ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΟΥΡΑΝΙΑ Γ. ΜΑΓΓΙΡΑ Πτυχιούχος Μαθηματικός, MSc στη Στατιστική και Μοντελοποίηση

ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ: ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2021 ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI FACULTY OF SCIENCES SCHOOL OF GEOLOGY

OURANIA G. MANGIRA Graduate in Mathematics, MSc in Statistics and Modeling

STOCHASTIC MODELING OF SEISMOGENESIS IN GREECE: APPLICATIONS FOR SEISMIC HAZARD ASSESSMENT

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI 2021

ΟΥΡΑΝΙΑ Γ. ΜΑΓΓΙΡΑ Πτυχιούχος Μαθηματικός, MSc στη Στατιστική και Μοντελοποίηση

ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ: ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Αύγουστο του 2021

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 16/06/2021

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°: 218

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

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

Εξεταστική Επιτροπή

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ. Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ. Κουγιουμτζής Δημήτρης, Καθηγητής Α.Π.Θ. Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Α.Π.Θ. Σκορδύλης Εμμανουήλ, Καθηγητής Α.Π.Θ. Καραγρηγορίου Αλέξανδρος, Καθηγητής Πανεπιστημίου Αιγαίου Καβύρης Γεώργιος, Αναπληρωτής Καθηγητής Ε.Κ.Π.Α. © Ουρανία Γ. Μαγγίρα, 2021 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ: ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ. – Διδακτορική Διατριβή

© Ourania G. Mangira, 2021 All rights reserved. STOCHASTIC MODELING OF SEISMOGENESIS IN GREECE: APPLICATIONS FOR 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.

Η παρούσα διατριβή συγχρηματοδοτείται από την Ελλάδα και την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) μέσω του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Διά Βίου Μάθηση», στο πλαίσιο της Πράξης «Ενίσχυση του ανθρώπινου ερευνητικού δυναμικού μέσω της υλοποίησης διδακτορικής έρευνας» (MIS-5000432), που υλοποιεί το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών (ΙΚΥ)»



Επιχειρησιακό Πρόγραμμα Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Διά Βίου Μάθηση



Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης

Στου Δημήτρη και την Ιωάννα

Nothing in life is to be feared, it is only to be understood. Now is the time to understand more, so that we may fear less. Marie Curie (1867-1934)

Περιεχόμενα

Περιεχόμενα11
Ευχαριστίες15
Πρόλογος17
Περίληψη19
Abstract
Δημοσιεύσεις27
Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή29
1.1. Εισαγωγή 29
1.2. Σκοπός της διατριβής - Ερευνητικοί στόχοι
1.3. Περιοχές μελέτης
1.3.1. Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου34
1.3.2. Η περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων35
1.3.3. Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου37
1.4. Προηγούμενη έρευνα 39
1.4.1. Προηγούμενη έρευνα σχετικά με το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης39
1.4.2 Προηγούμενη έρευνα σχετικά με το Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου45
Κεφάλαιο 2. Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης51
2.1. Εισαγωγή
2.2. Μεθοδολογία - Περιγραφή του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης 51
2.2.1. Απλό Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΑΜΑΤ)52
2.2.2. Ανεξάρτητο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΑνΜΑΤ)55
2.2.3. Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΣΜΑΤ)56
2.2.4. Τροποποιήσεις του Μοντέλου59
2.2.4.1. Περιορισμένης-Μνήμης Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΠΜ-ΜΑΤ)59
2.2.4.2. ΣΜΑΤ με συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull

3.1. Εισαγωγή
Κεφάλαιο 3. Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (ETAS)13
2.4. Ενσωμάτωση των αποτελεσμάτων και Συζήτηση13
2.3.4.4. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ12
2.3.4.3. Εφαρμογή του ΑΜΑΤ12
2.3.4.2. Δεδομένα11
2.3.4.1. Εισαγωγή11
2.3.4. Εφαρμογή στο Βόρειο Αιγαίο11
2.3.3.4. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ11
2.3.3.3. Εφαρμογή του ΑΜΑΤ10
2.3.3.2. Δεδομένα10
2.3.3.1. Εισαγωγή10
2.3.3. Εφαρμογή στις Κεντρικές Ιόνιες Νήσους10
2.3.2.7. Εφαρμογή του Περιορισμένης-Μνήμης ΜΑΤ
2.3.2.6. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ με συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull9
2.3.2.5. Εφαρμογή του Περιορισμένου ΣΜΑΤ
2.3.2.4. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ
2.3.2.3. Εφαρμογή του ΑΜΑΤ7
2.3.2.2. Δεδομένα
2.3.2.1. Εισαγωγή
2.3.2. Εφαρμογή στον Κορινθιακό Κόλπο
2.3.1.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση
2.3.1.2. Δεδομένα6
2.3.1.1. Εισαγωγή6
2.3.1. Εφαρμογή στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο6
2.3. Εφαρμογές
2.2.6. Αξιολόγηση του Μοντέλου6
2.2.5. Προσαρμογή του Μοντέλου6

3.2. Μεθοδολογία 136
3.2.1. Περιγραφή του Μοντέλου Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου13
3.2.2. Αξιολόγηση του μοντέλου143
3.3. Εφαρμογές 146
3.3.1. Εφαρμογή στον Ελληνικό χώρο και την ευρύτερη περιοχή14
3.3.1.1. Εισαγωγή14
3.3.1.2. Δεδομένα14
3.3.1.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση149
3.3.2. Εφαρμογή στον Κορινθιακό Κόλπο16
3.3.2.1. Εισαγωγή16
3.3.2.2. Δεδομένα16
3.3.2.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση16
3.3.3. Εφαρμογή στις κεντρικές Ιόνιες Νήσους172
3.3.3.1. Εισαγωγή17
3.3.3.2. Δεδομένα17
3.3.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση174
3.3.4. Εφαρμογή στο Βόρειο Αιγαίο19-
3.3.4.1. Εισαγωγή19-
3.3.4.2. Δεδομένα194
3.3.4.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση190
3.4. Ενσωμάτωση των Αποτελεσμάτων και Συζήτηση21
Κεφάλαιο 4. Συμπερασματικές Παρατηρήσεις212
Βιβλιογραφία

.

Ευχαριστίες

Ένα μεγάλο κεφάλαιο της ζωής μου κλείνει με την ολοκλήρωση αυτής της διδακτορικής διατριβής και θα ήθελα να ευχαριστήσω μέσα από την καρδιά μου όλους εκείνους που με στήριξαν και συνεισέφεραν ο καθένας με τον τρόπο του στο να τα καταφέρω.

Πρώτα απ' όλα, θα ήθελα να εκφράσω τη βαθιά μου ευγνωμοσύνη στην επιβλέπουσα καθηγήτρια μου, κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία, η οποία με εμπιστεύθηκε με την ανάθεση αυτής της διατριβής και με μύησε στην επιστήμη της Σεισμολογίας. Εκτιμώ ειλικρινά το πόσο με στήριζε και με καθοδηγούσε καθ' όλη τη διάρκεια αυτών των χρόνων και με ωθούσε να βγάλω τον καλύτερο μου εαυτό. Με ενθάρρυνε και με προέτρεπε να δημοσιεύω τη δουλειά μου και μου έμαθε πόσο σημαντικό είναι στην επιστημονική κοινότητα να συμμετέχεις σε επιστημονικά συνέδρια, να μοιράζεσαι την έρευνα σου και να παραμένεις ενημερωμένος για όλες τις σχετικές επιστημονικές εξελίξεις. Θα ήθελα ακόμη να ευχαριστήσω τον κ. Τσακλίδη Γεώργιο, Καθηγητή του Τμήματος Μαθηματικών του Α.Π.Θ., μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, ο οποίος με ενέπνευσε από τα προπτυχιακά μου χρόνια. Μετά την αγαστή μας συνεργασία στις μεταπτυχιακές μου σπουδές, έδειχνε πάντα ενδιαφέρον για την πορεία μου και ήταν πάντα δίπλα μου όποτε τον χρειάστηκα και ηθικά αλλά και σε θέματα που αφορούσαν τα Μαθηματικά. Ευχαριστώ τον κ. Κουγιουμτζή Δημήτρη, Καθηγητή του Τμήματος Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Μηχανικών Υπολογιστών της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ., μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, για τις εύστοχες παρατηρήσεις του και την προθυμία του να με βοηθήσει όποτε του το ζήτησα.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της Επταμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, κ. Καρακώστα Βασίλειο, κ. Καραγρηγορίου Αλέξανδρο, κ. Καβύρη Γεώργιο και κ. Σκορδύλη Εμμανουήλ για τη διόρθωση του τελικού κειμένου και τις παρατηρήσεις τους προκειμένου να βελτιωθεί. Ξεχωριστά, οφείλω να εκφράσω την εκτίμηση μου στον κ. Καρακώστα για τη συνεργασία μας σε ένα πλήθος δημοσιεύσεων και τον μεθοδικό πάντα τρόπο με τον οποίο προσέγγιζε τη δουλειά μου.

Είμαι ευγνώμων στον Δρ Rodolfo Console και στη Δρ Maura Murru, ερευνητές στο INGV στη Ρώμη, οι οποίοι με υποδέχτηκαν με τον καλύτερο τρόπο, με φιλοξένησαν στο Ινστιτούτο για δύο μήνες μέσω του Προγράμματος ERASMUS, μου παρείχαν απλόχερα υλικοτεχνική υποστήριξη, μου άνοιξαν νέους ορίζοντες στη Στατιστική Σεισμολογία και συνεργαστήκαμε αρμονικά για τη δημοσίευση εργασιών. Καθοριστική υπήρξε και η συμβολή του Δρ Γιώργου Βασιλειάδη, ο οποίος ήταν πάντα πρόθυμος με αξιοσημείωτη μεθοδικότητα, από τις μεταπτυχιακές μου σπουδές ακόμη, να συζητήσει μαζί μου οποιοδήποτε θέμα με απασχολούσε πάνω στα Μαθηματικά και ιδιαίτερα τις μεθόδους βελτιστοποίησης, και να με βοηθήσει στο προγραμματιστικό κυρίως μέρος της διατριβής.

Θα ήθελα ακόμη να τονίσω ότι το περιβάλλον του Τομέα Γεωφυσικής, του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. παρέχει πρόσφορο έδαφος για ένα νέο επιστήμονα αφού τα μέλη του είναι πάντα πρόθυμα να παρέχουν τις γνώσεις τους. Ένα ιδιαίτερο ευχαριστώ θα ήθελα να πω μέσα από την καρδιά μου στους νέους συναδέλφους με τους οποίους μοιραστήκαμε όμορφες στιγμές αυτά τα χρόνια, τον Πολυζώη Μπουντζή, τον Δρ. Δημήτρη Χορόζογλου, τον Παύλο Μπονάτη, τον Τάσο Κώστογλου και τη Στέλλα Κίρκου. Ιδιαίτερη θέση κατέχει ο Χρήστος Κουρούκλας, στον οποίο πάντα κατέφευγα για όλα τα θέματα που με απασχολούσαν, για την αρμονική μας συνεργασία σε πλήθος δημοσιεύσεων και για τις πολύτιμες στιγμές που μοιραστήκαμε στη Ρώμη.

Οι λέξεις δεν είναι αρκετές για να εκφράσουν τα συναισθήματά μου για την οικογένεια μου, την αδερφή μου και τους γονείς μου. Η αγάπη τους, η στήριξη που μου παρέχουν σε όλη τη διάρκεια της ζωής μου, η εμπιστοσύνη, η υπομονή τους είναι για μένα ό,τι καλύτερο θα μπορούσα να ζητήσω. Στον άνθρωπο της ζωής μου, Δημήτρη, σε ευχαριστώ που ήσουν συνοδοιπόρος σε αυτό το ταξίδι. Ιωάννα μου ελπίζω η μαμά σου να σε εμπνεύσει και να βρεις τον δικό σου μοναδικό δρόμο.

Πρόλογος

Στόχο της παρούσας διδακτορικής διατριβής αποτελεί η διερεύνηση της διαδικασίας της σεισμογένεσης μέσω της ανάπτυξης και εφαρμογής στοχαστικών μοντέλων, καθώς και ο προσδιορισμός της δυναμικής της εξέλιξης σε επιλεγμένες περιοχές του ελληνικού χώρου. Ο απώτερος σκοπός της μελέτης είναι να παραχθούν αξιόπιστα αποτελέσματα για την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης επικείμενων σεισμών.

Η διατριβή διαρθρώνεται σε τέσσερα κεφάλαια. Το πρώτο κεφάλαιο είναι εισαγωγικό και αναφέρεται στον σκοπό της παρούσας μελέτης. Μετά από μία σύντομη περιγραφή των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών των υπό μελέτη περιοχών, γίνεται μία βιβλιογραφική ανασκόπηση των προτεινόμενων στοχαστικών μοντέλων, καθώς και των σχετικών αποτελεσμάτων που έχουν δημοσιευτεί στον ελληνικό χώρο.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφονται με λεπτομέρεια οι βασικές αρχές που διέπουν το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης και αναπτύσσονται οι διαφορετικές μορφές του μοντέλου, συμπεριλαμβανομένου του Απλού, του Ανεξάρτητου και του Συζευγμένου Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης. Προτείνονται εναλλακτικές μορφές, όπως το μοντέλο με συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull και το περιορισμένης μνήμης μοντέλο. Επεξηγείται το φυσικό νόημα των παραμέτρων, οι περιορισμοί που τους διέπουν και παρέχεται αναλυτικά η μεθοδολογία για την εκτίμηση τους. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι εφαρμογές στο σύνολο του ελληνικού χώρου, στον Κορινθιακό Κόλπο, την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων και του Βορείου Αιγαίου. Η αξιολόγηση των μοντέλων επιτυγχάνεται με τη βοήθεια στατιστικών κριτηρίων και της ανάλυσης υπολοίπων.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται εκτενώς το βραχείας κλίμακας Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (ΕΤΑS) και το πλαίσιο γύρω από το οποίο αναπτύχθηκε. Παρουσιάζεται η μεθοδολογία για την εκτίμηση των παραμέτρων και η αξιολόγηση της απόδοσης του μοντέλου με τη βοήθεια στατιστικών κριτηρίων. Ακολουθούν οι εφαρμογές στην ευρύτερη περιοχή του ελληνικού χώρου, την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, των Κεντρικών Ιονίων Νήσων και του Βορείου Αιγαίου, όπου εξετάζονται αναδρομικά οι εκτιμήσεις επικείμενων ισχυρών καθώς και μικρότερου μεγέθους σεισμών-στόχων. Γίνεται σύγκριση μεταξύ των αναμενόμενων και των παρατηρούμενων σεισμών, όπως και διερεύνηση της συμφωνίας μεταξύ του χωρικού καταγεγραμμένων σεισμών. Η επικύρωση των αποτελεσμάτων επιτυγχάνεται μέσα από στατιστικά εργαλεία, όπως το R-αποτέλεσμα και το κέρδος πιθανοτήτων. Κατασκευάζονται διαγράμματα ROC, μέσα από τα οποία γίνεται σύγκριση της απόδοσης του προτεινόμενου μοντέλου σε σχέση με μία τυχαία πρόβλεψη και δίνονται ποσοτικά οι ρυθμοί των επιτυχημένων εκτιμήσεων αλλά και των εσφαλμένων συναγερμών, που μπορούν να αποτελέσουν κριτήριο για την εφαρμογή των μοντέλων σε πραγματικό χρόνο για εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε καθημερινή βάση.

Στο τέταρτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα και παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της διατριβής.

Περίληψη

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σύνθετων συστημάτων ρηγμάτων, ιδιαίτερα σε χώρες που πλήττονται συχνά από ισχυρούς σεισμούς, όπως η Ελλάδα, προσελκύει το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας διεθνώς. Η εκτίμηση του χρόνου γένεσης μελλοντικών σεισμών σε μία ορισμένη περιοχή, αποτελεί αναπόσπαστο κομμάτι των μελετών που σχετίζονται με τη διερεύνηση της σεισμικής δραστηριότητας. Αυτή μπορεί να επιτευχθεί με την ανάλυση των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας, και την ανάπτυξη και εφαρμογή στοχαστικών μοντέλων που είναι ικανά να αναπαράγουν τη συμπεριφορά της σεισμικότητας. Προς αυτή την κατεύθυνση είναι προσανατολισμένη η παρούσα διατριβή με απώτερο σκοπό να παραχθούν αξιόπιστα αποτελέσματα για την εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης επικείμενων σεισμών σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από έντονη σεισμικότητα, όπως τον Κορινθιακό Κόλπο, τις κεντρικές Ιόνιες Νήσους, το Βόρειο Αιγαίο αλλά και τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο στο σύνολο του.

Η εξέλιξη και ανάπτυξη των σεισμογόνων ρηγμάτων στον χώρο και στον χρόνο οδηγεί στην αλληλεπίδρασή τους έχοντας ως αποτέλεσμα την επιτάχυνση ή την επιβράδυνση της γένεσης σεισμών στην περιοχή που επηρεάζουν κάθε φορά. Σε αυτό το πλαίσιο στηρίζεται το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης, όπου θεωρείται ότι η ελαστική ανηγμένη παραμόρφωση συσσωρεύεται σε ένα ρήγμα λόγω της συνεχούς τεκτονικής φόρτισης και απελευθερώνεται όταν το ρήγμα ολισθαίνει κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Η ενέργεια ελαστικής ανηγμένης παραμόρφωσης που απελευθερώνεται απαιτεί την πάροδο ορισμένης χρονικής περιόδου μέχρι την επανασυσσώρευσή της και τη γένεση του επόμενου σεισμού. Το Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης, που αποτελεί εκτεταμένη εκδοχή, εξετάζει τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ ρηγμάτων και περιοχών, επιτρέποντας διέγερση ή αποδιέγερση της σεισμικής δραστηριότητας γειτονικών περιοχών, λόγω μεταφοράς τάσης.

Κατά τη διερεύνηση του μοντέλου ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε σε υπολογιστικά ζητήματα και τρόπους με τους οποίους μπορεί να βελτιωθεί. Όσον αφορά την εκτίμηση των παραμέτρων, πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας. Κατασκευάστηκαν κώδικες προκειμένου να βρεθεί ο βέλτιστος συνδυασμός παραμέτρων που οδηγεί στο ολικό μέγιστο, μέσα από τη δημιουργία ενός πυκνού πλέγματος και τον έλεγχο εκατομμυρίων αρχικών σημείων. Η βελτιστοποίηση μάλιστα ενσωματώνει περιορισμούς, προκειμένου ορισμένες από τις εκτιμώμενες παραμέτρους να λαμβάνουν τιμές σε ορισμένο εύρος. Επιπλέον, έγινε εφαρμογή του Μοντέλου

19

Απελευθέρωσης Τάσης σε ισχυρούς σεισμούς των υπό μελέτη περιοχών με σκοπό να ελεγχθεί η ευαισθησία των παραμέτρων μεταβάλλοντας το χρονικό διάστημα και τα κατώφλια μεγέθους. Με αυτόν τον τρόπο έγινε έλεγχος της μεταβλητότητας των παραμέτρων και του βαθμού της προβλεψιμότητας (degree of predictability) σε σχέση με το μοντέλο Poisson.

Έγινε εμβάθυνση στη βασική συνάρτηση με την οποία το επίπεδο τάσης αυξανόμενο σηματοδοτεί αυξημένη σεισμική επικινδυνότητα, δηλαδή τη συνάρτηση που περιγράφει τη στοχαστική συμπεριφορά της διαδικασίας, η οποία ονομάζεται υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης (conditional intensity function) ή ισοδύναμα συνάρτηση κινδύνου (hazard function). Η τελευταία συνηθίζεται στη βιβλιογραφία να έχει εκθετική μορφή. Εντάχθηκε στο μοντέλο μία μορφή τύπου Weibull, η οποία αν και παρουσιάζει παρόμοια αποτελέσματα με αυτά της εκθετικής, τελικά προκύπτει ότι δεν υπάρχει λόγος να υιοθετηθεί, γιατί με αυτό τον τρόπο εντάσσονται στο μοντέλο περισσότερες παράμετροι που αυξάνουν την πολυπλοκότητά του, αλλά όχι και την πληροφορία που παίρνουμε.

Προτάθηκε, επιπλέον, μία τροποποίηση του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης, όπου διερευνάται η μνήμη της σημειακής διαδικασίας με βάση μία καινούρια μορφή για την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης. Στην αρχική εκδοχή του μοντέλου, η βασική έννοια της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης που καθορίζει τις πιθανότητες γένεσης λαμβάνει υπόψη της σε κάθε χρονική στιγμή όλη την ιστορία. Στο προτεινόμενο μοντέλο, γίνεται έλεγχος της μνήμης της διαδικασίας, ώστε η γένεση ενός επερχόμενου σεισμού να μην εξαρτάται από όλη την ιστορία της διαδικασίας αλλά από ένα περιορισμένο πλήθος *m* προηγούμενων αφίξεων. Με τον τρόπο αυτό μειώνεται το υπολογιστικό κόστος, καθώς αφού βρεθεί η μνήμη, δεν είναι απαραίτητη η γνώση όλων των προηγούμενων σεισμών, αλλά μόνο κάποιων προηγούμενων.

Οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ υποπεριοχών ελέγχθηκαν μέσω του Συζευγμένου Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης και προτάθηκαν διαφορετικοί τρόποι διερεύνησής τους. Αυτοί περιλαμβάνουν τον έλεγχο των διαστημάτων εμπιστοσύνης των παραμέτρων μεταφοράς, αν δηλαδή περιλαμβάνουν είτε μόνο θετικές είτε μόνο αρνητικές τιμές και, επομένως, αν ο τρόπος που η σεισμικότητα μίας περιοχής επηρεάζει την άλλη είναι σαφώς ορισμένος. Το καταλληλότερο μοντέλο μπορεί να ελεγχθεί επιπλέον με τη βοήθεια στατιστικών κριτηρίων, τα οποία λειτουργούν ως μέτρο για τον διαχωρισμό σε περισσότερες υποπεριοχές ή σε σύμπτυξή τους για την αποφυγή υπερπροσαρμογής. Από τις πλέον κατάλληλες στρατηγικές είναι να εισάγονται εκ των προτέρων σε ένα μοντέλο περιορισμοί που έχουν προκύψει με βάση το γεωφυσικό νόημα της σημειακής διαδικασίας. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η εφαρμογή του σεισμικού μοντέλου μεταφοράς τάσης που μέσω των υπολογισμών των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb ΔCFF, μπορεί να παράσχει πληροφορίες για το αν η γένεση ενός σεισμού επιταχύνεται ή επιβραδύνεται εξαιτίας ενός σεισμού που γίνεται σε μία γειτονική περιοχή.

Για τη μελέτη της βραχείας κλίμακας σεισμικότητας, εφαρμόστηκε το στατιστικό μοντέλο ΕΤΑS, το οποίο παρέχει τη δυνατότητα ποσοτικοποίησης της σχέσης μεταξύ των σεισμών. Το μοντέλο αυτό βρίσκεται μεταξύ των πιο δημοφιλών στην επιστημονική κοινότητα για τη διερεύνηση της σεισμικής συσταδοποίησης (seismic clustering), δηλαδή του αυξανόμενου ρυθμού σεισμικότητας που παρατηρείται σε μικρά χρονικά και χωρικά παράθυρα σε σύγκριση με το μακροπρόθεσμο μοτίβο σεισμογένεσης. Για κάθε περιοχή μελέτης προτάθηκε ένα επιδημικό μοντέλο σύμφωνα με τα δεδομένα που προέρχονται από κάποια περίοδο εκμάθησης. Κατά την περίοδο αυτή το μοντέλο «εκπαιδεύεται» στο χωρο-χρονικό μοτίβο σεισμικότητας, προκειμένου να μπορεί να προσαρμοστεί έγκαιρα μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού και να προβλέψει μελλοντικά γεγονότα. Στη συνέχεια έγινε αναδρομικός έλεγχος της απόδοσης του μοντέλου σε κάποια περίοδο ελέγχου, που περιλαμβάνει κατά προτίμηση κάποιον ισχυρό σεισμό, ώστε να διερευνηθεί αν το μοντέλο δίνει αυξημένες πιθανότητες γένεσης πριν από αυτόν, αλλά και αν μπορεί να προσαρμοστεί και να εκτιμήσει την εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας.

Εκτός από τον έλεγχο με βάση τις ημερήσιες πιθανότητες γένεσης σεισμών πάνω από ένα ορισμένο κατώφλι μεγέθους, η σύγκριση περιελάμβανε το πλήθος των σεισμών –παρατηρούμενων και αναμενόμενων σύμφωνα με το μοντέλο – σε ημερήσια βάση. Επιπλέον, εκτιμήθηκε η χωρική κατανομή των αναμενόμενων σεισμών μέσα από χάρτες χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας, με στόχο να ελεγχθεί αν συνάδει με τα επίκεντρα των παρατηρούμενων σεισμών.

Αφού τέθηκε ένα ελάχιστο κατώφλι μεγέθους πάνω από το οποίο θέλουμε να εξετάσουμε αν επιτυγχάνεται πρόγνωση, υιοθετήθηκε η μέθοδος Pattern Informatics (PI). Δημιουργήθηκαν 2x2 πίνακες συνάφειας στους οποίους υπολογίζεται κάθε φορά το πλήθος των σεισμών που ορθώς προβλέφθηκαν, το πλήθος των εσφαλμένων συναγερμών, το πλήθος των επιτυχημένων προβλέψεων μη γένεσης και το πλήθος των σεισμών που δεν προβλέφθηκαν. Με βάση αυτές τις ποσότητες υπολογίστηκαν οι τιμές του Ρυθμού των Επιτυχιών *Η* και του Ρυθμού των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, του R-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων (probability gain), δηλαδή στατιστικών κριτηρίων για τον έλεγχο απόδοσης του μοντέλου, και κατασκευάστηκαν διαγράμματα

21

ROC για να διαπιστωθεί αν τα αποτελέσματα σχετίζονται με αξιόπιστες εκτιμήσεις για την εξέλιξη μίας μετασεισμικής ακολουθίας.

Abstract

Seismic hazard assessment of complex fault systems attracts the interest of the scientific community, especially in countries that are often struck by strong earthquakes, like Greece. The estimation of the occurrence time of future earthquakes, in a certain region, consists an indispensable part of the studies that are related to the investigation of seismic activity. The latter can be feasible through the development and application of stochastic models that are capable of reproducing the seismic behavior. The main goal of this dissertation is the extraction of reliable results regarding the estimation of probabilities of occurrence of upcoming earthquakes in regions that are characterized by intense seismic activity, namely the Corinth Gulf, central Ionian Islands, North Aegean area and the Greek territory as a whole.

The evolution of seismogenic faults in space and time leads to their interactions, having as a result the acceleration or deceleration of seismicity in the area of interest. This is the basic assumption of the Stress Release Model, where elastic strain is accumulated in a fault due to tectonic loading and is released when an earthquake occurs. The energy released during an earthquake results in a period of quiescence until its re–accumulation and the genesis of the next earthquake. The Linked Stress Release Model, which is an extended version of the original model, investigates the interactions among faults and regions allowing excitation or damping of the seismic activity of adjacent regions, due to stress transfer.

During the investigation of the model, particular attention has been drawn to computational issues and ways through which the model may be improved. The estimation of parameters has been numerically performed by maximizing the loglikelihood function. Computer codes have been constructed in order to determine the optimal combination of parameters that lead to the global maximum through the creation of a dense grid and the scanning of million initial points. The optimization incorporates restrictions in order to allow certain parameters to lie on a certain range. The Stress Release Model has also been applied to strong earthquakes that occurred in the regions under study in order to check the sensitivity of the parameters and the degree of predictability when compared to the Poisson model.

The basic function which controls the stochastic behavior of the point process, called conditional intensity function, or equivalently hazard function, has been studied in depth. The latter usually has an exponential form in the literature. A Weibull-type form has also been incorporated in the model. Although the results are quite similar compared

to those derived from the exponential type, it is concluded that there is no reason to adopt the alternative form. That's because more parameters are added and the complexity is increased while the information we get is not.

A modification of the Stress Release Model has been suggested, where the memory of the point process is examined based on a new form of the conditional intensity function. In the original version of the model, the conditional intensity function takes into account the entire history of the process. In the suggested model, the memory of the process depends only on the *m* most recent arrival times. The computational burden is decreased in that way, as after the memory is computed, it is not necessary to have knowledge of all previous earthquakes but only of some previous ones.

The interactions between subregions have been examined through the Linked Stress Release Model and different ways for their determination have been investigated. One strategy comprises of checking the confidence intervals of the transfer parameters, i.e., whether they exclusively include negative or positive values, and thus, whether the way the seismicity of a subregion affects an adjacent one is clearly determined. The most suitable model can also be chosen by means of statistical criteria, which are used as a measure of distinction into more subregions or if they should be joined in order to avoid over-fitting. Among the most appropriate approaches is to introduce *a priori* constraints in a model based on the geophysical meaning of the process. Calculating the coseismic Coulomb stress changes ΔCFF can provide information whether the genesis of an earthquake is brought closer or further due to an earthquake occurring in an adjacent region.

Regarding the short-term seismicity, the statistical model named Epidemic Type Aftershock Sequence (ETAS) model, which is among the most popular models in the scientific community for investigating seismic clustering, has been applied. It is based upon the assumption that each event, irrespective of whether it is small or large, is considered capable to produce its own offsprings. For each study area an epidemic model has been suggested based on data derived from a learning period in which the model is "trained" in the spatio-temporal pattern of seismicity, in order to be able to quickly adjust after the genesis of a strong earthquake and predict future events. A retrospective check of the performance of the model is carried out in a verification period, which should ideally include a strong event to investigate whether the model assumes increased probabilities before the main shock and whether it can adjust and estimate successfully the evolution of the aftershock activity. Apart from checking the daily probabilities of occurrence of events above a certain magnitude threshold, the comparison comprised the number of – observed and expected according to the model – events in a daily basis. The spatial distribution of the expected events has also been estimated through maps of time-dependent seismicity, aiming at testing if it is consistent with the positions of the observed events.

After defining a minimum threshold of magnitude above which we examine if forecasting is achieved, the method of Pattern Informatics has been adopted. 2x2 contingency tables have been constructed, in which the number of earthquakes that have successfully been predicted, the number of false alarms, the number of successful predictions of non-occurrence and the number of earthquakes that haven't been predicted, are computed. The evaluation of the performance of the model has been carried out by means of popular statistical tools, such as the Hit Rate *H*, the False Alarm Rate *F*, the probability gain and the *R*-score. Relative Operating Characteristic (ROC) diagrams have been created in order to find out if the results are related to reliable estimations regarding the evolution of an aftershock sequence.

Δημοσιεύσεις

Δημοσιεύσεις σε διεθνή περιοδικά (εντός διδακτορικής διατριβής)

- Mangira, O., Papadimitriou, E., & Vasiliadis, G. (2021). Self-correcting models in Seismology. Possible Coupling Among Seismic Areas. In: *Statistical Methods and Modeling of seismogenesis*, (eds N. Limnios, E. Papadimitriou and G. Tsaklidis). https://doi.org/10.1002/9781119825050.ch8.
- Mangira, O., Vasiliadis, G., Tsaklidis, G., & Papadimitriou, E. (2021). A constrainedmemory stress release model (CM-SRM) for the earthquake occurrence in the Corinth Gulf (Greece). *Environmental and Ecological Statistics*. https://doi.org/10.1007/s10651-020-00478-w.
- Mangira, O., Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M., & Karakostas, V. (2020). The short-term seismicity of the Central Ionian Islands (Greece) studied by means of a clustering model. *Geophysical Journal International*, 220, 856–875. https://doi.org/10.1093/gji/ggz481.
- Mangira, O., Console, R., Papadimitriou, E., & Vasiliadis, G. (2018). A restricted Linked Stress Release Model (LSRM) for the Corinth gulf (Greece). *Tectonophysics*, 723, 162-171. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.011
- Mangira, O., Vasiliadis, G., & Papadimitriou, E. (2017). Application of a linked stress release model in Corinth Gulf and Central Ionian Islands (Greece). *Acta Geophysica*, 65(3). https://doi.org/10.1007/s11600-017-0031-z.
- 6. <u>Mangira, O.</u>, Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M., & Karakostas, V. (2021). An earthquake clustering model in North Aegean Area (Greece). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* (submitted)

Δημοσιεύσεις σε διεθνή περιοδικά (εκτός διδακτορικής διατριβής)

 Kourouklas, Ch., <u>Mangira, O.,</u> Rodolfo, C., Papadimitriou, E., Murru, M. (2021). Shortterm 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*. https://doi.org/10.1007/s11600-021-00583-9.

- Mangira, O., Papadimitriou, E., & Karakostas, V. (2021). Temporal variations of bvalues in central Ionian Islands (Greece). *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*. https://doi.org/10.4430/bgta0341.
- Kourouklas., C., <u>Mangira</u>, O., Iliopoulos, A., Chorozoglou, D., & Papadimitriou, E. (2020). A study of short-term spatiotemporal clustering features of Greek seismicity. *Journal of Seismology*, 459-477. https://doi.org/10.1007/s10950-020-09928-1.
- Omar, Kh. A., & <u>Mangira, O.</u> (2020). A stress release model in Egypt. *Geotectonics*, 54, 106-112. https://doi.org/10.1134/S0016852120010082.
- Iliopoulos A., Chorozoglou D., Kourouklas C., <u>Mangira O.</u>, & Papadimitriou, E. (2020). Memory and renewal aging of strong earthquakes in Hellenic seismicity. *Chaos, Solitons and Fractals*, *131*. https://doi.org/10.1016/j.chaos.2019.109511.
- 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. https://doi.org/10.1007/s11600-019-00284-4.
- Chorozoglou, D., Iliopoulos, A., Kourouklas, C., <u>Mangira, O.,</u> & Papadimitriou, E. (2019). *Pure and Applied Geophysics*, 176, 4649–4660. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02253-w.
- Iliopoulos, A., Chorozoglou, D., Kourouklas, C., <u>Mangira, O.</u>, & Papadimitriou, E. (2019). Superstatistics, complexity and earthquakes: a brief review and application on Hellenic seismicity. *Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata*, 60. https://doi.org/10.4430/bgta0290.

Δημοσιεύσεις σε τόμους συνεδρίων (με κρίση)

- Mangira, O., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Vassiliadis, G. (2017). Seismic hazard assessment for the Corinth Gulf and central Ionian Islands by means of the Linked Stress Release model. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50(3), 1369-1378. https://doi.org/10.12681/bgsg.11850.
- Mangira, O., Vasiliadis, G., & Papadimitriou, E. (2016). Using a Weibull-type conditional intensity function for the Linked Stress Release Model Application for the Corinth Gulf. 29th Panhellenic Statistics Conference, 335–344.
- Mangira, O., Tsaklidis, G., Papadimitriou, E., & Votsi, I. (2015). Investigation of the use of the Linked Stress Release Model in the Corinth Gulf. Seismic Hazard Assessment. 28th Panhellenic Statistics Conference, 207–221.

Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή

1.1. Εισαγωγή

Η εκτίμηση του χρόνου γένεσης των μελλοντικών σεισμών, σε μία ορισμένη περιοχή, αποτελεί ένα αναπόσπαστο κομμάτι των μελετών που σχετίζονται με την εκτίμηση της σεισμικής δραστηριότητας. Αυτή μπορεί να επιτευχθεί με την ανάλυση των χρονικών ιδιοτήτων της σεισμικότητας και κατ' επέκταση την ανάπτυξη μοντέλων που είναι ικανά να αναπαράγουν τη συμπεριφορά της σεισμικότητας. Η εφαρμογή στοχαστικών και όχι αιτιοκρατικών μοντέλων επιτάσσεται από τον περιορισμένο αριθμό των διαθέσιμων δεδομένων (ενόργανες καταγραφές και ιστορικοί κατάλογοι σεισμών) καθώς επίσης και από το γεγονός ότι η σεισμογένεση είναι ένα αυτό-οργανωμένο σύστημα, που συνδέεται με πολλά πολύπλοκα φαινόμενα, όπως για παράδειγμα η ετερογένεια των ρηγμάτων. Ο Sir Harold Jeffreys, που θεωρείται πρωτοπόρος στην επαγωγική στατιστική, υποστήριξε ότι, για να αξίζει το όνομα της, κάθε φυσική θεωρία θα πρέπει να παρέχει τα μέσα όχι μόνο για να προβλέπει τις απαραίτητες ποσότητες, αλλά και τις αβεβαιότητες τους (Jeffreys, 1939). Ουσιαστικά δηλαδή υποστήριζε ότι κάθε φυσική θεωρία θα πρέπει να βασίζεται σε ένα στοχαστικό μοντέλο.

Παρόλο που ένα αιτιοκρατικό μοντέλο στοχεύει στο να περιγραφεί πλήρως ένα φαινόμενο και να γίνουν ακριβείς προγνώσεις, ένα στοχαστικό μοντέλο εισάγει ένα ορισμένο επίπεδο τυχαιότητας στην υπό μελέτη φυσική διαδικασία, με αποτέλεσμα την πρόβλεψη μελλοντικών σεισμών. Τα στοχαστικά μοντέλα αναγνωρίζουν ότι κάποιες πλευρές της φυσικής διαδικασίας δεν μπορούν να ληφθούν υπόψη, τουλάχιστον για πρακτικούς σκοπούς, και πρέπει να αντικατασταθούν στο μοντέλο από κάποια άγνωστη κι επομένως τυχαία διαδικασία. Η πρόγνωση σεισμών που βασίζεται σε στοχαστικά μοντέλα δίνεται σε όρους πιθανοτήτων γένεσης (Vere–Jones, 2010). Τα στοχαστικά μοντέλα μπορεί να βασίζονται είτε στη διαδικασία Poisson χωρίς μνήμη είτε σε άλλες διαδικασίες που περιέχουν μνήμη, όπως βραχείας και μακράς διάρκειας συμπεριφορά συσταδοποίησης (Kagan & Jackson, 1991) ή ημι–περιοδική γένεση σεισμών (Papazachos et al., 1997). Δεδομένου ότι οι σεισμοί εμφανίζονται συσταδοποιημένοι στον χρόνο, μπορεί να υποστηριχθεί ότι υπάρχει κάποιος βαθμός μνήμης και, επομένως, τα πιο κατάλληλα μοντέλα είναι τα χρονικά εξαρτώμενα (Mangira et al., 2019).

Δύο διαφορετικές κύριες προσεγγίσεις κυριαρχούν κατά την ανάπτυξη και εφαρμογή χρονικά εξαρτώμενων στοχαστικών μοντέλων. Στη «με βάση το ρήγμα (fault based)» προσέγγιση οι έρευνες ασχολούνται με χρονικά διαστήματα μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών (μεσοδιαστήματα) που γίνονται σε ένα συγκεκριμένο τέμαχος

ρήγματος, με μέγεθος μεγαλύτερο από ένα ορισμένο κατώφλι. Ο στόχος αυτών των μοντέλων είναι η εκτίμηση της μακροπρόθεσμης γένεσης ισχυρών σεισμών σε μία δεδομένη περιοχή με γνωστά ρήγματα.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η γένεση των σεισμών αποτελεί μία πολύπλοκη φυσική διαδικασία. Πρόκειται για το θραυσιγενές αποτέλεσμα μιας μακρόχρονης διαδικασίας συσσώρευσης ελαστικής ανηγμένης παραμόρφωσης στον φλοιό της Γης, η οποία οφείλεται στις λιθοσφαιρικές κινήσεις (Ben–Zion, 2008). Τα σεισμογόνα ρήγματα σπάνια εμφανίζονται ως μεμονωμένες δομές. Αντίθετα, κατακερματίζονται σε όλες τους τις διαστάσεις, τέμνονται, επικαλύπτονται, συνενώνονται, σχηματίζοντας συστήματα, διατάξεις και πληθυσμούς με όμοια ή αντιθετικά μεταξύ τους χαρακτηριστικά (Peacock et al., 2000; Ben–Zion & Sammis, 2003). Η εξέλιξη και ανάπτυξη των δομών αυτών στον χώρο και στον χρόνο έχει ως αποτέλεσμα την αλληλεπίδρασή τους είτε μηχανικά είτε μέσω του πεδίου των τάσεών τους με συνέπεια την επιτάχυνση ή την επιβράδυνση της γένεσης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή που επηρεάζουν κάθε φορά (Scholz, 2002; Hardebeck, 2004; Zöller & Hainzl, 2007). Συχνά μάλιστα γίνονται ισχυρότεροι σεισμοί από το αναμενόμενο, κάτι που περιπλέκει ακόμα περισσότερο τη σχέση μεταξύ ρηγμάτων και σεισμών. Με βάση αυτή τη δεύτερη προσέγγιση που εστιάζει στην ετερογένεια των ρηγμάτων και στην αλληλεπίδραση μεταξύ γειτονικών ρηγμάτων μοντελοποιούνται οι φυσικές διαδικασίες «με βάση τη σεισμικότητα (seismicity based)» που υποθέτουν ότι οι μελλοντικοί σεισμοί χαρακτηρίζονται από χρονικά μοτίβα γένεσης των παρελθόντων σεισμών σε μία συγκεκριμένη περιοχή εξαιτίας όλων των πιθανών σεισμικών πηγών, όχι μόνο των ισχυρών και γνωστών αλλά και των μικρότερων (Frankel, 1995).

Αυτά τα μοντέλα συνδυάζουν φυσικές διαδικασίες που σχετίζονται με τη γένεση ισχυρών σεισμών, όπως η συσσώρευση, η απελευθέρωση και η μεταφορά της τάσης, αλλά και γνωστούς εμπειρικούς νόμους της Σεισμολογίας, όπως ο νόμος των Gutenberg-Richter (G-R) (Gutenberg & Richter, 1949) και ο νόμος του Omori (Omori, 1894). Οι εφαρμογές τέτοιων μοντέλων μπορούν να παρέχουν είτε βραχυπρόθεσμες είτε μακροπρόθεσμες εκτιμήσεις των επόμενων σεισμών σε μία δοσμένη περιοχή. Παράδειγμα της πρώτης κατηγορίας αποτελεί το Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (Epidemic–Type Aftershock Sequence; ETAS) (Ogata, 1988, 1998; Console & Murru, 2001) και της δεύτερης το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (MAT; Vere–Jones, 1978).

1.2. Σκοπός της διατριβής - Ερευνητικοί στόχοι

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σύνθετων συστημάτων ρηγμάτων αποτελεί αντικείμενο εκτεταμένης έρευνας και προσελκύει το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας διεθνώς, ιδιαίτερα σε χώρες οι οποίες πλήττονται συχνά από ισχυρούς σεισμούς, όπως η Ελλάδα. Προς αυτή την κατεύθυνση, τα τελευταία χρόνια έχουν αναπτυχθεί στοχαστικά μοντέλα χρονικά ανεξάρτητης και χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας, τα οποία σε συνδυασμό με την ανάπτυξη καινοτόμων μεθοδολογιών ανάλυσης δεδομένων, την αξιοπιστη εκτίμηση των παραμέτρων και τον έλεγχο των προγνώσεων, επιχειρούν όχι μόνο να συμβάλουν στην κατανόηση των τρόπων με τους οποίους εκδηλώνεται η σεισμικότητα, αλλά και να αποτελέσουν ισχυρά και αποτελεσματικά εργαλεία για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Στόχος της παρούσας διδακτορικής διατριβής αποτελεί η διερεύνηση της διαδικασίας της σεισμογένεσης μέσω της ανάπτυξης και εφαρμογής στοχαστικών μοντέλων καθώς και ο προσδιορισμός της δυναμικής της εξέλιξης στον ελληνικό χώρο, με σκοπό να παραχθούν αξιόπιστα αποτελέσματα για την εκτίμηση των πιθανοτήτων γένεσης επικείμενων σεισμών.

Η θεώρηση από ένα στοχαστικό μοντέλο ως τυχαίων κάποιων πτυχών της υπό μελέτη σημειακής διαδικασίας, δεν υπονοεί έλλειψη φυσικής διαδικασίας και ερμηνείας. Το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΜΑΤ), που αναπτύσσεται και εφαρμόζεται στην παρούσα διατριβή, συνδέει τη σεισμικότητα και τη φυσική διαδικασία της συνεχούς αργής τεκτονικής φόρτισης και της απότομης απελευθέρωσης ενέργειας ελαστικής ανηγμένης παραμόρφωσης κατά τη γένεση ενός σεισμού. Ο στόχος είναι να εξεταστεί η δομή του μοντέλου και να μελετηθεί η ευαισθησία των παραμέτρων στη μεταβολή του κατώτερου μεγέθους σεισμών στον κατάλογο σεισμών και κατ' επέκταση στην αλλαγή του δείγματος, κατά την εφαρμογή του σε επιλεγμένες περιοχές του Ελληνικού χώρου. Η προσπάθεια βελτίωσης του μοντέλου επιτυγχάνεται επεμβαίνοντας στη συνάρτηση κινδύνου, που ρυθμίζει τη στοχαστική συμπεριφορά του μοντέλου. Μπορεί να διερευνηθεί μάλιστα η μνήμη της διαδικασίας και να εξεταστεί πόσα βήματα προς τα πίσω, δηλαδή για πόσους από τους σεισμούς του καταλόγου οι οποίοι έχουν γίνει από τον πλέον πρόσφατο και προς τα πίσω στο χρόνο, η γένεση ενός σεισμού επηρεάζει τον επόμενο. Ένας βασικός ερευνητικός στόχος που επιτυγχάνεται μέσω της εφαρμογής του ΜΑΤ είναι η διερεύνηση των πιθανών αλληλεπιδράσεων μεταξύ των υποπεριοχών είτε με στατιστικά κριτήρια (κριτήριο πληροφορίας Akaike (*AIC*), διαστήματα εμπιστοσύνης) είτε με πληροφορίες που έχουν γεωφυσικό νόημα όπως είναι οι μεταβολές των τάσεων Coulomb.

31

Πλέον της μοντελοποίησης που στοχεύει σε μακροπρόθεσμη πρόγνωση, εκτεταμένη έρευνα έχει πραγματοποιηθεί και σε βραχυπρόθεσμη κλίμακα. Ένα από τα πιο κρίσιμα στοιχεία που αφορούν τη σεισμική χρονοσειρά είναι η τάση των σεισμών να συσταδοποιούνται. Με τη βοήθεια του Μοντέλου Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (ETAS) θα υπολογιστούν αναδρομικά πιθανότητες γένεσης επικείμενων σεισμών και θα γίνει σύγκριση των θέσεων των αναμενόμενων και των παρατηρηθέντων σεισμών. Στόχος είναι η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων με έγκυρους και αυστηρούς στατιστικούς ελέγχους, όπου υπολογίζονται όχι μόνο οι επιτυχημένες προβλέψεις αλλά και οι εσφαλμένοι συναγερμοί.

1.3. Περιοχές μελέτης

Ο ευρύτερος Ελληνικός χώρος βρίσκεται σε ένα σύνθετο σεισμοτεκτονικό καθεστώς όπου κυριαρχεί η κατάδυση της υπολειμματικής ωκεάνιας πλάκας της Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα στον χώρο του Αιγαίου, σχηματίζοντας την Ελληνική ζώνη κατάδυσης και την οπισθότοξη περιοχή (back arc) (Papazachos & Comninakis, 1971; McKenzie 1972). Η δεξιόστροφη Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Kefalonia Transform Fault Zone–KTFZ) και το αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου (RTF) οριοθετούν το Ελληνικό Τόξο στα βορειοδυτικά και νοτιοανατολικά άκρα του, αντίστοιχα.

Η KTFZ (Scordilis et al., 1985), που μπορεί να διακριθεί στους κλάδους της Κεφαλονιάς και της Λευκάδας (Louvari et al., 1999), συνδέει το Ελληνικό Τόξο το οποίο δημιουργείται λόγω της ωκεάνιας κατάδυσης στον νότο με το ενεργό περιθώριο της ηπειρωτικής σύγκρουσης στις δυτικές ακτές της Ελλάδας στον βορρά και την Αλβανία. Η προς τα δυτικά κίνηση της Ανατολίας ως ένα άκαμπτο τεκτονικό τέμαχος, έχει ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό της δεξιόστροφης Ζώνης Διάρρηξης της Βόρειας Ανατολίας (North Anatolian Fault Zone; NAFZ) που εκτείνεται μέσα από τη Θάλασσα του Μαρμαρά στο Βόρειο Αιγαίο κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough; NAT), που αποτελεί το όριο μεταξύ της Ευρασιατικής πλάκας και της μικροπλάκας του Αιγαίου (Papazachos et al., 1998) (Σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1. Χάρτης με τις κύριες δομές σεισμοτεκτονικής προέλευσης (κίτρινες γραμμές) που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική του ελληνικού χώρου και οι σχετικές κινήσεις τους (κόκκινα βέλη). Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου ορίζεται με κόκκινο ορθογώνιο, η περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων με μαύρο ορθογώνιο και η περιοχή του Βορείου Αιγαίου με μπλε ορθογώνιο. KTFZ, Kefalonia Transform Fault Zone–Ζώνη Διάρρηξης του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς; NAT, North Aegean Trough – Τάφρος Βορείου Αιγαίου; RTF, Rhodes Transform Fault – Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου.

Η έντονη παραμόρφωση που χαρακτηρίζει τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση έντονης σεισμικής δραστηριότητας. Το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικότητας συνδέεται με τα προαναφερθέντα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή λαμβάνονται από τον κατάλογο που συντάχθηκε από τον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Geophysics Department, Aristotle University of Thessaloniki, Seismological Network; http://geophysics.geo.auth.gr/ss/station_index_en.html) με βάση τις καταγραφές του Ελληνικού Ενοποιημένου Δικτύου Σεισμογράφων (Hellenic Unified Seismological Network; HUSN).

1.3.1. Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου

Ο Κορινθιακός Κόλπος (κόκκινο ορθογώνιο στο Σχήμα 1.1, Σχήμα 1.2), μία ασύμμετρη τεκτονική τάφρος, έχει ευρέως μελετηθεί καθώς αποτελεί μία από τις πιο ενεργές σεισμικά περιοχές της Ευρώπης (Roberts & Jackson, 1991; Armijo et al, 1996). Το πλάτος της δεν είναι σταθερό, αλλά αυξάνει από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Με βάση γεωδαιτικές μετρήσεις, ο ρυθμός επέκτασης στα δύο τμήματα του Κορινθιακού Κόλπου (Billiris et al., 1991; Clarke et al., 1998; Briole et al., 2000; Chousianitis et al., 2015) είναι διαφορετικός. Το δυτικό τμήμα του επεκτείνεται με ταχύτητα 13–14mm/yr, ενώ το ανατολικό παρουσιάζει μικρότερο ρυθμό επέκτασης, 10–12 mm/yr.



Σχήμα 1.2. Χωρική κατανομή των σεισμών με *M*≥4.0 που έγιναν από τον Ιανουάριο του 1980 έως το Δεκέμβριο του 2019 στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου.

Τόσο οι πληροφορίες για την ιστορική σεισμικότητα όσο και οι ενόργανες καταγραφές επιβεβαιώνουν το υψηλό επίπεδο σεισμικότητας (Papazachos & Papazachou, 2003; Makropoulos et al., 2012). Η ακολουθία των τριών καταστροφικών σεισμών ($M \ge 6.3$) μέσα σε χρονικό διάστημα μικρότερο από 10 ημέρες το 1981 που συνδέεται με γειτονικά και αντιθετικά ρήγματα στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου, στον Κόλπο των Αλκυονίδων, έχει εγείρει το ενδιαφέρον και αποτελεί το

αντικείμενο σε πολλές εργασίες στην περιοχή (Jackson et al., 1982; Hubert et al., 1996; Hatzfeld et al., 2000). Το δυτικό τμήμα έχει επίσης πληγεί από καταστροφικούς σεισμούς κοντά στο Γαλαξίδι το 1992 (Hatzfeld et al., 1996) και στο Αίγιο το 1995 (Bernard et al., 1997). Ο τελευταίος ισχυρός σεισμός έγινε στη βορειοδυτική Πελοπόννησο στις 8 Ιουνίου του 2008 και έδωσε την ευκαιρία να μελετηθεί μία περιοχή που μέχρι τότε δεν ήταν γνωστό ότι μπορεί να φιλοξενήσει ισχυρούς σεισμούς (Karakostas et al., 2017). Δύο ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί (*M*5.4 και *M*5.4), που έγιναν κοντά στο Ευπάλιο τον Ιανουάριο του 2010, είναι από τους τελευταίους σεισμούς με *M*≥5.0 που έγιναν στην περιοχή. Χωρίζονται μεταξύ τους χρονικά μόνο με απόσταση τεσσάρων ημερών και χωρικά κατά μία απόσταση περίπου 5*km*. Αντιστοιχούν σε δύο γειτονικά τεμάχη ρηγμάτων, τα οποία έφτασαν πιθανώς ταυτόχρονα σε φάση διάρρηξης (Karakostas et al.,2012; Sokos et al., 2012; Ganas etal., 2013). Την τελευταία δεκαετία τέσσερις σεισμοί με *M*≥5.0 έχουν γίνει στον Κορινθιακό Κόλπο, ένας μεγέθους *M*5.0 τον Νοέμβριο του 2014 (Kaviris et al., 2018), ένας μεγέθους *M*5.1 τον Μάρτιο του 2019, και δύο σεισμοί μεγέθους *M*5.0 και *M*5.3 τον Ιανουάριο του 2021.

Η σεισμικότητα συνδέεται κυρίως με οκτώ τεμάχη ρηγμάτων που οριοθετούν τη νότια ακτογραμμή. Το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου περιλαμβάνει τα ρήγματα του Ψαθόπυργου, του Αιγίου και της Ελίκης, ενώ το ανατολικό τμήμα αποτελείται από τα ρήγματα της Ακράτας, του Καπαρελλίου, της Περαχώρας, του Σκίνου και του Αλεποχωρίου. Το μέγιστο μέγεθος που έχει αναφερθεί είναι 6.8, συνέπεια του μήκους και της πιθανής ασυνέχειας των ρηγμάτων (Jackson & White, 1989). Ωστόσο, το ερώτημα παραμένει αν οι ασυνέχειες είναι σταθερές και δε θα υπερβληθούν, ή αν η διάρρηξη μπορεί να υπερπηδήσει από το ένα τέμαχος στο άλλο με αποτέλεσμα τη γένεση σεισμών μεγαλύτερου μεγέθους (Hatzfeld et al., 2000). Η περιοχή χαρακτηρίζεται επίσης από έντονη μικροσεισμική δραστηριότητα, συγκεντρωμένη στον χρόνο και στον χώρο, που εντοπίζεται κυρίως στο δυτικό τμήμα του Κόλπου (Pacchiani & Lyon-Caen, 2010; Kapetanidis et al., 2015; Mesimeri et al., 2016, 2018).

1.3.2. Η περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων

Η περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων αποτελεί την πιο ενεργή ζώνη του Αιγαίου και της γύρω περιοχής. Χαρακτηρίζεται από αξιοσημείωτη έκλυση σεισμικής ροπής (~10²⁵ dyn cm year⁻¹; Papazachos et al. 1997) και συχνή γένεση ισχυρών σεισμών. Στην περιοχή εκτείνεται η Ζώνη Διάρρηξης KTFZ, η οποία αποτελείται από δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα (Scordilis et al., 1985). Η ζώνη διάρρηξης μπορεί να διακριθεί σε δύο κλάδους ρηγμάτων, αυτά με BBA διεύθυνση που αποτελούν τον κλάδο της Λευκάδας και αυτά ΒΑ διεύθυνσης που αποτελούν τον κλάδο της Κεφαλονιάς, αντίστοιχα. Οι γεωμετρικές και κινηματικές ιδιότητες των δύο κλάδων καθώς και η διαφορετική τους παράταξη και οι διαστάσεις τους επιβεβαιώθηκαν από τους Papazachos et al. (1994), Louvari et al. (1999) και Kokkinou et al. (2006).

Η χωρική κατανομή των πιο ισχυρών και της πλειονότητας των μικρότερων σεισμών εντοπίζεται κατά μήκος της KTFZ, σε μία στενή ζώνη κοντά στις δυτικές ακτές της Κεφαλονιάς και της Λευκάδας (Σχήμα 1.3).





Η ακολουθία της Λευκάδας του 2003 αποτέλεσε το κίνητρο για την εγκατάσταση ενός πυκνού τοπικού ψηφιακού σεισμολογικού δικτύου που έδωσε την ευκαιρία να αναγνωριστούν δευτερεύοντα τμήματα ρηγμάτων που ενεργοποιήθηκαν και αποδείχθηκαν ικανά να δημιουργήσουν ενδιαμέσου μεγέθους καταστροφικούς σεισμούς (Karakostas et al., 2004; Papadimitriou et al., 2006; Karakostas, 2008; Karakostas &
Papadimitriou, 2010). Ο πιο πρόσφατος ισχυρός κύριος σεισμός στη Λευκάδα με *M*_w6.5 έγινε στις 17 Νοεμβρίου 2015, σε ένα τμήμα ρήγματος στο νότιο κομμάτι του κλάδου της Λευκάδας, κοντά στο σεισμό του 2003 (Papadimitriou et al., 2017). Η εκτός του κύριου ρήγματος (off-fault) κατανομή των μετασεισμών φαίνεται πως οφείλεται στη μεταφορά των στατικών τάσεων σε δευτερεύοντα ρήγματα. Η σεισμικότητα στο νότιο τμήμα της μετασεισμικής ζώνης αποκάλυψε διαφορές στο είδος των ρηγμάτων σχηματίζοντας πιθανά μία ζώνη μεταφοράς μεταξύ των ρηγμάτων της Λευκάδας και της Κεφαλονιάς, που αποτελείται από μικρά παράλληλα step-over ρήγματα (Karakostas et al., 2015).

Το βόρειο τμήμα του κλάδου της Κεφαλονιάς ολίσθησε λόγω του διπλού σεισμού του 2014 (M_w 6.1 και M_w 6.0) με τους δύο κύριους σεισμούς να έχουν γίνει με διαφορά επτά ημερών σε δύο γειτονικά τεμάχη ρηγμάτων. Η σεισμική ακολουθία του 2014 μπορεί να θεωρηθεί ως η προς βορρά συνέχιση της ακολουθίας του 1983 στο νότιο τμήμα του κλάδου της Κεφαλονιάς, με μερική επικάλυψη, και βρίσκεται μέσα σε περιοχές αυξημένης αναμενόμενης σεισμικής δραστηριότητας σύμφωνα με το εξελικτικό μοντέλο τάσεων (Papadimitriou, 2002).

1.3.3. Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου

Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου αποτελεί τμήμα της οπισθότοξης περιοχής του Αιγαίου. Καλύπτει τα γεωγραφικά πλάτη 38.3° – 40.5°B και τα γεωγραφικά μήκη 23.5° – 26.5°A (μπλε ορθογώνιο στο Σχήμα 1.1, Σχήμα 1.4). Το κυρίαρχο τεκτονικό χαρακτηριστικό της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου είναι η κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας της Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα. Η σχεδόν Β-Ν προσανατολισμένη οπισθότοξη επέκταση του Αιγαίου, εξαιτίας της οπισθοκύλισης (rollback) της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας, ως αποτέλεσμα της κατάδυσης, είναι η κινητήρια δύναμη για τον υψηλό ρυθμό επέκτασης της οπισθότοξης περιοχής στο Αιγαίο. Η προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας προς τα δυτικά συνεπάγεται την ύπαρξη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, τα οποία είναι δεξιόστροφα με διεύθυνση BA-ΝΔ, κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και των παράλληλων κλάδων της. Ο συνδυασμός της Β-Ν επέκτασης με την προς τα δυτικά κίνηση της πλάκας της Ανατολίας έχει ως συνέπεια τη γρήγορη παραμόρφωση στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου με BA-ΝΔ διεύθυνση.



Σχήμα 1.4. Χωρική κατανομή των σεισμών με *M*≥4.0 που έγιναν κατά το διάστημα 1980-2019 στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου.

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από συχνή γένεση ισχυρών σεισμών ($M \ge 6.0$). Κατά τη διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας έχουν γίνει δύο μεγάλοι σεισμοί. Ο $M_w 6.9$ σεισμός της 24^{ης} Μαΐου2014 εντοπίστηκε περίπου 20 km νοτιοανατολικά του νησιού της Σαμοθράκης στην Τάφρο του Βορείου Αιγαίου. Ένα χαρακτηριστικό της μετασεισμικής ακολουθίας είναι η απουσία ισχυρών μετασεισμών με M > 5.0, όπως και μετασεισμών πολύ κοντά στον κύριο σεισμό (Evangelidis, 2015; Kiratzi, 2016). Ωστόσο, ενεργοποιήθηκε ολόκληρη η Τάφρος του Βορείου Αιγαίου από τη χερσόνησο του όρους Άθω στα δυτικά ως το δυτικό άκρο του κόλπου του Σάρου στα ανατολικά. Το μήκος της ζώνης ολίσθησης έχει υπολογιστεί περίπου ίσο με 95 km μεγαλυύτερο από το προβλεπόμενο από εμπειρικές σχέσεις, της τάξης των 50-70 km (Wells & Coppersmith, 1994; Papazachos et al., 2004).Ο πλέον πρόσφατος ισχυρός σεισμός ($M_w 6.4$) στις 12 Ιουνίου 2017 τοποθετείται περίπου στα 15 km νότια της ΝΑ ακτής του νησιού της Λέσβου. Πρόκειται για έναν καταστροφικό σεισμό που προκάλεσε έναν θάνατο, 15 τραυματισμούς και σοβαρές βλάβες στο νησί της Λέσβου. Τον κύριο σεισμό ακολούθησε έντονη μετασεισμική δραστηριότητα η οποία χωρικά επεκτείνεται ΒΔ του κύριου σεισμού και στη συνέχεια ΝΑ. Ο ισχυρότερος μετασεισμός (*M*_w5.3) στις 17 Ιουνίου και η σεισμική δραστηριότητα που προκάλεσε συγκεντρώνονται στο ανατολικότερο τμήμα της χωρικής κατανομής (Papadimitriou et al., 2018).

1.4. Προηγούμενη έρευνα

1.4.1. Προηγούμενη έρευνα σχετικά με το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης

Το ΜΑΤ έχει εφαρμοστεί επιτυχώς σε πολλές περιοχές ανά τον κόσμο. Ο Vere-Jones (1978) χρησιμοποίησε πρώτη φορά ιστορικά δεδομένα από την περιοχή Kamakura της Ιαπωνίας για μία παραστατική περιγραφή του Απλού Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης (AMAT; Simple Stress Release Model (SSRM)). Το AMAT εφαρμόστηκε επίσης από τους Vere-Jones & Deng (1988) σε ιστορικούς σεισμούς της Βόρειας Κίνας. Οι Zheng & Vere-Jones (1991), σε συνέχεια της εργασίας των Vere-Jones & Deng (1988), ήταν οι πρώτοι που πρότειναν ότι υποδιαιρώντας τη Βόρεια Κίνα σε μικρότερες περιοχές και διαχειριζόμενοι ξεχωριστά τις διαφορετικές υποπεριοχές, το ΜΑΤ προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα. Μοντελοποίησαν μάλιστα σεισμούς με διαφορετικά εύρη μεγεθών (6.0≤Μ<7.6 και Μ≥7.6) για να εξετάσουν αν οι μικρότερου και μεγαλύτερου μεγέθους σεισμοί ελέγχονται από διαφορετικούς μηχανισμούς, με αποτέλεσμα να πρέπει να εξεταστούν υπό το πρίσμα ανεξάρτητων ΜΑΤ. Δεδομένα από τη Βόρεια Κίνα χρησιμοποιήθηκαν ξανά, όπως επίσης δεδομένα από την Ιαπωνία και το Ιράν, με σκοπό να προσδιοριστούν κατάλληλες υποπεριοχές, που θα μπορούσαν να λειτουργήσουν ως ανεξάρτητες σεισμικές ενότητες, με βάση γεωφυσικά κριτήρια (Zheng & Vere-Jones, 1994).

Το AMAT εφαρμόστηκε ακόμη από τους Zhuang & Ma (1998) με δεδομένα από σεισμικές περιοχές της Κίνας, συγκεκριμένα τη Βόρεια Κίνα, τη Νοτιοδυτική Κίνα και την Ταϊβάν, παρουσιάζοντας καλύτερη προσαρμογή από το μοντέλο Poisson. Βρέθηκε ότι οι τρεις περιοχές αποτελούνται από διάφορες υποπεριοχές, η καθεμία από τις οποίες καθορίζεται από διαφορετικά χαρακτηριστικά όσον αφορά τη συσσώρευση και απελευθέρωση τάσης και για αυτό το λόγο θα πρέπει να εξετάζονται ξεχωριστά. Ο Lu (2005) εφάρμοσε ξανά το AMAT στη Βόρεια Κίνα, τη Νοτιοδυτική Κίνα και την Ταϊβάν, δείχνοντας ότι η σεισμικότητα στην περιοχή της Ταϊβάν, που βρίσκεται σε όριο πλακών (plate boundary), και ως εκ τούτου είναι πιο έντονη, περιγράφεται καλύτερα από το MAT συγκριτικά με τις ενδοπλακικές (intraplate) περιοχές της Βόρειας και της Νοτιοδυτικής Κίνας. Ο βαθμός προβλεψιμότητας των σεισμών σε αυτές τις περιοχές μελετήθηκε με τη

βοήθεια του Κριτηρίου Πληροφορίας Akaike (*AIC*; Akaike, 1974) και της ευαισθησίας των εκτιμώμενων παραμέτρων. Βρέθηκε ότι είναι μεγαλύτερος στην περίπτωση σεισμών που έγιναν στην Ταϊβάν, σε συμφωνία με αποτελέσματα που ελήφθησαν από προσομοιώσεις.

