ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΙΧΑΗΛ Δ. ΡΑΒΝΑΛΗΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΒΛΑΒΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ‘ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ’

ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: ‘ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ’

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2020

ΜΙΧΑΗΛ Δ. ΡΑΒΝΑΛΗΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΒΛΑΒΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Εφαρμοσμένη Γεωλογία', Κατεύθυνση 'Εφαρμοσμένη Γεωφυσική και Σεισμολογία'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 19/10/2020

<u>Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή</u>

Παπαζάχος Κωνσταντίνος - Καθηγητής Α.Π.Θ., Επιβλέπων

Μάργαρης Βασίλης – Διευθυντής Ερευνών Ι.Τ.Σ.Α.Κ., Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Παπαϊωάννου Χρήστος – Διευθυντής Ερευνών Ι.Τ.Σ.Α.Κ., Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΒΛΑΒΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΕΝΟΡΓΑΝΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ. – Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

SPATIAL DISTRIBUTION OF DAMAGE FROM STRONG EARTHQUAKES IN THE AEGEAN AREA FROM THE JOINT INTERPRETATION OF MACROSEISMIC AND INSTRUMENTAL DATA. – Master Thesis

Citation:

Ράβναλης Μ.Δ., 2020. – Κατανομή βλαβών ισχυρών σεισμών του χώρου του Αιγαίου με τη συνδυαστική ερμηνεία Μακροσεισμικών δεδομένων και ενόργανων καταγραφών (Ελλάδα). Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 180 σελ.

Ravnalis M.D., 2020. Spatial distribution of damage from strong earthquakes in the Aegean area from the joint interpretation of Macroseismic and instrumental data.MasterThesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 180 pp.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία», με ειδίκευση στον κλάδο της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής και Σεισμολογίας. Το αντικείμενο μελέτης της εργασίας εστιάζεται στη μελέτη της κατανομής της ισχυρής σεισμικής κίνησης και των βλαβών πρόσφατων ισχυρών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου από τη συναξιολόγηση και τη συνδυαστική ερμηνεία των διαθέσιμων μακροσεισμικών δεδομένων και ενόργανων καταγραφών.

Στο **1ο Κεφάλαιο** γίνεται μια εισαγωγή στις μεθοδολογίες προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης, και ειδικότερα της στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης ενώπαράλληλα παρατίθενται εφαρμογές της μεθόδου αυτής στον Ελληνικό χώρο. Στη συνέχεια, παρουσιάζονται οι έννοιες της μακροσεισμικής έντασης και των ενόργανων καταγραφών ισχυρής κίνησης. Επίσης, καθορίζεται η περιοχή μελέτης της παρούσας μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας, ο κατάλογος των σεισμών που μελετήθηκαν και το σεισμοτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή καθενός από τους σεισμούς που μελετήθηκαν. Τέλος, περιγράφονται οι βασικοί στόχοι της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Στο **2ο Κεφάλαιο** δίνονται οι απαραίτητες πληροφορίες για κάθε έναν σεισμό που μελετήθηκε στην παρούσα διατριβή. Επίσης, στο κεφάλαιο αυτό περιλαμβάνεται η διαδικασία διόρθωσης των υπαρχόντων μακροσεισμικών δεδομένων, καθώς και η επεξεργασία τους. Επιπλέον, παρατίθενται τα δεδομένα από τις υπάρχουσες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης για κάθε επιφανειακό σεισμό που μελετήθηκε στην παρούσα εργασία.

Στο **3ο Κεφάλαιο** παρουσιάζονται τα απλοποιημένα μοντέλα ρηγμάτων για τα σενάρια που χρησιμοποιήθηκαν στην στοχαστική προσομοίωση, για κάθε σεισμό ξεχωριστά. Ακόμη, παρατίθενται οι στοχαστικές προσομοιώσεις των επιφανειακών σεισμών που μελετήθηκαν με τη χρήση των λογισμικών EXSIM και SMSIM. Επιπλέον, περιγράφεται η προσέγγιση του προσδιορισμού της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, βασισμένοι σε πληροφορίες που προέρχονται από την τοπογραφική κλίση. Τέλος, γίνεται σύγκριση των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων, όπως αυτές προκύπτουν από τις τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) και μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) της στοχαστικής προσομοιώσης για κάθε σεισμό.

Στο **4ο Κεφάλαιο** παρατίθενται τα αποτελέσματα από την εφαρμογή της βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo για την προσομοίωση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων και της ισχυρής σεισμικής κίνησης όλων των σεισμών της παρούσας διατριβής, τόσο με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων, όσο και με τη χρήση σημειακής πηγής. Συγκεκριμένα, έγιναν προσομοιώσεις για διάφορες τιμές της παραμέτρου πτώσης τάσης για κάθε σεισμό με τη χρήση των προγραμμάτων EXSIM και SMSIM, με αποτέλεσμα να προσδιοριστεί η βέλτιστη τιμή πτώσης τάσης για την οποία προσεγγίζονται καλύτερα τα δεδομένα κάθε σεισμού. Για τις προσομοιώσεις λήφθηκαν υπόψη τόσο τα μακροσεισμικά δεδομένα, όσο και τα δεδομένα από τις ενόργανες καταγραφές για κάθε σεισμική διάρρηξη, τόσο ξεχωριστά, όσο και ταυτόχρονα με την εισαγωγή κατάλληλης συνάρτησης σφάλματος (misfit function).

Στο **5^{o} Κεφάλαιο** παρουσιάζεται η σύνοψη της διατριβής ειδίκευσης, καθώς επίσης και τα βασικά συμπεράσματα της.

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα μου Κωνσταντίνο Παπαζάχο για την ευκαιρία που μου έδωσε να ασχοληθώ με το συγκεκριμένο θέμα και την εμπιστοσύνη που μου έδειξε σε όλο τη διάρκεια των Μεταπτυχιακών μου σπουδών. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω και τον Βασίλη Μάργαρη για την συνεπίβλεψη του και τις συμβουλές του κατά τη διάρκεια της συνεργασίας μας. Ένα μεγάλο ευχαριστώ στον Χρήστο Παπαϊωάννου για την συνεπίβλεψη του και για τις γνώσεις που μου έδωσε μέχρι σήμερα από τη αρχή των προπτυχιακών μου σπουδών στο τμήμα Γεωλογίας. Επιπλέον, θέλω να ευχαριστήσω ιδιαιτέρως τον μεταδιδάκτορα Χαράλαμπο Κκαλλά για την πολύτιμη καθοδήγηση του και την διαρκή βοήθεια που μου πρόσφερε σε όλη τη διεξαγωγή της μεταπτυχιακής μου εργασίας.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω στους μεταδιδάκτορες και υποψηφίους διδάκτορες Ανθυμίδη Μάριο, Βεντούζη Χρυσάνθη, Κώστογλου Αναστάσιο και Τέζα Ελένη, για τις ώρες που περάσαμε μαζί στο υπόγειο του Σεισμολογικού Σταθμού Α.Π.Θ., κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου. Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω από καρδιάς τους συμφοιτητές μου από το μεταπτυχιακό για τις αμέτρητες ώρες που περάσαμε μαζί σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μας σπουδών. Επιπρόσθετα, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μουγια την οικονομική στήριξη της. Τέλος, ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω και στους φίλους μου, που με την αγάπη τους και την ανιδιοτελή τους στήριξη με ώθησαν στο να πετυχαίνω τους στόχους μου.

Ράβναλης Μιχαήλ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ερμηνεία και προσομοίωση των ισχυρών ιστορικών σεισμών βασίζεται σχεδόν αποκλειστικά στη χρήση των μακροσεισμικών δεδομένων τους, με αποτέλεσμα να είναι εφικτή η μελέτη των περιοχών που παρουσίασαν τις σημαντικότερες βλάβες λόγω της ισχυρής σεισμικής κίνησης τους. Επιπρόσθετα, κατά την ενόργανη περίοδο (από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα) σημαντική είναι και η συμβολή των ενόργανων καταγραφών από τους σεισμολογικούς σταθμούς, οι οποίες συμβάλλουν τόσο στη μελέτη της σεισμικής πηγής, του δρόμου διάδοσης, κλπ., δηλαδή στη μελέτη των σεισμών, όσο και στη μελέτη της απόκρισης μιας κατασκευής σε ένα σεισμό π.χ. μέσω της μελέτης των ελαστικών ή ανελαστικών φασμάτων απόκρισης.

Στην παρούσα διατριβή εφαρμόστηκε η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης για τη μελέτη ισχυρών επιφανειακών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου κατά τη χρονική περίοδο 1978-1995 με $M \geq 6.0$, για τους οποίους ήταν διαθέσιμες τόσο μακροσεισμικές εντάσεις όσο και ενόργανες καταγραφές. Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης είναι ένα ευρέως χρησιμοποιούμενο εργαλείο το οποίο αξιοποιείται για την παραγωγή συνθετικών δεδομένων τα οποία έχουν απώτερο σκοπό την μελέτη της χωρικής μεταβολής της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε μία περιοχής εξαιτίας ενός σεισμού. Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε με την χρήση του λογισμικού EXSIM, και σε κάποιες περιπτώσεις και με επιπρόσθετη χρήση του λογισμικού SMSIM. Με βάση τις διαθέσιμες εργασίες για τον κάθε σεισμό υιοθετηθήκαν διάφορα σενάρια προσομοίωσης, τα οποία διέφεραν στις βασικές παραμέτρους τους (π.χ. διαστάσεις ρήγματος, κλπ). Μέσα από την εξαγωγή τιμών PGA και PGV που προκύπτουν από την στοχαστική προσομοίωση κάθε σεισμού έγινε ο υπολογισμός των συνθετικών τιμών μακροσεισμικής έντασης με την χρήση κατάλληλων σχέσεων (Wald et al., 1999), έτσι ώστε να γίνει τελικά μια σύγκριση με τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα. Ο στόχος της παρούσας διατριβής ήταν να γίνει ένας συνδυασμός των μεθόδων βελτιστοποίησης, αλλά κυρίως να πραγματοποιηθεί ταυτόχρονη, συνδυαστική ερμηνεία δύο ειδών δεδομένων (μακροσεισμικά δεδομένα και δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης) για τους παραπάνω επιφανειακούς σεισμούς που μελετήθηκαν. Τελικός στόχος ήταν να αξιολογηθεί το κατά πόσο καλά μπορούν να αξιοποιηθούν αυτές οι μέθοδοι για την μελέτη της χωρικής κατανομής ισχυρής σεισμικής κίνησης. Για τον σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκαν προσομοιώσεις με ημιαυτόματο τρόπο, υιοθετώντας μία προσέγγιση τύπου Monte Carlo για διάφορες τιμές της παραμέτρου πτώσης τάσης (stress drop), ερμηνεύοντας ταυτόχρονα τόσο τα μακροσεισμικά δεδομένα, όσο και τις ενόργανες καταγραφές.

ABSTRACT

Interpretation of strong historical earthquakes is based almost exclusively on the use of their macroseismic data, making it possible to study the areas that suffered the most significant damage due to their strong ground motion. In addition, the contribution of instrumental recordings from seismological stations for recent events is also important, which also contributes to the study of various earthquake parameters (source, propagation path, etc.), as well as their impact e.g. the response of a structure to an earthquake e.g. via the study of elastic or inelastic response spectra.

In this thesis the method of stochastic simulation was applied for strong shallow earthquakes in the Aegean area, which occurred during 1978-1995 with M≥6.0, for which both macroseismic intensities and instrumental recordings were available. The method of stochastic simulation of strong ground motion is a widely used tool that is used to produce synthetic data in order to study the spatial distribution of strong ground motion in an area due to an earthquake. This method was applied with the use of the EXSIM software, while in some cases we also relied on the additional use of the SMSIM software. According to the above, various simulation scenarios were adopted, which differ in their basic simulation parameters (e.g. fault dimensions, etc.). Through the extraction of PGA and PGV values, resulting from the stochastic simulation of each earthquake, synthetic macroseismic intensity values were generated, using appropriate scaling relationships (Wald et al., 1999), so that a comparison with the actual macroseismic data could be made. The aim of the thesis was to make a combination of different simulation methods but mainly to perform a simultaneous, joint interpretation of two types of data (macroseismic data and strong motion data) for the previous shallow earthquakes. Finally, we evaluate how well they these methods can be utilized to study the spatial distribution of strong seismic motion, as this is reflected in the damage (macroseismic) and strong motion data. For this purpose, a Monte Carlo simulation approach was adopted, in order to perform a search for various values of the stress drop parameter, and model both independently and jointly the available macroseismic data and the strong motion instrumental recordings.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Βλάβες – Μακροσεισμικές εντάσεις

Οι βλάβες ενός σεισμού εξαρτώνται από διάφορα στοιχεία της σεισμικής κίνησης (ταχύτητα, επιτάχυνση, μετατόπιση, περίοδο, διάρκεια) και της κατασκευής (ιδιοπερίοδος, συντελεστής απόσβεσης, πλαστιμότητα), αλλά και από την ιστορία της εδαφικής κίνησης στα θεμέλια του κτιρίου κατά τη διάρκεια της σεισμικής κίνησης. Οι βλάβες διακρίνονται σε άμεσες, οι οποίες οφείλονται στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων από το έδαφος στα κτίρια, και στις έμμεσες βλάβες οι οποίες προκαλούνται από πυρκαγιές ή άλλες έμμεσες αιτίες (π.χ. θαλάσσια κύματα) που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια μεγάλων σεισμών (Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005). Οι βλάβες περιγράφηκαν ιστορικά με διάφορους τρόπους, κυρίως όμως αποτυπώνονται ποσοτικά με ένα μέγεθος το οποίο ονομάζεται μακροσεισμική ένταση.

Η μακροσεισμική ένταση είναι μια «αυθαίρετη» ποσότητα η οποία περιγράφει με ένα απλοποιημένο τρόπο τις επιπτώσεις ενός σεισμού σε μια συγκεκριμένη θέση, όπως αυτές περιγράφονται από μαρτυρίες (π.χ. από τους κατοίκους της περιοχής), ή από άλλες έμμεσες ή άμεσες παρατηρήσεις για διάφορες επιπτώσεις του σεισμού (στο φυσικό και δομημένο περιβάλλον). Η μελέτη των μακροσεισμικών δεδομένων μας δίνει την δυνατότητα να μελετηθούν οι περιοχές οι οποίες παρουσίασαν τις μεγαλύτερες βλάβες κατά τη διάρκεια των σεισμών αυτών, με βάση την χρήση των διάφορων κλιμάκων μακροσεισμικής έντασης. Για να περιγραφεί ποσοτικά η μακροσεισμική ένταση έχουν προταθεί ιστορικά διάφορες μακροσεισμικές κλίμακες, οι οποίες προσπαθούν να περιγράψουν το επίπεδο των βλαβών των κτιρίων και του φυσικού περιβάλλοντος.

Ειδικότερα, η εκτίμηση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων γίνεται με βάση ορισμένες μακροσεισμικές κλίμακες, η κάθε μια από τις οποίες αποτελείται από ορισμένους βαθμούς μακροσεισμικής έντασης. Οι μακροσεισμικές κλίμακες είναι καθαρά εμπειρικές και ως εκ τούτου παρουσιάζουν κάποια προφανή μειονεκτήματα. Ένα από αυτά είναι ότι αυτές καταγράφουν τα συνολικά μακροσεισμικά αποτελέσματα και γι' αυτόν ακριβώς το λόγο δεν μπορούν χρησιμοποιηθούν ώστε να προσδιοριστούν τα αποτελέσματα ενός σεισμού στις τεχνικές κατασκευές. Το 1780 ο Ιταλός φυσικός Domenico Pignataro έκανε τον πρώτο διαχωρισμό εντάσεων (πρώτη κλίμακα), ανάλογα με τη σφοδρότητα των σεισμικών βλαβών. Ο Giusepe Mercalli επέκτεινε την κλίμακα των 10 τάξεων σε κλίμακα 12 τάξεων, και στη συνέχεια πρότεινε το μέχρι σήμερα γνώστο σύστημα ταξινόμησης της έντασης. Το 1931 προτάθηκε η κλίμακα Mercalli-Wood-Neuman για κτίρια και κατασκευές που δεν υπήρχαν παλιότερα, ενώ το 1956 η κλίμακα Mercalli τροποποιήθηκε μετεξελίχθηκε με την πρόταση της Modified Mercalli (για την Αμερική, MM) και της Mercalli-Cancani-Sieberg (για την Ευρώπη, MCS). Οι βασικές κλίμακες που χρησιμοποιούνται σήμερα είναι κυρίως: Η αρχική δωδεκαβάθμια κλίμακα Mercalli-Sieberg, η δωδεκαβάθμια κλίμακα Medvedev – Sponheur –

Karnik (MSK) και η επταβάθμια Ιαπωνική κλίμακα (JMA) (Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005). Η κλίμακα MSK είναι ακριβέστερη από την παλαιότερη κλίμακα των Mercalli-Sieberg, γιατί λαμβάνει υπόψη της το είδος και το ποσοστό των κτιρίων που έχουν υποστεί βλάβες. Στην Ελλάδα χρησιμοποιείται μία τροποποιημένη μορφή της κλίμακας Modified Mercalli, η οποία και χρησιμοποιήθηκε στηνπαρούσα διατριβή (βλ. Πίνακα 1.1).

Πίνακας 1.1 Η κλίμακα Modified – Mercalli που χρησιμοποιείται στην Ελλάδα.

Βαθμοί	Μακροσεισμικά Αποτελέσματα
I	Γράφεται μόνο από τα σεισμικά όργανα.
II	Αισθητός από μερικούς σε ησυχία στους ψηλότερους ορόφους.
III	Αισθητός από λίγους στα σπίτια.
IV	Αισθητός από πολλούς στα σπίτια, από μερικούς στο ύπαιθρο. Ξύπνημα λίγων. Φυγή λίγων στο ύπαιθρο. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες.
V	Αισθητός από όλους στα σπίτια και στο ύπαιθρο. Ξύπνημα πολυάριθμων. Φυγή πολυάριθμων στο ύπαιθρο. Αιώρηση ελεύθερα κρεμασμένων αντικειμένων. Ήχηση κουδουνιών ρολογιών. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων.
VI	Ήχηση μικρών καμπάνων. Ανατροπή πολυάριθμων μεγάλων αντικειμένων. Πτώση λίγων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Βλάβες λίγες, ελαφρές.
VII	Ήχηση μεγάλων καμπάνων. Πτώση πολυάριθμων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Βλάβες μέτριες, πολλές. Μερική καταστροφή λίγων οικοδομών.
VIII	Μερική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 25% του ολικού αριθμού των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή λίγων κτιρίων.
IX	Μερική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 50% του ολικού αριθμού των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 25% του ολικού αριθμού των κτιρίων.
X	Μερική καταστροφή όλων των κανονικών οικοδομών. Ολική καταστροφή σε ποσοστό μεγαλύτερο του 50% του ολικού αριθμού των κτιρίων.
XI	Ολική καταστροφή όλων των κτιρίων.
XII	Κατάρρευση όλων των οικοδομών μέχρι τα θεμέλια.

Η Ελληνική εκδοχή της κλίμακας Modified Mercalli έχει δειχθεί ότι εμφανίζει συστηματική διαφορά κατά 0.5 MMI σε σχέση με τις κλίμακες MSK και MCS, όπως προτάθηκε από τους Shebalin et al. (1974) και επιβεβαιώθηκε ποσοτικά από τους Papazachos and Papaioannou (1998) από σύγκριση τιμών μακροσεισμικών εντάσεων κοντά στα σύνορα Ελλάδας με τις γειτονικές Βαλκανικές χώρες (σχέση 1.1). Οι Musson et al. (2010) συγκρίνοντας διάφορες κλίμακες σεισμικών εντάσεων διαπίστωσαν ότι η κλασσική κλίμακα Modified Mercalli, όπως χρησιμοποιείται κυρίως στην Αμερική και οι αντίστοιχες κλίμακες MCS και MSK είναι ισοδύναμες (σχέση 1.2). Από τις σχέσεις (1.1) και (1.2) προκύπτει η σχέση (1.3), η οποία δείχνει ότι η Ελληνική εκδοχή της κλίμακας Modified Mercalli είναι κατά μισή μονάδα υψηλότερη της κλασικής κλίμακας Modified Mercalli.

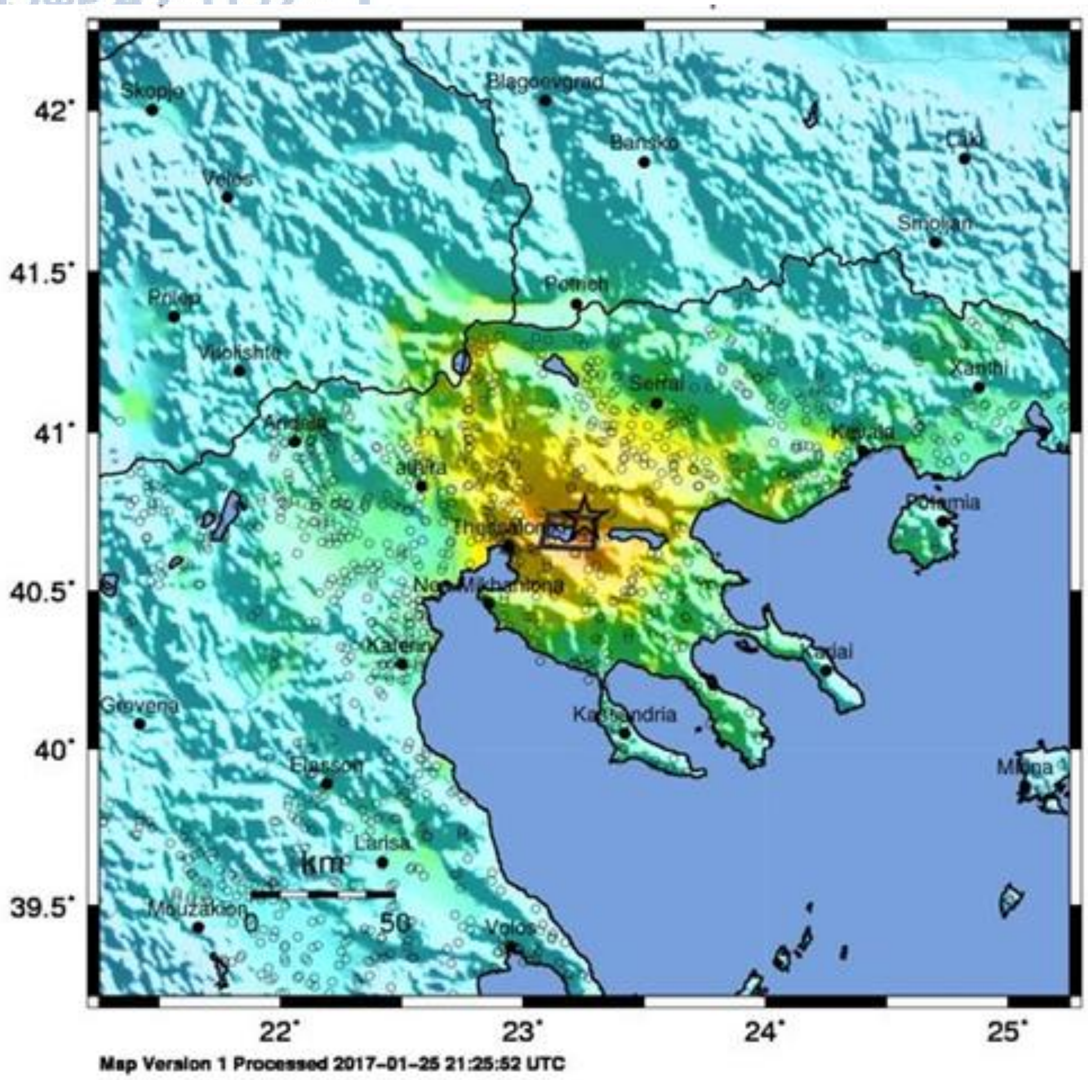
$$I_{MCS/MSK}= I_{MM}^{GREEK}-0.5 \quad \textbf{(1.1)}$$

$$I_{MMI56} \approx I_{MSK} \approx I_{MCS} \quad \textbf{(1.2)}$$

$$I_{MMI56}=I_{MM}^{GREEK}-0.5 \quad \textbf{(1.3)}$$

Μακροσεισμικοί χάρτες ονομάζονται οι χάρτες οι οποίοι απεικονίζουν τις τιμές έντασης, όπως αυτές έχουν παρατηρηθεί στο χώρο. Στο Σχήμα (1.1) δίνεται ένας «κλασσικός» χάρτης με διακριτές τιμές της μακροσεισμικής έντασης για τον σεισμό του Στίβου στις 20/06/1978 (M=6.5).

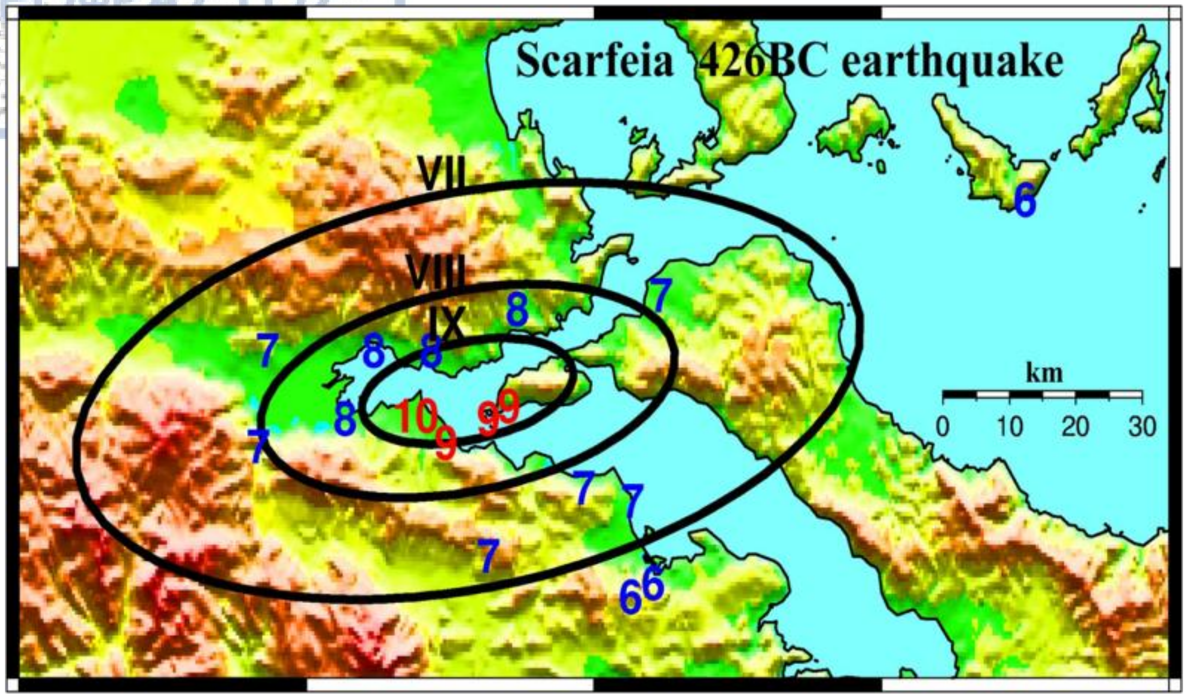
Στους μακροσεισμικούς χάρτες συχνά απεικονίζονται και ισόσειστες γραμμές. Οι **ισόσειστες** καμπύλες είναι καμπύλες που χωρίζουν τόπους της ίδιας έντασης και χρησιμοποιούνται για την καλύτερη αναπαράσταση της γεωγραφικής κατανομής των μακροσεισμικών εντάσεων (Παπαζάχος και συνεργάτες, 2005). Στην πλειόσειστη περιοχή έχουμε τη μέγιστη ένταση και στο κέντρο της περιοχής αυτής βρίσκεται το μακροσεισμικό επίκεντρο, που δεν ταυτίζεται απαραίτητα με το μικροσεισμικό επίκεντρο. Οι Papazachos et al. (1997) εφάρμοσαν για την κατασκευή ισοσείστων για σεισμούς της Ελλάδος το μοντέλο ισοσείστων καμπύλων με ελλειπτικό σχήμα, που αναπτύχθηκε από τους Papazachos (1992) και Papazachos and Papaioannou (1997, 1998), λαμβάνοντας υπόψη ότι το βασικό μοντέλο ακτινοβολίας της σεισμικής εστίας (λόγω κατευθυντικότητας) αλλά και ανομοιογένειας της δομής του φλοιού στον Ελληνικό χώρο παράγει γενικώς καμπύλες ελλειπτικού σχήματος. Στο Σχήμα (1.2) δίνεται παράδειγμα χάρτη ισοσείστων για τον ιστορικό σεισμό στη Σκάρφεια το 426 π.Χ. (Papazachos et al., 1997).



PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<0.05	0.3	2.8	6.2	12	22	40	75	>139
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.1	1.4	4.7	9.6	20	41	86	>178
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Scale based upon Worden et al. (2012)

Σχήμα 1.1 Μακροσεισμικός χάρτης ο οποίος δίνει την χωρική κατανομή των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του Στίβου (Θεσσαλονίκης) στις 20/06/1978 (M=6.5) (πηγή USGS:https://earthquake.usgs.gov/data/shakemap/)

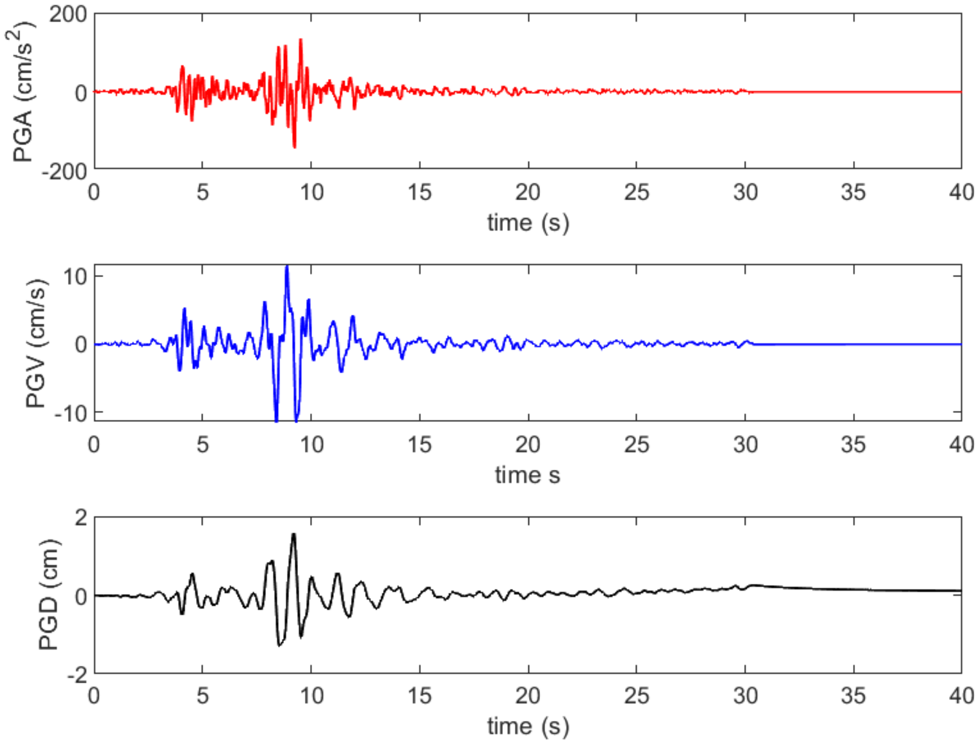


Σχήμα 1.2 Χάρτης ισοσείστωνγια τον ιστορικό σεισμών της Σκάρφειας το 426 π.Χ. (Papazachos et al., 1997).

Ουσιαστικά, η απεικόνιση της χωρικής κατανομής των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων για έναν σεισμό συνέβαλε στη διεξαγωγή μιας πλήρους εικόνας που αφορά στην κατανομή βλαβών σε μια περιοχή εξαιτίας μιας σεισμικής διέγερσης. Γενικά, οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις συνέβαλαν καταλυτικά στη δημιουργία καταλόγων σεισμών και κατ' επέκταση στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας.

1.2. Ενόργανες Καταγραφές

Η ραγδαία εξέλιξη της τεχνολογίας των καταγραφικών οργάνων τις τελευταίες δεκαετίες και η πληθώρα σεισμικών καταγραφών, έδωσαν μεγάλη ώθηση στη χρήση ενόργανων προσεγγίσεων για τη μελέτη των σεισμών. Τα βασικά μεγέθη τα οποία συνήθως εξετάζονται σε σχέση με την ισχυρή σεισμική κίνηση είναι η μετάθεση, η ταχύτητα, η επιτάχυνση των υλικών σημείων του εδάφους, καθώς και η περίοδος και η διάρκεια της εδαφικής κίνησης. Αυτές οι παράμετροι της σεισμικής κίνησης σε μια τοποθεσία καθορίζονται από διάφορους παράγοντες, οι οποίοι σχετίζονται με τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας (μέγεθος, σεισμική ροπή, μηχανισμός γένεσης κτλ.), τις ιδιότητες (μήκος δρόμου, απόσβεση σεισμικών κυμάτων, κλπ) του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (ο οποίος βρίσκεται μεταξύ της εστίας του σεισμού και της τοποθεσίας καταγραφής), καθώς και τις ιδιότητες της ίδιας της τοποθεσίας καταγραφής (σκληρότητα του εδάφους θεμελίωσης και του υπεδάφους, εδαφικές διαρρήξεις, μορφολογία κλπ.). Στο Σχήμα (1.3) δίνεται ένα παράδειγμα επιταχυνσιογράμματος (επάνω), και η αντίστοιχη ταχύτητα (μέση) και μετάθεση (κάτω).



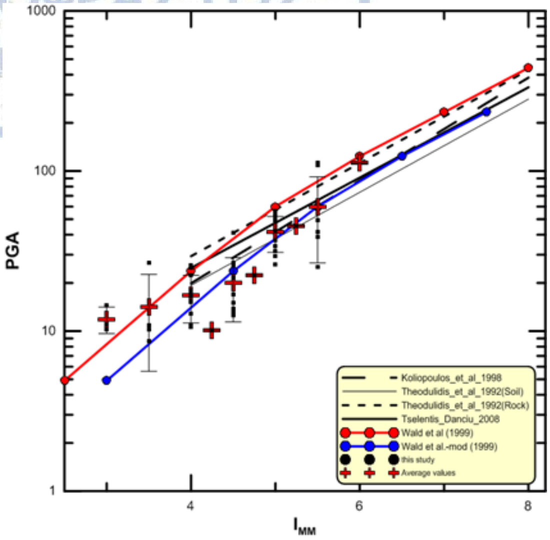
Σχήμα 1.3 Παράδειγμα επιταχυνσιογράμματος (πάνω), η αντίστοιχη ταχύτητα (μέση) και η μετάθεση (κάτω).

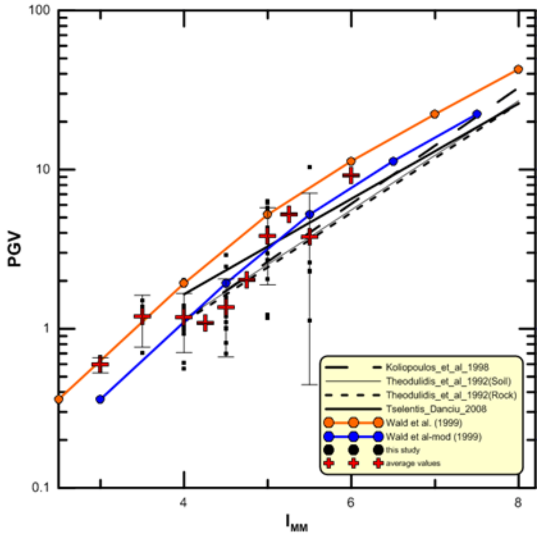
Για την ποσοτικοποίηση της εδαφικής κίνησης χρησιμοποιούνται συνήθως οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) και της μέγιστης εδαφικής μετατόπισης (PGD). Από τις καταγραφές παράγονται και άλλες πολύ χρήσιμες πληροφορίες, όπως τα φάσματα απόκρισης και τα φάσματα Fourier. Φάσμα απόκρισης (Response spectrum) ονομάζεται το διάγραμμα το οποίο δίνει την μέγιστη τιμή ενός φυσικού μεγέθους (π.χ. ταχύτητα, επιτάχυνση, κλπ.) το οποίο θα αναπτυχθεί σε μονοβάθμιους ταλαντωτές συγκεκριμένης απόσβεσης σε μια συγκεκριμένη σεισμική διέγερση (Kramer, 1996). Τα φάσματα απόκρισης είναι το κατάλληλο μέσο για τη διερεύνηση και την απεικόνιση του συνδυασμού της ισχυρής εδαφικής κίνησης και της αναμενόμενης απόκρισης μιας κατασκευής, και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό των σεισμικών φορτίων των κατασκευών, δηλαδή στην εκτίμηση για τα εντατικά φορτία και τις παραμορφώσεις. Σύμφωνα με τον Biot (1934), για έναν μονοβάθμιο ταλαντωτή υπολογίζεται η χρονοϊστορία της απόκρισης για συγκεκριμένη σεισμική διέγερση. Το φάσμα απόκρισης ενός σεισμού απεικονίζει τη συμπεριφορά στη συγκεκριμένη διέγερση του συνόλου των μονοβάθμιων συστημάτων με περίοδοκυμαινόμενη από 0 έως ∞ (Πενέλης και Κάππος, 1990). Επιπλέον, από τις ενόργανες καταγραφές εξάγονται και τα φάσματα Fourier, όπου ο μετασχηματισμός

Fourier αποσυνθέτει ένα σήμα στις περιεχόμενες συχνότητες, οι οποίες προσδιορίζονται από το φάσμα Fourier για να περιγραφεί η δομή του σήματος όταν το συχνοτικό περιεχόμενό του μεταβάλλεται με το χρόνο.

Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας οι ενόργανες καταγραφές αξιοποιούνται κυρίως μέσα από τις σχέσεις απόσβεσης. Έχουν προταθεί αρκετές σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης για τον Ελληνικό χώρο (πχ Makropoulos, 1978; Makropoulos and Burton, 1985; Theodulidis and Papazachos, 1992; Margaris et al., 2002; Tselentis and Danciu, 2008; Skarlatoudis et al., 2013; Chousianitis et al., 2018). Από αυτές τις σχέσεις απόσβεσης μπορεί να γίνει υπολογισμός των αναμενόμενων τιμών PGA, PGV και PGD, φασματικών τιμών, κλπ..Οι σχέσεις απόσβεσης (που αναφέρονται ως Ground Motion Prediction Equations-GMPE) είναι απλές μαθηματικές εξισώσεις, οι οποίες υπολογίζουν τη μέση τιμή των αναμενόμενων τιμών της εδαφικής κίνησης συναρτήσει του μεγέθους, της απόστασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών και συνήθως πολλών άλλων παραμέτρων. Οι σχέσεις αυτές καθορίζουν τις κινήσεις για τον αντισεισμικό σχεδιασμό μέσα από την κατασκευή χαρτών πιθανολογικής εκτίμησης σεισμικής επικινδυνότητας, οι οποίοι τελικά χρησιμοποιούνται στους αντισεισμικούς κανονισμούς.

Πολλοί ερευνητές έχουν προτείνει εμπειρικές σχέσεις που συσχετίζουν της τιμές της μακροσεισμικής έντασης με τιμές μεγίστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) και επιτάχυνσής (PGA) (Theodulidis and Papazachos 1992; Koliopoulos et al., 1998; Tselentis and Danciu, 2008) με τη χρήση δεδομένων επιφανειακών σεισμών. Για την σύγκριση των αποτελεσμάτων που εξάγονται από την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης, που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή, με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, χρησιμοποιηθήκε η σχέση των Wald et al. (1999), με κατάλληλη τροποποίηση. Η τροποποίηση της σχέσης του Wald et al. (1999) έγινε γιατί, όπως προαναφέρθηκε (σχέσεις 1.1 και 1.3) οι τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων (Modified Mercalli) της εκδοχής που χρησιμοποιείται στον Ελληνικό χώρο είναι στατιστικά μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες τιμές για το επίπεδο βλαβών για την περιοχή της Καλιφόρνιας (Modified Mercalli). Στο Σχήμα (1.4) δίνονται οι εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μακροσεισμικών εντάσεων σε συνάρτηση με τις μέγιστες τιμές εδαφικών επιταχύνσεων και ταχυτήτων (Kkallas et al., 2018; Κκαλλάς, 2018).





Σχήμα 1.4 Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μακροσεισμικών εντάσεων σε συνάρτηση με τις μέγιστες τιμές εδαφικών επιταχύνσεων (PGA) και ταχυτήτων (PGV). Οι μαύρες κουκκίδες αντιπροσωπεύουν τα διαθέσιμα δεδομένα που συλλέχθηκαν και αφορούν τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Οι μεσοί όροι (κόκκινοι σταυροί) υπολογίστηκαν για βήμα 0.5 MMI. Οι τιμές και στα δυο Σχήματα (PGA/PGV) φαίνεται να ταιριάζουν καλύτερα με τις τροποποιημένες σχέσεις των Wald et al. (1999) (Kkallas et al., 2018; Κκαλλάς, 2018).

Η ανάλυση των καταγραφών, εκτός από την ποσοτική εκτίμηση των χαρακτηριστικών της ισχυρής εδαφικής κίνησης, μπορεί να συμβάλλει και στην «αποκρυπτογράφηση» των φυσικών φαινομένων και μηχανισμών που διαμορφώνουν τη σεισμική κίνηση. Πολλές από τις πρώτες αναλύσεις της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών βασίσθηκαν στη απευθείας σύγκριση των χρονοσειρών που καταγράφηκαν σε θέσεις με διαφορετικές εδαφικές συνθήκες ενώ αργότερα έδωσαν τη θέση τους στη μελέτη των φαινομένων της εδαφικής απόκρισης στο πεδίο τιμών των συχνοτήτων, αφού έχει αποδειχθεί ότι η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση μεταβάλλεται με τη συχνότητα. Στη λογική αυτήκινήθηκαν πολλοί ερευνητές τις τελευταίες δεκαετίες (Nogoshi and Igarashi, 1970, 1971; Andrews, 1986; Phillips and Aki, 1986; Nakamura, 1989; Boatwright et al., 1991; Lermo and Chavız-Garcva, 1993; Lachetl and Bard, 1994; Field and Jacob, 1995; Raptakis et al., 1998; Riepl et al., 1998) μετά τις πρώτες εμπειρικές αναλύσεις της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών από τον Borcherdt (1970). Η σημαντικότερη προσέγγιση για την ανάδειξη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, όπως υπογραμμίζουν πολλοί ερευνητές μεταξύ των οποίων και οι Aki (1988), Bard (1994), Field and Jacob (1995), αφορά στην εξάλειψη των επιδράσεων της πηγής και του δρόμου διαδρομής, προκειμένου να αναδειχθεί η επίδραση της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας στα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης, με βάση τις καταγραφές.

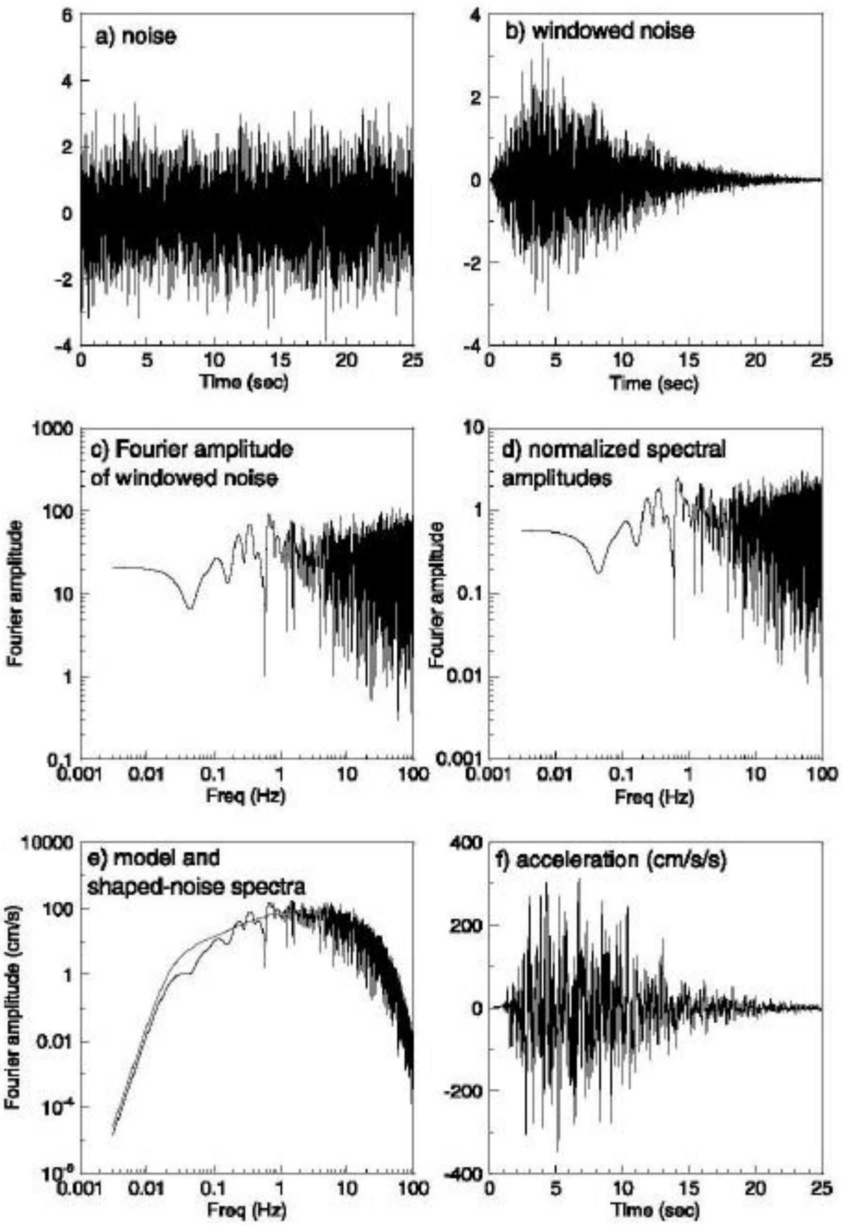
1.3. Στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης

1.3.1. Η μέθοδος της Στοχαστικής προσομοίωσης

Τα τελευταία χρόνια ο κλάδος της Τεχνικής σεισμολογίας έχει κάνει ιδιαίτερα σημαντική πρόοδο, καθώς έχουν αναπτυχθεί διάφορες μεθοδολογίες που έχουν ως στόχο την όσο το δυνατόν καλύτερη ρεαλιστική εκτίμηση της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης αποτελεί μια από τις σημαντικότερες μεθόδους εκτίμησης της ισχυρής εδαφικής κίνησης που ενδεχομένως να προκληθεί από την γένεση ενός ισχυρού σεισμού σε μια συγκεκριμένη περιοχή. Η μέθοδος αυτή προτάθηκε πρώτα από τον Boore (1983) και στην συνέχεια εφαρμόστηκε από πάρα πολλούς ερευνητές με στόχο την προσομοίωση ισχυρών εδαφικών κινήσεων θεωρώντας σημειακές σεισμικές πηγές (Boore and Atkinson, 1987; Toro and McGuire, 1987; Ou and Herrmann, 1990; Atkinson and Boore, 1995). Στη συνέχεια η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης σημειακής πηγής εξελίχθηκε σε μια μέθοδο προσομοίωσης που αφορά πηγές πεπερασμένων διαστάσεων (ρήγματα), όπου κάθε τέτοια πηγή διαιρείται σε υποπηγές μικρότερων διαστάσεων, κάθε μια από τις οποίες δύναται να θεωρηθεί ως μια σημειακή στοχαστική σεισμική πηγή (point source) (Motazedian and Atkinson, 2005; Boore, 2009).

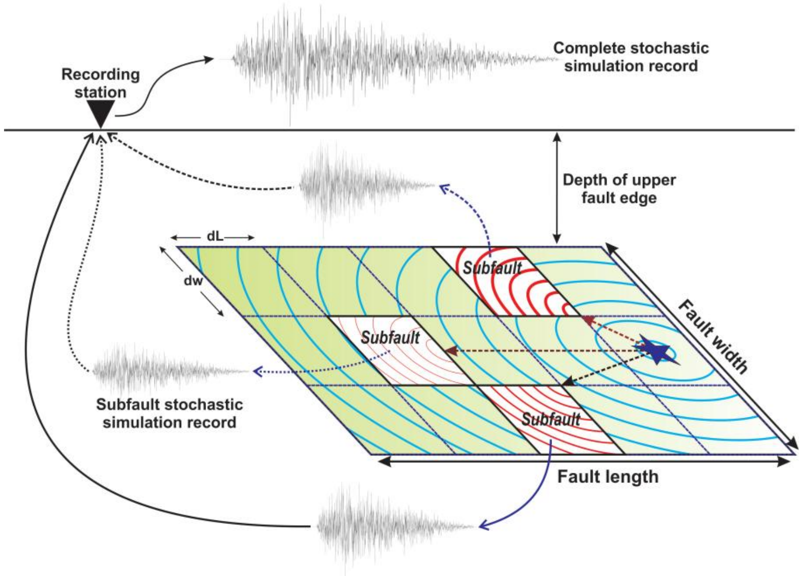
Με βάση τους Brune (1970, 1971) και Boatwright (1982) για τον καθορισμό της κατανομής της ολίσθησης, αλλά και της ταχύτητας διάρρηξης στο σεισμικό ρήγμα, απαιτείται ο υπολογισμός των συνθετικών καταγραφών από ισχυρές εδαφικές κινήσεις, παρότι η υπόθεση της ομοιόμορφης ολίσθησης και της ταχύτητας διάρρηξης σε ολόκληρη την επιφάνεια του ρήγματος είναι δυνατόν να δώσει μη ρεαλιστικά σεισμογράμματα (Archuleta, 1984). Διάφοροι ερευνητές έχουν επισημάνει πως τα πλάτη των εδαφικών κινήσεων καθορίζονται κατά κύριο λόγο από τις διάφορες ετερογένειες της επιφάνειας διάρρηξης (Boore and Joyner, 1986; 1997). Επειδή δεν υπάρχει συγκεκριμένη μεθοδολογία καθορισμού των ετερογενειών των μελλοντικών διαρρήξεων, χρησιμοποιούνται στοχαστικά εστιακά μοντέλα για τη θεωρητική πρόβλεψη της εδαφικής κίνησης. Τα δυο βασικότερα μοντέλα καταγραφών υψηλής συχνότητας, τα οποία έχουν εφαρμοστεί σε παγκόσμια κλίμακα είναι το μοντέλο των φραγμάτων (barrier model) που προτάθηκε από τους Papageorgiou and Aki (1983a, b) και το στοχαστικό μοντέλο ω^2 των Hanks and McGuire (1981), Boore (1983, 1986) και Joyner and Boore (1988).

