



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΝΙΚΟΛΑΟΣ Α. ΒΑΒΛΑΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

**Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ 2017: ΜΕΛΕΤΗ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ, ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

*ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ',*

*ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ
(ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ)'*

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2019



ΝΙΚΟΛΑΟΣ Α. ΒΑΒΛΑΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

**Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ 2017: ΜΕΛΕΤΗ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ, ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στο πλαίσιο του Προγράμματος
Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία',
Κατεύθυνση 'Εφαρμοσμένη Γεωφυσική και Σεισμολογία (Εφαρμοσμένη
και Τεχνική Σεισμολογία)'

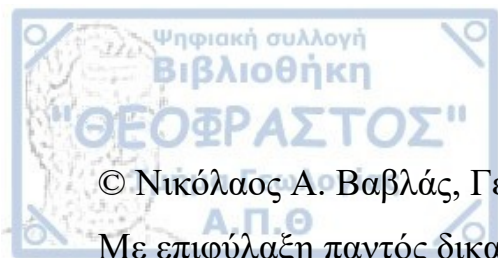
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 06/06/2019

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Κυρατζή Αναστασία Καθηγήτρια Α.Π.Θ, Επιβλέπουσα

Καρακαϊσής Γιώργος Καθηγητής Α.Π.Θ, Μέλος

Μάργαρης Βασίλης Δ'ντης Ερευνών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.–Ο.Α.Σ.Π), Μέλος



© Νικόλαος Α. Βαβλάς, Γεωλόγος, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΗΣ ΛΕΣΒΟΥ 2017: ΜΕΛΕΤΗ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ, ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ-*Μεταπτυχιακή
Διατριβή Ειδίκευσης*

© Nikolaos A. Vavlas, Geologist, 2019

All rights reserved.

THE 2017 LESVOS EARTHQUAKE SEQUENCE: STRONG GROUND
MOTION SIMULATION, SEISMICITY AND SEISMIC HAZARD
ASSESSMENT-*Master Thesis*

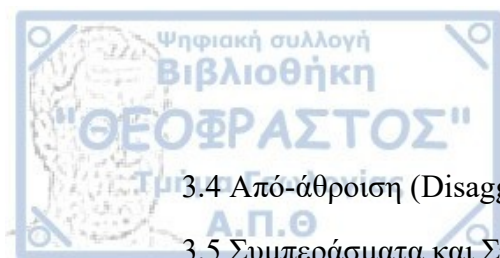
Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται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





Πίνακας περιεχομένων

Πρόλογος	I
Περίληψη	III
Abstract	VI
Κεφάλαιο 1 . Εισαγωγή	1
1.1 Γεωλογική Δομή της Λέσβου	1
1.2 Ιστορικοί Μεγάλοι Σεισμοί.....	5
1.3 Η Σεισμική ακολουθία του 2017	7
Κεφάλαιο 2 . Σεισμικότητα	11
2.1 Βασικές Έννοιες και Ορισμοί	11
2.2 Δεδομένα και Μεθοδολογία.....	14
2.3 Σεισμικότητα για το διάστημα 1995-2017.....	15
2.3.1 Πληρότητα Δεδομένων	15
2.3.2 Καθορισμός των Μέτρων Σεισμικότητας.....	21
2.4 Σεισμικότητα για το Διάστημα 1911-2016.....	29
2.4.1 Χρήση Καταλόγου με Μεταβαλλόμενη Πληρότητα	29
2.4.2 Καθορισμός των Μέτρων Σεισμικότητας.....	31
Κεφάλαιο 3 . Σεισμική Επικινδυνότητα	37
3.1 Εισαγωγή.....	37
3.2 Πιθανολογική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας (ΠΕΣΕ)	39
3.2.1 Εισαγωγικές Έννοιες.....	39
3.2.2 Σεισμικές Πηγές και Σεισμικότητα.....	47
3.2.3 Εμπειρική Σχέση Πρόβλεψης της Ι.Σ.Κ (GMPE).....	58
3.2.4 Λογικό Δένδρο (Logic Tree).....	67
3.3 Αποτελέσματα.....	70



3.4 Από-άθροιση (Disaggregation) της Επικινδυνότητας.....	80
3.5 Συμπεράσματα και Σύγκριση με Παλαιότερες Μελέτες	86
Κεφάλαιο 4 . Προσομοίωση της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.....	94
4.1 Εισαγωγή.....	94
4.2 Στοχαστική Μέθοδος Προσομοίωσης της Ι.Σ.Κ.....	95
4.3 Δεδομένα και Μεθοδολογία.....	101
4.4 Αποτελέσματα.....	106
Συμπεράσματα–Συζήτηση	128
Βιβλιογραφικές Αναφορές.....	133





Η παρούσα διατριβή εκπονήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών, με τίτλο 'Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία', με κατεύθυνση 'Εφαρμοσμένη Γεωφυσική και Σεισμολογία'. Διαπραγματεύεται τρία διαφορετικά θέματα: τη Σεισμικότητα, τη Σεισμική Επικινδυνότητα, και την Προσομοίωση της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης, για το νησί της Λέσβου.

Στο πρώτο και εισαγωγικό κεφάλαιο αναφέρονται κάποια στοιχεία σχετικά με τη γεωλογία, την τεκτονική, τους ιστορικούς σεισμούς, καθώς και για την σεισμική ακολουθία του Ιουνίου 2017. Στο 2^ο Κεφάλαιο γίνεται λόγος για ορισμένα θεωρητικά στοιχεία αναφορικά με τη χρονικά ανεξάρτητη σεισμικότητα, τα οποία στη συνέχεια εφαρμόζονται σε δύο ξεχωριστούς καταλόγους που εκτείνονται χρονικά στα διαστήματα 1995-2017 και 1911-2016. Στο Κεφάλαιο 3^ο πραγματοποιείται αναλυτική περιγραφή της πιθανολογικής μεθόδου εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, και γίνεται εφαρμογή αυτής, για την περιοχή της Λέσβου με την προσέγγιση του Λογικού Δένδρου (Logic Tree). Στο 4^ο Κεφάλαιο γίνεται προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης για το σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου 2017 με τη στοχαστική μέθοδο, αρχικά αναδρομικά σε ήδη υπάρχουσες καταγραφές, και στη συνέχεια στην τοποθεσία της Βρίσας, η οποία είχε πληγεί περισσότερο από το σεισμό. Επίσης αναφέρονται οι βασικές θεωρητικές έννοιες της μεθόδου.

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω την επιβλέπουσα καθηγήτρια της διατριβής αυτής, Κυρατζή Αναστασία, τόσο για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, όσο και για τη συνεχή καθοδήγηση, τις συμβουλές και τις παρατηρήσεις καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Η επικράτηση ενός ευχάριστου, εποικοδομητικού και φιλικού κλίματος κρίθηκε απαραίτητη για την μεταφύτευση γνώσεων, καθοριστικών για την ολοκλήρωση της διατριβής μου.



Επιπρόσθετα, για τις χρήσιμες συμβουλές και τις υποδείξεις στο κείμενο καθώς για την αντιμετώπιση πρακτικών ζητημάτων με την παραχώρηση τμημάτων κώδικα, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή Γιώργο Καρακαΐση, μέλος της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής. Ειδικότερα, με ιδιαίτερη υπομονή και προθυμία με καθοδήγησε και συνέβαλλε στην ολοκλήρωση της εκπόνησης του παρόντος εγχειρήματος. Θα ήθελα, επίσης, να ευχαριστήσω τον Βασίλη Μάργαρη, Διευθυντή Ερευνών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.–Ο.Α.Σ.Π), μέλος της τριμελούς συμβουλευτική επιτροπής, για το εξαιρετικό κλίμα συνεργασίας, τις συμβουλές, την εποικοδομητική κριτική, την παραχώρηση δεδομένων και την ουσιαστική βοήθεια που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής μου.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να απευθύνω σε όλους τους διδάσκοντες του μεταπτυχιακού προγράμματος, για της γνώσεις που μου μεταλαμπάδευσαν κατά τη διάρκεια των σπουδών μου, όπου χωρίς αυτές η εκπόνηση της παρούσας διατριβής δεν θα ήταν εφικτή. Κλείνοντας, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου, τους φίλους μου, και τους κοντινούς μου ανθρώπους για τη συνεχή υποστήριξη τους σε όλα τα χρόνια των σπουδών μου.

Τέλος, η διατριβή αυτή υποστηρίχθηκε από το πρόγραμμα «HELPOS - Ελληνικό Σύστημα Παρατήρησης της Λιθόσφαιρας» (MIS 5002697) το οποίο υλοποιείται στα πλαίσια της Δράσης "Ενίσχυση των Υποδομών Έρευνας και Καινοτομίας", που χρηματοδοτείται από το Επιχειρησιακό Πρόγραμμα "Ανταγωνιστικότητα, Επιχειρηματικότητα και Καινοτομία" (ΕΣΠΑ 2014-2020) και συγχρηματοδοτείται από την Ελλάδα και την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Περιφερειακό Ταμείο Ανάπτυξης).

Η παρούσα διατριβή ασχολείται με τρία διαφορετικά ζητήματα της επιστήμης της σεισμολογίας. Πιο συγκεκριμένα, στο επίκεντρο τίθενται η Σεισμικότητα, η Σεισμική Επικινδυνότητα και η Προσομοίωση της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης. Περιοχή μελέτης αποτελεί το νησί της Λέσβου, το οποίο βρίσκεται στο βορειοανατολικό Αιγαίο. Στα κεφάλαια της σεισμικότητας και της προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης χρησιμοποιούνται δεδομένα από τη σεισμική ακολουθία του Ιουνίου 2017, της οποίας ο κύριος σεισμός της συνέβη στις 12 Ιουνίου με μέγεθος ροπής $M_w = 6.3$. Το επίκεντρο του ήταν περίπου 35 km NNΔ της Μυτιλήνης (Kiritzi, 2018; Papadimitriou *et al.*, 2018).

Ο προαναφερθείς σεισμός προκάλεσε τις πιο σοβαρές βλάβες στο χωριό της Βρίσας, παρόλο που αυτό βρίσκεται πιο μακριά από το επίκεντρο, συγκριτικά με τους υπόλοιπους οικισμούς (π.χ. Πλωμάρι, Βατερρά). Η πλειονότητα των σπιτιών που χτίστηκαν στα τέλη του 19^{ου} και στις αρχές του 20^{ου} αιώνα καταστράφηκαν εντελώς ή μερικώς. Σημαντικό ρόλο σε αυτό το γεγονός διαδραμάτισε το φαινόμενο της κατευθυντικότητας, καθώς και η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (Papazachos *et al.*, 2018).

Στοιχεία για την παραπάνω σεισμική ακολουθία δίνονται στην παράγραφο (1.3) του Κεφαλαίου 1. Επιπλέον, περιγράφεται συνοπτικά η γεωλογική της δομή της περιοχής, τα βασικά της τεκτονικά γνωρίσματα και γίνεται αναφορά στους κυριότερους ιστορικούς σεισμούς. Στο Κεφάλαιο 2 γίνεται μελέτη της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας με τη χρήση δύο καταλόγων, που εκτείνονται χρονικά στα διαστήματα 1995-2017 και 1911-2016. Η περιοχή μελέτης οριοθετείται γεωγραφικά από τις συντεταγμένες: Βόρειο Γεωγραφικό Πλάτος 38.5°-40° και Ανατολικό Γεωγραφικό Μήκος 25.2°-27.5°. Για το διάστημα 1995-2017 υπολογίζεται το μέγεθος πληρότητας $M_c=3.5$, ενώ ο κατάλογος 1911-2017 έχει μεταβαλλόμενη πληρότητα και η επεξεργασία του περιγράφεται στην παράγραφο (2.4.1). Και για τα δύο διαστήματα υπολογίζονται οι παράμετροι a και b και

γίνεται χωρική απεικόνιση των b , M_1 , και M_{10} , με τη χρήση κώδικα που σαρώνει την περιοχή με κύκλους που επικαλύπτονται.

Στο Κεφάλαιο 3 γίνεται πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (ΠΕΣΕ). Αναφέρονται αναλυτικά τα θεωρητικά στοιχεία της μεθόδου καθώς και τα πλεονεκτήματα που παρουσιάζει συγκριτικά με την αιτιοκρατική μέθοδο. Τα μέτρα εντάσεων που χρησιμοποιούνται είναι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), η μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV) και η φασματική επιτάχυνση (S_a) ιδιοπεριόδου 0.2 sec. Ακόμη, χρησιμοποιούνται παραπάνω από μια σχέσεις απόσβεσης, οι περισσότερες από τις οποίες έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο και κατασκευάζονται καμπύλες επικινδυνότητας, αλλά και χάρτες επικινδυνότητας για μέση περίοδο επανάλληψης 475 έτη. Γίνεται χρήση της προσέγγισης του Λογικού Δένδρου (Logic Tree) (Kulkarni *et al.*, 1984), για διαφορετικά μοντέλα πηγών ένα από τα οποία είναι η περιοχή για την οποία υπολογίσαμε τα μέτρα σεισμικότητας στο Κεφάλαιο 2.

Για τις τοποθεσίες Μυτιλήνη, Βρίσα, Μήθυμνα, και Σίγκρι οι τιμές που υπολογίστηκαν για την PGA είναι 0.29 g, 0.33 g, 0.36 g και 0.29 g αντίστοιχα, για μέση περίοδο επανάλληψης 475 έτη. Η χωρική μεταβολή των εντάσεων, για το πλέγμα υπολογισμού που κατασκευάστηκε είναι για την PGA μεταξύ 0.24 g και 0.43 g, για την PGV μεταξύ 17 cm/s και 31 cm/s, και για την S_a (0.2 sec), μεταξύ 0.55 g και 0.96 g. Στην παράγραφο (3.4) παρουσιάζονται διαγράμματα απο-άθροισης, που απεικονίζουν τη σχετική συνεισφορά κάθε πηγής για δύο από τα μοντέλα πηγών επιφανείας που χρησιμοποιήθηκαν. Στην παράγραφο (3.5), επίσης, γίνεται σύγκριση με παλαιότερες δημοσιευμένες μελέτες, αναφέροντας ότι τα αποτελέσματα που βρέθηκαν είναι υψηλότερα σε σχέση με αυτά του επίσημου χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας (ΟΑΣΠ, 2003), ο οποίος δίνει την τιμή 0.24 g για τη ζώνη II που ανήκει η Λέσβος. Ταυτόχρονα όμως είναι σε συμφωνία με αυτά του προγράμματος SHARE, και άλλων πρόσφατων ερευνών.



Στο Κεφάλαιο 4 γίνεται στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης, με τη χρήση του μοντέλου πηγής με πεπερασμένες διαστάσεις και το λογισμικό EXSIM (Boore, 2009). Αρχικά γίνεται αναδρομική πρόβλεψη της Ι.Σ.Κ, σε οκτώ (8) σταθμούς που βρίσκονται στην περιοχή της Τουρκίας (Kyhdata.deprem.gov.tr, 2018). Σε κάποιους από αυτούς (π.χ. CESME) τα συνθετικά δεδομένα είναι σε καλή συμφωνία με τα πραγματικά, ενώ σε άλλους (π.χ. AAGA) υπάρχουν διαφορές που μπορούν να θεωρηθούν σημαντικές. Τέλος για το χωριό της Βρίσας οι προσομοιώσεις έδωσαν τιμές PGA, 208 cm/s^2 για κλάση B, ενώ για C και D 361 cm/s^2 και 529 cm/s^2 αντίστοιχα.



The current thesis concerns three different aspects of seismology, Seismicity, Seismic Hazard Assessment and Strong Ground Motion Simulation. The area of study is the island of Lesbos, in the northeastern Aegean Sea. In the chapters of seismicity and strong ground motion simulation, data from the June 2017 earthquake sequence are used. Its mainshock, $M_w = 6.3$, occurred on June 12 and its epicenter was located 35 km SSW of the capital of Lesbos Island, Mytilene (Kiritzi, 2018; Papadimitriou *et al.*, 2018).

The earthquake caused the most severe damage in the village of Vrisa, even though it is located further from the epicenter than other settlements (e.g. Plomari, Vatera). Nearly, all houses-built during the late 19th or early 20th century-were totally or partially ruined. Important factors leading to this damage distribution were rupture directivity, as well as local site effects (Papazachos *et al.*, 2018).

Additional information about the aforementioned earthquake sequence can be found in paragraph (1.3) of Chapter 1, in which the island's geology, its basic tectonic elements, and main historical earthquakes are briefly described. Chapter 2 deals with time independent seismicity using two catalogs for the periods 1995-2017 and 1911-2016. The study area is delimited by the coordinates: North Geographic Latitude 38.5-40, και East Geographic Longitude 25.2 °-27.5°. For the period 1995-2017, the completeness magnitude is found to be $M_c=3.5$, while the 1911-2017 catalog's completeness varies with time and its processing is described in paragraph (2.4.1). For both time intervals, the a and b parameters are calculated and the spatial distribution of b , M_I , and M_{I0} , is also presented, using a code that scans the study area with overlapping circles.

In Chapter 3, a probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) is being carried out. The method's basic principles are described in detail, as well as its advantages over the deterministic approach. The intensity measures used are Peak Ground Acceleration,

(PGA), Peak Ground Velocity, (PGV), and Spectral Acceleration, (SA at $T=0.2$ sec). Several different ground motion prediction equations are used, most of which have been proposed for the Greek region. Hazard curves are presented, along with hazard maps who correspond to 475 mean return period. The Logic Tree approach is used (Kulkarni *et al.*, 1984), for different seismic source models, where one of them is the area for which we calculated the seismicity parameters in Chapter 2.

For the sites Mytilene, Vrisa, Mythimna, and Sigri the PGA values obtained are 0.29 g, 0.33 g, 0.36 g and 0.29 g respectively, for 475 years mean return period. The spatial distribution of the intensity measures in the hazard maps, regarding the same mean return period, are between 0.24 g και 0.43 g, for PGV between 17 cm/s and 31 cm/s, and for Sa (0.2 sec), between 0.55 g and 0.96 g. In paragraph (3.4) disaggregation charts are presented, which depict the relative contribution of different earthquake sources and magnitudes to the results, for the two area source models used. In paragraph (3.5) a comparison of the results with other published research is made, where it is mentioned that the results we obtained are higher in comparison with the New Greek Seismic Code (OASP, 2003), which gives the value 0.24 for the zone II, where Lesvos belongs. At the same time they are in good agreement with other recent published results.

Chapter 4 deals with stochastic strong ground motion simulation, applying a finite source model using the software EXSIM (Boore, 2009). Initially, a retrospective prediction is made for eight (8) real acceleration records located in the region of Turkey (Kyhdata.deprem.gov.tr, 2018). Some of the synthetic data are in good agreement with the real ones (e.g. CESME), while other (e.g. AAGA) show differences that can be considered significant. Finally, for the village of Vrisa the simulated time series have PGA values of, 208 cm/s^2 for class B, while for C and D 361 cm/s^2 and 529 cm/s^2 respectively.

Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή

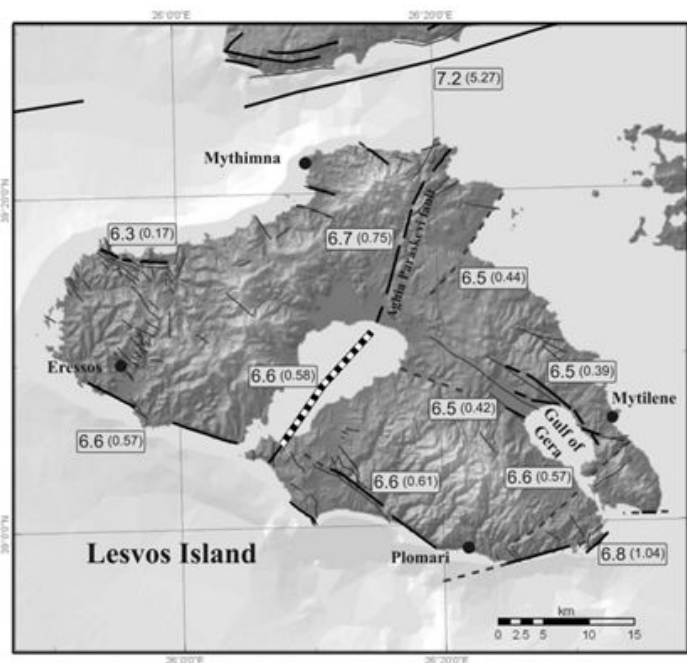
1.1 Γεωλογική Δομή της Λέσβου

Η Λέσβος αποτελεί το πιο πυκνοκατοικημένο νησί του ΒΑ Αιγαίου καθώς και το τρίτο μεγαλύτερο νησί της Ελλάδας. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα το σεισμικό της δυναμικό να έχει ιδιαίτερη κοινωνική και οικονομική σημασία όχι μόνο τοπικά, αλλά σε όλη την ευρύτερη περιοχή (Zouros *et al.*, 2011). Περισσότερο από 50 % της έκτασης της καλύπτεται ως επί το πλείστον από μετά-αλπικά ηφαιστειακά πετρώματα που χρονολογούνται από 16 έως 25 εκ. χρόνια (Fytikas *et al.*, 1984), Τεταρτογενείς αποθέσεις λιμνοθάλασσας, και αλλουβιακά-κολλουβιακά ιζήματα Ολοκαίνου (Chatzipetros *et al.*, 2013). Το υπόλοιπο νησί αποτελείται από το υπόβαθρο το οποίο περιλαμβάνει μια αυτόχθονη και μια αλλόχθονη ενότητα. Η αυτόχθονη ενότητα συνίσταται από δύο επιμέρους σχηματισμούς: τους νεοπαλαιοζωικούς και τους τριαδικούς σχηματισμούς, ενώ η αλλόχθονη από δύο τεκτονικές ενότητες, την ενότητα του τεκτονικού καλύμματος ηφαιστειο-ιζηματογενών σχηματισμών και την ενότητα του τεκτονικού καλύμματος οφειολιθικών πετρωμάτων (Κατσικάτος και συν., 1982; Θωμαΐδου, 2009).Equation Section (Next)

Το διάσημο απολιθωμένο δάσος της Λέσβου βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του νησιού και σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια της περιόδου όπου η Λέσβος αποτελούσε ένα ηφαιστειακό κέντρο του Ανατολικού Αιγαίου, καθώς τεράστιες ποσότητες λάβας και τέφρας κάλυψαν την πλούσια πανίδα της εποχής (Papadimitriou *et al.*, 2018; Zouros *et al.*, 2011).

Η γεωμορφολογία του νησιού έχει επηρεαστεί σημαντικά από την δράση των ρηγμάτων της περιοχής. Τα ρήγματα αυτά ευθύνονται για τη μικρή καμπυλότητα που παρουσιάζει μεγάλο μέρος της ακτογραμμής, καθώς και για τις απότομες αυξήσεις βάθους που παρατηρούνται (Chatzipetros *et al.*, 2013). Στα Νότια του νησιού επίσης δεσπόζουν δύο μεγάλοι κλειστοί κόλποι, ο μεγαλύτερος της Καλλονής και ο μικρότερος

της Γέρας, που προφανώς σχετίζονται με την τεκτονική εξέλιξη του ευρύτερου χώρου του Βορείου Αιγαίου (Θωμαΐδου, 2009).



Σχήμα 1-1: Χάρτης ρηγμάτων του νησιού της Λέσβου. Οι αριθμοί υποδεικνύουν το αναμενόμενο μέγεθος σεισμού (M_s), και την αντίστοιχη μετατόπιση (m , σε παρένθεση) σε περίπτωση πιθανής ενεργοποίησης των συγκεκριμένων ρηγμάτων (Pavlidis *et al.*, 2009).

Η Λέσβος ανήκει στη μικροπλάκα του Αιγαίου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003), και βρίσκεται ανάμεσα σε δύο καθεστώτα τάσεων (Kıratzi, 2018). Ως αποτέλεσμα δέχεται μια ΒΑ-ΝΔ διάτμηση από το δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και των μικρότερων κλάδων του, και εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν από την οπισθοκύλιση της καταδύομενης Μεσογειακής λιθόσφαιρας στο Νότιο όριο της πλάκας του Αιγαίου (Meijer and Wortel, 1997; Kıratzi, 2002; Konstantinou *et al.*, 2016; Kıratzi, 2018). Ως αποτέλεσμα αυτού στην ευρύτερη περιοχή του νησιού εμφανίζονται κανονικά αλλά και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα, όπου τα δύο αυτά είδη μπορεί να αλληλοεπιδρούν μεταξύ τους, και η ενεργοποίηση ενός από κάποιο σεισμικό γεγονός να έχει ως συνέπεια

την ενεργοποίηση κάποιου άλλου. Αυτό επαληθεύεται από τους μηχανισμούς γένεσης (Kiritzi, 2014) και είναι κάτι που συνέβη στο σεισμό της 12^{ης} Ιουλίου 2017.

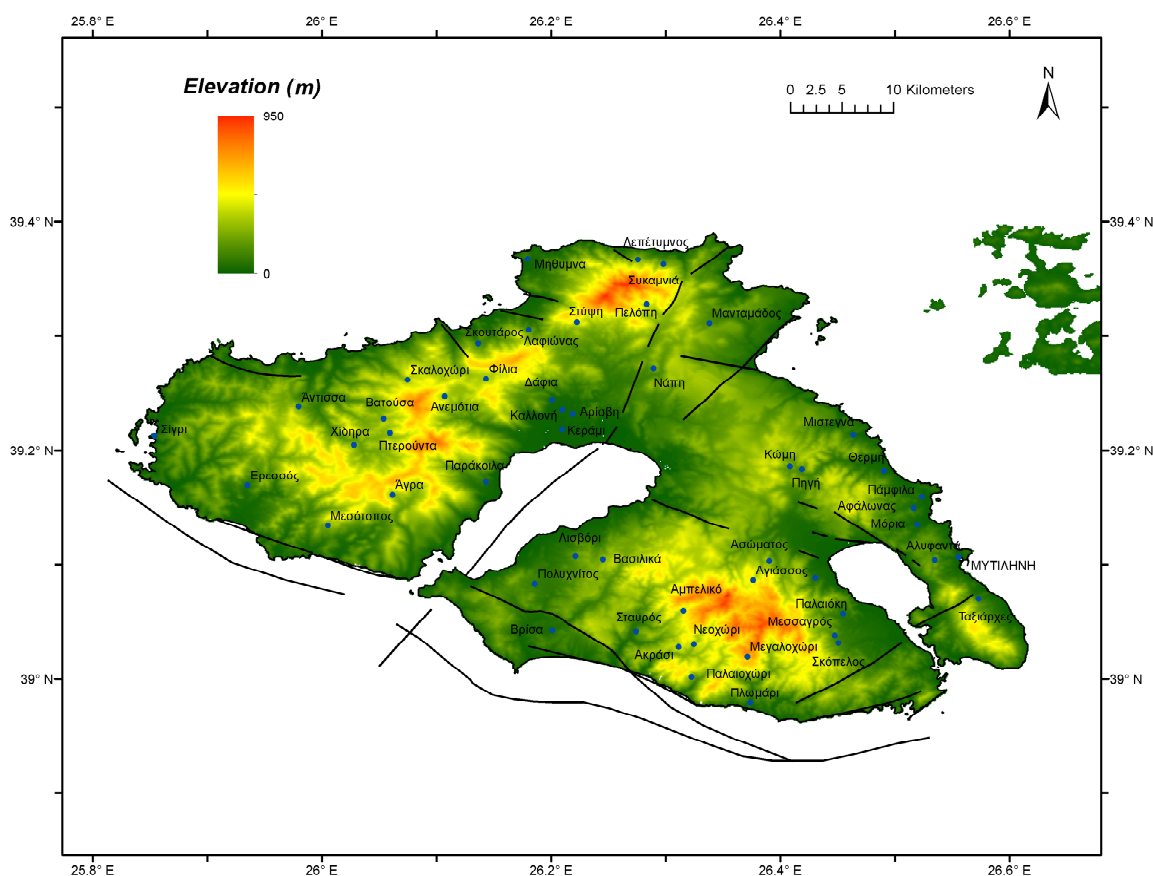
Τα πιο σημαντικά ρήγματα του νησιού, τα οποία αποτελούν και πιθανές σεισμικές πηγές είναι τα ακόλουθα: (Soulakellis *et al.*, 2006; Pavlides *et al.*, 2009; Zouros *et al.*, 2011; Chatzipetros *et al.*, 2013):

- Το δεξιόστροφο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής το οποίο περνά από το κεντρικό μέρος του νησιού, από τη μια ακτή μέχρι την άλλη και ελέγχει το κύριο μορφολογικό του χαρακτηριστικό, τον κόλπο της Καλλονής. Είναι το ρήγμα που ενεργοποιήθηκε από το σεισμό του 1867 μεγέθους 6.8¹. Το ορατό του μήκος είναι 17 km και βάσει της κατανομής των μικροσεισμικών επικέντρων υποθέτουμε ότι συνεχίζει μέσα στην θάλασσα, πιθανόν μέσα στον κόλπο της Καλλονής. Το ορατό του τμήμα πάνω στη στεριά έχει δυναμικό σεισμικού μεγέθους 6.7.
- Το σύστημα των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης BBD-NNA του κόλπου της Γέρας. Τα ρήγματα αυτά ελέγχουν το σχήμα του δεύτερου μεγαλύτερου κόλπου του νησιού και έχουν ιδιαίτερη σημασία επειδή βρίσκονται σε μικρή απόσταση από την πρωτεύουσα Μυτιλήνη. Το δυναμικό σεισμικού μεγέθους φτάνει την τιμή του 6.5.
- Τα ρήγματα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ στη νότια ακτή του νησιού τα οποία παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση της παράκτιας μορφολογίας. Σύμφωνα με το μήκος τους, το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορούν να δώσουν είναι 6.6-6.8.
- Το ρήγμα με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ στη ΝΑ ακτή της Λέσβου. Η μικροσεισμικότητα παρουσιάζει μια γραμμική κατανομή των επικέντρων μέσα στη θάλασσα, το οποίο δηλώνει την πιθανή παρουσία και επέκταση του

¹ Τα αναμενόμενα μεγέθη που αναφέρονται από τους Pavlides *et al.*, (2009) είναι επιφανειακά μεγέθη M_s .

ρήγματος. Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί να δώσει σύμφωνα με το μήκος του είναι 6.8.

Στη Λέσβο επίσης υπάρχουν αρκετές γεωθερμικές πηγές με την πιο σημαντική από αυτές να είναι στα ΝΑ του Πολιχνίτου (Gunther *et al.*, 1977). Η πηγή αυτή σχετίζεται με το ρήγμα του Πολιχνίτου-Πλωμαρίου μήκους 15 km το οποίο ορίζει μια μεγάλη γραμμική σειρά λόφων με διεύθυνση περίπου ΒΔ-ΑΝΑ.



Σχήμα 1-2: Ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM) για το νησί της Λέσβου στο οποίο με χρωματική κλίμακα παρουσιάζονται τα υψόμετρα σε (m), ενώ φαίνονται και τα ρήγματα που βρίσκονται πάνω, και στην κοντινή θαλάσσια περιοχή του νησιού σύμφωνα με τους Chatzipetros *et al.*, (2013).

Παρόλο που τα ρήγματα στη στεριά έχουν χαρτογραφηθεί και μελετηθεί με αρκετή λεπτομέρεια, συχνά οι σεισμοί ενεργοποιούν ρήγματα που μέχρι πριν ήταν άγνωστα.

Αυτό συμβαίνει και με υποθαλάσσια ρήγματα τα οποία μπορεί να αλληλοεπιδρούν με αυτά της στεριάς, και είναι σημαντικά από πλευράς σεισμικής επικινδυνότητας διότι βρίσκονται κοντά στις ακτές και σε πυκνοκατοικημένες περιοχές του νησιού, κυρίως τις καλοκαιρινές περιόδους. Στο σχήμα (1-2) παρουσιάζεται ένα ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου του νησιού στο οποίο με χρωματική κλίμακα φαίνονται τα υψόμετρα, καθώς και κάποια από τα γνωστά υποθαλάσσια ρήγματα. Παρατηρούμε ότι εκτός από τα ρήγματα πάνω στη στεριά, υπάρχουν αρκετά με σημαντικό μήκος κοντά στις ακτές τα οποία απειλούν το νησί.

1.2 Ιστορικοί Μεγάλοι Σεισμοί

Σύμφωνα με τους Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) το πρώτο ιστορικό σεισμικό γεγονός που αναφέρθηκε συνέβη το 231 π.Χ. ($M = 6.8$, $I = X$) στην αρχαία πόλη της Πύρρας (σημερινή τοποθεσία Αχλαδερή) την οποία και κατέστρεψε και καταπόντισε στη θάλασσα. Το αμέσως επόμενο είναι το 1383 ($M = 6.8$, $I = IX$) στην πρωτεύουσα του νησιού Μυτιλήνη, του οποίου προηγήθηκαν μικρότεροι σεισμοί που δεν προκάλεσαν αξιόλογες ζημιές σε αντίθεση με τον κύριο σεισμό που κατέστρεψε τη Μυτιλήνη και σκότωσε τους περισσότερους κατοίκους. Ακολούθησε ένα το 1636 με μέγεθος $M = 6.2$ και $I = VII$ το οποίο είναι καταγεγραμμένο από μοναχό της μονής Λειμώνος και ένα το 1845 ($M = 6.7$, $I = X$), στο Λισβόρι. Το σεισμό του 1845 που συνέβη στις 11 Οκτωβρίου, ακολούθησαν αρκετοί μετασεισμοί οι οποίοι συνεχίστηκαν για σχεδόν περίπου ένα χρόνο, και οι μεγαλύτεροι ήταν εκείνοι στις 12 και 13 Οκτωβρίου και ένας που έγινε τη νύχτα στις 23 Οκτωβρίου. Η πιο δυνατή δόνηση έγινε αισθητή στη Χίο, στο Καραμπουρνού και στην Κωνσταντινούπολη.

Ο σεισμός του 1845 είναι αυτός που παρουσιάζει και τις περισσότερες ομοιότητες με αυτόν της 12^{ης} Ιουνίου 2017 (Papadimitriou *et al.*, 2017). Στο χωριό της Βρίσας, 60 σπίτια καταστράφηκαν και μια γυναίκα σκοτώθηκε εξαιτίας κατολισθήσεων που

πρόκλήθηκαν από την έντονη μετασεισμική ακολουθία. Στο Λισβόρι, το οποίο είχε 70 ή 80 σπίτια, μόνο δυο έμειναν όρθια. Στο Πλωμάρι, 8 σπίτια κατέρρευσαν εντελώς και 40 σπίτια έπαθαν βλάβες. Αυτή η επανάληψη των σεισμικών επιδράσεων υποδεικνύει την ύπαρξη τοπικών εδαφικών συνθηκών που μπορεί να έχουν προκαλέσει τοπικές ενισχύσεις των σεισμικών κυμάτων.

Ο επόμενος σεισμός ή μάλλον η ακολουθία τουλάχιστον τεσσάρων σεισμικών γεγονότων με μικρή χρονική μεταξύ τους απόσταση, συνέβησαν στις 7 Μαρτίου του 1867 (Roumelioti *et al.*, 2010). Ο σεισμός αυτός εξακολουθεί μέχρι και σήμερα να θεωρείται χρονολογική αφετηρία για τους κατοίκους της Λέσβου. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και κατολίσθησης του εδάφους. Οι μετασεισμικές δονήσεις κράτησαν μέχρι και το Μάρτιο του 1868 και ο ακριβής αριθμός των θυμάτων κυμαίνεται από περίπου 600 σε περισσότερα από 1000. Τα περισσότερα χωριά, ειδικά στα κεντρικά και ανατολικά τμήματα της Λέσβου μερικώς ή πλήρως καταστράφηκαν.

Οι περισσότεροι καταστροφικοί σεισμοί, καθώς και αυτός του 1867, έχουν συσχετιστεί με το δεξιόστροφο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής το οποίο διασχίζει το κεντρικό τμήμα του Νησιού. Ακόμα και πίσω στην εποχή του σεισμού του 1867 ήταν γνωστή η συσχέτιση της κατανομής των ζημιών με την επιφανειακή γεωλογία και ως εκ τούτου των τοπικών συνθηκών. Οι τοπικές εδαφικές συνθήκες έτσι στα κεντρικά τμήματα του νησιού στα οποία επικρατούσαν ηφαιστειακά πετρώματα συνδέθηκαν με τις πολύ μεγάλες επιπτώσεις του σεισμού σε αντίθεση με τις μικρότερες στο ανατολικό τμήμα του νησιού στο οποίο επικρατούσαν σχιστόλιθοι και μάρμαρα, και τις σχεδόν ανύπαρκτες στο νοτιοανατολικό τμήμα το οποίο καλυπτόταν από οφιολίθους (Kampouris, 1978).

Στις 25 Οκτωβρίου 1889 συνέβη σεισμός με $M=6.8$ και $I=IX$ ο οποίος κατέστρεψε το δυτικό τμήμα της Λέσβου τα χωριά Χίδηρα, Ερεσό, Άγρα, Τζίθρα και Βατούσα. Συνολικά 1800 σπίτια καταστράφηκαν ή κατέστησαν ακατοίκητα και 36 άνθρωποι σκοτώθηκαν και 27 τραυματίστηκαν. Ο τελευταίος μεγάλος καταγεγραμμένος

σεισμός πριν από αυτόν της 12^{ης} Ιουνίου, συνέβη στις 19 Δεκεμβρίου του 1981 με επίκεντρο δυτικά των ακτών της Λέσβου. Είχε μέγεθος $M = 7.2$ και μακροσεισμική ένταση $I=VIII$. Προκάλεσε μερικές βλάβες στη Λέσβο και κυρίως στα χωριά Ίππειο και Πάμφυλλα όπου κατέρρευσαν 7 σπίτια και 236 έπαθαν ζημιές. Ακολούθησαν αρκετοί μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από αυτούς έγινε στις 27 Αυγούστου ($M = 6.5$).

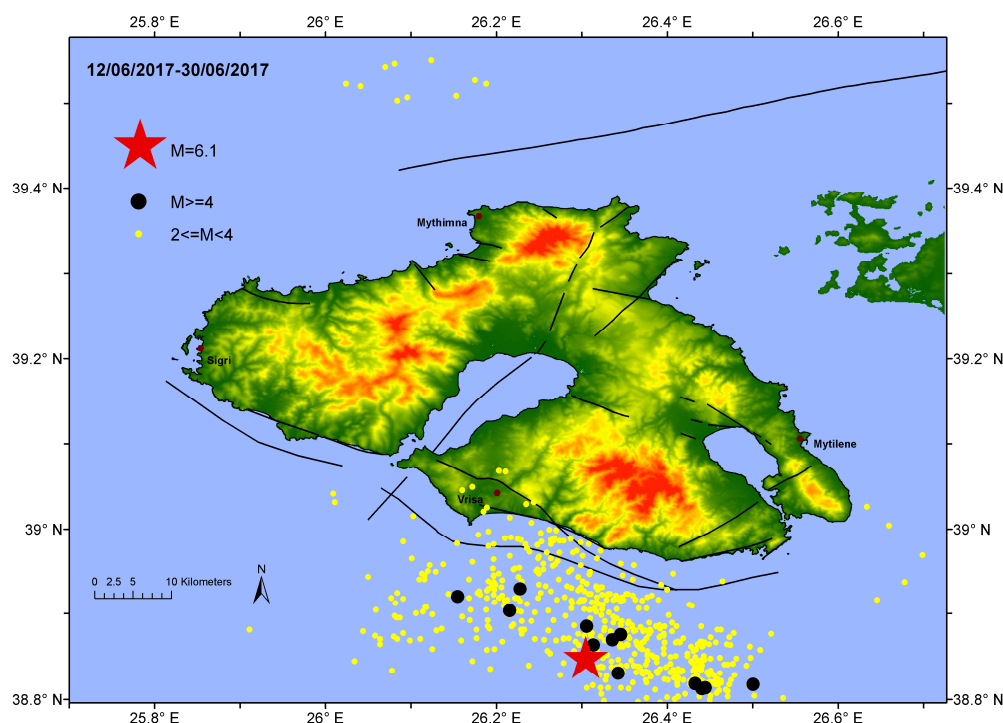
1.3 Η Σεισμική ακολουθία του 2017

Στις 12 Ιουνίου 2017 (12:28 GMT ή 15:28 ώρα Ελλάδος) συνέβη ισχυρός επιφανειακός σεισμός με επίκεντρο ΝΝΔ της πρωτεύουσας του νησιού, Μυτιλήνης, σε απόσταση περίπου 35 km και μέγεθος ροπής $M_w = 6.3$. Το κανονικό ρήγμα που έδωσε το σεισμό έχει παράταξη 125° και κλίνει με γωνία 45° προς τα ΝΔ. Οι διαστάσεις του είναι 10 km κατά μήκος της παράταξης και 20 km κατά μήκος της κατεύθυνσης κλίσης (Kiratzi, 2018).

Ο σεισμός έγινε αισθητός στα γύρω νησιά του Αιγαίου, στις γειτονικές Τουρκικές ακτές καθώς και στην ηπειρωτική χώρα. Ένα μη καταστροφικό tsunami αναφέρθηκε στο λιμάνι του Πλωμαρίου με peak-to-peak πλάτος 30-35 cm (Papadopoulos *et al.*, 2017). Κατολισθήσεις και επιφανειακές διαρρήξεις προκάλεσαν προσωρινό αποκλεισμό της οδικής σύνδεσης μεταξύ Πλωμαρίου και Μελίντας, κατά μήκος της νοτιοανατολικής ακτής της Λέσβου (Papadimitriou *et al.*, 2017). Μόνο μικρά προβλήματα αναφέρθηκαν στο νησί της Χίου, όπου κατέρρευσε ένα παλιό σπίτι στο χωριό Βουνό, ενώ σημειώθηκε επίσης ζημιά σε ένα σπίτι στην πεδιάδα του Κάμπου. Ρωγμές παρατηρήθηκαν σε αρκετά παλιά κτήρια στο ιστορικό κέντρο της πρωτεύουσας Μυτιλήνης.

Με τη χρήση του καταλόγου των Papazachos *et al.*, (2018) κατασκευάστηκε ο χάρτης του σχήματος (1-3) ο οποίος παρουσιάζει την κατανομή της σεισμικότητας για την περίοδο από τις 12 Ιουνίου 2017 μέχρι και το τέλος του ίδιου μήνα. Το υπόκεντρο του κυρίου σεισμού εντοπίστηκε σε μικρό βάθος 7 km στον άνω φλοιό (Kiratzi, 2018).

Παρατηρώντας τη μετασεισμική ακολουθία μπορούμε να δούμε ότι οι περισσότεροι αλλά και οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί συσσωρεύτηκαν ανατολικά του epicέντρου του κύριου σεισμού. Παρατηρώντας την επιφανειακή προβολή του ρήγματος και το γεγονός ότι οι μηχανισμοί γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών έδειξαν μια αριστερόστροφη κίνηση παράταξης, μπορούμε να οδηγηθούμε στην υπόθεση ότι η κύρια διάρρηξη ενεργοποίησε το ανατολικό τμήμα του ρήγματος της λεκάνης της Λέσβου (Kiritzi, 2018; Papadimitriou *et al.*, 2018; Ganas *et al.*, 2017).



Σχήμα 1-3: Κατανομή σεισμικότητας για το διάστημα από 12/06/2017 μέχρι 30/06/2017. Στο χάρτη επίσης φαίνονται και τα τεκτονικά ρήγματα της περιοχής, καθώς και το μορφολογικό ανάγλυφο του νησιού.

Η περιοχή που πλήγηκε περισσότερο από το σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου είναι το χωριό της Βρίσας στο νότιο τμήμα της Λέσβου, παρόλο που βρίσκεται πιο μακριά από το epicέντρο από άλλους οικισμούς (π.χ. Πλωμάρι, Βατερά) (Papadimitriou *et al.*, 2018).

Σύμφωνα με τους Lekkas *et al.*, (2017) και Papadimitriou *et al.*, (2017) το ποσοστό της ζημιάς μειώνεται από τη Βρίσα και το Ακράσι προς το Πλωμάρι. Σχεδόν όλα τα σπίτια που χτίστηκαν στα τέλη του 19^{ου} και στις αρχές του 20^{ου} αιώνα εν μέρει η εντελώς καταστράφηκαν (Kiratzi, 2018). Οι πρώτες αναφορές έκαναν λόγο για 15 τραυματισμούς και για μια γυναίκα που έχασε τη ζωή της στο δυτικό τμήμα του νησιού.

Για να κατανοήσουμε τους λόγους παρουσίας αυτής της κατανομής των ζημιών στη Βρίσα, πρέπει να ληφθούν υπόψη διάφοροι παράγοντες. Σημαντικό ρόλο έπαιξε το φαινόμενο της κατευθυντικότητας, το οποίο είναι συχνό στους ισχυρούς σεισμούς, και κατά το οποίο τα κύματα S και Lg προς την κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης είναι πιο ενισχυμένα σε σχέση με τα ίδια κύματα που διαδίδονται σε άλλες κατευθύνσεις (Κυρατζή, 2008). Αυτό που συμβαίνει δηλαδή είναι περισσότερη ενέργεια να φτάνει σε μικρότερο χρόνο προς την κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης, ενώ προς την αντίθετη κατεύθυνση λιγότερη ενέργεια σε μικρότερο χρόνο. Η διάρρηξη που προκλήθηκε από το σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου ήταν μόνο-κατευθυντική προς τα ΔΒΔ με σχετικά μεγάλη ταχύτητα (~ 3.1 km/s) και λόγω της εμπρόσθιας κατευθυντικότητας, κάποιες περιοχές όπως η Βρίσα, και το Ακράσι επλήγησαν περισσότερο σε σύγκριση με άλλες όπως το Πλωμάρι που επηρεάστηκαν λιγότερο λόγω της οπίσθιας κατευθυντικότητας.

Επιπλέον παράγοντες που έπαιξαν ρόλο μαζί με την κατευθυντικότητα είναι ότι το χωριό της Βρίσας βρίσκεται σε μικρή απόσταση περίπου 5 km από το δυτικό άκρο του ρήγματος, παρόλο που η απόσταση από το υπόκεντρο είναι περίπου 25 km. Επίσης είναι χτισμένο πάνω σε αλλουβιακά ιζήματα τα οποία είναι τουλάχιστον 220 m πάχους σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη (Kiratzi, 2018), και βρίσκεται πάνω, και σε κοντινή απόσταση από την περιοχή της μέγιστης ολίσθησης.

Οι Papazachos *et al.*, (2018) αναφέρουν ότι οι μεγαλύτερες ζημιές παρατηρήθηκαν στο Βόρειο τμήμα του χωριού, το οποίο είναι χτισμένο σε πρόσφατα Ολοκαινικά ιζήματα, σε αντίθεση με το Νότιο τμήμα που είναι χτισμένο σε συμπαγείς Νεογενείς αποθέσεις, και στο οποίο οι ζημιές ήταν πολύ περιορισμένες. Για να επιβεβαιώσουν ότι η

χωρική αυτή κατανομή των ζημιών είναι αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών, χρησιμοποίησαν γεωφυσικά δεδομένα για να υπολογίσουν τη χωρική κατανομή της ιδιοσυχνότητας, f_0 , ιδιοπεριόδου, T_0 , και της αντίστοιχης μέγιστης φασματικής ενίσχυσης $f_0 A_0$.

Συγκεκριμένα χρησιμοποίησαν το φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSr), σε δεδομένα θορύβου, και στη συνέχεια την τεχνική του τυπικού φασματικού λόγου (SSR), όπου και οι δύο αυτές μέθοδοι έδειξαν μεγάλες τιμές του συντελεστή φασματικής ενίσχυσης στο Βόρειο μέρος του νησιού, ενώ τιμές κοντά στο 1 στο Νότιο.

Με τη μέθοδο της MASW οι ίδιοι ερευνητές, κατασκεύασαν ένα 3D γεωλογικό/γεωφυσικό μοντέλο το οποίο έδειξε ότι τα Ολοκαινικά ιζήματα είχαν αρκετά μικρότερες ταχύτητες, V_s , (<300 m/s) σε σχέση με τα Νεογενή (>400 m/s), επιβεβαιώνοντας την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Τέλος χρησιμοποίησαν τα δεδομένα των HVSr και SSR για να υπολογίσουν συντελεστές εδαφικής ενίσχυσης, από τους οποίους με στοχαστική προσομοίωση (Boore, 2009), προέκυψαν μακροσεισμικές εντάσεις που ήταν σε πολύ καλή συμφωνία με τις πραγματικές.

Κεφάλαιο 2 . Σεισμικότητα

2.1 Βασικές Έννοιες και Ορισμοί

Η σεισμικότητα μιας περιοχής είναι μια ποσότητα της οποίας η τιμή αυξάνεται όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών που συμβαίνουν σε αυτή, και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσης των σεισμών αυτών (Παπαζάχος και συν., 2005). Equation Section (Next)

Συνήθως, θεωρείται ότι η σεισμικότητα μεταβάλλεται μόνο χωρικά και ότι η χρονική της μεταβολή σε ένα τόπο είναι τυχαία. Σε αυτή την περίπτωση αναφερόμαστε σε χρονικώς ανεξάρτητη σεισμικότητα. Ο ποσοτικός της υπολογισμός βασίζεται στην παρατήρηση ότι οι μικρότεροι σεισμοί συμβαίνουν πολύ συχνότερα σε σχέση με τους μεγαλύτερους σεισμούς. Οι Gutenberg and Richter, (1944) παρατήρησαν ότι η κατανομή αυτή φαίνεται να ακολουθεί λογαριθμική σχέση και τη διατύπωσαν με την παρακάτω μορφή:

$$\log_{10}(N) = a_t - bM, \quad (2.1)$$

όπου N είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M , ενώ τα a_t , και b , αποτελούν παραμέτρους που υπολογίζονται από τα δεδομένα. Η παράμετρος a_t , δίνει το συνολικό αριθμό των σεισμών (με μέγεθος $M \geq 0$), ενώ η b είναι ενδεικτική της αναλογίας μικρών και μεγάλων σεισμών.

Ο καθορισμός της παραμέτρου b που πρακτικά αποτελεί την τιμή της κλίσης της ευθείας που ταιριάζει στα δεδομένα, είναι ιδιαίτερα σημαντικός και διάφοροι φυσικοί παράγοντες επηρεάζουν την τιμή αυτής εκτός από τη σεισμικότητα (Βαμβακάρης, 2010). Εργαστηριακά πειράματα έχουν δείξει ότι η τιμή της αυξάνεται με το βαθμό της ετερογένειας του μέσου και την πυκνότητα των επιφανειών διάρρηξης (Mogi, 1967). Άλλες πιο πρόσφατες έρευνες έδειξαν να εξαρτάται περισσότερο από το πεδίο τάσεων κοντά στον εστιακό χώρο, και υπολόγισαν ότι η τιμή της μειώνεται με την αύξηση της

διαφορικής τάσης τόσο στον ηπειρωτικό φλοιό όσο και σε ζώνες κατάδυσης (π.χ. Scholz, 2015). Η τιμή της είναι συνήθως ίση με τη μονάδα αλλά παρατηρούνται και τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 0.5 και 1.5.

Η παράμετρος a_i , σε αντίθεση με την b , εξαρτάται σε μεγαλύτερο βαθμό από τη σεισμικότητα και για αυτό το λόγο μπορεί να αλλάζει απότομα από περιοχή σε περιοχή (Papazachos, 1999). Άλλοι παράγοντες που την επηρεάζουν είναι το εμβαδόν, S , της επιφάνειας που μελετάται και το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί. Στη σχέση (2.1) η παράμετρος αυτή είναι αντιπροσωπευτική για το χρονικό διάστημα που καλύπτει ο κατάλογος από τον οποίο χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα για τον υπολογισμό της. Συνήθως, γίνεται αναγωγή αυτής σε χρονικό διάστημα ενός έτους οπότε η ανηγμένη τιμή a είναι:

$$a = a_i - \log(t), \quad (2.2)$$

ενώ στο χρονικό αυτό διάστημα του ενός έτους η παράμετρος b παραμένει ίδια και η σχέση (2.1) παίρνει τη μορφή:

$$\log_{10}(N) = a - bM \quad (2.3)$$

Ο υπολογισμός των μέτρων σεισμικότητας a_i και b γίνεται με τη χρήση κάποιου σεισμικού καταλόγου, μέσω του οποίου αρχικά υπολογίζεται η συχνότητα εμφάνισης κάθε μεγέθους για το αντίστοιχο χρονικό διάστημα, ενώ στη συνέχεια η αθροιστική συχνότητα και ο λογάριθμος της. Από τη γραφική παράσταση του $2 \log N$ σε συνάρτηση με το M , και από την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων προκύπτουν τα a_i και b , ενώ το a_i ανάγεται συνήθως στο χρονικό διάστημα του ενός χρόνου μέσω της σχέσης (2.2).

