

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΚΑΜΠΟΥΡΙΔΗΣ ΑΡΙΣΤΕΙΔΗΣ ΑΕΜ:5612

ΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΔΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2024





ΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΔΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Γεωφυσικής

<u>Επιβλέποντες</u>: Παπαδημητρίου Ελευθερία Κουρούκλας Χρήστος

© Καμπουρίδης Αριστείδης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής, 2024 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. ΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΔΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΜΕΓΑΛΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ – Πτυχιακή Εργασία

© Kampoyridis Aristidis, School of Geology, Dept. of Geophysics, 2024 All rights reserved. CLUSTERING AND PERIODICITY OF THE BIG EARTHQUAKES IN GREECE – Bachelor Thesis

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

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





Abstract
Πρόλογος
Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή
1.1 Εισαγωγή
1.2 Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες των περιοχών μελέτης14
1.3 Σκοπός της εργασίας
1.4 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με την περιοδικότητα και την συσταδοποίηση των ισχυρών σεισμών
Κεφάλαιο 2: Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων
2.1 Κατάλογοι ισχυρών σεισμών για τις τέσσερις περιοχές μελέτης
2.2 Χωρική κατανομή της σεισμικότητας με Μ≥6.0 για τις τέσσερις περιοχές μελέτης 27
Κεφάλαιο 3: Υπολογισμός της μνήμης και της περιοδικότητας των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 για της περιοχές μελέτης (Κορινθιακός Κόλπος, κεντρικά Ιόνια Νησιά, Βόρειο Αιγαίο, Νότιο Αιγαίο)33
3.1 Εισαγωγή
3.2 Χρονική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 για τις τέσσερις περιοχές μελέτης
3.3 Μεθοδολογία υπολογισμού της μνήμης και της περιοδικότητας και αποτελέσματα. 37
3.4 Αποτελέσματα εκτίμησης της μνήμης και της περιοδικότητας των σεισμών με <i>Μ</i> ≥6.0 για τις περιοχές μελέτης
Κεφάλαιο 4: Συμπεράσματα
Βιβλιογραφία



Η παρούσα διπλωματική εργασία επικεντρώνεται στην σεισμικότητα στις περιοχές Κεντρικών Ιονίων Νήσων, Κορινθιακού κόλπου, Βόρειου και Νότιου Αιγαίου πελάγους για σεισμούς που έγιναν από το 1600 μέχρι σήμερα και μεγέθους Μ≥6.0. Σκοπός είναι η χρονική μελέτη καθώς και η πιθανότητα σύνδεσης των σεισμών σε κάθε μια από τις περιοχές ξεχωριστά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Περίληψη

Στο πρώτο κεφάλαιο, περιγράφονται οι σεισμοτεκτονικές ιδιότητες των περιοχών μελέτης και γίνεται μια σύντομη αναφορά σε παλαιότερες μελέτες αντίστοιχες με το αντικείμενο μελέτης της παρούσας εργασίας. Στο δεύτερο κεφάλαιο, γίνεται παρουσίαση και (χωρική και χρονική) ανάλυση των δεδομένων για κάθε μια από τις περιοχές ξεχωριστά. Στο τρίτο κεφάλαιο, γίνεται στατιστική ανάλυση των δεδομένων που παρουσιάστηκαν στο δεύτερο κεφάλαιο περιγραφή των παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για τους σκοπούς της εργασίας και εξαγωγή αποτελεσμάτων. Τέλος, στο τέταρτο κεφάλαιο αναλύονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν και η ερμηνεία που δίνεται από τα αποτελέσματα που βγήκαν από το τρίτο κεφάλαιο.



This diploma thesis concentrates on the seismicity in the Central Ionian Islands, Gulf of Corinth, North and South Aegean seas for earthquakes that occurred from 1600 to the present and of magnitude M≥6.0. The purpose is the temporal study as well as the possibility of connecting the earthquakes in each of regions separately.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Abstract

In the first chapter, the seismotectonic properties of the study areas are described and a brief reference is made to earlier studies corresponding to the subject of the present thesis. In the second chapter, there is a presentation and (spatial and temporal) analysis of the data for each of regions separately. In the third chapter, a statistical analysis of the data presented in the second chapter is made, along with a description of the parameters used for the purpose of this study and the extraction of the results. Finally, the fourth chapter discusses the conclusions and the interpretation given by the results obtained from the third chapter.



Η έγκυρη και ακριβής εκτίμηση της γένεσης των μελλοντικών ισχυρών σεισμών απαιτεί την συνεχή μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της διαδικασίας της σεισμογένεσης. Δύο σημαντικές χρονικές ιδιότητες της σεισμικότητας είναι η συσταδοποίηση (clustering) και η περιοδικότητα (periodicity) των ενδιάμεσων χρόνων (interevent times) των ισχυρών σεισμών. Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η διερεύνηση της συσταδοποίησης και της περιοδικότητας συσταδοποίησης και της περιοδικότητας ισχυρών σεισμών ($M_w \ge 6.0$) σε τέσσερις διακριτές περιοχές του ελληνικού χώρου (κεντρικά Ιόνια νησιά, Κορινθιακός κόλπος, Βόρειο και Νότιο Αιγαίο πέλαγος) και η σύγκριση των μεταξύ τους αποτελεσμάτων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πρόλογος

Στο πρώτο εισαγωγικό κεφάλαιο γίνεται περιγραφή των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων του ελληνικού χώρου και των περιοχών μελέτης, η παρουσίαση του σκοπού και των στόχων της παρούσας εργασίας καθώς και η επισκόπηση της προηγούμενης έρευνας σχετικά με τις χρονικές ιδιότητες της σεισμικότητας. Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα δεδομένα σεισμικότητας που συλλέχθηκαν για την διερεύνηση της συσταδοποίησης και της περιοδικότητας ισχυρών σεισμών (*M*_w≥6.0) στις περιοχές των κεντρικών Ιόνιων νησιών, του Κορινθιακού κόλπου και του Βόρειου και Νότιου Αιγαίου. Ακόμη, παρουσιάζεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικότητας των περιοχών μελέτης.

Στο τρίτο κεφάλαιο, παρουσιάζεται η διαδικασία δημιουργίας των δειγμάτων των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών με *M*_w≥6.0 για κάθε μία από τις τέσσερις περιοχές μελέτης, ενώ παρουσιάζονται συνοπτικά η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε για την μελέτη της συσταδοποίησης και της περιοδικότητας των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών και τα αποτελέσματα της εκτίμησης των παραμέτρων της μεθόδου για τις περιοχές μελέτης. Τέλος, στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα του προέκυψαν κατά την εκπόνηση της παρούσας εργασίας.

Το θέμα της διπλωματικής μου εργασίας μου ανατέθηκε τον Νοέμβριο του 2021 από την Καθηγήτρια του Τομέα Γεωφυσικής Παπαδημητρίου Ελευθερία, στο πλαίσιο του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την κα Παπαδημητρίου και τον Δρ. Κουρούκλα Χρήστος για την πολύτιμη για την πολύτιμη βοήθεια τους, την υποστήριξη που μου παρείχαν όποτε χρειάστηκε και για



Ο Ελληνικός χώρος βρίσκεται σε ένα σύνθετο γεωδυναμικό χώρο όπου πραγματοποιείται η υποβύθιση (subduction) της υπολειμματικής ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική ηπειρωτική λιθοσφαιρική πλάκα στο χώρο του Αιγαίου (Papazachos & Comninakis, 1971) και η ταυτόχρονη σύγκλιση της Αφρικανικής ηπειρωτικής λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα Βόρεια-Βορειοδυτικά (Σχήμα 1.1). Κύριο αποτέλεσμα της υποβύθισης είναι η δημιουργία του Ελληνικού Τόξου (Hellenic Arc) και της οπισθοτόξιας περιοχής (Aegean back arc· LePichon & Angelier, 1979), στην οποία παρατηρείται ανάπτυξη εφελκυστικού πεδίου των τάσεων με διεύθυνση Βορρά-Νότου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή 1.1 Εισαγωνή



Σχήμα 1.1: Χάρτης με τα κύρια γεωδυναμικά χαρακτηριστικά όπου διακρίνονται τα πεδία των τάσεων και τα είδη των ρηγμάτων που επικρατούν σε όλη την έκταση του Ελληνικού χώρου.

Το Ελληνικό Τόξο οριοθετείτε από το αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου (Rhodes Transform Fault· RTF· Papazachos & Papazachou, 2003) στα ανατολικά και από τη δεξιόστροφη Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Kefalonia Transform Fault Zone· KTFZ· Scordilis et al., 1985· Louvari et al., 1999) στα βορειοδυτικά. Επιπλέον, η Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς διαχωρίζει ενεργό περιθώριο του Ελληνικού Τόξου από εκείνο της ηπειρωτικής σύγκρουσης της Απούλιας (Αδριατικής) μικροπλάκας με την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα κατά μήκος των ακτών των Βαλκανίων και της δυτικής Ελλάδας (Papazachos & Papazachou, 2003).

Ακόμη, ο ελληνικός χώρος δέχεται την επίδραση της προς τα δυτικά περιστροφικής κίνησης της μικροπλάκας της Ανατολίας, η οποία εξωθείται από την προς τα βόρεια κίνηση της Αραβικής λιθοσφαρικής πλακάς (Jackson & McKenzie, 1984). Η κίνηση αυτή έχει ως συνέπεια τη δημιουργία της δεξιόστροφης ζώνης ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας. Η Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough Fault Zone) είναι η προέκταση της ζώνης αυτής στο βόρειο Αιγαίο και αποτελεί το ενεργό περιθώριο της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της μικροπλάκας του Αιγαίου (Papazachos et al., 1998).