Η βάση της εφαρμογής της στοχαστικής μεθόδου για την προσομοίωση ισχυρών εδαφικών κινήσεων δίνεται από το Σχήμα (1.5). Σύμφωνα με τον Boore (2003), η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης μπορεί να περιγραφεί από τα ακόλουθα έξι στάδια, τα οποία απεικονίζονται στο Σχήμα (1.5): Αρχικά, γίνεται παραγωγή σήματος λευκού θορύβου (κατά Gauss ή ομοιόμορφου) για μια διάρκεια η οποία δίνεται από την αναμενόμενη (π.χ. με βάση εμπειρικές σχέσεις) διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης (Σχήμα 1.5a). Το σήμα αυτό στη συνέχεια οριοθετείται σε ότι αφορά το πλάτος του στο πεδίο του χρόνου, δηλαδή ακολουθεί πολλαπλασιασμός του σήματος αυτού με μια συνάρτηση παραθύρου ορισμένης διάρκειας (Σχήμα 1.5b). Στη συνέχεια από τον θόρυβο/σήμα γίνεται παραγωγή του φάσματος Fourier (FFT) στο πεδίο των συχνοτήτων (Σχήμα 1.5c). Στο επόμενο στάδιο, το φάσμα κανονικοποιείται χρησιμοποιώντας το μέσο τετραγωνικό φάσμα ώστε να αναχθεί σε μοναδιαίο μέσο φασματικό πλάτος (Σχήμα 1.5d). Αυτό το κανονικοποιημένο φάσμα πολλαπλασιάζεται με το αναμενόμενο φάσμα της ισχυρής εδαφικής κίνησης (Σχήμα 1.5e). Τέλος, το φάσμα που προκύπτει μετασχηματίζεται πίσω στο πεδίο του χρόνου (Σχήμα 1.5f), ώστε να προκύψει η συνθετική σεισμική καταγραφή.



Σχήμα 1.5 Απεικόνιση των βασικών βημάτων της στοχαστικής προσομοίωσης (Boore, 2003).

Εκτός από την μέθοδο προσομοίωσης από σημειακή πηγή, για την προσομοίωση ισχυρής εδαφικής κίνησης γίνεται συχνά χρήση της μεθόδου προσομοίωσης με τη θεώρηση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων. Κατά βάση η μέθοδος προσομοίωσης με χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων αποτελεί εξέλιξη της μεθόδου της σημειακής πηγής. Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή γίνεται διαίρεση της σεισμικής πηγής σε μικρότερα τμήματα όπου κάθε ένα από αυτά αντιμετωπίζεται ως σημειακή πηγή (Hartzell, 1978). Στη συνέχεια, αθροίζονται οι κινήσεις από κάθε ένα στοιχειώδες τμήμα της πηγής του σεισμού και τελικά προκύπτουν οι εδαφικές κινήσεις σε ορισμένες θέσης παρατήρησης. Στο Σχήμα (1.6), συμπληρωματικά με τα παραπάνω, δίνεται απλοποιημένη απεικόνιση της πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (Papazachos et al., 2015). Η χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων έχει αποδειχθεί πως δίνει καλύτερα και ρεαλιστικότερα αποτελέσματα, σε σχέση με την χρήση σημειακής πηγής, ιδιαίτερα για περιοχές με πηγές μεγάλων σεισμών.

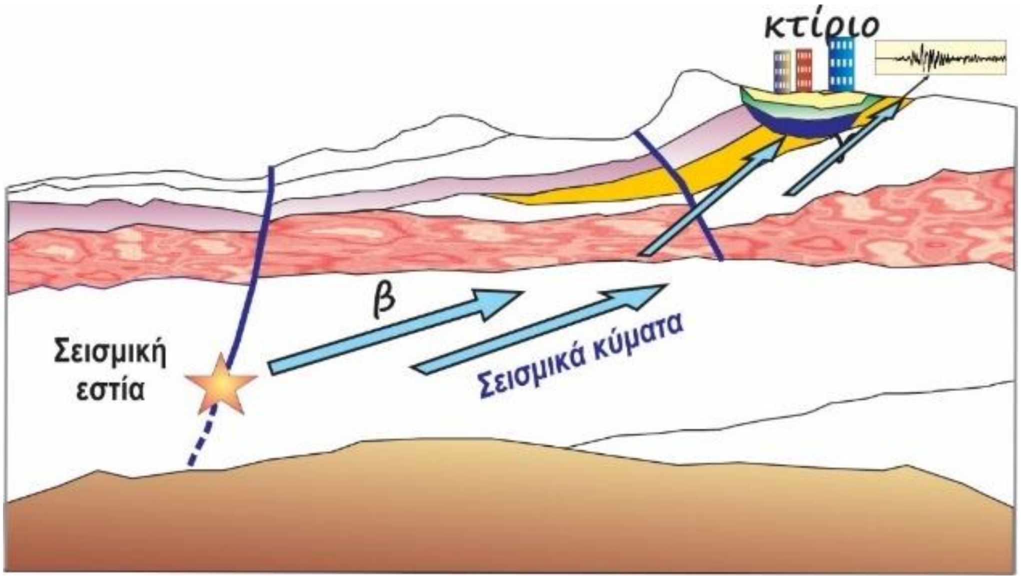


Σχήμα 1.6 Απλοποιημένη απεικόνιση της πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (Papazachos et al., 2015).

Στο Σχήμα (1.7) δίνεται η απεικόνιση των τριών παραγόντων που διαμορφώνουν μια καταγραφή ισχυρής σεισμικής κίνησης, δηλαδή των ιδιοτήτων της σεισμικής εστίας, των ιδιοτήτων της θέσης (δηλαδή των τοπικών εδαφικών συνθηκών) και των ιδιοτήτων του δρόμου διάδοσης. Με βάση το σχήμα αυτό, μια καταγραφή ισχυρής εδαφικής κίνησης μπορεί να εκφραστεί μαθηματικά στο πεδίο συχνοτήτων από τη σχέση:

$$\Upsilon(M_o,R,f)=E(M_o,f)\ P(R,f)\ G(f)\ I(f) \quad \textbf{(1.4)}$$

όπου $Y(M_o,R,f)$ το φάσμα Fourier, $E(M_o,f)$ ο παράγοντας των ιδιοτήτων της σεισμικής εστίας, $P(R,f)$ ο παράγοντας των ιδιοτήτων του δρόμου διάδοσης από την σεισμική πηγή μέχρι την θέση παρατήρησης, $G(f)$ η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών, ενώ με $I(f)$ συμβολίζεται η επίδραση του οργάνου καταγραφής.



Σχήμα 1.7 Σχηματική απεικόνιση των τριών παραγόντων που διαμορφώνουν μια καταγραφή ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Η σχέση 1.5 δίνει το μοντέλο της δυναμικής γωνιακής συχνότητας των Beresnev and Atkinson (1998)

$$f_{0ij}\ (t)=4.9\ 10^6 N_R(t)^{-1/3}\ N^{-1/3}\beta(\Delta\sigma/M_o)^{1/3} \quad \textbf{(1.5)}$$

όπου f_{0ij} (t) η γωνιακή συχνότητα της κάθε υποπηγής του ρήγματος σε συνάρτηση με το χρόνο, N_R ο αθροιστικός αριθμός των υποπηγών του ρήγματος σε συνάρτηση με το χρόνο, N ο συνολικός αριθμός των υποπηγών, Δσ η παράμετρος πτώσης τάσης, β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων στην περιοχή του ρήγματος. Αξίζει να σημειωθεί πως ο συνολικός αριθμός των υποπηγών αυξάνεται με το χρόνο κατά τη διάρκεια της σεισμικής διάρρηξης και στη συνέχεια σταθεροποιείται (Motazedian and Atkinson, 2005). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα η γωνιακή συχνότητα να μειώνεται σε συνάρτηση με το χρόνο στην αρχή της διάρρηξης, και στη συνέχεια η ίδια να σταθεροποιείται (Motazedian and Atkinson, 2005). Σε ότι αφορά το μέγεθος της σεισμικής ροπής που αντιστοιχεί σε καθεμία υποπηγή εκφράζεται από την σχέση:

$$M_{oij} = M_o S_{ij}\ /\ \sum_{l=1}^{nl}\sum_{k=1}^{nw} S_{kl} \quad \textbf{(1.6)}$$

όπου S_{ij} το βάρος της σεισμικής ολίσθησης στη υποπηγή ij (θέση i και j κατά μήκος και πλάτος του ρήγματος), nl αριθμός υποπηγών κατά μήκος του σεισμογόνου ρήγματος, και nw αριθμός υποπηγών κατά πλάτος του σεισμογόνου ρήγματος.

Η τελική σχέση που δίνει το φάσμα επιτάχυνσης των εγκαρσίων κυμάτων της υποπηγής του ρήγματος εκφράζεται σε συνάρτηση με τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας, του δρόμου διάδοσης και της θέσης (δηλαδή των τοπικών εδαφικών συνθηκών):

$$A_{ij}(f)= C\, M_{0ij} H_{ij}\left(\frac{(2\pi f)^2}{1+\left(\frac{f}{f_{0ij}\ (t)}\right)^2}\right)(e)^{\frac{-\pi f R_{ij}}{Q(f)\beta}} G(R_{ij}) D(f) e^{-\pi f k_o} \qquad \textbf{(1.7)}$$

όπου $A_{ij}(f)$ το φάσμα επιτάχυνσης, M_o η σεισμική ροπή, H_{ij} ο παράγοντας διόρθωσης, Q(f) ο παράγοντας ποιότητας, $G(R_{ij})$ ο παράγοντας γεωμετρικής διασποράς, κ_o η παράμετρος φασματικής μείωσης πλατών σε υψηλές συχνότητες, D(f) ο παράγοντας της επίδρασης (ενίσχυσης ή αποενίσχυσης) των τοπικών εδαφικών συνθηκών και C κατάλληλη σταθερά.

Ο παράγοντας διόρθωσης, H_{ij}, δίνεται από τη σχέση:

$$H_{ij}=\left(\frac{N\Sigma\,(f^2/\left[1+(\frac{f}{f_o})^2\right]}{\Sigma\left\{f^2/\left[1+(\frac{f}{f_{oij}})^2\right]\right\}}\right) \qquad \textbf{(1.8)}$$

Σύμφωνα με τη σχέση αυτή, η ενέργεια που ακτινοβολείται από την υποπηγή δεν μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια της διάρρηξης, ωστόσο το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας αυτής κατανέμεται σε χαμηλότερες συχνότητες (Motazedian and Atkinson, 2005).

Σύμφωνα με την σχέση (1.7), οι τρεις σημαντικοί παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται τα φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι οι ακόλουθοι:

1) Ο παράγοντας της σεισμικής εστίας, ο οποίος εκφράζεται από την ακόλουθη μαθηματική σχέση:

$$E(M_o,f)=C\, M_o\, S(M_o,f) \qquad \textbf{(1.9)}$$

όπου $E(M_o,f)$ το φάσμα σεισμικής εστίας και C σταθερά που είναι ίση με

$$C=\frac{R_{\theta\beta}\quad VF}{4\pi\rho\,\beta^3 R_o} \qquad \textbf{(1.10)}$$

όπου $R_{\theta\beta}$ το μοντέλο ακτινοβολίας, V παράμετρος ενέργειας των εγκαρσίων κυμάτων προς την ενέργεια των οριζοντίων συνιστωσών, F ο συντελεστής ανάκλασης της ελεύθερης επιφάνειας, ρ η πυκνότητα του μέσου διάδοσης στην περιοχή της εστίας, β ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων στην ίδια περιοχή και R_o η απόσταση αναφοράς.

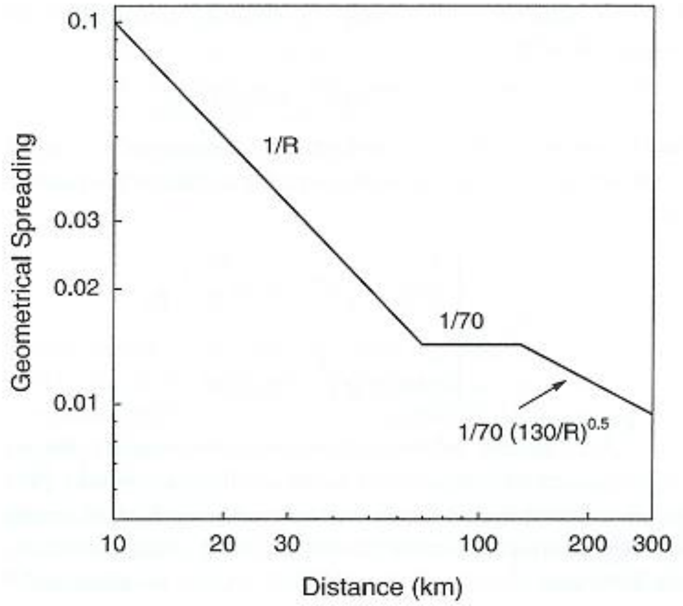
2) Ο παράγοντας των ιδιοτήτων του δρόμου διάδοσης, όπου το απλουστευμένο αποτέλεσμα του δρόμου διάδοσης εκφράζεται μαθηματικά ως εξής:

$$P(R,f)=G(R)\,e^{\frac{-\pi f R}{Q(f)\beta}} \tag{1.11}$$

όπου R η ελάχιστη απόσταση από τη ρηξιγενή επιφάνεια, G(R) ο παράγοντας γεωμετρικής διασποράς, Q(f) ο παράγοντας ποιότητας των σεισμικών κυμάτων και β η ταχύτητα του κύματος. Ο παράγοντας γεωμετρικής διασποράς εκφράζεται συνήθως από μία σχέση της μορφής:

$$G(R)=\begin{cases}\frac{Ro}{R} & R\leq R1\\ G(R1)\left(\frac{R1}{R}\right)^{p1} & R1\leq R\leq R2\\ G(R_n)\left(\frac{R_n}{R}\right)^{pn} & R_n\leq R\end{cases} \tag{1.12}$$

Η γεωμετρική διασπορά των κυμάτων θεωρητικά έχει σαν αποτέλεσμα να ελαττώνονται τα πλάτη των κυμάτων συναρτήσει της απόστασης, R, από την εστία, διότι όσο απομακρύνονται από την εστία τόσο μεγαλύτερο όγκο διαπερνούν τα ίδια κύματα. Κατά προσέγγιση, για μικρές αποστάσεις η ενέργεια των κυμάτων χώρου στη Γη μεταβάλλεται ανάλογα του $1/r^2$ και για μεγάλες αποστάσεις ανάλογα του 1/r. Στο Σχήμα (1.8) δίνεται η προτεινόμενη μεταβολή του παράγοντα της γεωμετρικής διασποράς, $G(R_{ij})$, με την απόσταση, όπως χρησιμοποιείται στην στοχαστική προσομοίωση για σεισμούς στην Καλιφόρνια (Boore, 1983).



Σχήμα 1.8 Παράδειγμα μεταβολής του παράγοντα της γεωμετρικής διασποράς $G(R_{ij})$, με την απόσταση, όπως χρησιμοποιείται στην στοχαστική προσομοίωση από τον Boore (1983).

3) Ο παράγοντας των ιδιοτήτων της θέσης (δηλαδή των τοπικών εδαφικών συνθηκών) εκφράζεται μαθηματικά από την εξής σχέση 1.11:

$$A(f)\ D(f) \qquad \textbf{(1.13)}$$

όπου D(f) η ενίσχυση που προκαλείται από τα επιφανειακά στρώματα στα πλάτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης και A(f) ο παράγοντας που περιγράφει την απότομη μείωση των φασματικών πλατών στο υψίσυχνο κομμάτι του φάσματος. Ουσιαστικά, πρόκειται για ένα «φίλτρο» αποκοπής υψηλών συχνοτήτων, το οποίο περιγράφει το φαινόμενο της μείωσης των φασμάτων επιτάχυνσης για συχνότητες μεγαλύτερες της γωνιακής συχνότητας. Συνήθως ο παράγοντας A(f) εκφράζεται από τις δύο ακόλουθες μαθηματικές σχέσεις:

$$D(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{fmax}\right)^8\right]^{-\frac{1}{2}} \qquad \textbf{(1.14)}$$

$$A(f)=\exp(-\pi\kappa_o f) \qquad \textbf{(1.15)}$$

με τη σχέση 1.15 να είναι αυτή που χρησιμοποιείται σχεδόν αποκλειστικά σήμερα.

Όπως προαναφέρθηκε, στο μοντέλο πεπερασμένων διαστάσεων η επιφάνεια διάρρηξης διακριτοποιείται εμπειρικά σε ένα συγκεκριμένο αριθμόορθογώνιων στοιχείων (υπο-ρηγμάτων) με διαστάσεις ΔlxΔw και αντίστοιχα κάθε ρήγμα. Οι διαστάσεις αυτές θα πρέπει να είναι μικρές, με σκοπό να γίνεται ορθή αναπαράσταση τόσο της γεωμετρίας του ρήγματος, όσο και της διάδοσης της σεισμικής διάρρηξης. Στην συνέχεια, για κάθε σημειακή πηγή θεωρείται ένα φάσμα της μορφής, ω^2, το οποίο καθορίζεται από την σεισμική ροπή M_o και από τη γωνιακή συχνότητα fc. Θεωρώντας την πιο απλή περίπτωση, όπου Δl=Δw, η σεισμική ροπή κάθε επιμέρους πηγής προκύπτει από τη σχέση:

$$M_o = \Delta\sigma\ \Delta l^3 \qquad \textbf{(1.16)}$$

Σε ότι αφορά την σεισμική ροπή κάθε επιμέρους πηγής M_o, η ίδια συνδέεται με μέγεθος ροπής M_w με βάση την ακόλουθη σχέση (Hanks and Kanamori, 1979):

$$M_w = \frac{2}{3}\log M_o - 10.7 \qquad \textbf{(1.17)}$$

Επιπλέον, οι Beresnev and Atkinson (1998) πρότειναν την ακόλουθη εμπειρική σχέση, η οποία συνδέει τις διαστάσεις του ρήγματος με το μέγεθος ροπής

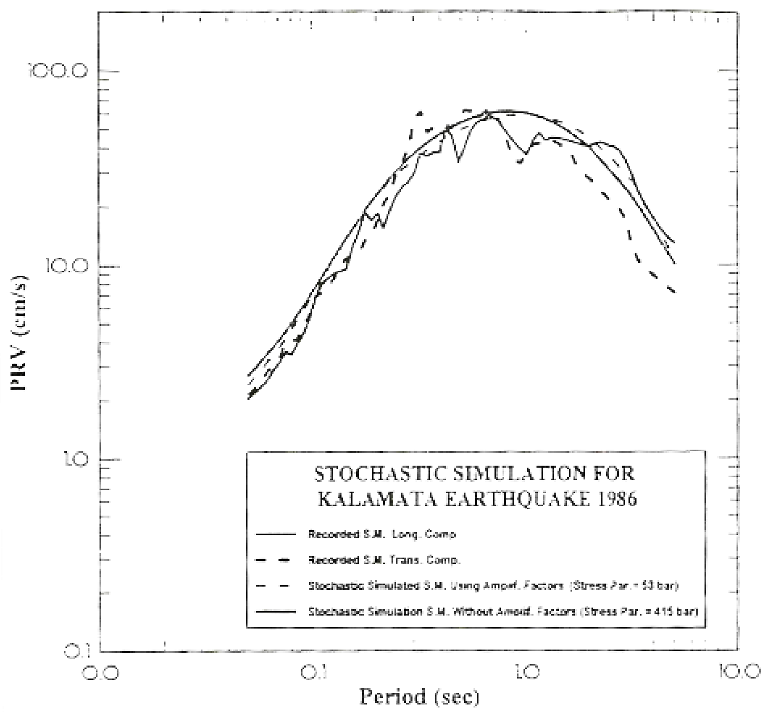
$$\log\Delta l = -2.0 + 0.4M \qquad \textbf{(1.18)}$$

Συγκριτικά με άλλες μεθόδους, το μοντέλο πηγής πεπερασμένων διαστάσεων θα μπορούσε να ειπωθεί πως αποτελεί μια από τις πιο απλές μεθόδους, όσον αφορά στην υπολογιστική του προσέγγιση, με σκοπό την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Επιπρόσθετα, με βάση όλα όσα προαναφέρθηκαν, το μοντέλο αυτό δίνει την δυνατότητα της χρήσης μιας μη ομογενούς κατανομής της ολίσθησης πάνω στην πεπερασμένη σημειακή πηγή (Ρουμελιώτη, 2003).

1.3.2. Εισαγωγή και εφαρμογές στον Ελληνικό χώρο

Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης έχει αξιοποιηθεί σε αρκετές εφαρμογές για την καλύτερη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Τυπική περίπτωση είναι η χρήση της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για την μελέτη ιστορικών σεισμών, για τους οποίους δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα ενόργανων καταγραφών, παρά μόνο δεδομένα μακροσεισμικών εντάσεων. Συγκεκριμένα για αρκετούς ιστορικούς σεισμούς του Ελληνικού χώρου με διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα εφαρμόστηκε η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (finite fault) (Roumelioti et al., 2004; Καραμήτρου και συν., 2008; Papazachos et al., 2015; Kkallas et al., 2018).

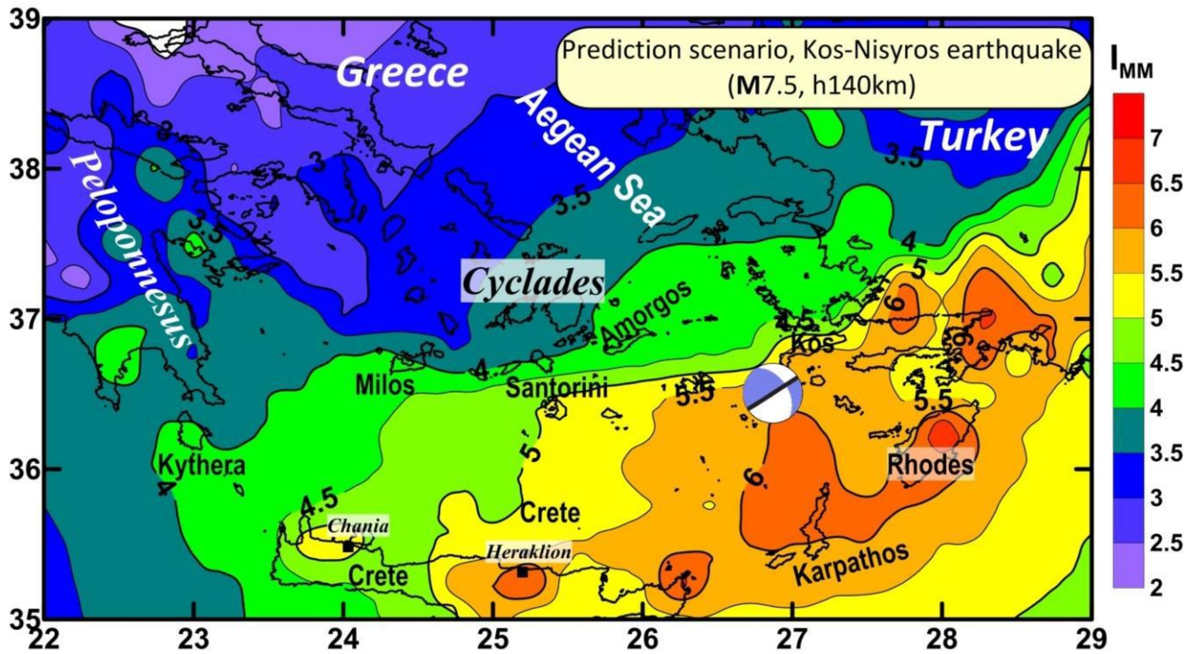
Μια σημαντική προσπάθεια καθορισμού διάφορων παραμέτρων του μοντέλου της στοχαστικής προσομοίωσης (π.χ. της πτώσης τάσης και του παράγοντα απόσβεσης, κ_o) για φάσματα απόκρισης μεγάλων σεισμών του Ελληνικού χώρου εφαρμόστηκε από τους Margaris and Boore (1998). Συγκεκριμένα, οι ερευνητές αυτοί υπολόγισαν μια μέση τιμή για την παραμέτρου πτώσης τάσης (Stress Drop parameter) για τον Ελληνικό χώρο ίση με 56 bars, ενώ επιπλέον υπολογίστηκαν συντελεστές εδαφικής ενίσχυσης για τρεις γενικευμένες κατηγορίες εδαφών. Στο Σχήμα (1.9) απεικονίζεται το φάσμα απόκρισης ισχυρής εδαφικής κίνησης για τον σεισμό της Καλαμάτας στις 13/09/1986 (Μ=6.0), κατά την εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης, τόσο με τη χρήση συντελεστών εδαφικής ενίσχυσης (Δσ=53bars), όσο και με την απουσία χρήσης συντελεστών εδαφικής ενίσχυσης, οδηγώντας σε μία πλασματικά μεγάλη τιμή της παραμέτρου τάσης (Δσ=415 bars) (Margaris and Boore, 1998).



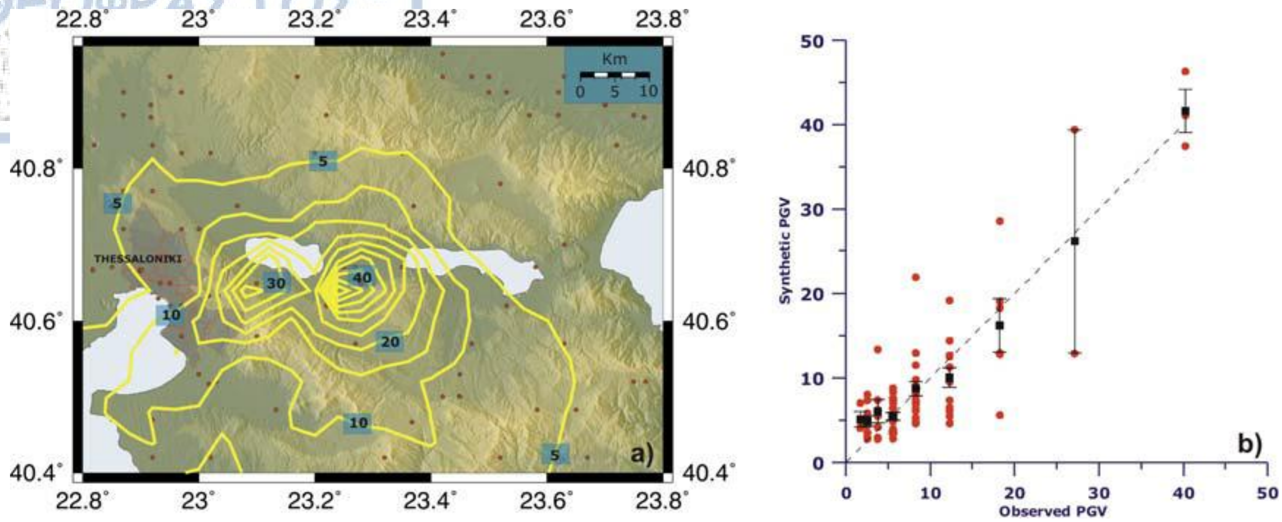
Σχήμα 1.9 Σύγκριση των φασματικών τιμών της ψευδοταχύτητας σε cm/s για τον κύριο σεισμό της Καλαμάτας (13/09/1986, Μ=6.0) με αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης, με τη χρήση των συντελεστών ενίσχυσης (Δσ=53 bars) όσο και με την μη χρήση συντελεστών εδαφικής ενίσχυσης (Δσ=415 bars) (Margaris and Boore, 1998).

Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης εφαρμόστηκε για αρκετούς σεισμούς στον Ελληνικό χώρο. Για παράδειγμα, πραγματοποιήθηκε από τους Roumelioti et al. (2000) για την περίπτωση του σεισμού της Κοζάνης στις 13/05/1995 (Μ=6.6). Ακόμη, οι Papazachos et al. (2015) μελέτησαν τους ιστορικούς σεισμούς των Σοφάδων (Μ=7.0, 1954) και του Βελεστίνου (Μ=6.8, 1957) με την χρήση της ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων χρησιμοποιώντας μόνο τα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα. Παράλληλα, η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης εφαρμόστηκε και για σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του Ελληνικού χώρου. Οι Benetatos and Kiratzi (2004) εφάρμοσαν τη στοχαστική μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997) για την προσομοίωση της εδαφικής κίνησης από το σεισμό βάθους της Καρπάθου (22/01/2002, Μ=6.1). Επιπρόσθετα, έγινε πρόβλεψη των αναμενόμενων ισχυρών εδαφικών κινήσεων από τους Benetatos and Kiratzi (2004) για σεισμούς ενδιαμέσου βάθους στο χώρο του Ν. Αιγαίου. Οι Kkallas et al. (2018) μελέτησαν τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και παρουσίασαν αποτελέσματα εφαρμογής της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για ιστορικούς σεισμούς ενδιάμεσου βάθους, όπως ο σεισμός της Ρόδου (26/06/1926, M=8.0), της Αθήνας (17/07/1964, M=6.0), της Μήλου (21/05/2002, M=5.8) και της Αμοργού (09/07/1956, M=6.9) (βλ. Σχήμα 1.10).

Προσπάθειες κατασκευής συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων με την χρήση άλλων αιτιοκρατικών μεθόδων έχουν επίσης γίνει και στον Ελληνικό χώρο (π.χ. Stravrakakis et al.,1986a, b; Makropoulos et al., 1990). Άλλες έρευνες για τον Ελλαδικό χώρο αξιοποιούν τόσο τη μέθοδο των διακριτών κυματάριθμων (Bouchon and Aki, 1977), όσο και τη μέθοδο των εμπειρικών συναρτήσεων Green (Irikura, 1983), ενσωματώνοντας χαρακτηριστικά των σεισμικών πηγών και του δρόμου διάδοσης σεισμικών κυμάτων στον Ελλαδικό χώρο, καθώς και καταγραφές μικρών σεισμών από σεισμικά ενεργό ρήγμα για την προσομοίωση του αναμενόμενου χαρακτηριστικού σεισμού αυτού του ρήγματος (Diagourtas et al., 1994). Επιπλέον, έχει μελετηθεί από τους Roumelioti et al. (2007), και από τους Theodulidis et al. (2006) η εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για να προσομοιωθούν οι χρονοϊστορίες της επιτάχυνσης στο ευρύτερο πολεοδομικό κέντρο για την περίπτωση του σεισμού της Θεσσαλονίκης στις 20/06/1978 (M=6.5) (βλ. Σχήμα 1.11).



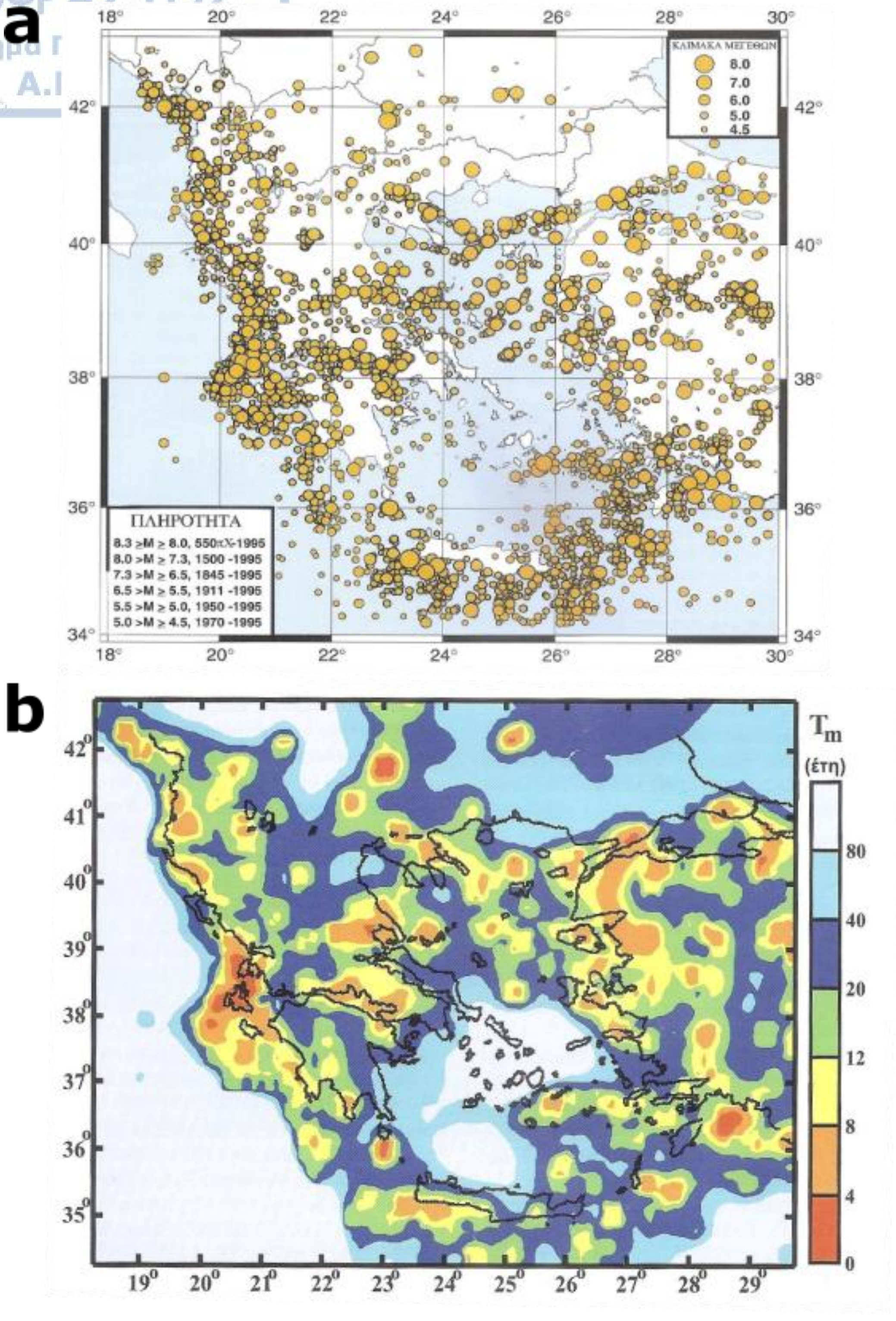
Σχήμα 1.10 Αναμενόμενη κατανομή της μακροσεισμικής έντασης για το σενάριο υποθετικού σεισμού ενδιαμέσου βάθους (M=7.5), στην περιοχή της Κω-Νισύρου. Το εξεταζόμενο επίπεδο του ρήγματος απεικονίζεται με έντονη μαύρη γραμμή πάνω στην αντίστοιχη λύση του μηχανισμού γένεσης (Kkallas et al., 2018).



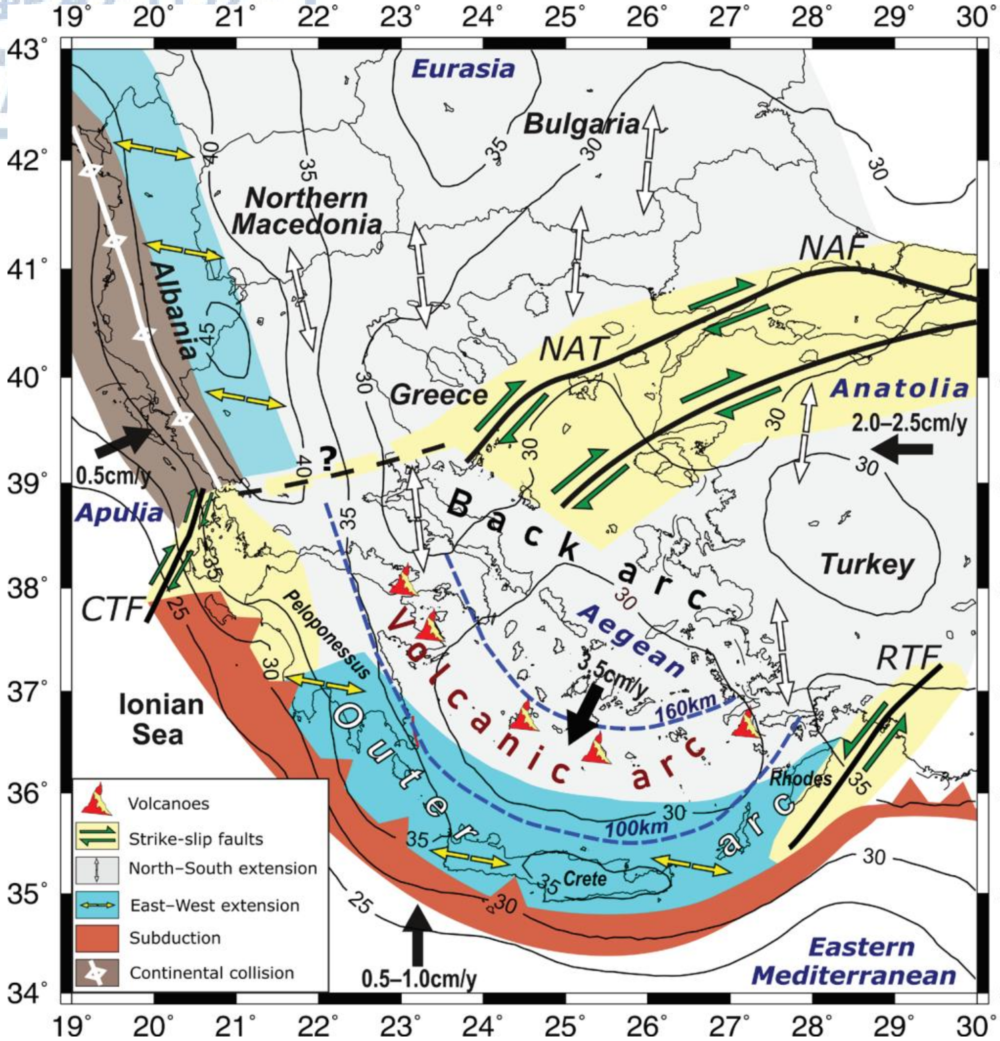
Σχήμα 1.11 **Αριστερά**: Χάρτης χωρικής κατανομής συνθετικών τιμών μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (σε cm/s) για το σεισμό της Θεσσαλονίκης (20/06/1978, M=6.5). **Δεξιά**: Διάγραμμα συσχέτισης πραγματικών με τις συνθετικές τιμές μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, οι οποίες υπολογίστηκαν από τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων έπειτα από χρήση της κατάλληλης εμπειρικής σχέσης (Theodulidis et al., 2006; Roumelioti et al., 2007).

1.4. Σεισμοτεκτονικό καθεστώς στο χώρο του Αιγαίου

Η Ελλάδα εμφανίζει ιδιαίτερα υψηλή σεισμικότητα, καθώς εκδηλώνονται τόσο επιφανειακοί σεισμοί, όσο και σεισμοί ενδιαμέσου βάθους. Γενικότερα, ποσοτικά η σεισμικότητα μπορεί να εκφραστεί με τη μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών ορισμένου μεγέθους, με τον ρυθμό απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας (π.χ. ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής, κλπ.) ή και άλλες ισοδύναμες ποσότητες (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Στο Σχήμα (1.12a) αριστερά δίνεται χάρτης επικέντρων για επιφανειακούς σεισμούς στην Ελλάδα και στις γύρω περιοχές (Papazachos, 1999). Στο Σχήμα (1.12b) δίνεται χάρτης όπου αποτυπώνεται η γεωγραφική κατανομή της επιφανειακής σεισμικότητας στην Ελλάδα και στις γύρω περιοχές, εκφρασμένη με την μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών M≥6.0 ανά 10.000 km^2 (Papazachos, 1999). Με βάση το σχήμα αυτό προκύπτει ότι υπάρχει έντονη μεταβολή της τιμής αυτής της περιόδου, ειδικά στο διάστημα από 1 μέχρι 70 έτη. Όλοι οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους συμβαίνουν στο Ελληνικό τόξο (νότιο Αιγαίο) και οι εστίες τους ορίζουν μια ζώνη Benniof, η οποία κλίνει από το κυρτό προς το κοίλομέρος του τόξου δηλαδή από τη Μεσόγειο προς το Αιγαίο (Papazachos and Comninakis 1970, 1971). Η σεισμικότητα αυξάνεται από το κυρτό μέρος του τόξου και απόκτα μία μέγιστη τιμή περίπου σε 40-100km βάθος και στη συνέχεια να ελαττώνεται και τελικά να αποκτά την ελάχιστη τιμή κάτω από το ηφαιστειακό τόξο (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).



Σχήμα 1.12 a:Χάρτης επικέντρων των επιφανειακών σεισμών στην Ελλάδα και στις γύρω περιοχές (Papazachos, 1999). **b:**Χάρτης γεωγραφικής κατανομής της επιφανειακής σεισμικότητας στην Ελλάδα και στις γύρω περιοχές, εκφρασμένη με την μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών M≥6.0 ανά 10.000 km^2 (Papazachos, 1999).



Σχήμα 1.13 Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Papazachos, 2019). Στον χάρτη απεικονίζονται οι ταχύτητες κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών (μαύρα βέλη), οι εφελκυστικές τάσεις (κίτρινα και άσπρα βέλη) και η μεταβολή του πάχους του φλοιού (μαύρες ισοσταθμικές καμπύλες).

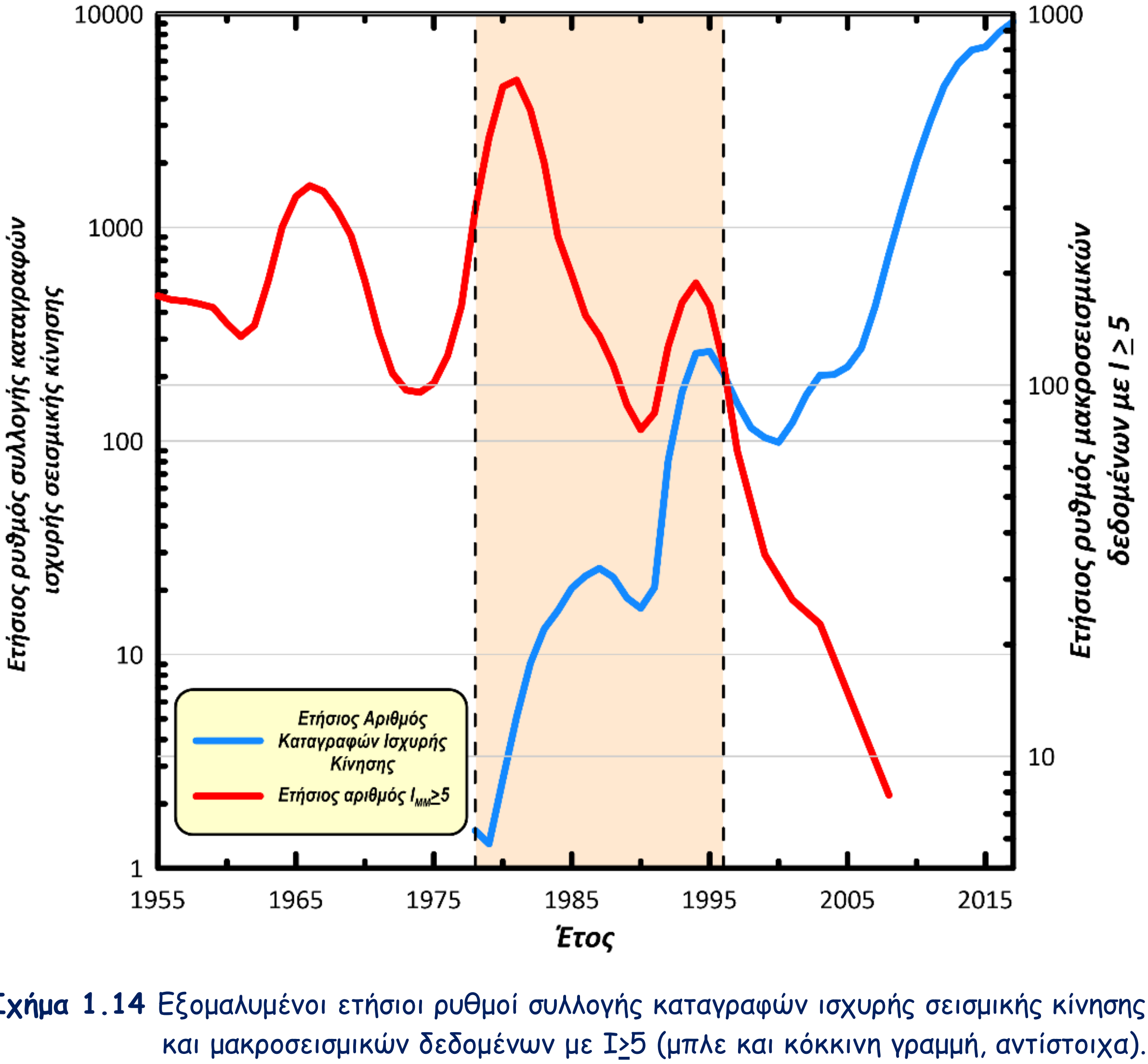
Στο Σχήμα (1.13) απεικονίζονται τα κυριότερα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του χώρου του Αιγαίου, καθώς και οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές, αλλά και το ενεργό πεδίο τάσεων (Papazachos, 2019). Επιπλέον, απεικονίζονται τα μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του χώρου, όπως το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, καθώς και το Ελληνικό τόξο και το ηφαιστειακό τόξο (Volcanic Arc). Η τεκτονική του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από δυο ζώνες διαρρήξεων οριζόντιας μετατόπισης, βόρεια το δεξιόστροφο ρήγμα της Ανατολίας και της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (NAF: North Anatolian Fault—North Aegean Trough) και το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTF: Cephalonia Transform Fault), ενώ στα νοτιοανατολικά έχουμε το ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου (RTF: Rhodes Transform Fault). Η ενεργός υποβύθιση (subduction) της Ανατολικής Μεσογειακής λιθόσφαιρας κάτω από το Αιγαίο επιβεβαιώθηκε το 1970, με βάση την χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο Νότιο Αιγαίο (Caputo et al., 1970; Papazachos and Comninakis, 1971).

Σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) αποτελέσματα ερευνών έδειξαν ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση Βορρά-Νότου (McKenzie 1972, 1978; Rotstein, 1985), η Τουρκική λιθόσφαιρα (Ανατολία) κινείται προς δυτικά και η Απουλία (Αδριατική) πλάκας χαρακτηρίζεται από αριστερόστροφη περιστροφή (McKenzie, 1970; Jackson, 1994). Στα παραπάνω στοιχεία βασίστηκε και ο διαχωρισμός του Ελλαδικού χώρου σε έξι σεισμοτεκτονικές ζώνες σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003): 1) Η ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας, 2) Η ζώνη των δεξιόστροφων ρηγμάτων στα Ιόνια νησιά, 3) Η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου, 4) Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Βορρά – Νότου κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων, 5) Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Ανατολής – Δύσης στο Αιγαίο και, 6) Η ημιεκτατική ζώνη του βορείου Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά.

1.5. Στόχος της διπλωματικής εργασίας

Όπως προαναφέρθηκε, για τη μελέτη των σεισμών αξιοποιούνται από τους ερευνητές είτε μακροσεισμικά δεδομένα (κυρίως για ιστορικούς σεισμούς) είτε ενόργανες καταγραφές (για σεισμούς μετά τις αρχές του 20ου αιώνα). Στον Ελληνικό χώρο, η μελέτη της ισχυρής κίνησηςτων σεισμών με βάση σχετικές ενόργανες καταγραφές (π.χ. καταγραφές επιταχυνσιογράφων) άρχισε να εφαρμόζεται σταδιακά από περίπου το 1980. Στόχος της παρούσας διατριβής ήταν να γίνει μια συνδυαστική μελέτη των ισχυρών σεισμών από αυτή περίπου την περίοδο, λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα, όσο και τις ενόργανες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης (στον βαθμό που αυτό ήταν επιτρεπτό), ώστε να μελετηθεί η δυνατότητα αλλά και οι πρακτικές επιπτώσεις από τη συνδυαστική αξιοποίησή τους.