Τα δεδομένα του καταλόγου που θα χρησιμοποιηθούν για την μελέτη της σεισμικότητας απαιτείται να είναι πολυάριθμα και να αφορούν σχετικά μεγάλα χρονικά διαστήματα. Εκτός από αυτό πρέπει να πληρούν και ορισμένες βασικές προϋποθέσεις οι

² Όπου $\log$ εννοείται λογάριθμος με βάση το 10.

οποίες είναι η ακρίβεια, η ομοιογένεια και η πληρότητα (Comninakis and Papazachos, 1978).

Η ακρίβεια των δεδομένων αναφέρεται στα σφάλματα που γίνονται στις εστιακές συντεταγμένες (επίκεντρο, εστιακό βάθος, χρόνος γένεσης) και στα μεγέθη των σεισμών. Έτσι όσο πιο παλιά χρονικά διαστήματα καλύπτουν τα δεδομένα και όσο μικρότερο το μέγεθος του σεισμού, τόσο πιο πιθανόν είναι να υπάρχουν σημαντικά σφάλματα. Η ομοιογένεια σχετίζεται κυρίως με το μέγεθος των σεισμών. Όταν τα μεγέθη όλων των σεισμών είναι υπολογισμένα με ενιαία μέθοδο τότε τα δεδομένα παρατήρησης θεωρούνται ομογενή.

Αναφορικά με την πληρότητα, κατά τη μελέτη σεισμικότητας σε μια περιοχή πρέπει να ληφθεί υπόψιν ότι τα δεδομένα του καταλόγου μπορεί να αποκλίνουν από τη γραμμικότητα της σχέσης (2.1). Πάνω από κάποιο μέγεθος όλα τα σεισμικά γεγονότα καταγράφονται με ακρίβεια καθώς υπερβαίνουν τα επίπεδα θορύβου των σειсмоγράφων. Καθώς όμως τα μεγέθη μικραίνουν, το σήμα καταγραφής πλησιάζει τα επίπεδα θορύβου των σειсмоγράφων και τα γεγονότα δεν καταγράφονται αξιόπιστα (Rydelek and Sacks, 1989).

Έτσι συνήθως είναι απαραίτητο να υπολογιστεί το μέγεθος πληρότητας, M_c , του καταλόγου, το οποίο μπορεί να οριστεί ως το μέγεθος πάνω από το οποίο θεωρείται ότι έχουν καταγραφεί αξιόπιστα όλοι οι σεισμοί της περιοχής, για κάποιο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

Οι παράμετροι a και b , χρησιμοποιούνται για το στατιστικό καθορισμό της σεισμικότητας. Ένα από τα στατιστικά μεγέθη που υπολογίζονται είναι ο μέσος ετήσιος αριθμός σεισμών, N , οι οποίοι έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο. Αυτός δίνεται από τη σχέση:

$$N_m = \frac{10^a}{10^{bM}} \quad (2.4)$$

Έτσι όταν $b=1$, για κάθε μείωση μιας μονάδας μεγέθους, ο αριθμός των σεισμών αυξάνεται κατά 10 φορές. Για παράδειγμα αν έχουμε 2 σεισμικά γεγονότα με μέγεθος $M \geq 4$ ανά έτος σε μια περιοχή, τότε αναμένονται περίπου 20 γεγονότα με $M \geq 3$ και 200 γεγονότα με $M \geq 2$ ανά έτος.

Αντίστροφο μέγεθος του μέσου ετήσιου αριθμού σεισμών είναι η μέση περίοδος επανάληψης, T_m (σε έτη), των σεισμών οι οποίοι έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο και δίνεται από τη σχέση:

$$T_m = \frac{1}{N_m} = \frac{10^{bM}}{10^a} \quad (2.5)$$

Ένα ακόμα στατιστικό μέγεθος που μπορεί να υπολογιστεί είναι το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος, M_t , σε χρονικό διάστημα t ετών, το οποίο είναι:

$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log(t)}{b} \quad (2.6)$$

Παρατηρούμε ότι για $t=1$ έτος προκύπτει ότι $M_1 = a/b$, δηλαδή ο λόγος a/b συμπίπτει με το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος σε χρονικό διάστημα ενός έτους.

2.2 Δεδομένα και Μεθοδολογία

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκε η σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου, και αρχικά χρησιμοποιήθηκε σεισμικός κατάλογος από το Δίκτυο Σεισμολογικών Σταθμών του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ, ο οποίος καλύπτει χρονικά την περίοδο 01/01/1995–30/06/2017. Από αυτόν επιλέχθηκαν μόνο οι σεισμοί που έγιναν μέσα στην περιοχή με όρια Βόρειου Γεωγραφικού Πλάτους 38.5° - 40° , και Ανατολικού Γεωγραφικού Μήκους 25.2° - 27.5° , τα οποία ορίζουν και γεωγραφικά την περιοχή μελέτης. Ο κατάλογος περιέχει και τον ισχυρό σεισμό που συνέβη στις 12 Ιουνίου 2017, με μέγεθος ροπής $M_w = 6.3$.

Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι παράμετροι a και b , και έγινε ο στατιστικός καθορισμός της σεισμικότητας, αφού προηγήθηκε η εύρεση του μεγέθους πληρότητας για το χρονικό διάστημα 1995-2017 διάρκειας 23 ετών.

Σε επόμενο στάδιο μελετήθηκε η σεισμικότητα για το χρονικό διάστημα 1911-2016, με δεδομένα από τον κατάλογο των Papazachos *et al.*, (2018) που εκτείνεται χρονικά από 1850 έως το 2016. Τα δεδομένα έχουν μεταβαλλόμενη πληρότητα και για το χρονικό διάστημα 1995-2017 χρησιμοποιήθηκε η πληρότητα που υπολογίστηκε σε αυτή την εργασία, ενώ για τα υπόλοιπα διαστήματα χρησιμοποιήθηκαν πληρότητες από παρόμοιες εργασίες που έχουν γίνει στο παρελθόν (π.χ. Βαμβακάρης, 2010). Έγινε και πάλι υπολογισμός των παραμέτρων a και b , και στατιστικός καθορισμός της σεισμικότητας.

Όλη η επεξεργασία των δεδομένων και οι υπολογισμοί έγιναν με προγράμματα που γράφτηκαν σε γλώσσα MATLAB. Για την κατασκευή των σχημάτων χρησιμοποιήθηκε επίσης η MATLAB αλλά και το λογισμικό SURFER.

2.3 Σεισμικότητα για το διάστημα 1995-2017

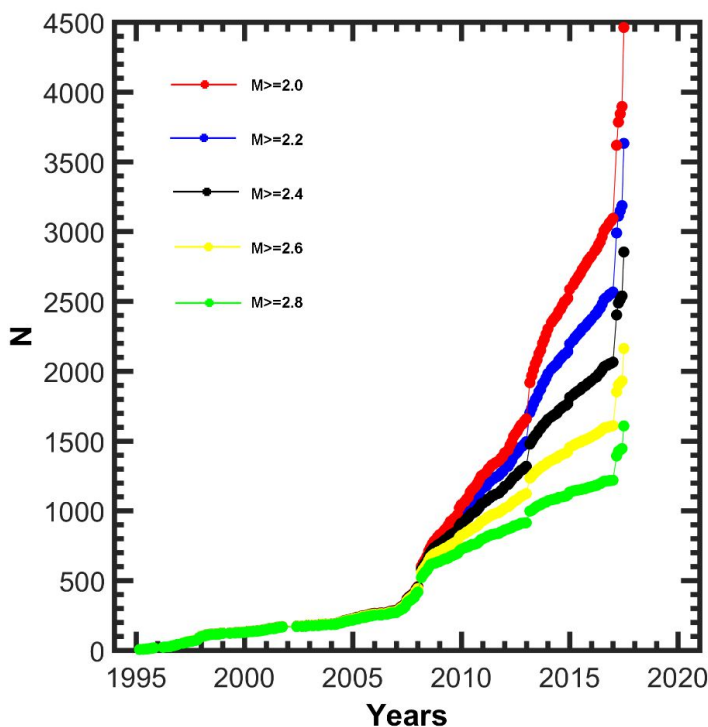
2.3.1 Πληρότητα Δεδομένων

Με σκοπό τον καθορισμό των μέτρων σεισμικότητας για το διάστημα αυτό, πριν προχωρήσουμε στην επεξεργασία των δεδομένων, είναι απαραίτητο να υπολογίσουμε το ελάχιστο μέγεθος για το οποίο ο κατάλογος θεωρείται πλήρης.

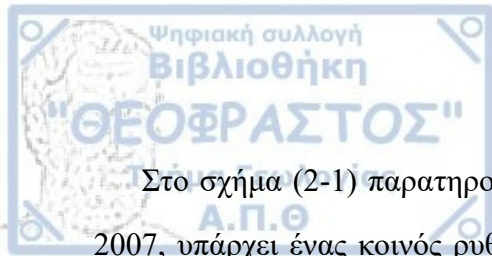
Συνήθως δεν μπορούμε να βασιστούμε μόνο στην κλασική μέθοδο Gutenberg-Richter ($\log N, M$) για να βρούμε την πληρότητα ενός καταλόγου, ιδιαίτερα αν αυτή μεταβάλλεται με το χρόνο, καθώς νέοι σειсмоγράφοι εγκαθίστανται και βελτιώνεται η ανιχνευτική ικανότητα του δικτύου. Ένας από τους τρόπους που μπορεί να γίνει ο υπολογισμός της πληρότητας του καταλόγου, είναι να χαρτογραφηθεί η αθροιστική συχνότητα εμφάνισης των σεισμών για διάφορα μεγέθη σε συνάρτηση με το χρόνο. Αυτό

μας δίνει τη χρονική μεταβολή της σεισμικότητας, και εφόσον ο κατάλογος είναι πλήρης από κάποιο μέγεθος και πάνω, τότε θα πρέπει ο ρυθμός (συχνότητα) γένεσης σεισμών για όλα τα μεγέθη που είναι μεγαλύτερα ή ίσα του μεγέθους πληρότητας να είναι σταθερός (Karakaisis *et al.*, 1998).

Στα σχήματα (2-1), (2-2) και (2-3) φαίνονται οι ρυθμοί σεισμικότητας για διάφορα μεγέθη για το διάστημα 1995-2017. Αρχικά παρατηρούμε ότι και στα τρία σχήματα υπάρχουν απότομες αυξήσεις του ρυθμού σεισμικότητας σε κάποιες χρονικές περιόδους, οι οποίες οφείλονται σε σεισμικά γεγονότα όπως την πιο πρόσφατη σεισμική ακολουθία του Ιουνίου 2017, αλλά και άλλα παλαιότερα όπως τους πολλούς μετασεισμούς που ακολούθησαν για αρκετούς μήνες μετά τον σεισμό που συνέβη στις 9/11/2007 με μέγεθος $M = 5.5$.

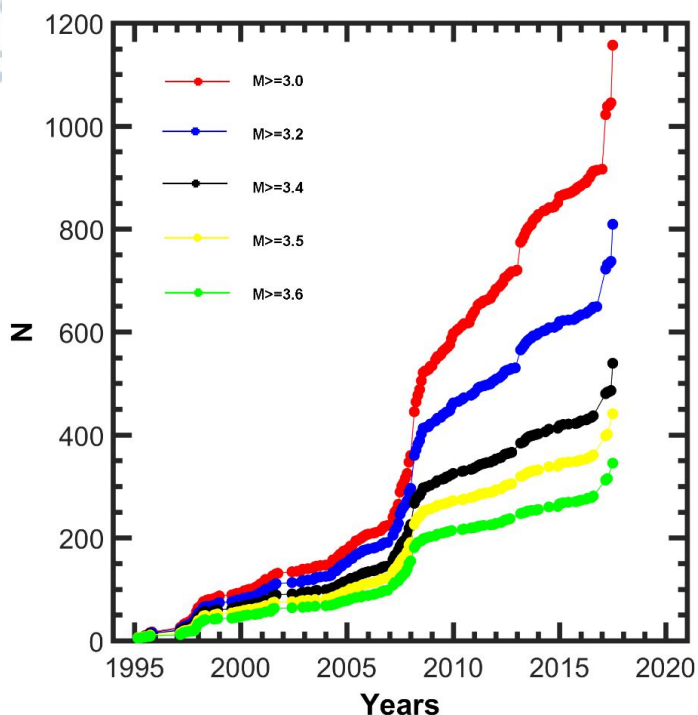


Σχήμα 2-1: Ρυθμοί σεισμικότητας μεγεθών από 2.0 έως 2.8 με βήμα 0.1, για το διάστημα 1995-2017.



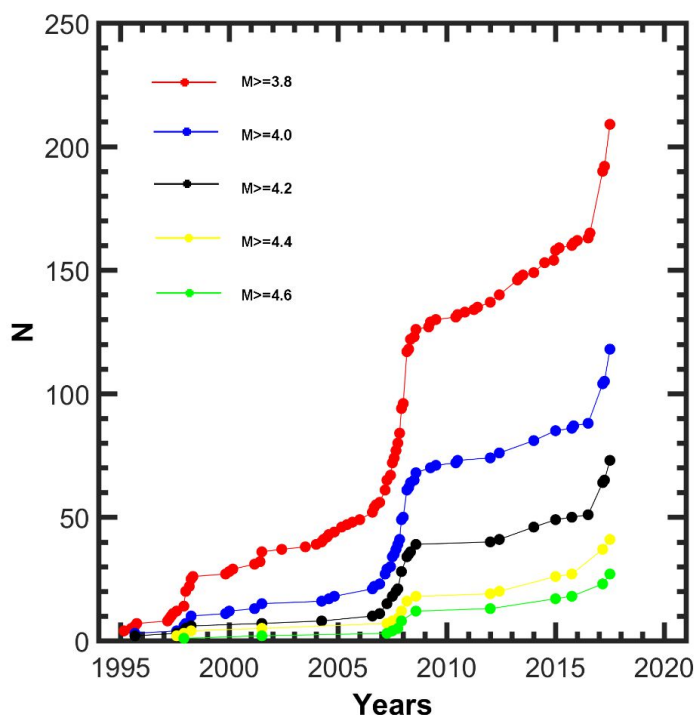
Στο σχήμα (2-1) παρατηρούμε ότι για όλα τα μεγέθη πριν από περίπου τα τέλη του 2007, υπάρχει ένας κοινός ρυθμός σεισμικότητας ο οποίος στη συνέχεια αυξάνεται και δεν επανέρχεται στην αρχική του τιμή. Από αυτό συμπεραίνουμε ότι ο κατάλογος μας δεν είναι πλήρης για μεγέθη μικρότερα ή ίσα του 2.8, και θα πρέπει να εξετάσουμε τους ρυθμούς για μεγαλύτερα μεγέθη.

Η ίδια συμπεριφορά με τα υπόλοιπα μικρότερα μεγέθη παρατηρείται μέχρι και το μέγεθος 3.4 στο σχήμα (2-2), σε αντίθεση με τα μεγέθη 3.5 και 3.6 όπου ο ρυθμός γένεσης τέτοιων σεισμών είναι σταθερός από το 1995. Το ίδιο συμβαίνει για όλα τα μεγέθη του σχήματος (2-3) όπου ο ρυθμός πέρα από τις παροδικές αυξήσεις επαναφέρεται στην αρχική του τιμή.



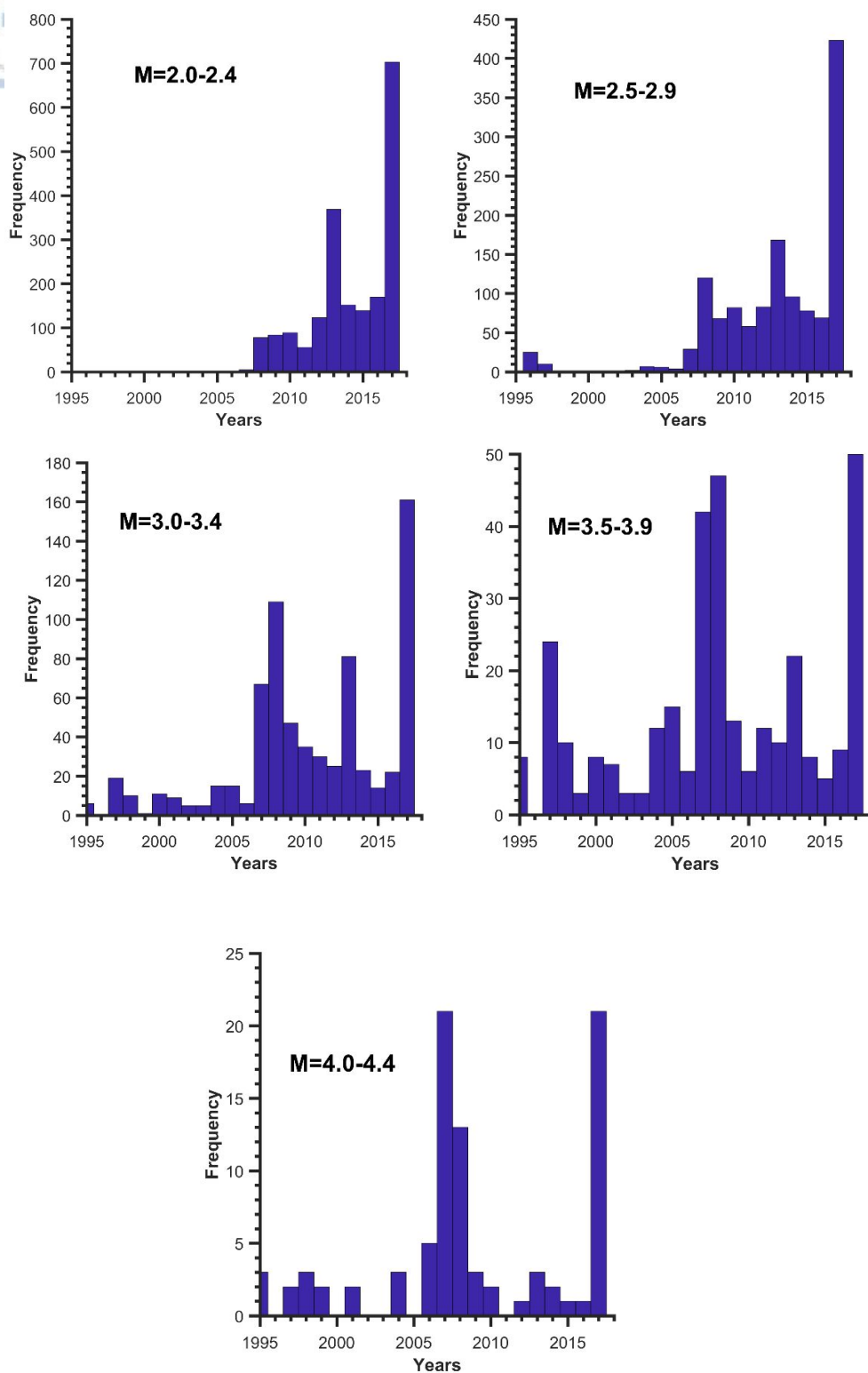
Σχήμα 2-2: Ρυθμοί σεισμικότητας μεγεθών από 3.0 έως 3.6 με βήμα 0.1, για το διάστημα 1995-2017.

Τα παραπάνω μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι ο κατάλογος μας έχει μέγεθος πληρότητας, $M_c = 3.5$. Στην ίδια διαπίστωση μπορούμε καταλήξουμε κατασκευάζοντας ιστογράμματα συχνοτήτων για διαφορετικά εύρη μεγεθών. Όπως φαίνεται παρακάτω ο αριθμός των σεισμών στα ιστογράμματα του σχήματος (2-4), για τα μεγέθη 2.0-2.4, 2.5-2.9 και 3.0-3.4, αυξάνεται απότομα, και παραμένει μεγαλύτερος μετά το 2007. Αυτό είναι σε συμφωνία με την προηγούμενη παρατήρηση ότι ο ρυθμός σεισμικότητας είναι και παραμένει μεγαλύτερος για αυτά τα μεγέθη μετά τον σεισμό στις 9/11/2007.



Σχήμα 2-3: Ρυθμοί σεισμικότητας μεγεθών από 3.8 έως 4.6 με βήμα 0.1, για το διάστημα 1995-2017.

Για τα μεγαλύτερα μεγέθη (3.5-3.9, 4.0-4.4), βλέπουμε ότι η συχνότητα γένεσης των σεισμών είναι κατά μέσο όρο σταθερή σε όλη την έκταση του καταλόγου. Αυτό επίσης συμφωνεί με το μέγεθος πληρότητας $M_c = 3.5$ που υπολογίσαμε από τα διαγράμματα ρυθμού σεισμικότητας. Κατά συνέπεια οι παράμετροι της σχέσης Gutenberg–Richter, και έπειτα ο στατιστικός καθορισμός της σεισμικότητας θα γίνει χρησιμοποιώντας μόνο σεισμούς με μεγέθη $M \geq 3.5$.



Σχήμα 2-4: Ιστογράμματα συχνοτήτων για τα εύρη μεγεθών 2.0-2.4, 2.5-2.9, 3.0-3.4, 3.5-3.9 και 4.0-4.4 των σεισμών που συνέβησαν στο διάστημα 1995-2017.

2.3.2 Καθορισμός των Μέτρων Σεισμικότητας

Για τον υπολογισμό των μέτρων σεισμικότητας, ακολουθήθηκε η διαδικασία που έχει ήδη περιγραφεί, κατά την οποία υπολογίζεται η συχνότητα των σεισμών κάθε μεγέθους (n), και στην συνέχεια η αθροιστική συχνότητα (N), και ο λογάριθμος της. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον ακόλουθο πίνακα (2-1).

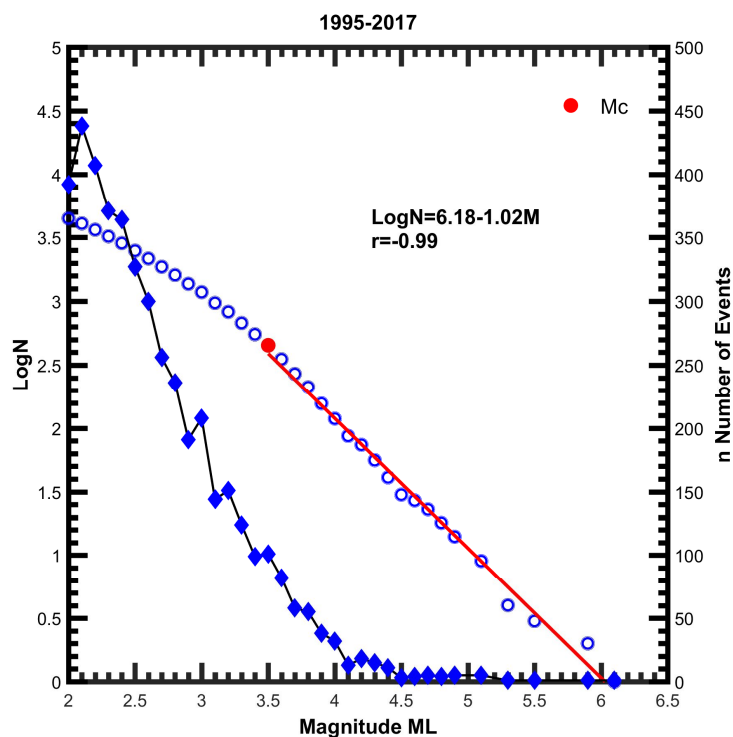
Πίνακας 2-1: Συχνότητα (n), αθροιστική συχνότητα (N) και ο λογάριθμος της N για όλα τα μεγέθη πάνω από το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου 1995-2017.

M	Frequency (n)	Cumulative Frequency (N)	Log(N)
6.1	1	1	0
5.9	1	2	0.30103
5.5	1	3	0.477121
5.3	1	4	0.60206
5.1	5	9	0.954243
4.9	5	14	1.146128
4.8	4	18	1.255273
4.7	5	23	1.361728
4.6	4	27	1.431364
4.5	3	30	1.477121
4.4	11	41	1.612784
4.3	15	56	1.748188
4.2	18	74	1.869232
4.1	13	87	1.939519
4.0	32	119	2.075547
3.9	38	157	2.1959
3.8	55	212	2.326336
3.7	58	270	2.431364
3.6	82	352	2.546543
3.5	101	453	2.656098

Με τη χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων στο ζεύγος ($M, \log N$), με το μέγεθος να αποτελεί την ανεξάρτητη μεταβλητή, και το λογάριθμο της συχνότητας την εξαρτημένη, υπολογίστηκε ότι $a_{23} = 6.18$ και $b = -1.02$ με συντελεστή γραμμικής συσχέτισης $r = -0.99$. Για το χρονικό διάστημα του ενός έτους από την σχέση (2.2) προκύπτει ότι:

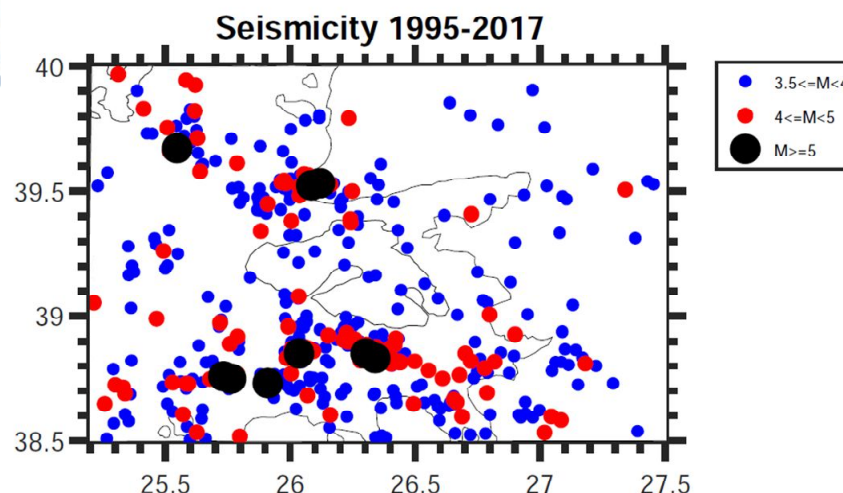
$$a = 6.18 - \log_{10}(23) = 4.82 \quad (2.7)$$

Στο σχήμα (2-5) φαίνεται στον οριζόντιο άξονα το μέγεθος των σεισμών ML σε συνάρτηση με το πλήθος των σεισμών, n , στον δεξιό κατακόρυφο άξονα και το λογάριθμο της αθροιστικής συχνότητας, $\log(N)$, στον αριστερό κατακόρυφο άξονα.



Σχήμα 2-5: Συνάρτηση κατανομής των μεγεθών των σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη της Λέσβου για το διάστημα 1995-2017. Στον δεξιό άξονα φαίνεται το πλήθος σεισμών n ενώ στον αριστερό ο λογάριθμος της αθροιστικής συχνότητας N , σε συνάρτηση με το Τοπικό Μέγεθος ML .

Χρησιμοποιώντας τις συντεταγμένες των επικέντρων των σεισμών που είναι μεγαλύτεροι από το μέγεθος πληρότητας κατασκευάστηκε ο παρακάτω χάρτης σεισμικότητας για το διάστημα 1995-2017 (σχήμα 2-6).



Σχήμα 2-6: Χωρική κατανομή των σεισμών που έγιναν το 1995-2017 στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου με μεγέθη $M \geq 3.5$.

Παρατηρούμε ότι οι περισσότεροι αλλά και οι μεγαλύτεροι σεισμοί έχουν συμβεί στην περιοχή του Αιγαίου ενώ στα εσωτερικά της Τουρκίας έχουν συμβεί σεισμοί με μεγέθη $M \leq 5$. Αυτό είναι κάτι που περιμέναμε λαμβάνοντας υπόψιν την έντονη τεκτονική δράση που υπάρχει στην περιοχή του Αιγαίου Πελάγους.

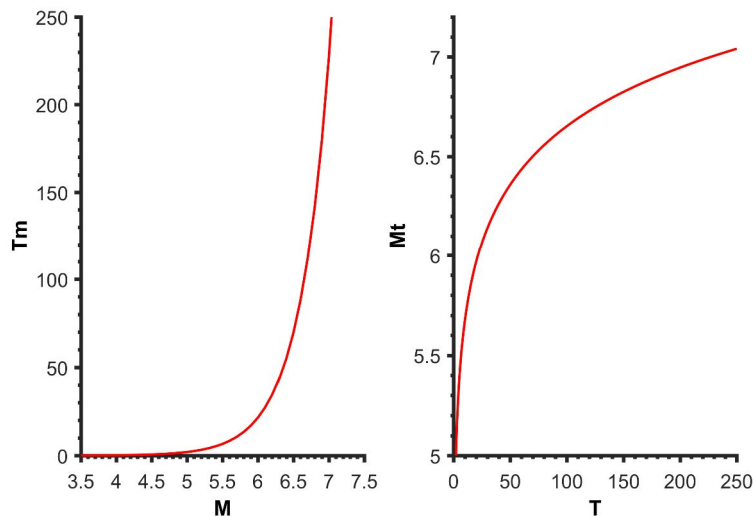
Με την χρήση των σχέσεων (2.4), (2.5), και (2.6) μπορούμε ενδεικτικά να υπολογίσουμε τη μέση περίοδο επανάληψης σεισμών T_m για διάφορα μεγέθη όπως φαίνεται στον πίνακα (2-2), καθώς και το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος M_t , για διάφορα χρονικά διαστήματα όπως φαίνεται στον πίνακα (2.3). Επίσης η μεταβολή των ποσοτήτων αυτών παρουσιάζεται και γραφικά στο σχήμα (2-7).

Πίνακας 2-2: Μέσος ετήσιος Αριθμός Σεισμών και Μέση Περίοδος επανάληψης για το διάστημα 1915-2017 και για διάφορα μεγέθη.

M	4	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0
Μέσος ετήσιος Αριθμός σεισμών (N_m)	5.5	1.698	0.525	0.162	0.05	0.015	0.0048
Μέση Περίοδος Επανάληψης (T_m) σε έτη	0.182	0.589	1.905	6.166	19.95	64.565	208.93

Πίνακας 2-3: Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο μέγεθος για διάφορα έτη για το διάστημα 1995-2017.

Έτη	Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο Μέγεθος (M_t)
1	4.7
2	5.0
5	5.4
10	5.7
20	6.0
50	6.4
100	6.7
200	7.0
500	7.4



Σχήμα 2-7: Αριστερά η μέση περίοδος επανάληψης T_m σε συνάρτηση με το μέγεθος M , και δεξιά το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος M_t σε συνάρτηση με τα έτη T .

Η επεξεργασία των δεδομένων που κάναμε μέχρι στιγμής και οι παράμετροι που υπολογίσαμε αφορούν την περιοχή μελέτης σαν σύνολο. Με σκοπό να εξετάσουμε την

περιοχή με περισσότερη λεπτομέρεια, μπορούμε να την χωρίσουμε σε μικρότερες υποπεριοχές και να υπολογίσουμε τα μέτρα σεισμικότητας σε κάθε μια από αυτές ξεχωριστά. Αυτό υλοποιήθηκε με τη χρήση αλγόριθμου που σαρώνει μια περιοχή με κύκλους που επικαλύπτονται. Πιο αναλυτικά ο αλγόριθμος μέσω ενός βρόγχου επανάληψης στον οποίο ορίστηκε βήμα 0.2 μοίρες Γεωγραφικού Πλάτους και 0.2 μοίρες Γεωγραφικού Μήκους ψάχνει επίκεντρα σεισμών μέσα στα όρια έκτασης κύκλων με κέντρο την αντίστοιχη τιμή του βρόγχου και ακτίνα 20 km. Αυτό μας δίνει σαν αποτέλεσμα 126 κύκλους, δεδομένου ότι τα όρια του πλέγματος είναι 38.5°-40° Βόρειο Γεωγραφικό Πλάτος και 25.2°-27.5° Ανατολικό Γεωγραφικό Μήκος.

Στη συνέχεια για κάθε έναν από τους κύκλους καθορίζει τα μέτρα σεισμικότητας λαμβάνοντας υπόψιν μόνο τους σεισμούς που βρίσκονται μέσα στα όρια του. Δύο επιπλέον περιορισμοί που τέθηκαν πριν τους υπολογισμούς είναι το πλήθος των σεισμών σε κάθε κύκλο να είναι μεγαλύτερο ή ίσο του 20, και η διαφορά μέγιστου-ελάχιστου μεγέθους αυτών είναι μεγαλύτερη ή ίση του 1.4. Κάθε φορά που δεν πληρείται μια από τις δύο συνθήκες η ακτίνα αυξάνεται κατά 5 km και επαναλαμβάνεται η διαδικασία (Βαμβακάρης, 2010).

Επίσης όσον αφορά το a_1 , εκτός από την αναγωγή στο 1 έτος, γίνεται και αναγωγή στην επιφάνεια του κύκλου. Ως μονάδα επιφάνειας ορίζεται η έκταση των 10000 Km². Συνεπώς, υπολογίζεται το εμβαδόν του κύκλου, διαιρείται με το 10000, το αποτέλεσμα πολλαπλασιάζεται με το μήκος του καταλόγου που στην περίπτωση μας είναι των Papazachos *et al.*, (2018) διάρκειας 106 ετών, και προκύπτει ο λογάριθμος ο οποίος αφαιρείται από την παράμετρο a_1 για να προκύψει η τιμή της για το 1 έτος σύμφωνα με τη σχέση (2.2).

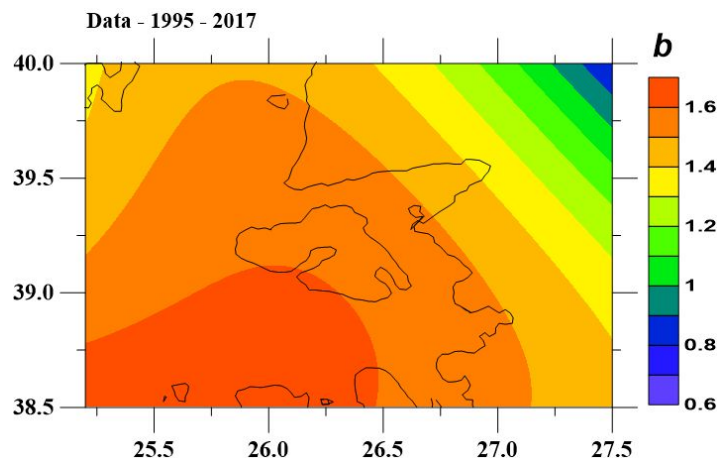
Η απεικόνιση των δεδομένων θα γίνει με το λογισμικό SURFER μέσω του οποίου αρχικά κατασκευάστηκε πλέγμα με την μέθοδο του κινούμενου μέσου όρου (Moving Average). Η μέθοδος αυτή ήταν η πρώτη που επιλέχθηκε διότι είναι απλή στην εφαρμογή και τη φιλοσοφία της. Οι τιμές στους κόμβους του πλέγματος, σύμφωνα με αυτή,

υπολογίζονται από το μέσο όρο των τιμών που βρίσκονται μέσα σε ορισμένη επιφάνεια (π.χ. κύκλο). Η γεωμετρία της επιφάνειας αυτής καθορίζεται από το χρήστη μαζί με έναν ελάχιστο αριθμό σημείων που θα χρησιμοποιηθούν στους υπολογισμούς. Για κάθε κόμβο του πλέγματος εντοπίζονται τα γειτονικά σημεία και η τιμή του κόμβου ορίζεται ως ο αριθμητικός μέσος όρος όλων των σημείων που εντοπίστηκαν, ενώ αν τα σημεία αυτά είναι λιγότερα από τον ελάχιστο αριθμό που έχει εισαχθεί τότε ο κόμβος μένει κενός.

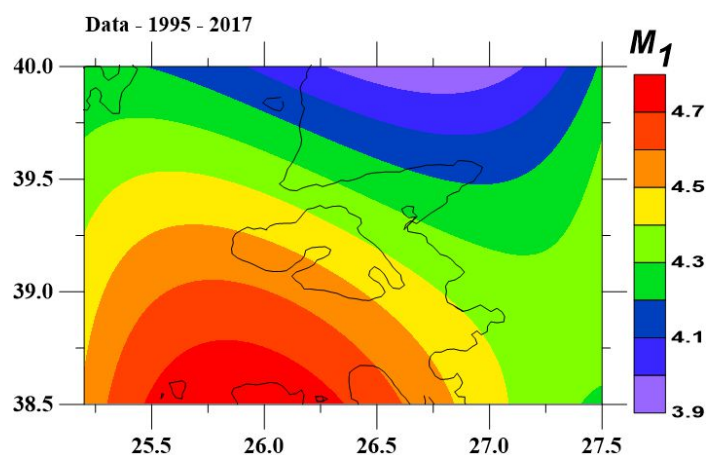
Σε δεύτερο στάδιο, επειδή η απεικόνιση με κινούμενο μέσο όρο θεωρήθηκε ότι δεν δίνει οπτικά ικανοποιητικά αποτελέσματα, δοκιμάστηκαν και άλλες μέθοδοι όπως η μέθοδος Kriging και η πολωνυμική παλινδρόμηση (Polynomial Regression). Τα καλύτερα αποτελέσματα, προέκυψαν από τη μέθοδο της πολωνυμικής παλινδρόμησης, η οποία προσαρμόζει πολυώνυμα με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά στα δεδομένα και είναι αυτή που χρησιμοποιήθηκε τελικά για την κατασκευή των σχημάτων. Η μέθοδος αυτή είναι γρήγορη για οποιοδήποτε όγκο δεδομένων, αλλά έχει το μειονέκτημα ότι οι τοπικές λεπτομέρειες χάνονται στο εξαγόμενο πλέγμα. Ο βαθμός του πολωνύμου που τελικά προσαρμόστηκε διαφέρει από σχήμα σε σχήμα, και επιλέχθηκε αυτός που θεωρήθηκε πιο κατάλληλος στην απεικόνιση των δεδομένων.

Στο σχήμα (2-8) φαίνεται η χωρική κατανομή της παραμέτρου b όπως προέκυψε με τη μέθοδο της πολωνυμικής παλινδρόμησης. Παρατηρούμε ότι οι μικρότερες τιμές εμφανίζονται στα ΒΑ του χάρτη, ενώ οι μεγαλύτερες στα ΝΔ. Το εύρος των τιμών είναι αρκετά μεγάλο (από 0.7 έως πάνω από 1.6), ενδεικτικό της ανακρίβειας υπολογισμού με δεδομένα μικρού χρονικού διαστήματος. Ενδιάμεσα των ακραίων τιμών συναντάμε ζώνες με προοδευτικά μεγαλύτερα b , από τα ΒΑ προς τα ΝΔ. Παρόμοια εικόνα με αυτό παρουσιάζει ο λόγος a/b , ο οποίος συμπίπτει με το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος στη διάρκεια ενός έτους. Όπως φαίνεται στο σχήμα (2-9) οι μεγαλύτερες τιμές παρατηρούνται και πάλι στα ΝΔ της Λέσβου και καθώς απομακρυνόμαστε από αυτές συναντάμε ζώνες με προοδευτικά μικρότερους λόγους a/b .

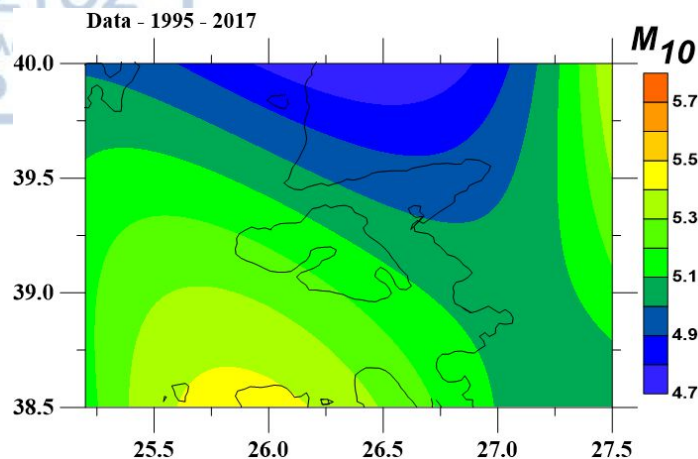
Όπως είναι αναμενόμενο η κατανομή του συχνότερα παρατηρούμενου μέγιστου μεγέθους σε διάστημα 10 ετών στο σχήμα (2.10), παρουσιάζει παρόμοια κατανομή αφού προκύπτει από την πρόσθεση της ποσότητας $\log(10)/b$ στο λόγο a/b , σύμφωνα με τη σχέση (2.6). Οι τιμές προφανώς είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες του ενός έτους, ενώ σε γενικές γραμμές η αύξηση από ΒΑ προς τα ΝΔ παραμένει.



Σχήμα 2-8: Κατανομή της παραμέτρου b για την περίοδο 1995-2017.



Σχήμα 2-9: Κατανομή του λόγου a_1/b που ισοδυναμεί με το Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο Μέγεθος σε χρονικό διάστημα 1 έτους για την περίοδο 1995-2017.



Σχήμα 2-10: Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο Μέγεθος σε χρονικό διάστημα 10 ετών για την περίοδο 1995-2017.

Στο σχήμα (2.6) όπως αναφέραμε, μπορούμε να διακρίνουμε ότι οι λιγότεροι και μικρότερου μεγέθους σεισμοί σε αυτό το διάστημα συνέβησαν στην περιοχή της Τουρκίας και Δυτικά της Λέσβου και η τιμή b θα περιμέναμε να είναι χαμηλότερη στα Ανατολικά στην περιοχή της Τουρκίας και να αυξάνει όσο προχωράμε προς το Αιγαίο Πέλαγος. Δεδομένου επίσης και ότι η παράμετρος b εξαρτάται περισσότερο από την ενεργό τεκτονική (Hatzidimitriou *et al.*, 1985), τα αποτελέσματα που βρέθηκαν είναι σε συμφωνία με τα θεωρητικά δεδομένα καθώς παρατηρούνται χαμηλές τιμές στην πιο τεκτονικά ενεργή περιοχή του Αιγαίου.

Αυτό που είναι σημαντικό να αναφερθεί σαν γενικό συμπέρασμα είναι ότι η κατανομή της παραμέτρου, b , ακολουθεί τη διάταξη των Ελληνίδων ζωνών (Μουντράκης, 2010), συμπέρασμα στο οποίο κατέληξαν και οι Hatzidimitriou *et al.*, (1985). Οι ίδιοι υπολογισμοί θα επαναληφθούν στη συνέχεια με τη χρήση καταλόγου με μεγαλύτερο όγκο δεδομένων για σύγκριση των αποτελεσμάτων.

2.4 Σεισμικότητα για το Διάστημα 1911-2016

2.4.1 Χρήση Καταλόγου με Μεταβαλλόμενη Πληρότητα

Όπως ήδη αναφέραμε για την έρευνα στη σεισμικότητα είναι απαραίτητο τα δεδομένα που χρησιμοποιούμε να είναι πλήρη, γιατί σε διαφορετική περίπτωση μπορεί να οδηγηθούμε σε λάθος αποτελέσματα. Είναι δυνατόν όταν μελετάμε καταλόγους μεγάλων χρονικών περιόδων η πληρότητα να μεταβάλλεται με το χρόνο, καθώς νέοι σειсмоγράφοι εγκαθίστανται και βελτιώνεται η ανιχνευτική ικανότητα του δικτύου. Ένας τρόπος αντιμετώπισης του προβλήματος αυτού είναι να χωρίσουμε ολόκληρη την χρονική περίοδο σε μικρότερα διαστήματα και να επιλέξουμε για κάθε ένα από αυτά το μέγεθος πληρότητας, το οποίο ελαττώνεται καθώς πλησιάζουμε στα πιο πρόσφατα χρόνια (Papazachos, 1974).

Βασιζόμενοι στην παραδοχή ότι τα μεγέθη ακολουθούν μια κανονική κατανομή στο χρόνο, θεωρούμε ότι ο αριθμός των σεισμών ορισμένου μεγέθους, M , που γίνονται σε μια ορισμένη περιοχή και καθορισμένη χρονική περίοδο είναι ανάλογος της διάρκειας της χρονικής περιόδου (Χατζηδημητρίου, 1984). Αν n είναι ο αριθμός των σεισμών μεγέθους M που παρατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια μια χρονικής περιόδου k_i ετών, τότε ο ανηγμένος αριθμός των σεισμών n_k θα δίνεται από τη σχέση :

$$n_k = n \frac{k}{k_i} \quad i = 1, 2, 3 \quad (2.8)$$

Έτσι η χρονική περίοδος 1911-2016 διαιρέθηκε στα παρακάτω διαστήματα σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) και Βαμβακάρη (2010) και σύμφωνα με το μέγεθος πληρότητας $M_c=3.5$ που υπολογίστηκε για την περίοδο 1995 – 2017 :

$$\begin{aligned} &1995 - 2016, \text{ για } M \geq 3.5 \\ &1970 - 2016, \text{ για } M \geq 4.5 \\ &1950 - 2016, \text{ για } M \geq 5.0 \\ &1911 - 2016, \text{ για } M \geq 5.2 \end{aligned} \quad (2.9)$$

Για τον υπολογισμό της σεισμικότητας χρησιμοποιήθηκε ο κατάλογος των Papazachos *et al.*, (2018) και βρέθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στην περιοχή μελέτης στο

διάστημα 1911-2016, ενώ στη συνέχεια οι σεισμοί που είναι μέσα στα διαστήματα πληρότητας, από όπου και προέκυψε ένα πλήρες δείγμα σεισμών. Τα μεγέθη στα οποία αναφέρεται ο κατάλογος, είναι ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής και μεγέθη σεισμικής ροπής. Ακολουθώντας τα μεγέθη των σεισμών κατατάχθηκαν σε φθίνουσα σειρά και βρέθηκε ο αριθμός των σεισμών κάθε κλάσης. Ανάλογα με το εύρος μεγέθους τιμών, έγινε και η αντίστοιχη χρονική αναγωγή για όλο το χρονικό διάστημα 106 ετών.

Συγκεκριμένα τα παρακάτω εύρη μεγεθών πολλαπλασιάζονται με τους όρους:

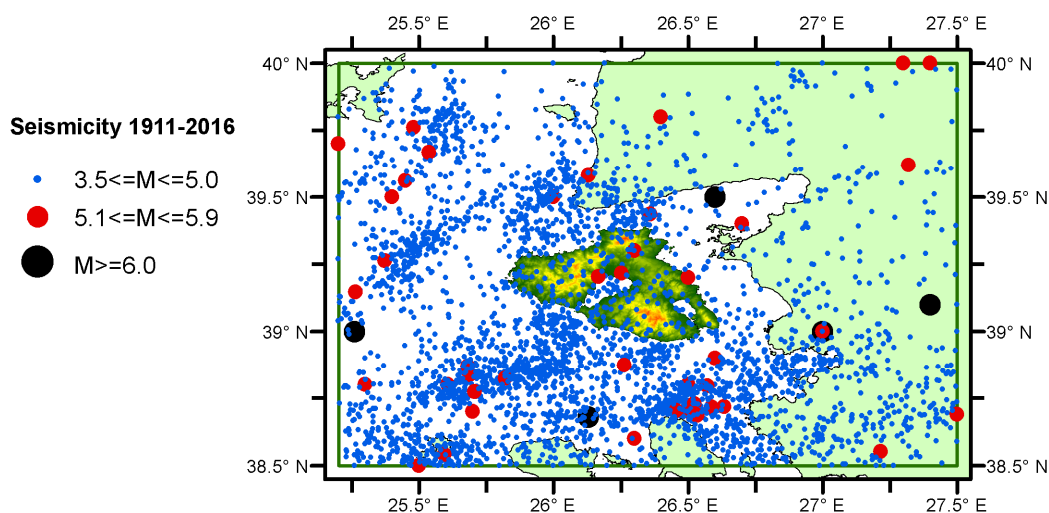
$$5.2 - 6.5 \rightarrow 106 / 106$$

$$5.0 - 5.1 \rightarrow 106 / 67$$

$$4.5 - 4.9 \rightarrow 106 / 47$$

$$3.5 - 4.4 \rightarrow 106 / 22$$

(2.10)



Σχήμα 2-11: Χάρτης σεισμικότητας της περιοχής μελέτης, για το διάστημα 1911-2016. Παρουσιάζονται μόνο οι σεισμοί που είναι μεγαλύτεροι το 3.5, καθώς μόνο αυτοί χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς των μέτρων σεισμικότητας.

Με αυτή τη διαδικασία έχουμε κάνει αναγωγή του πλήθους των σεισμών σε όλο το χρονικό διάστημα του καταλόγου. Γνωρίζοντας έτσι τη συχνότητα (n) μπορούμε να προχωρήσουμε στον υπολογισμό της σεισμικότητας.

2.4.2 Καθορισμός των Μέτρων Σεισμικότητας

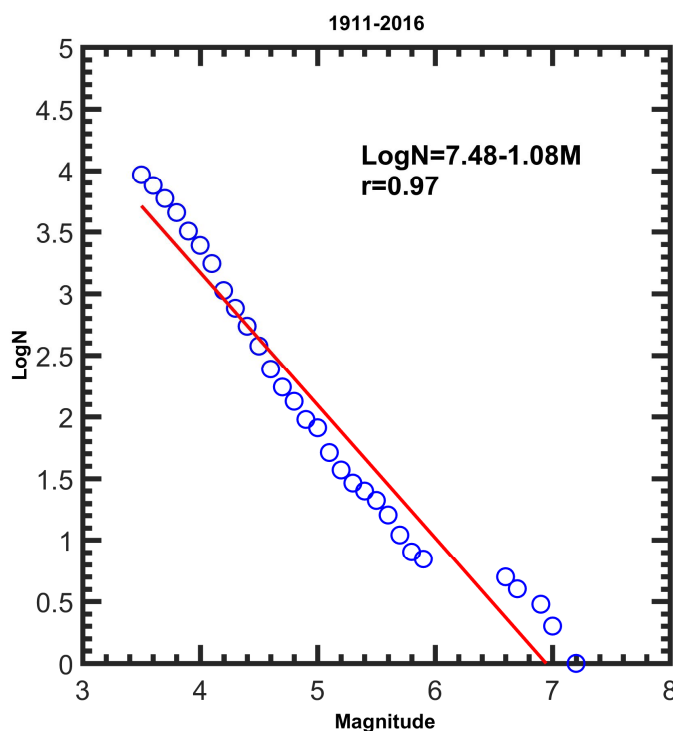
Γνωρίζοντας τη συχνότητα του κάθε μεγέθους προχωράμε στον υπολογισμό της αθροιστικής συχνότητας (N) και στο λογάριθμο της. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον πίνακα (2-4).

Πίνακας 2-4: Συχνότητα (n), αθροιστική συχνότητα (N) και ο λογάριθμος της N για όλα τα μεγέθη πάνω από το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου 1911-2016.