<u>1.2 Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες των περιοχών μελέτης</u>

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι περιοχές μελέτης της παρούσας εργασίας είναι ο Κορινθιακός κόλπος, η περιοχή των Κεντρικών Ιόνιων Νησιών (Λευκάδα και Κεφαλονιά) και οι περιοχές του Βόρειου και Νότιου Αιγαίου Πελάγους. Ξεκινώντας από δυτικά προς ανατολικά, θα αναφερθούμε πρώτα στις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής των Κεντρικών Ιόνιων Νησιών. Στην περιοχή αυτή αναπτύσσεται η δεξιόστροφη ζώνη μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. Η ζώνη μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς όιακρίνεται σε δύο επιμέρους κλάδους(branches) (Louvari et al., 1999), τον κλάδο της Λευκάδας και τον κλάδο της Κεφαλονιάς (Σχήμα 1.2). Ο πρώτος αναπτύσσεται κατά μήκος των δυτικών ακτών της Λευκάδας, έχει BBA-NNΔ παράταξη (~ 15°) και μήκος ίσο με 35 km (Karakostas et al., 2004· Papadimitriou et al., 2017). Ο κλάδος της Κεφαλονιάς έχει μεγαλύτερο μήκος, που είναι ίσο με 95 km και BA-NΔ παράταξη (~ 35°). Ο τυπικός μηχανισμός γένεσης των σεισμών για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων νησιών έχει παράταξη ζ=38°, κλίση δ=61° και ο τυπικός άξονας Τ έχει παράταξη ξ=261° και κλίση θ=16° και ο τυπικός άξονας Τ έχει παράταξη ξ=34°.



Σχήμα 2: Χάρτης με τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής των κεντρικών Ιόνιων νησιών (Λευκάδα και Κεφαλονιάς), μαζί με τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών με M≥6.0 (Τροποποιημένο από Bonatis et al., 2021).

Η επόμενη περιοχή μελέτης είναι αυτή του Κορινθιακού κόλπου. Σε αυτήν την περιοχή επικρατούν εφελκυστικές τάσεις διεύθυνσης B-N, σε συμφωνία με το γενικό εφελκυστικό πεδίο των τάσεων που αναπτύσσεται στην οπισθοτόξια περιοχή του ελληνικού χώρου (Goldsworthy et al., 2002). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης A-Δ, με τα εξ αυτών να κατανέμονται κατά μήκος της νότια ακτογραμμής του κόλπου (Σχήμα 1.3). Από τις διαθέσιμες λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών προκύπτει ότι τυπικός μηχανισμός σε αυτή την περιοχή έχει παράταξη ζ=128°, κλίση δ=62° και γωνία ολίσθησης λ=18° ενώ ο τυπικός άξονας P έχει παράταξη ξ=198° και κλίση θ=13° και ο τυπικός άξονας T έχει παράταξη ξ=198° και κλίση θ=2000.



Σχήμα 1.3: Χάρτης με τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου, μαζί με τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών με Μ≥5.0 (Τροποποιημένο από Console et al., 2015).

Η τρίτη περιοχή μελέτης, το νότιο Αιγαίο, ανήκει και αυτή στο εφελκυστικό Γεωλο πεδίο των τάσεων που της οπισθώτοξης περιοχής (Σχήμα 1.4). Αυτή η περιοχή κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα και εφελκυστικό πεδίο τάσεων μιας και ανήκει στην ζώνη κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης. Αυτό συμβαίνει, όπως είπαμε και προηγουμένως, εξαιτίας της αύξησης της ταχύτητας της κίνησης από βορά προς νότο της μικροπλάκας του Αιγαίου έτσι ώστε η ταχύτητα στο νοτιότερο όριο του νότιου Αιγαίου να είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα στο βόρειο όριο της περιοχής του νοτίου Αιγαίου και να αναπτύσσεται εφελκυστικό πεδίο των τάσεων. Από τις λύσεις για των μηχανισμών γένεσης των σεισμών προκύπτουν δύο τυπικά ρήγματα που αναπτύσσονται σε αυτήν την περιοχή και έχουν παράταξη ζ=269°, κλίση δ=43°και γωνία ολίσθησης λ=-89° το πρώτο και παράταξη ζ=88°, κλίση δ=47° και γωνία ολίσθησης λ=-91° το δεύτερο ενώ ο τυπικός άξονας Τ έχει παράταξη ξ=179° και κλίση θ=2°. Αυτές οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης μας δίνουν όντως μια περιοχή όπου επικρατούν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ και η διαφορά ανάμεσά τους οφείλεται στο προς ποια κατεύθυνση βυθίζονται τα ρήγματα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 1.4: Χάρτης με τα κύρια ρήγματα του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου, μαζί με τους καταγεγραμμένους ισχυρούς σεισμούς με μεγέϑη Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή από το 1493 (Τροποποιημένο από Κουρούκλας, 2023). Τέλος η τέταρτη περιοχή μελέτης είναι αυτή του του βόρειου Αιγαίου. Σε αυτήν την περιοχή αναπτύσσεται ένα σύστημα δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που ανήκει στη ζώνη ρηγμάτων της βόρειας Ανατολίας και οφείλεται στην προς δυτικά κίνηση της πλάκας της Ανατόλιας και αυτή με την σειρά της ωθεί σε κίνηση την μικροπλάκα του Αιγαίου (Σχήμα 1.5). Επίσης σε αυτήν την περιοχή αναπτύσσονται και μικρότερα κανονικά ρήγματα που οφείλονται στην ταχύτερη κίνηση της πλάκας του Αιγαίου σε σχέση με αυτήν της Ανατόλιας. Από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών προκύπτει ότι ένα τυπικό ρήγμα που αναπτύσσεται στην περιοχή αυτή έχει παράταξη ζ=238°, κλίση δ=88° και γωνία ολίσθησης λ=174° ενώ ο τυπικός άξονας Ρ έχει παράταξη ξ=104° και κλίση θ=6° και ο τυπικός άξονας Τ έχει παράταξη ξ=14° και κλίση θ=3°. Και εδώ οι μηχανισμοί γένεσης μας δίνουν δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης όπως και στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους αλλά εδώ με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 1.5: Χάρτης με τα κύρια ρήγματα του Βορείου Αιγαίου, μαζί με την επικεντρική κατανομή των ισχυρών σεισμών με μεγέθη Μ≥5.2 που έγινα στην περιοχή από το 1964 και τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης (Τροποποιημένο από Rhoades et al., 2010).

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη των ιδιοτήτων της μνήμης (memory) και της περιοδικότητας (periodicity) των ενδιάμεσων χρονικών διαστημάτων των ισχυρών σεισμών με μεγέθη *M*≥6.0 για κάθε μία τις 4 περιοχές μελέτης (Κορινθιακός κόλπος, Κεντρικά Ιόνια Νησιά, Βόρειο και Νότιο Αιγαίο). Αυτές οι περιοχές επιλέχθηκαν γιατί είναι από τις πιο ενεργές σεισμικά στον Ελληνικό χώρο και συνδέονται με τη γένεση σημαντικού αριθμού ισχυρών σεισμών με *M*≥6.0. Επίσης, εμφανίζουν διαφορετικά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά και αυτό αποτέλεσε βασικό κριτήριο για την επιλογή τους έτσι ώστε να γίνει η μεταξύ τους σύγκριση.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

3 Σκοπός της εργασίας

Η μελέτη των χρονικών ιδιοτήτων της μνήμης και της περιοδικότητας της σεισμικότητας θα πραγματοποιηθεί με την εφαρμογή που έχουν προτείνει οι Griffin et al. (2020). Κύριος στόχος είναι η διερεύνηση της συχνότητας εμφάνισης ισχυρών σεισμών και το κατά πόσο αυτή βρίσκεται σε συμφωνία σύμφωνη με την θεωρία ελαστικής ανάπαλσης (elastic rebound theory) του Reid (1910), η οποία υποστηρίζει ότι η γένεση των ισχυρών σεισμών είναι περιοδική ή αν υπάρχει κάποια χρονική συσχέτιση και συσταδοποίηση (clustering) μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών. Για την δεύτερη προσέγγιση έχει προταθεί από τους Grant and Sieh (1994), Sieh et al. (2008) ο όρος υπερκύκλος (supercycle). Ο συγκεκριμένος όρος χαρακτηρίζει την σεισμική συμπεριφορά κατά την οποία απελευθερώνεται συσσωρευμένη τάση με πολλαπλούς σεισμούς σε μικρή σχετικά χρονική περίοδο οι οποίοι δεν είναι ανεξάρτητοι ο ένας από τον άλλον (Salditch et al., 2020) ακολουθούμενοι από μεγάλες περιόδους σεισμικής ηρεμίας.

<u>1.4 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με την περιοδικότητα και την συσταδοποίηση των</u> ισχυρών σεισμών

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, σε αυτήν την εργασία θα ακολουθήσουμε την διαδικασία που ακολουθήθηκε στην εργασία των Griffin et al.(2020) για τον Ελληνικό χώρο με σκοπό να μελετήσουμε τους χρόνους επαναληψημότητας των μεγάλων σεισμών και το κατά πόσο ακολουθούν μια τυχαία διαδικασία Poisson ή είναι ομαδοποιημένοι με διαστήματα ηρεμίας να εναλλάσσονται με διαστήματα έντονης σεισμικής δραστηριότητας. Ωστόσο, η εργασία των Griffin et al.(2020) δεν είναι η μοναδική που προσπάθησε να προσεγγίσει το συγκεκριμένο θέμα. Το πρόβλημα με την χρονική κατανομή των σεισμών είναι κάτι που απασχολεί την επιστημονική κοινότητα παγκοσμίως με αρκετούς επιστήμονες να προσπαθούν να βρουν το μοντέλο που εξηγεί καλύτερα αυτήν την κατανομή με σκοπό την πρόβλεψη της σεισμικής επικινδυνότητας τόσο βραχυπρόθεσμα όσο και μακροπρόθεσμα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Sykes and Menke (2006) προτείνουν ότι μια μακροπρόθεσμη πρόβλεψη ισχυρών σεισμών είναι περισσότερο εφικτή από μια βραχυπρόθεσμη. Χρησιμοποιώντας δείγματα από μεγάλους σεισμούς που έγιναν σε ζώνες υποβύθισης και μετασχηματισμού όπως η ζώνη υποβύθισης της Nankai, το ρήγμα της Νότιας Αλάσκας, το τμήμα Gerede από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, την ζώνη υποβύθισης της Cascadia και τμήματα από το ρήγμα του San Andreas (Τμήμα Peninsular, Parkfield, Νότια Καλιφόρνια, Hayward) βρίσκουν τους χρόνους επαναληψημότητας των σεισμών και τις κανονικοποιημένες τυπικές αποκλίσεις. Με βάση αυτήν την διαδικασία που ακολούθησαν και τα αποτελέσματα που έβγαλαν προτείνουν ότι είναι δύσκολο να προβλεφθεί το μοντέλο που ακολουθεί μια σεισμική ακολουθία (λογαριθμικό, γάμμα, Weibull) αλλά μπορεί να αποκλειστεί μια διαδικασία Poisson.

