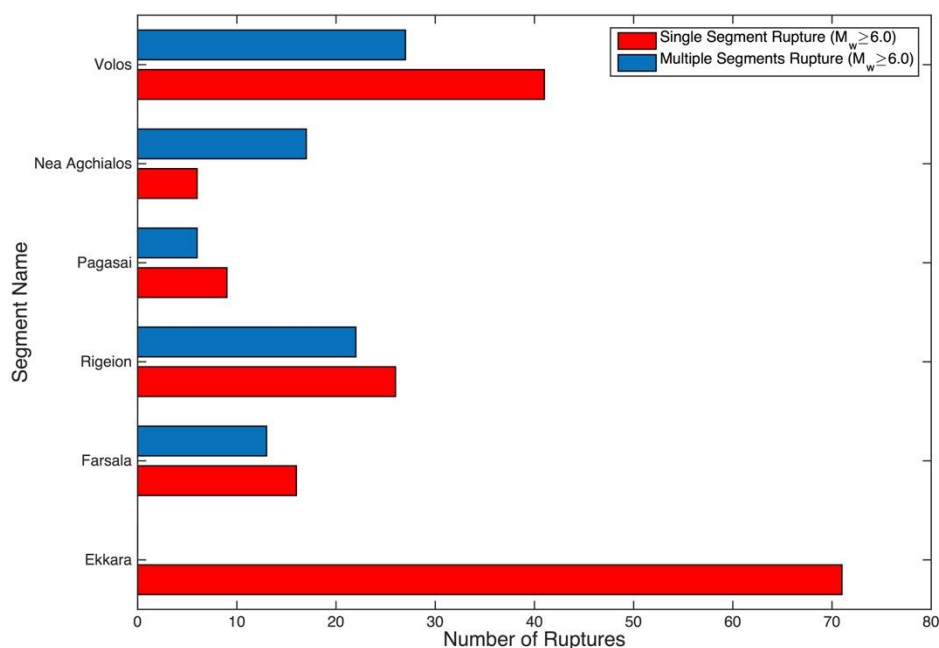
Προσομοίωση #	Ασ (MPa)	S-R	A-R	ρ-τιμή		b
				KS2	WR-S	
96			4	0.104	0.250	0.94
97		0.20	2	0.489	0.359	0.92
98			3	0.193	0.196	0.95
99			4	0.192	0.196	0.97
100		0.25	2	0.561	0.216	0.95
101			3	0.193	0.110	0.94
102			4	0.192	0.085	0.97
103		0.30	2	0.561	0.147	0.97
104			3	0.354	0.103	0.98
105			4	0.121	0.037	0.97



Σχήμα 5.11 Συνοπτική παρουσίαση των κατά μέγεθος ετήσιων ρυθμών γένεσης σεισμών των 105 προσομοιωμένων καταλόγων (γκρίζες γραμμές), όπου ο πιο αντιπροσωπευτικός προσομοιωμένος κατάλογος (Προσομοίωση 79· Ασ=0.035 MPa· S-R=0.15· A-R=2) επισημαίνεται με την κίτρινου χρώματος συνεχή γραμμή, σε σύγκριση με αυτούς του παρατηρησιακού καταλόγου (συνεχής κόκκινη γραμμή).

Το κατώφλι μεγέθους $M_w \geq 6.0$ αντιστοιχεί στη διάρρηξη ενός συνόλου 182 κυψελίδων. Το δεύτερο κριτήριο που επιλέχθηκε είναι αυτό της συμμετοχής του κάθε ρήγματος στην εκάστοτε διάρρηξη. Έτσι, κάθε σεισμός που ικανοποιεί το πρώτο κριτήριο αρχικά συνδέεται με το ρήγμα στο οποίο ξεκινά η πυρηνοποίηση. Στη συνέχεια, αναζητείται η ύπαρξη πρόσθετου ρήγματος όπου ο αριθμός των κυψελίδων που έχει διαιρεθεί η επιφάνεια του έχει ολισθήσει σε ποσοστό τουλάχιστον 75% του συνολικού αριθμού τους και συνδέεται με τον ίδιο σεισμό. Λαμβάνοντας υπόψη αυτά τα κριτήρια στον προσομοιωμένο κατάλογο εντοπίστηκαν συνολικά 254 διαρρήξεις που συνδέονται με σεισμούς με $M_w \geq 6.0$. Από αυτούς, 169 σεισμοί σχετίζονται με διαρρήξεις που αντιστοιχούν σε ένα μόνο ρήγμα και οι 85 που

αντιστοιχούν σε ταυτόχρονες διαρρήξεις παραπάνω του ενός ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης κατά τη διάρκεια των 10 χιλιομέτρων της προσομοίωσης. Οι 85 ταυτόχρονες διαρρήξεις πολλαπλών ρηγμάτων μπορούν να διακριθούν σε 76 που αφορούν τη ταυτόχρονη διάρρηξη δύο ρηγμάτων που έχει σαν αποτέλεσμα τον ίδιο σεισμό (υλοποιούν δηλαδή 38 ζεύγη διαρρήξεων), ενώ οι 9 σχετίζονται με την ταυτόχρονη διάρρηξη 3 ρηγμάτων. Από την ανάλυση της κατανομής των διαρρήξεων ανά συγκεκριμένο ρήγμα (Σχήμα 5.12) προκύπτει ότι το ρήγμα της Εκκάρας συνδέεται με 71 σεισμούς με $M_w \geq 6.0$ κατά τη διάρκεια των 10 χιλιάδων ετών και δεν σχετίζεται με διαρρήξεις πολλαπλών ρηγμάτων, όπως αναμένονταν αφού βρίσκεται σε σημαντική απόσταση από τα υπόλοιπα 5, στο Νοτιοδυτικό όριο της Ζώνης Διάρρηξης. Τα υπόλοιπα πέντε ρήγματα (Φάρσαλα, Ρήγειο, Παγασαίοι, Νέα Αγχίαλος και Βόλος) συμμετέχουν τόσο σε μεμονωμένες όσο και σε πολλαπλών ρηγμάτων διαρρήξεις με τιμές μέγιστου μεγέθους $M_{max}=6.6$ (Πίνακας 5.9).



Σχήμα 5.12 Αριθμός των μεμονωμένων (κόκκινο χρώμα) και των πολλαπλών (μπλε χρώμα) διαρρήξεων κάθε ρήγματος της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας που προέκυψαν από τον προσομοιωμένο κατάλογο με την καλύτερη απόδοση για το κατώφλι μεγέθους $M \geq 6.0$.

Έτσι, για τη μελέτη της χρονικής συμπεριφοράς των σεισμών με $M \geq 6.0$ για κάθε ρήγμα της Ζώνης Διάρρηξης της νότιας Θεσσαλίας υπολογίστηκαν τα διαστήματα επανάληψης των σεισμών αυτών και οι αντίστοιχες στατιστικές παράμετροί τους, δηλαδή ο μέσος χρόνος επανάληψης, T_r , η τυπική του απόκλιση, σ , και τον αντίστοιχο συντελεστή μεταβλητότητας, C_v ,

που δίνονται στον Πίνακα 5.10. Από τα αποτελέσματα αυτά προκύπτει ότι μέσος χρόνος επανάληψης κυμαίνεται μεταξύ των 140 και 673 ετών.

Πίνακας 5.9. Σύνοψη του αριθμού των μεμονωμένων και πολλαπλών διαρρήξεων για το κατώφλι μεγέθους $M \geq 6.0$ για κάθε ένα από τα έξι ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας μαζί με τις τιμές μέγιστου μεγέθους τους όπως προέκυψαν από το προσομοιωμένο κατάλογο των 10 χιλιάδων ετών με την καλύτερη απόδοση.

Όνομα Ρήγματος	$M \geq 6.0$		M_{max}	
	Αριθμός Διαρρήξεων		Μεμονωμένη	Πολλαπλή
	Μεμονωμένες	Πολλαπλές	Διάρρηξη	Διάρρηξη
Εκκάρα	71	-	6.62	-
Φάρσαλα	16	13	6.18	6.59
Ρήγειο	26	22	6.36	6.63
Παγασές	9	6	6.16	6.50
Νέα Αγχιάλος	6	17	6.16	6.61
Βόλος	41	27	6.48	6.63

Τα ρήγματα της Εκκάρας, των Φαρσάλων, του Ρήγειου και του Βόλου έχουν τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , ίσες με 140.49, 350.92, 205.02 και 149.19 έτη, αντίστοιχα. Αντίθετα, τα ρήγματα των Παγασών και της Νέας Αγχιάλου παρουσιάζουν σημαντικά μεγαλύτερες τιμές μέσου χρόνου επανάληψης, ίσες με 673.88 και 448.28 έτη, αντίστοιχα, δηλαδή σύμφωνα με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης ενεργοποιούνται πιο σποραδικά και παίζουν έναν υποστηρικτικό ρόλο στη συσσώρευση των τάσεων και στη διάδοση της εκάστοτε διάρρηξης. Ακόμη, οι τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας κυμαίνονται μεταξύ των τιμών $C_v=0.36$ και $C_v=0.62$ (Πίνακας 5.10), δείχνοντας πως ο μέσος χρόνος επανάληψης με βάση τα δεδομένα της προσομοίωσης παρουσιάζει υψηλής και ενδιάμεσης περιοδικότητας συμπεριφορά για τα 4 από τα ρήγματα (Εκκάρα, Φάρσαλα, Ρήγειο και Βόλος) ενώ τα μικρότερων διαστάσεων ρήγματα των Παγασών και της Νέας Αγχιάλου, που παρουσιάζουν και τους μεγαλύτερους χρόνους επανάληψης τείνουν σε μία λιγότερο περιοδική συμπεριφορά με τις τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας να παίρνουν τιμές ίσες με 0.60 και 0.62, αντίστοιχα.

Στη συνέχεια, στα προσομοιωμένα διαστήματα επανάληψης εφαρμόσθηκαν η Εκθετική και η BPT κατανομή. Η εκτίμηση των παραμέτρων των κατανομών έγινε με τη Μέθοδο της Μέγιστης Πιθανοφάνειας (MLE), δεδομένου του ικανού πλήθους των παρατηρήσεων για αυτή τη προσέγγιση, αλλά και για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της εκτίμησης αυτές με τις στατιστικές παραμέτρους του κάθε δείγματος όπως υπολογίστηκαν προηγουμένως. Για την εκτίμηση των παραμέτρων της Εκθετικής Κατανομής (T_r) και της BPT Κατανομής (T_r , α) εφαρμόσθηκαν οι αντίστοιχες συναρτήσεις πιθανοφάνειας για το 95% διάστημα εμπιστοσύνης και δίνονται στον Πίνακα 5.11.

Πίνακας 5.10. Στατιστικές παράμετροι (μέσος χρόνος επανάληψης, τυπική απόκλιση και συντελεστής μεταβλητότητας) για τα ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας και για σεισμούς με $M \geq 6.0$.

Όνομα Ρήγματος	Αριθμός Παρατηρήσεων	$M \geq 6.0$		
		T_r (Έτη)	σ (Έτη)	C_v
Εκκάρα	70	140.49	56.91	0.40
Φάρσαλα	28	350.92	166.46	0.47
Ρήγειο	47	205.02	109.13	0.53
Παγασές	14	673.88	398.10	0.60
Νέα Αγχίαλος	22	448.28	275.25	0.62
Βόλος	67	147.19	53.27	0.36

Οι εκτιμήσεις μέγιστης πιθανοφάνειας του μέσου χρόνου επανάληψης, T_r , για το εκθετικό μοντέλο όσο και τα βέλτιστα ζεύγη των παραμέτρων της κατανομής κατανομής BPT (T_r, α) που μεγιστοποιούν τη συνάρτηση πιθανοφάνειας, βρίσκονται σε καλή συμφωνία, με μικρές κατά περίπτωση διαφορές, με τα στατιστικά του δείγματος και στις έξι περιπτώσεις των ρηγμάτων της Ζώνης Διάρρηξης της νότιας Θεσσαλίας. Ειδικότερα οι τιμές της παραμέτρου της απεριοδικότητας, α , που παίζει σημαντικό ρόλο στην εφαρμογή του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου παρουσιάζει διαφορές μεταξύ των αντίστοιχων τιμών του συντελεστή μεταβλητότητας στο δεύτερο δεκαδικό ψηφίο, χωρίς να αλλοιώνει την συμπεριφορά, λιγότερο ή περισσότερο περιοδική, του μέσου χρόνου επανάληψης που εκτιμήθηκε.

Η εφαρμογή των δύο στατιστικών κατανομών στα προσομοιωμένα δεδομένα των διαστημάτων επανάληψης φαίνονται στο Σχήμα 5.13, από όπου προκύπτει η οπτικά καλύτερη προσαρμογή του μοντέλου BPT και στις έξι περιπτώσεις. Ακολούθως, εξετάσθηκε η ποσοτική σύγκριση της απόδοσης των δύο μοντέλων για κάθε ένα από τα ρήγματα της Ζώνης με τον με τον υπολογισμό των τιμών του κριτηρίου πληροφορίας AIC σύμφωνα με τις τιμές των συναρτήσεων πιθανοφάνειας που εκτιμήθηκαν για κάθε μοντέλο (Σχέση 5.12). Τα αποτελέσματα των υπολογισμών δείχνουν και σε αυτή την εφαρμογή του αλγορίθμου ότι το μοντέλο BPT αποδίδει καλύτερα από το Εκθετικό μοντέλο σε όλες τις περιπτώσεις (Πίνακας 5.12). Το μοντέλο BPT είναι σημαντικά καλύτερο από το Εκθετικό στα ρήγματα της Εκκάρας που το κριτήριο παίρνει τιμές ίσες με 784.96 και 834.30, αντίστοιχα, των Φαρσάλων με τιμές του κριτηρίου ίσες 363.98 και 386.18, αντίστοιχα, του Ρήγειου με τιμές του κριτηρίου ίσες

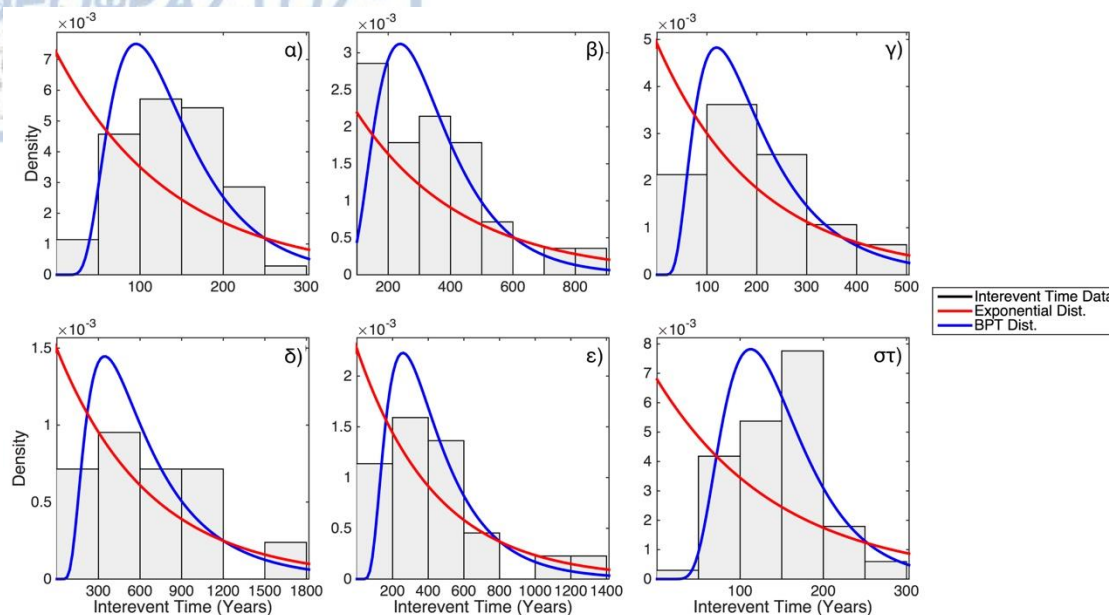
570.18 και 596.36, αντίστοιχα και στο ρήγμα του Βόλου (τιμές του κριτηρίου ίσες με 733.36 και 804.88, αντίστοιχα. Για τα άλλα δύο ρήγματα, αυτά των Παγασών και της Νέας Αγχιάλου, οι τιμές του κριτηρίου προκρίνουν επίσης το BPT μοντέλο έναντι του Εκθετικού όμως με μικρότερες διαφορές μεταξύ των τιμών τους.