Στο σχήμα 1.14 παρουσιάζονται οι εξομαλυμένοι ετήσιοι ρυθμοί συλλογής καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης και μακροσεισμικών δεδομένων με I>5 (μπλε και κόκκινη γραμμή, αντίστοιχα), όπως έχουν υπολογιστεί με την εφαρμογή πολυωνυμικού διαφορικού φίλτρου και κινούμενου μέσου όρου στις αθροιστικές καμπύλες δεδομένων, χρησιμοποιώντας πρωτογενείς πληροφορίες από το ΙΤΣΑΚ (Παπαϊωάννου, *προς. επικ.*) και τη μακροσεισμική βάση δεδομένων (Papazachos et al., 1997). Είναι εμφανής η εκθετική αύξηση των καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης περίπου από το 1980, ενώ από το 1995 και μετά εμφανίζεται μία σταδιακή μείωση του ρυθμού συλλογής μακροσεισμικών δεδομένων, η συλλογή των οποίων από το Γεωδ. Ινστιτούτου του ΕΑΑ έχει πλέον διακοπεί. Για το λόγο αυτό, επιλέχθηκε το διάστημα 1978-1995 (πορτοκαλί πλαίσιο στο σχήμα 1.14), όπου υπήρχε μεγάλος αριθμός ετήσια συλλεχθέντων μακροσεισμικών δεδομένων και σταδιακή αύξηση των διαθέσιμων καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης (επιταχυνσιογραμμάτων), με στόχο τη διερεύνηση της συνδυαστικής τους ερμηνείας. Προκειμένου να εστιαστούμε στα πιο σημαντικά σεισμικά γεγονότα, με ανάλογο εύρος τιμών των καταγραφών και των βλαβών, στην παρούσα διατριβή επιλέχθηκαν ισχυροί επιφανειακοί σεισμοί στο χώρο του Αιγαίου με μέγεθος ροπής μεγαλύτερο ή ίσο του 6.0 (M≥6.0) για το παραπάνω χρονικό διάστημα (1978-1995). Τα στοιχεία των σεισμών αυτών σε σχέση με τη μελέτη των μακροσεισμικών τους δεδομένων παρουσιάζονται στον παρακάτω κατάλογο επιφανειακών σεισμών (Πίνακας 1.2), όπως αυτά έχουν υπολογιστεί από τους Papazachos et al.(1997).



Σχήμα 1.14 Εξομαλυμένοι ετήσιοι ρυθμοί συλλογής καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης και μακροσεισμικών δεδομένων με I≥5 (μπλε και κόκκινη γραμμή, αντίστοιχα). Με πορτοκαλί πλαίσιο σημειώνεται το χρονικά διάστημα με το οποίο ασχολήθηκε η παρούσα διατριβή.

Πίνακας 1.2 Κατάλογος σεισμών που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή (Papazachos and Papazachou, 1997).

Χρόνος γένεσης σεισμού	Γεωγραφικό πλάτος	Γεωγραφικό πλάτος	h(km)	M	I_o	e	î	N	Περιοχή
20/06/1978	40.61	23.27	4.0	6.5	9.0	0.60	62	575	Στίβος
24/02/1981	38.07	23.00	16	6.7	7.5	0.62	95	513	Αλκυονίδες
04/03/1981	38.18	23.24	10	6.3	8.0	0.71	101	396	Πλαταιές
13/09/1986	37.05	22.11	6.0	6.0	8.2	0.75	15	273	Καλαμάτα
16/10/1988	37.91	21.06	10	6.0	7.7	0.67	30	195	Κυλλήνη
13/05/1995	40.16	21.67	3.0	6.6	10.1	0.85	64	586	Κοζάνη
15/06/1995	38.37	22.15	18	6.4	6.4	0.75	90	384	Αίγιο

Όπου h(km): το μακροσεισμικό βάθος του σεισμού, M:Μέγεθος ροπής, Io:Ένταση επικέντρου, e:Ελλειπτικότητα ισοσείστων, î:Αζιμούθιο του μέγιστου άξονα των ισοσείστων (δεξιόστροφα από το Βορρά), N:Αριθμός των διαθέσιμων μακροσεισμικών εντάσεων.

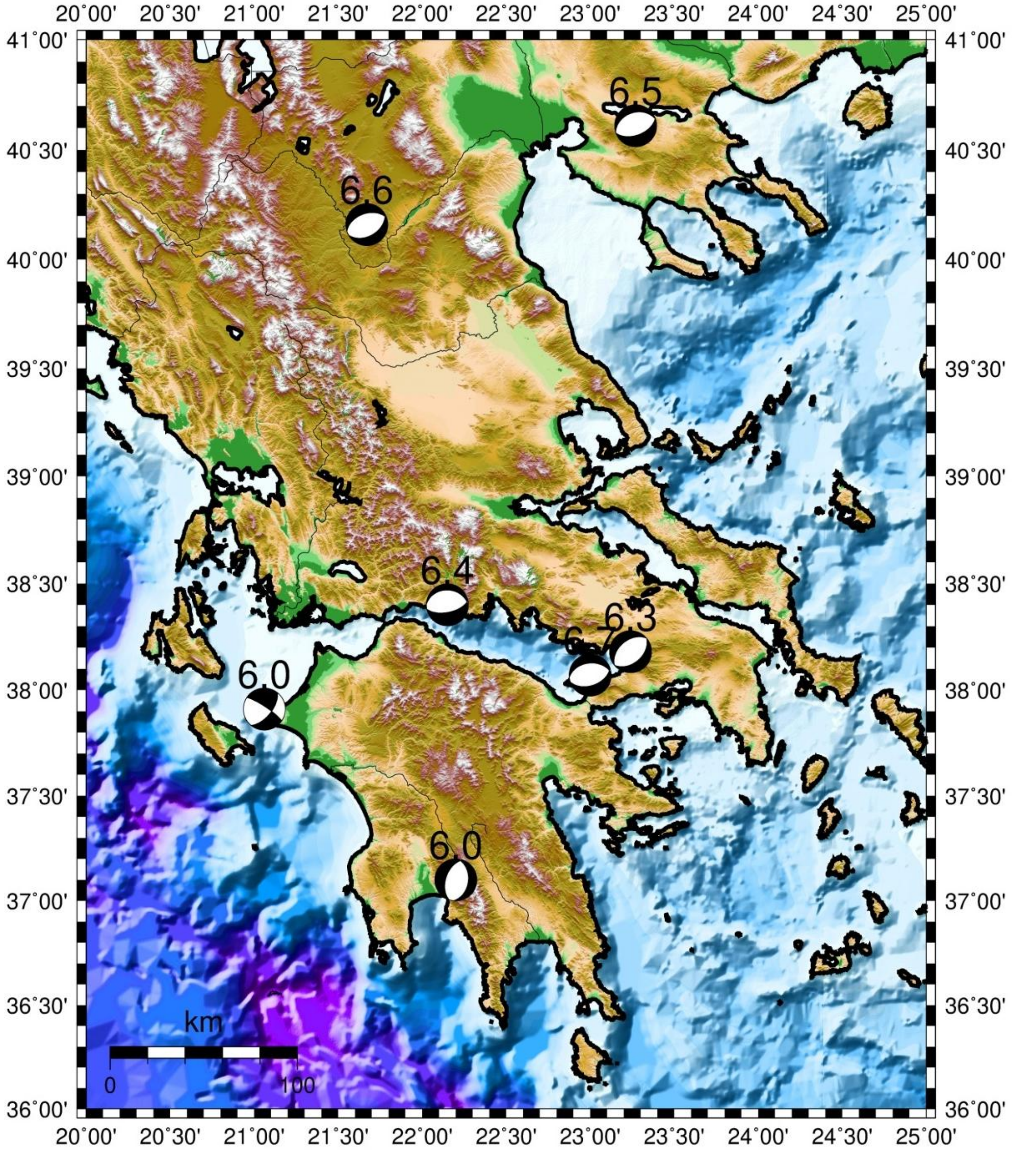
Όσον αφορά στους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που μελετήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία, παρατίθενται στον παρακάτω πίνακα 1.3 οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης, όπως παρατίθενται από τους Papazachos and Papazachou (1997).

Πίνακας 1.3 Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που μελετήθηκαν, σύμφωνα με τους Papazachos and Papazachou (1997).

Χρόνος γένεσης σεισμού	Γεωγραφικό πλάτος	Γεωγραφικό πλάτος	h	M	ζ	δ	λ	P		T	
								ξ-P	θ-P	ξ-T	θ-T
20/06/1978	40.8	23.2	7.0	6.5	278	46	-70	267	75	173	1
24/02/1981	38.2	23.0	10.0	6.7	264	42	-80	284	83	167	3
04/03/1981	38.2	23.3	8.0	6.3	69	45	-90	265	90	140	0
13/09/1986	37.1	22.2	6.0	6.0	200	50	-81	160	81	283	5
16/10/1988	37.9	21.1	14.0	6.0	32	87	-166	258	12	166	8
13/05/1995	40.2	21.7	14.0	6.6	240	45	-101	64	82	158	1
15/06/1995	38.4	22.2	12.0	6.4	277	33	-76	324	75	177	13

όπου h: βάθος, M: Μέγεθος ροπής, ζ: Παράταξη κυρίου επιπέδου, δ: Κλίση επιπέδου, λ: Γωνία Ολίσθησης, ξ-P:Παράταξη P-άξονα, θ-P:Κλίση P-άξονα, ξ-T:Παράταξη T-άξονα, θ-T:Κλίση T-άξονα. Όλες οι παρατάξεις είναι δεξιόστροφα από το Βορρά.

Στο Σχήμα (1.15) δίνεται χάρτης όπου απεικονίζονται οι παραπάνω λύσεις των μηχανισμών γένεσης από τους Papazachos and Papazachou (1997) των ισχυρών σεισμών που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή, όπου φαίνονται οι σεισμοί του Στίβου, των Αλκυονίδων, των Πλαταιών, της Καλαμάτας, της Κυλλήνης, της Κοζάνης και του Αιγίου (βλ. Πίνακα 1.3). Από τον χάρτη αυτό προκύπτει ότι, με εξαίρεση τον σεισμό της Κυλλήνης, οι υπόλοιποι σεισμοί που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή προκλήθηκαν από κανονική διάρρηξη.



Σχήμα 1.15 Μηχανισμοί γένεσης και μεγέθη σεισμικής ροπής των σεισμών που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία (Papazachos and Papazachou, 1997).

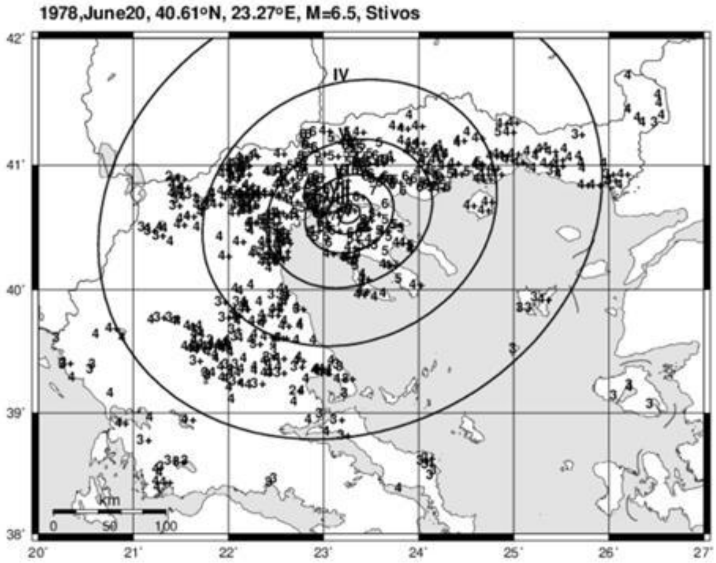
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ

2.1. Πληροφορίες σεισμών

2.1.1. Ο σεισμός του Στίβου (20/06/1978, M=6.5)

Το επίκεντρο του σεισμού της Θεσσαλονίκης βρίσκεται στην περιοχή μεταξύ λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης. Προηγήθηκε του κυρίου σεισμού μεγάλος αριθμός προσεισμών, εκ των οποίων ο μεγαλύτερος έγινε στις 23/05/1978 (22:34, M=5.8). Στη συνέχεια υπήρξε πλήθος μετασεισμών, εκ των οποίων ο μεγαλύτερος έγινε στις 04/07/1978 (22:24, M=5.1). Μετά από τον κύριο σεισμό (20/06/1978, M=6.5) στη συγκεκριμένη περιοχή έλαβαν χώρα πλήθος μικροσεισμών (M=2.0-4.5), το σύνολο των οποίων έχει εστιακά βάθη 8-14km (Papazachos and Papazachou, 1997). Ιστορικά, είναι ο πρώτος μεγάλος σεισμός που προκάλεσε τόσο σοβαρές οικονομικές και κοινωνικές συνέπειες στην Θεσσαλονίκη. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε πολλές περιοχές της Ελλάδας αλλά και στην Βουλγαρία, τη Γιουγκοσλαβία και την Αλβανία. Οι σημαντικότερες βλάβες (VIII+) παρατηρήθηκαν στα χωριά Στίβος, Σχολάρι και Γερακαρού, καθώς επίσης και στην Άσσηρο (VIII) (BGINOA, 1978). Αποτέλεσμα της σεισμικής ακολουθίας του 1978 ήταν η δημιουργία επιφανειακών ιχνών του ρήγματος σε μήκος περίπου 15-18km (Papazachos et al. 1979a, b; Mountrakis et al., 1983). Επιπλέον παρατηρήθηκαν αξιοσημείωτες ρωγμώσεις στο έδαφος, με την μεγαλύτερη να είχε διεύθυνση Ανατολής-Δύσης και να ακολουθεί τα χωρία Περιστερώνας-Στίβος-Γερακαρού. Η ρωγμή αυτή, η οποία θεωρείται επιφανειακή εκδήλωση του σεισμογόνου ρήγματος, είχε μήκος 12km, πλάτος από 2 μέχρι 15cm και μέγιστη κατακόρυφη βύθιση του Βόρειου τμήματος σε σχέση προς το Νότιο περίπου ίση με 35cm (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Όσον αφορά στις καταστροφές του σεισμού αυτού στη Θεσσαλονίκη, κατέρρευσε μια πολυκατοικία 8 ορόφων, σημειώθηκαν μη επισκευάσιμες βλάβες σε 3170 κτίρια, σοβαρές βλάβες παρουσίασαν 13918 οικοδομές ενώ 49701 οικοδομικά συγκροτήματα εμφάνισαν ελαφρότερες βλάβες (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Συνολικά, εξαιτίας του σεισμού έχασαν τη ζωή τους 48 άνθρωποι και 220 τραυματίστηκαν. Στο Σχήμα (2.1) δίνεται ο χάρτης των ισοσείστων των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του Στίβου (Papazachos et al., 1997).

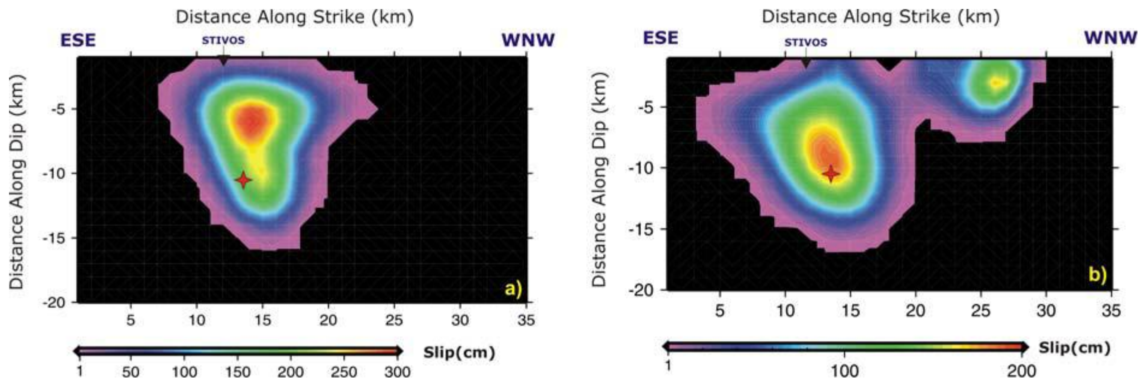
Ο σεισμός έλαβε χώρα σε μια από τις πιο σημαντικές ρηξιγενείς ζώνες που δεσπόζουν στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας, δηλαδή αυτή που δημιούργησε και οριοθετεί τη νότια πλευρά του βυθίσματος της Μυγδονίας Λεκάνης. Εμφανίζει μια σύνθετη γεωμετρική εικόνα, με ρήγματα ή τμήματα ρηγμάτων γενικής διεύθυνσης Α-Δ, τα οποία όμως συνεχίζονται σε ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ λόγω του ότι ορισμένα τμήματα τους αποτελούν επαναδραστηριοποιήσεις προ υπαρχόντων ρηξιγενών δομών. Η ζώνη της Βόλβης παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, γιατί τμήματα των ρηγμάτων αυτών προκάλεσαν τη σεισμική ακολουθία της Θεσσαλονίκης το 1978 (Papazachos et al., 1979a, b), ενώ πολλοί ιστορικοί σεισμοί έχουν συμβεί κατά μήκος της ζώνης αυτής (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1997). Στη ζώνη αυτή, που έχει μήκος περίπου 70km, μπορούν να συμπεριληφθούν διάφορα τμήματα ρηγμάτων, όπως το ρήγμα Μελισσοχωρίου, το ρήγμα Λητής-Λαγυνών-Αγ.Βασιλείου, το ρήγμα Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα, το ρήγμα Λουτρών Βόλβης Απολλωνίας και το ρήγμα της Νέας Μάδυτου.



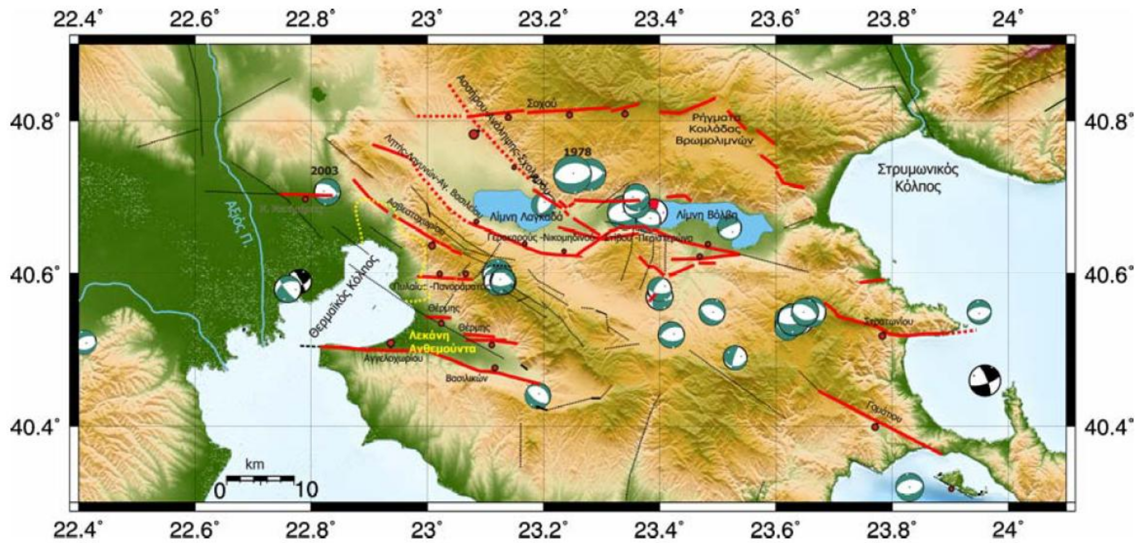
Σχήμα 2.1 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό του Στίβου (Θεσσαλονίκης), 20/06/1978, (M=6.5) (Papazachos et al., 1997).

Το τμήμα αυτό της ρηξιγενούς ζώνης που προκάλεσε τον μεγάλο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 έχει περιγράφει σαν «Σεισμικό ρήγμα Γερακαρούς–Νικομηδινού–Στίβου–Περιστερώνα» (Papazachos et al., 1979a, b). Η γενική διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος είναι ΑΒΑ-ΔΝΔ και κλίνει προς το Βορρά. Επιφανειακά εμφανίζει μεγάλες γωνίες κλίσης (75-85^{O}) προς το Βορρά, αλλά σταδιακά η κλίση του μειώνεται με το βάθος λαμβάνοντας υπόψη και τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Πρόκειται για λιστρικού τύπου ρήγμα, το οποίο εντοπίζεται σε πολλά σημεία στο ύπαιθρο, ενώ είναι ευδιάκριτο τόσο στις δορυφορικές εικόνες, όσο και στις αεροφωτογραφίες. Στα Πλειοκαινικά ιζήματα παρατηρούνται επιπλέον δυο κλάδοι ρηγμάτων παρόμοιας γενικά γεωμετρίας με το κύριο ρήγμα. Εξαιτίας της διάβρωσης χαλαρών ιζηματογενών σχηματισμών, οι κατοπτρικές ρηξιγενείς επιφάνειες κατά μήκος του ρήγματος δεν είναι γενικά πολλές.

Στο Σχήμα (2.2) δίνεται η κατανομή της ολίσθησης στο ρήγμα του σεισμού, όπως υπολογίστηκε από αντιστροφή των P και S κυμάτων (αριστερά) και από τη συνδυαστική αντιστροφή των κυματομορφών και γεωδαιτικών δεδομένων (δεξιά), από τους Roumelioti et al. (2007). Στο Σχήμα (2.3) απεικονίζονται τα κύρια ρήγματα (κόκκινες γραμμές) και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών οι οποίοι προκλήθηκαν από τα ρήγματα αυτά στην ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος (Βαμβακάρης, 2004). Επιπλέον, στον ίδιο χάρτη παρουσιάζεται το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5), καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της ακολουθίας αυτής (Tranos et al., 2003; Βαμβακάρης, 2004).

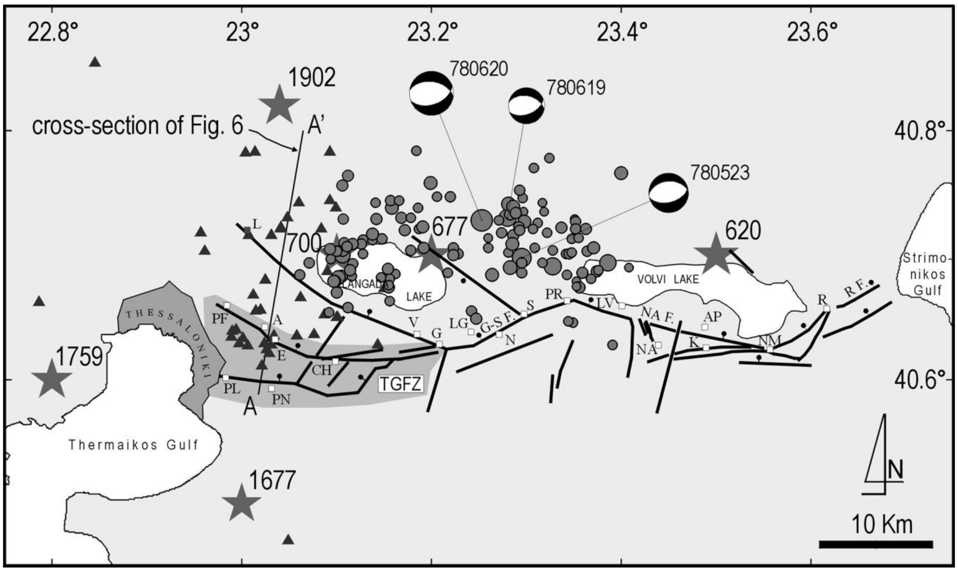


Σχήμα 2.2 Κατανομή της ολίσθησης στο επίπεδο του ρήγματος του σεισμού του Στίβου (1978, M=6.5), όπως υπολογίστηκε από αντιστροφή των P και S κυμάτων (αριστερά) και από συνδυαστική αντιστροφή των ιδιωνκυματομορφών και γεωδαιτικών δεδομένων (δεξιά) από τους Roumelioti et al. (2007).



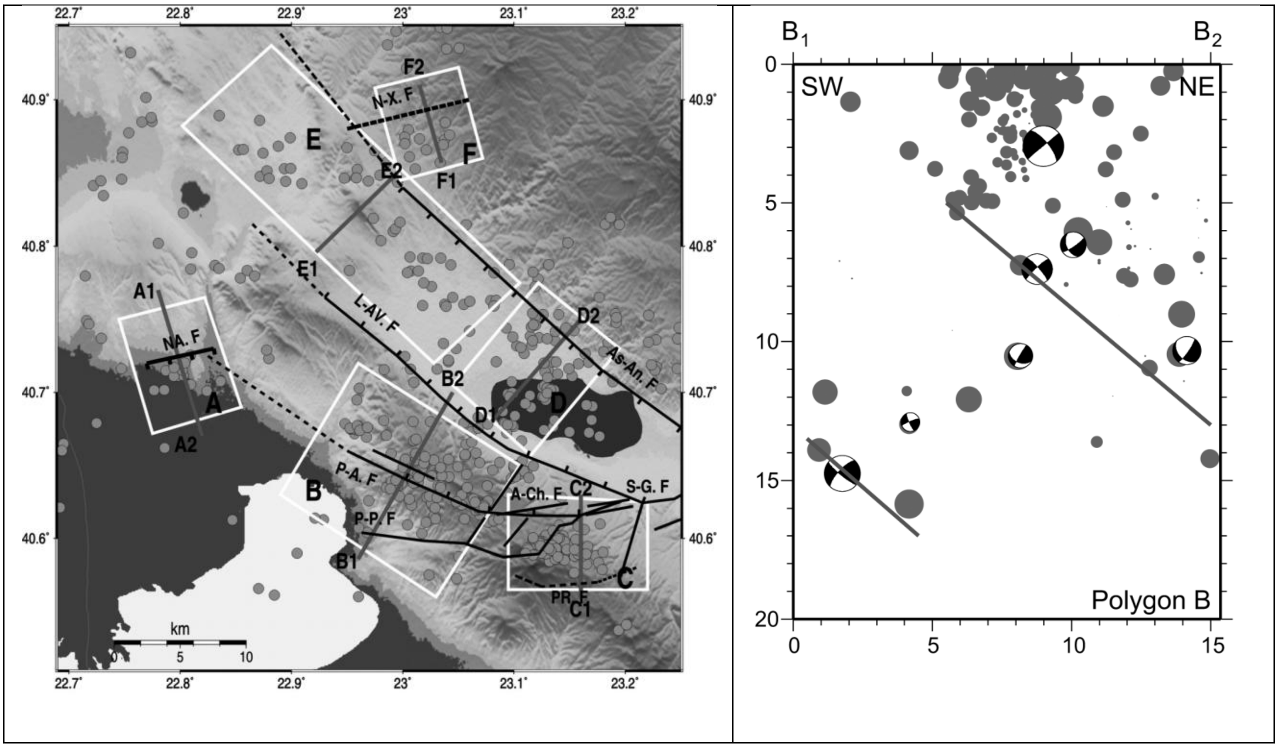
Σχήμα 2.3 Μορφολογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης, όπου απεικονίζονται τα κύρια ρήγματα και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών οι οποίοι προκλήθηκαν από τα ρήγματα αυτά. Στον χάρτη αυτό απεικονίζεται το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5) (Tranos et al., 2003; Βαμβακάρης, 2004).

Στο Σχήμα (2.4) δίνεται από τους Tranos et al. (2003) χάρτης σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής μελέτης, όπου απεικονίζονται τα κύρια ρήγματα κατά μήκος του Νότιου μέρους των λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης. Στο χάρτη αυτό με αστερίσκο απεικονίζονται τα επίκεντρα των ιστορικών σεισμών που έγιναν στην συγκεκριμένη περιοχή (620, M=7.0, 677, M=6.5, 700, M=6.6, 1677, M=6.2, 1759, M=6.5, 1902, M=6.6). Επίσης, δίνονται οι μηχανισμοί γένεσης του κυρίου σεισμού (20/06/1978, M=6.5), καθώς και η χωρική κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας του 1978 (μαύροι κύκλοι στο Σχήμα) σύμφωνα με τα δεδομένα των Carver and Bollinger (1981), αλλά και η χωρική κατανομή των επικέντρων της μίκρο-ακολουθίας του Ιουνίου του 1999 (τρίγωνα) όπως αυτά δόθηκαν από πυκνό δίκτυο σύμφωνα με τους Papazachos et al. (2000). Επιπρόσθετα στον χάρτη αυτό δίνονται τα ρήγματα τα οποία εμφανίζονται στη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης (όπου PL: Πυλαία, PN: Πανόραμα, PF: Πεύκα, A: Ασβεστοχώρι, E: Εξοχή, CH: Χορτιάτης, V: Βασιλούδι, G: Γερακαρού, LG: Λαγκαδίκια, N: Νικομηδινό, S: Στίβος, PR: Περιστερώνα, LV: Λουτρά Βόλβης, NA: Νέα Απολλωνία, AP: Απολλωνία, K: Κοκκάλου, NM: Νέα Μάδυτος, R: Ρεντίνα, L: Λαγυνά).



Σχήμα 2.4 Χάρτης σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής μελέτης, όπου απεικονίζονται τα κύρια ρήγματα κατά μήκος του Νότιου μέρους των λιμνών Λαγκαδά και Βόλβης. Στο χάρτη αυτό με αστερίσκο απεικονίζονται τα επίκεντρα των ιστορικών σεισμών. Επίσης δίνονται οι μηχανισμοί γένεσης του κυρίου σεισμού (20/06/1978, M=6.5), καθώς και η χωρική κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας του 1978 (κύκλοι) (δεδομένα από Carver and Bollinger, 1981), αλλά και των επικέντρων της ακολουθίας του Ιουνίου του 1999 (τρίγωνα) όπως δόθηκαν από τοπικό δίκτυο (Papazachos et al., 2000). Ρήγματα: PL: Πυλαία, PN: Πανόραμα, PF: Πεύκα, A: Ασβεστοχώρι, E: Εξοχή, CH: Χορτιάτης, V: Βασιλούδι, G: Γερακαρού, LG: Λαγκαδίκια, N: Νικομηδινό, S: Στίβος, PR: Περιστερώνα, LV: Λουτρά Βόλβης, NA: Νέα Απολλωνία, AP: Απολλωνία, K: Κοκκάλου, NM: Νέα Μάδυτος, R: Ρεντίνα, L: Λαγυνά (Tranos et al., 2003).

Στο Σχήμα (2.5) απεικονίζεται στο αριστερό τμήμα ο χάρτης κατανομής των επικέντρων των σεισμών από διάφορα τοπικά πειράματα (Hatzfeld et al.,1986/1987; Hatzidimitriou et al., 1991; Papazachos et al., 2000). Τα λευκά πολύγωνα περικλείουν τις περιοχές για τις οποίες κατασκευάστηκαν οι κατακόρυφες τομές (Paradisopoulou et al., 2006). Στο ίδιο Σχήμα στα δεξιά απεικονίζεται η κατακόρυφη τομή των σεισμών του πολυγώνου (B) σε συνάρτηση με το βάθος σε km. Οι γκρι γραμμές απεικονίζουν την προτεινόμενη βύθιση του ρήγματος,ενώ απεικονίζονται και οι μηχανισμοί γένεσης (Paradisopoulou et al., 2006). Επιπλέον φαίνονται οι μικροσεισμοί οι οποίοι κατανέμονται κατά μήκος της περιοχής του Χορτιάτη με προσανατολισμό ΔΒΔ-ΑΝΑ και με εστιακά βάθη που φτάνουν μέχρι το βάθος των 15km. Λαμβάνοντας υπόψη και τη κατακόρυφη τομή συμπεραίνουμε ότι η συγκεκριμένη ζώνη διάρρηξης βυθίζεται περίπου 50^{O} προς τα ΒΑ, κάτι που βρίσκεται σε συμφωνία με την ΒΔ-ΝΑ παράταξη (περίπου 130^{O}) της σεισμικότητας στην περιοχή του Ασβεστοχωρίου.



Σχήμα 2.5 Αριστερά: Χάρτης κατανομής των επικέντρων των σεισμών που έχουν γραφτεί από τοπικά δίκτυα (Hatzfeld et al., 1986/1987; Hatzidimitriou et al., 1991; Papazachos et al., 2000). Στην περιοχή ενδιαφέροντος τα πολύγωνα περικλείουν τις περιοχές για τις οποίες κατασκευάστηκαν οι κατακόρυφες τομές (Paradisopoulou et al., 2006). **Δεξιά**: Κατακόρυφη τομή της κατανομής των σεισμών σε συνάρτηση με το βάθος σε km. Οι γκρι γραμμές απεικονίζουν την προτεινόμενη βύθιση του ρήγματος, όπου επίσης απεικονίζονται οι μηχανισμοί γένεσης (Paradisopoulou et al., 2006).

2.1.2 Η σεισμική ακολουθία του 1981 στον Κορινθιακό κόλπο

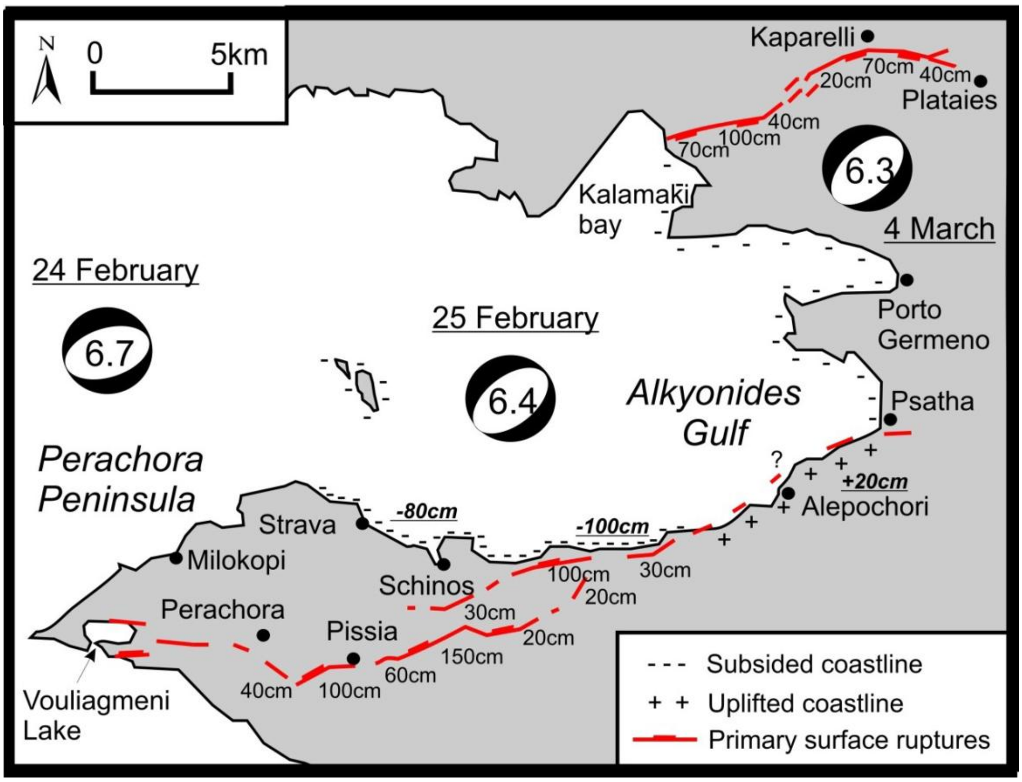
Ο Κορινθιακός Κόλπος θεωρείται ως μία από τις σημαντικότερες ενεργές σεισμοτεκτονικές δομές στον Ελλαδικό χώρο και χαρακτηρίζεται από πολύ υψηλά επίπεδα σεισμικότητας (Makropoulos and Burton, 1984). Συγκεκριμένα, ο Κορινθιακός κόλπος έχει χαρακτηριστεί ως μια ασύμμετρη τεκτονική τάφρος, η οποία έχει ένα ανυψωμένο νότιο περιθώριο και ένα βυθισμένο περιθώριο προς το Βορρά (Armijo et al., 1996). Επιπρόσθετα, στη συντριπτική τους πλειοψηφία τα ρήγματα του Κορινθιακού κόλπου είναι κανονικά και θεωρούνται υπεύθυνα για την ανύψωση των ιζημάτων του Καινοζωικού στη βόρεια Πελοπόννησο, με αποτέλεσμα να δημιουργείται στην περιοχή έναν έντονο χερσαίο και υποθαλάσσιο ανάγλυφο (Lykousis et al., 1998).

Από γεωδαιτικές μετρήσεις που έχουν διεξαχθεί στην περιοχή φαίνεται πως ο ρυθμός επέκτασης είναι διαφορετικός στα δύο τμήματα του Κορινθιακού κόλπου (Billiris et al., 1991; Clarke et al., 1998; Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004; Chousianitis et al., 2015). Ειδικότερα, ο κεντρικός Κορινθιακός Κόλπος βρίσκεται σε διαφορετικό στάδιο εξέλιξης από το δυτικό τμήμα του, λόγω του ότι αυξάνονται από Ανατολικά προς τα Δυτικά το βάθος του Κόλπου, το άλμα των περιθωριακών ρηξιγενών ζωνών και το πάχος των ιζημάτων της κύριας λεκάνης σε συνδυασμό με τμηματική μορφή (Segmented) των ρηξιγενών ζωνών και την κλιμακωτή διάταξη των ρηγμάτων και των λεκανών απόθεσης ιζημάτων (Παπανικολάου και συνεργάτες, 1997). Σύμφωνα με τους Rigo et al. (1996) και τους Lambotte et al. (2014), στο Δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου παρατηρήθηκε μια σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης, η οποία ερμηνεύτηκε από τους ίδιους ως μια σεισμική ζώνη αποκόλλησης (detachment zone).

Για την σεισμική ακολουθία των Αλκυονίδων, ο κύριος σεισμός συνέβη στις 24/02/1981 (M=6.7), ο μεγαλύτερος μετασεισμός της στις 25/02/1981 (02:35, M=6.4) και ο δεύτερος μεγαλύτερος μετασεισμός της στις 04/03/1981 (21:58, M=6.3). Οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν σοβαρές καταστροφές σε Κορινθία, Βοιωτία, Αττική, Φωκίδα και Εύβοια, εκ των οποίων οι μεγαλύτερες καταστροφές από τους δύο πρώτους σεισμούς έπληξαν τα χωριά Περαχώρα, Πισία, Πρόδρομο και περιοχές κοντά στις Νότιες ακτές του Κορινθιακού κόλπου (BGINOA, 1981; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Επιφανειακές διαρρήξεις με κλίση προς Βορρά, παρατηρήθηκαν το πρωινό μετά τη γένεση των δύο πρώτων σεισμών στην νότια πλευρά του Κόλπου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Επειδή όμως οι δύο πρώτοι σεισμοί εκδηλώθηκαν κατά τη διάρκεια της ίδιας νύχτας, δεν είναι ξεκάθαρο ποιος από τους δυο σεισμούς προκάλεσε τις επιφανειακές διαρρήξεις ή αν και οι δύο συνετέλεσαν στην δημιουργία ρωγμών (Papazachos and Papazachou, 1997). Ρωγμές με κλίση προς τον Νότο που έκαναν την εμφάνιση τους στη ΒΑ πλευρά του κόλπου (στην περιοχή Καπαρελλίου) είναι φανερό ότι σχετίζονται με τον 3^{ο} σεισμό. Ολικές καταστροφές σημειώθηκαν σε 22554 κτίρια, σοβαρές βλάβες σε 11745 και ελαφρότερες βλάβες σε 5022 κτίρια (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Τέλος, έχασαν τη ζωή τους 20 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 500 (BGINOA, 1981; Papazachos and Papazachou, 1997). Σε επόμενες παραγράφους δίνονται αναλυτικές πληροφορίες για κάθε σεισμό ξεχωριστά, καθώς επίσης και χάρτες μακροσεισμικών εντάσεων.

Η μεγαλύτερη επιφανειακή διάρρηξη στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπουπου σχετίζεται με την ακολουθία ήταν είναι μια ασυνέχεια μήκους περίπου 15km. Αυτή η επιφανειακή διάρρηξη εκδηλώθηκε βόρεια των περιοχών Περαχώρα και Πισία και εκτείνεται δυτικά του Ακρωτηρίου του Ηραίον της Χερσονήσου Περαχώρας και 10km ανατολικά της περιοχής των Πισίων (Jackson et al., 1982). Το δυτικό κομμάτι έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και το επίπεδο του ρήγματος παρουσιάζει ολίσθηση 80-90^o προς κάτω του Βόρειου τμήματος, με αποτέλεσμα να παρουσιάζονται μετατοπίσεις της τάξης των 60cm με λίγες εξαιρέσεις της τάξης των 150cm (Jackson et al., 1982).



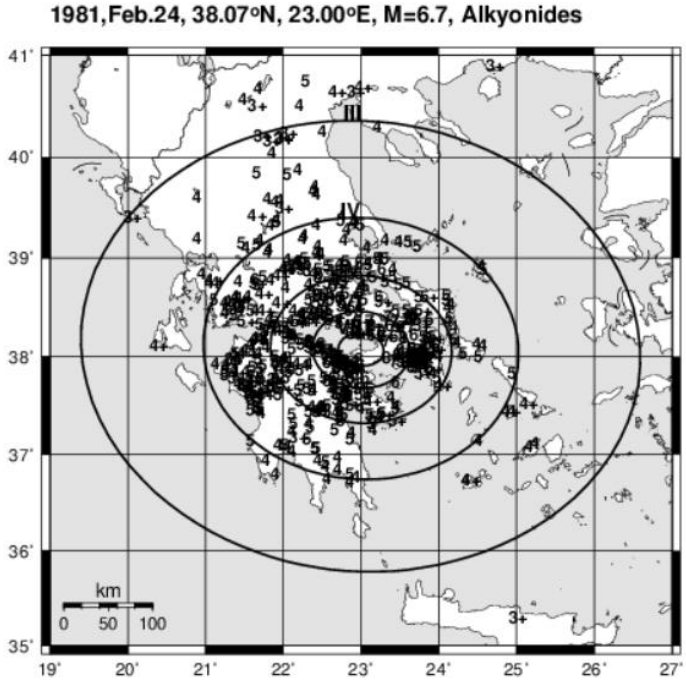
Σχήμα 2.6 Χάρτης που απεικονίζει τα ρήγματα που υπάρχουν στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου τα οποία σχετίζονται με τον κύριο σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7) αλλά και τον σεισμό των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3) (Jackson et al., 1982; Mariolakos et al., 1982; Hubert et al., 1996, τροποποιημένο). Επίσης, δίνονται και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας (Papazachos et al. 1984; Taymaz et al. 1991).

Σε ότι αφορά στο βόρειο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, γενικά επικρατούν εφελκυστικές τάσεις διεύθυνσης Β-Ν. Το ορατό μήκος της γραμμής διάρρηξης κυμαίνεται στα 15km, με μια βύθιση περίπου 70-90^o Νότια και μια μέση μετατόπιση της τάξης των 60cm. Αυτό το τμήμα προκύπτει από την επαναδραστηριοποίηση ενός παλαιότερου κανονικού ρήγματος, το οποίο απαρτίζεται από δύο τμήματα: το πρώτο το οποίο εκτείνεται νότια της περιοχής του Καπαρελλίου και συμπίπτει με το κανονικό ρήγμα που χωρίζει τους ασβεστολίθους του Τριαδικού με τα αλλούβια, και το δεύτερο τμήμα το οποίο εκτείνεται δυτικότερα και εκτείνεται προς το Νότο σε σχέση με το πρώτο τμήμα (Papazachos et al., 1984). Στο Σχήμα (2.6) δίνεται χάρτης στον οποίο απεικονίζονται τα ενεργά ρήγματα που υπάρχουν στον Κορινθιακό κόλπο, και συγκεκριμένα τα ρήγματα που σχετίζονται με τον κύριο σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7) αλλά και τον μετασεισμό των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3). Στο ίδιο Σχήμα δίνονται και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της ίδιας σεισμικής ακολουθίας του 1981 στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου (Jackson et al., 1982; Mariolakos et al., 1982; Hubert et al., 1996; Roberts et al., 2011)

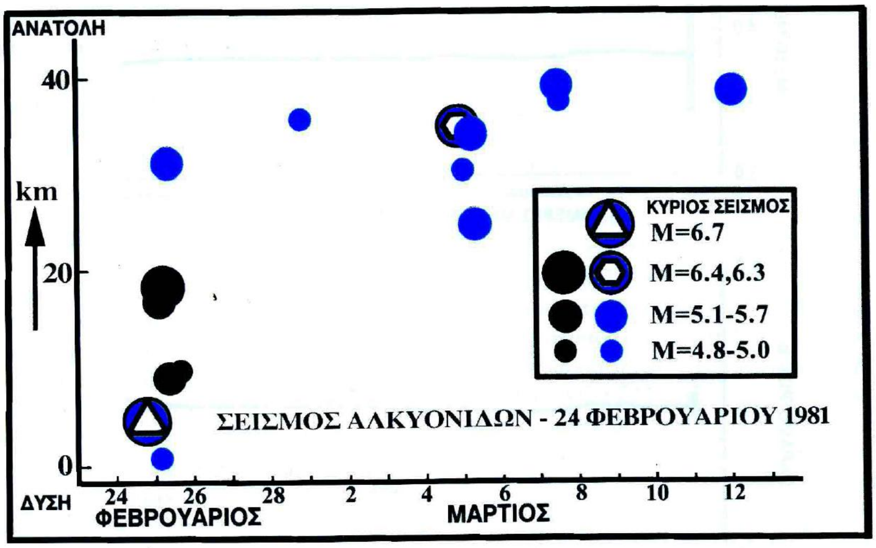
2.1.2.1. Ο σεισμός των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7)

Ο κύριος σεισμός έγινε το βράδυ της 24/02/1981 στην περιοχή Πισία και είχε μέγεθος M_w=6.7. Σε ότι αφορά στα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού αυτού παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης, κατάρρευση μεγάλων βράχων (περιοχή Γεράνια), καθώς επίσης και ασθενές θαλάσσιο κύμα. Οι μεγαλύτερες βλάβες κατά τον κύριο σεισμό παρατηρήθηκαν: στην Περαχώρα (IX+), Πισία, Σχίνο (IX), Λουτράκι (VIII+), Κιάτο, Πάσιο, Ξυλόκαστρο, Μούλκι, Καρυά, Βέλο (VIII) του νομού Κορινθίας, Πρόδρομος (IX+), Κορύνη, Θίσβη (VIII+), Μαυρομμάτι, Βάγια (VIII) του νομού Βοιωτίας και στα Μέγαρα (VIII) του νομού Αττικής (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Στο Σχήμα (2.7) δίνονται οι χάρτης των ισοσείστων των μακροσεισμικών εντάσεων για τον σεισμό των Αλκυονίδων (Papazachos et al.,1997).

Το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7) είναι κανονικό, όπως προκύπτει από τις λύσεις του μηχανισμού γένεσης του σεισμού αυτού, και έχει βύθιση προς το Βορρά. Από την χωρική κατανομή των μετασεισμών του κυρίου σεισμού (τρίγωνο στο Σχήμα) προέκυψε το συμπέρασμα πως από το δυτικό άκρο του κόλπου η μετασεισμική δράση μετανάστευσε προς το ανατολικό άκρο του, όπου μετά από 8 ημέρες έγινε ένας καταστρεπτικός μετασεισμός (M=6.3), όπως απεικονίζεται στο Σχήμα (2.8). Όλα τα παραπάνω υποδηλώνουν την λεγόμενη «μετανάστευση των επικέντρων» του σεισμού των Αλκυονίδων (BGINOA, 1981; Karakaisis et al., 1985). Τέτοια μετανάστευση των επικέντρων παρατηρήθηκε χρονικά μετά τη γένεση των σεισμών της Θεσσαλονίκης (20/06/1978, M=6.5) προς τα Δυτικά και του σεισμού της Μαγνησίας (1980) προς τα Δυτικά.



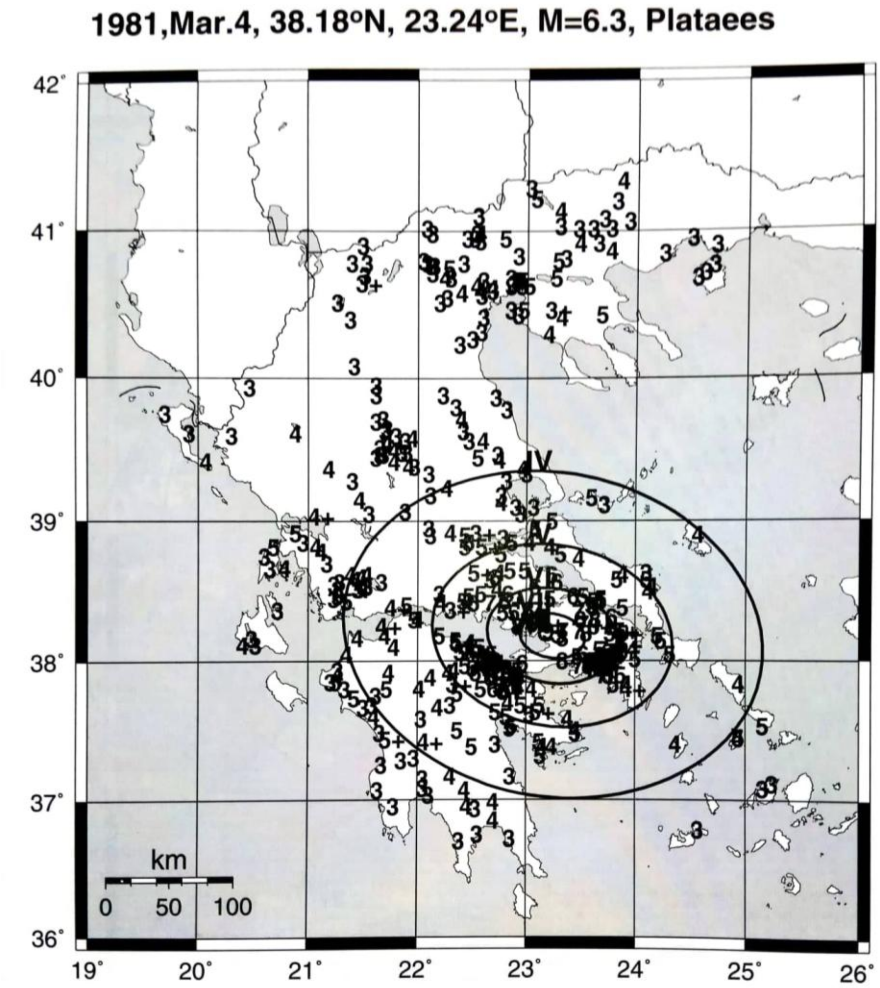
Σχήμα 2.7 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό των Αλκυονίδων, 24/02/1981, (M=6.7) (Papazachos et al., 1997).