Ο Scholz (2019) στην προσπάθεια του να προβλέψει την συμπεριφορά των ρηγμάτων που μπορούν να προκαλέσουν μεγάλους σεισμούς εξετάζει την πιθανότητα ένας σεισμός να πυροδοτεί τον επόμενο οδηγώντας έτσι σε ομαδοποίηση των μεγάλων σεισμών. Προτείνει ότι για να συμβεί κάτι τέτοιο θα πρέπει ο πυροδοτούμενος σεισμός να βρίσκεται στο τέλος του σεισμικού κύκλου που σημαίνει ότι οι σεισμικοί κύκλοι μεταξύ 2 ρηγμάτων να συγχρονίζονται κάτι που χαρακτηρίζεται εδώ ως κλείδωμα φάσης. Σε αυτήν την εργασία συζητιούνται οι προϋποθέσεις υπό τις οποίες θα μπορέσει να σεισμός να πυροδοτήσει έναν άλλον. Στο ρήγμα ολίσθησης στην περιοχή Mojave της Νότιας Καλιφόρνιας μελετήθηκε ο ρυθμός ολίσθησης για κάθε ένα από τα υποπαράλληλα ρήγματα που έσπασαν κατά την δεκαετία του 1990 δίνοντας αρκετούς μεγάλους σεισμούς διαχωρίζοντας τα με αυτόν το τρόπο σε ομάδες ενώ στην στο σύστημα ρηγμάτων στην Νότια Ισλανδία μελετήθηκε η απόσταση των ρηγμάτων και κατά πόσο αυτή επηρεάζει θετικά ή αρνητικά την πυροδότηση. Στην περίπτωση της Νότιας Καλιφόρνιας, με την εφαρμογή του μοντέλου του βγαίνει το συμπέρασμα ότι η μεταφορά στατικής τάσης οδηγεί σε αποσυντονισμό ενώ η μεταφορά δυναμικών τάσεων οδηγεί το σύστημα σε συντονισμό και για διαφορές στις ταχύτητες ολίσθησης από 20% έως 30% δεν μπορεί να υπάρξει συγχρονισμός. Στην περίπτωση της Νότιας Ισλανδίας εφαρμόζεται η μέθοδος του πλησιέστερου γείτονα σύμφωνα με την οποία η πυροδότηση εξαρτάται από την απόσταση από το ρήγμα του πρώτου σεισμού με τα πιο κοντινά να έχουν αρνητική σύζευξη και τα πιο απομακρυσμένα, μέχρι μια απόσταση, να έχουν θετική σύζευξη. Οι αποστάσεις αυτές ορίζονται από αναλογίες σχετικές με το πλάτος των ρηγμάτων σε ένα φαινόμενο που χαρακτηρίζεται ως ασαφής συγχρονισμός.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Chen et al. (2020) στην εργασία τους χρησιμοποιούν δεδομένα για μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς (*M*_w≥6.0 και βάθος≤60 km) που πάρθηκαν από την Βόρεια Κίνα, την Ιαπωνία και την Καλιφόρνια. Στην έρευνά τους εξετάζουν τα χρονικά μοτίβα που ακολουθεί η σεισμικότητα στις συγκεκριμένες περιοχές με διαστήματα ηρεμίας να διαδέχονται διαστήματα έντονης σεισμικής δραστηριότητας ένα φαινόμενο που εδώ χαρακτηρίζεται ως «Η Σκάλα του Διαβόλου» (DEVIL'S STAIRCASE). Στα μοντέλα που δοκιμάστηκαν θεωρήθηκε ότι η κατανομή Γάμμα (Gamma distribution) ταιριάζει περισσότερο ενώ οι παράμετροι που μετρήθηκαν για την χρονική στατιστική ανάλυση των σεισμών είναι ο συντελεστής μεταβλητότητας (coefficient of variation), cov, το μέτρο συσταδοποίησης – εκρηκτικότητας (burstiness), *B*, (Goh and Barabási, 2008), και ο συντελεστής μνήμης (memory coefficient), Μ, που είναι αρκετά κοντά στην διαδικασία που ακολουθείται και στην παρούσα εργασία. Με βάση την παραπάνω διαδικασία οι Chen et al.(2020) βρήκαν ότι το μήκος των διαστημάτων ηρεμίας μεταξύ των συστάδων των σεισμών φαίνεται να σχετίζεται αντιστρόφως ανάλογα με τους ρυθμούς τεκτονικής φόρτισης και ότι ο μέσος αριθμός σεισμών σε κάθε συστάδα φαίνεται να είναι μεγαλύτερος σε τεκτονικά ενεργές περιοχές με υψηλότερους ρυθμούς φόρτισης και μικρότερο μέσο χρόνο επανάληψης. Επίσης, προτείνουν ότι οι φυσικές αιτίες της χρονικής ομαδοποίησης των σεισμών οφείλονται στην χαλάρωση της ιξωδοελαστικής τάσης και στην αλληλεπίδραση ρηγμάτων. Τέλος, οι Chen et al.(2020), εκφράζουν την αβεβαιότητα τους για το κατά πόσο οι κατάλογοι των μεγάλων σεισμών αντικατοπτρίζουν την πλήρη χρονική τους μορφή και συζητάνε τους λόγους για τους οποίους παρά την θεωρία της ελαστικής ανάπλασης που επικρατεί για την τεκτονική φόρτιση δεν υπάρχει περιοδικότητα επειδή τα οριοπλακικά ρήγματα αποτελούνται στην πραγματικότητα από ένα σύστημα ρηγμάτων και επειδή οι μεγάλοι σεισμοί συχνά σπάνε διαφορετικά τμήματα των ρηγμάτων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι Ben-Naim et al.(2013) εξετάζουν τον χρόνο επανάληψης των σεισμών σε παγκόσμια κλίμακα σε έναν κατάλογο σεισμών από το 1900 έως το 2012 με μεγέθη Μ≥7. Σε αντίθεση με τις υπόλοιπες μελέτες που έγιναν εδώ αφαιρούνται οι μετασεισμοί με την μέθοδο παραθύρων (Gardner and Knopoff, 1974) ωστόσο λαμβάνεται υπόψη και ο αρχικός κατάλογος στην συγκεκριμένη έρευνα. Οι Chen et al.(2020) θεωρούν ότι μετασεισμοί και προσεισμοί μεγάλου μεγέθους είναι εξίσου σημαντικοί και επικίνδυνοι με τους κύριους σεισμούς για αυτό και δεν τους αφαίρεσαν). Από την ανάλυση που έκαναν μετρώντας την αθροιστική κατανομή, την κανονικοποιημένη διακύμανση και την τυπική απόκλιση και χρησιμοποιώντας μια πιθανοτική ανάλυση οι Ben-Naim et al.(2013) προτείνουν ότι στα περισσότερα όρια μεγέθους των σεισμών ακολουθείται μια τυχαία διαδικασία και αυτό ισχύει είτε ληφθούν υπόψη οι μετασεισμοί είτε όχι με εξαίρεση το όριο μεγέθους 8.4≤*M*≤8.5.



Κεφάλαιο 2: Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

2.1 Κατάλογοι ισχυρών σεισμών για τις τέσσερις περιοχές μελέτης

Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφονται η συλλογή των απαραίτητων, για τις ανάγκες τις εργασίας, δεδομένων καθώς και το προκαταρτικό στάδιο της επεξεργασίας τους. Όπως έχει ήδη αναφερθεί σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη των ενδιάμεσων χρόνων ισχυρών επιφανειακών σεισμών Μ≥6.0 και ειδικότερα των ιδιοτήτων της περιοδικότητας και της συσταδοποίησης τους. Έτσι, τα απαραίτητα για αυτή την διερεύνηση δεδομένα είναι οι κατάλογοι σεισμικότητας ισχυρών σεισμών για κάθε μία από τις τέσσερις περιοχές μελέτης (Κορινθιακός κόλπος, Κεντρικά Ιόνια Νησιά, Βόρειο Αιγαίο και Νότιο Αιγαίο).

Τα δεδομένα αυτά συλλέχθηκαν από τους καταλόγους σεισμικότητας του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ που είναι διαθέσιμοι στο διαδίκτυο (https://seismo.auth.gr/). Ειδικότερα, χρησιμοποιήθηκαν ο παραμετρικός κατάλογος ισχυρών σεισμών των Papazachos et al. (2010) που περιέχει τις εστιακές παραμέτρους (χρόνος γένεσης, εστιακές συντεταγμένες και μέγεθος) ισχυρών σεισμών (M≥6.0) που καλύπτει τόσο την ιστορική περίοδο της σεισμικότητας, όσο και της ενόργανης μέχρι το έτος 2008, και ο παραμετρικός κατάλογος της ενόργανης περιόδου του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. για το χρονικό διάστημα 2009-Σήμερα.

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας συλλέχθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία των δειγμάτων των ενδιάμεσων χρόνων για τις τέσσερις επιλεγμένες περιοχές μελέτης όλοι οι καταγεγραμμένοι ισχυροί σεισμοί με μεγέθη *M*≥6.0 πού έγιναν στις περιοχές αυτές από το 1600 έως και σήμερα. Η επιλογή αυτή έγινε για να έχουν τα απαιτούμενα δείγματα των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών όσο το δυνατόν περισσότερα δεδομένα, έτσι ώστε το πλήθος τους να είναι αποδεκτό από στατιστικής άποψης για τον προσδιορισμό των χρονικών ιδιοτήτων των σεισμών αυτών. Οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που συλλέχθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή της στατιστικής μεθοδολογίας που αναλύεται συνοπτικά στο επόμενο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 3) δίνονται αναλυτικά στους παρακάτω Πίνακες (Πίνακες 2.1, 2.2, 2.3 και 2.4 για τις περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου, των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, του Βορείου και Νοτίου Αιγαίου, αντίστοιχα). Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 2.1: Εστιακές παράμετροι (χρόνος γένεσης, επικεντρικές συντεταγμένες, βάθος και Μέγεθος) των ισχυρών σεισμών με μεγέθη *Μ*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου από το 1600.