Πίνακας 5.11. Εκτιμώμενες παράμετροι της κατανομής BPT και της Εκθετικής κατανομής και των αντίστοιχων 95% διαστημάτων εμπιστοσύνης με τη μέθοδο της Μέγιστης Πιθανοφάνειας για τα 6 ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας για σεισμούς με $M \geq 6.0$.

Όνομα Ρήγματος	$M \geq 6.0$	
	Εκθετική Κατανομή	BPT Κατανομή
Εκκάρα	$T_r=139.84$ (111.53, 178.48)	$T_r=139.13$ (122.52, 155.75) $\alpha=0.42$ (0.31, 0.59)
Φάρσαλα	$T_r=350.52$ (242.50, 512.01)	$T_r=345.22$ (278.25, 402.20) $\alpha=0.49$ (0.35, 0.63)
Ρήγειο	$T_r=204.69$ (156.03, 277.23)	$T_r=204.69$ (168.10, 239.29) $\alpha=0.54$ (0.47, 0.74)
Παγασές	$T_r=663.99$ (412.61, 1224.65)	$T_r=678.49$ (427.81, 911.18) $\alpha=0.64$ (0.40, 0.97)
Νέα Αγχίαλος	$T_r=448.19$ (302.38, 704.04)	$T_r=446.21$ (328.27, 554.15) $\alpha=0.64$ (0.41, 0.81)
Βόλος	$T_r=147.19$ (117.35, 189.77)	$T_r=147.07$ (132.14, 162.00) $\alpha=0.39$ (0.33, 0.50)

Πίνακας 5.12. Τιμές του φυσικού λογαρίθμου της συνάρτησης πιθανοφάνειας και του κριτηρίου πληροφορίας AIC για το Εκθετικό και το BPT μοντέλο (με δείκτες Exp και BPT , αντίστοιχα) για τα έξι ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας με βάση τα δεδομένα της προσομοίωσης και για σεισμούς με $M \geq 6.0$.

Όνομα Ρήγματος	$M \geq 6.0$			
	$\ln L_{Exp}$	$\ln L_{Exp}$	$\ln L_{Exp}$	$\ln L_{Exp}$
Εκκάρα	-416.15	-390.48	834.30	784.96
Φάρσαλα	-192.09	-179.99	386.18	363.98
Ρήγειο	-297.18	-283.09	596.36	570.18
Παγασές	-105.18	-101.83	212.36	207.66
Νέα Αγχίαλος	-156.31	-149.46	314.62	302.92
Βόλος	-401.44	-364.68	804.88	733.36

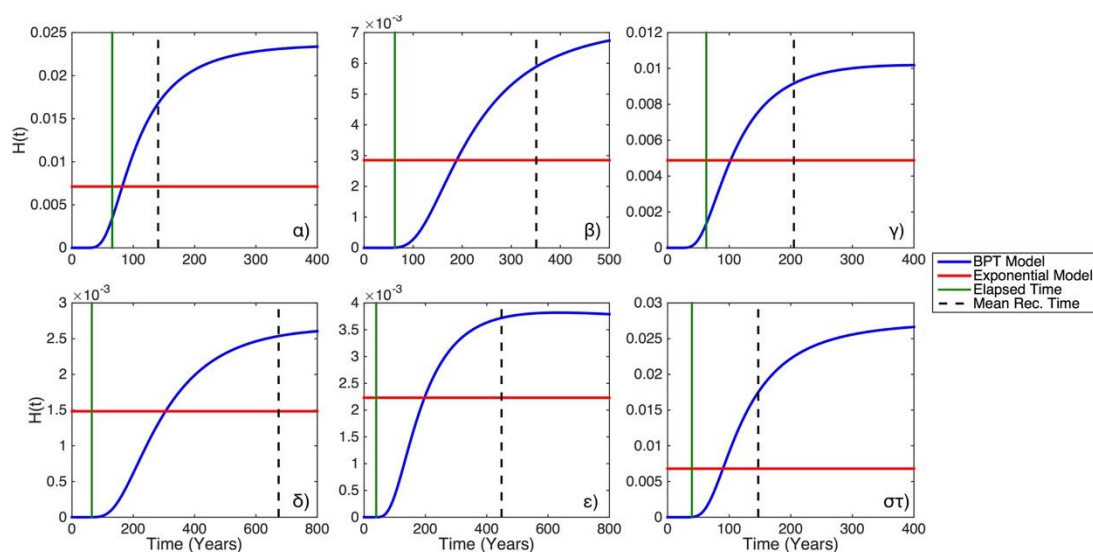


Σχήμα 5.13 Συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας των κατανομών BPT (μπλε χρώμα) και εκθετικής (κόκκινο χρώμα) αλλά και τα ιστογράμματα των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών με $M_w \geq 6.0$ για τα ρήγματα της Εκκάρας (α), των Φαρσάλων (β), του Ρήγειου (γ), των Παγασών (δ), της Νέας Αγχιάλου (ε) και του Βόλου (στ) που προέκυψαν από τα δεδομένα προσομοίωσης.

Η καλύτερη απόδοση του μοντέλου ανανέωσης έναντι του Εκθετικού όπως προέκυψε από τη σύγκριση τους δείχνει μία συμπεριφορά του μέσου χρόνου επανάληψης των σεισμών με $M_w \geq 6.0$ που βρίσκεται σε συμφωνία με τις διαδικασίες και της απελευθέρωσης της τάσης στο χρόνο αντί μίας τυχαίας διαδικασίας. Επιπλέον, στη παρούσα εφαρμογή επιχειρήθηκε και μία συνδυαστική προσέγγιση της χρήσης του μέσου χρόνου επανάληψης των προσομοιωμένων δεδομένων με μεγέθη $M \geq 6.0$ επισημαίνοντας παράλληλα και τις διαφορές μεταξύ των μοντέλων στην εκτίμηση των πιθανοτήτων μελλοντικής διάρρηξης των ρηγμάτων, όπως και στο Κεφάλαιο 4. Έτσι για τα 6 ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της Νότιας Θεσσαλίας εκτιμήθηκαν οι αντίστοιχες συναρτήσεις διακινδύνευσης, $H(t)$, με βάση τις παραμέτρους που προέκυψαν από τη στατιστική εκτίμηση των προσομοιωμένων δεδομένων (Σχήμα 5.14).

Ειδικότερα, θέτοντας ως χρόνο $t=0$ το χρόνο γένεσης του πιο πρόσφατου σεισμού με $M_w \geq 6.0$ που συνδέεται με κάθε ρήγμα (1954 για το ρήγμα της Εκκάρας, 1955 για το ρήγμα των Παγασών, 1957 για τα ρήγματα των Φαρσάλων και του Ρήγειου και 1980 για τα ρήγματα της Νέας Αγχιάλου και του Βόλου) προκύπτει ότι σε όλες τις περιπτώσεις οι τιμές της συνάρτησης διακινδύνευσης του μοντέλου BPT (μπλε συνεχείς γραμμές) είναι πολύ χαμηλές αμέσως μετά τη γένεση του του σεισμού και στη συνέχεια παρουσιάζουν αυξανόμενη τάση με το χρόνο, παίρνοντας τη μέγιστη τιμή της σε χρόνο μεταγενέστερο του μέσου χρόνου επανάληψης τους (μαύρες διακεκομμένες γραμμές) για τις περιπτώσεις χαμηλής έως ενδιάμεσης

απεριοδικότητας (Εκκάρας με $\alpha=0.40$, Φάρσαλα με $\alpha=0.47$, Ρήγειο με $\alpha=0.53$ και Βόλος με $\alpha=0.36$), δηλαδή εμφανίζουν μεγαλύτερες πιθανότητες γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού και βρίσκονται σε προχωρημένου στάδιο ενός νέου σεισμικού κύκλου. Στις περιπτώσεις υψηλότερης απεριοδικότητας, δηλαδή στα ρήγματα των Παγασών και Νέας Αγχιάλου με τιμές ίσες με $\alpha=0.60$ και $\alpha=0.62$, αντίστοιχα, η μέγιστη τιμή της συνάρτησης διακινδύνευσης του μοντέλου BPT προηγούνται του μέσου χρόνου επανάληψης (Σχήματα 5.12δ και 5.12ε), γεγονός που σημαίνει ότι παρουσιάζουν μεγαλύτερες πιθανότητες γένεσης του επόμενου σεισμού σε πρώιμο στάδιο του σεισμικού κύκλου και σε χρόνο προγενέστερο του μέσου χρόνου επανάληψης.



Σχήμα 5.14 Συναρτήσεις διακινδύνευσης της Εκθετικής Κατανομής (κόκκινες συνεχείς γραμμές) και της BPT κατανομής (μπλε συνεχείς γραμμές) για το ρήγμα της Εκκάρας (α), το ρήγμα των Φαρσάλων (β), το ρήγμα του Ρήγειου (γ), το ρήγμα των Παγασών (δ), το ρήγμα της Νέας Αγχιάλου (ε) και το ρήγμα του Βόλου (στ). Ο χρόνος παρέλευσης από τον τελευταίο σεισμό με $M_w \geq 6.0$ (1954, 1957, 1957, 1955, 1980 και 1980, αντίστοιχα) διακρίνεται με τη διακεκομμένη πράσινη γραμμή, ενώ ο μέσος χρόνος επανάληψης με την διακεκομμένη μαύρη γραμμή.

Λαμβάνοντας υπόψη αυτές τις παρατηρήσεις, σε συνδυασμό μαζί με την καλύτερη απόδοση του μοντέλου ανανέωσης BPT όπως προέκυψε από τις τιμές του Κριτηρίου AIC προκύπτει ότι τα προσομοιωμένα δεδομένα του μέσου χρόνου επανάληψης υποστηρίζουν ένα μοντέλο γένεσης ισχυρών σεισμών σύμφωνα με τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης. Παράλληλα, συνδυάζοντας το τελευταίο συμπέρασμα με το παρατηρούμενο χρόνο παρέλευσης των σεισμών με $M_w \geq 6.0$ για τα έξι ρήγματα της Ζώνης Διάρρηξης της νότιας Θεσσαλίας μπορεί να υποστηριχθεί ότι και για τα έξι ο χρόνος μελλοντικής διάρρηξης τους απέχει σημαντικό χρόνο σε σχέση με το χρόνο που έχει παρέλθει από τις προηγούμενες διαρρήξεις τους σύμφωνα με το χρονο-εξαρτώμενο μοντέλο.



Κεφάλαιο 6. Συμπεράσματα

Στόχος της παρούσας διατριβής ήταν η εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών του ελληνικού χώρου με $M_w \geq 6.0$ ή και μεγαλύτερα μέσω της σύνδεσης τους με τα κύρια ρήγματα του ελληνικού χώρου. Για το σκοπό αυτό και μέσω της επισκόπησης της σχετικής βιβλιογραφίας καθορίστηκαν 191 κύρια ρήγματα του ελληνικού χώρου και των γειτονικών του περιοχών (Αλβανία, Βόρεια Μακεδονία, Βουλγαρία, Τουρκία). Τα ρήγματα αυτά διακρίθηκαν σε ζώνες ρηγμάτων σύμφωνα με τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά τους και το αντίστοιχο πεδίο των τάσεων που αναπτύσσεται στην εκάστοτε περιοχή, σε συνδυασμό με πρόσθετα δεδομένα όπως οι παρατηρούμενοι ρυθμοί παραμόρφωσης του φλοιού της Γης. Η σύνδεση τους με τους ισχυρούς σεισμούς τόσο της ενόργανης και όσο της ιστορικής περιόδου που συλλέχθηκαν από τους διαθέσιμους καταλόγους σεισμικότητας απέδωσαν στη μεγάλη πλειοψηφία των περιπτώσεων σύνολα δεδομένων περιορισμένου πλήθους σεισμών ανά συγκεκριμένο ρήγμα, κάνοντας μη εφικτή τη στατιστική εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης.

Σύμφωνα με τα παραπάνω για το καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης επιλέχθηκε η εφαρμογή της μεθόδου της διατήρησης της σεισμική ροπής έχει προταθεί από του Field et al. (1999), μέθοδος που στηρίζεται στην υπόθεση ότι το συνολικό ποσό της συσσωρευμένης τάσης στην επιφάνεια του ρήγματος μπορεί να απελευθερωθεί υπό τη μορφή σεισμικής ροπής με τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού που θα συνδέεται με την ολίσθηση του συνόλου της επιφάνειας του ρήγματος. Η μέθοδος εφαρμόστηκε με δύο διαφορετικές προσέγγισης τόσο για την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης όσο και των αντίστοιχων σφαλμάτων του. Οι προσεγγίσεις αυτές ήταν η εκτίμηση μέσω προσομοιώσεων Monte Carlo (Monte Carlo Simulations) και η προσέγγιση εκτίμησης με τη μέθοδο που έχει προταθεί από τους Pace et al. (2016). Εστιάζοντας στις εκτιμώμενες τιμές του μέσου χρόνου επανάληψης των δύο προσεγγίσεων παρατηρείται μία συστηματική εκτίμηση χαμηλότερων τιμών του μέσου χρόνου επανάληψης από τη μέθοδο Monte Carlo. Τα διαστήματα εμπιστοσύνης που προκύπτουν από αυτή εμφανίζουν μεγαλύτερο εύρος τιμών σε καλή συμφωνία με τα αντίστοιχα της μεθόδου των μερικών παραγώγων στις περισσότερες των περιπτώσεων.