Σχήμα 2.8 Χωροχρονική κατανομή των μετασεισμών του κύριου σεισμού που έγινε στον Κόλπο των Αλκυονίδων στις 24/02/1981 (M=6.7). Αμέσως μετά τον κύριο σεισμό στο δυτικό άκρο του κόλπου η μετασεισμική δράση μετανάστευσε στο ανατολικό άκρο του όπου μετά από 8 ημέρες (04/03/1981) έγινε ένας καταστρεπτικός μετασεισμός (M=6.3) (Karakaisis et al., 1985).

2.1.2.2. Ο σεισμός των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3)

Ο δεύτερος μεγαλύτερος μετασεισμός, ο οποίος έγινε στις 04/03/1981, ονομάστηκε «σεισμός των Πλαταιών» και είχε μέγεθος M=6.3. Μετά τους δύο πρώτους σεισμούς (στις 24/02/1981 με μέγεθος M=6.7 και στις 25/02/1981 με μέγεθος M=6.4) παρατηρήθηκε επιφανειακό ίχνος του σεισμογόνου ρήγματος κατά μήκος των νότιων ακτών του κόλπου μήκους μεγαλύτερουτων 15km (Papazachos et al., 1984; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Σύμφωνα με το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο (BGINOA, 1981; Papazachos and Papazachou, 1997), οι μεγαλύτερες μακροσεισμικές εντάσεις παρουσιάστηκαν στις περιοχές Πλαταιών (IX+), Καπαρελλίου (IX), Μελισσοχωρίου (VIII+), Κούρτα, Πρόδρομου, Οινόφυτα, Μαυρομμάτι, Βάγια και Υψηλάντης (VIII) (νομός Βοιωτίας) και στις περιοχές Μέγαρα και Βίλια (VIII) (νομός Αττικής). Επιπρόσθετα, οι μεγαλύτερες καταστροφές από το σεισμό των Πλαταιών (04/03/1981) σημειώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή του Καπαρελλίου, βορειοανατολικά των ακτών του Κορινθιακού κόλπου. Στο Σχήμα (2.9) δίνεται ο χάρτης των μακροσεισμικών εντάσεων για τον σεισμό των Πλαταιών.

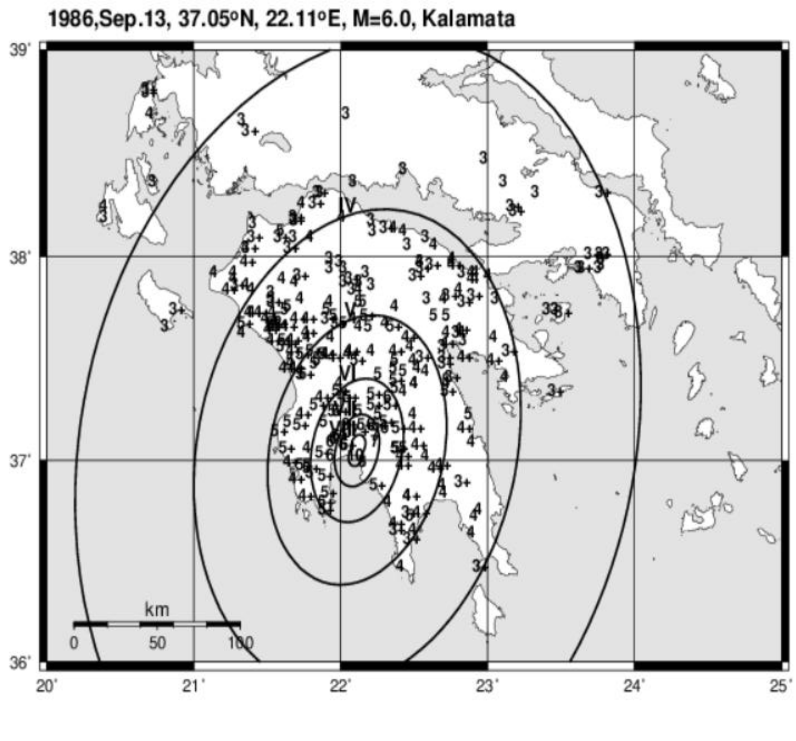


Σχήμα 2.9 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό των Πλαταιών, 04/03/1981, (M=6.3) (Papazachos et al., 1997).

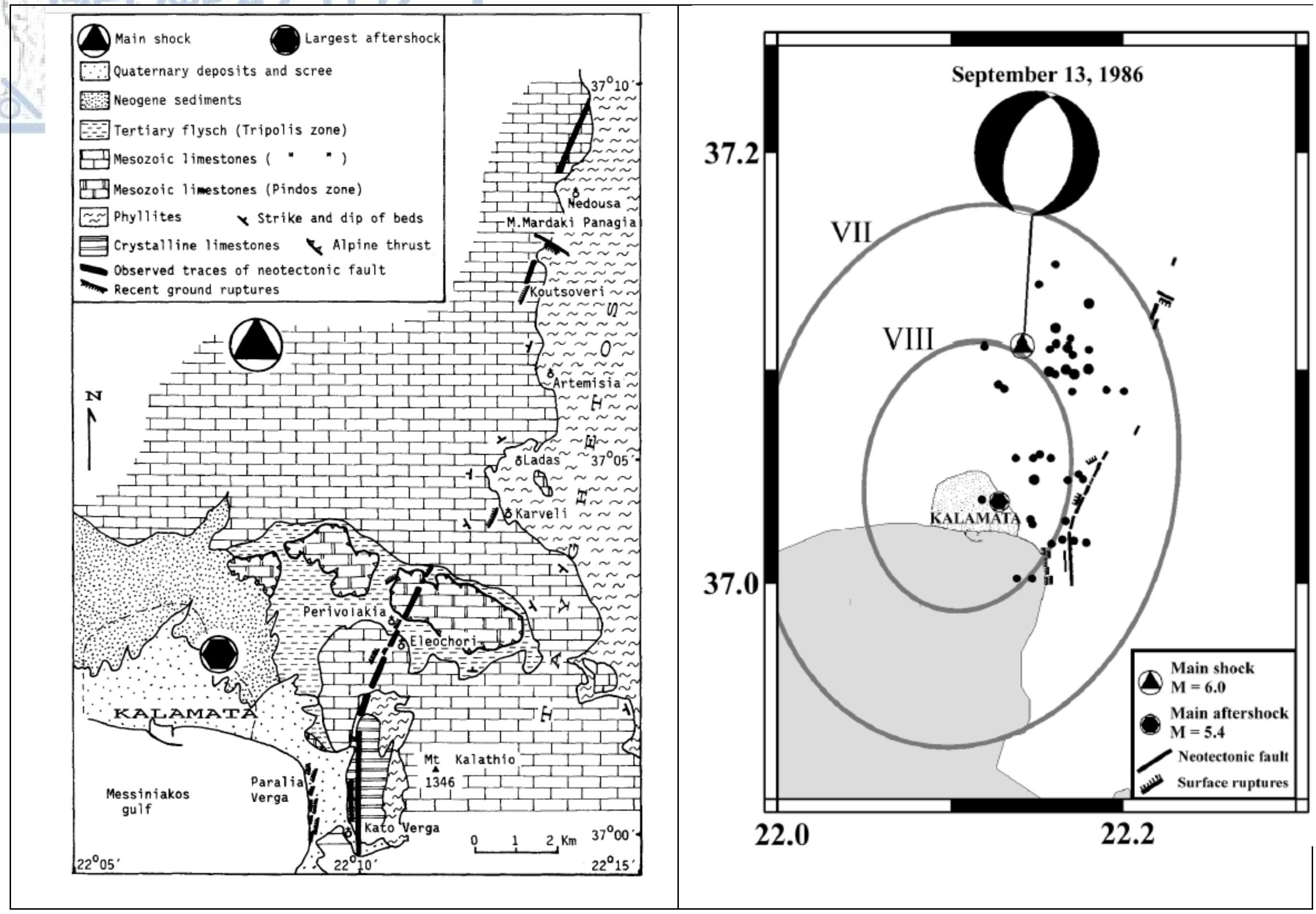
Το ρήγμα του Καπαρελλίου, το οποίο προκάλεσε τον σεισμό των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3), είναι κανονικό με βύθιση προς το Νότο. Γεωτεκτονικά το ρήγμα βρίσκεται στο ανατολικό άκρο του Κορινθιακού κόλπου, ο οποίος εκτείνεται σε διεύθυνση Β-Ν με ρυθμό 6-15 mm/έτος. Πρόκειται για ένα μεσαίου μεγέθους ρήγμα με πολύπλοκη γεωμετρική δομή, διεύθυνσης Α-Δ, το οποίο και χωρίζεται σε τρία τμήματα (Kokkalas et al., 2007). Από την μελέτη παλαιοσεισμολογικών και γεωδαιτικών δεδομένων, κατά μήκος του ρήγματος του Καπαρελλίου, προέκυψε το συμπέρασμα πως υπάρχει μια συνεχής σεισμική δραστηριότητα τα τελευταία 10000 χρόνια, ενώ εμφανίζονται επιφανειακές διαρρήξεις με κατακόρυφες μετατοπίσεις της τάξης των 0.1-1.0m (Kokkalas et al., 2007).

2.1.3. Ο σεισμός της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0)

Κατά μήκος μιας ζώνης διάρρηξης συνολικού μήκους 15km, με διεύθυνση παράλληλη προς τις ανατολικές ακτές του Μεσσηνιακού κόλπου και του ποταμό Νέδοντα (ΒΒΑ-ΝΝΔ) παρουσιάστηκαν ρωγμές με μια μέση εδαφική μετάθεση περίπου στα 12cm (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Δύο ημέρες πριν από το σεισμό υψώθηκε η θάλασσα κατά 0.5m και εισέβαλε στην ξηρά μέχρι ένα βάθος 7m. Οι μέγιστες τιμές μακροσεισμικών εντάσεων εμφανίστηκαν κατά μήκος αυτής της ζώνης διάρρηξης. Στο Σχήμα (2.10) δίνεται ο χάρτης των ισοσείστων των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Καλαμάτας (Papazachos et al., 1997).



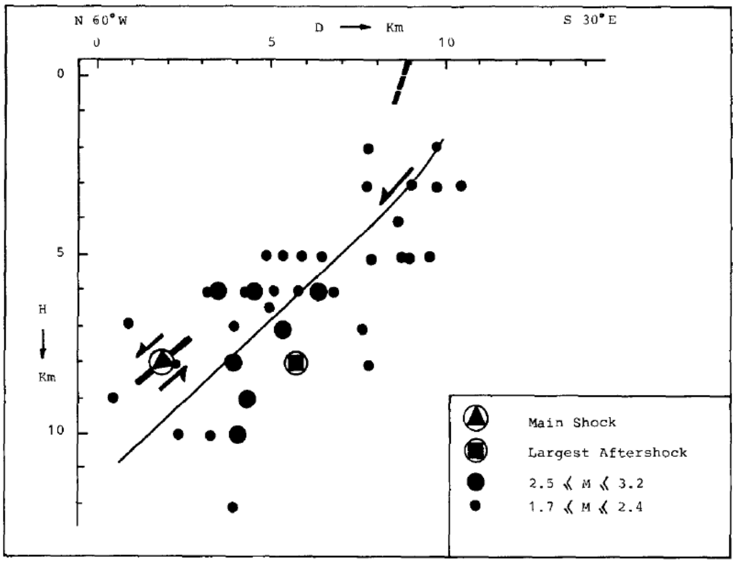
Σχήμα 2.10 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό της Καλαμάτας, 13/09/1986, (M=6.0) (Papazachos et al., 1997).



Σχήμα 2.11 ***Αριστερά:*** Γεωλογικός χάρτης της Καλαμάτας, όπου απεικονίζονται ο κύριος σεισμός, ο μετασεισμός και το ρήγμα το οποίο προκάλεσε τη διάρρηξη στις 13/09/1986. Τα δεδομένα που λήφθηκαν υπόψη ήταν των Richard and Philippakis (1970) και Thiebault (1982) (Papazachos et al., 1988). **Δεξιά:** Σύγκριση της κατεύθυνσης της σεισμικής διάρρηξης, όπως δίνεται από διάφορες πληροφορίες για το σεισμό, καθώς και η λύση του μηχανισμού γένεσης. Επίσης, δίνεται η χωρική κατανομή των κύριων μετασεισμών, λαμβάνοντας υπόψη διάφορα νεοτεκτονικά στοιχεία, αλλά και επιφανειακές διαρρήξεις (Papazachos et al., 1988). Ακόμη, δίνονται οι συνθετικές ισόσειστες των μακροσεισμικών εντάσεων VIII και VII σε κλίμακα Mercalli (Papazachos et al., 1997b), αναδεικνύοντας μια ΒΒΑ-ΝΝΔ ζώνη διάρρηξης.

Η σεισμική ακολουθία της Καλαμάτας προκάλεσε σημαντικές βλάβες, τόσο στην πόλη της Καλαμάτας, όσο και στην ανατολική επέκταση της (συνοικία Γιαννιτσάνικα). Πιο συγκεκριμένα, καταστράφηκε το Ελαιοχώρι (Καλαμάτα), ενώ σημαντικές βλάβες σημειώθηκαν στα χωριά Βέργα (VIII), Πολιανή (VII+), Άρης, Αρτεμησία και Νέδουσα (VII) (BGINOA, 1986; Papazachos and Papazachou, 1997; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Στην Καλαμάτα το 20% των κτιρίων κρίθηκαν κατεδαφιστέα, το 16% παρουσίασε σοβαρές βλάβες, το 36% παρουσίασε ελαφρές βλάβες και το 28% των κτιρίων δεν παρουσίασε βλάβες. Μετά τον κύριο σεισμό, στις 15/09/1986 (11:41) έγινε μετασεισμός μεγέθους M=5.4, με αποτέλεσμα την κατάρρευση μιας 5όροφης πολυκατοικίας (γωνία Ευριπίδου και Κανάρη) και μια 4όροφης πολυκατοικία (Μεγάλου Αλεξάνδρου και Βασ. Όλγας). Συνολικά, σκοτώθηκαν 20 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 80 (BGINOA, 1986; Papazachos et al., 1988).

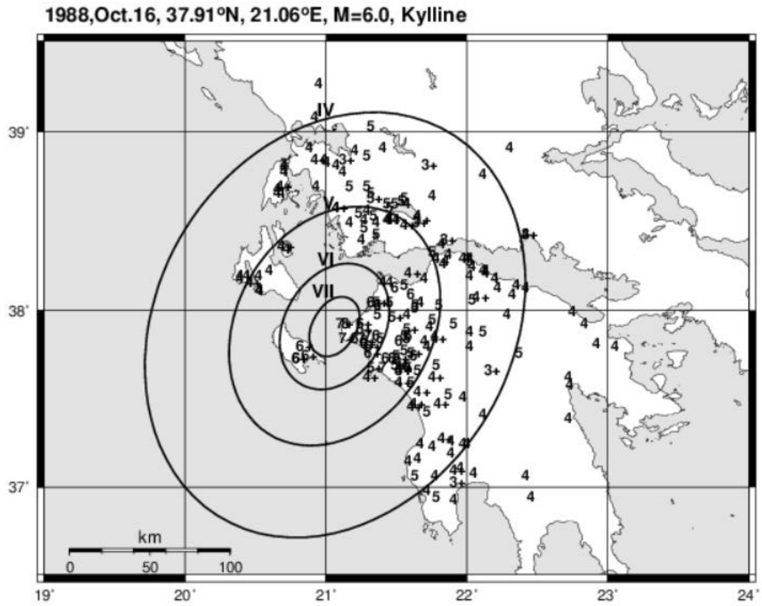
Το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό της Καλαμάτας είναι κανονικό ρήγμα και η παράταξη του είναι N15E, με μια βύθιση περίπου 50^{O}. Η συν-σεισμική ολίσθηση (coseismic slip) υπολογίστηκε περίπου στα 6-18 cm, με ένα μήκος 6km. Από το μηχανισμό γένεσης του συγκεκριμένου σεισμού, όσον αφορά το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής φαίνεται ένας εφελκυσμός Ανατολής–Δύσης παράλληλος με το Ελληνικό τόξο και βρίσκεται σε καλή συμφωνία με τα υπάρχοντα τεκτονικά μοντέλα. Η μελέτη των μηχανισμών γένεσης πάνω από 700 μετασεισμών που συνέβησαν στη συγκεκριμένη περιοχή έδειξαν επίσης έναν εφελκυσμό διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης. Στο Σχήμα (2.11) δίνονται δύο χάρτες, όπου απεικονίζονται τα επίκεντρα του κυρίου σεισμού και των μετασεισμών, η λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού που προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη, αλλά και οι συνθετικές ισόσειστες καμπύλες μακροσεισμικών εντάσεων της κλίμακας Mercalli (IMM), λαμβάνοντας υπόψη τις εργασίες των Richard and Philippakis (1970), Thiebault (1982), Papazachos et al. (1997) και Papazachos et al. (1988). Στο Σχήμα (2.12) δίνεται από τους Papazachos et al. (1988) εγκάρσια τομή προσανατολισμού ΒΔ-ΝΑ σε συνάρτηση με το βάθος όπου απεικονίζεται το επίκεντρο του κυρίου σεισμού της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0) (τρίγωνο στο Σχήμα), και των μετασεισμών με μέγεθος ροπής μεταξύ 1.7-3.2, καθώς επίσης και ο μεγαλύτερος μετασεισμός (τετράγωνο στο Σχήμα).



Σχήμα 2.12 Διαμήκης τομή όπου δίνεται το επίκεντρο του κυρίου σεισμού της Καλαμάτας (τρίγωνο στο Σχήμα) και των μετασεισμών με μέγεθος ροπής μεταξύ 1.7-3.2, καθώς επίσης και ο μεγαλύτερος μετασεισμός (τετράγωνο στο Σχήμα) (Papazachos et al., 1988).

2.1.4. Ο σεισμός της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0)

Η σεισμική ακολουθία της Κυλλήνης προκάλεσε σοβαρές βλάβες στην Ηλεία (VIII, Κυλλήνη, Βαρθολομιό). Ο σεισμός αυτός έγινε πολύ έντονα αισθητός στη Ζάκυνθο (VII+, Παντοκράτορα, Βανάτο, Μουζάκι, Καλαμάκι), στην περιοχή Λούσικα του νομού Αχαΐας (VI), καθώς επίσης και στην περιοχή Αραβίκοστου νομού Ακαρνανίας (V+) (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Επιπλέον, έγινε έντονα αισθητός στους νομούς Φωκίδας, Ευρυτανίας, Θεσπρωτίας και Λάρισας (BGINOA, 1988; Papazachos and Papazachou, 1997). Στο Σχήμα (2.13) δίνεται ο χάρτης των ισοσείστων των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Κυλλήνης (Papazachos et al., 1997).

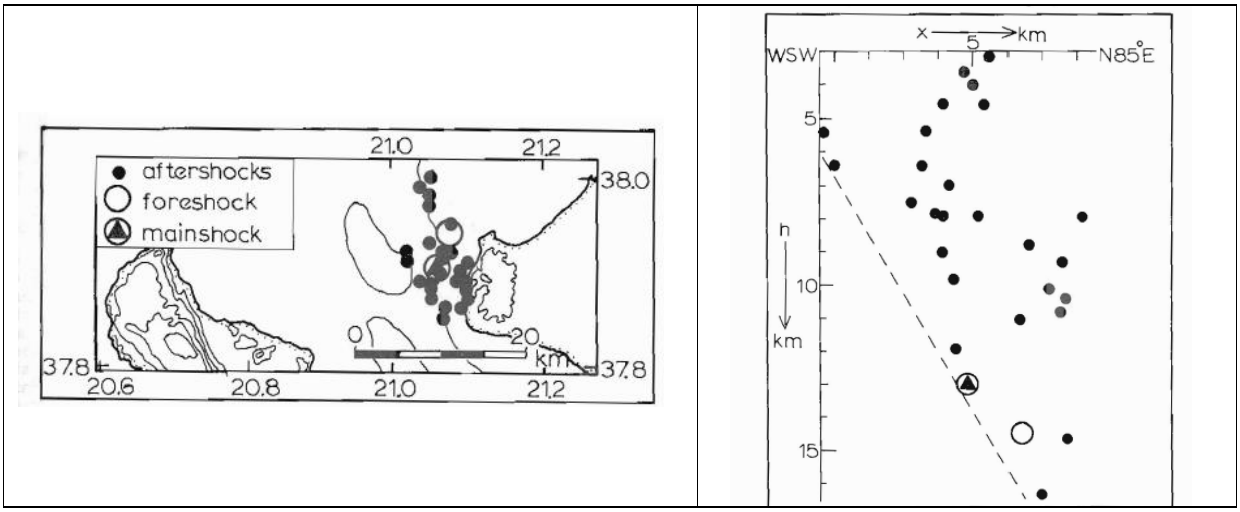


Σχήμα 2.13 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό της Κυλλήνης, 16/10/1988, (M=6.0) (Papazachos et al., 1997).

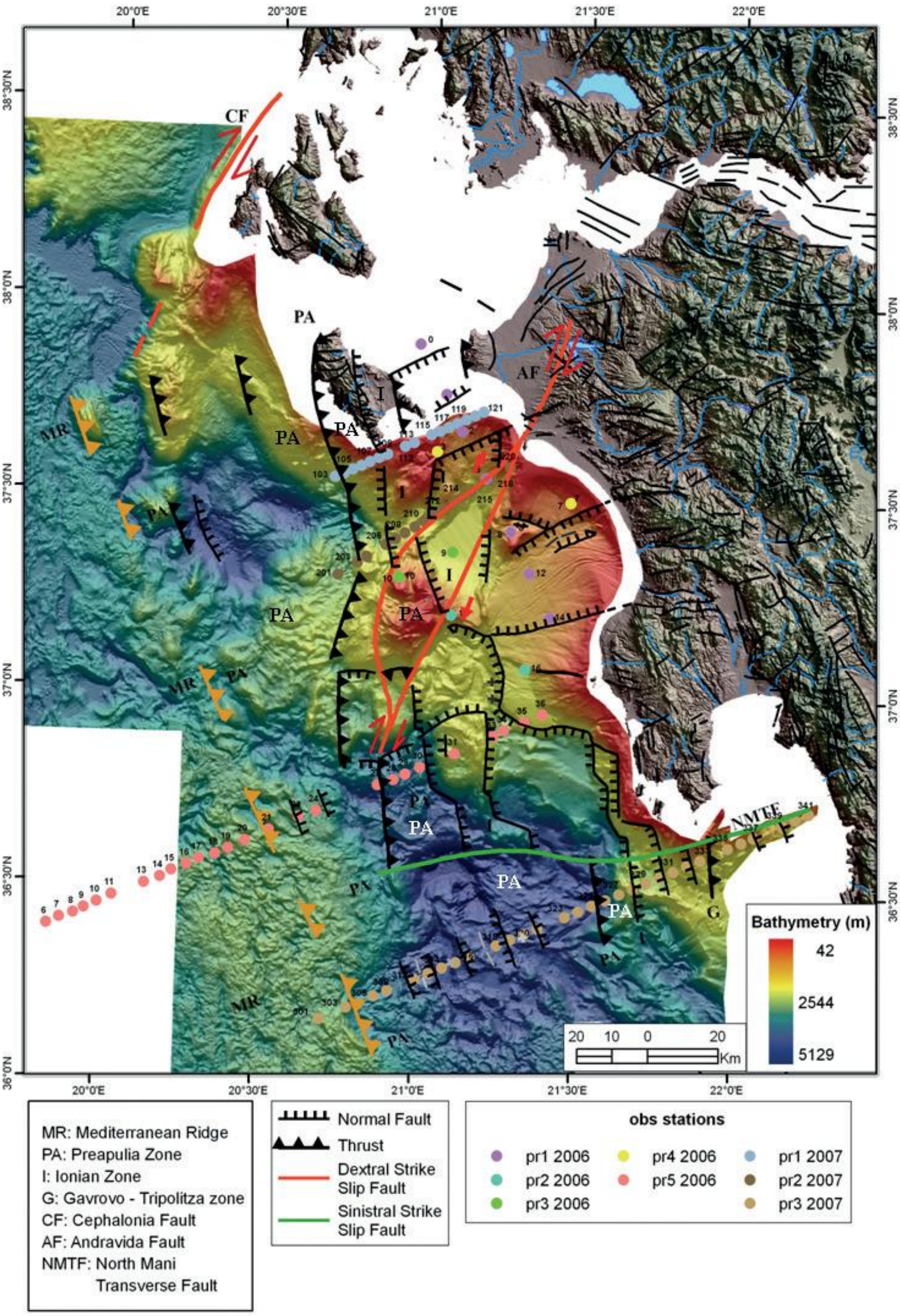
Η Κυλλήνη βρίσκεται ΒΔ της Πελοποννήσου και ανήκει στην Ιόνιο ζώνη (Αδριατικοϊόνιο). Η Ιόνιος ζώνη θεωρήθηκε ως το Ελληνικό «μειογεωσύγκλινο» σε σχέση με το «ευγεωσύγκλινο» της ζώνης της Πίνδου (Μουντράκης, 1985). Σύμφωνα μετις νεότερες απόψεις, είναι μια ηπειρωτική λεκάνη με ημιπελαγική-Πελαγική ιζηματογένεση πάνω στην Απουλία ηπειρωτική πλάκα που αποσπάστηκε από την Γκοτβάνα κατά το Τριαδικό και συγκολλήθηκε στην Ευρασία κατά το Τριτογενές (Μουντράκης, 1985). Η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονη τεκτονική δραστηριότητα στην Μεσογειακή Τάφρο. Επιπλέον, οι εξωτερικές Ελληνίδες χαρακτηρίζονται από συμπίεση κατά τη σύγκρουση μεταξύ της λιθόσφαιρας της Ευρώπης και της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου, δημιουργώντας μια τάφρο όπου η ταχύτητα σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών είναι μεγαλύτερη από 3.5-4.0cm/yr. Στο Σχήμα (2.15) δίνεται απλοποιημένος τεκτονικός χάρτης της Δυτικής Πελοποννήσου, όπου απεικονίζονται οι θέσεις των ρηγμάτων που περιλαμβάνονται στην περιοχή αυτή (Camera et al., 2014).

Γεωτεκτονικά, το ρήγμα της Κυλλήνης είναι ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση περίπου Β-Ν που βυθίζεται προς τα ανατολικά (προς τη μεριά της Πελοποννήσου) και προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη στις 16/10/1988 (Μ=6.0). Σε καλή συμφωνία με αυτά τα στοιχεία βρίσκονται ο μηχανισμός γένεσης των Papazachos and Papazachou (1997), οι ισόσειστες καμπύλες του κύριου σεισμού, καθώς και τα γεωλογικά στοιχεία και οι παρατηρήσεις υπαίθρου στην ευρύτερη περιοχή μετά τη γένεση του κύριου σεισμού (Karakostas et al., 1993). Στο Σχήμα (2.14) δίνεται η εγκάρσια τομή σε κατακόρυφο επίπεδο όπου απεικονίζονται τα επίκεντρα των μετασεισμών που ακολούθησαν από τον κύριο σεισμό (δεξιά). Τα εστιακά βάθη των μετασεισμών μεταβάλλονται μεταξύ 3-16km, ενώ ο κύριος σεισμός και ο μεγαλύτερος μετασεισμός βρίσκονται στο κατώτερο σημείο του επιπέδου του ρήγματος όπως φαίνεται και στο Σχήμα (2.14) (αριστερά) (Karakostas et al., 1993). Ακόμη, το μήκος της περιοχής των επικέντρων είναι ίσο με 17km, το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με το μήκος ενός ρήγματος ικανού να προκαλέσει σεισμό μεγέθους Μ=6.0 σύμφωνα με την σχέση του Papazachos (1989).

$$\mathrm{LogL} = 0.51\mathrm{Ms} - 1.85 \tag{2.1}$$



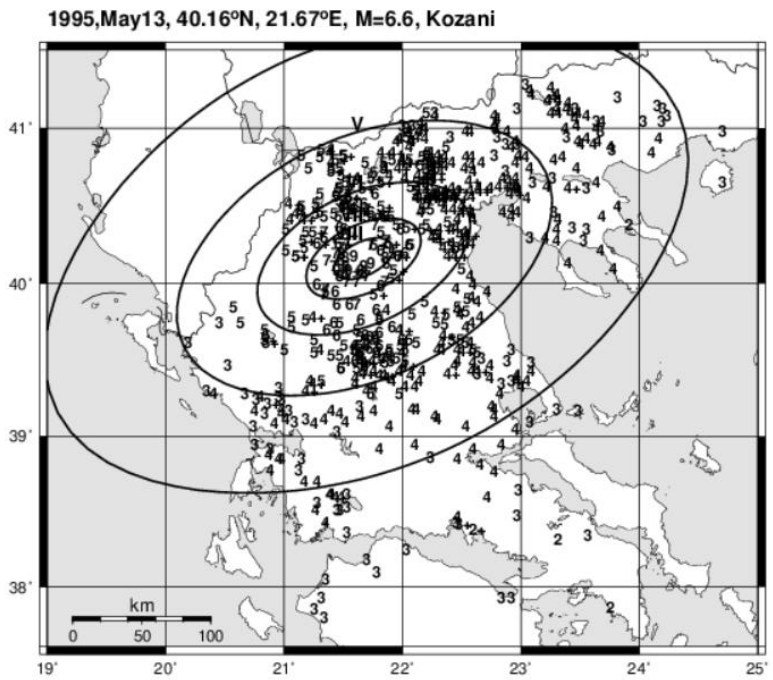
Σχήμα 2.14 **Αριστερά**: Κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών με τη χρήση δεδομένων από το τοπικό δίκτυο και απεικόνιση του επικέντρου του μεγαλύτερου προσεισμού και του κυρίου σεισμού (Karakostas et al., 1993). **Δεξιά**: Διαμήκης τομή σε κατακόρυφο επίπεδο όπου φαίνεται η κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών (Karakostas et al., 1993).



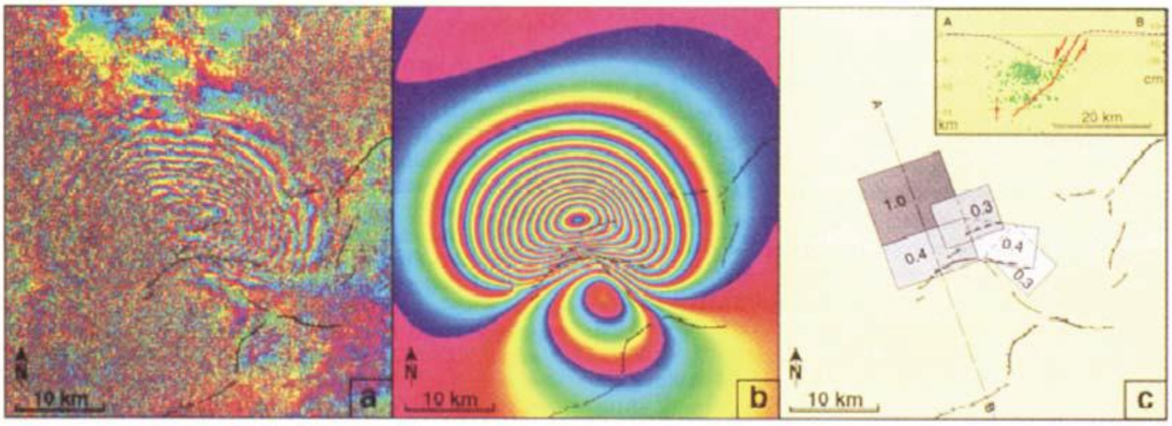
Σχήμα 2.15 Απλοποιημένος τεκτονικός χάρτης της Δυτικής Πελοποννήσου. Στο χάρτη απεικονίζονται οι θέσεις των ρηγμάτων που περιλαμβάνονται στην περιοχή αυτή (Camera et al., 2014).

2.1.5. Ο σεισμός της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6)

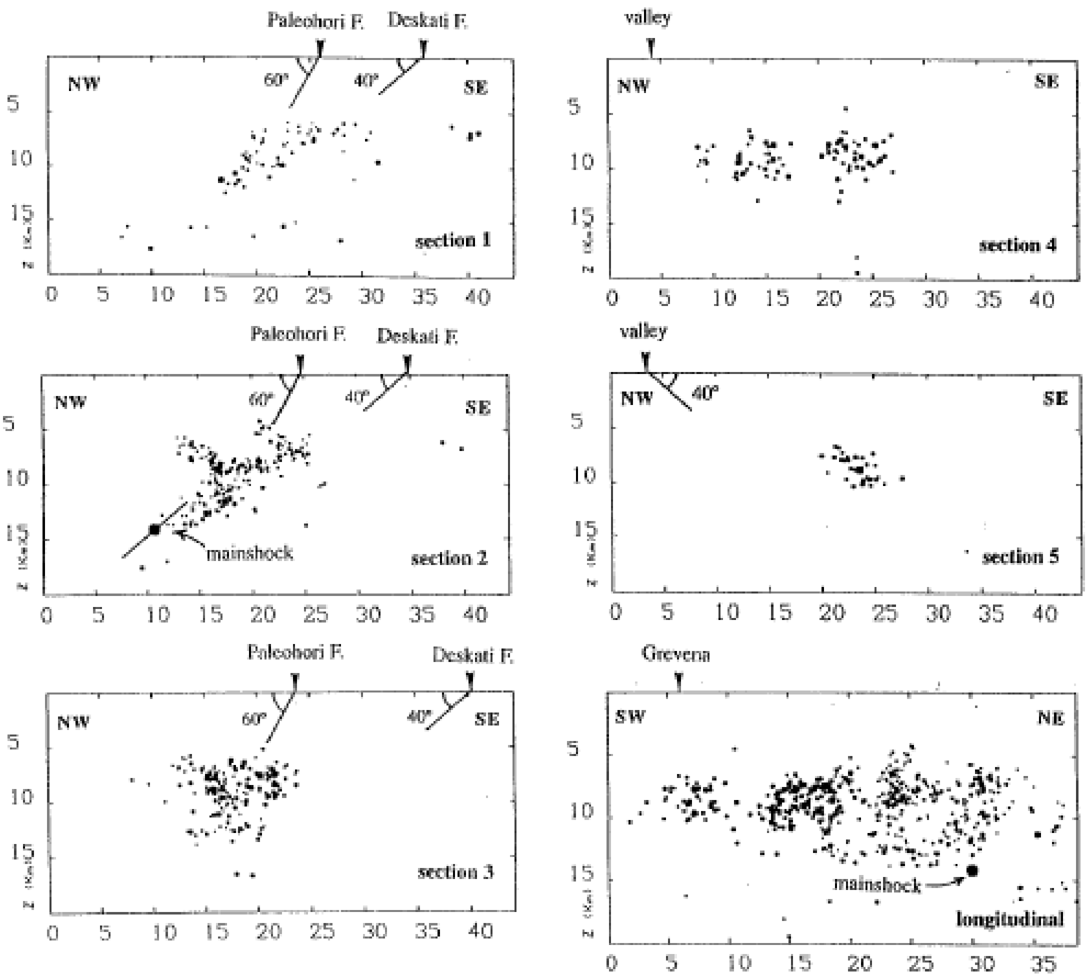
Η σεισμική ακολουθία της Κοζάνης προκάλεσε σημαντικές έως πολύ σοβαρές καταστροφές στην περιοχή των Γρεβενών και της Κοζάνης. Πριν την εμφάνιση του κυρίου σεισμού προηγήθηκαν αρκετοί προσεισμοί, εκ των οποίων ο μεγαλύτερος έγινε 4 λεπτά πριν από τον κύριο σεισμό (08:43, M=4.5) και στην συνέχεια παρουσιάστηκαν αρκετοί μετασεισμοί, εκ των οποίων ο μεγαλύτερος έγινε στις 17/07/1995 (23:18, M=5.5) (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης, όπου παρατηρήθηκαν οι μέγιστες τιμές μακροσεισμικών εντάσεων (IMM≥VIII) και η οποία είχε ένα συνολικό μήκος 30km κατά την ΑΒΑ διεύθυνση, παρατηρήθηκαν διαρρήξεις του εδάφους με μετατόπιση περίπου ίση με 15cm. Σύμφωνα με τους Papazachos and Papazachou (1997), σημαντικές καταστροφές παρουσιάστηκαν τόσο στα Γρεβενά (Κνίδη (IX+), Καλαμίτσι, Βάρης (IX), Ταξιάρχης, Κοκκινιά, Βατόλακκος, Πόρος, Λαναδακιά, Καλόχι, Πυλωροί και Ποντίνη (VIII)), όσο και στην Κοζάνη (Χρώμιο, Δαφνερό (IX), Ποντινή, Καισάρεια, Ρύμνιο (VIII)). Συγκεκριμένα, στα Γρεβενά ο αριθμός των κτιρίων τα οποία κατέρρευσαν ήταν ίσος με 1924 και τα 1599 εμφάνισαν σοβαρές βλάβες (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Επιπρόσθετα, στην Κοζάνη ο αριθμός των κτιρίων τα οποία κατέρρευσαν ήταν ίσος με 7693. Στο Σχήμα (2.16) δίνεται ο χάρτης των ισοσείστων των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Κοζάνης (Papazachos et al., 1997).



Σχήμα 2.16 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό της Κοζάνης, 13/05/1995, (M=6.6) (Papazachos et al., 1997).



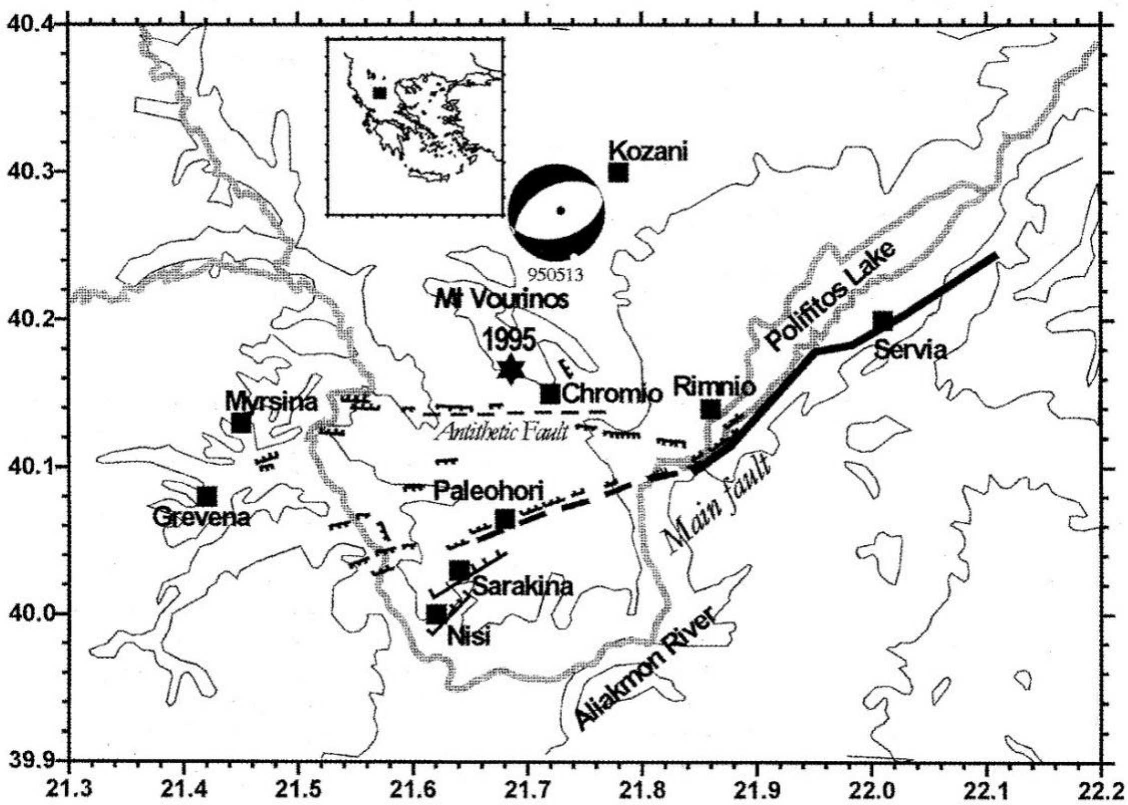
Σχήμα 2.17 Μοντέλορήγματος για τον σεισμό Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6) από την μελέτη των Meyer et al. (1996): Στατικό πεδίο μετάθεσης (**a**), συνθετικές μετατοπίσεις από το υπολογιστικό μοντέλο του Okada (1985) (**b**) και, το τελικό μοντέλο του ρήγματος (**c**).



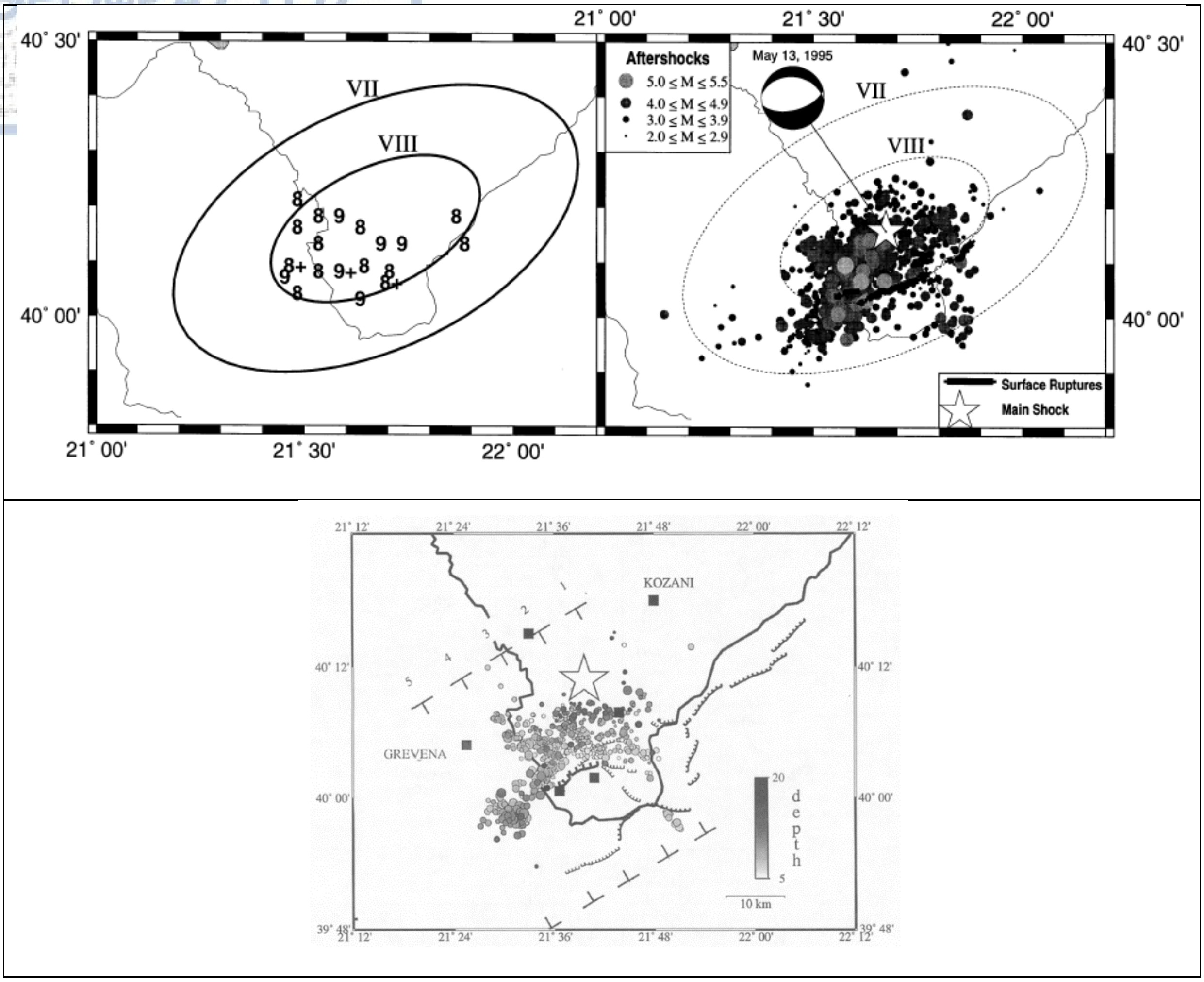
Σχήμα 2.18 Εγκάρσιες τομές των Hatzfeld et al. (1997), κάθετες στις επιφανειακές διαρρήξεις. Φαίνονται τα επιφανειακά ίχνη του ρήγματος της Δεσκάτης (Deskati F.), του Παλαιοχωρίου (Palaiochori F.) αλλά και οι επιφανειακές διαρρήξεις.

Η Κοζάνη είναι τοποθετημένη στο δυτικό όριο των Εσωτερικών Ελληνίδων στην ΝΔ Ελλάδα. Οι περισσότερες ζώνες των Εσωτερικών Ελληνίδων εκτείνονται ΒΔ-ΝΑ κατά μήκος των Διναρίδων από τη Γιουγκοσλαβία ως τη Ν. Πελοπόννησο (Μουντράκης, 1985). Το κυρίαρχο τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή της Κοζάνης είναι ΒΑ-ΝΔ εφελκυσμός κατά μήκος του Αλιάκμονα, όπου η ζώνη των ρηγμάτων σε αυτήν την περιοχή έχει έκταση περίπου 70-80km (Ding et al., 2019). Η ζώνη ρηγμάτων του Αλιάκμονα ποταμού αποτελείται από μία σειρά από en echelon ρήγματα, αυτά των Σερβίων, της Σαρακίνας και της Δεσκάτης (Hatzfeld et al., 1997)

Στο Σχήμα (2.17) δίνεται το προτεινόμενο μοντέλο του ρήγματος όπως υπολογίστηκε από τους Meyer et al. (1996). Για την εξαγωγή του μοντέλου αυτού πραγματοποιηθήκαν υπολογισμοί του παρατηρούμενου στατικού πεδίου μετάθεσης στην επιφάνεια (Σχήμα 2.17b) με την χρήση του υπολογιστικού μοντέλου του Okada (1985). Μέσα από διαδοχικές δοκιμές, προέκυψε το μοντέλο ρήγματος το οποίο αποτελείται από διάφορα παραλληλεπίπεδα που τέμνουν την επιφάνεια κατά μήκος των χαρτογραφημένων διαρρήξεων (Σχήμα 2.17c).



Σχήμα 2.19 Η περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών όπου απεικονίζονται τα κύρια γεωλογικά ρήγματα. Στον χάρτη αυτό απεικονίζονται ο μηχανισμός γένεσης του κυρίου σεισμού, το ρήγμα στην περιοχή Παλαιοχώρι-Σαρακίνας-Νησιού, το οποίο προκάλεσε τον κύριο σεισμό, και το ρήγμα στην περιοχή Χρωμίου-Μυρσίνας (Kiratzi, 1999).



Σχήμα 2.20 Επάνω: *Αριστερά απεικονίζονται οι ισόσειστες καμπύλες των μακροσεισμικών εντάσεων VIII και VII σε κλίμακα Mercalli (IMM), όπου φαίνεται η καλή συσχέτιση των συνθετικών ισοσείστων με τις παρατηρούμενες μακροσεισμικές εντάσεις VIII. Δεξιά δίνεται χάρτης με τα επίκεντρα της μετασεισμικής ακολουθίας (Papazachos et al., 1997b), η λύση του μηχανισμού γένεσης (Pavlides et al., 1995) και οι επιφανειακές διαρρήξεις.* **Κάτω:** *Χάρτης σεισμικότητας 622 μετασεισμών που καταγράφηκαν σε περισσότερους από 20 σταθμούς. Στον χάρτη αυτό απεικονίζονται το επίκεντρο του κυρίου σεισμού, αλλά και τα υπάρχοντα ρήγματα (Hatzfeld et al., 1997).*

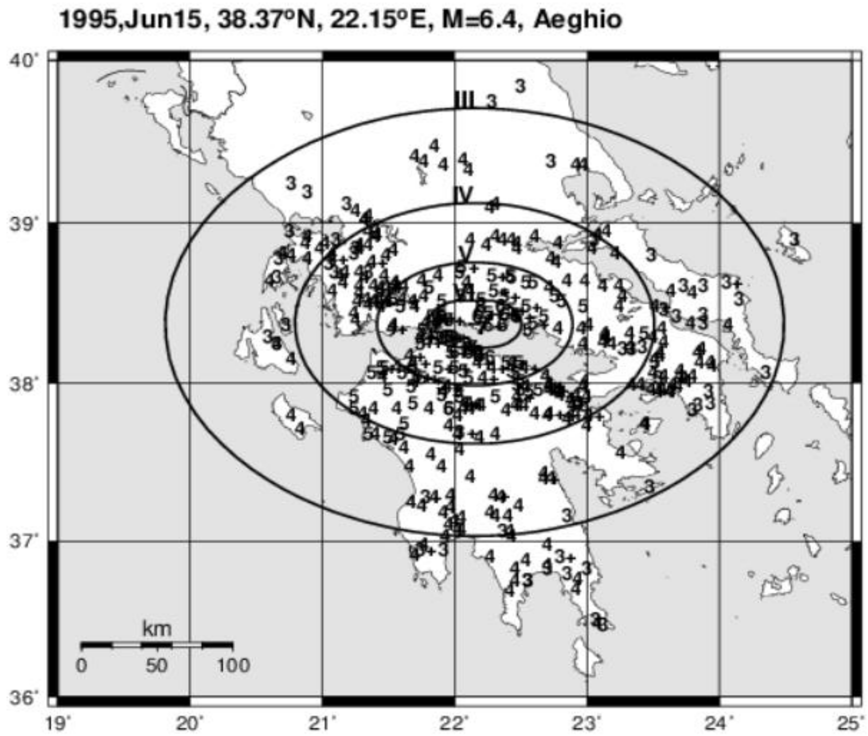
Από διάφορες έρευνες που έγιναν για τον προσδιορισμό του τύπου ρήγματος λαμβάνοντας υπόψη τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης και την χωρική κατανομή των μετασεισμών, οι Papazachos et al. (1996) πρότειναν ένα κανονικό ρήγμα με παράταξη 240^o και με βύθιση 31^o ΒΒΔ. Επίσης, προτάθηκε ότι η διάρρηξη που σχετίζεται με το κεντρικό κομμάτι του ρήγματος διαδόθηκε προς τα πάνω και δικατευθυντικά. Οι Rigo et al. (2004) με τη χρήση INSAR (INterferometric Synthetic Aperture Radar) μετρήσεων σε συνδυασμό με τεκτονικές παρατηρήσεις και σεισμολογικά δεδομένα, κατέληξαν σε ένα πιο πολύπλοκο μοντέλο ρήγματος, το οποίο έχει μεγάλη μεταβολή της γωνίας κλίσης, που κυμαίνεται από 22^o σε βάθος 14km σε 65^o στην επιφάνεια. Επίσης, η συνολική σεισμική ροπή είναι $6.5\ 10^{18}$Nm.