Hucooupuía	Χρόνος	Γεωγραφικό	Γεωγραφικό	Βάθος	Μέγεθος
Πμερομηνία	Γένεσης	Πλάτος (°B)	Μήκος (°A)	(km)	(<i>M</i> _w)
1660	-	38.30	22.50	-	6.4
1703-02	-	38.40	21.80	-	6.1
1714-08-07	-	38.40	21.70	-	6.3
1742-02-21	-	38.10	22.60	-	6.7
1748-05-25	15:00:00	38.20	22.20	-	6.6
1753-03-06	-	38.10	22.50	-	6.1
1756-10-20	-	38.40	21.90	-	6.8
1769	-	38.40	22.00	-	6.8
1785-02-10	04:00:00	38.20	21.70	-	6.4
1794-06-11	-	38.30	22.40	-	6.7
1804-08-06	03:00:00	38.10	21.70	-	6.4
1806-01-23	-	38.30	21.80	-	6.2
1817-08-23	08:00:00	38.30	22.10	-	6.6
1831-11-06	-	38.40	21.80	-	6.0
1861-12-26	06:30:00	38.25	22.16	-	6.7
1870-08-01	00:41:00	38.48	22.55	-	6.8
1887-10-03	22:53:00	38.05	22.65	-	6.5
1888-09-09	-	38.23	22.11	-	6.3
1893-05-23	22:02:00	38.31	23.25	-	6.2
1894-04-20	16:52:00	38.40	23.30	-	6.6
1894-04-27	19:21:00	38.56	23.24	-	7.0
1909-05-30	06:14:30	38.44	22.14	-	6.2
1917-12-24	09:13:55	38.40	21.70	-	6.0
1928-04-22	20:13:46	38.07	22.82	-	6.3
1965-07-06	03:18:42	38.27	22.30	10.0	6.3
1970-04-08	13:50:28	38.36	22.53	8.0	6.2
1975-12-31	09:45:45	38.486	21.661	12.0	6.0
1981-02-24	20:53:37	38.153	22.961	15.5	6.7
1981-02-25	02:35:51	38.083	23.139	12.2	6.4
1981-03-04	21:58:05	38.204	23.236	10.7	6.3
1995-06-15	00:15:50	38.362	22.200	14.0	6.5

Πίνακας 2.2: Εστιακές παράμετροι (χρόνος γένεσης, επικεντρικές συντεταγμένες, βάθος και Μέγεθος) των ισχυρών σεισμών με μεγέθη *Μ*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών (Κεφαλονιά και Λευκάδα) από το 1600.

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Γεωγραφικό Πλάτος (°B)	Γεωγραφικό Μήκος (°A)	Βάθος (km)	Μέγεθος (<i>M</i> _w)
1612-05-26	7:00:00	38.80	20.80	-	6.5
1613-10-12	-	38.80	20.80	-	6.4
1625-06-28	-	38.80	20.70	-	6.6
1630-07-02	-	38.80	20.80	-	6.7
1636-09-30	-	38.10	20.30	-	7.2
1638-07-16	-	38.20	20.40	-	6.4
1658-08-24 -		38.20	20.40	-	7.0
1664	-	37.80	20.80	-	6.6
1704-11-22	-	38.80	20.70	-	6.3
1709	-	38.90	20.80	-	6.0
1714-09-08	-	38.10	20.50	-	6.4
1722-06-05	-	38.70	20.60	-	6.4

Ψηφιακή συλλα	рүң 🖓				
βιβλιοθήι	кղ `				
OT DE CO	TOT"				
Ημερομηγία	Χρόνος	Γεωγραφικό	Γεωγραφικό	Βάθος	Μέγεθος
μημά Γεωλο	γ Γένεσης	Πλάτος (°B)	Μήκος (°A)	(km)	(<i>M</i> _w)
1723-02-22	02:00:00	38.60	20.65	-	6.7
1729-07-09	02:00:00	37.80	20.70	-	6.4
1741-06-23	-	38.15	20.40	-	6.4
1742-02-25	-	37.80	20.70	-	6.4
1759-06-13	-	38.20	20.50	-	6.3
1766-07-24	05:00:00	38.10	20.40	-	7.0
1767-07-22	04:00:00	38.30	20.40	-	7.2
1769-10-12	18:00:00	38.80	20.60	-	6.7
1783-03-23	05:00:00	38.71	20.61	-	6.7
1791-11-02	-	37.90	21.00	-	6.8
1815	-	38.80	20.70	-	6.3
1820-02-21	-	38.80	20.60	-	6.4
1825-01-19	11:45:00	38.70	20.60	-	6.5
1840-10-30	09:29:00	37.80	20.80	-	6.5
1862-03-14	-	38.30	20.40	-	6.5
1867-02-04	04:19:00	38.39	20.52	-	7.4
1869-12-28	-	38.85	20.80	-	6.4
1891-06-27	-	38.90	20.70	-	6.0
1912-01-24	16:22:51	38.10	20.50	-	6.8
1914-11-27	14:39:46	38.72	20.62	-	6.3
1915-01-27	01:09:56	38.37	20.50	-	6.6
1915-08-07	15:04:03	38.48	20.55	-	6.7
1915-08-10	02:02:49	38.50	20.70	-	6.1
1939-09-20	00:19:26	38.00	21.00	-	6.3
1948-04-22	10:42:45	38.62	20.57	-	6.5
1948-06-30	12:21:13	38.80	20.60	-	6.4
1953-08-09	07:41:07	38.30	20.40	-	6.4
1953-08-11	03:32:22	37.95	20.45	-	6.8
1953-08-12	09:23:52	38.00	20.35	-	7.2
1953-08-12	12:05:21	38.00	21.00	-	6.3
1953-08-12	14:08:39	38.30	20.80	-	6.0
1953-10-21	18:39:52	38.60	20.96	-	6.3
1962-04-10	21:37:07	37.80	20.10	-	6.3
1962-07-06	09:16:16	37.81	20.20	-	6.1
1972-09-17	14:07:15	38.30	20.30	7.0	6.3
1983-01-17	12:41:31	38.10	20.20	7.0	7.0
1983-03-23	23:51:06	38.20	20.30	2.0	6.2
2003-08-14	05:14:55	38.74	20.54	11.0	6.3
2014-01-26	13:55:41	38.20	20.43	13.5	6.1
2014-02-03	03:08:44.	38.27	20.41	9.4	6.0
2015-11-17	07:10:07	38.67	20.57	13.9	6.5

Πίνακας 2.3: Εστιακές παράμετροι (χρόνος γένεσης, επικεντρικές συντεταγμένες, βάθος και Μέγεθος) των ισχυρών σεισμών με μεγέθη *Μ*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή Βορείου Αιγαίου από το 1600.

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Γεωγραφικό Πλάτος (°B)	Γεωγραφικό Μήκος (°A)	Βάθος (km)	Μέγεθος (<i>M</i> _w)
1636-02-27	-	39.20	26.20	-	6.2
1669-10-26	-	40.20	25.30	-	6.8
1672-02-14	-	39.80	26.00	-	7.0
1674-01-23	-	38.70	26.30	-	6.2
1684	-	38.20	26.20	-	6.0
1694-06	-	38.40	23.70	-	6.2

	ΌΦΡΑΣ	TOS"				
	Huspoupula	Χρόνος	Γεωγραφικό	Γεωγραφικό	Βάθος	Μέγεθος
T)	Πμερομηνία	Γένεσης	Πλάτος (°B)	Μήκος (°A)	(km)	(<i>M</i> _w)
H	1719-07-23	- /-	40.40	26.00	-	6.7
	1726	_ 70	38.50	23.60	-	6.0
	1730-06-10	-	40.40	26.10	-	6.5
	1756-11-26	-	40.50	26.50	-	6.7
	1765-11-15	-	40.20	25.20	-	6.9
	1776-12-05	-	39.80	24.60	-	6.7
	1779-02-03	03:00:00	40.10	24.70	-	6.3
	1785-06-24	-	38.40	23.60	-	6.0
	1797-03	-	40.30	24.90	-	6.6
	1820-03	-	38.20	26.20	-	6.0
	1826-02-08	20:00:00	39.80	26.40	-	6.6
	1845-10-11	02:00:00	39.10	26.30	-	6.7
	1856-11-13	-	38.20	26.10	-	6.3
	1859-08-21	02:00:00	40.30	26.00	-	6.9
	1860-08-06	-	40.50	25.80	-	6.2
	1863-08-16	-	38.30	26.10	-	6.2
	1864-06-14	-	40.30	25.00	-	7.3
	1865-02-23	-	40.20	26.20	-	6.2
	1865-07-23	21:30:00	39.40	26.30	-	6.6
	1865-11-11	-	38.20	26.20	-	6.1
	1866-02-02	-	38.20	26.00	-	6.4
	1867-03-07	18:00:00	39.20	26.25	-	7.0
	1868-10-03	-	39.20	23.60	-	6.3
	1874-03-18	05:00:00	38.50	23.75	-	6.0
	1881-04-03	11:40:00	38.20	26.20	-	6.5
	1887-05-14	05:30:00	40.10	25.20	-	7.0
	1889-10-25	22:56:00	39.20	25.90	-	6.8
	1890-05-26	-	38.50	25.50	-	6.2
	1893-02-09	18:00:00	40.49	25.53	-	6.8
	1905-11-08	22:30:30	40.00	24.50		7.5
	1909-01-19	04:57:30	38.20	26.50	-	6.0
	1912-09-13	23:31:24	40.10	26.20	-	6.7
	1932-09-26	19:20:42	40.45	23.76	-	7.0
	1932-09-26	21:26:56	40.50	23.80	-	6.0
	1933-05-11	19:09:50	40.40	23.70	-	6.3
	1938-07-20	00:23:35	38.29	23.79	-	6.0
	1947-06-04	00:29:48	40.00	24.00	-	6.1
	1949-07-23	15:03:30	38.58	26.23	-	6.7
	1965-03-09	17:57:54	39.16	23.89	-	6.1
	1967-03-04	17:59:09	39.20	24.60	10.0	6.6
	1968-02-19	22:45:42	39.50	25.00	8.0	7.1
	1975-03-27	05:15:08	40.40	26.10	13.0	6.6
	1981-12-19	14:10:51	39.00	25.26	14.3	7.2
	1981-12-27	17:39:14	38.813	24.941	19.6	6.5
	1982-01-18	19:27:25	39.78	24.50	11.6	7.0
	1983-08-06	15:43:52	40.00	24.70	8.8	6.8
	2001-07-26	00:21:38	38.995	24.382	14.0	6.4
	2014-05-24	09:25:02	40.286	25.375	12.8	6.9
	2017-06-12	12:28:38	38.849	26.305	8.5	6.4

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 2.3: Εστιακές παράμετροι (χρόνος γένεσης, επικεντρικές συντεταγμένες, βάθος και Μέγεθος) των ισχυρών σεισμών με μεγέθη *Μ*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή Νότιου Αιγαίου από το 1600.