Ένα σημαντικό πλεονέκτημα που προκύπτει από την εφαρμογή της δεύτερης προσέγγισης για την εκτίμηση του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών του ελληνικού χώρου (μέθοδος εκτίμησης των Pace et al., 2016) είναι η δυνατότητα εκτίμησης των τιμών του

συντελεστή μεταβλητότητας των αντίστοιχων εκτιμήσεων του μέσου χρόνου επανάληψης. Η παράμετρος αυτή μπορεί να παίζει τον ισοδύναμο ρόλο της παραμέτρου της απεριοδικότητας που εμφανίζει του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών. Στις περισσότερες των περιπτώσεων οι εκτιμήσεις του συντελεστή μεταβλητότητας βρέθηκαν να παρουσιάζουν υψηλές τιμές για την πλειονότητα των κύριων ενεργών ρηγμάτων και για τις 17 ζώνες ρηγμάτων του ελληνικού χώρου. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο μεγάλο εύρος αβεβαιότητας που παρουσιάζουν τα δεδομένα που βασίζεται ο υπολογισμός και ειδικότερα το σφάλμα μεγέθους των μέγιστων παρατηρούμενων μεγεθών των ιστορικών σεισμών.

Ακολούθως, στα δεδομένα του προέκυψαν από τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με μεγέθη που αντιστοιχούν με το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος (εντός ενός εύρους τιμών) για κάθε ένα από το 191 ρήγματα που καθορίστηκαν, έγινε εφαρμογή της Εκθετικής κατανομής, καθώς και της κατανομής BPT με στόχο τη στατιστική μοντελοποίηση του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών με βάση τόσο την προσέγγιση με το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο που αντιπροσωπεύει η Εκθετική κατανομής, όσο και μέσα από μία προσέγγιση χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου ανανέωσης, που μπορεί να αντιπροσωπευθεί από την κατανομή BPT. Οι εφαρμογές αυτές ήταν η βάση για την εκτίμηση των υπό συνθήκη πιθανοτήτων γένεσης του επόμενου σεισμού για κάθε ρήγμα και για μεγέθη σεισμών σύμφωνα με το αντίστοιχο μέγιστο μέγεθος που καθορίστηκε για τα επόμενα 10, 20 και 30 έτη. Τα αποτελέσματα των εκτιμήσεων αυτών δείχνουν ότι οι υψηλότερες τιμές των πιθανοτήτων γένεσης των επόμενων ισχυρών σεισμών εντοπίζονται σε περιοχές υψηλής σεισμικότητας, με χαρακτηριστικό παράδειγμα τις περιπτώσεις ορισμένων Τμημάτων Ρηγμάτων της Ζώνης Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. Ακόμη, υψηλές τιμές πιθανοτήτων γένεσης παρατηρούνται σε περιπτώσεις ρηγμάτων όπου ο χρόνος παρέλευσης του προηγούμενου ισχυρού σεισμού για συγκεκριμένο ρήγμα προσεγγίζει ή/και έχει ξεπεράσει τον μέσο χρόνο επανάληψης που εκτιμήθηκε. Παραδείγματα αυτής της περίπτωσης είναι το κανονικό ρήγμα του Ψαθοπύργου που αναπτύσσεται στον Δυτικό Κορινθιακό Κόλπο και το Τμήμα Ρήγματος του Σάρου που αναπτύσσεται στη δεξιόστροφη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου.

Συγκρίνοντας τις εκτιμήσεις των πιθανοτήτων γένεσης που υπολογίστηκαν σύμφωνα με το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο και με το μοντέλο ανανέωσης, οι πρώτες παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές από τις δεύτερες στις περισσότερες των περιπτώσεων, της έλειψης μνήμης

του χρονο-ανεξάρτητου μοντέλου που δεν λαμβάνει υπόψη του το χρόνο γένεσης του προηγούμενου σεισμού στην εκτίμηση των πιθανοτήτων. Δεδομένου ότι οι μέσοι χρόνοι επανάληψης δεν υπολογίστηκαν μέσω στατιστικής εκτίμησης, δεν είναι εφικτή η ποσοτική σύγκριση της απόδοσης των δύο μοντέλων με στόχο την εύρεση της βέλτιστης για κάθε περίπτωση ρήγματος του ελληνικού χώρου. Έτσι, η παρούσα διατριβή προτείνει την αξιοποίηση των αποτελεσμάτων της στατιστικής μοντελοποίησης του μέσου χρόνου επανάληψης και των δύο μοντέλων ως δύο διαφορετικούς κλάδους (χρονο-ανεξάρτητο και χρονο-εξαρτώμενο) μίας προσέγγισης λογικού δέντρου (logic-tree approach), η οποία αποτελεί μία διαδεδομένη πρακτική στις σύγχρονες μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας (Field et al., 2014, 2015· Murru et al., 2016, μεταξύ άλλων).

Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη την έλλειψη παρατηρησιακών δεδομένων και των αβεβαιοτήτων που προκύπτουν από τη θεώρηση της γένεση των ισχυρών σεισμών ως μία στατική φυσική διαδικασίας, πραγματοποιήθηκε εφαρμογή αλγορίθμου προσομοίωσης της σεισμικότητας σε δύο Ζώνες Διάρρηξης του ελληνικού χώρου και πιο συγκεκριμένα στη Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και στη Ζώνη Διάρρηξης Κανονικών Ρηγμάτων της Νότιας Θεσσαλίας. Ο αλγόριθμος εφαρμόστηκε επιτυχώς και στις 2 περιπτώσεις, ενώ οι βέλτιστοι προσομοιωμένοι κατάλογοι είναι σε καλή συμφωνία με τα παρατηρησιακά δεδομένα της σεισμικότητας και για τις Ζώνες. Έτσι, διαθέτοντας επαρκές πλήθος δεδομένων ο μέσος χρόνος επανάληψης για τα ρήγματα των Ζωνών Διάρρηξης εκτιμήθηκε με στατιστικές μεθόδους. Η στατιστική ανάλυση των χρόνων επανάληψης δείχνουν σημαντικά καλύτερη απόδοση του χρονο-εξαρτώμενου μοντέλου ανανέωσης BPT από το χρονο-ανεξάρτητο μοντέλο σε όλες τις περιπτώσεις. Έτσι, μπορεί να ειπωθεί ότι τα αποτελέσματα της προσομοίωσης παρέχουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τη γένεση ισχυρών σεισμών αλλά και τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ρηγμάτων με συμβολή σε πολλές πιθανές χρήσεις σε συνδυασμό με επιπρόσθετα σεισμολογικά δεδομένα (π.χ. χρόνος γένεσης πιο πρόσφατου σεισμού σε κάθε ρήγμα) ως παράμετρο εισόδου σε σύγχρονες έρευνες και εκτιμήσεις της σεισμικής επικινδυνότητας.



Βιβλιογραφία

- Abaimov, S. G., Turcotte, D. L., Shcherbakov, R., Runle, J. B., Yakovlev, G., Goltz, C., & Newman, W. I., 2008. Earthquakes: recurrence and interoccurrence times, *Pure and Applied Geophysics*, 165, 777–795. Doi:10.1007/s00024-008-0331-y.
- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification, *IEEE Transactions on Automatic Control*, AC-19, 716–723. Doi:10.1109/tac.1974.1100705
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimation of b in the formula $\log n a - b m$ and its confidence limits. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 43, 237–239.
- Akinci, A., Galadini, F., Pantosti, D., Petersen, M., Malagnini, L., & Perkins, D., 2009. Effect of time dependence on probabilistic seismic-hazard maps and deaggregation for the central Apennines, Italy, *Bulletin of Seismological Society of America*, 99(2A), 585–610. Doi:10.1785/0120080053.
- Akinci, A., Vannoli, P., Falcone, G., Taroni, M., Tiberti, M. M., Murru, M., Burrato, P. & Mariucci, M. T., 2016. When time and faults matter: towards a time-dependent probabilistic SHA in Calabria, Italy. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15, 2497–2524. Doi:10.1007/s10518-016-0065-7.
- Aksoy, M.E., Meghraoui, M., Vallee, M. & Ziyadin, C., 2010. Rupture characteristics of the A.D. 1912 Murefte (Ganos) earthquake, segment of the North Anatolian fault (western Turkey), *Geology*, 38(11), 991–994
- Albini, P., Ambraseys, N. N., Monachesi, G., 1994. *Materials for the investigation of the seismicity of the Ionian Islands between 1704 and 1766*. In: P. Albini and A. Moroni (eds.), *Materials of the CEC project "Review of Historical Seismicity in Europe"*, CNR, Milano, vol. 2, 11-26.
- Albini, P., & Pantosti, D., 2004. The 20 and 27 April 1894 (Locris, Central Greece) earthquake sources through coeval records on macroseismic effects, *Bulletin of Seismological Society of America*, 94, 1305–1326.
- Albini, P., Locati, M., Rovida, A., & Stucchi, M., 2013. *European Archive of Historical Earthquake Data (AHEAD)*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Doi: 10.6092/ingv.it-ahead
- Albini, P., & Rovida, A., 2016. From written records to seismic parameters: the case of the 6 April 1667 Dalmatia earthquake, *Geoscience Letters*, 3, 30. Doi: 10.1186/s40562-016-0063-2.
- Ambraseys, N., 2001. Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal International*, 145, 471-485.
- Ambraseys, N., 2002. The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years, *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 1–18.
- Ambraseys, N., 2009. *Earthquakes in the Eastern Mediterranean and the Middle East: A Multidisciplinary Study of 2000 Years of Seismicity*, Cambridge University Press, 947pp.
- Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A., 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, *Geophysical Journal International*, 101, 663–708. Doi:10. 1111/j.1365-246x.1990.tb05577.x.
- Ambraseys, N. N., Melville, C. P., & Adams R. D., 1994. *The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea*, Cambridge University Press, 182pp.
- Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A., 1997. Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694, *Journal of Earthquakes Engineering*, 3, 433–474. Doi: 10.1080/13632469708962374.

- Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, *Geophysical Journal International*, 133, 390–406. Doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00508.x
- Ambraseys, N., & Jackson, J. A., 2000. Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, *Geophysical Journal International*, 141: F1–F6.
- Anderson, T.W., & Darling, D.A., 1952. Asymptotic theory of certain 'goodness-of-fit' criteria based on stochastic processes, *Annals of Mathematical Statistics*, 23, 193–212. Doi: 10.1214/aoms/1177729437.
- Anderson, H. & Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91, 937–983.
- Anderson, J. G., & Luco J. E., 1983. Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations, *Bulletin of Seismological Society of America*, 73, 471–496.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H., & Papanastassiou, D., 1991. A possible normal fault rupture for the 464 B.C. Sparta earthquake, *Nature*, 351, 137–139.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. & Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophysical Journal International*, 126, 11–53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, 27(3), 267–270.
- Armijo, R., Flerit, F., King, G., & Meyer, B., 2003. Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 85–95.
- Aristotle University of Thessaloniki, 1981. Aristotle University of Thessaloniki seismological network. Inter. Fed. Dig.Seis. Net. doi:10.7914/SN/HT.
- Βαλκανιώτης, Σ., 2009. Συσχέτιση νεοτεκτονικών δομών και σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου (Κεντρική Ελλάδα), σελ. 223, Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Bak, P., Christensen, K., Danon, L., & Scanlon, T., 2002. Unified scaling law for earthquakes, *Physical Review Letters*, 88, 178501-178504. Doi: 10.1103/PhysRevLett.88.178501.
- Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E., Rigo, A., 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and western Greece, *Geophysical Journal International*, 131, 559–594.
- Barka, A. A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967, *Bulletin of Seismological Society of America*, 86, 1238-1254.
- Bell, R. E., McNeill, J. L. C., Bull, J. M., Henstock, T. J., Collier, R. E. L., & Leeder, M. R., 2009. Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth Rift, central Greece, *Basin Research*, 21, 824–855. Doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x.
- Ben-Zion, Y., & Rice, J. R., 1997. Dynamic simulations of slip on a smooth fault in an elastic solid, *Journal of Geophysical Research*, 102, 17771–17784, Doi:10.1029/97JB01341.
- Ben-Zion, Y., 2008. Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Reviews of Geophysics*, 46 (4), RG4006. <http://dx.doi.org/10.1029/2008RG000260>.

- Benetatos, C., Roumelioti, Z., Kiratzi, A., & Melis N., 2002. Source parameters of the M 6.5 Skyros Island (North Aegean Sea) earthquake of July 26, 2001, *Annals of Geophysics*, 45(3-4).
- Benetatos, C., & Kiratzi, A., 2006. Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2), *Tectonophysics*, 421, 129-143. Doi: 10.1016/j.tecto.2006.04.009.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, I., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastassiou, D., Chouliaras, G., & Stavrakakis, G., 1997. The Ms = 6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): Evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift, *Journal of Seismology*, 1, 131–150. Doi:10.1023/A:1009795618839.
- Berryman, K., Cooper, A., Norris, R., Villamor, P., Sutherland, R., Wright, T., Schermer, E., Langridge, R., & Biasi, G., 2012. Late Holocene rupture history of the Alpine Faults in South Westland, New Zealand, *Bulletin of Seismological Society of America*, 102(2), 620–638.
- Biasi, G. P., Weldon, R. J., II., Fumal, T. E. & Seitz, G. G., 2002. Paleoseismic event dating and the conditional probability of large earthquakes on the Southern San Andreas Fault, California, *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 2761– 2781.
- Biasi, G.P., Langridge, R. M., Berryman, K. R., Clark, K. J. & Cochran, U. A., 2015. Maximum-likelihood recurrence parameters and conditional probability of a ground-rupturing earthquake on the southern Alpine fault, South Island, New Zealand, *Bulletin of Seismological Society of America*, 105, 96–106.
- Biasi, G.P., and Thompson S.C. (2018). Estimating Time-Dependent Seismic Hazard of Faults in the Absence of an Earthquake Recurrence Record, *Bulletin of Seismological Society of America*, 108, 39–55.
- Boiselet, A., 2014. *Cycle sismique et aléa sismique d'un réseau de failles actives: le cas du rift de Corinthe (Grèce)*, PhD Thesis, Ecole Normale Supérieure, Paris. (Available at: <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01456400>).
- Brinkman, B. A. W., LeBlanc, M. P., Uhl, T. J., Ben-Zion, Y., & Dahmen, K. A., 2016. Probabilistic model of waiting times between large failures in sheared media, *Physical Review E*, 93. Doi:10.1103/PhysRevE.93.013003.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., & Deschamps, A., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *Journal of Geophysical Research*, 105, 25 605–25 625.
- Briole, P., Elias, P., Parcharidis, I., Bignami, C., Benekos, G., Samsonov, S., Kyriakopoulos, C., Stramondo, S., Chamot-Rooke, N., Drakatos, M. L., & Drakatos, G., 2015. The seismic sequence of January–February 2014 at Cephalonia Island (Greece): constraints from SAR interferometry and GPS, *Geophysical Journal International*, 203, 1528–1540. Doi: 10.1093/gji/ggv353.
- Briole, P., Ganas, A., Elias, P., & Dimitrov, D., 2021. The GPS velocity field of the Aegean. New observations, contribution of the earthquakes, crustal blocks model, *Geophysical Journal International*, 226, 468–492. Doi: 10.1093/gji/ggab089.
- Bufe, C. G., & Varnes, D. J., 1993. Predictive modeling of the seismic cycle of the greater San Francisco Bay region, *Journal of Geophysical Research*, 98, 9871–9883.