Το AMAT εξετάστηκε ακόμη σε σύγκριση με μοντέλα ανανέωσης (renewal models) χρησιμοποιοώντας σεισμούς που έγιναν στην τάφρο Nankai, στη νοτιοδυτική Ιαπωνία, επιδεικνύοντας καλύτερη προσαρμογή για την περίπτωση των οκτώ πιο πρόσφατων, για την εποχή της μελέτης, σεισμών (Imoto, 2001). Το γεγονός ότι οι προαναφερθείσες περιοχές εξετάστηκαν ενδελεχώς είχε ως αποτέλεσμα τον προσδιορισμό στατιστικά διακριτών περιοχών οι οποίες έχουν καλύτερη απόδοση από το μοντέλο Poisson, δεδομένου πάντα ότι τα δεδομένα είναι πλήρη. Το MAT συγκρίθηκε με μοντέλα ανανέωσης και στην περίπτωση της περιοχής Βράντσεα, στη Ρουμανία, από τους Imoto & Hurukawa (2006), οι οποίοι έδειξαν ότι είναι καταλληλότερο για τη μακροπρόθεσμη εκτίμηση γένεσης μελλοντικών ισχυρών σεισμών στην περιοχή. Πιο πρόσφατα, το AMAT εφαρμόστηκε για πρώτη φορά στην Αίγυπτο από τους Omar & Mangira (2020).

Η αλληλεπίδραση μεταξύ των σεισμών ενσωματώνεται στο μοντέλο μέσω της μεταφοράς τάσης μεταξύ σεισμικών περιοχών. Στο Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΣΜΑΤ; Linked Stress Release Model (LSRM)) εξετάζεται η επίδραση που έχει η γένεση ενός σεισμού σε μια γειτονική περιοχή. Οι Liu et al. (1999) εφάρμοσαν το μοντέλο ΣΜΑΤ μέσω ενός ιστορικού καταλόγου που περιλαμβάνει σεισμούς με Μ≥6.0 στη Βόρεια Κίνα. Σε αυτή την εργασία αποδείχθηκε η ύπαρξη μεγάλης κλίμακας συσχετίσεων μεταξύ υποπεριοχών, με χαρακτήρα ανασταλτικό, δηλαδή η γένεση ενός σεισμού σε μία υποπεριοχή επιβράδυνε τη γένεση επικείμενου σεισμού στη γειτονική υποπεριοχή. Την ίδια χρονιά, οι Lu e tal. (1999) χρησιμοποίησαν ιστορικούς σεισμούς της Ιαπωνίας προκειμένου να διαπιστώσουν και να ποσοτικοποιήσουν τη σύζευξη μεταξύ δύο μεγάλων περιοχών, καθώς επίσης και να εκτιμήσουν τη σημαντικότητα της. Μία σύγκριση επιχειρείται από τους Lu & Vere-Jones (2000) ανάμεσα σε δύο τύπους σεισμικότητας, μελετώντας σεισμούς που γίνονται σε ενδοπλακικές περιοχές (Βόρεια Κίνα) και στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών (Νέα Ζηλανδία). Το ΣΜΑΤ στην περίπτωση της Νέας Ζηλανδίας σαφώς προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα σε σχέση με ένα σύνολο ανεξάρτητων μοντέλων, ενώ στην περίπτωση της Βόρειας Κίνας, η διαφορά με το ΑΜΑΤ είναι σχεδόν αμελητέα. Τα αποτελέσματα αυτά τονίζουν τις διαφορές μεταξύ των τεκτονικών περιβαλλόντων των δύο περιοχών. Η πιο ενεργή και σύνθετη σεισμοτεκτονικά περιοχή της Νέας Ζηλανδίας απαιτεί περισσότερες παραμέτρους και ένα πιο σύνθετο μοντέλο για την περιγραφή της

σεισμικότητας. Πληροφορίες σχετικά με εφαρμογές του ΣΜΑΤ ανά τον κόσμο παρουσιάζονται στον Πίνακα 1.1.

Περιοχή μελέτης	Αριθμός υποπεριοχών	Αριθμός παραμέτρων	Αριθμός σεισμών	Αναφορές
Βόρεια Κίνα	2	7, 8	65	Liu et al. (1999)
Κάντο	2	8	66	Imoto et al. (1999)
Ιαπωνία	4	21, 24	76	Lu et al. (1999)
Βόρεια Κίνα	2	8	66	Lu and Vere-Jones (2000)
Νέα Ζηλανδία	2	8	65	Lu and Vere-Jones (2000)
Ταϊβάν	2	8	43	Bebbington and Harte (2001)
Περσία	3	15	89	Bebbington and Harte (2003)
Βόρεια Κίνα	4	18	65	Bebbington and Harte (2003)
Κεντρικά Ιόνια Νησιά	2	8	66	Votsi et al. (2011)
Κορινθιακός Κόλπος	2	8	61	Mangira et al. (2017)
Κορινθιακός Κόλπος	2	7	61	Mangira et al. (2018)

Πίνακας 1.1. Πληροφορίες σχετικά με εφαρμογές του ΣΜΑΤ

Οι Bebbington & Harte (2001) χρησιμοποιώντας δεδομένα από την Ταϊβάν έδωσαν έμφαση στη στατιστική συμπεριφορά του ΣΜΑΤ και πρότειναν μεθόδους για τον έλεγχο της σημαντικότητας των προβλεπόμενων αλληλεπιδράσεων, οι οποίες περιλαμβάνουν αριθμητική ανάλυση, διαδικασίες υπολοίπων και προσομοιώσεις Monte Carlo. Μία συστηματική μελέτη που αφορά την αξιολόγηση και επιλογή του καταλληλότερου μοντέλου, τον προσδιορισμό των υποπεριοχών, την ευαισθησία στα σφάλματα των καταλόγων και μεθόδους βελτιστοποίησης για τον προσδιορισμό των παραμέτρων πραγματοποιήθηκε από τους Bebbington & Harte (2003). Οι Kuehn et al. (2008) διερεύνησαν αριθμητικές προσομοιώσεις του ΜΑΤ βασιζόμενοι στη σχέση G-R για την κατανομή συχνότητας-μεγέθους. Οι προσομοιώσεις έδειξαν ότι υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των σεισμών. Συγκεκριμένα, οι μικροί σεισμοί τείνουν να συσταδοποιούνται, ενώ οι μεγάλοι σεισμοί παρουσιάζουν ημι-περιοδική συμπεριφορά· η πιθανότητα γένεσης μεγάλων σεισμών μειώνεται δραματικά αμέσως μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού και σταθεροποιείται σε μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες. Εξέτασαν επιπλέον πώς η σύζευξη μεταξύ διαφορετικών σεισμικών ζωνών επηρεάζει τις συναρτήσεις κινδύνου σε κάθε διαφορετική υποπεριοχή.

Το ΣΜΑΤ αξιοποιήθηκε επίσης από τους Borovkov & Bebbington (2003), οι οποίοι πρότειναν ένα στοχαστικό μοντέλο για μετασεισμούς, ως μία εναλλακτική του μοντέλου Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (ETAS) που προτάθηκε από τον Ogata (1988). Υιοθετήθηκε μία εκδοχή του ΣΜΑΤ με δύο περιοχές, όπου ο διαχωρισμός δεν είναι γεωγραφικός, αλλά συνδέεται με τη φόρτιση της τάσης. Η πρώτη περιοχή/κόμβος αντιπροσωπεύει τους κύριους σεισμούς και φορτίζεται από εξωτερικές τεκτονικές δυνάμεις, ενώ η δεύτερη περιλαμβάνει τους μετασεισμούς και η φόρτιση της τάσης

Ο Vere–Jones (1998) συζήτησε το θεωρητικό υπόβαθρο σχετικά με τις πιθανότητες γένεσης σεισμών που προκύπτουν από το MAT. Εισήγαγε τον όρο «κέρδος πληροφορίας» (information gain), δηλαδή την αναμενόμενη τιμή της διαφοράς μεταξύ της εντροπίας του εξεταζόμενου μοντέλου και ενός μοντέλου αναφοράς, που ποσοτικοποεί την προβλεψιμότητα του μοντέλου. Συγκεκριμένα, επιστρατεύεται η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης (conditional intensity function) προκειμένου να υπολογιστούν –μέσα από επαναλαμβανόμενες προσομοιώσεις– οι πιθανότητες γένεσης σεισμών για μελλοντικές περιόδους. Οι Harte & Vere–Jones (2005) εστίασαν στη βαθμολογία εντροπίας (entropy score) και συζήτησαν τη σχέση της με άλλες μεθόδους βαθμολόγησης, όπως το μέσο κέρδος πληροφορίας (average log probability gain) και το διάγραμμα του Molchan. Ανάμεσα στα παραδείγματα που χρησιμοποίησαν συμπεριλαμβάνεται και το MAT. Η αποτελεσματικότητα του MAT ως προγνωστικό εργαλείο μέσα από κέρδη πληροφορίας αξιολογήθηκε και από τον Bebbington (2005), ο οποίος επέκτεινε τις χρησιμοποιούμενες βαθμολογίες στο ΣΜΑΤ.

Τροποποιήσεις του ΜΑΤ έχουν προταθεί από διάφορους ερευνητές. Οι Zhu & Shi (2002) χρησιμοποίησαν το ΜΑΤ για να εξετάσουν την εφαρμογή του όχι σε ιστορικούς σεισμούς όπως ήταν η έως τότε πρακτική, αλλά σε σεισμούς ενόργανης σεισμικότητας ενδιαμέσου μεγέθους ($M \ge 5.4$) που έγιναν σε μικρότερη περιοχή και σε μικρότερη χρονική κλίμακα 100 ετών. Για την εφαρμογή αυτή πρότειναν ένα μοντέλο όπου το σύστημα διακρίνεται σε μία εσωτερική και μία εξωτερική περιοχή. Η συνάρτηση έντασης υπολογίζεται μόνο για την εσωτερική περιοχή, λαμβάνοντας όμως υπόψη τις επιπτώσεις της ενέργειας που απελευθερώνεται στην εξωτερική περιοχή. Βρήκαν ότι το μοντέλο τους είναι καλύτερο από το κλασικό ΜΑΤ, με βάση το κριτήριο πληροφορίας AIC καθώς

επίσης έχει διπλάσια προγνωστική ικανότητα από το μοντέλο Poisson σύμφωνα με τον έλεγχο Monte Carlo που πραγματοποίησαν. Οι Jiang et al. (2011) ανέπτυξαν ένα νέο πολυδιάστατο MAT, το οποίο περιλαμβάνει τέσσερα ανεξάρτητα υπο-μοντέλα: τη συνάρτηση κατανομής μεγέθους (magnitude distribution function), την σταθμισμένη συνάρτηση χώρου (space weighting function), τη συνάρτηση φόρτισης της τάσης (loading rate function) και το σεισμικό μοντέλο μεταφοράς τάσης (coseismic stress transfer model).

Μία διαφορετική προσέγγιση επιχειρήθηκε από τις Rotondi & Varini (2006) οι οποίες ανέλυσαν το ΜΑΤ μέσα από μία Μπεϋζιανή προσέγγιση στο δυτικό κομμάτι του Κορινθιακού Κόλπου στην Ελλάδα. Εξέτασαν την ευαισθησία του μοντέλου στην επιλογή του κατωφλιού του μεγέθους και κατέληξαν ότι το ΜΑΤ είναι ελαφρώς καλύτερο, συγκρινόμενο με το μοντέλο Poisson με βάση το λόγο των οριακών πιθανοφανειών (marginal likelihood) τους. Οι Rotondi & Varini (2007) εφάρμοσαν επιπλέον το ΜΑΤ σε συγκεκριμένες σεισμικές ζώνες στην Ιταλία, διαιρώντας ολόκληρη την περιοχή σε μικρότερες υποπεριοχές με βάση σεισμογόνες πηγές, βελτιώνοντας έτσι την απόδοση του μοντέλου. Οι Varini & Rotondi (2015) έδειξαν ότι η κατανομή του χρόνου αναμονής ως τον επόμενο σεισμό δεδομένης της ιστορίας, ακολουθεί μία κατανομή Gompertz. Υποθέτουν δηλαδή ότι μετά από έναν μεγάλο σεισμό προκύπτει υψηλή πιθανότητα γένεσης επικείμενου σεισμού σε πολύ μικρό χρόνο αναμονής. Οι Varini et al. (2016) εξέτασαν τέσσερις διαφορετικές εκδοχές του ΜΑΤ υιοθετώντας διαφορετικά μέτρα προσέγγισης του μεγέθους του σεισμού, δηλαδή της ποσότητας που υποδεικνύεται ως τάση. Αυτές είναι η παραμόρφωση Benioff (Benioff strain), η σεισμική ροπή, η σεισμική ενέργεια και η σταθμισμένη ενέργεια (scaled energy). Η σταθμισμένη ενέργεια ορίζεται ως ο λόγος της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας προς τη σεισμική ροπή. Κατέληξαν ότι, παρά τις αμελητέες διαφορές σχετικά με τις αποδόσεις των μοντέλων, θα ήταν προτιμότερο να χρησιμοποιείται η ενέργεια ή η σταθμισμένη ενέργεια.

Οι Varini & Rotondi (2019) πρότειναν ένα ενοποιημένο πλαίσιο για την ανάλυση των καταλόγων σεισμών, το οποίο ενσωματώνει τόσο την μακροπρόθεσμη γένεση ισχυρών σεισμών, όσο και τη βραχυπρόθεσμη συσταδοποίηση των μικρότερων. Οι πιο ισχυροί σεισμοί, τα γεγονότα-"οδηγοί" ("leader" events) ανήκουν στο πρώτο επίπεδο του μοντέλου και ακολουθούν το MAT, ενώ τα "υφιστάμενα" γεγονότα ("subordinate" events) που λαμβάνουν χώρα μεταξύ των κύριων γεγονότων μοντελοποιούνται μέσω γενικευμένων κατανομών Weibull.

Πλέον των ιστορικών καταλόγων, εφαρμογές του ΜΑΤ έχουν πραγματοποιηθεί και σε συνθετικούς καταλόγους σεισμών. Οι Liu et al. (1999) ανέλυσαν ένα συνθετικό

κατάλογο που δημιουργήθηκε από ένα μοντέλο κυτταρικού αυτομάτου (cellular automation) (Liu et al., 1995), το οποίο βασίζεται στη μηχανική ενός συστήματος ελατηρίου – αποσβεστήρα για τη μοντελοποίηση του δικτύου ρηγμάτων. Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν ότι το ΣΜΑΤ αποδίδει πολύ καλά τη συμπεριφορά της τάσης στο μοντέλο κυτταρικού αυτομάτου. Οι Lu & Vere–Jones (2001) εφάρμοσαν το AMAT σε ισχυρούς σεισμούς που δημιουργήθηκαν από το μοντέλο του Ben–Zion (1996) για διάφορα επίπεδα διαταραχής της σεισμικής ζώνης (fault zone disorder). Το μοντέλο προσαρμόζεται ικανοποιητικά τα δεδομένα προτείνοντας ότι ο ρόλος των μικρότερων σεισμών είναι σχετικά μικρός. Οι Jaumé & Bebbington (2004) εξέτασαν τις συνθήκες κάτω από τις οποίες το MAT παράγει συνθετικές σεισμικές ακολουθίες που χαρακτηρίζονται από επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής ενέργειας (Accelerating Seismic Release; ASR). Κατέληξαν ότι η παρουσία ή απουσία της ASR εξαρτάται σημαντικά από το πόσο οι ισχυροί σεισμοί επηρεάζουν τη δυναμική του συστήματος των ρηγμάτων.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι πρώτες που εφάρμοσαν αυτόδιορθούμενα (self-correcting) μοντέλα στον Ελληνικό χώρο ήταν οι Rotondi & Varini (2006) χρησιμοποιώντας σεισμούς με $M \ge 5.4$ που έγιναν από το 1945 στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου συμπεραίνοντας μέσα από μία Μπεϋζιανή προσέγγιση ότι το ΜΑΤ αποδίδει καλύτερα από το μοντέλο Poisson. Οι Votsi et al. (2011) εστίασαν στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων. Χρησιμοποιήθηκαν δύο διαφορετικά σύνολα δεδομένων στη μελέτη τους, με το πρώτο να περιλαμβάνει σεισμούς με $M \ge 6.0$ που έγιναν την περίοδο 1862-2008 για την εφαρμογή του AMAT και το δεύτερο σεισμούς με μεγέθη $M \ge 5.2$ από το 1911 ως το 2008, για την εφαρμογή του ΣΜΑΤ. Αυτή η διαφοροποίηση, το να τεθεί δηλαδή κατώτερο κατώφλι μεγέθους στην περίπτωση του ΣΜΑΤ, οφείλεται στον μεγαλύτερο αριθμό των προς εκτίμηση παραμέτρων. Πρότειναν επίσης μία μορφή Weibull για την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης του AMAT αντί για τη συνηθισμένη εκθετική μορφή. Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξαν είναι ότι το αρχικό AMAT προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα σε σχέση με το μη-ομογενές μοντέλο Poisson ή το προτεινόμενο μοντέλο Weibull.

Εφαρμογή του ΣΜΑΤ στις περιοχές του Κορινθιακού Κόλπου και των κεντρικών Ιονίων Νήσων πραγματοποιήθηκε και από τους Mangira et al. (2017). Παρόλο που τα αποτελέσματα δεν αποκάλυπταν ξεκάθαρα το είδος των αλληλεπιδράσεων και τη σύνδεση μεταξύ των υποπεριοχών, παρείχαν ενδείξεις ότι οι αλληλεπιδράσεις σχετίζονται με αποδιέγερση από την κάθε περιοχή στη γειτονική της και στις δύο περιπτώσεις. Το κίνητρο να βρεθεί με μεγαλύτερη βεβαιότητα το είδος των αλληλεπιδράσεών τους οδήγησε στην εφαρμογή του Ανεξάρτητου Μοντέλου

Απελευθέρωσης Τάσης (ΑνΜΑΤ; Independent Stress Release Model (ISRM)) στις περιπτώσεις εκείνες στις οποίες η σχέση μεταξύ των σεισμών που γίνονται σε κάθε υποπεροχή δεν μπορούσε να εδραιωθεί. Μία υπό συνθήκη συνάρτηση τύπου Weibull προτάθηκε επίσης, ως εναλλακτική στην εκθετική μορφή του ΣΜΑΤ, επεκτείνοντας την ιδέα των Votsi et al. (2011). Τα αποτελέσματα παρουσίαζαν μεγάλη ομοιότητα. Ωστόσο, εξαιτίας του ότι δύο επιπλέον παράμετροι προστέθηκαν στο προτεινόμενο μοντέλο, το κριτήριο AIC, που χρησιμοποιήθηκε για την αξιολόγηση των ανταγωνιστικών μοντέλων, ευνόησε τη χρήση της εκθετικής μορφής.

Οι Mangira et al. (2018), με δεδομένα και πάλι από την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, επιχείρησαν να ενσωματώσουν στο μοντέλο πληροφορίες που ελήφθησαν υπολογίζοντας τις αλλαγές των τάσεων Coulomb λόγω της σεισμικής ολίσθησης των ισχυρότερων σεισμών που έγιναν στην εξεταζόμενη περίοδο. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι είναι πολύ σημαντικό να τίθενται οι κατάλληλοι περιορισμοί στο μοντέλο συνδυάζοντας τόσο τη γεωφυσική ερμηνεία όσο και την επιτυχή σύγκλιση του αλγορίθμου. Για παράδειγμα, στην προκειμένη περίπτωση το μοντέλο μεταφοράς τάσης οφειλόμενης σε σεισμική ολίσθηση μπορεί να δώσει πληροφορίες σχετικά με τις παραμέτρους μεταφοράς τάσης.

Ένα Περιορισμένης-Μνήμης ΜΑΤ προτάθηκε από τους Mangira et al. (2020) ως μία εναλλακτική έναντι του κλασικού AMAT, όπου μόνο *m* προηγούμενοι χρόνοι άφιξης λαμβάνονται υπόψη στην υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης και όχι όλη η ιστορία. Το μοντέλο αυτό, αν και ορίζεται από μία επιπλέον παράμετρο, αυτή της μνήμης *m*, πλεονεκτεί από τη στιγμή που εκτιμάται η μνήμη της διαδικασίας, καθώς μειώνεται το υπολογιστικό κόστος.

1.4.2. Προηγούμενη έρευνα σχετικά με το Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου

Η χωρο-χρονική συσταδοποίηση της σεισμικότητας μικρών και ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών είναι μια ιδέα κοινά αποδεκτή στη Σεισμολογική Κοινότητα. Ανάμεσα στα χωρο-χρονικά μοντέλα που έχουν προταθεί στη βιβλιογραφία, το επιδημικό μοντέλο ΕΤΑS είναι μακράν αυτό που έχει μελετηθεί και εφαρμοστεί περισσότερο, μετά την ανάπτυξη του από τον Ogata (1998), και μάλιστα σε ορισμένες περιπτώσεις, έχει θεωρηθεί ως ο καλύτερος τρόπος να περιγραφεί η βραχείας κλίμακας σεισμικότητα (Console et al., 2007; Zhuang et al., 2011, 2012). Η σχετική βιβλιογραφία είναι αυτής της υπερβαίνει τα πλαίσια αυτής της

διατριβής. Μπορεί να ομαδοποιηθεί ωστόσο σε κάποιες βασικές κατηγορίες. Μία εξ αυτών είναι η ανάπτυξη παραλλαγμένων μορφών του μοντέλου, που εστιάζουν κυρίως στη χωρική εξέλιξη της «εξαρτώμενης» σεισμικότητας. Διαφορετικές μορφές μπορούν να βρεθούν στις εργασίες των Rathbun (1993), Console et al. (2003), Zhuang et al. (2002, 2004, 2005) και Ogata & Zhuang (2006). Ζητήματα που σχετίζονται με την εκτίμηση των παραμέτρων και τις αβεβαιότητες γύρω από αυτήν είναι θέμα συζήτησης από τους Omi et al. (2014), Seif et al. (2017) και τη Lombardi (2015, 2017). Η κρισιμότητα (criticality) του μοντέλου εξετάζεται λεπτομερώς από τους Helmstetter & Sornette (2002), Zhuang (2003) και Zhuang & Ogata (2006). Πιο συγκεκριμένα, η ευστάθεια της κλαδωτής διαδικασίας (branching process), που αποτελεί το μοντέλο ΕΤΑS, ελέγχεται μέσω του λόγου γονέα-απογόνων (branching ratio), ρ, που ορίζεται ως ο μέσος αριθμός σεισμών που παράγεται ανά σεισμό.

Ορισμένες εργασίες διερευνούν τη σχέση του μοντέλου ΕΤΑS με τους προσεισμούς. Μία ενδιαφέρουσα ερώτηση είναι αν οι προσεισμοί μπορούν να εξηγηθούν από ένα μοντέλο μετασεισμών, δηλαδή αν οι προσεισμοί είναι κύριοι σεισμοί των οποίων οι μετασεισμοί τυχαίνει να είναι μεγαλύτεροι. Εργασίες των Helmstetter & Sornette (2003), Helmstetter et al. (2003), Felzer et al. (2004), Zhuang & Ogata (2006), Zhuang et al. (2008) και Marzocchi & Zhuang (2011) προτείνουν ότι η πιθανότητα πρόδρομων φαινομένων δεν υπερβαίνει την πιθανότητα ενός αναμενόμενου προσεισμού με βάση ένα μοντέλο ΕΤΑS. Επομένως, το μοντέλο ΕΤΑS θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να ανιχνευθεί πιθανοθεωρητικά η εξέλιξη των σεισμικών ακολουθιών που θα μπορούσαν να είναι προάγγελος ισχυρών σεισμών.

Ένα άλλο ζήτημα που εξετάζεται σε ορισμένες εργασίες είναι η επίδραση των μικρών σεισμών στην πρόκληση σεισμικότητας. Πρώτοι οι Sornette & Werner (2005a, b) έθεσαν το ζήτημα ότι σεισμοί μικρότερου μεγέθους από το ελάχιστο κατώφλι δεν λαμβάνονται υπόψη κι επομένως θεωρείται πως δεν μπορούν να προκαλέσουν με τη σειρά τους κανένα σεισμό. Οι Werner (2007) και Zhuang et al. (2008) καταλήγουν ότι η μη συμπερίληψη των μικρών σεισμών μπορεί να επηρεάσει το τελικό αποτέλεσμα.

Η πιο συνήθης εφαρμογή του μοντέλου ΕΤΑS αφορά βραχείας κλίμακας (μίας ημέρας) ή ακόμα και σε πραγματικό χρόνο προγνώσεις βασισμένες σε πιθανότητες. Ενδεικτικά, οι Helmstetter et al. (2006) υπολόγισαν μέσω ενός μοντέλου ΕΤΑS ημερήσιες πιθανότητες γένεσης σεισμών για τη νότια Καλιφόρνια και έδειξαν ότι σε σχέση με μία χρονικά ανεξάρτητη πρόγνωση το βραχυπρόθεσμο μοντέλο αυξάνει τη μέση πιθανότητα γένεσης κατά έναν παράγοντα 11.5. Εκτιμήσεις μίας ημέρας για σεισμούς με *M*≥4.0 στην περιοχή της Καλιφόρνιας παρείχαν και οι Werner et al. (2011). Υπολογίστηκε ότι το

κέρδος πιθανότητας ανά σεισμό είναι περίπου 6.0 σε σχέση με το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο. Οι Woessner et al. (2011) διεξήγαγαν ένα αναδρομικό πείραμα πιθανοτήτων πρόγνωσης για την ακολουθία του Landers του 1992, όπου εξέτασαν μεταξύ άλλων 6 παραλλαγές του μοντέλου ETAS. Κατέληξαν ότι τα μοντέλα ETAS αποδίδουν καλύτερα από τα υπόλοιπα και ειδικότερα, ότι η χωρική εξέλιξη της σεισμικότητας μεταξύ αναμενόμενων και παρατηρούμενων σεισμών παρουσιάζει την καλύτερη προσαρμογή.

Οι Marzocchi & Lombardi (2009) διεξήγαγαν ένα πείραμα σε πραγματικό χρόνο που ξεκίνησε αμέσως μετά τον *M*_w6.3 σεισμό που έγινε στην πόλη της L'Aquila (Ιταλιά) τον Απρίλιο του 2009. Οι ημερήσιες προγνώσεις σεισμών για διάφορες τάξεις μεγεθών που δίνονταν για ένα μήνα μετά τον κύριο σεισμό με τη βοήθεια ενός μοντέλου ΕΤΑS ήταν σε καλή συμφωνία σε σχέση με τις παρατηρήσεις. Το μοντέλο αυτό υιοθετήθηκε για να περιγράψει τη σεισμικότητα ολόκληρης της Ιταλίας και υποβλήθηκε για εκτιμήσεις μίας ημέρας (Lombardi & Marzochi, 2010) στο Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability –Εργαστήριο για την Έρευνα της Σεισμικής Προβλεψιμότητας (CSEP; Jordan, 2006; Zechar et al., 2010) που αφορά την Ευρωπαϊκή Ένωση.

Το CSEP αποτελεί μία διεθνή συνεργασία που αφορά την αναδρομική εκτίμηση μοντέλων πρόγνωσης σεισμών και αλγορίθμων πρόβλεψης. Από τότε που ξεκίνησε αυτή η προσπάθεια το 2007 στην Καλιφόρνια έχουν διεξαχθεί πολυάριθμα πειράματα σε διαφορετικά τεκτονικά περιβάλλοντα και σε παγκόσμια κλίμακα. Τώρα εδράζεται σε τέσσερα κέντρα (το Southern California Earthquake Center (SCEC) κέντρο ελέγχου στο Los Angeles, το Ευρωπαϊκό (EU) κέντρο ελέγχου στη Ζυρίχη, το ERI κέντρο ελέγχου της Ιαπωνίας και το κέντρο ελέγχου της Νέας Ζηλανδίας (GNS) στο Wellington) με στόχο την αυτόματη και αντικειμενική αξιολόγηση μοντέλων σε αναδρομικά δεδομένα. Η βασική ιδέα πίσω από το CSEP είναι ο έλεγχος μοντέλων πρόγνωσης έναντι μελλοντικών παρατηρήσεων για να αξιολογηθεί η απόδοσή τους. Αρχικά κατατίθενται τα υποψήφια μοντέλα προς έλεγχο, ο οποίος πραγματοποιείται σε προσυμφωνημένα σύνολα δεδομένων και με βάση αποδεκτές εκ των προτέρων διαδικασίες και μετρικές. Καμία α posteriori ερμηνεία δεν δίνεται από τους δημιουργούς των μοντέλων προκειμένου να διασφαλιστεί πλήρης ανεξαρτησία από τη διαδικασία αξιολόγησης (Schorlemmer et al., 2018). Ο τελικός στόχος των πειραμάτων είναι να ποσοτικοποιηθούν, για κάθε μοντέλο, η ικανότητα πρόβλεψης (predictive skill; σχετική απόδοση του μοντέλου αναφορικά με άλλα) και η συνέπεια με τις παρατηρήσεις, με ευρύτερο σκοπό την αξιολόγηση των μοντέλων και των υποκείμενων υποθέσεων για τη γένεση των σεισμών.

Πολλαπλές μορφές του μοντέλου ΕΤΑS έχουν υποβληθεί στα κέντρα ελέγχου του CSEP. Έχει αποδειχθεί ότι οι ημερήσιες προγνώσεις με βάση τα επιδημικά μοντέλα έχουν καλύτερη απόδοση σε σχέση με χρονικά ανεξάρτητα μοντέλα κατά τη διάρκεια μεγάλων μετασεισμικών ακολουθιών (Cattania et al., 2018; Rhoades et al., 2018; Taroni et al., 2018). Η εκδοχή του μοντέλου που εφαρμόζεται στην παρούσα διατριβή είναι αυτή που προτάθηκε από τους Console & Murru (2001) και Console et al. (2003). Με την εφαρμογή του έγιναν προγνώσεις σε πραγματικό χρόνο από τους Console et al. (2007) για τη σεισμικότητα της Καλιφόρνιας και πραγματοποιήθηκε σύγκριση με ένα επιδημικό μοντέλο που έχει προταθεί από τους Console et al. (2006a) και ενσωματώνει στο στοχαστικό μοντέλο τον νόμο ρυθμού-κατάστασης (rate-and-state constitutive law).

Το ίδιο μοντέλο χρησιμοποιήθηκε από τους Murru et al. (2009) για βραχείας κλίμακας προγνώσεις ενδιάμεσου μεγέθους και ισχυρών σεισμών στην Ιταλία. Μέσω στατιστικών ελέγχων όπως τα διαγράμματα ROC, οι ερευνητές αυτοί έδειξαν ότι το επιδημικό μοντέλο αποδίδει μερικές εκατοντάδες φορές περισσότερο από μία απλή τυχαία πρόγνωση γένεσης σεισμών με $M \ge 4.0$ για την περίοδο 2006-2007. Οι Console et al. (2010b) πραγματοποίησαν αναδρομικές προγνώσεις για σεισμούς στην Ιταλία με $M \ge 5.0$ που αφορούν το χρονικό διάστημα 1990-2016. Με τη βοήθεια στατιστικών κριτηρίων, συμπεριλαμβανομένων διαγραμμάτων, R-αποτελέσματος, κέρδους πιθανοτήτων (probability gain) και του λόγου λογαριθμικής πιθανοφάνειας (log-likelihood ratio), επιβεβαίωσαν την καλύτερη απόδοση της μεθόδου σε σχέση με ένα χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο Poisson, επισημαίνοντας ωστόσο τον αυξημένο ρυθμό εσφαλμένων συναγερμών.

Το μοντέλο, όπως περιγράφηκε στην εργασία των Falcone et al. (2010), υποβλήθηκε στο Ευρωπαϊκό κέντρο ελέγχου CSEP. Φαίνεται έως τώρα πως αποδίδει καλά, όπως έχει υποδειχθεί από την εφαρμογή σε τρεις μεγάλες σεισμικές ακολουθίες της Ιταλίας, την ακολουθία της L' Aquila του 2009 (Murru et al., 2014), την ακολουθία της Emilia του 2012 (Marzocchi et al., 2012) και του Amatrice-Norcia του 2016-2017 (Marzocchi et al., 2017).

Η πρώτη εφαρμογή σε όλο τον Ελληνικό χώρο πραγματοποιήθηκε από τους Console et al. (2006b) προκειμένου να ελεγχθεί αναδρομικά η απόδοση του μοντέλου ETAS σε έναν κατάλογο που καλύπτει την περίοδο από το 1996 ως το 2002. Ένα χωροχρονικό μοντέλο βραχείας κλίμακας προτάθηκε από τους Kourouklas et al. (2020) για να περιγραφούν τα χαρακτηριστικά συσταδοποίησης της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου για την περίοδο 2008 έως 2018. Το χρονικό μοντέλο ETAS έχει εφαρμοστεί σε συγκεκριμένες ακολουθίες (Gospodinov et al., 2007, 2015; Papadimitriou et al., 2013; Karakostas et al., 2014) αλλά και σε σεισμικές εξάρσεις (Mesimeri et al., 2018). Ένα χωροχρονικό μοντέλο συσταδοποίησης προτάθηκε από τους Mangira et al. (2020) για την

περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων και η απόδοσή του διερευνήθηκε αναδρομικά με τη βοήθεια στατιστικών ελέγχων.

Κεφάλαιο 2 - Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης

2.1. Εισαγωγή

Βασιζόμενος στο μοντέλο Cramér–Lundberg (ή αλλιώς την κλασική διαδικασία κινδύνου Poisson; Lundberg, 1903) και συνακόλουθα Μαρκοβιανό Μοντέλο του Knopoff (1971), ο Vere-Jones (1978) πρότεινε το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (MAT; Stress Release Model) ως μία στοχαστική προσέγγιση της θεωρίας ελαστικής ανάπαλσης (elastic rebound theory; Reid, 1910). Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο, η ελαστική ανηγμένη παραμόρφωση συσσωρεύεται σε ένα ρήγμα ή τέμαχος ρήγματος λόγω της συνεχούς τεκτονικής φόρτισης και απελευθερώνεται όταν το ρήγμα ολισθαίνει κατά τη διάρκεια ενός σεισμού, όταν δηλαδή ξεπεράσει ένα ορισμένο επίπεδο που αποτελεί την διατμητική αντοχή του ρήγματος. Η ενέργεια ελαστικής ανηγμένης παραμόρφωσης που απελευθερώνεται απαιτεί την πάροδο ορισμένης χρονικής περιόδου μέχρι την επανασυσσώρευσή της και τη γένεση του επόμενου σεισμού. Σε αυτά τα μοντέλα, τα επονομαζόμενα και ως αυτό-διορθούμενα (self-correcting processes), η γένεση ενός σεισμού έχει αποτρεπτική επίδραση για την πιθανότητα γένεσης νέων σεισμών, η οποία μειώνεται (Isham & Westcott, 1979; Ogata & Vere-Jones, 1984; Vere-Jones & Ogata, 1984).

Πρέπει να επισημανθεί ότι, αυστηρά μιλώντας, η τάση δεν απελευθερώνεται, μεταφέρεται ή ανακουφίζεται. Ωστόσο, επειδή πρόκειται για την πιο κοινή ορολογία που υιοθετείται σε όλες τις σχετικές εργασίες και την πιο γνωστή ανάμεσα στους επιστήμονες, υιοθετείται και στην παρούσα διατριβή.

2.2. Μεθοδολογία - Περιγραφή του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης

Το ΜΑΤ ενσωματώνει απλές αλλά βασικές ιδέες σε ένα στοχαστικό πλαίσιο. Η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού εξαρτάται από μία μη-παρατηρούμενη φυσική παράμετρο που μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τον χρόνο, *X*(*t*), η οποία στο μοντέλο θεωρείται το επίπεδο της τάσης σε μία περιοχή (Vere-Jones & Deng, 1988). Πρόκειται για τη μεταβλητή-κλειδί πάνω στην οποία είναι δομημένο όλο το μοντέλο. Το επίπεδο της τάσης *X*(*t*) μεταβάλλεται αιτιοκρατικά μεταξύ των σεισμών και απελευθερώνεται στοχαστικά ως αποτέλεσμα της γένεσης ενός σεισμού.

2.2.1. Απλό Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (AMAT)

Στο AMAT η περιοχή μελέτης εξετάζεται ως ένα σύνολο με σταθερό ρυθμό τεκτονικής φόρτισης (tectonic loading rate) ρ . Ξεκινώντας από ένα αρχικό επίπεδο X(0), υποθέτουμε ότι η τάση X(t) αυξάνεται γραμμικά με τον χρόνο με σταθερό ρυθμό φόρτισης ρ που καθορίζεται από το πεδίο τάσεων στην περιοχή, το οποίο ορίζει τον ρυθμό και το επίπεδο τεκτονικής φόρτισης έως το σημείο υπέρβασης της διατμητικής αντοχής του φλοιού. Κατά τη γένεση ενός σεισμού λαμβάνει χώρα απότομη απελευθέρωση της τάσης μέσω μιας διαδικασίας που εκφράζεται από την σχέση

$$X(t) = X(0) + \rho t - S(t), \qquad (2.1)$$

όπου S(t) είναι η σωρευτική απελευθέρωση τάσης από σεισμούς στην περιοχή μελέτης για τη χρονική περίοδο (0, t), δηλαδή

$$S(t) = \sum_{i:t_i < t} S_i, \tag{2.2}$$

όπου *t_i* και *S_i* είναι ο χρόνος γένεσης και η εκλυόμενη (απελευθερωμένη) τάση, αντίστοιχα, που συνδέονται με τον *i*-οστό σεισμό.

Προκειμένου να εφαρμόσουμε το μοντέλο σε δεδομένα πρέπει να εκτιμηθεί η ποσότητα της τάσης που απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Απαιτείται επομένως μία σύνδεση μεταξύ της παρατηρούμενης ποσότητας του μεγέθους και της υποκείμενης μεταβλητής της "τάσης", η οποία επιτυγχάνεται μέσα από εμπειρικές σχέσεις. Συγκεκριμένα, υποθέτουμε ότι η ενέργεια που απελευθερώνεται συνδέεται με το μέγεθος του σεισμού με τη σχέση $E = 10^{\frac{3}{2}M}$ (Kanamori & Anderson, 1975) και ότι το ποσό της "τάσης" που απελευθερώνεται μπορεί να προσεγγιστεί από κάποια δύναμη της ενέργειας, $S \sim E^{2\eta/3}$. Η τάση που απελευθερώνεται από τον *i*-οστό σεισμό παίρνει τη μορφή

$$S_i = 10^{\eta(M_i - M_{th})},\tag{2.3}$$

όπου M_i είναι το μέγεθος του σεισμού και M_{th} το μικρότερο μέγεθος που περιλαμβάνεται στα δεδομένα.

Οι Bufe & Varnes (1993) προτείνουν ότι ένα μέτρο της συνολικής ενέργειας είναι η σωρευτική παραμόρφωση Benioff (cumulative Benioff strain), δηλαδή, $S(t) = \sum_{i=1}^{N(t)} E_i^{1/2}$, όπου E_i είναι η σεισμική ενέργεια του *i*-οστού σεισμού και N(t) ο αριθμός των σεισμών έως το χρόνο *t*. Σε αυτή την περίπτωση η=0.75 και η σχέση (2.3) γίνεται

$$S_i = 10^{0.75(M_i - M_{th})}.$$
(2.4)

Η "τάση" αντιστοιχεί στη σεισμική ροπή όταν η=1.5 (Kanamori & Brodsky, 2004).

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η πτώση τάσης συνδέεται με την ενέργεια που απελευθερώνεται με νόμο δύναμης, οδηγώντας στη σχέση (2.3). Οι Zheng & Vere-Jones (1991) εξέτασαν την ευαισθησία του η προσαρμόζοντας δεδομένα της Βόρειας Κίνας και αξιολογώντας τα με όρους του κριτηρίου πληροφορίας AIC. Για ένα εύρος $0.5 \le \eta \le 1.5$ βρήκαν ότι η προσαρμογή ελάχιστα επηρεάστηκε από την επιλογή του η, με την τιμή η=0.75 να είναι η καλύτερη. Ωστόσο, πρόκειται για ένα σύνολο δεδομένων με κατώφλι μεγέθους 6.0. Αν το κατώφλι δεν είναι πολύ υψηλό, θα μπορούσαν να δημιουργηθούν προβλήματα στην προσαρμογή. Από την άλλη, ο Imoto (2001) ανέφερε πως το η παίζει κρίσιμο ρόλο στην προσαρμογή των σεισμών του Nankai, προτιμώντας μικρότερες τιμές του η. Οι Schoenberg & Bolt (2000) χρησιμοποιούν τον όρο $\int_0^t v dN(s)$, που αντιστοιχεί στην τιμή η=0.

Οι Bebbington & Harte (2003) παρατήρησαν ότι η χρήση της τιμής η =1.5 επιτρέπει στην παράμετρο ρ να προσδιοριστεί εξωγενώς από γεωδαιτικές παρατηρήσεις, αλλά με αυτόν τον τρόπο είναι πιθανό να αυξηθεί η ευαισθησία του μοντέλου στα σφάλματα που σχετίζονται με τον υπολογισμό των μεγεθών. Απέδειξαν επίσης πειραματικά ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του η και όσο μικρότερο το μέγεθος πληρότητας M_c , οδηγούμαστε σε υπολογιστική αστάθεια. Ιδιαίτερα για τα μικρά σύνολα δεδομένων, το μοντέλο λειτουργεί καλύτερα με την παραμόρφωση Benioff, το οποίο μπορεί να αναμένεται λόγω της συσχέτισης μεταξύ των σφαλμάτων στα μεγέθη και της τιμής η . Ένα σφάλμα στα μεγέθη της τάξης του 0.5 έχει ως αποτέλεσμα σφάλμα της τάξης του 5 για την παραμόρφωση Benioff και 30 για τη σεισμική ροπή.

Ο ρόλος των μικρών σεισμών μελετήθηκε από τους Kuehn et al. (2008) με τη μεταβολή της τιμής του η. Αν υιοθετείται η τιμή η=0.75, που αντιστοιχεί στην παραμόρφωση Benioff, η αναλογία της τάσης που απελευθερώνεται από τους σεισμούς με μικρά μεγέθη σε σχέση με τους μεγάλους σεισμούς είναι μεγαλύτερη. Αντίστροφα, στην περίπτωση της σεισμικής ροπής (η=1.5) η απελευθέρωση της τάσης οφείλεται κυρίως στους μεγάλους σεισμούς.

Οι Varini et al. (2016), εφαρμόζοντας το AMAT στην Ιταλία, εξέτασαν τέσσερις εκδοχές για τον προσδιορισμό της ποσότητας που απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Εκτός από την παραμόρφωση Benioff και τη σεισμική ροπή, υιοθέτησαν την ενέργεια, $E \propto \frac{M_0^{1.5}}{\sqrt{A}}$, (Senatorski, 2007), και τη σταθμισμένη ενέργεια, $E_s = \frac{E}{M_0}$ (Kanamori & Heaton, 2000), όπου M_0 η σεισμική ροπή και A η ζώνη διάρρηξης. Χρησιμοποίησαν, αντίστοιχα, για τη σύνδεση μεγέθους και "ενέργειας" που απελευθερώνεται, τις σχέσεις $X_B = 10^{0.75(M_i - M_{th})}$, $X_M = 10^{1.5(M_i - M_{th})}$, $X_E = \frac{10^{2.25(M_i - M_{th})}}{\sqrt{A}}$ και $X_s = \frac{10^{0.75(M_i - M_{th})}}{\sqrt{A}}$. Αν και οι διαφορές που εντόπισαν ήταν ανεπαίσθητες, πρότειναν την υιοθέτηση της ενέργειας είτε της σταθμισμένης ενέργειας.

Γενικά, οι περιορισμοί στα δεδομένα και η υπολογιστική αστάθεια ευνοούν τη χρήση της σωρευτικής παραμόρφωσης Benioff, ιδιαίτερα όταν ο στόχος είναι η μεσοπρόθεσμη και μακροπρόθεσμη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Η επικρατέστερη επιλογή που χρησιμοποιείται στη βιβλιογραφία θα υιοθετηθεί και στην παρούσα διατριβή.

Το επόμενο βήμα περιλαμβάνει την αναγωγή του επιπέδου της τάσης σε κίνδυνο. Η στοχαστική συμπεριφορά μίας σημειακής διαδικασίας καθορίζεται μοναδικά από την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης, $\lambda(t)$, ή συνάρτηση κινδύνου, $\Psi(x)$, δηλαδή τη στιγμιαία πιθανότητα γένεσης (Daley & Vere-Jones, 2003). Ο ορισμός της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης αποτελεί έναν πρακτικό και εύληπτο τρόπο να καθοριστεί πώς το παρόν εξαρτάται από το παρελθόν σε μία εξελικτική σημειακή διαδικασία. Η συνάρτηση κινδύνου δεν ορίζεται αποκλειστικά, ωστόσο περιορίζεται από το γεγονός ότι πρέπει να είναι μη-φθίνουσα. Για παράδειγμα, θα μπορούσε να είναι μία σταθερά ανεξάρτητη του *x*, δηλαδή $\Psi(x)=c$, που έχει ως αποτέλεσμα ένα μοντέλο Poisson τυχαίων γεγονότων. Το μοντέλο πρόγνωσης χρόνου (time-predictable model) (Shimazaki & Nakata, 1980) λαμβάνει υπόψη μία συνάρτηση κινδύνου της μορφής

$$\Psi(x) = \begin{cases} 0, \ x \le x_c \\ \infty, \ x > x_c \end{cases}$$
(2.5)

όπου x_c η σταθερή αντοχή του φλοιού. Αυτό σημαίνει ότι αν ο φλοιός σε μία περιοχή έχει κρίσιμη αντοχή, x_c , η συνάρτηση κινδύνου θα είναι 0, ώσπου το x να φτάσει την τιμή x_c , και πέρα από αυτή την τιμή, η $\Psi(x)$ απειρίζεται.

Η επιλογή μίας εκθετικού τύπου μορφής για την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης, δηλαδή, $\Psi(x) = \exp(\mu + vx)$, αποτελεί έναν συμβιβασμό ανάμεσα στις προαναφερθείσες οριακές καταστάσεις (Zheng & Vere-Jones, 1994). Σε αυτή την περίπτωση επιτυγχάνεται μια πιο γρήγορη αύξηση, καθώς το επίπεδο της τάσης αυξάνεται, αλλά ποτέ δε γίνεται άπειρη. Η σταθερά μ μπορεί να θεωρηθεί ως μία παράμετρος που σχετίζεται με το αρχικό επίπεδο της τάσης, ενώ η ν συνδέεται με την αντοχή και την ετερογένεια του φλοιού στην περιοχή μελέτης, δείχνοντας την ευαισθησία στον κίνδυνο. Η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης του μοντέλου, επομένως, παίρνει τη μορφή

$$\lambda(t) = \Psi(X(t)) = \exp\{Z(t)\} =$$

$$exp\{\mu + \nu X(t)\} = \exp\{\mu + \nu [X(0) + \rho t - S(t)]\}.$$
(2.6)

Προφανώς, το αρχικό επίπεδο τάσης X(0) μπορεί να ενσωματωθεί στις άλλες παραμέτρους, κι έτσι έχουμε τη μορφή $\lambda(t) = \exp\{\alpha + v[\rho t - S(t)]\}$, όπου $a = \mu + vX(0)$. Η σχέση (2.6) περιλαμβάνει τις ειδικές περιπτώσεις $\lambda(t) = \exp\{a\}$, δηλαδή το ομογενές μοντέλο Poisson, και $\lambda(t) = \exp\{a + \beta t\}$, δηλαδή το μη ομογενές μοντέλο Poisson. Η εναλλακτική παραμετροποίηση που είναι κατάλληλη για την αριθμητική βελτιστοποίηση (Harte, 2010) είναι η

$$\lambda(t) = \exp\{a + b[t - cS(t)]\},\tag{2.7}$$

όπου $b = v \rho$ και $c = 1/\rho$.

Οι προς εκτίμηση παράμετροι του μοντέλου είναι επομένως τρεις, οι *a*, *b* και *c*. Η εκτίμησή τους επιτυγχάνεται μεγιστοποιώντας τη λογαριθμική πιθανοφάνεια. Δεδομένων των παρατηρήσεων $\{t_1, t_2, ..., t_{N(T)}\}$ σε μία περίοδο [0,*T*], η συνάρτηση πιθανοφάνειας *L* μπορεί να γραφεί ως εξής (Daley & Vere-Jones, 2003)

$$L = \left(\prod_{i=1}^{N(T)} \lambda(t_i)\right) \exp\left(-\int_0^T \lambda(u) du,\right),$$
(2.8)

και ο λογάριθμος της πιθανοφάνειας

$$\log L = \sum_{i=1}^{N(T)} \log(\lambda(t_i)) - \int_0^T \lambda(u) du, \qquad (2.9)$$

όπου N(T) είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών στο διάστημα [0, T].

Κατά την εκτίμηση των παραμέτρων θα πρέπει να τεθούν ορισμένοι περιορισμοί που ικανοποιούν το φυσικό νόημα της διαδικασίας. Συγκεκριμένα οι παράμετροι b=vpκαι c=1/p θα πρέπει να λαμβάνουν μόνο θετικές τιμές, καθώς ο ρυθμός φόρτισης, p, και η παράμετρος v, που εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του φλοιού στην περιοχή, μπορούν να πάρουν μόνο θετικές τιμές.

2.2.2. Ανεξάρτητο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΑνΜΑΤ)

Οι Zheng & Vere-Jones (1991) μοντελοποίησαν με διάφορους τρόπους τους ιστορικούς σεισμούς της Βόρειας Κίνας. Πέρα από το ότι μελέτησαν ξεχωριστά μεγαλύτερους ($M \ge 7.6$) και μικρότερους σεισμούς ($6.0 \le M < 7.6$) διερεύνησαν την εφαρμογή μοντέλων Poisson και μοντέλων απελευθέρωσης τάσης σε δύο υποπεριοχές, διαπιστώνοντας ότι τα ΜΑΤ προσαρμόζονται καλύτερα στα δεδομένα όταν ολόκληρη η περιοχή μελέτης διαιρεθεί σε μικρότερες ενότητες. Στην περίπτωση του ΑνΜΑΤ, μικρότερες περιοχές με διακριτά και ομογενή σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά μοντελοποιούνται ανεξάρτητα μεταξύ τους. Η εφαρμογή του ενδείκνυται όταν ο ρυθμός

σεισμικότητας για κάθε υποπεριοχή είναι διαφορετικός ή όταν ο στόχος είναι ο προσδιορισμός στατιστικά διακριτών περιοχών.

Ένα ΑΜΑΤ εφαρμόζεται σε κάθε υποπεριοχή με διαφορετική υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης, η καθεμία από τις οποίες έχει τη μορφή

$$\lambda_i(t) = \exp\{a_i + b_i[t - c_i S(t)]\}.$$
(2.10)

Προσθέτοντας τις επιμέρους υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης λαμβάνουμε τη συνολική συνάρτηση κινδύνου

$$\lambda(t) = \sum_{i=1}^{k} \lambda_i(t), \qquad (2.11)$$

όπου k είναι ο αριθμός των υποπεριοχών. Έτσι, ο αριθμός των υπό εκτίμηση παραμέτρων είναι 3k.

2.2.3. Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΣΜΑΤ)

Στο Απλό Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης λαμβάνεται υπόψη μόνο η επίδραση της αλλαγής του επιπέδου της τάσης στην ίδια την περιοχή. Πρακτικά ωστόσο, η σεισμικότητα επηρεάζεται από τις μεταβολές των τάσεων και στην περιβάλλουσα περιοχή. Μία σύνδεση μεταξύ της σεισμικότητας και των υποκείμενων μηχανισμών μπορεί να επιτευχθεί μέσω των αλληλεπιδράσεων των ρηγμάτων (fault interaction). Είναι ευρέως αποδεκτό ότι ισχυροί σεισμοί επιδρούν μέσω του πεδίου τάσεών τους σε κοντινά ρήγματα, μεταβάλλοντας έτσι την πιθανότητα γένεσης του επόμενου σεισμού σε ένα ρήγμα ή τμήμα αυτού. Αυτό σημαίνει ότι ο χρόνος επανάληψης των σεισμών σε ένα ρήγμα δεν είναι σταθερός και εξαρτάται όχι μόνο από τη φόρτιση στις ζώνες διάρρηξης μιας περιοχής και τις ιδιότητες του ίδιου του ρήγματος, αλλά επίσης και από σεισμούς που γίνονται σε γειτονικά ρήγματα (Stein, 1999). Οι χωρο-χρονικές μεταβολές των τάσεων ενδέχεται μάλιστα είτε να επιταχύνουν είτε να επιβραδύνουν τη γένεση επερχόμενων σεισμών. Η μεταφορά τάσης και η πρόκληση γένεσης σεισμών (earthquake triggering) έχουν υπάρξει το αντικείμενο πολυάριθμων ερευνών (π.χ. Stein et al., 1997; King & Cocco, 2001; Cocco & Rice, 2002; Steacy et al., 2005). Σημαντικές προσπάθειες έχουν καταβληθεί προκειμένου να ενσωματωθούν οι στατικές μεταβολές των τάσεων στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μέσα από την ανάπτυξη μεθόδων που τις μετατρέπουν σε μεταβολές πιθανοτήτων γένεσης σεισμών (Hardebeck, 2004; Parsons, 2005; Gomberg et al., 2005).

Οι Zheng & Vere-Jones (1994) εντόπισαν ενδείξεις συσταδοποίησης που σχετίζονται με κάποια μορφή δράσης από απόσταση, δηλαδή μεταφορά τάσης και αλληλεπιδράσεις, υπό ένα διαφορετικό πρίσμα, μέσα από την εφαρμογή του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης. Οι παρατηρήσεις αυτές αποτέλεσαν κίνητρο για την τροποποίηση και επέκταση του AMAT. Έτσι, οι Liu et al. (1998) δεν διαίρεσαν απλώς την περιοχή μελέτης, αλλά ενσωμάτωσαν και αλληλεπιδράσεις μεταξύ των διαφορετικών υποπεριοχών, αναπτύσσοντας το Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΣΜΑΤ). Στο νέο μοντέλο η μεταβολή της τάσης σε σχέση με τον χρόνο σε κάθε *i*-οστή υποπεριοχή δίνεται από τη σχέση

$$X_{i}(t) = X_{i}(0) + \rho_{i}t - \sum_{j} \theta_{ij}S(t,j), \qquad (2.12)$$

όπου X_i(0) είναι το αρχικό επίπεδο τάσης στην *i*-οστή περιοχή, ρ_i ο σταθερός ρυθμός τεκτονικής φόρτισης στην ίδια περιοχή, κατ' αντιστοιχία με το AMAT, S(t, j) η σωρευτική απελευθέρωση τάσης στην υποπεριοχή *j* στο χρονικό διάστημα (0, t) ενώ ο συντελεστής θ_{ij} εκφράζει το σταθερό ποσοστό της απελευθέρωσης τάσης που μεταφέρεται στην υποπεριοχή *i* εξαιτίας ενός σεισμού που έγινε στην υποπεριοχή *j*.

Ο συντελεστής θ_{ii} τίθεται ίσος με τη μονάδα (θ_{ii}=1), καθώς καθώς θεωρούμε εύλογα ότι το ποσοστό της τάσης που απελευθερώνεται από σεισμό μιας περιοχής στην ίδια περιοχή είναι 1. Η περιοχή αυτή δηλαδή αποφορτίζεται ολοκληρωτικά και η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού μειώνεται. Μετά τον σεισμό συσσωρεύεται ελαστική ανηγμένη παραμόρφωση εκ νέου, εξαρτώμενη από τον απαιτούμενο χρόνο ανάκτησης των τάσεων. Η θεώρηση αυτή είναι εφικτή καθώς στο ΜΑΤ δεν περιλαμβάνονται μετασεισμοί, παρά μόνο κύριοι σεισμοί. Άλλωστε το μεγαλύτερο μέρος της τεκτονικής πληροφορίας περιλαμβάνεται στους κύριους σεισμούς. Οι μικρότεροι σεισμοί εκδηλώνονται συνήθως κατά συστάδες και είναι πιο δύσκολο να αποσπαστούν πληροφορίες από αυτούς.

Οι παράμετροι θ_{ij} μπορούν να πάρουν είτε θετικές είτε αρνητικές τιμές υποδηλώνοντας το είδος της αλληλεπίδρασης. Μία θετική τιμή θ_{ij} σημαίνει ότι ένας σεισμός που έγινε στην υποπεριοχή *j* προκαλεί αποδιέγερση στην υποπεριοχή *i*, ενώ μία αρνητική τιμή της θ_{ij} σημαίνει ότι η υποπεριοχή *i* διεγείρεται από έναν σεισμό που γίνεται στην υποπεριοχή *j*. Αν ισχύει θ_{ij} =0 για όλα τα *i*≠*j*, τότε το μοντέλο ανάγεται σε ένα ανεξάρτητο σύνολο εξισώσεων της απλής μορφής (2.1), δηλαδή σε ένα ΑνΜΑΤ όπου ολόκληρη η περιοχή διακρίνεται μεν σε υποπεριοχές, αλλά χωρίς αλληλεπιδράσεις μεταξύ τους.

Οι Liu et al. (1999) χρησιμοποίησαν μία ελαφρώς διαφορετική μορφή της εξίσωσης (2.12) αντικαθιστώντας τη σωρευτική απελευθέρωση τάσης *S*(*t*,*j*) με την ποσότητα

$$S_{i-}(t,j) = S(\max_{k} [t_{k}^{(i)}: t_{k}^{(i)} < t], j).$$
(2.13)

Αυτό σημαίνει ότι σεισμοί που γίνονται σε άλλες υποπεριοχές *j* δεν έχουν καμία επίδραση στην υποπεριοχή *i* μέχρι τη γένεση ενός επόμενου σεισμού σε αυτή την περιοχή. Με μία παρόμοια θεώρηση, οι Imoto et al. (1999) εισάγουν μία χρονική υστέρηση στη μεταφορά αντικαθιστώντας την ποσότητα *S*(*t*, *j*) με την

$$S_D(t,j) = S(t - t_d, j)$$
 (2.14)

προκειμένου να παραχθεί μία συμπεριφορά περιοδικού-τύπου.

Είναι απαραίτητο για τη συνέχεια να προσδιοριστεί πώς συμπεριφέρεται η σημειακή διαδικασία. Η συνάρτηση κινδύνου συνήθως θεωρείται πως έχει εκθετική μορφή (εξασφαλίζοντας έτσι και το γεγονός ότι δεν θα είναι αρνητική) και κάθε περιοχή χαρακτηρίζεται από διαφορετικές παραμέτρους που υποδηλώνουν διαφορετικές τεκτονικές ιδιότητες (π.χ. ρυθμοί τεκτονικής φόρτισης). Έτσι, η μορφή της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης για κάθε περιοχή είναι

$$\lambda_i(t) = \Psi(X_i(t)) = \exp\{a_i + \nu_i[\rho_i t - \sum_j \theta_{ij} S(t, j)]\},$$
(2.15)

όπου a_i , v_i , ρ_i και θ_{ij} είναι οι προς εκτίμηση παράμετροι. Ακολουθώντας την παραμετροποίηση των Liu et al. (1998) και θέτοντας $b_i = v_i \rho_i$ και $c_{ij} = \theta_{ij} / \rho_i$, η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης μπορεί να γραφεί

$$\lambda_{i}(t) = \exp\{a_{i} + b_{i}[t - \sum_{j} c_{ij}S(t,j)]\},$$
(2.16)

όπου *a_i*, *b_i* και *c_{ij}* είναι οι προς εκτίμηση παράμετροι. Σε ένα μοντέλο με *j* υποπεριοχές, αντιστοιχούν δυνητικά *j*(*j*+2) παράμετροι, δεδομένου ότι είναι εδραιωμένες όλες οι πιθανές αλληλεπιδράσεις.

Η εκτίμηση των παραμέτρων επιτυγχάνεται μεγιστοποιώντας τη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας

$$\log L = \sum_{i} \left(\sum_{j=1}^{N_i(T)} \log \left(\lambda_i(t_j) \right) - \int_0^T \lambda_i(t) \, dt \right), \tag{2.17}$$

όπου το διάστημα (0, T) περιλαμβάνει γεγονότα που έλαβαν χώρα στους χρόνους $0 < t_1 < t_2 < ... < t_{N_i(T)} < T$. Κατ' αντιστοιχία με το AMAT, οι παράμετροι $b_i = v_i \rho_i$ και $c_{ii} = 1/\rho_i$ λαμβάνουν μόνο θετικές τιμές. Αντιθέτως, οι παράμετροι μεταφοράς c_{ij} , $i \neq j$, παίρνουν θετικές τιμές όταν οι αλληλεπιδράσεις είναι ανασταλτικές και αρνητικές τιμές όταν οι αλληλεπιδράσεις είναι διεγερτικές.

2.2.4. Τροποποιήσεις του Μοντέλου

2.2.4.1. Περιορισμένης-Μνήμης Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΠΜ-ΜΑΤ)

Παρά την σημαντική πρόοδο της στοχαστικής μοντελοποίησης τα τελευταία χρόνια και τις συντονισμένες προσπάθειες της επιστημονικής κοινότητας για την εύρεση των καταλληλότερων μοντέλων που περιγράφουν τη διαδικασία της σεισμογένεσης δεν έχει ακόμα επιτευχθεί η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με ικανοποιητική ακρίβεια. Είναι επομένως απαραίτητη η συνεχής προσπάθεια για την ανάπτυξη νέων στοχαστικών μοντέλων ή την τροποποίηση των υπαρχόντων. Ένα στοιχείο που έχει ενσωματωθεί σε κάποια μοντέλα σημειακών διαδικασιών προς αυτή την κατεύθυνση είναι η μνήμη. Ένα τέτοιο παράδειγμα από άλλο επιστημονικό πεδίο αποτελούν οι αυτόδιεγερτικές διαδικασίες που σχετίζονται με τη διάχυση πληροφοριών (Wu & Huberman, 2007; Zipkin et al., 2016). Διερευνάται η μνήμη, καθώς στο Twitter για παράδειγμα, έχει διαπιστωθεί ότι το retweeting (αναδημοσίευση ενός μηνύματος) αυξάνεται όταν αφορά καινούριο και επίκαιρο περιεχόμενο. Όσον αφορά τα Οικονομικά, η μνήμη εισάγεται στο Autoregressive Conditional Duration (ACD) μοντέλο (Engle & Russel, 1998) για την εξερεύνηση δεδομένων συναλλαγών με βάση την εξάρτηση της υπό συνθήκη έντασης από παλαιότερες συναλλαγές. Στο πλαίσιο του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης η μνήμη μπορεί να εισαχθεί για να εξεταστεί η εξάρτηση των επικείμενων από τους παλαιότερους σεισμούς.

Στην κλασική μορφή του AMAT η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης εξαρτάται από όλη την ιστορία της διαδικασίας, δηλαδή η γένεση ενός σεισμού είναι αποτέλεσμα όλης της προηγούμενης σεισμικότητας. Σε μία προσπάθεια να βελτιωθεί η απόδοση του μοντέλου και να προσδιοριστεί το καταλληλότερο μοντέλο που προσαρμόζεται στα δεδομένα και εκφράζει καλύτερα τη διαδικασία της σεισμογένεσης, εισάγεται μία περιορισμένης "μνήμης *m*" σημειακή διαδικασία, όπου μόνο οι *m* πιο πρόσφατοι χρόνοι άφιξης και τα αντίστοιχα μεγέθη λαμβάνονται υπόψη στη συνάρτηση έντασης, για κατάλληλο $m \in N$. Η γένεση ενός σεισμού δεν εξαρτάται πλέον από όλους τους προηγούμενους αλλά εύλογα θεωρείται ότι αυτή η επιρροή σταματάει σε κάποιο βαθμό (πλήθος σεισμών) προς τα πίσω. Το πόσα βήματα *m* προς τα πίσω λαμβάνονται υπόψη ορίζεται ως η μνήμη της σημειακής διαδικασίας.

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη ενότητα, η συνάρτηση έντασης αποτελεί έναν τρόπο για να ορίσουμε πώς το παρελθόν επηρεάζει το παρόν σε μία εξελικτική σημειακή διαδικασία. Στο Περιορισμένης Μνήμης Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (ΠΜ –

ΜΑΤ) που θεμελιώνουμε η συνάρτηση κινδύνου έχει τη μορφή $\lambda(t) = \exp\{Y(t)\}$, όπου πλέον είναι

$$Y(t) = \begin{cases} a + b(t - \sum_{i:t_i < t} c S_i), 0 \le t \le t_m \\ a + b((t - t_{j-m+1}) - \sum_{i:t_{j-m+1} \le t_i < t_{j+1}} cS_i), t_j < t \le t_{j+1}, \\ a + b((t - t_{n-m+1}) - \sum_{i:t_{n-m+1} \le t_i} cS_i), t > t_n \end{cases}$$
(2.18)

όπου j = m, ..., n - 1 και n = N(T) είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης.

Ο πρώτος κλάδος της σχέσης (2.18) είναι αντίστοιχος της σχέσης (2.7), καθώς για αριθμό βημάτων μικρότερο από τον βαθμό της μνήμης που εξετάζεται, η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης είναι ακριβώς η ίδια όπως στην κλασική μορφή του ΜΑΤ. Σε αυτή την περίπτωση η Y(t) συμπίπτει με τη Z(t) της σχέσης (2.6). Ο τρίτος κλάδος της σχέσης (2.18) αναφέρεται σε χρόνο μεγαλύτερο από τον χρόνο γένεσης του τελευταίου σεισμού, δηλαδή στο χρονικό διάστημα από τον τελευταίο σεισμό ως το τέλος της περιόδου μελέτης. Η βασική ιδέα του ΠΜ-ΜΑΤ περιγράφεται στο δεύτερο κλάδο της (2.18). Σύμφωνα με αυτή τη σχέση, πηγαίνουμε πίσω στο χρόνο μόνο τόσα βήματα όση είναι η τάξη της μνήμης, χωρίς να λαμβάνουμε υπόψη όλους τους άλλους σεισμούς που έγιναν από την αρχή της περιόδου μελέτης.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι προφανώς ο αριθμός *m* δεν μπορεί να πάρει τιμή μεγαλύτερη από τον αριθμό των σεισμών. Το επίπεδο της τάσης ακριβώς πριν τη γένεση ενός σεισμού εξαρτάται όχι μόνο από το μέγεθος του σεισμού αλλά και από τα μεγέθη των *m* προηγούμενων σεισμών και τη συνολική διάρκεια των αντίστοιχων χρονικών διαστημάτων που λαμβάνονται υπόψη πριν από τη γένεση του σεισμού. Η Y(t) επηρεάζεται από το χρόνο που έγινε ο m-οστός προηγούμενος σεισμός καθώς το αντίστοιχο χρονικό διάστημα ορίζει την ποσότητα που προστίθεται στο δεύτερο κλάδο της (2.18). Αν υπάρχει σχετική ησυχία, τα χρονικά διαστήματα είναι μεγάλα και η Y(t)αυξάνεται. Η Y(t) εξαρτάται επίσης από τα μεγέθη των m προηγούμενων σεισμών, καθώς σχετίζονται με το ποσό που αφαιρείται στη σχέση (2.18). Αν τα μεγέθη των m προηγούμενων σεισμών είναι μεγάλα τότε απελευθερώνεται ένα σημαντικό ποσό ενέργειας και παρατηρείται μία σημαντική πτώση της Y(t) και κατ' επέκταση της $\lambda(t)$. Η διαφορά μεταξύ του ΑΜΑΤ και του ΠΜ-ΜΑΤ έγκειται στον τρόπο που τα παρελθόντα γεγονότα επηρεάζουν την παρούσα σεισμική δραστηριότητα. Το ΠΜ-ΜΑΤ ενσωματώνει το ΑΜΑΤ στην περίπτωση που υποθέτουμε ότι η τάξη της μνήμης της σημειακής διαδικασίας ισούται με τον αριθμό των σεισμών που περιλαμβάνονται στα δεδομένα.