	Χρόνος	Γεωνοαφικό	Γεωνοαφικό	Βάθος	Μένεθος
Ημερομηνία	Γένεσης	Πλάτος (°B)	Μήκος (°A)	(km)	(<i>M</i> _w)
1604	-	35.80	25.20	-	6.5
1650-10-09	-	36.50	25.50	-	6.0
1653-02-22	-	37.76	27.80	-	7.1
1733-12-23	15:00:00	37.10	24.80	-	6.8
1735	-	36.80	24.50	-	6.5
1751-06-18	-	37.70	27.10	-	6.4
1815-12	-	35.00	25.70	-	6.8
1831-04-03	-	37.70	26.80	-	6.0
1843-10-18	-	36.40	27.70	-	6.6
1846-06-13	-	37.60	27.00	-	6.0
1865-11-10	-	37.60	27.00	-	6.0
1866-01-31	-	36.40	25.40	-	6.1
1868-05-3	-	37.60	26.90	-	6.0
1869-04-18	-	36.50	27.60	-	6.8
1873-01-31	-	37.70	27.10	-	6.5
1877-10-14	-	37.70	27.00	-	6.0
11890-12-14	-	38.00	27.40	-	6.2
1893-03-12	-	38.00	27.20	-	6.6
1904-08-11	06:08:30	37.66	26.93	-	6.8
1919-10-25	17:10:00	36.50	25.30	-	6.1
1922-08-11	08:19:41	35.40	27.70	-	6.3
1922-08-13 00:09:54		35.00	26.80	-	6.8
1933-04-23 05:57:37		36.80	27.30	-	6.6
1940-02-29 16:07:44		35.70	25.90	-	6.0
1941-07013	15:39:28	38.10	26.20	-	6.0
1948-02-09	12:58:13	35.50	27.20	-	7.1
1955-07-16	07:07:10	37.55	27.05	-	6.9
1956-07-09	03:11:40	36.64	25.96	-	7.5
1956-09-07	03:24:03	36.60	25.70	-	6.9
1956-07-30	09:14:57	35.90	26.00	-	6.0
1959-05-14	06:36:56	35.00	24.72	-	6.3
1968-12-05	07:52:11	36.60	26.90	-	6.0
1992-04-30	11:44:40	35.10	26.60	19.2	6.1
1992-11-06	19:08:10	38.19	27.05	15.0	6.2
2015-04-16	18:07:44	35.146	26.888	10.0	6.1
2017-07-20	22:31:10	36.959	27.453	1.5	6.6
2020-10-30	11:51:25	379.113	268.149	10.8	6.7

2.2 Χωρική κατανομή της σεισμικότητας με Μ≥6.0 για τις τέσσερις περιοχές μελέτης

Για την πρώτη περιοχή μελέτης, αυτή του Κορινθιακού Κόλπου, το χωρικό παράθυρο εντός του οποίου συλλέχθηκαν οι ισχυροί επιφανειακοί σεισμοί με *M*≥6.0 ορίζεται μεταξύ των γεωγραφικών μηκών 21.50° και 23.30° και των γεωγραφικών πλατών 38.00° και 38.60°. Ο συνολικός αριθμός των σεισμών αυτών είναι 31. Το εύρος των μεγεθών τους είναι 6.0≤*M*≤7.0, δηλαδή ο ισχυρότερος καταγεγραμμένος σεισμός στην πρώτη περιοχή μελέτης είναι ίσος με *M*=7.0 και ο οποίος έγινε στις 27 Απριλίου 1894. Η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών αυτών (Σχήμα 2.1) εμφανίζει μία γενική διεύθυνση ανατολής–δύσης κατά μήκος και των δύο περιθωρίων του Κορινθιακού Κόλπου (βόρειο και νότιο περιθώριο). Επίσης, οι περισσότεροι από αυτούς τους σεισμούς βρίσκονται σε ρήγματα κοντά στα περιθώρια του βυθίσματος του Κορινθιακού κόλπου γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με ότι αναφέρθηκε προηγουμένως.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.1: Χάρτης με την επικεντρική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου από το 1600.

Για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών το εύρος του γεωγραφικού μήκους που επιλέχθηκε είναι 20.00°-21.00°, ενώ το αντίστοιχο για το γεωγραφικό πλάτος 37.80°-38.90°. Από την αναζήτηση των ισχυρών επιφανειακών σεισμών εντός του συγκεκριμένου χωρικού παράθυρου προκύπτουν συνολικά 54 επιφανειακοί σεισμοί με *M*≥6.0 από το 1600 (Πίνακας 2.2). Το εύρος μεγεθών των σεισμών που έγιναν εντός της δεύτερης περιοχής μελέτης είναι 6.0≤*M*≤7.4, με τον μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό να ανήκει στην ιστορική περίοδο της σεισμικότητας. Συγκεκριμένα ο ισχυρότερος σεισμός έγινε στις 4 Φεβρουαρίου του 1867 και είχε μέγεθος Μ=7.4. Η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών αυτών φαίνεται στο Σχήμα 2.2. Από αυτό φαίνεται να συγκεντρώνονται σε μια σχεδόν ευθεία γραμμή με κατεύθυνση BBA-ΝΝΔ, που βρίσκεται σε συμφωνία με την κύρια ενεργή δομή της περιοχής των κεντρικών Ιόνιων Νησιών που είναι το δεξιόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς.



Σχήμα 2.2: Χάρτης με την επικεντρική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών από το 1600.

Για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου το εύρος του γεωγραφικού μήκους που επιλέχθηκε είναι 23.50°-26.50° και ενώ αυτό που αφορά το γεωγραφικό πλάτος είναι 38.20°-40.50°. Το σύνολο των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με $M \ge 6.0$ που έγιναν από το 1600 εντός του συγκεκριμένου χωρικού παραθύρου είναι 55 (Πίνακας 2.3). Το εύρος μεγεθών των σεισμών αυτών είναι $6.0 \le M \le 7.5$, με τον μεγαλύτερο από αυτούς να έχει γίνει στις 8 Νοεμβρίου του 1905 στη ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης, στην περιοχή του Γκάνου της δυτικής Τουρκίας. Η χωρική κατανομή των επικέντρω των σεισμών αυτών φαίνεται στο Σχήμα 2.3. Από αυτό προκύπτουν δύο διακριτές και παράλληλες συγκεντρώσεις ισχυρών σεισμών με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, μία μεγαλύτερη στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης και μια μικρότερη στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης και νότιο κλάδο της επέκτασης του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας στον χώρο του Αιγαίου. Επιπλέον, τα υπόλοιπα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών σεισμών με $M \ge 6.0$ από το

1600 φαίνεται να συνδέονται με κάποιες από τις γνωστές ενεργές δομές που αναπτύσσονται στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου (Σχήμα 1.5) και βρίσκονται σε συμφωνία με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής μελέτης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2.3: Χάρτης με την επικεντρική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το 1600.

Για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου το χωρικό παράθυρο εντός του οποίου συλλέχθηκαν οι ισχυροί επιφανειακοί σεισμοί με $M \ge 6.0$ που έγιναν από το 1600 περιλαμβάνει τα γεωγραφικά μήκη μεταξύ 24.50°-28.00° και τα γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 35.00°-38.20°. Από την αναζήτηση στους καταλόγους σεισμών εντός αυτού του χωρικού παραθύρου προέκυψαν 37 ισχυροί σεισμοί, των οποίων το εύρος μεγεθών είναι $6.0 \le M \le 7.5$ όπως και στην περιοχή του βορείου Αιγαίου. Ο μεγαλύτερος σεισμός που έγινε σε αυτήν την περιοχή κατά το διάστημα αναφοράς (μετά το 1600) είναι ο σεισμός της Αμοργού με M=7.5 που έγινε στις 9 Ιουλίου του1956 και ανήκει στην πρώιμη ενόργανη περίοδο. Η χωρική κατανομή των επικέντρων των 37 επιφανειακών σεισμών με $M \ge 6.0$ φαίνεται στο Σχήμα 2.4 από το οποίο προκύπτει ότι αυτά συνδέονται με τα κύρια ρήγματα που αναπτύσσονται στην περιοχή μελέτης, όπως αυτά έχουν παρουσιαστεί στο Κεφάλαιο 1 (Σχήμα 1.6).



Σχήμα 2.4: Χάρτης με την επικεντρική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου από το 1600.



Κεφάλαιο 3: Υπολογισμός της μνήμης και της περιοδικότητας των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 για της περιοχές μελέτης (Κορινθιακός Κόλπος, κεντρικά Ιόνια Νησιά, Βόρειο Αιγαίο, Νότιο Αιγαίο)

<u>3.1 Εισαγωγή</u>

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο Κεφάλαιο αυτό περιγράφονται η χρονική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.0 1600 που έγιναν στις περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου, των κεντρικών Ιόνιων Νησιών και του Βορείου και Νοτίου Αιγαίου και των οποίων οι εστιακές παράμετροι παρατίθενται στους καταλόγους σεισμικότητας πουν συντάχθηκαν για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας (Κεφάλαιο 2). Ακόμη, περιγράφεται η διαδικασία δημιουργίας των δειγμάτων των ενδιάμεσων χρόνων, *ΔT*, και η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε για την εκτίμηση της μνήμης και της περιοδικότητας. Τέλος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής των μεθοδολογιών που επιλέχθηκαν για την διερεύνηση των στατιστικών παραμέτρων της μνήμης και της περιοδικότητας.