- Bowman, D. D., Ouillon, G., Sammis, C. G., Sornette, A., & Sornette, D., 1998. An observational test of the critical earthquake concept, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24359–24372.
- Box, G. E. P. & Pierce, D. A., 1970. Distribution of Residual Autocorrelations in Autoregressive-Integrated Moving Average Time Series Models, *Journal of the American Statistical Association*, 332, 1509–1526. Doi: 10.1080/01621459.1970.1048118.
- Caputo, R., 1996. The active Nea Anchiale fault system (Central Greece): comparison of geological, morphotectonic, archaeological and seismological data, *Annals of Geophysics*, 39, 557–574.
- Caputo, R., & Pavlides, S., 1993. Late Cenozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (central-northern Greece), *Tectonophysics*, 223, 339–362. Doi:10.1016/0040-1951(93)90144-9.
- Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G., & Tortorici, G., 2010. Active faulting on the island of Crete (Greece), *Geophysical Journal International*, 183, 111–126.
- Caputo, R., & Pavlides, S., 2013. The Greek Database of seismogenic sources (GreDaSS), version 2.0.0: a compilation of potential seismogenic sources ($M_w > 5.5$) in the aegean region. Doi:10.15160/unife/gredass/0200.
- Chartier, T., Scotti, O., Lyon-Caen, H., Richard-Dinger, K., Dieterich, J. H., & Shaw, B., 2021. Modelling earthquake rates and associated uncertainties in the Marmara Region, Turkey, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21, 2733–2751. Doi: 10.5194/nhess-21-2733-2021.
- Chatzipetros A, Kiratzi A, Sboras S, Zouros N, & Pavlides S., 2013. Active faulting in the north eastern Aegean Sea Islands, *Tectonophysics*, 597–598, 106–122.
- Cheng, Q., Ganas, A., Fuqiong, H., Yong, C., & Drakatos, G., 2007. Recurrence behaviors of earthquakes along the Kefallinia Transform Fault, Ionian Sea, Greece, *Earthquake Research in China*, 21 (4), 409–419.
- Chousianitis, K., Ganas, A. & Gianniou, M., 2013. Kinematic interpretation of present-day crustal deformation in central Greece from continuous GPS measurements, *Journal of Geodynamics*, 71, 1–13.
- Chousianitis, K., Ganas, A. & Evangelidis, C.P., 2015. Strain and rotation rate patterns of mainland Greece from continuous GPS data and comparison between seismic and geodetic moment release, *Journal of Geophysical Research*, 120(5), 3909–3931.
- Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B. E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Denys, P. H., Cross, P. A., Ashkenazi, V., & Bingley, R., 1997. Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos, *Geophysical Research Letters*, 24, 1303–1306.
- Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P. A., Denys, P. H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H.-G., Muller, M.-V., & Briole, P., 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997, *Geophysical Journal International*, 135(1), 195–214, Doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00633.x.
- Christophersen, A., Rhoades, D.A. & Colella, H.V., 2017. Precursory seismicity in regions of low strain rate: insights from a physical-based earthquake simulator, *Geophysical Journal International*, 209, 1513–1525. Doi: 10.1093/gji/ggx104.
- Coban, K.H., & Sayil, N., 2020. Conditional Probabilities of Hellenic Arc Earthquakes Based on Different Distribution Models, *Pure and Applied Geophysics*, 177, 5133–5145. Doi: 10.1007/s00024-020-02576-z.

- Cocard, M., Kahle, H.G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., & Billiris, H., 1999. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *Earth and Planetary Science Letters*, 172 (1–2), 39–47.
- Console, R., 2001. Testing earthquake forecast hypothesis, *Tectonophysics*, 338, 261–268.
- Console, R., & Murru, M., 2001. A simple and testable model for earthquake clustering, *Journal of Geophysical Research*, 106, 8699–8711.
- Console, R., Murru, M., Falcone, G., & Catalli, F., 2008. Stress interaction effect on the occurrence probabilities of characteristic earthquakes in Central Apennines, *Journal of Geophysical Research*, 113, B08313. Doi:10.1029/2007JB0005418.
- Console, R., Falcone, G., Karakostas, V., Murru, M., Papadimitriou, E., & Rhoades, D., 2013. Renewal models and coseismic stress transfer in the Corinth Gulf, Greece, fault system, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 118, 3655–3673. Doi:10.1002/jgrb.50277.
- Console, R., Carluccio, R., Papadimitriou, E., & Karakostas, V., 2015. Synthetic earthquake catalogs simulating seismic activity in the Corinth Gulf, Greece, fault system, *Journal of Geophysical Research*, 120, 326–343. Doi:10.1002/2014JB011765.
- Console, R., Nardi, A., Carluccio, R., Murru, M., Falcone, G., & Parsons, T., 2017. A physics-based earthquake simulator and its application to seismic hazard assessment in Calabria (Southern Italy) region, *Acta Geophysica*, 65, 243–257. Doi:10.1007/s11600-017-0020-2.
- Console, R., Vannoli, P., & Carluccio, R., 2018a. The seismicity of Central Apennines (Italy) studied by means of a physics-based earthquake simulator, *Geophysical Journal International*, 212, 916–929. Doi:10.1093/gji/ggx451.
- Console, R., Chiappini, M., Minelli, L., Speranza, F., Carluccio, R., & Greco, M., 2018b. Seismic hazard in southern Calabria (Italy) based on the analysis of a synthetic earthquake catalog, *Acta Geophysica*, 66, 931–943. Doi:10.1007/s11600-018-0181-7.
- Console, R., Murru, M., Vannoli, P., Carluccio, R., Taroni, M., & Falcone, G., 2020. Physics-based simulation of sequences with multiple mainshocks in Central Italy, *Geophysical Journal International*, 223, 526–542. Doi:10.1093/gji/ggaa300.
- Console, R., Carluccio, R., Murru, M., Papadimitriou, E., & Karakostas, V., 2021. Physics-Based Simulation of Spatiotemporal Patterns of Earthquakes in the Corinth Gulf, Greece, Fault System, *Bulletin of Seismological Society of America*, 112 (1), 98–117. Doi: 10.1785/0120210038
- Convertito, V., & Faenza, L., 2014. Earthquake Recurrence. In: Beer, M., Kougiumtoglou, I. A., Patelli, E., Siu-Kui Au, I. (eds) *Encyclopedia of earthquake engineering*. Springer, Berlin, pp 1–22. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-36197-5-236-1>
- Corral, A., 2003. Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes, *Physical Review E*, 68, 035102-1–035102-4. Doi: 10.1103/PhysRevE.68.035102.
- Corral, A., 2004. Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes, *Physical Review Letters*, 92, 108501. Doi: 10.1103/PhysRevLett.92.108501.

- Cramer, C. H., Petersen, M. D., Cao, T., Toppozada, T. R., & Reichle, M., 2000. A Time-dependent probabilistic seismic-hazard model for California, *Bulletin of Seismological Society of America*, 90, 1-21.
- D'Agostino, N., Metois, M., Koci, R., Duni, L., Kuka, N., Ganas, A., Georgiev, I., Jouanne, F., Kaludjerovic, N., & Kandic, R., 2020. Active crustal deformation and rotations in the southwestern Balkans from continuous GPS measurements, *Earth and Planetary Science Letters*, 539, 116246, Doi: 10.1016/j.epsl.2020.116246.
- Davies, R., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D. & Veis, G., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892–1992, *Journal of Geophysical Research*, 102, 24 571–24 588.
- de Arcangelis, L., Godano, C., Grasso, J.R., & Lippiello, E., 2016. Statistical physics approach to earthquake occurrence and forecasting, *Physics Reports*, 628, 1–91. Doi: 10.1016/j.physrep.2016.03.002.
- Dieterich, J. 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering, *Journal of Geophysical Research*, 99, 2601–2618
- DISS Working Group, 2015. *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A Compilation of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy and Surrounding Areas*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:10.6092/ingv.it-diss3.2.0.
- Drakos, A., Stiros, S. C., & Kiratzi, A. A. (2001). Fault parameters of the 1980 (Mw 6.5) Volos, Central Greece, earthquake from inversion of repeated leveling data, *Bulletin of Seismological Society of America*, 91 (6), 1673–1684. Doi:10.1785/0120000232
- Ellsworth, W. L., Matthews, M. V., Nadeau, R. M., Nishenko, S. P., Reasenber, P. A. & Simpson, R. W., 1999. A physically based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities, *U.S. Geological Survey Open-File Report.*, 99–522.
- Erdik, M., Demircioglu, M., Sesetyan, K., Durukal, E., & Siyahi, B., 2004. Earthquake hazard in Marmara region, Turkey, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 605–631.
- Evison, F. F., & Rhoades, D. A., 2004. Demarcation and scaling of long-term seismogenesis, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 21–45.
- Eyidogan, H. (1988), Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes, *Tectonophysics*, 148, 83–92.
- Fan, J., Zhou, D., Shekhtman, L.M., Shapira, A., Hofstetter, R., Marzocchi, W., Ashkenazy, Y., & Havlin, S., 2019. Possible origin of memory in earthquakes: Real catalogs and an epidemic-type aftershock sequence model, *Physical Review E*, 99, 042210. Doi: 10.1103/PhysRevE.99.042210.
- Ferrares, S. G., 1985. The Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the Hellenic Arc, *Tectonophysics*, 2, 339-354.
- Fernandes, R. M. S., Ambrosius, B. A. C., Noomen, R., Bastos, L., Wortel, M. J. R., Spakman, W., & Govers, R., 2003. The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data, *Geophysical Research Letters*, 30(16), 1828, Doi:10.1029/2003GL017089.
- Field, E. H., 2015. Computing elastic-rebound-motivated earthquake probabilities in unsegments fault models: a new methodology supported by physics-based simulators, *Bulletin of Seismological Society of America*, 105, 544–559. Doi:10.1785/01201140094.

- Field, E. H., Jackson, D. D., & Dolan, J. F., 1999 A mutually consistent seismic-hazard source model for Southern California, *Bulletin of Seismological Society of America*, 89(3), 559–578.
- Field, E. H., Dawson, T. E., Felzer, K. R., Frankel, A. D., Gupta, V., Jordan, T. H., Parsons, T., Petersen, M. D., Stein, R. S., Weldon II, R. J., & Wills, C. J., 2009. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 2 (UCERF 2), *Bulletin of Seismological Society of America*, 99, 2053-2107. Doi:10.1785/0120080049.
- Field, E. H., Arrowsmith, R. J., Biasi, G. P., Bird, P., Dawson, T. E., Felzer, K. R., Jackson, D. D., Johnson, K. M., Jordan, T. H., Madden, C., Michael, A. J., Milner, K. R., Page, M. T., Parsons, T., Powers, P. M., Shaw, B. E., Thatcher, W. R., Weldon, R. J., & Zeng, Y., 2014. Uniform California Earthquake Rupture Forecast, version 3 (UCERF3): The time-independent model, *Bulletin of Seismological Society of America*, 104, 1122–1180. Doi: 10.1785/0120130164.
- Field, E. H., Biasi, G. P., Bird, P., Dawson, T. E., Felzer, K. R., Jackson, D. D., Johnson, K. M., Jordan, T. H., Madden, C., Michael, A. J., Milner, K. R., Page, M. T., Parsons, T., Powers, P. M., Shaw, B. E., Thatcher, W. R., Weldon, R. J. II, Zeng, Y. 2015. Long-term time-dependent probabilities for the third uniform California earthquake rupture forecast (UCERF3), *Bulletin of Seismological Society of America*, 105, 511–543. Doi. org/10.1785/01201 40093.
- Fitzenz, D.D., 2018. Conditional probability of what? Example of Nankai Interface in Japan, *Bulletin of Seismological Society of America*, 108(6), 3169–3179.
- Fitzenz, D. D., Ferry, M. A., & Jalobeanu, A., 2010. Long-term slip history discriminates among occurrence models for seismic hazard assessment, *Geophysical Research Letters*, 37, L20307, doi 10.1029/2010GL044071.
- Fitzenz, D. D., Jalobeanu, A., & Ferry, M. A., 2012. A Bayesian Framework to Rank and Combine Candidate Recurrence Models for Specific Faults, *Bulletin of Seismological Society of America*, 102, 936–947.
- Fitzend, D.D. & Nyst, M., 2015. Building time-dependent earthquake recur- rence models for probabilistic risk computations, *Bulletin of Seismological Society of America.*, 105, 120–133.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. C. P., Meyer, B. & Barka, A., 2003. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors, *Geophysical Journal International*, 154, 1–7, Doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01899.x.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G., & Meyer, B., 2004. The mechanical interaction between the propagating North Anatolian fault and the backarc extension in the Aegean, *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 347–362.
- Flotte, N., Sorel, D., Müller, C., & Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth–Patras rift (Greece), *Tectonophysics*, 403, 77-94.
- Floyd, M., A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P., McClusky, S., Nocquet, J.-M., Palamartchouk, K., Parsons, B., & England, P. C., 2010. A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean, *Journal of Geophysical Research*, 115, B10403. Doi: 10.1029/2009JB007040.
- Frankel, A. M., 1995. Mapping seismic hazard in the central and eastern United States, *Seismological Research Letters*, 60, 8–21.
- Frankel, A. D., Petersen, M. D., Muller, C. S., Haller, K. M., Wheeler, R. L., Leyendecker, E. V., Wesson, R. L., Harmsen, S. C., Cramer, C. H., Perkins, D. M., & Rukstales, K. S., 2002. Documentation for the 2002 update of the national seismic hazard maps, U.S. Geological Survey Open-File Rept. 02–420, 33 pp.