Για κάθε τάξη μνήμης που εξετάζεται, αναπτύσσεται ένα διαφορετικό μοντέλο. Η εκτίμηση των παραμέτρων διενεργείται μεγιστοποιώντας τη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας της μορφής (2.9). Στη συνέχεια η σύγκριση μεταξύ των ανταγωνιστικών μοντέλων που χαρακτηρίζονται από διαφορετική μνήμη και η επιλογή του καταλληλότερου πραγματοποιείται με τη βοήθεια κριτηρίων πληροφορίας.

Στο κλασικό ΑΜΑΤ η πιθανότητα γένεσης σε κάθε χρονική στιγμή *t* εξαρτάται από όλη την ιστορία του σεισμικού καταλόγου που χρησιμοποιούμε. Αυτό όμως δεν συμβαίνει στο ΠΜ-ΜΑΤ. Προκειμένου να εκτιμήσουμε τις παραμέτρους και να βρούμε τον βαθμό της μνήμης, αρχικά χρησιμοποιούνται όλα τα δεδομένα. Η καινοτομία του καινούριου μοντέλου έγκειται στο γεγονός ότι αφού υπολογιστεί ο βαθμός της μνήμης, δεν χρειάζεται να ανατρέξουμε στα αρχικά δεδομένα του καταλόγου, καθώς υποθέτουμε ότι η γένεση του επόμενου σεισμού δεν επηρεάζεται από όλους τους προηγούμενους που έγιναν στο παρελθόν αλλά μόνο από κάποιους προηγούμενους. Η προτεινόμενη μέθοδος επομένως, έχει μικρότερο υπολογιστικό κόστος σε σχέση με το κλασικό ΑΜΑΤ καθώς αφού υπολογιστεί η μνήμη δεν χρησιμοποιείται πλέον όλη η ιστορία αλλά μόνο κάποια βήματα προς τα πίσω στον χρόνο. Αξίζει να σημειωθεί ότι το υπολογιστικό όφελος αφορά μόνο μελλοντικές αξιολογήσεις του μοντέλου.

Ο υπολογισμός της μνήμης δεν αποτελεί μία τετριμμένη διαδικασία και θα πρέπει αυτή να εξεταστεί χωριστά για κάθε σύνολο δεδομένων. Διαφορετική περιοχή μελέτης και διαφορετικό κατώφλι μεγέθους θα μπορούσαν να απαιτήσουν και/ή να ευνοήσουν τη χρήση διαφορετικού αριθμού αναδρομικών βημάτων. Αναμένεται ότι όσο μεγαλύτερο είναι το κατώφλι μεγέθους, τόσο μικρότερη είναι η μνήμη του προτεινόμενου μοντέλου, καθώς υποτίθεται ότι οι μεγάλοι σεισμοί είναι ανεξάρτητοι και ως εκ τούτου δεν επηρεάζονται από την προηγούμενη σεισμικότητα. Το υπολογιστικό όφελος επιτυγχάνεται σε σχέση με το κλασικό ΑΜΑΤ εφόσον προσδιοριστεί η μνήμη της διαδικασίας.

2.2.4.2. ΣΜΑΤ με συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull

Στην κλασική θεώρηση του ΑΜΑΤ, μία συνάρτηση κινδύνου εκθετικής μορφής θεωρείται ως ένας αποτελεσματικός τρόπος για να εξηγηθεί η συμπεριφορά της διαδικασίας. Οι Votsi et al. (2011) πρότειναν μία συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull ως μία πιο ευέλικτη επιλογή. Οι Mangira et al. (2017) επέκτειναν αυτή την ιδέα για την περίπτωση του ΣΜΑΤ δεδομένου ότι είναι από τις πιο κοινές κατανομές στην ανάλυση επιβίωσης και συνδέεται άμεσα με άλλες κατανομές. Έτσι, για κάθε υποπεριοχή i η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης παίρνει τη μορφή

$$\lambda_i(t) = \lambda_i \gamma_i (X_i(t))^{\gamma_i - 1} = \lambda_i \gamma_i (X_i(0) + \rho_i t - \sum_j \theta_{ij} \mathcal{S}(t, j))^{\gamma_i - 1}, \qquad (2.19)$$

όπου, κατ' αντιστοιχία με το ΣΜΑΤ, $X_i(0)$ είναι το αρχικό επίπεδο τάσης στην *i*-οστή περιοχή, ρ_i ο σταθερός ρυθμός τεκτονικής φόρτισης στην ίδια περιοχή, S(t, j) η σωρευτική απελευθέρωση τάσης στην υποπεριοχή *j* στο χρονικό διάστημα (0, *t*) και ο συντελεστής θ_{ij} μετράει τη σταθερή αναλογία της απελευθέρωσης τάσης που μεταφέρεται στην υποπεριοχή *i* εξαιτίας ενός σεισμού που έγινε στην υποπεριοχή *j*. Οι παράμετροι λ_i και γ_i είναι οι παράμετροι της κατανομής Weibull με λ_i >0 και γ_i >0. Επομένως, οι προς εκτίμηση παράμετροι του μοντέλου είναι οι λ_i , γ_i , $X_i(0)$, ρ_i και θ_{ij} . Η παράμετρος σχήματος (shape parameter) *γ* καθορίζει τη συμπεριφορά της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης. Μία τιμή της γ μικρότερη της μονάδας σημαίνει ότι ο ρυθμός αποτυχίας (failure rate) μειώνεται με τον χρόνο, ενώ αν γ>1 ο κίνδυνος αυξάνεται με τον χρόνο. Ο ρυθμός αποτυχίας είναι σταθερός όταν η παράμετρος σχήματος παίρνει την τιμή γ=1 και προκύπτει η εκθετική κατανομή. Επιβάλλουμε τον περιορισμό $\gamma \ge 1$, καθώς με το πέρασμα του χρόνου η πιθανότητα να γίνει ένας σεισμός αυξάνεται.

Η εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου επιτυγχάνεται μέσα από τη μεγιστοποίηση της λογαριθμικής πιθανοφάνειας, όπως στην περίπτωση του κλασικού ΣΜΑΤ. Θα πρέπει να τεθούν οι κατάλληλοι περιορισμοί ώστε οι παράμετροι λ_i , γ_i , X_i (0) και ρ_i να παίρνουν θετικές τιμές. Ειδικά μάλιστα για τις παραμέτρους γ_i , δεν αρκεί απλά να είναι θετικές αλλά και μεγαλύτερες ή ίσες από τη μονάδα. Ένα άλλο κρίσιμο σημείο που πρέπει να ληφθεί υπόψη στον αλγόριθμο βελτιστοποίησης είναι ο περιορισμός ώστε ο συνδυασμός των εκτιμώμενων παραμέτρων να μην οδηγήσει σε αρνητικές τιμές για τις συναρτήσεις που αναπαριστούν την τάση, $X_i(t)$, καθώς αυτό θα σήμαινε ότι η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης παίρνει αρνητικές τιμές, αποτέλεσμα που δεν είναι αποδεκτό. Επιπλέον περιορισμοί τίθενται επομένως μέσα στον αλγόριθμο προκειμένου - να αποκλείονται μη αποδεκτές λύσεις.

2.2.5. Προσαρμογή του Μοντέλου

Η εκτίμηση των παραμέτρων επιτυγχάνεται μεγιστοποιώντας τη συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας με τη βοήθεια αριθμητικών μεθόδων βελτιστοποίησης. Η διαδικασία αυτή κάθε άλλο παρά τετριμμένη είναι. Για παράδειγμα, μία πρωταρχική πρόχειρη (προσεγγιστική) εύρεση της θέσης του μεγίστου μπορεί να επιτευχθεί από κάποιους αλγορίθμους, αλλά στη συνέχεια η σύγκλιση γύρω από το μέγιστο να είναι αργή. Υπάρχει επίσης ο κίνδυνος να βρεθεί κάποιο τοπικό και όχι το ολικό μέγιστο. Πρέπει επομένως να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή προκειμένου να μην εγκλωβιστούμε μέσα σε κάποια υποβέλτιστη περιοχή, καθώς μάλιστα ένα από τα μειονεκτήματα της μεθόδου μέγιστης πιθανοφάνειας είναι η ευαισθησία στην επιλογή των αρχικών σημείων.

Ένα άλλο πρόβλημα που ανακύπτει είναι όταν η αρχική λύση βρίσκεται μακριά από το μέγιστο, καθώς ο αλγόριθμος βελτιστοποίησης ενδέχεται να μη συγκλίνει με επιτυχία. Αυτό θα μπορούσε να διορθωθεί ελέγχοντας έναν μεγάλο αριθμό αρχικών τιμών και παρατηρώντας την εξέλιξη της λογαριθμικής πιθανοφάνειας και της κλίσης της. Κάτι τέτοιο όμως συνήθως είναι πολύ χρονοβόρο.

Για την αποφυγή υπολογιστικών προβλημάτων, προκειμένου να επιτευχθεί επιτυχής σύγκλιση αλλά και μείωση της τυχαιότητας, τα αρχικά σημεία δεν επιλέγονται τυχαία, αλλά αφού ο παραμετρικός χώρος σκανάρεται πολύ προσεκτικά μέσα από ένα πυκνό πλέγμα, με αποτέλεσμα τον έλεγχο εκατομμυρίων αρχικών σημείων. Η εκτίμηση των παραμέτρων επιτυγχάνεται στη συνέχεια με τη βοήθεια μίας μεθόδου τύπου Newton, της Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (BFGS) (Fletcher, 1987).

Θα πρέπει επίσης να τονιστεί ότι στόχος της στοχαστικής μοντελοποίησης της σεισμογένεσης είναι η εφαρμογή των μαθηματικών εργαλείων με αποτέλεσμα σύμφωνο με την φυσική ερμηνεία της διαδικασίας. Για αυτόν το λόγο κρίνεται απαραίτητο κατά την εφαρμογή των Μοντέλων Απελευθέρωσης Τάσης να λαμβάνονται υπόψη περιορισμοί που αφορούν στις εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων. Ένα σύνολο παραμέτρων που δίνει το μέγιστο της λογαριθμικής πιθανοφάνειας, αλλά δεν αντικατοπτρίζει το φυσικό νόημα της διαδικασίας θα πρέπει να απορρίπτεται. Στην περίπτωση των παραμέτρων που θα πρέπει να είναι θετικές, αυτές μπορεί να παραμετροποιούνται ως εκθετικές συναρτήσεις μιας παραμέτρου που λαμβάνει τιμές στον χώρο ℝ, με αποτέλεσμα να λαμβάνουν μόνο θετικές τιμές.

Τα τυπικά σφάλματα υπολογίζονται μέσω του πίνακα πληροφορίας Fisher. Η τεχνική απαιτεί αξιολόγηση των δεύτερων παραγώγων της λογαριθμικής πιθανοφάνειας. Αποτελεί ουσιαστικά έναν τρόπο μέτρησης του μεγέθους της πληροφορίας που παρέχεται από τις εκτιμώμενες παραμέτρους. Αυτό το μέτρο πληροφορίας μπορεί στη συνέχεια να χρησιμοποιηθεί για να βρεθούν όρια στη διακύμανση των παραμέτρων. Τα διαστήματα εμπιστοσύνης κατασκευάζονται με βάση την ασυμπτωτική κανονικότητα, που προκύπτει από το κεντρικό οριακό θεώρημα κάτω από την υπόθεση μεγάλου μεγέθους του δείγματος.

Ένα μεγάλης σημασίας ζήτημα για το ΣΜΑΤ είναι ο προσδιορισμός των κατάλληλων υποπεριοχών. Μία αντικειμενική μέθοδος που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να οριστούν οι υποπεριοχές είναι η εφαρμογή κάποιου αλγορίθμου συσταδοποίησης (clustering algorithm) όπου τα όρια ισαπέχουν μεταξύ γειτονικών κλάσεων. Έτσι, θα μπορούσε να αναγνωριστεί η γεωφυσική δομή των περιοχών. Ωστόσο, αυτή η διαδικασία θα πρόσθετε έναν άγνωστο, αλλά σημαντικό αριθμό βαθμών ελευθερίας στο μοντέλο. Δεδομένου του ήδη μεγάλου αριθμού των εκτιμώμενων παραμέτρων, αυτό δεν είναι επιθυμητό.

Εναλλακτικά, θα μπορούσε κάποιος να χρησιμοποιήσει γνωστά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά για να προσδιορίσει τα όρια των περιοχών και στη συνέχεια να εξετάσει πιθανές αλληλεπιδράσεις μεταξύ τους. Προς αυτή την κατεύθυνση έχουν επιστρατευτεί στη βιβλιογραφία κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά, όπως είναι οι σεισμικές ζώνες (Liu et al., 1999), όρια λιθοσφαιρικών πλακών (Bebbington & Harte, 2001) ή συνδυασμός και των δύο (Lu et al., 1999). Θα πρέπει να τονιστεί ότι καθώς οι περισσότεροι σεισμοί γίνονται κατά μήκος ρηγμάτων και άλλων τεκτονικών χαρακτηριστικών, θα πρέπει αυτά να βρίσκονται στο εσωτερικό των περιοχών. Ιδεατά, τα όρια των περιοχών θα πρέπει να βρίσκονται σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας.

Ένα ακόμα ζήτημα που πρέπει να διευθετηθεί κατά την εφαρμογή των μοντέλων είναι να οριοθετηθεί το κατώφλι αποκοπής των μεγεθών των σεισμών (magnitude cutoff) του καταλόγου. Καθώς υποθέτουμε ότι κατά τη γένεση ενός σεισμού απελευθερώνεται ένα σημαντικό ποσό ενέργειας και η περιοχή αποφορτίζεται, δεν επιτρέπεται να περιλαμβάνονται στα δεδομένα μετασεισμοί. Το κατώφλι μεγέθους θα πρέπει να είναι επομένως αρκετά μεγάλο ώστε να διασφαλίζεται η πληρότητα των δεδομένων τα οποία αφορούν μόνο κύριους σεισμούς. Από την άλλη, ένα αρκετά μεγάλο πλήθος δεδομένων είναι απαραίτητο προκειμένου να είναι ασφαλής η εξαγωγή συμπερασμάτων. Πρακτικά, για να εξασφαλιστεί αυτή η συνθήκη θεωρείται ότι ο αριθμός των εκτιμώμενων παραμέτρων, k, του μοντέλου θα πρέπει να είναι μικρότερος από την τετραγωνική ρίζα του πλήθους των δεδομένων, *n*, δηλαδή $k < \sqrt{n}$ (Sakamoto et al., 1983; Imoto, 2001). Οι Bebbington & Harte (2003) διεξήγαγαν πειράματα με τη βοήθεια προσομοιώσεων Monte Carlo ώστε να εξετάσουν την ευαισθησία του μοντέλου σε σφάλματα που αφορούν τα καταγεγραμμένα μεγέθη των σεισμών και αυτά που σχετίζονται με το κατώφλι μεγέθους και την πληρότητα και διαπίστωσαν ότι ιδιαίτερα το συζευγμένο μοντέλο είναι αρκετά ευαίσθητο όσον αφορά τα λάθη των καταλόγων. Οι επιδράσεις αυτές μειώνονται όσο πιο μεγάλος είναι ο κατάλογος και τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται. Επισημαίνεται ότι η αριθμητική σύγκλιση διευκολύνεται

περισσότερο από την καλή ποιότητα των δεδομένων παρά από την σχέση του πλήθους των δεδομένων με τον αριθμό των παραμέτρων.

2.2.6. Αξιολόγηση του Μοντέλου

Μετά την ολοκλήρωση της προσαρμογής των εξεταζόμενων μοντέλων στα δεδομένα, η αξιολόγησή τους επιτυγχάνεται με τη βοήθεια του κριτηρίου πληροφορίας Akaike (*AIC*; Akaike, 1974). Το κριτήριο αυτό χρησιμοποιείται ως μέτρο για τη διάκριση μεταξύ δύο ανταγωνιστικών μοντέλων, για παράδειγμα ενός MAT και ενός μοντέλου αναφοράς, όπως είναι το μοντέλο Poisson. Ορίζεται ως εξής

$$AIC = -2logL + 2k, \tag{2.20}$$

όπου *logL* είναι η μέγιστη λογαριθμική πιθανοφάνεια για ένα δοθέν μοντέλο και *k* είναι ο αριθμός των εκτιμώμενων παραμέτρων.

Το κριτήριο *AIC* αντιπροσωπεύει έναν απλό τρόπο προκειμένου να αντισταθμιστεί η προσθήκη επιπλέον παραμέτρων και αποτελεί ένα χρήσιμο μέτρο της σχετικής αποτελεσματικότητας δύο μοντέλων, προκειμένου να αποφευχθεί η υπερπροσαρμογή (overfitting). Καλύτερο θεωρείται το μοντέλο με τη μικρότερη τιμή *AIC*. Συνήθως μια διαφορά 1.5-2 στις τιμές του *AIC* θεωρείται σημαντική. Θα πρέπει ωστόσο να τονιστεί ότι τα αποτελέσματα θα πρέπει να αξιολογούνται με κάποια προσοχή καθώς η ποσότητα των δεδομένων συνήθως δεν είναι μεγάλη και ως εκ τούτου η λογαριθμική πιθανοφάνεια δεν ακολουθεί την χ^2 κατανομή (Ogata & Vere-Jones, 1984; Wang et al.,1991).

Όταν το μέγεθος του δείγματος είναι μικρό, είναι πιθανό το κριτήριο AIC, να ευνοεί την υπερπροσαρμογή (overfitting), δηλαδή την επιλογή μοντέλων με περισσότερες παραμέτρους (McQuarrie & Tsai, 1998). Σε αυτή την περίπτωση, είναι προτιμότερη η επιλογή του καταλληλότερου μοντέλου με τη βοήθεια του κριτηρίου δεύτερης τάξης *AIC*_c (Hurvich & Tsai, 1989; Cavanaugh, 1997). Ορίζεται ως

$$AIC_{C} = -2logL + \frac{2kn}{n-k-1} = AIC + \frac{2k(k+1)}{n-k-1},$$
(2.21)

όπου *logL* είναι η μέγιστη λογαριθμική πιθανοφάνεια του μοντέλου, *k* ο αριθμός των παραμέτρων και *n* το μέγεθος του δείγματος. Οι Burnham & Anderson (2002) συνιστούν τη χρήση του έναντι του *AIC* όταν ο λόγος του αριθμού των παρατηρήσεων προς τον αριθμό των παραμέτρων είναι μικρότερος από 40, δηλαδή *n/k*<40. Όσο αυξάνεται το μέγεθος του δείγματος, το *AIC* συγκλίνει στο *AIC*.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η σχετική αποδοτικότητα διαφορετικών μοντέλων στην προσαρμογή των δεδομένων μπορεί να προσδιοριστεί από τη διαφορά στις τιμές των *AIC* τους. Μία ευθεία σύγκριση των διαφορών ωστόσο μπορεί να είναι παραπλανητική εξαιτίας του διαφορετικού αριθμού των σεισμών που περιλαμβάνονται σε διαφορετικά σύνολα δεδομένων (Lu, 2005). Προκειμένου να επιτευχθεί ανεξαρτησία από το μέγεθος του δείγματος, χρησιμοποιείται ως μέτρο της απόδοσης ενός μοντέλου ο λόγος *ΔΑIC/n* (Kagan & Knopoff, 1977; Di Luccio et al., 1997). Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του λόγου τόσο καλύτερα προσαρμόζεται η σεισμικότητα βάσει του εναλλακτικού μοντέλου (π.χ. του MAT) σε σχέση με το μοντέλο αναφοράς (π.χ. το μοντέλο Poisson), τόσο μεγαλύτερος είναι δηλαδή ο βαθμός προβλεψιμότητας (degree of predictability) των σεισμών.

Μία άλλη μέθοδος για την αξιολόγηση ενός μοντέλου αποτελεί η ανάλυση υπολοίπων (residual analysis). Πρόκειται για μία κατηγορία μεθόδων που εφαρμόζονται σε μοντέλα χωρο-χρονικών σημειακών διαδικασιών και παρέχουν πληροφορίες γραφικά που μπορούν να αποκαλύψουν αν ένα μοντέλο οδηγεί σε καλύτερα αποτελέσματα από ένα άλλο ή αν δεν μπορεί να προσαρμοστεί στα δεδομένα. Τα αραιωμένα υπόλοιπα (thinned residuals) βασίζονται στην τεχνική τυχαίας αραίωσης (thinning), που προτάθηκε αρχικά από τους Lewis & Shedler (1979) και Ogata (1981) με στόχο την προσομοίωση χωρο-χρονικών σημειακών διαδικασιών και επεκτάθηκε από τον Schoenberg (2003) με στόχο την αξιολόγηση ενός μοντέλου (Bray & Schoenberg, 2013).

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου υποθέτουμε ότι τα δεδομένα $\{t_i\}$ παράγονται από την εκτιμώμενη $\lambda(t)$. Η προσαρμοστικότητα του μοντέλου ελέγχεται μέσω χρονικού μετασχηματισμού (time transformation). Συγκεκριμένα, θεωρούμε το ολοκλήρωμα

$$\tau_i = \int_0^{t_i} \lambda(t) \, dt. \tag{2.22}$$

μέσω του οποίου οι χρόνοι { t_i } μετατρέπονται σε { τ_i }. Είναι γνωστό ότι η ακολουθία των { τ_i } προέρχεται από μία στάσιμη διαδικασία Poisson με μοναδιαίο ρυθμό (Ogata, 1988; Vere-Jones & Schoenberg, 2004). Η ιδέα πίσω από την ανάλυση υπολοίπων είναι ότι αν πράγματι το προτεινόμενο μοντέλο περιγράφει ικανοποιητικά τη σεισμικότητα, τότε η μετασχηματισμένη διαδικασία θα είναι όντως μία μοναδιαία διαδικασία Poisson (Daley & Vere-Jones, 2003). Σε αντίθετη περίπτωση, μία συστηματική απόκλιση θα σήμαινε ότι κάποιος σημαντικός παράγοντας δεν έχει ληφθεί υπόψη στο προτεινόμενο μοντέλο, ίσως εξαιτίας της πολυπλοκότητας του. Το πλεονέκτημα της ανάλυσης υπολοίπων είναι ότι μπορεί να επιτευχθεί εύκολα οπτικά μία ποιοτική αξιολόγηση της προσαρμοστικότητας.

2.3. Εφαρμογές

Σε αυτή την ενότητα θα παρουσιαστούν εφαρμογές των διαφόρων μορφών των Μοντέλων Απελευθέρωσης Τάσης σε επιλεγμένες περιοχές του Ελληνικού χώρου με διαφορετικές σεισμοτεκτονικές ιδιότητες. Οι περιοχές που επιλέχθηκαν είναι ο Ευρύτερος Ελληνικός χώρος, ο Κορινθιακός Κόλπος, οι κεντρικές Ιόνιες Νήσοι και το Βόρειο Αιγαίο, περιοχές δηλαδή που χαρακτηρίζονται από έντονη σεισμική δραστηριότητα και για το λόγο αυτό υπάρχει διαθέσιμο ικανοποιητικό πλήθος παρατηρήσεων για την εφαρμογή των μοντέλων, τα αποτελέσματα των οποίων θα συμβάλλουν στην εκτίμηση της μελλοντικής σεισμική δραστηριότητας και για το λόγο αυτό παρουσιάζουν επιστημονικό αλλά και κοινωνικό ενδιαφέρον.

Οι εφαρμογές περιλαμβάνουν την υιοθέτηση του Απλού Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης, του Συζευγμένου καθώς επίσης και τροποποιήσεων τους, όπως το μοντέλο περιορισμένης μνήμης και η χρήση της συνάρτησης κινδύνου τύπου Weibull.

2.3.1. Εφαρμογή στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο

2.3.1.1. Εισαγωγή

Στην Ελλάδα οι προηγούμενες εφαρμογές των Μοντέλων Απελευθέρωσης Τάσης αφορούν μικρότερες σε μέγεθος περιοχές, με τη μικρότερη να αποτελεί το δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Η περιοχή του Ελληνικού χώρου δίνει τη δυνατότητα για την ανάπτυξη ενός χρονικά εξαρτημένου μοντέλου σεισμικότητας μακράς διάρκειας που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ως μηδενική υπόθεση αντί του απλού μοντέλου Poisson έναντι πιο εκλεπτυσμένων υποθέσεων πρόγνωσης.

2.3.1.2. Δεδομένα

Αυτή η πλούσια σε δεδομένα περιοχή μας προσφέρει τη δυνατότητα να εξετάσουμε την ευαισθησία των παραμέτρων χρησιμοποιώντας διαφορετικά υποσύνολα. Ο κατάλογος που περιλαμβάνει σεισμούς με *M*≥6.5 θεωρείται πλήρης για τη χρονική περίοδο μεταξύ 1845 και 2018 και περιλαμβάνει 118 σεισμούς (Σχήμα 2.1). Το υψηλό κατώφλι μεγέθους διασφαλίζει ότι δεν λαμβάνονται υπόψη μετασεισμοί στον κατάλογο, κάτι που αποτελεί προαπαιτούμενο για την εφαρμογή του MAT. Η επιλογή του κατωφλιού αποτελεί έναν κρίσιμο παράγοντα της μεθοδολογίας, όπως θα τονιστεί αργότερα.



Σχήμα 2.1. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.5 που έγιναν στην Ελλάδα και την ευρύτερη περιοχή από το 1845 έως το 2018.

2.3.1.3. Αποτελέσματα - Συζήτηση

Αρχικά εξετάζονται δύο διαφορετικές περιπτώσεις για την εφαρμογή του ΑΜΑΤ που αφορούν διαφορετικές χρονικές περιόδους. Η πρώτη περιλαμβάνει τους 118 σεισμούς με *M*≥6.5 που έγιναν από το 1845 ως το 2018 (Σχήμα 2.1). Πληροφορίες σχετικά με τις εκτιμώμενες παραμέτρους, τα αντίστοιχα τυπικά σφάλματα και τα 90% διαστήματα εμπιστοσύνης δίνονται στον Πίνακα 2.1. Η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας βρέθηκε ίση με -160.174 και η αντίστοιχη υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης απεικονίζεται στο Σχήμα 2.2.a. **Πίνακας 2.1.** Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥6.5 που έγιναν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο από το 1845 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	0.0764	0.1830	(-0.2246, 0.3774)
b	0.0156	1.0649	(0.0027, 0.0897)
С	0.9448	0.2622	(0.6138, 1.4542)

Η θετική τιμή της παραμέτρου *a* δείχνει ότι η περιοχή μελέτης είναι πολύ φορτισμένη (highly stressed) στην αρχή της μελέτης. Αυτό αποτυπώνεται και στο γράφημα της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης (Σχήμα 2.2.a). Στην αρχή η τιμή της συνάρτησης κινδύνου είναι πολύ υψηλή καθώς η πιθανότητα γένεσης σεισμού είναι υψηλή. Ιδιαίτερα μέχρι το 1870 παρατηρείται γένεση ισχυρών σεισμών με μεγάλη συχνότητα και συγκεκριμένα στο διάστημα 1845-1870 έγιναν τέσσερις σεισμοί με μεγέθη $M \ge 6.5$. Η παράμετρος *b* καθορίζει την κλίση της καμπύλης. Καθώς πριν από το έτος 2000, παρόλο που υπάρχει σχετική ησυχία, η πιθανότητα γένεσης σεισμού με $M \ge 6.5$ δε φαίνεται αρκετά. Παράλληλα, ο ρυθμός εκδήλωσης δε δείχνει σημαντική πτώση εξαιτίας της σχετικά μικρής τιμής της παραμέτρου *c*.

Η αξιολόγηση του ΑΜΑΤ συγκρινόμενη με ένα μοντέλο αναφοράς, το μοντέλο Poisson, πραγματοποιείται με τη βοήθεια του κριτηρίου AIC. Στην προκειμένη περίπτωση η διαφορά τους είναι $\Delta AIC = AIC_P - AIC_{SRM} = 2.521$, ευνοώντας τη χρήση του AMAT. Παρόλο που το AMAT είναι ασφαλώς καλύτερο από το ομογενές μοντέλο Poisson, δε φαίνεται να μπορεί να εντοπίσει τις μεταβολές στη σεισμικότητα, καθώς η συνάρτηση κινδύνου παρά τις μικρές αυξομειώσεις έχει μία συνεχή πτωτική τάση που παρατηρείται από την αρχή ως το τέλος της περιόδου μελέτης.



Σχήμα 2.2. (a) Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από το 1845 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές. Το κατώφλι μεγέθους ορίζεται να είναι M_{th} =6.5. **(b)** Όμοια με το (a) με το κατώφλι μεγέθους να τίθεται ίσο με M_{th} =6.8. **(c)** Όμοια με το (a) με το κατώφλι μεγέθους να τίθεται ίσο με

Για σύγκριση, αλλά και προκειμένου να βρεθεί ένας συνδυασμός παραμέτρων που να ικανοποιεί το φυσικό νόημα της διαδικασίας, χρησιμοποιήθηκε ένα δεύτερο σύνολο δεδομένων που περιλαμβάνει 28 σεισμούς με $M \ge 6.5$ που έγιναν στην ίδια περιοχή από το 1960 ως το 2018 (Σχήμα 2.3), αποτελεί δηλαδή ένα υποσύνολο του προηγούμενου συνόλου. Η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας βρέθηκε ίση με -46.534 για το σύνολο των παραμέτρων που αναφέρονται στον Πίνακα 2.2. Η αρνητική τιμή της παραμέτρου *α* είναι υπεύθυνη για τη διαφορετική εικόνα που παρουσιάζουν οι δύο συναρτήσεις κινδύνου στις αρχές κάθε περιόδου μελέτης. Στην περίπτωση του δευτέρου συνόλου δεδομένων δηλαδή, η λ(t) δεν εμφανίζει τη μεγαλύτερη τιμή της στην αρχή της περιόδου και ούτε παρουσιάζει μία σχεδόν συνεχή πτωτική τάση, σε αντίθεση με το Σχήμα 2.2.a (Σχήμα 2.4). Η μεγαλύτερη τιμή της παραμέτρου b υποδεικνύει αυξημένη ευαισθησία στη μεταβολή της σεισμικότητας, δηλαδή όσο η τιμή της b μεγαλώνει, τόσο μεγαλώνει και η μεταβλητότητα στις τιμές της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης.



Σχήμα 2.3. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.5 που έγιναν στην Ελλάδα και την ευρύτερη περιοχή από το 1960 έως το 2018.

Πίνακας 2.2. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του AMAT σε σεισμούς με $M \ge 6.5$ που έγιναν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο από το 1960 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά Σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	-0.5069	0.3365	(-1.0605, 0.0466)
b	0.1148	0.0631	(0.0111, 0.2185)
С	1.2554	0.1122	(1.0708, 1.4400)



Σχήμα 2.4. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο σεισμών με *M*≥6.5 που έγιναν στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από το 1960 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Η καμπύλη της $\lambda(t)$ για το χρονικό διάστημα 1960-2018 παρέχει μία ενδεικτική εικόνα της σεισμικότητας και των μεταβολών της, καθώς χαρακτηρίζεται από αρκετές διακυμάνσεις. Το ιδιαίτερα σεισμικά ενεργό χρονικό διάστημα γύρω από το 1980 ακολούθησε μία περίοδος σχετικής ησυχίας. Πιο συγκεκριμένα, από το 1980 ως και το 1983 έγιναν στον Ελληνικό χώρο επτά σεισμοί με $M \ge 6.5$ που είχαν ως αποτέλεσμα η καμπύλη της $\lambda(t)$ να έχει καθοδική τάση. Ο τελευταίος από τους εν λόγω σεισμούς έγινε τον Αύγουστο του 1983 με M6.8 στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου και έχει ως αποτέλεσμα
η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης να πάρει τη χαμηλότερη τιμή. Από το 1984 ως το 1995 δεν έγινε κανένας σεισμός με M≥6.5 και ως εκ τούτου η άνοδος της καμπύλης ήταν μεγάλη. Όμοια, ένας σεισμός με M7.3 το 1999 στη δυτική Τουρκία είχε ως αποτέλεσμα μεγάλη πτώση της λ(t) λόγω της απελευθέρωσης μεγάλης ποσότητας ενέργειας, και επακόλουθη μεγάλη περίοδο ησυχίας ώσπου να ξαναγίνει ισχυρός σεισμός.

Η τιμή του ρυθμού φόρτισης, που είναι το αντίστροφο της παραμέτρου *c*, είναι μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια της περιόδου 1845-2018, αποτέλεσμα αναμενόμενο λόγω της ιδιαίτερα μεγάλης συχνότητας γένεσης σεισμών στην αρχή της περιόδου μελέτης. Αυτό ενδεχομένως οφείλεται και στην υπερεκτίμηση των μεγεθών που σχετίζονται με την ιστορική σεισμικότητα. Η ποσότητα και ποιότητα των αναφορών αισθητότητας σεισμών (felt reports) εξαρτώνται από την ανάπτυξη των γύρω πόλεων και τη σοβαρότητα των ζημιών. Τα μεγέθη αυτά εκτιμώνται από μακροσεισμικές παρατηρήσεις και ενδέχεται κάποιες φορές να είναι υπερβολικά (Papazachos & Papazachou, 2003). Σε παγκόσμια κλίμακα, οι Perez & Scholz (1984) βρήκαν ότι οι μακράς περιόδου νέοι σεισμογράφοι που ξεκίνησαν να λειτουργούν το 1948 σε διάφορες περιοχές ανά τον κόσμο αποτέλεσαν τον λόγο για να ξεπεραστεί η συστηματική υπερεκτίμηση των μεγεθών κατά ~0.2 μονάδες.

Η σχετική αποτελεσματικότητα του ΑΜΑΤ και του μοντέλου Poisson ως προς την προσαρμογή των δεδομένων, καθορίζεται και πάλι από τις διαφορές στις τιμές του *AIC*. Η χρήση του ΑΜΑΤ ευνοείται σε σχέση με το μοντέλο Poisson, καθώς η διαφορά στις τιμές των *AIC* είναι $\Delta AIC = 0.670$. Μία ευθεία σύγκριση με το πρώτο σύνολο δεδομένων της περιόδου 1845-2018 θα ευνοούσε την χρήση της πρώτης χρονικής περιόδου. Ωστόσο, είναι προτιμότερο να υιοθετηθεί ο λόγος $\Delta AIC/N$, καθώς είναι ανεξάρτητος του μεγέθους του δείγματος *N*. Όσο μεγαλύτερος είναι ο λόγος τόσο καλύτερα περιγράφεται η σεισμικότητα από το εναλλακτικό μοντέλο. Με μία μικρή διαφορά 0.024 έναντι 0.021 καταλληλότερο κρίνεται το σύνολο δεδομένων της περιόδου 1960-2018.

Άλλωστε, είναι πιο ρεαλιστική αυτή η εικόνα της συνάρτησης κινδύνου. Παρατηρούνται μεγάλες διακυμάνσεις στις τιμές της, ανάλογες με τις διακυμάνσεις της σεισμικότητας. Όταν υπάρχει σχετική ησυχία, ο κίνδυνος αυξάνεται εν αναμονή επικείμενων ισχυρών σεισμών και η γένεση ενός ισχυρού σεισμού συνοδεύεται από μεγάλη πτώση της τάσης και κατ' επέκταση της λ(t), που δείχνει ότι πράγματι η περιοχή αποφορτίζεται, όπως αναμενόταν.

Εκτός από το να μεταβάλλουμε το χρονικό διάστημα μελέτης, μπορούμε να επιλέξουμε διαφορετικό κατώφλι μεγέθους προκειμένου να εξεταστεί η μεταβλητότητα των παραμέτρων. Γι' αυτόν τον λόγο ελέγχονται τέσσερα διαφορετικά σύνολα

73

δεδομένων, που όλα αφορούν τη χρονική περίοδο 1845-2018. Τα επιλεγόμενα κατώφλια μεγέθους είναι 6.8, 6.9, 7.0 και 7.1. Οι εκτιμώμενες παράμετροι που προέρχονται από την εφαρμογή του AMAT σε αυτά τα σύνολα δεδομένων παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων του ΑΜΑΤ χρησιμοποιώντας σεισμούς που έγιναν στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από το 1845 έως το 2018 με διάφορα κατώφλια μεγέθους.

Κατώφλι	Πλήθος	Εκτιμώμενες Παράμετροι				
μεγέθους <i>Mth</i>	σεισμών	а	b	С		
6.8	62	-0.8079	0.0146	1.9975		
6.9	40	-1.7207	0.0361	2.5025		
7.0	32	-1.9894	0.0437	3.3885		
7.1	20	-2.5060	0.0647	5.5827		

Μία σαφής τάση παρατηρείται για καθεμία από τις τρεις παραμέτρους. Η παράμετρος *a*, που σχετίζεται με το αρχικό επίπεδο τάσης, μειώνεται όσο το κατώφλι μεγέθους αυξάνεται. Η διαφορά μάλιστα είναι ακόμα μεγαλύτερη όταν στη σύγκριση περιλαμβάνεται το σύνολο δεδομένων των σεισμών με $M \ge 6.5$, που παρουσιάστηκε προηγουμένως. Στην περίπτωση αυτή η παράμετρος *a* βρέθηκε θετική. Πρόκειται για μία ένδειξη ότι η περιοχή είναι ιδιαίτερα φορτισμένη και επομένως η συνάρτηση κινδύνου λαμβάνει μεγάλες τιμές στην αρχή των υπολογισμών (Σχήμα 2.2a). Αντιθέτως, οι αρνητικές τιμές της παραμέτρου *a* υποδεικνύουν ότι η συνάρτηση λ(*t*) παίρνει αρχικά χαμηλότερες τιμές και αυξάνεται σταδιακά μέχρι τη γένεση του πρώτου σεισμού που περιλαμβάνεται στον κατάλογο.

Η παράμετρος *b* αυξάνεται καθώς αυξάνεται το κατώφλι μεγέθους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να παρατηρούνται στη συνάρτηση κινδύνου πιο απότομες αλλαγές, καθώς η παράμετρος *b* σχετίζεται με την κλίση της καμπύλης. Αυτό είναι εύλογο καθώς η γένεση ισχυρότερων σεισμών προκαλεί μεγαλύτερη πτώση τάσης και κατ' επέκταση πτώση της $\lambda(t)$. Για να γίνει ο επόμενος ισχυρός σεισμός –ιδιαίτερα μεγέθους $M \ge 7.0$ – απαιτείται να φορτιστεί η περιοχή σε μεγάλο βαθμό και ως εκ τούτου είναι μεγάλη και η άνοδος της καμπύλης. Όσον αφορά την παράμετρο *c*, παρατηρείται επίσης μία αυξητική τάση. Η παράμετρος *c* είναι το αντίστροφο του ρυθμού φόρτισης *ρ*. Είναι αναμενόμενο επομένως ότι όσο περισσότεροι σεισμοί περιλαμβάνονται σε ένα σύνολο δεδομένων στην ίδια χρονική περίοδο, όσο μεγαλώνει δηλαδή η συχνότητα των σεισμών, τόσο μεγαλύτερος είναι ο ρυθμός φόρτισης και επομένως τόσο μικρότερη η παράμετρος *c*.

Σε ένα πείραμα των Bebbington & Harte (2003) διερευνήθηκε η επίδραση της αλλαγής στα κατώφλια των μεγεθών στο προσαρμοζόμενο ΣΜΑΤ. Λόγω της υψηλής αποκοπής στα μεγέθη που απαιτείται από την κατασκευή του μοντέλου εξετάστηκαν μεγαλύτερα κατώφλια από το μέγεθος πληρότητας. Καθώς όμως με αυτόν τον τρόπο μειώνεται το πλήθος των δεδομένων προχώρησαν σε προσομοιώσεις. Διαπίστωσαν και αυτοί ότι μεγαλώνοντας το κατώφλι, παρατηρείται μία συστηματική μείωση στις τιμές των παραμέτρων *v_i* και *ρ* που αποδόθηκε στη μείωση του ρυθμού των γεγονότων. Επισήμαναν μάλιστα ότι όσο μεγαλύτερο είναι το πλήθος των παρατηρήσεων ενός καταλόγου, τόσο λιγότερο ευαίσθητο είναι το μοντέλο στην αποκοπή μεγεθών ή στην τυχαία διαγραφή μεγεθών.

Για μια πιο παραστατική παρουσίαση, οι υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης για σεισμούς με μεγέθη $M \ge 6.8$ και $M \ge 7.1$ που έγιναν μεταξύ 1845 και 2018 φαίνονται στα Σχήματα 2.2.b και 2.2.c. Όσο πιο μικρό είναι το κατώφλι των μεγεθών τόσο πιο υψηλές είναι οι τιμές των συναρτήσεων $\lambda(t)$. Αυτό είναι αναμενόμενο, καθώς το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών στο ίδιο χρονικό διάστημα υποδεικνύει πιο γρήγορη επαναφόρτιση της περιοχής και έχει ως αποτέλεσμα τη συχνότερη γένεση σεισμών. Στα Σχήματα 2.2.a και b οι διακυμάνσεις δεν είναι τόσο μεγάλες, εξαιτίας των χαμηλότερων τιμών της παραμέτρου b. Αυτό είναι σύνηθες σε χαμηλότερου μεγέθους σεισμούς, όπου η τιμή της $\lambda(t)$ δεν ανεβαίνει απότομα γιατί θα ξαναγίνει το κατώφλι των μεγεθών, τόσο πιο απότομη είναι η κλίση της καμπύλης εξαιτίας της μεγαλύτερος τιμής b και τόσο μεγαλύτερη είναι η πτώση της καμπύλης κάθε φορά που γίνεται σεισμός, καθώς απελευθερώνεται περισσότερη ενέργεια. Επιπλέον, είναι μεγαλύτερο το χρονικό διάστημα που απαιτείται για την επανασυσσώρευση της ενέργειας και ως εκ τούτου δίνεται μεγάλο χρονικό περιθώριο στη $\lambda(t)$ να ανέβει (Σχήμα 2.2.c).

Ακόμα κι αν ο αριθμός των σεισμών που συμπεριλαμβάνονται στον κατάλογο με $M \ge 7.1$ είναι αρκετά χαμηλός, ισχύει το κριτήριο που αφορά τον περιορισμό του αριθμού των παραμέτρων, δηλαδή $k = 3 < \sqrt{n} = \sqrt{20}$. Η τιμή του *AIC* του AMAT είναι χαμηλότερη από αυτή του μοντέλου Poisson, $\Delta AIC = 0.524$, και ο βαθμός προβλεψιμότητας (degree of predictability), που ορίζεται από τον λόγο $\Delta AIC/N$ είναι ο υψηλότερος σε σχέση με όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν. Λεπτομέρειες παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.4.

75

Χρονική περίοδος	Κατώφλι μεγέθους	Αριθμός σεισμών	ΔAIC/N
1845-2018	6.5	118	0.021
1960-2018	6.5	28	0.024
1845-2018	7.1	20	0.026

Πίνακας 2.4. Βαθμός προβλεψιμότητας για τα εναλλακτικά ΑΜΑΤ σε σχέση με αυτόν που παρέχεται από το μοντέλο Poisson.

Σε γενικές γραμμές, το AMAT περιγράφει τη σεισμικότητα στον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο καλύτερα από το ομογενές μοντέλο Poisson. Ένα κρίσιμο ζήτημα που εγείρεται από τις προηγούμενες εφαρμογές είναι η επιλογή του κατάλληλου συνόλου δεδομένων για την εκτίμηση των παραμέτρων. Η εκτίμηση της μέγιστης πιθανοφάνειας πραγματοποιείται υποθέτοντας (υπό συνθήκη) εξάρτηση ανάμεσα στους σεισμούς. Το σύνολο που περιλαμβάνει σεισμούς με $M \ge 6.5$ από το 1845 δεν φαίνεται να μπορεί να συλλάβει επαρκώς τις μεταβολές της σεισμικότητας, καθώς παρά τις μικρές διακυμάνσεις στην καμπύλη της $\lambda(t)$, κυριαρχεί μία καθοδική τάση.

Βασιζόμενος στην κατανομή των μεγεθών στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή, ο Papazachos (1999) βρήκε ένα σημείο καμπής της κλίσης γύρω στο M=7.0, που αποδίδεται στον κορεσμό (saturation) του μέγιστου μεγέθους για μεμονωμένες σεισμικές πηγές. Η παρατήρηση αυτή υποδεικνύει ότι δεν υπάρχουν σε όλες τις υποπεριοχές μεγάλα μήκη ρηγμάτων στα οποία να μπορούν να φιλοξενηθούν ισχυροί σεισμοί (M≥7.0). O Molnar (1979) παρατήρησε ότι ο νόμος των Gutenberg–Richter δεν θα μπορούσε να συνεχίζεται επ' αόριστον σε μεγαλύτερα μεγέθη λόγω της φυσικής απαίτησης του πεπερασμένου ρυθμού μεταφοράς ενέργειας (finite-energy flux). Αυτή η απότομη μεταβολή στην κλίση της καμπύλης της κατά μέγεθος κατανομής των σεισμών μπορεί να εξηγήσει γιατί υπάρχει μία σημαντική βελτίωση στην απόδοση του ΜΑΤ όταν το κατώφλι των μεγεθών αυξάνεται από 6.5 στο 7.1. Η πολύπλοκη δυναμική της σεισμογένεσης στην Ελλάδα έχει διερευνηθεί πρόσφατα από τους lliopoulos et al. (2019) μέσω μίας εναλλακτικής προσέγγισης, του Αλγόριθμου Ανανέωσης Γήρανσης (Renewal Aging Algorithm). Τα αποτελέσματα τους υποδεικνύουν την παρουσία συσχετίσεων μακράς κλίμακας σεισμών με μεγέθη Μ≥6.5 και κάποιας κρυμμένης μνήμης μεταξύ διαδοχικών σεισμών. Αυτή η παρατήρηση επιβεβαιώνει τα αποτελέσματά μας σχετικά με την εξάρτηση των σεισμών με Μ≥6.5. Επομένως, σε μια προσπάθεια μελέτης για τη μελλοντική σεισμογένεση και για εκτίμηση της πιθανότητας γένεσης ισχυρών σεισμών στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, πιο ενδεδειγμένη θεωρείται μία τιμή κατωφλιού

μεγέθους μεγαλύτερη από 7.0, καθώς έτσι εξασφαλίζεται η ανεξαρτησία μεταξύ διαδοχικών σεισμών και η απόδοση του μοντέλου μεγιστοποιείται.

2.3.2. Εφαρμογή στον Κορινθιακό Κόλπο

2.3.2.1. Εισαγωγή

Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου έχει μελετηθεί εκτενώς μέσω των Μοντέλων Απελευθέρωσης Τάσης. Πρώτες οι Rotondi & Varini (2006) υιοθετώντας μία Μπεϋζιανή προσέγγιση εφάρμοσαν το AMAT στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Το ΣΜΑΤ εφαρμόστηκε αργότερα από τους Mangira et al. (2017). Πέρα από την εκθετικού τύπου συνάρτηση κινδύνου υιοθετήθηκε μία συνάρτηση τύπου Weibull. Προτάθηκε επίσης ένα Περιορισμένο ΣΜΑΤ όπου το είδος των αλληλεπιδράσεων βρέθηκε μέσω των αλλαγών των τάσεων Coulomb (Mangira et al., 2018). Ένα εναλλακτικό μοντέλο περιορισμένης μνήμης όπου μόνο ένας ορισμένος αριθμός σεισμών λαμβάνεται υπόψη κάθε φορά στη συνάρτηση κινδύνου προτάθηκε έναντι του AMAT (Mangira et al., 2021).

2.3.2.2. Δεδομένα

Για την εφαρμογή των μοντέλων Απελευθέρωσης Τάσης στον Κορινθιακό Κόλπο χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικά σύνολα δεδομένων προσπαθώντας να ισορροπήσουμε μεταξύ του πλήθους των εκτιμώμενων παραμέτρων κάθε μοντέλου και του πλήθους των απαιτούμενων δεδομένων, προκειμένου τα αποτελέσματα να είναι αξιόπιστα. Κατά την εφαρμογή του AMAT, επειδή οι εκτιμώμενες παράμετροι είναι μόνο τρεις, μπορούν να ληφθούν υπόψη ισχυροί σεισμοί, θέτοντας το κατώφλι μεγέθους ίσο με *M*_{th}=6.0.

Ωστόσο στο ΣΜΑΤ απαιτείται το πλήθος των δεδομένων να είναι μεγαλύτερο γιατί εκτός των παραμέτρων a_i , b_i και c_{ii} που σχετίζονται με κάθε υποπεριοχή i, πρέπει να εκτιμηθούν και οι παράμετροι μεταφοράς c_{ij} που αφορούν τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των διαφορετικών υποπεριοχών. Γι' αυτό το κατώφλι μεγέθους πρέπει να μειωθεί και να συμπεριληφθούν μικρότερου μεγέθους σεισμοί που είναι περισσότεροι σε πλήθος. Συγκεκριμένα, στο σύνολο δεδομένων που υιοθετείται για την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με δύο υποπεριοχές, αυτή του δυτικού και αυτή του ανατολικού Κορινθιακού Κόλπου, περιλαμβάνονται 61 σεισμοί με μέγεθος $M \ge 5.2$ που έλαβαν χώρα από το 1911 έως το 2018.



Σχήμα 2.5. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.0 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018.



Σχήμα 2.6. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018.

2.3.2.3. Εφαρμογή του ΑΜΑΤ

Για την εφαρμογή του ΑΜΑΤ, όπως προαναφέρθηκε, υπάρχει η δυνατότητα αύξησης του κατωφλιού μεγέθους στο *M*6.0, λαμβάνοντας υπόψη δεδομένα από το 1911 έως το 2018, για να εξετάσουμε την προσαρμογή του μοντέλου στους ισχυρούς σεισμούς του Κορινθιακού Κόλπου. Το πλήθος των σεισμών με *M*≥6.0 για αυτό το χρονικό

διάστημα είναι *n*=10 (Σχήμα 2.5), επιτρέποντας με σχετική ασφάλεια την εξαγωγή συμπερασμάτων.

Πληροφορίες σχετικά με τις εκτιμώμενες παραμέτρους δίνονται στον Πίνακα 2.5, ενώ η αντίστοιχη υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης παρατίθεται στο Σχήμα 2.7.



Corinth Gulf - Mth=6.0 - 1911-2018

Σχήμα 2.7. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο των σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Όπως αναμενόταν, η παράμετρος *c*, που είναι το αντίστροφο του ρυθμού φόρτισης, χαρακτηρίζεται από αρκετά μεγάλη τιμή, καθώς ο ρυθμός γένεσης ισχυρών σεισμών είναι κάτω από 0.1 σεισμοί/έτος. Η μεγαλύτερη τιμή στη συνάρτηση κινδύνου εντοπίζεται το 1965, καθώς μεταξύ 1928 και 1965 δεν έγινε κανένας ισχυρός ($M \ge 6.0$) σεισμός στον Κορινθιακό Κόλπο και ως εκ τούτου η αύξηση στο γράφημα της $\lambda(t)$ είναι συνεχής. Στη συνέχεια, ακολουθούν μικρότερες αυξομειώσεις, ενώ η μεγαλύτερη πτώση συνδέεται με την ακολουθία των Αλκυονίδων Νήσων, το 1981, με την αποφόρτιση της περιοχής λόγω της μεγάλης απελευθέρωσης ενέργειας. Η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας είναι log*L*=-33.795 και επομένως η τιμή του *AlC_{SRM}* είναι 70.733. Η τιμή του AIC για το μοντέλο Poisson είναι χαμηλότερη, *AIC*_P=69.590, ευνοώντας έτσι την εφαρμογή του αντί του AMAT. Η διαφορά τους ωστόσο δεν είναι πολύ μεγάλη, Δ*AIC*=1.143, γεγονός που μας ωθεί να διερευνήσουμε την εφαρμογή του μοντέλου και σε άλλα σύνολα δεδομένων του Κορινθιακού Κόλπου και να εξετάσουμε την προσαρμογή του σε αυτά.

Πίνακας 2.5. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥6.0 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά Σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	-3.6204	1.0632	(-5.3695, 1.8713)
b	0.0487	0.6252	(0.0174, 0.1364)
С	4.2838	0.2594	(2.7958, 6.5639)

Προκειμένου λοιπόν να βελτιωθεί η απόδοση του ΑΜΑΤ και να βρεθεί ένα καταλληλότερο σύνολο παραμέτρων, εξετάστηκε η εφαρμογή του ΑΜΑΤ στα δεδομένα του Κορινθιακού Κόλπου για το χρονικό διάστημα 1845 έως 2018 λαμβάνοντας υπόψη σεισμούς μεγαλύτερου μεγέθους. Αρχικά επιλέχτηκε το σύνολο δεδομένων με $M \ge 6.5$. Επειδή όμως αυτό το σύνολο περιλαμβάνει μόνο n=6 σεισμούς, τα αποτελέσματα από την υιοθέτηση του είναι σε μεγάλο βαθμό αμφισβητήσιμα. Για το λόγο αυτόν μειώθηκε το κατώφλι του ελάχιστου μεγέθους M_{th} που περιλαμβάνεται στο δείγμα προκειμένου να αυξηθεί το πλήθος των σεισμών. Το καινούριο σύνολο δεδομένων περιλαμβάνει 12 σεισμούς με $M \ge 6.3$. Έτσι, ικανοποιείται και ο πρακτικός κανόνας σύμφωνα με τον οποίο ο αριθμός των εκτιμώμενων παραμέτρων θα πρέπει να είναι μικρότερος από την τετραγωνική ρίζα του πλήθους των σεισμών ($3<\sqrt{12}$).

Πίνακας 2.6. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥6.3 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1845 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά Σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	-2.6908	0.6047	(-3.6857, -1.6959)
b	0.0314	0.6348	(0.0110, 0.0892)
С	10.1612	0.1879	(7.4584, 13.8434)



Σχήμα 2.8. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς το χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο των σεισμών με Μ≥6.3 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1845 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Στον Πίνακα 2.6 παρουσιάζονται οι εκτιμώμενες παράμετροι από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ στο προαναφερθέν σύνολο δεδομένων ενώ η αντίστοιχη υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης παριστάνεται στο Σχήμα 2.8. Η μεγαλύτερη τιμή της $\lambda(t)$ υπολογίζεται το 1981, καθώς από το 1894 ως το 1981 έγιναν μόνο δύο σεισμοί με $M \ge 6.3$ και επομένως τα διαστήματα σχετικής ησυχίας στα οποία η $\lambda(t)$ έχει ανοδική πορεία είναι μεγάλα. Όμοια με το Σχήμα 2.7, η μεγαλύτερη πτώση εντοπίζεται το 1981 εξαιτίας της γένεσης τριών ισχυρών σεισμών σε χρονικό διάστημα μικρότερο των δέκα ημερών. Η αξιολόγηση του μοντέλου με βάση το κριτήριο *AIC* ευνοεί και πάλι την εφαρμογή του μοντέλου Poisson. Το σχετικά χαμηλό πλήθος των ισχυρών σεισμών σε αυτή την περιοχή δεν επιτρέπει την περαιτέρω διερεύνηση προκειμένου να βρεθεί ένα πιο αποδεκτό σύνολο παραμέτρων που να οδηγεί σε ένα μοντέλο, καλύτερο με βάση τα κριτήρια πληροφορίας, από το μοντέλο Poisson.

2.3.2.4. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ

Όσον αφορά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ η διάκριση της περιοχής μελέτης βασίστηκε σε σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά, όπως είναι ο τεμαχισμός των ρηγμάτων (fault segmentation) και ο ρυθμός σεισμικότητας (seismicity rate). Ως όριο τέθηκε το γεωγραφικό μήκος 22.35° (Σχήμα 2.10) έτσι ώστε καθένα από τα οκτώ κύρια ρήγματα της περιοχής να ανήκει εξ ολοκλήρου σε μία περιοχή. Ο χωρισμός έγινε σε ανατολικό και δυτικό τμήμα καθώς, όπως έχει αναφερθεί στο προηγούμενο κεφάλαιο, ο ρυθμός επέκτασης στα δύο αυτά τμήματα είναι διαφορετικός. Συγκεκριμένα, το δυτικό κομμάτι επεκτείνεται με μεγαλύτερη ταχύτητα απ' ότι το ανατολικό.

Παρατηρούνται επίσης εναλλαγές των ενεργών και σχετικά ήσυχων περιόδων καθώς επίσης και συγχρονισμός μεταξύ των δύο αυτών κομματιών (Σχήμα 2.9a). Επομένως έχει νόημα να αναζητήσουμε τις αλληλεπιδράσεις που προκαλούν στο ένα τμήμα σεισμοί που γίνονται στο άλλο. Στο Σχήμα 2.9.b παριστάνονται η συχνότητα και ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. Μπορούμε να δούμε ότι οι σεισμοί στον Κορινθιακό Κόλπο τείνουν να γίνονται σε συστάδες, αλλά υπάρχουν επίσης και περίοδοι σχετικής ησυχίας. Οι δύο πράσινες γραμμές αναπαριστούν δύο «χαρακτηριστικές» περιπτώσεις που σχετίζονται με έναν μεγάλο αριθμό σεισμών, τον *M*_w6.3 σεισμό της 22^{ας} Απριλίου 1928 και την ακολουθία του 1981 στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου, στις Αλκυονίδες Νήσους. Μεγάλο πλήθος σεισμών δηλαδή αντιστοιχεί σε αυτά τα δύο έτη.

Το κατώφλι μεγέθους ορίστηκε να είναι ίσο με M_{th} =5.2 για σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης από την 1^η Ιανουαρίου 1911 έως τις 31 Δεκεμβρίου 2018 σε μία προσπάθεια να αποκτήσουμε το όσο το δυνατόν μεγαλύτερο δείγμα σεισμών τόσο σε εύρος μεγεθών όσο και σε διάρκεια . Ως αποτέλεσμα, 61 σεισμοί περιλαμβάνονται στο σύνολο δεδομένων, 38 από τους οποίους περιλαμβάνονται στο δυτικό (μωβ εξάγωνα στο Σχήμα 2.10) και 23 στο ανατολικό κομμάτι (πράσινοι κύκλοι στο Σχήμα 2.10).



Σχήμα 2.9. (a) Χρονική κατανομή των σεισμών με*M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018. (b) Συχνότητα (αριστερός άξονας) και αθροιστικός αριθμός σεισμών (δεξιός άξονας) ως προς τον χρόνο (σε έτη). Οι πράσινες γραμμές αντιστοιχούν σε δύο περιπτώσεις που συνοδεύτηκαν από μεγάλο αριθμό σεισμών, το 1928 και το 1981.



Σχήμα 2.10. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018. Τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν στο δυτικό τμήμα παριστάνονται με μωβ εξάγωνα και αυτά που αντιστοιχούν στο ανατολικό τμήμα με πράσινους κύκλους. Φαίνονται τα οκτώ κύρια ρήγματα που ορίζουν τη νότια ακτογραμμή του Κορινθιακού Κόλπου και το αντιθετικό τμήμα του ρήγματος του Καπαρελλίου.

Πίνακας 2.7. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
a_1	-1.1579	0.3634	(-1.7557, -0.5600)
<i>a</i> ₂	-1.7167	0.5534	(-2.6270, -0.8064)
b_1	0.0074	2.0124	(0.0003, 0.2030)
b_2	0.0336	0.7517	(0.0098, 0.1156)
C ₁₁	3.2850	1.5907	(0.2399, 44.9738)
C ₁₂	-2.0028	5.0659	(-10.3363, 6.3307)
C ₂₁	1.2015	0.9597	(-0.3772, 2.7803)
C ₂₂	0.3836	1.8993	(0.0169, 8.7245)

Η διερεύνηση των αλληλεπιδράσεων επιτυγχάνεται μέσω της εφαρμογής του ΣΜΑΤ. Για την εκτίμηση των παραμέτρων υιοθετείται η μέθοδος βελτιστοποίησης BFGS με επιπλέον περιορισμούς να τίθενται προκειμένου να εξασφαλιστεί ότι οι παράμετροι b_i και c_{ii}, i=1, 2, είναι θετικές όχι μόνο όταν πραγματοποιείται σημειακή εκτίμηση αλλά και εκτίμηση σε διάστημα. Οι εκτιμώμενες παράμετροι, τα τυπικά σφάλματα και τα αντίστοιχα 90% διαστήματα εμπιστοσύνης παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.7.



Σχήμα 2.11. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ. (a) Δυτικό τμήμα (b) Ανατολικό τμήμα. Η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με μωβ (δυτικό τμήμα) και πράσινες (ανατολικό τμήμα) γραμμές.

Οι παράμετροι c_{12} και c_{21} έχουν βρεθεί με αρνητική και θετική τιμή, αντίστοιχα. Αυτό σημαίνει, σύμφωνα με το μοντέλο, ότι οι σεισμοί που γίνονται στο ανατολικό τμήμα (υποπεριοχή 2) τείνουν να διεγείρουν τη σεισμικότητα στο δυτικό τμήμα (υποπεριοχή 1). Αντιθέτως, η θετική τιμή της παραμέτρου c_{21} υποδεικνύει ότι η γένεση σεισμών στο δυτικό τμήμα προκαλεί αποδιέγερση στο ανατολικό. Αυτό είναι εμφανές στα γραφήματα των συναρτήσεων κινδύνου στα Σχήματα 2.11a και 2.11.b. Πράγματι, μπορούμε να παρατηρήσουμε στο Σχήμα 2.11.a ότι όποτε γίνεται ένας σεισμός στο δυτικό κομμάτι, η καμπύλη της $\lambda(t)$, όπως αναμενόταν, πέφτει, ενώ η γένεση ενός σεισμού στο ανατολικό κομμάτι συνοδεύεται από αύξηση στη $\lambda(t)$. Αντιθέτως, στο Σχήμα 2.11.b κάθε σεισμός, είτε γίνει στο δυτικό είτε γίνει στο ανατολικό τμήμα, έχει ως αποτέλεσμα πτώση στις τιμές της συνάρτησης κινδύνου.

Βασιζόμενοι ωστόσο στην εκτίμηση σε διάστημα, δεν μπορούμε να διασφαλίσουμε το είδος των αλληλεπιδράσεων, καθώς τα 90% διαστήματα εμπιστοσύνης και για τις δύο παραμέτρους μεταφοράς περιέχουν και θετικές αλλά και αρνητικές τιμές. Αυστηρά μιλώντας, καθώς η τιμή μηδέν περιέχεται και στα δύο διαστήματα εμπιστοσύνης, υπάρχουν μόνο ενδείξεις για το είδος των αλληλεπιδράσεων, δεν είναι δηλαδή πλήρως επιβεβαιωμένες. Τα αποτελέσματα επομένως μπορεί να μην είναι τόσο ισχυρά όσο θα αναμενόταν. Γι' αυτόν τον λόγο προτείνεται μία εναλλακτική μεθοδολογία.

2.3.2.5. Εφαρμογή του Περιορισμένου ΣΜΑΤ

Προκειμένου να επαληθεύσουμε το είδος των αλληλεπιδράσεων μεταξύ δύο υποπεριοχών και να διασφαλίσουμε ότι δεν αντιτίθενται στο γεωφυσικό νόημα, μπορούμε να εφαρμόσουμε το ΣΜΑΤ με βάση τις γνώσεις που έχουμε για τις αλληλεπιδράσεις από το σεισμικό μοντέλο μεταφοράς τάσης (coseismic stress transfer model).

Καθώς γνωρίζουμε ότι η γένεση των σεισμών προκαλεί ανακατανομή της τάσης στα γύρω ρήγματα, και αυτό είναι το βασικό νόημα πίσω από τον σχηματισμό του ΣΜΑΤ, μπορούμε να εξετάσουμε αν η γένεση ενός σεισμού επιταχύνεται ή επιβραδύνεται εξαιτίας ενός σεισμού που γίνεται σε μία γειτονική περιοχή.

Οι αλλαγές των τάσεων Coulomb υπολογίζονται για τους σεισμούς με M≥6.2, κι έναν ακόμα με μέγεθος M5.7 ο οποίος συνδέεται με ένα μικρότερο ρήγμα, κατά μήκος των διαδοχικών ρηγμάτων που οριοθετούν τη νότια ακτογραμμή, που έγιναν στην περιοχή κατά τη διάρκεια της ενόργανης περιόδου (Πίνακας 2.8). Προκειμένου να εκτιμήσουμε την εγγύτητα στην κατάρρευση (closeness to failure) επικείμενων σεισμών υπολογίζεται η μεταβολή της συνάρτησης κατάρρευσης του Coulomb, ΔCFF. Η ΔCFF εξαρτάται από τις μεταβολές στη διατμητική τάση Δτ (υπολογισμένη στη διεύθυνση της ολίσθησης) και στην κάθετη τάση Δσ (η οποία είναι θετική για επιμήκυνση). Παίρνει τη μορφή

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu' \cdot \Delta \sigma, \tag{2.23}$$

όπου μ' είναι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής.