3.2 Χρονική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με *Μ*≥6.0 για τις τέσσερις <u>περιοχές μελέτης</u>

Εκτός από την χωρική κατανομή της σεισμικότητας με *M*≥6.0 που περιγράφηκε στο προηγούμενο Κεφάλαιο, μεγάλη σημασία για τον στόχο της παρούσας εργασίας έχει και η χρονική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών των τεσσάρων περιοχών μελέτης, έτσι ώστε να έχουμε μία προκαταρτική εποπτική εικόνα σχετικά με τις χρονικές ιδιότητες της σεισμικότητα σε αυτές.

Ξεκινώντας από την πρώτη περιοχή μελέτης, αυτήν του Κορινθιακού Κόλπου, η χρονική κατανομή των 31 επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.0 φαίνεται στο Σχήμα 3.1. Από το διάγραμμα της χρονικής κατανομής των σεισμών αυτών σε σχέση με το μέγεθός τους προκύπτει ότι παρατηρούνται κάποια διαστήματα σεισμικής ησυχίας μεταξύ των ετών 1660 (*M*=6.4) και 1703 (*M*=6.1) και 1831 (*M*=6.0) και 1861 (*M*=6.7) καθώς και από το έτος 1928 (*M*=6.3) μέχρι και το έτος 1965 (*M*=6.3). Τα διαστήματα σεισμικής ησυχίας έχουν διάρκεια 43 έτη (1660 - 1703), 30 έτη (1831 - 1861) και 37 έτη (1928 - 1965), αντίστοιχα. Εστιάζοντας στις περιόδους με έντονη σεισμική δραστηριότητα, παρατηρούμε τρία τέτοια διαστήματα. Το πρώτο είναι μεταξύ των ετών 1742 και 1831 (89 έτη) που περιλαμβάνει 11 σεισμούς με τους μεγαλύτερους σε μέγεθος (*M*=6.7) να έγιναν τα έτη 1742 και 1794. Το δεύτερο διάστημα έντονης σεισμικής δραστηριότητας εντοπίζεται μεταξύ των ετών 1861 και 1928 (67 έτη) και περιλαμβάνει 10 σεισμούς με τους πιο μεγάλους σε μέγεθος να έγιναν το 1861 (*M*=6.7), το 1870 (*M*=6.8) και το 1894 (*M*=7.0), που ήταν και ο μεγαλύτερος για το σύνολο των δεδομένων που συλλέχθηκαν για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας. Η τρίτη και τελευταία περίοδος έντονης σεισμικής δραστηριότητας για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου παρατηρείται μεταξύ των ετών 1965 και 1995 (30 χρόνια) και περιλαμβάνει 7 σεισμούς, μεταξύ των οποίων είναι και η συστάδα των τριών διαδοχικών σεισμών του 1981 στον κόλπο των Αλκυονίδων νήσων (ανατολικός Κορινθιακός Κόλπος).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.1: Χρονική κατανομή των 31 ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου από το 1600 έως και σήμερα σε σχέση με το μέγεθός τους.

Περνώντας στην δεύτερη περιοχή μελέτης, αυτή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, η χρονική κατανομή της σεισμικότητας με *M*≥6.0 από το 1600 (Σχήμα 3.2) χαρακτηρίζεται από συχνή γένεση σεισμών μεταξύ του εύρους μεγεθών 6≤*M*≤6.5 για το σύνολο της περιόδου αναφοράς, με ένα μόνο διάστημα σεισμικής ησυχίας μεταύ των ετών 1664 και 1704 (40 έτη). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, σε αυτήν την περιοχή μελέτης το σύνολο των σεισμών του συλλέχθηκαν είναι 54 κι εδώ βλέπουμε αυτοί εκτείνονται χρονικά από το 1612 (*M*=6.5) έως το 2015 (*M*=6.5) δηλαδή σε διάστημα 403 χρόνων. Επιπλέον, στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών παρατηρούνται επτά σεισμοί με μεγέθη *M*≥7.0, οι οποίοι έγιναν κατά τα έτη 1636 (*M*=7.2), 1658 (*M*=7.0), 1766 (*M*=7.0), 1767 (*M*=7.2), 1867 (*M*=7.4), 1953 (*M*=7.2) και 1983 (*M*=7.0). Από την συνολική χρονική κατανομή της σεισμικότητας φαίνεται πως η περιοχή αυτή έχει αρκετά σταθερό ρυθμό γένεσης ισχυρών σεισμών, γεγονός που οφείλεται στον υψηλό ρυθμό παραμόρφωσης του χώρου των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, ο οποίος είναι και ο υψηλότερος του ελληνικού χώρου συνολικά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Ionio

Σχήμα 3.2: Χρονική κατανομή των 54 ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών από το 1600 έως και σήμερα σε σχέση με το μέγεθός τους.

Για την περιοχή του βορείου Αιγαίου πελάγους η χρονική κατανομή των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με $M \ge 6.0$ για το διάστημα αναφοράς φαίνεται στο Σχήμα 3.3. Από αυτό προκύπτει ότι γενικά δεν έχουμε ευδιάκριτα διαστήματα σεισμικής ησυχίας, δηλαδή και σε αυτή την περίπτωση ο ρυθμός γένεσης ισχυρών σεισμών φαίνεται να είναι σχετικά σταθερός. Σε αυτήν την περιοχή έχουμε συνολικά 55 σεισμούς σε διάστημα 381 ετών (1636-2017), που σημαίνει ότι ενδεχομένως να υπάρχει ένα διάστημα ησυχίας στην έναρξη της περιόδου αναφοράς της παρούσας εργασίας (1600), καθώς ο πρώτος καταγεγραμμένος σεισμός έγινε το έτος 1636. Κατά το διάστημα αναφοράς έχουν καταγραφεί εννιά σεισμοί με $M \ge 7.0$, που είναι οι σεισμοί των ετών 1672 (M=7.0), 1864 (M=7.3), 1867 (M=7.0), 1887 (M=7.0), 1905 (M=7.5) που είναι και ο μεγαλύτερος σε μέγεθος, 1932 (M=7.0), 1968 (M=7.1), 1981 (*M*=7.2) και 1982 (*M*=7). Ακόμη, παρατηρείται μια έντονη συστάδα σεισμών από το έτος 1856 και έπειτα, καθώς βλέπουμε ότι οι κατακόρυφες γραμμές είναι πιο πυκνές από εκείνο το σημείο και μετά, που σημαίνει ότι είχαμε πιο έντονη σεισμικότητα στην περιοχή.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.3: Χρονική κατανομή των 55 ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το 1600 έως και σήμερα σε σχέση με το μέγεθός τους.

Τέλος, για την περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, που είναι η τέταρτη περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας, η χρονική κατανομή της σεισμικότητας με $M \ge 6.0$ φαίνεται στο Σχήμα 3.4. Στην περιοχή αυτή όπως έχει ήδη αναφερθεί έχουν καταγραφεί 39 σεισμοί μεταξύ του έτους 1604 (M=6.5) και του έτους 2020 (M=6.7), δηλαδή εντός μίας περιόδου 416 ετών. Οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί ($M \ge 7.0$) που έγιναν ήταν συνολικά τρείς και συγκεκριμένα ήταν οι σεισμοί των ετών 1653 (M=7.1), 1948 (M=7.1) και 1956 (M=7.5) που ήταν και ο μεγαλύτερος καταγεγραμμένος σεισμός στον ελληνικό χώρο κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα. Στο Σχήμα 3.4 φαίνεται επίσης, ότι από τον σεισμό του 1815 και έπειτα παρατηρείται μία συσταδοποίηση της σεισμικότητας, που προηγουμένως δεν ήταν τόσο έντονη.



Σχήμα 3.4: Χρονική κατανομή των 37 ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου από το 1600 έως και σήμερα σε σχέση με το μέγεθός τους.

<u>3.3 Μεθοδολογία υπολογισμού της μνήμης και της περιοδικότητας και αποτελέσματα</u>

Η στατιστική διερεύνηση της μνήμης και της περιοδικότητας των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.0 για τις τέσσερις περιοχές μελέτης της παρούσας εργασίας πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τη μεθοδολογία που έχει προταθεί από τους Griffin et al.(2020) για να προσδιοριστούν ποσοτικά οι χρονικές ιδιότητες της μνήμης και της περιοδικότητας. Για την εφαρμογή αυτής της μεθοδολογίας τα απαραίτητα δεδομένα είναι οι ενδιάμεσοι χρόνοι (interevent times), *ΔT*:

$$\Delta T = T_{i+1} - T_i \tag{3.1}$$

μεταξύ των σεισμών (σε ημέρες) για την κάθε περιοχή μελέτης ξεχωριστά επειδή με βάση αυτούς θα υπολογιστούν και οι στατιστικές παράμετροι για την διερεύνηση της μνήμης και της περιοδικότητας.

Η πρώτη στατιστική παράμετρος που θα εκτιμηθεί με βάση τα δεδομένων των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών με *Μ*≥6.0 είναι το μέτρο εκρηκτικότητας (Burstiness), *B*, που έχει προταθεί από τους Goh και Barabási (2008) και ορίζεται ως:

$$B = (\sigma - \mu)/(\sigma + \mu) \tag{3.2}$$

Στην παραπάνω σχέση η παράμετρος μ αντιπροσωπεύει τον μέσο ενδιάμεσο χρόνο (mean interevent time) μεταξύ των ισχυρών σεισμών πάνω από ένα ορισμένο κατώφλι μεγέθους και δίνεται από την σχέση:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

$$\mu = \frac{\Delta T_1 + \Delta T_2 + \dots + \Delta T_{N-1} + \Delta T_N}{N}$$
(3.3)

ενώ η παράμετρος σ αντιπροσωπεύει την τυπική απόκλιση (standard deviation) των ενδιάμεσων χρόνων του εκάστοτε δείγματος και η οποία ορίζεται ως:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (X_i - \mu)^2}.$$
(3.4)

Οι τιμές που μπορεί να πάρει το μέτρο εκρηκτικότητας, *B*, είναι [–1, 1]. Συγκεκριμένα, αν *B*<0 η χρονική συμπεριφορά των σεισμών χαρακτηρίζεται ως ημι-περιοδικής, ενώ αν *B*>0 τότε η σεισμικότητα εμφανίζει φαινόμενα συσταδοποίησης. Στην περίπτωση όπου *B*~0 (τείνει στον μηδέν), αυτό σημαίνει ότι οι ενδιάμεσοι χρόνοι μεταξύ των σεισμών ακολουθούν την Εκθετική κατανομή (Exponential distribution), δηλαδή η γένεση των σεισμών χαρακτηρίζεται ως μία διαδικασία Poisson χωρίς μνήμη.