Στο Σχήμα (2.18) δίνονται εγκάρσιες τομές από την εργασία των Hatzfeld et al. (1997), κάθετες στις επιφανειακές διαρρήξεις. Στις τομές αυτές φαίνεται ο κύριος σεισμός (mainshock), καθώς και η βύθιση του ρήγματος, όπως υπολογίστηκε από τη μέθοδο της μοντελοποίησης των κυμάτων χώρου. Ακόμη, στο Σχήμα (2.19) δίνεται από την Kiratzi (1999) χάρτης όπου απεικονίζεται ο μηχανισμός γένεσης του κυρίου σεισμού, το ρήγμα στην περιοχή Παλαιοχώρι-Σαρακίνας-Νησί το οποίο προκάλεσε τον κύριο σεισμό και το ρήγμα στην περιοχή Χρωμίου-Μυρσίνας. Όπως φαίνεται από το χάρτη σεισμικότητας (Σχήμα 2.20), αλλά και από τις εγκάρσιες τομές (Σχήμα 2.18), ο σεισμός της Κοζάνης δεν προέκυψε από απλή διάρρηξη ενός μόνο ρήγματος το οποίο βυθίζεται προς το Βορρά.

2.1.6. Ο σεισμός του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4)

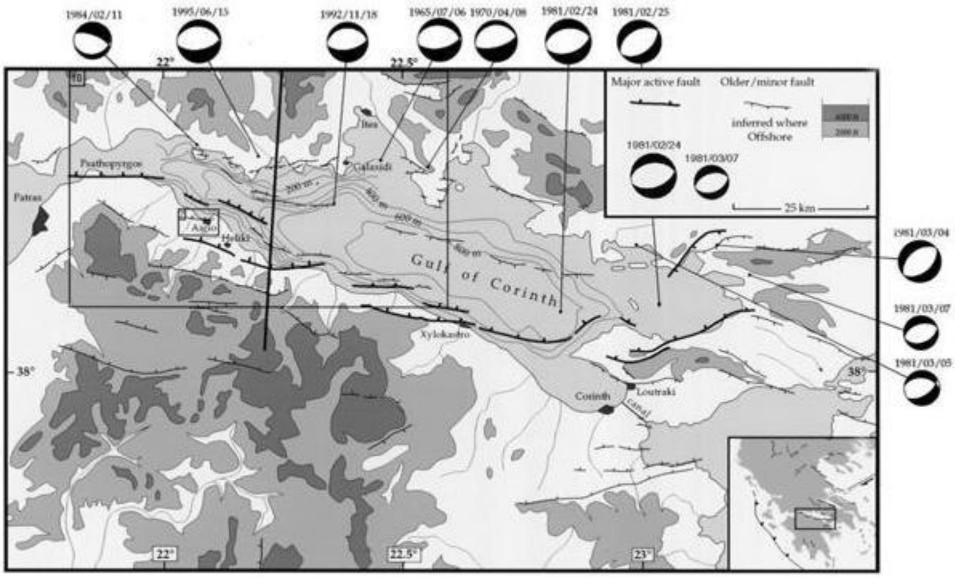
Ο σεισμός προκάλεσε σημαντικές καταστροφές στην περιοχή του Αίγιου (IMM=VIII), ενώ παράλληλα σημειώθηκαν σοβαρές βλάβες στα Βαλιμίτικα της Αχαΐας (VII), αλλά και στις περιοχές Ερατεινή και Τολοφώνας στη Φωκίδα (VII) (BGINOA, 1995; Papazachos and Papazachou, 1997). Πριν τη γένεση του κυρίου σεισμού προηγήθηκαν αρκετοί προσεισμοί, εκ των οποίων ο μεγαλύτερος έγινε στις 28/05/1995 (19:56, M=4.6), και στην συνέχεια έγιναν αρκετοί μετασεισμοί, εκ των οποίων ο μεγαλύτερος έγινε 15 λεπτά μετά τον κύριο σεισμό (00:31, M=5.6) (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Όσον αφορά τις συνέπειες του καταστροφικού αυτού κύριου σεισμού, στο Αίγιο 1071 κτίρια έπαθαν σοβαρές και τα 996 ελαφρότερες βλάβες, ενώ στα γύρω χωριά τα 778 κτίρια έπαθαν σοβαρές και τα 760 ελαφρότερες ζημιές (BGINOA, 1995). Μετά την εκδήλωση του κυρίου σεισμού δεν υπήρξαν ενδείξεις για δημιουργία θαλάσσιου κύματος εξαιτίας του σεισμού, ωστόσο παρατηρήθηκε ένα ασυνήθιστο θαλάσσιο κύμα στις 31/12/1995, σε μια απόσταση 15km κατά μήκος της ακτής (Διακοφτό–Λόγγος). Κατέρρευσαν τρία κτίρια, εκ των οποίων μια πολυκατοικία στο Αίγιο, ένα ξενοδοχείο στα Βαλιμίτικα και ένα παράρτημα της Ελληνικής Βιομηχανίας όπλων (ΕΒΟ), ενώ σημειώθηκαν 26 θάνατοι εξαιτίας του σεισμού. Στο Σχήμα (2.21) δίνεται ο χάρτης των ισοσείστων των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του Αιγίου (Papazachos et al., 1997).



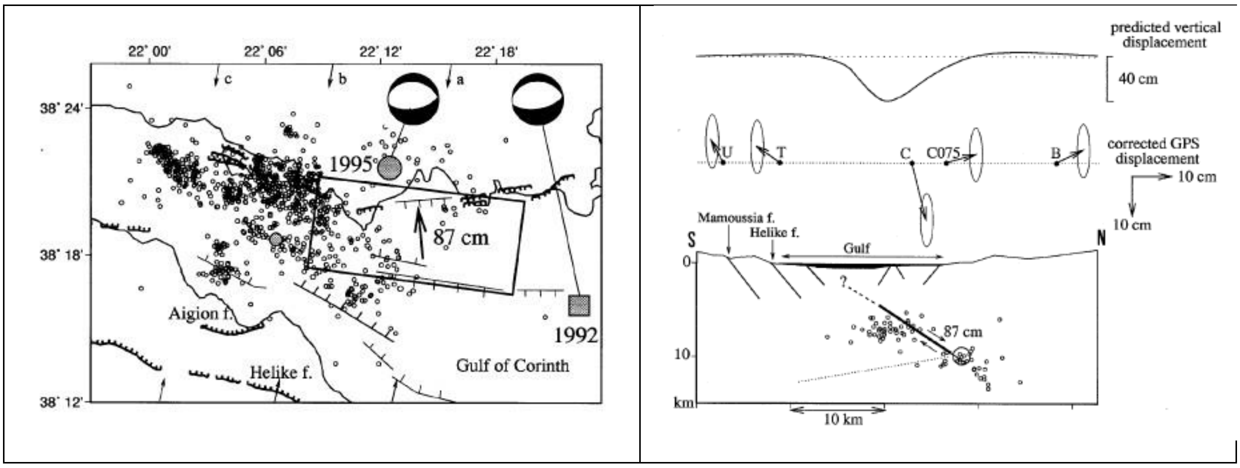
Σχήμα 2.21 Χάρτης ισοσείστων για το σεισμό του Αιγίου, 15/06/1995 (M=6.4) (Papazachos et al., 1997).

Αρκετές μελέτες έχουν επιχειρήσει να μελετήσουν τη γεωμετρία της διάρρηξής του σεισμού του Αιγίου, αλλά και του τύπου του ρήγματος που τον προκάλεσε, με τη χρήση γεωδαιτικών δεδομένων, σεισμικών καταγραφών και νεοτεκτονικών παρατηρήσεων. Με τα διαθέσιμα αυτά σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα (INSAR, GPS), αλλά και από τις διαθέσιμες νεοτεκτονικές παρατηρήσεις, οι Bernard et al. (1997) χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της πόλωσης των εγκαρσίων κυμάτων υπολόγισαν ένα εστιακό βάθος 10km, καθώς επίσης και μια μετάθεση της τάξης των 7cm προς το Βορρά. Το μοντέλο του ρήγματος που ταιριάζει καλύτερα με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα έχει κλίση 33^o προς το Βορρά, μήκος 12.6km, πλάτος 9.5km και μέση ολίσθηση 0.48km. Επιπλέον, από αντιστροφή των τηλεσεισμικών δεδομένων ο μηχανισμός γένεσης έδειξε κανονική διάρρηξη με παράταξη 277^O, κλίση 33^O, ολίσθηση -77^O και σεισμική ροπή ίση με $3.4*10^{18}$Nm (Mavroeidis et al., 2018). Λαμβάνοντας υπόψη και την κατευθυντικότητα της διάρρηξης, υπολογίστηκε ότι η διάρκεια της διάρρηξης ήταν 4-5sec, η οποία είναι συμβατή με μια μέση ταχύτητα διάρρηξης περίπου 2.7±0.3 km/sec (Ρουμελιώτη Ζ., 2003). Στο Σχήμα (2.22) δίνεται χάρτης των ενεργών ρηγμάτων που προκάλεσαν τους κύριους σεισμούς στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου, καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών αυτών για το χρονικό διάστημα από το 1965 (Taymaz et al., 1991; Hatzfeld et al., 1996; Baker et al., 1997).



Σχήμα 2.22 Χάρτης ενεργών ρηγμάτων που προκάλεσαν τους κύριους σεισμούς στην περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου από το 1965 (Bernard et al., 1997). Επίσης απεικονίζονται και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών αυτών (Taymaz et al., 1991; Hatzfeld et al., 1996; Baker et al., 1997).

Στο Σχήμα (2.23) δίνεται το τελικό μοντέλο του ρήγματος, όπως προτάθηκε από τους Bernard et al. (1997), καθώς και μία κατακόρυφη τομή διεύθυνσης Β-Ν του προτεινόμενου μοντέλου του ρήγματος



Σχήμα 2.23 **Αριστερά**: Μοντέλο του ρήγματος του σεισμού του Αιγίου του 1995 (M=6.4), όπως προτάθηκε από τους Bernard et al. (1997). Στον χάρτη σημειώνονται και οι θέσεις γνωστών ρηγμάτων (Armijo et al., 1996; Papanikolaou et al., 1996). **Δεξιά**: Κατακόρυφη τομή διεύθυνσης Β-Ν του προτεινόμενου μοντέλου του ρήγματος από τους Bernard et al. (1997), όπου απεικονίζονται οι υπολογισμένες από το μοντέλο κατακόρυφες μετατοπίσεις και τα παρατηρούμενα διανύσματα μετάθεσης (από δεδομένα GPS).

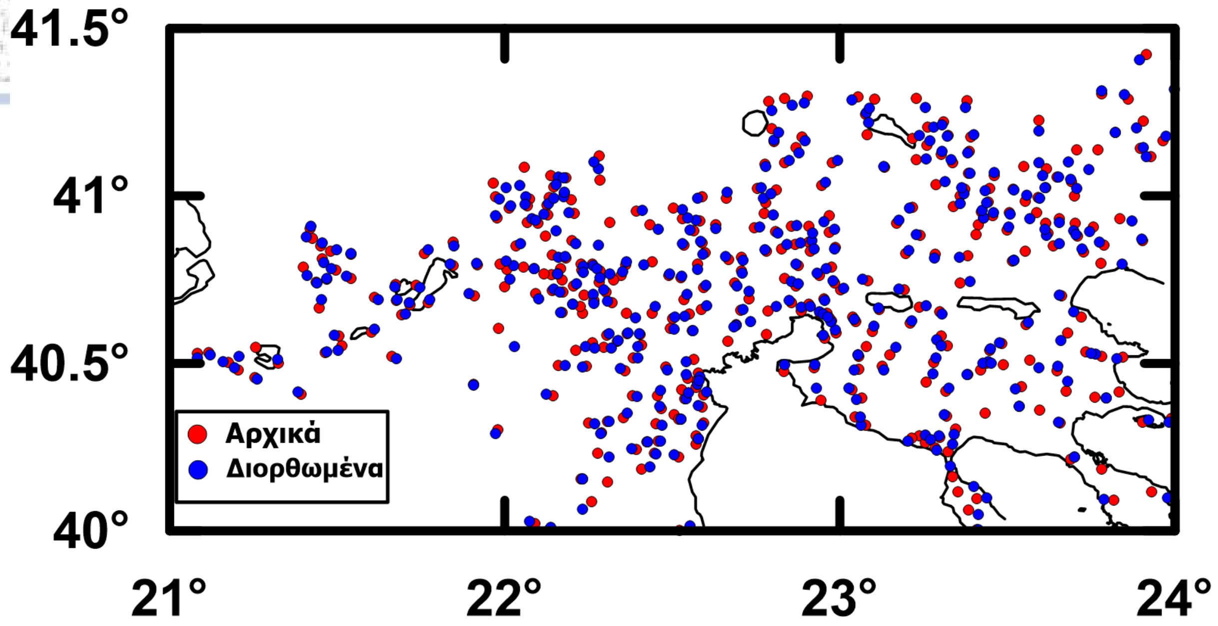
2.2. Επεξεργασία Μακροσεισμικών δεδομένων

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν οι διαθέσιμες μακροσεισμικές παρατηρήσεις από τη βάση δεδομένων του εργαστηρίου Γεωφυσικής Α.Π.Θ. για ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς (Papazachos et al., 1997; Papazachos et al., 1999). Στα δεδομένα αυτά περιλαμβάνονταν οι μακροσεισμικές εντάσεις που ήταν διαθέσιμες για κάθε οικισμό του Ελλαδικού χώρου. Κατά τον αρχικό έλεγχο των δεδομένων διαπιστώθηκε ότι τα δεδομένα που ήταν διαθέσιμα είχαν προβλήματα ακρίβειας σε σχέση με τις γεωγραφικές συντεταγμένες (γεωγραφικό πλάτος και γεωγραφικό μήκος). Επειδή όμως έπρεπε να υπάρχει όσο το δυνατόν καλύτερη ακρίβεια στα δεδομένα ακολούθησε μια διαδικασία διόρθωσης των δεδομένων, δηλαδή έπρεπε να γίνει μια επικαιροποίηση των χωρικών συντεταγμένων της βάσης δεδομένων των μακροσεισμικών εντάσεων. Η διαδικασία αυτή έγινε με κώδικα ο οποίος υπολογίζει την ελάχιστη απόσταση μεταξύ αρχικών και επικαιροποιημένων γεωγραφικών συντεταγμένων για κάθε μια μακροσεισμική ένταση της βάσης δεδομένων. Οι επικαιροποιημένες γεωγραφικές συντεταγμένες συλλέχθηκαν από τη βάση δεδομένων του Κτηματολογίου (https://www.ktimatologio.gr/). Στο Σχήμα (2.24) απεικονίζεται ένα τυπικό αρχείο εξόδου (output) από τον αλγόριθμο που χρησιμοποιήθηκε για την ταυτοποίηση των παρατηρήσεων την βάσης μακροσεισμικών δεδομένων.

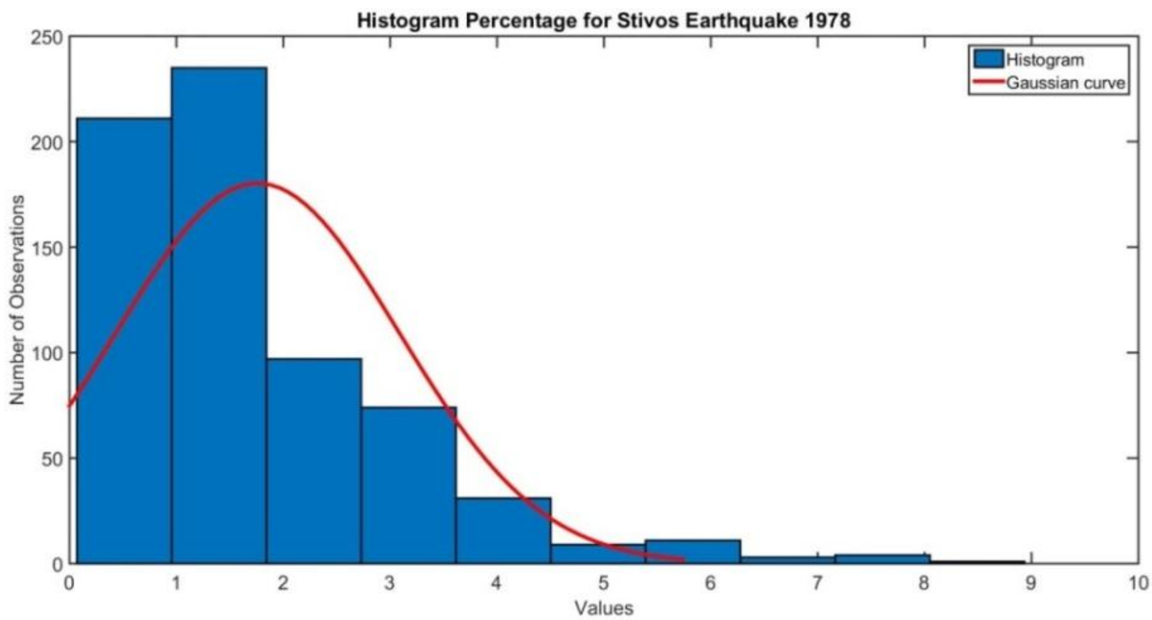
Από τα αποτελέσματα του αλγόριθμου αυτού προέκυψαν χάρτες, όπως ο χάρτης στο Σχήμα (2.25), στον οποίο γίνεται σύγκριση των μακροσεισμικών εντάσεων πριν και μετά τη διαδικασία της διόρθωσης ανά οικισμό για το σεισμό του Στίβου στις 20/06/1978 (M=6.5). Στον χάρτη αυτό παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των αρχικών μακροσεισμικών εντάσεων (με κόκκινο κύκλο) και των διορθωμένων (σε σχέση με τις συντεταγμένες τους) μακροσεισμικών εντάσεων (με μπλε κύκλο). Από διόρθωση προέκυψε ότι η μέση RMS (Root Mean Square) απόκλιση των αρχικών συντεταγμένων των μακροσεισμικών δεδομένων (σε σχέση με τις πραγματικές) κυμαίνεται περίπου στα 1.7km ανά οικισμό. Γενικά από το σχήμα φαίνεται ότι για λίγα σημεία υπάρχει σημαντική διαφορά μεταξύ των αρχικών δεδομένων (κόκκινοι κύκλοι) και των διορθωμένων δεδομένων (μπλε κύκλοι). Τα παραπάνω συμπεράσματα επιβεβαιώνονται και από το ιστόγραμμα της μέσης μετατόπισης των μακροσεισμικών δεδομένων από τη διαδικασία διόρθωσης των γεωγραφικών τους συντεταγμένων. Στο Σχήμα (2.26) δίνεται παράδειγμα ενός τέτοιου ιστογράμματος για το σεισμό του Στίβου στις 20/06/1978 (M=6.5).

Name	Minimum Distance (km)	Name	Latitude	Longtitude	Macroseismic Intensity
ZIRIA	3.697644817	Zhria	38.3006363	21.98026737	6.5
ZELI	2.333663724	Zelion	38.66022955	22.8757355	4
ZACHLORITIKA	1.048664668	Zaxlvritika	38.187286	22.18209483	5
ZACHARO	1.168778066	Zaxarv	37.48644141	21.6498483	5
YPSILANTIS	0.882751681	Ychlanthw	38.37530717	23.01704191	4
YPATI	2.215142841	Ypath	38.87121575	22.24112687	4
YDRA	1.356076317	Ydra	37.34702188	23.46642093	3
XYLOKERIZA	1.793623404	Jylokeriza	37.88248906	22.94357306	4
XIROPIGADO	0.265531114	Jhrophgadon	38.40250712	21.86102233	4
VYTINA	0.902418242	Bytina	37.67151231	22.18275703	4
VRESTHENA	2.865239585	Bresuena	37.22505864	22.50133317	4
VRACHNAIIKA	2.508182527	AgiowStefanow	38.11332513	21.64791858	5.5
VOUNICHORA	0.894067305	Boynixvra	38.44790478	22.30487851	5.5
VOULIAGMENI	0.935639448	Boyliagmenh	37.81340967	23.78263833	4
VONITSA	3.469290028	Bonitsa	38.92057053	20.88678794	4
VOMVOKOU	0.414289258	Bombokoy	38.42148699	21.81771474	5
VOLOS	2.771281871	Dimhnion	39.35773133	22.89381153	4
VLACHIOTIS	1.115631948	Blaxivthw	36.86217429	22.71015204	4
VELO	1.252245307	Krhnai	37.96471984	22.75983294	4.5
VELESTINO	5.211180572	Belestinon	39.38162411	22.74105336	3
VASILOPOULO	1.552411661	Basilopoylon	38.59392479	21.08908518	4
VASILIKO	2.657097373	Basilikon	38.42946504	23.67223866	3
VARVASAINA	0.766553625	Barbasaina	37.67071436	21.50143567	5
VARI	1.669972244	Barh	37.82561006	23.80655669	3
VARETADA	1.633256939	Baretada	38.86852438	21.28880973	4
VALTETSINIKO	1.21522747	Baltesinikon	37.70532381	22.09695303	3.5
VALIMITIKA	1.194600012	Rizomylow	38.21249096	22.13216004	7
TYRNAVOS	3.935261134	Argyropoyleion	39.82662311	22.30743852	3
TRYPHOS	2.824586659	Tryfow	38.82386854	21.07582527	4
TROPAIA	1.269705242	Tropaia	37.73353726	21.95578353	4
TRIKORPHO	0.87962244	Trikorfon	38.44655061	21.90735166	5
TRAGANO	2.177624756	Kalybia	37.88654755	21.36487006	4
TRAGANA	2.577394658	Tragana	38.61994912	23.12353414	4
TOLOFONAS	0.557840503	Tolofvn	38.3680506	22.19295481	7
THYRIO	0.725896879	Uyrion	38.85920314	20.98314441	4
THOURIA	0.781215544	Uoyria	37.08421149	22.05035902	4
THIVA	6.316403582	Neoxvrakion	38.295988	23.39009437	4

Σχήμα 2.24 Παράδειγμα αρχείου που εξάγεται από την χρήση του κώδικα ταυτοποίησης και διόρθωσης των χωρικών συντεταγμένων της βάσης μακροσεισμικών δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε.

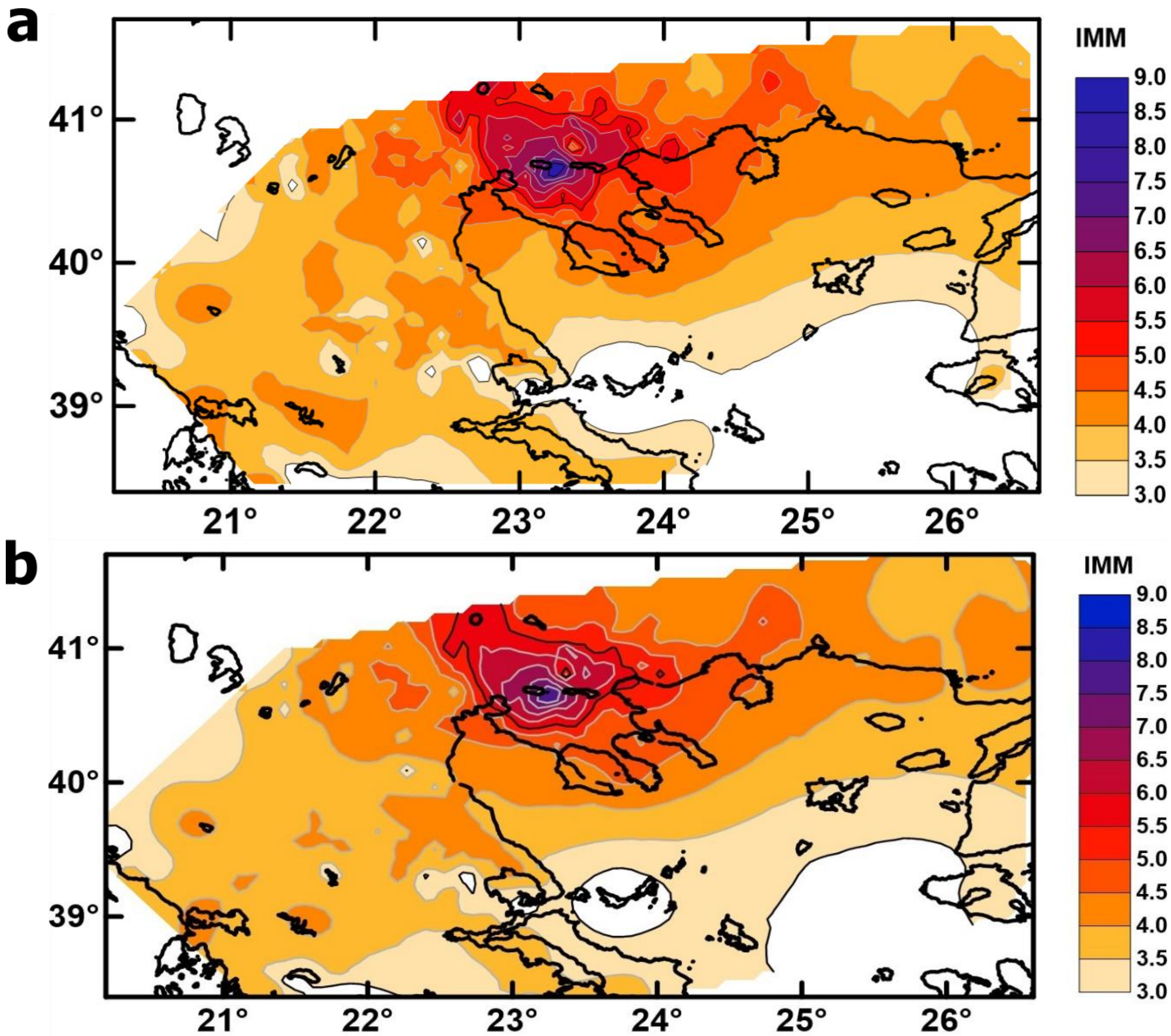


Σχήμα 2.25 Χάρτης απεικόνισης των χωρικά διορθωμένων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων, σύμφωνα με την διαδικασία διόρθωσης των χωρικών συντεταγμένων που περιγράφηκε για τον σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Με κόκκινους κύκλους απεικονίζονται τα αρχικά μακροσεισμικά δεδομένα και με μπλε κύκλους απεικονίζονται μακροσεισμικά δεδομένα με διορθωμένες συντεταγμένες.



Σχήμα 2.26 Ιστογράμματα της μέσης διόρθωσης των χωρικών συντεταγμένων των μακροσεισμικών δεδομένων από τη διαδικασία που ακολουθήθηκε, για τα δεδομένα του σεισμού του Στίβου (20/06/1978, M=6.5).

Αφού έγινε η διόρθωση των συντεταγμένων για τα μακροσεισμικά δεδομένα κάθε σεισμού που μελετήθηκε στην παρούσα διατριβή, δημιουργήθηκαν χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών των μακροσεισμικών με τη χρήση κατάλληλου λογισμικού (Surfer). Στον χάρτη του Σχήματος (2.27) απεικονίζονται οι κατανομές των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων (IMM) με μέγεθος έντασης μεγαλύτερο ή ίσο του 3 (MMI≥3.0) για τον σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Συγκεκριμένα, στο Σχήμα (2.27a) δίνεται η χωρική κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων για τις αρχικές γεωγραφικές συντεταγμένες, ενώ στο Σχήμα (2.27b) δίνεται η χωρική κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων για τις διορθωμένες γεωγραφικές συντεταγμένες



Σχήμα 2.27 Χάρτης απεικόνισης της κατανομής των τιμών μακροσεισμικής έντασης για το σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5): a) για τα αρχικά δεδομένα και, b) για τα δεδομένα μετά τη διόρθωση των συντεταγμένων τους.

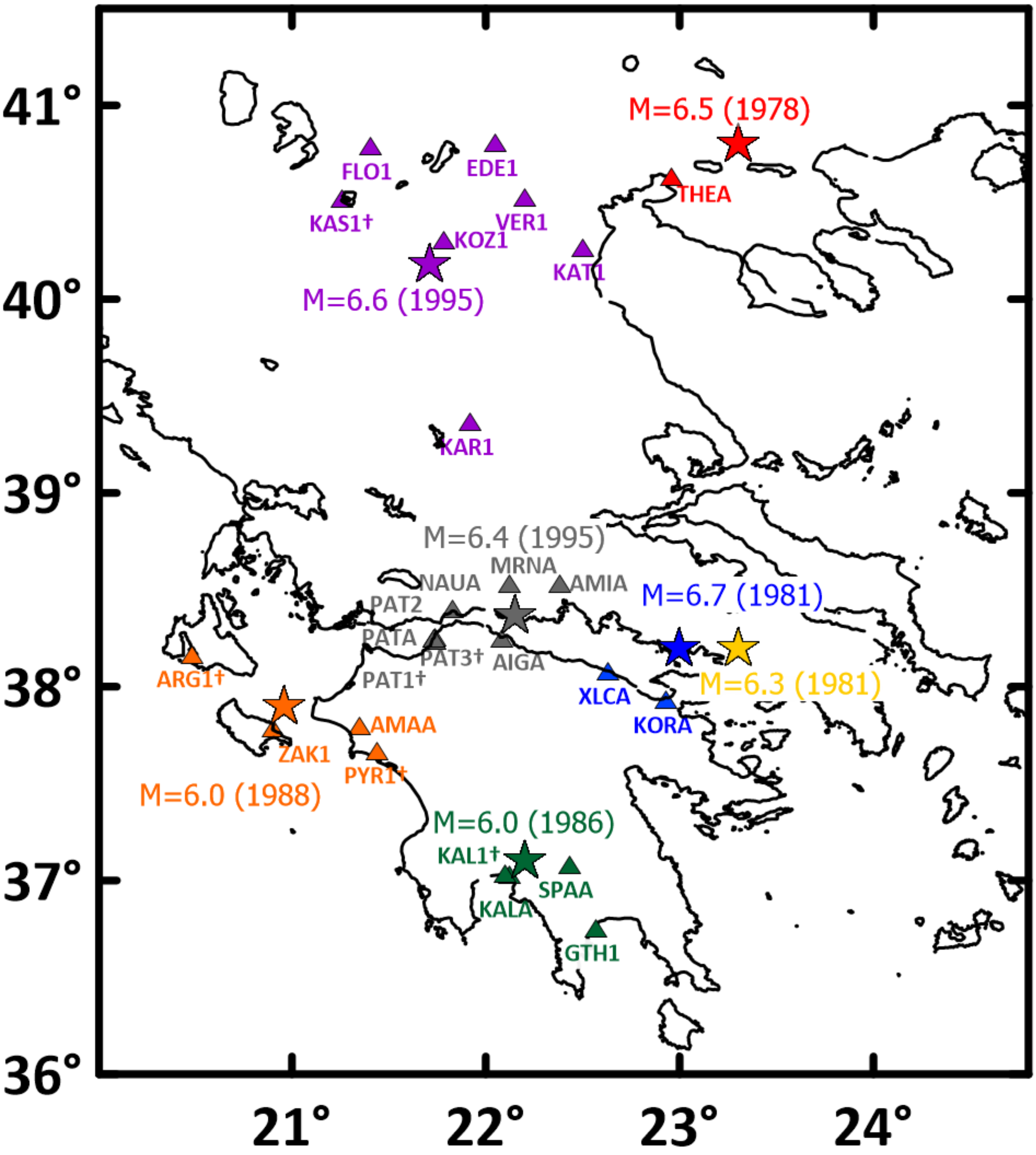
2.3. Δεδομένα από ενόργανες καταγραφές και επεξεργασία τους

Στο πλαίσιο της διατριβής χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης που ήταν διαθέσιμα για τους σεισμούς της διατριβής που μελετήθηκαν. Τα δεδομένα καταγραφών για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής συλλέχθηκαν από τη βάση δεδομένων της HEllenic Accelerogram Database (HEAD) (Theodulidis et al., 2004). Η HEAD είναι μια ενοποιημένη βάση δεδομένων ισχυρής σεισμικής κίνησης που αποτελείται από εγγραφές που προήλθαν από το Εθνικό Δίκτυο Επιταχυνσιογράφων μεταξύ του 1973 και του 1999. Η βάση περιέχει 677 καταγραφές 3-συνιστωσών (δύο οριζόντιων και μιας κατακόρυφης) που σχετίζονται με 319 σεισμούς και προήλθαν από 117 σταθμούς καταγραφής ισχυρής σεισμικής κίνησης (http://www.itsak.gr/head/).

Για τους επτά σεισμούς που μελετήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία, χρησιμοποιήθηκαν σταθμοί, οι οποίοι είχαν επικεντρική απόσταση μέχρι και 90 km από το επίκεντρο του σεισμού. Στον πίνακα 2.1 δίνονται τα στοιχεία των σταθμών αυτών (Κωδικός σταθμού, Όνομα σταθμού, Γεωγραφικό Πλάτος, Γεωγραφικό μήκος, Τύπος Εδάφους και η ταχύτητα Vs30 σε m/s), οι καταγραφές των οποίων χρησιμοποιήθηκαν. Στο Σχήμα (2.28) δίνεται χάρτης στον οποίο απεικονίζονται τα ομαδοποιημένα τα επίκεντρα όλων των σεισμών (με αστέρι), καθώς και οι σταθμοί (με τρίγωνο) που κατέγραψαν την εκάστοτε ισχυρή σεισμική κίνηση. Για τον τύπο του εδάφους του σταθμού υιοθετήθηκε κατάταξη σύμφωνα με τον UBC/NEHRP όπου B: βράχος, C: Πολύ σκληρό έδαφος και D: σκληρό έδαφος (πηγή: http://www.itsak.gr/head/).

Η ανάλυση των δεδομένων από τις ενόργανες καταγραφές έγινε με το λογισμικό ViewWave 2016 Version 2.2.0 (Kashima, 2005). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται υπό μορφή γραφικών παραστάσεων χρονοϊστοριών και φασμάτων στο Παράρτημα Ι της διατριβής. Το ViewWave (2016) Version 2.2.0 είναι ένα πρόγραμμα που χρησιμοποιείται για την επεξεργασία καταγραφών σεισμικής κίνησης. Το πρόγραμμα αυτό μπορεί να διαβάσει διάφορες μορφές (formats) αρχείων επιταχυνσιογραμμάτων (Strong motion files) και να προβάλλει τις αντίστοιχες κυματομορφές. Το ViewWave μπορεί να πραγματοποιήσει βασικές αναλύσεις (όπως υπολογισμό και γραφική παράσταση του φάσματος Fourier, φασμάτων απόκρισης κα), αλλά και πιο προχωρημένες αναλύσεις (διαγράμματα κίνησης υλικού σημείου, γραφήματα Husid, διάφορους φασματικούς λόγους κα.). Η διαδικασία επεξεργασίας των κυματομορφών στο ViewWave ήταν η ακόλουθη: Αρχικά γινόταν η επιλογή του αρχείου κάθε καταγραφής (ανά συνιστώσα). Στην συνέχεια, γινόταν εισαγωγή των δεδομένων του κάθε σταθμού (κωδικός και όνομα σταθμού, γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος) και των παραμέτρων εστίας του σεισμού (ημερομηνία, χρόνος γένεσης, γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος, βάθος, μέγεθος ροπής). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα δεδομένα από τη βάση δεδομένων της HEAD που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή έχουν φιλτραριστεί σύμφωνα με την μεθοδολογία των Trifunac and Todorovska (2001) και Skarlatoudis et al. (2003). Το φίλτρο που εφαρμόστηκε σε κάθε κυματομορφή δίνεται στον

Πίνακα 2.2. Επιπρόσθετα, για κάθε καταγραφή έγινε μελέτη του φάσματος Fourier (FAS: Fourier Amplitude Spectra).



Σχήμα 2.28 Χάρτης των επικέντρων των σεισμών (αστέρια), καθώς και των επιταχυνσιογράφων (σταθμών) (τρίγωνα) που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

Πίνακας 2.1 Στοιχεία των σταθμών οι καταγραφές των οποίων χρησιμοποιήθηκαν για τους επτά σεισμούς που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή (πηγή: http://www.itsak.gr/head/)

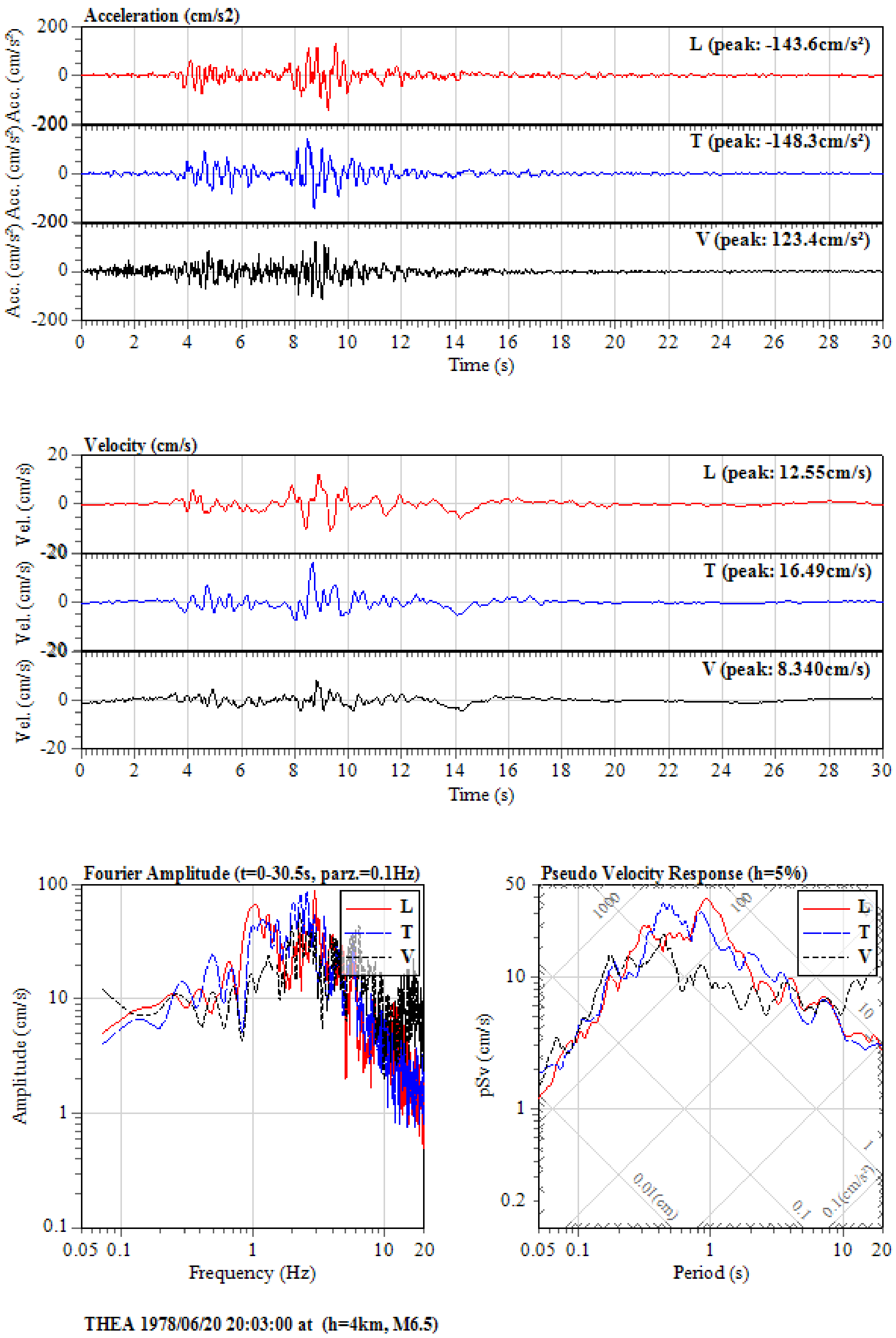
Κωδικός σταθμού	Όνομα σταθμού	Γεωγραφικό πλάτος	Γεωγραφικό μήκος	Τύπος εδάφους (NEHRP)	Vs30 (m/s)
AIGA	Aigio	38.2500	22.0800	C	484
AMAA	Amaliada	37.8000	21.3500	D	382
AMIA	Amfissa	38.5300	22.3800	C	457
ARG1†	Argostoloi	38.1670	20.4830	C	442
EDE1	Edessa	40.8050	22.0510	C	341
FLO1	Florina	40.7870	21.4040	B	478
GTH1	Gythio	36.7540	22.5670	B	589
KAL1†	Kalamata	37.0330	22.1000	C	445
KALA	Kalamata	37.0300	22.1200	C	456
KAR1	Karditsa	39.3660	21.9200	C	289
KAS1†	Kastoria	40.5180	21.2590	B	487
KAT1	Katerini	40.2670	22.5000	C	369
KORA	Korinthos	37.9300	22.9300	D	339
KOZ1	Kozani	40.3020	21.7840	B	482
MRNA	Mornos	38.5300	22.1200	C	755
NAUA	Navpaktos	38.4000	21.8300	B	381
PAT1†	Patra	38.2500	21.7330	C	384
PAT2	Patra	38.2380	21.7380	C	378
PAT3†	Patra	38.2540	21.7380	D	322
PATA	Patra	38.2500	21.7300	C	150
PYR1†	Pyrgos	37.6700	21.4380	D	438
SPAA	Sparti	37.0800	22.4300	C	451
THEA	Thessaloniki	40.6300	22.9600	D	452
VER1	Veroia	40.5260	22.2030	B	584
XLCA	Xylokastro	38.0800	22.6300	D	285
ZAK1	Zakynthos	37.7850	20.9000	D	243

Πίνακας 2.2 Εύρος συχνοτήτων των φίλτρων που χρησιμοποιήθηκαν στις πραγματικές και συνθετικές καταγραφές.

Κωδικός σταθμού	**Σεισμός**	**Τύπος εδάφους (NEHRP)**	**f (Hz)**	**f (Hz)**
NAUA	Αίγιο (15/06/1995, M=6.4)	B	0.506 - 0.690	25 - 27
GTH1	Καλαμάτα (13/09/1986, M=6.0)	B	0.456 - 1.300	25 - 27
FLO1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	B	0.976 - 1.279	25 - 27
KAS1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	B	0.738 - 0.830	25 - 27
KOZ1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	B	0.286 - 0.656	25 - 27
VER1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	B	0.717 - 0.844	25 - 27
AIGA	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	C	0.350 - 0.500	25 - 27
AMIA	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	C	0.502 - 0.685	25 - 27
MRNA	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	C	0.476 - 0.648	25 - 27
PAT1	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	C	0.111 - 0.147	25 - 27
PAT2	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	C	0.115 - 0.329	25 - 27
PATA	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	C	0.529 - 0.723	25 - 27
SPAA	Καλαμάτα (13/09/1986, M=6.0)	C	0.214 - 0.362	25 - 27
KAL1	Καλαμάτα (13/09/1986, M=6.0)	C	0.291 - 0.307	25 - 27
KALA	Καλαμάτα (13/09/1986, M=6.0)	C	0.200 - 0.250	25 - 27
PAT1	Κυλλήνη (16/10/1988, M=6.0)	C	0.701 - 0.829	25 - 27
ARG1	Κυλλήνη (16/10/1988, M=6.0)	C	1.010 - 1.405	25 - 27
PATA	Κυλλήνη (16/10/1988, M=6.0)	C	0.773 - 1.039	25 - 27
EDE1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	C	0.516 - 0.856	25 - 27
KAR1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	C	0.321 - 0.812	25 - 27
KAT1	Κοζάνη(13/05/1995,M=6.5)	C	0.159 - 0.350	25 - 27
PAT3	Αίγιο (15/06/1995, M=6,4)	D	0.107 - 0.307	25 - 27
XLCA	Αλκυονίδες (24/02/1981, M=6.7)	D	0.075 - 0.125	25 - 27
KORA	Αλκυονίδες (24/02/1981, M=6.7)	D	0.413 - 0.572	25 - 27
AMMA	Κυλλήνη (16/10/1988, M=6.0)	D	0.682 - 0.911	25 - 27
ZAK1	Κυλλήνη (16/10/1988, M=6.0)	D	0.344 - 0.475	25 - 27
PYR1	Κυλλήνη (16/10/1988, M=6.0)	D	0.419 - 0.502	25 - 27
THEA	Στίβος (20/06/1978, M=6.5)	D	0.409 - 0.642	25 - 27

Στο Σχήμα (2.29) δίνεται ένα παράδειγμα από την επεξεργασία επιταχυνσιογραμμάτων με τη χρήση του προγράμματος ViewWave, όπου παρατίθενται τα αποτελέσματα, δηλαδή οι χρονοϊστορίες επιταχύνσεων (Acceleration), ταχύτητας (Velocity) με τις τρεις συνιστώσες αντίστοιχα (δηλαδή τις δύο οριζόντιες και την κατακόρυφη), το φάσμα Fourier (FAS) και τα φάσματα απόκρισης ψευδο-ταχύτητας (Pseudo Velocity Response).

Στο επόμενο κεφάλαιο (Κεφ. 3) παρατίθενται τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την σύγκριση των δεδομένων των ενόργανων καταγραφών με τις συνθετικές καταγραφές από την εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης. Συγκεκριμένα, έγινε σύγκριση των φασμάτων Fourier των ενόργανων καταγραφών με τα συνθετικά φάσματα Fourier. Επίσης, ακολούθησε σύγκριση των PGA, PGV που προέκυψαν από τις πραγματικές καταγραφές με τις τιμές των PGA, PGV που προέκυψαν από τις συνθετικές καταγραφές, έτσι ώστε να μελετηθεί εάν υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των δύο.

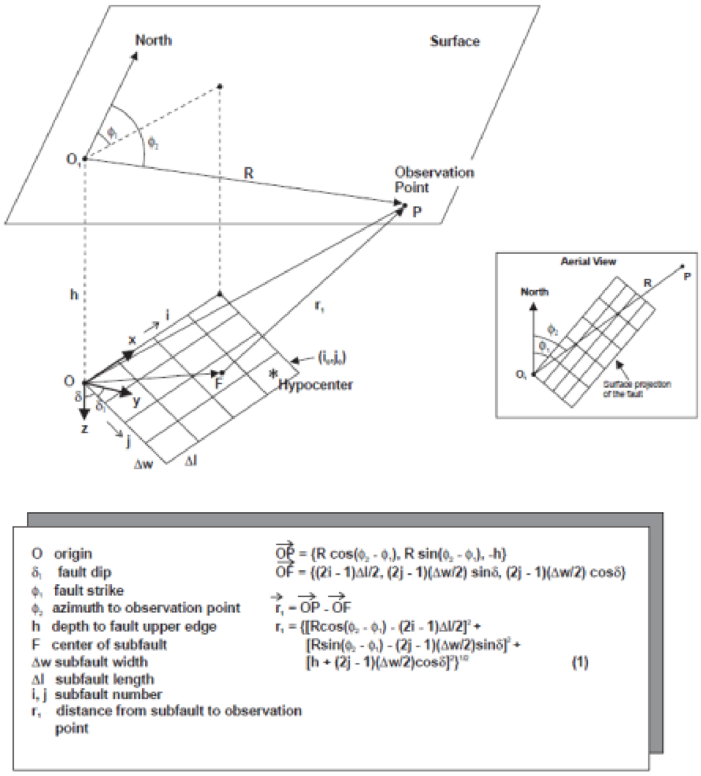


Σχήμα 2.29 Ενδεικτική επεξεργασία καταγραφής από επιταχυνσιογράφο με τη χρήση του προγράμματος ViewWave (Kashima, 2005).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ

3.1. Προσομοίωση με τη χρήση των λογισμικών EXSIM και SMSIM

Οι στοχαστικές προσομοιώσεις που έχουν πραγματοποιηθεί από διάφορους μελετητές έχουν γίνει κυρίως με τη χρήση του κώδικα EXSIM, ο οποίος προτάθηκε από τους Motazedian and Atkinson (2005) και τροποποιήθηκε από τον Boore (2009), ο οποίος έχει συνταχθεί σε γλώσσα FORTRAN. Σε αυτό τον κώδικα το ρήγμα διαχωρίζεται σε ίσου μεγέθους ορθογώνια υπορήγματα (subfaults), τα οποία θεωρούνται ως σημειακές πηγές (point sources). Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου του EXSIM είναι το ότι μπορεί και αναπαράγει ρεαλιστικά τα διάφορα μέτρα της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Στο Σχήμα (3.1) δίνεται μία σχηματική απεικόνιση αυτής της μεθόδου εκτίμησης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, λαμβάνοντας υπόψη τις βασικές παραμέτρους του ρήγματος (μήκος, πλάτος, υπορήγματα, κλπ.).