M	Frequency (n)	Cumulative Frequency (N)	Log N
7.2	1	1	0
7.0	1	2	0.301
6.9	1	3	0.477
6.7	1	4	0.602
6.6	1	5	0.698
5.9	2	7	0.845
5.8	1	8	0.903
5.7	3	11	1.041
5.6	5	16	1.204
5.5	5	21	1.322
5.4	4	25	1.397
5.3	4	29	1.462
5.2	8	37	1.568
5.1	14.238	51.238	1.709
5.0	30.059	81.298	1.910
4.9	13.531	94.830	1.976
4.8	38.340	133.170	2.124
4.7	40.595	173.766	2.239
4.6	69.9143	243.681	2.386
4.5	133.063	376.745	2.576
4.4	168.636	545.381	2.736
4.3	216.818	762.199	2.882
4.2	298.727	1060.927	3.025
4.1	693.818	1754.745	3.244
4.0	708.272	2463.018	3.391
3.9	751.636	3214.654	3.507
3.8	1329.818	4544.472	3.657
3.7	1373.181	5917.654	3.771
3.6	1638.181	7555.836	3.878
3.5	1686.363	9242.199	3.965

Στο σχήμα (2-12) φαίνεται το μέγεθος M σε συνάρτηση με το λογάριθμο της αθροιστικής συχνότητας καθώς και η ευθεία των ελαχίστων τετραγώνων. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων προκύπτει ότι $b = -1.08$ και $a_{106} = 7.48$, με συντελεστή γραμμικής συσχέτισης $r = -0.97$. Από τη σχέση (2.2) έχουμε:

$$a = 7.48 - \log_{10}(106) = 5.45 \quad (2.11)$$

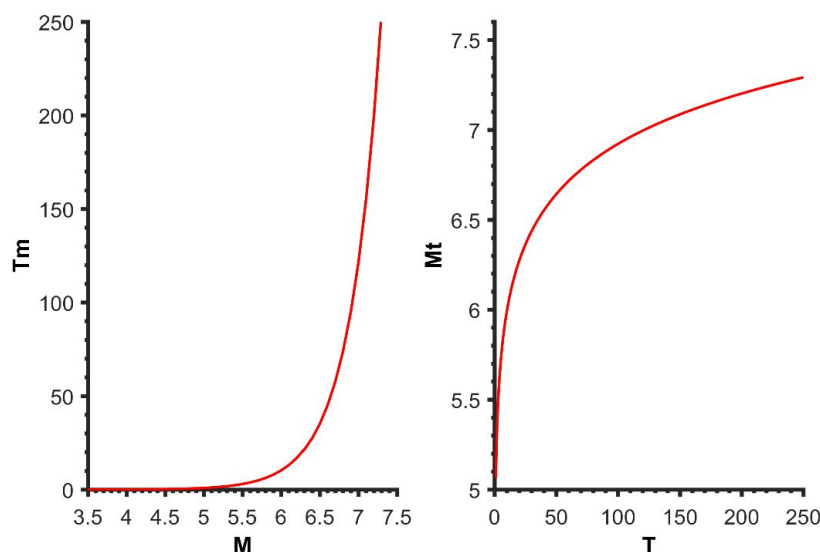


Σχήμα 2-12: Κατανομή της αθροιστικής συχνότητας των μεγεθών των σεισμών για την περιοχή μελέτης και σχέση Gutenberg-Richter για το χρονικό διάστημα 1911 - 2016.

Οι τιμές και των δύο παραμέτρων b και a είναι λίγο μεγαλύτερες από αυτές που υπολογίσαμε για το διάστημα 1995-2017 οι οποίες ήταν -1.02 και 6.18 αντίστοιχα. Οι τιμές των παραμέτρων αυτών και κυρίως του b είναι ευαίσθητες στις μεταβολές της ποιότητας αλλά και του μεγέθους του δείγματος των δεδομένων που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό τους (Papazachos, 1974). Λαμβάνοντας επίσης υπόψιν ότι η μέση περίοδος επανάληψης μεγάλων σεισμών μπορεί να είναι κάποιες δεκάδες χρόνια όπως

φαίνεται στους πίνακες (2-2) και (2-6), και ότι όπως αναφέραμε ο όγκος των δεδομένων που χρησιμοποιείται παίζει σημαντικό ρόλο στα αποτελέσματα που θα υπολογίσουμε, μπορούμε να πούμε ότι οι τιμές που βρέθηκαν για αυτό το διάστημα είναι πιο αντιπροσωπευτικές για τη σεισμικότητα της περιοχής.

Και πάλι χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους a και b από τις σχέσεις (2.2), (2.3) και (2.4), μπορούμε να κάνουμε το στατιστικό καθορισμό της σεισμικότητας. Κάποια ενδεικτικά αποτελέσματα των ποσοτήτων T_m και M_i φαίνονται στους πίνακες (2-5) και (2-6) καθώς και η μεταβολή τους γραφικά στο σχήμα (2-13).



Σχήμα 2-13: Αριστερά η μέση περίοδος επανάληψης T_m σε συνάρτηση με το μέγεθος M , και δεξιά το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος M_i σε συνάρτηση με τα έτη T .

Πίνακας 2-5: Μέσος ετήσιος Αριθμός Σεισμών και Μέση Περίοδος επανάληψης για το διάστημα 1911-2016 και για διάφορα μεγέθη.

M	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
Μέσος Ετήσιος Αριθμός Σεισμών (N_m)	14.49	3.89	1.12	0.32	0.09	0.03	0.008	0.002
Μέση Περίοδος Επανάληψης (T_m) σε έτη	0.07	0.26	0.89	3.09	10.71	37.15	128.82	446.68

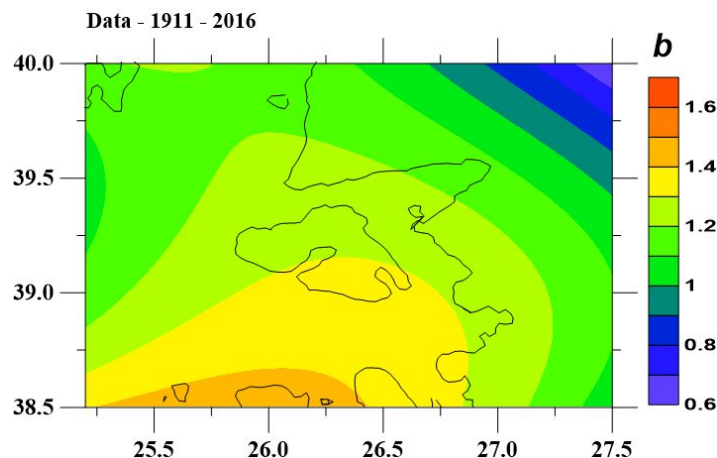
Πίνακας 2-6: Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο μέγεθος για διάφορα έτη για το διάστημα 1911-2016.

Έτη	Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο Μέγεθος (M_d)
1	5.0
2	5.3
5	5.7
10	6.0
20	6.3
50	6.7
100	7.0
200	7.3
500	7.7

Κάνοντας κάποιες τροποποιήσεις στο πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για την εύρεση των παραμέτρων σεισμικότητας στις επιμέρους περιοχές για το διάστημα 1995-2017, μπορούμε να κάνουμε τους αντίστοιχους υπολογισμούς και για το διάστημα 1911-2016. Συγκεκριμένα θα πρέπει να προστεθεί ένα επιπλέον κομμάτι μέσα στον κώδικα το οποίο θα κάνει αναγωγή το πλήθος των σεισμών που βρίσκεται στην επιφάνεια κάθε κύκλου σε όλο το χρονικό διάστημα πριν από την εύρεση των παραμέτρων a_i και b και των υπολοίπων που προκύπτουν από αυτές. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται και πάλι γραφικά σε μορφή πλέγματος με τη χρήση της πολυωνυμικής παλινδρόμησης μέσω του λογισμικού SURFER.

Η κατανομή της παραμέτρου b για το διάστημα αυτό είναι παρόμοια από αυτή για το 1995–2017. Όπως φαίνεται από το σχήμα (2-14) παρατηρείται γενικά μια αύξηση των τιμών από τα ΒΑ όπου εμφανίζονται οι μικρότερες προς τα ΝΔ όπου εμφανίζονται οι μεγαλύτερες, ενώ το εύρος των τιμών είναι από 0.5 έως 1.5. Τα αποτελέσματα γενικά μοιάζουν πιο πολύ με αυτά του Βαμβακάρη (2010), καθώς παρόλο που οι τιμές του b είναι σχετικά υψηλές, είναι καλύτερες από τις αντίστοιχες του 1995-2017. Η κατανομή του b ακολουθεί και πάλι τη διεύθυνση των Ελληνίδων ζωνών η οποία είναι ΒΒΔ-ΝΝΑ

(Μουντράκης, 2010), και των οποίων η ηλικία συνεχώς αυξάνεται από τα ΝΔ (εξωτερικές ζώνες) προς τα ΒΑ (εσωτερικές ζώνες) (Βαμβακάρης, 2010).

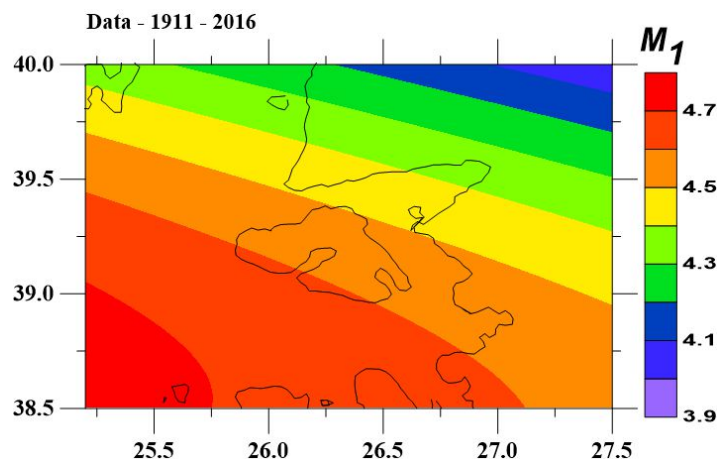


Σχήμα 2-14: Κατανομή της παραμέτρου b για την περίοδο 1911-2016.

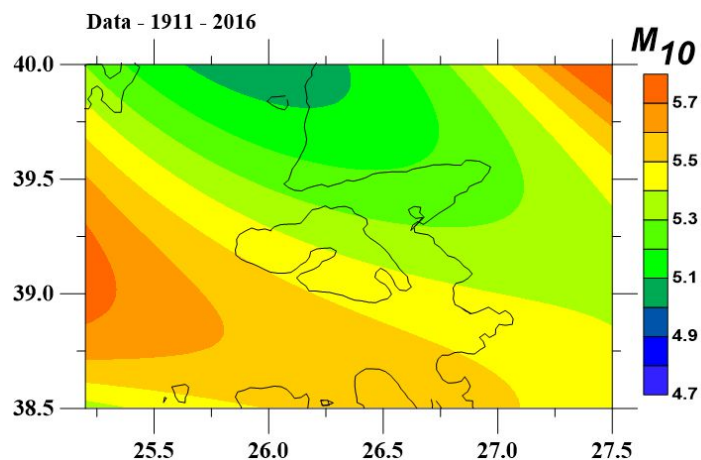
Παρουσιάζεται επίσης το συχνότερα παρατηρούμενο μέγεθος για 1 και 10 έτη στα σχήματα (2-15) και (2-16) αντίστοιχα. Οι μεγαλύτερες τιμές του b στην περιοχή του Αιγαίου πιθανόν να οφείλονται στη μεγαλύτερη ετερογένεια του υλικού. Πιθανή αιτία της ετερογένειας αυτής μπορεί να είναι ο έντονος τεκτονισμός που παρουσιάζει το Αιγαίο Πέλαγος. Από την άλλη μεριά η λιγότερο τεκτονισμένη περιοχή της Τουρκίας μπορεί να αποτελείται από πιο ομοιογενές υλικό το οποίο δικαιολογεί και τις μικρότερες τιμές της παραμέτρου b .

Όπως προαναφέραμε ο μεγαλύτερος όγκος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν για το διάστημα αυτό, κάνει τα αποτελέσματα να θεωρούνται πιο αντιπροσωπευτικά της περιοχής. Αυτό ενισχύεται και από το γεγονός ότι υπάρχει μεγαλύτερη ομοιότητα με αυτά του Βαμβακάρη (2010), διότι οι τιμές του b είναι σχετικά υψηλές, αλλά καλύτερες από τις αντίστοιχες του 1995-2017. Πρέπει επίσης να ληφθεί υπόψη το γεγονός ότι η παράμετρος b δεν είναι σταθερή σε μια περιοχή αλλά αλλάζει με το χρόνο (Gibowicz, 1973; Papazachos, 1974). Εφόσον η τάση σε μια περιοχή αλλάζει με το χρόνο εξαιτίας

της γένεσης μεγάλων σεισμών, αναμένεται μια ανάλογη μεταβολή της παραμέτρου b (Hatzidimitriou *et al.*, 1985).



Σχήμα 2-15: Κατανομή του λόγου a_1 / b που ισοδυναμεί με το Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο Μέγεθος σε χρονικό διάστημα 1 έτους για την περίοδο 1911-2016.



Σχήμα 2-16: Συχνότερα Παρατηρούμενο Μέγιστο Μέγεθος σε χρονικό διάστημα 10 ετών για την περίοδο 1995-2017.

Equation

Section

(Next).

Κεφάλαιο 3. Σεισμική Επικινδυνότητα

3.1 Εισαγωγή

Η σεισμική επικινδυνότητα, σε μια θέση που πρόκειται να γίνει μια τεχνική κατασκευή μπορεί να οριστεί ως μια ποσότητα, H , η οποία εκφράζεται με την αναμενόμενη τιμή της σεισμικής ποσότητας, Y , σε ορισμένο χρονικό διάστημα, με καθορισμένη πιθανότητα υπέρβασης της τιμής αυτής. Αυτή η ποσότητα μπορεί να αναφέρεται στη μακροσεισμική ένταση I , στη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση PGA, στη μέγιστη εδαφική ταχύτητα PGV, στη διάρκεια D_g της Ι.ΣΚ, στις φασματικές τους τιμές ή ακόμα και στη διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Ο όρος της σεισμικής επικινδυνότητας (Seismic Hazard), συγχέεται συχνά στη βιβλιογραφία με τον όρο σεισμικός κίνδυνος, όπου οι δύο αυτές έννοιες θεωρούνται ταυτόσημες χωρίς αυτό να είναι ορθό. Ο σεισμικός κίνδυνος (Seismic Risk), R , σχετίζεται με το αναμενόμενο τελικό κοινωνικό αποτέλεσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε μια θέση (βλάβες, θάνατοι ανθρώπων κ.λ.π), και εξαρτάται τόσο από τη σεισμική επικινδυνότητα όσο και από τις ιδιότητες της τεχνικής κατασκευής (ποιότητα, ιδιοπερίοδος, απόσβεση ταλάντωσης, κ.λ.π). Η ποσοτικοποίηση των ιδιοτήτων της κατασκευής γίνεται μέσω της τρωτότητας της, V . Έτσι ο σεισμικός κίνδυνος αποτελεί συνέλιξη της σεισμικής επικινδυνότητας H , και της τρωτότητας V , δηλαδή:

$$R = H * V \quad (3.1)$$

Είναι φανερό ότι για τη μείωση του σεισμικού κινδύνου, δηλαδή των κοινωνικών επιπτώσεων των σεισμών, πρέπει να μειωθεί η τρωτότητα V , διότι η σεισμική επικινδυνότητα εξαρτάται από φυσικούς παράγοντες (σεισμικότητα, σεισμική εστία, δρόμος διάδοσης, ιδιότητες του εδάφους θεμελίωσης, κ.λ.π) οι οποίοι δεν μπορούν να ελεγχθούν προς το παρόν από τον άνθρωπο. Η μείωση της τρωτότητας επιτυγχάνεται από τους μηχανικούς με την κατασκευή τεχνικών έργων με κατάλληλη απόκριση στις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις, έτσι ώστε οι πιθανές βλάβες που θα προκληθούν σε



αυτά να μην έχουν ως αποτέλεσμα την υπέρμετρη οικονομική επιβάρυνση. Για να επιτευχθεί αυτό πρέπει να γνωρίζουν τις ιδιότητες των κινήσεων αυτών, να τους παρέχουν δηλαδή οι σεισμολόγοι όσο περισσότερες πληροφορίες γίνεται σχετικά με τη σεισμική επικινδυνότητα.

Υπάρχουν δύο βασικές μέθοδοι εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, η αιτιοκρατική και η πιθανολογική (Kramer, 1996). Στα πρώτα χρόνια της τεχνικής σεισμολογίας ήταν διαδεδομένη η χρήση της αιτιοκρατικής εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας (ΑΕΣΕ). Σύμφωνα με αυτή για να εκτιμηθεί η σεισμική επικινδυνότητα αναπτύσσεται ένα συγκεκριμένο σεισμικό σενάριο. Το σενάριο αυτό αποτελείται από την πιθανή εμφάνιση σεισμού συγκεκριμένου μεγέθους που συμβαίνει σε συγκεκριμένη θέση. Η προσέγγιση αυτή παρέχει έναν άμεσο τρόπο για την αξιολόγηση της πιο δυσμενούς περίπτωσης των εδαφικών κινήσεων. Παρόλα αυτά δεν παρέχει πληροφορίες σχετικά με την πιθανότητα εμφάνισης του αντίστοιχου σεισμού, την πιθανότητα εμφάνισης του στην τοποθεσία που αναμένεται να συμβεί, και την επίδραση των αβεβαιοτήτων στα διάφορα βήματα που χρειάζεται για να υπολογιστούν τα αποτελέσματα των χαρακτηριστικών της εδαφικής κίνησης.

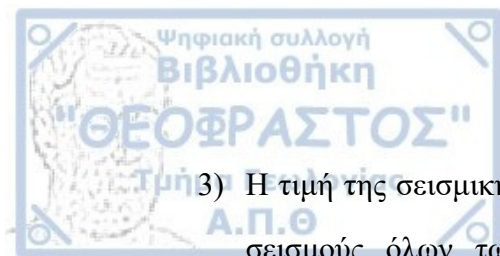
Τέλος, ίσως το πιο σημαντικό μειονέκτημα είναι ότι εμπεριέχει υποκειμενικές αποφάσεις ιδίως όσον αφορά το σεισμικό δυναμικό από διάφορους επιστήμονες ή ακόμα και κυβερνητικούς αξιωματούχους. Η πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (ΠΕΣΕ), που είναι αυτή που έχει καθιερωθεί τα τελευταία χρόνια, και αυτή που θα χρησιμοποιήσουμε στην παρούσα εργασία, λαμβάνει υπόψιν το πόσο ισχυρά και πόσο συχνά θα κινηθεί το έδαφος, καθώς και όλους τους πιθανούς σεισμούς οι οποίοι θα μπορούσαν να επηρεάσουν την εξεταζόμενη θέση.

3.2 Πιθανολογική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας (ΠΕΣΕ)

3.2.1 Εισαγωγικές Έννοιες

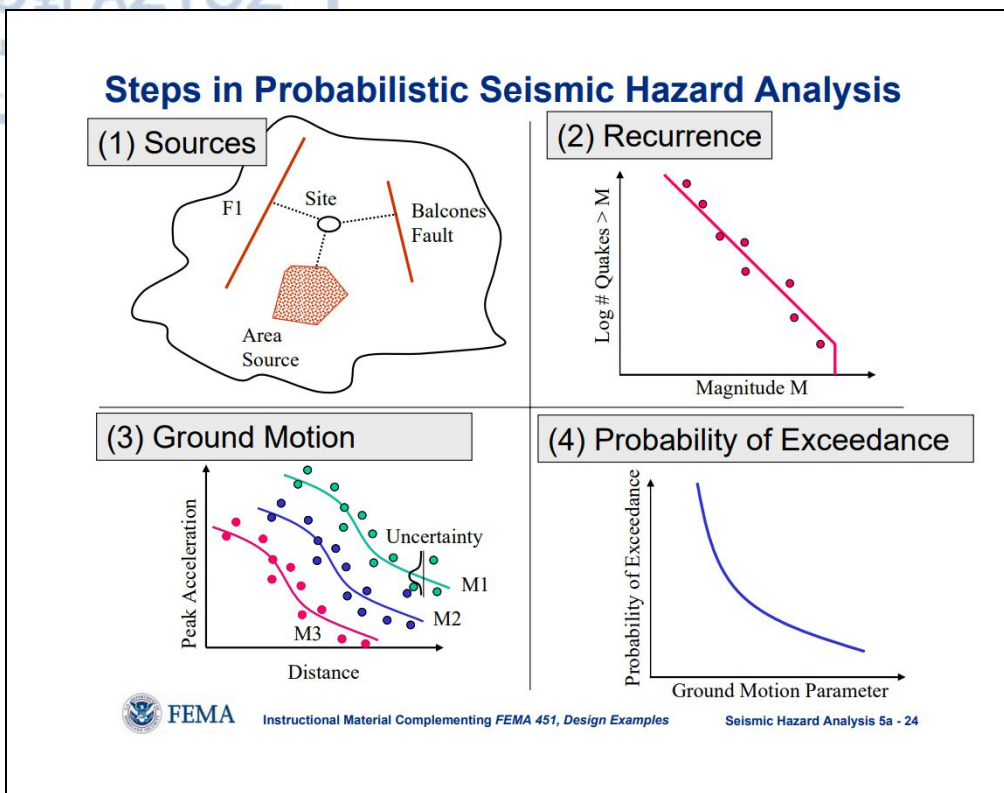
Τα τελευταία χρόνια η χρήση των πιθανολογικών εννοιών επέτρεψε να αξιοποιηθούν οι αβεβαιότητες στο μέγεθος, το επίκεντρο, το ρυθμό επανάληψης των σεισμών και να ληφθούν με σαφήνεια υπόψιν στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας. Η ΠΕΣΕ μπορεί να περιγραφεί σαν μια διαδικασία τεσσάρων βημάτων σύμφωνα με τον Reiter, (1990), καθένα από τα οποία παρουσιάζει κάποιο βαθμό ομοιότητας με τα βήματα της ΑΕΣΕ. Αυτά κατά σειρά είναι:

- 1) Το πρώτο βήμα είναι η αναγνώριση και ο χαρακτηρισμός των σεισμικών πηγών. Οι πηγές αυτές μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές, οπότε εφαρμόζεται η μέθοδος της μέσης τιμής (Milne and Davenport, 1969) ή η μέθοδος των ακραίων τιμών (Gumbel, 1966), ως γραμμικές ή ως επιφανειακές οπότε εφαρμόζεται η μέθοδος του Cornell (1968). Για την αναγνώριση των σεισμικών πηγών χρησιμοποιούνται συνήθως γεωλογικά-τεκτονικά κριτήρια (υπαίθρια παρατήρηση, ανασκόπηση της βιβλιογραφίας, αεροφωτογραφίες κ.α), ιστορική σεισμικότητα, και ενόργανη σεισμικότητα η οποία ξεκίνησε στις αρχές του 20^{ου} Αιώνα και παρέχει τις πιο αξιόπιστες πληροφορίες για την αξιολόγηση των σεισμικών πηγών.
- 2) Στη συνέχεια γίνεται ο καθορισμός του μοντέλου σεισμικότητας, του ρυθμού επανάληψης δηλαδή των σεισμικών γεγονότων σε κάθε σεισμική πηγή. Σε αντίθεση με την ΑΕΣΕ που επιλέγεται ένας χαρακτηριστικός σεισμός για κάθε σεισμική πηγή, στην ΠΕΣΕ κάθε σεισμική πηγή χαρακτηρίζεται από μία κατανομή πιθανότητας σεισμού με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από ελάχιστο μέγεθος ή ένα μοντέλο ρυθμού επανάληψης τέτοιου σεισμού.



3) Η τιμή της σεισμικής ποσότητας, Y , που παράγεται στην τοποθεσία από τους σεισμούς όλων των δυνατών μεγεθών σε όλα τα δυνατά σημεία της τοποθεσίας υπολογίζεται μέσω εμπειρικών σχέσεων πρόβλεψης της Ι.Σ.Κ.

4) Τέλος, οι αβεβαιότητες του σεισμικού επικέντρου, του σεισμικού μεγέθους, και της προβλεπόμενης τιμής της ποσότητας, Y , συνδυάζονται για να λάβουμε την πιθανότητα υπέρβασης της τιμής Y_k για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

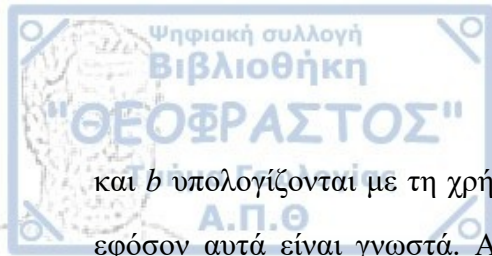


Σχήμα 3-1: Τα τέσσερα βασικά βήματα για την εκτέλεση της πιθανολογικής εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας. Το πρώτο (1) βήμα είναι ο ορισμός των σεισμικών πηγών, το δεύτερο (2) ο καθορισμός ενός μοντέλου επανεμφάνισης των σεισμικών γεγονότων, ενώ το τρίτο (3) η μετατροπή των δεδομένων σεισμικότητας σε δεδομένα ισχυρής εδαφικής κίνησης. Τέλος, στο βήμα (4) από τους ρυθμούς υπέρβασης κάθε τιμής έντασης προκύπτει η αντίστοιχη πιθανότητα υπέρβασης σε κάποιο χρονικό διάστημα.

Έστω ότι Y_k είναι η ένταση σε μια θέση στην οποία θέλουμε να υπολογίσουμε τη σεισμική επικινδυνότητα. Συνήθως η ένταση αυτή περιγράφεται με τη μακροσεισμική ένταση οπότε $Y = I$, με τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση οπότε $Y = \log(PGA)$, με τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα οπότε $Y = \log(PGV)$ ή με τη μέγιστη εδαφική μετάθεση οπότε $Y = \log(PGD)$. Έχει δειχθεί ότι η ένταση αυτή ακολουθεί συγκεκριμένο στατιστικό νόμο ανάλογο των Gutenberg and Richter, (1944). Ισχύει δηλαδή:

$$\log(N) = a_i - bY, \quad (3.2)$$

όπου N είναι ο αριθμός των περιπτώσεων που η ένταση στη συγκεκριμένη θέση και σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα αποκτά τιμή ίση ή μεγαλύτερη της Y . Οι παράμετροι a_i



και b υπολογίζονται με τη χρήση των ελαχίστων τετραγώνων από τα ζεύγη $^3(\log N, Y)$, εφόσον αυτά είναι γνωστά. Αυτό όμως δεν είναι πάντοτε εφικτό γιατί δεν υπάρχουν τέτοιες διαθέσιμες παρατηρήσεις για όλες τις θέσεις. Σε αυτή την περίπτωση χρησιμοποιούνται δεδομένα σεισμικότητας, δηλαδή τα μεγέθη M και τα επίκεντρα των σεισμών, μέσω των οποίων υπολογίζονται οι εντάσεις στη θέση μέσω σχέσεων απόσβεσης.

Στην πιο απλή περίπτωση των σημειακών πηγών υπολογίζονται οι αποστάσεις Δ κάθε επικέντρου σεισμού με μέγεθος M από τη θέση ενδιαφέροντος. Από τα ζεύγη τιμών (M, Δ) υπολογίζονται οι αναμενόμενες εντάσεις Y . Στη συνέχεια ανά διαστήματα τιμών (π.χ. 0.1) υπολογίζεται ο αριθμός $n(Y)$ σεισμών που έδωσαν την αντίστοιχη ένταση Y_k , και κατόπιν ο αθροιστικός αριθμός σεισμών $N(Y)$ που έδωσαν ένταση μεγαλύτερη ή ίση της Y_k . Με αυτό τον τρόπο αποκτάμε τα ζεύγη $(\log N, Y)$ της σχέσης (3.2) με τα οποία αφού ορίσουμε την τιμή Y_{min} πάνω από την οποία τα δεδομένα είναι πλήρη, μπορούμε να υπολογίσουμε τις παραμέτρους a_i και b .

Η σχέση (3.2) συνήθως ανάγεται σε ένα έτος και προκύπτει η σχέση:

$$\log(N) = a - bY, \quad (3.3)$$

όπου a είναι η ανηγμένη τιμή της a_i σε διάστημα ενός έτους η οποία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$a = a_i - \log(t), \quad (3.4)$$

και παριστάνει το δεκαδικό λογάριθμο του ετήσιου αριθμού, N_0 , των παρατηρήσεων που προκάλεσαν στη θέση ένταση μηδέν ή μεγαλύτερη, ενώ γενικά ο μέσος ετήσιος αριθμός σεισμών που έδωσαν ένταση Y_k ή μεγαλύτερη υπολογίζεται από τη σχέση:

$$N = 10^{(a - bY_k)} \quad (3.5)$$

Η σχέση (3.3) χρησιμοποιείται συνήθως με τη μορφή:

$$N = N_0 e^{-bY}, \quad (3.6)$$

³ Όπου $\log$ εννοείται λογάριθμος με βάση το 10.

$$\beta = \frac{b}{\log(e)} = b \ln(10), \quad (3.7)$$

και

$$N_0 = 10^{(a)} \quad (3.8)$$

Η μέση περίοδος επανάληψης (σε έτη) των σεισμών που προκάλεσαν ένταση, Y_k , ή μεγαλύτερη είναι αντίστροφη της συχνότητας δηλαδή:

$$T(Y_k) = \frac{e^{\beta Y_k}}{N_0} \quad (3.9)$$

Τέλος η πιθανότητα υπέρβασης ορισμένης έντασης Y_k , σε χρονικό διάστημα t ετών, η οποία έχει μέση περίοδο επανάληψης T_k που υπολογίζεται από τη σχέση (3.9) είναι:

$$P_t = 1 - e^{(-t/T_k)} \quad (3.10)$$

Η σχέση (3.10) προκύπτει θεωρώντας ότι η χρονική κατανομή του αριθμού n , ακολουθεί κατανομή Poisson. Έτσι η πιθανότητα μη υπέρβασης ή ισοδύναμα η πιθανότητα μια σεισμική πηγή να προκαλέσει ένταση μικρότερη από ορισμένη ένταση Y_k είναι :

$$F = 1 - P_t \quad (3.11)$$

Αξίζει να σημειωθεί ότι γνωρίζοντας την πιθανότητα υπέρβασης μιας τιμής έντασης για κάποιο χρονικό διάστημα t μπορούμε να υπολογίσουμε την ένταση αυτή Y_t από τη σχέση:

$$Y_t = \frac{\ln(N_0 t)}{\beta} - \frac{\ln[-\ln(1 - P_t)]}{\beta}, \quad (3.12)$$

ενώ γνωρίζοντας την πιθανότητα υπέρβασης σε χρονικό διάστημα ενός έτους, μπορούμε να βρούμε την αντίστοιχη πιθανότητα σε οποιοδήποτε άλλο χρονικό διάστημα μέσω της σχέσης:

$$P_t = 1 - \exp[t \ln(1 - P_1)] \quad (3.13)$$

Η πιθανότητα υπέρβασης που προκύπτει από τη σχέση (3.10) θεωρείται ως μέτρο επικινδυνότητας. Για τον υπολογισμό της πιθανότητας αυτής όπως ήδη αναφέρθηκε οι πηγές που απειλούν την περιοχή μπορούν να θεωρηθούν σημειακές, γραμμικές ή

επιφανειακές. Παρόλο που η μέθοδος των σημειακών πηγών είναι απλή παρουσιάζει κάποια μειονεκτήματα. Ένα από αυτό είναι ότι δεν είναι εύκολη η εξασφάλιση της πληρότητας των δεδομένων, και δεύτερο και πιο σημαντικό θεωρεί ότι τα επίκεντρα των σεισμών που είναι πιθανόν να προσβάλουν τη θέση που εξετάζεται θα βρίσκονται ακριβώς στην ίδια θέση στην οποία έγιναν και οι σεισμοί του καταλόγου που χρησιμοποιήθηκε. Για αυτό το λόγο οι πηγές συνήθως θεωρούνται γραμμικές ή επιφανειακές, και αυτός είναι ο λόγος που αυτές οι δυο προσεγγίσεις χρησιμοποιούνται πιο συχνά σήμερα.

Έστω ότι μια τοποθεσία απειλείται από n τέτοιες πηγές. Αν η πιθανότητα μια πηγή i να προκαλέσει σε ένα χρονικό διάστημα t ένταση μεγαλύτερη από μια τιμή Y_k είναι P_i , και η πιθανότητα να προκαλέσει μικρότερη είναι $F_i = 1 - P_i$, τότε η πιθανότητα όλες οι πηγές να προκαλέσουν ένταση μικρότερης της Y_k θα είναι:

$$F = F_1 \cdot F_2 \cdot F_3 \dots F_n = \prod_{i=1}^n F_i \quad (3.14)$$

Συνεπώς όταν δουλεύουμε με επιφανειακές ή γραμμικές πηγές η διαδικασία που περιγράψαμε παραπάνω για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b της σχέσης (3.3) επαναλαμβάνεται για κάθε πηγή και κατόπιν οι πιθανότητες μη υπέρβασης F_i που έχουν προκύψει από κάθε επιμέρους πηγή, πολλαπλασιάζονται για να δώσουν την τελική πιθανότητα για την θέση, η οποία είναι μέτρο της σεισμικής επικινδυνότητας. Ο λόγος που χρησιμοποιείται η πιθανότητα μη υπέρβασης F_i , και στη συνέχεια προκύπτει η πιθανότητα υπέρβασης, P_i , είναι ότι το γινόμενο όλων των πιθανοτήτων P_i θα έδινε την πιθανότητα όλες οι πηγές να δώσουν ένταση ίση ή μεγαλύτερη της Y_k στο αντίστοιχο χρονικό διάστημα t , η οποία δεν είναι χρήσιμη για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Η διαδικασία της ΠΕΣΕ συνήθως δεν εφαρμόζεται σημειακά σε μια μόνο θέση ενδιαφέροντος, αλλά επαναλαμβάνεται για ένα πλέγμα σημείων όπου για καθένα από αυτά κατασκευάζεται μια καμπύλη σεισμικής επικινδυνότητάς από τα ζεύγη $(Y, P(Y))$.

Από τις καμπύλες αυτές μπορεί στη συνέχεια να κατασκευαστεί χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας ο οποίος παρουσιάζει τη χωρική μεταβολή της πιθανότητας υπέρβασης σταθερής έντασης Y_k , ή την μεταβολής της έντασης Y_k για σταθερή πιθανότητα υπέρβασης $P(Y_k)$. Οι τιμές αυτές των πιθανοτήτων υπέρβασης $P(Y)$, μπορούν εύκολα να μετατραπούν σε μέσες περιόδους επανάληψης, αφού ισχύει η σχέση:

$$T(Y) = -\frac{t}{\ln(1-P(Y))} \approx \frac{t}{P(Y)} \quad (3.15)$$

Έτσι στις καμπύλες σεισμικής επικινδυνότητας και στους χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί αντί της πιθανότητας υπέρβασης $P(Y)$ να χρησιμοποιηθεί η μέση περίοδος επανάληψης, $T(Y)$, από τη σχέση (3.15) η ακόμα και το αντίστροφο μέγεθος της, ο μέσος ετήσιος ρυθμός υπέρβασης, $N_1(Y)$.

Συνοψίζοντας, η ΠΕΣΕ κατά τους υπολογισμούς της λαμβάνει υπόψιν τις αβεβαιότητες που υπάρχουν σχετικά με τις αναμενόμενες εντάσεις, τη θέση των epicέντρων των σεισμών αλλά και τα μεγέθη τους. Οι αβεβαιότητες σχετικά με τις θέσεις των epicέντρων των σεισμών ποσοτικοποιούνται θεωρώντας ότι η θέση ενδιαφέροντος απειλείται από πηγές με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά, οι οποίες προσομοιάζονται συνήθως ως γραμμές ή ως επιφάνειες.

Η προσέγγιση που θεωρεί τις πηγές σημειακές δεν λαμβάνει υπόψιν τις αβεβαιότητες αυτές, γιατί παρουσιάζει το σημαντικό μειονέκτημα ότι θεωρεί ότι οι μελλοντικοί σεισμοί θα έχουν ακριβώς τα ίδια epicέντρα με τους προηγούμενους. Τα μεγέθη των μελλοντικών σεισμών επίσης θεωρούνται αβέβαια και χρησιμοποιείται κάποιο μοντέλο σεισμικότητας για να περιγράψει την επανεμφάνισή τους. Τα σύγχρονα λογισμικά βέβαια δίνουν τη δυνατότητα οι σημειακές πηγές να έχουν ένα δικό τους μοντέλο σεισμικότητας, και έτσι η προσέγγιση αυτή δεν έχει το μειονέκτημα που αναφέρθηκε παραπάνω. Οι εντάσεις προκύπτουν από κάποια σχέση απόσβεσης και στην προβλεπόμενη τιμή συνυπολογίζεται με πιθανολογικούς όρους το σφάλμα υπολογισμού της.

Το τελικό αποτέλεσμα που μας ενδιαφέρει, είναι ο ετήσιος ρυθμός υπέρβασης διαφόρων εντάσεων, από όλες τις πηγές, έτσι ώστε να εισαχθεί στη σχέση (3.10), και να μας δώσει την πιθανότητα υπέρβασης για κάποιο χρονικό διάστημα. Αυτός υπολογίζεται από τη σχέση (Baker, 2013):

$$r(Y > Y_k) = \sum_{i=1}^{n_{sources}} r(M_i \geq M_{min}) \int_{M_{min}}^{M_{max}} \int_0^{d_{max}} P(Y > Y_k | M, d) f_{M_i} f_{d_i}(d) dd dm, \quad (3.16)$$

και όπως φαίνεται από τη σχέση (3.16) ο τελικός ρυθμός υπέρβασης προκύπτει από το άθροισμα των ρυθμών από κάθε μια πηγή ξεχωριστά. Η σχέση (3.16) αποτελεί τη βάση του υπολογισμού της σεισμικής επικινδυνότητας στη σύγχρονη ΠΕΣΕ (Cornell, 1968, Cornell, 1971; McGuire, 2004). Ο όρος $r(M_i \geq M_{min})$ είναι ο μέσος ετήσιος ρυθμός υπέρβασης του μεγέθους πληρότητας, ενώ d είναι η απόσταση τοποθεσίας-πηγής (ανάλογα με το ποια απόσταση χρησιμοποιεί η σχέση απόσβεσης) και $f_{d_i}(d)$ είναι η πιθανότητα η απόσταση να πάρει ακριβώς κάποια συγκεκριμένη τιμή. $P(Y > Y_k)$ είναι η πιθανότητα υπέρβασης της έντασης, Y_k , και $f_{M_i}(M)$ είναι η πιθανότητα το μέγεθος να έχει ακριβώς την τιμή M . Η συνάρτηση f_{d_i} υπολογίζεται μαθηματικά ανάλογα με τη γεωμετρία της πηγής, ενώ οι συναρτήσεις f_{M_i} και $P(Y > Y_k)$ θα αναλυθούν παρακάτω.

Έτσι ο τελικός ετήσιος ρυθμός υπέρβασης της έντασης, προκύπτει λαμβάνοντας υπόψιν τις αβεβαιότητες κάθε προβλεπόμενης έντασης από η σχέση απόσβεσης, για κάθε δυνατό μέγεθος και απόσταση, και για κάθε πηγή. Στη συνέχεια από αυτόν υπολογίζεται η πιθανότητα υπέρβασης σε κάποιο χρονικό διάστημα θεωρώντας ότι η χρονική κατανομή της συχνότητας n των γεγονότων, ακολουθεί κατανομή Poisson.

Στην παρούσα εργασία, για την περιοχή της Λέσβου, θα γίνει πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (ΠΕΣΕ). Θα χρησιμοποιηθεί το βασισμένο σε windows λογισμικό R-CRISIS (Ordaz and Salgado-Gálvez, 2017) το οποίο έχει την δυνατότητα να εκτελεί ΠΕΣΕ με μια πλήρως πιθανολογική προσέγγιση, εξετάζοντας τις πιθανότητες εμφάνισης σεισμών, την γεωγραφική κατανομή τους, και τα χαρακτηριστικά εξασθένησης των κυμάτων που παράγονται μέσω σχέσεων απόσβεσης. Παρακάτω θα

αναλυθούν τα δεδομένα που θα εισαχθούν στο πρόγραμμα όπως αντιστοιχούν στα βήματα κατά Reiter (1990) που αναφέρθηκαν παραπάνω.

3.2.2 Σεισμικές Πηγές και Σεισμικότητα

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω το πρώτο βήμα για την πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι η αναγνώριση και ο χαρακτηρισμός των σεισμικών πηγών. Οι πιο συνήθεις τρόποι μοντελοποίησης των πηγών είναι ως σημεία, γραμμές ή επιφάνειες και το R-CRISIS δίνει και τις τρεις αυτές δυνατότητες. Μετά τον ορισμό της γεωμετρίας κάθε πηγής, πρέπει να γίνει χωρική παραγωγή (Spatial Integration) σε κάθε μια από αυτές, μια διαδικασία δηλαδή η οποία τις χωρίζει σε υπό-πηγές. Αυτό γίνεται διότι η απόσταση μεταξύ θέσης ενδιαφέροντος-πηγής είναι συνεχής μεταβλητή (μπορεί να πάρει όλες τις δυνατές αποστάσεις), η οποία όμως με τη χωρική παραγωγή διακριτοποιείται και προκύπτει η πιθανότητα η απόσταση να έχει ακριβώς κάποια συγκεκριμένη τιμή. Έτσι ορίζεται η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της απόστασης, $f_{di}(d)$, η συνάρτηση δηλαδή που δίνει την πιθανότητα η απόσταση μεταξύ πηγής-θέσης ενδιαφέροντος να έχει κάποια συγκεκριμένη τιμή.

Σε κάθε μια από αυτές τις πηγές θα πρέπει να οριστεί ένα μοντέλο σεισμικότητας, ένα μοντέλο δηλαδή επανεμφάνισης σεισμικών γεγονότων. Αυτό που θα χρησιμοποιήσουμε είναι το Modified Gutenberg-Richter, ενώ άλλες επιλογές που υπάρχουν στο R-CRISIS είναι τα Characteristic Earthquake Model, και Generalized non-Poissonian Model. Με βάση τη λογική πίσω από τη μεθοδολογία της ΠΕΣΕ που συνοψίζεται στη σχέση (3.16), θα πρέπει κατά την άθροιση των υπό-σεναρίων να αντιστοιχεί μια πιθανότητα σε κάθε σενάριο συγκεκριμένου μεγέθους. Πρέπει δηλαδή να οριστεί η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας $f_{M_i}(M)$ όπως ορίστηκε και για την απόσταση μεταξύ πηγής-θέσης ενδιαφέροντος. Για να οριστεί αυτή η συνάρτηση ακολουθείται η μεθοδολογία που περιγράφεται παρακάτω.

Από τη σχέση (3.3) που αφορά την ένταση, Y , μπορούμε να υπολογίσουμε την αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας των εντάσεων. Η συνάρτηση αυτή δίνει την πιθανότητα η μεταβλητή, Y , να πάρει τιμή μικρότερη ή ίση κάποιας τιμής Y_k . Το ίδιο ισχύει και για τη σχέση (2.1) και όσα θα αναλυθούν παρακάτω μπορούν να εφαρμοστούν και σε αυτή με μόνη διαφορά ότι η μεταβλητή θα είναι τα μεγέθη των σεισμών αντί των εντάσεων. Παίρνοντας συγκεκριμένα τη σχέση (3.3), με μέγεθος πληρότητας, Y_c , και μέσο ετήσιο ρυθμό υπέρβασης κάποιας τιμής Y_k , να είναι $r_k(Y \geq Y_k)$, η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας είναι (Baker, 2013):

$$\begin{aligned} F(Y_k) &= P(Y_c \leq Y \leq Y_k) = \frac{r(Y_c \leq Y \leq Y_k)}{r(Y \geq Y_c)} \\ &= \frac{r(Y_c) - r(Y_k)}{r(Y_c)} \\ &= \frac{10^{a-bY_c} - 10^{a-bY_k}}{10^{a-bY_c}} \\ &= 1 - 10^{-b(Y_k - Y_c)}, \quad Y_k \geq Y_c \end{aligned} \quad (3.17)$$

Η πιθανότητα δηλαδή η ένταση να πάρει τιμή στο διάστημα $Y_c \leq Y \leq Y_k$, είναι ο λόγος του μέσου ετήσιου αριθμού των παρατηρούμενων εντάσεων που βρίσκονται σε αυτό το διάστημα, προς το μέσο ετήσιο αριθμό των παρατηρούμενων εντάσεων στο διάστημα $Y_c \leq Y$. Παραγωγίζοντας τη σχέση (3.17) μπορούμε να υπολογίσουμε τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας η οποία μας δίνει τη σχετική πιθανότητα η μεταβλητή, Y , να έχει τιμή ίση με Y_k . Έτσι προκύπτει ότι:

$$\begin{aligned} f(Y) &= \frac{d}{dm} F(Y) \\ &= \frac{d}{dm} [1 - 10^{-b(Y - Y_c)}] \\ &= b \ln(10) \cdot 10^{-b(Y - Y_c)}, \quad Y \geq Y_c \end{aligned} \quad (3.18)$$

Και οι δύο σχέσεις (2.1 και 3.6) έχουν κάποιο κάτω όριο πληρότητας πάνω από το οποίο τα δεδομένα θεωρούνται πλήρη και η κατανομή τους περιγράφεται ικανοποιητικά από το νόμο δύναμης Gutenberg-Richter. Θεωρητικά δεν υπάρχει άνω όριο



υπολογισμού, αλλά πρακτικά υπάρχουν περιορισμοί όπως η πεπερασμένη επιφάνεια διάρρηξης στα ρήγματα. Θεωρώντας κάποιο άνω όριο υπολογισμού, η σχέση (3.17) γίνεται:

$$F(Y) = \frac{1 - 10^{-b(Y-Y_c)}}{1 - 10^{-b(Y_{max}-Y_c)}}, \quad Y_c \leq Y \leq Y_{max} \quad (3.19)$$

ενώ η (3.18):

$$f(Y) = \frac{b \ln(10) \cdot 10^{-b(Y-Y_c)}}{1 - 10^{-b(Y_{max}-Y_c)}}, \quad Y_c \leq Y \leq Y_{max} \quad (3.20)$$

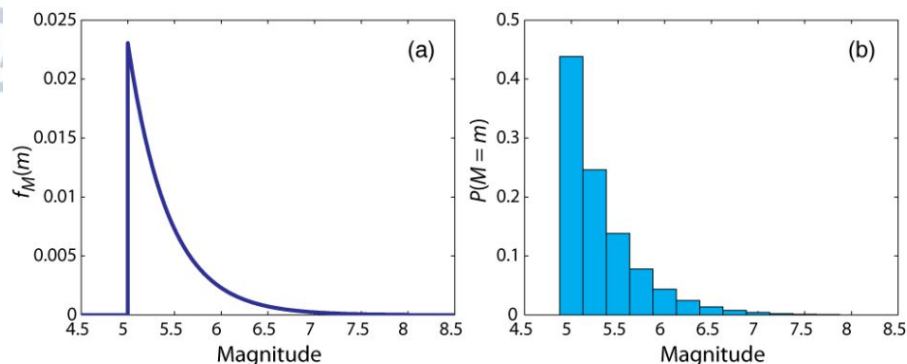
Ο λόγος που οι σχέσεις (3.18) και (3.20) δίνουν τη σχετική πιθανότητα αντί της πιθανότητας είναι ότι η ένταση, Y , και το μέγεθος, M , είναι συνεχείς μεταβλητές, μπορούν δηλαδή να πάρουν τιμές που καλύπτουν ολόκληρο το διάστημα τιμών τους. Στους υπολογισμούς της ΠΕΣΕ χρειάζεται η συνεχής αυτή μεταβλητή να μετατραπεί σε διακριτή ώστε να υπολογιστεί η πιθανότητα, $f(M = m)$, το μέγεθος δηλαδή να πάρει ακριβώς την τιμή m .

Η μετατροπή αυτή γίνεται διακριτοποιώντας τις τιμές των μεγεθών ανά κάποιο σταθερό διάστημα, ενώ η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για τα μέγεθος m που περιγράφει τη σεισμικότητα έχει συνήθως τη μορφή:

$$f(m) = \frac{\beta \exp(-\beta(m - M_{min}))}{1 - \exp(-\beta(M_{max} - M_{min}))}, \quad (3.21)$$

ενώ η διακριτοποίηση της γίνεται από τη σχέση:

$$f(M = m_k) = F(m_{k+1}) - F(m_k) \quad (3.22)$$



Σχήμα 3-2: Παράδειγμα συνεχούς συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (a) της σχέσης Gutenberg-Richter, με ελάχιστο μέγεθος 5, μέγιστο μέγεθος 8, $b=1$, και της συνάρτησης αφού έχει γίνει διακριτοποίηση των μεγεθών (b) (Baker, 2013).

Οι περισσότερες μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιούν το μέγεθος ροπής κυρίως για το λόγο ότι μας ενδιαφέρουν οι ισχυροί σεισμοί που απειλούν την περιοχή. Αυτό συμβαίνει γιατί στα τοπικά μεγέθη πάνω από περίπου 6.0-6.5, λαμβάνει χώρα κορεσμός, οι τιμές των μεγεθών δηλαδή δεν αυξάνουν όσο αυξάνει η ενέργεια που ακτινοβολείται από την πηγή. Αυτό είναι κάτι που αν δεν ληφθεί υπόψη, μπορεί να επηρεάσει τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας.

Έχοντας αναφέρει τα βασικά θεωρητικά στοιχεία, θα περιγράψουμε παρακάτω τα μοντέλα πηγών που θα χρησιμοποιηθούν στους υπολογισμούς που θα κάνουμε, καθώς και την αντίστοιχη σεισμικότητα σε κάθε ένα από αυτά. Θα χρησιμοποιηθούν συνολικά έξι (6) μοντέλα πηγών. Το δύο από αυτά είναι μοντέλα σεισμικών ζωνών, και συγκεκριμένα η ζώνη (61) της Λέσβου που προτάθηκε από τους Papaioannou and Papazachos, (2000), καθώς και η ζώνη για την οποία υπολογίσαμε τα μέτρα σεισμικότητας στο Κεφάλαιο 2. Θα αναφερθούμε αρχικά σε αυτά τα δύο μοντέλα, όπου στον πίνακα (3-1) φαίνονται τα χαρακτηριστικά της πρώτης από τις δύο ζώνες.

Πίνακας 3-1: Παράμετροι σεισμικότητας για την πηγή επιφανειακών σεισμών που αντιστοιχεί στην ευρύτερη περιοχή της Λέσβου (Papaioannou and Papazachos, 2000).

Code	Name	b	a	Area, A , km^2	M_{max}	Rate, r , $M \geq 5.0$
61	Lesbos	0.84	3.98	14104	7.2	0.613

Το μέγιστο μέγεθος στη ζώνη του πίνακα (3-1) είναι το 7.2 και χρησιμοποιήθηκε και για τη ζώνη του Κεφαλαίου 2, όπου είναι και το μέγιστο παρατηρούμενο μέγεθος σε όλη τη διάρκεια του καταλόγου. Συνήθως ως ελάχιστο μέγεθος επιλέγεται κάποιο μέγεθος πάνω από το οποίο εκτιμάται ότι μπορούν να συμβούν σοβαρές βλάβες και απώλειες στην περιοχή, και επιλέχθηκε το 4.0. Έτσι με βάση αυτά, η κατανομή Gutenberg-Richter περικόπτεται με κάτω όριο το 4.0 και άνω όριο το 7.2 σε αυτά τα δύο μοντέλα σεισμικών ζωνών. Αντί για την παράμετρο b συνήθως χρησιμοποιείται η παράμετρος β , με τη μόνη διαφορά μεταξύ αυτών των δύο να είναι ότι η δεύτερη είναι σε όρους φυσικού λογάριθμου. Έτσι έχουμε ότι:

$$\beta = b \cdot \ln(10) = 0.84 \cdot 2.3 = 1.93, \quad (3.23)$$

για την πηγή των Papaioannou and Papazachos, (2000), ενώ για την πηγή του Κεφαλαίου 2:

$$\beta = b \cdot \ln(10) = 1.08 \cdot 2.3 = 2.49 \quad (3.24)$$

Οι ρυθμοί υπέρβασης, r , για μεγέθη $M \geq M_{min}$ υπολογίστηκαν από τις παραμέτρους a και b και είναι για τη ζώνη των Papaioannou and Papazachos, (2000):

$$r(M \geq 4.0) = 10^{(a-bM)} = 10^{(3.98-0.84 \cdot 4.0)} = 4.169, \quad (3.25)$$

ενώ για αυτή του κεφαλαίου 2:

$$r(M \geq 4.0) = 10^{(a-bM)} = 10^{(5.45-1.08 \cdot 4.0)} = 13.49 \quad (3.26)$$

Εκτός από αυτά τα δύο μοντέλα των σεισμικών ζωνών, θα χρησιμοποιηθούν πηγές (ρήγματα) που έχουν προταθεί βιβλιογραφικά από τους Giardini *et al.*, (2013) (πρόγραμμα SHARE) και Παπαζάχος και συν., (2001). Τα ρήγματα αυτά θα εισαχθούν ως γραμμές αλλά και ως επιφάνειες, φτιάχνοντας έτσι άλλα τέσσερα (4) διαφορετικά

μοντέλα. Η παράμετρος β σε όλες αυτές τις πηγές των τεκτονικών ρηγμάτων θεωρήθηκε αυτή που προτάθηκε από τους Hatzidimitriou *et al.*, (1994), και είναι ίση με 1.84. Οι ρυθμοί υπέρβασης για τις πηγές των Παπαζάχος και συν., (2001) έχουν υπολογιστεί από τους ίδιους ερευνητές ενώ οι ρυθμοί για τις πηγές του προγράμματος SHARE υπολογίστηκαν από τους ρυθμούς ολίσθησης (Slip Rates) με την ακόλουθη διαδικασία.