Το μέτρο διάτμησης και ο λόγος Poisson θεωρούνται ότι διατηρούν σταθερές τιμές στους υπολογισμούς, ίσες με 3.3×10^5 bar και 0.25, αντίστοιχα, με βάση προηγούμενα εργαστηριακά πειράματα και μελέτες. Προκειμένου να επιλέξουμε την κατάλληλη τιμή του φαινόμενου συντελεστή τριβής ανατρέχουμε σε προηγούμενα αποτελέσματα (Papadimitriou, 2002; Karakostas et al., 2014). Ενδελεχής μελέτη έχει πραγματοποιηθεί από τους Deng & Sykes (1997), οι οποίοι έχουν εξετάσει διάφορες τιμές για τον μ' και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα αποτελέσματα δεν είναι πολύ ευαίσθητα όταν η τιμή του μ' αλλάζει. Στην παρούσα εφαρμογή η τιμή μ'=0.4 μπορεί να θεωρηθεί κατάλληλη (Console et al., 2013). Η χωρική κατανομή της ΔCFF παρέχει ενδείξεις σχετικά με το αν η γένεση ενός νέου σεισμού επιταχύνθηκε ή επιβραδύνθηκε. Μία θετική τιμή της ΔCFF για ένα συγκεκριμένο ρήγμα δείχνει μία αυξημένη πιθανότητα για διάρρηξη του ρήγματος αυτού.

		XZ - L	Γ. πλάτος	Γ. μήκος	Μήκος	Ολίσθηση	
A. A.	Ημερομηνια	Χρονος	(°)	(°)	(km)	(m)	Mw
1	1928, 22 Απριλίου	20:13:46	38.07	22.82	18	0.54	6.3
2	1965, 6 Ιουλίου	03:18:42	38.27	22.30	12	0.351	6.2
3	1970, 8 Απριλίου	13:50:28	38.36	22.53	12	0.19	6.2
4	1981, 24 Φεβρουαρίου	20:53:37	38.153	22.961	19	1.3	6.7
5	1981, 25 Φεβρουαρίου	02:35:51	38.083	23.139	13	0.66	6.4
6	1981, 4 Μαρτίου	21:58:05	38.204	23.236	13	0.34	6.3
7	1992, 18 Νοεμβρίου	21:10:42	38.340	22.440	8	0.19	5.7
8	1995, 15 Ιουνίου	00:15:50	38.362	22.200	16	0.87	6.4

Πίνακας 2.8. Μοντέλα διάρρηξης για τους σεισμούς που περιλαμβάνονται στους υπολογισμούς των τάσεων.

		Μηχα	νισμός γέ	ένεσης		
A. A.	Τμήμα ρήγματος	Διεύθυνση (°)	Κλίση (°)	Γωνία ολίσθησης (°)	Τμήμα	Αναφορά
1	Περαχώρα	275	40	-80	ανατολικό	1
2	Ελίκη	281	34	-71	δυτικό	1
3	Ξυλόκαστρο	265	30	-81	ανατολικό	1
4	Σκίνος	264	42	-80	ανατολικό	2
5	Αλεποχώρι	241	44	-85	ανατολικό	2
6	Καπαρέλι	50	45	-90	ανατολικό	3

7	Ακράτα	270	30	-81	ανατολικό	4
8	Αίγιο	277	33	-77	δυτικό	5

(1) Console et al. (2013), (2) Jackson et al. (1982), (3) Hubert et al. (1996), (4) Hatzfeld et al. (1996), (5) Bernard et al. (1997)

Οι υπολογισμοί των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb ΔCFF δεν είναι τετριμμένοι και απαιτούν γνώση των μηχανισμών των ρηγμάτων και της κατανομής της ολίσθησης σε αυτά. Το σύστημα ρηγμάτων του Κορινθιακού Κόλπου είναι καλά μελετημένα και έτσι είναι εφικτό να εξαχθούν οι απαραίτητες γεωλογικές και γεωδαιτικές πληροφορίες. Η πλειονότητα των μηχανισμών γένεσης υποδεικνύουν κανονικά ρήγματα (Jackson, 1987; Hatzfeld et al., 1996; Bernard et al., 1997), σε συμφωνία με τους μηχανισμούς των μικροσεισμών (Hatzfeld et al., 2000; Rigo et al., 1996; Mesimeri et al., 2016). Στον Πίνακα 2.8 δίνονται πληροφορίες για τα τεμάχη των ρηγμάτων που συνδέονται με τους σεισμούς που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς μας, τις παραμέτρους που σχετίζονται με τη γεωμετρία τους και τη σεισμική ολίσθηση καθώς και τις αντίστοιχες αναφορές (Jackson et al., 1982; Hatzfeld et al., 1996; Bernard et al., 2013).

Υποθέτουμε πως οι σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς για τις μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb (Πίνακας 2.8) είναι "χαρακτηριστικοί", καθώς οι σεισμοί στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου με μεγέθη ~*M*_w6.0 διαρρηγνύουν τελείως το σεισμογόνο στρώμα, μία από τις κύριες παραδοχές της υπόθεσης του χαρακτηριστικού σεισμού. Ανάμεσα στις σεισμικές πηγές έχουμε θεωρήσει όχι μόνο τα οκτώ κύρια ρήγματα κατά μήκος της νότιας ακτογραμμής του κόλπου, αλλά και το ρήγμα του Καπαρελίου που συνδέεται με τον τρίτο σεισμό της ακολουθίας του 1981, τον M_w6.3 σεισμό της 4^{ης} Μαρτίου 1981 (Hubert et al., 1996; Console et al., 2013) (Σχήμα 2.10). Το Σχήμα 2.12 δείχνει τις μεταβολές των τάσεων Coulomb που οφείλονται στη σεισμική ολίσθηση των σεισμών που παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.8. Ο στόχος είναι να διερευνήσουμε εάν ένας σεισμός που γίνεται στο ένα τμήμα της ζώνης ρηγμάτων «έρχονται πιο κοντά ή πιο μακριά» στην κατάρρευση εξαιτίας της μεταφοράς τάσης από το ρήγμα όπου έγινε ο τελευταίος σεισμός.



Σχήμα 2.12. Μεταβολές των τάσεων Coulomb που οφείλονται στην σεισμική ολίσθηση των ισχυρών σεισμών (κόκκινα αστέρια). Οι τάσεις Coulomb υπολογίζονται για κανονικά ρήγματα σε βάθος 8.0 km. Οι μεταβολές αποτυπώνονται με τη χρωματική κλίμακα στα δεξιά (σε bars). Οι σεισμοί που αντιστοιχούν στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου αναπαρίστανται με μωβ εξάγωνα και αυτοί που αντιστοιχούν στο ανατολικό τμήμα με πράσινους κύκλους. Τα αντίστοιχα ίχνη των ρηγμάτων αποτυπώνονται με άσπρες γραμμές.

Το σχήμα 2.12.*α* δείχνει τις μεταβολές των τάσεων Coulomb που οφείλονται στην σεισμική ολίσθηση του *M*6.3 σεισμού της 22^{ας} Απριλίου 1928. Ο σεισμός αυτός συνδέεται με το ρήγμα της Περαχώρας που βρίσκεται στον θαλάσσιο χώρο του ανατολικού τμήματος του Κορινθιακού Κόλπου. Εμείς ενδιαφερόμαστε για τις τιμές των ΔCFF στις

θέσεις των σεισμών που έγιναν από το 1928 ως το 1965, δηλαδή τον χρόνο γένεσης του επόμενου χαρακτηριστικού σεισμού. Εστιάζουμε ιδιαίτερα στους σεισμούς που έγιναν στο δυτικό τμήμα προκειμένου να εξάγουμε πληροφορίες για το είδος των αλληλεπιδράσεων. Έξι από τους δεκατρείς σεισμούς αυτού του χρονικού διαστήματος έγιναν στο δυτικό τμήμα και όλοι τους μέσα σε περιοχές με θετικές μεταβολές των τάσεων Coulomb, υποδεικνύοντας πιθανή διέγερση.

Πίνακας 2.9. Αριθμός σεισμών που έγιναν σε περιοχές θετικών και αρνητικών τιμών ΔCFF εξαιτίας της σεισμικής ολίσθησης των χαρακτηριστικών σεισμών στις δύο υποπεριοχές του Κορινθιακού Κόλπου.

Στο	Δυτικό τμήμα		Ανατολικό τμήμα	
Δ <i>π</i> ό	Θετικές	Αρνητικές	Θετικές	Αρνητικές
Alto	ΔCFF	ΔCFF	∆CFF	ΔCFF
Δυτικό τμήμα	7	4	2	0
Ανατολικό τμήμα	14	1	9	5

Ακολουθώντας την ίδια γραμμή σκέψης, συνεχίσαμε με τους επόμενους χαρακτηριστικούς σεισμούς. Το Σχήμα 2.12.*b* δείχνει τις μεταβολές των τάσεων Coulomb εξαιτίας της σεισμικής ολίσθησης του σεισμού που έγινε στις 6 Ιουλίου 1965 και συνδέεται με το ρήγμα της Ελίκης που βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Παρατηρούμε ότι κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος μεταξύ αυτού του χαρακτηριστικού σεισμού και του επόμενου που έγινε στις 8 Απριλίου 1970, ένας σεισμός που αντιστοιχεί στο ανατολικό τμήμα έγινε σε χώρο με θετικές τιμές *ΔCFF*. Παρόμοιες ερμηνείες για τους υπόλοιπους σεισμούς που αναφέρονται στον Πίνακα 2.8 οδηγούν στα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.9.



Σχήμα 2.13. Αλληλοεπικαλυπτόμενο διάγραμμα που δείχνει τον αριθμό και το είδος των αλληλεπιδράσεων ανάμεσα στα δύο τμήματα του Κορινθιακού Κόλπου. Το πορτοκαλί χρώμα αντιστοιχεί στις θετικές τιμές ΔCFF που οφείλονται στη σεισμική ολίσθηση λόγω σεισμών που έγιναν στο ανατολικό τμήμα και έχουν επίδραση στο δυτικό, το μπλε χρώμα τις αντίστοιχες αρνητικές τιμές ΔCFF, το βαθύ κόκκινο χρώμα αφορά τις θετικές τιμές ΔCFF που οφείλονται στη σεισμική αλίσθηση λόγω σεισμών που έγιναν στο ανατολικό τμήμα και έχουν επίδραση στο δυτικό, το μπλε χρώμα τις αντίστοιχες αρνητικές τιμές ΔCFF, το βαθύ κόκκινο χρώμα αφορά τις θετικές τιμές ΔCFF που οφείλονται στο δυτικό κομμάτι και έχουν επίδραση στο ανατολικό, ενώ δεν έχουν υπολογιστεί αντίστοιχες αρνητικές τιμές ΔCFF.

Το Σχήμα 2.13 αναπαριστά σε αλληλοεπικαλυπτόμενο ιστόγραμμα τον αριθμό των σεισμών που έγιναν στις δύο υποπεριοχές ως συνάρτηση της τιμής της ΔCFF στις θέσεις τους. Η πλειονότητα των σεισμών που έγιναν μέσα σε περιοχές θετικών τιμών ΔCFF υποδεικνύει ότι τα τμήματα ρηγμάτων που ανήκουν στο δυτικό τμήμα έρχονται πιο κοντά σε κατάρρευση εξαιτίας σεισμών που έγιναν στο ανατολικό τμήμα. Αντιθέτως, δεν υπάρχουν ισχυρές ενδείξεις με βάση τις παρατηρήσεις ότι σεισμοί που γίνονται στο δυτικό τμήμα επηρεάζουν τη γένεση σεισμών στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Το μέγεθος του δείγματος στο οποίο βασιζόμαστε για να εξάγουμε συμπεράσματα για το είδος των αλληλεπιδράσεων μεταξύ των δύο υποπεριοχών ενδεχομένως θεωρείται περιορισμένο. Ωστόσο, το μοτίβο είναι συνεχές και όμοιο σε όλες τις περιπτώσεις. Μπορούμε επομένως να υποστηρίξουμε ότι αφού αφορά κανονικά ρήγματα που αναπτύσσονται κατά τη διεύθυνση της παράταξης (along strike positioned), κάθε σεισμός ενθαρρύνει την ενεργοποίηση γειτονικών τμημάτων.

Με βάση τις μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb επομένως, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι οι σεισμοί που γίνονται στο ανατολικό τμήμα τείνουν να αυξήσουν τη σεισμικότητα του δυτικού τμήματος, αλλά γίνονται ανεξάρτητα από τους σεισμούς που αντιστοιχούν στο δυτικό τμήμα. Όσον αφορά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ δηλαδή, τίθενται επιπλέον περιορισμοί κατά την εκτίμηση των παραμέτρων μεταφοράς. Η παράμετρος c_{12} περιορίζεται να παίρνει μόνο αρνητικές τιμές υποδηλώνοντας διέγερση του δυτικού τμήματος εξαιτίας των σεισμών που γίνονται στο ανατολικό και η παράμετρος c_{21} τίθεται ίση με 0, καθώς η επίδραση από το δυτικό κομμάτι δεν είναι σημαντική. Η εκτίμηση των 7 παραμέτρων του περιορισμένου ΣΜΑΤ (restricted LSRM) παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.10.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	-1.1932	0.3737	(-1.8079, -0.5785)
a2	-1.6842	0.5039	(-2.5130, -0.8553)
<i>b</i> ₁	0.0100	1.6584	(0.0007, 0.1532)
<i>b</i> ₂	0.0170	1.1935	(0.0024, 0.1208)
<i>c</i> ₁₁	2.6329	1.2843	(0.3184, 21.7746)
<i>c</i> ₁₂	-1.3494	2.4075	(-70.8097, -0.0257)
c ₂₂	1.4936	0.4365	(0.7284, 3.0628)

Πίνακας 2.10. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του περιορισμένου ΣΜΑΤ σε σεισμούς με *Μ*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018.

Οι υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης για το δυτικό και το ανατολικό τμήμα φαίνονται στα Σχήματα 2.14.a και b, αντίστοιχα. Η χρονική κατανομή των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν από το 1911 ως το 2018 παριστάνεται αντίστοιχα με μωβ και πράσινες γραμμές. Η κόκκινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Παρατηρούμε στο Σχήμα 2.14.b, όπως αναμενόταν, η γένεση των σεισμών στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου δεν επηρεάζεται από τη σεισμική δραστηριότητα που

σχετίζεται με το δυτικό τμήμα. Η καμπύλη της συνάρτησης κινδύνου πέφτει μόνο όταν γίνεται σεισμός στο ανατολικό τμήμα αλλά όχι στο δυτικό.



Σχήμα 2.14. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του Περιορισμένου ΣΜΑΤ. (a) Δυτικό τμήμα (b) Ανατολικό τμήμα. Η κόκκινη διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με μωβ (δυτικό τμήμα) και πράσινες γραμμές (ανατολικό τμήμα).

Η διαφορά σε σχέση με το ΣΜΑΤ είναι επομένως ότι τίθενται πιο αυστηροί περιορισμοί σχετικά με τις παραμέτρους μεταφοράς χωρίς να αφήνονται ελεύθερες οι τιμές που μπορούν να πάρουν. Ωστόσο, τα αποτελέσματα δεν είναι αντικρουόμενα καθώς η εφαρμογή του ΣΜΑΤ χωρίς περιορισμούς δεν παρέχει ξεκάθαρες αποδείξεις για το είδος των αλληλεπιδράσεων ανάμεσα στις δύο υποπεριοχές. Υπάρχουν όμως ενδείξεις ότι η παράμετρος c₁₂ είναι αρνητική, αφού η εκτιμώμενη τιμή (σε σημείο) είναι αρνητική και η τιμή της παραμέτρου c₂₁ αν και έχει εκτιμηθεί ως θετική, περιέχει το μηδέν στο διάστημα εμπιστοσύνης της.

Η αξιολόγηση της απόδοσης των δύο ανταγωνιστικών μοντέλων πραγματοποιείται μέσω του *AIC*. Στην περίπτωση του ΣΜΑΤ η τιμή του *AIC* είναι ίση με 284.37 ενώ στην περίπτωση του περιορισμένου ΣΜΑΤ, είναι ίση με 283.76. Αυτό σημαίνει ότι ενσωματώνοντας πληροφορίες που προέρχονται από τον υπολογισμό των τάσεων Coulomb εξαιτίας της σεισμικής ολίσθησης των ισχυρότερων σεισμών που έγιναν στην περίοδο μελέτης, κατορθώνουμε να συνδυάσουμε το γεωφυσικό νόημα με τα μαθηματικά εργαλεία και να βελτιώσουμε την απόδοση του μοντέλου.

2.3.2.6. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ με συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull

Μία εναλλακτική επιλογή για την εφαρμογή των ΜΑΤ αποτελεί η τροποποίηση της συνάρτησης κινδύνου. Εφόσον η συνάρτηση κινδύνου επηρεάζει τη συμπεριφορά της σημειακής διαδικασίας, επεμβαίνοντας σε αυτή, μπορούμε να αλλάξουμε τον τρόπο με τον οποίο η γένεση παλαιότερων σεισμών επιδρά στους νεότερους σε μία προσπάθεια να βελτιωθεί η απόδοση του μοντέλου. Προς αυτή την κατεύθυνση έχει προταθεί από τους Mangira et al. (2017) μία υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης τύπου Weibull αντί για τη συνήθη εκθετικού τύπου.

Υιοθετώντας μία συνάρτηση κινδύνου τέτοιου τύπου, οι εκτιμώμενες παράμετροι είναι οι λ_i , γ_i , $X_i(0)$, ρ_i και οι θ_{ij} , με $i \neq j$. Σε σύγκριση με το κλασικό ΣΜΑΤ, ο ρυθμός φόρτισης ρ_i εισάγεται απευθείας στον τύπο και όχι μέσω του αντίστροφου $1/c_{ii}$, όπως επίσης και οι παράμετροι μεταφοράς $\theta_{ij}=\rho_ic_{ij}$. Στην περίπτωση του Κορινθιακού Κόλπου, όπου ο χωρισμός ολόκληρης της περιοχής περιλαμβάνει δύο υποπεριοχές, οι προς εκτίμηση παράμετροι είναι δέκα.

Πέρα από τους περιορισμούς οι ρυθμοί φόρτισης ρ_i να είναι θετικοί, όπως και τα αρχικά επίπεδα τάσης $X_i(0)$, οι παράμετροι της κατανομής Weibull, λ_i και γ_i , θα πρέπει επίσης να λαμβάνουν θετικές τιμές. Ειδικά για την παράμετρο γ επιβάλλεται ο περιορισμός να έχει τιμή $\gamma \ge 1$ υποδεικνύοντας την αυξανόμενη πιθανότητα να γίνει ένας σεισμός με την πάροδο του χρόνου.

Για την εκτίμηση των παραμέτρων υιοθετείται η μέθοδος βελτιστοποίησης BFGS, που επιστρέφει το σύνολο των παραμέτρων με βάση τη μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας. Οι παράμετροι λ_i, γ_i, X_i(0) και ρ_i παραμετροποιούνται ως εκθετικές συναρτήσεις, με αποτέλεσμα να λαμβάνουν μόνο θετικές τιμές. Στην περίπτωση της κατανομής τύπου Weibull μέσα στον αλγόριθμο βελτιστοποίησης προβλέπεται επιπλέον να αποκλείονται οι προβληματικές τιμές, των οποίων ο συνδυασμός οδηγεί σε αρνητικές τιμές για τις συναρτήσεις *X_i(t)* και, κατ' επέκταση, σε αρνητικές τιμές των λ_i(t), κάτι που δεν είναι επιτρεπτό.

Οι εκτιμώμενες παράμετροι, για τις οποίες η λογαριθμική πιθανοφάνεια γίνεται μέγιστη και ταυτόχρονα πληρούνται οι παραπάνω προϋποθέσεις, παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.11. Για αυτές τις τιμές η τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας είναι ίση με *logL*=-133.91.

Πίνακας 2.11. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull σε σεισμούς με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
λ_1	0.0370	1.6438	(0.0694, 15.5033)
λ_2	0.0057	7.4723	(4*10-6, 2*105)
γ_1	1.4857	1.3848	(0.3848, 13.2835)
γ2	1.9145	1.5404	(0.5404, 85.1492)
<i>X</i> ₁ (0)	34.8651	9.2190	(19.6997, 50.0304)
<i>X</i> ₂ (0)	70.0191	6.2571	(59.7261, 80.3120)
$ ho_1$	2.2690	1.4980	(0.8225, 11.3677)
$ ho_2$	1.6167	2.8796	(0.0441, 57.4598)
$ heta_{12}$	-0.1881	1.2511	(-2.2462, 2.9381)
$ heta_{21}$	2.1164	6.0042	(-7.7605, 11.9934)

Το αρχικό επίπεδο τάσης στην περίπτωση της υποπεριοχής 2, δηλαδή στο ανατολικό τμήμα, είναι διπλάσιο σε σχέση με το αντίστοιχο ποσό στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου. Σε αυτό το αποτέλεσμα οφείλεται το γεγονός ότι η συνάρτηση

κινδύνου που αντιστοιχεί στο ανατολικό τμήμα ξεκινάει με μεγαλύτερες τιμές. Οι υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης για το δυτικό και το ανατολικό τμήμα φαίνονται στα Σχήματα 2.15.a και b, αντίστοιχα.



Σχήμα 2.15. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στον Κορινθιακό Κόλπο από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ υιοθετώντας συνάρτηση κινδύνου τύπου Weibull. (a) Δυτικό τμήμα (b) Ανατολικό τμήμα. Η χρονική κατανομή των μεγεθών των σεισμών αποτυπώνεται με μωβ (δυτικό τμήμα) και πράσινες γραμμές (ανατολικό τμήμα).

Οι παράμετροι μεταφοράς θ₁₂ και θ₂₁ έχουν εκτιμηθεί με αρνητική και θετική τιμή, αντίστοιχα. Αυτό για την υποπεριοχή 1, σημαίνει ότι η γένεση ενός σεισμού στη γειτονική υποπεριοχή προκαλεί διέγερση της σεισμικότητας στο δυτικό τμήμα. Ωστόσο, η απόλυτη τιμή της παραμέτρου θ_{12} δεν είναι μεγάλη, υποδεικνύοντας ότι η σεισμικότητα στον δυτικό Κορινθιακό Κόλπο καθορίζεται περισσότερο από τον ίδιο το ρυθμό φόρτισης και όχι τόσο από τη σεισμικότητα της γειτονικής περιοχής. Η θετική τιμή της παραμέτρου θ_{21} δείχνει ότι η γένεση σεισμών στο δυτικό τμήμα προκαλεί αποδιέγερση στο ανατολικό.

Γι' αυτόν τον λόγο, όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε στο Σχήμα 2.15.a, όποτε γίνεται ένας σεισμός στο δυτικό τμήμα του κόλπου, η καμπύλη της $\lambda_1(t)$ πέφτει, σύμφωνα με τις υποθέσεις του μοντέλου, ενώ τη γένεση ενός σεισμού στο ανατολικό κομμάτι ακολουθεί αύξηση στη $\lambda_1(t)$. Αντίστοιχα, στο Σχήμα 2.15.b κάθε σεισμός που γίνεται στο ανατολικό τμήμα, έχει ως αποτέλεσμα πτώση στις τιμές της συνάρτησης κινδύνου. Πτώση παρατηρείται και όταν γίνεται ένας σεισμός στη γειτονική περιοχή, που δικαιολογείται από τη θετική τιμή της θ_{21} . Για καλύτερη εποπτεία αποτυπώνεται στα δύο σχήματα η χρονική κατανομή των σεισμών με $M \ge 5.2$ που έγιναν τη χρονική περίοδο από το 1911 έως 2018 με μωβ και πράσινες γραμμές, για το δυτικό και το ανατολικό τμήμα αντίστοιχα.

Οι εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων μεταφοράς θ_{12} και θ_{21} είναι σε συμφωνία με αυτές που προέκυψαν από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με συνάρτηση κινδύνου εκθετικού τύπου, καθώς έχουν και αυτές αρνητική και θετική τιμή, αντίστοιχα. Τα δύο μοντέλα συγκρινόμενα με βάση το κριτήριο πληροφορίας *AIC* ευνοούν τη χρήση της εκθετικού τύπου συνάρτησης κινδύνου έναντι της τύπου Weibull, με τιμές *AIC* ίσες με 287.82 και 284.37, αντίστοιχα. Για αυτό ευθύνεται το γεγονός ότι το μοντέλο στο οποίο ο χωρισμός της περιοχής μελέτης αφορά δύο υποπεριοχές έχει 10 παραμέτρους στην περίπτωση της συνάρτησης κινδύνου τύπου Weibull έναντι 8 στην εκθετικού τύπου, κι έτσι η τιμή του *AIC* μεγαλώνει.

Εισάγοντας μάλιστα περιορισμούς που προέρχονται από το σεισμικό μοντέλο μεταφοράς τάσης, οι παράμετροι του ΣΜΑΤ μειώνονται σε 7 και η απόδοση του μοντέλου βελτιώνεται με τιμή *AIC* ίση με 283.76.

2.3.2.7. Εφαρμογή του Περιορισμένης - Μνήμης ΜΑΤ

Σε μια προσπάθεια να βελτιωθεί η απόδοση του ΑΜΑΤ διερευνήθηκε η μνήμη m της σημειακής διαδικασίας, όπου μόνο m προηγούμενοι χρόνοι γένεσης και τα αντίστοιχα μεγέθη τους συμπεριλαμβάνονται στη συνάρτηση κινδύνου. Η μνήμη εξετάζεται για την ενδιαμέσου μεγέθους ($M \ge 5.2$) σεισμικότητα του Κορινθιακού Κόλπου θεωρώντας διαφορετικά βήματα προς τα πίσω προκειμένου να βρεθεί αυτό που προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα.

Για την εκτίμηση των παραμέτρων υιοθετείται και πάλι η μέθοδος BFGS. Η εκτίμηση πραγματοποιείται με τους περιορισμούς $b \ge 0$ και $c \ge 0$, όπως και στην περίπτωση του AMAT. Παρόλο που είναι γνωστό πως η παράμετρος a, που αναπαριστά το αρχικό επίπεδο της τάσης, είναι ιδιαίτερα ευαίσθητη, προκειμένου να έχουμε ένα απλοποιημένο μοντέλο, υιοθετείται το ίδιο a για κάθε υποδιάστημα. Ενδεχομένως θα χαρακτηριστεί ως αυθαίρετη υπόθεση, αλλά πρόκειται για μία αναπόφευκτη επιλογή προκειμένου να μην έχουμε πλήθος παραμέτρων όσο και τα δεδομένα.

m	1	2	3	4	5	6
а	-0.588	-0.604	-0.613	-0.562	-0.672	-0.752
b	0.009	0.009	0.009	0.009	0.015	0.021
С	0.072	0.013	0.010	0.794	0.088	0.019
m	7	8	9	10	11	12
m a	7 -0.630	8 -0.628	9 -0.651	10 -0.675	11 -0.671	12 -0.568
m <i>a b</i>	7 -0.630 0.011	8 -0.628 0.005	9 -0.651 0.006	10 -0.675 0.005	11 -0.671 0.006	12 -0.568 0.005

Πίνακας 2.12. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων του ΠΜ-ΜΑΤ για διαφορετικούς βαθμούς μνήμης

Προκειμένου να βρεθεί η καταλληλότερη εκδοχή του μοντέλου εξετάζονται διαφορετικά βήματα προς τα πίσω. Για μνήμη 1 έως 12 βημάτων, οι εκτιμώμενες παράμετροι δίνονται στον Πίνακα 2.12. Παρά το γεγονός ότι οι διαφορές είναι μικρές, το μέγιστο της λογαριθμικής πιθανοφάνειας επιτυγχάνεται για *m*=6 βήματα (Σχήμα 2.16). Είναι εύλογο να αναμένουμε κάποιον βαθμό μνήμης καθώς η μνήμη μιας σημειακής διαδικασίας για ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς δεν μπορεί να είναι μικρή, ίση με 1 ή 2 βήματα. Αυτό θα σήμαινε ότι η γένεση κάθε σεισμού θα εξαρτιόταν μόνο από τον προηγούμενο σεισμό και αυτό θα οδηγούσε σε μία διαδικασία ανανέωσης, που δεν είναι κατάλληλη για ενδιαμέσου μεγέθους σεισμικότητα.



Σχήμα 2.16. Μέγιστη πιθανοφάνεια υπό το ΠΜ-ΜΑΤ σε συνάρτηση με τον αριθμό αναδρομικών βημάτων

Το Σχήμα 2.17 δείχνει την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης για διάφορα αναδρομικά βήματα σε συνδυασμό με τη χρονική κατανομή της σεισμικότητας του Κορινθιακού Κόλπου. Σε πολλά χρονικά σημεία η συμπεριφορά των συναρτήσεων κινδύνου είναι παρόμοια και οι καμπύλες συμπίπτουν. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι εκτιμηθείσες τιμές κάποιων παραμέτρων είναι παρόμοιες, σε μερικές περιπτώσεις μάλιστα διαφέρουν στο τέταρτο δεκαδικό ψηφίο. Για παράδειγμα για $m \in [1, 4]$ η τιμή της παραμέτρου *b* είναι ίση με *b*=0.009. Για αυτό το λόγο οι αντίστοιχες κλίσεις της λ(*t*) είναι ίδιες. Αυτό φαίνεται ξεκάθαρα στο Σχήμα 2.17 στην αρχή της περιόδου μελέτης πριν το 1920, όπου οι σχετικές καμπύλες (πράσινη, πορτοκαλί, κόκκινη) είναι παράλληλες. Η μεγαλύτερη τιμή της παραμέτρου *b* (*b*=0.021) εντοπίζεται για *m*=6, με αποτέλεσμα να είναι σαφώς πιο απότομη η κλίση της μωβ καμπύλης.

Όσον αφορά τις τιμές της παραμέτρου *a*, αυτές σχετίζονται, όπως και στο AMAT, με το αρχικό επίπεδο τάσης. Για $m \in [2, 7]$ οι τιμές δεν έχουν μεγάλη διακύμανση, ευρισκόμενες στο διάστημα [-0,752, -0,562]. Αυτός είναι ο λόγος που δεν έχουν μεγάλη απόκλιση οι καμπύλες στην αρχή της περιόδου μελέτης. Η μικρότερη τιμή της *a* για *m*=6 (μωβ καμπύλη) έχει ως αποτέλεσμα να ξεκινάει από πιο χαμηλά η λ(*t*), ενώ η μεγαλύτερη τιμή της *a* για *m*=4 έχει ως αποτέλεσμα η λ(*t*) να ξεκινάει από πιο ψηλά.

Στο κλασικό ΑΜΑΤ η παράμετρος c, που συνδέεται με τον ρυθμό φόρτισης ρ $(c=1/\rho)$, καθορίζει την πτώση που συνδέεται με κάθε σεισμό. Στο ΠΜ-ΜΑΤ η κατάσταση είναι πιο σύνθετη, καθώς η γένεση ενός σεισμού μπορεί να συνοδεύεται από ένα άλμα και όχι από μία πτώση σε αντίθεση με ό,τι παρατηρείται στην περίπτωση του ΑΜΑΤ.

Πρόκειται για ένα διαφορετικό χαρακτηριστικό στα διαγράμματα των συναρτήσεων κινδύνου που παρατηρείται στο Σχήμα 2.17. Το αν θα παρατηρηθεί άλμα ή πτώση εξαρτάται από την αλλαγή στα δεδομένα που σχηματίζουν τη μνήμη της διαδικασίας, όπως για παράδειγμα ο ρυθμός φόρτισης, τα χρονικά διαστήματα μεταξύ των σεισμών και το μέγεθος του επερχόμενου σεισμού. Γι' αυτό το λόγο είναι δύσκολο να γίνει ευθεία σύγκριση ως προς τις τιμές *c* των διαφόρων βημάτων *m*.





Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το καλύτερο μοντέλο, σύμφωνα με το κριτήριο *AIC*, είναι αυτό που έχει μνήμη έξι (μωβ γραμμή στο Σχήμα 2.17). Στο Σχήμα 2.18 γίνεται μία σύγκριση μεταξύ του καλύτερου μοντέλου και του AMAT. Σχετικά με τη μεταβολή της καμπύλης, η μέγιστη τιμή και πτώση της $\lambda(t)$ συνδέεται με τον *Mw*5.8 σεισμό της 5^{ης} Σεπτεμβρίου 1953. Πηγαίνοντας πίσω στον χρόνο στη γένεση του 6^{ου} προηγούμενου σεισμού φτάνουμε στις 29 Απριλίου 1928. Αυτός είναι ο λόγος που η τιμή της συνάρτησης είναι τόσο υψηλή, το γεγονός δηλαδή ότι έχει περάσει ένα μεγάλο χρονικό διάστημα (η ποσότητα που προσθέτουμε στη σχέση 2.18) ενώ, αντίθετα, η ενέργεια που απελευθερώνεται δεν είναι αντίστοιχα μεγάλη (το ποσό που αφαιρούμε στη σχέση 2.18), καθώς οι έξι προηγούμενοι σεισμοί ήταν ενδιαμέσου μεγέθους (μεγέθη 5.2, 5.6, 5.3, 5.2, 5.2, 5.5). Ένα ακόμη σημείο που αξίζει να αναφερθεί λόγω της μεγάλης

αναντιστοιχίας σε σχέση με το AMAT αφορά το 1981 όταν η ακολουθία των τριών ισχυρών ($M \ge 6.3$) σεισμών έγινε σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα (10 ημέρες). Η τιμή της υπό συνθήκης συνάρτησης έντασης δεν είναι πολύ υψηλή, προσεγγιστικά ίση με 0.5. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι πηγαίνοντας 6 βήματα πίσω στο χρόνο, είμαστε ακόμη στο 1981. Η καμπύλη επομένως δεν μπορεί να αυξηθεί αρκετά λαμβάνοντας υπόψη τη μεγάλη ποσότητα ενέργειας που απελευθερώνεται κατά τη γένεση των τριών κύριων σεισμών.



Σχήμα 2.18. Υπό συνθήκη συνάρτηση κινδύνου του καλύτερου ΠΜ-ΜΑΤ (*m*=6) και του ΑΜΑΤ.

Συγκρίνοντας τις εκτιμώμενες παραμέτρους του ΑΜΑΤ και του ΠΜ-ΜΑΤ, φαίνεται ότι οι διαφορές τους ουσιαστικά οφείλονται στην τιμή της παραμέτρου c(Πίνακας 2.13). Η μικρή τιμή της c στο προτεινόμενο μοντέλο υποδεικνύει ότι η πτώση τάσης δεν επηρεάζεται πολύ από το μέγεθος του σεισμού καθώς η ποσότητα της ενέργειας που απελευθερώνεται πολλαπλασιάζεται με έναν πολύ μικρό αριθμό. Με βάση τους υπολογισμούς, όπως φαίνεται στον Πίνακα 2.12, η παράμετρος a δεν αλλάζει σημαντικά όταν εξετάζονται διαφορετικοί βαθμοί μνήμης προς τα πίσω και κυμαίνεται μεταξύ (-0.76, -0.55) για τα πρώτα 12 βήματα που έχουν εξεταστεί. Η τιμή του καλύτερου μοντέλου, a=-0.752, είναι συμβατή με την τιμή του a που προέρχεται από το αυθεντικό ΑΜΑΤ, a=-0.789. **Πίνακας 2.13.** Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης για το AMAT και το ΠΜ-ΜΑΤ μνήμης 6.

Παράμετ ρος	Εκτίμηση		Τυπικό σφάλμα		90% Διάστημα εμπιστοσύνης	
	SSRM	6- memory CM-SRM	SSRM	6- memory CM-SRM	SRM	6-memory CM-SRM
а	-0.789	-0.752	0.319	0.269	(-1.314, -0.265)	(-1.195, -0.310)
b	0.015	0.021	1.032	1.142	(0.003, 0.083)	(0.003, 0.138)
С	0.619	0.019	0.303	9.067	(0.376, 1.019)	(6*10 ⁻⁹ , 59321.436)

Η εκτίμηση του μοντέλου πραγματοποιείται μέσω του δεύτερης τάξης κριτηρίου πληροφορίας AICc. Στο ΠΜ-ΜΑΤ η σύγκλιση επιτυγχάνεται για logL = -94.877, ενώ στο AMAT για logL = -94.796, με τη διαφορά να ευνοεί το AMAT. Κατ' επέκταση, οι τιμές των *AIC* είναι αντίστοιχα 194.754 και 194.592, δεδομένου ότι οι εκτιμώμενες παράμετροι είναι τρεις. Η διαφορά Δ*AIC*=0.162 είναι υπέρ του AMAT, ωστόσο δεν είναι τόσο μεγάλη ώστε να εδραιώσει την υπεροχή του. Για την αξιολόγηση του μοντέλου πραγματοποιείται επίσης ανάλυση υπολοίπων. Αν το προσαρμοζόμενο μοντέλο (μαύρη γραμμή στο Σχήμα 2.19) περιγράφει επαρκώς τα δεδομένα, τότε δεν θα υπάρχει μεγάλη απόκλιση από τη μοναδιαία διαδικασία Poisson (κόκκινη γραμμή στο Σχήμα 2.19). Μία συστηματική απόκλιση αντιθέτως θα σήμαινε ότι κάποιος σημαντικός παράγοντας δεν έχει ληφθεί υπόψη στο εφαρμοζόμενο μοντέλο. Στην προκειμένη περίπτωση η ανάλυση δεν φαίνεται να ευνοεί σαφώς κάποιο από τα δύο ανταγωνιστικά μοντέλα, καθώς και τα δύο δείχνουν να προσαρμόζονται επαρκώς στα δεδομένα.



Σχήμα 2.19. Ανάλυση υπολοίπων του ΠΜ-ΜΑΤ με μνήμη 6 βημάτων (αριστερά) και του ΑΜΑΤ (δεξιά).

Συνοψίζοντας, το Περιορισμένης Μνήμης ΜΑΤ με 6 βήματα θεωρείται το καταλληλότερο για την ενδιαμέσου μεγέθους ($M \ge 5.2$) σεισμικότητα του Κορινθιακού Κόλπου, υποδεικνύοντας μνήμη με εξάρτηση μακράς διάρκειας. Το καινούριο μοντέλο προτείνεται ως μία εναλλακτική επιλογή του AMAT. Έχοντας εκτιμήσει τις παραμέτρους του μοντέλου και το βαθμό της μνήμης, μπορεί να εφαρμοστεί χωρίς να χρησιμοποιηθεί όλο το παρελθόν. Αντί να απαιτείται η γνώση όλης της ιστορίας της διαδικασίας είναι επαρκές να γνωρίζουμε μόνο μερικά βήματα προς τα πίσω. Έτσι, αφού υπολογιστεί ο βαθμός της μνήμης μειώνεται το υπολογιστικό κόστος και η διαδικασία επισπεύδεται.

2.3.3. Εφαρμογή στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους

2.3.3.1. Εισαγωγή

Η εφαρμογή των Μοντέλων Απελευθέρωσης Τάσης στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων πραγματοποιήθηκε πρώτη φορά από τους Votsi et al. (2011). Το AMAT εφαρμόστηκε χρησιμοποιώντας σεισμούς με $M \ge 6.0$ που έγιναν την περίοδο 1862-2008 και το ΣΜΑΤ σε σεισμούς με $M \ge 5.2$ που έγιναν από το 1911 ως το 2008. Οι Mangira et al. (2017), υιοθετώντας ελαφρώς διαφορετική διάκριση των υποπεριοχών της Κεφαλονιάς και της Λευκάδας εφάρμοσαν το ΣΜΑΤ σε σεισμούς με $M \ge 5.2$ που έγιναν από το 1911 ως το 2015. Η τροποποίηση των περιοχών επιτρέπει τον έλεγχο της ευαισθησίας των παραμέτρων και ιδιαίτερα των παραμέτρων μεταφοράς.

2.3.3.2. Δεδομένα

Κατ' αντιστοιχία με την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, για την εφαρμογή του AMAT, τέθηκε αρχικά το κατώφλι M_{th} =6.0 για το χρονικό διάστημα 1911 έως 2018 προκειμένου να εξεταστεί η προσαρμογή του μοντέλου σε ισχυρούς σεισμούς. Το πλήθος των σεισμών για αυτό το σύνολο δεδομένων είναι *n*=24. Η επικεντρική τους κατανομή παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.20. Το πλήθος αυτό δεν επαρκεί για την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με δύο υποπεριοχές. Επομένως, πρέπει να ελαττώσουμε το ελάχιστο κατώφλι μεγέθους των δεδομένων. Το σύνολο που περιλαμβάνει 115 σεισμούς με *M*≥5.2 που έγιναν από το 1911 έως και το 2018 θεωρείται πλήρες περιλαμβάνοντας όσο το δυνατόν περισσότερους σεισμούς(Σχήμα 2.21).



Σχήμα 2.20. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων από το 1911 έως το 2018.



Σχήμα 2.21. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων από το 1911 έως το 2018.

2.3.3.3. Εφαρμογή του ΑΜΑΤ

Οι εκτιμώμενες παράμετροι, όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ, παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.14 και η αντίστοιχη υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης παριστάνεται στο Σχήμα 2.22. Όπως φαίνεται από τη χρονική κατανομή των σεισμών (ροζ γραμμές στο Σχήμα 2.22), οι περίοδοι έντονης σεισμικότητας εναλλάσσονται με περιόδους σχετικής ησυχίας. Για ένα τέτοιο μοτίβο σεισμικότητας είναι επομένως λογικό να αναζητούμε ένα μοντέλο διαφορετικό από το μοντέλο Poisson, ώστε να ενσωματώνει τις διακυμάνσεις της σεισμικότητας. **Πίνακας 2.14.** Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά Σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	-0.8382	0.4194	(-1.5282, -0.1482)
b	0.0121	1.8525	(0.0005, 0.2551)
С	3.2771	0.9187	(0.7229, 14.8552)

Στην αρχή της περιόδου μελέτης, πριν από το 1920, η έντονη δραστηριότητα που παρατηρείται έχει επίδραση στην τιμή της παραμέτρου *a*, που είναι σχετικά μεγάλη, μεγαλύτερη για παράδειγμα από την αντίστοιχη τιμή για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Το αντίστοιχο διάστημα εμπιστοσύνης μάλιστα περιέχει και θετικές τιμές. Αυτός είναι ο λόγος που η μεγαλύτερη τιμή της συνάρτησης κινδύνου εντοπίζεται στην αρχή. Μεγάλη αύξηση στις τιμές της $\lambda(t)$ παρατηρείται, λόγω της μεγάλης τιμής του *b*, μετά από περίοδο ηρεμίας, δηλαδή για το χρονικό διάστημα από το 1915 ως το 1948. Η μεγαλύτερη πτώση, όπως αναμενόταν, συνδέεται με τους πέντε σεισμούς με *M*≥6.0 (6.4, 6.8, 7.2, 6.3, 6.0) που έγιναν τον Αύγουστο του 1953 σε διάστημα τεσσάρων μόλις ημερών.

Η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας, όπως προκύπτει από την εφαρμογή του AMAT για το σύνολο των 24 σεισμών είναι log*L*=-58.733 και η αντίστοιχη τιμή του *AIC* είναι *AIC_{SRM}*=123.466. Η σύγκριση με το μοντέλο Poisson ωστόσο δεν ευνοεί το AMAT, αφού *AIC_P*=122.195. Άλλωστε το ότι το μοντέλο δεν προσαρμόζεται ικανοποιητικά στα δεδομένα φαίνεται και από το σχήμα της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης όπου παρατηρείται κάποια αναντιστοιχία με τη σεισμική δραστηριότητα.

Για την ακρίβεια, παρά τις παρατηρούμενες ενδιάμεσες διακυμάνσεις, τη $\lambda(t)$ χαρακτηρίζει μία καθοδική τάση. Θα αναμέναμε για παράδειγμα ο σεισμός μεγέθους *M*7.0 που έγινε στην Κεφαλονιά το 1983 να συνοδεύεται από μία πιο υψηλή τιμή της συνάρτησης, αλλά και από μεγαλύτερη πτώση τάσης. Όμοια, αφού πέρασε μεγάλο χρονικό διάστημα μέχρι τη γένεση του σεισμού της Λευκάδας το 2003, θα αναμενόταν η μεγαλύτερη άνοδος της $\lambda(t)$, ξεπερνώντας μάλιστα τη μέση τιμή του μοντέλου Poisson.





Σχήμα 2.22. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥6.0 που έγιναν στις Κεντρικές Ιόνιες Νήσους από το 1911 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των μεγεθών των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Στην προσπάθεια να προσαρμοστεί καλύτερα το μοντέλο, ένα δεύτερο σύνολο δεδομένων υιοθετήθηκε. Η εφαρμογή του ΑΜΑΤ πραγματοποιήθηκε στους δέκα σεισμούς με μέγεθος $M \ge 6.5$ που έγιναν από το 1845 έως το 2018. Η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης $\lambda(t)$ αποτυπώνεται στο Σχήμα 2.23 με βάση τις εκτιμώμενες παραμέτρους που παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.15. Η διαφορετική μορφή της $\lambda(t)$ οφείλεται στη μεγάλη τιμή της παραμέτρου b που προκαλεί απότομες μεταβολές στην κλίση της συνάρτησης κινδύνου. Αυτό ευνοείται και από τα μεγάλα χρονικά διαστήματα μεταξύ των σεισμών που δίνουν το χρονικό περιθώριο στη $\lambda(t)$ να αυξάνεται λόγω της συνεχούς τεκτονικής φόρτισης. Σε σχέση με το προηγούμενο σύνολο δεδομένων επίσης, η τιμή της παραμέτρου a είναι πολύ πιο μικρή, καθώς στην αρχή της υπό μελέτης περιόδου δεν παρατηρείται έντονη σεισμικότητα. Γι' αυτόν τον λόγο η $\lambda(t)$ ξεκινάει από πολύ χαμηλή τιμή. Όσο για την παράμετρο c, είναι από 0.1 σεισμοί/έτος. Έτσι, η γένεση σεισμών συνοδεύεται από μεγάλες πτώσεις της καμπύλης.
Πίνακας 2.15. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥6.5 που έγιναν στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων από το 1845 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά Σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	-3.9479	0.8746	(-5.3866, -2.5090)
b	0.1452	0.0523	(0.0591, 0.2312)
С	8.3107	0.3525	(7.7307, 8.8906)



Central Ionian Islands - Mth=6.5 - 1845-2018

Σχήμα 2.23. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο σεισμών με *M*≥6.5 που έγιναν στις Κεντρικές Ιόνιες Νήσους από το 1845 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Αναφορικά με την προσαρμογή του μοντέλου, η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας είναι log*L*=-31.916 και επομένως η αντίστοιχη τιμή του *AIC* είναι *AIC*_{SRM}= 69.833. Η διαφορά σε σχέση με το μοντέλο Poisson είναι πολύ μεγάλη υπέρ του AMAT, καθώς *AIC*_P=79.129. Ο βαθμός προβλεψιμότητας επομένως είναι Δ*AIC*/N=0.929.

2.3.3.4. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ

Όσον αφορά το ΣΜΑΤ, ολόκληρη η περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων χωρίζεται σε δύο υποπεριοχές, εκ των οποίων η μία περιλαμβάνει την Κεφαλονιά και η άλλη τη Λευκάδα. Το νησί της Λευκάδας έχει υποφέρει πολλές φορές από σεισμούς που γίνονται στην κοντινή Κεφαλονιά, ένα γεγονός που υπονοεί πιθανή σύνδεση μεταξύ των ρηγμάτων της Λευκάδας και της Κεφαλονιάς (Papadimitriou, 2002). Είναι επομένως ιδιαίτερα ενδιαφέρον να εξετάσουμε πιθανές αλληλεπιδράσεις μεταξύ σεισμών που γίνονται σε κάθε υποπεριοχή μέσω των μοντέλων απελευθέρωσης τάσης. Οι Votsi et al. (2011) ήταν οι πρώτοι που εφάρμοσαν ΜΑΤ σε αυτή την περιοχή. Για την εφαρμογή του ΣΜΑΤ χρησιμοποιήθηκαν σεισμοί με $M \ge 5.5$ που έγιναν από το 1911 έως το 2008. Στην προαναφερθείσα έρευνα η διάκριση των δύο υποπεριοχών είναι ελαφρώς διαφορετική από αυτή που επιλέξαμε, όπως επίσης και το σύνολο δεδομένων (περίοδος μελέτης, κατώφλι μεγέθους).

Συγκεκριμένα, 115 σεισμοί με $M \ge 5.2$ που έγιναν από το 1911 έως το 2018 περιλαμβάνονται στο σύνολο δεδομένων της παρούσας διατριβής, εκ των οποίων 74 εντοπίζονται στην περιοχή της Κεφαλονιάς και 41 στην περιοχή της Λευκάδας. Όπως και στην περίπτωση του Κορινθιακού Κόλπου, για τη διερεύνηση των αλληλεπιδράσεων και την εκτίμηση των 8 παραμέτρων του μοντέλου υιοθετείται η μέθοδος BFGS με περιορισμούς, ώστε οι παράμετροι b_i και c_{ii} ,i=1, 2 να είναι θετικές σε σημείο και σε διάστημα. Στον Πίνακα 2.16 παρουσιάζονται οι εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων και τα αντίστοιχα διαστήματα εμπιστοσύνης. **Πίνακας 2.16.** Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥5.2 που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	0.0365	0.3066	(-0.4678, 0.5409)
a2	-0.1748	0.6985	(-1.3239, 0.9741)
b_1	0.0094	1.0526	(0.0016, 0.0531)
<i>b</i> ₂	0.0127	1.3040	(0.0013, 0.0963)
<i>c</i> ₁₁	0.4152	1.1538	(0.0622, 2.7707)
C ₁₂	0.5585	0.9346	(-0.9788, 2.0960)
C ₂₁	0.0232	1.4751	(-2.4034, 2.4499)
C ₂₂	1.8718	1.7743	(0.1010, 34.6655)

Η θετική τιμή της παραμέτρου a_1 και η μικρή κατ' απόλυτη τιμή αρνητική εκτίμηση της a_2 είναι υπεύθυνες για τις υψηλές τιμές των συναρτήσεων κινδύνου στην αρχή της περιόδου μελέτης, καθώς στον χρόνο t=0 λαμβάνουν την τιμή $\lambda_i(0) = \exp\{a_i\}$ (Σχήμα 2.24). Άλλωστε, εξαιτίας της έλλειψης πρότερης πληροφορίας, τα αποτελέσματα της πρώτης περιόδου δεν θεωρούνται απόλυτα αξιόπιστα και δεν πρέπει ενδεχομένως να ληφθούν υπόψη. Οι μικρές παρατηρούμενες διακυμάνσεις οφείλονται στις σχετικά χαμηλές τιμές των παραμέτρων b_i .



Σχήμα 2.24. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ. (a) Κεφαλονιά (b) Λευκάδα. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με κόκκινες (Κεφαλονιά) και πορτοκαλί γραμμές (Λευκάδα).

Όσον αφορά το είδος των αλληλεπιδράσεων μεταξύ των δύο υποπεριοχών, αυτές αποκαλύπτονται από τις παραμέτρους c_{12} και c_{21} . Οι δύο τιμές έχουν βρεθεί θετικές, κάτι που σημαίνει ότι η γένεση ενός σεισμού σε κάθε υποπεριοχή αποδιεγείρει την άλλη. Ωστόσο, τα αντίστοιχα διαστήματα εμπιστοσύνης περιλαμβάνουν τόσο θετικές όσο και αρνητικές τιμές. Σχετικά με την παράμετρο c_{12} υπάρχει μεγαλύτερη βεβαιότητα ότι είναι θετική, καθώς τα 2/3 του διαστήματος εμπιστοσύνης αποτελούνται από θετικές τιμές. Η παράμετρος c_{21} ωστόσο κυμαίνεται γύρω από το 0, γεγονός που σημαίνει ότι δεν είναι απολύτως βάσιμες οι ενδείξεις ότι η υποπεριοχή 1, δηλαδή η Κεφαλονιά, αποδιεγείρει την υποπεριοχή 2, τη Λευκάδα.

Πίνακας 2.17. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με τον περιορισμό $c_{21}=0$ σε σεισμούς με $M \ge 5.2$ που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	0.0363	0.3025	(-0.4613, 0.5339)
<i>a</i> ₂	-0.1667	0.3778	(-0.7882, 0.4547)
b_1	0.0092	1.0717	(0.0016, 0.0536)
b_2	0.0119	0.9440	(0.0025, 0.0566)
C ₁₁	0.4147	1.1539	(0.0621, 2.7676)
C ₁₂	0.5736	0.9315	(-0.9588, 2.1060)
C ₂₂	1.8689	0.4728	(0.8586, 4.0679)

Για τον λόγο αυτόν θα εξεταστεί αν η υποπεριοχή της Λευκάδας δρα μόνη της χωρίς την επίδραση της σεισμικότητας της Κεφαλονιάς. Οι παράμετροι του μοντέλου είναι επτά, δεδομένου ότι c_{21} =0. Οι εκτιμήσεις τους με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.17 και οι αντίστοιχες συναρτήσεις κινδύνου αποτυπώνονται στο Σχήμα 2.25. Οι εκτιμήσεις των παραμέτρων είναι πολύ κοντά στις αντίστοιχες του ΣΜΑΤ με τις οχτώ παραμέτρους. Πιο συγκεκριμένα, η παράμετρος c_{12} είναι θετική, όπως και στην περίπτωση του ολοκληρωμένου ΣΜΑΤ. Αυτό σημαίνει επομένως ότι η γένεση σεισμών στην περιοχή της Λευκάδας επιβραδύνει τη σεισμικότητα στην περιοχή της Κεφαλονιάς. Επιπλέον, η παράμετρος c_{11} είναι μικρότερη από τη c_{22} κι επομένως ο ρυθμός φόρτισης της περιοχής της Κεφαλονιάς είναι μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο της Λευκάδας.

113



Σχήμα 2.25. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με περιορισμούς. (a)Κεφαλονιά (b)Λευκάδα. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με κόκκινες(Κεφαλονιά) και πορτοκαλί γραμμές (Λευκάδα).

Πίνακας 2.18. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥5.5 που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> 1	-0.7468	0.4349	(-1.4623, -0.0313)
<i>a</i> 2	-0.3299	0.5523	(-1.2386, 0.5787)
<i>b</i> 1	0.0094	1.1310	(0.0014, 0.0604)
<i>b</i> ₂	0.0217	0.7442	(0.0063, 0.0739)
C 11	0.6045	1.8391	(0.0293, 12.4543)
C 12	1.9306	3.4144	(-3.6860, 7.5473)
C 21	0.3558	1.1620	(-1.5556, 2.2674)
C22	3.1709	1.0937	(0.5245, 19.1674)

Οι τιμές της μέγιστης λογαριθμικής πιθανοφάνειας των δύο μοντέλων είναι πολύ κοντά, -181.1126 και -181.0597 για το μοντέλο των 8 και των 7 παραμέτρων, αντίστοιχα, και οι τιμές του *AIC* είναι 378.225 και 376.119, αντίστοιχα. Επομένως, και με βάση το κριτήριο *AIC* καταλληλότερο για την περιοχή των Ιονίων Νήσων είναι το μοντέλο σύμφωνα με το οποίο η σεισμικότητα της Λευκάδας δεν επηρεάζεται από τη σεισμικότητα της Κεφαλονιάς ενώ η Κεφαλονιά αποδιεγείρεται από τη γένεση σεισμών της γειτονικής Λευκάδας.

Για έναν επιπλέον έλεγχο της συμπεριφοράς του μοντέλου και της προσαρμογής στα δεδομένα, μπορούμε να αυξήσουμε το ελάχιστο κατώφλι μεγέθους σε M_{th} =5.5, που επιτρέπεται λόγω του μεγάλου πλήθους των δεδομένων. Το πλήθος των σεισμών με $M \ge 5.5$ είναι 51, εκ των οποίων οι 32 στην Κεφαλονιά και οι 19 στη Λευκάδα. Οι τιμές των παραμέτρων που εκτιμήθηκαν με τη βοήθεια της μεθόδου BFGS παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.18. Όμοια με την περίπτωση όπου το κατώφλι μεγέθους είναι ίσο με 5.2, οι παράμετροι μεταφοράς είναι θετικές, υποδεικνύοντας αποδιέγερση από τη μία υποπεριοχή στην άλλη (Σχήμα 2.26). Ωστόσο, η c_{12} είναι περίπου 5 φορές μεγαλύτερη

από τη c₂₁. Η c₂₁ είναι μεν θετική, αλλά η τιμή 0 βρίσκεται στο κέντρο του διαστήματος εμπιστοσύνης. Αυτή η συμπεριφορά αποτυπώνεται και στην καμπύλη της συνάρτησης κινδύνου στην περίπτωση της Λευκάδας όπου η αποδιέγερση που οφείλεται στη γένεση ενός σεισμού στην Κεφαλονιά είναι ανεπαίσθητη.



Σχήμα 2.26. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.5 που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ. (a) Κεφαλονιά (b) Λευκάδα. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με κόκκινες (Κεφαλονιά) και πορτοκαλί γραμμές (Λευκάδα).

Γι' αυτόν τον λόγο θα διερευνηθεί αν είναι καλύτερη η απόδοση του μοντέλου με τις 7 εκτιμώμενες παραμέτρους με τον περιορισμό η c_{21} να είναι ίση με 0. Η εκτίμηση των παραμέτρων φαίνεται στον Πίνακα 2.19. Η συμπεριφορά του μοντέλου είναι παρόμοια τόσο με την περίπτωση του μοντέλου των 8 παραμέτρων όσο και με την αντίστοιχη περίπτωση όπου το κατώφλι είναι ίσο με 5.2, καθώς η παράμετρος c_{22} είναι περίπου 6 φορές μεγαλύτερη από τη c_{11} . Οι παράμετροι a_i είναι αρνητικές, χωρίς η απόλυτη τιμή τους να είναι πολύ μεγάλη, κάτι που οφείλεται στο γεγονός ότι στην αρχή της περιόδου μελέτης παρατηρείται έντονη σεισμικότητα και επομένως η περιοχή είναι φορτισμένη. Αυτός είναι ο λόγος που στο Σχήμα 2.27 οι καμπύλες ξεκινάνε από υψηλές τιμές.

Πίνακας 2.19. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με τον περιορισμό $c_{21}=0$ σε σεισμούς με $M \ge 5.5$ που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	-0.7319	0.4339	(-1.4458, -0.0181)
a 2	-0.3875	0.5190	(-1.2413, 0.4662)
<i>b</i> 1	0.0092	1.1941	(0.0013, 0.0656
<i>b</i> 2	0.0314	0.4395	(0.0152, 0.0648)
C ₁₁	0.4848	2.5887	(0.0068, 34.2818)
C12	2.2920	4.1017	(-4.4552, 9.0394)
C 22	3.1929	0.1887	(2.3408, 4.3552)



Σχήμα 2.27. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.5 που έγιναν στις Κεντρικές Ιονίους Νήσους από το 1911 έως το 2018, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ με τον περιορισμό *c*₂₁=0. (a) Κεφαλονιά (b) Λευκάδα. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με κόκκινες (Κεφαλονιά) και πορτοκαλί γραμμές (Λευκάδα).

Με βάση το κριτήριο AIC, το μοντέλο των 7 παραμέτρων έχει καλύτερη απόδοση από αυτό των 8 παραμέτρων, καθώς ΔAIC=254.0518-253.0274=1.0244. Επομένως, είτε χρησιμοποιώντας ως κατώφλι μεγέθους το M_{th} =5.2 είτε το M_{th} =5.5, η περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα σύμφωνα με το μοντέλο απελευθέρωσης τάσης που υποθέτει ότι η γένεση ενός σεισμού στην περιοχή της Λευκάδας προκαλεί αποδιέγερση στην περιοχή της Κεφαλονιάς, ενώ η σεισμικότητα της Λευκάδας είναι ανεξάρτητη από τη γένεση σεισμών στην Κεφαλονιά.

2.3.4. Εφαρμογή στο Βόρειο Αιγαίο

2.3.4.1. Εισαγωγή

Στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου, δεν έχει επιχειρηθεί μέχρι το 2021 κάποια εφαρμογή του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης, παρόλο που είναι μία περιοχή πλούσια σε δεδομένα που ενδείκνυται για μοντελοποίηση με πολλές παραμέτρους.

2.3.4.2. Δεδομένα

Λόγω του μικρού πλήθους των εκτιμώμενων παραμέτρων του ΑΜΑΤ δεν απαιτείται μεγάλο πλήθος δεδομένων για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων. Κατ' αντιστοιχία με τις υπόλοιπες περιοχές, αρχικά εξετάζεται το σύνολο των σεισμών με $M \ge 6.0$ που έγιναν από το 1911 ως το 2018 (Σχήμα 2.28). Όταν διερευνώνται οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ υποπεριοχών, κατά την εφαρμογή του ΣΜΑΤ, απαιτείται μεγαλύτερο πλήθος δεδομένων και ως εκ τούτου κρίνεται απαραίτητο να μειωθεί το κατώφλι των μεγεθών των σεισμών σε M_{th} =5.2. Η επικεντρική τους κατανομή φαίνεται στο Σχήμα 2.29.



Σχήμα 2.28. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το 1911 έως το 2018.



Σχήμα 2.29. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το 1911 έως το 2018.

2.3.4.3 Εφαρμογή του ΑΜΑΤ

Για την εφαρμογή του AMAT το σύνολο δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε αρχικά είναι 14 σεισμοί με $M \ge 6.0$ που έγιναν μεταξύ 1911 και 2018. Η χρονική κατανομή των μεγεθών τους αποτυπώνεται στο Σχήμα 2.30 με ροζ γραμμές. Στην αρχή της περιόδου μελέτης, παρατηρείται σχετική ησυχία, με μεγάλα διαστήματα ανάμεσα στους σεισμούς. Συγκεκριμένα, τη γένεση ενός σεισμού με M6.7 το 1912 ακολούθησε ένας σεισμός με M6.9τριάντα δύο χρόνια αργότερα, το 1944. Μέχρι το 1960 έγιναν μόνο τρεις σεισμοί με $M \ge 6.0$. Στη συνέχεια παρατηρείται πιο έντονη σεισμικότητα με συστάδες.

North Aegean - Mth=6.0 - 1911-2018



Σχήμα 2.30. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο των σεισμών με Μ≥6.0 που έγιναν στο Βόρειο Αιγαίο από το 1911 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Οι εκτιμώμενες παράμετροι του AMAT, όπως προκύπτουν με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας, φαίνονται στον Πίνακα 2.20. Η παράμετρος *a* είναι αρνητική, με το 90% διάστημα εμπιστοσύνης να περιέχει μόνο αρνητικές τιμές. Η τιμή *α*=-3.8936 είναι συγκρίσιμη με την αντίστοιχη εκτιμώμενη τιμή για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, γεγονός που επιβεβαιώνεται από τη χαμηλή σεισμική δραστηριότητα που υπήρχε και σε εκείνη την περιοχή στην αρχή της περιόδου μελέτης. Έτσι, το γράφημα της συνάρτησης κινδύνου χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές στα πρώτα χρόνια της υπό μελέτη περιόδου. Οι αυξομειώσεις στη σεισμικότητα περιγράφονται από την παράμετρο *b*. Η εκτιμώμενη τιμή είναι μεγάλη με αποτέλεσμα να επιτρέπει μεγάλες αυξήσεις στη λ(*t*) στα μεσοδιαστήματα μεγάλων σεισμών. Ο ρυθμός φόρτισης επιπλέον φαίνεται πως είναι αρκετά μεγάλος ώστε να επιτυγχάνεται γρήγορη επαναφόρτιση της περιοχής που έχει ως αποτέλεσμα τη γένεση σεισμών με *M*≥6.0 σε σύντομα μεταξύ τους χρονικά διαστήματα. Όσο για την αποδοτικότητα του μοντέλου, σε σύγκριση πάντα με το μοντέλο Poisson, η διαφορά στις τιμές των *AIC* είναι Δ*AIC=AIC_P-AIC_{SRM}*=87.206-86.031=1.175 υπέρ του AMAT.

Πίνακας 2.20. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του ΑΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥6.0 που έγιναν στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά Σφάλματα	90% Διαστήματα Εμπιστοσύνης
а	-3.8936	1.0808	(-5.6716, -2.1156)
b	0.0719	0.0364	(0.0120, 0.1319)
С	1.4158	0.2152	(1.0617, 1.7699)

Κατ' αντιστοιχία με τις άλλες περιοχές μελέτης εξετάστηκε στη συνέχεια η προσαρμογή του μοντέλου στα δεδομένα του Βορείου Αιγαίου από το 1845 έως το 2018. Αν τεθεί το κατώφλι *M*6.3, το μέγεθος του δείγματος είναι *N*=24. Η χρονική κατανομή των σεισμών έχει αποτυπωθεί στο Σχήμα 2.31, όπως επίσης και η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης για το προσαρμοζόμενο AMAT. Η έντονη σεισμική δραστηριότητα που παρατηρείται έως το 1900 είναι υπεύθυνη για τις συγκριτικά υψηλές τιμές της $\lambda(t)$ στην αρχή της περιόδου. Το τμήμα της $\lambda(t)$ για το χρονικό διάστημα μετά το 1911 έχει παρόμοια μορφή με αυτή που αποτυπώνεται στο Σχήμα 2.30. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι δεν έγιναν πολλοί σεισμοί στο εύρος μεγεθών [6.0, 6.2] σε αυτό το χρονικό διάστημα. Αυτό είναι ένεδειξηι ότι και στις δύο περιπτώσεις τα εκτιμώμενα μοντέλα προσαρμόζονται καλά στα δεδομένα. Η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας είναι log*L*=-62.861 και επομένως η τιμή του *AIC*_{SRM} είναι 144.668. Η αντίστοιχη τιμή *AIC* για το μοντέλο Poisson είναι χαμηλότερη, *AIC*_P=145.088, ευνοώντας έτσι και πάλι την εφαρμογή του AMAT.

North Aegean - Mth=6.3 - 1845-2018



Σχήμα 2.31. Υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένη στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥6.3 που έγιναν στο Βόρειο Αιγαίο από το 1845 έως το 2018. Η διακεκομμένη πράσινη γραμμή αντιστοιχεί στο μέσο επίπεδο γένεσης του μοντέλου Poisson. Η χρονική κατανομή των σεισμών αποτυπώνεται με ροζ γραμμές.