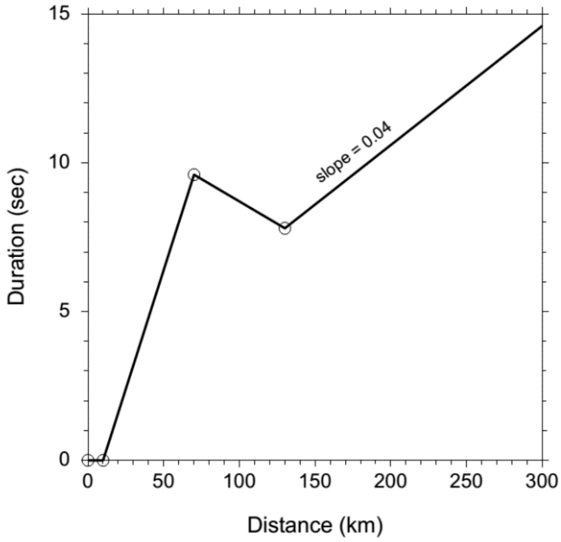
Σχήμα 3.1 Σχηματική απεικόνιση της γεωμετρίας σεισμικής πηγής πεπερασμένων διαστάσεων, σύμφωνα με τους Beresnev and Atkinson (1997).

Το λογισμικό **<u>EXSIM</u>** χρησιμοποιεί τέσσερα (4) βασικά αρχεία:

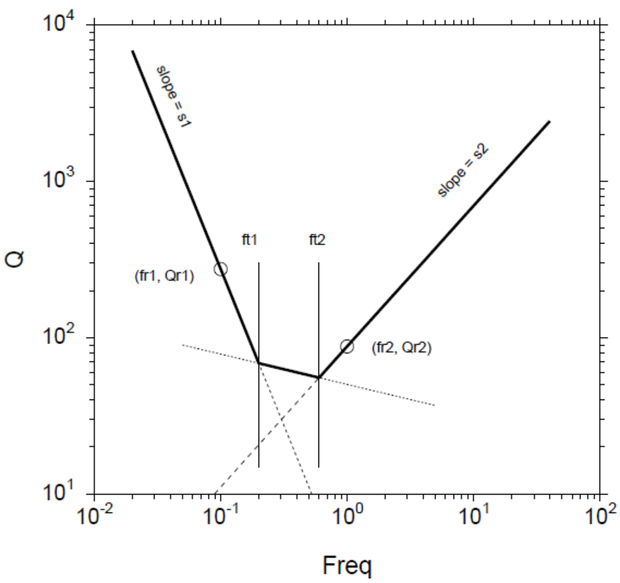
i. τον κύριο κώδικα με το αντίστοιχο εκτελέσιμο αρχείο (executable).
ii. το αρχείο εισόδου (parameter file).

iii. ένα αρχείο που περιέχει τις φασματικές ενισχύσεις που σχετίζονται με το μοντέλο δομής του φλοιού (crustal amplification file) και,
iv. ένα αρχείο που περιέχει τις παραμέτρους που περιγράφουν την ενίσχυση λόγω της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών (site amplification file).

Στο αρχείο εισόδου (input file) περιέχονται η μέση πυκνότητα του φλοιού σε gr/cm^3 (rho), και η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων σε km/sec (beta) τα οποία αφορούν την τοπική δομή της σεισμικής εστίας. Όσον αφορά την παράμετρο prtitn, αντιστοιχεί στο λόγο της ενέργειας των εγκαρσίων κυμάτων προς την ενέργεια των δυο οριζόντιων συνιστωσών. Το μοντέλο γεωμετρικής διασποράς έχει την τυπική μορφή 1/R. Επιπλέον, οι παράμετροι ndur, rdur, dur, slope (ndur: ο αριθμός των διατομών που υπάρχουν στο μοντέλο διάρκειας, rdur: η απόσταση από την εστία σε km, dur: η διάρκεια των καταγραφών για κάθε απόσταση σε sec και slope η κλίση του τελευταίου γραμμικού στοιχείου που καθορίζει την διάρκεια από το προτελευταίο σημείο διατομής έως το τέλος) καθορίζουν το μοντέλο διάρκειας (Σχήμα 3.2). Επιπρόσθετα, οι παράμετροι fr1, Qr1, s1, ft1, ft2, fr2, qr2, s2 ελέγχουν τον παράγοντα ποιότητας Q (Σχήμα 3.3). Ακόμη, οι παράμετροι fmax (Boore, 1983) και kappa (Anderson and Hough, 1984) χρησιμοποιούνται ως φίλτρα για την απόσβεση των υψηλών συχνοτήτων, ενώ οι τιμές fcut και norder χρησιμοποιούνται σε μερικές περιπτώσεις ως φίλτρα τάξης norder αποκοπής χαμηλών συχνοτήτων (μικρότερων της fcut). Η παράμετρος depth of fault (h) καθορίζει το βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος, που συμπίπτει με το βάθος του σημείου Ο (στο σχήμα 3.1). Το μήκος, L (km), και πλάτος, w (km), καθορίζονται από τις παραμέτρους length και width, οι οποίες χωρίζονται σε ένα αριθμό τμημάτων μήκους dl και πλάτους dw (Σχήμα 3.1). Τέλος οι συντεταγμένες των σημείων παρατήρησης S, δηλαδή των εικονικών θέσεων καταγραφής για τις οποίες γίνονται οι προσομοιώσεις, καθορίζονται από τις παραμέτρους siteLocation(1), siteLocation(2).

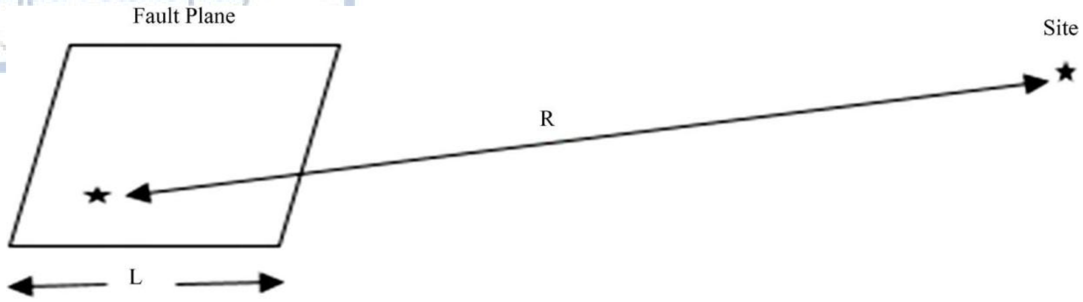


Σχήμα 3.2 Απεικόνιση της μεταβολής του παράγοντα διάρκειας σε συνάρτηση με την απόσταση, ο οποίος καθορίζεται από τις ευθείες γραμμές που προκύπτουν από τις παραμέτρους ndur, rdur, dur, και slope (Atkinson and Boore, 1995).



Σχήμα 3.3 Λογαριθμικό διάγραμμα το οποίο απεικονίζει τις τιμές του παράγοντα ποιότητας, Q σε συνάρτηση με την συχνότητα, Freq. Οι γραμμές στο συγκεκριμένο λογαριθμικό διάγραμμα είναι εκείνες οι οποίες καθορίζουν τις αντίστοιχες τιμές των παραμέτρων στους κώδικες του EXSIM και του SMSIM (Boore, 2000).

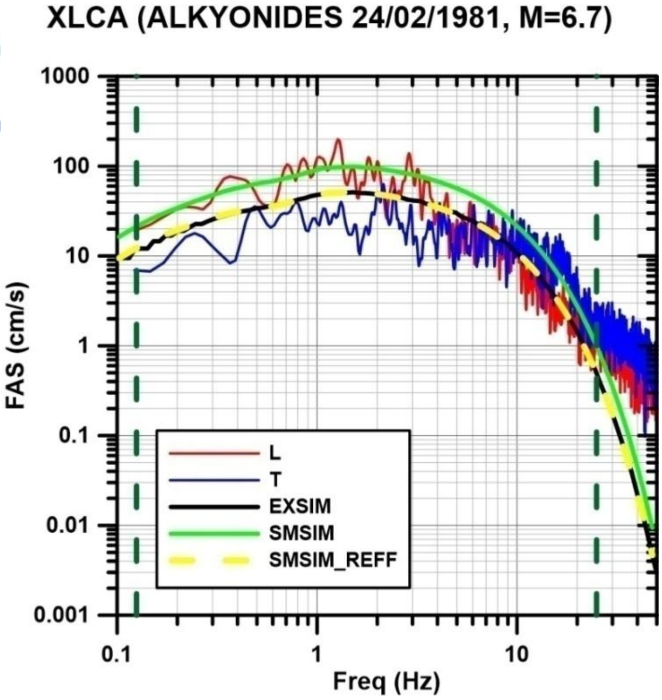
Το λογισμικό **SMSIM** είναι ένα σύνολο προγραμμάτων προσομοίωσης εδαφικών κινήσεων, με βάση την στοχαστική προσομοίωση που προτάθηκε από τον Boore (2005). Η προσομοίωση η οποία εκτελείται από το συγκεκριμένο αλγόριθμο θεωρεί σημειακή πηγή και η γεωμετρία του ρήγματος δε λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς. Στο Σχήμα (3.4) απεικονίζεται το μοντέλο σημειακής πηγής της μεθόδου στοχαστικής προσομοίωσης από τους Amiranlou et al. (2016).



Σχήμα 3.4 Απεικόνιση του μοντέλου σημειακής πηγής της μεθόδου στοχαστικής προσομοίωσης (Amiranlou et al., 2016).

Όπως προαναφέρθηκε το λογισμικό EXSIM λαμβάνει υπόψη τη γεωμετρία του ρήγματος, αφού χρησιμοποιείται για την στοχαστική προσομοίωση σεισμού με την μέθοδο ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων. Η μέθοδος αυτή έχει αποδειχτεί πως είναι καλύτερη από προσεγγίσεις σημειακής πηγής (SMSIM), για την μοντελοποίηση του ρήγματος και την επίδραση του στην ισχυρή εδαφική κίνηση. Η διαφορά ανάμεσα στα δύο λογισμικά στοχαστικής προσομοίωσης εμφανίζεται στα αποτελέσματα της πρόβλεψης της ισχυρής εδαφικής κίνησης για σεισμούς με μέγεθος ροπής μεγαλύτερο ή ίσο του 5.5 ($M \geq 5.5$) σε μεγάλες αποστάσεις (Atkinson et al., 2009). Αντίθετα, για μικρούς σεισμούς, με μέγεθος ροπής μικρότερο ή ίσο του 5 ($M \leq 5.0$), τα αποτελέσματα της ισχυρής εδαφικής κίνησης, τόσο με τη χρήση του SMSIM, όσο και με την χρήση του EXSIM, είναι σχεδόν ταυτόσημα.

Για τη μελέτη του φάσματος Fourier (FAS) των καταγραφών ισχυρής κίνησης στη στοχαστική προσομοίωση λαμβάνονται υπόψη τρεις σημαντικοί παράγοντες, οι οποίοι είναι το μέγεθος ροπής, η απόσταση από το σεισμικό ρήγμα και η παράμετρος πτώσης τάσης. Έχουν προταθεί κατάλληλες τροποποιήσεις ώστε οι δύο μεθοδολογίες που προαναφέρθηκαν (EXSIM και SMSIM) να ταυτίζονται στον υπολογισμό του FAS, αλλάζοντας κάποιες από τις παραμέτρους εισόδου και κυρίως υιοθετώντας μία «ενεργή» απόσταση (effective distance) στην προσομοίωση με το λογισμικό SMSIM (Boore, 2009; Atkinson et al, 2009; Boore et al., 2010). Χρησιμοποιώντας την απόσταση αυτή, αντί για την rupture distance και αλλάζοντας τις παραμέτρους της γωνιακής συχνότητας, τα αποτελέσματα που δίνουν οι κώδικες του EXSIM και SMSIM ταυτίζονται. Στο Σχήμα (3.5) δίνεται ένα παράδειγμα φάσματος Fourier (FAS) όπου απεικονίζονται οι δύο οριζόντιες συνιστώσες του σταθμού καταγραφής XLCA για τον σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζονται τα φάσμα FAS της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή), το FAS της στοχαστικής προσομοίωσης από την χρήση του SMSIM (πράσινη συνεχής γραμμή) και το τροποποιημένο φάσμα του λογισμικού SMSIM, που ταυτίζει τα αποτελέσματα της μεθόδου με αυτά του EXSIM (κίτρινη στικτή γραμμή). Στο σχήμα αυτό, με κατακόρυφες πράσινες στικτές γραμμές δίνονται η ελάχιστη και η μέγιστη συχνότητα στις οποίες φιλτραρίστηκε η καταγραφή του σταθμού για τον συγκεκριμένο σεισμό, προσδιορίζοντας έτσι το «αξιόπιστο» κομμάτι της καταγραφής στο οποίο γίνονται όλες οι συγκρίσεις.



Σχήμα 3.5 Φάσματα Fourier (FAS) για τον σταθμό XLCA που κατέγραψε το σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Δίνονται τα φάσματα για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες (L-κόκκινη γραμμή και T-μπλε γραμμή), το φάσμα που προκύπτει από το EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή), το φάσμα που προκύπτει από το SMSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) και το τροποποιημένο φάσμα της μεθόδου του SMSIM (SMSIM_REFF - κίτρινη στικτή γραμμή) με τη χρήση της «ενεργού» απόστασης. Με κατακόρυφες πράσινες στικτές γραμμές προσδιορίζονται τα όρια για το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής από τη διαδικασία του φιλτραρίσματος κατά τη συλλογή και επεξεργασία της καταγραφής.

3.2. Συσχέτιση των Τοπικών εδαφικών συνθηκών με την Τοπογραφική κλίση.

Η προσομοίωση των σεισμικών κινήσεων προϋποθέτει την καλή γνώση και των τοπικών γεωλογικών (εδαφικών) συνθηκών. Οι τοπικές εδαφικές συνθήκες των σταθμών καταγραφής (σεισμομέτρων, επιταχυνσιογράφων, κλπ.) είναι συνήθως γνωστές από την αρχή της εγκατάστασης τους. Για αυτό το λόγο, η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην ισχυρή σεισμική κίνηση πραγματοποιείται λαβαίνοντας υπόψη την επίδραση αυτών των συνθηκών σε αυτές τις θέσεις καταγραφής. Το μεγαλύτερο πρόβλημα, σε σχέση με τις εδαφικές συνθήκες, αφορά στους ιστορικούς σεισμούς και στις θέσεις παρατήρησης των μακροσεισμικών εντάσεων, όπου (συνήθως) δεν υπάρχουν διαθέσιμες πληροφορίες για τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

Για να ξεπεραστεί το πρόβλημα αυτό, χρησιμοποιήθηκε η μεθοδολογία που πρότειναν οι Wald and Allen (2007) και προσάρμοσαν οι Stewart et al. (2014) για τον Ελληνικό χώρο. Οι συγκεκριμένοι ερευνητές χρησιμοποίησαν δεδομένα από διάφορες τεκτονικά ενεργές περιοχές και βρήκαν καλή συσχέτιση της τοπογραφικής κλίσης με τις τιμές της ταχύτητας Vs30. Η τοπογραφική κλίση (slope), υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (SRTM30) το οποίο είναι μια ανανεωμένη έκδοση του ψηφιακού μοντέλου εδάφους (GTOPO30) με διακριτική ικανότητα 30 arcsec, που αντιστοιχούν σε χωρικό βήμα~900m (Stewart et al., 2014; Kkallas et al., 2018). Παρακάτω στους πίνακες 3.1, 3.2 και 3.3 δίνονται οι γενικευμένες φασματικές ενισχύσεις για κατηγορίες εδαφών B, C και D (κατά UBC/NEHRP), σύμφωνα με τους Margaris and Boore (1998) και Klimis et al. (1999), οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στη στοχαστική προσομοίωση κάθε σεισμικής καταγραφής που μελετήθηκε στην παρούσα εργασία, και οι οποίες παρουσιάζονται στο σχήμα (3.6). Επίσης, στον πίνακα 3.4 δίνονται οι τιμές του συντελεστή kappa, ανάλογα με την κατηγορία του εδάφους, όπως επίσης και τα εύρη των τιμών των ταχυτήτων Vs30 (m/sec) για κάθε μια από τις τρεις κατηγορίες εδαφών.

Πίνακας 3.1 Φασματικές ενισχύσεις για κατηγορία εδάφους B (Margaris and Boore, 1998).

Frequency (Hz)	Amplification factor	Frequency (Hz)	Amplification factor
0.11	1.035	1.76	1.478
0.16	1.046	2.07	1.529
0.3	1.084	2.55	1.597
0.46	1.132	3.42	1.701
0.79	1.244	4.94	1.839
1.06	1.328	7.24	2.003
1.25	1.374	9.2	2.11
1.54	1.437	15.72	2.347

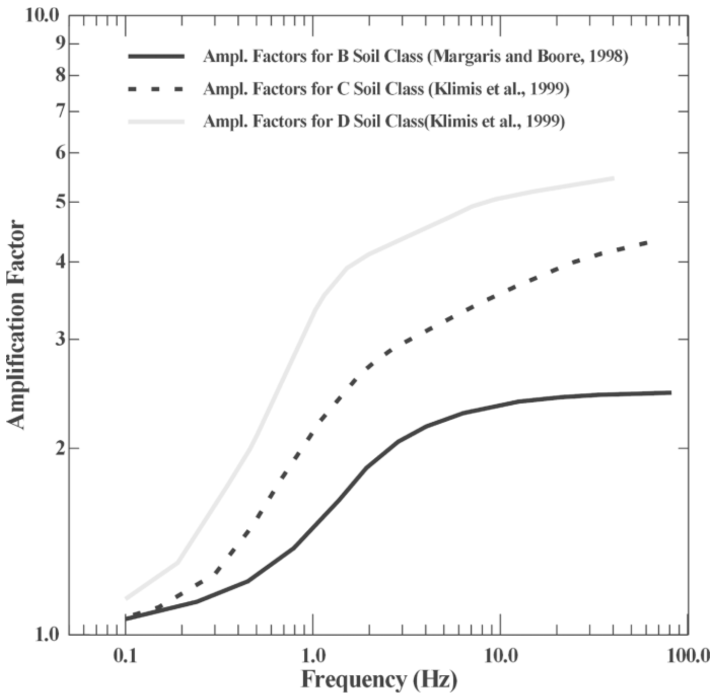
Πίνακας 3.2 Φασματικές ενισχύσεις για κατηγορία εδάφους C (Klimis et al., 1999).

Frequency (Hz)	Amplification factor	Frequency (Hz)	Amplification factor
0.11	1.076	2.67	2.898
0.15	1.107	3.51	3.029
0.3	1.253	5.4	3.243
0.48	1.504	8.01	3.446
0.66	1.763	12.24	3.659
1.1	2.219	24.16	3.99
1.78	2.633	34.04	4.121
2.11	2.751	62.5	4.306

Πίνακας 3.3 Φασματικές ενισχύσεις για κατηγορία εδάφους D (Klimis et al., 1999).

Frequency (Hz)	Amplification factor	Frequency (Hz)	Amplification factor
0.09	1.125	1.52	3.909
0.1	1.142	1.98	4.113
0.19	1.307	3.09	4.376

0.35	1.742	5.34	4.722
0.46	1.993	7.07	4.918
0.5	2.094	9.39	5.051
1.03	3.347	14.87	5.195
1.15	3.536	40.5	5.461

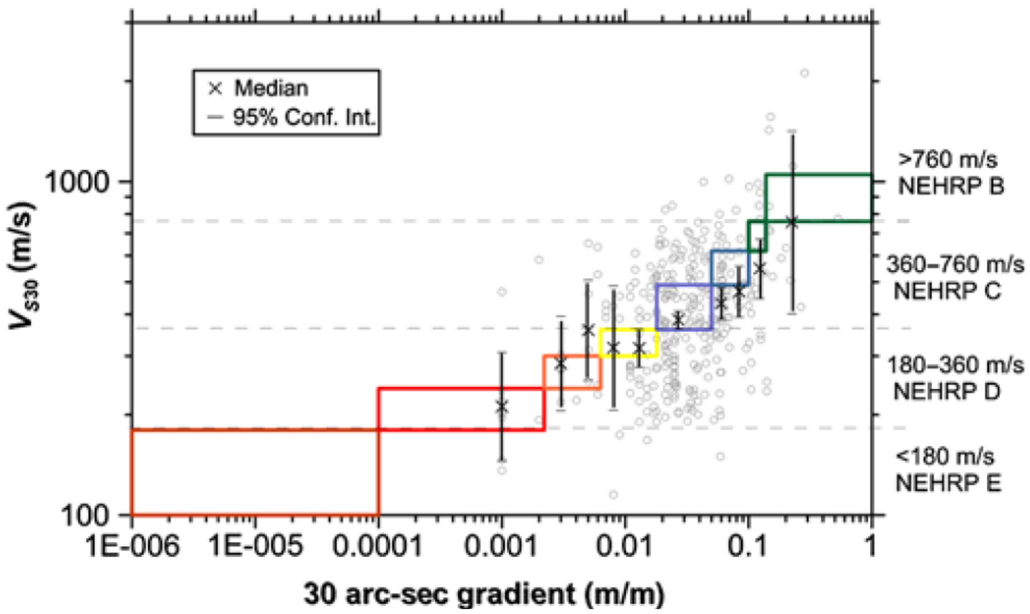


Σχήμα 3.6 Διάγραμμα συσχέτισης του γενικευμένου παράγοντα ενίσχυσης (Amplification factor) σε συνάρτηση με την συχνότητα (Frequency) για κάθε κατηγορία εδάφους B, C ή D, όπως χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

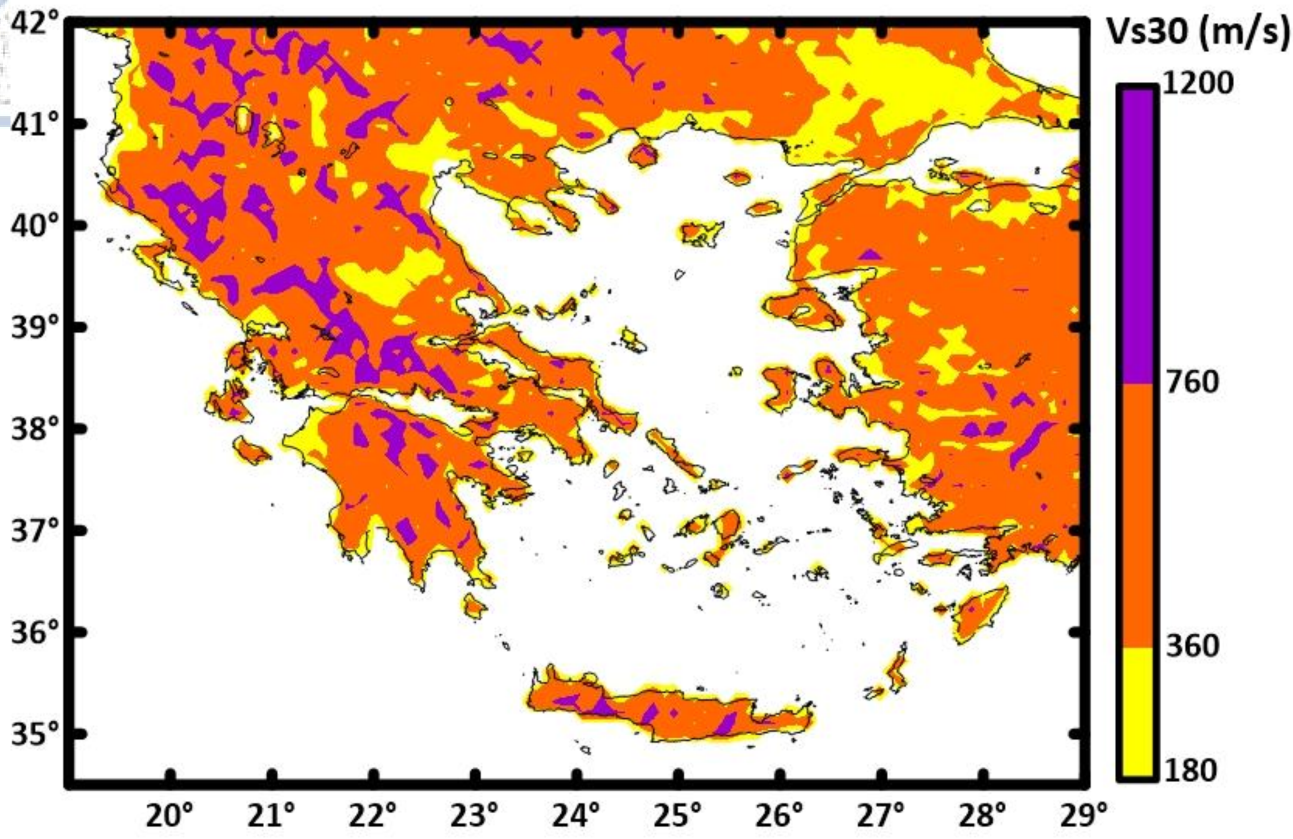
Στο Σχήμα (3.7) παρουσιάζεται η μεταβολή των παρατηρημένων τιμών της ταχύτητας Vs30 του Ελληνικού Χώρου σε σχέση με τις τοπογραφικές κλίσεις (από το ψηφιακό μοντέλο SRTM30), όπως έχουν προταθεί από τους Stewart et al. (2014), καθώς και οι αντίστοιχη μέση συσχέτιση που έχει προταθεί από παγκόσμια δεδομένα από τους Allen and Wald (2007). Στο Σχήμα (3.8) παρουσιάζεται η χωρική μεταβολή της ταχύτητας Vs30 (m/s) για τον Ελληνικό χώρο, όπως αυτές προκύψαν από τις τοπογραφικές κλίσεις, όπου έχει γίνει ομαδοποίηση των εδαφών με βάση τις τιμές των ταχυτήτων Vs30 (m/s) και τις εδαφικές κλάσεις του UBC/NEHRP (Βλ. Πίνακα 3.4).

Πίνακας 3.4 Τιμές παραμέτρου εξασθένησης υψηλής συχνότητας (Kappa) οι οποίες υιοθετήθηκαν για κάθε μια κατηγορία εδάφους κατά UBC/NEHRP που χρησιμοποιήθηκαν στις στοχαστικές προσομοιώσεις.

NEHRP	Vs30(m/sec)	Γεωτεχνική περιγραφή	Kappa	Αναφορές
A/B	$760 \leq Vs_{30} \leq 1500$	Βράχος	0.035	Margaris and Boore (1998)
C	$360 \leq Vs_{30} \leq 760$	Πολύ σκληρό έδαφος – μαλακός βράχος	0.044	Klimis et al. (1999)
D	$180 \leq Vs_{30} \leq 360$	Σκληρό έδαφος	0.066	Klimis et al. (1999)



Σχήμα 3.7 Κατανομή των Vs30 του Ελληνικού Χώρου σε σχέση με τις κλίσεις της τοπογραφίας (από το ψηφιακό μοντέλο SRTM30) (Stewart et al., 2014). Τα χρωματιστά πολύγωνα αντιστοιχούν στα διαστήματα συσχέτισης που έχουν προταθεί από τους Allen and Wald (2007).



Σχήμα 3.8 Αντιπροσωπευτικές τιμές των ταχυτήτων Vs30 για τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές, όπως υπολογίστηκαν με βάση την επιφανειακή τοπογραφία και τις σχέσεις των Allen and Wald (2007).

3.3. Διαδικασία στοχαστικής προσομοίωσης

Όπως προαναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 1, για την μετατροπή των τιμών PGA και PGV σε τιμές μακροσεισμικών εντάσεων χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις των Wald et al. (1999), κατάλληλα διορθωμένες για το χώρο του Αιγαίου. Η αρχική σχέση των Wald et al. (1999), η οποία δημιουργήθηκε από δεδομένα για την Καλιφόρνια, βασίστηκε σε εντάσεις που κυμαίνονται μεταξύ 2.5 και 9.0, ενώ και τα PGA και PGV κυμαίνονται εξίσου σε ένα πολύ μεγάλο εύρος τιμών (0.005–1.2g και 0.5–200 cm/s αντίστοιχα), με αποτέλεσμα η σχέση αυτή να έχει γενική εφαρμογή για ισχυρές εδαφικές κινήσεις (Kkallas et al., 2018). Οι σχέσεις αυτές εκφράζονται με τις εξισώσεις (3.1) έως και (3.4), από τις οποίες προέκυψαν οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων για κάθε σεισμό αντίστοιχα (χρησιμοποιώντας τις τιμές PGA και PGV), όπως επίσης και τα διαγράμματα συσχέτισης των τιμών αυτών με τις παρατηρούμενες (πραγματικές) τιμές μακροσεισμικών εντάσεων.

$$\text{IMM}=2.10\ \log_{10}\left(\frac{\text{PGV}}{5.8}\right)+5.5 \qquad 0.37\le\text{PGV}\left(\frac{cm}{s}\right)<5.8 \tag{3.1}$$

$$\text{IMM}=3.47\ \log_{10}\left(\frac{\text{PGV}}{5.8}\right)+5.5 \qquad \text{PGV}\left(\frac{cm}{s}\right)\ge 5.8 \tag{3.2}$$

$$\text{IMM}=2.20\ \log_{10}\left(\frac{\text{PGA}}{66}\right)+5.5 \qquad 4.8\le\text{PGA}\left(\frac{cm}{s2}\right)<66 \tag{3.3}$$

$$\text{IMM}=3.66\ \log_{10}\left(\frac{\text{PGA}}{66}\right)+5.5 \qquad \text{PGA}\left(\frac{cm}{s2}\right)\ge 66 \tag{3.4}$$

Αρχικά, η θέση τουρήγματος κάθε σεισμικής διάρρηξης καθορίστηκε με βάση τις παραμέτρους των μηχανισμών γένεσης (υπόκεντρο, τύπος ρήγματος, παράταξη, γωνία βύθισης/κλίσης κτλ). Επιπλέον, οι διαστάσεις των ρηγμάτων (μήκος, πλάτος) εκτιμήθηκαν με βάση τις σχέσεις οι οποίες προτάθηκαν για την εκτίμηση των διαστάσεων των ρηγμάτων από τους Papazachos et al. (2004), ενώ οι διαστάσεις των υπο-ρηγμάτων (dl, dw) από τις σχέσεις που προτάθηκαν από τους Beresnev and Atkinson (1999).

$$\text{logL}=0.28\text{M}-0.70 \tag{3.5}$$

$$\text{logw}=0.50\text{M}-1.86 \tag{3.6}$$

$$\text{logLs}=0.50\text{M}-0.21 \tag{3.7}$$

$$\text{logus}=0.72\text{M}-3.18 \tag{3.8}$$

$$\text{logus}=0.68\text{M}-2.59 \tag{3.9}$$

Εξαίρεση αποτέλεσε η εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0), διότι το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό της Κυλλήνης ήταν ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Από τους Papazachos et al. (2004) οι αντίστοιχες σχέσεις για το μήκος, το πλάτος του ρήγματος και την μέση μετατόπιση είναι:

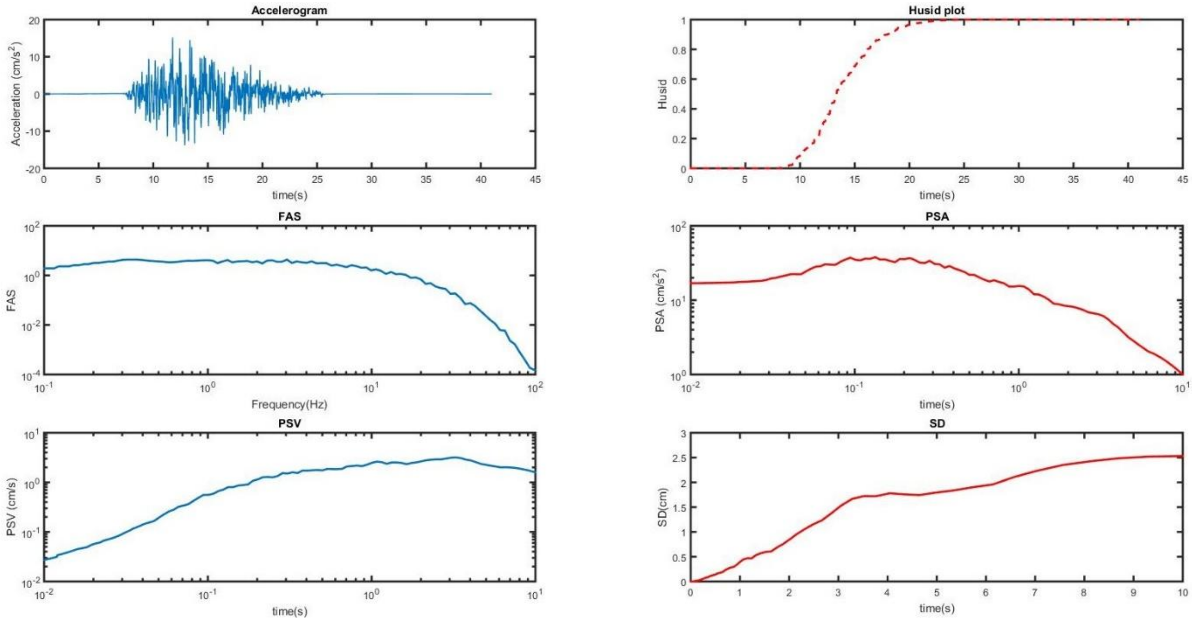
$$\text{logL}=0.59\text{M}-2.30 \tag{3.10}$$

$$\text{logw}=0.23\text{M}-0.49 \tag{3.11}$$

$$\text{Logu}=0.68\text{M}-2.59 \tag{3.12}$$

Στην παρούσα διατριβή δημιουργήθηκε αλγόριθμος σε γλώσσα MATLAB ο οποίος βρίσκει τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων από τη χρήση των σχέσεων (3.1)-(3.4) με βάση τις τιμές των PGA και PGV οι οποίες προκύπτουν από τη χρήση του λογισμικού EXSIM.

Επιπλέον, ο αλγόριθμος αυτός δημιουργεί χάρτες στους οποίους απεικονίζονται τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων, καθώς και χάρτες οι οποίοι απεικονίζουν τις τιμές των PGA και PGV για κάθε έναν από τους σεισμούς οι οποίοι μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή. Τέλος, ο αλγόριθμος αυτός δημιουργεί διαγράμματα συσχετίσεων των τιμών των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές μακροσεισμικές εντάσεις, οι οποίες προέκυψαν από τη χρήση του μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για κάθε σεισμό που μελετήθηκε στην εργασία αυτή.



Σχήμα 3.9 Παράδειγμα αποτελέσματος που προκύπτει από τη χρήση του αλγορίθμου σε γλώσσα MATLAB, ο οποίος εξάγει τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη στοχαστική προσομοίωση με τη χρήση του αλγορίθμων EXSIM.

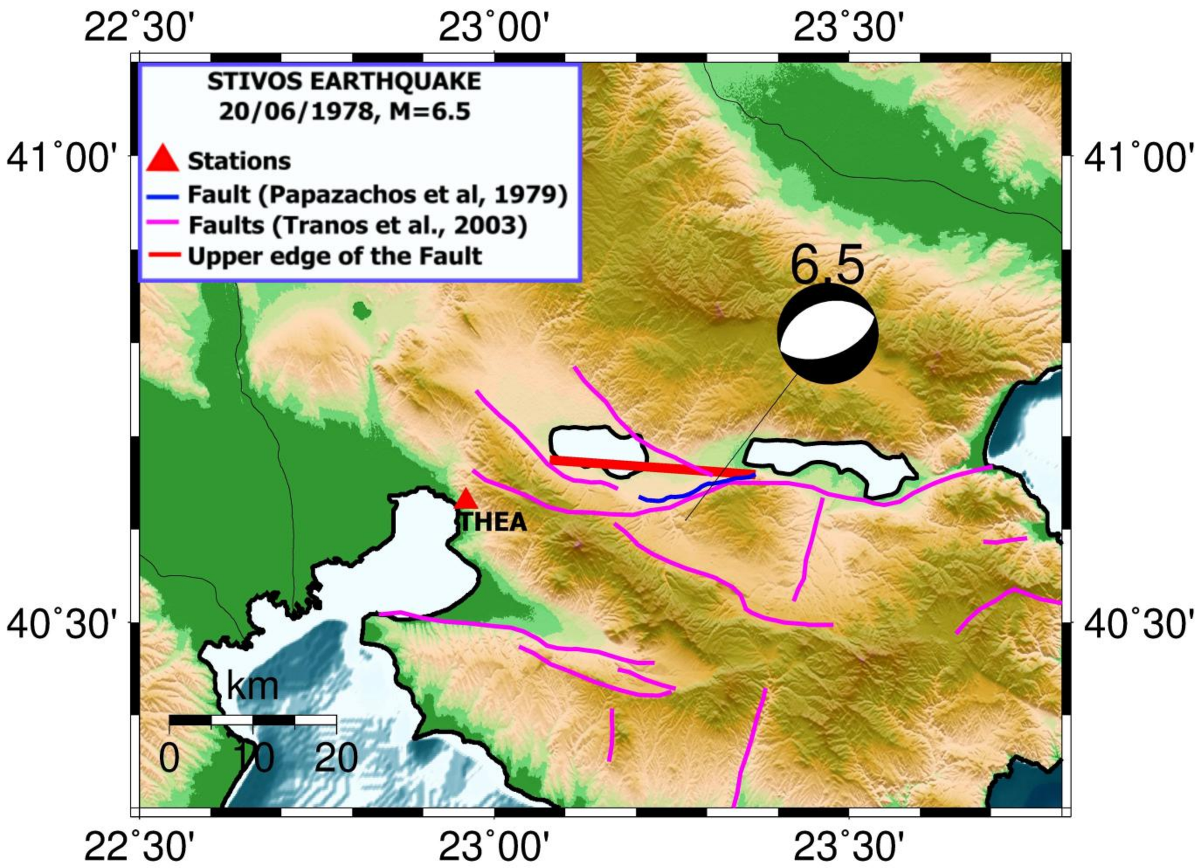
Παρακάτω παρατίθενται τα αποτελέσματα από τον αλγορίθμο EXSIM ανά σεισμό. Αξίζει να σημειωθεί πως για κάποιους σεισμούς υιοθετήθηκαν παραπάνω από ένα σενάρια για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης, έτσι ώστε να εξεταστούν διεξοδικά όλα τα πιθανά εναλλακτικά αποτελέσματα προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Για τους δύο σεισμούς της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0) και της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0) έγινε επιπρόσθετη χρήση του λογισμικού SMSIM, εκτός από τη χρήση του λογισμικού EXSIM. Επιπρόσθετα, για κάθε σενάριο έγινε συσχέτιση των τιμών των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, έτσι ώστε να εξεταστεί κατά πόσο συσχετίζονται μεταξύ τους οι τιμές αυτές, και αναδειχθεί το πόσο αποτελεσματική είναι η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης με ρήγμα πεπερασμένων διαστάσεων. Για τον λόγο αυτό έγινε για κάθε σενάριο υπολογισμού των τιμών της μέσης τετραγωνικής διαφοράς (RMS) και της μέσης απόλυτης απόκλισης (BIAS) ανάμεσα στα παρατηρημένα και τα συνθετικά δεδομένα. Παράλληλα, υπολογίστηκε τη τομή του $RMS_{corrected}$ ή RMS_{corr}, δηλαδή το μέσο τετραγωνικό σφάλμα αφού έχει αφαιρεθεί η μέση απόλυτη απόκλιση. Ακόμη, για κάθε σεισμό παρατίθενται τα συνθετικά και πραγματικά αποτελέσματα για τους σταθμούς που κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση. Με βάση τα αποτελέσματα αυτά έγινε σύγκριση των φασμάτων Fourier (FAS) που προέκυψαν από τις δύο οριζόντιες συνιστώσες (L- και T-) των σταθμών καταγραφής, με τα αντίστοιχα συνθετικά φάσματα Fourier που προέκυψαν από τη στοχαστική προσομοίωση.

3.3.1. Ο σεισμός του Στίβου (20/06/1978, M=6.5)

Για τον σεισμό του Στίβου εφαρμόστηκαν δύο πιθανά σενάρια, λαμβάνοντας υπόψη εργασίες που μελέτησαν τη συγκεκριμένη σεισμική διάρρηξη αλλά και τον μηχανισμό γένεσης του συγκεκριμένου σεισμού από τους Soufleris and Stewart (1981). Το ρήγμα που προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη του στίβου είναι κανονικό με κλίση 46^{O}. Πιο συγκεκριμένα, η διαφορά ανάμεσα στα δύο σενάρια προσομοίωσης αφορά στην παράταξη του ρήγματος, καθώς σύμφωνα με το πρώτο σενάριο προσομοίωσης η παράταξη έχει τιμή ίση με 274^{O} (διεύθυνσης ΝΑ-ΒΔ), ενώ σύμφωνα με το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης η παράταξη έχει τιμή ίση με 259^{O} (διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ). Ο σεισμός του Στίβου καταγράφηκε από έναν μόνο επιταχυνσιογράφο, εκείνον της Θεσσαλονίκης. Με βάση τη μελέτη του φάσματος Fourier, έγινε σύγκριση των δύο οριζόντιων συνιστωσών με το φάσμα που προέκυψε από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σταθμό. Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα δίνονται στο Παράρτημα ΙΙΙ της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης.

3.3.1.1. Πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού του Στίβου

Στον πίνακα 3.5 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό του Στίβου (Θεσσαλονίκης) στις 20/06/1978, M=6.5. Στο Σχήμα (3.10) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος του πρώτου σεναρίου προσομοίωσης που υιοθετήθηκε για τον σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Στο σχήμα αυτό απεικονίζονται ο διαθέσιμος σταθμός καταγραφής (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού (Soufleris and Stewart, 1981), το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή), το ρήγμα που προτάθηκε από τους Papazachos et al. (1979) (μπλε γραμμή) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Tranos et al. (2003) (μωβ γραμμή)



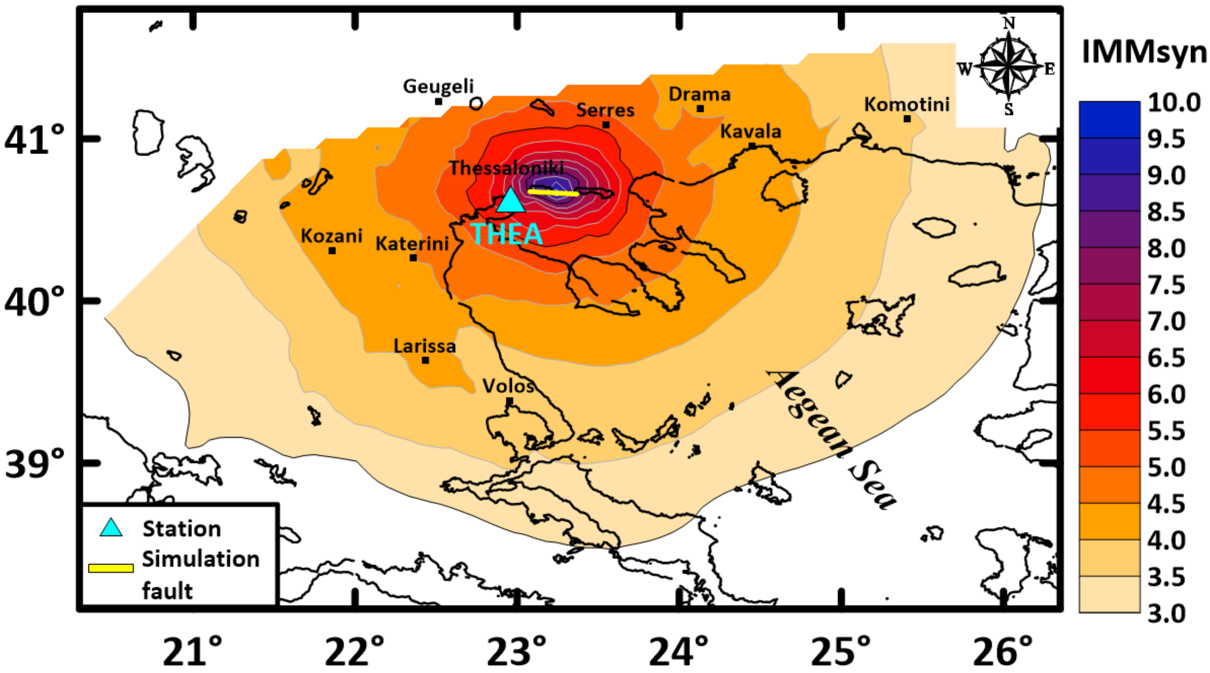
Σχήμα 3.10 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού του Στίβου (20/06/1978, M=6.5) για το 1ο σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, ο σταθμός που κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Πίνακας 3.5 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 1ο σενάριο του σεισμού του Στίβου (20/06/1978, M=6.5).

Παράταξη	Strike	275^{O}
Κλίση	Dip	46^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	24.54 km
Πλάτος ρήγματος	w	13.18 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	2.0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	4.16 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4.33 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.5
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8

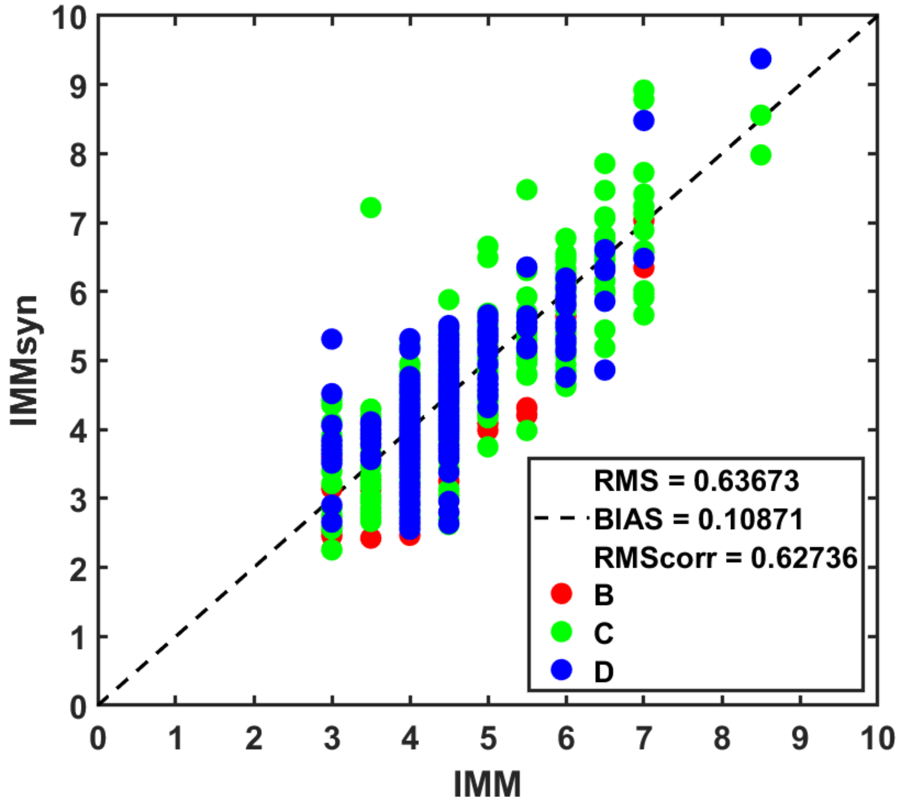
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

Στο Σχήμα (3.11) δίνεται η χωρική κατανομή των τιμών των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται με γαλάζιο τρίγωνο ο διαθέσιμος σταθμός (THEA) που έδωσε δεδομένα καταγραφής της ισχυρής κίνησης, και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση.



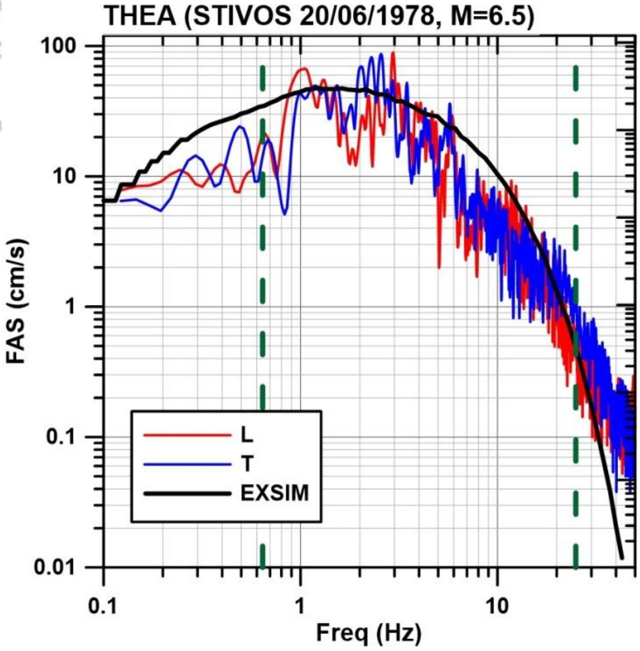
Σχήμα 3.11 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικώνεντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το πρώτο σενάριο του σεισμού του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνεται ο σταθμός καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Επιπλέον, για να γίνει η σύγκριση των τιμών των πραγματικώνμακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων έγινε κατασκευή του διαγράμματος συσχέτισης (Σχήμα 3.12) ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D) των θέσεων παρατήρησης των μακροσεισμικών εντάσεων,όπως επίσης και οι τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Από το διάγραμμα αυτό, αλλά και από τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ προέκυψε το συμπέρασμα πως οι τιμές αυτές συσχετίζονται πολύ καλά μεταξύ τους.