Χρησιμοποιώντας τη σχέση (3.21) σε συνδυασμό με τον ρυθμό ολίσθησης κάθε ρήγματος μπορούμε να υπολογίσουμε τον ετήσιο ρυθμό υπέρβασης κάθε πηγής. Συγκεκριμένα σύμφωνα με τους Youngs and Coppersmith, (1985), μπορούμε να γράψουμε το moment rate ως:

$$\dot{M}_0 = \mu \cdot A \cdot \dot{s} = \int_{-\infty}^{M_{max}} M_0(m) \cdot f(m) dm, \quad (3.27)$$

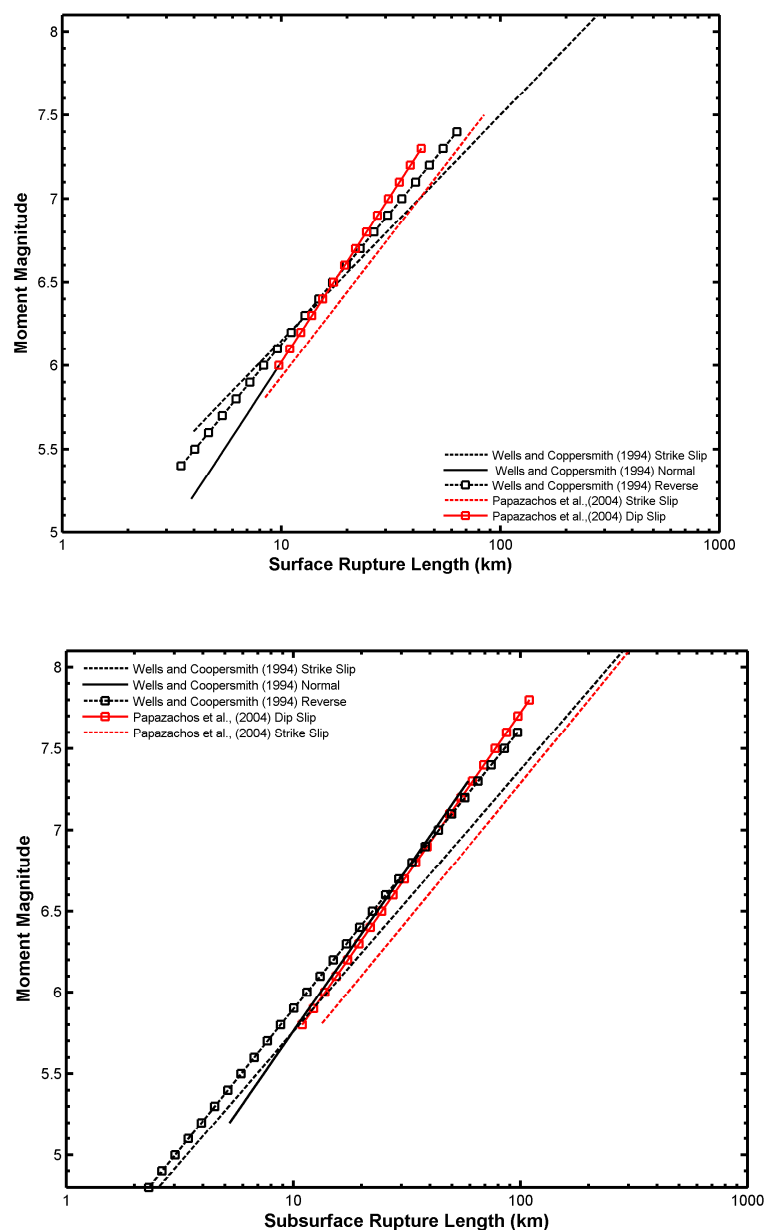
όπου μ είναι ο συντελεστής δυσκαμψίας που για ηπειρωτικό φλοιό παίρνει συνήθως την τιμή $3 \cdot 10^{11}$ dyn/cm², A (cm²) η επιφάνεια διάρρηξης, και $\dot{s}$ (cm/yr) ο ρυθμός ολίσθησης κάθε πηγής. Από τις σχέσεις (3.21), (3.27) προκύπτει ότι:

$$\dot{M}_0 = \mu \cdot A \cdot \dot{s} = \frac{r(M \geq M_{min}) \cdot b \cdot \exp(-\beta(m - M_{min})) \cdot M_0(M_{max})}{[1 - \exp(-\beta(M_{max} - M_{min}))](1.5 - b)} \quad (3.28)$$

Η επιφάνεια διάρρηξης μπορεί να υπολογιστεί από κάποια εμπειρική σχέση, συνάρτησή του M , για $M = M_{max}$, ενώ η βαθμωτή σεισμική ροπή του αριθμητή $M_0(M_{max})$, από τη σχέση των Hanks and Kanamori, (1979):

$$M_0 [\text{dyn} \cdot \text{cm}] = 10^{1.5M + 16.05} \quad (3.29)$$

Έτσι μπορούμε από τη σχέση (3.28) να υπολογίσουμε τον ετήσιο ρυθμό υπέρβασης γνωρίζοντας όλες τις άλλες παραμέτρους. Αυτή η διαδικασία ακολουθήθηκε για της πηγές του προγράμματος SHARE, γνωρίζοντας τους ρυθμούς ολίσθησης κάθε πηγής. Η επιφάνεια διάρρηξης, A , υπολογίστηκε από τις εμπειρικές σχέσεις των Papazachos *et al.*, (2004). Θεωρήθηκε στους παραπάνω υπολογισμούς, ότι η επιφάνεια διάρρηξης, μπορεί να επεκταθεί εκτός της επιφάνειας κάθε πηγής.

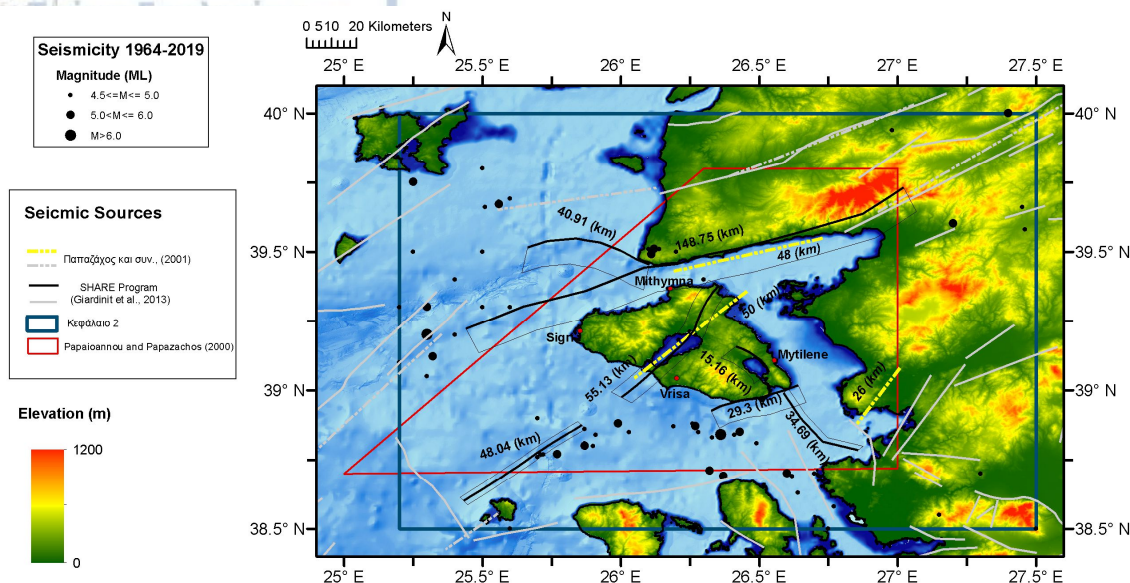


Σχήμα 3-3 Σύγκριση μεταξύ εμπειρικών σχέσεων που έχουν προταθεί από τους Wells and Coopersmith, (1994) (μαύρο χρώμα) και Papazachos et al., (2004) (κόκκινο χρώμα). Στον κατακόρυφο άξονα και των δύο διαγραμμάτων φαίνεται το μέγεθος ροπής ενώ στον οριζόντιο του πάνω σχήματος το επιφανειακό μήκος διάρρηξης (SRL) και το μήκος διάρρηξης (SSRL) στον οριζόντιο του κάτω σχήματος.

Τα μέγιστα μεγέθη κάθε πηγής στα μοντέλα των τεκτονικών ρηγμάτων των Παπαζάχος και συν., (2001) υπολογίστηκαν από τα μήκη τους (SSRL), σύμφωνα με τις εμπειρικές σχέσεις των Papazachos *et al.*, (2004). Αυτές φαίνονται γραφικά στο σχήμα (3-3), σε σύγκριση με αυτές που έχουν προταθεί από τους Wells and Coopersmith, (1994).

Η μοντελοποίηση των σεισμικών πηγών ως επιφάνειες ή γραμμές που αντιπροσωπεύουν τα τεκτονικά ρήγματα της περιοχής, θεωρεί ότι οι εστίες των σεισμών από τα υπό σενάρια που θα αθροισθούν στο τελικό αποτέλεσμα, θα βρίσκονται μόνο πάνω σε αυτά, και η πιθανότητα να υπάρχουν εστίες σε οποιαδήποτε άλλη περιοχή είναι 0. Αυτό προφανώς δεν είναι μοντέλο που αντιπροσωπεύει την πραγματικότητα και για αυτό εισάγεται συνήθως μια ζώνη ως ζώνη σεισμικότητας υποβάθρου (Background Seismicity), πάνω στην οποία βρίσκονται διασκορπισμένες οι εστίες των σεισμών μέχρι κάποιο άνω όριο (συνήθως μέχρι το ελάχιστο δυνατό μέγεθος των υπολοίπων πηγών). Έτσι σε όλα τα μοντέλα των γραμμικών και επιφανειακών εισήχθη επίσης μια τέτοια ζώνη.

Στο σχήμα (3.4) φαίνονται συνολικά και τα (6) μοντέλα που θα χρησιμοποιηθούν με τα μήκη σε km των τεκτονικών πηγών, καθώς και η χωρική κατανομή των επικέντρων για την περίοδο (1964-2019). Από τα σημαντικότερα, αν όχι το σημαντικότερο ρήγμα της περιοχής είναι αυτό του Αδραμυτίου, το οποίο σύμφωνα με τους Yilmaz and Karacik, (2001) είναι ένα κανονικό ρήγμα με σημαντική αριστερόστροφη συνιστώσα. Αυτό οριοθετεί το βόρειο τμήμα του κόλπου του Αδραμυτίου, και γενικότερα διαμορφώνει την εσοχή που παρουσιάζει η Μικρασιατική ακτογραμμή. Εκτός από την επίδραση του στη γεωμορφολογία της περιοχής, παρουσιάζει και υψηλό σεισμικό δυναμικό με αναμενόμενο επιφανειακό μέγεθος 7.2, και είναι μία από τις πιο επικίνδυνες σεισμικές πηγές στην ευρύτερη περιοχή (Pavlidis *et al.*, 2009).



Σχήμα 3-4: Γραφική απεικόνιση των μοντέλων πηγών που χρησιμοποιήθηκαν. Οι συνεχείς γραμμές αφορούν αυτές του προγράμματος SHARE, ενώ οι διακεκομμένες αυτές των Παπαζάχου και συν., (2001). Με γκρι χρώμα φαίνονται οι πηγές που δεν ελήφθησαν υπόψη στον υπολογισμό της ΠΕΣΕ. Οι αριθμοί αντιστοιχούν στα μήκη των ρηγμάτων σε km, ενώ επίσης φαίνονται και τα όρια της πηγής των Papaioannou and Papazachos, (2000) καθώς και τα όρια για τα οποία υπολογίσαμε τα μέτρα σεισμικότητας στο Κεφάλαιο 2 της παρούσας εργασίας. Η σεισμικότητα αφορά κατάλογο από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (<http://www.gein.noa.gr/>).

Συνοψίζοντας τα έξι (6) μοντέλα πηγών που θα χρησιμοποιήσουμε είναι:

- 1) Το μοντέλο σεισμικής ζώνης των Papaioannou and Papazachos, (2000).
- 2) Το μοντέλο σεισμικής ζώνης για την οποία υπολογίσαμε τα μέτρα σεισμικότητας στο Κεφάλαιο 2.
- 3) Οι πηγές (ρήγματα) των Παπαζάχου και συν., (2001) μοντελοποιημένες ως επιφάνειες.
- 4) Οι πηγές (ρήγματα) των Παπαζάχου και συν., (2001) μοντελοποιημένες ως γραμμές.
- 5) Οι πηγές του προγράμματος SHARE μοντελοποιημένες ως επιφάνειες.

6) Οι πηγές του προγράμματος SHARE μοντελοποιημένες ως γραμμές.

Στα μοντέλα 1) και 2) των σεισμικών ζωνών υπάρχει ίση πιθανότητα να συμβεί σεισμός με μέγεθος $4.0 \leq M \leq 7.2$ σε όλη την έκταση της ζώνης, ενώ στα μοντέλα 3), 4), 5) και 6) υπάρχει ίση πιθανότητα να συμβεί σεισμός με μέγεθος $4.0 \leq M \leq 5.9$ σε όλη την έκταση της ζώνης σεισμικότητας υποβάθρου, ενώ οι μεγαλύτεροι σεισμοί μπορούν να συμβούν μόνο στα επιμέρους ρήγματα. Το άνω όριο μεγέθους στις πηγές των Παπαζάχος και συν., (2001), υπολογίστηκε από τις εμπειρικές σχέσεις των Papazachos *et al.*, (2004). Για τις πηγές του SHARE, χρησιμοποιήθηκαν τα μεγέθη που δίνονται από τη βάση δεδομένων, καθώς συμβουλευτήκε και η GreDaSS (Caputo and Pavlides, 2013). Για κάποια μεγέθη που δεν δίνονταν από τις παραπάνω βάσεις, χρησιμοποιήθηκαν και πάλι οι προαναφερθέντες εμπειρικές σχέσεις.

Στο μέγιστο μέγεθος M_{max} προσαρμόστηκε μια ομοιόμορφη κατανομή πιθανότητας ανάμεσα στις τιμές M_1 και M_2 οι οποίες προκύπτουν από:

$$\begin{aligned} M_1 &= M_{max} + \sigma_M \\ M_2 &= M_{max} - \sigma_M \end{aligned} \quad (3.30)$$

όπου σ_M είναι το μέτρο της αβεβαιότητας του μέγιστου μεγέθους, M_{max} . Χρησιμοποιήθηκε η τιμή $\sigma_M = 0.2$ για όλες τις πηγές, εκτός από αυτή της σεισμικότητάς υποβάθρου για την οποία εισήχθη $\sigma_M = 0$. Εξαίρεση των παραπάνω αποτελεί η πηγή του Κεφαλαίο 2, στην οποία χρησιμοποιήθηκε $\sigma_M = 0.5$. Αυτό αλλάζει τον τρόπο που το πρόγραμμα διαχειρίζεται την αβεβαιότητα (για τιμές $\sigma_M \geq 0.5$), και προσαρμόζει πέντε κατανομές γύρω από την τιμή M_{max} . Στον πίνακα (3-2) φαίνονται συγκεντρωτικά όλες οι παράμετροι σεισμικότητας των πηγών από τα μοντέλα που προαναφέρθηκαν.

Πίνακας 3-2: Παράμετροι σεισμικότητας για καθένα από τα έξι (6) μοντέλα πηγών που χρησιμοποιήθηκαν. Κατά σειρά παρουσιάζονται τα πρώτα δύο (2) που αντιστοιχούν στα μοντέλα σεισμικών ζωνών, ενώ στη συνέχεια αυτά των πηγών των Παπαζάχου και συν., (2001) και του προγράμματος SHARE. Οι ίδιες παράμετροι χρησιμοποιήθηκαν στην μοντελοποίηση τους ως επιφάνειες και ως γραμμές, και για αυτό παρουσιάζονται μαζί.

<i>Seismic Area Zone Models</i>					
<i>Sources</i>	β	M_{min}	M_{max}	<i>Uncertainty in M_{max}</i>	$r(M \geq M_{min})$
Papaioannou and Papazachos, (2000)	1.93	4.0	7.2	0.2	4.169
Πηγή Κεφαλαίου 2	2.49 (Coefficient Variation 0.022)	4.0	7.2	0.5	13.49
<i>Line and Area Sources Model-Παπαζάχος και συν., (2001)</i>					
<i>Sources</i>	β	M_{min}	M_{max}	<i>Uncertainty in M_{max}</i>	$r(M \geq M_{min})$
Edremit	1.84	6.0	7.1	0.2	0.016
Kalloni	1.84	6.0	6.8	0.2	0.015
Pergamos	1.84	6.0	6.5	0.2	0.015
Background Seismicity	2.0	4.0	5.9	0	1.622
<i>Line and Area Sources-SHARE Program</i>					
Kalloni	1.84	6.0	7.0	0.2	0.0044
Magiras	1.84	6.0	6.7	0.2	0.0025
Geras Gulf	1.84	6.0	6.1	0.2	0.0003
NAF-Edremit Fault	1.84	6.0	7.2	0.2	0.0136
Candarli Bay Southwest	1.84	6.0	6.5	0.2	0.0022
Baba Burnu	1.84	6.0	6.8	0.2	0.0045
Psara-Lesvos	1.84	6.0	6.9	0.2	0.0028
Background Seismicity	2.0	4.0	5.9	0	1.622

3.2.3 Εμπειρική Σχέση Πρόβλεψης της Ι.Σ.Κ (GMPE)

Εφόσον η σεισμική επικινδυνότητα αναφέρεται στην αναμενόμενη τιμή κάποιας σεισμικής ποσότητας, Y , θα πρέπει με κάποια σχέση απόσβεσης τα ζεύγη (M, Δ) που έχουν προκύψει από τα δεδομένα σεισμικότητας να μετατραπούν στις αντίστοιχες εντάσεις, Y . Γενικά στην ΠΕΣΕ η ένταση, Y , που αντιστοιχεί σε κάποιο μέγεθος, M , θεωρείται σαν μια τυχαία μεταβλητή με συγκεκριμένη κατανομή (συνήθως λογαριθμοκανονική). Θεωρείται δηλαδή ότι ο φυσικός λογάριθμος ή ο λογάριθμος με οποιαδήποτε άλλη βάση της έντασης Y , ακολουθεί κανονική κατανομή (Stirzaker, 2007). Οι στατιστικές παράμετροι της κατανομής αυτής δίνονται από τη σχέση απόσβεσης, και συνήθως είναι η μέση τιμή ή η διάμεσος, και το μέτρο της αβεβαιότητας της. Με αυτό τον τρόπο ποσοτικοποιούνται πιθανολογικά οι αβεβαιότητες από την προβλεπόμενη τιμή της σχέσης απόσβεσης. Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της λογαριθμοκανονικής κατανομής είναι:

$$f(Y) = \frac{1}{Y \cdot \sigma \sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2\sigma^2}(\log(Y) - \mu)^2\right), \quad (3.31)$$

και δίνει τη σχετική πιθανότητα η τυχαία μεταβλητή να έχει τιμή ίση με Y . Η αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας δίνεται από τη σχέση:

$$F(Y) = \frac{1}{2} \cdot \operatorname{erfc}\left(-\frac{\ln(Y) - \mu}{\sigma \sqrt{2}}\right), \quad (3.32)$$

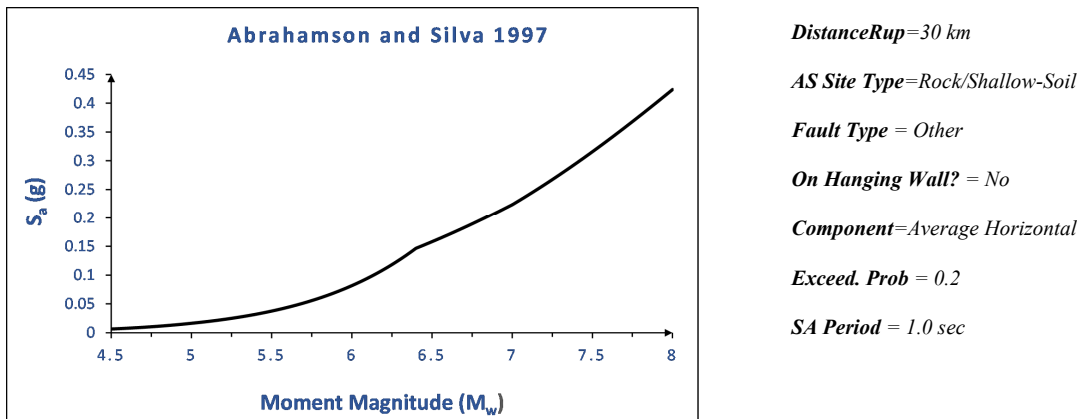
όπου:

$$\operatorname{erfc}(Y) = 1 - \operatorname{erf}(Y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_Y^{\infty} e^{-t^2} dt, \quad (3.33)$$

και δίνει την πιθανότητα ότι η μεταβλητή Y θα πάρει τιμή μικρότερη ή ίση κάποιας τιμής Y_k . Έτσι η προβλεπόμενη τιμή από τη σχέση απόσβεσης, Y_k , αποδίδει (συνήθως) τη διάμεσο της λογαριθμοκανονικής κατανομής, και ως τυπική απόκλιση θεωρείται το σφάλμα υπολογισμού της, όπου και οι δύο αυτές τιμές είναι σε όρους φυσικού λογαρίθμου (Budnitz *et al.*, 1997). Προφανώς η τιμή που προβλέπει η σχέση απόσβεσης (που συνήθως είναι η διάμεσος της κατανομής) έχει πιθανότητα υπέρβασης 0.5

Ετσι από τη σχέση (3.32) προκύπτει η πιθανότητα η μεταβλητή Y να πάρει τιμή μικρότερη ή ίση κάποιας τιμής Y_k , η συμπληρωματική πιθανότητα $P(Y_k)=1-F(Y_k)$ δίνει την πιθανότητα υπέρβασης της τιμής Y_k . Σε αρκετές περιπτώσεις, η κατανομή που περιγράφει την προβλεπόμενη τιμή της GMPE περικόπεται μέσω της παραμέτρου, T_c (Sigma truncation). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η αβεβαιότητα της προβλεπόμενης τιμής να μην συνεχίζεται μέχρι το άπειρο, αλλά μέχρι μια συγκεκριμένη τιμή, T_c .

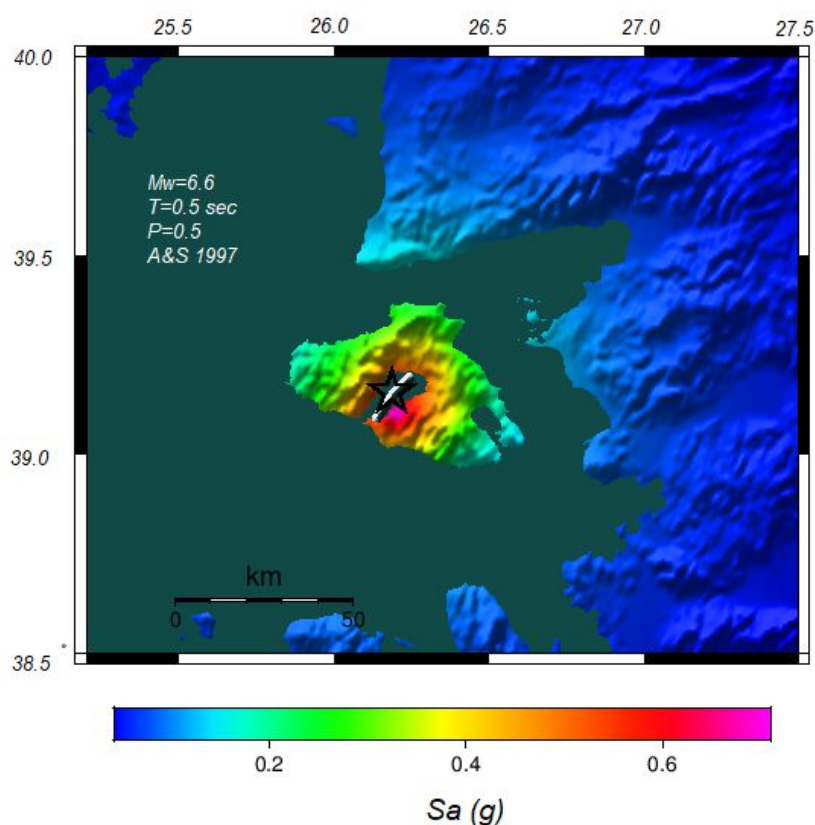
Για την γραφική απεικόνιση των παραπάνω εννοιών χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό OpenSHA (Field *et al.*, 2003). Για τη σχέση απόσβεσης των Abrahamson and Silva, (1997) με την εφαρμογή Attenuation Relationship Plotter κατασκευάστηκε το σχήμα (3-5). Αυτό παρουσιάζει τη φασματική επιτάχυνση S_a για ιδιοπερίοδο $T=1$ sec σε συνάρτηση με το μέγεθος ροπής M_w . Στον κατακόρυφο άξονα δεν απεικονίζεται η φασματική επιτάχυνση που προκύπτει από τη σχέση απόσβεσης (διάμεσος της κατανομής), αλλά αυτή που αντιστοιχεί σε πιθανότητα υπέρβασης $P=0.2$.



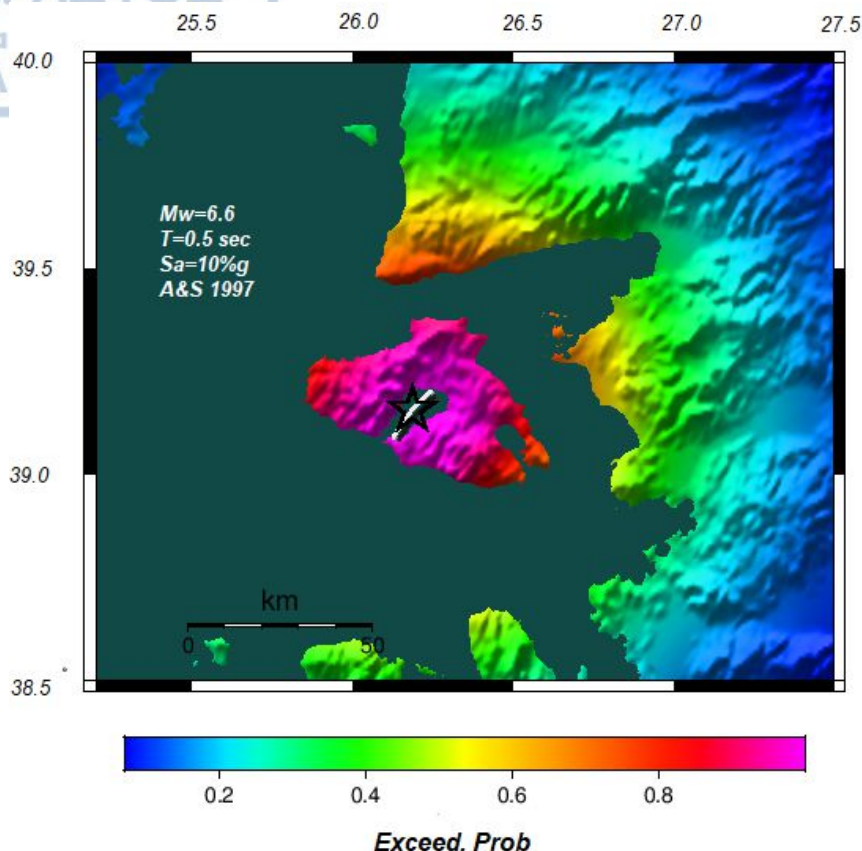
Σχήμα 3-5: Μεταβολή της φασματικής επιτάχυνσης $S_a(g)$ σε συνάρτηση με το μέγεθος ροπής M_w με σταθερές όλες τις υπόλοιπες μεταβλητές, οι τιμές των οποίων φαίνονται στα δεξιά του σχήματος (Field *et al.*, 2003).

Με την εφαρμογή Scenario ShakeMap, επίσης κατασκευάστηκαν δύο ShakeMaps που φαίνονται στα σχήματα (3-6) και (3-7). Συγκεκριμένα τα σενάρια κατασκευάστηκαν

για την ενεργοποίηση της πιθανής προέκτασης του ρήγματος της Αγίας Παρασκευής (όπως προκύπτει από την κατανομή των μικροσεισμικών επικέντρων) μέσα στον κόλπο της Καλλονής. Το μέγεθος του υποθετικού σεναρίου είναι $M_w = 6.6$, ενώ η γεωμετρία του ρήγματος βασίζεται στα στοιχεία των Pavlides *et al.*, (2009). Στο σχήμα (3-7) φαίνεται η χωρική μεταβολή της έντασης που έχει 0.5 πιθανότητα υπέρβασης (διάμεσος της κατανομής), ενώ στο (3-8) η χωρική μεταβολή της πιθανότητας υπέρβασης της τιμής 0.1 g.



Σχήμα 3-6: *ShakeMap* για σενάριο σεισμού με μέγεθος ροπής, $M_w=6.6$ με επίκεντρο μέσα στον κόλπο της Καλλονής στην πιθανή επέκταση του ρήγματος της Αγίας Παρασκευής. Παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της φασματικής επιτάχυνσης περιόδου 0.5 sec που έχει πιθανότητα υπέρβασης 50 %.



Σχήμα 3-7: ShakeMap για σενάριο σεισμού με μέγεθος ροπής $M_w=6.6$, με επίκεντρο μέσα στον κόλπο της Καλλονής στην πιθανή επέκταση του ρήγματος της Αγίας Παρασκευής. Παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της πιθανότητας υπέρβασης της τιμής 0.1 g.

Γνωρίζοντας τον ετήσιο ρυθμό υπέρβασης του σεισμού μεγέθους, M_w , που έδωσε ένταση, Y_k , η οποία υπολογίστηκε από τη σχέση απόσβεσης, μπορούμε να βρούμε τον ετήσιο ρυθμό υπέρβασης της σχέσης αυτής:

$$r(Y_k) = r(M \geq M_w) \cdot P \quad (3.34)$$

π.χ. αν ένας σεισμός με μέγεθος $M_w = 5.0$ έχει μέση περίοδο επανάλληψης 50 χρόνια και μέσο ετήσιο ρυθμό υπέρβασης $1/50 = 0.02$, τότε θεωρώντας ότι η προβλεπόμενη ένταση του είναι 0.2 g σε απόσταση 15 km από την πηγή, και ότι ακολουθεί λογαριθμοκανονική κατανομή, προκύπτει ότι η ένταση 0.05 g έχει 98 % πιθανότητα υπέρβασης. Έτσι από τη σχέση (3.34) παίρνουμε ότι ο μέσος ετήσιος ρυθμός υπέρβασης της έντασης 0.02 είναι:

$$r(0.02) = 0.02 \cdot 0.98 = 0.02 \quad (3.35)$$

Με αυτό τον τρόπο υπολογίζοντας την πιθανότητα υπέρβασης κάποιας έντασης Y_k , $P(Y_k) = 1 - F(Y_k)$, από την αθροιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, μπορούμε να βρούμε το μέσο ετήσιο ρυθμό υπέρβασης της από τη σχέση (3.34), δεδομένου ότι γνωρίζουμε το ρυθμό $r(M_{min})$. Ο ρυθμός αυτός στη συνέχεια αν εισαχθεί στη σχέση (3.10) δίνει την πιθανότητα υπέρβασης της έντασης για κάποιο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα t .

Στους υπολογισμούς που θα κάνουμε, θέλοντας να υπολογίσουμε τη σεισμική επικινδυνότητα για διάφορα μέτρα εντάσεων, χρησιμοποιήσαμε παραπάνω από μια σχέσεις απόσβεσης. Αυτές φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (3-3):

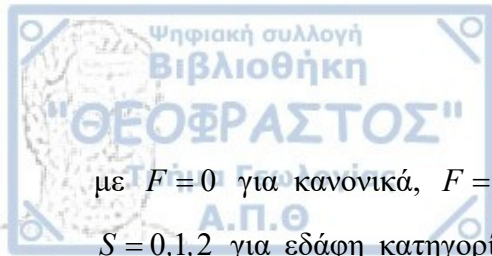
Πίνακας 3-3: Σχέσεις απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της επικινδυνότητας, για (PGA), (PGV) και (S_a).

PGA	PGV	S_a
Skarlatoudis <i>et al.</i> , (2003)	Skarlatoudis <i>et al.</i> , (2003)	Danciu and Tselentis (2007)
Danciu and Tselentis (2007)	Danciu and Tselentis (2007)	Akkar and Bommer (2010)
Chousianitis <i>et al.</i> , (2018)	Chousianitis <i>et al.</i> , (2018),	Boore and Atkinson (2008)
Margaris <i>et al.</i> , (2002a, 2002b)	Margaris <i>et al.</i> , (2002a, 2002b)	
Akkar and Bommer (2010)		
Boore and Atkinson (2008)		

Όλες οι σχέσεις του πίνακα (3-3) χρησιμοποιούν μέγεθος σεισμικής ροπή M_w . Παρακάτω θα αναφερθεί ο αναλυτικός τύπος των σχέσεων του πίνακα (3-3), που χρησιμοποιηθούν ως απόσταση την επικεντρική. Των Skarlatoudis *et al.*, (2003) είναι:

$$\log PGA (cm / s^2) = 1.07 + 0.45M - 1.35 \log (R + 6) + 0.09F + 0.06S \pm 0.286 \quad (3.36)$$

$$\log PGV (cm / s) = -1.31 + 0.52M - 0.97 \log (R + 6) + 0.06F + 0.11S \pm 0.305 \quad (3.37)$$



με $F=0$ για κανονικά, $F=1$ για ανάστροφα/οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα, ενώ $S=0,1,2$ για εδάφη κατηγορίας B, C, D αντίστοιχα. Των Chousianitis *et al.*, (2018)

είναι:

$$\log PGA (cm/s^2) = 0.787 + 0.478M_w - 1.092 \log \sqrt{R^2 + 10.688^2} - 0.0044 \sqrt{R^2 + 10.688^2} + 0.096s + 0.146m \pm 0.285$$

(3.38)

$$\log PGV (cm/s) = -1.082 + 0.692M_w - 1.614 \log \sqrt{R^2 + 12.641^2} + 0.137s_1 + 0.31s_2 + 0.068m \pm 0.306$$

(3.39)

με $m=0$ για κανονικά ρήγματα, $m=1$ σε διαφορετική περίπτωση και στις δύο σχέσεις. Η παράμετρος s αφορά τις εδαφικές συνθήκες και συγκεκριμένα παίρνει την τιμή $s=0$ για κατηγορία εδάφους B ενώ $s=1$ για C και D στη σχέση (3.38). Στη σχέση (3.39) για $s_1=0$ και $s_2=1$ προκύπτει η (PGV) για κατηγορία εδάφους C, ενώ $s_1=1$ και $s_2=0$ για κατηγορία εδάφους D. Αυτές των Margaritis *et al.*, (2002a, 2000b) είναι:

$$\ln PGA (cm/s^2) = 4.16 + 0.69M_w - 1.24 \ln(R+6) + 0.12S \pm 0.70, \quad (3.40)$$

$$\ln PGV (cm/s) = -1.51 + 1.11M_w - 1.20 \ln(R+5) + 0.29S \pm 0.80, \quad (3.41)$$

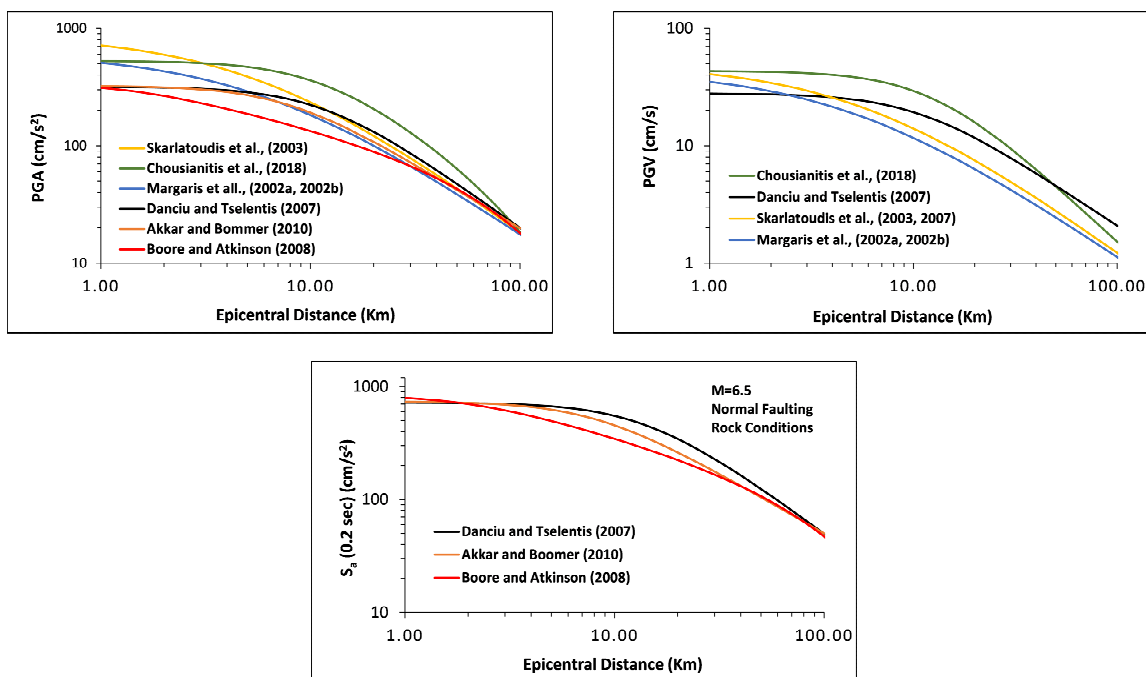
όπου R η επικεντρική απόσταση, και $S=0,1,2$ για εδάφη κατηγορίας B, C, D. Οι τελευταίοι όροι σε όλες τις σχέσεις αποτελούν τα σφάλματα υπολογισμού. Όλες οι παραπάνω σχέσεις διαχωρίζουν τα εδάφη σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση του NEHRP (1994). Τέλος των Tselentis and Danciu (2007) είναι:

$$\log PGA (cm/s^2) = 0.883 + 0.458M - 1.278 \log \sqrt{R^2 + 11.515^2} + 0.038S + 0.116F \pm 0.291 \quad (3.42)$$

$$\log PGV (cm/s) = -1.436 + 0.625M - 1.152 \log \sqrt{R^2 + 10.586^2} + 0.026S + 0.086F \pm 0.309 \quad (3.43)$$

$$\log S_a [0.2 \text{ sec}] (cm/s^2) = 1.339 + 0.477M - 1.368 \log \sqrt{R^2 + 14.302^2} + 0.024S + 0.103F \pm 0.304 \quad (3.44)$$

με $S = 0, 1, 2$ για κατηγορία εδάφους B ($V_{s,30} > 800 \text{ m/s}$), C ($V_{s,30} 360-665 \text{ m/s}$) D, ($V_{s,30} 200-360 \text{ m/s}$), ενώ $F = 0, 1$ για κανονικό και ανάστροφο/οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα αντίστοιχα.



Σχήμα 3-8: Μεταβολή των (PGA), (PGV) και (S_a) σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση σύμφωνα με διάφορες επιλεγμένες σχέσεις απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκαν. Η φασματική επιτάχυνση αφορά ιδιοπερίοδο 0.2 sec, ενώ όλες οι εντάσεις αφορούν συνθήκες βράχου, μέγεθος ροπής $M_w=6.5$ και κανονική διάρρηξη.

Στο σχήμα (3-8) φαίνεται γραφικά η μεταβολή των εντάσεων (PGA, PGV, S_a) με την επικεντρική απόσταση, για μέγεθος ροπής $M_w = 6.5$, για κανονική διάρρηξη, και με τη φασματική επιτάχυνση να αφορά ιδιοπερίοδο 0.2 sec (περίπου διώροφης οικοδομής) και για συνθήκες βράχου. Όλοι οι υπολογισμοί που θα γίνουν για την εκτίμηση της ΠΕΣΕ αφορούν συνθήκες βράχου και δεν λαμβάνουν υπόψη τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

Παρατηρούμε ότι υπάρχουν αποκλίσεις μεταξύ των προβλεπόμενων εντάσεων οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν σημαντικές. Αυτός είναι και ο λόγος που χρησιμοποιούνται παραπάνω από μια σχέσεις απόσβεσης, καθώς η επιλογή μόνο μιας από αυτές εισάγει αβεβαιότητες για το πόσο καλά η συγκεκριμένη περιγράφει την περιοχή μελέτης. Περισσότερα για αυτό θα αναφερθούν στην παράγραφο (3.3.4).

Κάποιες άλλες αποστάσεις, εκτός της επικεντρικής, είναι οι R_r , και R_{JB} , (σχήμα 3-9), που ορίζονται ως η συντομότερη απόσταση από την επιφάνεια διάρρηξης (R_r), και η συντομότερη απόσταση από την προβολή της επιφάνειας διάρρηξης στο οριζόντιο επίπεδο (R_{JB}). Η απόσταση, R_{JB} , η οποία χρησιμοποιείται από τις σχέσεις των Akkar and Bommer (2010) και Boore and Atkinson (2008) έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον αφού προϋποθέτει μόνο τη γνώση του ίχνους του ρήγματος (προβολή της επιφάνειας διάρρηξης στο οριζόντιο επίπεδο). Έτσι στα δύο μοντέλα των γραμμικών πηγών θα χρησιμοποιηθούν αυτές οι σχέσεις για την PGA και S_a , δεδομένου ότι θα χρησιμοποιήσουμε το ίχνος του ρήγματος ως γραμμική πηγή.

Οι διάφορες αποστάσεις που αναφέραμε παραπάνω υπολογίζονται από το R-CRISIS για τις πηγές επιφανείας, υποθέτοντας αρχικά μια κυκλική διάρρηξη με ακτίνα $R (km)$ που συνδέεται με το μέγεθος M_w με τη σχέση:

$$R = K_1 \cdot e^{K_2 M_w} \quad (3.45)$$

όπου K_1 και K_2 είναι παράμετροι που ορίζονται από το χρήστη, ή επιλέγονται μέσα από μια λίστα που έχει προταθεί βιβλιογραφικά από ερευνητές (π.χ. Wells and Coppersmith, 1994). Η επιφάνεια διάρρηξης αυτή θα έχει εμβαδόν A :

$$A = \Pi \cdot R^2 \quad (3.46)$$

Αντικαθιστώντας στη σχέση (3.46) κάποια εμπειρική σχέση που δίνει την επιφάνεια διάρρηξης σε συνάρτηση με το μέγεθος, της μορφής $\log A (km^2) = a + bM$, και μετατρέποντας τη στη μορφή της (3.45) προκύπτουν οι παράμετροι K_1 και K_2 που χρειάζεται το R-CRISIS. Στην περίπτωση της γραμμικής πηγής το μήκος διάρρηξης, $L (km)$, συνδέεται με το μέγεθος, M , με τη σχέση:

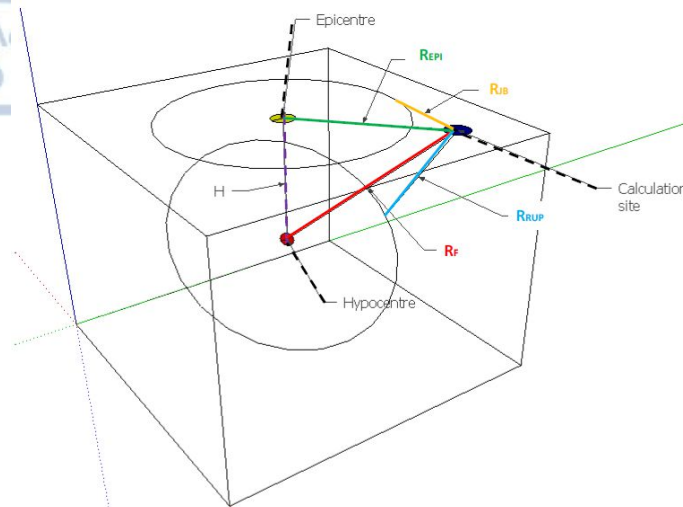
$$L = K_3 \cdot e^{K_4 M_w}, \quad (3.47)$$

όπου K_3 και K_4 είναι παράμετροι αντίστοιχες με τις K_1 και K_2 για την επιφανειακή πηγή, και εισάγονται από τον χρήστη ή επιλέγονται βιβλιογραφικά. Αυτές οι παράμετροι προκύπτουν μετασχηματίζοντας κάποια σχέσης της μορφής $\log L(km) = a + bM$ στη μορφή της (3.47).

Πίνακας 3-4: Παράμετροι K_1 , K_2 , K_3 , K_4 που χρησιμοποιεί το R-CRISIS για τον υπολογισμό του μήκους και της επιφάνειας διάρρηξης, σύμφωνα με τους Papazachos et al., (2004).

Code	K_3 (SSRL)	K_4 (SSRL)	K_3 (SRL)	K_4 (SRL)	K_1	K_2
Strike-Slip	0.0050118	1.358525	0.0031622	1.3585252	0.022721	0.94406
Dip Slip	0.0138038	1.1512925	0.0097723	1.1512925	0.029609	0.89801

Οι παράμετροι του πίνακα (3-4) που αφορούν την ακτίνα της επιφάνειας διάρρηξης επηρεάζουν την θέση των εστιών των υπό-σεναρίων πάνω σε κάθε πηγή. Ανάλογα με τον τρόπο που θα εισαχθεί κάθε πηγή στο πρόγραμμα, υπάρχουν οι επιλογές η επιφάνεια διάρρηξης να μπορεί να βγει εκτός από τα όρια της πηγής, ή να πρέπει αναγκαστικά να περιοριστεί μέσα σε αυτά. Στην περίπτωση που η διάρρηξη συμβαίνει μόνο μέσα στα όρια της πηγής, οι συντελεστές αυτοί υπολογίζοντας την επιφάνεια διάρρηξης κάθε υπό-σεναρίου συναρτήσει του μεγέθους του, τοποθετούν τις πηγές σε κατάλληλες θέσεις. Έτσι μπορεί να μην υπάρχουν εστίες στα άκρα του ρήγματος, δεδομένου ότι η κυκλική ή ελλειπτική διάρρηξη συγκεκριμένου εμβαδού να μην μπορεί να συμβεί εκεί. Αφήνοντας κενές τις παραμέτρους η επιφάνεια αυτή δεν λαμβάνεται υπόψη και οι εστίες τοποθετούνται μόνο σύμφωνα με την χωρική παραγωγή της πηγής. Στους υπολογισμούς που έγιναν με σχέσεις απόσβεσης που χρησιμοποιούν μόνο επικεντρικές αποστάσεις, οι παράμετροι αυτές δεν συμπληρώθηκαν.



Σχήμα 3-9: Αποστάσεις μεταξύ επιφάνειας διάρρηξης-θέσης ενδιαφέροντος που χρησιμοποιούνται στο R-CRISIS. Με μπλε χρώμα φαίνεται η μικρότερη από αυτές απόσταση, R_r , που εισάγεται στην σχέση απόσβεσης των Abrahamson and Silva (1997) ενώ με κίτρινο χρώμα η R_{JB} που εισάγεται από τους Akkar and Boomer (2010) για τον υπολογισμό των επιταχύνσεων (Ordaz and Salgado-Gálvez, 2017).

3.2.4 Λογικό Δένδρο (Logic Tree)

Όπως ήδη αναφέραμε στην ΠΕΣΕ πρέπει να γίνει επιλογή μεταξύ διαφορετικών μοντέλων τα οποία αφορούν τη γεωμετρία των πηγών, την επανάληψη των σεισμικών γεγονότων, καθώς και την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων. Οι επιλογές αυτές εισάγουν αβεβαιότητες οι οποίες συνήθως ταξινομούνται ως τυχαίες (aleatory), ή επιστημικές (epistemic) (Bradley, 2009; Sitharam and Kolathayar 2018). Οι τυχαίες αβεβαιότητες αφορούν την τυχαιότητα που εμπεριέχεται στα σεισμικά φαινόμενα, ενώ οι επιστημικές την έλλειψη δεδομένων και γνώσης.

Ένας τρόπος που λαμβάνονται υπόψη οι τυχαίες αβεβαιότητες στην διάδοση των σεισμικών κυμάτων, είναι η χρήση του σφάλματος υπολογισμού της σχέσης απόσβεσης (Rebez and Slejko, 2004). Υπάρχουν επίσης τυχαίες αβεβαιότητες που αφορούν τη θέση της πηγής και το μέγεθος των σεισμών, αλλά σπανιότερα λαμβάνονται υπόψη καθώς

είναι περιορισμένες (Slejko and Rebez, 2002). Οι επιστημικές αβεβαιότητες ποσοτικοποιούνται χρησιμοποιώντας παραπάνω από ένα μοντέλο περιγραφής του φαινομένου, αντί της επιλογής ενός από αυτά (Bommer *et al.*, 2005; Budnitz *et al.*, 1997). Ο διαχωρισμός μεταξύ αυτών των δύο ειδών αβεβαιότητας δεν είναι πάντοτε απλός, και ίσως είναι καλύτερα να γίνεται με βάση ποιες από αυτές μπορούν να μειωθούν από τον ερευνητή και ποιες όχι (Der Kiureghian and Ditlevsen 2008).

Η διαδικασία που ακολουθείται για να μειωθούν οι επιστημικές αβεβαιότητες είναι αυτή των Λογικών Δένδρων που προτάθηκε αρχικά από τον Kulkarni *et al.*, (1984), και σήμερα είναι πολύ ευρέως χρησιμοποιούμενη. Η φιλοσοφία πίσω από αυτή τη μέθοδο είναι ότι σε κάθε βήμα που υπάρχει επιστημική αβεβαιότητα, προστίθενται ξεχωριστοί κλάδοι για κάθε μία από τις αποφάσεις που ο ερευνητής θεωρεί εφικτές. Στη συνέχεια ορίζεται ένας συντελεστής σε κάθε κλάδο, ο οποίος είναι μεγαλύτερος στον κλάδο ή στους κλάδους που ο ερευνητής θεωρεί πιο πιθανούς. Η καμπύλη επικινδυνότητας που προκύπτει από αυτή τη διαδικασία, λαμβάνει υπόψη όλους τους κλάδους, υπολογίζοντας έναν σταθμισμένο μέσο όρο για καθέναν από αυτούς. Αξίζει να σημειωθεί ότι η διαδικασία αυτή μπορεί να προσθέσει αρκετούς υπολογισμούς, και ως εκ τούτου είναι καλό να μην χρησιμοποιούνται κλάδοι οι οποίοι παρουσιάζουν πολύ μικρές διαφορές ως προς τα σενάρια που αντιπροσωπεύουν.