Πίνακας 2.21. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων του ΑΜΑΤ για σεισμούς του Βορείου
Αιγαίου που έγιναν από το 1845 έως το 2018 με διάφορα κατώφλια μεγέθους και
αντίστοιχος βαθμός προβλεψιμότητας σε σχέση με το βασικό επίπεδο που παρέχεται
από το μοντέλο Poisson.

Κατώφλι	Πλήθος	Εκτιμώ			
μεγέθους <i>Mth</i>	σεισμών	а	b	С	ΔAIC/N
6.3	24	-1.5368	0.0421	2.7834	0.0174
6.4	23	-1.6596	0.0504	3.2819	0.0534
6.5	21	-1.5178	0.0458	4.1635	0.0518
6.6	20	-1.4433	0.0468	5.1203	0.0830
6.7	17	-1.5160	0.0436	6.7607	0.0635
6.8	14	-1.9975	0.0423	8.6991	0.0367
6.9	10	-2.4554	0.0862	12.2587	0.4175

Το σχετικά μεγάλο πλήθος σεισμών αυτής της χρονικής περιόδου μας επιτρέπει να προχωρήσουμε σε διερεύνηση των τιμών των παραμέτρων και της μεταβλητότητας τους για διαφορετικά κατώφλια μεγεθών. Οι εφαρμογές πραγματοποιήθηκαν ανεβάζοντας κάθε φορά το κατώφλι κατά ΔM =0.1 χρησιμοποιώντας σεισμούς που έγιναν την ίδια χρονική περίοδο, δηλαδή από το 1845 έως το 2018. Όλες οι σχετικές πληροφορίες παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.21. Οι τάσεις που ακολουθούν οι τιμές των παραμέτρων δεν είναι ξεκάθαρες. Αυτό ίσως οφείλεται στο μικρό μέγεθος των δειγμάτων και ως εκ τούτου δεν μπορούν να εξαχθούν ασφαλή αποτελέσματα. Για την παράμετρο *c* ωστόσο η τάση είναι σαφής. Όσο αυξάνεται το κατώφλι μεγέθους και μειώνεται το πλήθος των σεισμών κι επομένως ο ρυθμός φόρτισης, τόσο μεγαλώνει η παράμετρος *c*. Ο βαθμός προβλεψιμότητας $\Delta AIC/N$ είναι μεγαλύτερος στην περίπτωση που M_{th} =6.9.

2.3.4.4. Εφαρμογή του ΣΜΑΤ

Στην περίπτωση του ΣΜΑΤ θα ακολουθηθεί μία διαφορετική προσέγγιση, η οποία αποτελεί μία συστηματική μεθοδολογία για την αναγνώριση του καλύτερου μοντέλου (Bebbington & Harte, 2003). Η μέθοδος αυτή ενδείκνυται ιδιαίτερα στην περίπτωση που υπάρχει μεγάλος αριθμός υποπεριοχών και επομένως πολλών παραμέτρων. Τα βασικά ζητήματα που τίθενται αφορούν την τεκτονική φόρτιση και τις πιθανές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των υποπεριοχών.

Η διάκριση της περιοχής του Βορείου Αιγαίου σε τέσσερις μικρότερες υποπεριοχές βασίστηκε στους Leptokaropoulos et al. (2012) που έλαβαν υπόψη χαρακτηριστικά όπως το μέγεθος πληρότητας, τον τύπο διάρρηξης και την κατεύθυνση της ολίσθησης. Έτσι, οι τέσσερις υποπεριοχές είναι οι εξής: 1. Σποράδες, 2. Τάφρος του Βορείου Αιγαίου (NAT), 3. Κεντρική περιοχή, 4. Χίος-Λέσβος. Το σύνολο δεδομένων περιλαμβάνει τους επιφανειακούς σεισμούς (βάθος ≤40km) με M≥5.2 που έγιναν από το 1911 ως το 2018. Η κάθε υποπεριοχή περιλαμβάνει n_1 =32, n_2 =28, n_3 =15, και n_4 =25 σεισμούς, αντίστοιχα. Η επικεντρική κατανομή των 100 σεισμών απεικονίζεται στο Σχήμα 2.32.

Για κάθε εφαρμογή με k υποπεριοχές, υπάρχουν k(k+2) ενδεχόμενες παράμετροι και $2^{k(k+2)}$ πιθανά μοντέλα. Στην προκειμένη περίπτωση, αν θεωρηθούν όλες οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των υποπεριοχών, οι εκτιμώμενες παράμετροι είναι 24. Για την εύρεση του καταλληλότερου συνδυασμού και την αποφυγή υπερπροσαρμογής, το πρώτο βήμα περιλαμβάνει την εξέταση και σύγκριση των μοντέλων. Από τη μία υπάρχει ένας ενιαίος ρυθμός φόρτισης $\rho = \rho_1 = \rho_2 = \rho_3 = \rho_4$ και από την άλλη τέσσερις παράμετροι

124

ελεύθερες για εκτίμηση. Σε αυτό το βήμα δεν λαμβάνεται υπόψη καμία σύνδεση μεταξύ των υποπεριοχών. Οι αλληλεπιδράσεις θα διερευνηθούν μόνο αφού λυθεί το θέμα των ίσων ή άνισων ρυθμών φόρτισης.



Σχήμα 2.32. Επικεντρική κατανομή των επιφανειακών σεισμών με Μ≥5.2 που έγιναν στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου από το 1911 έως το 2018. Η διάκριση των υποπεριοχών είναι η εξής: 1. Σποράδες, 2. Τάφρος του Βορείου Αιγαίου (ΝΑΤ), 3. Κεντρική περιοχή, 4. Χίος-Λέσβος.

Η εφαρμογή των τεσσάρων ΑνΜΑΤ με διαφορετικούς ρυθμούς φόρτισης για την κάθε υποπεριοχή έχει ως αποτέλεσμα τις 12 εκτιμώμενες παραμέτρους που παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.22. Η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας του μοντέλου προκύπτει ως άθροισμα των τεσσάρων τιμών της λογαριθμικής πιθανοφάνειας, δηλαδή ΣlogL=-237.336. Η τιμή του *AIC* αντίστοιχα είναι ίση με *AIC*=498.672. Αν θεωρήσουμε έναν ενιαίο ρυθμό φόρτισης, προκύπτουν οι παράμετροι του Πίνακα 2.23. Σε αυτή την περίπτωση η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας είναι logL=-237.918 και αντίστοιχα η τιμή του *AIC* είναι ίση με *AIC*=493.837. Αυτό

σημαίνει ότι το δεύτερο μοντέλο των εννέα παραμέτρων (baseline model), είναι ανώτερο από το πρώτο και οι όποιες αλληλεπιδράσεις εξεταστούν θα είναι στη βάση των ίσων ρυθμών φόρτισης.

Πίνακας 2.22. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων από την εφαρμογή των τεσσάρων ΑνΜΑΤ στις τέσσερις υποπεριοχές του Βορείου Αιγαίου θεωρώντας τέσσερις διαφορετικούς ρυθμούς φόρτισης.

	Υποπεριοχή 1	Υποπεριοχή 2	Υποπεριοχή 3	Υποπεριοχή 4
а	-1.819	-2.698	-2.828	-1.935
b	0.017	0.034	0.018	0.028
С	0.904	0.443	0.277	0.987
πλήθος	22	20	15	25
σεισμών	32	28	15	25
logL	-69.710	-61.929	-43.625	-62.071

Πίνακας 2.23. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων από την εφαρμογή του AMAT στις τέσσερις περιοχές του Βορείου Αιγαίου θεωρώντας τον ίδιο ρυθμό φόρτισης.

Παράμετρος	Εκτίμηση
<i>a</i> ₁	-1.7793
a 2	-2.5827
a 3	-2.6557
a 4	-1.7759
b 1	0.0131
b_2	0.0398
b 3	0.0214
b 4	0.0098
<i>C</i> ₁ = <i>C</i> ₂ = <i>C</i> ₃ = <i>C</i> ₄ = <i>C</i>	0.6010

Στη συνέχεια εξετάζονται μοντέλα όπου επιτρέπονται αλληλεπιδράσεις μεταξύ των τεσσάρων υποπεριοχών. Στην περίπτωση του Βορείου Αιγαίου δεν επιτρέπονται

αλληλεπιδράσεις της περιοχής 4 ούτε με την περιοχή 1 ούτε με την περιοχή 2, καθώς παρεμβάλλεται ανάμεσα τους η περιοχή 3 και θεωρούμε ότι η γένεση ενός σεισμού θα επηρέαζε πρώτα τη γειτονική περιοχή. Πρακτικά, επομένως, αποκλείονται όλα τα μοντέλα που περιλαμβάνουν τις αλληλεπιδράσεις *c*₁₄, *c*₄₁, *c*₂₄ και *c*₄₂. Ο πίνακας των πιθανών αλληλεπιδράσεων είναι ο εξής

$$C = \begin{pmatrix} c & c_{12} & c_{13} & 0 \\ c_{21} & c & c_{23} & 0 \\ c_{31} & c_{32} & c & c_{34} \\ 0 & 0 & c_{43} & c \end{pmatrix}.$$

Ο ελάχιστος αριθμός παραμέτρων είναι 9 και ο μέγιστος, στην περίπτωση που εδραιωθούν οι σχέσεις μεταξύ τους, είναι 17. Καλύτερο θεωρείται ένα μοντέλο που έχει μικρότερο *AIC* από το baseline model. Στον Πίνακα 2.24 παρουσιάζονται επιγραμματικά τα καλύτερα μοντέλα, καθένα από τα οποία ξεπερνάει σε απόδοση το βασικό μοντέλο. Το καλύτερο από αυτά είναι εκείνο όπου η γένεση ενός σεισμού στην υποπεριοχή 2 επηρεάζει την υποπεριοχή 3, και αντίστροφα, όπως επίσης και η γένεση ενός σεισμού επιδρά στη σεισμικότητα της υποπεριοχής 3.

Μοντέλο	Αριθμός παραμέτρων	AIC
c ₂₃ ≠0, c ₃₂ ≠0 και c ₃₄ ≠0	12	486.488
$c_{23} \neq 0, c_{31} \neq 0, c_{32} \neq 0, c_{34} \neq 0$ $\kappa \alpha \iota c_{43} \neq 0$	13	488.177
c ₂₃ ≠0, c ₃₂ ≠0, c ₃₄ ≠0 και c ₄₃ ≠0	13	488.482
c ₂₃ ≠0 και c ₃₄ ≠0	11	488.913
<i>c</i> ₂₃ ≠0	10	491.237
c ₂₃ ≠0 και c ₃₂ ≠0	11	491.934
<i>c</i> ₃₄ ≠0	10	492.059
c ₃₂ ≠0	10	492.576

Πίνακας 2.24. Μοντέλα στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου στην περίπτωση 4 υποπεριοχών με καλύτερη απόδοση από το βασικό

Συγκεκριμένα, στον Πίνακα 2.25 παρουσιάζονται οι εκτιμώμενες παράμετροι του καλύτερου μοντέλου, τα τυπικά σφάλματα και τα 90% διαστήματα εμπιστοσύνης. Από την εκτίμηση των παραμέτρων προκύπτει ότι η παράμετρος *c*₂₃ είναι αρνητική και επομένως η γένεση ενός σεισμού στην υποπεριοχή 3 διεγείρει τη σεισμικότητα στην

υποπεριοχή 2 ενώ αντιθέτως, η παράμετρος c₃₂ είναι θετική, δηλαδή η γένεση ενός σεισμού στην υποπεριοχή 2 αποδιεγείρει την υποπεριοχή 3. Επίσης, διαπιστώνεται η μεγάλη επίδραση της σεισμογένεσης στην περιοχή 4 πάνω στην περιοχή 3, που αφορά διέγερση.

Πίνακας 2.25. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων, τυπικά σφάλματα και 90% διαστήματα εμπιστοσύνης από την εφαρμογή του καταλληλότερου ΣΜΑΤ σε σεισμούς με *M*≥5.2 που έγιναν στον Βόρειο Αιγαίο από το 1911 έως το 2018.

Παράμετροι	Εκτιμήσεις	Τυπικά σφάλματα	90% Διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	-1.8180	0.4694	(-2.5903, -1.0458)
<i>a</i> ₂	-2.8326	0.5834	(-3.7923, -1.8728)
<i>a</i> ₃	-3.4768	0.9989	(-5.1201, -1.8335)
<i>a</i> ₄	-1.5545	0.3048	(-2.0560, -1.0530)
b_1	0.0207	0.7200	(0.0063, 0.0676)
b_2	0.0366	0.4020	(0.0018, 0.0710)
b_3	0.0100	0.6913	(0.0032, 0.0311)
b_4	0.0093	1.5188	(0.0007, 0.1131)
$c_{11} = c_{22} = c_{33} = c_{44} = c$	1.1371	0.3218	(0.6696, 1.9310)
C ₂₃	-0.7080	0.3887	(-1.3475, -0.0684)
C ₃₂	1.4311	1.6550	(-1.2913, 4.1537)
C ₃₄	-4.4993	3.4652	(-10.1996, 1.2009)

Οι αντίστοιχες συναρτήσεις κινδύνου για όλες τις περιοχές παριστάνονται στο Σχήμα 2.33. Όπως αναμενόταν, η σεισμογένεση της περιοχής 1 δεν επηρεάζεται ούτε επηρεάζει τις άλλες υποπεριοχές. Η περιοχή 2 διεγείρεται από σεισμούς που γίνονται στην περιοχή 3 (πράσινες γραμμές), ενώ λόγω της κατασκευής του μοντέλου, ένας σεισμός που γίνεται στην περιοχή 2, προκαλεί αποφόρτιση και συνοδεύεται από πτώση στην καμπύλη της $\lambda_2(t)$. Η περιοχή 3 αποφορτίζεται όταν γίνεται ένας σεισμός στην ίδια την περιοχή λόγω της πτώσης τάσης, αλλά και όταν γίνεται ένας σεισμός στην περιοχή 2, που δικαιολογείται μέσω της μεταφοράς τάσης, εξαιτίας της θετικής τιμής της παραμέτρου c_{32} . Αντιθέτως φορτίζεται όταν γίνεται ένας σεισμός στην περιοχή 4, όπως υποδηλώνει η αρνητική τιμή της παραμέτρου c_{34} . Η σεισμογένεση της περιοχής 4





Σχήμα 2.33. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με *M*≥5.2 που έγιναν στο Βόρειο Αιγαίο από το 1911 έως το 2018. Η χρονική κατανομή των σεισμών για τις τέσσερις υποπεριοχές αποτυπώνεται με κόκκινες, κίτρινες, πράσινες και μωβ γραμμές, αντίστοιχα.

Τα ανωτέρω αποτελέσματα θα μπορούσαν να υποδεικνύουν ότι η υποπεριοχή 1 δρα ανεξάρτητα από τις υπόλοιπες. Επειδή όμως πρόκειται για μικρές περιοχές, μία άλλη επιλογή είναι η σύμπτυξη τους, η ενοποίηση της υποπεριοχής 1 με τη 2 (νέα υποπεριοχή 1) και της υποπεριοχής 3 με την 4 (νέα υποπεριοχή 2). Και σε αυτή την περίπτωση, εξετάζεται πρώτα αν οι ρυθμοί φόρτισης που τις χαρακτηρίζουν θα πρέπει να θεωρηθούν ίσοι ή άνισοι.

Αν οι ρυθμοί φόρτισης θεωρηθούν άνισοι, το μοντέλο με μηδενικές αλληλεπιδράσεις αποτελείται από 6 παραμέτρους, ενώ το αντίστοιχο με ίσους ρυθμούς φόρτισης από 5 παραμέτρους. Αυτό με το χαμηλότερο *ΑΙC* θα αποτελεί το βασικό μοντέλο. Οι εκτιμώμενες παράμετροι για τα δύο μοντέλα παρουσιάζονται στους πίνακες 2.26 και 2.27, αντίστοιχα. Από την εφαρμογή τους προκύπτει ότι το μοντέλο με το χαμηλότερο *AIC* (350.928 έναντι 351.224) είναι αυτό όπου θεωρούμε έναν ενιαίο ρυθμό φόρτισης για τις δύο περιοχές.

Πίνακας 2.26. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων από την εφαρμογή των ΑνΜΑΤ στις δύο ενοποιημένες περιοχές του Βορείου Αιγαίου θεωρώντας δύο διαφορετικούς ρυθμούς φόρτισης.

Παράμετρος	Εκτίμηση	Τυπικά σφάλματα	90% διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	-1.5554	0.4146	(-2.2374, -0.8733)
<i>a</i> ₂	-1.3754	0.3617	(-1.9705, -0.7802)
b_1	0.0273	0.5535	(0.0110, 0.0680)
b_2	0.0073	0.9490	(0.0001, 0.0352)
C ₁₁	0.3221	0.4270	(0.1595, 0.6502)
C ₂₂	0.0627	3.7250	(0.0001, 28.7831)

Πίνακας 2.27. Εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων από την εφαρμογή του ΜΑΤ στις δύο ενοποιημένες περιοχές του Βορείου Αιγαίου θεωρώντας τον ίδιο ρυθμό φόρτισης.

Παράμετρος	Εκτίμηση	Τυπικά σφάλματα	90% διαστήματα εμπιστοσύνης
<i>a</i> ₁	-1.5773	0.4115	(-2.2542, -0.9002)
<i>a</i> ₂	-1.5331	0.4462	(-2.2671, -0.7992)
b_1	0.0339	0.3723	(0.0184, 0.0626)
b_2	0.0234	0.7059	(0.0073, 0.0747)
<i>C</i> ₁₁₌ <i>C</i> ₂₂ = <i>C</i>	0.4017	0.1443	(0.3168, 0.5093)

Στη συνέχεια γίνεται διερεύνηση των αλληλεπιδράσεων. Τα πιθανά μοντέλα είναι τρία, αυτό στο οποίο υπάρχει επίδραση της σεισμικότητας της δεύτερης περιοχής στην πρώτη, το αντίστροφο και η περίπτωση κατά την οποία η αλληλεπίδραση είναι αμφίδρομη. Στις δύο πρώτες περιπτώσεις τα μοντέλα έχουν έξι παραμέτρους ενώ στην τρίτη εφτά. Πληροφορίες για τις εκτιμώμενες παραμέτρους και τις μέγιστες τιμές της λογαριθμικής πιθανοφάνειας και του κριτηρίου *AIC* δίνονται στον Πίνακα 2.28. Καλύτερο είναι το μοντέλο 2, δηλαδή αυτό στο οποίο η γένεση ενός σεισμού στην περιοχή 1 επηρεάζει τη σεισμικότητα της περιοχής 2. Πιο συγκεκριμένα, η περιοχή 2 αποδιεγείρεται όταν γίνεται ένας σεισμός στη γειτονική περιοχή. Οι συναρτήσεις κινδύνου για τις δύο περιοχές με βάση το καλύτερο μοντέλο αποτυπώνονται στο Σχήμα 2.34.

Όσον αφορά τη σύγκριση με το μοντέλο Poisson, η τιμή του AIC που προκύπτει από την εφαρμογή στις δύο υποπεριοχές είναι ίση με AIC_P=351.994, γεγονός που υποδεικνύει ότι το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα σε σχέση με το μοντέλο Poisson.

Πίνακας 2.28. Εκτιμώμενες τιμές παραμέτρων των πιθανών μοντέλων απελευθέρωσης τάσης από την εφαρμογή τους σε σεισμούς με *M*≥5.2 που έγιναν στο Βόρειο Αιγαίο από το 1911 έως το 2018.

Παράμετρος	Μοντέλο 1	Μοντέλο 2	Μοντέλο 3
<i>a</i> ₁	-1.6032	-1.5452	-1.5888
<i>a</i> ₂	-1.6896	-1.6081	-1.8686
<i>b</i> ₁	0.0250	0.0267	0.0243
b 2	0.0280	0.0296	0.0422
<i>C</i> ₁₁ = <i>C</i> ₂₂ = <i>C</i>	0.3836	0.3150	0.2130
C 12	-0.1057	-	0.0304
C ₂₁	-	0.1366	0.2621
logL	-169.782	-169.438	-169.693
AIC	351.565	350.876	351.387



Σχήμα 2.34. Υπό συνθήκη συναρτήσεις έντασης ως προς τον χρόνο, προσαρμοσμένες στον κατάλογο των σεισμών με M≥5.2 που έγιναν στο Βόρειο Αιγαίο από το 1911 έως το 2018. Η χρονική κατανομή των σεισμών για τις δύο υποπεριοχές αποτυπώνεται με φούξια και τιρκουάζ γραμμές, αντίστοιχα.

Σε κάθε περίπτωση κανένα από τα μοντέλα που αφορούν τέσσερις υποπεριοχές δεν ξεπερνά σε απόδοση κανένα από τα μοντέλα όπου ο διαχωρισμός αφορά δύο υποπεριοχές. Ενδεχομένως αυτή η παρατήρηση σχετίζεται με το γεγονός ότι ο διαχωρισμός αφορά μικρές σε μέγεθος περιοχές και προκαλείται υπερ-προσαρμογή λόγω των πολλών προς εκτίμηση παραμέτρων.

2.4. Ενσωμάτωση των αποτελεσμάτων και Συζήτηση

Κατά τη διερεύνηση του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης δόθηκε ιδιαίτερη σημασία σε υπολογιστικά ζητήματα. Για την εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου χρησιμοποιείται η μέθοδος μέγιστης πιθανοφάνειας. Η μεθοδολογία για την εύρεση του βέλτιστου συνδυασμού παραμέτρων που οδηγεί στο ολικό και όχι σε κάποιο τοπικό μέγιστο περιλαμβάνει τη δημιουργία ενός πυκνού πλέγματος προκειμένου να ελεγχθούν εκατομμύρια αρχικά σημεία. Μετά την ενδελεχή διερεύνηση του παραμετρικού χρόνου, χρησιμοποιείται μία μέθοδος βελτιστοποίησης τύπου Newton, η BFGS, προκειμένου να επιτευχθεί σύγκλιση. Η βελτιστοποίηση μάλιστα περιλαμβάνει περιορισμούς προκειμένου κάποιες από τις εκτιμώμενες παραμέτρους να κινούνται σε ορισμένο εύρος.

Ένα άλλο σημείο στο οποίο εστιάζει η μεθοδολογία είναι η εκτίμηση των παραμέτρων, όχι σε σημείο, όπως συνηθίζεται στη βιβλιογραφία, αλλά σε διάστημα. Με αυτόν τον τρόπο ποσοτικοποιούνται οι αβεβαιότητες και είναι εφικτό να εδραιωθεί το είδος των αλληλεπιδράσεων. Για παράδειγμα, αν το διάστημα εμπιστοσύνης που αφορά μία παράμετρο μεταφοράς περιλαμβάνει μόνο θετικές τιμές μπορούμε να θεωρήσουμε ότι η σχετική επίδραση αφορά προφανώς αποδιέγερση. Αντιθέτως, αν το διάστημα εμπιστοσύνης που είναι εμπιστοσύνης που αφορά προφανώς αποδιέγερση.

Διερευνήθηκε επιπλέον η μεταβλητότητα των παραμέτρων, τροποποιώντας τα κατώφλια μεγέθους των σεισμών. Σε γενικές γραμμές έχει διαπιστωθεί ότι αυξάνοντας το κατώφλι των μεγεθών, βελτιώνεται η απόδοση των μοντέλων. Ωστόσο, θα πρέπει να επιτευχθεί συμβιβασμός μεταξύ του ελάχιστου μεγέθους των σεισμών που περιλαμβάνονται σε κάθε σύνολο δεδομένων και του πλήθους των δεδομένων που αναπόφευκτα μειώνεται όσο αυξάνεται το κατώφλι.

Έγινε εμβάθυνση στη βασική συνάρτηση που περιγράφει τη στοχαστική συμπεριφορά της διαδικασίας, την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης. Οι εφαρμογές περιλαμβάνουν μία υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης εκθετικής μορφής, όπως συνηθίζεται στη βιβλιογραφία. Εντάχθηκε ακόμη στο μοντέλο μία μορφή τύπου Weibull, ως εναλλακτική, προκειμένου να ελεγχθεί αν μπορεί να βελτιωθεί η απόδοση του μοντέλου. Αν και τα αποτελέσματα είναι παρόμοια με αυτά της εκθετικού τύπου τελικά προκύπτει ότι δεν υπάρχει λόγος να υιοθετηθεί η καινούρια μορφή. Κι αυτό γιατί με αυτόν τον τρόπο εντάσσονται στο μοντέλο περισσότερες παράμετροι - δέκα αντί για οχτώ – που αυξάνουν την πολυπλοκότητά του αλλά όχι και την πληροφορία που προσφέρει.

Προτάθηκε επιπρόσθετα μία τροποποίηση του Μοντέλου Απελευθέρωσης Τάσης, όπου διερευνάται η μνήμη της σημειακής διαδικασίας με βάση μία καινούρια μορφή για την υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης. Στην αρχική εκδοχή του μοντέλου, η συνάρτηση κινδύνου λαμβάνει υπόψη της σε κάθε χρονική στιγμή όλη την ιστορία της διαδικασίας. Στο προτεινόμενο μοντέλο, γίνεται έλεγχος της μνήμης της διαδικασίας, ώστε η γένεση ενός επερχόμενου σεισμού να μην εξαρτάται από όλη την ιστορία αλλά μόνο από ένα περιορισμένο πλήθος *m* προηγούμενων αφίξεων. Το μοντέλο εφαρμόστηκε στην περίπτωση του Κορινθιακού Κόλπου για ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς με *M*≥5.2 και διαπιστώθηκε ότι η μνήμη της διαδικασίας είναι ίση με *m*=6, δηλαδή η γένεση κάθε σεισμού επηρεάζεται από τους έξι προηγούμενους. Τα αποτελέσματα είναι παρόμοια με αυτά που προέκυψαν από το AMAT, με όρους του κριτηρίου πληροφορίας *AIC*, ευνοώντας ωστόσο το AMAT. Με το προτεινόμενο μοντέλο μειώνεται το υπολογιστικό κόστος, καθώς αφού βρεθεί η μνήμη, δεν είναι απαραίτητη η γνώση όλων των προηγούμενων σεισμών, αλλά μόνο κάποιων προηγούμενων. Πρέπει να τονιστεί όμως ότι η εύρεση της μνήμης δεν είναι τετριμμένη διαδικασία, αλλά απαιτεί τη διερεύνηση πολλών αναδρομικών βημάτων. Έχει ενδιαφέρον να ελεγχθεί μελλοντικά αν αλλάζοντας το ελάχιστο μέγεθος των σεισμών που περιλαμβάνονται στα δεδομένα τροποποιείται και ο βαθμός της μνήμης. Γενικότερα, αναμένεται ότι αυξάνοντας το κατώφλι, θα μειωθεί η μνήμη της διαδικασίας, καθώς οι ισχυροί σεισμοί μπορούν να θεωρηθούν ανεξάρτητοι.

Προτάθηκαν ακόμη διάφοροι τρόποι διερεύνησης των αλληλεπιδράσεων μεταξύ υποπεριοχών στο Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης. Για παράδειγμα, με βάση το διάστημα εμπιστοσύνης είναι δυνατόν να διαπιστώσουμε αν όλες οι πιθανές τιμές των εκτιμώμενων αλληλεπιδράσεων είναι είτε θετικές είτε αρνητικές και κατ' επέκταση αν ο τρόπος που η σεισμικότητα μίας περιοχής επηρεάζει την άλλη είναι σαφώς ορισμένος. Ένας άλλος τρόπος περιλαμβάνει τον διαχωρισμό σε πολλές υποπεριοχές και τον έλεγχο με στατιστικά κριτήρια αν μπορεί να θεωρηθεί ο κατάλληλος ή αν είναι προτιμότερο να συμπτυχθούν οι υποπεριοχές για αποφυγή υπερ-προσαρμογής. Από τις πλέον κατάλληλες στρατηγικές για να εξεταστεί το είδος των αλληλεπιδράσεων, είναι να εισάγονται a priori περιορισμοί στο μοντέλο, οι οποίοι θα μπορούν να παράσχουν τις απαραίτητες πληροφορίες περιορίζοντας ταυτόχρονα τον παραμετρικό χώρο ή ακόμα καλύτερα τον αριθμό των παραμέτρων. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η εφαρμογή του σεισμικού μοντέλου μεταφοράς τάσης που μέσω των υπολογισμών των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb ΔCFF μπορεί να προκαθορίσει αν η γένεση ενός σεισμού επιταχύνεται ή επιβραδύνεται εξαιτίας ενός σεισμού που γίνεται σε μία γειτονική περιοχή. Με αυτόν τον τρόπο πληρούται ο στόχος της στοχαστικής μοντελοποίησης σεισμών που είναι ο συνδυασμός των μαθηματικών εργαλείων με τη φυσική διαδικασία της σεισμογένεσης.

Κεφάλαιο 3 - Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (ETAS)

3.1. Εισαγωγή

Η αλληλεπίδραση μεταξύ των σεισμών διερευνάται μέσω της ανάπτυξης στοχαστικών μοντέλων τα οποία έχουν εφαρμοστεί τις τελευταίες δεκαετίες σε μια προσπάθεια να καλυφθεί το κενό μεταξύ φυσικών και στατιστικών μοντέλων (Vere-Jones et al., 2005). Στα μοντέλα αυτά, οι χωροχρονικές σημειακές διαδικασίες θεωρούνται οι πλέον κατάλληλες προς την κατεύθυνση της ποσοτικοποίησης και τη διερεύνησης της σεισμικής συσταδοποίησης (earthquake clustering), δηλαδή του αυξανόμενου ρυθμού σεισμικότητας που παρατηρείται σε μικρά χρονικά και χωρικά παράθυρα σε σύγκριση με το μακροπρόθεσμο μοτίβο σεισμογένεσης.

Είναι ευρέως αποδεκτό ότι η σεισμική δραστηριότητα αυξάνεται μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού για σημαντικό χρονικό διάστημα (Utsu et al., 1995) και για μεγάλες αποστάσεις, 2 έως 3 φορές μεγαλύτερες από το μήκος της διάρρηξης (Kagan & Jackson, 1998; Dreger & Savage, 1999). Κατά την εξέλιξη μιας σεισμικής ακολουθίας, όταν το μέγεθος ενός σεισμού είναι μικρότερο από αυτό του προηγούμενου, τότε αυτός θεωρείται μετασεισμός. Πρόκειται όμως για έναν ορισμό αρκετά αυθαίρετο και η διάκριση μεταξύ του κύριου σεισμού, του προσεισμού και του μετασεισμού δεν είναι τετριμμένη διαδικασία. Είναι χρήσιμο και αναγκαίο επομένως να αναπτυχθούν μοντέλα που δεν προϋποθέτουν τέτοια διάκριση κατά τη διερεύνηση ιδιοτήτων της συμπεριφοράς της σεισμικότητας. Οι μετασεισμοί άλλωστε αποτελούν το μεγαλύτερο μέρος ενός σεισμικού καταλόγου και μία εις βάθος ανάλυση της γένεσής τους μπορεί να συμβάλει στην κατανόηση του σεισμικού κύκλου.

Ο Ogata (1988) εισήγαγε ένα μοντέλο στο οποίο δεν απαιτείται διάκριση μεταξύ κύριων σεισμών και μετασεισμών, μεταξύ ανεξάρτητων ή σεισμών που προκαλούνται από άλλους (triggered), καθώς ο καθένας, ανεξάρτητα από το μέγεθος του, θεωρείται ικανός να παράγει τους δικούς του απογόνους (μετασεισμούς). Το Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου (Epidemic-Type Aftershock Sequence; ETAS), που ονομάστηκε έτσι κατ' αναλογία με την εξάπλωση των επιδημιών, ανήκει στην κατηγορία των αυτοδιεγειρούμενων (self-exciting) διαδικασιών Hawkes (Hawkes & Oakes, 1974). Στο μοντέλο αυτό κάθε σεισμός θεωρείται ότι έχει τη δική του μετασεισμική ακολουθία. Αυτή η θεώρηση ισχύει και για τους μετασεισμούς

3.2. Μεθοδολογία

3.2.1. Περιγραφή του Μοντέλου Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού Τύπου

Το μοντέλο ΕΤΑS προέρχεται από τον τροποποιημένο νόμο του Omori (modified Omori law), σύμφωνα με τον οποίο η συχνότητα γένεσης των μετασεισμών να ακολουθεί αντίστροφο νόμο δύναμης (inverse power law). Για τους μετασεισμούς του κύριου σεισμού του 1891 με *M*_s8.0 του Nobi, ο Omori (1894) προσπάθησε να προσαρμόσει έναν νόμο εκθετικής απόσβεσης στα δεδομένα, αλλά χωρίς να λάβει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Αντ' αυτού βρήκε ότι ο αριθμός των μετασεισμών στη μονάδα του χρόνου προσαρμοζόταν καλά στην εξίσωση

$$n(t) = K(t+c)^{-1},$$
(3.1)

όπου t είναι ο χρόνος που πέρασε από τη γένεση του κύριου σεισμού, και K και c είναι σταθερές. Η παράμετρος K συνδέεται με την παραγωγικότητα (productivity) της μετασεισμικής ακολουθίας και εκφράζει τον αριθμό των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από το μέγεθος πληρότητας M_{cut} που έχουν προκληθεί από έναν σεισμό με μέγεθος M_{cut} . Μία μεγάλη εκτιμώμενη τιμή της παραμέτρου K, επομένως, σημαίνει ότι αναμένονται πολλοί μετασεισμοί (De Arcangelis et al., 2014; Seif et al., 2017). Η φυσική προέλευση της παραμέτρου c έχει γίνει αντικείμενο έντονης συζήτησης (Kagan, 2004; Helmstetter et al., 2005; Lippiello et al., 2007, 2012). Η παράμετρος c ερμηνεύεται συνήθως ως σφάλμα (artifact) εξαιτίας της μη πληρότητας του καταλόγου στην αρχή της μετασεισμοί δεν καταγράφονται στον κατάλογο είτε επειδή κρύβονται στην κυματο-ουρά (coda wave) του κύριου σεισμού είτε επειδή δεν ανιχνεύονται λόγω της μεγάλης συχνότητας γένεσης μετασεισμών μεγαλύτερου μεγέθους (Kagan & Knopoff, 1981; Utsu et al., 1995; Helmstetter et al., 2005). Η εκτίμηση της παραμέτρου c επηρεάζεται από το μέγεθος του δείγματος, το οποίο μεταβάλλεται με το μέγεθος πληρότητας (Seif et al., 2017).

Ο Utsu (1957) βρήκε ότι η μείωση του αριθμού των μετασεισμών ήταν λίγο πιο γρήγορη από αυτή που προβλέπεται από τη σχέση (3.1), προτείνοντας τη σχέση

$$n(t) = K(t+c)^{-p},$$
(3.2)

που αποτελεί τον τροποποιημένο νόμο του Omori (modified Omori law). Ουσιαστικά στην αρχική θεώρηση του Omori, η παράμετρος *p* ήταν ίση με 1. Οι Utsu et al. (1995) αναθεώρησαν τις τιμές της *p* για περισσότερες από 200 μετασεισμικές ακολουθίες. Βρήκαν ότι κυμαίνεται μεταξύ 0.6 και 2.5 με διάμεσο ίση με 1.1, ενώ δεν βρέθηκε σχέση

που να συνδέει τις *p*-τιμές με τα μεγέθη των κύριων σεισμών. Πειραματικά, έχει βρεθεί ότι ο εκθέτης *p* μεταβάλλεται για διαφορετικές μετασεισμικές ακολουθίες (Wiemer & Katsumata, 1999), αλλά οι τυπικές τιμές κυμαίνονται κοντά στο 1 (Reasenberg et al., 1994). Μεγάλες διακυμάνσεις γύρω από αυτή την τιμή θα μπορούσαν να αποδοθούν κυρίως στην αναποτελεσματικότητα της διαδικασίας αποσυσταδοποίησης (declustering procedure) (De Arcangelis et al., 2014). Ο ρυθμός γένεσης των μετασεισμών μειώνεται γρηγορότερα όσο η τιμή της *p* μεγαλώνει.

Μερικές φορές ωστόσο, η μετασεισμική δραστηριότητα δεν προσαρμόζεται καλά στον τροποποιημένο νόμο του Omori, ιδιαίτερα στις περιπτώσεις όπου ισχυροί μετασεισμοί παράγουν δευτερεύοντες ισχυρούς μετασεισμούς μέσα στη μετασεισμική ακολουθία, όπως έδειξαν οι Guo & Ogata (1997) και οι Ogata et al. (2003). Έτσι, ο Ogata (1988), χρησιμοποιώντας τον τροποποιημένο νόμο του Omori, πρότεινε ότι όχι μόνο οι ισχυροί μετασεισμοί αλλά κάθε σεισμός του καταλόγου μπορεί να παράγει τους δικούς του μετασεισμούς. Η υπό συνθήκη συνάρτηση έντασης του προτεινόμενου μοντέλου δίνεται από τη σχέση

$$\lambda(t|H_t) = \Pr\{N(t, t + dt) > 0|H_t\} = \mu + \sum_{t_i < t} \frac{K_i}{(t - t_i + c)^{p'}}$$
(3.3)

όπου η σταθερά μ αντιπροσωπεύει τον κανονικό ρυθμό γένεσης σεισμών (background occurrence rate), κάθε όρος στο άθροισμα αντιπροσωπεύει τη συνεισφορά των μετασεισμών από κάθε σεισμό στον ρυθμό γένεσης και *t*_i είναι ο χρόνος γένεσης του *i*-οστού σεισμού. Η σταθερά *K*_i εξαρτάται από το μέγεθος του *i*-οστού σεισμού με τέτοιο τρόπο ώστε

$$K_i = K_0 e^{a(m-m_0)}, (3.4)$$

όπου m_0 είναι το μέγεθος αναφοράς και K_0 είναι μια σταθερά που αντιπροσωπεύει την παραγωγικότητα των μετασεισμών, δηλαδή την ένταση (ή δραστηριότητα) της γένεσης μετασεισμών ανεξάρτητα από το μέγεθος του κύριου σεισμού. Η παράμετρος *a* περιγράφει την ικανότητα των σεισμών να διεγείρουν μετασεισμούς, ως συνάρτηση του μεγέθους. Μία μεγάλη τιμή της παραμέτρου *a* σημαίνει ότι οι μεγάλοι σεισμοί προκαλούν πολλούς μετασεισμούς. Μία μικρή τιμή της παραμέτρου *a*υπονοεί σχετικά μεγαλύτερη ικανότητα των μικρών σεισμών να προκαλέσουν μετασεισμούς. Οι σμηνοσεισμοί μοντελοποιούνται συνήθως με μικρότερη τιμή της *a* από αυτή της σεισμικότητας υποβάθρου (Hainzl & Ogata, 2005).

Επομένως, η σχέση (3.4) γίνεται

$$\lambda(t|H_t) = \mu + K_0 \sum_{t_i < t} \frac{e^{a(m_i - m_0)}}{(t - t_i + c)^p},$$
(3.5).

Εισάγοντας τη συνάρτηση για την κατανομή των μεγεθών, η πλήρης μορφή του μοντέλου είναι

$$\lambda(t, m | H_t) = s(m) \left[\mu + K_0 \sum_{t_i < t} \frac{e^{a(m_i - m_0)}}{(t - t_i + c)^p} \right],$$
(3.6)

όπου $s(m) = \beta e^{-\beta(m-m_0)}, m \ge m_0$ είναι η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της σχέσης Gutenberg-Richter, όπου β είναι μία χαρακτηριστική παράμετρος κάθε σεισμογενούς περιοχής, που θεωρείται προσεγγιστικά ανεξάρτητη του χρόνου και του χώρου και συνδέεται με την τιμή b με τη σχέση $\beta = b \ln 10$. Το μοντέλο που χαρακτηρίζεται από αυτή τη σχέση ονομάστηκε από τον Ogata (1988) ETAS.

Υιοθετώντας μία παρόμοια θεώρηση με το χρονικό μοντέλο ΕΤΑS ο Ogata (1998) επέκτεινε το μοντέλο προτείνοντας το χωρο-χρονικό μοντέλο ΕΤΑS με βάση τη σχέση

$$\lambda(t, x, y) = \mu(x, y) + \sum_{i:t_i < t} g_{\varphi}(t - t_i, x - x_i, y - y_i, m_i).$$
(3.7)

Η συνάρτηση απόκρισης (response function) ορίζεται ως εξής

$$g_{\varphi}(t, x, y, m) = k(m)g(t)f(x, y|m),$$
 (3.8)

όπου

$$k(m) = Ae^{a(m-m_0)}$$
(3.9)

είναι ο αναμενόμενος αριθμός μετασεισμών που παράχθηκαν από έναν κύριο σεισμό μεγέθους *m*,

$$g(t) = \frac{p-1}{c} \left(1 + \frac{t}{c}\right)^{-p}$$
(3.10)

είναι η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της χρονικής κατανομής των μετασεισμών, και

$$f(x, y|m) = \frac{1}{\pi\sigma(m)} f\left(\frac{x^2 + y^2}{\sigma(m)}\right)$$
(3.11)

είναι η συνάρτηση πυκνότητας που δίνει τις θέσεις των μετασεισμών σε σχέση με ένα σεισμό μεγέθους *m*.

Κατ' αντιστοιχία με το χρονικό μοντέλο, η πλήρης μορφή δίνεται από τη σχέση

$$\lambda(t, x, y, m) = s(m)\lambda(t, x, y), \qquad (3.12)$$

 $\mu\varepsilon s(m) = \beta e^{-\beta(m-m_0)}$

Οι ερευνητές γενικά συμφωνούν για τις μορφές της παραγωγικότητας και της χρονικής απόσβεσης, οι μορφές που προτείνονται ωστόσο για τη συνάρτηση του χώρου f(x, y|m) ποικίλλουν στη βιβλιογραφία (Zhuang et al., 2002, 2004, 2005; Ogata & Zhuang, 2006; Hainzl et al., 2008; Werner et al., 2011).

Βασιζόμενοι στην υπόθεση ότι κάθε σεισμός είναι πιθανό να έχει διεγερθεί από όλους τους προηγούμενους και ότι κάθε σεισμός μπορεί να διεγείρει επακόλουθους σεισμούς σύμφωνα με τη σχετική τους απόσταση (χρόνου και χώρου), οι Console & Murru (2001) πρότειναν ένα χωρο-χρονικό μοντέλο βραχυπρόθεσμης συσταδοποίησης που δίνει τον αναμενόμενο ρυθμό γένεσης σεισμών σε κάθε σημείο στις διαστάσεις θέσης-χρόνου-μεγέθους. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι αντί να χρησιμοποιείται ως μηδενική υπόθεση το μοντέλο Poisson έναντι πιο σύνθετων υποθέσεων, είναι προτιμότερο να υιοθετείται το χωρο-χρονικό μοντέλο ΕΤΑS που χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη πιθανοφάνεια.

Οι Console et al. (2003) βελτίωσαν τη μορφή του μοντέλου θεωρώντας τους σεισμούς ως την πραγματοποίηση μίας σημειακής διαδικασίας με κάθε σεισμό να χαρακτηρίζεται από τις συντεταγμένες της θέσης, του χρόνου και του μεγέθους (*x*, *y*, *t*, *m*), ενώ η συνιστώσα του βάθους *z* παραλείπεται χάριν απλότητας και λόγω της μεγάλης αβεβαιότητας που τη διέπει. Η σεισμικότητα παριστάνεται ως υπέρθεση των αυθόρμητων (spontaneous) και των διεγειρόμενων από άλλους (triggered) σεισμών. Ο αναμενόμενος ρυθμός των σεισμών, λαμβάνοντας υπόψη την επιρροή των προηγούμενων, δίνεται από τη σχέση

• •

$$\lambda(x, y, t, m) = f_r \lambda_0(x, y, m) + \sum_{i=1}^N H(t - t_i) \lambda_i(x, y, t, m)$$
(3.13)

Στην παραπάνω σχέση

 f_r είναι ένας παράγοντας που ονομάζεται "failure rate" και αποτελεί ένα μέτρο της αναλογίας των σεισμών που μπορούν να θεωρηθούν πραγματικά ανεξάρτητοι και αντιπροσωπεύουν την "αυθόρμητη σεισμικότητα υποβάθρου (spontaneous background seismicity)" του καταλόγου.

 $\lambda_0(x, y, m)$ είναι η αμετάβλητη ως προς τον χρόνο κανονική σεισμικότητα

 t_i είναι ο χρόνος γένεσης του i-οστού σεισμού στο σύνολο των N σεισμών

H(t) είναι η συνάρτηση βήματος (step function), τέτοια ώστε H(t) = 0 για $t \le 0$ και H(t) = 1 για t > 0, και

λ_i(x, y, t, m) είναι ο πυρήνας (kernel) των προηγούμενων σεισμών που εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού, τη χωρική απόσταση και το χρονικό διάστημα μεταξύ του σεισμού και του χρονικού σημείου που ενδιαφερόμαστε.

Ο πρώτος και ο δεύτερος όρος στη δεξιά πλευρά της εξίσωσης (3.13) αντιπροσωπεύουν την "ανεξάρτητη" και την "προκαλούμενη" σεισμικότητα, αντίστοιχα, σε πιθανοθεωρητικούς όρους, χωρίς να χρειάζεται να ξεχωρίσουμε τη φύση κάθε σεισμού. Ο ρυθμός γένεσης που αντιστοιχεί σε κάθε σημείο του χρόνου-χώρου αποτελείται από την υπέρθεση και των δύο συνιστωσών. Αυτό σημαίνει ότι κάθε σεισμός δεν είναι απόλυτα είτε εξαρτημένος είτε ανεξάρτητος, αλλά συνδέεται με όλους τους προηγούμενους σεισμούς και την σεισμικότητα υποβάθρου, σύμφωνα με διαφορετικά βάρη.

Η αυθόρμητη "κανονική" σεισμικότητα ακολουθεί το νόμο Gutenberg-Richter (G-R)

$$\lambda_0(x, y, m) = \mu_0(x, y)\beta e^{-\beta(m-m_0)},$$
(3.14)

όπου $\mu_0(x, y)$ είναι η χωρική πυκνότητα των σεισμών με μεγέθη $m \ge m_0$, όπου m_0 είναι το μέγεθος αποκοπής. Η εξίσωση (3.14) θεωρεί τους μετασεισμούς ανεξάρτητες και ισόνομες τυχαίες μεταβλητές (independent and identically distributed; iid). Η επιλογή του m_0 δεν είναι κρίσιμη, αρκεί το σύνολο δεδομένων πάνω από αυτή την τιμή να είναι πλήρες.

Υποθέτουμε ότι η συνεισφορά κάθε προηγούμενου σεισμού (x_i, y_i, m_i, t_i) στο ρυθμό γένεσης των επόμενων σεισμών $(t < t_i)$ αποσυντίθεται σε τρεις όρους που αντιπροσωπεύουν τις κατανομές του χρόνου, του χώρου και του μεγέθους, αντίστοιχα, ως εξής

$$\lambda_i(x, y, t, m) = Kh(t - t_i)\beta e^{-\beta(m - m_i)} f(x - x_i, y - y_i),$$
(3.15)

όπου *K* είναι μια σταθερή παράμετρος, ενώ *h*(*t*) και *f*(*x*, *y*) είναι η συνάρτηση του χρόνου και του χώρου, αντίστοιχα.

Η εξάρτηση από τον χρόνο δίνεται από τον τροποποιημένο νόμο του Omori (Ogata, 1983)

$$h(t) = (p-1)c^{p-1}(t-c)^{-p}, p > 1,$$
(3.16)

όπου c και p είναι χαρακτηριστικές παράμετροι της διαδικασίας και κανονικοποιείται έτσι ώστε $\int_0^\infty h(t) dt = 1.$

Η χωρική κατανομή της προκαλούμενης σεισμικότητας μοντελοποιείται μέσω μίας συνάρτησης $f(x - x_i, y - y_i)$, που έχει κυκλική συμμετρία γύρω από το σημείο με συντεταγμένες (x_i, y_i) που είναι η θέση του σεισμού με μέγεθος m_i και κανονικοποιείται στο 1. Σε πολικές συντεταγμένες (r, θ) η συνάρτηση αυτή μπορεί να γραφεί

$$f(r,\theta) = \frac{(q-1)}{\pi} \frac{d^{2(q-1)}}{(r^2+d^2)^{q'}},$$
(3.17)

όπου r είναι η απόσταση του (x, y) από το (x_i, y_i) , $d = d_0 e^{a(m_i - m_0)}$ με d_0 την χαρακτηριστική απόσταση διέγερσης (characteristic triggering distance) για ένα σεισμό μεγέθους m_i και α είναι μία ελεύθερη παράμετρος. Επομένως, οι d και q είναι δύο προς εκτίμηση ελεύθερες παράμετροι της χωρικής κατανομής. Όπως έχει αναφερθεί προηγουμένως, για τη χωρική κατανομή μπορούν να βρεθούν αρκετές σχέσεις που έχουν προταθεί και χρησιμοποιηθεί τα τελευταία 20 χρόνια.

Η παράμετρος *a* σχετίζεται με την αποτελεσματικότητα των σεισμών να παράγουν μετασεισμούς. Υψηλή τιμή της παραμέτρου υπονοεί ότι πολλοί μετασεισμοί παράγονται από έναν ισχυρό σεισμό. Για παράδειγμα, αν θεωρήσουμε το λόγο της παραγωγικότητας ενός μικρού (*M*₁) σε σχέση με έναν μεγάλο (*M*₂) σεισμό έχουμε

$$\frac{Ke^{a(M_2-M_0)}}{Ke^{a(M_1-M_0)}} = e^{a(M_2-M_1)}, \, \mu\epsilon M_2 > M_1 \quad .$$
(3.18)

Αν *a*=2.3 (τιμή που αντιστοιχεί σε *a*=β=blog10, με *b*=1), ένας σεισμός με μέγεθος 7.0 παράγει περίπου 99 φορές περισσότερους σεισμούς από έναν σεισμό *M*5, ενώ αν *a*=1.3 παράγει μόνο 13 φορές περίπου τους σεισμούς ενός *M*5 σεισμού. Η τιμή του *a* αποτελεί ένα αμφιλεγόμενο ζήτημα στη βιβλιογραφία, σχετικά με το αν $a \approx \beta$. Βασιζόμενοι στις περισσότερες μελέτες παρατήρησης που βρίσκουν ότι *a*<β κατά την εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου ETAS μέσω της μεθόδου μέγιστης πιθανοφάνειας (Ogata, 1998; Console et al., 2003; Ogata & Zhuang, 2006; Wang et al., 2010; Chu et al., 2011) αφήνουμε το *a* ως ελεύθερη παράμετρο.

Επομένως, οι προς εκτίμηση παράμετροι είναι οι: K (συντελεστής παραγωγικότητας), d_0 (χαρακτηριστική απόσταση διέγερσης), q (εκθέτης της χωρικής κατανομής των προκαλούμενων σεισμών), a (εκθέτης του νόμου των μεγεθών), c (σταθερά του χρόνου του γενικευμένου νόμου Omori) και p (εκθέτης του γενικευμένου νόμου Omori). Η αναλογία των αυθόρμητων σεισμών, f_r , δεν είναι ελεύθερη παράμετρος, αλλά περιορίζεται από τη συνθήκη τα δύο μέλη της εξίσωσης 3.13 να είναι ίσα, δηλαδή ο συνολικός αριθμός των αναμενόμενων σεισμών για ένα συγκεκριμένο σύνολο δεδομένων να είναι ίσος με τον αριθμό των παρατηρούμενων σεισμών. Η b-τιμή θεωρείται σταθερή για την υπό μελέτη περιοχή και εκτιμάται ανεξάρτητα από τις άλλες παραμέτρους.

Όσο για τη χωρική κατανομή υποβάθρου, υιοθετείται μία μέθοδος επαναλαμβανόμενης προσαρμογής που προτάθηκε από τους Console et al. (2010a). Πρόκειται για παρόμοια μεθοδολογία με αυτή που προτάθηκε από τους Zhuang et al. (2002) και τους Marsan & Longliné (2008). Σε αυτήν που εφαρμόζεται στην παρούσα διατριβή, προκειμένου να εκτιμηθεί ο ρυθμός υποβάθρου (background rate) χρησιμοποιείται ο αλγόριθμος του Frankel (1995)

$$\widetilde{N}_{k} = \frac{\sum_{l} N_{l} \exp(-\frac{\Delta_{kl}^{2}}{d^{2}})}{\sum_{l} \exp(-\frac{\Delta_{kl}^{2}}{d^{2}})},$$
(3.19)

όπου N_l είναι ο αριθμός των σεισμών σε κάθε κυψελίδα με κέντρο τον κόμβο l, Δ_{kl} είναι η απόσταση μεταξύ των κόμβων k και l, και d είναι μία ελεύθερη παράμετρος. Χρησιμοποιώντας τη σχέση (3.15) δημιουργείται μία γεωγραφική κατανομή του σεισμικού ρυθμού σε κάθε κόμβο k του κανονικού πλέγματος. Στη συνέχεια, προκειμένου να αποκτήσουμε μία συνεχή συνάρτηση, υπολογίζεται μία μοναδική τιμή της $\mu_0(x, y)$ με παρεμβολή μεταξύ των τεσσάρων κελιών των οποίων τα κέντρα περιβάλλουν το σημείο (x, y). Ο κατάλογος χωρίζεται σε δύο μέρη και η παράμετρος d καθορίζεται μεγιστοποιώντας την πιθανοφάνεια της σεισμικότητας που αφορά το δεύτερο μισό του καταλόγου με βάση το μοντέλο που λαμβάνεται από το πρώτο μισό. Το χαρακτηριστικό αυτής της μεθόδου είναι ότι η διάκριση μεταξύ ενός αυθόρμητου και ενός προκαλούμενου από άλλον σεισμού γίνεται στατιστικά. Αντί να αφαιρούμε σεισμούς από τον κατάλογο, σε κάθε σεισμό αντιστοιχίζεται στο μοντέλο ΕΤΑS.

Ως ένα πρώτο βήμα, η μέγιστη πιθανοφάνεια των ελεύθερων παραμέτρων βρίσκεται χρησιμοποιώντας την αρχική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας (smoothed seismicity) $\lambda_0(x, y, m)$. Στη συνέχεια, υπολογίζεται η πιθανότητα ανεξαρτησίας p_i , ως ο λόγος μεταξύ της ανεξάρτητης συνιστώσας $f_r\lambda_0(x_i, y_i, m_i)$ και του ρυθμού $\lambda(x_i, y_i, m_i, t_i)$ για κάθε σεισμό *i*. Μία νέα κατανομή $\lambda_0(x, y, m)$ υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τα βάρη p_i ως πολλαπλασιαστικό παράγοντα για κάθε σεισμό και διαιρώντας με f_r έτσι ώστε η κατανομή να κανονικοποιηθεί στον συνολικό αριθμό των σεισμών του καταλόγου. Η νέα κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας χρησιμοποιείται για την εύρεση ενός νέου συνόλου. Η ίδια διαδικασία ακολουθείται για όσες επαναλήψεις χρειαστεί μέχρι να επιτευχθεί σύγκλιση.

Είναι γενικά αποδεκτό ότι ο έλεγχος μίας υπόθεσης πρόγνωσης (forecasting hypothesis) θα πρέπει να πραγματοποιείται σε ένα σύνολο δεδομένων τελείως διαφορετικό από αυτό που επιστρατεύεται κατά την ανάπτυξη της υπόθεσης. Γι' αυτόν τον λόγο κατά την εφαρμογή του μοντέλου ΕΤΑS ο κατάλογος θα πρέπει να χωρίζεται σε δύο διαφορετικές μεταξύ τους περιόδους, μία για την εκμάθηση (learning period)και μία για τον έλεγχο (testing period) της υπόθεσης.

3.2.2. Αξιολόγηση του μοντέλου

Ένα μοντέλο, προκειμένου να θεωρηθεί έγκυρο, θα πρέπει να συνοδεύεται από αυστηρούς ελέγχους που να αξιολογούν και αποτιμούν τα αποτελέσματά του (Console, 2001). Η μέτρηση της αποτελεσματικότητας μίας πρόγνωσης σεισμού μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη βοήθεια της μεθόδου Pattern Informatics (PI) που ποσοτικοποιεί χρονικές μεταβολές στη σεισμικότητα (Holliday et al., 2005, 2006a, b). Σε αυτή τη μεθοδολογία ο χώρος-χρόνος χωρίζεται σε κυψελίδες, καθεμία από τις οποίες περιλαμβάνει την "εμφάνιση (occurrence)" ή "όχι εμφάνιση (non-occurrence)" ενός σεισμού. Πρόκειται για μία δυαδική προσέγγιση στην οποία κάθε πρόβλεψη έχει δύο πιθανά αποτελέσματα ("αληθής" ή "ψευδής") που επιτρέπουν τη δημιουργία ενός 2x2

	Παρατηρούμενοι		
Προβλεπόμενοι	Ναι	Όχι	
Ναι	а	b	
Όχι	d	С	

Πίνακας 3.1. Πίνακας συνάφειας

Διαβάζοντας από πάνω αριστερά και σύμφωνα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού η ταξινόμηση των αποτελεσμάτων στις κυψελίδες γίνεται ως εξής

a αριθμός των επιτυχημένων προγνώσεων για τη γένεση σεισμού

b αριθμός των εσφαλμένων συναγερμών

c αριθμός των επιτυχημένων προγνώσεων για τη μη γένεση σεισμού και

d αριθμός των σεισμών που δεν προβλέφθηκαν

Τα αποτελέσματα του πίνακα μπορούν να ερμηνευθούν σύμφωνα με τα παρακάτω

a+b συνολικός αριθμός των κυψελίδων που περιέχουν συναγερμό

a+d συνολικός αριθμός των κυψελίδων που περιέχουν σεισμούς που πράγματι καταγράφηκαν

b+c συνολικός αριθμός των κυψελίδων χωρίς καθόλου σεισμούς

c+d συνολικός αριθμός των κυψελίδων χωρίς καθόλου συναγερμούς

e=*a*+*b*+*c*+*d* συνολικός αριθμός των γεωγραφικών κυψελίδων πολλαπλασιασμένων με τον αριθμό των χρονικών διαστημάτων (time bins)

Ακολουθώντας την ορολογία που εισήχθη από τους Holliday et al. (2005), χρησιμοποιούμε τους όρους Hit Rate (*H*; Ρυθμός επιτυχιών) και False Alarm Rate (*F*; Ρυθμός Εσφαλμένων Συναγερμών) που ορίζονται ως εξής

$$H = a/(a+d)$$
, (3.20)

που αποτελεί το κλάσμα των σεισμών που έγιναν σε κυψελίδες με συναγερμό, και

$$F = b/(b+c),$$
 (3.21)

το κλάσμα των εσφαλμένων συναγερμών στις κυψελίδες στις οποίες δεν αντιστοιχεί σεισμός.

Η ερμηνεία του Η αντιστοιχεί στην αξιοπιστία (Reliability)(Matthews & Reasenberg, 1988; Rhoades & Evison, 1989), η οποία είναι η πιθανότητα να έχει προηγηθεί του σεισμού μία προειδοποίηση.

Στην περίπτωση που ο αλγόριθμος πρόβλεψης εκφράζεται με όρους πιθανοτήτων ή αναμενόμενων ρυθμών, όπως στην περίπτωση του μοντέλου ΕΤΑS, είναι απαραίτητο να μετατρέψουμε τις πιθανότητες πρόγνωσης σε δυαδικές προβλέψεις ορισμένες από κάποιο κατώφλι πιθανότητας. Το αποτέλεσμα του ελέγχου παράγει ένα μοναδικό σημείο στο διάγραμμα ROC, που προκύπτει σχεδιάζοντας για διάφορα κατώφλια τις τιμές *H* ως προς τις τιμές *F*. Θεωρείται πως μία μέθοδος πρόγνωσης λειτουργεί καλά όταν *H*>*F* ενώ η διαγώνιος *H*=*F* αντιστοιχεί σε τυχαίες προβλέψεις.

Ένας άλλος έλεγχος που προκύπτει από τον πίνακα συνάφειας είναι το *R*αποτέλεσμα (Hanssen & Kuipers, 1965) που βασίζεται στην ποσότητα

$$R = \frac{a}{a+b} - \frac{d}{c+d} \tag{3.22}$$

που περιγράφει τη διαφορά μεταξύ της αναλογίας των επιτυχών προβλέψεων και αυτών που απέτυχαν να προβλεφθούν. Οι τιμές του *R* κυμαίνονται μεταξύ -1 και 1, όπου -1 σημαίνει ότι όλες οι προβλέψεις είναι λανθασμένες, 1 ότι όλες οι προβλέψεις είναι σωστές, περιλαμβανομένων των θετικών και των αρνητικών, και η τιμή 0 αντιστοιχεί σε τυχαίες προβλέψεις. Για να έχει νόημα μία πρόβλεψη θα πρέπει *R*>0. Βασιζόμενοι σε μία παρόμοια ιδέα, οι Shi et al. (2001) εφάρμοσαν την προσέγγιση του *R*-αποτελέσματος υιοθετώντας μία εναλλακτική σχέση με παρόμοια ερμηνεία:

$$R' = \frac{a}{a+d} - \frac{b}{b+c} \tag{3.23}$$
Το κέρδος πιθανοτήτων (probability gain) χρησιμοποιείται επίσης για να μετρηθεί η αποτελεσματικότητα της διαδικασίας πρόγνωσης ως συνάρτηση του ρυθμού των εσφαλμένων συναγερμών *F*. Αυτή η παράμετρος ορίστηκε από τον Aki (1981) ως ο λόγος ρυθμού επιτυχίας προς το μέσο ρυθμό γένεσης

$$G = (a/(a+d)) \cdot e/(a+b) = H \cdot e/(a+b).$$
(3.24)

Η τιμή του G κυμαίνεται μεταξύ 0 και ∞ και σχετίζεται με την τιμή του R – αποτελέσματος ως εξής: όταν η τιμή του G τείνει στο ∞ , η τιμή του R πηγαίνει στο 1, όταν G=1 τότε R=0, και όταν G=0, τότε R=-1.

Ένας επιπρόσθετος τρόπος αξιολόγησης του μοντέλου είναι μέσω του branching ratio, *ρ*, που εκφράζει τον μέσο αριθμό απευθείας απογόνων που παράγονται από έναν σεισμό (Sornette & Helmstetter 2002; Sornette & Werner 2005a). Ακολουθώντας την ορολογία των Console et al. (2013) ορίζεται ως εξής

$$\rho = \frac{\kappa\beta}{\beta - a} = \frac{\kappa b \ln 10}{b \ln 10 - a}.$$
(3.25)

Πρόκειται για ένα δείκτη ευστάθειας του μοντέλου που δείχνει αν οι εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων χαρακτηρίζονται ως λογικές ή όχι (Zhuang et al., 2012). Όταν ρ <1, τότε το μοντέλο είναι ευσταθές (stable) και στάσιμο (stationary). Πρακτικά σημαίνει ότι κάθε σεισμός παράγει λιγότερους από έναν απογόνους και η σεισμικότητα φθίνει. Αντιθέτως όταν ρ >1, η διαδικασία είναι εκρηκτικού τύπου (explosive) και παράγει περισσότερους από έναν πρωτογενείς (primary) μετασεισμούς υποδεικνύοντας ότι η σεισμικότητα αυξάνει εκθετικά με το χρόνο (De Arcangelis et al., 2016).

3.3. Εφαρμογές

3.3.1. Εφαρμογή στον Ελληνικό χώρο και την ευρύτερη περιοχή

3.3.1.1. Εισαγωγή

Η Ελλάδα παρουσιάζει υψηλούς ρυθμούς σεισμικότητας (έχουν υπολογιστεί από τις μεγαλύτερες τιμές έκλυσης σεισμικής ροπής παγκοσμίως από τους Papazachos et al., 1997), με συχνή γένεση ισχυρών σεισμών (19 σεισμοί με *M*≥6.0 από το 2008 ως το 2018). Η πρώτη προσέγγιση που αφορούσε τη μελέτη μικρής κλίμακας σεισμικότητας εφαρμόστηκε μόλις το 2006 από τον Console και τους συνεργάτες του, οι οποίοι έλεγξαν αναδρομικά την απόδοση του μοντέλου ETAS χρησιμοποιώντας έναν κατάλογο σεισμών, με διάρκεια από το 1966 έως το 2002.

Οι Kourouklas et al. (2020) διερεύνησαν μέσω ενός μοντέλου επιδημικού τύπου τα χαρακτηριστικά συσταδοποίησης της σεισμικότητας στην Ελλάδα από το 2008 έως το 2018 τόσο στον χρόνο όσο και στον χώρο. Το αρχικό τους μοντέλο υποεκτιμά την παρατηρούμενη σεισμικότητα και εμφανίζεται ασταθές υποδεικνύοντας ένα μοντέλο εκρηκτικού τύπου με άπειρο ρυθμό απόσβεσης. Η υποεκτίμηση αποδίδεται στη γένεση 5 σεισμών με $M \ge 6.0$ που έγιναν στον Ελληνικό χώρο κατά τη διάρκεια του 2008, με συνέπεια τον ιδιαίτερα αυξημένο ρυθμό σεισμικότητας. Αφαιρώντας αυτό το τμήμα του καταλόγου, το εκτιμώμενο μοντέλο από το 2009 έως το 2018 βρίσκεται σε συμφωνία με την παρατηρούμενη σεισμικότητα. Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν ότι η σεισμική δραστηριότητα στον Ελληνικό χώρο είναι σε μεγάλο βαθμό συσταδοποιημένη με τους περισσότερους σεισμούς να θεωρείται ότι έχουν προκληθεί από άλλους.