Σχήμα 3.12 Διάγραμμα συσχέτισης των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5).

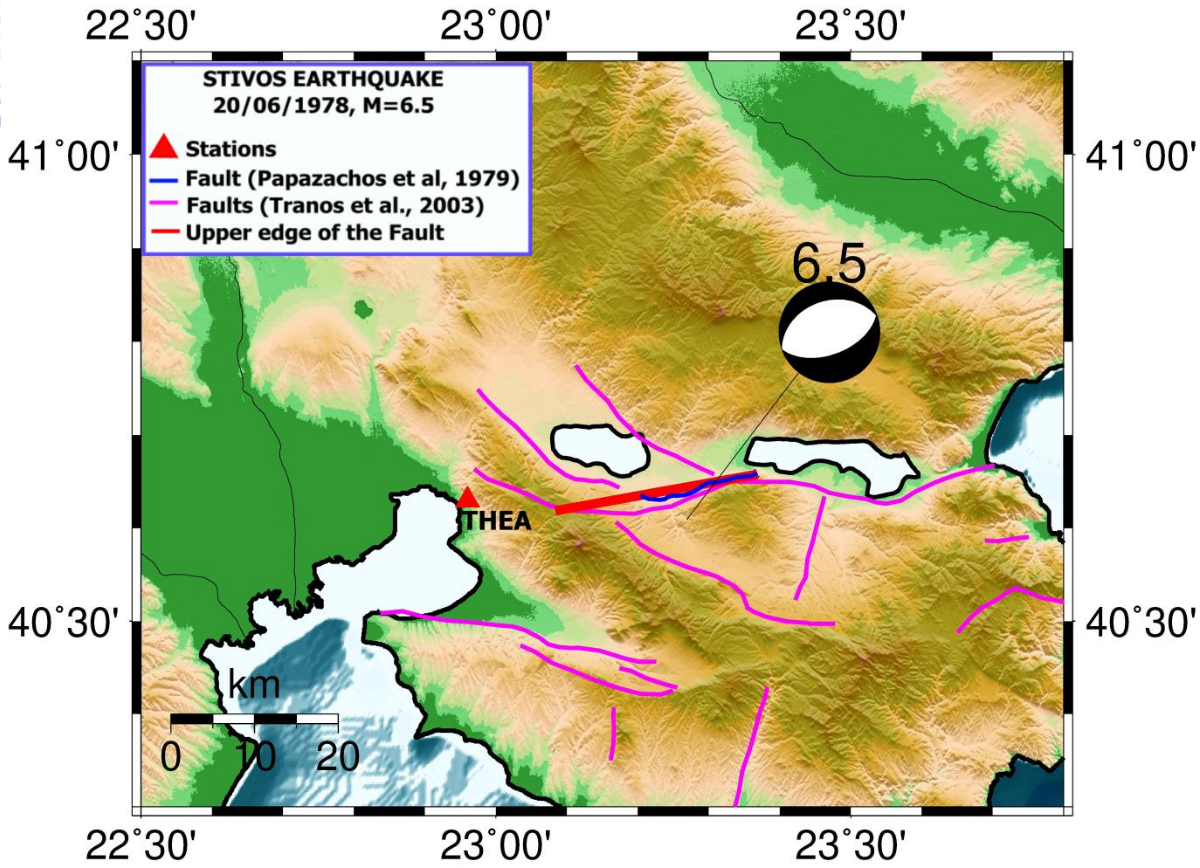
Στο Σχήμα (3.13) δίνεται το φάσμα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (με κόκκινη γραμμή) και T- (με μπλε γραμμή) που έδωσε ο διαθέσιμος σταθμός της Θεσσαλονίκης (THEA) που κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση στις 20/06/1978. Επιπλέον, στο σχήμα αυτό δίνεται και το φάσμα που προκύπτει από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σταθμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή), χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του πρώτου σεναρίου της προσομοίωσης που περιγράφηκαν παραπάνω στον πίνακα 3.5. Ακόμη, με κατακόρυφες πράσινες στικτές γραμμές δίνονται οι συχνότητες με βάση τις οποίες έγινε το φιλτράρισμα των καταγραφών και έτσι ανάμεσα στις γραμμές αυτές παρουσιάζεται το αξιόπιστο τμήμα της καταγραφής για το σταθμό αυτό. Όπως φαίνεται από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό του Στίβου, προκύπτει το συμπέρασμα πως η μέθοδος προσεγγίζει πολύ καλά την ισχυρή εδαφική κίνηση του σεισμού αυτού, καθώς το φάσμα της προσομοίωσης σχεδόν συμπίπτει με τα φάσματα των δύο οριζοντίων συνιστωσών της καταγραφής που έδωσε ο σταθμός στο αξιόπιστο διάστημα συχνοτήτων.



Σχήμα 3.13 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίωνσυνιστωσώντου σταθμού καταγραφής THEA για τον σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται τοφάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.5). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

3.3.1.2. Δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού του Στίβου

Στον πίνακα 3.6 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το δεύτερο σενάριο του σεισμού του Στίβου (Θεσσαλονίκης) στις 20/06/1978, M=6.5. Στο Σχήμα (3.14) δίνεται χάρτης του μοντέλου του ρήγματος του πρώτου σεναρίου προσομοίωσης που υιοθετήθηκε για τον σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Στο σχήμα αυτό απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού (Soufleris and Stewart, 1981), το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή), το ρήγμα που προτάθηκε από τους Papazachos et al. (1979) (μπλε γραμμή) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Tranos et al. (2003) (μωβ γραμμή).



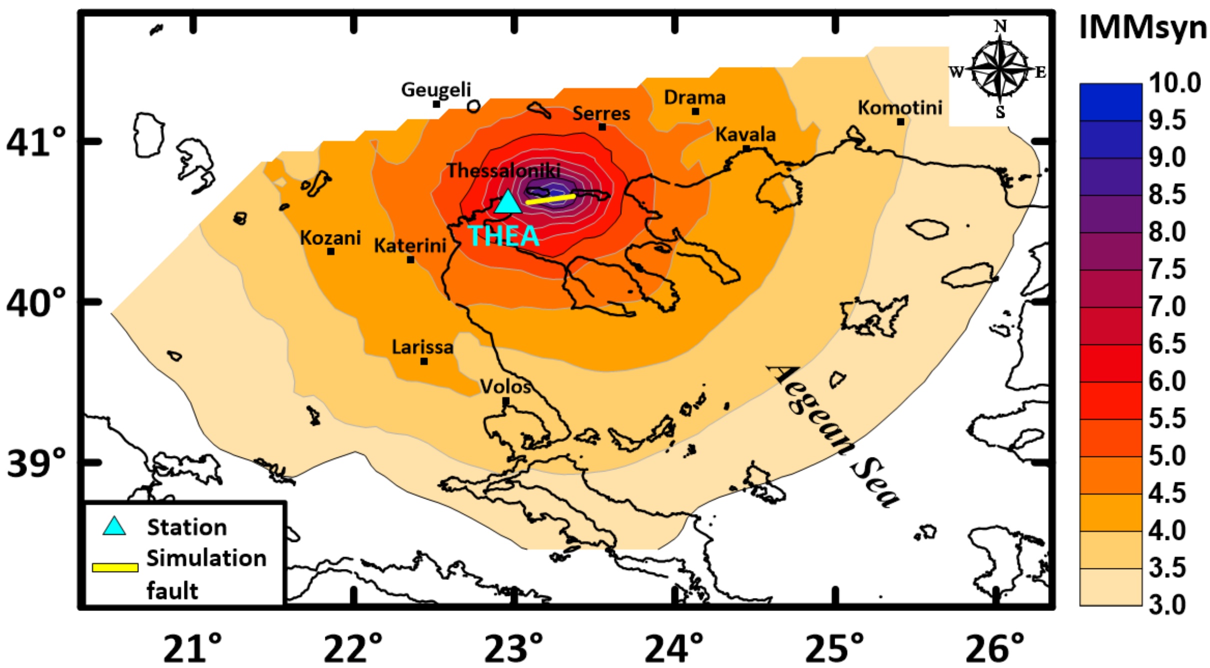
Σχήμα 3.14 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού του Στίβου (20/06/1978, M=6.5) για το 2° σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, ο σταθμός που κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Πίνακας 3.6 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 2° σενάριο του σεισμούτου Στίβου (20/06/1978, M=6.5).

Παράταξη	Strike	259.1^{O}
Κλίση	Dip	46^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	24.54 km
Πλάτος ρήγματος	w	13.18 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	2.0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	4.16 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4.33 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.5
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars

Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

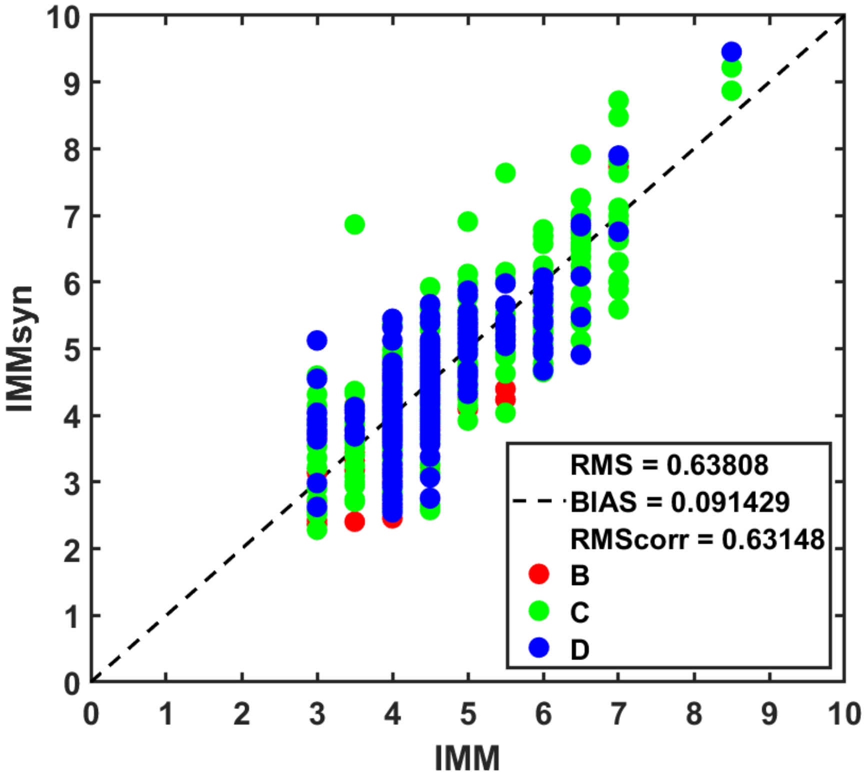
Στο Σχήμα (3.15) δίνεται η χωρική κατανομή των τιμών των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζεται με γαλάζιο τρίγωνο ο διαθέσιμος σταθμός (THEA), και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.



Σχήμα 3.15 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το δεύτερο σενάριο του σεισμού του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνεται ο σταθμός καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

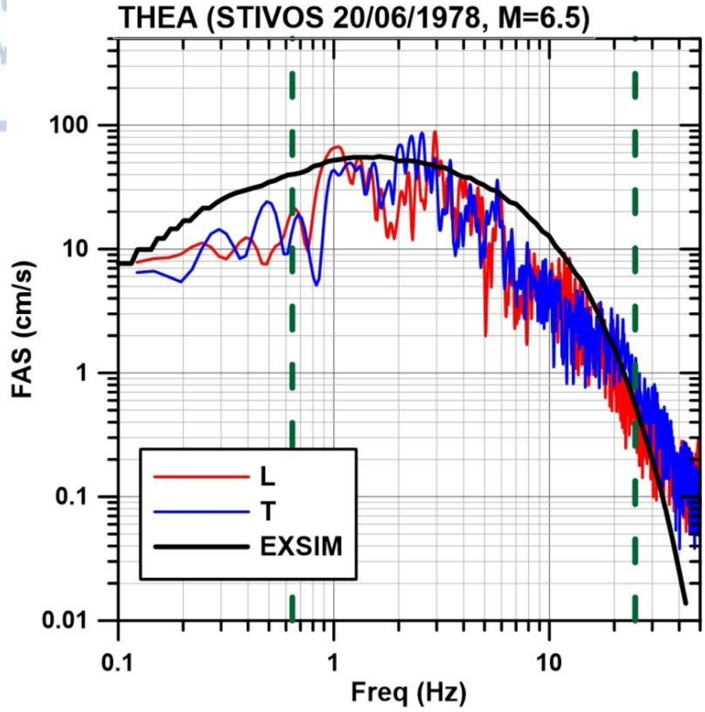
Παρακάτω, στο Σχήμα (3.16) δίνεται η συσχέτιση των παρατηρούμενων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη χρήση του EXSIM ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D) των θέσεων παρατήρησης των μακροσεισμικών εντάσεων, όπως επίσης και οι τιμές των RMS, BIAS,

$RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Από το διάγραμμα αυτό, αλλά και από τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ προέκυψε το συμπέρασμα πως οι τιμές αυτές συσχετίζονται πολύ καλά μεταξύ τους.



Σχήμα 3.16 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5).

Στο Σχήμα (3.17) δίνεται το φάσμα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (με κόκκινη γραμμή) και T- (με μπλε γραμμή) που έδωσε ο ένας διαθέσιμος σταθμός της Θεσσαλονίκης (THEA) που κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση στις 20/06/1978. Επιπλέον, στο σχήμα αυτό δίνεται και το φάσμα που προκύπτει από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σταθμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή), χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του δεύτερου σεναρίου της προσομοίωσης που περιγράφηκαν παραπάνω στον πίνακα 3.6.



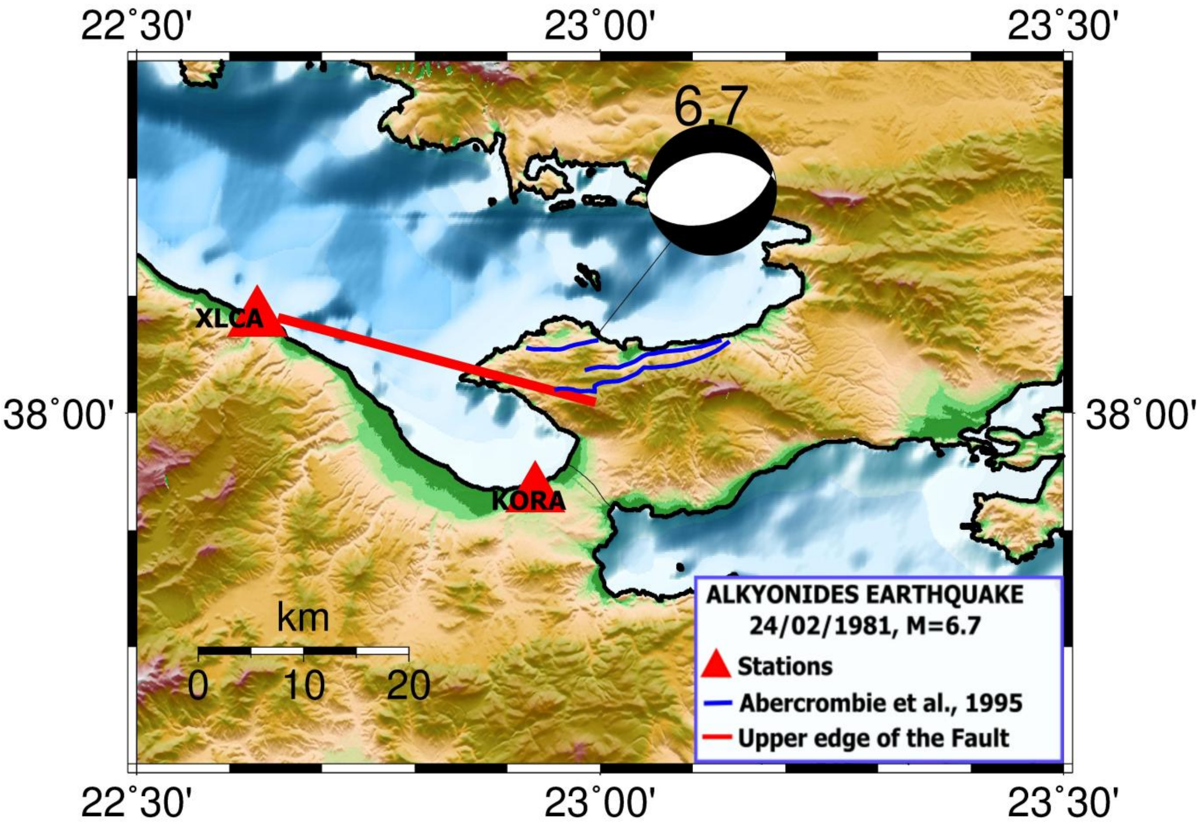
Σχήμα 3.17 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών του σταθμού καταγραφής THEA για τον σεισμό του Στίβου (20/06/1978, M=6.5). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.6). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

Με βάση όλα τα παραπάνω προκύπτει το συμπέρασμα πως η εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό του Στίβου δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα και προσεγγίζει καλά την ισχυρή εδαφική κίνηση. Όπως φαίνεται τόσο από τα διαγράμματα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων με τις πραγματικές τιμές μακροσεισμικών εντάσεων (Σχήματα 3.14 και 3.18), όσο και από την σύγκριση των φασμάτων Fourier (Σχήματα 3.13 και 3.17) και τα δύο σενάρια προσεγγίζουν πρακτικά ισοδύναμα την ισχυρή σεισμική κίνηση του σεισμού του Στίβου.

3.3.2. Ο σεισμός των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7)

Για τον σεισμό των Αλκυονίδων εφαρμόστηκαν δύο πιθανά σενάρια, λαμβάνοντας υπόψη εργασίες που μελέτησαν τη συγκεκριμένη σεισμική διάρρηξη αλλά και τον μηχανισμό γένεσης του συγκεκριμένου σεισμού όπως δόθηκε από τους Taymaz et al. (1991). Το ρήγμα που προκάλεσε τη σεισμική διέγερση των Αλκυονίδων ήταν κανονικό, με κλίση 42^{O}, λαμβάνοντας υπόψη τον μηχανισμό γένεσης. Πιο συγκεκριμένα, η διαφορά ανάμεσα στα δύο σενάρια προσομοίωσης αφορά στην παράταξη του ρήγματος, καθώς σύμφωνα με το πρώτο σενάριο προσομοίωσης η παράταξη έχει τιμή ίση με 300^{O} (διεύθυνσης ΝΑ-ΒΔ), ενώ σύμφωνα με το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης η παράταξη έχει τιμή ίση με 264^{O} (διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ). Το πρώτο σενάριο προσομοίωσης υιοθετήθηκε σύμφωνα με την εργασία των Abercrombie et al. (1995), ενώ το δεύτερο σενάριο υιοθετήθηκε από τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού σύμφωνα με τους Papazachos and Papazachou (1997). Για τον σεισμό των Αλκυονίδων διαθέσιμοι σταθμοί που πληρούσαν τα κριτήρια της συγκεκριμένης έρευνας και κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση ήταν δύο, και συγκεκριμένα οι σταθμοί της Κορίνθου (KORA) και ο σταθμός του Ξυλοκάστρου (XLCA). Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα δίνονται στο Παράρτημα III της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης. .

3.3.2.1. Πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού των Αλκυονίδων



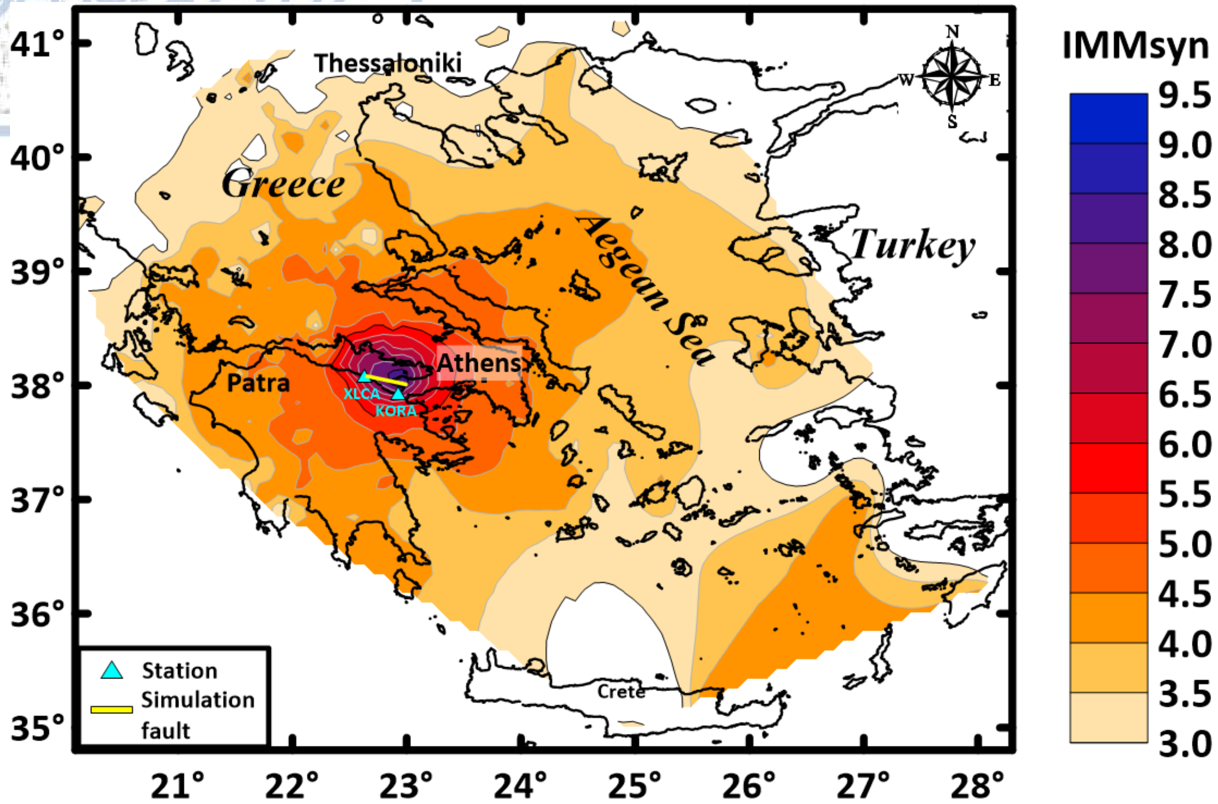
Σχήμα 3.18 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.1) για το $1^{ο}$ σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Στον πίνακα 3.7 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το πρώτο σενάριο του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Στο Σχήμα (3.18) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος του πρώτου σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού από τους Papazachos and Papazachou (1997), το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Abercrombie et al. (1995) (μπλε γραμμές).

Πίνακας 3.7 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 1^o σενάριο του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7).

Παράταξη	Strike	300^O
Κλίση	Dip	42^O
Μήκος Ρήγματος	L	30.90 km
Πλάτος ρήγματος	w	14.99 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	5.16 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	5.0 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.7
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

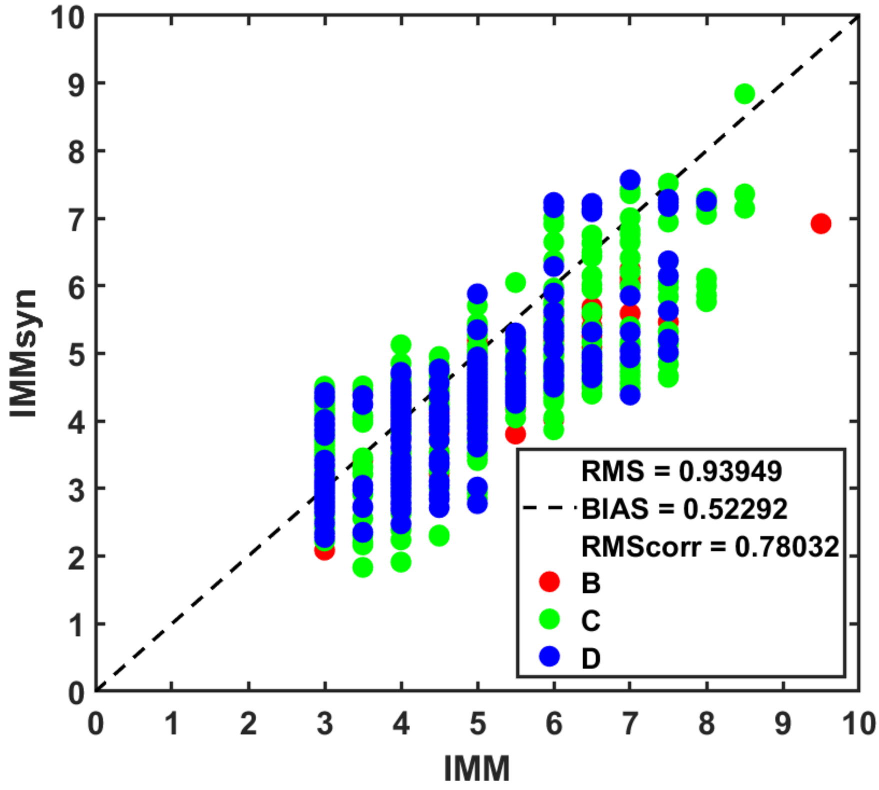
Στο Σχήμα (3.19) απεικονίζονται οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM. Στο ίδιο σχήμα δίνονται με γαλάζιο τρίγωνο οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης του σεισμού και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση.



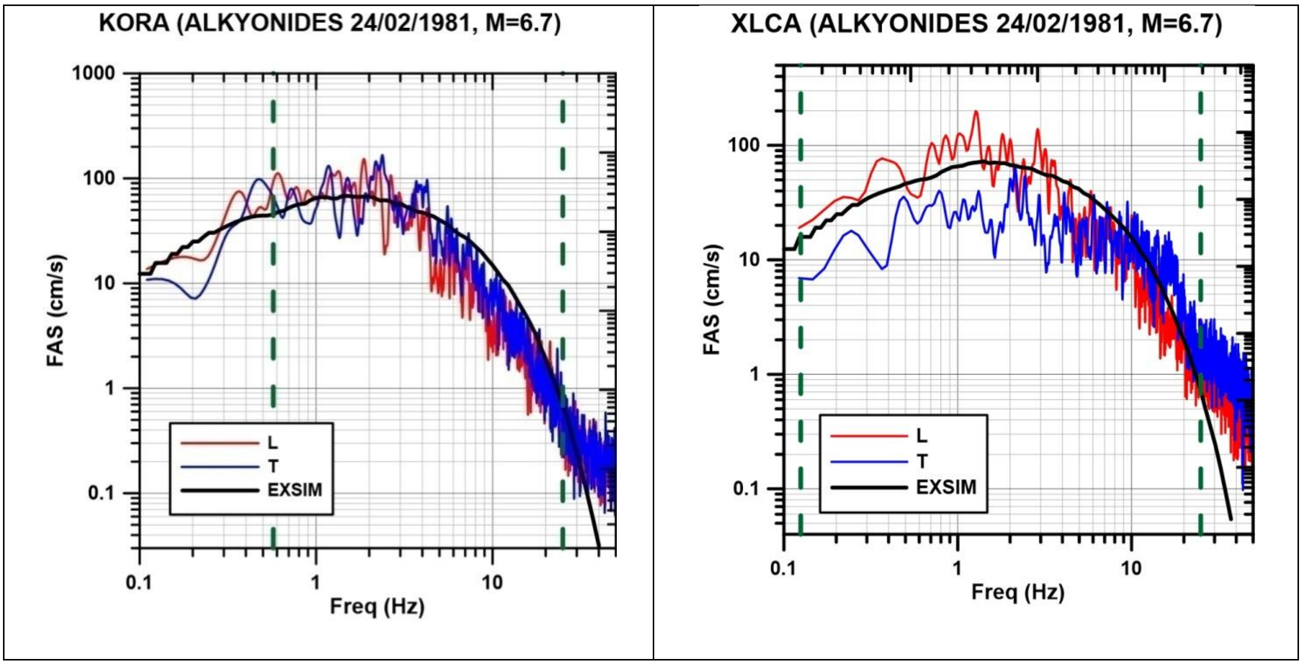
Σχήμα 3.19 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το πρώτο σενάριο του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Επιπλέον, για να γίνει η σύγκριση των τιμών των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων έγινε κατασκευή του διαγράμματος συσχέτισης στο Σχήμα (3.20). Στο διάγραμμα αυτό δίνεται η συσχέτιση των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D), όπως επίσης και οι τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}).

Στο Σχήμα (3.21) δίνονται τα δύο φάσματα Fourier που έδωσαν αυτοί οι δύο σταθμοί των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή). Επιπλέον, δίνεται και το φάσμα που προκύπτει από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σταθμό για τον συγκεκριμένο σεισμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του πρώτου σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.7).



Σχήμα 3.20 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7).



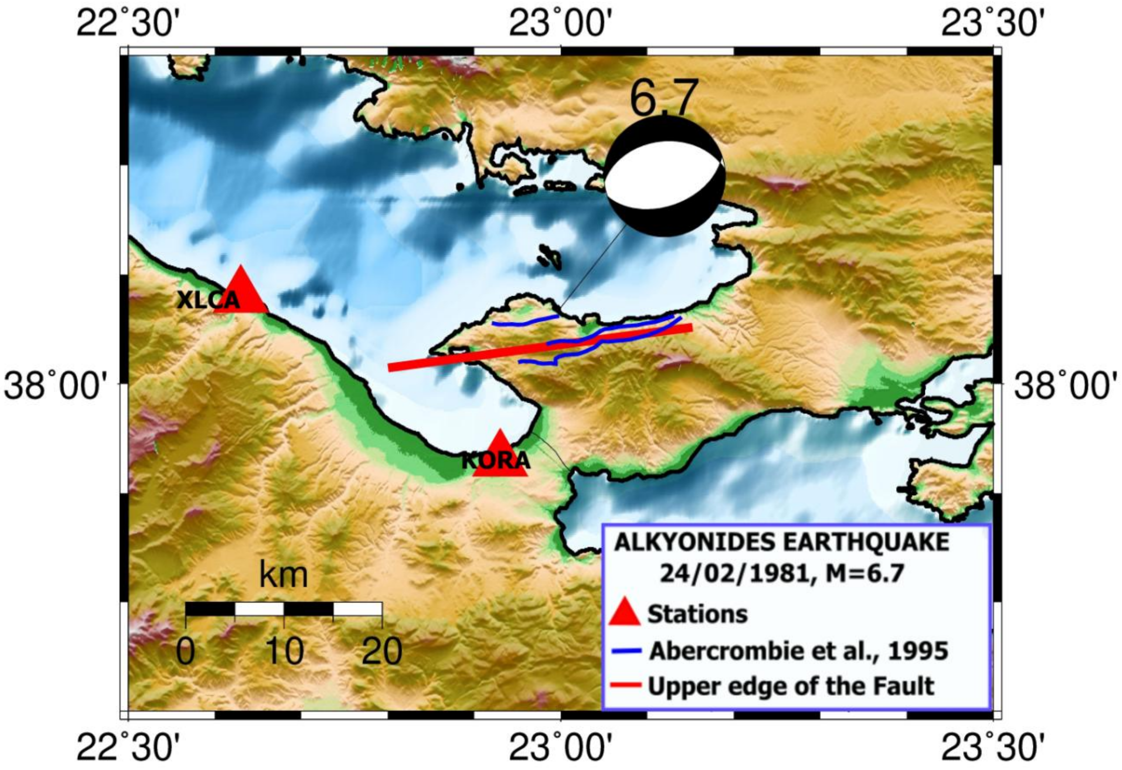
Σχήμα 3.21 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής KORA (αριστερά) και XLCA (δεξιά) για τον σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής

γραμμή) για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.7). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

3.3.2.2. Δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού των Αλκυονίδων

Όσον αφορά στο δεύτερο σενάριο που υιοθετήθηκε για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό των Αλκυονίδων, η ειδοποιός διαφορά του έγκειται στην παράταξη του ρήγματος που προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη. Στο σενάριο αυτό λήφθηκε υπόψη η παράταξη του ρήγματος όπως προέκυψε από την λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού (Taymaz et al., 1991). Με εξαίρεση την παράταξη του ρήγματος, όλες οι υπόλοιπες παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στον αλγόριθμο της στοχαστικής προσομοίωσης παρέμειναν ίδιες με τις παραμέτρους του πρώτου σεναρίου. Στον πίνακα 3.8 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την προσομοίωση.

Στο Σχήμα (3.22) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος του δεύτερου σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού από τους Papazachos and Papazachou (1997), το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή) (upper edge of the Fault), και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Abercrombie et al. (1995) (με μπλε γραμμή).

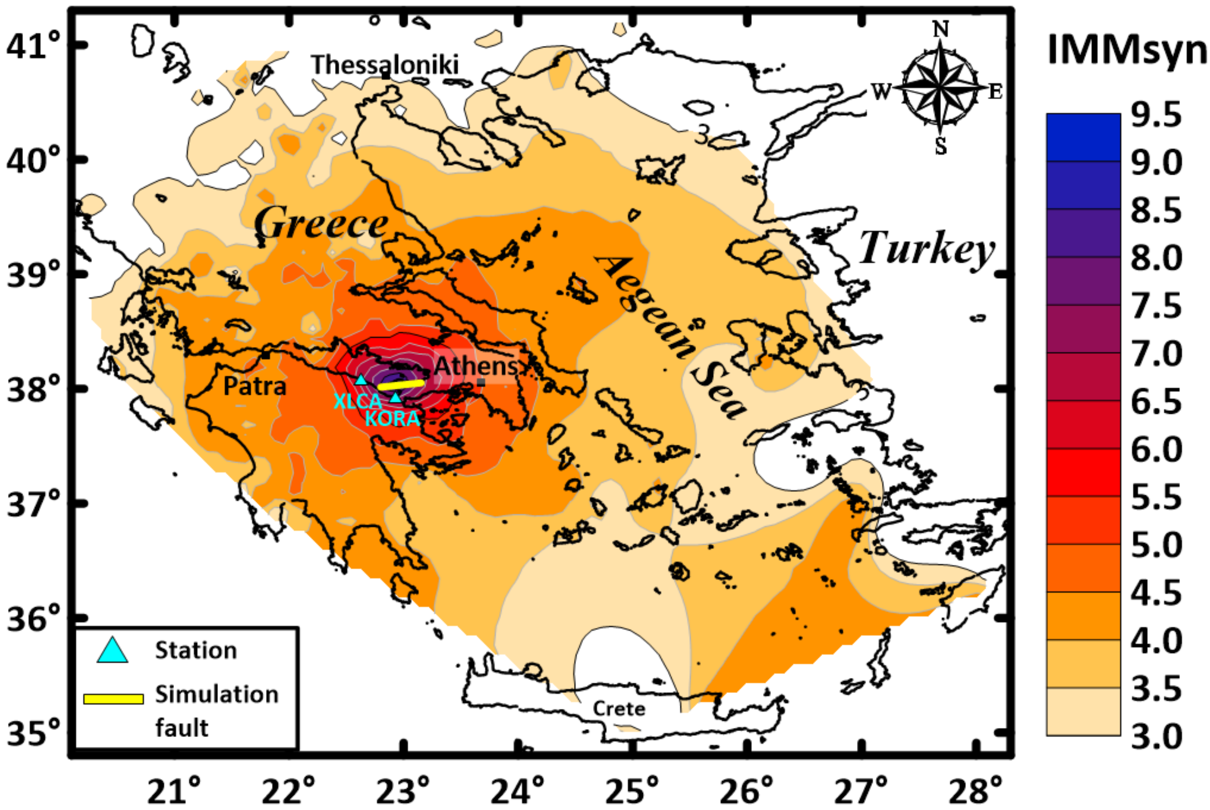


Σχήμα 3.22 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7) για το 2° σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Πίνακας 3.8 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 2° σενάριο του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7).

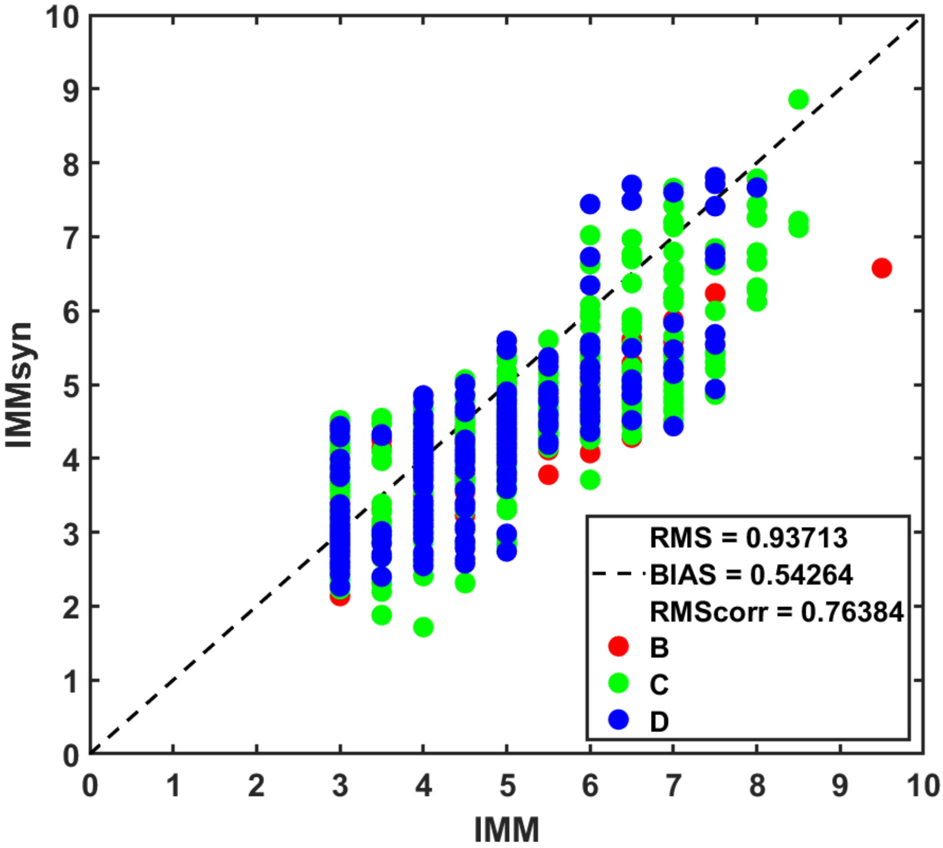
Παράταξη	Strike	264^{O}
Κλίση	Dip	42^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	30.90 km
Πλάτος ρήγματος	w	14.99 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	5.16 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	5.0 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.7
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec

Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)



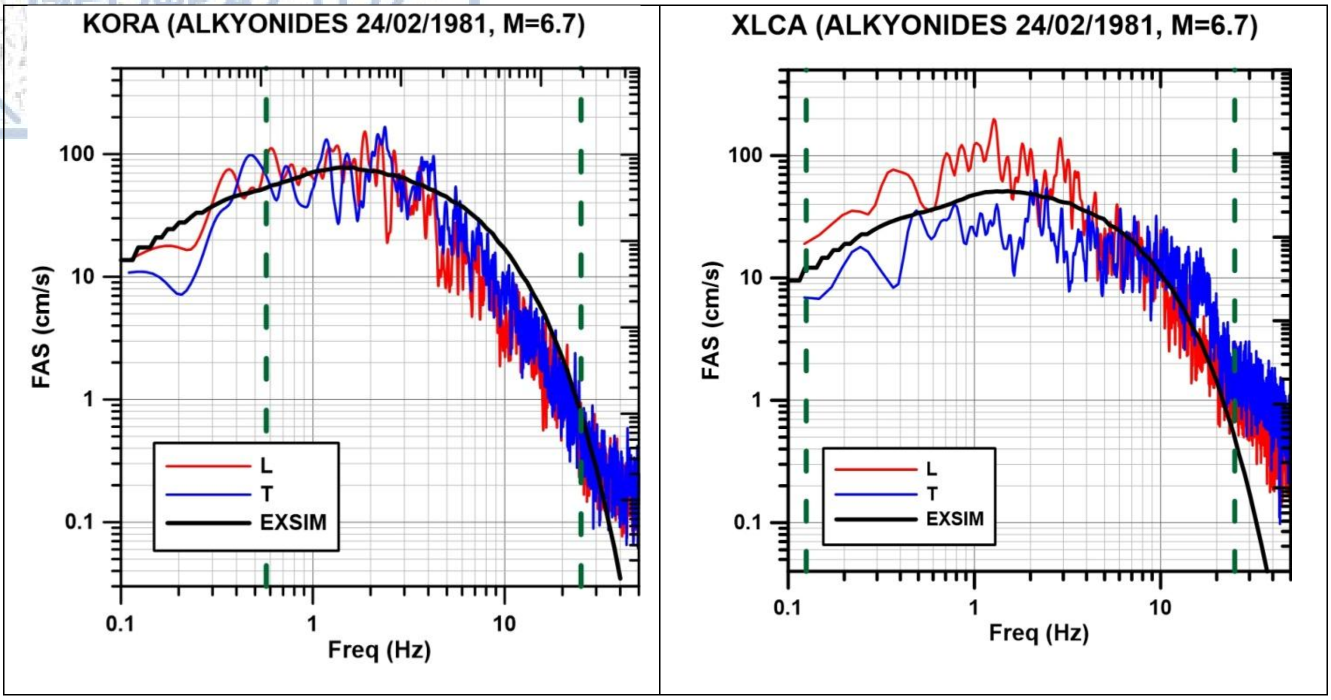
Σχήμα 3.23 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το δεύτερο σενάριο του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Αποτέλεσμα της εφαρμογής της μεθόδου της προσομοίωσης είναι ο χάρτης χωρικής κατανομής των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που δίνεται από το Σχήμα (3.24). Στο Σχήμα αυτό απεικονίζεται το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα). Επιπλέον, για να γίνει η σύγκριση των τιμών των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων έγινε κατασκευή του διαγράμματος συσχέτισης στο Σχήμα (3.24). Στο διάγραμμα αυτό δίνεται η συσχέτιση των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D) όπως επίσης και οι τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}).



Σχήμα 3.24 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων, που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM, σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το δεύτερο σενάριο του σεισμού των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7).

Στο Σχήμα (3.25) δίνονται τα δύο φάσματα Fourier που έδωσαν αυτοί οι δύο σταθμοί των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή). Επιπλέον, δίνονται και τα φάσματα Fourier από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τους σταθμούς KORA και XLCA αντίστοιχα με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του δεύτερου σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.8).



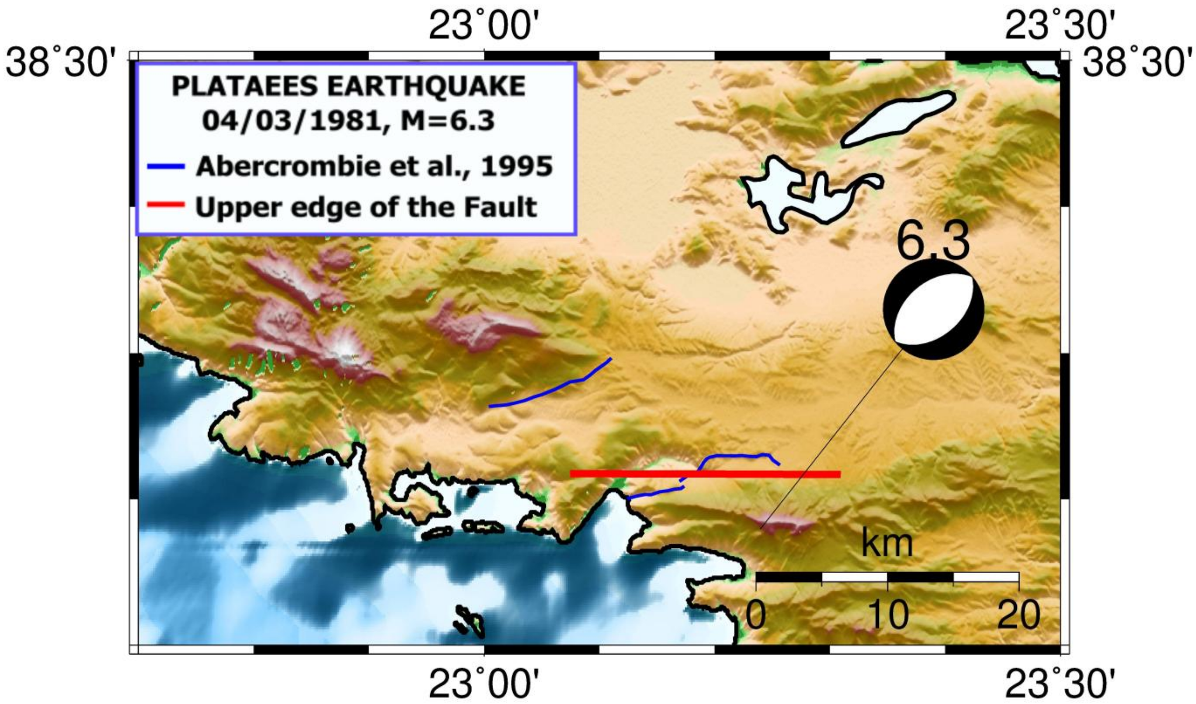
Σχήμα 3.25 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής KORA (αριστερά) και XLCA (δεξιά) για τον σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.8). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

Από την σύγκριση των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων με τις παρατηρούμενες μακροσεισμικές εντάσεις (Σχήματα 3.20 και 3.24), λαμβάνοντας υπόψη τις δύο τιμές $RMS_{corrected}$ των δύο σεναρίων, αλλά και από την σύγκριση των φασμάτων Fourier (Σχήματα 3.21 και 3.25) που προκύπτουν παρατηρείται πως το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης προσεγγίζει ελαφρώς καλύτερα την σεισμική διάρρηξη σε σχέση με το πρώτο σενάριο. Η υψηλή τιμή του BIAS και η υπερεκτίμηση των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων έναντι των συνθετικών ενδεχομένως δηλώνει τον πιθανό ρόλο του μετασεισμού που έλαβε χώρα στις 25/02/1981 (M=6.4) λίγες ώρες μετά τον κύριο σεισμό (Βλ. Κεφάλαιο 2). Το συγκεκριμένο παράδειγμα προσομοίωσης δηλώνει ότι η ημι-αυτοματοποιημένη διαδικάσία στοχαστικής προσομοίωσης στην παρούσα διατριβή πρέπει να λαμβάνει υπόψη και άλλες σημαντικές παραμέτρους (π.χ. τεκτονικό καθεστώς της περιοχής, παρουσία μετασεισμών κλπ.) Επιπλέον η απομακρυσμένη τιμή που απέχει από τη διχοτόμο στο σχήμα (3.24) με εδαφικές συνθήκες Β είναι το χωριό «Πρόδρομος» Βοιωτίας, όπου η παρατηρούμενη τιμή μακροσεισμικής έντασης είναι ίση με 9.5.

3.3.3. Ο σεισμός των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3)

Για τον σεισμό των Πλαταιών εξετάστηκαν δύο πιθανά σενάρια, λαμβάνοντας υπόψη εργασίες που μελέτησαν τη συγκεκριμένη σεισμική διάρρηξη, αλλά και τον μηχανισμό γένεσης του συγκεκριμένου σεισμού. Το ρήγμα που προκάλεσε τη σεισμική διέγερση των Πλαταιών ήταν κανονικό, με κλίση 52^{O}, λαμβάνοντας υπόψη τον μηχανισμό γένεσης από τους Taymaz et al. (1991). Και σε αυτήν την περίπτωση, η διαφορά ανάμεσα στα δύο σενάρια προσομοίωσης αφορά στην παράταξη του ρήγματος, καθώς σύμφωνα με το πρώτο σενάριο προσομοίωσης η παράταξη έχει τιμή ίση με 69^{O} (διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ), ενώ σύμφωνα με το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης η παράταξη έχει τιμή ίση με 90^{O} (διεύθυνσης Α-Δ). Το πρώτο σενάριο προσομοίωσης λήφθηκε υπόψη από την μελέτη διάφορων εργασιών που αφορούν στα στοιχεία του ρήγματος (Papazachos et al., 1984; Kokkalas et al., 2007), ενώ το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης υιοθετήθηκε λαμβάνοντας υπόψη την λύση του μηχανισμού γένεσης των Papazachos and Papazachou (1997). Για τον σεισμό των Πλαταιών δυστυχώς δεν υπήρχαν διαθέσιμοι σταθμοί που να κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση στις 04/03/1981 (M=6.3). Για τον λόγο αυτό έγινε προσέγγιση μόνο με την σύγκριση των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές μακροσεισμικές εντάσεις. Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα δίνονται στο Παράρτημα ΙΙΙ της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης.