Στο R-CRISIS κάθε κλάδος διαμορφώνεται από ένα σενάριο το οποίο περιέχει όλα τα στοιχεία για να εκτελεστούν οι υπολογισμοί (πηγές, σχέση απόσβεσης, κ.τ.λ.) μαζί με ένα συντελεστή που δηλώνει το βάρος που θεωρεί ο ερευνητής ότι έχει το συγκεκριμένο σενάριο. Έτσι για j αριθμό σεναρίων, η τελική πιθανότητα υπέρβασης μετά τον υπολογισμό όλων των κλάδων προκύπτει από:

$$P(Y > Y_k) = \sum_{j=1}^N P(Y > Y_k) \cdot w_j, \quad (3.48)$$

Εκτός από τα παραπάνω, υπάρχει και η επιλογή Hybrid GMPE η οποία δίνει τη δυνατότητα να χρησιμοποιηθούν πάνω από μια σχέσεις απόσβεσης, και μπορεί να

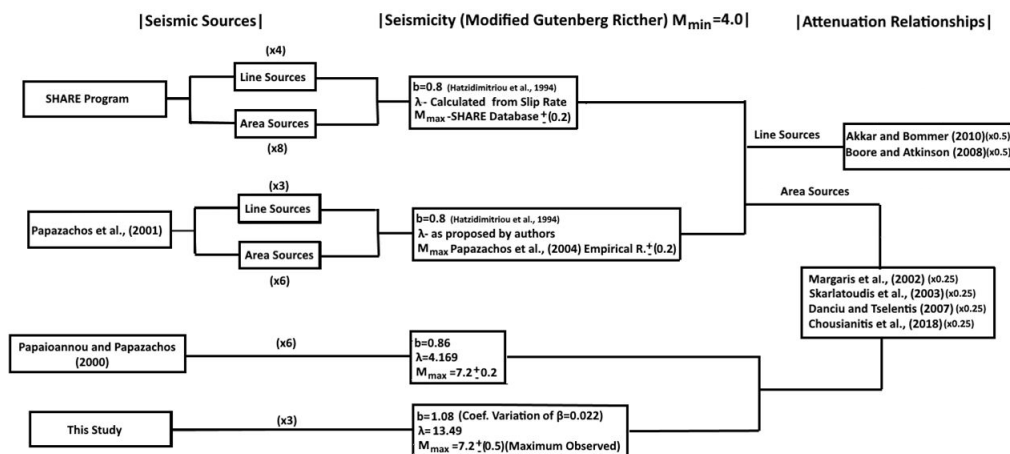
επιλεχθεί ως εναλλακτική του Λογικού Δένδρου, όταν η μόνη διαφορά μεταξύ των διαφόρων μοντέλων είναι η σχέση απόσβεσης. Αυτή η προσέγγιση επιλέχθηκε για την εισαγωγή των διαφόρων σχέσεων απόσβεσης που αναφέρθηκαν στον πίνακα (3-3), με ίσους συντελεστές σε κάθε μια από αυτές.

Στο R-CRISIS όπως αναφέραμε το λογικό δένδρο σχηματίζεται από .dat αρχεία, όπου το καθένα περιέχει ολόκληρο το μοντέλο υπολογισμού (πηγές, σεισμικότητα, σχέσεις απόσβεσης κ.λ.π.). Έτσι κάθε μοντέλο αποτελεί ένα κλάδο του Λογικού Δένδρου, σε αντίθεση με τη συνηθισμένη μορφή διακλάδωσης διαφόρων αποφάσεων και παραμέτρων που εμπεριέχονται σε άλλα λογισμικά. Για τους δικούς μας υπολογισμούς, λόγω της αβεβαιότητας της θέση και της γεωμετρίας των σεισμικών, χρησιμοποιήσαμε συνολικά έξι (6) μοντέλα πηγών στα οποία αναφερθήκαμε αναλυτικά στην παράγραφο (3.2.2). Έτσι εκτός από την ποσοτικοποίηση των αβεβαιοτήτων που έχουν να κάνουν με την επιλογή της σχέσης απόσβεσης μέσω της επιλογής Hybrid GMPE, χρησιμοποιήθηκε η προσέγγιση του Λογικού Δένδρου για διαφορετικά μοντέλα πηγών.

Στο σχήμα (3.10) φαίνεται γραφικά το λογικό δένδρο που κατασκευάστηκε για τους υπολογισμούς. Οι κλάδοι αυτοί αφορούν τους υπολογισμούς που έγιναν για PGA και S_a . Για την PGV η μόνη διαφορά είναι ότι δεν χρησιμοποιήθηκε κλάδος με γραμμικές πηγές. Έτσι το τελικό αποτέλεσμα είναι κατά κάποιο τρόπο ο σταθμισμένος μέσος όρος των τιμών που προκύπτουν από κάθε μοντέλο ξεχωριστά, αναλογικά με το βάρος που έχει επιλεχθεί για κάθε κλάδο.

Συνοπτικά αναφέρουμε και πάλι ότι ως ελάχιστο μέγεθος χρησιμοποιήσαμε το 4.0 σε όλα τα μοντέλα. Ως γραμμικές πηγές χρησιμοποιήθηκαν τα ίχνη κάθε ρήγματος (τομή του ρήγματος με το οριζόντιο επίπεδο). Οι σχέσεις απόσβεσης των Akkar and Bommer (2010) και Boore and Atkinson (2008) χρησιμοποιήθηκαν για τα μοντέλα των γραμμικών πηγών για την PGA και S_a , και πάλι μέσω της επιλογής Hybrid GMPE με ίσο βάρος και στις δύο. Στα άλλα (4) μοντέλα χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις που φαίνονται στο σχήμα (3.10), και έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο. Στα μέγιστα μεγέθη όλων των πηγών

εισήχθη μια αβεβαιότητα ± 0.2 . Η παράμετρος, b , σε όλα τα ρήγματα χρησιμοποιήθηκε αυτή που πρότειναν οι Haztidimitriou *et al.*, (1994) για την ευρύτερη περιοχή.



Σχήμα 3-10: Λογικό δένδρο που κατασκευάστηκε για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας για την PGA και S_a . Κάθε μοντέλο αποτελεί έναν κλάδο του λογικού δένδρου, με ένα υποκειμενικό βάρος σε καθέναν, ανάλογα με το βαθμό βεβαιότητας ότι αυτός ο κλάδος αυτός είναι ο 'σωστός'. Για την PGV χρησιμοποιήθηκε το ίδιο λογικό δένδρο, χωρίς όμως τη χρήση του κλάδου των γραμμικών πηγών.

3.3 Αποτελέσματα

Μετά από τους υπολογισμούς της μεθοδολογίας της ΠΕΣΕ, προκύπτει για κάθε θέση ενδιαφέροντος ένα διάγραμμα σεισμικής επικινδυνότητας από τα ζεύγη (Y, P_t) , για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα. Οι υπολογισμοί αυτοί έγιναν για ένα πλέγμα σημείων από το πρόγραμμα, για να απεικονισθεί η χωρική μεταβολή της επικινδυνότητας, αλλά και για τέσσερις συγκεκριμένες θέσεις. Οι θέσεις αυτές είναι η Μυτιλήνη στα ΝΑ του νησιού, η Βρίσα στα νότια, η Μήθυμνα στα ΒΔ, και το Σίγρι στα δυτικά.

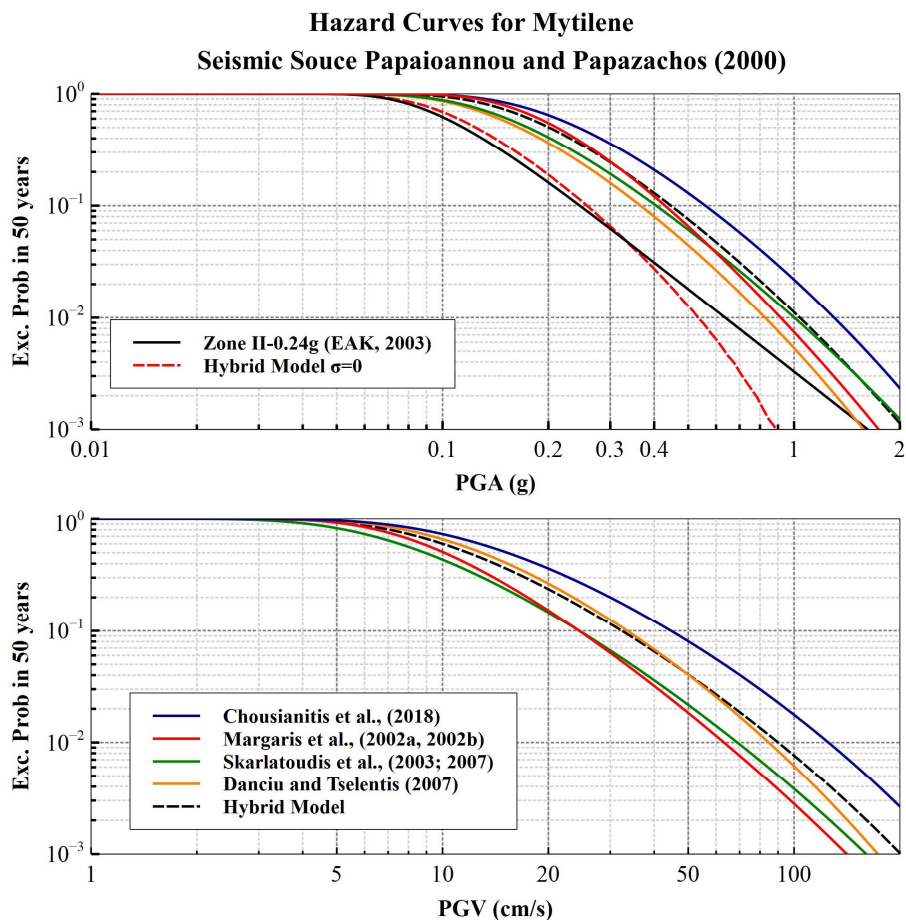
Η χωρική απεικόνιση των αποτελεσμάτων μπορεί να γίνει με δύο τρόπους, είτε για σταθερή ένταση Y_k να απεικονίζεται η κατανομή της πιθανότητας υπέρβασης, είτε για σταθερή πιθανότητα υπέρβασης να απεικονίζεται η κατανομή της αντίστοιχης έντασης. Εμείς θα παρουσιάσουμε τη χωρική μεταβολή του αντίστοιχου κάθε φορά μέτρου επικινδυνότητας για σταθερή πιθανότητα υπέρβασης 10% στα 50 έτη (ή ισοδύναμα μέση περίοδο επανάληψης 475 έτη) για να είναι συγκρίσιμα μεταξύ τους. Η φασματική επιτάχυνση σε όλα τα σχήματα αναφέρεται σε μονοβάθμιο ταλαντωτή ιδιοπεριόδου 0.2 sec και αντιστοιχεί περίπου σε οικοδομή 2 ορόφων. Όλα τα αποτελέσματα επίσης αφορούν συνθήκες βράχου, το οποίο ορίστηκε από του αντίστοιχους συντελεστές στις σχέσεις απόσβεσης.

Αρχικά, στο σχήμα (3-11) φαίνονται οι καμπύλες που προκύπτουν για την πηγή του Papaioannou and Papazachos (2000) για κάθε μια σχέση απόσβεσης ξεχωριστά καθώς και για το υβριδικό μοντέλο που προκύπτει με ίσα βάρη σε κάθε μια από αυτές. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν διαφορές στις προβλεπόμενες τιμές οι οποίες θεωρούνται σημαντικές. Για 10% πιθανότητα υπέρβασης η PGA κυμαίνεται από ~0.35 g μέχρι ~0.6 g. Με διακεκομμένη γραμμή φαίνεται το υβριδικό μοντέλο, που είναι και αυτό που θα χρησιμοποιηθεί στους τελικούς υπολογισμούς στο λογικό δένδρο. Στο ίδιο σχήμα φαίνεται επίσης και η καμπύλη που προκύπτει για τη Ζώνη II (0.24 g) του επίσημου κώδικα, η οποία όπως φαίνεται προβλέπει χαμηλότερες τιμές.

Αυτό που επίσης έχει ενδιαφέρον στο σχήμα (3-11) είναι η καμπύλη που προκύπτει χρησιμοποιώντας μηδενικό σφάλμα υπολογισμού σε όλες στις σχέσεις απόσβεσης. Αυτό αλλάζει τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για την οποία μιλήσαμε στην παράγραφο (3.2.3). Η καμπύλη αυτή (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή) είναι πολύ πιο

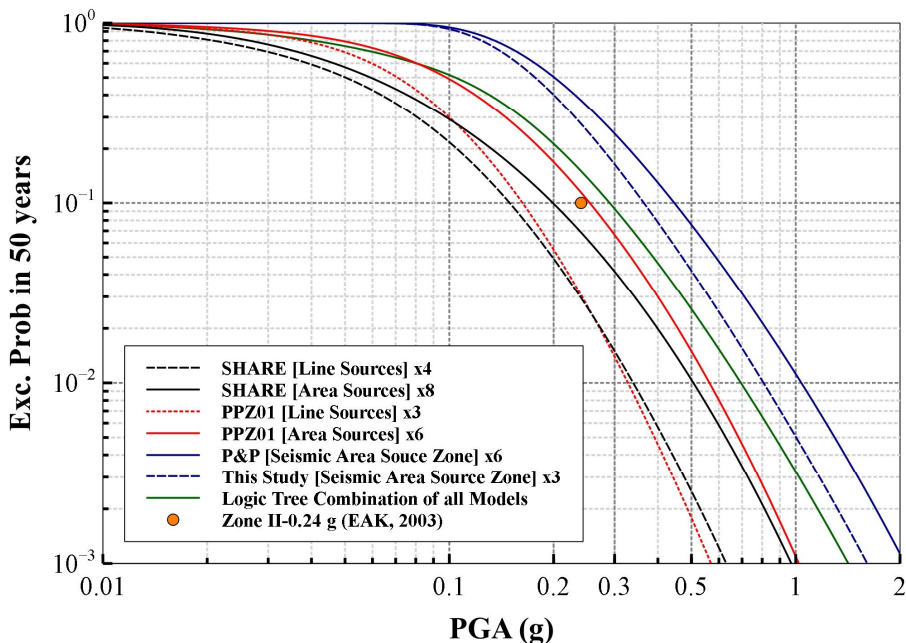
Στο σχήμα (3.12) φαίνονται οι καμπύλες που προκύπτουν από όλα τα μοντέλα για τη Μυτιλήνη για την PGA. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές λόγω της διαφορετικής γεωμετρίας των πηγών, των διαφορετικών σχέσεων απόσβεσης και της διαφορετικής κατανομής της σεισμικότητας. Στο σχήμα επίσης φαίνονται τα βάρη που

χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε μοντέλο για τον τελικό υπολογισμό μέσω του λογικού δένδρου.



Σχήμα 3-11: Καμπύλες επικινδυνότητας της Μυτιλήνης για το μοντέλο σεισμικής ζώνης των Papaioannou and Papazachos, (2000), για PGA και PGV. Οι καμπύλες αφορούν κάθε σχέση απόσβεσης ξεχωριστά, καθώς και το υβριδικό μοντέλο που προκύπτει από αυτές με ίσο βάρος σε κάθε μια.

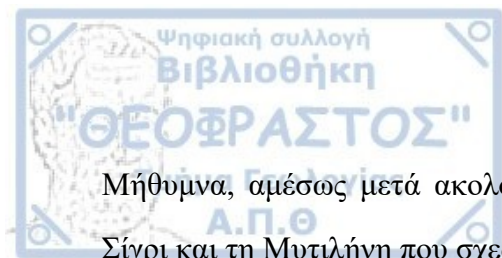
Comparison of all Source Models for Mytilene



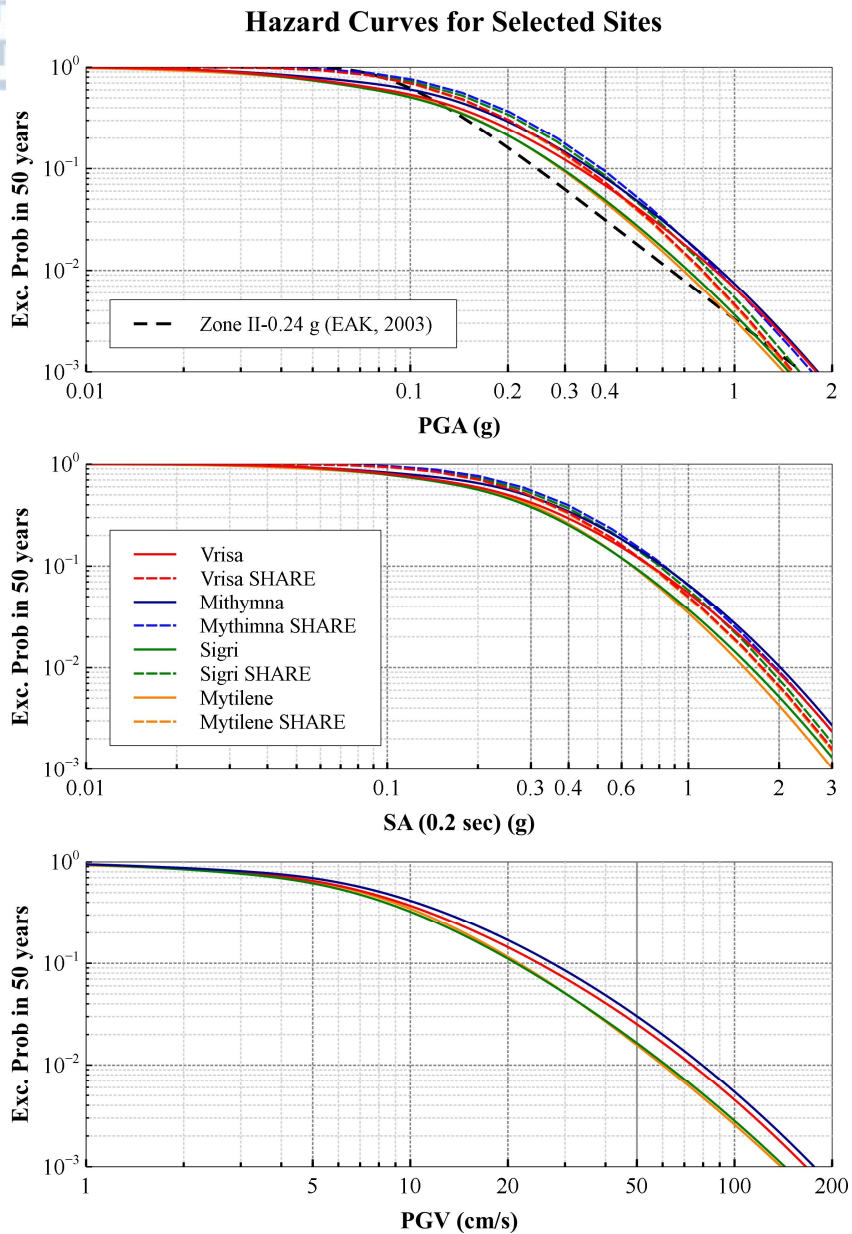
Σχήμα 3-12: Σύγκριση των καμπύλων επικινδυνότητας όλων των μοντέλων για (PGA), για τη θέση της Μυτιλήνης.

Τέλος στο σχήμα (3-13) φαίνονται οι καμπύλες που προέκυψαν από την προσέγγιση του λογικού δένδρου. Στο ίδιο σχήμα για την PGA και S_a φαίνονται οι καμπύλες που προέκυψαν από το πρόγραμμα SHARE και αντιστοιχούν στον αριθμητικό μέσο (arithmetic mean) όλων των ποσοστών (fractiles). Φαίνεται επίσης η καμπύλη που προκύπτει από τον Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό για τη ζώνη II (0.24g) στην οποία ανήκει η Λέσβος.

Παρατηρούμε ότι τα αποτελέσματα μας είναι σε πολύ καλή συμφωνία με αυτά του προγράμματος SHARE, ενώ οι τιμές που προβλέπει ο αντισεισμικός κανονισμός είναι χαμηλότερες. Για 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 έτη, για τα δικά μας αποτελέσματα, η PGA κυμαίνεται από ~0.3 g έως ~0.4 g, για την S_a από ~0.6 g έως ~0.9 g ενώ η PGV από ~20 cm/s έως ~30 cm/s. Η υψηλότερη επικινδυνότητα παρατηρείται στη



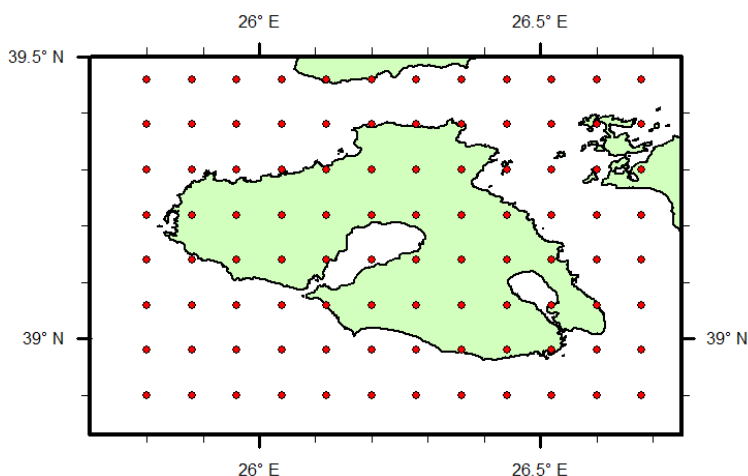
Μήθυμνα, αμέσως μετά ακολουθεί η Βρίσα, ενώ πιο κάτω είναι οι καμπύλες από το Σίγρι και τη Μυτιλήνη που σχεδόν ταυτίζονται μεταξύ τους.



Σχήμα 3-13: Καμπύλες επικινδυνότητας για PGA, PGV και S_a (0.2 sec) όπως προέκυψαν από την προσέγγιση του λογικού δένδρου χρησιμοποιώντας όλα τα μοντέλα πηγών. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται και οι καμπύλες που προέκυψαν από το πρόγραμμα SHARE, καθώς και αυτή του επίσημου αντισεισμικού κανονισμού για τη Ζώνη II (0.24 g).

Παρακάτω θα παρουσιασθεί η χωρική μεταβολή της επικινδυνότητας. Η κατανομή των μέτρων επικινδυνότητας παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα με τα ζεστά χρώματα

να υποδεικνύουν υψηλότερη, ενώ τα κρύα χαμηλότερη επικινδυνότητα. Ο τρόπος που γίνεται αυτή η απεικόνιση είναι αφού γίνει ο υπολογισμός καμπύλων επικινδυνότητας για ένα πλέγμα σημείων, για κάποια σταθερή μέση περίοδο επανάληψης προκύπτει η αντίστοιχη ένταση για κάθε σημείο του πλέγματος. Στη συνέχεια το R-CRISIS μέσα σε ένα τετράγωνο που οριοθετείται από 4 κόμβους, οι τιμές της έντασης προσαρμόζονται σε μια επιφάνεια της μορφής $z = ax + by + cx + d$, και τέλος προκύπτουν καμπύλες ίσης έντασης. Έτσι παρακάτω παρουσιάζονται τα σχήματα που προέκυψαν από αυτή τη διαδικασία για όλα τα μοντέλα και όλα τα μέτρα εντάσεων. Το πλέγμα για το οποίο έγιναν οι υπολογισμοί, έχει αρχή το σημείο με πλάτος 38.9° και μήκος 25.8° , αύξηση 0.08° , 12 και 8 σημεία κατά γεωγραφικό μήκος και πλάτος αντίστοιχα.



Σχήμα 3-14: Πλέγμα υπολογισμού το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την απεικόνιση της χωρικής μεταβολής της επικινδυνότητας. Η αρχή του είναι το σημείο με γεωγραφικό πλάτος 38.9° και γεωγραφικό μήκος 25.8° . Οι συντεταγμένες των κόμβων προέκυψαν με αύξηση 0.08 μοίρες, 12 και 8 σημεία κατά γεωγραφικό μήκος και πλάτος αντίστοιχα.

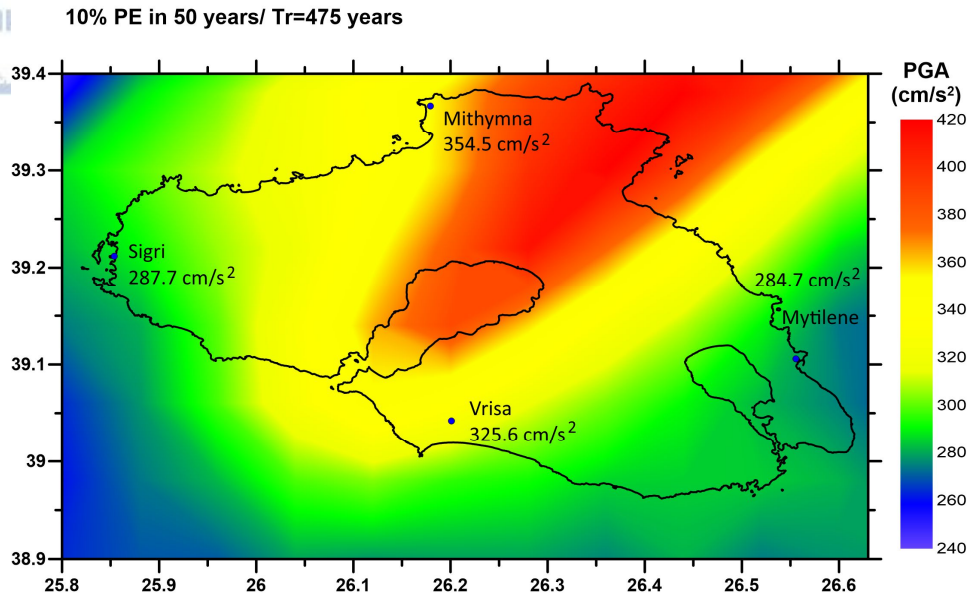
Όπως και στις καμπύλες επικινδυνότητας έτσι και εδώ θα χρησιμοποιηθεί η προσέγγιση του λογικού δένδρου, όπου κάθε τιμή κόμβου του πλέγματος υπολογισμού επηρεάζεται από κάθε μοντέλο ανάλογα με το βάρος που του έχει εισαχθεί. Η κλίμακα

είναι κοινή σε όλα τα σχήματα για να είναι συγκρίσιμα μεταξύ τους, και έχει επιλεγεί έτσι ώστε το άνω και κάτω όριο της να αντιστοιχεί περίπου στις μέγιστες και ελάχιστες τιμές που έχουν προκύψει από όλα τα μοντέλα. Η μέση περίοδος επανάληψης είναι και πάλι 475 έτη, ενώ οι εδαφικές συνθήκες αφορούν βράχο

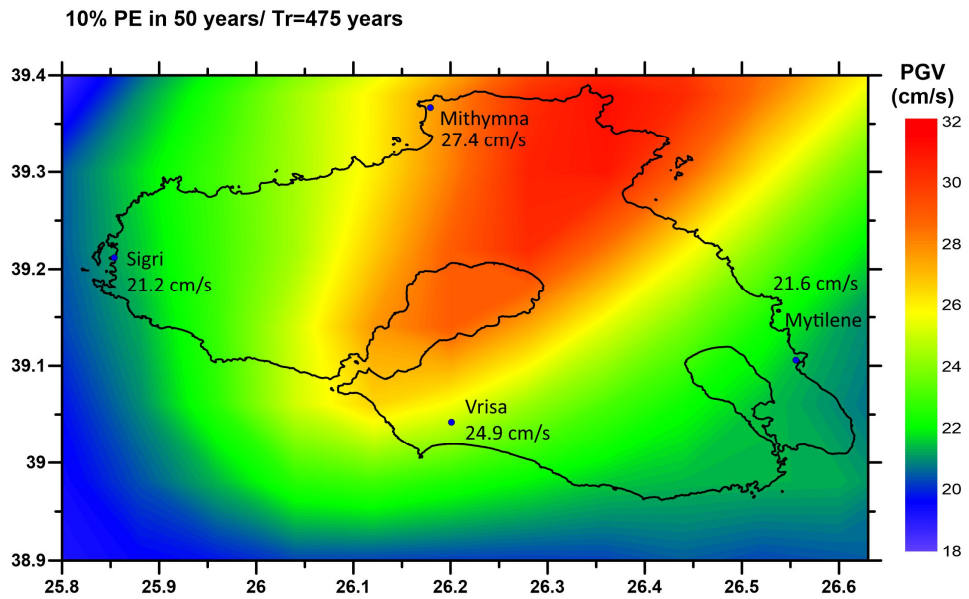
Στα σχήματα (3-15), (3-16) και (3.17) φαίνονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το ισοβαρές μοντέλο, για την PGA, PGV, και S_a (0.2 sec) αντίστοιχα. Το εύρος των τιμών για την PGA είναι μεταξύ 0.24 g και 0.43 g, για την PGV μεταξύ 17 cm/s και 31 cm/s, και για την S_a (0.2 sec), μεταξύ 0.55 g και 0.96 g.

Όπως παρατηρούμε το πόσο υψηλά είναι τα μέτρα επικινδυνότητας είναι συνάρτηση του πόσο κοντά είμαστε στις σεισμικές πηγές. Βέβαια όλες οι πηγές δεν έχουν την ίδια συνεισφορά αφού όπως φαίνεται στο κεντρικό τμήμα του νησιού οι τιμές είναι αρκετά ανεβασμένες λόγω του ρήγματος της Αγίας Παρασκευής. Το ρήγμα του Αδραμυτίου επίσης φαίνεται να ανεβάζει τις τιμές στο ΒΔ τμήμα του νησιού, ενώ οι υπόλοιπες πηγές από του προγράμματος SHARE δεν φαίνεται να επηρεάζουν πολύ τα αποτελέσματα, τουλάχιστον για αυτή τη μέση περίοδο επανάληψης.

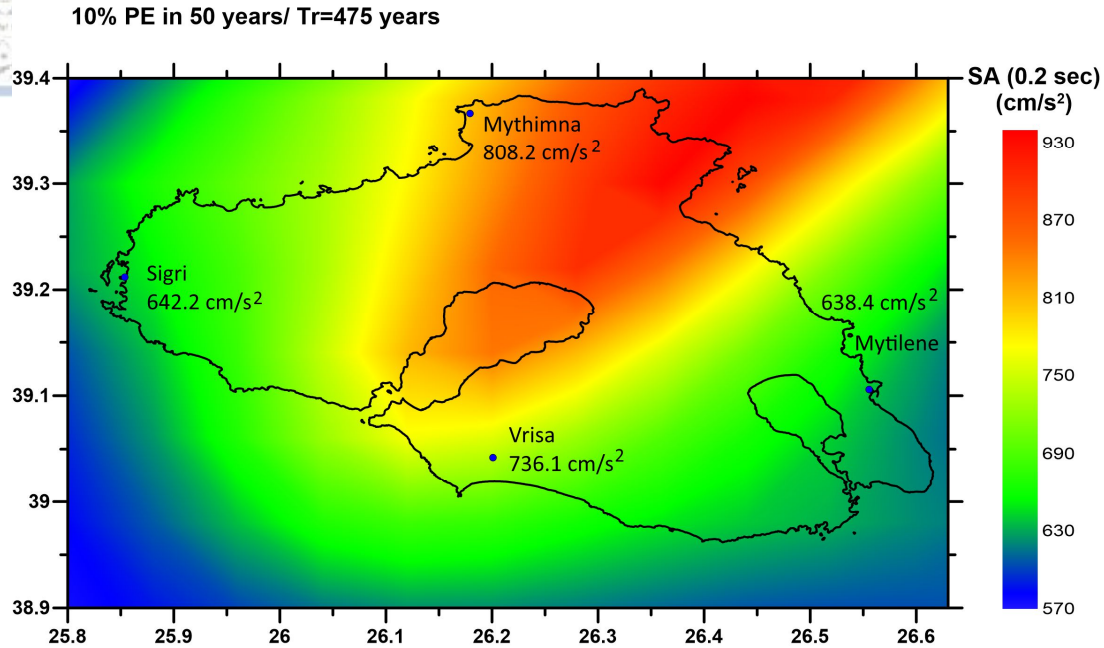
Στο ίδιο σχήμα επίσης φαίνεται οι διακριτές τιμές οι οποίες υπολογίστηκαν για τις (4) θέσεις για τις οποίες παρουσιάσαμε καμπύλες επικινδυνότητας παραπάνω. Βλέπουμε ότι το Σίγρι και η Μυτιλήνη που βρίσκονται πιο μακριά από τις δύο μεγάλες τεκτονικές δομές (ρήγμα του Αδραμυτίου και της Αγίας Παρασκευής), παρουσιάζουν τις χαμηλότερες τιμές επικινδυνότητας, ενώ η Μήθυμνα στα ΒΔ που βρίσκεται κοντά στο ρήγμα του Αδραμυτίου τις υψηλότερες και αμέσως μετά ακολουθεί η Βρίσα που είναι κοντά στο ρήγμα της Αγίας Παρασκευής. Η κυρίαρχη γενικά τεκτονική δομή είναι το ρήγμα της Αγίας Παρασκευής, το οποίο ανεβάζει αρκετά τις τιμές στα κεντρικά του νησιού, και όσο απομακρυνόμαστε από αυτό παρατηρούμε όλο και μικρότερες τιμές εντάσεων.



Σχήμα 3-15: Χωρική μεταβολή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) όπως προέκυψε από την προσέγγιση του Λογικού Δένδρου.



Σχήμα 3-16: Χωρική μεταβολή της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) όπως προέκυψε από την προσέγγιση του Λογικού Δένδρου.



Σχήμα 3-17: Χωρική μεταβολή της φασματικής επιτάχυνσης ιδιοπεριόδου 0,2 sec S_a (0.2 sec) όπως προέκυψε από την προσέγγιση του Λογικού Δένδρου.

Αξίζει να αναφερθεί ξανά ότι η σεισμική επικινδυνότητα από μόνη της δεν δίνει πληροφορίες για τις οικονομικές, περιβαλλοντικές και κοινωνικές επιπτώσεις των σεισμών. Οι επιπτώσεις αυτές όμως μπορούν να εκτιμηθούν από το σεισμικό κίνδυνο, ο οποίος προκύπτει από τη συνέλιξη της επικινδυνότητας με την τρωτότητα. Η τρωτότητα με την ευρεία έννοια ποσοτικοποιεί το πόσο επιρρεπείς ή ευπαθείς σε ζημιές ή καταστροφές είναι οι κατασκευές μιας περιοχής (Wisner *et al*, 2004). Έτσι μια περιοχή που παρουσιάζει μεγάλη σεισμική επικινδυνότητα, μπορεί ταυτόχρονα να παρουσιάζει μικρό σεισμικό κίνδυνο λόγω της μικρής τρωτότητας των κατασκευών της και το αντίστροφο. Η τρωτότητα είναι ένα θέμα που μελετάται από τους μηχανικούς και για τη μείωση της είναι απαραίτητη με ακρίβεια η γνώση της σεισμικής επικινδυνότητας. Τέλος θα θέλαμε να αναφέρουμε ότι η σεισμική επικινδυνότητα αλλά και ο σεισμικός κίνδυνος είναι αρκετά σημαντικές ποσότητες για τη Λέσβο αφού αυτή είναι αρκετά

πυκνοκατοικημένη με περίπου 85.000 κατοίκους σύμφωνα με την απογραφή του 2011, και αρκετά περισσότερους κατά τις καλοκαιρινές περιόδους.

3.4 Από-άθροιση (Disaggregation) της Επικινδυνότητας

Ένα από τα πλεονεκτήματα της ΠΕΣΕ είναι ότι λαμβάνει υπόψη όλες τις πιθανές σεισμικές πηγές σε μια περιοχή κατά τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας. Το πλεονέκτημα αυτό όμως μπορεί ταυτόχρονα να είναι και μειονέκτημα, αφού όλα τα πιθανά σενάρια έχουν συναθροιστεί ώστε να προκύψει το τελικό αποτέλεσμα. Πολλές φορές έτσι είναι χρήσιμο να ξέρουμε τις σχετικές συνεισφορές των διαφόρων σεισμικών πηγών και μεγεθών στο τελικό αποτέλεσμα. Η διαδικασία αυτή, ονομάζεται από-άθροιση (Disaggregation) της σεισμικότητας (McGuire, 1995).

Ξεκινώντας με τη συνεισφορά του μεγέθους κάθε σεισμού, στην επικινδυνότητα, μας ενδιαφέρει ποια είναι η πιθανότητα να υπερβληθεί κάποια τιμή, Y_k , από κάποιο μέγεθος $M = M_k$. Η πιθανότητα αυτή δίνεται από τη σχέση (Lin and Baker, 2011):

$$P(M = M_k | Y > Y_k) = \frac{r(Y > Y_k, M = M_k)}{r(Y > Y_k)}, \quad (3.49)$$

είναι ο λόγος δηλαδή του μέσου ετήσιου αριθμού γεγονότων που έχουν $M = M_k$ και $Y > Y_k$, προς το μέσο ετήσιο αριθμό όλων των γεγονότων με $Y > Y_k$. Ο παρονομαστής υπολογίζεται από τις πράξεις που εκτελούνται κατά την ΠΕΣΕ, μέσω του πολλαπλασιασμού του ετήσιου ρυθμού υπέρβασης σεισμών με μέγεθος $M \geq M_{min}$, $r(M_{min})$, με την πιθανότητα υπέρβασης της τιμής, Y_k , που προκύπτει από τη σχέση απόσβεσης, ολοκληρώνοντας για όλες τις αποστάσεις και όλα τα μεγέθη. Ο αριθμητής υπολογίζεται από τη σχέση (3.50) όπου με, d , συμβολίζουμε την απόσταση μεταξύ πηγής και θέσης ενδιαφέροντος η οποία είναι πολύ παρόμοια με τη σχέση (3.16) με τη διαφορά ότι δεν ολοκληρώνουμε ως προς όλα τα πιθανά μεγέθη, γιατί μας ενδιαφέρει η περίπτωση το μέγεθος να έχει ακριβώς κάποια συγκεκριμένη τιμή.



$$r(Y > Y_k, M = M_k) = \sum_{i=1}^{n_{sources}} r(M_i \geq M_{min}) \sum_{k=1}^{nD_i} P(Y > Y_k | M, d_k) P(M_i = M_k) P(D_i = d_k) \quad (3.50)$$

Είναι προφανές ότι αν θέλουμε να απο-αθροίσουμε την επικινδυνότητα ως προς την απόσταση, τότε η σχέση τροποποιείται έτσι ώστε να γίνονται αθροίσεις ως προς διάφορα μεγέθη με κάποια σταθερή απόσταση. Στην απο-άθροιση επίσης συχνά υπεισέρχεται και η παράμετρος, ε , η οποία ορίζεται ως ο αριθμός των τυπικών αποκλίσεων που η τιμή διαφέρει από αυτή που προβλέπεται από τη σχέση απόσβεσης, δηλαδή (Tselentis and Danciu, 2010):

$$\varepsilon = \frac{\ln(y_{pre}) - \ln(y_k)}{\sigma_{\ln(y)}}, \quad (3.51)$$

συνήθως το ε παραμένει σταθερό και η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του δίνεται από τη σχέση (Bazzurro and Cornell, 1999):

$$f(\varepsilon) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\varepsilon^2}{2}\right) \quad (3.52)$$

Μπορεί όμως το ε να θεωρηθεί άγνωστο, και να εισαχθεί ο όρος $f(\varepsilon)d\varepsilon$ στους υπολογισμούς τόσο της απο-άθροισης (σχέση 3.50), όσο και της κύριας διαδικασίας της ΠΕΣΕ (σχέση 3.16).

Το R-CRISIS εκτελεί απο-άθροιση της επικινδυνότητας για κάποιο σταθερό ε που επιλέγεται από το χρήστη. Αυτό που επιτυγχάνεται από τους υπολογισμούς αυτούς, είναι να δούμε ποιο ποσοστό της τελικής πιθανότητας υπέρβασης προέρχεται από συγκεκριμένες περιοχές της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας. Πιο συγκεκριμένα η πιθανότητα υπέρβασης κάποιας τιμής, Y_k , για κάποιο συγκεκριμένο σεισμικό σενάριο (σταθερού μεγέθους, M_w , και απόστασης, d) προκύπτει όπως αναφέραμε προσαρμόζοντας μια (συνήθως) λογαριθμοκανονική κατανομή στην προβλεπόμενη από τη σχέση απόσβεσης τιμή. Η διάμεσος της κατανομής αυτής είναι η προβλεπόμενη αυτή τιμή Y_{pre} , και η τυπική απόκλιση το σφάλμα υπολογισμού της. Έτσι προφανώς η

πιθανότητα υπέρβασης της τιμής, Y_{pre} , θα είναι $P(Y_{pre})=0.5$, ενώ η πιθανότητα υπέρβασης οποιασδήποτε άλλης τιμής θα είναι:

$$P(Y > Y_k) = 1 - \int_{-\infty}^{Y_k} f(Y) dY = \int_{Y_k}^{\infty} f(Y) dY \quad (3.53)$$

όπου $f(Y)$ είναι η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της έντασης, Y .

	M_{min}		M_i		M_{max}	
R_{min}						
R_j			$N_{1,ij}$			
R_{max}						

Σχήμα 3-18: Bins με ρυθμούς υπέρβασης της έντασης για την οποία εκτελείται η ΠΕΣΕ. Κάθε bin αντιστοιχεί σε κάποιο σενάριο με μέγεθος M_i και R_j . Στην από-άθροιση τα bins αυτά, από όλες τις πηγές χρησιμοποιούνται για να απεικονισθεί η σχετική συνεισφορά κάθε σεναρίου.

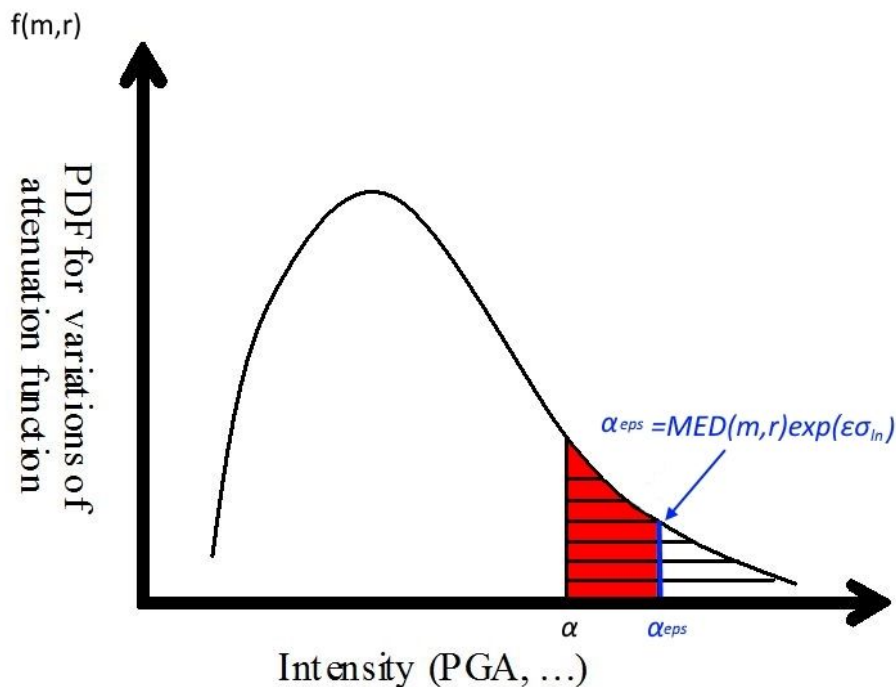
Σύμφωνα με αυτά, η πιθανότητα της σχέσης (3.53) προκύπτει από το εμβαδόν της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας, από την αντίστοιχη τιμή μέχρι το άπειρο. Κατά την απο-άθροιση είναι χρήσιμο να δούμε τη συνεισφορά αυτής της πιθανότητας για το διάστημα $Y_k \leq Y \leq Y_\varepsilon$, την πιθανότητα δηλαδή η ένταση να βρίσκεται στο διάστημα $[Y_k, Y_\varepsilon]$, αντί του διαστήματος $[Y_k, \infty)$ της σχέσης (3.53). Η τιμή, Y_ε , προκύπτει από:

$$Y_\varepsilon = Y_{pre} \cdot e^{\varepsilon \sigma_{ln(Y)}} \quad (3.54)$$

ενώ η πιθανότητα που μας ενδιαφέρει:

$$P(Y_k \leq Y \leq Y_\varepsilon) = \max \left(\int_{Y_k}^{\infty} f(y) dy - \int_{Y_\varepsilon}^{\infty} f(y) dy, 0 \right) \quad (3.55)$$

Γνωρίζοντας την πιθανότητα της σχέσης (3.55), ξέρουμε τη σχετική συνεισφορά των επιμέρους μεγεθών και πηγών στην επικινδυνότητα. Τα αποτελέσματα αυτά συνήθως παρουσιάζονται σε στήλες, με δύο άξονες για τα ζεύγη (M, R) , σταθερό ε , και με το ύψος κάθε μιας στήλης να υποδεικνύει τη σχετική συνεισφορά στην επικινδυνότητα.



Σχήμα 3-19: Συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας λογαριθμικής κατανομής, που συνήθως χρησιμοποιείται για την ποσοτικοποίηση της τυχαίας (aleatory) αβεβαιότητας που σχετίζεται με τις εμπειρικές σχέσεις πρόβλεψης της Ι.Σ.Κ. Στην απο-άθροιση πολλές φορές, μας ενδιαφέρει η πιθανότητα που προκύπτει από το εμβαδόν μεταξύ της τιμής υπολογισμού για την οποία υπολογίζεται η επικινδυνότητα, και της α_{eps} (μπλε κατακόρυφη γραμμή). Περισσότερες επεξηγήσεις στο κείμενο (Τροποποιημένο από Kalantari, 2012).

Το R-CRISIS δεν εκτελεί απο-άθροιση για αποτελέσματα που έχουν προκύψει από λογικό δένδρο. Η απο-άθροιση επίσης στα μοντέλα των σεισμικών ζωνών δεν έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφού υπάρχει μια μόνο πηγή στην οποία υπάρχει ίση πιθανότητα να συμβούν σεισμοί με μεγέθη στο εύρος $M_{min} \leq M \leq M_{max}$. Έτσι για αυτό το λόγο θα

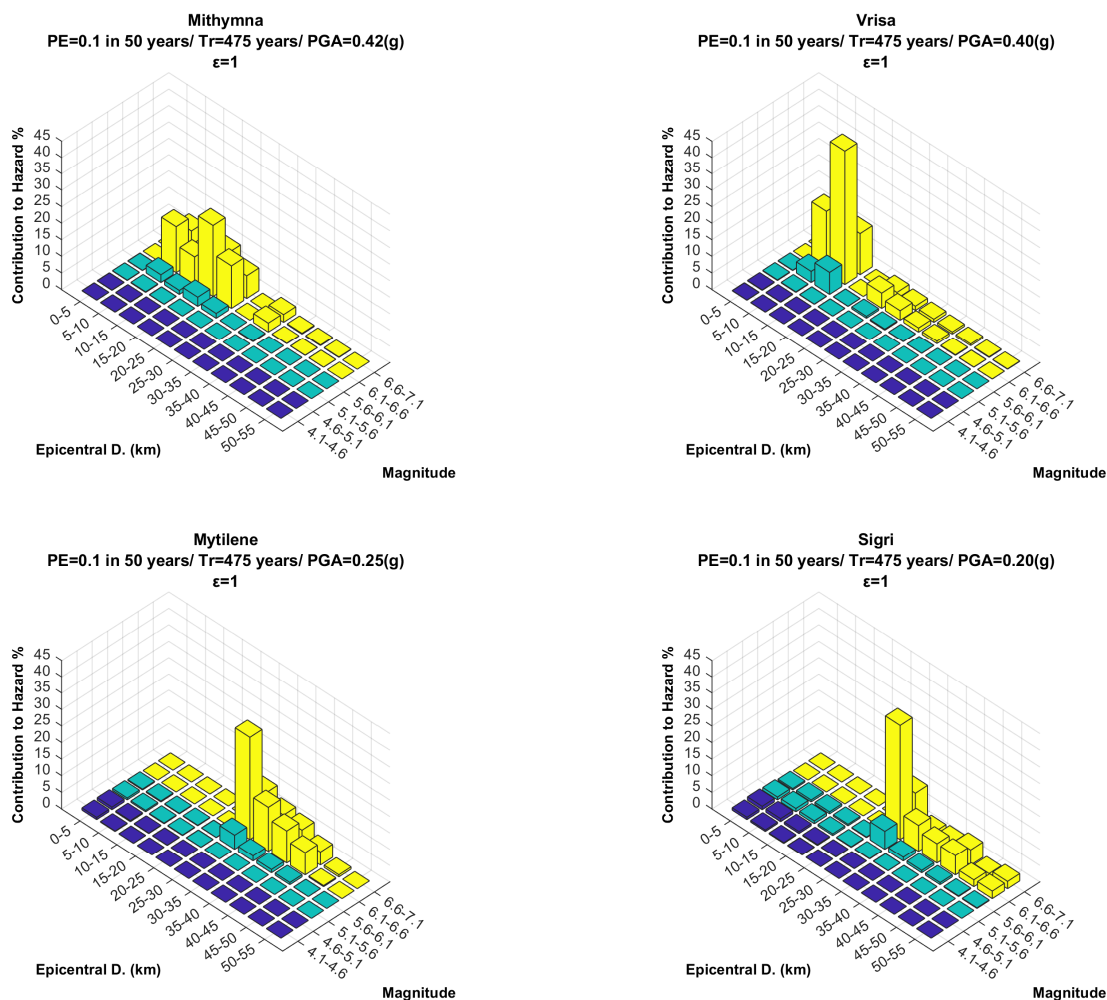
παρουσιασθούν τα διαγράμματα από-άθροισης για τις πηγές επιφανείας, δεδομένου ότι παρουσιάζουν μεγαλύτερο ενδιαφέρον λόγω της γεωμετρίας τους.

Τα αποτελέσματα της απο-άθροισης προκύπτουν από το πρόγραμμα κάνοντας τους υπολογισμούς όχι για κάποια συγκεκριμένη απόσταση και μέγεθος, αλλά για εύρη και των δύο. Έτσι το αποτέλεσμα που προκύπτει, είναι τριπλέτες από εύρος αποστάσεων, d , μεγεθών, M , και την αντίστοιχη πιθανότητα υπέρβασης κάθε συνδυασμού για σταθερό ε . Τα διαγράμματα αυτά για τις θέσεις Μυτιλήνη, Βρίσα, Μύθημνα, και Σίγκρι, για πιθανότητα υπέρβασης, $P = 0.1$, σε διάστημα 50 ετών, και $\varepsilon = 1$ φαίνονται στα σχήματα (3-20) και (3-21) για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA). Στους δύο οριζόντιους άξονες παρουσιάζεται η επικεντρική απόσταση σε (km), και το μέγεθος ροπής M .

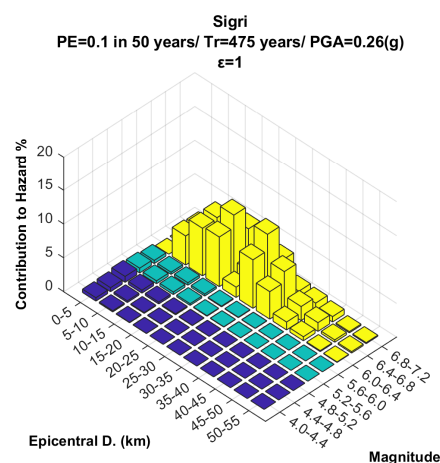
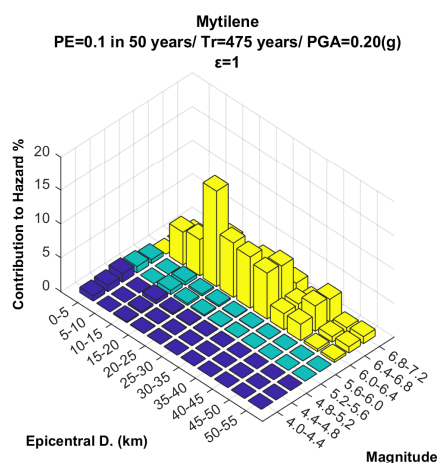
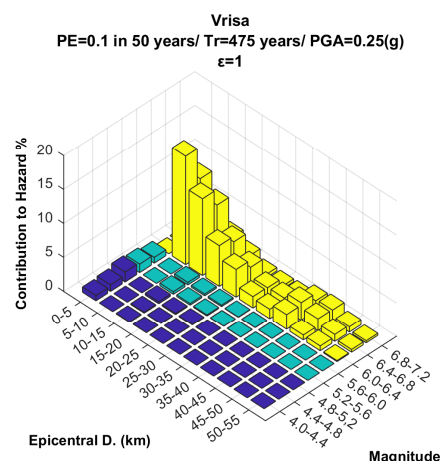
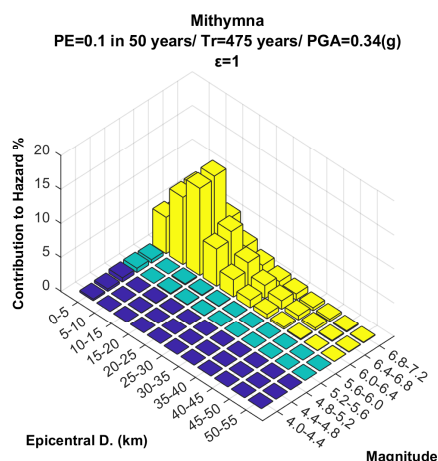
Από το ύψος της κάθε στήλης μπορούμε να δούμε την επί τοις εκατό (%) συνεισφορά του κάθε σεναρίου στο τελικό αποτέλεσμα. Η εικόνα είναι διαφορετική για τα δύο μοντέλα και απεικονίζει τα αποτελέσματα που είδαμε στην αντίστοιχη χωρική μεταβολή της PGA. Οι πηγές του προγράμματος SHARE έχουν πιο πολύ ενδιαφέρον, αφού είναι πιο πολλές σε πλήθος και αυτό φαίνεται από τη σύγκριση των δύο σχημάτων μεταξύ τους (3.20) και (3.21). Αυτό που μπορεί να εξαχθεί σαν γενικό συμπέρασμα είναι ότι στη Μήθυμνα και στη Βρίσα, το πιο πιθανό σενάριο για να προκαλέσει ένταση μεγαλύτερη αυτής που αντιστοιχεί σε μέση περίοδο επανάληψης 475 έτη, είναι σε μικρές αποστάσεις λόγω του ότι όπως ήδη αναφέρθηκε, βρίσκονται κοντά στα δύο μεγάλα ρήγματα της περιοχής.