- Galanakis, D., Pavlidis, S., & Mountrakis, D., 1998. Recent brittle tectonic in Almyros-Pagasetikos, Maliakos, N. Euboea and Pilio, *Bulletin of Geological Society of Greece*, XXXII/1, 263–273.
- Galli, P., & Naso, G., 2008. The “taranta” effect of the 1743 earthquake in Salento (Apulia, southern Italy), *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 49, 2, 177-204.
- Ganas, A., 2020. NOAFAULTS KMZ layer Version 3.0 (2020 update) (Version V3.0) [Data set]. Zenodo. doi:10.5281/zenodo.4304613.
- Ganas, A., & Parsons, T., 2009. Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift, *Journal of Geophysical Research*, 114, B060404. Doi: 10.1029/2008JB005599.
- Ganas, A., Oikonomou, I. A., & Tsimi, C., 2013. NOAFAULTS: a digital database for active faults in Greece, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 47 (2), 518–530. Doi:10.12681/bgsg.11079.
- Ganas, A., Elias, P., Kapetanidis, V., Valkaniotis, S., Briole, P., Kassaras, I., Argyrakos, P., Barberopoulou, A., Moshou, A., 2019. The July 20, 2017 M6.6 Kos Earthquake: Seismic and Geodetic Evidence for an Active North-Dipping Normal Fault at the Western End of the Gulf of Gokova (SE Aegean Sea), *Pure and Applied Geophysics*, 176, 4177-4211. Doi: 10.1007/s00024-019-02154-y.
- Ganas, A., Elias, P., Briole, P., Cannavo, F., Valkaniotis, S., Tsironi, V., Partheniou, E.I., 2020. Ground Deformation and Seismic Fault Model of the M6.4 Durres (Albania) Nov. 26, 2019 Earthquake, Based on GNSS/INSAR Observations, *Geosciences*, 10, 210. Doi: 10.3390/geosciences10060210.
- Ganas, A., Briole, P., Bozionelos, G., Barberopoulou, A., Elias, P., Tsironi, V., Valkaniotis, S., Moshou, A., & Mintourakis, A., 2020. The 25 October 2018 $M_w = 6.7$ Zakynthos earthquake (Ionian Sea, Greece): A low-angle fault model based on GNSS data, relocated seismicity, small tsunami and implications for the seismic hazard in the west Hellenic Arc, *Journal of Geodynamics*, 137. Doi: 10.1016/j.jog.2020.101731.
- Ganas, A., Hamiel, Y., Serpetsidaki, A., Briole, P., Valkaniotis, S., Fassoulas, C., Piatibratova, O., Kranis, H., Tsironi, V., Karamitros, I., Elias, P., & Vassilakis, E., 2022. The Arkalochori $M_w = 5.9$ Earthquake of 27 September 2021 Inside the Heraklion Basin: A Shallow, Blind Rupture Event Highlighting the Orthogonal Extension of Central Crete, *Geosciences*, 12, 220. Doi: 10.3390/geosciences12060220.
- Gardner, J.K., & Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, *Bulletin of Seismological Society of America*, 64, 1363-1367.
- Geller, R. J., Mulargia, F., & Stark, P. B., 2015. Why we need a new paradigm of earthquake occurrence. In G. Morra, D. A. Yuen, S. D. King, S.-M. Lee, & S. Stein (Eds.), *Subduction Dynamics: From Mantle Flow to Mega Disasters* (chap. 11, pp. 183–191). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc. Doi:10.1002/9781118888865.ch10.
- Gkarlaouni, C., Papadimitriou, E., Kilias, A., Falalakis, G., & Gemitzi, A., 2007. The evolution of the stress field in Eastern Macedonia and Thrace, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 40 (1), 321-332. Doi: 10.12681/bgsg.16580.
- Gkarlaouni, C., Lasocki, S., Papadimitriou, E., & Tsaklidis, G., (2017). Hurst analysis of seismicity in Corinth rift and Mygdonia graben (Greece), *Chaos Solitons & Fractals*, 96, 30–42. Doi: 10.1016/j.chaos.2017.01.001.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., & Haines, J., 2002. The continuity of active faults systems in Greece, *Geophysical Journal International*, 148, 596–618. Doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01609.x.

Goldsworthy, M., & Jackson, J. A., 2000. Active normal fault evolution and interaction in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns, *Journal of Geological Society of London*, 157, 967–981. Doi:10.1144/jgs.157.5.967.

Godano, C., 2015. A new expression for the earthquake interevent time distribution, *Geophysical Journal International*, 202, 219–223. Doi: 10.1093/gji/ggv135.

Govers, R., & Wortel, M. J. R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1–2), 505–523. Doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022.

Guidoboni, E., & Comastri, A., 1997. The large earthquake of 8 August 1303 in Crete: Seismic scenario and tsunamis in the Mediterranean area, *Journal of Seismology*, 1, 55–72.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Tarabusi, G., Sgattori, G., Comastri, A., Mariotti, D., Ciuccarelli, C., Bianchi, MG., & Valensise, G., 2019. CFTI5Med, the new release of the catalogue of strong earthquakes in Italy and in the Mediterranean area, *Scientific Data*, 6, 80. Doi: 10.1038/s41597-019-0091-9.

Gutenberg, B., & Richter, C., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of Seismological Society of America*, 34, 185–188.

Hagiwara, Y., 1974. Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain, *Tectonophysics*, 23, 313–318.

Hanks, T. C., & Kanamori, H., 1979. A Moment Magnitude Scale, *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348–2350.

Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research*, Res., 103, 24–24358.

Harris, R.A. & Simpson, R.W., 1998. Suppression of large earthquakes by stress shadows: a comparison of Coulomb and rate-and-state failure, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24–24451.

Hardebeck, J. L., 2004. Stress triggering and earthquake probability estimated, *Journal of Geophysical Research*, 109, B04310. Doi:10.1029/2003JB002437

Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G., & Coutant, O., 1995. Microseismicity and strain pattern in northwest Greece, *Tectonics*, 14, 773–785.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R., Paul, A., Voidomatis, P., Diagnourtas, 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, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87 (2), 463–473. Doi:10.1785/BSSA08700204

Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kementzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou P., & Deschamps, A., 1999. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics, *Geophysical Journal International*, 137, 891–908. Doi:10.1046/j.1365-246x.1999.00851.x.

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

- Herrero-Barbero, P., Álvarez-Gómez, J. A., Williams, C., Villamor, P., Insua-Arévalo, J. M., Alonso-Henar, J., & Martínez-Díaz, J. J., 2021. Physics-based earthquake simulations in slow-moving faults: A case study from the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberian Peninsula), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB021133. Doi.org/10.1029/2020JB021133.
- Hollenstein, Ch., Müller, M. D., Geiger, A., & Kahle, H.-G., 2008. Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003, *Tectonophysics*, 449, 17–40. Doi: 10.1016/j.tecto.2007.12.006.
- Howell, A., Palamartchouk, K., Papanikolaou, X., Paradissis, D., Raptakis, C., Copley, A., England, P., & Jackson, J., 2017. The 2008 Methoni earthquake sequence: the relationship between the earthquake cycle on the subduction interface and coastal uplift in SW Greece, *Geophysical Journal International*, 208, 1592–1610. Doi: 10.1093/gji/ggw462.
- Jackson, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 22, 239–271.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 77, 185–264.
- Jackson, D. D., Aki, K., Cornell, C. A., Dieterich, J. H., Henyey, T. L., Mahdyar, M., Schwartz, D., & Ward, S. N., 1995. Seismic hazard in Southern California: Probable earthquakes, 1994 to 2024, *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 379–439.
- Jackson, D.D., & Kagan, Y.Y., 2006. The 2004 Parkfield earthquake, the 1985 prediction, and characteristic earthquakes: Lessons for the future, *Bulletin of Seismological Society of America*, 96, S397–S409.
- Jaume, S. C., & Sykes, L. R., 1999. Evolving towards a critical point: a review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes, *Pure and Applied Geophysics*, 155, 279–306.
- Jenkins, D.A.L., 1972. Structural development of western Greece, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56, 128–149.
- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. & Kahle, H.-G., 2004. Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the eastern Mediterranean, *Geophysical Journal International*, 157, 1331–1347.
- Johnson, N.L., Kotz, S., & Balakrishnan, N., 1994. *Continuous Univariate Distributions, Volume 1*, 2nd edn, Wiley, 784pp.
- Jones, L. M., & Molnar, P., 1979. Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *Journal of Geophysical Research*, 84(B7), 3596–3608.
- Jouanne, F., Mugnier, J.L., Koci, R., Bushati, S., Matev, K., Kuka N., Shinko, I., Kociu, S., & Duni, L., 2012. GPS constraints on current tectonics of Albania, *Tectonophysics*, 554–557, 50–62. Doi: 10.1016/j.tecto.2012.06.008.
- Kagan, Y. Y., 2002. Seismic moment distribution revisited: I. Statistical results, *Geophysical Journal International*, 148, 520–541.
- Kagan, Y. Y., & Knopoff, L., 1987. Random stress and earthquake statistics: time dependence, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 88, 723–731.
- Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D., 1991. Long-term earthquake clustering, *Geophysical Journal International*, 104, 117–133.

- Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D., 1994. Long-term probabilistic forecasting of earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 99, 13685–13700.
- Kagan, Y. Y., Jackson, D. D., & Geller, R. J., 2012. Characteristic earthquake model, 1884–2011, R.I.P., *Seismological Research Letters*, 83(6), 951–953. Doi:10.1785/0220120107.
- Kahle, H.G., Müller, M.V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D., 1995. The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*, 249 (1–2), 41–52.
- Kapetanidis, V., Deschamps, A., Papadimitriou, P., Matrullo, E., Karakostas, A., Bozionelos, G., Kaviris, G., Serpetsidaki, A., Lyon-Caen, H., Voulgaris, N., Bernard, P., Sokos, E., & Makropoulos, K., 2015. The 2013 earthquake swarm in Helike, Greece: Seismic activity at the root of old normal faults, *Geophysical Journal International*, 202, 2044–2073.
- Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Papadimitriou, E.E., Papazachos, B.C., 1985. Properties of the 1979 Monte Negro (Southwest Yugoslavia) Seismic Sequence, *Pure and Applied Geophysics*, 122, 25–35.
- Karakostas, V. G., Scordilis, E. M., Papaioannou, C. A., Papazachos, B. C., & Mountrakis, D., 1993. Focal parameters of the October 16, 1988 Killini earthquake (Western Greece), *Proceedings of the 2nd Congress of the Hellenic Geophysical Union*, Florina, 5-7 May 1993.
- Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Hatzfeld, D., Makaris, D., Makropoulos, K., Diagourtas, D., Papaioannou, C., Stavrakakis, G., Drakopoulos, J., & Papazachos B. C., 1994. The aftershock sequence and focal properties of the July 14, 1993 (Ms=5.4) Patras earthquake, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 5, 167-174.
- Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., Scordilis, E. M., Vargemezis, G., & Aidona, E., 2003. The 2001 Skyros, northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering, *Geophysical Research Letters*, 30(1), 1012. Doi: 10.1029/2002GL015814.
- Karakostas, V., Papadimitriou, E., & Papazachos, C., 2004. Properties of the 2003 Lefkada, Ionian islands, Greece, Earthquake seismic sequence and seismicity triggering, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5), 1976–1981.
- Karakostas, V., Papadimitriou, E., Mesimeri, M., Gkarlaouni, Ch., & Paradisopoulou, P., 2015. The 2014 Kefalonia doublet (Mw6.1 and Mw6.0) central Ionian Islands, Greece: seismotectonic implications along the Kefalonia transform fault zone, *Acta Geophysica*, 63, 1–16. Doi: 10.2478/s11600-014-0227-4.
- Karakostas, V., Mirek, K., Mesimeri, M., Papadimitriou, E., & Mirek, J., 2016. The Aftershock Sequence of the 2008 Achaia, Greece, Earthquake: Joint Analysis of Seismicity Relocation and Persistent Scatterers Interferometry, *Pure and Applied Geophysics*, 174, 151-176. Doi: 10.1007/s00024-016-1368-y.
- Karakostas, V., Papadimitriou, E., Patios, P., & Georgiadis, Ch., 2019. Coastal deformation in Lefkada Island associated with strong earthquake occurrence, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 60, 1-16. Doi:10.4430/bgta0267.
- Karakostas, V. G., Kostoglou, A., Chorozioglou, D., & Papadimitriou, E., 2020. Relocation of the 2018 Zakynthos, Greece, aftershock sequence: spatiotemporal analysis deciphering mechanism diversity and aftershock statistics, *Acta Geophysica*, 68, 1263-1294. Doi: 10.1007/s11600-020-00483-4.