Πιο αναλυτικά και σύμφωνα με την εργασία των Salditch et al. (2020) η χρονική συμπεριφορά της σεισμικότητας χαρακτηρίζεται ως έντονα περιοδική (strongly periodic) ή ασθενώς απεριοδική (weakly aperiodic) συμπεριφορά για -1<B<-0.33, έντονα απεριοδική (strongly aperiodic) ή ασθενώς περιοδική (weakly periodic) συμπεριφορά για -0.33<B< 0 και εκρηκτική - συσταδοποιημένη συμπεριφορά για B>0. Σύμφωνα με τα παραπάνω όσο πιο κοντά στο -1 είναι η τιμή της παραμέτρου *B* τόσο πιο περιοδική συμπεριφορά εμφανίζουν οι χρόνοι γένεσης ισχυρών σεισμών που γίνονται σε κάποια περιοχή, ενώ όταν η τιμή της παραμέτρου *B* είναι κοντά στο 0 τότε αυτό δείχνει ότι οι σεισμοί ακολουθούν μια τυχαία διαδικασία Poisson. Ακόμη, όσο πιο κοντά στο 1 είναι η τιμή της παραμέτρου *B* τόσο πιο κοντά στο 1 είναι η τιμή της παραμέτρου του χυρή είναι η συσταδοποίηση των ισχυρών σεισμών.

Το μέτρο εκρηκτικότητας, *B*, όπως είδαμε περιγράφει αν οι σεισμοί σε μια περιοχή είναι συσταδοποιημένοι ή ακολουθούν περιοδική συμπεριφορά με βάση τους ενδιάμεσους χρόνους αυτών των σεισμών αλλά δεν λαμβάνει υπόψη αν αυτοί οι ενδιάμεσοι χρόνοι παρουσιάζουν συσχετίσεις μεταξύ τους, αφού στηρίζεται μόνο στην μέση τιμή τους και την τυπική τους απόκλιση και όχι στις διαδοχικές τιμές τους. Ειδικότερα, με την εκτίμηση της στατιστικής παραμέτρου *B* δεν εξετάζεται αν οι μικροί και οι μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι εμφανίζονται τυχαία κατανεμημένοι εντός του δείγματος ή διακρίνονται σε ομάδες, δηλαδή αν σύντομοι ενδιάμεσοι χρόνοι διαδέχονται επίσης σύντομους ενδιάμεσους χρόνους και αντίστοιχα αν οι μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι ακολουθούν μεγάλους ενδιάμεσους χρόνους.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Έτσι, oι Goh and Barabási (2008) εισήγαγαν τον όρο του συντελεστή μνήμης (Memory coefficient), *M*, για να μελετήσουν τις συσχετίσεις μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων. Ο συντελεστής μνήμης, *M*, ορίζεται ως:

$$M = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N-1} \frac{(\tau_i - \mu_i)(\tau_{i+1} - \mu_2)}{\sigma_1 \sigma_2}$$
(3.5)

όπου τ_i είναι ο *i* ενδιάμεσος χρόνος, μ_1 και σ_1 είναι ο μέσος όρος και η τυπική απόκλιση της ακολουθίας των ενδιάμεσων χρόνων τ_i (για *i* = 1, 2, ..., *N* –1), και μ_2 και σ_2 είναι ο μέσος όρος και η τυπική απόκλιση της ακολουθίας των ενδιάμεσων χρόνων τ_{i+1} (για *i* = 1, 2, ..., *N* –1). Όπως και το μέτρο εκρηκτικότητας, *B*, έτσι και ο συντελεστής μνήμης, *M*, παίρνει τιμές μεταξύ [–1, 1]. Για *M*>0 σημαίνει ότι οι διαδοχικοί ενδιάμεσος χρόνος ακολουθεί σύντομο ενδιάμεσο χρόνο και αντίστοιχα μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι διαδέχονται μεγάλους ενδιάμεσους χρόνους. Όταν *M*<0 τότε αυτό σημαίνει ότι μικροί και μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι ενδιάμεσοι χρόνοι και μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών συσχετίση μεταξύ τους χρόνους.

3.4 Αποτελέσματα εκτίμησης της μνήμης και της περιοδικότητας των σεισμών με Μ≥6.0 για τις περιοχές μελέτης

Οι ενδιάμεσοι χρόνοι μεταξύ των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με μεγέθη *M*≥6.0 για τις τέσσερις περιοχές μελέτης υπολογίστηκαν σύμφωνα με την Σχέση 3.1. Για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου το δείγμα των ενδιάμεσων χρόνων αποτελείται από 30 παρατηρήσεις οι οποίες κυμαίνονται 0.23 ημερών, τιμή που συνδέεται με τους δύο από τους τρεις ισχυρούς σεισμούς της ακολουθίας του κόλπου των Αλκυονίδων, και 15.676 ημέρες (περίπου 43 έτη). Οι περισσότεροι από τους 30 ενδιάμεσους χρόνους παίρνουν τιμές μικρότερες των 2.000 ημερών (11 από τις 30 παρατηρήσει), ενώ 7 από αυτούς παίρνουν τιμές μεταξύ 2.000 και 4.000 ημερών και 4.000 και 6.000 ημερών, αντίστοιχα, όπως προκύπτει από το ιστόγραμμά τους που φαίνεται στο Σχήμα 3.5.



Σχήμα 3.5: Ιστόγραμμα συχνοτήτων των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγινα στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου.

Για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, το δείγμα των ενδιάμεσων χρόνων αποτελείται από 53 παρατηρήσεις που κυμαίνονται μεταξύ των 0.08 ημερών, τιμή που συνδέεται με τους ισχυρούς διαδοχικούς σεισμούς που έγιναν στο νησί της Κεφαλονιάς στις 12 Αυγούστου του 1953) έως και 14.967 ημέρες. Και σε αυτή την περίπτωση ο μεγαλύτερος αριθμός των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών παίρνει τιμές μικρότερες των 2.000 ημερών (29 από τους 53 ενδιάμεσους χρόνους), όπως προκύπτει από το ιστόγραμμα του Σχήματος 3.6. Ακόμη, 11 από τους 53 ενδιάμεσους χρόνους παίρνουν τιμές μεταξύ 2.000 και 4.000 ημερών, ενώ οι υπόλοιποι εμφανίζουν μεγαλύτερες των 4.000 ημερών τιμές.

Περνώντας στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου, το μέγεθος του δείγματος των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών με *M*≥6.0 είναι ίσο με 54 παρατηρήσεις, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ των 0.09 ημερών (τιμή ενδιάμεσου χρόνου που συνδέεται με τους δύο διαδοχικούς ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης στις 26 Σεπτεμβρίου 1932) και 12.295 ημερών. Και σε αυτή την περίπτωση οι περισσότερες τιμές των ενδιάμεσων χρόνων (30 από τους 54 ενδιάμεσους

χρόνους) παίρνουν τιμές μικρότερες των 2.000 ημερών όπως προκύπτει από το σχετικό ιστόγραμμά τους (Σχήμα 3.7).



Σχήμα 3.6: Ιστόγραμμα συχνοτήτων των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγινα στην περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών.



Σχήμα 3.7: Ιστόγραμμα συχνοτήτων των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών επιφανειακών σεισμών με Μ≥6.0 που έγινα στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου.

Τέλος για την τέταρτη περιοχή μελέτης, αυτή του Νότιου Αιγαίου, το δείγμα των ενδιάμεσων χρόνων των ισχυρών σεισμών αποτελείται από 36 παρατηρήσεις, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ των 0.007 ημερών (τιμή που συνδέεται με τους δύο διαδοχικούς σεισμούς που έγιναν στις 9 Ιουλίου του 1956 στο νησί της Αμοργού) και των 29.523 ημερών, που είναι και η μεγαλύτερη τιμή συνολικά και για τις τέσσερις περιοχές μελέτης. Ο μεγαλύτερος αριθμός των παρατηρήσεων παίρνει τιμές μικρότερες των 4.000 ημερών όπως φαίνεται και στο σχετικό ιστόγραμμα (Σχήμα 3.8).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη





Οι τιμές της παραμέτρου εκρηκτικότητας, *B*, υπολογίστηκαν σύμφωνα με την Σχέση 3.2, αφού πρώτα εκτιμήθηκαν οι τιμές του μέσου ενδιάμεσου χρόνου και της τυπικής απόκλισης για κάθε ένα από τα τέσσερα δείγματα ενδιάμεσων χρόνων που αντιστοιχούν σε κάθε μία από τις περιοχές μελέτης. Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τους υπολογισμούς για τις τιμές της παραμέτρου B φαίνεται ότι αυτή παίρνει τιμή ίση με *B*=-0.017772 για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, ίση με *B*=0.06149 για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, ίση με *B*=0.48221 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου και ίση με *B*=0.2124 για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου. Στην περίπτωση του Κορινθιακού κόλπου έχουμε *B*<0 και μάλιστα -0.33<*B*<0 συμπεριφορά και σύμφωνα με την εργασία του Salditch et al. (2020) υποδηλώνει έντονα απεριοδική ή ασθενώς περιοδική συμπεριφορά των σεισμών σε αυτήν την περιοχή. Για τις άλλες τρεις περιοχές η παράμετρος Β παίρνει θετικές τιμές, γεγονός που υποδηλώνει πως οι ισχυροί σεισμοί που γίνονται στις περιοχές των κεντρικών Ιόνιων Νησιών και του Βόρειου και Νότιου Αιγαίου παρουσιάζουν φαινόμενα συσταδοποίησης. Την ισχυρότερη συσταδοποίηση παρουσιάζουν οι ενδιάμεσοι χρόνοι των ισχυρών σεισμών του Βόρειου Αιγαίου αφού έχουν την υψηλότερη τιμή της παραμέτρου Β, ενώ την ασθενέστερη αυτοί της περιοχές των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, αφού είναι αρκετά κοντά στο 0.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 3.1. Αποτελέσματα υπολογισμού των στατιστικών παραμέτρων της εκρηκτικότητας, *B*, και του συντελεστή μνήμης, *M*, για τις τέσσερις περιοχές μελέτης.