Συγκεκριμένα για τις πηγές του SHARE, για τη Μήθυμνα, το πιο πιθανό σενάριο είναι σε εύρος μεγεθών M 6.4-6.8 και αποστάσεων $R=10-15$ km, ενώ για στη Βρίσα τα αντίστοιχα εύρη είναι M 6.0-6.4 και $R=5-10$ km. Στις δύο άλλες τοποθεσίες που βρίσκονται μακριά από τις δύο κυριότερες τεκτονικές δομές είναι M 6.0-6.4, $R=15-20$ km για τη Μυτιλήνη, και M 6.4-6.8, $R=25-30$ km για το Σίγκρι. Παρόμοια εικόνα παρατηρείται και στις πηγές των Παπαζάχος και συν., (2001), όπου η μεγαλύτερη

συνεισφορά στη Βρίσα και στη Μήθυμνα είναι από μικρές αποστάσεις, ενώ στη Μυτιλήνη και στο Σίγρι από μεγαλύτερες.



Σχήμα 3-20: Διάγραμμα απο-άθροισης, για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), για τις επιφανειακές πηγές των Παπαζάχος και συν., (2001). Το διάγραμμα αφορά μέση περίοδο επανάληψης 475 έτη, ενώ αριθμός των τυπικών αποκλίσεων είναι σταθερός στο 1 ($\xi=1$).



Σχήμα 3-21: Διάγραμμα απο-άθροισης, για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA), για τις πηγές επιφανείας του προγράμματος SHARE. Το διάγραμμα αφορά μέση περίοδο επανάληψης 475 έτη, ενώ αριθμός των τυπικών αποκλίσεων είναι σταθερός στο 1 ($\varepsilon=1$).

3.5 Συμπεράσματα και Σύγκριση με Παλαιότερες Μελέτες

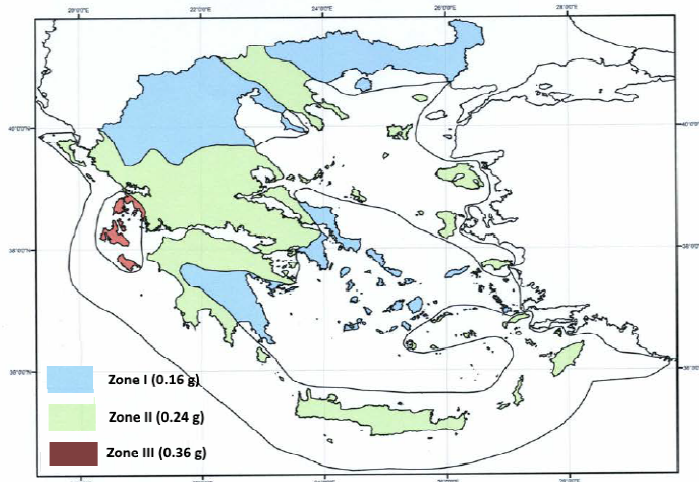
Μετά την παρουσίαση και το σχολιασμό των αποτελεσμάτων, είναι σημαντικό να γίνουν κάποιες συγκρίσεις στα αποτελέσματα με κάποια άλλα δημοσιευμένα για να βγουν κάποια συμπεράσματα σχετικά με τους υπολογισμούς που έγιναν σε αυτή την εργασία.



Αρκετές εργασίες έχουν δημοσιευτεί σχετικά με την κατανομή της ισχυρής σεισμικής κίνησης στην Ελλάδα. Τα αποτελέσματα των εργασιών αυτών είχαν ως αποτέλεσμα το διαχωρισμό του Ελληνικού χώρου σε τέσσερις (4) ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας, I, II, III, και IV (Papazachos *et al.*, 1989), με περίπου ίδια σεισμική επικινδυνότητα σε κάθε μία από αυτές. Οι ζώνες αυτές χαρακτηρίζονταν από την πιο πιθανή τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, PGA, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T (Tsapanos, 2018). Η Λέσβος άνηκε στη ζώνη III και η σχέση που χαρακτήριζε αυτή τη ζώνη ήταν:

$$\log(PGA) = 0.264 \cdot \log(T_r) + 1.739, \quad (3.56)$$

όπου για μέση περίοδο επανάληψης $T = 475$ χρόνια (ή ισοδύναμα, πιθανότητα υπέρβασης 10% σε χρονικό διάστημα 50 ετών), η σχέση (3.56) δίνει $PGA = 0.24$ g. Οι αντίστοιχες τιμές για τις άλλες τρεις ζώνες ήταν $I = 0.12$ g, $II = 0.16$ g και $IV = 0.36$ g. Κατά τη 15ετία 1986-2001, τα ενόργανα δεδομένα των σεισμών της περιόδου αυτής ήταν πάρα πολλά και ποιοτικώς πολύ καλύτερα των προ 1986 ετών (ΟΑΣΠ, 2003).

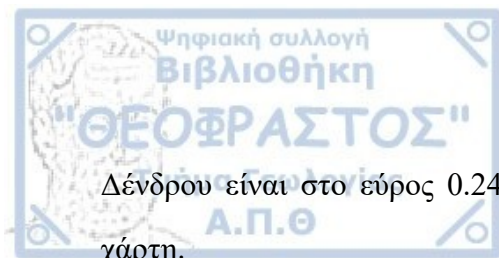


Σχήμα 3-22: Ο νέος επίσημος χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας στην Ελλάδα. Μόνο τρεις ζώνες των 0.16 g, 0.24 g, και 0.36 g συμπεριλαμβάνονται σε αυτό τον κώδικα που ισχύει από τις 01/01/2014. Οι επιταχύνσεις αναφέρονται σε μέση περίοδο επανάληψης 475 ετών.

Αυτό οδήγησε στην αναθεώρηση του ήδη υπάρχοντα κώδικα, και την καθιέρωση ενός νέου από τις 01/01/2004. Ο νέος αυτός κώδικας περιέχει τρεις (3) αντί για τέσσερις (4) ζώνες επικινδυνότητας με επιταχύνσεις $I = 0.16 \text{ g}$, $II = 0.24 \text{ g}$ και $III = 0.36 \text{ g}$, και ουσιαστικά καταργεί τη ζώνη του 0.12 g. Η Λέσβος ανήκει στη ζώνη II, και ο χάρτης των ζωνών αυτών φαίνεται στο σχήμα (3-22). Οι μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις αναφέρονται σε συνθήκες βράχου και για μέση περίοδο επανάληψης $T = 475$ χρόνια. Η σχέση που ισχύει για τη ζώνη II, με τον νέο αντισεισμικό κανονισμό είναι:

$$\log(PGA) = 0.233 \cdot \log(T_r) + 1.590 \quad (3.57)$$

Οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων μας με αυτά του επίσημου χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας είναι δύσκολες καθώς αυτός είναι αποτέλεσμα χωρισμού σε ζώνες, και δεν μπορεί να γίνει σύγκριση διακριτών τιμών. Παρόλα αυτά μπορούμε να δούμε ότι τα αποτελέσματα μας που προέκυψαν από την προσέγγιση του Λογικού



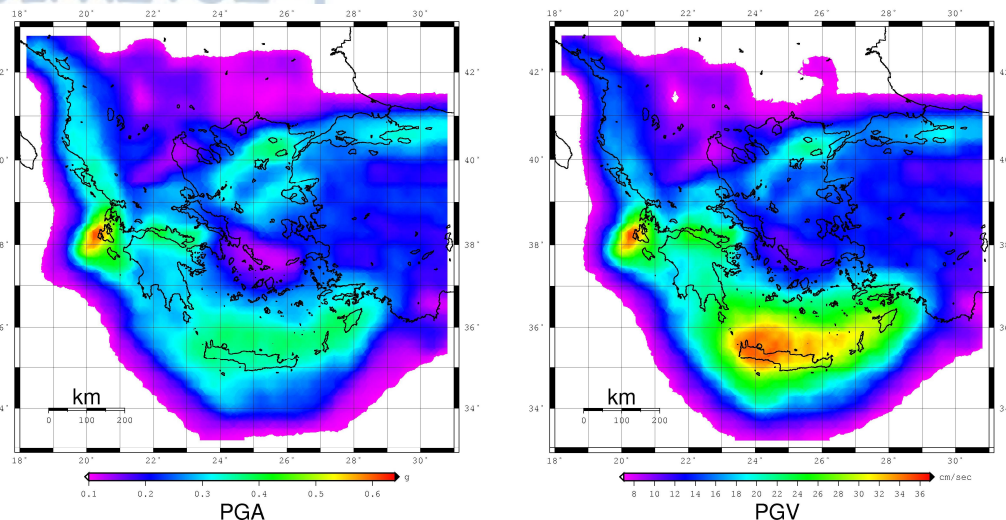
Δένδρου είναι στο εύρος 0.24 g-0.43 g, και είναι υψηλότερα από αυτά του επίσημου χάρτη.

Εκτός από τα παραπάνω, έχουν δημοσιευτεί και άλλες έρευνες σχετικά με τη σεισμική επικινδυνότητα στην Ελλάδα. Μια από αυτές είναι του Βαμβακάρη (2010), ο οποίος υπολόγισε τιμές PGA στο εύρος 0.3 g -0.4 g και PGV στο εύρος 12 cm/s-16 cm/s για την περιοχή της Λέσβου και για μέση περίοδο επανάληψης 476 έτη (σχήμα 3-23). Οι δικοί μας υπολογισμοί για PGV έδωσαν αποτελέσματα στο εύρος 17 cm/s-31cm/s, και έτσι η PGA είναι σε καλύτερη συμφωνία σε σχέση με την PGV για την οποία υπολογίσαμε σχεδόν διπλάσιες τιμές.

Μια άλλη εργασία είναι αυτή των Tselentis and Danciu (2010) που φαίνεται στο σχήμα (3.24). Οι τιμές σύμφωνα με αυτή στην περιοχή της Λέσβου για την PGA είναι στο εύρος 0.4 g -0.5 g σε παρόμοιο εύρος με τις δικές μας. Οι ίδιοι ερευνητές υπολόγισαν ότι η PGV είναι στο εύρος 20 cm/s με 30 cm/s , αποτελέσματα τα οποία είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τα δικά μας.

Σύμφωνα με τη Σέγκου (2010) (σχήμα 3.25) οι τιμές στη περιοχή της Λέσβου για PGA και για μέση περίοδο επανάληψης 475 έτη κυμαίνονται στο εύρος $\approx 0.15\text{g} - 0.3\text{g}$, μικρότερες από τις αντίστοιχες δικές μας, αλλά και με τις υπόλοιπες έρευνες που αναφέραμε μέχρι τώρα. Οι αντίστοιχες για PGV είναι στο εύρος 15 cm/s με 25 cm/s αποτελέσματα τα οποία είναι σε καλύτερη συμφωνία.

Τέλος στο σχήμα (3-26) φαίνονται τα αποτελέσματα από το πρόγραμμα SHARE, από το οποίο χρησιμοποιήσαμε και δεδομένα για τις πηγές της περιοχής. Οι τιμές για τη Λέσβο είναι στο εύρος 0.3 g-0.4 g.



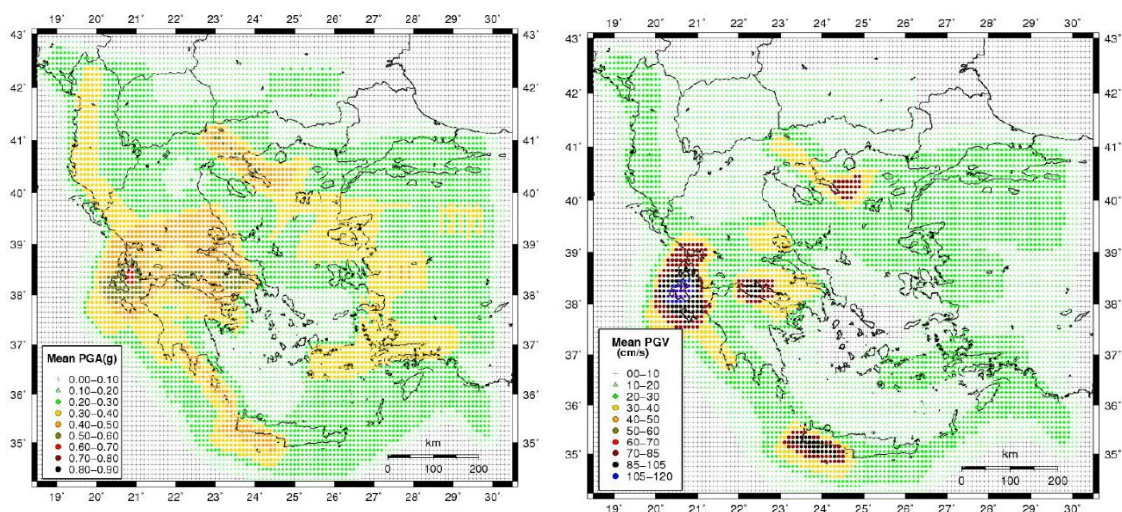
Σχήμα 3-23: PGA(αριστερά) και PGV(δεξιά) για μέση περίοδο επανάληψης 476 χρόνια σύμφωνα με τους υπολογισμούς του Βαμβακάρης (2010).

Παρόλο που οι προσεγγίσεις από τις διάφορες έρευνες που αναφέραμε παραπάνω μπορεί να διαφέρουν, καθώς και οι σχέσεις απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκαν αλλά και τα μοντέλα πηγών υπάρχει αρκετά καλή συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων που βγάλαμε όσο αναφορά τουλάχιστον την PGA και PGV. Σίγουρα βέβαια όλα τα αποτελέσματα αναφέρονται σε συνθήκες βράχου, και δεν λαμβάνουν υπόψιν τις τοπικές εδαφικές συνθήκες οι οποίες μπορούν να ενισχύσουν σημαντικά τις προβλεπόμενες τιμές από τις σχέσεις απόσβεσης, και να αυξήσουν αρκετά τις αναμενόμενες εντάσεις.

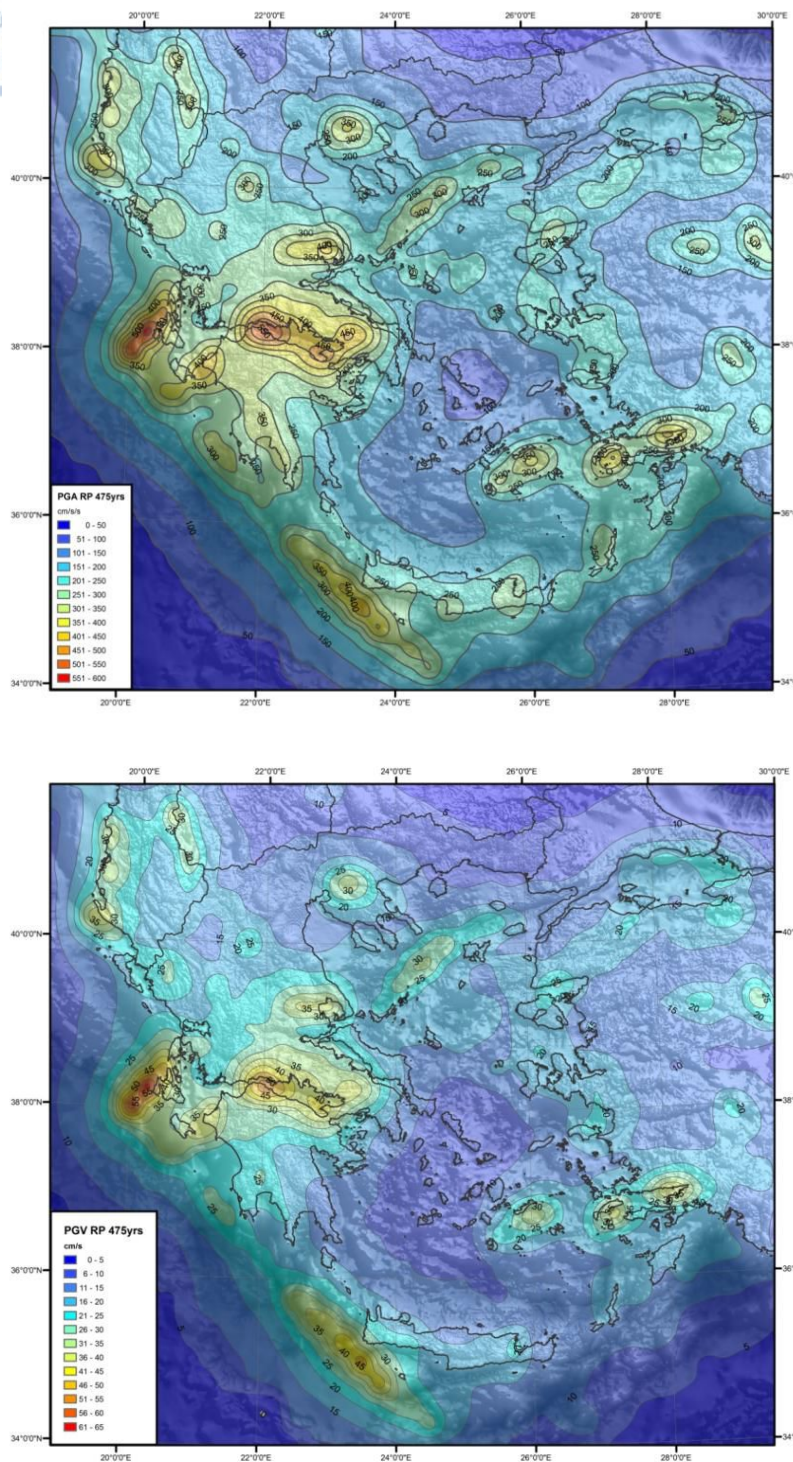
Συγκρίσεις βέβαια παρουσιάστηκαν και στο σχήμα (3-13), όπου μαζί με τις καμπύλες επικινδυνότητας που υπολογίσαμε για τις (4) θέσεις παρουσιάστηκε αυτή που προκύπτει από τον επίσημο αντισεισμικό κανονισμό, για τη ζώνη II (0.24 g), καθώς και αυτές που υπολογίστηκαν από το πρόγραμμα SHARE. Η συμφωνία με το πρόγραμμα SHARE είναι πολύ καλή με τα δικά μας αποτελέσματα για την PGA, αλλά και για την S_a . Οι τιμές εντάσεων που προέκυψαν από τους υπολογισμούς μας είναι πολύ κοντά σε όλες της περιόδους επανάληψης. Η καμπύλη του επίσημου αντισεισμικού κανονισμού προβλέπει

χαμηλότερες τιμές εντάσεων από τα δικά μας αποτελέσματα, αλλά και από τα αποτελέσματα του SHARE.

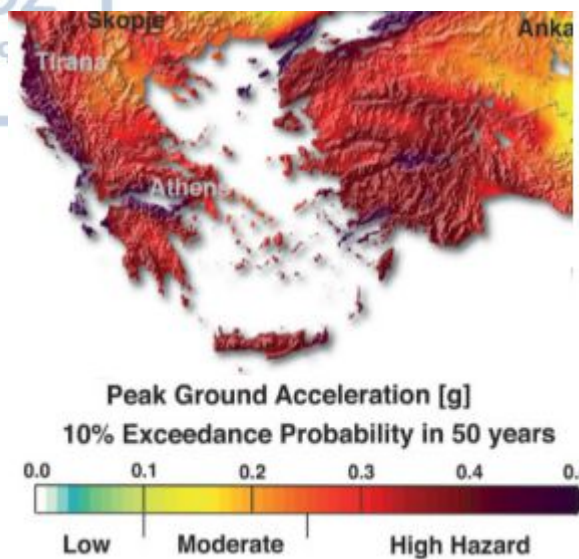
Ο επίσημος αντισεισμικός κανονισμός γενικά φαίνεται να υποεκτιμά τις αναμενόμενες εντάσεις, όχι μόνο σε σχέση με τα αποτελέσματα που βγάλαμε, αλλά και σε σχέση με τις εργασίες που παρουσιάσαμε για λόγους σύγκρισης σε αυτή την παράγραφο. Ίσως να χρειάζεται μια καλύτερη και πιο λεπτομερή προσέγγιση, για να είναι πιο ακριβής τουλάχιστον στις σεισμικά περισσότερο ενεργές περιοχές.



Σχήμα 3-24: Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας για PGA (αριστερά), PGV (δεξιά) για συνθήκες βράχου με 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια (Tselentis and Danciu, 2010).



Σχήμα 3-25: Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) για βραχώδες υπόβαθρο και μέση περίοδο επανάληψης ίση με 475 έτη (Σέγκου, 2010).



Σχήμα 3-26: Αποτελέσματα του προγράμματος SHARE που παρουσιάζουν την PGA για 10% πιθανότητα υπέρβασης στα 50 χρόνια. Οι υπολογισμοί έγιναν μέσω του λογισμικού OpenQuake (Giardini et al., 2013).

Κεφάλαιο 4. Προσομοίωση της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης

4.1 Εισαγωγή

Η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης αναφέρεται στη διαδικασία κατασκευής συνθετικών χρονοιστοριών από σεισμικά γεγονότα με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Υπάρχουν διάφορες μέθοδοι που εφαρμόζονται για αυτό το σκοπό αλλά η απλούστερη από αυτές είναι η στοχαστική (Boore, 1983). Η μέθοδος αυτή θεωρεί ότι κατά τη γένεση ενός σεισμικού γεγονότος, παράγεται ένα σήμα λευκού θορύβου, το οποίο ανάλογα με τις ιδιότητες της εστίας, του δρόμου διάδοσης, και της ίδιας της τοποθεσίας περνάει μέσα από διάφορα φίλτρα για να δώσει τελικά τη συνθετική καταγραφή (Somerville, 2000). Η χρήση αυτής της μεθόδου έχει αποδειχθεί εξαιρετικά χρήσιμη για την προσομοίωση υψίσυχνων εδαφικών κινήσεων, αυτών δηλαδή που παρουσιάζουν και το περισσότερο ενδιαφέρον για τους μηχανικούς (συνήθως $f > 0.1$ Hz) (Καραμήτρου και συν., 2008).

Εκτός από τη στοχαστική μέθοδο, υπάρχει και η αιτιοκρατική η οποία χρησιμοποιείται για την κατασκευή συνθετικών καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης για συχνότητες $f < 1$ Hz (Kumari *et al.*, 2017). Η προσέγγιση αυτή βασίζεται στην αριθμητική λύση της κυματικής εξίσωσης, και προϋποθέτει ακριβής γνώση των ιδιοτήτων της πηγής και του μοντέλου ταχυτήτων της περιοχής ενδιαφέροντος (Askan *et al.*, 2013). Η στοχαστική μέθοδος αντίθετα χρησιμοποιείται για την προσομοίωση ισχυρών σεισμικών κινήσεων με συχνότητες $f > 1$ Hz. Είναι επίσης γενικά ικανή να προσομοιάσει τα φασματικά πλάτη της μέσης οριζόντιας συνιστώσας του μακρινού πεδίου των S κυμάτων, αλλά είναι λιγότερο αποτελεσματική στην προσομοίωση των καταγραφών των χρονοϊστοριών (Somerville, 1998). Equation Section (Next) Equation Section (Next)

Η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης χρησιμοποιείται συχνά στην κατασκευή εμπειρικών σχέσεων πρόβλεψης της εδαφικής κίνησης (GMPEs). Οι σχέσεις

αυτές υπολογίζουν την ένταση της εδαφικής κίνησης από ένα σύνολο μεταβλητών όπως το σεισμικό μέγεθος, η απόσταση σεισμικής πηγής-θέσης καταγραφής, οι τοπικές εδαφικές συνθήκες, κ.α.. Αν και οι περισσότερες GMPEs κατασκευάζονται με δεδομένα από πραγματικές καταγραφές της εδαφικής κίνησης, σε πολλές περιοχές όπου αυτές δεν είναι αρκετές όπως συμβαίνει όταν τα επίπεδα σεισμικότητας είναι χαμηλά, ή όταν οι επιταχυνσιογράφοι έχουν μόλις προσφάτως εγκατασταθεί μπορεί να γίνει χρήση και συνθετικών δεδομένων (IAEA, 2015). Equation Section (Next)

Για την σύγκριση μεταξύ πραγματικών και συνθετικών εδαφικών κινήσεων γίνεται πολλές φορές αναδρομική πρόβλεψη της εδαφικής κίνησης (π.χ. Theodulidis *et al.*, 2006), όπου έχουμε τα πραγματικά δεδομένα από κάποιο σεισμικό γεγονός που έχει ήδη συμβεί, και γνωρίζοντας τις παραμέτρους που πρέπει να εισάγουμε στο πρόγραμμα εκτελούμε την προσομοίωση σε διάφορες θέσεις και βλέπουμε πόσο κοντά είναι τα αποτελέσματα των χρονοϊστοριών αλλά και των φασμάτων με τα πραγματικά. Αυτή η διαδικασία θα ακολουθηθεί στην παρούσα εργασία χρησιμοποιώντας τη στοχαστική μέθοδο για τον ισχυρό σεισμό που συνέβη στις 12 Ιουνίου 2017, με μέγεθος ροπής $M_w = 6.3$.

4.2 Στοχαστική Μέθοδος Προσομοίωσης της Ι.Σ.Κ

Στη στοχαστική μέθοδο το φάσμα Fourier του σεισμικού σήματος, $R(f)$, προκύπτει από το γινόμενο των επιμέρους παραγόντων που περιγράφουν τη σεισμική πηγή, $(C \cdot S(f))$ το δρόμο διαδρομής $A(f)$, τις τοπικές εδαφικές συνθήκες, $L(f)$, και την απόκριση του οργάνου ανάλογα με το είδος της κίνησης, $I(f)$, ισχύει δηλαδή η σχέση:

$$R(f) = C \cdot S(f) \cdot P(f) \cdot L(f) \cdot I(f), \quad (4.1)$$

Σκοπός αυτής της μεθοδολογίας είναι να προσομοιαστεί το φάσμα των εγκάρσιων κυμάτων, το οποίο κυριαρχεί στην ισχυρή σεισμική κίνηση κυρίως στις οριζόντιες συνιστώσες (Beresnev and Atkinson, 1997).

Πιο αναλυτικά στον παράγοντα $(C \cdot S(f))$, ο όρος C αποτελεί παράμετρο με τιμή:

$$(4.2)$$

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRT}{4\pi\rho\beta^3}, \quad (4.3)$$

όπου $R_{\theta\phi}$ είναι το μοτίβο ακτινοβολίας (radiation pattern), FS είναι ο παράγοντας διόρθωσης λόγω της ελεύθερης επιφάνειας, PRT είναι ο παράγοντας απομείωσης, λόγω της κατανομής της ενέργειας στις δύο οριζόντιες συνιστώσες (συνήθως παίρνει την τιμή $1/\sqrt{2}$), β είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων, και ρ η πυκνότητα (Margaris and Hatzidimitriou, 2002). Η συνάρτηση $S(f)$ προκύπτει από το γινόμενο κάποιας αιτιοκρατικής συνάρτησης (συνήθως κάποιο μοντέλο της μορφής ω^2), το οποίο δίνει κατά μέσο όρο τη μορφή του φάσματος, και κάποιας στοχαστικής συνάρτησης (π.χ. το φάσμα Fourier λευκού θορύβου) η οποία εισάγει τον τυχαίο χαρακτήρα της προσομοιωμένης κίνησης. Σύμφωνα με τους Aki (1967) και Brune (1970) το φάσμα για το μοντέλο του ω^2 είναι:

$$S(f, f_c) = M_o \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left[\frac{f}{f_c} \right]^2}, \quad (4.4)$$

όπου M_o είναι η σεισμική ροπή που εισήχθη στη σεισμολογία από τον Aki (1966), ενώ συνήθως χρησιμοποιείται το μέγεθος ροπής, M_w (Boore, 2003). Τα δύο αυτά μεγέθη συνδέονται μεταξύ τους μέσω της σχέσης (Hanks and Kanamori, 1979):

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_o) - 10.7 \quad (4.5)$$

Ο παράγοντας $P(f)$ προκύπτει από το γινόμενο της γεωμετρικής διασποράς $G(f)$ και της ανελαστικής απόσβεσης, δηλαδή:

$$P(f) = G(R) \cdot A(f), \quad (4.6)$$

με:

$$A(f) = \exp[-\pi f R / Q(f)], \quad (4.7)$$

όπου Q είναι ο παράγοντας ποιότητας, ενώ η γεωμετρική διασπορά έχει τη μορφή:

$$G(R) = \left\{ \begin{array}{ll} \frac{R_0}{R} & R \leq R_1 \\ Z(R_1) \cdot \left(\frac{R_1}{R}\right)^{p_1} & R_1 \leq R \leq R_2 \\ Z(R_n) \cdot \left(\frac{R_n}{R}\right)^{p_n} & R_n \leq R \end{array} \right\}, \quad (4.8)$$

Στην πράξη ως απόσταση R χρησιμοποιείται η κοντινότερη απόσταση από την επιφάνεια διάρρηξης, αντί της υποκεντρικής.

Ο παράγοντας που αφορά τις τοπικές εδαφικές συνθήκες προκύπτει από το γινόμενο των όρων $AMP(f)$ και $D(f)$. Ο όρος $AMP(f)$ αποτελεί το συντελεστή ενίσχυσης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, ενώ ο $D(f)$, αποτελεί συνάρτηση φιλτραρίσματος, και φιλτράρει το αποτέλεσμα βάσει της συχνότητας, f_m , για μεγαλύτερες τιμές της οποίας παρατηρείται στο φάσμα της επιτάχυνσης απότομη πτώση των πλατών με την αύξηση της συχνότητας (Papageorgiou and Aki, 1983; Hanks, 1982; Roumelioti *et al.*, 2000, 2004). Η συνάρτηση $D(f)$ συνήθως έχει τη μορφή ενός φίλτρου Butterworth τέταρτης τάξης, δηλαδή:

$$D(f, f_m) \left[1 + \left(\frac{f}{f_m} \right)^8 \right]^{-1/2}, \quad (4.9)$$

ενώ ο παράγοντας ενίσχυσης είναι ουσιαστικά ο λόγος της ακουστικής εμπίδησης του υπερκείμενου, προς του υποκείμενου στρώματος, δηλαδή:

$$AMP(f) = \frac{\rho_0 \cdot \beta_0}{\rho_r \cdot \beta_r} \quad (4.10)$$

Τέλος η συνάρτηση φιλτραρίσματος $I(f)$ αφορά την απόκριση του οργάνου καταγραφής ανάλογα με το είδος της κίνησης, και παίρνει την τιμή:

$$I(f) = (2\pi \cdot f \cdot i)^n, \quad (4.11)$$

με $i = \sqrt{-1}$ και $n = 0, 1$ ή 2 για εδαφική μετάθεση, ταχύτητα και επιτάχυνση αντίστοιχα.

Θεωρώντας ότι η παράμετρος, f_m , δεν είναι συνάρτηση του σεισμικού μεγέθους, τα φάσματα των διαφόρων σεισμών εξαρτώνται από δύο παραμέτρους, τη σεισμική ροπή

M_o , και τη γωνιακή συχνότητα $f_c = \omega_c / 2\pi$. Αυτά τα δύο μεγέθη συνδέονται μεταξύ τους με μια τρίτη παράμετρο, $\Delta\sigma$, η οποία έχει διαστάσεις τάσης μέσω της σχέσης:

$$f_c = 4.9 \cdot 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_o} \right)^{1/3}, \quad (4.12)$$

όπου το f_c είναι σε Hz, το β σε km/s, το $\Delta\sigma$ σε bar και το M_o , σε dyne · cm.

Ένα ευρέως χρησιμοποιούμενο πρόγραμμα που εκτελεί αυτή τη διαδικασία είναι το SMSIM (Boore, 2005a). Το πρόγραμμα αυτό εκτελεί την προσομοίωση θεωρώντας σημειακή πηγή και η γεωμετρία του ρήγματος δεν λαμβάνεται υπόψιν στους υπολογισμούς. Για να ξεπεραστεί αυτός ο περιορισμός έχουν αναπτυχθεί αρκετά μοντέλα τα οποία διακριτοποιούν την επιφάνεια διάρρηξης σε μικρότερες επιμέρους πηγές, κάθε μια από τις οποίες θεωρείται ως ξεχωριστή στοχαστική σημειακή πηγή. Με αυτό τον τρόπο επιτυγχάνεται η στοχαστική προσομοίωση θεωρώντας το ρήγμα ως μια επιφάνεια με πεπερασμένες διαστάσεις, και για αυτό το σκοπό χρειάζονται τροποποιήσεις στις θεωρητικές εκφράσεις που έχουν προταθεί για το μοντέλο σημειακής πηγής.

Στο μοντέλο της πηγής με πεπερασμένες διαστάσεις, η επιφάνεια διάρρηξης διακριτοποιείται σε ένα συγκεκριμένο αριθμό ορθογώνιων στοιχείων (υπορηγμάτων) με διαστάσεις $\Delta l \cdot \Delta w$. Κάθε ρήγμα στη συνέχεια θεωρείται ως σημειακή πηγή ένα φάσμα της μορφής ω^{-2} , το οποίο μπορεί πλήρως να οριστεί από δύο παραμέτρους: τη σεισμική ροπή, M_o , και τη γωνιακή συχνότητα f_c . Θεωρώντας την πιο απλή περίπτωση όπου $\Delta l = \Delta w$, η σεισμική ροπή κάθε επιμέρους πηγής προκύπτει από:

$$m_o = \Delta\sigma \cdot \Delta l^3, \quad (4.13)$$

ενώ η γωνιακή συχνότητα:

$$\kappa = \frac{f_c \cdot \Delta l}{\beta}, \quad (4.14)$$

όπου κ είναι μια παράμετρος που ελέγχει την υψηλής συχνότητας ακτινοβολία στην προσομοιωμένη χρονοϊστορία και ισούται με:

$$\kappa = \frac{y_z}{\pi}, \quad (4.15)$$

όπου y είναι ο λόγος της ταχύτητας διάρρηξης, προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων και το z έχει συνδεθεί με το μέγιστο ρυθμό ολίσθησης, v_m , πάνω στο ρήγμα από τη σχέση:

$$v_m = \left(\frac{2yz}{e} \right) \left(\frac{\Delta\sigma}{\rho\beta} \right), \quad (4.16)$$

και συνήθως παίρνει την τιμή $z=1.68$ (Beresnev and Atkinson, 1997, 1998). Δύο λογισμικά που εκτελούν προσομοιώσεις πεπερασμένων διαστάσεων, είναι το FINSIM. και το EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005) όπου το δεύτερο είναι μια αναβαθμισμένη έκδοση του πρώτου (Boore, 2009). Η παράμετρος k , μπορεί επίσης να εκφράσει την απόσβεση της υψηλής συχνότητας ακτινοβολία, μέσω της σχέσης:

$$D(f) = \exp(-\pi k f), \quad (4.17)$$

αντί της σχέσης που έχει ήδη αναφερθεί, και χρησιμοποιεί το f_m .

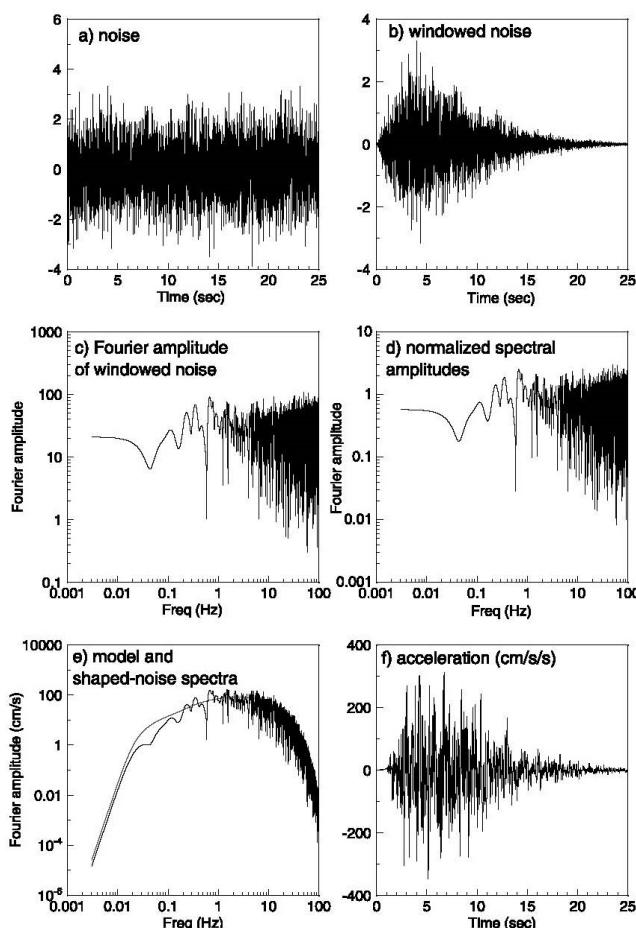
Συμπερασματικά η σχέση (4.1) με βάση όσα αναφέρθηκαν παραπάνω παίρνει την μορφή:

$$A(f, M_o, R) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRT \cdot M_o}{4\pi\rho\beta^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left[\frac{f}{f_c} \right]^2} \cdot G(R) \cdot \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q(f)}\right) \cdot \left[1 + \left(\frac{f}{f_c} \right)^8 \right]^{-1/2} \cdot (2\pi \cdot f \cdot i)^n \quad (4.18)$$

ενώ η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης μπορεί να περιγραφεί από τα ακόλουθα βήματα (Atkinson and Assatourians, 2014):

1. Παραγωγή τυχαίου σήματος που ακολουθεί κανονική κατανομή, με μέσο όρο ίσο με 0 και διασπορά ίση με 1.
2. Πολλαπλασιασμός του τυχαίου σήματος με μια συνάρτηση παραθύρου συγκεκριμένης διάρκειας.
3. Υπολογισμός του φάσματος Fourier του φιλτραρισμένου σήματος.

4. Κανονικοποίηση του αποτελέσματος έτσι ώστε, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του φασματικού πλάτους να είναι ίσο με μονάδα.
5. Υπολογισμός του θεωρητικού (αιτιοκρατικού) φάσματος σημειακής πηγής, ως συνάρτηση της συχνότητας, της σεισμικής ροπής, και της απόστασης από την πηγή.
6. Πολλαπλασιασμός της σχέσης (4.18) με το κανονικοποιημένο φάσμα του θορύβου.
7. Αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier ώστε να προκύψει η χρονοϊστορία της καταγραφής στο πεδίο του χρόνου.



Σχήμα 4-1: Βασικά βήματα που ακολουθούνται κατά τη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης. Το φιλτραρισμένο φάσμα λευκού θορύβου πολλαπλασιάζεται με κάποια

αιτιοκρατική συνάρτηση (σχέση 4.18) και από τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier προκύπτει η προσομοιούμενη χρονοϊστορία.

Η στοχαστική προσομοίωση σημειακής πηγής (SMSIM) δεν προβλέπει τις ίδιες εδαφικές κινήσεις με αυτή που θεωρεί το ρήγμα ως επιφάνεια με πεπερασμένες διαστάσεις (EXSIM) για σεισμούς μέτριου μεγέθους σε μεγάλες αποστάσεις (Atkinson *et al.*, 2009). Υπάρχουν πολλοί λόγοι οι οποίοι σχετίζονται με τις σημαντικές διαφορές στις δύο μεθοδολογίες, που παρόλο οι εισαγόμενες παράμετροι της πηγής αλλά και της απόσβεσης είναι ίδιες τα προβλεπόμενα πλάτη είναι διαφορετικά. Αυτοί αναφορικά είναι: (1) η γεωμετρία της πηγής, (2) ο ορισμός και η εφαρμογή της διάρκειας, και (3) η κανονικοποίηση του αθροίσματος των επιμέρους σημειακών πηγών.

4.3 Δεδομένα και Μεθοδολογία

Όπως ήδη αναφέρθηκε για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης θα χρησιμοποιηθεί το πρόγραμμα EXSIM. Οι θέσεις στις οποίες θα προσομοιωθεί η κίνηση είναι (9) στο σύνολο όπου η μια από αυτές είναι το Χωριό της Βρίσας και οι υπόλοιπες 8 βρίσκονται στην περιοχή της Τουρκίας (Kyhdata.deprem.gov.tr, 2018). Στην περιοχή της Βρίσας δεν υπάρχουν καταγραφές και ο κοντινότερος σταθμός στην περιοχή της Αγίας Παρασκευής (PRK) κατέγραψε PGA ίση με 36.8 cm/s^2 ή 0.04 g , στην EW οριζόντια συνιστώσα (Kıratzi, 2018). Για αυτό το λόγο θα γίνει πρώτα πιστοποίηση των αποτελεσμάτων μέσω της σύγκρισης πραγματικών-συνθετικών καταγραφών στους σταθμούς όπου έχουμε καταγραφές και στη συνέχεια θα προχωρήσουμε και στην περιοχή της Βρίσας.

Από τα αποτελέσματα της απο-άθροισης της σεισμικής επικινδυνότητας επίσης, παρόλο που δεν χρησιμοποιήσαμε το ρήγμα του σεισμού της 12^{ης} Ιουνίου 2017, φάνηκε ότι το πιο πιθανό σενάριο να προκαλέσει $\text{PGA} > 0.25 \text{ g}$ είναι σε εύρη μεγεθών $M \ 6.0\text{-}6.4$

και αποστάσεων $D=5-10$ km. Τα εύρη μεγεθών είναι σε συμφωνία με το μέγεθος του σεισμού της 12^{ης} Ιουνίου οπότε τα αποτελέσματα της προσομοίωσης μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν μια μελλοντική εκτίμηση της καταγραφής που θα πάρουμε από σεισμό αντίστοιχου μεγέθους.

Τα χαρακτηριστικά των σταθμών της Τουρκίας, οι επικεντρικές αποστάσεις και οι μέγιστες τιμές των επιταχύνσεων που καταγράφηκαν από τον σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου φαίνονται στους πίνακες (4-1) και (4-2).

Πίνακας 4-1: Στοιχεία των σταθμών της περιοχής της Τουρκίας, στους οποίους θα γίνει προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Πόλη	Κωδικός Σταθμού/ Συντομογραφία	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Επικεντρική Απόσταση (km)	V_{S30} (m/s)
KARABURUN	3527/HRBRN	38.63903	26.51277	29	207
FOCA	3534/FOCA	38.66241	26.75856	44	328
DIKILI	3503/DKL	39.0739	26.88834	56	193
ALIAGA	3535/AAGA	38.79629	26.96323	57	-
AYVALIK	1005/AYV	39.31134	26.68601	61	387
CESME	3528/CESME	38.30393	26.37256	61	532
URLA	3523/URL	38.3282	26.7706	70	414
GUZELBAHC E	3516/GZL	38.3706	26.8907	73	460

Πίνακας 4-2: Μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις για όλες τις συνιστώσες των σταθμών στην περιοχή της Τουρκίας.

Κωδικός Σταθμού/Συντομογραφία	PGA (cm/s ²)		
	NS	EW	UD

3527/HRBRN	50.09	42.11	35.54
3534/FOCA	39.81	59.11	21.36
3503/DKL	53.32	51.21	26.41
3535/AAGA	13.36	11.31	7.46
1005/AYV	35.5	39.0	19.18
3528/CESME	38.81	35.52	21.98
3523/URL	30.85	30.69	12.83
3516/GZL	19.73	25.01	10.4

Σημαντικό χαρακτηριστικό κάθε σταθμού αποτελεί η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων στα ανώτερα 30 m του εδάφους ($V_{s,30}$), πάνω στο οποίο είναι εγκατεστημένο το όργανο καταγραφής. Στον Ευρωκώδικα 8 η ταχύτητα αυτή είναι το βασικό κριτήριο για την κατάταξη των εδαφών σε κατηγορίες. Οι κατηγορίες που προδιαγράφονται είναι τέσσερις A, B, C, D ενώ υπάρχουν και δύο ειδικές κατηγορίες εδαφών, οι S_1 και S_2 για τις οποίες απαιτούνται ξεχωριστές μετρήσεις. Το λογισμικό EXSIM λαμβάνει υπόψη αυτή την κατηγοριοποίηση του εδάφους στους υπολογισμούς του, και οι προσομοιώσεις που θα κάνουμε για κάθε σταθμό θα είναι σε συνθήκες βράχου B ($V_{s,30}$ 360-800 m/s) συνεκτικών C ($V_{s,30}$ 180-360 m/s) και χαλαρών σχηματισμών D ($V_{s,30}$ <180 m/s) για σύγκριση των μεταξύ αποτελεσμάτων. Οι συντελεστές ενίσχυσης της Ι.Σ.Κ που χρησιμοποιήθηκαν, είναι αυτοί που έχουν προταθεί από τους Klimis *et al.*, (1999) και Κλήμης και συν., (2006).

Στο πρόγραμμα εισάγονται μέσω του parameter file παράμετροι που έχουν να κάνουν με τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής, που στην περίπτωση του EXSIM λαμβάνεται υπόψη η γεωμετρία του ρήγματος, του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων ο οποίος βρίσκεται μεταξύ της εστίας του σεισμού και της τοποθεσίας άφιξης των κυμάτων, καθώς και παράμετροι που αφορούν την ίδια τη τοποθεσία των σταθμών

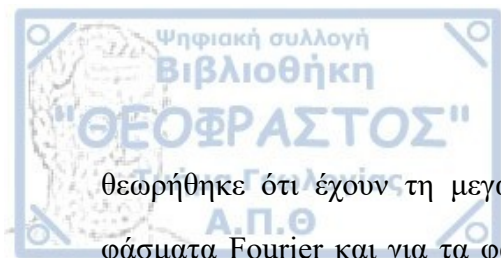
(συντεταγμένες, $V_{s,30}$). Οι κυριότερες από αυτές τις παραμέτρους προσομοίωσης φαίνονται στον πίνακα (4-3):

Πίνακας 4-3: Κυριότερες παράμετροι εισαγωγής στο *parameter file* του EXSIM για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Παράμετρος	Τιμή
Προσανατολισμός Ρήγματος	Παράταξη 125°, Γωνία Κλίσης 42°
Διαστάσεις Ρήγματος	Μήκος 20 Km, Πλάτος 10 Km
Βάθος του Άνω Άκρου του Ρήγματος	0.98 Km
Είδος Ρήγματος	Κανονικό (N)
Μέγεθος Ροπής	6.3
Ταχύτητα Εγκαρσίων Κυμάτων	3.7 km/s
Πυκνότητα	2.8 gr/cm ³
Παράμετρος K_0	0.05
Γεωμετρική Διασπορά	1/r
Ταχύτητα διάρρηξης/ Ταχύτητα Εγκαρσίων Κυμάτων	0.9
Κατανομή της Ολίσθησης	unity slip for all subfaults

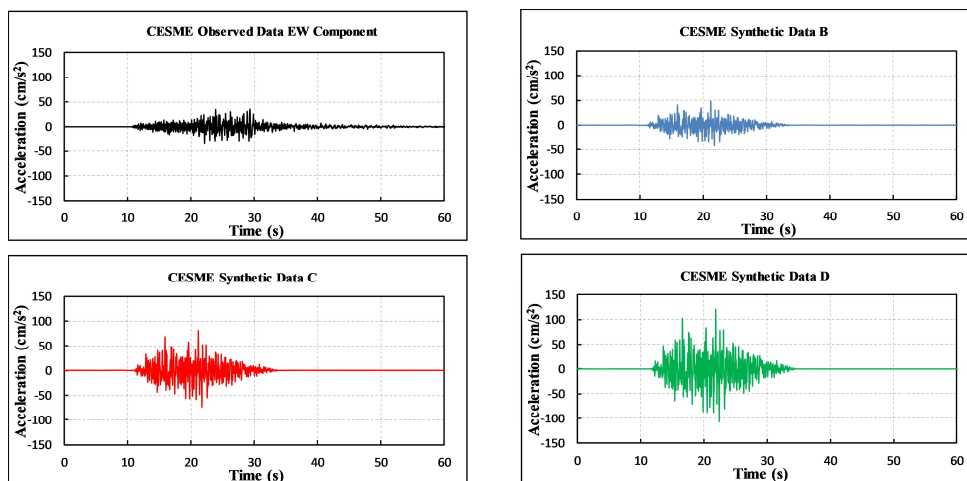
Η κατανομή της ολίσθησης μπορεί να οριστεί ως τυχαία (random), ίδια σε όλα τα υπορήγματα (unity slip for all subfaults), ή να εισάγεται πίνακας με τους συντελεστές ολίσθησης (read from file). Μετά από αρκετές δοκιμές διαπιστώθηκε ότι η επιλογή unity slip for all subfaults δίνει τα συνθετικά αποτελέσματα που είναι πιο κοντά στα πραγματικά.

Από τη θεωρία φαίνεται ότι η προσομοιούμενη συνιστώσα σχετίζεται με οριζόντιες σεισμικές κινήσεις. Επομένως η συνθετική καταγραφή θα πρέπει να συσχετισθεί με τις 2 οριζόντιες καταγραμμένες συνιστώσες, ή για μεγαλύτερη ακρίβεια με το γεωμετρικό μέσο όρο των δύο οριζοντίων συνιστωσών GMRotD50 (Boore, 2006). Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν για κάθε τοποθεσία ξεχωριστά. Συγκεκριμένα παρουσιάζονται οι χρονοϊστορίες και για τις τρεις κατηγορίες εδάφους (B, C και D), οι οποίες συγκρίνονται με την μια εκ των δύο οριζοντίων συνιστωσών που

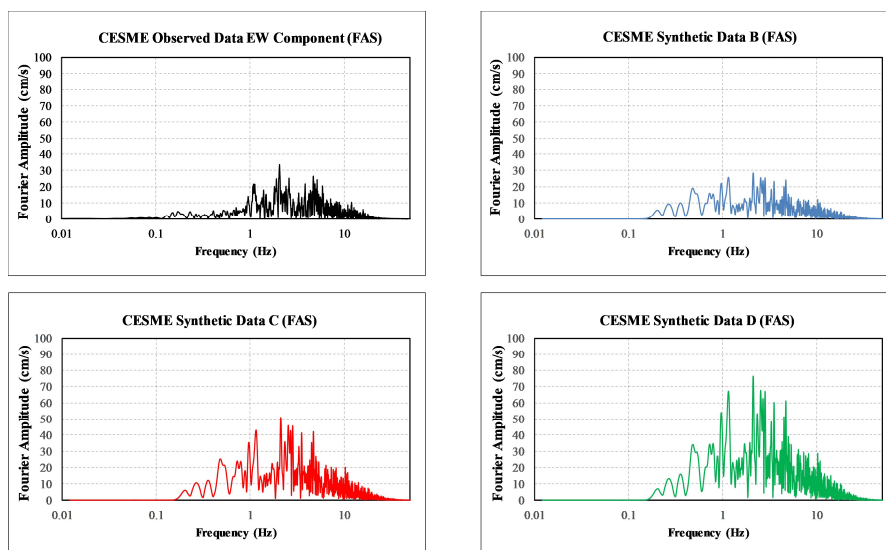


θεωρήθηκε ότι έχουν τη μεγαλύτερη ομοιότητα. Η ίδια σύγκριση ακολουθεί για τα φάσματα Fourier και για τα φάσματα απόκρισης τα οποία συγκρίνονται πάνω στο ίδιο γράφημα. Κάποια σχόλια αναφορικά με την ομοιότητα μεταξύ πραγματικών-συνθετικών καταγραφών θα γίνονται για κάθε τοποθεσία ξεχωριστά, ενώ στο τέλος θα συζητηθούν τα αποτελέσματα συνολικά καθώς και τα συμπεράσματα τα οποία μπορούν να βγουν από την εφαρμογή της μεθόδου.