- Karakostas, V., Tan, O., Kostoglou, A., Papadimitriou, E., & Bonatis, P., 2021. Seismotectonic implications of the 2020 Samos, Greece, Mw7.0 mainshock based on high-resolution aftershock relocation and source slip model, *Acta Geophysica*, 69, 979-996. Doi: 10.1007/s11600-021-00580-y
- Karakostas, V., Papazachos, C., Papadimitriou, E., Fournelis, M., Kiratzi, A., Pikridas, C., Kostoglou, A., Kkallas, Ch., Chatzis, N., Bitharis, S., Chatzipetros, A., Fotiou, A., Ventouzi, Ch., Karagianni, E., Bonatis, P., Kourouklas, C., Paradisopoulou, P., Scordilis, E., Vamvakaris, D., Grendas, I., Kementzetzidou, D., Panou, A., Karakaisis, G., Karagianni, I., Hatzidimitriou, P., and Galanis, O., 2021. The March 2021 Tyrnavos, central Greece, doublet (Mw6.3 and Mw6.0): Aftershocks relocation, faulting details, coseismic slip and deformation, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 58, 131-178. Doi: 10.12681/bgsg.27237.
- Karakostas, V., Ilieva, M., Kostoglou, A., Tondas, D., Papadimitriou, E., Mesimeri, M. & Koca, B., 2022. The 2017 Kos sequence: Aftershocks relocation and coseismic rupture process constrained from joint inversion of seismological and geodetic observations, *Tectonophysics*, 833, 229-352.
- Kastelic, V., & Carafa, M. C. M., 2012. Fault slip rates for the active External Dinarides thrust-and-fold belt, *Tectonics*, 31, TC3019. Doi:10.1029/2011TC003022.
- King, G., Sturdy, D., & Whitney, J., 1993. The landscape geometry and active tectonics of northwest Greece, *Geological Society of America Bulletin*, 105 (2), 137–161.
- Kiratzi, A. A., 2014. Mechanisms of Earthquakes in Aegean In: Beer, M., Kougiumtzoglou, I. A., Patelli, E., Siu-Kui Au, I. (eds) Encyclopedia of earthquake engineering. Springer, Berlin, pp 1–22.
- Kiratzi, A.A., 2016. The 16 April 2015 Mw6.1 earthquake sequence near Kasos island at the eastern Hellenic Subduction Zone, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50(3), 1163–1173. Doi: 10.12681/bgsg.11822
- Kiratzi, A. A., 2018. The 12 June 2017 Mw 6.3 Lesvos Island (Aegean Sea) earthquake: Slip model and directivity estimated with finite-fault inversion, *Tectonophysics*, 724-725, 1-10. Doi: 10.1016/j.tecto.2018.01.003.
- Kiratzi, A.A., & Langston, C., 1989. Estimation of earthquake source parameters of the May 4, 1972 event of the Hellenic arc by the inversion of waveform data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 225-232.
- Kiratzi, A.A., Wagner, G. & Langston, C., 1991. Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform modelling, *Pure and Applied Geophysics*, 135, 515–527.
- Kiratzi, A., & Langston, C., 1991. Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece), *Geophysical Journal International*, 105, 529–538.
- Kiratzi, A.A., Wagner, G.S. & Langston, C.A., 1991. Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion. *Pure and Applied Geophysics*, 135(4), 515-527.
- Kiratzi, A. A., & Louvari, E. 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database, *Journal of Geodynamics*, 36, 251-274.
- Kiratzi, A. A., Papazachos, C. B., Ozacar, A., Pinar, A., Kkallas, C., & Sopaci, E., 2021. Characteristics of the 2020 Samos earthquake (Aegean Sea) using seismic data, *Bulletin of Earthquake Engineering*. Doi: 10.1007/s10518-021-01239-1.
- Kouskouna, V., & Kaviris, G., 2014. Seismic hazard study in Messinia (Sw Peloponnese). Full Paper, 2nd ECEES, Istanbul, Turkey.

- Kouskouna, V., Kaperdas, V. & Sakellariou, N., 2020. Comparing calibration coefficients constrained from early to recent macroseismic and instrumental earthquake data in Greece and applied to eighteenth century earthquakes, *Journal of Seismology*, 24, 293–317. Doi: 10.1007/s10950-019-09874-7.
- Kreemer, C., Chamot-Rooke, N. & Le Pichon, X., 2004. Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismological data, *Earth and Planetary Science Letters*, 225(3-4), 329–346.
- Kumamoto, T., 1999. Seismic hazard maps of Japan and computational differences in models and parameters, *Geographical Review of Japan, Series B*, 72(2), 135–161.
- Kurcer, A., Ates, O., Chatzipetros, A., & Valkaniotis, S., 2008. The Yenice-Gönen active fault (NW Turkey): Active tectonics and palaeoseismology, *Tectonophysics*, 453, 263–275.
- Lennartz, S., Livina, V.N., Bunde, A., & Havlin, S., (2008). Long-term memory in earthquakes and the distribution of interoccurrence time, *Europhysics Letters*, 81, 69001. Doi: 10.1209/0295-5075/81/69001.
- LePichon, X., & Angelier, J., 1979. The hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1–42. Doi:10.1016/0040-1951(79)90131-8.
- LePichon, X., Lyberis, N. & Alvarez, F., 1987. Discussion on the subsidence of the North Aegean Trough: an alternative view, *Journal of Geological Society of London*, 144(2), 349–351.
- Leptokaropoulos, K.M., Papadimitriou, E.E., Orlecka-Sikora, B. & Karakostas, V.G., 2012. Seismicity rate changes in association with the evolution of the stress field in northern Aegean Sea, Greece, *Geophysical Journal International*, 188, 1322–1338.
- Leptokaropoulos, K.M., Papadimitriou, E.E., Orlecka-Sikora, B. & Karakostas, V.G., 2016. An evaluation of Coulomb stress changes from earthquake productivity variations in the Western Gulf of Corinth, Greece, *Pure and Applied Geophysics*, 173, 49–72
- Livina, V.N., Havlin, S., & Bunde, A., 2005. Memory in the occurrence of earthquakes, *Physical Review Letters*, 95, 208501. Doi: 10.1103/PhysRevLett.95.208501
- Ljung, G., & Box, G.E.P., 1978. On a Measure of Lack of Fit in Time Series Models, *Biometrika*, 66, 67–72.
- Louvari, E., Kiratzi, A. A., & Papazachos, B. C., 1999. The Cephalonia transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, 308, 223–236.
- Lyon-Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutas, J., Delibassis, N., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Papanastassiou, D., & Pedotti, G., 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) Earthquake: Detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic Arc, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 93, 14967–15000.
- Makropoulos, K.C., & Kouskouna, V., 1994. *The Ionian Islands earthquakes of 1767 and 1769: seismological aspects. Contribution of historical information to a realistic seismicity and hazard assessment of an area*. In: P. Albini and A. Moroni (eds.), Materials of the CEC project "Review of Historical Seismicity in Europe", CNR, Milano, vol. 2, 27–36
- Mangira, O., Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M. & Karakosta, V., 2020. The short-term seismicity of the Central Ionian Islands (Greece) studied by means of a clustering model, *Geophys. J. Int.*, **220**, 856–875.

- Mann, H.B. & Whitney, D.R., 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other, *Annals of Mathematical Statistics*, 18, 50–60.
- Marinou, A., Ganas, A., Papazissi, K., & Paradissis, D., 2015. Strain patterns along the Kaparelli–Asopos rift (central Greece) from campaign GPS data, *Annals of Geophysics*, 58(2), S0219. Doi: 10.4401/ag-6418.
- Marzocchi W., & Lombardi, A. M., 2008. A double branching model for earthquake occurrence, *Journal of Geophysical Research*, 113, 317.
- Matthews, V. M., Ellsworth, W. L., & Reasenber, P. A., 2002. A Brownian model for recurrent earthquakes, *Bulletin of Seismological Society of America*, 92, 2233–2250.
- Mavroulis, S., & Lekkas E., 2021. Revisiting the Most Destructive Earthquake Sequence in the Recent History of Greece: Environmental Effects Induced by the 9, 11 and 12 August 1953 Ionian Sea Earthquakes, *Applied Sciences*, 11,8429. Doi: 10.3390/app11188429.
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R., & Krause, J., 1979. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries, *Pure and Applied Geophysics*, 117, 1082–1147.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K. Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealed, A., Toksoz, M.N., & Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695–5719. Doi: 10.1029/1999JB900351.
- McGuire, R.K., & Barnhard, P., 1981. Effects of temporal variations in seismicity in seismic hazard, *Bulletin of Seismological Society of America*, 71, 321–334.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 30, 109–185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217–254.
- McNeil, L.C., Mille, A., Minshull, T.A., Bull, J.M. & Kenyon, N.H., 2004. Extension of the North Anatolian Fault into the North Aegean Trough: evidence for transtension, strain partitioning, and analogues for the Sea of Marmara basin model, *Tectonics*, 23, TC2016. doi:10.1029/2002TC001490.
- Melis, N. S., Okal, E. A., Synolakis, C. E., Kalogeras, I. S., & Kanoglu, U., 2020. The Chios, Greece Earthquake of 23 July 1949: Seismological Reassessment and Tsunami Investigations, *Pure and Applied Geophysics*, 117, 1295–1313. Doi: 10.1007/s00024-019-02410-1
- Mesimeri, M., & Karakostas, V., 2018. Repeating earthquakes in western Corinth Gulf (Greece): Implications for aseismic slip near locked faults, *Geophysical Journal International*, 215, 659–676. Doi: 10.1093/gji/ggy301.
- Mesimeri, M., Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Karakostas, V., & Kementzetzidou, D., 2018. Analysis of microseismicity associated with the 2017 seismic swarm near the Aegean coast of NW Turkey, *Acta Geophysica*, 66, 479–495. Doi: 10.1007/s11600-018-0157-7.
- Milne, W. G. & Davenport, A. G., 1969. Earthquake risk in Canada, *Bulletin of Seismological Society of America*, 59, 49–71.

- Mignan, A. 2008. The non-critical precursory accelerating seismicity theory (NC PAST) and limits of the power-law fit methodology, *Tectonophysics*, 452, 42-50. Doi: 10.1016/j.tecto.2008.02.010.
- Molchan, G., 2005. Interevent time distribution in seismicity: A theoretical approach, *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1135–1150. Doi: 10.1007/s00024-004-2664-5.
- Morewood, N., C., & Roberts, G., 1999. Lateral propagation of the surface trace of the South Alkyonides normal fault segment, central Greece: its impact on models of fault growth and displacement–length relationships, *Journal of Structural Geology*, 6, 635-653. Doi: 10.1016/S0191-8141(99)00049.
- Mountrakis, D., Kiliadis, A., Pavlides, S., Zouros, N., Spyropoulos, N., Tranos, M., & Soulakelis, N., 1993. Field study of the southern Thessaly highly active fault zone, in Proc. 2nd Congr. Hellenic Geophys. Union, 2, 603-614.
- Mountrakis, D., Tranos, M., Papazachos, C. B., 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 Publications*, 260, 649-670.
- Mountrakis, D., Kiliadis, A., Pavlaki, A., Fassoulas, C., Thomaidou, E., Papazachos, C., Papaioannou, C., Roumelioti, Z., Benetatos, C., & Vamvakaris, D. 2012. Neotectonic study of Western Crete and implications for seismic hazard assessment. In: (Ed.) Emmanuel Skourtsos, and Gordon S. Lister, *The Geology of Greece*, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, volume 42, paper 2, doi:10.3809/jvirtex.2011.00285
- Mouslopoulou, V., Nicol, A., Begg, J., Oncken, O., & Moreno, M. 2015. Clusters of megathrust earthquakes on upper plate faults control the Eastern Mediterranean hazard, *Geophysical Research Letters*, 42, 10,282–10,289. Doi: 10.1002/2015GL066371.
- Mulargia, F., 2001. Retrospective selection bias (or the benefit of hindsight), *Geophysical Journal International*, 146, 489-496.
- Muller, M.D., Geiger, A., Kahle, H.-G., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D & Felekis, S., 2013. Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993–2009, *Tectonophysics*, 597–598, 34–49.
- Murru, M., Akinci, A., Falcone, G., Pucci, S., Console, R., & Parsons, T., 2016. $M \geq 7$ earthquake rupture forecast and time-dependent probability for the sea of Marmara region, Turkey, *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 121. Doi:10.1002/2015JB012595.
- Naylor, M., Main, I.G., & Touati, S., 2009. Quantifying uncertainty in mean earthquake interevent times for a finite sample, *Journal of Geophysical Research*, 114, B01316.
- Nishenko, S. P., 1991. Circum-Pacific seismic potential—1989–1999, *Pure and Applied Geophysics*, 135, 169–259.
- Nishenko, S. P., & Bolland, R., 1987. A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting, *Bulletin of Seismological Society of America*, 77, 1382–1399.
- Nomikou, P., Hübscher, C., Papanikolaou, D., Farangitakis, G. P., Ruhnau, M., & Lampridou, D., 2018. Expanding extension, subsidence and lateral segmentation within the Santorini – Amorgos basin during Quaternary: Implications for the 1956 Amorgos event, central – south Aegean Sea, Greece, *Tectonophysics*, 722, 138-1543. Doi: 10.1016/j.tecto.2017.10.016.

Nomikou, P., Krassakis, P., Kazana, S., Papanikolaou, D., & Koukoulas, N., 2021. The Volcanic Relief within the Kos-Nisyros-Tilos Tectonic Graben at the Eastern Edge of the Aegean Volcanic Arc, Greece and Geohazard Implications, *Geosciences*, 11, 231. Doi: 10.3390/geosciences11060231.

Nomura, S., Ogata, Y., Komaki, F & Toda, S., 2011. Bayesian forecasting of recurrent earthquakes and predictive performance for a small sample size, *Journal of Geophysical Research*, 116, B04315. Doi:10.1029/2010JB9007917.

Ogata, Y., 1988. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *Journal of American Statistical Association*, 83:9–27.

Ogata, Y., 1998. Space-time point-process models for earthquake occurrences, *Annals of Institute of Statistical Mathematics*, 50,379–402.

Ogata, Y., 2002. Slip-size-dependent renewal processes and Bayesian inferences for uncertainties, *Journal of Geophysical Research*, 107, 2268. Doi:10.1029/2001JB000668.

Omori, F., 1894. On the aftershocks of earthquakes, *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*, 7, 111–200.

Ordaz, M. & Reyes, C., 1999. Earthquake hazard in Mexico City: Observations versus computations, *Bulletin of Seismological Society of America*, 89, 1379– 1383.

Ozener, H., Dorgu, A., & Acar, M., 2013. Determination of the displacements along the Tuzla fault (Aegean region-Turkey): Preliminary results from GPS and precise leveling techniques, *Journal of Geodynamics*, 67, 13-20.

Pace, B., Perruzza, L., Lavecchia, G., & Bancio, P., 2006. Layered seismogenic source model and probabilistic seismic-hazard analyses in central Italy, *Bulletin of Seismological Society of America*, 96, 107–132.

Pace, B., Visini, F., & Peruzza, L., 2016. FiSH: MATLAB Tools to Turn Fault Data into Seismic-Hazard Models, *Seismological Research Letters*, 87, 374–386.

Pacheco, J.F., & Sykes, L.R., 1992. Seismic Moment Catalog of Large, Shallow Earthquakes, 1900-1989, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1306-1349. Doi: 10.1785/BSSA0820031306.

Palyvos, N., Pavlopoulos, K., Froussou, E., Kranis, H., Pustovoytov, K., Forman, S. L., & Minos-Minopoulos, D., 2007. Paleoseismological investigation of the oblique-normal Ekkara ground rupture zone accompanying the M 6.7–7.0 earthquake on 30 April 1954 in Thessaly, Greece: Archaeological and geochronological constraints on ground rupture recurrence, *Journal of Geophysical Research*, 115, B06301, Doi:10.1029/2009JB006374.

Panagiotopoulos, D., Papadimitriou, E. E., Papaioannou, Ch., Scordilis, E. M., & Papazachos, B. C., 1993. Source properties of the 21 December 1990 Goumenissa earthquake in Northern Greece, Proc. 2nd Congr. Hellenic Geophysical Union, May 5-8, 1993, Florina, Greece.

Pantosti, D., Martini, P.M.D., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F., and Stavrakakis, G., 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures, central Greece, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 760–780. Doi: 10.1785/0120000051.