3.3.1.2. Δεδομένα

Παρόλο που στις υπόλοιπες εφαρμογές που αφορούν το μοντέλο ΕΤΑS, θα χρησιμοποιηθούν κατάλογοι σεισμικότητας από το 2008, στην περίπτωση του Ελληνικού χώρου, λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα των Kourouklas et al. (2020), το δείγμα δεδομένων περιλαμβάνει σεισμούς που έγιναν από το 2010έως σήμερα. Η περιοχή μελέτης ορίζεται από τα γεωγραφικά πλάτη 34.0°-42°N και τα γεωγραφικά μήκη 19.0°-29.5°E. Το μέγεθος πληρότητας υπολογίζεται με τη μέθοδο καλής προσαρμογής (goodness-of-fit; GFT) των Wiemer & Wyss (2000). Η τιμή της παραμέτρου *b* υπολογίζεται με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας που προτάθηκε από τον Aki (1965) και είναι ίση με *b*=1.029 (Σχήμα 3.1). Ως αποτέλεσμα, το μέγεθος πληρότητας είναι ίσο με M_c =2.7 και το σύνολο δεδομένων περιλαμβάνει *n*=29267 επιφανειακούς (h≤50 km) σεισμούς που έγιναν από την 1^η Ιανουαρίου 2010 έως τις 31 Μαΐου 2017. Η επικεντρική τους κατανομή φαίνεται στο Σχήμα 3.2.



Σχήμα 3.1. Καθορισμός του μεγέθου πληρότητας, *M_c*, μέσω της μεθόδου GFT για τους σεισμούς μεταξύ Ιανουαρίου 2010 και και Μαΐου 2017 που έγιναν στον ελληνικό χώρο. **a.** Διάγραμμα υπολοίπων μεταξύ της παρατηρούμενης συχνότητας μεγεθών και της καλύτερης προσαρμογής ενός νόμου δύναμης **b**. Απλή (κόκκινα τρίγωνα) και αθροιστική (μαύρα τετράγωνα) συχνότητα μεγεθών.

Αυτό το χρονικό διάστημα αποτελεί την περίοδο εκμάθησης του μοντέλου. Περιλαμβάνει 10 σεισμούς με $M \ge 6.0$ (αριθμημένοι στο Σχήμα 3.2). Σχετικές πληροφορίες δίνονται στον Πίνακα 3.2. Αποτελούν ένα ικανοποιητικό πλήθος προκειμένου το μοντέλο να «εκπαιδευτεί» στο χωρο-χρονικό μοτίβο, να μπορεί να προσαρμοστεί έγκαιρα μετά τη γένεση ενός μεγάλου σεισμού – στόχου και να προβλέψει μελλοντικά γεγονότα. Η περίοδος ελέγχου διαρκεί δύο μήνες, τον Ιούνιο και Ιούλιο 2017 και περιλαμβάνει 2 σεισμούς με $M \ge 6.0$, τον $M_w 6.4$ σεισμό της Λέσβου στις 12 Ιουνίου και τον $M_w 6.6$ σεισμό της Κω στις 20 Ιουλίου.



Σχήμα 3.2. Χωρική κατανομή των σεισμών με $M \ge 2.7$ που έγιναν στον Ελληνικό χώρο από τον Ιανουάριο του 2010 ως το Μάιο του 2017, δηλαδή κατά τη διάρκεια της περιόδου εκμάθησης. Τα επίκεντρα των σεισμών με $2.7 \le M < 4.0$, $4.0 \le M < 5.0$, $5.0 \le M < 6.0$ παριστάνονται με άσπρους, πορτοκαλί και μωβ κύκλους, αντίστοιχα. Τα επίκεντρα των σεισμών με κίτρινα αστέρια.

Πρέπει να τονιστεί ότι οι σεισμοί που έγιναν κατά την περίοδο εκμάθησης και αυτοί που αντιστοιχούν στην περίοδο ελέγχου αποτελούν δύο ανεξάρτητα μεταξύ τους σύνολα. Στην περίοδο εκμάθησης, θεμελιώνεται το μοντέλο και επιτυγχάνεται η καλύτερη προσαρμογή με βάση τα δεδομένα, ενώ στην περίοδο ελέγχου αξιολογείται το μοντέλο και η αξιοπιστία της πρόγνωσης με εφαρμογή σε ένα διαφορετικό, τελείως ανεξάρτητο σύνολο δεδομένων. Γι' αυτό, όπως προαναφέρθηκε, για να ελέγξουμε την απόδοση ενός επιδημικού μοντέλου και να εξετάσουμε αν μπορεί να προβλεφθεί ένας ισχυρός σεισμός, απαιτείται η περίοδος εκμάθησης να περιλαμβάνει και ισχυρούς σεισμούς για να «μάθει» το μοντέλο από τη γένεση του σεισμού και την εξέλιξη μιας ακολουθίας.

Πίνακας 3.2. Εστιακές παράμετροι των ισχυρών (*M*_w≥6.0) σεισμών που έγιναν στον Ελληνικό χώρο και την ευρύτερη περιοχή το χρονικό διάστημα Ιανουάριος 2010 – Μάιος 2017.

AA	Ημερομηνία (yyyy-mm-dd)	Χρόνος γένεσης	Γ. πλάτος (°N)	Γ. μήκος (ºE)	Βάθος (km)	M_w	Περιοχή
1	2011-04-01	13:29:12.60	35.646	26.569	43.70	6.1	Ν. Αιγαίο
2	2012-06-10	12:44:17.30	36.441	28.904	12.00	6.1	ΝΑ Αιγαίο
3	2013-06 -15	16:11:03.10	34.464	25.011	03.00	6.3	Ν. Ελληνικό Τόξο
4	2013-06 -16	21:39:05.60	34.293	25.125	04.20	6.1	Ν. Ελληνικό Τόξο
5	2013-10-12	13:11:54.70	35.471	23.281	47.00	6.7	ΝΔ Ελληνικό Τόξο
6	2014-01-26	13:55:41.00	38.199	20.434	13.50	6.1	Κεφαλονιά
7	2014-02-03	03:08:44.40	38.269	20.410	09.40	6.0	Κεφαλονιά
8	2014-05-24	09:25:02.10	40.286	25.375	12.80	6.9	Β. Αιγαίο
9	2015-04-16	18:07:44.30	35.146	26.888	03.00	6.1	ΝΑ Ελληνικό Τόξο
10	2015-11-17	07:10:07.50	38.678	20.577	13.90	6.5	Λευκάδα

3.3.1.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση

Η χωρική κατανομή της μακροπρόθεσμης σεισμικότητας υποβάθρου εκτιμάται εξομαλύνοντας όλους τους σεισμούς πάνω από το μέγεθος πληρότητας σύμφωνα με τη μέθοδο των Console et al. (2010a). Το πρώτο βήμα αφορά την εύρεση της απόστασης συσχετισμού (correlation distance) *d*. Η απόσταση συσχετισμού αποτελεί έναν δείκτη της χωρικής μεταβλητότητας της σεισμικότητας υποβάθρου, δείχνει δηλαδή τη χωρική συσχέτιση των σεισμών. Ολόκληρη η περιοχή καλύπτεται από ένα πλέγμα τετραγωνικών κυψελίδων με πλευρά 4 *km* με αρχή ένα κεντρικό σημείο (γ. πλάτος 38°, γ. μήκος 25°) και εκτεινόμενο σε απόσταση 500 *km* σε κάθε άξονα. Το σύνολο των σεισμών χωρίζεται σε δύο υποκαταλόγους με βάση το πλήθος τους, με τον πρώτο να περιλαμβάνει 11706 και τον δεύτερο 11707 σεισμούς. Στη συνέχεια, η απόσταση συσχετισμού καθορίζεται μεγιστοποιώντας την πιθανοφάνεια της σεισμικότητας που αφορά το πρώτο μέρος του καταλόγου με βάση το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο που δημιουργήθηκε από το δεύτερο μισό, και αντίστροφα. Ως τελική απόσταση συσχετισμού θεωρούμε τη μέση τιμή των δύο. Όταν οι δύο τιμές είναι κοντά, αυτό υποδεικνύει ότι η σεισμική δραστηριότητα είναι σχετικά σταθερή στο χρόνο, δηλαδή δεν παρατηρείται μεγαλύτερη συγκέντρωση επικέντρων σε κάποιο από τους δύο υποκαταλόγους. Όταν οι δύο τιμές είναι χαμηλές, σημαίνει ότι τα επίκεντρα των σεισμών που ανήκουν σε ένα υποκατάλογο «καθρεφτίζονται» στον άλλο, βρίσκονται δηλαδή κοντά χωρικά. Πιο μεγάλες περιοχές αναμένεται να χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερες τιμές της απόστασης συσχετισμού.



Σχήμα 3.3.a. Πιθανοφάνεια του δεύτερου τμήματος του καταλόγου της περιόδου εκμάθησης (01 Ιανουαρίου 2010 – 31 Μαΐου 2017) σύμφωνα με το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο Poisson που δημιουργήθηκε με βάση το πρώτο τμήμα του καταλόγου, για διάφορες τιμές της παραμέτρου *d* του αλγορίθμου εξομάλυνσης που εφαρμόστηκε στον Ελληνικό χώρο. **b.** αντίστοιχο σχήμα για το πρώτο τμήμα του καταλόγου ως προς το δεύτερο.

Οι βέλτιστες τιμές, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.3, είναι *d*=11 *km* και d=18 *km*, αντίστοιχα, με βάση την εξομαλυμένη σεισμικότητα που προκύπτει από το δεύτερο τμήμα του καταλόγου ως προς το πρώτο, και αντίστροφα. Για τη χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας που παριστάνεται στο Σχήμα 3.4 χρησιμοποιείται η μέση τιμή αυτών των δύο, δηλαδή *d*=14.5 *km*. Η πιο έντονη σεισμική δραστηριότητα συνδέεται με γνωστά ρήγματα. Τα δύο σημεία στο χάρτη που σχετίζονται με τους μεγαλύτερους εκτιμώμενους ρυθμούς σεισμικότητας (κόκκινα χρώματα) εντοπίζονται στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων, αυτό αναμενόταν λόγω του διπλού σεισμού στην Κεφαλονιά

το 2014 (M_w 6.1 και M_w 6.0), του M_w 6.5 σεισμού της Λευκάδας και των μετασεισμικών τους ακολουθιών. Όσον αφορά τον Κορινθιακό Κόλπο, στη διάρκεια της περιόδου εκμάθησης δεν έγινε κάποιος σεισμός με $M \ge 6.0$. Ωστόσο, έγινε ένας διπλός σεισμός (M_w 5.5 και M_w 5.4) τον Ιανουάριο του 2010 στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου που ακολουθήθηκε από πληθώρα μετασεισμών καθώς επίσης τον Αύγουστο του 2011 έγινε ένας σεισμός μεγέθους M5.0 με το επίκεντρο του να βρίσκεται πολύ κοντά στα επίκεντρα του διπλού σεισμού.



Σχήμα 3.4. Χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας του ελληνικού χώρου(01 Ιανουαρίου 2010 – 31 Μαΐου 2017) για σεισμούς με $M \ge 2.7$, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο εξομάλυνσης στον ακατέργαστο (raw) κατάλογο με απόσταση συσχετισμού ίση με d=14.5km.

Η μέθοδος μέγιστης πιθανοφάνειας χρησιμοποιείται για την εκτίμηση των παραμέτρων, προσαρμόζοντας τη σεισμικότητα υποβάθρου με διαδοχικές επαναλήψεις. Για τους υπολογισμούς χρησιμοποιείται η ίδια απόσταση συσχετισμού. Στην περίπτωση του Ελληνικού χώρου απαιτούνται 3 επαναλήψεις για να επιτευχθεί σύγκλιση (Πίνακας 3.3). Η χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας της περιοχής προκύπτει από τις παραμέτρους της τελευταίας επανάληψης (Σχήμα 3.5). Για ευθεία σύγκριση με τον χάρτη του Σχήματος 3.4 χρησιμοποιείται η ίδια κλίμακα. Στη δεύτερη περίπτωση, η σεισμικότητα είναι λιγότερο έντονη, πιο διάσπαρτη και δεν είναι τόσο ορατή η επίδραση από τους τελευταίους μεγάλους σεισμούς στα Ιόνια Νησιά και τον Κορινθιακό Κόλπο.

Πίνακας 3.3. Τιμές των παραμέτρων του επιδημικού μοντέλου, που εφαρμόστηκε στην περίοδο εκμάθησης 1 Ιανουαρίου 2008 – 31 Οκτωβρίου 2015, όπως προκύπτουν από την προσαρμογή της σεισμικότητας υποβάθρου για τον ελληνικό χώρο με βάση τη μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας.

Παράμετροι	Επαναλήψει	ις	
	1 ୩	2ๆ	31
k (days ^{p-1})	0.2157	0.2141	0.2166
$d_0(km)$	1.7359	1.7594	1.7639
q	1.8134	1.8131	1,8222
c (days)	0.0081	0.0082	0.0083
р	1.0160	1.0160	1.0160
α	0.3676	0.3561	0.3548
fr	0.3442	0.3429	0.3409
lnL	312870.80	312877.60	313674.20



Σχήμα 3.5. Χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας του ελληνικού χώρου (01 Ιανουαρίου 2010 – 31 Μαΐου 2017) για σεισμούς με $M \ge 2.7$, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο εξομάλυνσης στον κατάλογο που προέκυψε μετά τη 3^η επανάληψη παίρνοντας την απόσταση συσχετισμού ίση με *d*=14.5*km*.

Αλλάζοντας την κλίμακα και μειώνοντας τη μέγιστη τιμή της πυκνότητας γένεσης σεισμών (0.06 αντί για 0.15 σεισμοί ανά ημέρα ανά κυψελίδα) φαίνεται σαφέστερα ότι η σεισμικότητα εκφράζει τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου, τη ζώνη διάρρηξης μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, το Ελληνικό Τόξο, την Τάφρο του Βορείου Αιγαίου, καθώς και την περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού Κόλπου (Σχήμα 3.6).



Σχήμα 3.6. Χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας του ελληνικού χώρου (01 Ιανουαρίου 2010 – 31 Μαΐου 2017) για σεισμούς με $M \ge 2.7$, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο εξομάλυνσης στον κατάλογο που προέκυψε μετά την 3^η επανάληψη παίρνοντας την απόσταση συσχετισμού ίση με *d*=14.5 *km*.

Το μοντέλο ΕΤΑS μπορεί να χρησιμοποιηθεί όχι μόνο για τη μοντελοποίηση των μετασεισμικών ακολουθιών, αλλά και για την εκτίμηση πιθανοτήτων γένεσης μεγαλύτερων σεισμών. Η περίοδος ελέγχου ξεκινάει την 1^η Ιουνίου 2017 και διαρκεί ως την 31^η Ιουλίου 2017. Το διάστημα αυτό περιλαμβάνει δύο σεισμούς με $M \ge 6.0$, τον $M_w 6.4$ σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου 2017 που έγινε στη Λέσβο και τον $M_w 6.6$ σεισμό της Κω στις 20 Ιουλίου 2017. Θεωρείται ότι κάθε πρόγνωση αναφέρεται στη σεισμικότητα που ξεκινάει στις 0:00 και διαρκεί ως τις 24:00 για κάθε ημέρα της δοκιμασίας. Οι υπολογισμοί γίνονται λαμβάνοντας υπόψη τις παραμέτρους του μοντέλου που έχουν προκύψει από την περίοδο εκμάθησης χωρίς επανυπολογισμό με εφαρμογή του αλγορίθμου. Έτσι, τα μεσάνυχτα της 12^{ης} Ιουνίου, 12 ώρες πριν τη γένεση του κύριου σεισμού της Λέσβου η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού με $M \ge 6.0$ είναι ίση με 1.1×10⁻³. Αντίστοιχα, για την

περίπτωση της σεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Κω, 7 ώρες πριν τη γένεση του κύριου σεισμού η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού με *M*≥6.0 είναι ίση με 4.7×10⁻³.

Στο Σχήμα 3.7 έχουν καταγραφεί πιθανότητες γένεσης σεισμών με $M \ge 3.0$, $M \ge 4.0$ και $M \ge 5.0$ σε καθημερινή βάση για όλη την περίοδο ελέγχου. Η κόκκινη διάστικτη γραμμή αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του σεισμού της Λέσβου ενώ η μαύρη διακεκομμένη γραμμή στο χρόνο γένεσης του σεισμού της Κω. Είναι προφανές ότι οι πιθανότητες αυξάνονται απότομα αμέσως μετά το σεισμό της Λέσβου. Από τότε κάθε ημέρα αναμένεται ένας σεισμός με $M \ge 3.0$ με πιθανότητα σχεδόν ίση με 1. Για τα εύρη μεγεθών $M \ge 4.0$ και $M \ge 5.0$ παρατηρούνται αυξομειώσεις.



Σχήμα 3.7. Ημερήσιες πιθανότητες γένεσης ενός ή περισσότερων σεισμών με *M*≥3.0, *M*≥4.0 και *M*≥5.0 με μπλε, μωβ και πορτοκαλί γραμμές, αντίστοιχα, στην περιοχή του ελληνικού χώρου, για τη χρονική περίοδο από την 1^η Ιουνίου ως την 31^η Ιουλίου 2017. Η κόκκινη διάστικτη γραμμή αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του σεισμού της Λέσβου στις 12 Ιουνίου 2017, ενώ η μαύρη διακεκομμένη γραμμή στο χρόνο γένεσης του σεισμού της Κω στις 20 Ιουλίου 2017.

Για παράδειγμα, στις 17 Ιουνίου έγινε ένας μετασεισμός με M5.3, γεγονός που προκάλεσε αύξηση των πιθανοτήτων γένεσης από την αμέσως επόμενη ημέρα. Μία ακόμα αύξηση προκαλείται από τον M5.2 σεισμό που έγινε στις 15 Ιουλίου 2017 νότια της Κρήτης. Η γένεση αυτού του σεισμού έχει ως αποτέλεσμα στις 16 Ιουλίου η πιθανότητα να γίνει εκείνη την ημέρα ένας σεισμός με $M\ge4.0$ να παρουσιάσει μεγάλη αύξηση, να διπλασιαστεί για την ακρίβεια, από 0.44 σε 0.87. Στη συνέχεια, για τις επόμενες ημέρες η σχετική πιθανότητα μειώνεται, ενώ η γένεση του $M_w6.6$ σεισμού της

Κω στις 20 Ιουλίου 2017 εκτοξεύει την πιθανότητα για την επομένη ημέρα (prob=1.0) και παραμένει σε υψηλά επίπεδα, πάνω από 0.86 ως τις 30 Ιουλίου. Ακόμα και η πιθανότητα για έναν σεισμό με Μ≥5.0 στις 21 Ιουλίου είναι πολύ υψηλή και ίση με 0.98, με πιο γρήγορη ωστόσο πτώση. Στις 30 Ιουλίου έχει επανέλθει σε μία τιμή ίση με 0.17.

Στα Σχήματα 3.8.a και 3.8.b πραγματοποιείται σύγκριση μεταξύ της παρατηρούμενης και αναμενόμενης συχνότητας, για σεισμούς με μεγέθη $M \ge 3.0$ και $M \ge 4.0$, αντίστοιχα, για όλο τον Ιούνιο. Πριν τις 12 Ιουνίου υπάρχει συμφωνία μεταξύ των παρατηρούμενων και αναμενόμενων σεισμών μεγεθών $M \ge 3.0$ που χαρακτηρίζονται από χαμηλές συχνότητες. Παρατηρούνται έως 5 σεισμοί ανά ημέρα και οι συχνότητες των αναμενόμενων σεισμών κυμαίνονται μεταξύ 1 και 2.3. Στις 12 Ιουνίου υπάρχει μεγάλη αναντιστοιχία, καθώς αναμένονται 1.3 σεισμοί με $M \ge 3.0$ ενώ έχουν καταγραφεί 40 κατά τη διάρκεια της ημέρας.



Σχήμα 3.8.a. Αναμενόμενος και παρατηρούμενος αριθμός σεισμών με μεγέθη *M*≥3.0 ανά ημέρα, σύμφωνα με το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε για τον ελληνικό χώρο και τις παραμέτρους που προέκυψαν από την καλύτερη προσαρμογή για τον Ιούνιο του 2017. **b**. Όμοια με το a. για σεισμούς με μεγέθη *M*≥4.0

Το μοντέλο στη συνέχεια αρχίζει να προσαρμόζεται, ωστόσο πάντα ο αναμενόμενος αριθμός είναι μεγαλύτερος από τον παρατηρούμενο. Έως και τις 11 Ιουνίου δεν έγινε κανένας σεισμός με $M \ge 4.0$, οπότε για αυτό το εύρος μεγεθών οι αναμενόμενοι σεισμοί ανά ημέρα κυμαίνονται μεταξύ 0.10 και 0.17. Μετά τις 12 Ιουνίου

οι αναμενόμενοι σεισμοί είναι συνήθως περισσότεροι από τους παρατηρούμενους. Η γένεση 6 σεισμών με M≥4.0 στις 12 Ιουνίου είχε ως αποτέλεσμα την επόμενη ημέρα να αναμένονται 9.9 σεισμοί αν και δεν έγινε κανένας. Το μοντέλο ωστόσο έχει την ικανότητα να προσαρμόζεται γρήγορα. Ακόμα και όταν κάποια μέρα δεν γίνεται κάποιος σεισμός, αναμένεται προσεγγιστικά ένας σεισμός ανά ημέρα. Δεν εντοπίζεται δηλαδή μεγάλη αναντιστοιχία.

Προκειμένου να ελεγχθεί αν οι θέσεις των παρατηρούμενων σεισμών συμπίπτουν με τις θέσεις όπου αναμένεται σύμφωνα με το μοντέλο να έχουμε γένεση σεισμών, μπορούν να παραχθούν χάρτες χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας που να δείχνουν την αναμενόμενη πυκνότητα των σεισμών για διάφορα εύρη μεγεθών. Για τον σκοπό αυτόν ολόκληρη η περιοχή διαιρέθηκε σε τετράγωνες κυψελίδες μεγέθους 0.2° ×0.2°. Στο Σχήμα 3.9. οι χάρτες είναι εστιασμένοι στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου καθώς εκεί εντοπίζεται η σεισμική δραστηριότητα στις 13 και 14 Ιουνίου 2017. Οι μαύροι κύκλοι αντιστοιχούν στους σεισμούς με μεγέθη $M \ge 3.0$. Είναι φανερό ότι η επικεντρική κατανομή συμφωνεί με την πυκνότητα που προβλέπει το μοντέλο.





Η ποσοτική αξιολόγηση της απόδοσης του μοντέλου επιτυγχάνεται με τη βοήθεια διαγραμμάτων ROC μέσω 2×2 πινάκων συνάφειας. Η αρχική ημερομηνία της περιόδου επαλήθευσης είναι η 1^η Ιουνίου, και η τελική είναι η 31^η Ιουλίου 2017. Ολόκληρη η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε 2173 τετράγωνες κυψελίδες διαστάσεων 0.2°×0.2°. Τα χρονικά παράθυρα έχουν διάρκεια 24 ώρες το καθένα. Κατά συνέπεια, έχουν δημιουργηθεί 132553 χωρο-χρονικές κυψελίδες. Το κατώφλι μεγέθους των σεισμών για τους οποίους κάνουμε πρόγνωση ορίζεται ίσο με 4.0. Οι σεισμοί-στόχοι για αυτή την χρονική περίοδο είναι 44. Η επικεντρική τους κατανομή αποτυπώνεται στο Σχήμα 3.10. Η πλειονότητα αυτών σχετίζεται με τις ακολουθίες της Λέσβου και της Κω. Ωστόσο, εντοπίζονται διάσπαρτοι σεισμοί σε διάφορες περιοχές του ελληνικού χώρου, με αρκετούς από αυτούς να είναι στο Ελληνικό Τόξο και τον Κορινθιακό Κόλπο.



Σχήμα 3.10. Επικεντρική κατανομή των 44 σεισμών-στόχων με $M \ge 4.0$ που έγιναν κατά τη διάρκεια του διαστήματος Ιουνίου - Ιουλίου 2017 στον ελληνικό χώρο. Τα επίκεντρα των σεισμών με $4.0 \le M < 5.0$, $5.0 \le M < 6.0$ αποτυπώνονται με πορτοκαλί και μωβ κύκλους, αντίστοιχα. Τα επίκεντρα των σεισμών με $M \ge 6.0$ αποτυπώνονται με κίτρινο αστέρι.

Κατά τη συμπλήρωση των πινάκων συνάφειας θεωρούμε ένα κατώφλι *r* πάνω από την τιμή του οποίου ορίζεται πρόγνωση ενός σεισμού με *M*≥4.0 για κάθε μια από τις 132553 κυψελίδες. Τα αποτελέσματα για διάφορα κατώφλια *r* μεταξύ 0.0005 και 0.015

παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.4. Σε όλες τις περιπτώσεις η συντριπτική πλειονότητα των κυψελίδων είναι κενές. Αυτό σημαίνει ότι ούτε προβλέπεται ότι θα γίνει κάποιος σεισμός με $M \ge 4.0$ αλλά ούτε και γίνεται τελικά. Όταν είναι χαμηλό το κρίσιμο κατώφλι πάνω από το οποίο θεωρείται σύμφωνα με το μοντέλο ότι γίνεται ένας σεισμός σε μία ορισμένη χωρο-χρονική κυψελίδα, είναι αναμενόμενο πως οι περισσότεροι σεισμοί – στόχοι έχουν προβλεφθεί. Για παράδειγμα, για r=0.0005, 33 στους 44 σεισμούς έχουν προβλεφθεί. Παράλληλα όμως υπήρχαν 25782 εσφαλμένοι συναγερμοί στο σύνολο των 132553 κυψελίδων, δηλαδή το ποσοστό αγγίζει το 20%. Αντιθέτως, αυξάνοντας το κατώφλι, μειώνονται οι επιτυχημένες εκτιμήσεις, αλλά και οι εσφαλμένοι συναγερμοί. Γενικά, το ιδανικό είναι να επιτευχθεί ένας συμβιβασμός των δύο.

Με βάση τους πίνακες συνάφειας, υπολογίζονται στη συνέχεια οι τιμές του Ρυθμού των Επιτυχιών H και του Ρυθμού των Εσφαλμένων Συναγερμών F. Για κάθε κατώφλι πιθανότητας r αντιστοιχεί ένα διαφορετικό σημείο (H, F) στο διάγραμμα ROC (Σχήμα 3.11). Γενικά, αυξάνοντας την τιμή r, μειώνονται οι ρυθμοί H και F. Αυτό είναι αναμενόμενο καθώς όσο η πρόγνωση είναι πιο αυστηρή μειώνονται οι λανθασμένες αλλά και οι σωστές προγνώσεις. Σε όλες τις περιπτώσεις η διαφορά H-F είναι πολύ μεγαλύτερη από το 0 υποδεικνύοντας ότι οι προγνώσεις δεν είναι τυχαίες (Πίνακας 3.5). **Πίνακας 3.4.** Πίνακες συνάφειας για το μοντέλο ΕΤΑS που εφαρμόστηκε στον ελληνικό χώρο και αντιστοιχεί στην περίοδο ελέγχου 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 χρησιμοποιώντας διάφορα κατώφλια γένεσης *r*.

Προβλεπόμενοι	Παρατηρούμενοι	
r=0.015	Ναι	Όχι
Ναι	<i>a</i> = 23	<i>b</i> = 1374
Όχι	<i>d</i> = 21	<i>c</i> = 131135
r=0.01		
Ναι	<i>a</i> = 24	<i>b</i> = 2077
Όχι	<i>d</i> = 20	c = 4130432
r=0.005		
Ναι	a = 27	b = 4214
Όχι	<i>d</i> = 17	<i>c</i> = 128295
r=0.001		
Ναι	<i>a</i> = 31	b = 15868
Όχι	<i>d</i> = 13	<i>c</i> = 116641
r=0.005		
Ναι	a = 33	b = 25782
Όχι	<i>d</i> = 11	c = 106727

Η αξιολόγηση του μοντέλου ΕΤΑS πραγματοποιείται με τη βοήθεια του κέρδους πιθανοτήτων G. Στο Σχήμα 3.11b αποτυπώνεται η σχέση των τιμών G ως προς τις τιμές F. Όταν αυξάνεται ο ρυθμός των εσφαλμένων συναγερμών F, μειώνεται το κέρδος πιθανοτήτων. Αυτό είναι εύλογο, καθώς όσο αυξάνονται οι εσφαλμένοι συναγερμοί και γενικότερα οι εσφαλμένες προβλέψεις, τόσο μικρότερο είναι το κέρδος, δηλαδή η πληροφορία που παίρνουμε από ένα μοντέλο. Οι τιμές του G κυμαίνονται από μερικές δεκάδες ως μερικές μονάδες. Αναφορικά με τις δύο εναλλακτικές μορφές του Rαποτελέσματος, το R' χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερες τιμές από το R. Αυτό οφείλεται κυρίως, με βάση τους δύο διαφορετικούς τύπους, στο γεγονός ότι το d είναι πολύ μικρότερο από το b και το b είναι μικρότερο από το c. Ουσιαστικά, η τιμή του R' μεγιστοποιείται όταν η διαφορά μεταξύ των επιτυχημένων εκτιμήσεων και των εσφαλμένων συναγερμών γίνεται η μέγιστη, δηλαδή στην προκειμένη περίπτωση για r=0.001. Για αυτή την τιμή, ο ρυθμός των επιτυχιών είναι αρκετά υψηλός και ίσος με 70%. Αυξάνοντας λίγο το κατώφλι και θεωρώντας έναν σεισμό γενόμενο σύμφωνα με το μοντέλο αν σε μία κυψελίδα η πιθανότητα είναι ίση με 0.005, ο ρυθμός των επιτυχιών είναι 61% και παράλληλα είναι πολύ χαμηλός ο ρυθμός των εσφαλμένων συναγερμών, ίσος με 3%.



Σχήμα 3.11. a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς το Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Μαΐου 2017 για τον ελληνικό χώρο. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι *r* με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί. **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πιθανοτήτων *G*.

Πίνακας 3.5. Αποτελέσματα από την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχων ως προς τον Ρυθμό Επιτυχιών *Η*, τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, τις δύο εναλλακτικές μορφές του R-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων *G* για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 01 Ιουνίου – 31 Ιουλίου 2017 για τον ελληνικό χώρο.

<i>r</i> =0.015	<i>r</i> =0.01	<i>r</i> =0.005	<i>r</i> =0.001	<i>r</i> =0.0005
<i>H</i> =0.522	<i>H</i> =0.5454	<i>H</i> =0.6136	<i>H</i> =0.7045	<i>H</i> =0.75
F=0.0103	F=0.0156	F=0.0318	F=0.1197	F=0.1945
<i>R</i> =0.0163	<i>R</i> =0.0111	<i>R</i> =0.0062	<i>R</i> =0.0018	<i>R</i> =0.0011
<i>R</i> ′=0.5123	<i>R′</i> =0.5297	<i>R</i> '=0.5818	<i>R</i> '=0.5847	<i>R</i> '=0.5554
G=49.598	G=34.4129	<i>G</i> =19.1792	G=5.8739	G=3.8510

Τα αποτελέσματα είναι ενθαρρυντικά αναφορικά με την εφαρμογή του μοντέλου για τη σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου για όλα τα εύρη μεγεθών. Ένα παράδειγμα για σεισμούς με $M \ge 3.0$ αποτελούν οι χάρτες χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας που παρέχουν τη χωρική πυκνότητα των αναμενόμενων σεισμών ανά κυψελίδα ανά ημέρα, όπου υπάρχει μεγάλη συμφωνία με τους παρατηρούμενους σεισμούς. Οι έλεγχοι που αφορούν σεισμούς με $M \ge 4.0$ έχουν δώσει πολύ καλά αποτελέσματα μέσω των στατιστικών κριτηρίων. Για παράδειγμα, για r=0.01 ο ρυθμός των πραγματικών επιτυχιών –περιλαμβανομένων όλων των συναγερμών, δηλαδή των σωστών και των εσφαλμένων– είναι ίσος με 0.0114 (24 επιτυχίες στους 2101 συναγερμούς). Η διαφορά σε σχέση με τον ρυθμό τυχαίας γένεσης σεισμών (44 σεισμοί στα 132553 χωρο–χρονικά παράθυρα) που είναι ίσος με 3.3×10-4 είναι πολύ μεγάλη. Επιπλέον, για τους δύο σεισμούς με $M \ge 6.0$ που περιλαμβάνονται στην περίοδο ελέγχου, οι πιθανότητες γένεσης σύμφωνα με το μοντέλο λίγες ώρες νωρίτερα είναι αρκετά υψηλές, 0.0011 και 0.0047 για τους κύριους σεισμούς της Λέσβου και της Κω, αντίστοιχα. Είναι μάλιστα αρκετές τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες από την πιθανότητα υποβάθρου.

Όσο για το branching ratio, ρ, που αποτελεί έναν επιπλέον τρόπο αξιολόγησης του μοντέλου, ο λόγος έχει υπολογιστεί ίσος με ρ=0.255, υποδεικνύοντας την ευστάθεια της διαδικασίας. Η τιμή αυτή μάλιστα είναι τρεις φορές μικρότερη από την τιμή που

υπολογίστηκε με βάση το μοντέλο που εκτιμήθηκε από τους Kourouklas et al. (2020) για την περιοχή του ελληνικού χώρου για την περίοδο 2009-2018.

Γενικότερα, όπως έχει αποδειχθεί πρόκειται για μια περιοχή που λόγω της έντονης συσταδοποίησης που τη χαρακτηρίζει καθίσταται ιδανική για την εφαρμογή του μοντέλου ΕΤΑS και την επακόλουθη εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων αναφορικά με τις πιθανότητες γένεσης επικείμενων σεισμών.

3.3.2. Εφαρμογή στον Κορινθιακό Κόλπο

3.3.2.1. Εισαγωγή

Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, είναι μια από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές στην Ελλάδα με συχνές εξάρσεις μικρών και ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών. Αυτό την καθιστά μία περιοχή ιδανική για τη μελέτη της μικροσεισμικότητας μέσω του μοντέλου ΕΤΑS.

3.3.2.2. Δεδομένα

Η περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου ορίζεται από ένα ορθογώνιο με συντεταγμένες: 21.35°, 37.9°; 21.35°, 38.65°; 23.3°, 38.65°; 23.3°, 37.9°; 21.35°, 37.9°. Κατά τη διάρκεια των τελευταίων 12 ετών κανένας ισχυρός (M≥6.0) σεισμός δεν έχει γίνει στον Κορινθιακό Κόλπο. Ο τελευταίος σεισμός με μέγεθος M6.4 έγινε στις 08 Ιουνίου 2008 στην περιοχή της Αχαΐας (Karakostas et al., 2017). Ωστόσο, είναι συχνή η γένεση σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους. 29 σεισμοί με M≥4.5 έγιναν μεταξύ της 1^ης Ιανουαρίου 2008 και της 31^ης Δεκεμβρίου 2018 (Kaviris et al., 2018) ενώ η περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονη συσταδοποίηση. Αυτό σημαίνει ότι πολλοί σεισμοί έχουν «επιθυμητά» μεγέθη, υπό την έννοια ότι το σύστημα «μαθαίνει» το μοτίβο και μπορεί να προβλέψει μελλοντικούς σεισμούς και να προσαρμοστεί γρήγορα μετά τη γένεση ενός σεισμού–στόχου. Η περίοδος εκμάθησης ξεκινάει την 1^η Ιανουαρίου 2008 και διαρκεί ως την 31^η Δεκεμβρίου 2016. Το μέγεθος πληρότητας είναι ίσο με M_c =2.9 σύμφωνα με τη μέθοδο GFT (Σχήμα 3.12). Το πλήθος των δεδομένων πάνω από αυτό το μέγεθος είναι 1811 σεισμοί. Η επικεντρική τους κατανομή φαίνεται στο Σχήμα 3.13.



Σχήμα 3.12. Καθορισμός του μεγέθους πληρότητας, *M_c*, μέσω της μεθόδου GFT για τους σεισμούς που έγιναν στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου μεταξύ Ιανουαρίου 2010 και και Μαΐου 2017. **a**. Διάγραμμα υπολοίπων μεταξύ της παρατηρούμενης συχνότητας μεγεθών της καλύτερης προσαρμογής ενός νόμου δύναμης. **b**. Απλή (κόκκινα τρίγωνα) και αθροιστική (μαύρα τετράγωνα) συχνότητα μεγεθών.

Οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται στη ΒΔ Πελοπόννησο, δηλαδή στην περιοχή που έλαβε χώρα ο *M*6.4 σεισμός της Αχαΐας (Karakostas et al., 2017). Μεγάλη συγκέντρωση παρατηρείται επίσης στο Ευπάλιο, στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου εξαιτίας της σεισμικής έξαρσης με δύο ισχυρούς σεισμούς (*M*5.5 και *M*5.4) που ξεκίνησε τον Ιανουάριο του 2010 (Karakostas et al., 2012; Ganas et al., 2013).



Σχήμα 3.13. Χωρική κατανομή των σεισμών με *M*≥2.9 που έγιναν από τον Ιανουάριο 2008 έως τον Δεκέμβριο 2016 στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου.

3.3.2.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση

Για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής της σεισμικότητας υποβάθρου, υπολογίζουμε πρώτα την απόσταση συσχετισμού *d*. Το σύνολο των 1811 σεισμών χωρίζεται σε δύο υποκαταλόγους με 905 και 906 σεισμούς, αντίστοιχα. Για κάθε υποσύνολο βρίσκουμε την πιθανοφάνεια σύμφωνα με το μοντέλο Poisson που δημιουργήθηκε με βάση το άλλο τμήμα του καταλόγου. Η τιμή *d* είναι αυτή που δίνει τη μέγιστη πιθανοφάνεια. Η διαδικασία αυτή ακολουθείται και για τους δύο υποκαταλόγους. Η μέση τιμή που προκύπτει είναι (6 + 4)/2 = 5km, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.14. Το γεγονός ότι οι δύο τιμές είναι κοντά μεταξύ τους υποδεικνύει ότι τα επίκεντρα των δύο υποκαταλόγων λειτουργούν σαν «καθρέφτης», δηλαδή για κάθε επίκεντρο σεισμού στον έναν υποκατάλογο αντιστοιχεί στον άλλο ένα επίκεντρο σε μικρή απόσταση. Με βάση αυτή την απόσταση συσχετισμού, υπολογίζονται οι ρυθμοί της εξομαλυμένης σεισμικότητας υποβάθρου του Κορινθιακού Κόλπου και λαμβάνουμε την κατανομή της (Σχήμα 3.15).



Σχήμα 3.14. a. Πιθανοφάνεια του δεύτερου τμήματος του καταλόγου της περιόδου εκμάθησης (01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Δεκεμβρίου 2016) σύμφωνα με το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο Poisson που δημιουργήθηκε με βάση το πρώτο τμήμα του καταλόγου, για διάφορες τιμές της παραμέτρου *d* του αλγορίθμου εξομάλυνσης που εφαρμόστηκε στον Κορινθιακό Κόλπο. **b**. αντίστοιχο σχήμα για το πρώτο τμήμα του καταλόγου ως προς το δεύτερο.



Σχήμα 3.15. Χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας του Κορινθιακού Κόλπου (01 Ιανουαρίου 2008–31 Δεκεμβρίου 2016) για σεισμούς με $M \ge 2.9$, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο εξομάλυνσης στον αρχικό κατάλογο παίρνοντας την απόσταση συσχετισμού ίση με d=5 km.

Ύστερα από 12 διαδοχικές επαναλήψεις, εφαρμόζοντας τη μέθοδο των Console et al. (2010a), λαμβάνονται οι τελικές τιμές των παραμέτρων με βάση τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας (Πίνακας 3.5). Χρησιμοποιώντας τις τιμές που εκτιμήθηκαν στην τελευταία επανάληψη προκύπτει η νέα κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας του Κορινθιακού Κόλπου (Σχήμα 3.16). Σε σύγκριση με το Σχήμα 3.15 η σεισμικότητα υποβάθρου έχει απαλλαγεί από την επίδραση της σεισμικής ακολουθίας του *M*_w6.4 σεισμού της 8ης Ιουνίου 2008. **Πίνακας 3.6.** Τιμές των παραμέτρων του επιδημικού μοντέλου, που εφαρμόστηκε στην περίοδο εκμάθησης 1 Ιανουαρίου 2008 – 31 Δεκεμβρίου 2016, όπως προκύπτουν από την προσαρμογή της σεισμικότητας υποβάθρου για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου με βάση τη μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας.

Παράμετροι	Αριθμός επαναλήψεων						
	1 ^ŋ	2 ^ŋ	3 ^ŋ	4ղ	5 ^ŋ	6 ղ	
k (days ^{p-1})	0.1424	0.1389	0.1309	0.1309	0.1309	0.1309	
$d_0(km)$	1.2545	1.2679	1.3010	1.3035	1.3060	1.3085	
q	2.0195	2.0540	2.0955	2.1005	2.1038	2.1088	
c (days)	0.0156	0.0149	0.0150	0.0157	0.0158	0.0157	
р	1.0905	1.0987	1.1046	1.1070	1.1070	1.1067	
α	0.4768	0.4598	0.4660	0.4618	0.4624	0.4624	
fr	0.2440	0.2522	0.2589	0.2575	0.2566	0.2577	
lnL	23032.16	23139.79	23141.32	23141.34	23141.41	23141.49	
Παράμετροι	Αριθμός επαναλήψεων						
	7ս	8 ո	9 n	10 ŋ	11 ๆ	12 ๆ	
k (days ^{p-1})	0.1296	0.1281	0.1281	0.1256	0.1256	0.1239	
$d_0(km)$	1.3170	1.3182	1.3182	1.3292	1.3402	1.3519	
q	2.1136	2.1123	2.1177	2.1216	2.1397	2.1567	
c (days)	0.0160	0.0159	0.0159	0.0159	0.0159	0.0168	
р	1.1065	1.1073	1.1083	1.01092	1.1091	1.1114	
α	0.4649	0.4661	0.4661	0.4677	0.4679	0.4674	
fr	0.2570	0.2594	0.2601	0.2596	0.2595	0.2587	
lnL	23141.79	23141.94	23141.99	23142.34	23142.58	23143.07	





Σχήμα 3.16. Χωρική κατανομή του εξομαλυμένου ημερήσιου ρυθμού γένεσης σεισμών με *M*≥2.9 του Κορινθιακού Κόλπου (01 Ιανουαρίου 2008-31 Δεκεμβρίου 2016),σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο εξομάλυνσης στον κατάλογο που προέκυψε μετά τη 12^η επανάληψη θεωρώντας την απόσταση συσχετισμού ίση με *d*=5 *km*.

Η περίοδος ελέγχου διαρκεί από την 1^η Ιανουαρίου 2017 έως τις 30 Απριλίου 2017. Στο διάστημα αυτό δεν έγινε κάποιος σεισμός με $M \ge 5.0$ και το πλήθος των σεισμών με $M \ge 4.0$ είναι μόνο 3, όλοι στο δυτικό άκρο του Κορινθιακού Κόλπου, στην περιοχή Ρίου - Αντιρίου. Ο ισχυρότερος σεισμός έγινε στις 9 Ιανουαρίου με M4.6. Η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού με $M \ge 4.0$ για εκείνη τη μέρα είχε υπολογισθεί ίση με 0.0085. Την επόμενη ημέρα, στις 10 Ιανουαρίου, έγινε ένας σεισμός με M4.2. Η αντίστοιχη πιθανότητα γένεσης για εκείνη την ημέρα ήταν πολύ μεγάλη, 0.1358. Στην κυψελίδα μάλιστα στην οποία αντιστοιχεί, ο αναμενόμενος ρυθμός γένεσης σεισμών ήταν 0.0289. Για τον τρίτο σεισμό με M4.4 που έγινε στις 5 Απριλίου η πιθανότητα γένεσης για έκαν σεισμό με $M \ge 4.0$ στην περιοχή μελέτης ήταν ίση με 0.0134. Όσον αφορά επομένως μεμονωμένους σεισμούς είναι φανερό ότι το μοντέλο προσαρμόζεται πολύ καλά στα δεδομένα. Ο χάρτης του Σχήματος 3.17 δίνει τον ρυθμό σεισμικότητας ανά κυψελίδα 1 km^2 για σεισμούς με $M \ge 3.0$ για τις 10 Ιανουαρίου. Οι θέσεις των παρατηρούμενων σεισμών είναι σε συμφωνία με τη χωρική κατανομή των μέγιστων υπολογισμένων τιμών αναμενόμενων σεισμών, αφού βρίσκονται στο κέντρο των θερμότερων χρωμάτων.



Σχήμα 3.17. Αναμενόμενος ημερήσιος ρυθμός σεισμικότητας με $M \ge 3.0$ για κάθε κυψελίδα $0.1^{\circ} \times 0.^{\circ}$ 1για τις 10 Ιανουαρίου 2017, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος. Οι μαύροι κύκλοι είναι τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν σε αυτό το χρονικό διάστημα.

Με σκοπό να εκτιμηθεί η απόδοση του μοντέλου, η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε 160 τετράγωνες κυψελίδες μεγέθους 0.1°×0.1°. Τα χρονικά παράθυρα έχουν διάρκεια 24 ώρες το καθένα. Επομένως, έχουν δημιουργηθεί συνολικά 19200 χωρο-χρονικές κυψελίδες. Ο στόχος είναι να ελεγχθεί αν οι σεισμοί – στόχοι αντιστοιχούν σε κυψελίδες που έχουν υψηλή πιθανότητα γένεσης σύμφωνα με το μοντέλο. Ταυτόχρονα ελέγχεται αν οι άδειες κυψελίδες αντιστοιχούν σε χαμηλές πιθανότητες γένεσης, προκειμένου να μη λειτουργήσουν ως εσφαλμένοι συναγερμοί. Δεδομένου ότι το πλήθος των παρατηρούμενων σεισμών δεν είναι μεγάλο και τα μεγέθη κυμαίνονται από 3.0 έως 4.6, το κατώφλι μεγέθους των σεισμών για τους οποίους κάνουμε πρόγνωση ορίζεται ίσο με 3.0. Από τον Ιανουάριο ως τον Απρίλιο του 2017, οι σεισμοί-στόχοι είναι 16 στο πλήθος. **Πίνακας 3.7.** Πίνακες συνάφειας του μοντέλου ΕΤΑS για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου για την περίοδο ελέγχου 01 Ιανουαρίου 2017 – 30 Απριλίου 2017 χρησιμοποιώντας διάφορα κατώφλια γένεσης *r*.

Προβλεπόμενοι	Παρατηρούμενοι			
r=0.01	Ναι	Όχι		
Ναι	a = 4	<i>b</i> = 401		
Όχι	<i>d</i> = 12	<i>c</i> = 18783		
r=0.005				
Ναι	<i>a</i> = 9	<i>b</i> = 879		
Όχι	d = 7	<i>c</i> = 18305		
r=0.001				
Ναι	<i>a</i> = 14	<i>b</i> = 4815		
Όχι	d = 2	<i>c</i> = 14369		
r=0.0005				
Ναι	<i>a</i> = 15	<i>b</i> = 7540		
Όχι	d = 1	<i>c</i> = 11644		

Η ποσοτική αξιολόγηση της απόδοσης του μοντέλου γίνεται με τη βοήθεια διαγραμμάτων ROC, του *R*-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων G. Για τον υπολογισμό τους απαιτείται η συμπλήρωση πινάκων συνάφειας. Τα αποτελέσματα για κατώφλια *r* μεταξύ 0.0005 και 0.01 παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.7. Με βάση τους πίνακες συνάφειας, υπολογίζονται οι τιμές του Ρυθμού των Επιτυχιών *H*, του Ρυθμού των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, του *R*-αποτελέσματος (2 εναλλακτικοί τύποι *R* και *R'*) και του κέρδους πιθανοτήτων *G* (Πίνακας 3.8). Για κάθε κατώφλι πιθανότητας *r* αντιστοιχεί ένα διαφορετικό σημείο (*H*, *F*) στο διάγραμμα ROC και στο διάγραμμα *G-F* (Σχήμα 3.18). Η διαφορά μεταξύ *H* και *F* μεγιστοποιείται για *r*=0.001. Ωστόσο, το πιο κατάλληλο κατώφλι πιθανοτήτων γένεσης *r* κρίνεται το *r*=0.005, με βάση το οποίο προβλέπεται επιτυχώς το 56% των σεισμών με *M*≥3.0 και ταυτόχρονα μόνο ένα μικρό ποσοστό ίσο με 4% αφορά εσφαλμένους συναγερμούς, δηλαδή σεισμούς που προβλέφθηκαν από το μοντέλο αλλά δεν έγιναν τελικά. Για αυτή την τιμή μάλιστα γίνεται μέγιστο και το κέρδος πιθανοτήτων αλλά και η τιμή *R*. **Πίνακας 3.8.** Αποτελέσματα από την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχων ως προς τον Ρυθμό Επιτυχιών *Η*, τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, τις δύο εναλλακτικές μορφές τουR-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων *G* για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 01 Ιανουαρίου 2017 – 30 Απριλίου 2017 για τον Κορινθιακό Κόλπο.

<i>r</i> =0.01	<i>r</i> =0.005	<i>r</i> =0.001	<i>r</i> =0.0005
<i>H</i> =0.25	<i>H</i> =0.5625	<i>H</i> =0.875	<i>H</i> =0.9375
F=0.0209	F=0.0458	F=0.2509	F=0.3930
<i>R</i> =0.0092	<i>R</i> =0.0098	<i>R</i> =0.0027	<i>R</i> =0.0019
<i>R</i> ′=0.2291	<i>R</i> '=0.5166	<i>R</i> '=0.6240	<i>R</i> '=0.5444
G=11.8518	<i>G</i> =12.1621	G=3.4789	G=2.3825



Σχήμα 3.18. a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Δεκεμβρίου 2016 για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι *r* με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί. **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πιθανοτήτων *G*.

Παρόλο που ενδεχομένως το πλήθος των σεισμών-στόχων δεν είναι πολύ μεγάλο για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων, τα αποτελέσματα δείχνουν πως το μοντέλο προσαρμόζεται καλά στα δεδομένα. Ειδικά για τους σεισμούς με $M \ge 4.0$ οι πιθανότητες γένεσης που υπολογίστηκαν για την κάθε ημέρα που έγινε ένας σεισμός αυτού του εύρους μεγεθών είναι μη αμελητέες. Ο ρυθμός των επιτυχιών είναι αρκετά μεγάλος για όλα τα κατώφλια που ελέγχθηκαν, χωρίς ταυτόχρονα οι εσφαλμένοι συναγερμοί να αυξάνονται δραματικά. Παράλληλα, επιβεβαιώνεται η ευστάθεια του μοντέλου μέσω του branching ratio, του οποίου η τιμή είναι ίση με ρ = 0.151, δηλαδή πολύ μικρότερη της μονάδας.

3.3.3. Εφαρμογή στις κεντρικές Ιόνιες Νήσους



3.3.3.1. Εισαγωγή

Σχήμα 3.19. Χωρική κατανομή των σεισμών με $M \ge 2.0$ που έγιναν από τον Ιανουάριο 2008 ως τον Δεκέμβριο 2017 στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων.

Η αξιοσημείωτη χρονική εγγύτητα γένεσης ισχυρών σεισμών ($M \ge 6.0$) στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων, την καθιστά κατάλληλη για την εφαρμογή του μοντέλου ΕΤΑS και παρέχει τη δυνατότητα αναδρομικού ελέγχου της αξιοπιστία των αποτελεσμάτων μέσω των ακολουθιών του διπλού σεισμού της Κεφαλονιάς το 2014 ($M_w 6.1$ and $M_w 6.0$) και του $M_w 6.5$ σεισμού της Λευκάδας το 2015. Χάρη στο πυκνό τοπικό σεισμολογικό δίκτυο που εγκαταστάθηκε μετά την ακολουθία της Λευκάδας το 2003 αναγνωρίστηκαν δευτερεύοντα τεμάχη ρηγμάτων που θεωρήθηκαν ικανά να παράγουν ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς (Karakostas et al., 2004; Karakostas, 2008; Karakostas & Papadimitriou 2010). Με αυτόν τον τρόπο εμπλουτίστηκαν οι σεισμικοί κατάλογοι με αποτέλεσμα να είναι δυνατή η μελέτη της μικροσεισμικότητας στην περιοχή. Η χωρική κατανομή των σεισμών με $M \ge 2.0$ για το χρονικό διάστημα από το 2008 έως το 2017 αποτυπώνεται στο Σχήμα 3.19.

3.3.3.2. Δεδομένα

Με δεδομένο ότι οι περίοδοι εκμάθησης θα πρέπει να περιλαμβάνουν το μεγαλύτερο πλήρες σύνολο δεδομένων που να περιέχει τουλάχιστον έναν κύριο σεισμό, το μοντέλο εφαρμόστηκε δύο φορές με δύο διαφορετικές περιόδους εκμάθησης, οι οποίες αρχίζουν λίγο πριν τη γένεση του κύριου σεισμού που θέλουμε να εξεταστεί. Η πρώτη περίοδος εκμάθησης διαρκεί από τον Ιανουάριο του 2008 ως τον Οκτώβριο του 2015 με την αντίστοιχη περίοδο ελέγχου να περιλαμβάνει τον M_w 6.5 κύριο σεισμό της Λευκάδας που έγινε στις 17 Νοεμβρίου 2015. Η δεύτερη περίοδος εκμάθησης περιλαμβάνει μόνο τον πρώτο (M_w 6.1) από τους δύο κύριους σεισμούς της Κεφαλονιάς, που έγινε στις 26 Ιανουαρίου 2014, προκειμένου να εξετάσουμε την απόδοση του μοντέλου ΕΤΑS ως προς τον δεύτερο κύριο σεισμό (M_w 6.0) που έγινε 7 ημέρες αργότερα, στις 3 Φεβρουαρίου 2014. Η περίοδος εκμάθησης επομένως διαρκεί από την 1^η Ιανουαρίου 2008 ως την 29^η Ιανουαρίου 2014 (Πίνακας 3.9).

Πίνακας 3.9. Περίοδοι εκμάθησης και ελέγχου κατά την εφαρμογή του μοντέλου ΕΤΑS στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων.

Περίοδος εκμάθησης	Περίοδος ελέγχου	Κύριοι σεισμοί που περιλαμβάνονται στην περίοδο εκμάθησης	Κύριοι σεισμοί που περιλαμβάνονται στην περίοδο ελέγχου
01 Ιανουαρίου 2008 -	01 Νοεμβρίου 2015 –	M _w 6.1 26 Ιανουαρίου 2014	<i>Μ</i> _w 6.5 17 Νοεμβρίου 2015
31 Οκτωβρίου 2015	31 Δεκεμβρίου 2016	M _w 6.0 03 Φεβρουαρίου 2014	
01 Ιανουαρίου 2008 -	30 Ιανουαρίου 2014 -	<i>M</i> _w 6.1 26 Ιανουαρίου 2014	Μ _w 6.0 03 Φεβρουαρίου
29 Ιανουαρίου 2014	31 Δεκεμβρίου 2015		2014

3.3.3.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση

Όσον αφορά την πρώτη περίοδο εκμάθησης, το μέγεθος πληρότητας σύμφωνα με τη μέθοδο GFT υπολογίστηκε ίσο με $M_c = 2.8$ ($b = 1.018 \pm 0.0005$) με τον κατάλογο να περιλαμβάνει 2022 σεισμούς πάνω από αυτό το κατώφλι (Σχήμα 3.20). Για τον υπολογισμό της απόστασης συσχετισμού, όπως έχει προαναφερθεί, το σύνολο των 2022 σεισμών χωρίζεται σε δύο υποκαταλόγους που περιλαμβάνουν 1011 σεισμούς ο καθένας. Ωστόσο, σε αυτή την περίπτωση, λόγω της έντονης σεισμικής δραστηριότητας προς το τέλος της περιόδου που καλύπτει ο κατάλογος, το δεύτερο μισό καλύπτει μόνο το 20% της διάρκειας του καταλόγου, στοιχείου που θα μας οδηγούσε σε μεροληπτικές εκτιμήσεις. Γι' αυτόν τον λόγο χρησιμοποιήθηκε ένας αποσυσταδοποημένος (declustered) κατάλογος (Reasenberg, 1985) προκειμένου να υπολογιστεί η απόσταση d. Στην περιοχή δεν έχει αναπτυχθεί και εφαρμοστεί κάποιο άλλο μοντέλο το οποίο θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ως μοντέλο αναφοράς για την εφαρμογή κάποιας πιο βελτιωμένης μεθόδου στοχαστικής αποσυσταδοποίησης (π.χ. Zhuang et al., 2002). Παρόλο που ένας τέτοιος παραδοσιακός αλγόριθμος ενδεχομένως βασίζεται σε υποκειμενικά κριτήρια, χρησιμοποιείται μόνο για την εύρεση της απόστασης συσχετισμού. Για τους υπόλοιπους υπολογισμούς έχει χρησιμοποιηθεί ο πλήρης κατάλογος.



Σχήμα 3.20. Καθορισμός του μεγέθους πληρότητας, *M_c*, μέσω της μεθόδου GFT για τους σεισμούς που έγιναν μεταξύ Ιανουαρίου 2008 και Οκτωβρίου 2015 στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων. **a**. Διάγραμμα υπολοίπων μεταξύ της παρατηρούμενης συχνότητας μεγεθών και της καλύτερης προσαρμογής ενός νόμου δύναμης. **b.** Απλή (κόκκινα τρίγωνα) και αθροιστική (μαύρα τετράγωνα) συχνότητα μεγεθών.

Ο αποσυσταδοποιημένος κατάλογος της περιόδου Ιανουαρίου 2008 – Οκτωβρίου 2015 περιλαμβάνει 710 σεισμούς και χωρίζοντάς τον στα δύο, οι υποκατάλογοι περιλαμβάνουν 355 σεισμούς ο καθένας με χρονικό όριο την 23^η Ιουλίου 2010. Για τον υπολογισμό της *d*, η περιοχή καλύπτεται με τη βοήθεια ενός πλέγματος 1 *km* σε απόσταση 90 *km* από ένα κεντρικό σημείο (γ. πλάτος 38.5°N, γ. μήκος 20.5°E) σε κάθε άξονα. Οι δύο βέλτιστες τιμές για τις οποίες επιτυγχάνεται η μέγιστη πιθανοφάνεια είναι 6 *km* και 11 *km*, αντίστοιχα (Σχήμα 3.21). Για τους υπόλοιπους υπολογισμούς θα χρησιμοποιηθεί η μέση τιμή των δύο, *d*=8.5 *km*. Με βάση αυτή την απόσταση συσχετισμού υπολογίζονται οι ρυθμοί της και λαμβάνουμε την εξομαλυμένη σεισμικότητα υποβάθρου της περιοχής των κεντρικών Ιονίων Νήσων (Σχήμα 3.22.a).



Σχήμα 3.21.a. Πιθανοφάνεια του δεύτερου τμήματος του καταλόγου της περιόδου εκμάθησης (01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Οκτωβρίου 2015), σύμφωνα με το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο Poisson που δημιουργήθηκε με βάση το πρώτο τμήμα του καταλόγου, για διάφορες τιμές της παραμέτρου *d* του αλγορίθμου εξομάλυνσης που εφαρμόστηκε στις κεντρικές Ιονίους Νήσους. **b**. αντίστοιχο σχήμα για το πρώτο τμήμα του καταλόγου ως προς το δεύτερο.

Στη συνέχεια υιοθετείται η επαναληπτική μέθοδος των Console et al. (2010a) για την εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου. Ως πρώτο βήμα εφαρμόζεται η μέθοδος μέγιστης πιθανοφάνειας στην αρχική εξομαλυμένη κατανομή της σεισμικότητας. Οι παράμετροι που λαμβάνονται από την πρώτη επανάληψη χρησιμοποιούνται προκειμένου να υπολογιστεί για κάθε σεισμό η πιθανότητα να είναι ανεξάρτητος ή να έχει προκληθεί από άλλους και εκτιμάται μία νέα εξομαλυμένη κατανομή ως προς αυτές τις πιθανότητες. Η διαδικασία αυτή ακολουθείται ώσπου να βρεθεί η μέγιστη τιμή της πιθανοφάνειας. Στην προκειμένη περίπτωση η μέγιστη τιμή επιτυγχάνεται ύστερα από τέσσερις επαναλήψεις (Πίνακας 3.10). Χρησιμοποιώντας τις τιμές που εκτιμήθηκαν στην τελευταία επανάληψη προκύπτει η νέα κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας των κεντρικών Ιονίων Νήσων (Σχήμα 3.22.b). Όπως σε όλες τις προαναφερθείσες περιπτώσεις, η εξομαλυμένη κατανομή που προκύπτει από τον σταθμισμένο κατάλογο χαρακτηρίζεται από μικρότερους ρυθμούς σεισμικότητας αποδεσμευμένη από τις επιρροές των ισχυρών σεισμών της περιόδου ελέγχου, δηλαδή των δύο κύριων σεισμών της Κεφαλονιάς του 2014.



Σχήμα 3.22. a. Χωρική κατανομή του ημερήσιου ρυθμού εξομαλυμένης σεισμικότητας για σεισμούς με $M \ge 2.8$ στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων (01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Οκτωβρίου 2015), σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο εξομάλυνσης στον ακατέργαστο κατάλογο και παίρνοντας την απόσταση συσχετισμού ίση με d=8.5 km. **b**. Όμοια με το a. για την εφαρμογή στο σταθμισμένο κατάλογο που προκύπτει μετά την 4^η επανάληψη.

Πίνακας 3.10. Τιμές των παραμέτρων του επιδημικού μοντέλου που εφαρμόστηκε κατά την περίοδο εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Οκτωβρίου 2015, όπως προκύπτουν από τη σταδιακή προσαρμογή της σεισμικότητας υποβάθρου για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων με βάση τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας.

Παράμετροι	1ηεπανάληψη	2ηεπανάληψη	3η επανάληψη	4η επανάληψη
k (days ^{p-1})	0.14178	0.0770	0.0769	0.0769
$d_0(km)$	1.1263	1.4878	1.4869	1.4873
q	1.8771	2.0409	2.0426	2.0451
c (days)	0.0239	0.0441	0.0439	0.0441
р	1.1041	1.2035	1.2079	1.2089
α	0.5092	0.4502	0.4478	0.4477
fr	0.2271	0.2636	0.2637	0.2646
lnL	26107.600	26112.680	26113.620	26113.700

Η περίοδος ελέγχου επιλέχθηκε ώστε να αρχίζει λίγες ημέρες πριν τον M_w 6.5 σεισμό της Λευκάδας για να ελέγξουμε την απόδοση του επιδημικού μοντέλου σχετικά με αυτόν τον σεισμό και την ακολουθία του. Υπολογίστηκαν ημερήσιες πιθανότητες γένεσης για ένα χρονικό διάστημα λίγων ημερών πριν και λίγων ημερών μετά τον κύριο σεισμό για σεισμούς με διαφορετικά εύρη μεγεθών (Σχήμα 3.23). Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στους πρώτους υπολογισμούς που πραγματοποιήθηκαν μετά τη γένεση του σεισμού στόχου, με τις πιθανότητες γένεσης να αυξάνονται σημαντικά. Η διάστικτη γραμμή συμπίπτει με την 21^η Νοεμβρίου όπου παρατηρείται ένα άλμα. Αυτό οφείλεται πιθανώς στη γένεση πέντε σεισμών με $M \ge 4.0$ την προηγούμενη ημέρα, που προκάλεσαν αύξηση των ημερήσιων πιθανοτήτων γένεσης.



Σχήμα 3.23. Ημερήσιες πιθανότητες γένεσης ενός τουλάχιστον σεισμού με $M \ge 3.0$, $M \ge 4.0$ και $M \ge 5.0$ με μπλε, μωβ και πορτοκαλί γραμμές, αντίστοιχα, στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων για τη χρονική περίοδο από την 1^η Νοεμβρίου ως την 6^η Δεκεμβρίου 2015. Η διακεκομμένη γραμμή συμπίπτει με τον χρόνο γένεσης του $M_w 6.5$ σεισμού της $17^{η_{\text{S}}}$ Νοεμβρίου 2015. Η διάστικτη γραμμή συμπίπτει με την $21^{η}$ Νοεμβρίου όπου παρατηρείται ένα άλμα λόγω των σεισμών της προηγούμενης ημέρας.

Η απουσία προσεισμών πριν τη 17η Νοεμβρίου αντικατοπτρίζεται και στο διάγραμμα, όπου οι ημερήσιες πιθανότητες να γίνει τουλάχιστον ένας σεισμός με Μ≥4.0 είναι της τάξης του 10⁻² και ένα σεισμό με *M*≥ 5.0 της τάξης του 10⁻³. Τα μεσάνυχτα της 17ης Νοεμβρίου, περίπου 7 ώρες πριν τη γένεση του κύριου σεισμού, η πιθανότητα για ένα σεισμό με Μ≥6.5 είναι σχετικά χαμηλή, 2.9×10⁻⁵. Αυτή η ανισορροπία αντικατοπτρίζεται και στη σχέση μεταξύ των αναμενόμενων και των παρατηρούμενων σεισμών που αφορά τους υπολογισμούς της 17ης Νοεμβρίου. Ο αναμενόμενος αριθμός των σεισμών μεγέθους Μ≥3.0 ήταν 0.11 ενώ ο παρατηρούμενος ήταν 57. Την επόμενη ημέρα ωστόσο αντιστράφηκε η κατάσταση καθώς ο αναμενόμενος αριθμός ήταν 71.29 και ο παρατηρούμενος 38 (Σχήμα 3.24.a). Στην περίπτωση που Μ≥4.0 υπάρχει μεγαλύτερη συμφωνία, καθώς η σχέση μεταξύ αναμενόμενων και παρατηρούμενων σεισμών είναι 6.68 έναντι 5, αντίστοιχα (Σχήμα 3.24.b). Το μοντέλο σύντομα προσαρμόζεται στην αυξημένη σεισμική δραστηριότητα που ξεκίνησε με τον κύριο σεισμό. Παρόλο που ο αριθμός των αναμενόμενων σεισμών είναι συνήθως μεγαλύτερος από αυτόν των παρατηρούμενων σεισμών στις περισσότερες περιπτώσεις, ο αναμενόμενος αριθμός φθίνει ακολουθώντας την πορεία των μετασεισμών.



Σχήμα 3.24.a. Αναμενόμενος και παρατηρούμενος ημερήσιος αριθμός σεισμών με μεγέθη *M*≥3.0, σύμφωνα με το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων με βάση την περίοδο εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Οκτωβρίου 2015 και τις παραμέτρους που προέκυψαν από την καλύτερη προσαρμογή. **b**. Όμοια με το a. για σεισμούς με μεγέθη *M*≥4.0.