	Βόρειο Αιγαίο	Νότιο Αιγαίο	Κεντρικά Ιόνια Νησιά	Κορινθιακός κόλπος
В	0.48221	0.2124	0.06149	-0.017772
М	0.097683	-0.0745	-6.6051e-03	0.060175

Περνώντας στους υπολογισμούς του συντελεστή μνήμης, Μ, αυτός παίρνει αρνητικές τιμές στις περιπτώσεις των κεντρικών Ιόνιων Νησιών (M=-6.6051e-03) και του Νότιου Αιγαίου (M=-0.0745), γεγονός που υποδηλώνει πως οι ενδιάμεσοι χρόνοι των ισχυρών σεισμών που έγιναν σε αυτές τις δύο περιοχές ότι μικροί και μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι εναλλάσσονται μεταξύ τους δημιουργώντας χρονικές συστάδες μεταξύ τους, ενώ για τις περιπτώσεις των ισχυρών σεισμών του Κορινθιακού Κόλπου και του Βορείου Αιγαίου ο συντελεστής μνήμης παίρνει θετικές τιμές, οι οποίες είναι ίσες με Μ=0.060175 και Μ=0.097683, αντίστοιχα. Αυτό σημαίνει ότι στις δύο τελευταίες περιπτώσεις οι ενδιάμεσοι χρόνοι των σεισμών εμφανίζουν συσχετίσεις συσχετίζονται, δηλαδή σύντομοι ενδιάμεσοι χρόνοι διαδέχονται επίσης σύντομους ενδιάμεσους χρόνους και μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι διαδέχονται μεγάλους ενδιάμεσους χρόνους. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 3.1, ενώ στο Σχήμα 3.9 φαίνονται επίσης συγκεντρωτικά σε μορφή διαγράμματος τύπου-φάσεων (phase-type diagram) οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων της εκρηκτικότητας και του συντελεστή μνήμης για τις τέσσερις περιοχές μελέτης.



Σχήμα 3.9: Διάγραμμα τύπου-φάσεων όπου φαίνονται συνδιαστικά οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων της εκρηκτικότητας, *B*, (οριζόντιος άξονας) και του συντελεστή μνήμης, *M*, (κατακόρυφος άξονας) για τις τέσσερις περιοχές μελέτης.

Κεφάλαιο 4: Συμπεράσματα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην παρούσα εργασία διερευνήθηκε η χρονική συμπεριφορά της γένεσης ισχυρών επιφανειακών σεισμών με μεγέθη Μ≥6.0 για τις περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου, των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, του Βόρειου Αιγαίου και του Νότιου Αιγαίου. Ειδικότερα μελετήθηκαν η περιοδικότητα και συσταδοποίηση των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών αυτών μέσα από την εκτίμηση των στατιστικών παραμέτρων της εκρηκτικότητας, Β, και του συντελεστή μνήμης, Μ. Τα αποτελέσματα των εκτιμήσεων αυτών για τις παραμέτρους Β και Μ όπως αυτά αποτυπώνονται στο διάγραμμα τύπου-φάσεων (Σχήμα 3.9) δείχνουν ότι για την περίπτωση του Κορινθιακού Κόλπου προκύπτει B<0 και μάλιστα -0.33<B<0 που σύμφωνα με τους Goh και Barabási (2008) και Salditch et al. (2020) χαρακτηρίζει ημιπεριοδική συμπεριφορά γένεσης σεισμών ενώ η τιμή του συντελεστή μνήμης, *M*, που είναι θετική (*M*>0) δείχνει ότι υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των ενδιάμεσων χρόνων των σεισμών. Για την περιοχή των κεντρικών Ιόνιων Νησιών, η παράμετρος Β έχει θετική τιμή που σημαίνει ότι παρουσιάζει μια σχετικά ισχυρή συσταδοποίηση που όμως σύμφωνα με τους Goh και Barabási (2008) υποδηλώνει διαδικασία Poisson αφού είναι πολύ κοντά στο Ο. Σε σχέση με τον συντελεστή μνήμης, Μ, αυτός έχει αρνητική τιμή που σημαίνει ότι μικροί και μεγάλοι ενδιάμεσοι χρόνοι εναλλάσσονται μεταξύ τους.

Για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου η παράμετρος της εκρηκτικότητας, *B*, παίρνει θετική τιμή το οποίο σύμφωνα με την διαθέσιμη βιβλιογραφία δείχνει συσταδοποιημένη χρονική συμπεριφορά των ισχυρών, ενώ ο συντελεστής μνήμης, *M*, παίρνει και αυτός θετική τιμή που υποδηλώνει συσχέτιση μεταξύ των διαδοχικών ενδιάμεσων χρόνων. Τέλος, για την περιοχή του Νότιου Αιγαίου η στατιστική παράμετρος, *B*, είναι και εδώ θετική, το οποίο υποδηλώνει καθαρά συσταδοποιημένη χρονική συμπεριφορά. Ο συντελεστής μνήμης, *M*, σε αυτή την περίπτωση παίρνει αρνητική τιμή (*M*<0), γεγονός που υποδηλώνει εναλλαγή μεταξύ μεγάλων και μικρών ενδιάμεσων χρόνων.

45

Βιβλιογραφία

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ben-Naim, E., Daub, E. G. and Johnson, P. A. (2013), Recurrence statistics of great earthquakes, Geophysical Research Letters, 40, 3021–3025. <u>https://doi.org/10.1002/grl.50605</u>

- Bonatis, P., Akinci, A., Karakostas, V., Papadimitriou, E. and Kaviris, G. (2021). Near-Fault Broadband Ground Motion Simulation Applications at the Central Ionian Islands, Greece. *Pure and Applied Geophysics*, 178, 3505–3527. <u>https://doi.org/10.1007/s00024-021-02825-9</u>
- Chen, Y., Liu, M., and Luo, G. (2020). Complex temporal patterns of large earthquakes: Devil's staircases. *Bulletin of Seismological Society of America*, 110 (3), 1064–1076. https://doi.org/10.1785/0120190148
- Console, R., Carluccio, R., Papadimitriou, E., and Karakostas, V. (2015). Synthetic earthquake catalogs simulating seismic activity in the Corinth Gulf, Greece, fault system, *Journal of Geophysical Research*, 120, 326–343. <u>https://doi.org/10.1002/2014JB011765</u>
- Gardner, J. K., and Knopoff, L. (1974), Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, *Bulletin of Seismological Society of America*, 64 (5), 1363–1367. <u>https://doi.org/10.1785/BSSA0640051363</u>
- Goh, K.-I., & Barabási, A.-L. (2008). Burstiness and memory in complex systems. *Europhysics Letters*, 81(4), 48,002. <u>https://doi.org/ 10.1209/0295-5075/81/48002</u>
- Goldsworthy, M., Jackson, J., & Haines, J., 2002. The continuity of active faults systems in Greece, *Geophysical Journal International*, 148, 596–618. <u>https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01609.x</u>.
- Grant, L. B., and Sieh, K. (1994). Paleoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas Fault in the Carrizo Plain, California. *Journal of Geophysical Research*, 99(B4), 6819. <u>https://doi.org/10.1029/94JB00125</u>
- Griffin, J. D., Stirling, M. W., and Wang, T. (2020). Periodicity and clustering in the long-term earthquake record. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL089272. <u>https://doi.org/10.1029/2020GL089272</u>
- 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.
- 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. https://doi.org/10.1785/012003254
- Κουρούκλας, Χ. (2023). Καθορισμός και προσομοίωση χρόνων επανάληψης ισχυρών σεισμών στον Ελληνικό χώρο με τη χρήση στοχαστικών μοντέλων: συμβολή στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, σελ. 392, Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. <u>http://dx.doi.org/10.12681/eadd/53270</u>
- LePichon, X., and Angelier, J. (1979). The hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42. <u>https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90131-8</u>.
- 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. <u>https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00078-5</u>
- Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake. In The California earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission (Vol. 2). Washington, D.C.: Carnegie Institution.

 Papadimitriou, E., Karakostas, V., Mesimeri, M., Chouliaras, G., and Kourouklas, Ch. (2017).
 The Mw6.5 17 November 2015 Lefkada (Greece) earthquake: structural interpretation by means of the aftershock analysis, *Pure and Applied Geophysics*, 174, 3869–3888. https://doi.org/10.1007/s00024-017-1601-3

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Papazachos, B. C., and Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, Journal of Geophysical Research, 76, 8517–8533. <u>https://doi.org/10.1029/jb076i035p08517</u>
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. and 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., Comninakis, P. E., Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., and 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.
- Papazachos, B. C., and Papazachou, C. B. (2003). The earthquakes of Greece (p. 273). Ziti publications.
- Rhoades, D.A., Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G., Console, R., and Murru, M. (2010).
 Correlation of Static Stress Changes and Earthquake Occurrence in the North Aegean
 Region. In: Savage, M.K., Rhoades, D.A., Smith, E.G.C., Gerstenberger, M.C., Vere-Jones,
 D. (eds) Seismogenesis and Earthquake Forecasting: The Frank Evison Volume II. Pageoph
 Topical Volumes. Springer, Base
- Salditch, L., Stein, S., Neely, J., Spencer, B. D., Brooks, E. M., Agnon, A., and Liu, M. (2020). Earthquake supercycles and long-term fault memory. *Tectonophysics*, 774, 228289. <u>https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228289</u>
- Scholz, C. H., (2019). *The mechanics of earthquake and faulting*. 3rd edn. Cambridge University Press, 504.
- Scordilis, E., Karakaisis, G. F., Karakostas, V., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E., and 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.
- Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Meltzner, A. J., Shen, C. C., Cheng, H., Li, K. S., et al. (2008). Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra. Science, 322(5908), 1674–1678. <u>http://doi.org/10.1126/science.1163589</u>
- Sykes, L. R., and Menke, W. (2006). Repeat times of large earthquakes: Implications for earthquake mechanics and long-term prediction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5), 1569–1596. <u>http://doi.org/10.1785/0120050083</u>
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: Improved version released, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 2013, 94, 409–410.