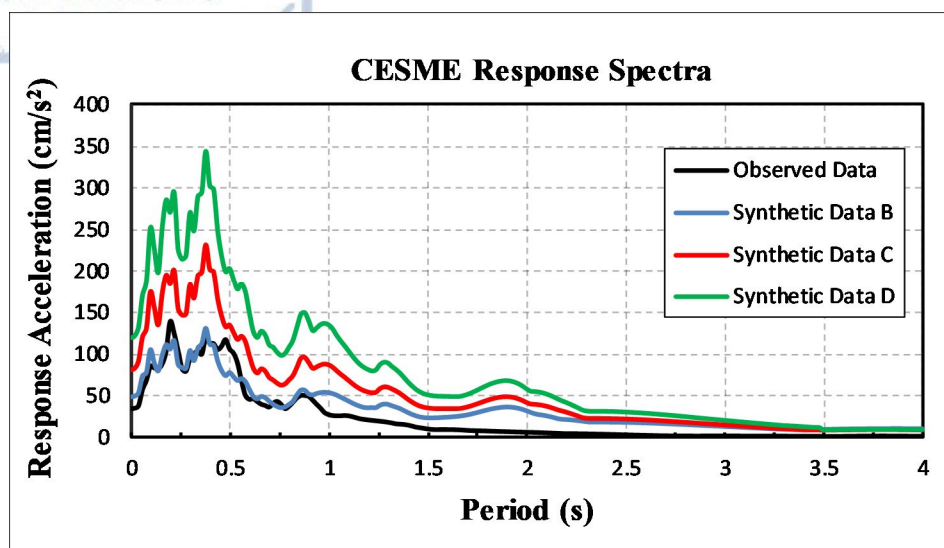
Σταθμός CESME-B Κλάση



Σχήμα 4-2: Πραγματική καταγραφή επιτάχυνσης (πάνω αριστερά) της EW συνιστώσας του σταθμού CESME, καθώς και οι τρεις συνθετικές για κλάσεις B, C και D.



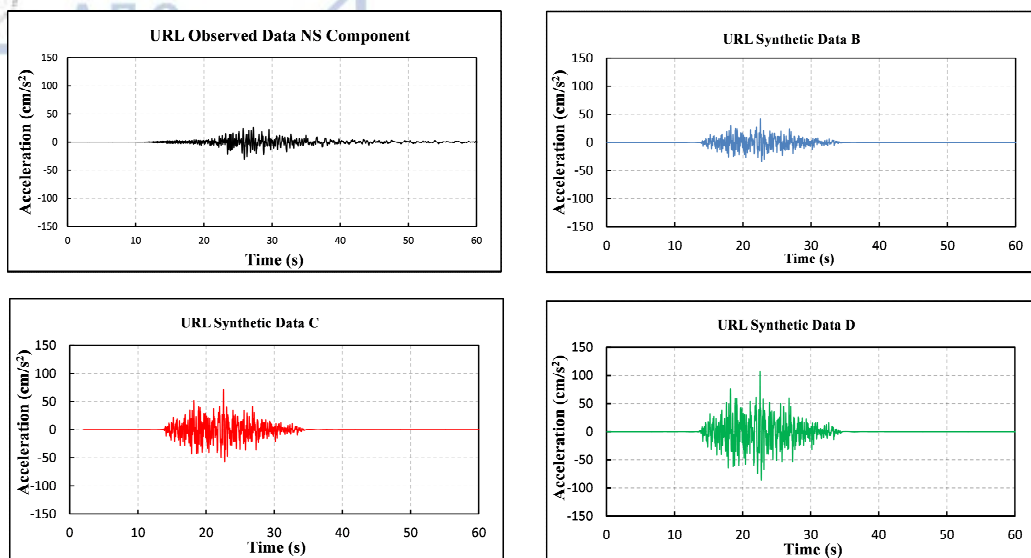
Σχήμα 4-3: Φάσμα απόκρισης Fourier της πραγματικής καταγραφής της EW συνιστώσας του σταθμού CESME, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



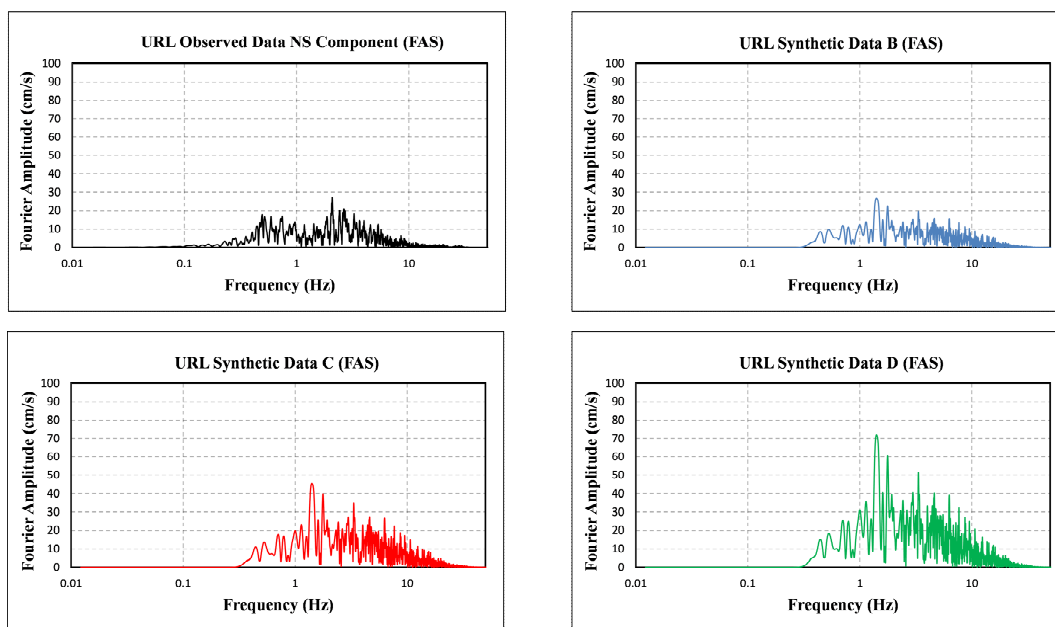
Σχήμα 4-4: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της EW συνιστώσας του σταθμού URL, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

Από τη σύγκριση των χρονοϊστοριών όπως αναμενόταν η πραγματική καταγραφή παρουσιάζει τη μεγαλύτερη ομοιότητα με τη συνθετική για κλάση B. Η απόσβεση του σήματος γίνεται με πιο μεγάλο ρυθμό στη συνθετική καταγραφή, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα τη μικρότερη διάρκεια καταγραφής σε σχέση με την πραγματική. Το φάσμα απόκρισης είναι σε αρκετά καλή συμφωνία σε όλες τις περιόδους.

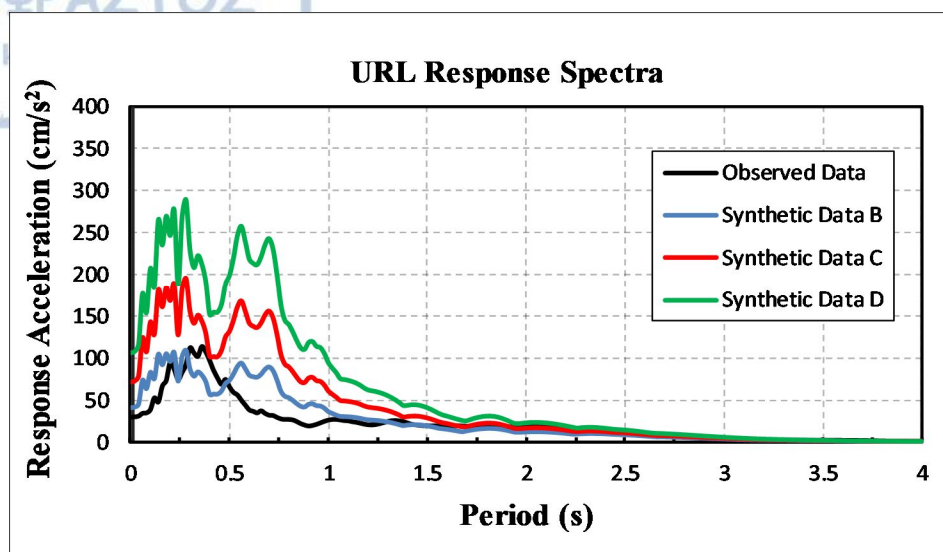
Σταθμός URL-B Κλάση



Σχήμα 4-5: Πραγματική καταγραφή επιτάχυνσης (πάνω αριστερά) της NS συνιστώσας του σταθμού URL, καθώς και οι τρεις συνθετικές για κλάσεις B, C και D.



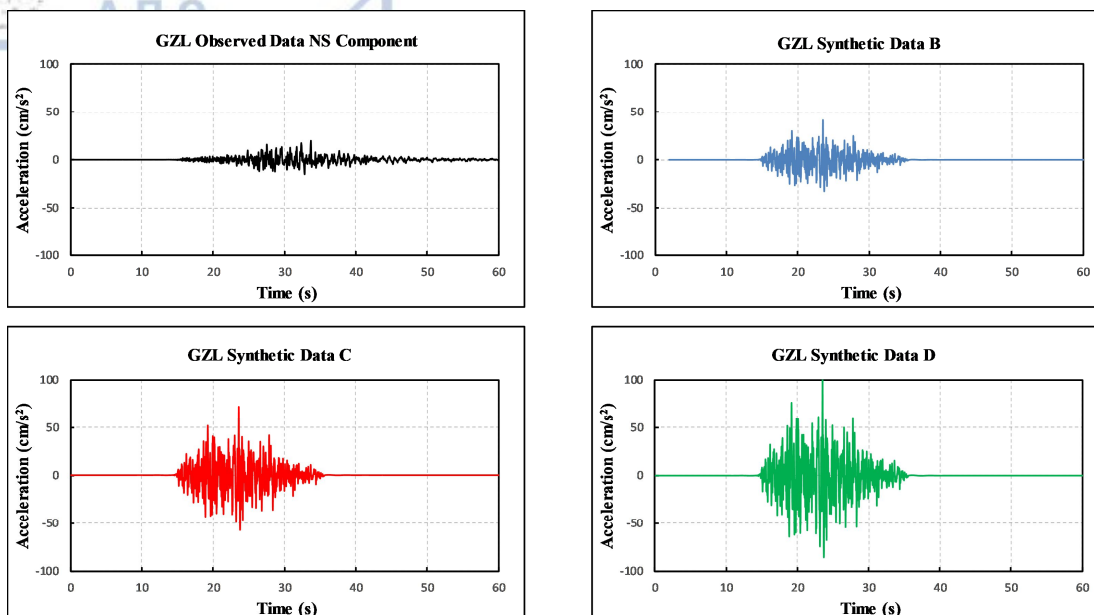
Σχήμα 4-6: Φάσμα απόκρισης Fourier της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού URL, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



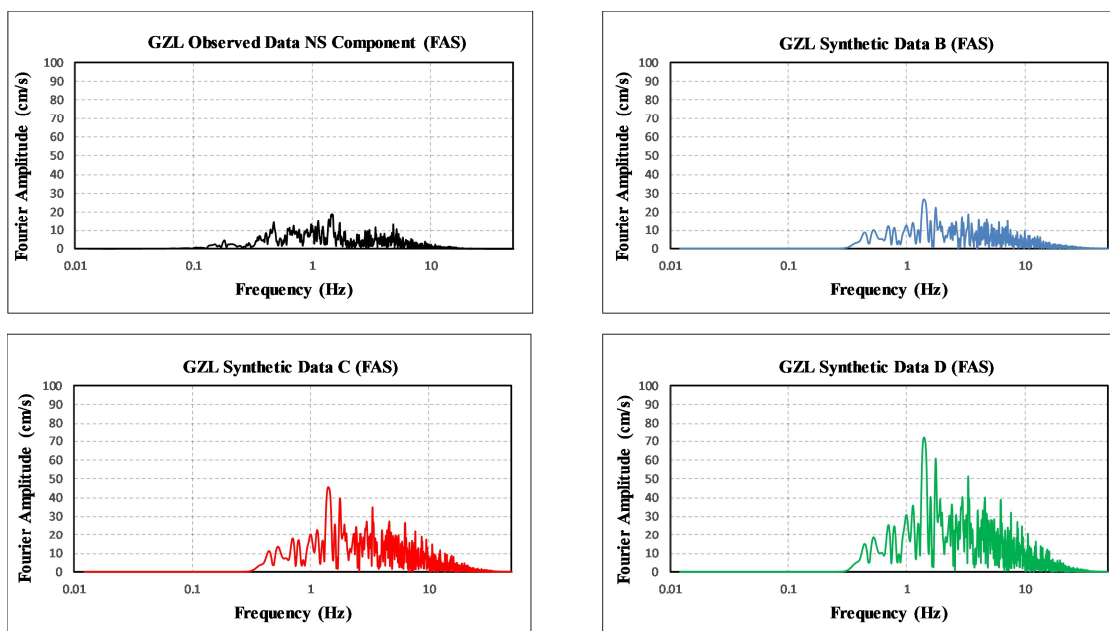
Σχήμα 4-7: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού URL, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

Και σε αυτό το σταθμό οι συνθετικές χρονοϊστορίες παρουσιάζουν μεγαλύτερα πλάτη από τις πραγματικές και η διάρκεια καταγραφής είναι μεγαλύτερη στα πραγματικά δεδομένα.. Τα φάσματα Fourier μοιάζουν αρκετά στην μορφή τους με το πραγματικό φάσμα να έχει λίγο μεγαλύτερα πλάτη από το συνθετικό. Στα φάσματα απόκρισης υπάρχει μια απόκλιση μεταξύ των αντίστοιχων καμπύλων όπου ανάλογα με την περίοδο το πραγματικό φάσμα βρίσκεται κάτω ή πάνω από το αντίστοιχο των συνθετικών δεδομένων.

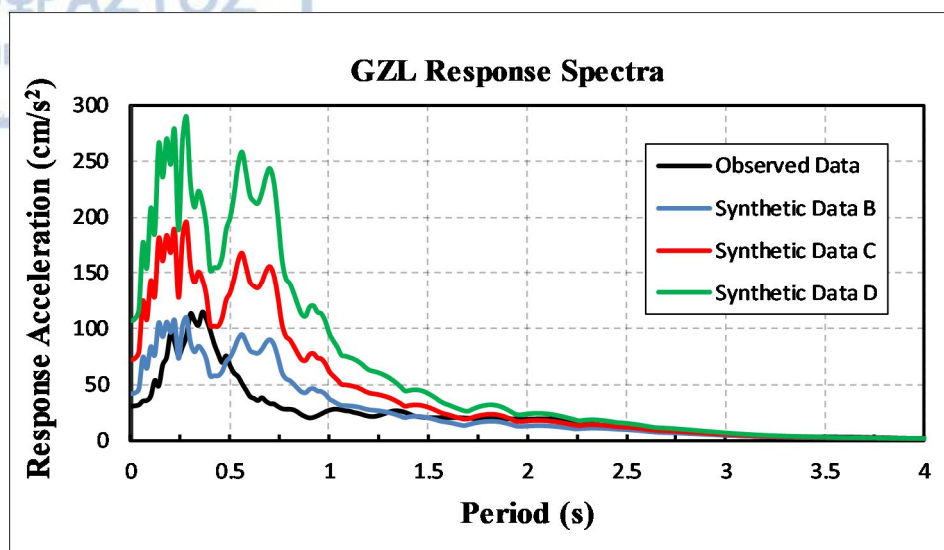
Σταθμός GZL-B Κλάση



Σχήμα 4-8: Πραγματική καταγραφή επιτάχυνσης (πάνω αριστερά) της NS συνιστώσας του σταθμού GZL, καθώς και οι τρεις συνθετικές για κλάσεις B, C και D.



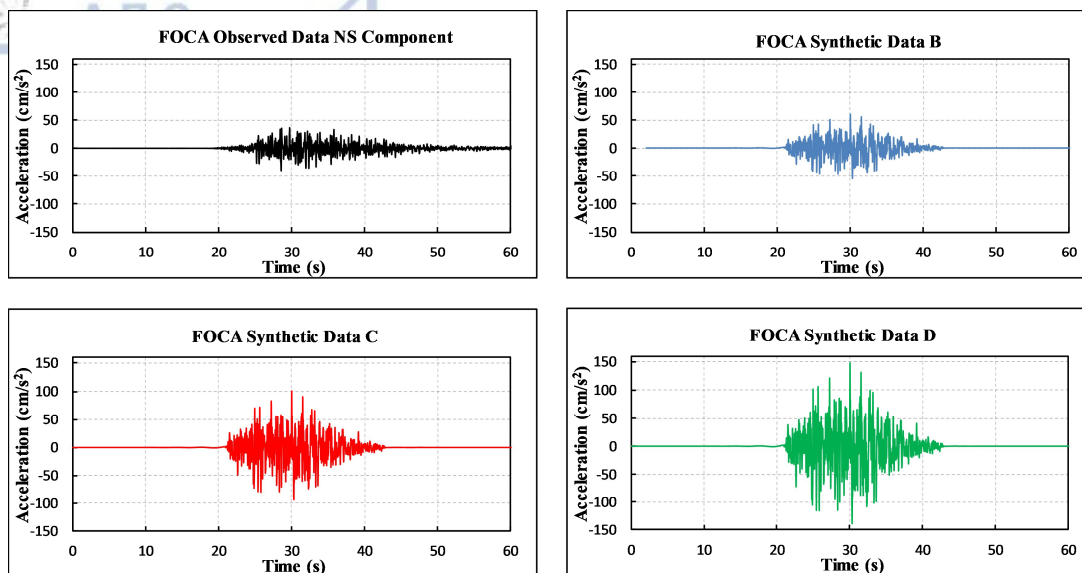
Σχήμα 4-9: Φάσμα απόκρισης Fourier της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού GZL, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



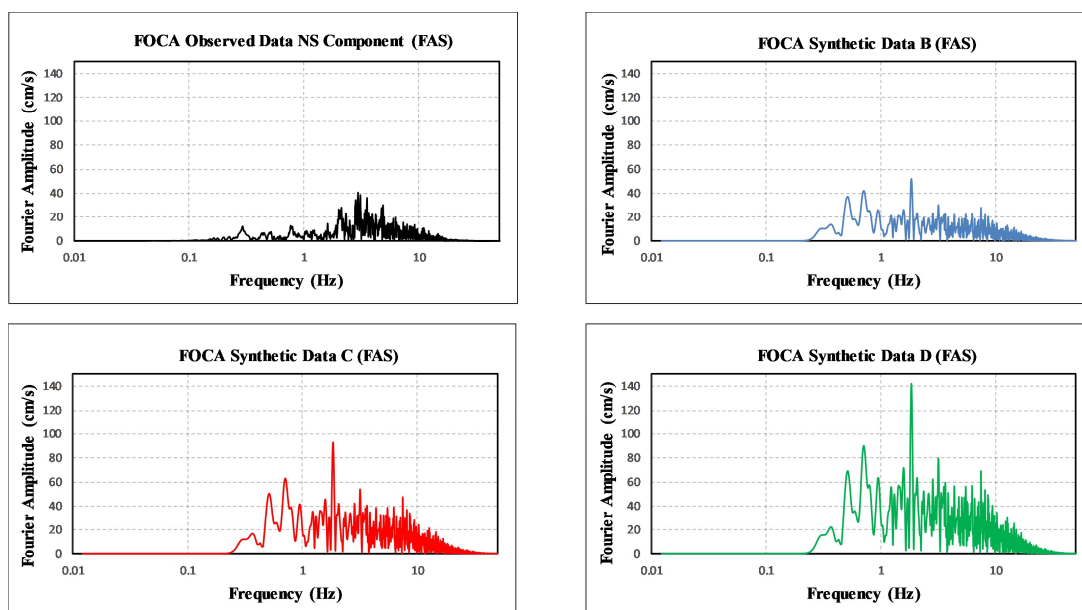
Σχήμα 4-10: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού GZL, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

Στην πραγματική χρονοϊστορία αυτού του σταθμού η έναρξη της καταγραφής γίνεται πιο αργά από ότι στις συνθετικές, ενώ και πάλι η απόσβεση του σήματος γίνεται με πιο μεγάλο ρυθμό. Η μορφή του φάσματος των συνθετικών παρουσιάζει καλή ομοιότητα με αυτό των πραγματικών, με το πραγματικό να έχει λίγο μεγαλύτερα πλάτη κυρίως στις μικρότερες συχνότητες. Το φάσμα απόκρισης των συνθετικών δεδομένων για κλάση B βρίσκεται πάνω από αυτό των πραγματικών για τις περισσότερες περιόδους.

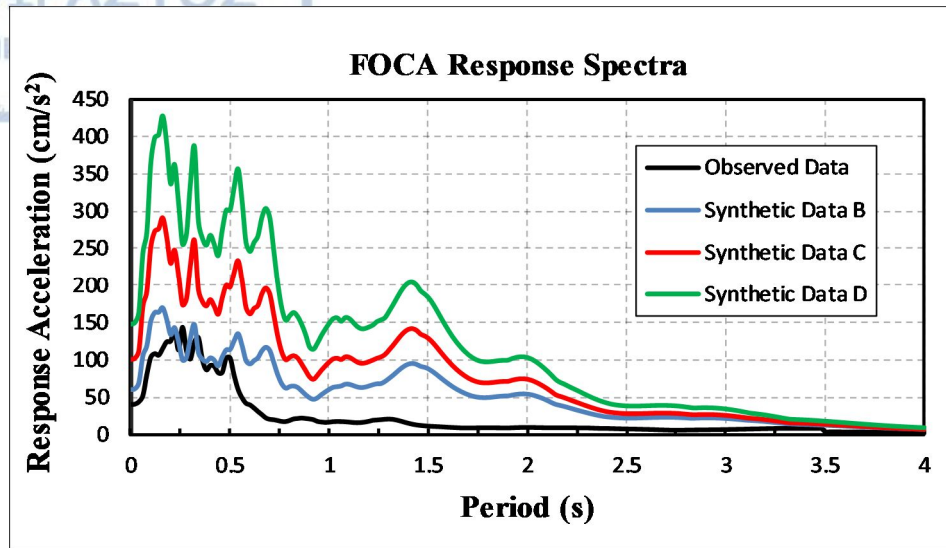
Σταθμός FOCA-Κλάση C



Σχήμα 4-11: Φάσμα απόκρισης *Fourier* της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού FOCA, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



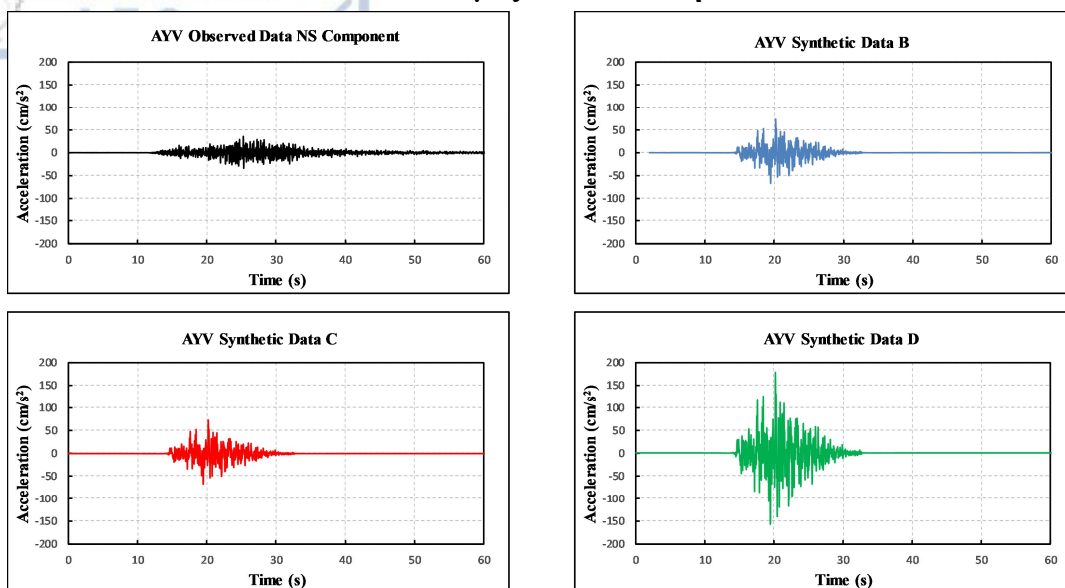
Σχήμα 4-12: Φάσμα απόκρισης *Fourier* της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού FOCA, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



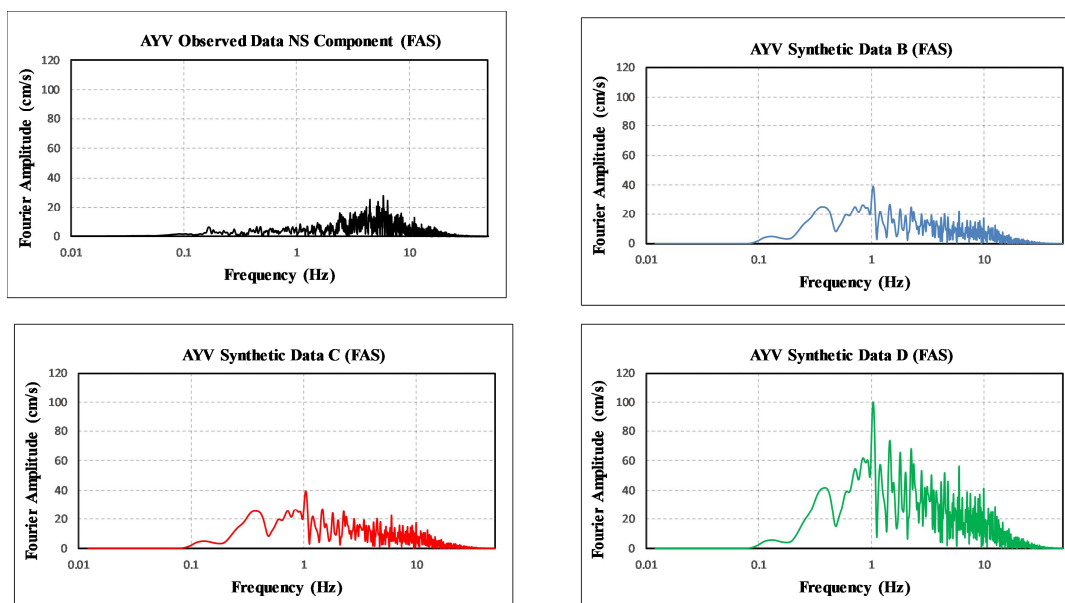
Σχήμα 4-13: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού FOCA, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5%.

Τα πλάτη των πραγματικών δεδομένων μοιάζουν πιο πολύ με αυτά των συνθετικών της κλάσης B, παρόλο που ο σταθμός είναι εγκατεστημένος πάνω σε έδαφος κλάσης C. Όπως και στις χρονοϊστορίες η μεγαλύτερη ομοιότητα παρατηρείται με τα δεδομένα κλάσης B. Τα φάσματα απόκρισης παρουσιάζουν ικανοποιητική ομοιότητα σε όλες τις περιόδους.

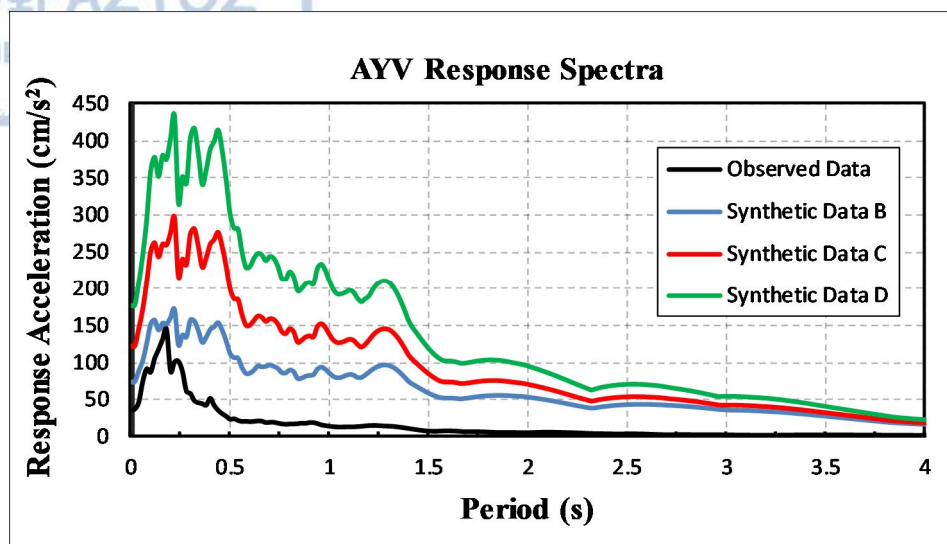
Σταθμός ΑΥΒ-Κλάση Β



Σχήμα 4-14: Πραγματική καταγραφή επιτάχυνσης (πάνω αριστερά) της NS συνιστώσας του σταθμού ΑΥΒ, καθώς και οι τρεις συνθετικές για κλάσεις Β, C και D.

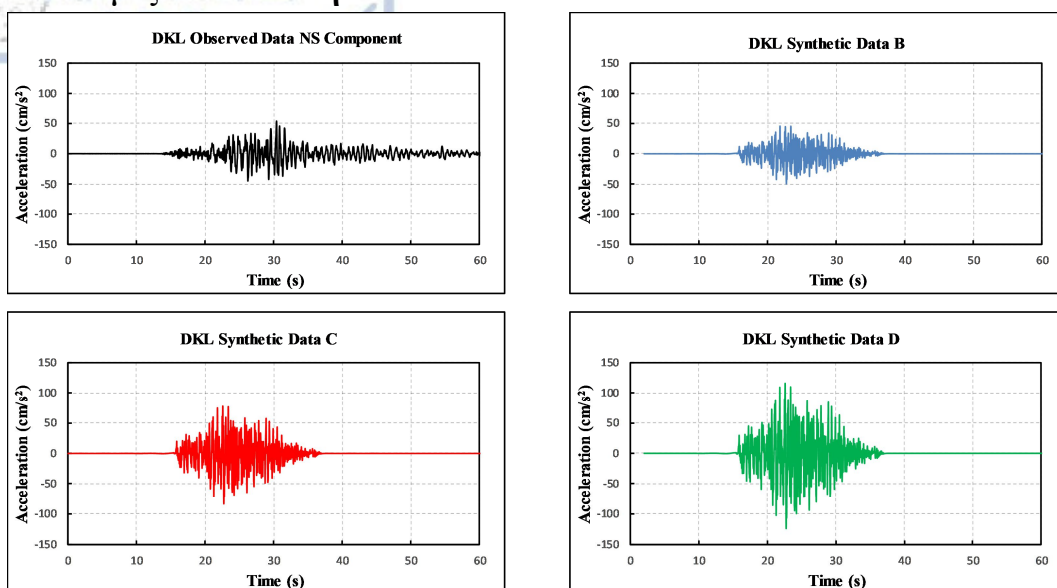


Σχήμα 4-15: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού ΑΥΒ, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

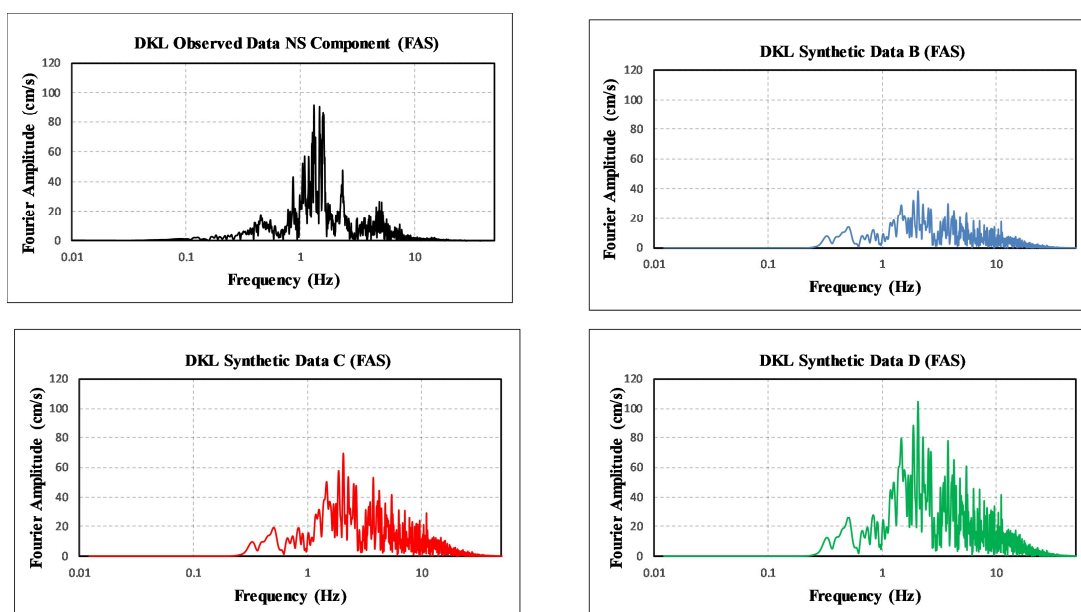


Σχήμα 4-16: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού AYV, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

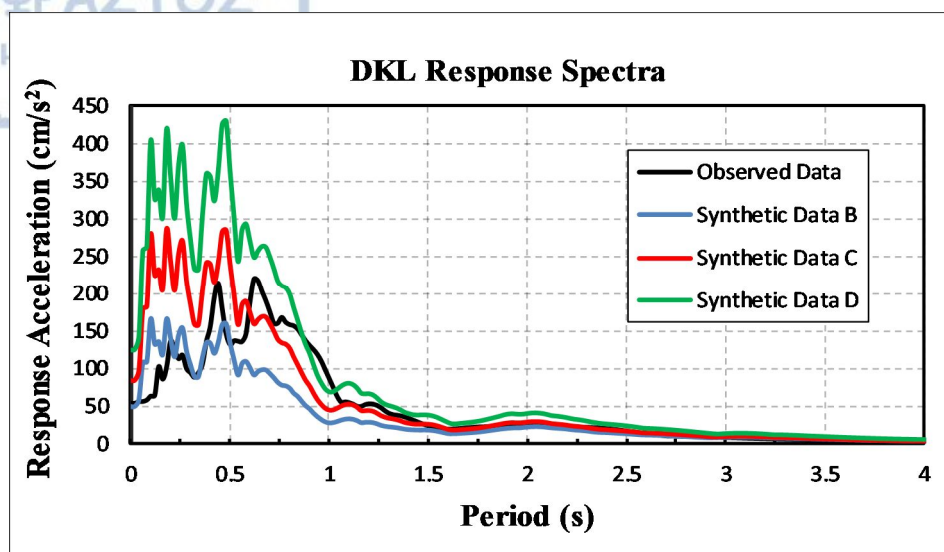
Τα πλάτη των συνθετικών δεδομένων στο σταθμό αυτό είναι αρκετά μεγαλύτερα από τα πραγματικά. Η διάρκεια και πάλι της πραγματικής καταγραφής είναι μεγαλύτερη από τις συνθετικές. Το φάσμα απόκρισης είναι σε αρκετά καλή συμφωνία σε περιόδους μεγαλύτερες των 1 s, ενώ στις μικρότερες οι φασματικές επιταχύνσεις είναι αρκετά μεγαλύτερες.



Σχήμα 4-17: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού DKL, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.



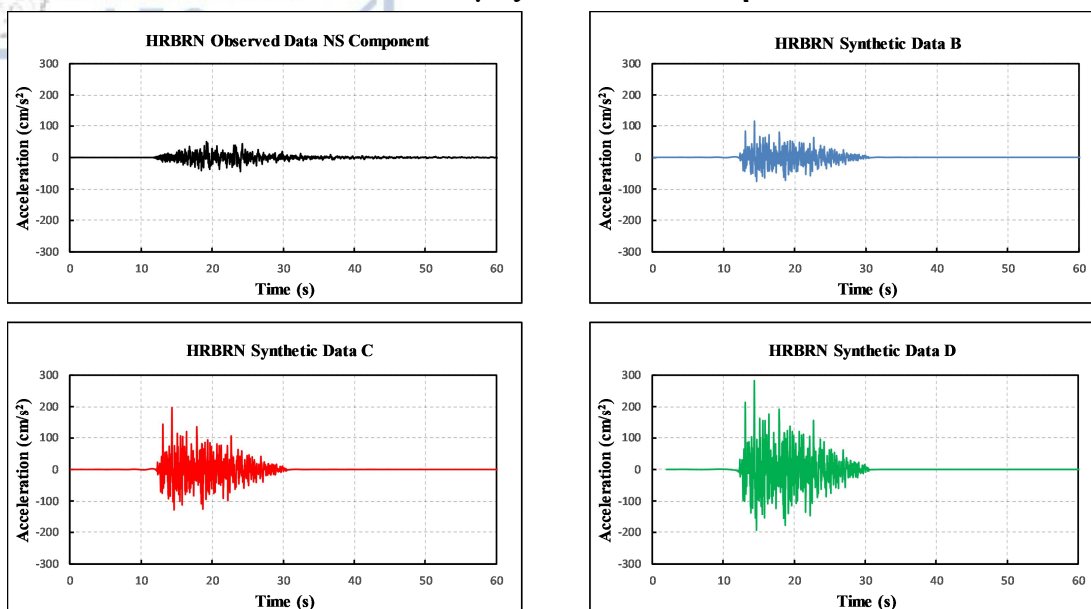
Σχήμα 4-18: Φάσμα απόκρισης Fourier της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού DKL, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



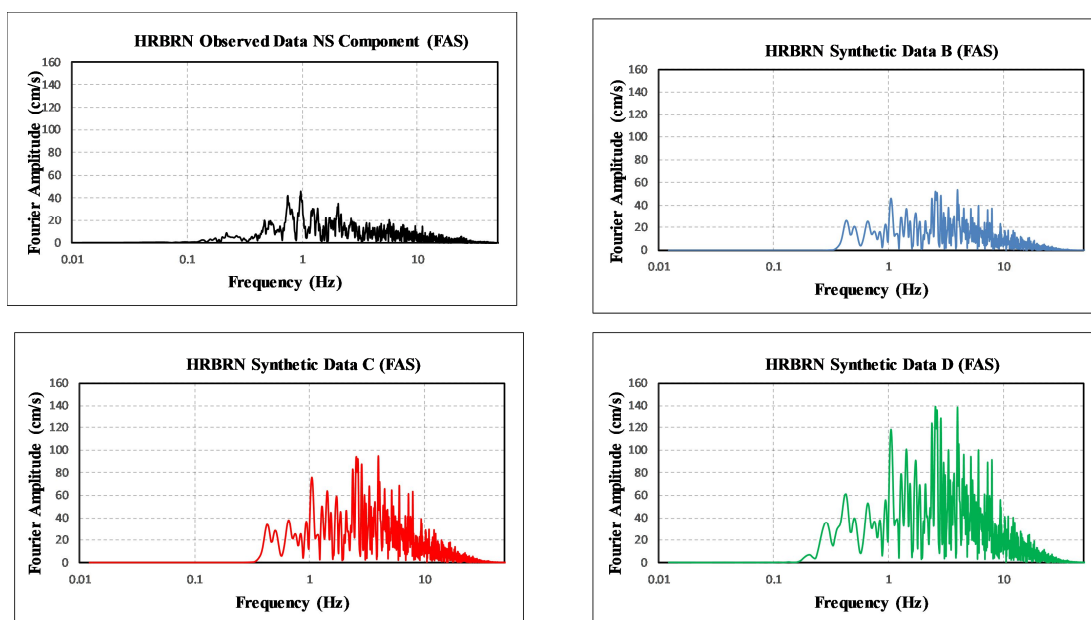
Σχήμα 4-19: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού DKL, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

Ο σταθμός αυτός παρόλο που βρίσκεται σε έδαφος κλάσης C, η πραγματική χρονοϊστορία επιτάχυνσης του μοιάζει πιο πολύ με τη συνθετική για κλάση B. Το φάσμα Fourier της πραγματικής καταγραφής σε αντίθεση με αυτό που παρατηρήθηκε στη χρονοϊστορία, μοιάζει περισσότερο με αυτά των συνθετικών για κλάση C και D από ότι με αυτά για B. Τα φάσματα απόκρισης των πραγματικών δεδομένων αλλά και των συνθετικών για όλες τις κλάσεις εμφανίζουν παρόμοιες φασματικές επιταχύνσεις στις περιόδους >1.5 s, ενώ στις μικρότερες υπάρχουν αποκλίσεις των πραγματικών δεδομένων από τα συνθετικά.

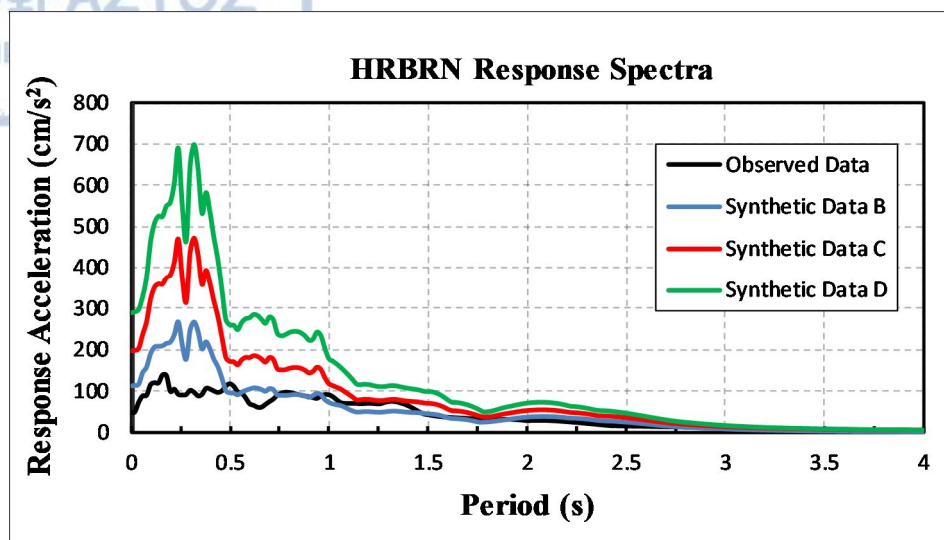
Σταθμός HRBRN-Κλάση C



Σχήμα 4-20: Πραγματική καταγραφή επιτάχυνσης (πάνω αριστερά) της NS συνιστώσας του σταθμού HRBRN, καθώς και οι τρεις συνθετικές για κλάσεις B, C και D.



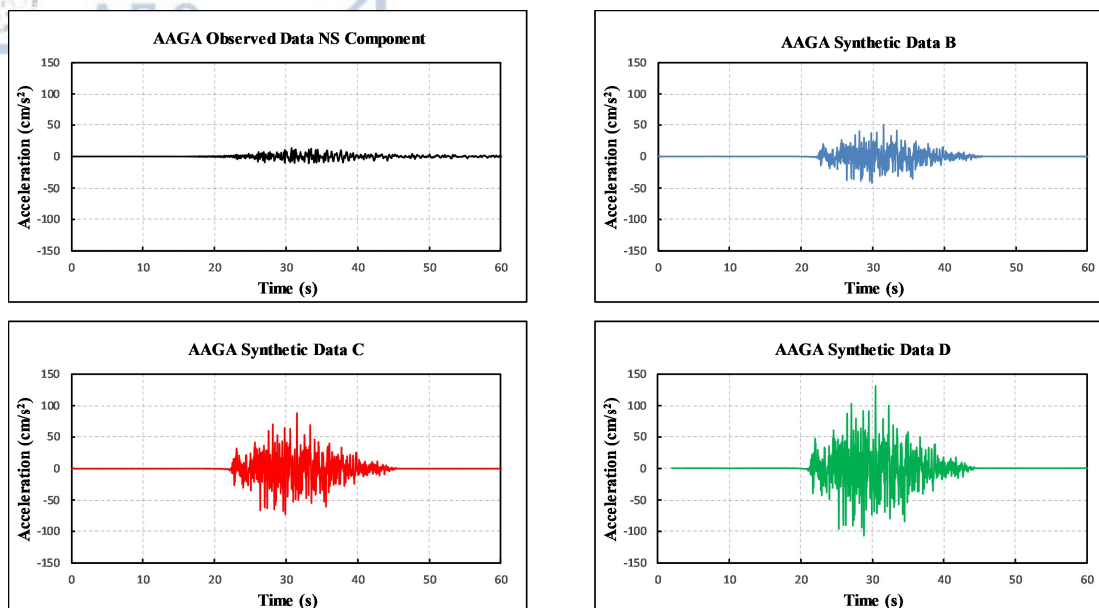
Σχήμα 4-21: Φάσμα απόκρισης Fourier της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού HRBRN, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



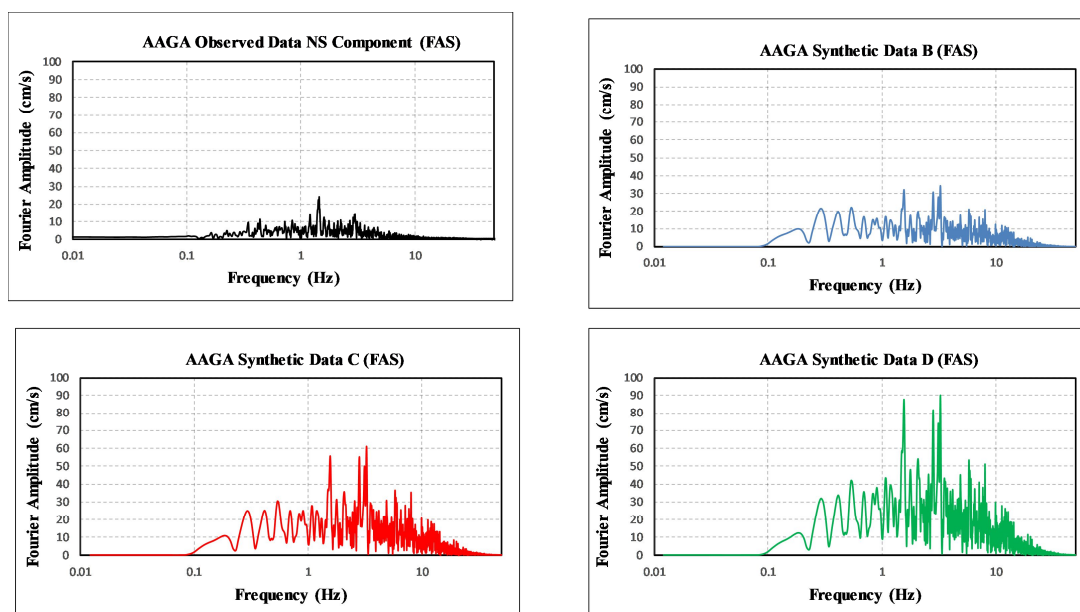
Σχήμα 4-22: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού HRBRN, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.

Τα πλάτη των επιταχύνσεων που παρατηρούνται σε αυτό το σταθμό είναι αρκετά μικρότερα από τα συνθετικά για κλάση C αλλά και από αυτά για κλάση B. Το πραγματικό φάσμα Fourier παρουσιάζει μεγαλύτερες ομοιότητες με αυτό των συνθετικών δεδομένων για κλάση B, ενώ οι φασματικές επιταχύνσεις για περιόδους $>1s$ είναι σε καλύτερη συμφωνία με τα συνθετικά δεδομένα από ότι στις μικρότερες περιόδους, όπου οι πραγματικές φασματικές τιμές είναι αρκετά μικρότερες.

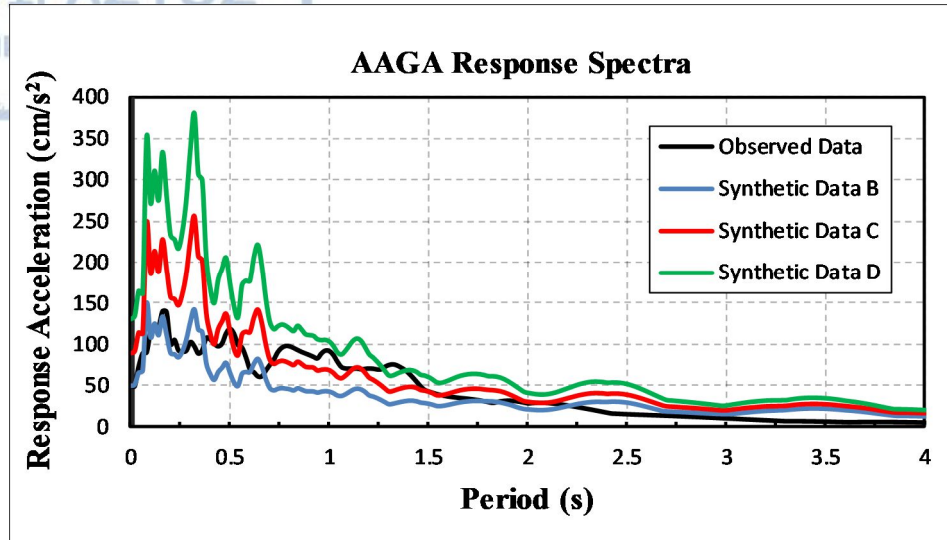
Σταθμός AAGA



Σχήμα 4-23: Πραγματική καταγραφή επιτάχυνσης (πάνω αριστερά) της NS συνιστώσας του σταθμού AAGA, καθώς και οι τρεις συνθετικές για κλάσεις B, C και D.



Σχήμα 4-24: Φάσμα απόκρισης Fourier της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού AAGA, καθώς και των τριών συνθετικών για κλάσεις B, C και D.



Σχήμα 4-25: Ελαστικό φάσμα απόκρισης της πραγματικής καταγραφής της NS συνιστώσας του σταθμού AAGA, καθώς και των τριών συνθετικών για όλες τις κλάσεις, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

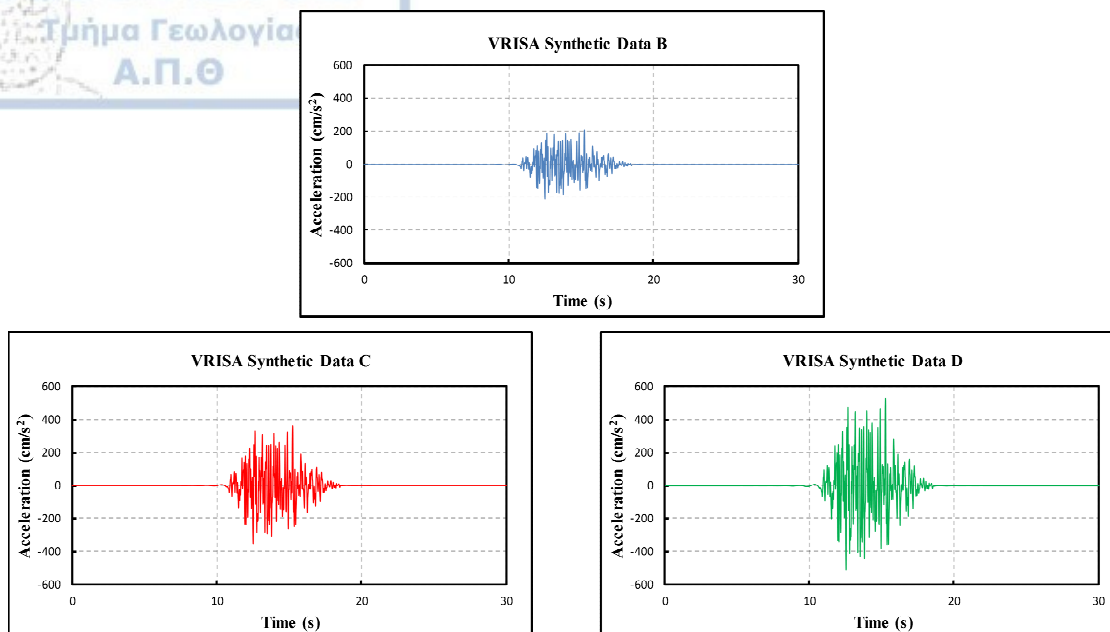
Η ταχύτητα $V_{S,30}$ για αυτό το σταθμό δεν είναι γνωστή αλλά παρατηρούμε ότι τα πλάτη των αληθών καταγραφών είναι τα μικρότερα συγκριτικά με τους άλλους σταθμούς. Το φάσμα Fourier παρουσιάζει μεγαλύτερη ομοιότητα από ότι οι χρονοϊστορίες των επιταχύνσεων με τα πλάτη στις μικρές συχνότητες (<1 Hz) να είναι και πάλι μεγαλύτερα αναλογικά με αυτά στις μεγαλύτερες. Οι φασματικές επιταχύνσεις των πραγματικών δεδομένων είναι μικρότερες από αυτές των συνθετικών για όλες τις περιόδους.