Pantosti, D., Martini, P.M.D., Papanastassiou, D., Lemeille, F., Palyvos, N., and Stavrakakis, G., 2004, Paleoseismological trenching across the Atalanti fault (central Greece): Evidence for the ancestors of the 1894 earthquake during the middle ages and roman times, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 531–549. Doi: 10.1785/0120020207.

- Papadimitriou, E. E., 1993. Focal mechanisms along the convex side of the Hellenic Arc, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 140, 401-426.
- Papadimitriou, E. E., & Sykes, L. R., 2001. Evolution of the stress field in the northern Aegean Sea (Greece), *Geophysical Journal International*, 146, 747-759
- Papadimitriou, E. E., & Karakostas, V., 2003. Episodic occurrence of strong ($M_w \geq 6.2$) earthquakes in Thessalia area (Central Greece), *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 395-409.
- Papadimitriou, E., Sourlas, G., & Karakostas, V., 2005. Seismicity variations in the Southern Aegean, Greece, before and after the large ($M 7.7$) 1956 Amorgos earthquake due to evolving stress, *Pure and Applied Geophysics*, 162, 783-804. Doi: 10.1007/s00024-004-2641-z.
- Papadimitriou, E., Karakostas, V., Tranos, M., Rangelov, B., & Gospodinov, D., 2007. Static stress changes associated with normal faulting earthquakes in South Balkan area, *International Journal of Earth Sciences*, 96, 911-924.
- Papadimitriou, E., & Karakostas, V., 2008. Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc, *Acta Geophysica*, 56, 293-312.
- Papadimitriou, E., Karakostas, V., Mesimeri, M., & Vallianatos, F., 2016. The $M_w 6.7$ 12 October 2013 western Hellenic Arc main shock and its aftershock sequence: implications for the slab properties, *International Journal of Earth Sciences*, 105, 2149–2160.
- Papadimitriou, E., Karakostas, V., Mesimeri, M., Chouliaras, G., & Kourouklas, Ch., 2017. The $M_w 6.5$ 17 November 2015 Lefkada (Greece) earthquake: structural interpretation by means of the aftershock analysis, *Pure and Applied Geophysics*, 174, 3869–3888.
- Papadimitriou, E., Bonatis, P., Bountzis, P., Kostoglou, A., Kourouklas, Ch., & Karakostas, V., 2020. The Intense 2020–2021 Earthquake Swarm in Corinth Gulf: Cluster Analysis and Seismotectonic Implications from High Resolution Microseismicity, *Pure and Applied Geophysics*, 179, 3131-3155. Doi: 10.1007/s00024-022-03135-4.
- Papadimitriou, P., Kassaras, I., Kaviris, G., Tselentis, G.-A., Voulgaris, N., Lekkas, E., Chouliaras, G., Evangelidis, C., Pavlou, K., Kapetanidis, V., Karakostas, A., Kazantzidou-Firtinidou, D., Fountoulakis, I., Millas, C., Spingos, I., Aspiotis, T., Moumoulidou, A., Skourtsos, E., Antoniou, V., Andreadakis, E., Mavroulis, S., & Kleanthi M., 2018. The 12th June 2017 $M_w = 6.3$ Lesvos earthquake from detailed seismological observations, *Journal of Geodynamics*, 115, 23–42. Doi:10.1016/j.jog.2018.01.009.
- Papaioannou, Ch. A., & Papazachos, B. C., 2000. Time-Independent and Time-Dependent Seismic Hazard in Greece Based on Seismogenic Sources, *Bulletin of Seismological Society of America*, 90, 22-33.
- Papanastassiou, D., Gaki-Papanastasiou, K., Maroukian, H., 2005. Recognition of past earthquakes along the Sparta fault (Peloponnesus, southern Greece) during the Holocene, by combining results of different dating techniques, *Journal of Geodynamics*, 40, 189–199.
- Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P. & Ballas, D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry, *Marine Geology*, 190, 465–492. Doi:10.1016/S0025-3227(02)00359-6.

- Papanikolaou, I.D., Roberts, G., Deligiannakis G., Sakellariou, A., & Vassilakis E., 2013. The Sparta Fault, Southern Greece: From segmentation and tectonic geomorphology to seismic hazard mapping and time dependent probabilities, *Tectonophysics*, 597-598, 85-105. Doi: 10.1016/j.tecto.2012.08.031
- Papanikolaou, D., Nomikou, P., Papanikolaou, I., Lampridou, D., Rousakis, G., & Alexandri, M., 2019. Active tectonics and seismic hazard in Skyros basin, North Aegean Sea, Greece, *Marine Geology*, 407, 94-110.
- Papazachos, B. C., 1980. Seismicity rates and long term earthquake prediction in the Aegean area, *Quaterniones Geodaesiae*, 3, 171– 190.
- Papazachos, B. C., 1989. A time-predictable model for earthquake generation in Greece, *Bulletin of Seismological Society of America*, 79, 77–84.
- Papazachos, B. C., & Comninakis, P. E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, *Journal of Geophysical Research*, 76, 8517–8533. Doi:10.1029/jb076i035p08517
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M., & Rocca, A.C., 1984. Seismic faults in the Aegean Area, *Tectonophysics*, 106, 71-85.
- Papazachos, B. C., Hatzidimitriou, P. M., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., & Tsokas, G. N., 1993. Rupture zones and active crustal deformation in southern Thessaly, central Greece, *Bolletino Geof. Teor. Appl.* 139, 363–374.
- Papazachos, B. C., Karakaisis, G. F., Papadimitriou, E. E., & Papaioannou, C. A., 1997a. The regional time and magnitude predictable model and its application to the Alpine-Himalayan belt, *Tectonophysics*, 271, 295–323.
- Papazachos, B. C., Papaioannou, Ch. A., Papazachos, C. B., & Savvaidis, A. S., 1997b. A data bank of macroseismic information for the shallow earthquakes on the southern Balkan area, *IASPEI 29th General Assembly*, 18-28 August 1997, Thessaloniki, Greece.
- Papazachos, B. C., Papaioannou, Ch. A., Papazachos, C. B., & Savvaidis, A. S., 1997c. Atlas of isoseismal maps of strong ($M \geq 5.5$) shallow ($h < 60 \text{ km}$) earthquakes in Greece and surrounding area 426BC-1995, *Geophysical Laboratory of University of Thessaloniki*, 4, pp. 187.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. & Louvari, E.K., 1998. Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implications, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 39, 199–218.
- Papazachos, B. C., & Papazachou, C. B. (2003). The earthquakes of Greece (p. 273). Ziti publications.
- Papazachos, B. C., Mountrakis, D. M., Papazachos, C. B., Tranos, M. D., Karakaisis, G. F., & Savvaidis, A. S., 2001a. The faults which have caused the known major earthquakes in Greece and surrounding region between the 5th century BC and today. Proceedings of 2nd National Conference Anti-Seismic Engineering and Technical Seismology, 17–26, Technical Chamber of Greece, Thessaloniki, Greece.
- Papazachos, C. B., Karakostas, B. G., Karakaisis, G. F., & Papaioannou, C. A., 2001b. The Athens 1999 mainshock ($M_w=5.9$) and the evolution of its aftershock sequence, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34(4), 1581–1586. Doi:10.12681/bgsg.17266.
- Papazachos, B. C., Scordilis, M. E., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B. & Karakaisis, G. F., 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 36(3), 1482–1489.

- Papazachos, B. C., Karakaisis, G. F., Scordilis, E. M., & Papazachos, C. B., 2006. New observational information on the precursory accelerating and decelerating strain energy release, *Tectonophysics*, 423, 83–96. Doi:10.1016/j.tecto.2006.03.004
- Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., & Papazachos, C. B., 2010. *A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901–2010*, Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki, Greece.
- Papoulia, P., Nicolich, R., Makris, J., Slejko, D., Mascle, J., Papadopoulos, G., Anagnostou, Ch., Camera, L., Daskalaki, E., Fasoulaka, Ch., Fokaefs, A., Fountoulis, I., Garcia, J., Gulkan, P., Mariolakos, I., Pomonis, A., Santulin, M., Tsambas, A., Wardell, N., & Yalciner, A., 2014. A new seismogenic model for the Kyparissiakos Gulf and western Peloponnese (SW Hellenic Arc), *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 55, 405–432.
- Παραδεισοπούλου, Π., 2009. Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας του ελληνικού χώρου σε σύνδεση με τις μεταβολές του πεδίου των τάσεων, σελ. 291, Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Paradisopoulou, P. M., Papadimitriou, E. E., Karakostas, V. G., Taymaz, T., Kilias, A., & Yolsal, S., 2010. Seismic hazard evaluation in Western Turkey as revealed by stress transfer and time-dependent probability calculations, *Pure and Applied Geophysics*, 167, 1013–1048. Doi: 10.1007/s00024-010-0085-1.
- Parsons, T., 2008. Earthquake recurrence on the south Hayward fault is most consistent with a time dependent, renewal process, *Geophysical Research Letters*, 32, L21301. Doi: 10.1029/2008GL035887.
- Parsons, T., & Geist, E.L., 2012. Were global M 8.3 earthquake time intervals random between 1900 and 2011?, *Bulletin of Seismological Society of America*, 102, 1583–1592.
- Parsons, T., Console, R., Falcone, G., Murru, M., & Yamashina K., 2012. Comparison of characteristic and Gutenberg–Richter models for time-dependent $M \geq 7.9$ earthquake probability in the Nankai-Tokai subduction zone, Japan, *Geophysical Journal International*, 190, 1673–688. Doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05595.x
- Parsons, T., Geist, E. L., Console, R., & Carluccio, R., 2018. Characteristic earthquake magnitude frequency distributions on faults calculated from consensus data in California, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123. Doi: 10.1029/2018JB01653
- Paton, S., 1992. Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey, *Journal of the Geological Society*, 149, 1031–1044.
- Pavlidis, S.B., & Tranos, M.D., 1991. Structural characteristics of two strong earthquakes in the North Aegean: Ierissos (1932) and Agios Efstratios (1968), *Journal of Structural Geology*, 13, 205–214.
- Peng, C.K., Buldyrev, S.V., Havlin, S., Simons, M., Stanley, H.E., & Goldberger, A.L., 1994. Mosaic organization of DNA nucleotides, *Physical Review E*, 49, 1685. Doi: 10.1103/PhysRevE.49.1685.
- Perissoratis, C., & van Andel, T. H., 1991. Sea-level changes and tectonics in the Quaternary extensional basin of the South Evvoikos Gulf, Greece, *Terra Nova*, 3, 294–302.
- Perissoratis, C., Angelopoulos, I., Mitropoulos, D., and Michailidis, S., 1991. Surficial sediment map of the Aegean Sea floor Scale 1:200,000. Athens: Pagasitikos sheet, IGME.
- Perouse, E., 2013. *Cinématique et tectonique active de l'Ouest de la Grèce dans le cadre géodynamique de la Méditerranée Centrale et Orientale*, PhD Thesis, Université Orsay - Paris Sud, Paris XI.

- Pérouse, E., Sébrier, M., Braucher, R., Braucher, R., Chamot-Rooke, N., Bourles, D., Briole, P., Sorel, D., Dimitrov, D. & Arsenikos, S., 2017. Transition from collision to subduction in Western Greece: the Katouna–Stamna active fault system and regional kinematics, *International Journal of Earth Sciences*, 106, 967–989. Doi: 10.1007/s00531-016-1345-9
- Peruzza, L., & Pace, B., 2002. Sensitivity analysis for seismic source characteristics to probabilistic seismic hazard assessment in central Appennines (Abruzzo area), *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 43, 79–100.
- Petersen, M. D., Cao, T., Campbell, K. W., & Franke, A. D., 2007. Time independent and time-dependent seismic hazard assessment for the state of California: Uniform California earthquake rupture forecast model 1.0, *Seismological Research Letters*, 78, 99–109.
- Pirazzoli, P.A., Laborel, J., & Stiros, S.C., 1996. Earthquake clustering in the eastern Mediterranean during historical times, *Journal Geophysical Research*, 101, 6083–6097.
- Polidoro, B., Iervolino, I., Chioccarelli, E., & Giorgio, M., 2013. In: Proceedings of 11th conference on structural safety and reliability ICOSSAR 13, New York, June 16–20.
- Pollitz, F. F. (2011). Epistemic uncertainty in California-wide synthetic seismicity simulations, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, 2481–2498.
- Pollitz, F. F. (2012). ViscoSim earthquake simulator, *Seismol. Res. Lett.* 83, 979–982.
- Pollitz, F. F., and D. Schwartz (2008). Probabilistic seismic hazard in the San Francisco Bay area based on a simplified viscoelastic–cycle model of fault interactions, *J. Geophys. Res.* 113, no. B05409, doi: 10.1029/2007JB005227.
- Reid, H. F., 1911. The elastic-rebound theory of earthquakes, *University of California Publications, Bulletin of Department of Geological Science*, 6, 413–444.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintan, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi R., & Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, 111. Doi:10.1029/2005JB004051.
- Reiter, L., 1990. Earthquake Hazard Analysis. Columbia University Press, New York, p. 154.
- Rice, J. R., 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault. In *Fault mechanics and transport properties of rocks; a festschrift in honour of W. F. Brace*. Editors B. Evans and T. Wong. San Diego, CA, USA: Academic Press, 475–503.
- Richards-Dinger, K., & Dieterich, J. H., 2012. RSQSim earthquake simulator, *Seismological Research Letters*, 83, 983–990. Doi: 10.1785/0220120105
- Rikitake, T., 1974. Probability of earthquake occurrence as estimated from crustal strain, *Tectonophysics*, 23, 299–312.
- Rikitake, T., 1976. Recurrence of great earthquakes at subduction zones, *Tectonophysics*, 35, 335–362.
- Rikitake, T., 1982. *Earthquake forecasting and warning*, pp. 402, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht.
- Rhoades, D. A., & Evison, F. F., 2004. Long-range earthquake forecasting with every earthquake a precursor according to scale, *Pure and Applied Geophysics*, 161, 47–72.