Παρουσιάζονται χάρτες χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας που περιλαμβάνουν τους αναμενόμενους σεισμούς με M≥3.0 και M≥4.0 για λίγες ημέρες μετά τον κύριο σεισμό (Σχήματα 3.25 και 3.26). Όπως φαίνεται, το μοτίβο ως προς τον χώρο βρίσκεται σε συμφωνία με την επικεντρική κατανομή των καταγραμμένων σεισμών. Μόνη εξαίρεση αποτελεί η αναμενόμενη πυκνότητα για τη 17^η Νοεμβρίου, που είναι πολύ χαμηλή συγκριτικά με το μεγάλο πλήθος σεισμών που έγιναν εκείνη την ημέρα.


Σχήμα 3.25. Αναμενόμενος ημερήσιος ρυθμός σεισμικότητας με $M \ge 3.0$ για κάθε κυψελίδα 0.1°×0.1°, τα μεσάνυχτα πριν τη γένεση του κύριου σεισμού στις 07:10:07 (GMT) και λίγες ημέρες αργότερα, σύμφωνα με την χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος. Οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται τα μεσάνυχτα κάθε ημέρας. Οι λευκοί κύκλοι είναι τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν σε αυτό το χρονικό διάστημα. Το κίτρινο αστέρι είναι το επίκεντρο του κύριου σεισμού.



Σχήμα 3.26. Αναμενόμενος ημερήσιος ρυθμός σεισμικότητας με $M \ge 4.0$ για κάθε κυψελίδα 0.1°×0.1°, τα μεσάνυχτα πριν τη γένεση του κύριου σεισμού στις 07:10:07 (GMT) και λίγες ημέρες αργότερα, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος. Οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται τα μεσάνυχτα κάθε ημέρας. Οι λευκοί κύκλοι είναι τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν σε αυτό το χρονικό διάστημα. Το κίτρινο αστέρι είναι το επίκεντρο του κύριου σεισμού.

Για τον ποσοτικό έλεγχο της απόδοσης του μοντέλου, ελέγχεται αναδρομικά η γένεση 30 σεισμών με Μ≥4.0 που εκδηλώθηκαν από την 1^η Νοεμβρίου ως την 31^η Δεκεμβρίου 2015. Η πρόγνωση ανανεώνεται κάθε 24 ώρες. Η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε 132 τετράγωνες κυψελίδες μεγέθους 0.1°×0.1°, με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν 8052 χωρο-χρονικές κυψελίδες. Στη συνέχεια, συμπληρώνονται πίνακες συνάφειας για διάφορα κατώφλια ρυθμών γένεσης μεταξύ 0.001 και 0.1 και υπολογίζονται κάθε φορά το πλήθος των σεισμών που ορθώς προβλέφθηκαν, το πλήθος των εσφαλμένων συναγερμών, το πλήθος των επιτυχημένων προβλέψεων μη γένεσης και το πλήθος των σεισμών που δεν προβλέφθηκαν (Πίνακας 3.11).

Πίνακας 3.11. Πίνακες συνάφειαςτουμοντέλου ΕΤΑS για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 01 Νοεμβρίου 2015 – 31Δεκεμβρίου 2015χρησιμοποιώντας διάφορα κατώφλια γένεσης *r*.

Προβλεπόμενοι	Παρατη	ρούμενοι
r=0.1	Ναι	Όχι
Ναι	<i>a</i> = 12	<i>b</i> = 19
Όχι	<i>d</i> = 18	<i>c</i> = 8003
r=0.05		
Ναι	<i>a</i> = 18	<i>b</i> = 55
Όχι	<i>d</i> = 12	<i>c</i> = 7967
r=0.01		
Ναι	a = 21	<i>b</i> = 456
Όχι	d = 9	<i>c</i> = 7566
r=0.005		
Ναι	a = 21	<i>b</i> = 815
Όχι	d = 9	<i>c</i> = 7276
r=0.001		
Ναι	a = 21	<i>b</i> = 2583
Όχι	d = 9	<i>c</i> = 5439

Μετά τη συμπλήρωση των πινάκων συνάφειας υπολογίζονται οι τιμές του Ρυθμού των Επιτυχιών *Η*, του Ρυθμού των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, του *R*αποτελέσματος (2 εναλλακτικοί τύποι *R* και *R*') και του κέρδους πιθανοτήτων *G* (Πίνακας 3.12) και κατασκευάζονται τα αντίστοιχα διαγράμματα (Σχήμα 3.27). Παρατηρούμε ότι για r=0.01, r=0.005 και r=0.001 το ποσοστό των επιτυχημένων προβλέψεων των σεισμών είναι το ίδιο. Αυτό συμβαίνει γιατί οι 21 στους 30 σεισμούς-στόχους (το 70%) μπορούν να προβλεφθούν χρησιμοποιώντας ένα αρκετά μεγάλο κατώφλι (r=0.01) ενώ οι υπόλοιποι 9 απαιτούν κατώφλι μικρότερο από 10⁻⁴, αλλά σε αυτή την περίπτωση θα πλήθαιναν οι εσφαλμένοι συναγερμοί. Για r=0.01 οι 21 στους 477 συναγερμούς δίνουν τον αληθινό ρυθμό επιτυχιών (0.044) έναντι του ρυθμού τυχαίας γένεσης που είναι ίσος με 0.0037 (30 σεισμοί στις 8052 χωρο-χρονικές κυψελίδες). Παρόλο που στον κύριο σεισμό (M_w 6.5) της 17^ης</sup> Νοεμβρίου αντιστοιχεί μικρή πιθανότητα γένεσης, ίση με 2.91×10⁻⁵, στη συνέχεια το μοντέλο προσαρμόζεται πολύ καλά στα δεδομένα με μεγάλα ποσοστά επιτυχίας.

Πίνακας 3.12. Αποτελέσματα από την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχων ως προς το Ρυθμό Επιτυχιών *Η*, το Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, τις δύο εναλλακτικές μορφές τουR-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων *G* για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων *r* αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 01 Νοεμβρίου 2015 – 31 Δεκεμβρίου 2015 για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων.

<i>r</i> =0.1	<i>r</i> =0.05	<i>r</i> =0.01	<i>r</i> =0.005	<i>r</i> =0.001
H=0.4	<i>H</i> =0.6	H=0.7	H=0.7	H=0.7
F=0.0023	F=0.0068	F=0.0568	F=0.0807	F=0.3221
R=0.3848	R=0.2450	R=0.0428	<i>R</i> =0.0241	<i>R</i> =0.0058
<i>R</i> ′=0.3976	<i>R</i> '=0.3951	<i>R</i> '=0.6431	<i>R</i> '=0.6192	<i>R</i> '=0.3445
G=103.8968	G=66.1808	G=11.8163	G=6.7421	<i>G</i> =2.0614



Σχήμα 3.27.a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς το Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Οκτωβρίου 2015 για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πληροφοριών *G*.

Μία μη-τετριμμένη περίπτωση για να ελεγχθεί η απόδοση του μοντέλου ΕΤΑS είναι αυτή κατά την οποία πριν τη γένεση του σεισμού-στόχου προηγείται έντονη σεισμική δραστηριότητα, όπως στην περίπτωση του διπλού σεισμού της Κεφαλονιάς. Ο πρώτος κύριος σεισμός (M_w 6.1) που έγινε στις 26 Ιανουαρίου 2014 περιλαμβάνεται στην περίοδο εκμάθησης, ενώ ο δεύτερος κύριος σεισμός (M_w 6.0) της 3^{ης} Φεβρουαρίου περιλαμβάνεται στην περίοδο ελέγχου. Ένα δεύτερο πείραμα εκτελέστηκε και ελέγχθηκε ξανά η απόδοση του μοντέλου. Το σύνολο δεδομένων που χρησιμοποιείται για την προσαρμογή των παραμέτρων διαρκεί από την 1^η Ιανουαρίου 2008 έως και την 29^η Ιανουαρίου 2014. Το σύνολο αυτό θεωρείται πλήρες πάνω από M_c =2.8 και αποτελείται από 1100 σεισμούς. Ακολουθήθηκαν και πάλι τα ίδια βήματα, δηλαδή αρχικά αποσυσταδοποίηση του καταλόγου προκειμένου οι βέλτιστες τιμές της απόστασης συσχετισμού να είναι όσο ομοιογενείς γίνεται και στη συνέχεια προοδευτική προσαρμογή της κανονικής σεισμικότητας. Ο αποσυσταδοποιημένος κατάλογος περιλαμβάνει τους 700 από τους 1100 σεισμούς του αρχικού καταλόγου και χωρίζεται σε δύο τμήματα 350 σεισμών το καθένα.



Σχήμα 3.28.a. Πιθανοφάνεια του δεύτερου τμήματος του καταλόγου της περιόδου εκμάθησης (01 Ιανουαρίου 2008 – 29 Ιανουαρίου 2014) σύμφωνα με το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο Poisson που δημιουργήθηκε με βάση το πρώτο τμήμα του καταλόγου, για διάφορες τιμές της παραμέτρου *d* του αλγορίθμου εξομάλυνσης, που εφαρμόστηκε στις κεντρικές Ιονίους Νήσους. **b**. αντίστοιχο σχήμα για το πρώτο τμήμα του καταλόγου ως προς το δεύτερο.

Πίνακας 3.13. Τιμές των παραμέτρων του επιδημικού μοντέλου όπως προκύπτουν από τη σταδιακή προσαρμογή της σεισμικότητας υποβάθρου για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων με βάση τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας που εφαρμόστηκε στην περίοδο εκμάθησης 1 Ιανουαρίου 2008 – 29 Ιανουαρίου 2014.

Παράμετροι	Αριθμός επαναλήψεων						
	1ŋ	2 ૫	3ղ	4ղ	5ղ	6ղ	7ղ
k (days ^{p-1})	0.1164	0.1019	0.1014	0.0958	0.0934	0.0415	0.0335
$d_0(km)$	1.9097	1.9520	1.9539	1.9562	1.9658	2.1307	2.1307
q	1.8658	1.8671	1.8920	1.8925	1.8923	1.9497	1.9496
c (days)	0.01629	0.0106	0.0103	0.0105	0.0106	0.0125	0.0258
р	1.0382	1.0384	1.0398	1.0425	1.0435	1.1167	1.2028
α	0.4148	0.4155	0.4121	0.4145	0.4142	0.4046	0.3785
fr	0.2979	0.3287	0.3304	0.3323	0.3324	0.3761	0.4044
lnL	12641.06	12677.92	12678.51	12679.01	12679.32	12689.13	12695.96

Τα διαγράμματα της απόστασης συσχετισμού σε σχέση με την πιθανοφάνεια (Σχήμα 3.28) υποδεικνύουν ότι η βέλτιστη μέση τιμή είναι ίση με d=9km, τιμή δηλαδή που είναι συμβατή με τους προηγούμενους υπολογισμούς που αφορούσαν την ίδια περιοχή μελέτης (8.5km). Χρησιμοποιώντας ένα πλέγμα που αποτελείται από τετράγωνες κυψελίδες μεγέθους 1km² δημιουργείται το μοντέλο της σεισμικότητας υποβάθρου (Σχήμα 3.29.a). Μετά από επτά επαναλήψεις επιτεύχθηκε η μέγιστη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας και εκτιμήθηκαν οι τιμές των παραμέτρων με βάση την τελευταία επανάληψη (Πίνακας 3.13).

Χρησιμοποιώντας τις τελικές εκτιμώμενες παραμέτρους λαμβάνουμε τη νέα κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας των κεντρικών Ιονίων Νήσων για τα χρονικό διάστημα 01 Ιανουαρίου 2008 – 29 Ιανουαρίου 2014 για σεισμούς με *M*≥2.8, εφαρμοσμένη στο σταθμισμένο κατάλογο (Σχήμα 3.29.b). Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι οι εξομαλυμένες κατανομές που προκύπτουν αφού έχουν εκτιμηθεί οι παράμετροι του μοντέλου είναι παρόμοιες για τις δύο διαφορετικές περιόδους εκμάθησης. Σταθμίζοντας δηλαδή τους καταλόγους καταλήγουμε σε όμοιες κατανομές της σεισμικότητας υποβάθρου ανεξάρτητες από την επιλογή της περιόδου εκμάθησης υποδεικνύοντας ότι το μοντέλο όντως έχει τη δυνατότητα να απαλλάσσει από την επιρροή των εκάστοτε σεισμικών εξάρσεων (Σχήματα 3.22.b και 3.29.b).



Σχήμα 3.29.a. Χωρική κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας(*M*≥2.8) των κεντρικών Ιονίων Νήσων (01 Ιανουαρίου 2008 – 29 Ιανουαρίου 2014) σύμφωνα με την χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο

εξομάλυνσης στον ακατέργαστο κατάλογο και παίρνοντας την απόσταση συσχετισμού ίση με *d*=9*km*. **b**. Όμοια με το a για την εφαρμογή στον σταθμισμένο κατάλογο που προκύπτει μετά την 7^η επανάληψη.

Μετά τον καθορισμό της σεισμικότητας υποβάθρου, διενεργείται μία δεύτερη δοκιμασία. Ο αλγόριθμος τρέχει χωρίς να αναζητείται καλύτερη προσαρμογή αλλά χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους που εκτιμήθηκαν με βάση την περίοδο εκμάθησης. Τα μεσάνυχτα κάθε ημέρας μπορούν να υπολογιστούν πιθανότητες γένεσης σεισμών για την ημέρα που ξεκινάει. Έτσι, 3 ώρες πριν τη γένεση του δεύτερου ισχυρού διπλού σεισμού της Κεφαλονιάς, τα μεσάνυχτα της $3^{η_c}$ Φεβρουαρίου η πιθανότητα για έναν σεισμό μεγέθους $M \ge 6.0$ υπολογίστηκε σύμφωνα με το μοντέλο ίση με 8.09×10^{-3} , μια αρκετά μεγάλη πιθανότητα. Στη συνέχεια μάλιστα, οι ημερήσιες πιθανότητες αυξάνονται δραματικά (Σχήμα 3.30). Σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση που εξετάστηκε τον Νοέμβριο του 2015, παρατηρούμε ότι οι πιθανότητες γένεσης για όλα τα εύρη μεγεθών είναι μεγαλύτερες, κάτι που ήταν αναμενόμενο λόγω της έντονης σεισμικής δραστηριότητας που υπήρχε ήδη από το τέλος της περιδου



Σχήμα 3.30. Ημερήσιες πιθανότητες ενός τουλάχιστον σεισμού με M≥3.0, M≥4.0 και M≥5.0 με μπλε, μωβ και πορτοκαλί γραμμές, αντίστοιχα, στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων για τη χρονική περίοδο από τις 30 Ιανουαρίου ως τις 20 Φεβρουαρίου2014. Η διακεκομμένη κόκκινη γραμμή αντιστοιχεί στους πρώτους υπολογισμούς που πραγματοποιήθηκαν μετά τη γένεση του δεύτερου κύριου σεισμού της Κεφαλονιάς.

Στο Σχήμα 3.31 αποτυπώνεται ο αναμενόμενος ημερήσιος αριθμός σεισμών σύμφωνα με το μοντέλο σε σύγκριση με τον παρατηρούμενο αριθμό σεισμών για μεγέθη $M \ge 3.0$ και $M \ge 4.0$. Τις τρεις πρώτες ημέρες της περιόδου ελέγχου υπάρχει σχετική αναντιστοιχία καθώς το μοντέλο υποεκτιμά την παρατηρούμενη σεισμικότητα. Στις 2 Φεβρουαρίου ο λόγος εκτιμώμενων προς παρατηρούμενων σεισμών είναι σχεδόν ίσος με τη μονάδα, 13.80 προς 11. Ωστόσο στις 3 Φεβρουαρίου και πάλι υπάρχει μεγάλη διαφορά, καθώς το μοντέλο φαίνεται πως δεν μπόρεσε να προβλέψει το μεγάλο πλήθος σεισμών που ακολούθησε τη γένεση του M_w 6.0 σεισμών βρίσκεται αξιοσημείωτα κοντά στις παρατηρήσεις. Παρά το γεγονός ότι δεν γίνεται επανεκτίμηση μετά από κάθε ημέρα, το μοντέλο προσαρμόζεται πολύ γρήγορα στη νέα κατάσταση.



Σχήμα 3.31.a. Αναμενόμενος και παρατηρούμενος ημερήσιος αριθμός σεισμών με μεγέθη M≥3.0, σύμφωνα με το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων με βάση την περίοδο εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 29 Ιανουαρίου 2014 και τις παραμέτρους που προέκυψαν από την καλύτερη προσαρμογή.
b. Όμοια με το a. για σεισμούς με μεγέθη M≥4.0.

Η προσαρμογή είναι καλή και για τους σεισμούς με Μ≥4.0, ιδιαίτερα από τις 6 Φεβρουαρίου κι έπειτα. Μπορούμε ακόμη να παρατηρήσουμε στο Σχήμα 3.31.b ότι, παρόλο που για πέντε διαδοχικές ημέρες από τις 16 ως τις 20 Φεβρουαρίου δεν καταγράφηκε κανένας σεισμός σε αυτό το εύρος μεγεθών, ο εκτιμώμενος ημερήσιος αριθμός δεν ελαττώνεται. Οι καταγραμμένοι σεισμοί στις 21 και 22 Φεβρουαρίου ωστόσο δικαιολογούν τις σχετικά υψηλές τιμές των υπολογισμένων πιθανοτήτων, καθώς η μετασεισμική δραστηριότητα συνεχίζεται και το μοντέλο συμβαδίζει με τη γένεση των σεισμών στην περιοχή. Σύμφωνα με τους χάρτες χρονικά εξαρτώμενης αναμενόμενους καθημερινούς σεισμικότητας, που δείχνουν τους ρυθμούς σεισμικότητας, η χωρική κατανομή των αναμενόμενων σεισμών συνάδει με τους παρατηρούμενους. Όλοι οι σεισμοί που έγιναν τις ημέρες ελέγχου βρίσκονται μέσα στις περιοχές όπου αναμενόταν σεισμική δραστηριότητα σύμφωνα με το μοντέλο (Σχήμα 3.32).



Σχήμα 3.32. Αναμενόμενος ημερήσιος ρυθμός σεισμικότητας με $M \ge 3.0$ για κάθε κυψελίδα 0.1°×0.1° από την 1^η ως και την 6^η Φεβρουαρίου 2014,σύμφωνα με την χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος. Οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται τα μεσάνυχτα κάθε ημέρας. Οι λευκοί κύκλοι είναι τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν

σε αυτό το χρονικό διάστημα. Τα κίτρινα αστέρια είναι τα επίκεντρα των κύριων σεισμών στις 26 Ιανουαρίου και 03 Φεβρουαρίου2014.

Ο έλεγχος της απόδοσης του μοντέλου πραγματοποιείται για τους σεισμούς με *M*≥4.0 που έγιναν από τις 30 Ιανουαρίου 2014 ως τις 31 Μαρτίου 2014. Πρόκειται για 26 σεισμούς-στόχους. Με βάση τους ρυθμούς γένεσης σεισμών πάνω από μέγεθος 4.0 συμπληρώνονται οι πίνακες συνάφειας για κατώφλια ρυθμών γένεσης μεταξύ 0.001 και 0.1 (Πίνακας 3.14) και υπολογίζονται τα στατιστικά εργαλεία, όπως το R-αποτέλεσμα (Πίνακας 3.15).

Πίνακας 3.14. Πίνακες συνάφειας του μοντέλου ΕΤΑS για την περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων για την περίοδο ελέγχου 30 Ιανουαρίου 2014 – 31 Μαρτίου 2014 χρησιμοποιώντας διάφορα κατώφλια γένεσης *r*.

Προβλεπόμενοι	Παρατη	ρούμενοι
r=0.1	Ναι	Όχι
Ναι	<i>a</i> = 11	<i>b</i> = 51
Όχι	<i>d</i> = 15	<i>c</i> = 7975
r=0.05		
Ναι	<i>a</i> = 19	<i>b</i> = 143
Όχι	d = 7	<i>c</i> = 7883
r=0.01		
Ναι	<i>a</i> = 24	<i>b</i> = 732
Όχι	d = 2	<i>c</i> = 7294
r=0.005		
Ναι	<i>a</i> = 25	<i>b</i> = 1220
Όχι	d = 1	<i>c</i> = 6806
r=0.001		
Ναι	<i>a</i> = 25	<i>b</i> = 3786
Όχι	d = 1	<i>c</i> = 4240

Παρατηρούμε ότι για κατώφλια μικρότερα από 0.01 το ποσοστό των επιτυχημένων προβλέψεων είναι πάνω από 0.9. Όσο μικραίνει το *r* αυξάνεται ωστόσο και ο ρυθμός των εσφαλμένων συναγερμών. Για *r*=0.01 η διαφορά *H-F* γίνεται μέγιστη (0.8318) και υποδεικνύει τη μη-τυχαιότητα των προβλέψεων. Ο πραγματικός ρυθμός των επιτυχιών σε αυτή την περίπτωση είναι ίσος με 0.032 (24 επιτυχημένες προβλέψεις στους 756 συναγερμούς) και ταυτόχρονα ο ρυθμός των εσφαλμένων συναγερμών *F* είναι περίπου 9%. Στο σχήμα 3.33 αποτυπώνονται για τα διάφορα κατώφλια ο ρυθμός των επιτυχιών ως προς αυτόν των εσφαλμένων συναγερμών συναγερμών και το κέρδος πιθανοτήτων *G* που φθίνει καθώς μειώνεται το κατώφλι *r*.

Πίνακας 3.15. Αποτελέσματα από την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχων ως προς τον Ρυθμό Επιτυχιών *Η*, τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, τις δύο εναλλακτικές μορφές του *R*-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων *G* για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων *r* αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 30 Ιανουαρίου 2014 – 31 Μαρτίου 2014 για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων.

<i>r</i> =0.1	<i>r</i> =0.05	<i>r</i> =0.01	<i>r</i> =0.005	<i>r</i> =0.001
<i>H</i> =0.4230	<i>H</i> =0.7307	<i>H</i> =0.9230	<i>H</i> =0.9615	<i>H</i> =0.9615
F=0.0063	<i>F</i> =0.0178	F=0.0912	F=0.1520	F=0.4717
<i>R</i> =0.1755	<i>R</i> =0.1163	<i>R</i> =0.0314	<i>R</i> =0.0199	<i>R</i> =0.0063
<i>R</i> ′=0.4167	<i>R</i> '=0.7129	<i>R</i> '=0.8318	<i>R</i> ′=0.8095	<i>R</i> ′=0.4898
G=54.9454	G=36.3219	<i>G</i> =9.8315	<i>G</i> =6.2187	<i>G</i> =2.0315



Σχήμα 3.33.a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιανουαρίου 2008 – 29 Ιανουαρίου 2014 για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πληροφοριών *G*.

Συμπερασματικά, και οι δύο περιπτώσεις περιόδων εκμάθησης και ελέγχου που διερευνήθηκαν για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα όσον αφορά την απόδοση του μοντέλου ΕΤΑS. Όσο για τις τιμές των branching ratios, η τιμή που έχει υπολογιστεί για την πρώτη περίπτωση είναι ίση με ho=0.095 και για τη δεύτερη περίπτωση είναι ίση με ho=0.040, δηλαδή 25 φορές μικρότερη από τη μονάδα. Και οι δύο τιμές υποδεικνύουν ότι η διαδικασία είναι ευσταθής και ότι οι εκτιμώμενες παράμετροι κινούνται στο φάσμα των αποδεκτών και λογικών τιμών. Επιπλέον, το χωρικό μοτίβο των παρατηρούμενων σεισμών συνάδει με αυτό των εκτιμώμενων, αλλά και ποσοτικά η αξιολόγηση μέσα από διάφορα στατιστικά εργαλεία δίνει μεγάλα ποσοστά επιτυχημένων προβλέψεων χωρίς να αυξάνονται αποτρεπτικά οι εσφαλμένοι συναγερμοί. Ιδιαίτερα για την περίπτωση που στην περίοδο εκμάθησης περιλαμβάνεται ο πρώτος από τους δύο κύριους σεισμούς της Κεφαλονιάς και στην περίοδο ελέγχου αναμένουμε να διερευνήσουμε αν ο δεύτερος κύριος σεισμός μπορεί να προβλεφθεί, η πιθανότητα λίγες ώρες πριν τη γένεση του για έναν σεισμό με Μ≥6.0. είναι σχεδόν 1%, δηλαδή αρκετές τάξεις μεγέθους υψηλότερη από τη σεισμικότητα υποβάθρου.

3.3.4. Εφαρμογή στο Βόρειο Αιγαίο

3.3.4.1. Εισαγωγή

Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου πλήττεται συχνά από ισχυρούς (*M*≥6.0) σεισμούς, αλλά χαρακτηρίζεται και από έντονη συσταδοποίηση. Δίνεται επομένως η δυνατότητα να ελεγχθεί η απόδοση του μοντέλου ΕΤΑS και ως προς ισχυρούς σεισμούς αλλά και να μελετηθεί η μικροσεισμικότητα της περιοχής.

3.3.4.2. Δεδομένα

Η περιοχή ορίζεται από τα γεωγραφικά πλάτη $38.3^{\circ} - 40.5^{\circ}B$ και γεωγραφικά μήκη $23.5^{\circ} - 26.5^{\circ}A$ (Σχήμα 3.34). Η μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμών παρατηρείται κατά μήκος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου και των σχεδόν παράλληλων κλάδων της, καθώς επίσης και στο νοτιοανατολικό άκρο της περιοχής μελέτης, όπου η σεισμικότητα είναι πιο διάχυτη. Τα πλούσια δεδομένα επιτρέπουν τον διαχωρισμό του κατάλογου σε περίοδο εκμάθησης και περίοδο ελέγχου, με τέτοιο τρόπο ώστε να περιλαμβάνεται ένας ισχυρός σεισμός ($M \ge 6.0$) σε κάθε υποσύνολο.



Σχήμα 3.34. Χωρική κατανομή των σεισμών με $M \ge 2.6$ που έγιναν από τον Ιανουάριο του 2008 έως το Δεκέμβριο του 2018. Τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη $2.6 \le M <$

4.0, 4.0 $\leq M < 5.0$, 5.0 $\leq M < 6.0$ αποτυπώνονται με άσπρους, πορτοκαλί και μωβ κύκλους, αντίστοιχα. Τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ αποτυπώνονται με κίτρινα αστέρια.

Η περίοδος εκμάθησης επιλέχθηκε να διαρκεί από την 1^η Ιανουαρίου 2008 έως την 31^η Μαΐου 2017. Περιλαμβάνει τον M_w 6.9 σεισμό της Σαμοθράκης που έγινε το 2014 καθώς επίσης και την έντονη σεισμική δραστηριότητα που έλαβε χώρα κοντά στις βορειοδυτικές ακτές της Τουρκίας κατά τη διάρκεια του Ιανουαρίου-Μαρτίου 2017 (Mesimeri et al., 2018). Το μέγεθος πληρότητας είναι ίσο με 2.6 σύμφωνα με τη μέθοδο GFT (Σχήμα 3.35). Η τιμή της παραμέτρου b υπολογίστηκε με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας που προτάθηκε από τον Aki (1965) και είναι ίση με 1.010±0.0003. Η τυπική απόκλιση της εκτίμησης υπολογίστηκε με τη μέθοδο των Shi & Bolt (1982). Ως αποτέλεσμα, 3919 σεισμοί με $M \ge 2.6$ περιλαμβάνονται στο σύνολο δεδομένων. Η επικεντρική τους κατανομή φαίνεται στο Σχήμα 3.36.



Σχήμα 3.35. Καθορισμός του μεγέθους πληρότητας, *M_c*, μέσω της μεθόδου GFT για τους σεισμούς που έγιναν μεταξύ Ιανουαρίου 2008 και Μαΐου 2017 στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου **a**. Διάγραμμα υπολοίπων μεταξύ της παρατηρούμενης συχνότητας μεγεθών και της καλύτερης προσαρμογής ενός νόμου δύναμης. **b**. Απλή (κόκκινα τρίγωνα) και αθροιστική (μαύρα τετράγωνα) συχνότητα μεγεθών.

Η περίοδος ελέγχου περιλαμβάνει τον *M*_w6.4 που έγινε νότια της ΝΑ ακτής της Λέσβου στις 12 Ιουνίου 2017. Τον ισχυρότερο μετασεισμό (*M*_w5.3) στις 17 Ιουνίου, ακολούθησε έντονη μετασεισμική δραστηριότητα που συγκεντρώνεται στο ανατολικότερο άκρο της χωρικής κατανομής (Papadimitriou et al., 2018). Πρέπει να επισημανθεί ότι όταν ισχυροί μετασεισμοί παράγουν δευτερεύοντες μετασεισμούς μέσα στη μετασεισμική ακολουθία, η σεισμική δραστηριότητα δεν μπορεί να προσαρμοστεί επαρκώς από τον τροποποιημένο νόμο του Omori. Αντιθέτως, αυτό καθιστά το μοντέλο ΕΤΑS κατάλληλο για τη στατιστική ανάλυση της σεισμικότητας.



Σχήμα 3.36. Χωρική κατανομή των σεισμών με $M \ge 2.6$ που έγιναν από τον Ιανουάριο του 2008 έως το Μάιο του 2017, δηλαδή κατά τη διάρκεια της περιόδου εκμάθησης. Τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη $2.6 \le M < 4.0$, $4.0 \le M < 5.0$, $5.0 \le M < 6.0$ αποτυπώνονται με άσπρους, πορτοκαλί και μωβ κύκλους, αντίστοιχα. Τα επίκεντρα των σεισμών με μεγέθη $M \ge 6.0$ αποτυπώνονται με κίτρινα αστέρια.

3.3.4.3. Αποτελέσματα και Συζήτηση

Αφού έχει επιλεγεί το χρονικό διάστημα και το κατώφλι των μεγεθών των σεισμών που περιλαμβάνονται στην περίοδο εκμάθησης, εκτιμάται η χωρική κατανομή της κανονικής σεισμικότητας. Το πρώτο βήμα της μεθόδου εξομάλυνσης των Console et al. (2010a) περιλαμβάνει τον καθορισμό της απόστασης συσχετισμού *d*. Οι 3919 σεισμοί χωρίζονται σε δύο υποκαταλόγους, με τον πρώτο να περιλαμβάνει 1960 και τον δεύτερο 1959 σεισμούς. Ένα πλέγμα μεγέθους 2*km* χρησιμοποιείται για να καλυφθεί μία ορθογώνια περιοχή σε απόσταση 150 km σε κάθε άξονα από ένα κεντρικό σημείο (γ. πλάτος 39.5°B, γ. μήκος 25°A). Όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.37, οι τιμές d=8 km και d=9km, αντίστοιχα, υποδείχθηκαν ως οι βέλτιστες, με βάση την εξομαλυμένη σεισμικότητα που προκύπτει από το δεύτερο τμήμα του καταλόγου ως προς το πρώτο, και αντίστροφα. Η μέση τιμή αυτών των δύο, δηλαδή d=8.5km έχει επιλεχθεί για την εξομαλυμένη κατανομή που φαίνεται στο Σχήμα 3.38.



Σχήμα 3.37.a. Πιθανοφάνεια του δεύτερου τμήματος του καταλόγου της περιόδου εκμάθησης (01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Μαΐου 2017) σύμφωνα με το χρονικά ανεξάρτητο μοντέλο Poisson που δημιουργήθηκε με βάση το πρώτο τμήμα του καταλόγου, για διάφορες τιμές της παραμέτρου *d* του αλγορίθμου εξομάλυνσης, που εφαρμόστηκε στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου. **b**. αντίστοιχο σχήμα για το πρώτο τμήμα του καταλόγου ως προς το δεύτερο.

Οι παράμετροι του μοντέλου ΕΤΑS εκτιμώνται στη συνέχεια με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας με σταδιακή προσαρμογή της σεισμικότητας υποβάθρου. Τα αποτελέσματα που φαίνονται στον Πίνακα 3.16 προκύπτουν ύστερα από 7 διαδοχικές επαναλήψεις. Η όγδοη επανάληψη δίνει χαμηλότερη τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας και, ως εκ τούτου, η διαδικασία σταματάει. Η νέα κατανομή της εξομαλυμένης σεισμικότητας της περιοχής του Βορείου Αιγαίου προκύπτει υιοθετώντας τις παραμέτρους που προέκυψαν από την τελευταία επανάληψη (Σχήμα 3.39). Παρατηρούμε συγκέντρωση αρκετών σεισμών με $M \ge 4.0$ βόρεια της Λέσβου, στις ακτές της ΒΔ Τουρκίας (γύρω από το σημείο 26.0°Β, 39.5°Α), η οποία συνδέεται με τη σεισμική

έξαρση που έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια των πρώτων μηνών του 2017 και αποτυπώθηκε με θερμά χρώματα στον χάρτη της χωρικής κατανομής του εξομαλυμένου ρυθμού σεισμικότητας κατά την αρχική εκτίμηση των παραμέτρων. Γενικά, όλα τα σημεία που συνδέονται με σεισμούς με *M*≥5.0 αντιστοιχούν σε κάποια μικρή εστία στο Σχήμα 3.38 με γαλάζιο χρώμα.



Lon (° E)

Σχήμα 3.38. Χωρική κατανομή του εξομαλυμένου ημερήσιου ρυθμού σεισμικότητας της περιοχής του Βορείου Αιγαίου (01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Μαΐου 2017), σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, από την εφαρμογή του αλγορίθμου στον ακατέργαστο κατάλογο με την απόσταση συσχέτισης ίση με*d*=8.5 *km*.

Στο Σχήμα 3.39 η σεισμικότητα είναι πιο διάχυτη. Χρησιμοποιώντας για ευθεία σύγκριση την ίδια χρωματική κλίμακα, βλέπουμε πως κανένα σημείο δεν είναι συνδεδεμένο με θερμά χρώματα μετά τις διαδοχικές επαναλήψεις. Απαλείφθηκε σε κάποιο βαθμό η επίδραση από τη σεισμική έξαρση βόρεια της Λέσβου και από τη σεισμική ακολουθία που συνδέεται με τον σεισμό της Σαμοθράκης του 2014. Όπως αναμενόταν, παραμένουν ωστόσο οι εστίες που συνδέονται με την τάφρο του Βορείου Αιγαίου, αλλά και το νοτιοανατολικό άκρο της περιοχής μελέτης γύρω από τη Λέσβο και τη Χίο, που ιστορικά συνδέεται με αυξημένη σεισμική δραστηριότητα.

Πίνακας 3.16. Τιμές των παραμέτρων του επιδημικού μοντέλου, όπως προκύπτουν από τη σταδιακή προσαρμογή της σεισμικότητας υποβάθρου για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου με βάση τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας που εφαρμόστηκε στην περίοδο εκμάθησης 1 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017.

Παράμετροι	Αριθμός επαναλήψεων						
	1 ^ŋ	2 ૫	3ղ	4 η	5 ^ŋ	6 ղ	7 ૫
k (days ^{p-1})	0.2275	0.2245	0.2245	0.2230	0.2230	0.2219	0.2218
d₀(km)	1.378	1.400	1.4115	1.4150	1.4250	1.4250	1.4256
q	1.9819	2.0178	2.0297	2.0347	2.0450	2.0450	2.0436
c (days)	0.0075	0.00725	0.00725	0.00725	0.00712	0.00712	0.00713
р	1.0306	1.0311	1.0309	1.0309	1.0309	1.0309	1.0309
α	0.3932	0.3931	0.3956	0.3956	0.3962	0.3962	0.3953
fr	0.321	0.324	0.322	0.321	0.322	0.325	0.325
lnL	46849.32	46995.06	46995.45	46995.73	46996.02	46996.11	46996.17



Σχήμα 3.39. Χωρική κατανομή του εξομαλυμένου ημερήσιου ρυθμού σεισμικότητας της περιοχής του Βορείου Αιγαίου (01 Ιανουαρίου 2008 – 31 Μαΐου 2017), σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος, από την εφαρμογή του αλγορίθμου στον σταθμισμένο κατάλογο με την απόσταση συσχέτισης ίση με *d*=8.5 *km*.

Η περίοδος ελέγχου στην περίπτωση του Βορείου Αιγαίου επιλέγεται να αρχίσει λίγες μέρες πριν τη γένεση του M_w 6.4 σεισμού της $12^{\eta\varsigma}$ Ιουνίου, την 1^{η} Ιουνίου 2017 και διαρκεί ως την 31^{η} Ιουλίου 2017. Θεωρείται ότι κάθε πρόγνωση αναφέρεται στη σεισμικότητα που ξεκινάει στις 0:00 και διαρκεί ως τις 24:00 για κάθε ημέρα της δοκιμασίας. Δεν έχουν καταγραφεί προσεισμοί στην περίοδο ελέγχου τις πρώτες 11 ημέρες του Ιουνίου εκτός από έναν σεισμό με *M*2.7. Για αυτόν τον λόγο η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού με *M*≥6.0 είναι χαμηλή τα μεσάνυχτα της $12^{\eta\varsigma}$ Ιουνίου, περίπου 12 ώρες πριν τη γένεση του κύριου σεισμού, και ίση με 0.4×10⁻⁶.



Σχήμα 3.40. Ημερήσιες πιθανότητες ενός ή περισσότερων σεισμών με $M \ge 3.0, M \ge 4.0, M \ge 5.0$ με μπλε, μωβ και πορτοκαλί γραμμές, αντίστοιχα, για τη χρονική περίοδο από την 1^η Ιουνίου ως την 30^η Ιουνίου 2017. Η διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του M_w 6.4 σεισμού της 12^{ης} Ιουνίου. Η διάστικτη γραμμή συμπίπτει με το χρόνο γένεσης του M_w 5.3 σεισμού της 17^{ης} Ιουνίου.

Έχουν υπολογιστεί επίσης ημερήσιες πιθανότητες γένεσης για σεισμούς με διάφορα κατώφλια μεγεθών, για ένα χρονικό διάστημα λίγων ημερών πριν και μετά από τον κύριο σεισμό, για 30 ημέρες συνολικά (Σχήμα 3.40). Οι πρώτοι υπολογισμοί που έγιναν 12 ώρες περίπου μετά τον κύριο σεισμό αντιστοιχούν στη διακεκομμένη γραμμή και σχετίζονται με ραγδαία αύξηση. Οι ημερήσιες πιθανότητες γένεσης αυξάνονται δραματικά, σεισμοί με μεγέθη $M \ge 3.0$ αντιστοιχούν σε πιθανότητα 1, σεισμοί με μεγέθη $M \ge 4.0$ έχουν πιθανότητα γένεσης ίση με 0.995 και αυτοί με $M \ge 5.0$ πιθανότητα ίση με 0.393. Η διάστικτη γραμμή αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του $M_w 5.3$ σεισμού της 17^{ης} Ιουνίου. Αυτός ο σεισμός είναι υπεύθυνος για τα άλματα που παρατηρούνται στα διαγράμματα και αφορούν τις πιθανότητες γένεσης σεισμού με $M \ge 4.0$ (πιθανότητα=0.904) και $M \ge 5.0$ (πιθανότητα=0.195).



Σχήμα 3.41.a. Αναμενόμενος και παρατηρούμενος αριθμός σεισμών με μεγέθη *M*≥3.0 ανά ημέρα, με βάση το επιδημικό μοντέλο και τις παραμέτρους που προέκυψαν από την καλύτερη προσαρμογή. **b**. Όμοια με το a. για σεισμούς με μεγέθη *M*≥ 4.0.

Πραγματοποιείται σύγκριση η οποία παρουσιάζεται στα Σχήματα 3.41.a και 3.41.b, μεταξύ της παρατηρούμενης και αναμενόμενης συχνότητας, για σεισμούς με μεγέθη $M \ge 3.0$ και $M \ge 4.0$, αντίστοιχα. Είναι εύλογο, εξαιτίας της απουσίας προσεισμών, ότι στις 12 Ιουνίου, τα μεσάνυχτα, 12 ώρες πριν τη γένεση του κύριου σεισμού, αναμένεται ένας μικρός αριθμός σεισμών και για τα δύο εύρη μεγεθών. Στις 13 Ιουνίου, ειδικά για σεισμούς με μεγέθη $M \ge 3.0$, ο αναμενόμενος αριθμός των σεισμών αυξάνεται γρήγορα. Τις περισσότερες ημέρες αναμένονται περισσότεροι σεισμοί απ' όσους παρατηρούνται. Υπάρχει επιπλέον μια προφανής έλλειψη παρατηρούμενων σεισμών,

ιδιαίτερα με μεγέθη Μ≥4.0. Το τελευταίο δεκαήμερο του Ιουνίου ωστόσο και το μοντέλο προβλέπει παρατηρούμενους σεισμούς που κυμαίνονται σε χαμηλά επίπεδα, σε ένα εύρος [0.33, 0,85].

Μπορούν να παραχθούν χάρτες χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας που να δείχνουν τον αναμενόμενο αριθμό σεισμών με μεγέθη M≥3.0 για κάποιες ημέρες μετά τη γένεση του M_w6.4 σεισμού της Λέσβου στις 12 Ιουνίου. Για αυτόν τον λόγο ολόκληρη η περιοχή διαιρείται σε τετράγωνες κυψελίδες διαστάσεων 0.1°×0.1° προκειμένου να εξεταστεί αν το χωρικό μοτίβο των αναμενόμενων σεισμών είναι σε συμφωνία με την επικεντρική κατανομή των παρατηρούμενων σεισμών. Όπως φαίνεται στους σχετικούς χάρτες (Σχήμα 3.42), η χωρική κατανομή των αναμενόμενων σεισμών είναι σεισμών είναι συμβατή με τις θέσεις των σεισμών που έγιναν στις 13 και τις 14 Ιουνίου 2017. Για πιο λεπτομερή απεικόνιση, οι χάρτες είναι εστιασμένοι στην περιοχή όπου αναμένεται μεγαλύτερη πυκνότητα σεισμών, νότια της Λέσβου.



Σχήμα 3.42. Αναμενόμενος ημερήσιος ρυθμός σεισμικότητας με Μ≥3.0 στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου για κάθε κυψελίδα 0.1°×0.1° για τις 13 και 14 Ιουνίου 2017, σύμφωνα με τη χρωματική κλίμακα στο δεξιό μέρος του σχήματος. Οι λευκοί κύκλοι είναι τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν σε αυτό το χρονικό διάστημα.

Πλέον της ποιοτικής αξιολόγησης της απόδοσης του μοντέλου, η ποσοτική αξιολόγηση περιλαμβάνει τη δημιουργία διαγραμμάτων ROC μέσω της συμπλήρωσης 2×2 πινάκων συνάφειας. Η αρχική ημερομηνία της περιόδου επαλήθευσης είναι η 1^η Ιουνίου, και η τελική είναι η 31^η Ιουλίου 2017. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε 713 τετράγωνες κυψελίδες μεγέθους 0.1°×0.1° και 61 κυψελίδες 24 ωρών η καθεμία, με αποτέλεσμα τη δημιουργία 43493 χωρο-χρονικών κυψελίδων. Το κατώφλι μεγέθουε των σεισμών για τους οποίους πραγματοποιούμε τις προγνώσεις ορίζεται ίσο με 3.0. 127 σεισμοί-στόχοι έχουν γίνει στην προαναφερθείσα χρονική περίοδο, η επικεντρική κατανομή των οποίων φαίνεται στο Σχήμα 3.43. Οι σεισμοί αυτοί είναι συγκεντρωμένοι στη θαλάσσια περιοχή νότια της Λέσβου. Γι' αυτόν τον λόγο ο χάρτης είναι εστιασμένος σε μικρότερο κομμάτι σε σχέση με όλη την περιοχή μελέτης.

Ενδέχεται δύο ή περισσότεροι σεισμοί, κυρίως αυτοί που ανήκουν στο εύρος μεγεθών [3.0, 3.2], να εκδηλώνονται στην ίδια χωρο-χρονική κυψελίδα. Είναι πιο λογικό, επειδή πρόκειται για προγνώσεις με συναγερμούς, κάθε κυψελίδα του χωρο-χρόνου να προσμετράται μία μόνο φορά, έτσι ώστε ο συνολικός αριθμός των μετρήσεων στο 2διάστατο πίνακα συνάφειας να ισοδυναμεί με το συνολικό αριθμό των κυψελίδων. Έτσι, αν δύο σεισμοί αντιστοιχούν στην ίδια χωρο-χρονική κυψελίδα, μετρώνται ως μία παρατήρηση στην περίπτωση που έχει γίνει πρόγνωση (Ναι) και ως ένας σεισμός που δεν προβλέφθηκε στην περίπτωση που δεν έχει γίνει πρόγνωση ('Οχι). Ως αποτέλεσμα, 73 από τους 127 σεισμούς με $M \ge 3.0$ είναι οι σεισμοί-στόχοι, ενώ 54 σεισμοί αποκλείονται από τους υπολογισμούς.



Σχήμα 3.43. Επικεντρική κατανομή των 127 σεισμών-στόχων με $M \ge 4.0$ που έγιναν κατά τη διάρκεια του Ιουνίου και Ιουλίου 2017. Σεισμοί με $3.0 \le M < 4.0, 4.0 \le M < 5.0$, $5.0 \le M < 6.0$ αποτυπώνονται με λευκούς, πορτοκαλί και μωβ κύκλους, αντίστοιχα. Ο $M_w 6.4$ σεισμός της 12^{ης} Ιουνίου αποτυπώνεται με ένα κίτρινο αστέρι.

Κατά τη συμπλήρωση των πινάκων συνάφειας, πρόγνωση ορίζεται σε μία κυψελίδα αν η πιθανότητα γένεσης των σεισμών με *M*≥3.0 υπερβαίνει μία ορισμένη τιμή *r*. Τα αποτελέσματα για διάφορα κατώφλια *r* μεταξύ 0.0005 και 0.03 παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.17. Στις περισσότερες περιπτώσεις, εκτός από την περίπτωση με *r*=0.03, η πλειονότητα των κυψελίδων είναι άδεια. Με βάση τους πίνακες συνάφειας, υπολογίζονται οι τιμές του Ρυθμού των Επιτυχιών *H* και του Ρυθμού των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* για τη δημιουργία των διαγραμμάτων ROC (Πίνακας 3,17, Σχήμα 3.44). Ακολουθείται η γενική τάση κατά την οποία αυξάνοντας το κατώφλι *r*, οι τιμές των *H* και *F* μειώνονται, καθώς οι προβλέψεις είναι πιο αυστηρές. Δεν είναι συχνό δηλαδή σε μία κυψελίδα να αντιστοιχεί υψηλή πιθανότητα γένεσης κι έτσι οι συναγερμοί είναι λιγότερο συχνοί. Για παράδειγμα, όταν *r*=0.03, μόνο 1659 από τις 43493 κυψελίδες, δηλαδή 3.8% των κυψελίδων περιέχουν συναγερμούς. Επομένως, αυτό οδηγεί σε λιγότερους εσφαλμένους συναγερμούς αλλά και σε χαμηλότερο ποσοστό επιτυχιών.

Πίνακας 3.17. Πίνακες συνάφειας του μοντέλου ΕΤΑS για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου για την περίοδο ελέγχου 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 χρησιμοποιώντας διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων *r*. Οι σεσμοί που αντιστοιχούν στην ίδια χωρο-χρονική κυψελίδα μετρώνται σαν μία παρατήρηση.

Προβλεπόμενοι	Παρατηρούμενοι		
r=0.03	Ναι	Όχι	
Ναι	a = 57	<i>b</i> = 1602	
Όχι	<i>d</i> = 16	<i>c</i> = 41818	
r=0.02			
Ναι	a = 57	<i>b</i> = 2323	
Όχι	<i>d</i> = 16	<i>c</i> = 41097	
r=0.01			
Ναι	a = 57	<i>b</i> = 4226	
Όχι	<i>d</i> = 16	<i>c</i> = 39194	
r=0.005			
Ναι	<i>a</i> = 57	<i>b</i> = 7542	
Όχι	<i>d</i> = 16	<i>c</i> = 35878	
r=0.001			
Ναι	<i>a</i> = 60	<i>b</i> = 20735	
Όχι	<i>d</i> = 13	<i>c</i> = 22685	
r=0.0005			
Ναι	<i>a</i> = 67	<i>b</i> = 30488	
Όχι	d = 6	<i>c</i> = 12932	

Μία αξιοσημείωτη παρατήρηση αφορά τη σταθερότητα του Ρυθμού Επιτυχιών Hγια ένα μεγάλο εύρος από κατώφλια πιθανοτήτων. Συγκεκριμένα, για κατώφλια μεταξύ 0.005 και 0.03 ο ρυθμός H είναι σταθερός και ίσος με 0.78. Αυτό σημαίνει ότι οι 57 από τους 73 σεισμούς – στόχους με $M \ge 3.0$ προβλέπονται από το μοντέλο καθώς ανήκουν σε κυψελίδες με μεγάλες πιθανότητες γένεσης, μεγαλύτερες από 0.03, ενώ οι υπόλοιποι 16 σε κυψελίδες με πολύ χαμηλές πιθανότητες, κάτω από 0.005. Οι υπόλοιποι σεισμοί θα ήταν πολύ δύσκολο να προβλεφθούν, μόνο μειώνοντας κατά πολύ το κατώφλι r. 67 από τους 73 σεισμούς-στόχους προβλέπονται όταν μειώνεται το κατώφλι στο r=0.0005. Ωστόσο, κάτι τέτοιο θα αύξανε τον Ρυθμό Εσφαλμένων Συναγερμών στο 70%.

Η διαφορά μεταξύ Η και F θεωρείται μέτρο της τυχαιότητας των προβλέψεων. Η μέγιστη διαφορά μεταξύ τους παρατηρείται για r=0.03, H-F=0.744 (Πίνακας 3.18). Σε όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν, ακόμα και όταν ο Ρυθμός Εσφαλμένων Συναγερμών γίνεται μέγιστος, για r=0.0005, οι προβλέψεις είναι κάθε άλλο παρά τυχαίες. Αυτό είναι εμφανές και στο Σχήμα 3.44.a.

Πίνακας 3.18. Αποτελέσματα από την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχων ως προς τον Ρυθμό Επιτυχιών *Η*, τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, τις δύο εναλλακτικές μορφές του *R*-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων *G* για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων *r* αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου στην περίπτωση των 73 σεισμών-στόχων.

<i>r</i> =0.03	<i>r</i> =0.02	<i>r</i> =0.01	<i>r</i> =0.005	<i>r</i> =0.001	<i>r</i> =0.0005
<i>H</i> =0.78	<i>H</i> =0.78	<i>H</i> =0.78	<i>H</i> =0.78	<i>H</i> =0.82	<i>H</i> =0.92
F=0.036	F=0.053	F=0.097	F=0.173	F=0.477	F=0.701
<i>R</i> =0.033	<i>R</i> =0.034	<i>R</i> =0.0129	<i>R</i> =0.007	<i>R</i> =0.023	<i>R</i> =0.002
<i>R</i> ′=0.744	<i>R′</i> =0.727	<i>R</i> ′=0.684	<i>R</i> '=0.607	<i>R′</i> =0.344	<i>R</i> ′=0.217
G=20.47	G=14.27	G=7.93	G=4.47	<i>G</i> =1.72	G=1.32



Σχήμα 3.44.a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου στην περίπτωση των 73 σεισμών-στόχων. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί. **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πιθανοτήτων *G*.

Η αξιολόγηση του μοντέλου επιτυγχάνεται επιπλέον με τη βοήθεια του κέρδους πιθανοτήτων *G*. Όταν ο Ρυθμός των Εσφαλμένων Συναγερμών αυξάνεται, η τιμή του *G* μειώνεται. Οι τιμές του *G* κυμαίνονται από μερικές δεκάδες έως μερικές μονάδες. Για *r*=0.03 τιμή του *G* είναι αρκετά υψηλή, ίση με 20.47. Ταυτόχρονα, μεγιστοποιείται η τιμή του *R*'. Για αυτή την τιμή *r*, ο πραγματικός ρυθμός επιτυχιών –λαμβάνοντας δηλαδή υπόψη όχι μόνο τις χωρο-χρονικές κυψελίδες οι οποίες ορθώς αναμενόταν να φιλοξενήσουν έναν σεισμό αλλά και τις κυψελίδες οι οποίες σύμφωνα με το μοντέλο αντιστοιχούσαν σε κάποιον σεισμό που δε συνέβη- είναι ίσος με 0.034. Αυτή η τιμή προκύπτει από το γεγονός ότι 57 σεισμοί έχουν επιτυχώς προβλεφθεί στο σύνολο των 1659 συναγερμών.



Σχήμα3.45.a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου για διαφορετικά κατώφλια μεγέθους στην περίπτωση των 127 σεισμών-στόχων. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί. **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πληροφοριών *G*.

Για σύγκριση, ελέγχονται διαφορετικά κατώφλια μεγέθους, μεγαλύτερα από το μέγεθος πληρότητας, από 3.0 έως 4.0 με βήμα 0.2. Αυτό προκαλεί τροποποιήσεις στους πίνακες συνάφειας, όπως επίσης τα αντίστοιχα διαγράμματα ROC (Σχήμα 3.45). Όσο μεγαλύτερο είναι το κατώφλι μεγέθους, τόσο μικρότερος είναι ο αριθμός των επιτυχιών αλλά και των εσφαλμένων συναγερμών. Σε κάθε περίπτωση, οι προβλέψεις δεν είναι καθόλου τυχαίες. Για παράδειγμα, για *r*=0.001 και κατώφλι μεγέθους ίσο με 4.0 ο πραγματικός ρυθμός επιτυχιών είναι 0.0014 (6 επιτυχίες στο σύνολο των 4027 συναγερμών) έναντι του τυχαίου ρυθμού γένεσης σεισμών που είναι ίσος με 0.0002 (12 σεισμοί στις 43493 χωρο-χρονικές κυψελίδες). Για κατώφλι μεγέθους ίσο με 3.0 και *r*=0.01, ο πραγματικός ρυθμός επιτυχιών είναι ίσος με 0.0016.

Για σύγκριση και για μία πιο ενδελεχή διερεύνηση, ακολουθείται και η εναλλακτική προσέγγιση όπου κάθε σεισμός λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς ανεξάρτητα από το αν ένας σεισμός έχει εκδηλωθεί στην ίδια χωρο-χρονική κυψελίδα. Αυτό σημαίνει ότι οι σεισμοί στόχοι με *M*≥3.0 είναι 127. Οι πίνακες συναφειας για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων γένεσης *r* έχουν επανα-υπολογιστεί (Πινακας 3.19). Το άθροισμα των στοιχείων των πινάκων συνάφειας δεν είναι ίσο με τον αριθμό των

κυψελίδων (43493), αλλά ίσο με το άθροισμα των κυψελίδων και των σεισμών που έχουν επανειλημμένα διαρρήξει μία κυψελίδα (43547).

Πίνακας 3.19. Πίνακες συνάφειας του μοντέλου ΕΤΑS για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου για την περίοδο ελέγχου 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 χρησιμοποιώντας διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων *r*. Οι σεσμοί που αντιστοιχούν στην ίδια χωρο-χρονική κυψελίδα μετρώνται σαν διαφορετικές παρατηρήσεις.

Προβλεπόμενοι	Παρατηρούμενοι		
r=0.03	Yes	No	
Ναι	<i>a</i> = 85	<i>b</i> = 1602	
Όχι	<i>d</i> = 42	<i>c</i> = 41818	
r=0.02			
Ναι	<i>a</i> = 85	<i>b</i> = 2323	
Όχι	<i>d</i> = 42	<i>c</i> = 41097	
r=0.01			
Ναι	<i>a</i> = 85	<i>b</i> = 4226	
Όχι	<i>d</i> = 42	<i>c</i> = 39194	
r=0.005			
Ναι	<i>a</i> = 85	<i>b</i> = 7542	
Όχι	<i>d</i> = 42	<i>c</i> = 35878	
r=0.001			
Ναι	<i>a</i> = 88	<i>b</i> = 20735	
Όχι	<i>d</i> = 39	<i>c</i> = 22685	
r=0.0005			
Ναι	a = 120	<i>b</i> = 30488	
Όχι	<i>d</i> = 7	<i>c</i> = 12932	

Με βάση τους πίνακες συνάφειας, οι τιμές των *H*, *F*, *R*, *R'* και *G* υπολογίζονται ξανά (Πίνακας 3.20). Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι ισχύει ακόμη η σταθερότητα του *H* για κατώφλια πιθανοτήτων γένεσης μεταξύ *r*=0.005 and 0.03. Η αναλογία των σεισμών που έγιναν σε μία κυψελίδα συναγερμού έχει μειωθεί σε σύγκριση με την προηγούμενη περίπτωση υποδεικνύοντας ότι είναι προτιμότερο να αποκλείσουμε από τους υπολογισμούς τους διπλότυπους σεισμούς. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι οι σεισμοί που έχουν διαρρήξει μία συγκεκριμένη κυψελίδα πάνω από μία φορά κατά τη διάρκεια της ημέρας εντοπίζονται κυρίως στον κατάλογο αμέσως μετά τη γένεση του κύριου σεισμού στις 12 Ιουνίου όταν οι εκτιμώμενες πιθανότητες γένεσης είναι ακόμα χαμηλές.

Πίνακας 3.20. Αποτελέσματα από την εφαρμογή των στατιστικών ελέγχων ως προς τον Ρυθμό Επιτυχιών *Η*, τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F*, τις δύο εναλλακτικές μορφές του *R*-αποτελέσματος και του κέρδους πιθανοτήτων *G* για διάφορα κατώφλια πιθανοτήτων *r* αναφορικά με την περίοδο ελέγχου 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου στην περίπτωση των 127 σεισμών-στόχων.

<i>r</i> =0.03	<i>r</i> =0.02	<i>r</i> =0.01	<i>r</i> =0.005	<i>r</i> =0.001	<i>r</i> =0.0005
<i>H</i> =0.67	<i>H</i> =0.67	<i>H</i> =0.67	<i>H</i> =0.67	<i>H</i> =0.70	<i>H</i> =0.94
F=0.036	F=0.053	F=0.097	F=0.173	F=0.4774	F=0.701
<i>R</i> =0.049	<i>R</i> =0.034	<i>R</i> =0.019	<i>R</i> =0.010	<i>R</i> =0.002	<i>R</i> =0.003
<i>R</i> ′=0.632	<i>R</i> '=0.615	<i>R</i> '=0.572	<i>R</i> '=0.496	<i>R</i> ′=0.215	<i>R′</i> =0.243
G=17.26	G=12.09	G=6.76	G=3.82	G=1.45	G=1.34



Σχήμα 3.46.a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου στην περίπτωση των 127 σεισμών-στόχων. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί. **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πιθανοτήτων *G*.



Σχήμα3.47.a. Τιμές του Ρυθμού Επιτυχιών *Η* ως προς τον Ρυθμό των Εσφαλμένων Συναγερμών *F* με βάση το επιδημικό μοντέλο που εκτιμήθηκε μέσω της περιόδου εκμάθησης 01 Ιουνίου 2017 – 31 Ιουλίου 2017 για την περιοχή του Βορείου Αιγαίου για διαφορετικά κατώφλια μεγέθους στην περίπτωση των 127 σεισμών-στόχων. Κάθε τιμή του *F* αντιστοιχεί σε ένα διαφορετικό κατώφλι με βάση το οποίο ορίζονται συναγερμοί. **b**. Όμοια με το a. για το κέρδος πληροφοριών *G*.

Διαφορετικά κατώφλια μεγεθών έχουν επίσης ελεγχθεί, κυμαινόμενα από 3.0 έως 4.0 σε βήματα 0.2 μονάδων μεγεθών, και στην δεύτερη περίπτωση που εξετάστηκε, όπου επιτρέπεται δηλαδή να εκδηλώνονται στην ίδια χωρο-χρονική κυψελίδα. Κάθε σεισμός με M≥3.6 ανήκει σε διαφορετικές κυψελίδες και ως εκ τούτου οι αντίστοιχοι πίνακες συνάφειας είναι οι ίδιοι. Τα σχετικά διαγράμματα ROC και τα διαγράμματα με τα κέρδη πιθανοτήτων αποτυπώνονται στο Σχήμα 3.47.

Μπορούμε να επισημάνουμε ότι για σεισμούς με *M*≥3.0 ο ρυθμός αποτυχιών και στις δύο περιπτώσεις που εξετάστηκαν παίρνει σημαντικά μεγαλύτερες τιμές. Οι τιμές των επιτυχιών είναι επίσης υψηλότερες (μπλε γραμμές στα Σχήματα 3.45 και 3.47). Μία διαφορά παρατηρείται σχετικά με τους σεισμούς με *M*≥3.2 στη δεύτερη περίπτωση, όπου η τιμή του *H* (κόκκινη γραμμή) ξεπερνάει την αντίστοιχη τιμή που προκύπτει από τους σεισμούς με *M*≥3.0 (μπλε γραμμή).

3.4. Ενσωμάτωση των Αποτελεσμάτων και Συζήτηση

Η ευρύτερη περιοχή του Ελληνικού χώρου, αλλά και επιμέρους περιοχές με έντονη σεισμική δραστηριότητα, όπως ο Κορινθιακός Κόλπος, οι κεντρικές Ιόνιες Νήσοι και το Βόρειο Αιγαίο, ενδείκνυνται για την εφαρμογή του μοντέλου ΕΤΑS, λόγω του μεγάλου αριθμού σεισμών που καταγράφονται σε αυτές και της ισχυρής συσταδοποίησης. Οι αναδρομικοί έλεγχοι βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης που έχουν πραγματοποιηθεί για σύντομες χρονικές περιόδους για κάθε περιοχή έχουν επιδείξει πολύ καλή απόδοση σε όλες τις περιπτώσεις. Η απόδοση ελέγχεται μέσα από τον υπολογισμό πιθανοτήτων γένεσης για διάφορα εύρη μεγεθών, τη σύγκριση μεταξύ παρατηρούμενου και αναμενόμενου αριθμού σεισμών και τη σύγκριση της χωρικής κατανομής τους μέσα από χάρτες χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας. Η ποσοτική αξιολόγηση σεισμών – στόχων, μεγέθους συνήθως μεγαλύτερου ή ίσου του 4.0, πραγματοποιείται μέσα από στατιστικά εργαλεία, όπως είναι τα διαγράμματα ROC, το κέρδος πιθανοτήτων και το *R*-αποτέλεσμα.

Στις περιόδους ελέγχου περιλαμβάνονται –πλην της περιοχής του Κορινθιακού Κόλπου– σεισμοί με $M \ge 6.0$, τις πιθανότητες γένεσης των οποίων διερευνούμε. Ο έλεγχος σε όλο τον Ελληνικό χώρο αφορά τον $M_w6.4$ σεισμό της Λέσβου στις 12 Ιουνίου 2017 και τον $M_w6.6$ σεισμό της Κω στις 20 Ιουλίου 2017. Για την περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων η πρώτη περίοδος ελέγχου περιλαμβάνει τον $M_w6.5$ σεισμό της Λευκάδας στις 17 Νοεμβρίου 2015 και η δεύτερη τον $M_w6.0$ σεισμό της Κεφαλονιάς στις 3

213

Φεβρουαρίου 2014. Για το Βόρειο Αιγαίο εξετάζεται και πάλι ο σεισμός της Λέσβου του 2017. Στον Πίνακα 3.21 καταγράφονται οι αντίστοιχες πιθανότητες γένεσης τα μεσάνυχτα πριν τη γένεση καθενός από αυτούς.

Περιοχή ελέγχου	Ημερομηνία	Μέγεθος	Πιθανότητα γένεσης
Ελληνικός χώρος (Λέσβος)	12 Ιουνίου 2017	6.4	1.1×10 ⁻³
Ελληνικός χώρος (Κως)	20 Ιουλίου 2017	6.6	4.7×10 ⁻³
Κεντρικές Ιόνιες Νήσοι (Λευκάδα)	17 Νοεμβρίου 2015	6.5	2.9×10 ⁻⁵
Κεντρικές Ιόνιες Νήσοι (Κεφαλονιά)	03 Φεβρουαρίου 2014	6.0	8.1×10 ⁻³
Βόρειο Αιγαίο (Λέσβος)	12 Ιουνίου 2017	6.4	0.4×10 ⁻⁶

Πίνακας 3.21. Πιθανότητες γένεσης των σεισμών με $M \ge 6.0$ που περιλαμβάνονται στις περιόδους ελέγχου κάθε περιοχής μελέτης

Παρατηρούμε ότι στις περισσότερες περιπτώσεις η πιθανότητα γένεσης κυμαίνεται μεταξύ 1% και 1‰, που είναι αρκετά ικανοποιητικές πιθανότητες καθώς είναι αρκετές τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες από τη σεισμικότητα υποβάθρου. Οι χαμηλότερες τιμές αφορούν τον σεισμό της Λευκάδας και τον σεισμό της Λέσβου κατά την εφαρμογή του επιδημικού μοντέλου στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου. Ο λόγος είναι η έλλειψη προσεισμών πριν τη γένεσή τους στις αρχές της περιόδου ελέγχου. Χαρακτηριστική είναι η διαφορά μεταξύ του σεισμού της Λευκάδας και του σεισμού της Κεφαλονιάς. Στη δεύτερη περίπτωση, ο πρώτος σεισμός του διπλού σεισμού πρν αρχή της δοκιμασίας οι πιθανότητες να είναι αυξημένες. Αξιοσημείωτη είναι επιπλέον η διαφορά ανάμεσα στην εκτίμηση του *M*_w6.4 σεισμού της Λέσβου όταν η γένεση του διερευνάται μέσω ενός μοντέλου συσταδοποίησης για όλο τον Ελληνικό χώρο και ενός μοντέλου συσταδοποίησης για όλο τον Ελληνικό χώρο και ενός

την πιο μεγάλη πιθανότητα στην πρώτη περίπτωση είναι πως λόγω της μεγαλύτερης επιφάνειας που καλύπτει η περιοχή μελέτης, 51 σεισμοί με $M \ge M_{th}$ περιλαμβάνονται στην περίοδο ελέγχου τις 11 ημέρες του Ιουνίου πριν τον κύριο σεισμό, ενώ στη δεύτερη περίπτωση, μόνο ένας σεισμός. Μπορεί να οφείλεται επιπλέον στο γεγονός ότι η υπολογισμένη ημερήσια πιθανότητα για έναν σεισμό με $M \ge 6.0$ αφορά ολόκληρη την περιοχή μελέτης και όχι τη συγκεκριμένη κυψελίδα στην οποία αντιστοιχεί ο σεισμός κι επομένως οι μεγαλύτερες περιοχές ενδεχομένως δίνουν μεγαλύτερες πιθανότητες γένεσης.

Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει την υιοθέτηση του μοντέλου ΕΤΑS για πρακτικούς σκοπούς, δηλαδή να προβλέψουμε την εξέλιξη ακολουθιών όχι μόνο αναδρομικά αλλά σε πραγματικό χρόνο. Σε περιοχές όπου υπάρχει έντονη σεισμική δραστηριότητα, οι ημερήσιες προγνώσεις θα μας επιτρέψουν να συλλάβουμε τις διακυμάνσεις της σεισμικότητας και αυξημένη ενδεχόμενη προσεισμική δραστηριότητα αρκετές ώρες πριν τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού.

Οι υψηλές πιθανότητες γένεσης κύριων σεισμών και όχι μόνο η διερεύνηση της μικροσεισμικότητας δικαιολογεί και επιτρέπει την ονομασία του επιδημικού μοντέλου των Console & Murru (2001) που βελτιώθηκε από τους Console et al. (2003) να είναι Epidemic Type Earthquake Sequence (ETES) αντί για Epidemic Type Aftershock Sequence (ETAS), δηλαδή μοντέλο Σεισμικών Ακολουθιών Επιδημικού Τύπου και όχι μόνο μετασεισμικών ακολουθιών. Το μοντέλο επομένως δεν εστιάζει μόνο στις μετασεισμικές ακολουθίες αλλά στη σεισμικότητα μιας περιοχής συνολικά.
Κεφάλαιο 4 - Συμπερασματικές Παρατηρήσεις

Η φράση «Στατιστική Σεισμολογία» πρωτοχρησιμοποιήθηκε από τον Keiiti Aki, ως τίτλος σε μία από τις πρώτες εργασίες του (Aki, 1956). Έκτοτε και ειδικά τις τελευταίες δύο δεκαετίες έχει γίνει εισροή νέων ιδεών, νέων δεδομένων και νέων μεθοδολογιών. Το πεδίο αυτό αποτελεί μοναδική ευκαιρία για τους στατιστικολόγους να εμπλουτίσουν και να ανανεώσουν την εργαλειοθήκη τους. Οι εργασίες για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας εστιάζουν στην κατανόηση της διαδικασίας της σεισμογένεσης και των υποκείμενων μηχανισμών. Τα στοχαστικά μοντέλα που αναπτύσσονται προς αυτή την κατεύθυνση προσπαθούν να συνδυάσουν τις περιορισμένες γνώσεις μας για τη φυσική θεωρία και τα περιορισμένα διαθέσιμα δεδομένα, λειτουργώντας ως βάση για σχεδιασμό και πρόβλεψη. Στόχος τους είναι η εκτίμηση αξιόπιστων πιθανοτήτων γένεσης επικείμενων σεισμών (Vere-Jones, 2009).

Η παρούσα διατριβή επικεντρώνεται στην ανάπτυξη και εφαρμογή δύο χρονικά εξαρτώμενων στοχαστικών μοντέλων, τα οποία στηρίζονται στην υπόθεση ότι η γένεση των μελλοντικών σεισμών σε μία περιοχή επηρεάζεται από τις χρονικές ιδιότητες των προηγούμενων σεισμών εξαιτίας όλων των πιθανών σεισμικών πηγών, μικρών και μεγάλων, σε αντίθεση με τη μακροπρόθεσμη γένεση ισχυρών σεισμών πάνω από ένα ορισμένο κατώφλι μεγέθους που αποδίδονται σε συγκεκριμένο κλάδο ρήγματος. Τα εξεταζόμενα μοντέλα είναι το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης (MAT) και το Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας Επιδημικού (ETAS) τα οποία μπορούν να παρέχουν μακροπρόθεσμες εκτιμήσεις των επόμενων σεισμών σε μία δοσμένη περιοχή, αντίστοιχα.

Κατά τη διερεύνηση του ΜΑΤ κατασκευάστηκε κώδικας για την εκτίμηση των παραμέτρων με τη μέθοδο μέγιστης πιθανοφάνειας, που περιλαμβάνει τη δημιουργία ενός πυκνού πλέγματος για τον έλεγχο μεγάλου πλήθους αρχικών σημείων προκειμένου να υπερβληθεί ο σκόπελος της σύγκλισης σε κάποιο τοπικό μέγιστο. Υιοθετείται μέθοδος βελτιστοποίησης τύπου Newton, η Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (BFGS), κατά την οποία οι εφαρμογές περιλαμβάνουν κατάλληλους περιορισμούς ανάλογα με την εκάστοτε εκτιμώμενη παράμετρο. Για παράδειγμα, ο ρυθμός φόρτισης ορίζεται εκ των προτέρων να είναι θετικός. Οι εκτιμήσεις δίνονται επιπρόσθετα σε διαστήματα εμπιστοσύνης, με τον περιορισμό μία παράμετρος που θα πρέπει να έχει ένα ορισμένο πρόσημο να χαρακτηρίζεται από αυτό για όλο το διάστημα εμπιστοσύνης. Τα διαστήματα εμπιστοσύνης μπορούν να χρησιμοποιηθούν και ως μέσο για να εδραιωθεί

πλήρως το είδος των αλληλεπιδράσεων στο ΣΜΑΤ, καθώς μία μοναδική τιμή που παρέχει η εκτίμηση σε σημείο ενδεχομένως δεν είναι ενδεικτική. Ιδιαίτερα, όταν η τιμή 0 περιλαμβάνεται στο διάστημα εμπιστοσύνης, αυτό θα μπορούσε να αποτελέσει ένδειξη ότι είναι προτιμότερο η μοντελοποίηση να γίνει με βάση ανεξάρτητα ΜΑΤ, όπου η γένεση σεισμών σε μία υποπεριοχή δεν επηρεάζει τη σεισμικότητα σε μία γειτονική περιοχή.

Πλέον της διερεύνησης των αλληλεπιδράσεων με βάση το εκτιμώμενο διάστημα εμπιστοσύνης των παραμέτρων μεταφοράς, μία συνήθης πρακτική, που εφαρμόστηκε στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου, περιλαμβάνει την υποδιαίρεση μίας μεγάλης περιοχής σε μικρότερες υποπεριοχές και στη συνέχεια την εξέταση με στατιστικά κριτήρια της καταλληλόλητας του διαχωρισμού που υιοθετήθηκε. Το *AIC* μπορεί να λειτουργήσει ως κριτήριο για να αποφευχθεί η υπερ-προσαρμογή και η υιοθέτηση επιπρόσθετων παραμέτρων. Η τιμή του κριτηρίου *AIC*, η οποία λαμβάνει υπόψη της την τιμή της λογαριθμικής πιθανοφάνειας και το πλήθος των παραμέτρων, μπορεί να δώσει απάντηση στο ερώτημα για το ποιο είναι το κατάλληλο πλήθος των υποπεριοχών που πρέπει να χρησιμοποιηθούν. Ενδεχομένως απαιτείται να γίνει σύμπτυξη υποπεριοχών. Με βάση την τιμή του κριτηρίου *AIC* μπορεί στη συνέχεια να γίνει η επιλογή των πλέον κατάλληλων μοντέλων, τα οποία καθορίζουν ποιες αλληλεπιδράσεις μεταξύ υποπεριοχών πρέπει να εδραιωθούν.

Τα στατιστικά κριτήρια λειτουργούν ως οδηγός για την εφαρμογή των μοντέλων. Σε κάθε βήμα ωστόσο λαμβάνεται υπόψη και η φυσική διαδικασία στην οποία βασίζεται η ανάπτυξη του συγκεκριμένου μοντέλου. Τα στοχαστικά μοντέλα δεν πρέπει να θεωρούνται εναλλακτικές επιλογές των φυσικών μοντέλων, αλλά εκτεταμένες τους εκδοχές. Ο χωρισμός των υποπεριοχών μπορεί να βασιστεί σε γεωφυσικά κριτήρια. Για παράδειγμα, στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων, είναι γνωστό πως το νησί της Λευκάδας έχει πληγεί πολλές φορές στο παρελθόν από σεισμούς που έγιναν στην Κεφαλονιά. Η χρονική αλληλουχία των σεισμών και η έντονη συσταδοποίηση που εδραιώθηκε με τη βοήθεια μεταβολών των τάσεων Coulomb από την Papadimitriou (2002) αποτελεί ένδειξη για σύνδεση μεταξύ των ρηγμάτων της Κεφαλονιάς και της Λευκάδας. Είναι επομένως εύλογο και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον να διερευνηθεί με τη βοήθεια άλλης μεθοδολογίας, δηλαδή με τη βοήθεια του ΣΜΑΤ, η πιθανή αλληλεπίδραση μεταξύ σεισμών που γίνονται στις δύο περιοχές.

Η ανάπτυξη και εφαρμογή στατιστικών μοντέλων με σεισμολογικά δεδομένα για την προσομοίωση της σεισμικότητας και την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητάς επιτυγχάνεται και στην περίπτωση του Κορινθιακού Κόλπου. Οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των δύο υποπεριοχών στις οποίες διαιρείται ολόκληρη η περιοχή, συγκεκριμένα το

δυτικό και το ανατολικό τμήμα της, καθορίζονται με βάση το σεισμικό μοντέλο μεταφοράς τάσης. Υπολογίζονται οι αλλαγές των τάσεων Coulomb για χαρακτηριστικούς σεισμούς της περιοχής και με αυτόν τον τρόπο διερευνάται η ανακατονομή της τάσης στα γύρω ρήγματα που παρέχει πληροφορίες για το αν η γένεση ενός σεισμού επιταχύνεται ή επιβραδύνεται εξαιτίας ενός σεισμού που γίνεται σε μία γειτονική περιοχή. Τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα δείχνουν ότι υπάρχει ένα μοτίβο συνεχές και ίδιο σε όλες τις περιπτώσεις. Συγκεκριμένα, οι σεισμοί που γίνονται στο ανατολικό τμήμα τείνουν να αυξήσουν τη σεισμικότητα του δυτικού τμήματος, αλλά δεν υπάρχουν ισχυρές ενδείξεις για την αντίστροφη διαδικασία. Οι σεισμοί που γίνονται στο δυτικό τμήμα δε φαίνεται να επηρεάζουν τη γένεση σεισμών στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού Κόλπου.

Είναι αξιοσημείωτο ότι τα αποτελέσματα που προκύπτουν αν αφήσουμε ελεύθερες τις παραμέτρους μεταφοράς δεν είναι αντικρουόμενα. Οι δύο παράμετροι *c*₁₂ και *c*₂₁ έχουν θετική και αρνητική τιμή αντίστοιχα, που σημαίνει ότι οι σεισμοί που γίνονται στο ανατολικό τμήμα τείνουν να διεγείρουν τη σεισμικότητα στο δυτικό τμήμα, ενώ αντίθετα η γένεση σεισμών στο δυτικό τμήμα προκαλεί αποδιέγερση στο ανατολικό. Αυτή η αποδιέγερση ωστόσο δεν είναι ισχυρά θεμελιωμένη, αν ληφθεί υπόψη η εκτίμηση σε διάστημα, καθώς η τιμή 0 περιλαμβάνεται στο 90% διάστημα εμπιστοσύνης και επομένως αυτό δεν αποκλείει οι σεισμοί που γίνονται στο δυτικό τμήμα να μην επηρεάζουν ούτε θετικά ούτε αρνητικά τη σεισμικότητα στο ανατολικό.

Υπό αυτή την έννοια τα αποτελέσματα που προκύπτουν μέσα από τις διαφορετικές προσεγγίσεις δεν έχουν μεγάλη απόκλιση. Η πιο ολοκληρωμένη προσέγγιση, η οποία μάλιστα αποτελεί ακρογωνιαίο λίθο της στατιστικής σεισμολογίας, είναι ο συνδυασμός των μαθηματικών εργαλείων με τη φυσική διαδικασία της σεισμογένεσης. Προς αυτή την κατεύθυνση έχει αναπτυχθεί και το Περιορισμένης-Μνήμης Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης όπου μόνο ορισμένοι προηγούμενοι χρόνοι άφιξης και τα αντίστοιχα μεγέθη τους περιλαμβάνονται στη συνάρτηση κινδύνου -και όχι όλοι οι προηγούμενοι όπως στο κλασικό ΜΑΤ. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, εφόσον βρεθεί η τάξη της μνήμης, να μειωθεί το υπολογιστικό κόστος, κάτι που αποτελεί ζητούμενο στη μοντελοποίηση σεισμών.

Σε κάθε περίπτωση λαμβάνεται υπόψη το πλήθος και η ποιότητα των διαθέσιμων δεδομένων. Προκειμένου τα αποτελέσματα που εξάγονται να είναι αξιόπιστα, θα πρέπει το ελάχιστο κατώφλι του μεγέθους των σεισμών να είναι όσο το δυνατόν μεγαλύτερο. Αυτό υπαγορεύεται από τη δομή του μοντέλου που λειτουργεί μόνο για κύριους σεισμούς, καθώς θεωρείται ότι η γένεση ενός σεισμού μειώνει σημαντικά το επίπεδο

τάσης στην περιοχή και κατ' επέκταση την πιθανότητα γένεσης επικείμενων σεισμών σε μικρό χρονικό διάστημα. Άλλωστε έχει βρεθεί στην περίπτωση του ΑΜΑΤ πως αυξάνοντας το κατώφλι των μεγεθών αυξάνεται η απόδοση του μοντέλου μέσω του βαθμού προβλεψιμότητας. Ωστόσο, θα πρέπει σε κάθε εφαρμογή να επιτευχθεί ο κατάλληλος συμβιβασμός, ώστε να μη μειωθεί δραματικά το πλήθος των δεδομένων που αναπόφευκτα μειώνεται όσο αυξάνεται το ελάχιστο μεγέθος σεισμών του καταλόγου.

Στις βραχυπρόθεσμες εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης σεισμών, ένας από τους πιο σημαντικούς παράγοντες που μελετάται είναι η σεισμική συσταδοποίηση στο χώρο και τον χρόνο. Η διερεύνηση και ποσοτικοποίηση των σχέσεων μεταξύ των σεισμών επιτυγχάνεται με το Επιδημικό Μοντέλο Μετασεισμικής Ακολουθίας ΕΤΑS, στο οποίο η σεισμικότητα θεωρείται υπέρθεση των αυθόρμητων, των ανεξάρτητων σεισμών και των προκαλούμενων από άλλους. Επομένως κάθε σεισμός δεν είναι ούτε απόλυτα εξαρτημένος ούτε ανεξάρτητος, αλλά συνδέεται με όλους τους προηγούμενους σεισμούς με διαφορετικά βάρη. Είναι πολύ σημαντικό ότι κατά την εφαρμογή του μοντέλου δεν απαιτείται να διακρίνουμε τη φύση κάθε σεισμού, αν είναι προσεισμός, κύριος σεισμός ή μετασεισμός, καθώς μία τέτοια διάκριση είναι κατά βάση αυθαίρετη. Κατά την εφαρμογή του μοντέλου είναι απαραίτητη μία περίοδος εκμάθησης στην οποία περιλαμβάνονται όσο το δυνατόν περισσότεροι σεισμοί, λαμβάνοντας πάντα υπόψη την πληρότητα του καταλόγου. Σε κάθε περίοδο εκμάθησης είναι προτιμότερο να συμπεριληφθεί και κάποιος ισχυρός σεισμός προκειμένου να δοθεί η δυνατότητα στο μοντέλο να «εκπαιδευθεί» στο μοτίβο σεισμικότητας ώστε να αποβεί αποτελεσματικό στην εκτίμηση της πιθανότητας γένεσης ενός ισχυρού σεισμού και των επακόλουθων σε κατάσταση σεισμικής έξαρσης.

Προκειμένου να διαπιστωθεί αν το προτεινόμενο μοντέλο για κάθε περιοχή μελέτης περιγράφει ικανοποιητικά τη σεισμικότητα πραγματοποιούνται αναδρομικοί έλεγχοι σε μία χρονική περίοδο αμέσως μετά την περίοδο εκμάθησης. Οι περίοδοι ελέγχου επιλέγονται έτσι ώστε να περιέχεται σε αυτές κάποιος ισχυρός σεισμός και να υπάρχει έντονη σεισμική δραστηριότητα, προκειμένου να ελεγχθεί αν το μοντέλο μπορεί να εφαρμοστεί για πρακτικούς σκοπούς, αν μπορεί δηλαδή να προβλεφθεί η γένεση ενός ισχυρού σεισμού και η εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας.

Προς αυτή την κατεύθυνση υπολογίζονται οι ημερήσιες πιθανότητες γένεσης σεισμών για διάφορα εύρη μεγεθών. Οι υπολογισμοί αυτοί έχουν ιδιαίτερη αξία, ιδίως για σεισμούς με M≥6.0, προκειμένου να διαπιστωθεί αν ήταν αναμενόμενη η γένεση τους και να ληφθούν τα απαραίτητα μέτρα προστασίας για τον πληθυσμό. Η απόδοση του μοντέλου διερευνάται συγκρίνοντας το πλήθος των παρατηρούμενων και των

αναμενόμενων σεισμών, αλλά και μέσω της χωρικής κατανομής τους με τη βοήθεια χαρτών χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας, όπου εξετάζεται με μεγάλη ακρίβεια η αντιστοίχιση των παρατηρούμενων σεισμών σε χωρο-χρονικές κυψελίδες αυξημένου κινδύνου.

Πιο συστηματική ποσοτική αξιολόγηση επιτυγχάνεται μέσω της συμπλήρωσης πινάκων συνάφειας. Τίθεται κάποιο ελάχιστο κατώφλι για τα μεγέθη των σεισμών, που επιθυμούμε να εξεταστεί αν μπορούν να προβλεφθούν από το μοντέλο. Το κατώφλι αυτό κυμαίνεται γύρω στο *M*4.0, προκειμένου να έχει πρακτική αξία το αποτέλεσμα και ταυτόχρονα να υπάρχει ένας ικανοποιητικός αριθμός σεισμών – στόχων. Η εκάστοτε περιοχή μελέτης χωρίζεται σε χωρο-χρονικές κυψελίδες και ορίζονται κατώφλια ρυθμών γένεσης πάνω από τα οποία το μοντέλο θεωρεί έναν σεισμό ως γενόμενο. Με βάση αυτά υπολογίζονται κάθε φορά το πλήθος των σεισμών που ορθώς προβλέφθηκαν, το πλήθος των εσφαλμένων συναγερμών, το πλήθος των επιτυχημένων προβλέψεων μη γένεσης και το πλήθος των σεισμών που δεν προβλέφθηκαν. Μέσα από στατιστικά εργαλεία, όπως είναι τα διαγράμματα ROC, το κέρδος πιθανοτήτων και το *R*-αποτέλεσμα, αξιολογούνται οι προβλέψεις του μοντέλου. Η βέλτιστη λύση περιλαμβάνει όσο το δυνατόν περισσότερες επιτυχημένες εκτιμήσεις με ταυτόχρονα χαμηλό ρυθμό

Η καλή προσαρμογή που επιτυγχάνεται μεταξύ εκτιμώμενων και παρατηρούμενων σεισμών υποδεικνύει την ανάγκη υιοθέτησης του μοντέλου για πρακτικούς σκοπούς σε περιοχές με αυξημένη σεισμική δραστηριότητα. Ιδιαίτερα σε περιοχές με έντονη σεισμική δραστηριότητα, όπως οι περιοχές μελέτης, κρίνεται αναγκαία η εγκατάσταση και υιοθέτηση ενός συστήματος το οποίο να παρέχει πιθανότητες πρόγνωσης σεισμών σε πραγματικό χρόνο και να μπορεί να λειτουργεί ως βάση για τη λήψη αποφάσεων σε περιόδους σεισμικών εξάρσεων.

Συνοψίζοντας, αναφορικά με το Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης, η διατριβή κινήθηκε σε τέσσερις κύριους άξονες. Ο πρώτος αφορά το υπολογιστικό κομμάτι, καθώς δόθηκε ιδιαίτερη βαρύτητα στις μεθόδους βελτιστοποίησης για την εκτίμηση των παραμέτρων. Ο δεύτερος περιλαμβάνει ενδελεχή έρευνα της υπό συνθήκη συνάρτησης έντασης, η οποία ρυθμίζει τη συμπεριφορά της διαδικασίας και προτάθηκαν καινούριες μορφές και προσεγγίσεις ως εναλλακτικές προκειμένου να βελτιωθεί η απόδοση του μοντέλου. Το τρίτο κομμάτι σχετίζεται με τη μεταβλητότητα των παραμέτρων σε διαφορετικά σύνολα δεδομένων, ως προς το χρονικό διάστημα της μελέτης και το μέγεθος αποκοπής των σεισμών. Τέλος, ο τέταρτος άξονας περιλαμβάνει την αναζήτηση και την εδραίωση του είδους των αλληλεπιδράσεων μεταξύ υποπεριοχών στο

Συζευγμένο Μοντέλο Απελευθέρωσης Τάσης. Αναφορικά με το μοντέλο ΕΤΑS, οι βασικοί πυλώνες στους οποίους στηρίχτηκε η διατριβή είναι δύο. Το πρώτο σκέλος περιλαμβάνει την εφαρμογή του μοντέλου στη λεγόμενη περίοδο εκμάθησης, όπου πραγματοποιείται η εκτίμηση των παραμέτρων, με βάση τη σεισμικότητα υποβάθρου και την προκαλούμενη σεισμική δραστηριότητα. Το δεύτερο σκέλος σχετίζεται με τον έλεγχο της απόδοσης του μοντέλου στην περίοδο επαλήθευσης με σύγκριση ποιοτικών και ποσοτικών χαρακτηριστικών της παρατηρούμενης και της αναμενόμενης σεισμικότητας.

Τα στοχαστικά μοντέλα της σεισμογένεσης εν γένει, αλλά και τα δύο μοντέλα που εξετάστηκαν και εφαρμόστηκαν για μακροπρόθεσμες και βραχυπρόθεσμες εκτιμήσεις πιθανοτήτων γένεσης σεισμών, κρίνονται κατάλληλα καθώς δίνουν τη δυνατότητα να συνδυάσουμε τα περιορισμένα διαθέσιμα δεδομένα και τη γνώση μας για τη φυσική θεωρία. Έτσι, μέσα από την υιοθέτηση τους μπορούμε να επεκτείνουμε και να εμπλουτίσουμε τα φυσικά μοντέλα.

References

- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, *19*(6), 716–723.
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula log n = a bm and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *43*, 99–103.
- Aki, K. (1981). A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In: Simpson DW, Richards PG (eds) Earthquake prediction. Washington: American Geophysical Union.
- Aristotle University of Thessaloniki Seismological Network (1981). Permanent Regional Seismological Network operated by the Aristotle University of Thessaloniki. International Federation of Digital Seismograph Networks, Other/Seismic Network. https://doi.org/10.7914/SN/HT.
- 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*(1), 11–53.
- Bebbington, M., & Harte, D. (2001). On the statistics of the linked stress release process. *Journal of Applied Probability*, *38*, 176-187.
- Bebbington, M., & Harte, D. (2003). The linked stress release model for spatio-temporal seismicity: formulations, procedures and applications. Geophysical Journal International, *154*, 925-946. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02015.x
- Ben-Zion, Y. (2008). Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Reviews of Geophysics*, 46, RG4006. https://doi.org/10.1029/2008RG000260.
- Ben-Zion, Sammis, C. G. Ben-Zion, Y., & Sammis, C. (2003). Characterization of Fault Zones. *Pure* and *Applied Geophysics, 160,* 677–715. https://doi.org/10.1007/PL00012554.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R.,
 Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Dechamps, A., Courbouleux, F., Larroque, C.,
 Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D.,
 Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou,
 E., Papanastasiou, D., Chouliaaras, M., & Stavrakakis, D. (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.

- Bebbington, M. (2005). Information gains for stress release models. *Pure and Applied Geophysics*, *162*, 2229-2319.
- Ben-Zion, Y. (1996). Stress, Slip, and Earthquakes in Models of Complex Single-fault Systems Incorporating Brittle and Creep Deformations. *Journal of Geophysical Research*, 101, 5677–5706.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Seleers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J., & Ambraseys, N. (1991). Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, *350*, 124–129.
- Borovkov, K., & Bebbington, M. (2003). A simple two-node stress transfer model reproducing Omori's law. *Pure and Applied Geophysic, 160,* 1429-1445.
- Bray, A. & Schoenberg, F. P. (2013). Assessment of Point Process Models for Earthquake Forecasting. *Statistical Science*, *28*, 510–520.
- 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 B: Solid Earth*, 105(B11), 25605–25625.
- Bufe, C., & Varnes, D. (1993). Predictive modeling of the seismic cycle of the Greater San Francisco Bay Region. *Journal of Geophysical Research*, *98*, 9871-9883.
- Burnham, K. P. & Anderson, D. R. (2002). Model Selection and Multimodel Inference: A practical information-theoretic approach (2nd ed.). Verlag:Springer.
- Cavanaugh, J. E. (1997). Unifying the derivations of the Akaike and corrected Akaike information criteria. Statistics & Probability Letters, 31(2), 201–208. https://doi.org/10.1016/s0167-7152(96)00128-9.
- Cattania, C., Werner, M. J., Marzocchi, W., Hainzl, S. Rhoades, D. A., Gerstenberger, M. C. Liukis, M. Christophersen, A. Helmstetter, A. Jimenez, A. et al. (2018). Evaluation of Coulomb-based seismicity forecasting models during the 2010–2012 Canterbury, New Zealand, earthquake sequence. *Seismological Research Letters*, *89*(4). https://doi.org/10.1785/0220180033.

- Chen, C.-C., Rundle, J. B., Li, H. -C., Holliday, J. R., Nanjo, K. Z., Turcotte, D. L., & Tiampo, K. F. (2006). From tornados to earthquakes: forecast verification for binary events applied to the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 17(3), 503–516.
- 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. https://doi.org/10.1002/2014JB011762.
- Chu, A., Schoenberg, F. P., Bird, P., Jackson, D. D. & Kagan, Y. Y. (2011). Comparison of ETAS parameter estimates across different global tectonic zones. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(5), 2323–2339. https://doi.org/10.1785/0120100115.
- 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 Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophysical Journal International*, 135(1), 195–214. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00633.x.
- Cocco, M., & Rice, J. R. (2002). Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions. *Journal of Geophysical Research*, *107*. https://doi.org/10.1029/2000JB000138.
- Console, R. (2001). Testing earthquake forecasting hypotheses. *Tectonophysics*, *338*, 261 268.
- Console, R., & Murru, M. (2001). A simple and testable model for earthquake clustering. *Journal of Geophysical Research*, *106*, B5, 8699–8711.
- Console, R., Murru, M. & Lombardi, A. M. (2003). Refining earthquake clustering models. *Journal of Geophysical Research*, *108*, B10, 2468. https://doi.org/10.1029/2002JB002130.
- Console R, Murru M, Catalli, F. (2006a) Physical and stochastic models of earthquake clustering. *Tectonophysics*, *417*, 141–153. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.052
- Console, R.,. Rhoades, D. A, Murru, M., Evison, F. F., Papadimitriou, E. E., & Karakostas, V. (2006b). Comparative performance of time-invariant, long-range and short-range forecasting models on the earthquake catalogue of Greece. *Journal of Geophysical Research*, 111, B09, 304. https://doi.org/10.1029/2005JB0044113.

- Console, R., Murru, M., Catalli, F. & Falcone, G. (2007). Real time forecasts through an earthquake clustering model constrained by the rate-and-state constitutive law: comparison with a purely stochastic ETAS model. *Seismological Research Letters*, 78(1), 49–56.
- Console, R., Jackson, D. D., & Kagan, Y. Y. (2010a). Using the ETAS Model for Cat-alog Declustering and Seismic Background Assessment. *Pure and Applied Geophysics*, *167*, 819–830.
- Console, R., Murru, M. & Falcone, G. (2010b). Probability gains of an epidemic-type aftershock sequence model in retrospective forecasting of m ≥ 5 earthquake in Italy. *Journal of Seismology*, 14(1), 9–26, https://doi.org/10.1007/ s10950-009-9161-3.
- 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*, *118*, 3655–3673.
- Daley, D., & Vere-Jones, D. (2003). *An Introduction to the Theory of Point Processes*, vol 1 (2nd ed.). New York: Springer.
- De Arcangelis, L., Godano, C., Grasso, J. R., & Lippiello, E. (2016). Statistical physics approach to earthquake occurrence and forecasting. *Physics Reports, 628*, 1-91. https://doi.org/10.1016/j.physrep.2016.03.002.
- Deng, J., & Sykes, L. R. (1997). Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: a 200-year perspective. *Journal of Geophysical Research*, *102*, 9859–9886.
- Di Luccio, F., Console, R., Imoto, M., & Murru, M. (1997). Analysis of short time-space range seismicity patterns in Italy. Annali Di Geofisica, *40*, 783–798.
- Dreger, D., & Savage B. (1999). Aftershocks of the 1952 Kern County, California, earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *89*, 1094–1108.
- Engle, R. F. & Russell, J. R. (1998). Autoregressive Conditional Duration: a New Model for Irregularly Spaced Transaction Data. *Econometrica*, *66*, 1127-1162.
- Erickson, L. (1986). User's manual for DIS3D: a three-dimensional dislocation program with applications to faulting in the Earth, Master's thesis, Stanford Univ.

- Evangelidis, C.P. (2015). Imaging supershear rupture for the 2014 Mw 6.9 Northern Aegean earthquake by backprojection of strong motion waveforms. *Geophysical Research Letters*, 42, 307e315. https://doi.org/10.1002/2014GL062513.
- Falcone, G., Console, R. & Murru, M. (2010). Short-term and long-term earthquake occurrence models for Italy: ETES, ERS and LTST. *Annals of Geophysics*, 53(3), 41– 50. https://doi.org/ 10.4401/ag-4760.
- Felzer, K. R., Abercrombie, R. E., & Ekstrom, G. (2004). A common origin for aftershocks, foreshocks, and multiplets. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(1), 88–98. https://doi.org/10.1785/0120030069.
- Fletcher, R. (1987). *Practical methods of optimization* (2nd ed.). New York: John Wiley and Sons.
- Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismological Research Letters*, *66*, 8–21.
- Ganas, A., Chousianitis, K., Batsi, E., Kolligri, M., Agalos, A., Chouliaras, G., & Makropoulos,
 K. (2013). The January 2010 Efpalion earthquakes (Gulf of Corinth, Central Greece): Earthquake interactions and blind normal faulting. *Journal of Seismology*, *17*(2), 465–484. https://doi.org/10.1007/s10950-012-9331-6.
- Gomberg, J., Belardinelli, M. E., Cocco, M., & Reasenberg, P. (2005). Time-dependent earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research*, 110. https:// doi.org/10.1029/2004JB003405.
- Gospodinov, D., Karakostas, V., Papadimitriou, E., & Ranguelov, B. (2007). Analysis of relaxation temporal patterns in Greece through the RETAS model approach. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 165, 158–175. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2007.09.001.
- Gospodinov, D., Karakostas, V., & Papadimitriou, E. (2015). Seismicity rate modeling for prospective stochastic forecasting: the case of 2014 Kefalonia, Greece, seismic excitation. Natural Hazards 79, 1039–1058. https://doi.org/10.1007/s11069-015-1890-8.
- Guo, Z., & Ogata, Y. (1997). Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space and magnitude. Journal of Geophysical Research, *102*, 2857 2873.
- Gutenberg , B., & Richter, C. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *34*, 185–188.

- Hainzl, S., & Ogata, Y. (2005). Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *Journal of Geophysical Research*, *110*, B05S07.
- Hainzl, S., Christophersen, A. & Enescu, B. (2008). Impact of earthquake rupture extensions on parameter estimations of point-process models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 2066–2072 https://doi.org/ 10.1785/0120070256.
- Hanssen, A.W., & Kuipers, W. J. A. (1965). On the relationship between frequency of rain and various meteorological parameters. *Mededelingen en verhandelingen*, *81*, 2– 15.
- Hardebeck, J. L. (2004). Stress triggering and earthquake probability estimates. *Journal of Geophysical Research*, *109*. https://doi.org/10.1029/2003JB002437.
- Harris, R.A., & Simpson, R.W. (1996). In the shadow of the 1857 the effect of the great Ft Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. *Geophysical. Reearch Letters, 23,* 229-232.
- Harte, D.S., & Vere-Jones, D. (2005). The entropy score and its uses in earthquake forecasting. *Pure and Applied Geophysics*, *162*, 1229–1253.
- Harte, D. (2010). PtProcess: An R Package for Modelling Marked Point Processes Indexed by Time. *Journal of Statistical Software, 35,* 1-32.
- Hatzfeld,D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K.,
 Voulgaris, N., & Papaioannou, C. (1996). The Galaxidi earthquake of 18 November
 1992; A possible asperity within normal fault system of the Gulf of Corinth
 (Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1987–1991.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K.,
 Voulgaris, N., & Papaioannou, C. (2000). Microseismicity and faulting geometry in
 the Gulf of Corinth. *Geophysical Journal International*, 141, 438–456.
- Hawkes, A., & Oakes, D. (1974). A Cluster Process Representation of a Self-Exciting Process. *Journal of Applied Probability*, *11*(3), 493-503. https://doi.org/10.2307/3212693.
- Helmstetter, A. & Sornette, D. (2002). Subcritical and supercritical regimes in epidemic models of earthquake aftershocks. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), 2237.

- Helmstetter, A. & Sornette, D. (2003). Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research*, *108*(B10), 2457.
- Helmstetter, A., Sornette, D., & Grasso, J.-R. (2003). Mainshocks are aftershocks of conditional foreshocks: How do foreshock statistical properties emerge from aftershock laws? *Journal of Geophysical Research*, 108, 2046. https://doi.org/10.1029/2002JB001991.
- Helmstetter, A., Kagan, Y.Y., & Jackson, D.D. (2005). Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *110*(B5), B05S08. https://doi.org/10.1029/2004JB003286.
- Helmstetter, A., Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (2006). Comparison of short-term and timeindependent earthquake forecast models for Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), 90–106, https://doi.org/10.1785/0120050067.
- Holliday, J. R., Nanjo, K. Z., Tiampo, K. F., Rundle, J. B., & Turcotte, D. L. (2005). Earthquake forecasting and its verification. Nonlinear Processes in Geophysics, 12, 965–977.
- Holliday, J. R., Rundle, J. B., Tiampo, K. F., Klein, W. & Donnelan, A. (2006a). Systematic procedural and sensitivity analysis of the pattern informatics method for forecasting large ($M \ge 5$) earthquake events in southern California. *Pure and Applied Geophysics*, 163(11–12), 2433–2454.
- Holliday, J. R., Rundle, J. B., Tiampo, K. F., Klein, W. & Donnelan, A. (2006b). Modification of the pattern informatics method for forecasting large earthquake events using complex eigenvectors. *Tectonophysics*, *413*, 87–91.
- Hubert, A., King, G., Armijo, R., Meyer, B., & Papanastassiou, D. (1996). Fault re–activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 573–585.
- Hurvich, C. M., & Tsai, C.-L. (1989). Regression and time series model selection in small samples. *Biometrika*, *76*(2), 297-307. https://doi.org/10.1093/biomet/76.2.297.
- Iliopoulos, A., Chorozoglou, D., Kourouklas, C., Mangira, O., & Papadimitriou, E. (2019). Memory and renewal aging of strong earthquakes in Hellenic seismicity. *Chaos, Solitons and Fractals*, 131. https://doi.org/10.1016/j.chaos.2019.109511.
- Imoto, M. (2001). Application of the stress release model to the Nankai earthquake sequence, southwest Japan.*Tectonophys*ics, *338*, 287-295.

- Imoto, M., & Hurukawa, N. (2006). Assessing potential seismic activity in Vrancea, Romania, using a stress-release model. *Earth, Planets and Space*, *58*, 1511–1514.
- Imoto, M., Maeda, K., & Yoshida, A. (1999). Use of statistical models to analyze periodic seismicity observed for clusters in the Kanto region, central Japan. Pure and Applied Geophysics, 155, 609-624.
- Isham, V., & Westcott, M. (1979). A self-correcting point process. *Stochastic Processes and their Applications*, *8*, 335–347.
- Jackson, J. A. (1987). Active continental deformation and regional metamorphism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 321, 47–66. https://doi.org/10.1098/rsta.1987.0004.
- Jackson, J., Cagnepain, A., Houseman, J. G., King, G.C.P. Papadimitriou, P. Soufleris, C., & Virieux J. (1982). Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): The Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 377–397. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90158-3.
- Jackson, J. A., & White, N. J. (1989). Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *Journal of Structural Geology*, *11*, 15–36.
- Jaumé, S. C, & Bebbington, M.S. (2004). Accelerating seismic release from a self-correcting stochastic model. *Journal of Geophysical Research*, 109, B12301. https://doi.org/10.1029/2003JB002867.
- Jeffreys, H. (1939). Theory of Probability. University Press (eds). Cambridge.
- Jiang, M., Zhu, S., Chen, Y., & Ai. Y. (2011). A new multidimensional stress release statistical model based on coseismic stress transfer. *Geophysical Journal International*, *187*, 1479–1494.
- Jordan, T. (2006). Earthquake predictability, brick by brick. *Seismological Research Letters*, 77(1), 3–6 https://doi.org/10.1785/gssrl.77.1.3.
- Kagan, Y.Y. (2004). Short-term properties of earthquake catalogs and models of earthquake source. Bulletin of the Seismological Society of America, 94(4),1207– 1228.
- Kagan, Y.Y., & Knopoff, L. (1977). Earthquake risk prediction as a stochastic process. *Phyics of the Earth and Planetary Inter*iors, 14, 97–108.

- Kagan, Y. Y., & Knopoff, L. (1981). Stochastic synthesis of earthquake catalogs. *Journal of Geophysical* https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02853.
- Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (1998). Spatial aftershock distribution: Effect of normal stress. *Journal of Geophysical Research*, 103(24), 24453–24467.
- Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (1991). Long-term earthquake clustering. *Geophysical Journal International*, *104*, 117–133.
- Kanamori, H., & Anderson, D.L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *65*(5), 1073-1095.
- Kanamori, H., and Heaton, T. H. (2000). Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. In: *Geocomplexity and the Physics of Earthquakes, Geophysical Monograph,vol. 120*, (eds) Rundle, J. B., Turcotte, D. L. & Klein, W. Washington, D. C.: American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/GM120p0147.
- Kanamori, H., & Brodsky, E.E. (2004). The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, *67*, 1429–1496.
- Kapetanidis, V., Deschamps, A., Papadimitriou, P., Matrullo, E., Karakonstantis, 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. https://doi.org/10.1093/gji/ggv249.
- Karakostas, V. (2008). Relocation of aftershocks of the 2003 Lefkada sequence: Seismotectonic implications, in Proceedings of the 3rd Hellenic Conference of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, 5–7 November 2008, Athens, Greece, CD ROM, 16pp.
- Karakostas, V.G. & Papadimitriou, E.E. (2010). Fault complexity associated with the 14 August 2003 Mw6.2 Lefkada, Greece, aftershock sequence. *Acta Geophysica*, *58*, 838–854.
- Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E. & Papazachos, C.B. (2004). Properties of the 2003 Lefkada, Ionian Islands, Greece, earthquake seismic sequence and seismicity triggering. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1976–1981.
- Karakostas, V., Karagianni, E., & Paradisopoulou, P. (2012). Space-time analysis, faulting and triggering of the 2010 earthquake doublet in western Corinth Gulf. *Natural Hazards*, 63(2), 1181–1202.

- Karakostas, V., Papadimitriou, E., & Gospodinov, D. (2014). Modelling the 2013 North Aegean (Greece) seismic sequence: geometrical and frictional constraints, and aftershock probabilities. *Geophysical Journal International*, *197*, 525 – 541.
- Karakostas, V., Papadimitriou, E., Mesimeri, M., Gkarlaouni, C. & 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.
- Karakostas, V., Mirek, K., Mesimeri, M., Papadimitriou, E., & Mirek, J. (2017). The Aftershock Sequence of the 2008 Achaia, Greece, Earthquake: Joint Analysis of Seismicity Relocation and Persistent Scatterers Interferometry. *Pure and Applied Geophysics*, 174(1), 151–176. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1368-y.
- Kaviris, G., Millas, C., Spingos, I., Kapetanidis, V., Fountoulakis, I., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., & Makropoulos, K. (2018). Observations of shear-wave splitting parameters in the Western Gulf of Corinth focusing on the 2014 Mw=5.0 earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 282*, 60–76. https://doi. org/10.1016/j. pepi. 2018.07.005.
- King, G. C. P., & Cocco, M. (2001). Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. *Advances in Geophysics*, *44*, 1–38.
- Kiratzi, A., Tsakiroudi, E., Benetatos, C. & Karakaisis, G. (2016). The 24 May 2014 (Mw6.8) earthquake (North Aegean Trough): Spatiotemporal evolution, source and slip model from teleseismic data. *Physics and Chemistry of the Earth*. https:// doi.org/10.1016/j.pce.2016.08.003.
- Knopoff, L. (1971). A stochastic model for the occurrence of main sequence events. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *9*, 175-188.
- Kokinou, E., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Kamberis, E., & Vallianatos, F. (2006). The Kefalonia transform zone (offshore western Greece) with special emphasis to its prolongation towards the Ionian abyssal plain. *Marine Geophysical Researches*, 27, 241–252.
- Kossobokov, V. G. (2006). Testing earthquake prediction methods: the West Pacific shortterm forecast of earthquakes with magnitude MwHRV ≥ 5.8. *Tectonophysics*, 413(1–2), 25–31. https://doi.org/10.1016/j.tecto. 2005.10.006.
- Kourouklas, C., Mangira, O., Iliopoulos, A., Chorozoglou, D., & Papadimitriou, Eleftheria (2020). A study of short-term spatiotemporal clustering features of Greek

seismicity. *Journal of* Seismology, *24*, 459–477. https://doi.org/10.1007/s10950-020-09928-1.

- Kuehn, N. M., Hainzl, S., & Scherbaum, F. (2008). Non-Poissonian earthquake occurrence in coupled stress release models and its effect on seismic hazard. *Geophysical Journal International*, 174, 649–658.
- 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.
- Lewis, P. A. W. & Shedler, G. S. (1979). Simulation of non homogeneous Poisson processes by thinning. *Naval Research Logistics Quarterly, 26*, 403–413.
- Lippiello, E., Bottiglieri, M., Godano, C., & De Arcangelis, L. (2007). Dynamical scaling and generalized omori law. *Geophysical Research Letters*, 34(23), L23301. https:// doi.org/10.1029/2007GL030963.
- Lippiello, E., Godano, C., De Arcangelis, L. (2012). The earthquake magnitude is influenced by previous seismicity. *Geophysical Research Letters*, *39*(5), L05309. https:// doi.org/10.1029/2012GL051083.
- Liu, G., Shi, Y., & Ma, L. (1995). Seismicity and Cellular Automata Model, *Buletin of Northwest Seismoogy*, *17*, 20–25 (in Chinese).
- Liu, J., Vere-Jones, D., Ma, L., Shi, Y., & Zhuang, J.C. (1998). The principal of coupled stress release model and its application. *Acta Seismologica Sinica*, *11*,273–281.
- Liu, C., Chen, Y., Shi, Y., & Vere-Jones, D. (1999). Coupled stress release model for timedependent seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, *155*, 649–667.
- Lombardi, A. M. (2015) Estimation of the parameters of ETAS models by Simulated Annealing. Science Reports, 5, 8417. https://doi.org/10.1038/ srep08417.
- Lombardi, A. M. (2017). The epistemic and aleatory uncertainties of the ETAS-type models: an application to the Central Italy seismicity. *Science Reports*, 7, 11812. https://doi.org/10.1038/s41598-017-11925-3.
- Lombardi, A. M. & Marzocchi, W. (2010). The ETAS model for daily forecasting of Italian seismicity in the CSEP experiment. *Annals of Geophysics*, *53*(3), 155–164.
- 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.

- Lu, C. (2005). The degree of predictability of earthquakes in several regions of China: statistical analysis of historical data. *Journal of Asian Earth Sciences*, *25*, 379-385.
- Lu, C., & Vere-Jones, D. (2000). Application of linked stress release model to historical earthquake data: comparison between two kinds of tectonic seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, *157*, 2351–2364.
- Lu, C., & Vere-Jones, D. (2001).Statistical analysis of synthetic earthquake catalogs generated by models with various levels of fault zone disorder. *Journal of Geophysical Research*, 106, 115-125.
- Lu, C., Harte, D., & Bebbington, M. (1999). A linked stress release model for historical Japanese earthquakes: coupling among major seismic regions. *Earth, Planets and Space*, *51*,907–916.
- Lundberg, F. (1903). I. Approximerad Framställning av Sannolikhetsfunktionen. II. Återförsäkring av Kollektivrisker. Almqvist & Wiksell, Uppsala
- Makropoulos, K., Kaviris, G., & Kouskouna, V. (2012). An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, *12*, 1425–1430. https://doi.org/10.5194/nhess-12-1425-2012.
- Mangira, O., Vasiliadis, G., & Papadimitriou, E. (2017). Application of a linked stress release model in Corinth Gulf and Central Ionian Islands (Greece). Acta Geophysica, 65(3). https://doi.org/10.1007/s11600-017-0031-z.
- Mangira, O., Console, R., Papadimitriou, E., & Vasiliadis, G. (2018). A restricted Linked Stress Release Model (LSRM) for the Corinth gulf (Greece). *Tectonophysics*, *723*, 162-171.
- Mangira, O., Kourouklas, C., Chorozoglou, D., Iliopoulos, A. & Papadimitriou, E. (2019). *Acta Geophysica*, *67*,739–752. https://doi.org/10.1007/s11600-019-00284-4.
- Mangira, O., Console, R., Papadimitriou, E., Murru, M., & Karakostas, V. (2020). The shortterm seismicity of the Central Ionian Islands (Greece) studied by means of a clustering model. *Geophysical Journal International*, 220, 856–875. https://doi.org/10.1093/gji/ggz481.
- Mangira, O., Vasiliadis, G., Tsaklidis, G., & Papadimitriou, E. (2021). A constrained-memory stress release model (CM-SRM) for the earthquake occurrence in the Corinth Gulf (Greece). *Environmental and Ecological Statistics*. https://doi.org/10.1007/s10651-020-00478-w.

- Marsan, D. and O. Longliné (2008). Extending earthquakes' reach through cascading. *Science*, *319*, 1076-1079.
- Marzocchi, W. & Lombardi, A. (2008). A double branching model for earthquake occurrence. *Journal of Geophysical Research*, *113*, B08317.
- Marzocchi, W., & Lombardi, A. M. (2009). Real-time forecasting following a damaging earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36, L21, 302. https://doi.org/10.1029/2009GL040233.
- Marzocchi, W., & Zhuang, J. (2011). Statistics between mainshocks and foreshocks in Italy and Southern California. *Geophysical Research Letters*, 38, L09, 310. https://doi.org/10.1029/2011GL047165.
- Marzocchi, W., Murru, M. Lombardi, A. M., Falcone, G. & Console R. (2012). Daily earthquake forecasts during the May-June 2012 Emilia earthquake sequence (northern Italy). *Annals of Geophysics*, *55*(4), 561–567.
- Marzocchi, W., Taroni, M., & Falcone, G. (2017). Earthquake forecasting during the complex Amatrice-Norcia seismic sequence. *Science Advances*, *3*, e1701239, https://doi.org/10.1126/sciadv.1701239.
- Matthews, M. M., & Reasenberg, P. P. (1988). Statistical methods for investigating quiescence and other temporal seismicity patterns. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2–4), 357–372. https://doi.org/10.1007/BF00879003.
- McKenzie, D. (1972) Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *30*, 109–185.
- McQuarrie, A. D. R. & Tsai, C. (1998). *Regression and Time Series Model Selection*. Singapore: World Scientific Publishing Company. https://doi.org/10.1142/3573.
- Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Schaff, D., & Tsaklidis, G. (2016). Spatiotemporal properties and evolution of the 2013 Aigion earthquake swarm (Corinth Gulf, Greece). *Journal of Seismology*, 20(2), 595–614. https://doi.org/10.1007/s10950-015-9546-4.
- 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. https://doi. org/10.1007/s11600-018-0157-7.

- Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of the Seismological Society of* America, *69*,115-133.
- Murru, M., Console, R., & Falcone, G. (2009). Real-time earthquake forecasting in Italy. *Tectonophysics*, 470(3-4), 214–223. https://doi.org/10. 1016/j.tecto.2008.090.010.
- Ogata, Y. (1981). On Lewis's simulation method for point processes. *IEEE Transactions on Information Theory*, *IT27*, 23-31.
- Ogata, Y. (1983). Estimation of all parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure. *Journal of Physics of the Earth*, *31*, 115-124.
- Ogata, Y. (1988). Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *Journal of the American Statistical Association*, *83*, 9–27.
- Ogata Y., (1998). Space-time point-process models for earthquake occurrences. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, *50*(2), 379 -402.
- Ogata, Y., & Vere-Jones, D. (1984). Inference for earthquake models: a self-correcting model. *Stochastic Processes and their Appl*ications, *17*, 337-347.
- Ogata, Y., & Zhuang, J. (2006). Space-time ETAS models and an improved extension. *Tectonophysics*, *413*(1-2), 13–23.
- Ogata, Y., Jones, L. M., & Toda, S. (2003). When and where the aftershock activity was depressed: contrasting decay patterns of the proximate large earthquakes in southern California. *Journal of Geophysical Research*, *108*, 2318. https://doi.org/10.1029/2002JB002009.
- Omar, Kh. A., & Mangira, O. (2020). A stress release model in Egypt. *Geotectonics*, 54, 106-112. https://doi.org/10.1134/S0016852120010082.
- Omi, T., Ogata, Y., Hirata, Y. & Aihara, K. (2014). Estimating the ETAS model from an early aftershock sequence. *Geophysical Research Letters*, 41, 850–857, https://doi.org/10.1002/2013GL058958.
- Omori F., (1894). On after-shocks of earthquakes. *Journal of the College of Science, Imperial University*, *7*, 111-200.
- Papadimitriou, E. (2002). Mode of strong earthquake recurrence in the Central Ionian Islands (Greece): possible triggering due to Coulomb stress changes generated by

the occurrence of previous strong shocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*, 3293 – 3308.

- Papadimitriou, E., Gospodinov, D., Karakostas, V., & Astiopoulos, A. (2013). Evolution of the vigorous 2006 swarm in Zakynthos (Greece) and probabilities for strong aftershock occurrence. *Journal of Seismology*, *17*, 735–752. https://doi.org/10.1007/s10950-012-9350-3.
- Papadimitriou, E., Karakostas, V., Mesimeri, M., Chouliaras, G., & Kourouklas, C. (2017).
 The Mw6.5 17 November 2015 Lefkada (Greece) Earthquake: Structural Interpretation by Means of the Aftershock Analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 174(10), 3869–3888. https://doi.org/10.1007/s00024-017-1601-3.
- Papadimitriou, P., Kaviris, G., & Makropoulos, K. (2006). The Mw = 6.3 2003 Lefkada Earthquake (Greece) and induced transfer changes. *Tectonophysics*, *423*, 73–82
- Papadimitriou, P., Kassaras, I., Kaviris, G., Tselentis G.-A., Voulgaris, N., Lekkas, E., Chouliaras, G., Evangelidis, C., Pavlou, K., Kapetanidis, V., Karakonstantis, 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 Mw = 6.3 Lesvos earthquake from detailed seismological observations. *Journal of Geodynamics*, *115*, 23-42. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.01.009.
- Papazachos, B.C. (1999). An Alternative Method for a Reliable Estimation of Seismicity with an Application in Greece and the Surrounding Area. *Bulletin of the Seismological Society of America, 89,* 111-119.
- Papazachos, B.C, & Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *Journal of Geophysical Research*, *178*, 8517–8533.
- Papazachos B.C., & Papazachou, C.C. (2003). *The Earthquakes of Greece*. Thessaloniki: Ziti Publications.
- Papazachos, B. C., Karakaisis, G. F., & Hatzidimitriou, P. M. (1994). Further information on the transform fault of the Ionian Sea. XXIV General Assembly of the European Seismology Commission, Athens, 19–24 September, p. 12.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F., & Panagiotopoulos, D. G. (1997). Long-term Earthquake Prediction in the CircumPacifc Convergent Belt. *Pure and Applied Geophysics*, 149, 173–217.

- 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 implication. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, *39*, 199-218.
- Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Panagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B., & Karakaisis, G.F.
 (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *36*, 8.
- Parsons, T. (2005). Significance of stress transfer in time-dependent earthquake probability calculations. *Journal of Geophysical Research*, 109. https://doi.org/10.1029/2004JB003190.
- Peacock, D. C. P., Knipe, R. J., & Sanderson, D. J. (2000). Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, *22*(3), 291-305. https://10.1016/S0191-8141(00)80102-9.
- Perez, O.J, & Scholz, C.H. (1984). .Heterogeneities of the instrumental seismicity catalog (1904-1980) for strong shallow earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 669-686.
- Rathbun, S. L. (1993). Modeling marked spatio-temporal point patterns, *Bulletin of the International Statistical Institute*, *55*, Book 2, 379–396.
- Reasenberg, P. A. (1985). Second-order moment of central California seismicity. *Journal* of Geophysical Research, 90, 5479–5495.
- Reasenberg, P.A., & Jones, L.M. (1994). Earthquake aftershocks: Update. *Science*, *265*(5176), 1251–1252. https://dx.doi.org/10.1126/science.265.5176.1251.
- Reid, H. (1910). *The mechanics of the earthquake*. The California earthquake of April 18, 1906. Report of the state investigation commission, vol 2. Washington, DC: Carnegie Institution of Washington.
- Rhoades, D.A., & Evison, F.F. (1989). On the reliability of precursors. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 58,* 137–140.
- Rhoades, D. A., A. Christophersen, M. C. Gerstenberger, M. Liukis, F. Silva, M. Marzocchi, M.
 J. Werner, and T. H. Jordan (2018). Highlights from the first ten years of the New
 Zealand earthquake forecast testing center. *Seismological Research Letters*, 89(4).
 https://doi.org/ 10.1785/0220180032.
- Rigo, A., Lyon–Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., & Kassaras, I. (1996). Microseismicity study in the western part

of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, *126*, 663–688.

- Roberts, S., & Jackson, J. (1991). Active normal faulting in central Greece: An overview. In: *The Geometry of Normal Faults*, (eds) Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B., Geological Society London Special Publications, 56.
- Rotondi, R., & Varini, E. (2006). Bayesian analysis of marked stress release models for time-dependent hazard assessment in the western Gulf of Corinth. *Tectonophysics*, *423*, 107-113.
- Rotondi, R., & Varini, E. (2007). Bayesian inference of stress release models applied to some seismogenic zones. *Geophysical Journal International*, *169*, 301–314.
- Rotondi, R., & Varini, E. (2019). Failure models driven by a self-correcting point process in earthquake occurrence modeling. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 33,* 709-724.
- Sakamoto, Y., Ishiguro, M., & Kitagawa, G. (1983). *Akaike Information Criterion Statistics*. Dordrecht: Reidel.
- Schoenberg, F. P. (2003). Multidimensional residual analysis of point process models for earthquake occurrences. *Journal of American Statistical Association*, *98*, 789–795.
- Schoenberg, F., & Bolt, B. (2000). Short-term Exciting, Long-term Correcting Models for Earthquake Catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 849-858. https://doi.org/10.1785/0119990090.
- Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Schorlemmer, D., Werner, M.J., Marzocchi, W., Jordan, T. H., Ogata, Y., Jackson, D. D., Mak S., Rhoades, D. A., Gerstenberger, M.C., Hiratam N., Liukism M., Maechling, P. J., Strader, A., Taroni, M., Wiemer, S., Zechar, J. D., & Zhuang, J. (2018). The Collaboratory for the study of earthquake predictability: achievements and priorities. *Seismological Research Letters*, *89*(4), 1305–1313. https://doi.org/10.1785/0220180053.
- Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Comninakis, P.E. & Papazachos, B.C. (1985). Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: the Cephalonia Island earthquake sequence. *Pure and Applied Geophysics*, *123*, 388–397.

- Seif, S., Mignan, A., Zechar, J. D., Werner, M. J., & Wiemer, S. (2017). Estimating ETAS: The effects of truncation, missing data, and model assumptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *122*, 449–469, https://doi.org/10.1002/2016JB012809.
- Senatorski, P. (2007). Apparent stress scaling and statistical trends. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *160*, 230–244.
- Shi, Y. -L., & Bolt, A. (1982). The standard error of the magnitude frequency b value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1677–1687.
- Shi, Y., Liu, J., Vere-Jones, D., Zhuang, J., & Ma, L. (1998). Application of Mechanical and Statistical Models to Study of Seismicity of Synthetic Earthquakes and the Prediction of Natural Ones. *Acta Seismologica Sinica*, 11, 421–430.
- Shi, Y., Liu, J., & Zhang, G. (2001). An evaluation of Chinese annual earthquake predictions, 1990–1998. *Journal of Applied Probability*, *38A*, 222–231.
- Shimazaki, K., & Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, *7*, 279–282.
- Sokos, E., Zahradník, J., Kiratzi, A., Janský, J., Gallovič, F., Novotny, O., Kostelecky, J., Serpetsidaki, A., Tselentis, G. A. (2012). The January 2010 Efpalio earthquake sequence in the western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics*, 530–531, 299– 309. https://doi.org/ 10.1016/j.tecto.2012.01.005.
- Sornette, D., & Werner, M. J. (2005a). Apparent clustering and apparent background earthquakes biased by undetected seismicity, Journal of Geophysical Research, *110*, B09303. https://doi.org/10.1029/2005JB003621.
- Sornette, D., & Werner, M. J. (2005b). Constraints on the size of the smallest triggering earthquake from the epidemic-type aftershock sequence model, B°ath's law, and observed aftershock sequences. *Journal of Geophysical Research*, *110*, B08, 304. https://doi.org/10.1029/2004JB003535.
- Steacy, S., Gomberg, J., & Cocco, M. (2005). Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 110. https://doi.org/10.1029/2004JB003356.
- Stein, R., Barka, A., & Dieterich, J. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128, 594–604.

- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, *402*, 605–609.
- Taroni, M., Marzocchi, W., Schorlemmer, D., Werner, M. J., Wiemer, S. Zechar, J. D., Heiniger,
 L. & Euchner, F. (2018). Prospective CSEP evaluation of 1-day, 3-month, and 5year earthquake forecasts for Italy. *Seismological Research Letters*, 89(4). https://doi.org/10.1785/0220180031.
- Utsu T. (1957). Magnitudes of earthquakes and occurrence of their aftershocks (in Japanese with English summary). *Zisin (Journal of the Seismological Society in Japan)*, Series 2, *10*, 35-45.
- Utsu, T., Ogata, Y. & Matsu'ura, R. S. (1995). The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, *43*, 1–33.
- Varini, E., & Rotondi, R. (2015). Probability distribution of the waiting time in the stress release model: the Gompertz distribution. *Environmental and Ecological Statistics*, 22, 493-511.
- Varini, E., Rotondi, R., Basili, R., & Barba, S. (2016). Stress release models and proxy measures of earthquake size. Application to Italian seismogenic sources. *Tectonophysics*, 682, 147-168.
- Vere-Jones, D. (1978). Earthquake prediction—a statistician's view. *Journal of Physics of the Earth*, *26*, 129–146.
- Vere-Jones, D. (1998). Probabilities and information gain for earthquake forecasting. *Computational Seismology*, *30*, 249–263.
- Vere-Jones, D. (2009). Earthquake occurrence and mechanisms, stochastic models for. In: Meyers R. A. (ed.), Encyclopedia of Complexity and Systems Science. New York, Springer, 2555-2580. https://doi.org/10.1007/978-0-387-30440-3_155.
- Vere-Jones, D. (2010). Foundations of Statistical Seismology. Pure and Applied Geophysics, 167, 645–653. https://doi.org/10.1007/s00024-010-0079-z.
- Vere-Jones, D., & Deng, Y. L. (1988). A point process analysis of historical earthquakes from North China. *Earthquakes Research in China*, *2*, 165–181.
- Vere-Jones, D., & Ogata, Y. (1984). On the moments of a self-correcting process, *Journal of Applied Probability*, *21*, 335-342.
- Vere-Jones, D. & Schoenberg, F. P. (2004). Rescaling marked point processes. *Australian & New Zealand Journal of Statistics*, *46*, 133–143.

- Vere-Jones, D., Ben-Zion, Y., & Zuniga, R. (2005). Statistical Seismology. Pure and Appied Geophysics, 162, 1023–1026.
- Votsi, I., Tsaklidis, G., & Papadimitriou, E. (2011). Seismic hazard assessment in Central Ionian Islands Area based on stress release models. *Acta Geophysica*, *59*, 701-727.
- Wang A. L., Vere-Jones D., & Zheng X. (1991). Simulation and Estimation Procedures for Stress Release Model. In: Beckmann M.J., Gopalan M.N., Subramanian R. (eds) Stochastic Processes and their Applications. Lecture Notes in Economics and Mathematical Systems, vol 370. Berlin: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-58201-1_2.
- Wang, Q., Jackson, D. D. & Zhuang, J. (2010). Missing links in earthquake clustering models. *Geophysical Research Letters*, 37, L21307. https://doi.org/10.1029/ 2010GL044858.
- Wells, D.L., & Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships between magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974e1002.
- Werner, M. J. (2007). On the fluctuations of seismicity and uncertainties in earthquake catalogs: Implications and methods for hypothesis testing, Ph.D. thesis, Univ. of Calif., Los Angeles.
- Werner, M. J., Helmstetter, A., Jackson, D. D., & Kagan, Y. Y. (2011). High-Resolution Long-Term and Short-Term Earthquake Forecasts for California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4), 1630–1648. https://doi.org/10.1785/0120090340.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F. (2013). Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS,Transactions American Geophysical Union*, 94, 409–410.
- Wiemer, S., & Katsumata, K. (1999). Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *104*(B6), 13135– 13151. https://doi.org/10.1029/1999JB900032.
- Wiemer, S. & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western US and Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 859–869.
- Woessner, J., Hainzl, S., Marzocchi, W., Werner, M. J., Lombardi, A. M., Catalli, F., Enescu, B. Cocco, M., Gerstenberger, M. C., & Wiemer, S. (2011). A retrospective comparative

forecast test on the 1992 Landers sequence. *Journal of Geophysical Research*, *116*, B05, 305. https://doi.og/10.1029/2010JB007846.

- Wu, F. & Huberman, B. (2007). Novelty and Collective attention. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 104, 17599-17601. https://doi.org/ 10.1073/pnas.0704916104.
- Zechar, J. D., M. C. Gerstenberger, and D. A. Rhoades (2010). Likelihood-based tests for evaluating space-rate-magnitude earthquake forecasts, Bulletin of the Seismological Society of America, 100(3), 1184–1195. https://doi.org/ 10.1785/0120090192.
- Zechar, J. D., & Jordan, T. H. (2007). Testing alarm-based earthquake predictions. Geophysical Journal International. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03676.x
- Zheng, X., & Vere-Jones, D. (1991). Applications of stress release models to earthquakes from North China. *Pure and Applied Geophysics*, *135*, 559-576.
- Zheng, X., & Vere-Jones, D. (1994). Further applications of the stochastic stress release model to historical earthquake data. *Tectonophysics*, *229*, 101–121.
- Zhu, S., & Shi, Y. (2002). Improved Stress Release Model: Application to the study of earthquake prediction in Taiwan area. *Acta Seismologica Sinica*, 15, 171-178.
- Zhuang, J. (2003). *Some applications of point processes in seismicity modelling and prediction*, Ph.D. thesis, the Graduate Unversity for Advanced Studies, Kanagawa, Japan
- Zhuang, J. (2011). Next-day earthquake forecasts by using the ETAS model. *Earth, Planet, and Space, 63,* 207–216.
- Zhuang, J. C., Ma, L. (1998). The stress release model and results from modelling features of some seismic regions in China. *Acta Seismologica Sinica*, *11*, 59-70.
- Zhuang, J., & Ogata, Y. (2006). Properties of the probability distribution associated with the largest event in an earthquake cluster and their implications to foreshocks. *Physical Review E*, 73, 046134. https://doi.org/10.1103/PhysRevE. 73.046134.
- Zhuang, J., Ogata, Y. & Vere-Jones, D. (2002). Stochastic declustering of space-time earthquake occurrence. *Joural of the American Statistical Association*, 97(3), 369– 380.

- Zhuang, J., Ogata, Y. & Vere-Jones, D. (2004). Analyzing earthquake clustering features by using stochastic reconstruction. *Journal of Geophysical Research*, *109*(3), B05301.
- Zhuang, J., C.-P. Chang, Y. Ogata, & Chen, Y.-I. (2005). A study on the background and clustering seismicity in the Taiwan region by using a point process model. *Journal* of Geophysical Research, 110, B05S13. https://doi.org/10.1029/2004JB003157.
- Zhuang, J., A. Christophersen, M. K. Savage, D. Vere-Jones, Y. Ogata, and D. D. Jackson (2008), Differences between spontaneous and triggered earthquakes: their influences on foreshock probabilities. *Journal of Geophysical Research*, 113, B11, 302. https://doi.org/10.1029/2008JB005579.
- Zhuang, J., Werner, M.J., Hainzl, S. Harte, D. and Zhou, S. (2011). Basic models of seismicity: spatiotemporal models. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. https://doi.org/10.5078/corssa-07487583.
- 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*. https://doi.org/10.5078/corssa-79905851.
- Zipkin, J., Schoenberg, F., Corognes, K., & Bertozzi, A. (2016). Point-process models of social network interactions: Parameter estimation and missing data recovery. *European Journal of Applied Mathematics*, 27(3), 502-529. https://doi.org/10.1017/S0956792515000492.
- Zöller, G., & Hainzl, S. (2007). Recurrence Time Distributions of Large Earthquakes in a Stochastic Model for Coupled Fault Systems: The Role of Fault Interaction. *Bulletin* of the Seismological Society of America, 97(5), 1679–1687. https://doi.org/10.1785/0120060262.