Μετά από τη σύγκριση των πραγματικών και συνθετικών δεδομένων από όλους τους σταθμούς μπορούμε να βγάλουμε κάποια συμπεράσματα σχετικά με την αποτελεσματικότητα της εφαρμογής της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για τον ισχυρό σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου. Σε γενικές γραμμές οι συνθετικές κυματομορφές παρουσίασαν μεγαλύτερα πλάτη υπερεκτιμώντας τις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις (PGA) που ανάλογα το σταθμό οι διαφορές μπορεί να ήταν από μικρές ως αρκετά μεγάλες. Οι διάρκειες των καταγραφών ήταν μεγαλύτερες στα πραγματικά δεδομένα

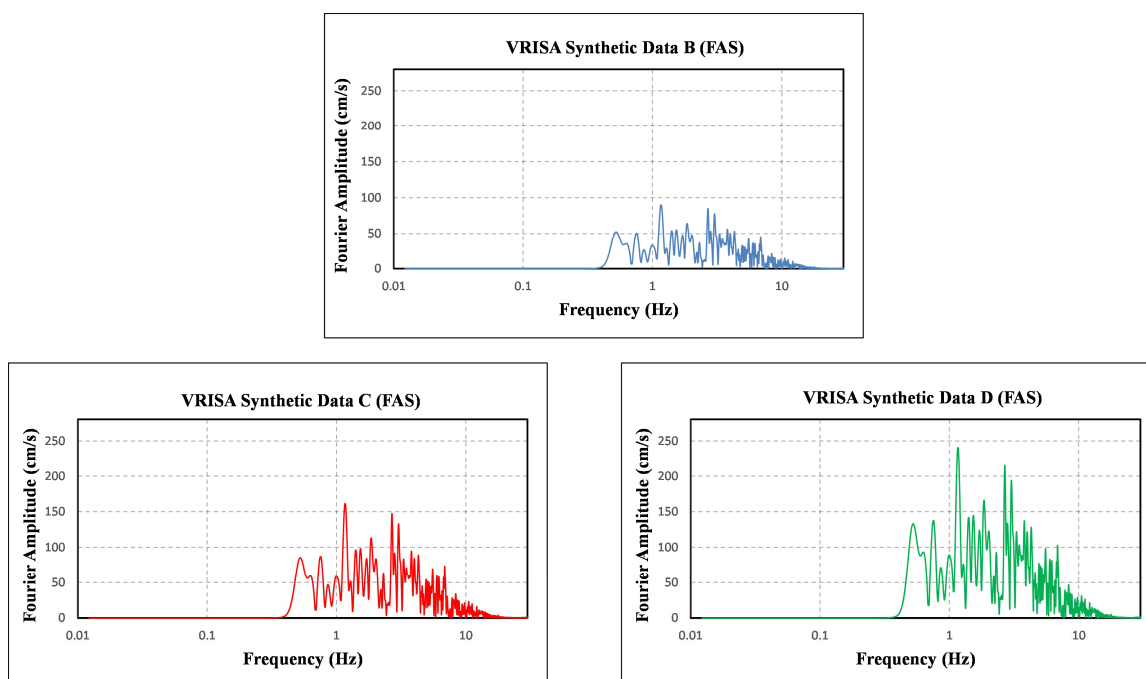
κυρίως λόγω του μικρότερου ρυθμού απόσβεσης του σήματος αφού στις περισσότερες των περιπτώσεων η έναρξη της καταγραφής γινόταν στον ίδιο χρόνο.

Τα φάσματα Fourier των πραγματικών καταγραφών επίσης παρουσίασαν μεγαλύτερα μέγιστα πλάτη, και έδειξαν ότι η κατανομή της ενέργειας ήταν διαφορετική, αφού για συχνότητες <1 Hz τα πλάτη Fourier των συνθετικών δεδομένων ήταν ενισχυμένα σε σχέση με τα πραγματικά. Για αυτό το λόγο σε αρκετές συνθετικές καταγραφές εφαρμόστηκε ένα υπερβατό φίλτρο της τάξης των 1 Hz μέσω του ίδιου του προγράμματος EXSIM.. Τα φάσματα απόκρισης στις μεγαλύτερες περιόδους παρουσίαζαν μεγαλύτερες ομοιότητες από ότι στις μικρότερες και σε κάποιες περιπτώσεις όπως αυτή του σταθμού CESME ήταν σε πολύ καλή συμφωνία με τα πραγματικά. Και πάλι στις περισσότερες περιπτώσεις τα συνθετικά δεδομένα υπερεκτίμησαν τις φασματικές επιταχύνσεις για κλάσεις B αλλά και C. Η αλλαγή της κλάσης (από B σε C και D) είχε ως συνέπεια την σημαντική ενίσχυση των πλατών, τόσο στα επιταχυνσιογραφήματα, όσο και στα φάσματα Fourier και στις φασματικές επιταχύνσεις. Οι μορφές των κυματομορφών αλλά και των φασμάτων παρέμειναν ίδιες όπως αναμενόταν.

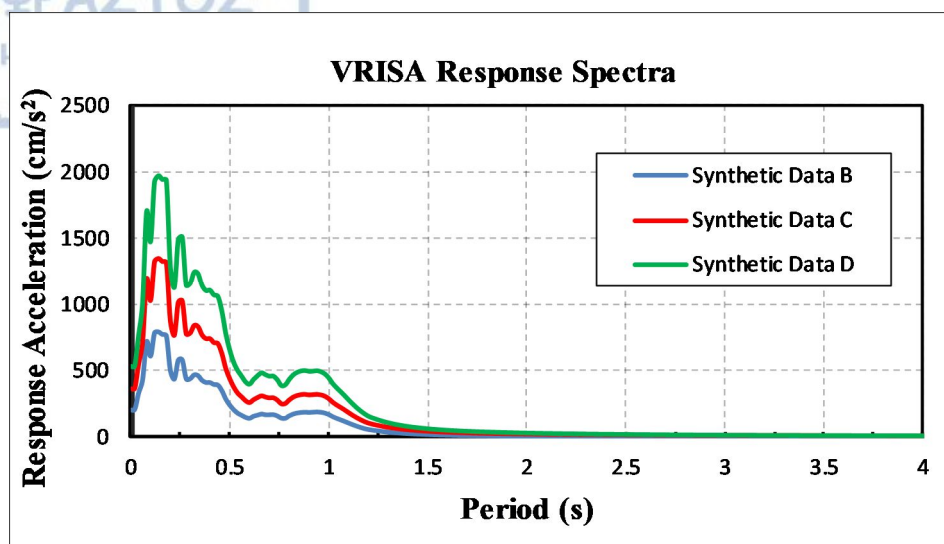
Γνωρίζοντας αυτές τις αποκλίσεις που παρουσιάζουν τα συνθετικά μπορούμε να προχωρήσουμε στην προσομοίωση για τη περιοχή της Βρίσας κάνοντας μια εκτίμηση της καταγραφής που θα είχαμε στην περιοχή εάν υπήρχε όργανο καταγραφής.



Σχήμα 4-26: Συνθετικές χρονοϊστορίες επιταχύνσεων για κλάσεις B, C και D για την περιοχή της Βρίσας.



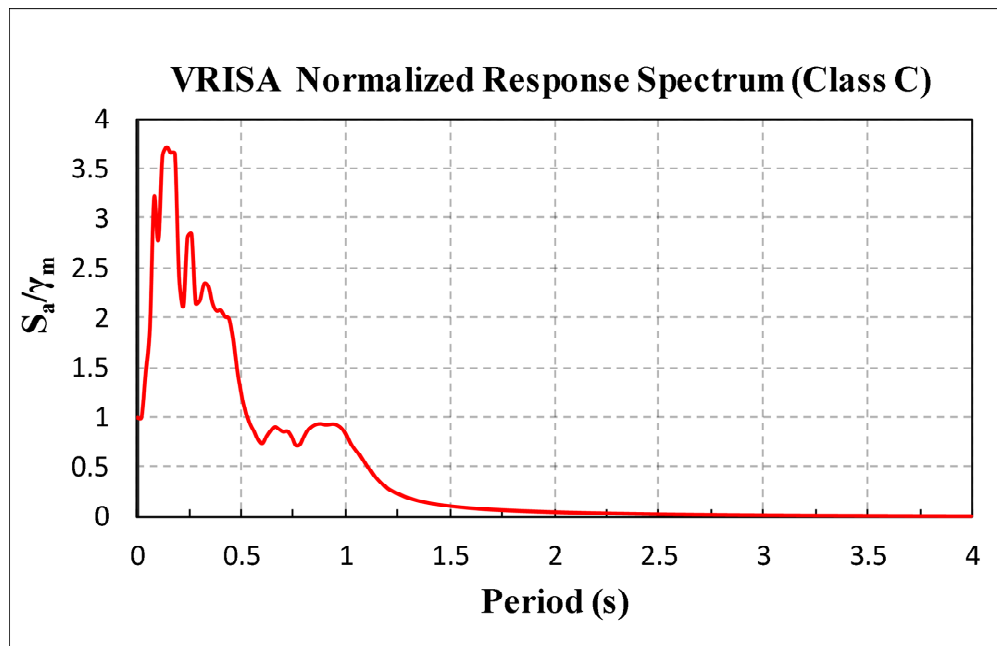
Σχήμα 4-27: Φάσμα Fourier των συνθετικών καταγραφών της περιοχή της Βρίσας για κλάσεις B, C και D.



Σχήμα 4-28: Ελαστικό φάσμα απόκρισης των τριών συνθετικών καταγραφών για την περιοχή της Βρίσας για κλάσεις B, C και D, και για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5 %.

Όπως ήταν αναμενόμενο τα πλάτη είναι αρκετά μεγαλύτερα από αυτά που καταγράφηκαν στους σταθμούς της Τουρκίας αφού το χωριό της Βρίσας βρίσκεται πιο κοντά στο επίκεντρο του σεισμού. Η PGA για κλάση B είναι ίση με 208 cm/s^2 ενώ για C και D 361 cm/s^2 και 529 cm/s^2 αντίστοιχα. Η ταχύτητα $V_{S,30}$ δεν είναι γνωστή αλλά γνωρίζουμε ότι το χωριό είναι κτισμένο πάνω σε αλλούβια τουλάχιστον 220 m πάχους (Kiritzi, 2018). Από τα φάσματα Fourier μπορούμε να δούμε ποια είναι η δεσπόζουσα συχνότητα της καταγραφής, ενώ από τα φάσματα απόκρισης τις φασματικές επιταχύνσεις για διαφορετικές περιόδους. Ένας άλλος τρόπος να παραστήσουμε το φάσμα απόκρισης είναι στον κατακόρυφο άξονα αντί της φασματικής επιτάχυνσης να βάλουμε τον λόγο φασματικής επιτάχυνσης, S_a , προς την μέγιστη εδαφική επιτάχυνση γ_m . Έτσι στο σχήμα (4-29) μπορούμε να δούμε το λόγο του σεισμικού φάσματος απόκρισης επιτάχυνσης απλού κτηρίου προς τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση σε συνάρτηση με το την περίοδο για έδαφος κλάσης C. Τα φάσματα απόκρισης από τα συνθετικά δεδομένα που προκύπτουν από τη μέθοδο αυτή για κάποιο συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός, δίνουν

χρήσιμες πληροφορίες για το πώς θα συμπεριφερθούν οι τεχνικές κατασκευές όταν εξαναγκαστούν να κινηθούν από την αντίστοιχη σεισμική κίνηση.



Σχήμα 4-29: Φάσμα απόκρισης επιτάχυνσης της συνθετικής καταγραφής για κατηγορία εδάφους C για την περιοχή της Βρίσας. Στον κατακόρυφο άξονα αντί της φασματικής επιτάχυνσης S_a , παρουσιάζεται ο λόγος φασματικής επιτάχυνσης (S_a) προς τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (γ_m). Η τιμή της κρίσιμης απόσβεσης είναι $\zeta=5\%$.

Έτσι για την περιοχή της Βρίσας όπου δεν υπάρχουν καταγραφές, μπορούμε μέσω των φασματικών επιταχύνσεων από τα συνθετικά δεδομένα να κάνουμε μια εκτίμηση για την επιτάχυνση που θα αποκτήσει μια κατασκευή, που προσομοιάζεται με μονοβάθμιο ταλαντωτή, σε συνάρτηση με την ιδιοπερίοδο της υπό την επίδραση της εδαφικής κίνησης του συγκεκριμένου σεισμού. Σε μια οικοδομή η ιδιοπερίοδος αυτή εξαρτάται από το λόγο m/k της μάζας της οικοδομής προς το συντελεστή δυσκαμψίας. Όσο μεγαλύτερη είναι η μάζα της κατασκευής ή όσο μικρότερη είναι η δυσκαμψία της, τόσο μεγαλύτερη είναι η ιδιοπερίοδος της.

Οι φασματικές τιμές επίσης εξαρτώνται και από τον παράγοντα απόσβεσης των ταλαντωτών, ο οποίος αν αλλάξει θα προκύψει νέο φάσμα απόκρισης. Τέλος φάσματα που προκύπτουν μπορούν να συγκριθούν με πρότυπα φάσματα που έχει ορίσει ο Ευρωκώδικας 8 για να αξιολογηθεί η καταλληλότητά τους για διάφορες τεχνικές κατασκευές.

Από την εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για τον ισχυρό σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου στη Λέσβου, μετά από την σύγκριση συνθετικών και πραγματικών δεδομένων παρατηρούμε ότι παρουσιάζονται αποκλίσεις στις peak τιμές οι οποίες υπερεκτιμούνται από τα συνθετικά αλλά και στις διάρκειες των καταγραφών. Οι αποκλίσεις αυτές σε κάποιους σταθμούς είναι μικρές αλλά σε κάποιους άλλους μπορεί να θεωρηθούν σημαντικές. Πιθανή αιτία για αυτό μπορεί να είναι τα δεδομένα που εισήχθησαν στον parameter file του προγράμματος τα οποία δεν περιγράφουν ικανοποιητικά τους παράγοντες που επηρεάζουν τη σεισμική κίνηση (εστία, δρόμος διάδοσης, τοποθεσία) αλλά και στο ότι ο σεισμός αυτός είχε κάποια ιδιαίτερα χαρακτηριστικά και έδωσε καταγραφές που δεν προσομοιάζονται εύκολα. Σε κάθε περίπτωση μία επιτυχής προσομοίωση γίνεται μετά από πολλές προσπάθειες και φυσικά δεν είναι ποτέ σε πλήρη ταύτιση με τα πραγματικά δεδομένα.



Κεφάλαιο 4. Προσομοίωση της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης

Κεφάλαιο 5. Συμπεράσματα–Συζήτηση

Η εργασία αυτή αποτέλεσε μία μελέτη της σεισμικής ακολουθίας της Λέσβου 2017, ο κύριος σεισμός της οποίας έλαβε χώρα στις 12 Ιουνίου 2017 (12:28 GMT ή 15:28 ώρα Ελλάδος) με επίκεντρο στο θαλάσσιο χώρο νότια της νοτιοανατολικής ακτής της Λέσβου, με μέγεθος $M_w = 6.3$ και εστιακό βάθος περίπου 7 km. Για τον σεισμό αυτό έγινε προσομοίωση της ισχυρής κίνησής με τη στοχαστική μέθοδο για την τοποθεσία της Βρίσας που είχε πληγεί περισσότερο από το σεισμό.

Η σεισμικότητα επίσης της ευρύτερης περιοχής του νησιού μελετήθηκε με τη χρήση δύο καταλόγων που εκτείνονται χρονικά στα διαστήματα 1911-2016 και 1995-2017, ο δεύτερος εκ των οποίων περιέχει τον ισχυρό σεισμό του 2017. Με έναυσμα την ακολουθία αυτή, επανεξετάσαμε τη σεισμική επικινδυνότητα του νησιού χρησιμοποιώντας κυρίως δεδομένα που έχουν χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν (π.χ. πρόγραμμα SHARE), για να μπορέσουμε να συγκρίνουμε τα αποτελέσματα μας με παλαιότερα δημοσιευμένα.

Αρχικά έγινε μελέτη σεισμικότητας για την ευρύτερη περιοχή και συγκεκριμένα για τον χώρο με Βόρειο Γεωγραφικό Πλάτος 38.5° - 40° , και Ανατολικό Γεωγραφικό Μήκος 25.2° - 27.5° . Σε πρώτο στάδιο χρησιμοποιήθηκε ο κατάλογος του Δικτύου Σεισμολογικών Σταθμών του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ ο οποίος καλύπτει χρονικά την περίοδο 01/01/1995-30/06/2017, και περιέχει τον ισχυρό σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου. Από αυτόν μέσω διαγραμμάτων ρυθμού σεισμικότητας (σχήματα 2-1, 2-2, 2-3) υπολογίστηκε μέγεθος πληρότητας $M_c=3.5$, και με την χρήση όλων των σεισμών που έχουν μεγέθη $M \geq 3.5$ προέκυψε ότι για το διάστημα αυτό των 23 ετών τα μέτρα σεισμικότητας είναι $a_{23} = 6.17$, $b = -1.02$ και $a_1 = 4.81$. Στην συνέχεια ακολούθησε ο στατιστικός καθορισμός της σεισμικότητας (σχήμα 2-7, πίνακας 2-3).

Σε δεύτερο στάδιο χρησιμοποιήθηκε ο κατάλογος των Papazachos *et al.* (2018), που καλύπτει χρονικά το διάστημα 1911-2016 και δεν περιέχει τον ισχυρό σεισμό της 12^{ης}

Ιουνίου. Ο κατάλογος αυτός έχει μεταβαλλόμενη πληρότητα και ο τρόπος με τον οποίο επεξεργάστηκαν τα δεδομένα περιγράφεται στην παράγραφο (2.4.1). Για το διάστημα αυτό των 106 ετών προέκυψαν τα μέτρα σεισμικότητας $b=1.08$, $a_{106}=7.48$ και $a_1=5.45$. Στη συνέχεια έγινε και πάλι ο στατιστικός καθορισμός της σεισμικότητας (Σχήμα 2-13, πίνακας 2-6).

Και για τα δύο διαστήματα έγινε χωρισμός της περιοχής σε μικρότερες υποπεριοχές και υπολογίστηκαν τα μέτρα σεισμικότητας σε κάθε μια από αυτές ξεχωριστά και έγινε γραφική απεικόνιση τους με το λογισμικό SURFER στα σχήματα (2-8, 2-9, και 2-10) για το διάστημα 1995-2017, και (2-14, 2-15, 2-16) για το διάστημα 1911-2016. Τα αποτελέσματα για την περίοδο των 106 ετών παρουσίασαν μεγαλύτερη ομοιότητα με αυτά του Βαμβακάρης (2010), και η χρήση μεγαλύτερου όγκου δεδομένων (σε σχέση με το διάστημα 1995-2017) έχει ως συνέπεια όλα τα μέτρα που υπολογίστηκαν να περιγράφουν καλύτερα την σεισμικότητα της περιοχής.

Για τη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιήθηκε η πιθανολογική προσέγγιση και το λογισμικό R-CRISIS. Για την ποσοτικοποίηση της επιστημικής αβεβαιότητας χρησιμοποιήθηκαν έξι (6) μοντέλα πηγών. Αυτά φαίνονται γραφικά στο σχήμα (3-4), όπου τα δύο (2) αντιστοιχούν σε δύο μοντέλα σεισμικών ζωνών όπου η πρώτη είναι η περιοχή για την οποία υπολογίσαμε μέτρα σεισμικότητας στο Κεφάλαιο 2, και η δεύτερη η ζώνη (61) των Papaioannou and Papazachos, (2000). Τα άλλα τέσσερα μοντέλα είναι οι πηγές του προγράμματος SHARE καθώς και οι πηγές των Παπαζάχου και συν., (2001), μοντελοποιημένες ως γραμμές αλλά και ως επιφάνειες. Για τις αβεβαιότητες που υπάρχουν σχετικά με την επιλογή της σχέσης απόσβεσης, χρησιμοποιήθηκαν παραπάνω από μια σχέσεις απόσβεσης για PGA, PGV και S_a (0.2 sec) που φαίνονται στο σχήμα (3-8).

Σκοπός της χρήσης των διαφορετικών μοντέλων πηγών ήταν η εισαγωγή τους σε ένα λογικό δένδρο, όπου κάθε κλάδος θα αντιστοιχεί σε ένα από τα μοντέλα που προαναφέραμε. Οι καμπύλες επικινδυνότητας που προέκυψαν για τις θέσεις Μήθυμνα,

Μυτιλήνη, Σίγρι, και Βρίσα φαίνονται στο σχήμα (3-13). Στο ίδιο σχήμα επίσης φαίνονται οι καμπύλες που υπολογίστηκαν από το πρόγραμμα SHARE για PGA και $S_a(0.2 \text{ sec})$, καθώς και αυτή που προβλέπεται από τη ζώνη II (0.24 g) του επίσημου αντισεισμικού κανονισμού στην οποία ανήκει η Λέσβος. Στο παρακάτω πίνακα (5-1) φαίνονται οι διακριτές τιμές για τις (4) θέσεις, για μέση περίοδο επανάληψης 475 έτη.

Πίνακας 0-1: Διακριτές τιμές εντάσεων για τις (4) θέσεις ενδιαφέροντος για 10% πιθανότητα υπέρβασης σε 50 έτη.

<i>10% Probability of Exceedance in 50 years</i>	<i>Sigri</i>	<i>Mythimna</i>	<i>Vrisa</i>	<i>Mytilene</i>
PGA (cm/s ²)	287.69	354.52	325.57	284.72
PGV (cm/s)	21.173	27.439	24.881	21.590
$S_a(\text{cm/s}^2)$	642.19	808.19	736.13	638.42

Η χωρική μεταβολή των ίδιων μέτρων εντάσεων φαίνεται στα σχήματα (3-15), (3-16), (3-17). Τα εύρη τιμών για το πλέγμα υπολογισμού που κατασκευάστηκε είναι για την PGA μεταξύ 0.24 g και 0.43 g, για την PGV μεταξύ 17 cm/s και 31 cm/s, και για την $S_a(0.2 \text{ sec})$, μεταξύ 0.55 g και 0.96 g. Οι τιμές για PGA είναι υψηλότερες συγκριτικά με τον επίσημο χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας, ο οποίος δίνει PGA ίση με 0.24 g για την ίδια μέση περίοδο επανάληψης. Παρόλα αυτά οι τιμές αυτές είναι σε καλή συμφωνία με άλλες μελέτες που έχουν γίνει για την περιοχή που παρουσιάστηκαν στην παράγραφο (3.5). Από τη σύγκριση επίσης των καμπυλών στο σχήμα (3-13) φαίνεται ότι οι καμπύλες επικινδυνότητας που υπολογίσαμε είναι σε πολύ καλή συμφωνία με αυτές του προγράμματος SHARE.

Διαγράμματα απο-άθροισης επίσης κατασκευάστηκαν για τα δύο μοντέλα των πηγών επιφανείας, για την PGA. Αυτό έγινε διότι το R-CRISIS δεν εκτελεί απο-άθροιση για αποτελέσματα που έχουν προκύψει από λογικό δένδρο. Η απο-άθροιση επίσης των δύο μοντέλων σεισμικών ζωνών δεν είχε ενδιαφέρον καθώς υπήρχε ίση πιθανότητα να συμβεί σεισμός με μέγεθος $M_{min} \leq M \leq M_{max}$ σε όλη την έκταση τους. Έτσι στα σχήματα

(3.20) και (3.21) φαίνεται η σχετική συνεισφορά επί τοις εκατό (%), κάθε σεναρίου για τα δύο αυτά μοντέλα στην τελική πιθανότητα υπέρβασης (10% στα 50 έτη), για την PGA και για $\varepsilon=1$.

Το γενικό συμπέρασμα που μπορεί να εξαχθεί από αυτά είναι ότι στη Βρίσα και στη Μήθυμνα το σενάριο που έχει τη μεγαλύτερη συνεισφορά είναι σε μικρές αποστάσεις, λόγω της μικρής απόστασης των θέσεων αυτών από τις δύο μεγάλες τεκτονικές δομές στην περιοχή (ρήγμα του Αδραμυτίου και ρήγμα της Αγίας Παρασκευής). Σε μεγαλύτερες αποστάσεις βρίσκεται το αντίστοιχο σενάριο για τη Μυτιλήνη και το Σίγρι. Συγκεκριμένα, για τις πηγές του SHARE, στη Μήθυμνα, το πιο πιθανό σενάριο είναι σε εύρος μεγεθών M 6.4-6.8 και αποστάσεων $R=10-15$ km, ενώ για στη Βρίσα τα αντίστοιχα εύρη είναι M 6.0-6.4 και $R=5-10$ km. Στις δύο άλλες τοποθεσίες που βρίσκονται μακριά από τις δύο κυριότερες τεκτονικές δομές είναι M 6.0-6.4, $R=15-20$ km για τη Μυτιλήνη, και M 6.4-6.8, $R=25-30$ km για το Σίγρι.

Στη συνέχεια ακολούθησε η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης με την χρήση της στοχαστικής μεθόδου. Σκοπός της εφαρμογής αυτής της μεθόδου ήταν η κατασκευή συνθετικών καταγραφών για το χωριό της Βρίσας το οποίο παρόλο που βρίσκεται πιο μακριά από το επίκεντρο από άλλους οικισμούς (π.χ. Πλωμάρι, Βατερά), επλήγη περισσότερο από το σεισμό της 12^{ης} Ιουνίου. Η προσομοίωση έγινε με το λογισμικό EXSIM για κατηγορίες εδάφους B, C και D σύμφωνα με την Ευρωκώδικα 8, και οι κυριότερες από τις παραμέτρους μοντελοποίησης που εισήχθησαν στο input του προγράμματος φαίνονται στον πίνακα (4-3).

Αρχικά έγινε αναδρομική πρόβλεψη της εδαφικής κίνησης για πραγματικές καταγραφές από την περιοχή της Τουρκίας (πίνακας 4-2). Οι χρονοϊστορίες των πραγματικών δεδομένων συγκρίθηκαν με αυτές των συνθετικών καθώς επίσης και τα φάσματα Fourier και τα φάσματα απόκρισης. Μετά την σύγκριση των συνθετικών με τα πραγματικά δεδομένα παρατηρήθηκε ότι υπάρχουν αποκλίσεις στις χρονοϊστορίες και

στα φάσματα, οι οποίες σε κάποιους σταθμούς είναι μικρές (π.χ. CESME) αλλά σε κάποιους άλλους μπορεί να θεωρηθούν σημαντικές (π.χ. AAGA).

Γνωρίζοντας αυτές τις αποκλίσεις προχωρήσαμε στην προσομοίωση για την Βρίσα όπου οι χρονοϊστορίες και τα φασμάτων των συνθετικών δεδομένων φαίνονται στα σχήματα (4-26), (4-27), (4-28). Η PGA που προέκυψε για κλάση B είναι 208 cm/s^2 ενώ για C και D 361 cm/s^2 και 529 cm/s^2 αντίστοιχα. Κατασκευάστηκε επίσης φάσμα απόκρισης στο οποίο αντί της φασματικής επιτάχυνσης στον κατακόρυφο άξονα, παρουσιάζεται ο λόγος φασματικής επιτάχυνσης (S_a) προς τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (γ_m) (σχήμα 4-29). Τα αποτελέσματα αυτά της προσομοίωσης αποτελούν ακόμα μια ένδειξη ότι οι ζημιές στην περιοχή της Βρίσας ήταν αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών, συμπέρασμα στο οποίο και οι κατέληξαν οι Papazachos *et al.*, (2018).

Βιβλιογραφικές Αναφορές

Ελληνόγλωσσες

Βαμβακάρης, Δ., (2010). *Συμβολή στη μελέτη της χρονικά μεταβαλλόμενης σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας*. (Αδημοσίευτη Διδακτορική Διατριβή). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Θωμαΐδου, Ε., (2009). *Η Γεωλογική Δομή Της Νήσου Λέσβου*. (Αδημοσίευτη Διδακτορική Διατριβή). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Καραμήτρου, Α., Ρουμελιώτη, Ζ. και Κυρατζή, Α. (2008). *Στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από ενεργές τεκτονικές δομές κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης*. 3ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 2082.

Κατσικάτσος, Γ., Ματαράγκας, Δ., Μιγκίρος, Γ. και Τριανταφύλλης Μ. (1982). *Γεωλογική μελέτη της Νήσου Λέσβου*. Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα, σελ.90, (1991).

Κλήμης, Ν.Σ., Β.Ν. Μάργαρης, Α.Ι. Αναστασιάδης, Π.Κ. Κολιόπουλος και Ε. Κίρτας (2006). *Εξομαλυμένοι συντελεστές ενίσχυσης βραχωδών σχηματισμών στον Ελληνικό χώρο.*, Πρακτικά 5ου Πανελλ. Συνεδρ. Γεωτεχν. και Περιβαλλ. Μηχ. ΤΕΕ, Ξάνθη 31/5-2/6/2006, 1-8.

Κυρατζή, Α. (2008). *Τα χαρακτηριστικά της εστίας των ισχυρών ($M_w > 6.0$) σεισμών στην Ελλάδα (1958-2008)*. 3ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008.

Μουντράκης, Δ., (2010). *Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας*. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

ΟΑΣΠ (2003). *Νέος Χάρτης Σεισμικής Επικινδυνότητας της Ελλάδας*. γ) Πρόταση Τελικού Χάρτη Ζωνών Σεισμικής Επικινδυνότητας & Ηλεκτρονική Επεξεργασία.

Παπαζάχος, Β., Παπαζάχου, Κ., (2003). *Οι Σεισμοί της Ελλάδας*. ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος, Κ., Καρακαϊσης, Γ., Χατζηδημητρίου, Π., (2005). *Εισαγωγή Στη Σεισμολογία*. ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος Β.Κ., Μουντράκης Δ.Μ., Παπαζάχος Κ.Β., Τρανός Μ.Δ., Καρακαϊσης Γ.Φ. και Σαββαΐδης Α.Σ. (2001), “Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5ο αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα”, 2ο Π. Σ. Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, Τ.Ε.Ε., Θεσσαλονίκη, 28-30 Σεπτεμβρίου 2001, 1, σελ. 17-26.

ΠΕΠ-Β. ΑΙΓΑΙΟΥ (2008). *Αξιοποίηση σύγχρονων μεθόδων των γεωεπιστημών στη διαχείριση του σεισμικού κινδύνου με έμφαση στο δομημένο περιβάλλον των νησιών του Βορείου Αιγαίου Πελάγους*. Τελική Έκθεση, ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ 2000-2006, ΜΕΤΡΟ 3.7, σελ. 500.

Σέγκου (2010). *Εκτίμηση Της Εξαρτωμένης από τη Συχνότητα Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού Χώρου με Αιτιοκρατικές και πιθανολογικές Μεθόδους*. (Αδημοσίευτη Διδακτορική Διατριβή). Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Χατζηδημητρίου, Π., (1984). *Σεισμογόνοι Χώροι και Πηγές στο Χώρο του Αιγαίου και στις Γύρω Περιοχές*. (Αδημοσίευτη Διδακτορική Διατριβή). Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Ξενόγλωσσες

Abrahamson, N. and Silva, W. (1997). *Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes*. Seismological Research Letters, 68(1), pp.94-127.

Aki, K. (1966). *Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. II. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum*. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 44, 73–88.

Aki, K. (1967). *Scaling law of seismic spectrum*. Journal of Geophysical Research, 72(4), pp.1217-1231.

Akkar, S. and Bommer, J. (2010). *Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East*. Seismological Research Letters, 81(2), pp.195-206.

Askan, A., Sisman, F. and Ugurhan, B. (2013). *Stochastic strong ground motion simulations in sparsely-monitored regions: A validation and sensitivity study on the 13 March 1992 Erzincan (Turkey) earthquake*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 55, pp.170-181.

Atkinson, G. and Assatourians, K. (2014). *Implementation and Validation of EXSIM (A Stochastic Finite-Fault Ground-Motion Simulation Algorithm) on the SCEC Broadband Platform*. Seismological Research Letters, 86(1), pp.48-60.

Atkinson, G., Assatourians, K., Boore, D., Campbell, K. and Motazedian, D. (2009). *A Guide to Differences between Stochastic Point-Source and Stochastic Finite-Fault Simulations*. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(6), pp.3192-3201.

Baker, J. (2013). *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*. White Paper Version 2.0, 79 pp.

Bazzurro, P. and Cornell, C. (1999). *Disaggregation of Seismic Hazard*. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(2), 501–520.

Beresnev, I. and Atkinson, G. (1997). *Modeling finite-fault radiation from the ω spectrum*. Bulletin of the Seismological Society of America, 87 (1), pp 67-84.

Beresnev, I. and Atkinson, G. (1998). *FINSIM-a FORTRAN Program for Simulating Stochastic Acceleration Time Histories from Finite Faults*. Seismological Research Letters, 69(1), pp.27-32.

Bommer, J., Scherbaum, F., Bungum, H., Cotton, F., Sabetta, F. and Abrahamson, N. (2005). *On the Use of Logic Trees for Ground-Motion Prediction Equations in Seismic-Hazard Analysis*. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(2), pp.377-389.

Boore, D. (1983). *Stochastic Simulation of high-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra*. Bull. Seism. Soc. Am. 73, pp. 1865-1894.

Boore, D. (2003). *Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method*. Pure and Applied Geophysics, 160(3), pp.635-676.

Boore, D. (2005). *Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes: Version 2.3-A Revision of OFR 96-80-A*. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 00-509, revised 15 August 2005, 55pp.

Boore, D. (2006). *Orientation-Independent Measures of Ground Motion*. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(4A), pp.1502-1511.

Boore, D. (2009). *Comparing Stochastic Point-Source and Finite-Source Ground-Motion Simulations: SMSIM and EXSIM*. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(6), pp.3202-3216.

Boore D.M. and Atkinson G.M. (2008). *Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s*. Earthquake Spectra. 24:99-138.

Bradley, B. (2009). *Seismic Hazard Epistemic Uncertainty in the San Francisco Bay Area and Its Role in Performance-Based Assessment*. Earthquake Spectra, 25(4), pp.733-753.

Brune, J. (1970). *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*. Journal of Geophysical Research, 75(26), pp.4997-5009.

Budnitz, R., Apostolakis, G., Boore, D., Cluff, L., Coppersmith, K., Cornell, C, Morris, P. (1997). *Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis*. Washington, D.C.: U.S. Nuclear Regulatory Commission.

Caputo R. and Pavlides S. (2013): *The Greek Database of Seismogenic Sources (GreDaSS), version 2.0.0: A compilation of potential seismogenic sources ($M_w > 5.5$) in the Aegean Region*. <http://gredass.unife.it/>, doi: 10.15160/unife/gredass/0200.

Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N. and Pavlides, S. (2013). *Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands*. Tectonophysics, 597-598, pp.106-122.

Chousianitis, K., Del Gaudio, V., Pierri, P. and Tselentis, G. (2018). *Regional ground-motion prediction equations for amplitude-, frequency response-, and duration-based parameters for Greece*. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 47(11), pp.2252-2274.

Comninakis, P. and Papazachos, B.C. (1978). *Completeness, Accuracy and Homogeneity of the Data for Seismicity Studies in the Mediterranean and Surrounding Area*, Proc. of the symp, Analysis Seism. Risk, Lubice 1977, 139-149, 1978b.

Cornell, C.A. (1968). *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1503-1606.

Cornell, C. A. (1971). *Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads*. In *Dynamic Waves in Civil Engineering: Proceedings of a Conference Organized by the Society for Earthquake and Civil Engineering Dynamics*, ed. D. A. Howells, I. P. Haigh, and C. Taylor, 473–493. New York: John Wiley.

Danciu L. and Tselentis G-A. (2007). *Engineering ground-motion parameters attenuation relationships for Greece*. Bull Seismol Soc Am. 2007;9(1B):162-183.

Der Kiureghian, A. and Ditlevsen, O. (2009). *Aleatory or epistemic? Does it matter?* Structural Safety, 31(2), pp.105-112.

Field, E.H., T.H. Jordan, and Cornell C.A. (2003). OpenSHA: *A Developing Community-Modeling Environment for Seismic Hazard Analysis*, *Seismological Research Letters*, 74, no. 4, p. 406-419.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Mazzuoli, R. and Villari, L. (1984). *Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region*. Geological Society, London, Special Publications, 17(1), pp.687-699.

Ganas, A., Oikonomou, I. and Tsimi, C. (2017). *NOA faults: a digital database for active faults in Greece*. Bulletin of the Geological Society of Greece, 47(2), p.518.

Giardini D. *et al.*, (2013). *Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE): Online Data Resource*, doi: 10.12686/SED-00000001-SHARE, 2013.

Gibowicz, S., (1973). *Variation of frequency-magnitude relationship during the Taupo earthquake swarm of 1964-65*. New Zealand journal of geology and geophysics 16: 18-51.

Gumbel, E.J. (1966). *Statistics of extremes*. Columbia Univ. Press., New York, pp. 375.

Günther, R., Kappelmeyer, O. and Kronberg, P. (1977). *Zur Prospektion auf geothermale Anomalien, Erfahrungen einer Modelluntersuchung in Polichnitos, Lesbos (Griechenland)*. Geologische Rundschau, 66(1), pp.10-33.

Gutenberg, R. and C.F. Richter (1944). *Frequency of earthquakes in California*, Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.

Hanks, T. C. (1982). *f_{max}*, Bull. Seism. Soc. Am. 72, 1867–1879.

Hanks, T. and Kanamori, H. (1979). *A moment magnitude scale*. Journal of Geophysical Research, 84(B5), p.2348.

Hatzidimitriou, P., Papadimitriou, E., Mountrakis, D. and Papazachos, B. (1985). *The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece*. Tectonophysics, 120(1-2), pp.141-151, doi: 10.1016/0040-1951(85)90092-7.

International Atomic Energy Agency (2015), *Ground Motion Simulation Based on Fault Rupture Modelling for Seismic Hazard Assessment in Site Evaluation for Nuclear Installations*, Safety Reports Series No. 85, IAEA, Vienna (2015).

Joyner, B. and Boore, D. (1981). *Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 imperial valley, California, earthquake*. Bulletin of the Seismological Society of America; 71 (6): 2011–2038.

Kalantari, A. (2012). *Seismic Risk of Structures and the Economic Issues of Earthquakes*. [online] Available at: <https://www.intechopen.com/books/earthquake-engineering/seismic-risk-of-structures-and-the-economic-issues-of-earthquakes> [Accessed 19 Apr. 2019].

Kampouris, Z., (1978). *Calamities in Lesvos in the 19th century*. Publ. J. A. Paspate, Mytilene pp. 77 (in Greek).

Karakaisis, G., Hatzidimitriou, P., Scordilis, E. and Panagiotopoulos, D. (1998). *Seismicity of western Macedonia, Greece*. Journal of Geodynamics, 26(2-4), pp.297-307, doi: 10.1016/s0264-3707(97)00070-7.

Kiratzi, A. (2002). *Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea*. Geophysical Journal International, 151(2), pp.360-376.

Kiratzi A. (2014). *Mechanisms of Earthquakes in Aegean*. In: Beer M., Kougiumtzoglou I., Patelli E., Au IK. (eds) Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer, Berlin, Heidelberg

Kiratzi, A. (2018). *The 12 June 2017 Mw 6.3 Lesvos Island (Aegean Sea) earthquake: Slip model and directivity estimated with finite-fault inversion*. Tectonophysics, 724-725, pp.1-10, doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01753.x>.

Kiratzi, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, E. and Papazachos, B. (1985). *Seismic source-parameter relations for earthquakes in Greece*. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 123(1), pp.27-41.

Klimis, N.S., Margaris, B.N., and Koliopoulos P.K. (1999) *Site-Dependent amplification functions and response spectra in Greece*. Journal of Eqk. Eng. 3, 2, 237-270

Konstantinou, K., Mouslopoulou, V., Liang, W., Heidbach, O., Oncken, O. and Suppe, J. (2016). *Present-day crustal stress field in Greece inferred from regional-scale damped inversion of earthquake focal mechanisms*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(1), pp.506-523, doi: <http://dx.doi.org/10.1002/2016JB013272>.

Kramer, S. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. 1st ed. New Jersey: Prentice-Hall, Inc.

Kulkarni, R. B., R. R. Youngs, and K. J. Coppersmith (1984). *Assessment of confidence intervals for results of seismic hazard analysis*. Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, Vol. 1, 263–270.

Kumari, N, Sharma, M. and Gupta, I. (2017). *Stochastic simulation of strong ground motions for western Himalaya region*. 16th World Conference on Earthquake Engineering, 16WCEE 2017, Santiago Chile, January 9th to 13th 2017, Paper N° (2286).

Kyhdata.deprem.gov.tr. (2018). [online] Available at:
http://kyhdata.deprem.gov.tr/2K/raporlard/20170612_1228_AegeanSea_Mw_6_2_eng.pdf [Accessed 7 May 2018].

Lekkas, E., Mavroulis, S., Skourtsos, E., Andreadakis, E., Antoniou, V., Kranis, C., Soukis, K., Lozios, S., Alexoudi, V. (2017). *Earthquake environmental effects induced by the 2017 June 12, Mw 6.3 Lesvos (North Aegean Sea, Greece) earthquake*. In: 8th International UNQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology (PATA), 13-16 November 2017, New Zealand.

Lin, T. and Baker, J. (2011). *Probabilistic seismic hazard deaggregation of ground motion prediction models*. 5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering (5ICEGE), 1-12.

Margaris, B. and Hatzidimitriou, P. (2002). *Source Spectral Scaling and Stress Release Estimates Using Strong-Motion Records in Greece*. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(3), pp.1040-1059.

Margaris, B., C. Papazachos, C. Papaioannou, N. Theodulidis, I. Kalogeras, and A. Skarlatoudis (2002a). *Ground motion attenuation relations for shallow earthquakes in Greece*. In Proceedings of Twelfth European Conference on Earthquake Engineering, Sep 2002a. Paper reference 385.

Margaris, B, C. Papazachos, C. Papaioannou, N. Theodulidis, I. Kalogeras, and A. Skarlatoudis (2002b). *Ground motion attenuation relations for shallow earthquakes in Greece*. In Proceedings of the XXVIII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC), Sep 2002b.

McGuire, R. (1995). *Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 33(7), p.A294.

McGuire, R. K. (2004). *Seismic Hazard and Risk Analysis*. Oakland, CA: Earthquake Engineering Research Institute, 240 pps.

Meijer, P. and Wortel, M. (1997). *Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation*. Tectonics, 16(6), pp.879-895, doi: <http://dx.doi.org/10.1029/97TC02004>.

Milne, W.G. and Davenport, A.G. (1969). *Distribution of earthquake risk in Canada*. Bull. Seismol. Soc. Am., 59, p. 729–754.

Motazedian, D. and Atkinson, G.M. (2005). *Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency*. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(3), pp.995-1010.

Mogi, K. (1967). *Earthquakes and fractures*. Tectonophysics, 5(1), pp.35-55.

NEHRP (1994). *Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures, Part 1: Provisions*, FEMA 222A Building Seismic Safety Council, Washington D.C., 290 pp.

Ordaz, M. and Salgado-Gálvez, M.A. (2017). *R-CRISIS Validation and Verification Document*. Technical Report. Mexico City, Mexico.

Papageorgiou, A. S., and K. Aki (1983). *A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model*, Bull. Seism.Soc. Am. 73, 693–722.

Papadimitriou, P., Tselentis, G.A., Voulgaris, N., Kouskouna, V., Lagios, E., Kassaras, I., Kaviris, G., Pavlou, K., Sakkas, V., Moumoulidou, A., Karakonstantis, A., Kapetanidis, V., Sakkas, G., Kazantzidou, D., Aspiotis, T., Fountoulakis, I., Millas, C., Spingos, I., Lekkas, E., Antoniou, V., Mavroulis, S., Skourtsos, E. and Andreadakis, E. (2017). *Preliminary report on the Lesvos 12 June 2017 Mw 6.3 earthquake*. (Report located at). https://www.emsc-csem.org/Files/news/Earthquakes_reports/lesvos_report_nkua_v5.pdf.

Papadimitriou, P., Kassaras, I., Kaviris, G., Tselentis, G., 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. and Kleanthi, M. (2018). *The 12 the June 2017 M w = 6.3 Lesvos earthquake from detailed seismological observations*. Journal of Geodynamics, 115, pp.23-42, doi: 10.1016/j.jog.2018.01.009.

Papadopoulos, G. A., Agalos, A., Charalampakis, M., Novikova, T., Triantafyllou, T., Annunziato, A., Probst, P., Proietti, C., Kleanthi, M., Necmioğlu, Ö., Sozdinler, C. Ö., Dogan, G., Yalciner, A. C. (2017). *The Lesvos Isl. (East Aegean Sea) strong (Mw 6.3) earthquake and the associated tsunami of 12 June 2017*. In: Abstract International Tsunami Symposium Bali-Flores, (2017).

Papaoiannou, C. and Papazachos, B.C. (2000). *Time-Independent and Time-Dependent Seismic Hazard in Greece Based on Seismogenic Sources*. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(1), pp.22-33.

Papazachos, B. C. (1974). *Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range*. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 112(6), pp.1059-1065., doi:10.1007/bf00881508.

Papazachos, C.B. (1999). *An alternative method for a reliable estimation of seismicity with an application in Greece and surrounding area*. Bull. Seismolo. Soc. Am., 89, 111-119.

Papazachos, B.C., Makropoulos, K., Latousakis, J. and Theodulidis, N., (1989). *Elaboration of a map of seismic hazard in Greece. 2nd rep. For the program of OASP*, 24pp. (in Greek).

Papazachos, B. C., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C. and Karakaisis, G. (2004). *Global Relations Between Seismic Fault Parameters and Moment Magnitude of Earthquakes*. Bulletin of the Geological Society of Greece, 36(3), p.1482.

Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F. and C.B. Papazachos (2018). *A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901 - 2017*, Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki.

Papazachos, C., Chatzis, N., Kkallas, C., Anthymidis, M., Rovithis, E., Karakostas, C. and Papaioannou, C. (2018). *How does local geology control the earthquake damage distribution? The Lesvos 2007 case (abstract)*. 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 24th to 29th June 2018, Posidi, Greece.

Pavlidis, S., Tsapanos, T., Zouros N., Sboras G., Koravos, G., Chatzipetros, A., (2009). *Using active fault data for assessing seismic hazard: a case study from NE Aegean Sea, Greece*. Earthquake Geotechnical Engineering Satellite Conference XVIIth International Conference on Soil Mechanics & Geotechnical Engineering 2-3. 10. 2009, Alexandria, Egypt.

Rebez, A. and Slejko, D. (2004). *Introducing epistemic uncertainties into seismic hazard assessment for the broader Vittorio Veneto area (N.E. Italy)*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45(4) (305-320).

Reiter, L. (1990). *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*. New York: Columbia University Press.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou, C. (2000). *A comparative study of a stochastic and deterministic simulation of strong ground motion applied to the Kozani-Grevena (NW Greece) 1995 sequence*. Annali di geofisica, 43(5), pp.951-966.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. and Theodulidis, N. (2004). *Stochastic Strong Ground-Motion Simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake*. Bulletin of the Seismological Society of America, 94(3), pp.1036-1052.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. and Benetatos, C. (2010). *The instability of the MW and ML comparison for earthquakes in Greece for the period 1969 to 2007*. Journal of Seismology, 14(2), pp.309-337.

Rydelek, P. and Sacks, I. (1989). *Testing the completeness of earthquake catalogues and the hypothesis of self-similarity*. Nature, 337(6204), pp.251-253, doi:10.1038/337251a0.

Scholz, C. (2015). *On the stress dependence of the earthquake b value*. Geophysical Research Letters, 42(5), pp.1399-1402.

Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, pp.288-289.

Sitharam, J., T. and Kolathayar, S. (2018). *Comprehensive Seismic Zonation Schemes for Regions at Different Scales*. New York: Springer.

Skarlatoudis, A., Papazachos, C., Margaris, B., Theodulidis, N., Papaioannou, C., Kalogeras, I., Scordilis, E. and Karakostas, V. (2003). *Empirical Peak Ground-Motion Predictive Relations for Shallow Earthquakes in Greece*. Bulletin of the Seismological Society of America 93(6):2591-2603

Skarlatoudis, A., Papazachos, C., Margaris, B., Theodulidis, N., Papaioannou, C., Kalogeras, I., Scordilis, E. and Karakostas, V. (2007). *Erratum to Empirical Peak Ground-Motion Predictive Relations for Shallow Earthquakes in Greece*. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(6), pp.2219-2221.

Slejko D. and Rebez, A. 2002: *Probabilistic seismic hazard assessment and deterministic ground shaking scenarios for Vittorio Veneto (N.E. Italy)*. Boll Geof. Teor. Appl., 43, 263-280

Somerville, P. (1998). *Emerging art: earthquake ground motion*. Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics III, proceeding of a specialty conference held in Seattle, Washington, August 3-6, 1998. Geotechnical Special publication, 75(75), 1-38.

Somerville, P. (2000). *Seismic hazard evaluation*. Bull. New Zealand Soc. Earthq. Eng., 33, 371-386.

Soulakellis, N., Novak, I., Zouros, N., Lowman, P. and Yates J. (2006). *Fusing Landsat-5/TM Imagery and Shaded Relief maps in Tectonic and Geomorphic Mapping: Lesvos Island, Greece*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 72(6), 693-700.

Stirzaker, D. (2007). *Elementary probability*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press.

Theodulidis, N., Roumelioti, Z., Panou, A., Savvaidis, A., Kiratzi, A., Grigoriadis, V., Dimitriu, P. and Chatzigogos, T. (2006). *Retrospective Prediction of Macroseismic Intensities Using Strong Ground Motion Simulation: The Case of the 1978 Thessaloniki (Greece) Earthquake (M6.5)*. Bulletin of Earthquake Engineering, 4(2), pp.101-130.

Tsapanos, T. M. (2008). *Seismicity and seismic hazard assessment in Greece*. In E. S. Husebey, editor, *Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries* (pp. 253-270), Springer.

Tselentis, G. and Danciu, L. (2010). *Probabilistic seismic hazard assessment in Greece – Part 1: Engineering ground motion parameters*. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(1), pp.25-39.

Vamvakaris, D., Papazachos, C., Papaioannou, C., Scordilis, E., & Karakaisis, G. (2016). *Seismic Hazard Assessment in The Broader Aegean Area Using Time-Independent Seismicity Models Based on Synthetic Earthquake Catalogs*. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50(3), 1463-1472.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture width, Rupture Area and Surface Displacement*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.

Wisner, B., Blaikie, P., Cannon, T. and Davis, I. (2004). *At Risk: Natural Hazards. 2nd ed.* Routledge.

Yılmaz, Y. and Karacik, Z. (2001). *Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens*. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), pp.31-43.

Youngs R.R. and Coppersmith K. (1985). *Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates*. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 58:939-964.

Zouros, N., Pavlides, S., Soulakellis, N., Chatzipetros, A., Vasileiadou, K., Valiakos, I. and Mpentana, K. (2011). *Using Active Fault Studies for Raising Public Awareness and Sensitisation on Seismic Hazard: A Case Study from Lesvos Petrified Forest Geopark, NE Aegean Sea, Greece*. *Geoheritage*, 3(4), pp.317-327, doi: 10.1007/s12371-011-0044-y.