- Roberts, G. P., & Ganas, A., 2000. Fault-slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: comparison with focal mechanism and geodetic data, *Journal of Geophysical Research*, 105 (23). 443–462. doi:10. 1029/1999jb900440
- Robinson, R. & Benites, R., 1996. Synthetic seismicity models for the Wellington Region, New Zealand: Implications for the temporal distribution of large events, *Geophys. Res. Lett.*, **101**(B12), 27,833–27,844.
- Robinson, R., Van Dissen, R. & Litchfield, N., 2011. Using synthetic seismicity to evaluate seismic hazard in the Wellington region, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **187**, 510–528.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., & Theodulidis, N., 2015. Stochastic ground-motion simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake, *Bulletin of Seismological Society of America*, 94, 1036–1052.
- Rundle, J.B., 1988. A physical model for earthquakes. 2. Application to southern California, *Journal of Geophysical Research*, 93, 6255–6274.
- Rundle, J. B., & Klein, W., 1993. Scaling and critical phenomena in a cellular automaton slider-block model for earthquakes, *Journal of Statistical Physics*, 72, 405–412, Doi:10.1007/BF01048056.
- Rundle, J. B., P. B. Rundle, A. Donnellan, D. Turcotte, R. Scherbakov, P. Li, B. D. Malamud, L. B. Grant, G. C. Fox, D. McLeod, et al. (2005). A simulation-based approach to forecasting the next great San Francisco earthquake, *Proc. Natl. Acad. Sci. Unit. States Am.* 102, no. 43, 15,363–15,367.
- Rundle, P., J. Rundle, K. Tiampo, A. Donnellan, and D. Turcotte (2006). Virtual California: Fault model, frictional parameters, Applications, in *Computational Earthquake Physics: Simulations, Analysis and Infrastructure*, Part I, X. Yin, P. Mora, A. Donnellan, and M. Matsu'ura (Editors), *Pure and Applied Geophysics, Topical Volumes*, Vol. 163, no. 9, 1819–1846.
- Sachpazi, M., Laigle, M., Charalampakis, M., Sakellariou, D., Flueh, E., Sokos, E., Daskalaki, E., Galve, A., Petrou, P., & Hirn, A., 2016. Slab segmentation controls the interplate slip motion in the SW Hellenic subduction: New insight from the 2008 Mw 6.8 Methoni interplate earthquake, *Geophysical Research Letters*, 43, 9619–9626. Doi: 10.1002/ 2016GL070447.
- Saichev, A. & Sornette, D., 2006. Universal distribution of interearthquake times explained, *Physical Review Letters*, 97, 078501. Doi: 10.1103/PhysRevLett.97.078501.
- Sakellariou, N., Kouskouna, V., & Makropoulos, K., 2010. *Macroseismic Intensities in Central-Southern Peloponnese during the 19th century*, National and Kapodistrian University of Athens, Greece, Internal Report.
- Sakellariou, D., Rousakis, G., Vougioukalakis, G., Ioakim, C., Panagiotopoulos, I., Morfis, I., Zimianitis, E., Athanasoulis, K., Tsampouraki-Kraounaki, K., & Mpardis, D., 2016. Deformation pattern in the western North Aegean Trough: preliminary Results, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 50(1), 124–133. Doi:10.12681/bgsg.11708.
- Sakellariou, D., & Tsampouraki-Kraounaki, K., 2016. Offshore faulting in the Aegean Sea: A synthesis based on bathymetric and seismic profiling data, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50(1), 134–143. Doi: 10.12681/bgsg.11712.
- Sakellariou D., Drakopoulou V., Rousakis G., Livanos I., Loukaidi V., Kyriakidou Ch., Morfis I., Panagiotopoulos I., Tsampouraki-Kraounaki K., Manta K. (2022). Geomorphological Features. In Otero, M., Mytilineou, C. (Eds.),



- Deep-sea Atlas of the Eastern Mediterranean Sea (19-121 pp.). IUCN-HCMR DeepEastMed Project. Publisher, IUCN Gland, Malaga.
- Sboras, S., Lazos, S., Mouzakiotis, E., Karastathis, V., Pavlides, S., Chatzipetros, A., 2020. Fault modelling, seismic sequence evolution and stress transfer scenarios for the July 20, 2017 (Mw6.6) Kos-Gokova Gulf earthquake, SE Aegean. *Acta Geophysica* 68, 1245–1261. <https://doi.org/10.1007/s11600-020-00471-8>.
- Scholz, C. H., 2002. *The mechanics of earthquake and faulting*. 3rd edn. Cambridge University Press, 504pp.
- Schwarz, G., 1978. Estimating the dimension of a model, *Annals of Statistics*, 6, 461–464. Doi: 10.1214/aos/1176344136.
- Schwartz, D. P., & Coppersmith, K. J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from Wasatch and San Andreas fault zones, *Journal of Geophysical Research*, 89, 5681–5698.
- Scordilis, E., Karakaisis, G. F., Karakostas, V., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E., & Papazachos, B. C., 1985. Evidence for Transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island Earthquake Sequence of 1983, *Pure and Applied Geophysics*, 123, 388–397.
- Schultz, K.W., M. R. Yoder, J. M. Wilson, E. M. Heien, M. K. Scabs, J. B. Rundle, and D. L. Turcotte (2017). Parametrizing physics-based earthquake simulations, *Pure Appl. Geophys.* 174, 2269–2278.
- Shimazaki, K., & Nakata, T., 1980. Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 7, 279–282.
- Slejko, D., Santulin, M., Garcia, J., Papoulia, J. Daskalaki, E., Fasu-laka, Ch., Fokaefs, A., Ilinski, D., Mascle, J., Makris, J., Nicol-ich, R., Papadopoulos, G. A., Tsambas, A., and Wardell, N., 2010. SEAHELLARC Working Group. Preliminary seismic hazard assessments for the area of Pylos and surrounding region (SW Peloponnese), *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 51, 163–186.
- Stavarakakis, G.N., & Tselentis, G.A., 1987. Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the main seismogenic zones of Greece, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 29, 51–63, 1987.
- Stein, R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, 402, 605–609.
- Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H., 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophysical Journal International*, 128, 594–604.
- Stein, S., & Newman, A., 2004. Characteristic and uncharacteristic earthquakes as possible artifacts: application to the New Madrid and Wabash seismic zones, *Seismological Research Letters*, 75, 173–187.
- Stein, S., Friedrich, A., & Newman, A., 2005. Dependence of possible characteristic earthquakes on spatial sampling: illustration for the Wasatch seismic zone, Utah, *Seismological Research Letters*, 76, 432–436.
- Stephens, M. A., 1974. EDF statistics for goodness of fit and some comparisons, *Journal of American Statistical Association*, 64 (374), 730–737. Doi:10.2307/2286009.
- Stirling, M. W., Wesnousky, S. G., & Shimazaki, K., 1996. Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude–frequency distribution for strike-slip faults: a global survey, *Geophysical Journal International*, 124, 833–868, Doi: 10.1111/j.1365246X.1996.tb05641.x.
- Stiros, S. C., Pirazzoli, P. A., Laborel, J., & Laborel-Deguen, F., 1994. The 1953 Earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): Coastal uplift and halotectonic faulting, *Geophysical Journal International*, 117, 834–849. Doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb02474.x.

Stiros, S., 2001. The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data, *Journal of Structural Geology*, 23, 545-562.

Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R. M. W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J. M., Scotti, O., Zivcic, M., Albin, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Vigano, D., & Giardini, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899, *Journal of Seismology*, 17, 523–544 Doi: 10.1007/s10950-012-9335-2.

Sykes, L. R., & Menke, W., 2006. Repeat times of large earthquakes: implications for earthquake mechanics and long-term prediction. *Bulletin of Seismological Society of America*, 96, 1569–1596. Doi: 10.1785/0120050083.

Sykes, L. R., & Jaume, S. C., 1990. Seismic activity on neighbouring faults as a long-term precursor to large earthquakes in San Francisco Bay area, *Nature*, 348, 595–599

Shaw, B. E., Fry, B., Nicol, A., Howell, A., & Gerstenberger, M., 2022. An earthquake simulator for New Zealand. *Bulletin of Seismological Society of America*, 112, 763–778. Doi: 10.1785/0120210087.

Ταξείδης, Κ., 2003. *Μελέτη της ιστορικής σεισμικότητας των Νήσων του Ανατολικού Αιγαίου*, σελ. 310, Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Ε.Κ.Π.Α.

Taymaz, T., Jackson, J., & Westaway, R., 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic trench near Crete, *Geophysical Journal International*, 102, 695-731.

Taymaz, T., Jackson, J. A., & McKenzie, D. P., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106, 433–490.

Toda, S., Stein, R.S., Reasenberg, P.A. & Dieterich, J.H., 1998. Stress transferred by the Mw = 6.5 Kobe, Japan, shock: effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *Journal of Geophysical Research*, 103, 24–24 565.

Touati, S., Naylor, M., & Main, I.G., 2009. Origin and nonuniversality of the earthquake interevent time distribution, *Physical Review Letters*, 102, 168501. Doi: 10.1103/PhysRevLett.102.168501.

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

Triantafyllou, I., Papadopoulos, G.A., & Lekkas, E., 2020. Impact on built and natural environment of the strong earthquakes of April 23, 1933, and July 20, 2017, in the Southeast Aegean Sea, eastern Mediterranean, *Natural Hazards*, 100, 671–695. Doi: 10.1007/s11069-019-03832-9.

Tsapanos, T. M., Papadopoulos, G. A., & Galanis, O. Ch., 2003. Time independent seismic hazard analysis of Greece deduced from Bayesian statistics, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 129–134. Doi:10.5194/nhess-3-129-2003.

Tullis, T. E., 2012a. Preface to the focused issue on earthquake simulators, *Seismological Research Letters*, 83, 957–958. Doi:10.1785/0220120122

Tullis, T. E., Richards-Dinger, K., Barall, M., Dieterich, J. H., Field, E. H., Heien, E. M., Kellogg, L. H., Pollitz, F. F., Rundle, J. B., Sachs, M. K., Turcotte, D. L., Ward, S. N. & Yikilmaz, M. B., 2012b. Comparison among observations

- and earthquake simulator results for the allcal2 California fault model, *Seismological Research Letters*, 83, 994–1006.
- Tur, H., Yaltırak, C., Elitez, I., & Sankavak, K.T., 2015. Pliocene–Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey, *Tectonophysics*, 638, 158–176. Doi: 10.1016/j.tecto.2014.11.008.
- Underhill, J. R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 613–634.
- Valentini, A., Visini, F., & Pace, B., 2017. Integrating faults and past earthquakes into a probabilistic seismic hazard model for peninsular Italy, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 2017–2039. Doi:10.5194/nhess-17-2017-2017.
- Valentini, A., Pace, B., Boncio, P., Visini, F., Pagliaroli, A., & Pergalani, F., 2019. Definition of seismic input from fault-based PSHA: Remarks after the 2016 central Italy earthquake sequence. *Tectonics*, 38 (2), 595–620. Doi:10.1029/2018TC005086.
- Vamvakaris, D. A., Papazachos, C. B., Papaioannou, C. A., Scordilis, E. M., & Karakaisis, 2016. A detailed seismic zonation model for shallow earthquakes in the broader Aegean area, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16, 55–84. Doi:10.5194/nhess-16-55-2016.
- Vere-Jones, D., 1978. Earthquake prediction—a statistician’s view, *Journal of Physics of Earth*, 26, 129–146.
- Vere-Jones, D., & Deng, Y. L., 1988. A point process analysis of historical earthquakes from North China, *Earthquake Research in China*, 2, 165–181.
- Vernant, P., Reilinger, R., McClusky, S., 2014. Geodetic evidence for low coupling on the Hellenic subduction plate interface, *Earth and Planetary Science Letters*, 385, 121–129. Doi: 10.1016/j.epsl.2013.10.018.
- Voulgaris, N., Kassaras, I., Papadimitriou, P., & Delibasis, N., 2000. Preliminary results of the Athens September 7, 1999 aftershock sequence, *Annales Geologiques des Payes Helleniques*, 38, 29–40.
- Walker, R. T., Claisse, S., Telfer, M., Nissen, E., England, P., Bryant, C., Bailey, R., 2010. Preliminary estimate of Holocene slip rate on active normal faults bounding the southern coast of the Gulf of Evia, central Greece, *Geosphere*, 6, 583–593. Doi: 10.1130/GES00542.1.
- Ward, S.N., 2000. San Francisco Bay area earthquake simulators: a step toward a standard physical earthquake model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 370–386.
- Weglarczyk, S. & Lasocki, S., 2009. Studies of short and long memory in mining-induced seismic processes, *Acta Geophysica*, 57, 696–715.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 974–1002.
- Werner, M.J., Ide, K., & Sornette, D., 2011. Earthquake forecasting based on data assimilation: Sequential Monte Carlo methods for renewal point processes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 18, 49–70. Doi: 10.5194/npg-18-49-2011.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F., 2013. Generic mapping tools: Improved version released, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 2013, 94, 409–410.
- Wesnousky, S. G., 1994. The Gutenberg–Richter or characteristic earthquake distribution, which is it?, *Bulletin of Seismological Society of America*, 84(6), 1940–1959.

- Wiemer, S. & Wyss, M., 2000. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western US and Japan, *Bulletin of Seismological Society of America*, 90, 859–869.
- Wilcoxon, F., 1945. Individual comparisons by ranking methods, *Biometrics*, 1, 80–83
- Wilson, J. M., M. R. Yoder, J. B. Rundle, D. L. Turcotte, and K. W. Schultz (2017). Spatial evaluation and verification of earthquake simulators, *Pure Appl. Geophys.* 174, 2279–2293, doi: 10.1007/ s00024-016-1385-x.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP), 1995. Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024, *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 379–439.
- Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP), 2003. *Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay region: 2000 to 2030*, U.S. Geological Survey Circ. 1189.
- Working Group on California Earthquake Probabilities, 2007. *Uniform California earthquake rupture forecast*, US Geological Survey open-file report 2007-1437.
- Yakovlev, G., Turcotte, D.L., Rundle, J.B. & Rundle, P.B., 2006. Simulation-based distributions of earthquake recurrence times on the San Andreas fault system, *Bulletin of Seismological Society of America*, 96(6), 1995–2007.
- Yaltirak, C. & Alpar, B., 2002. Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros, *Marine Geology*, 190, 351–366.
- Zhang, Y., Fan, J., Marzocchi, W., Shapira, A., Hofstetter, R., Havlin, S., & Ashkenazy, Y., 2020. Scaling laws in earthquake memory for interevent times and distances, *Physical Review Research*, 2(1), 013264. Doi: 10.1103/PhysRevResearch.2.013264.
- Zhuang, J., Harte, D., Werner, M. J., Hainzl, S., & Zhou, S., 2012. Basic models of seismicity: Temporal models, *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, doi:10.5078/corssa-79905851.
- Zöller, G., Hainzl, S., Ben-Zion, Y., & Holschneider, M., 2006. Earthquake activity related to seismic cycles in a model for a heterogeneous strike-slip fault, *Tectonophysics*, 423, 137-145. Doi: 10.1016/j.tecto.2006.03.007.
- Zöller, G., Ben-Zion, Y., Holschneider M. & Hainzl, S., 2006. Estimating recurrence times and seismic hazard of large earthquakes on an individual fault, *Geophysical Journal International*, 170, 1300-1310. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03480.x.