3.3.3.1. Πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού των Πλαταιών



Σχήμα 3.26 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού των Πλαταιών

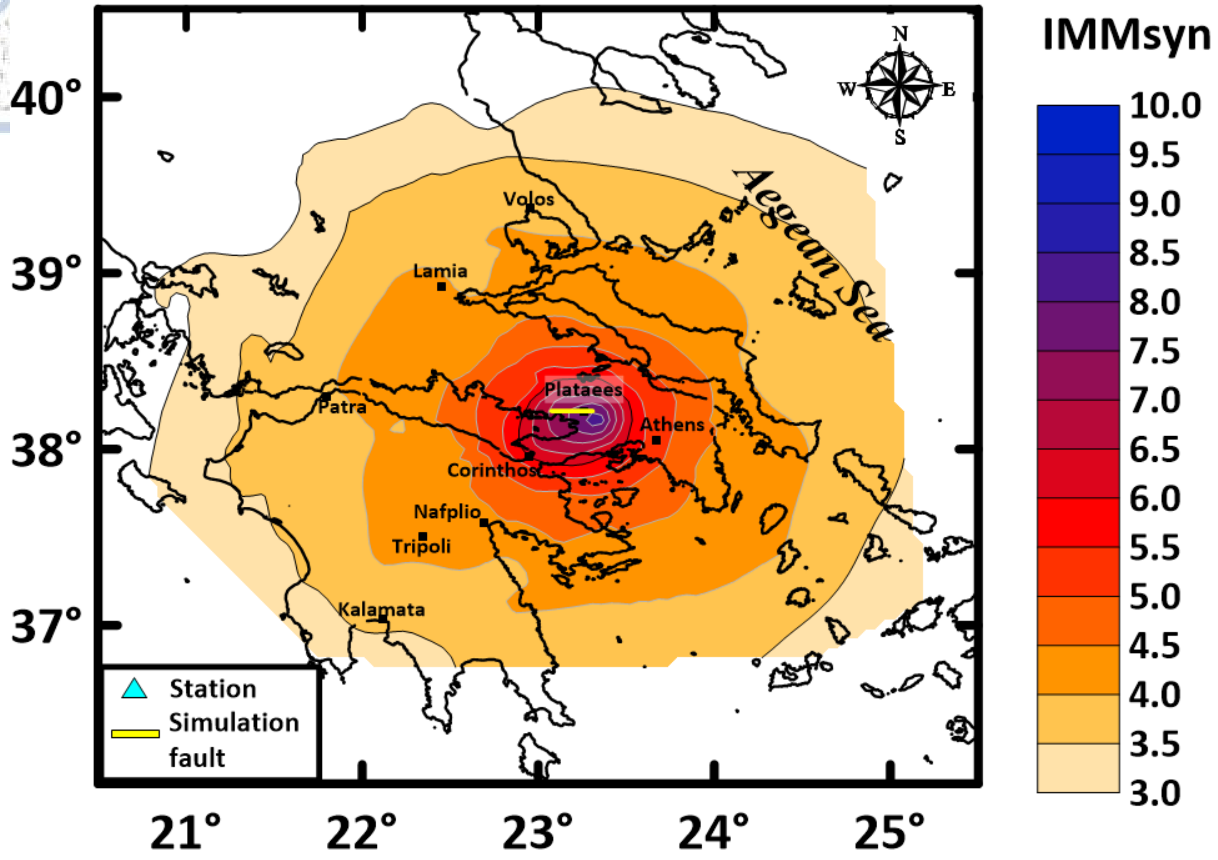
(04/03/1981, M=6.3) για το 1° σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Στον πίνακα 3.9 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για το πρώτο σενάριο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό των Πλαταιών. Στο Σχήμα (3.26) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος του πρώτου σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού από τους Papazachos and Papazachou (1997), το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε προσομοίωση (κόκκινη γραμμή) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Abercrombie et al. (1995) (μπλε γραμμή), τα οποία συμπεριλαμβάνουν τις επιφανειακές διαρρήξεις του σεισμού.

Πίνακας 3.9 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 1° σενάριο του σεισμού των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3).

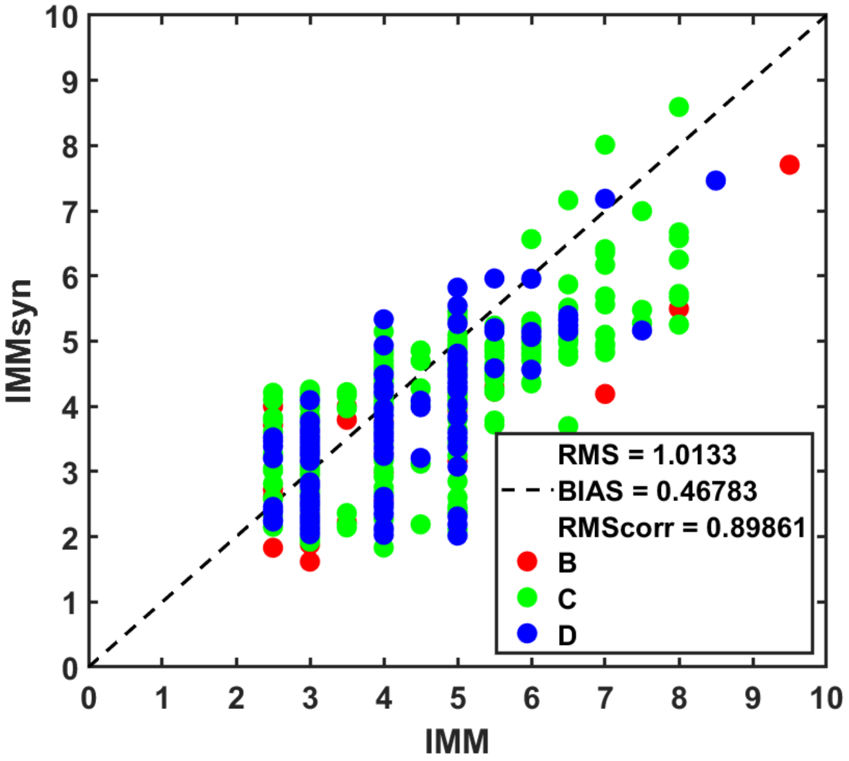
Παράταξη	Strike	90^{O}
Κλίση	Dip	52^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	19.49 km
Πλάτος ρήγματος	w	11.58 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	3.16 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4.0 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.3
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτηταεγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	$2.7\ gr/cm^3$
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

Αποτέλεσμα της εφαρμογής της μεθόδου της προσομοίωσης είναι ο χάρτης χωρικής κατανομής των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που δίνεται από το Σχήμα (3.27), στο οποίο φαίνεται και το ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή).



Σχήμα 3.27 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το πρώτο σενάριο του σεισμού των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3). Με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση.

Για να γίνει η σύγκριση των τιμών των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων έγινε κατασκευή του διαγράμματος συσχέτισης στο Σχήμα (3.28) ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D), όπως επίσης και οι τιμές των RMS, BIAS και $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Από το διάγραμμα αυτό φαίνεται ότι οι πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων είναι μεγαλύτερες από τις συνθετικές τιμές μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη στοχαστική προσομοίωση.

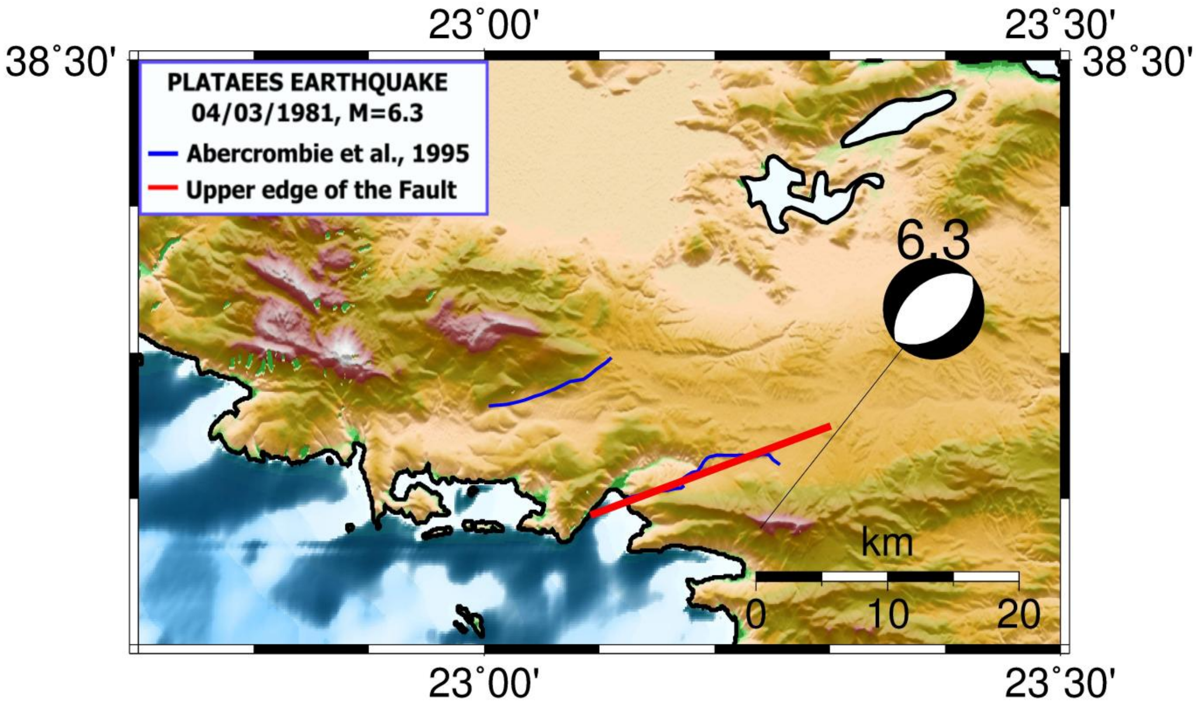


Σχήμα 3.28 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3).

3.3.3.2. Δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού των Πλαταιών

Σε ότι αφορά το δεύτερο σενάριο που υιοθετήθηκε για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό των Πλαταιών, η ειδοποιός διαφορά του από το προηγούμενο σενάριο έγκειται στην παράταξη του ρήγματος που προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη. Όπως προαναφέρθηκε λήφθηκε υπόψη η παράταξη του ρήγματος, όπως προέκυψε από την λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού (Taymaz et al., 1991), και επομένως πρόκειται για ρήγμα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ.

Στον πίνακα 3.10 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για το δεύτερο σενάριο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό των Πλαταιών. Στο Σχήμα (3.29) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ του δεύτερου σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού από τους Papazachos and Papazachou (1997), το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή), και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Abercrombie et al. (1995) (μπλε γραμμές).

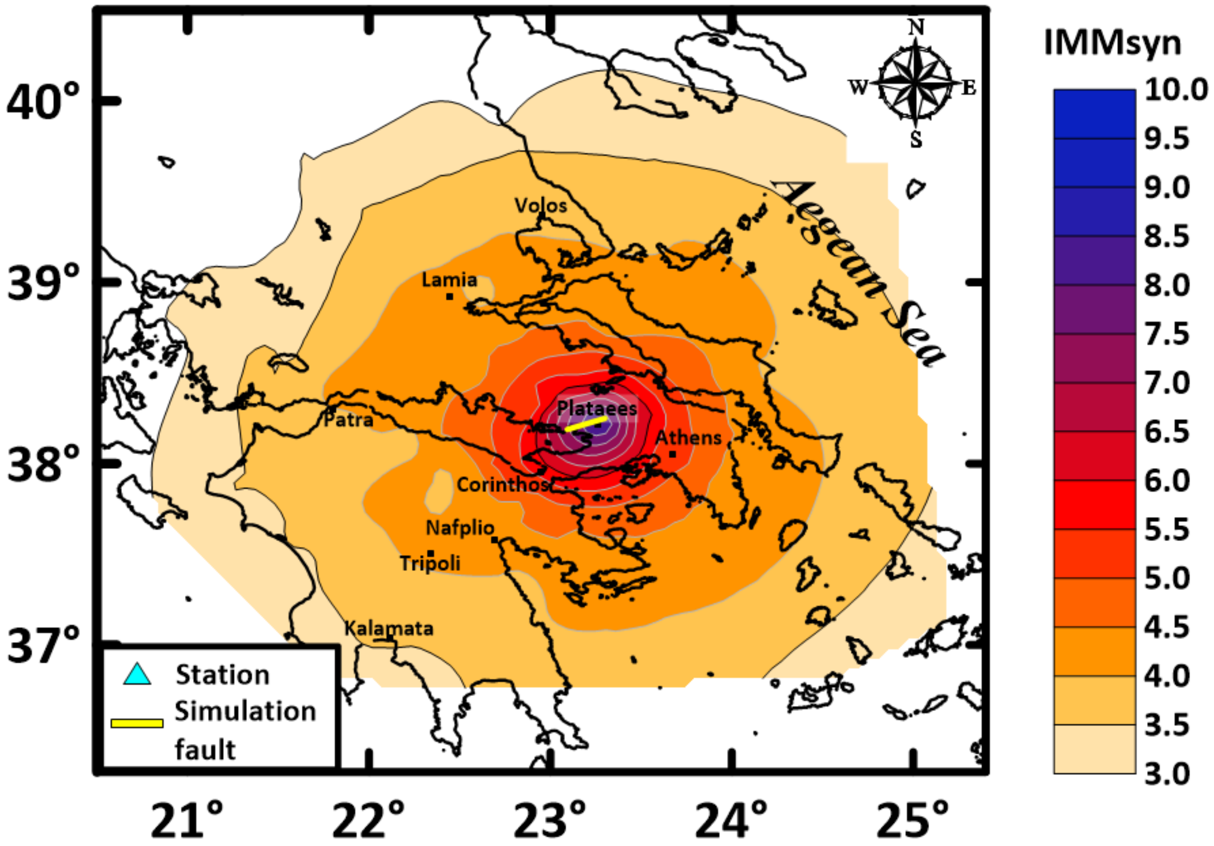


Σχήμα 3.29 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3) για το 2° σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Πίνακας 3.10 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 2° σενάριο του σεισμού των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3).

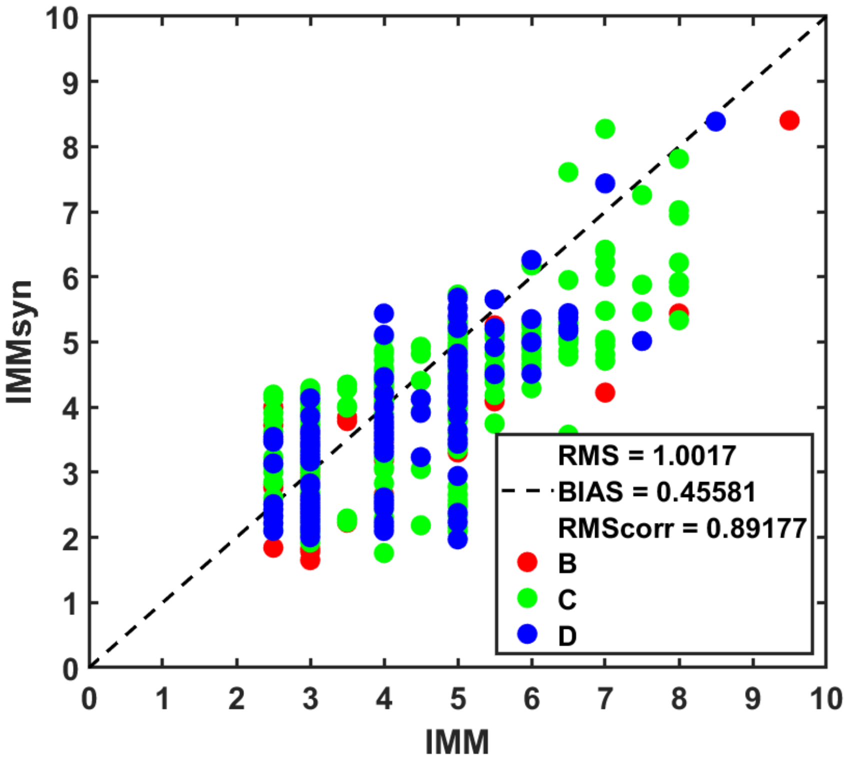
Παράταξη	Strike	69^{O}
Κλίση	Dip	52^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	19.49 km
Πλάτος ρήγματος	w	11.58 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	3.16 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4.0 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.3
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτηταεγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

Αποτέλεσμα της εφαρμογής της μεθόδου της προσομοίωσης είναι ο χάρτης χωρικής κατανομής των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που δίνεται από το Σχήμα (3.30), στον οποίο παρουσιάζεται και το ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή).



Σχήμα 3.30 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το 2ο σενάριο του σεισμού των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3). Με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Στη συνέχεια, ακολούθησε σύγκριση των παρατηρημένων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D), (Σχήμα 3.31). Σύμφωνα με τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}) προκύπτει το συμπέρασμα πως οι τιμές των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων και οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων συσχετίζονται πολύ καλά μεταξύ τους.

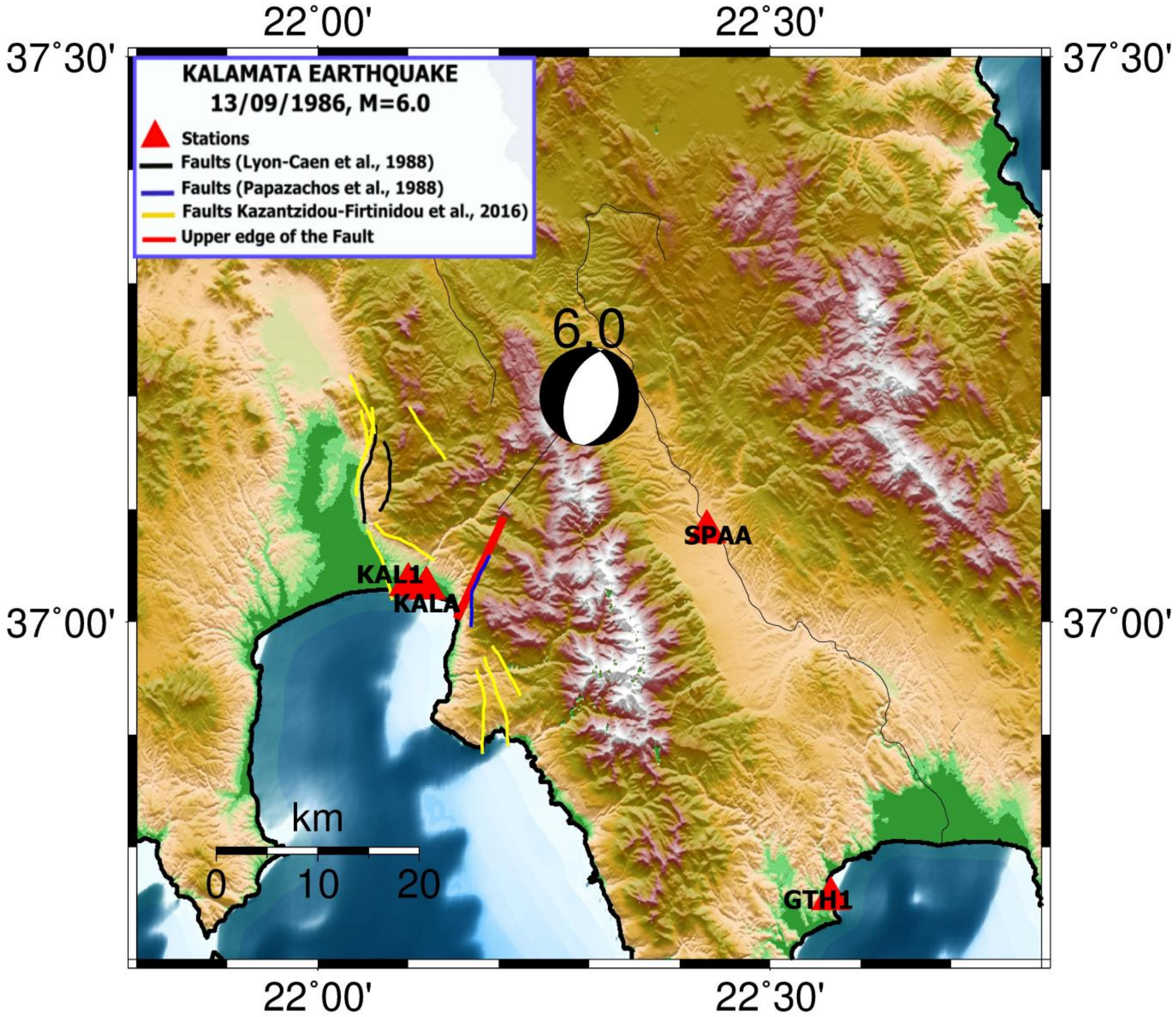


Σχήμα 3.31 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη σχέση απόσβεσης και τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3).

Από την χρήση των δύο σεναρίων προσομοίωσης για τον σεισμό των Πλαταιών προέκυψε το συμπέρασμα πως το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης προσεγγίζει καλύτερα τον σεισμό, αν λάβουμε υπόψη τις δύο τιμές $RMS_{corrected}$ των δύο σεναρίων και τα σχήματα (3.28) και (3.31). Από το διάγραμμα αυτό φαίνεται ότι οι πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων είναι μεγαλύτερες από τις συνθετικές τιμές μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη στοχαστική προσομοίωση, ιδιαίτερα για τιμές εντάσεων μεγαλυτερες ή ίσες του 7 (I≥VII).

3.3.4. Ο σεισμός της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0)

Στον πίνακα 3.8 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό της Καλαμάτας στις 13/09/1986 (M=6.0). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό ο σεισμός της Καλαμάτας προέκυψε από κανονική διάρρηξη ρήγματος με διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, παράταξη ίση με 200^{O} και κλίση ίση με 45^{O}. Οι παράμετροι αυτοί καθορίστηκαν από τη λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού (Papazachos et al., 1988), αλλά και από άλλες εργασίες που μελέτησαν τον συγκεκριμένο σεισμό (Lyon-Caen et al., 1988; Papazachos et al., 1988). Οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση της Καλαμάτας ήταν οι εξής: GTH1 (Γύθειο), KAL1 και KALA (Καλαμάτα), και SPAA (Σπάρτη), τα στοιχεία των οποίων δίνονται στο Παράρτημα Ι. Από τους σταθμούς αυτούς μελετήθηκαν τα φάσματα Fourier και ακολούθησε σύγκριση των φασμάτων αυτών με τα φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης. Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα του σεισμού της Καλαμάτας δίνονται στο Παράρτημα ΙΙΙ της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης.



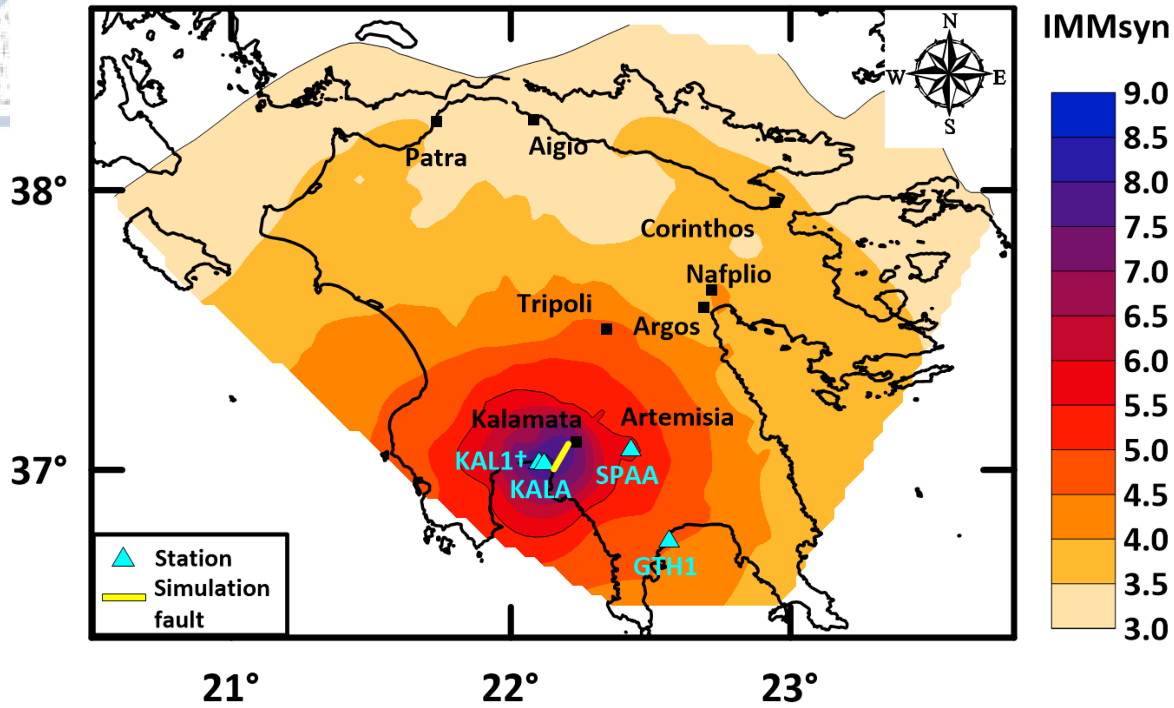
Σχήμα 3.32 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0). Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Στο Σχήμα (3.32) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ του σεναρίου προσομοίωσης που υιοθετήθηκε, όπου απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού από τους Papazachos and Papazachou (1997), το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή), το ρήγμα από τους Papazachos et al. (1988) (μπλε γραμμή), τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Lyon-Caen et al. (1988) (μαύρες γραμμές) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής (Kazantzidou-Firtinidou et al.,2016) (κίτρινες γραμμές).

Πίνακας 3.11 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0).

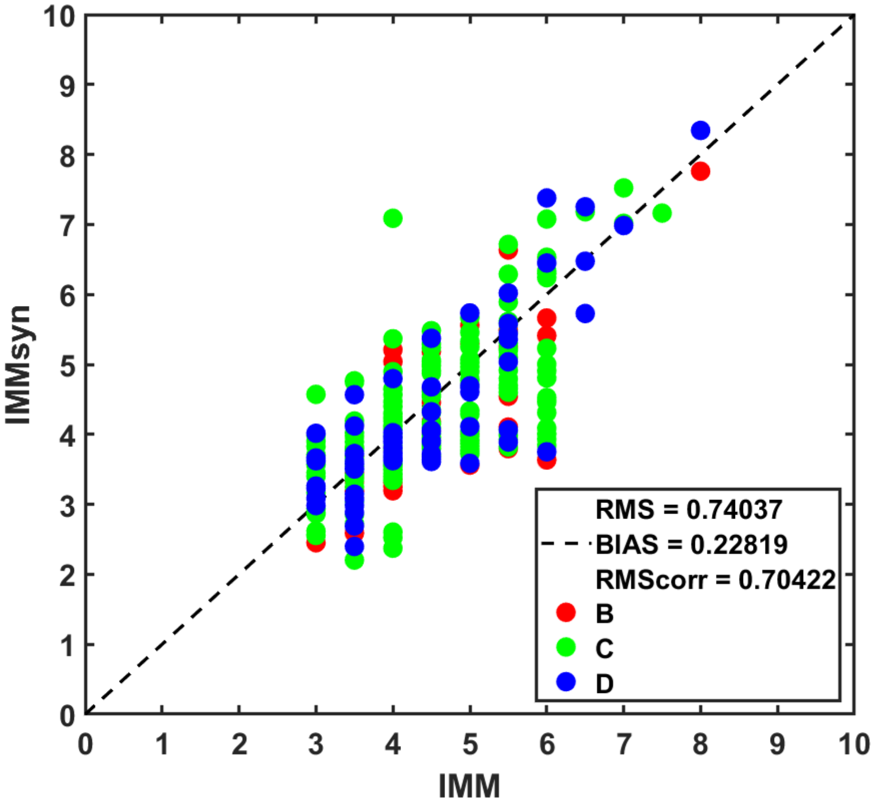
Παράταξη	Strike	200^{O}
Κλίση	Dip	45^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	13.8 km
Πλάτος ρήγματος	w	9.5 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	2.93 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	5x4
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	2.8 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	2.5 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.0
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

Στο Σχήμα (3.33) απεικονίζεται η χωρική κατανομή των τιμών των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα).



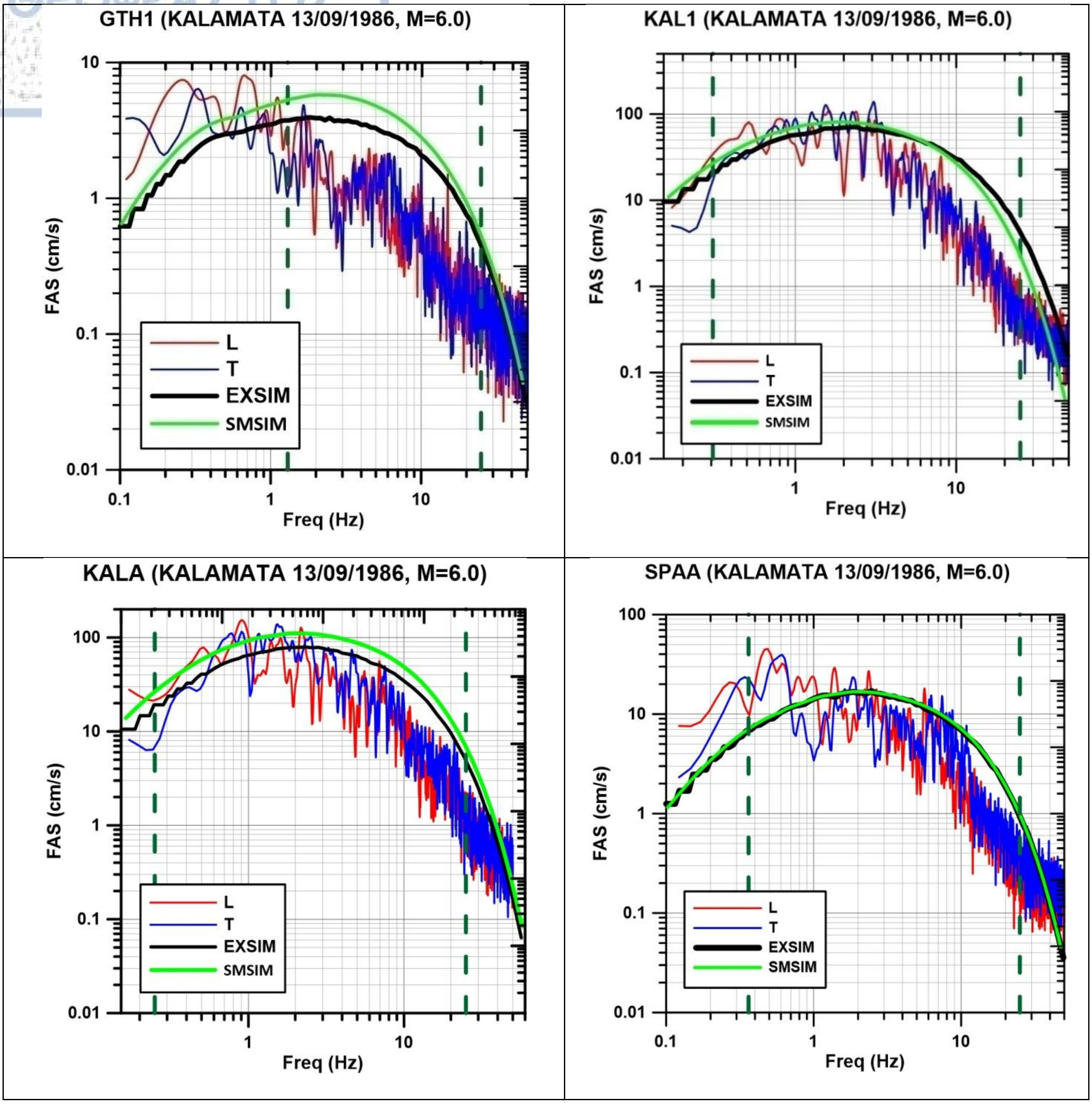
Σχήμα 3.33 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το σενάριο του σεισμού της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Επιπλέον, για να γίνει η σύγκριση των τιμών των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων έγινε κατασκευή του διαγράμματος συσχέτισης στο Σχήμα (3.34). Στο διάγραμμα αυτό δίνεται η συσχέτιση των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D), όπως επίσης και οι τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Με βάση τα όσα προκύπτουν, είναι εμφανές ότι υπάρχει πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό, με εξαίρεση μία μεμονωμένη παρατήρηση στο χωριό «Πηγάδια» (Γεωγρ. Πλάτος: 36.996, Γεωγρ. Μήκος: 22.259, Εδαφικές συνθήκες C) όπου η παρατηρούμενη μακροσειμική τιμή είναι ίση με 4. Μετά από περεταίρω διερρεύνηση για το συγκεκριμένο σημείο διαπιστώθηκε πως όντως η παρατηρούμενη μακροσεισμική ένταση καταγράφηκε ίση με 4 στη βαση μακροσεισμικών δεδομένων.



Σχήμα 3.34 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0).

Στο Σχήμα (3.35) δίνονται τα δύο φάσματα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή) από τους τέσσερις διαθέσιμους σταθμους καταγραφής. Στο ίδιο σχήμα δίνεται και το φάσμα που προκύπτει από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον κάθε σταθμό και για τον συγκεκριμένο σεισμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή), χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.11). Ακόμη, δίνεται το φάσμα Fourier που προκύπτει από τη χρήση του λογισμικού SMSIM (πράσινη συνεχόμενη γραμμή).



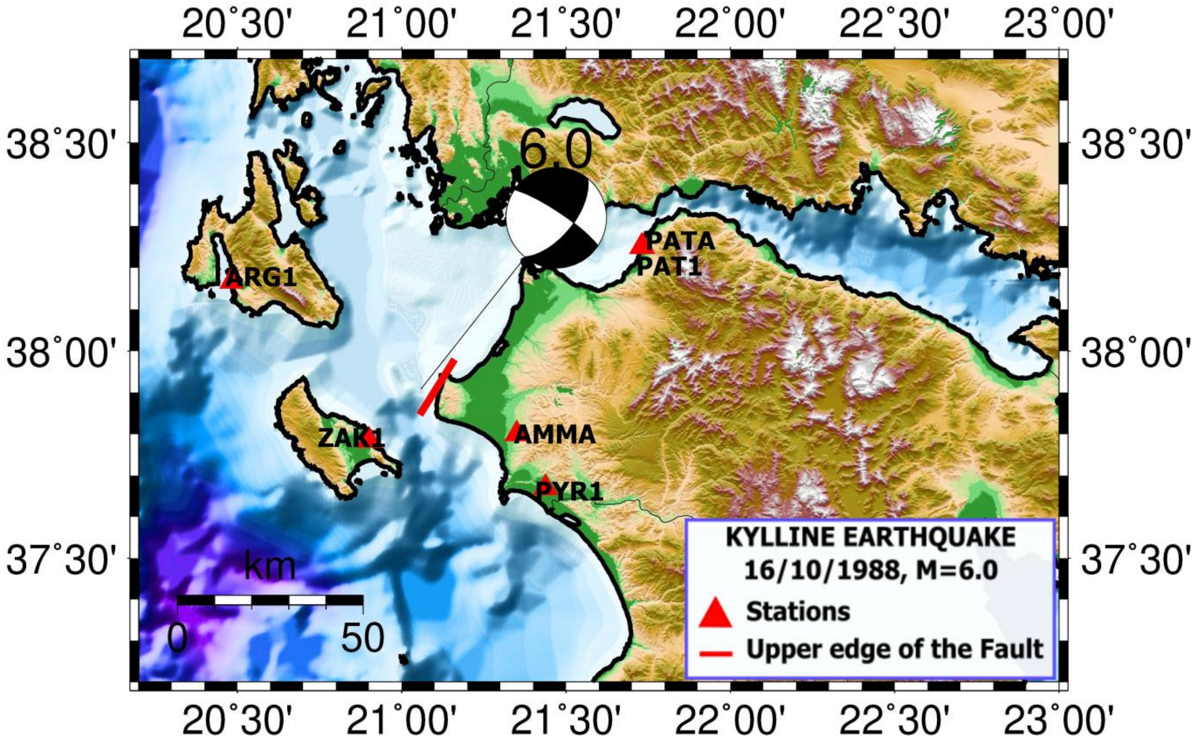
Σχήμα 3.35 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής GTH1, KAL1, KALA και SPAA για τον σεισμό της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) και το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του SMSIM (πράσινη συνεχής γραμμή) (βλ. Πίνακα 3.11). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

Συμπερασματικά, από τα σχήματα (3.34) και (3.35) προκύπτει το συμπέρασμα πως υπάρχει καλή συσχέτιση μεταξύ των παρατηρημένων και των συνθετικών δεδομένων, που σημαίνει ότι η διαδικασία και οι παράμετροι της προσομοίωσης προσεγγίζουν ικανοποιητικά τη συγκεκριμένη σεισμική διάρρηξη της Καλαμάτας. Όλα τα παραπάνω επιβεβαιώνονται από τις τιμές των τριών παραμέτρων RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Θα πρέπει να επισημανθεί ότι από τα φάσματα Fourier που προκύπτουν από την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης, με την χρήση του EXSIM και του SMSIM, οι εκτιμήσεις από το SMSIM οδηγούν σε ελαφριά υπερεκτίμηση των σεισμικών κινήσεων σε σύγκριση με το λογισμικό EXSIM.

3.3.5. Ο σεισμός της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0)

Σύμφωνα με τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού που δόθηκε από τους Papazachos and Papazachou (1997) (Harvard solution), ο σεισμός της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0) προκλήθηκε από ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Δεδομένου ότι πρόκειται για ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, οι παράμετροι που αφορούν το μήκος και πλάτος του ρήγματος υπολογίζονται από τις σχέσεις 3.10 και 3.11. Επίσης, άλλη μια διαφορά στις παραμέτρους της στοχαστικής προσομοίωσης στο συγκριμένο σεισμό αφορά στην τιμή της πτώσης τάσης. Εξαιτίας του ότι η Κυλλήνη βρίσκεται γεωτεκτονικά μεταξύ της ζώνης υποβύθισης και της ζώνης των ρηγμάτων μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Papazachos, 2019) (Σχήμα 1.13) αναμένεται ότι η τιμή της πτώσης τάσης είναι μεγαλύτερη, όπως έχουν δείξει και τα προκαταρτικά αποτελέσματα των Margaris and Boore (1998), αφού η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων μπορεί να λάβει υπόψη της παράγοντες που αφορούν στην τεκτονική της περιοχής μελέτης (Moghaddam et al., 2010). Μετά από μερικές δοκιμές, επιλέχθηκε η τιμή της πτώσης τάσης των 120bar, σε καλή συμφωνία με προκαταρτικά αποτελέσματα για τον Ελληνικό χώρο. Οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση της Κυλλήνης ήταν οι: AMMA (Αμαλιάδα), ARG1 (Αργοστόλι), PAT1 και PATA (Πάτρα), PYR1 (Πύργος) και ZAK1 (Ζάκυνθος), τα στοιχεία των οποίων δίνονται στο Παράρτημα I. Από τους σταθμούς αυτούς μελετήθηκαν τα φάσματα Fourier και ακολούθησε σύγκριση των φασμάτων αυτών με τα φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης, έτσι ώστε να φανεί κατά πόσο καλά προσεγγίζεται ο σεισμός με τη χρήση της προσομοίωσης. Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα δίνονται στο Παράρτημα III της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης.

Στον πίνακα 3.12 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό αυτό. Στο Σχήμα (3.36) δίνεται χάρτης όπου παρουσιάζεται το μοντέλο του ρήγματος διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ του σεναρίου προσομοίωσης (κόκκινη γραμμή), οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού από τους Papazachos and Papazachou (1997).



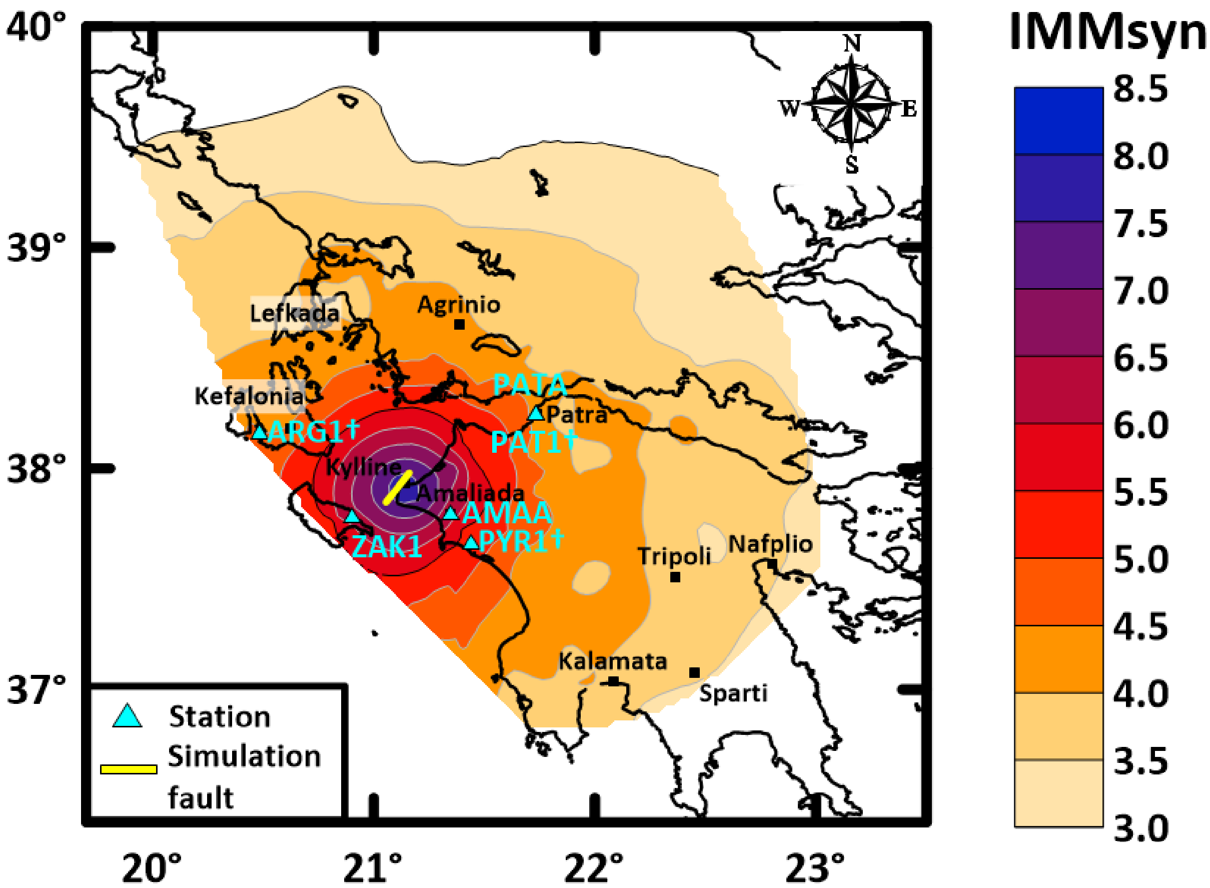
Σχήμα 3.36 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού της Κυλλήνης (16/10/1988, Μ=6.0). Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και το μοντέλο του ρήγματος διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ του σεναρίου προσομοίωσης.

Πίνακας 3.12 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό της Κυλλήνης (16/10/1988, Μ=6.0).

Παράταξη	Strike	32^{O}
Κλίση	Dip	87^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	17.37 km
Πλάτος ρήγματος	w	7.8 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	6.38 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	7x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	2.4 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	2.7 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.0
Πτώση Τάσης	Stress drop	120 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3

Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Οριζόντιας Μετατόπισης (S)

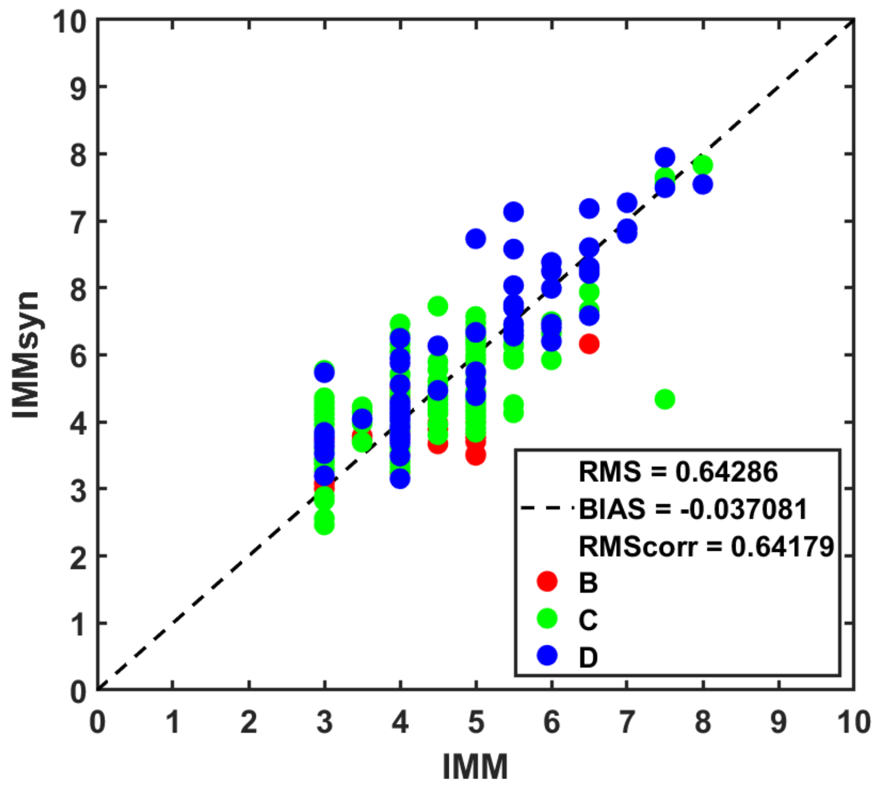
Στο Σχήμα (3.38) παρουσιάζονται οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM, το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα). Επιπλέον, για να γίνει η σύγκριση των τιμών των πραγματικών μακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων έγινε κατασκευή του διαγράμματος συσχέτισης στο Σχήμα (3.38). Στο Σχήμα αυτό δίνεται η συσχέτιση των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D) και οι τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Με βάση τα όσα προκύπτουν είναι εμφανές ότι υπάρχει πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό.



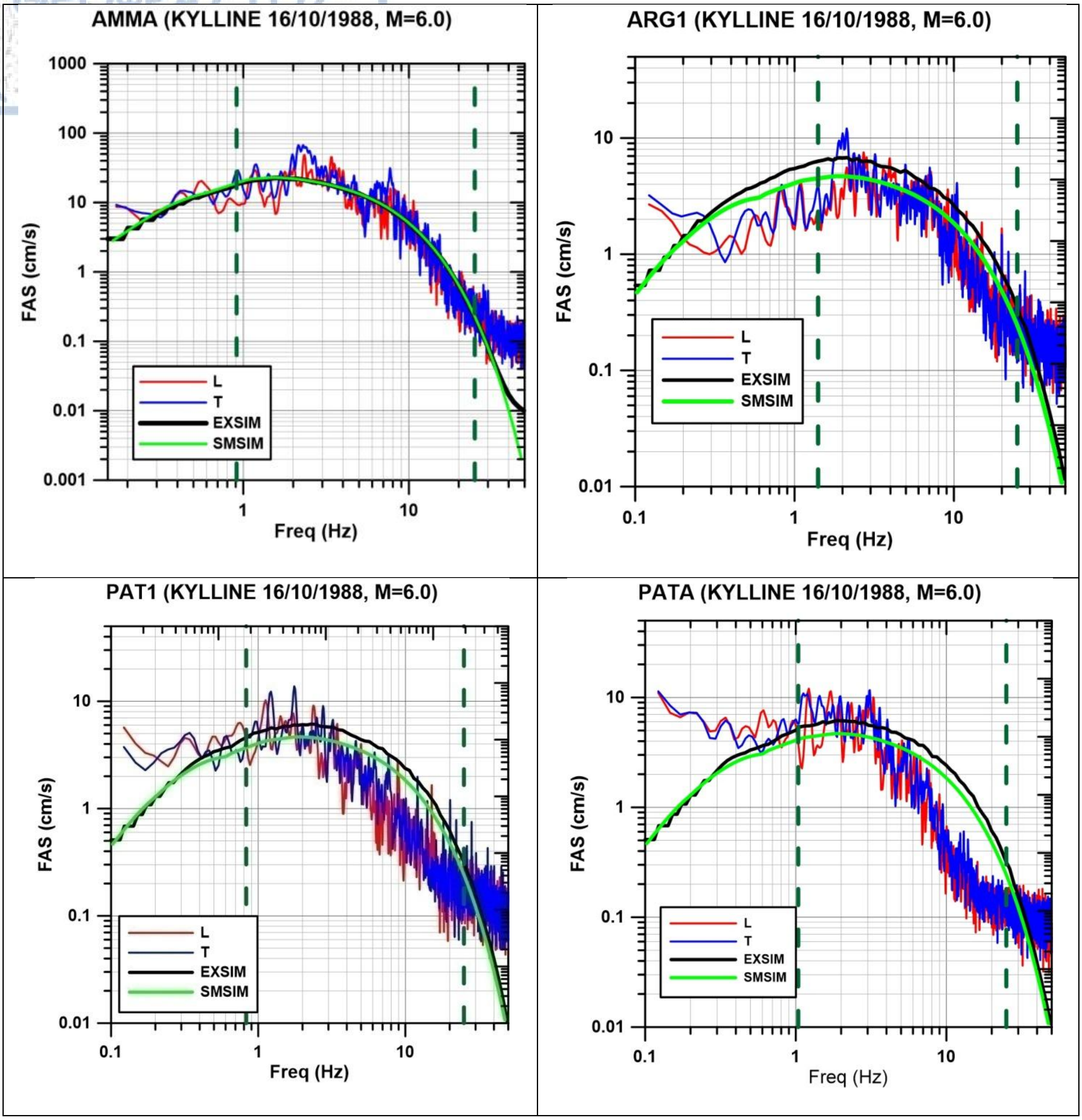
Σχήμα 3.37 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών Εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το σενάριο του σεισμού της Κυλλήνης (16/10/1988,

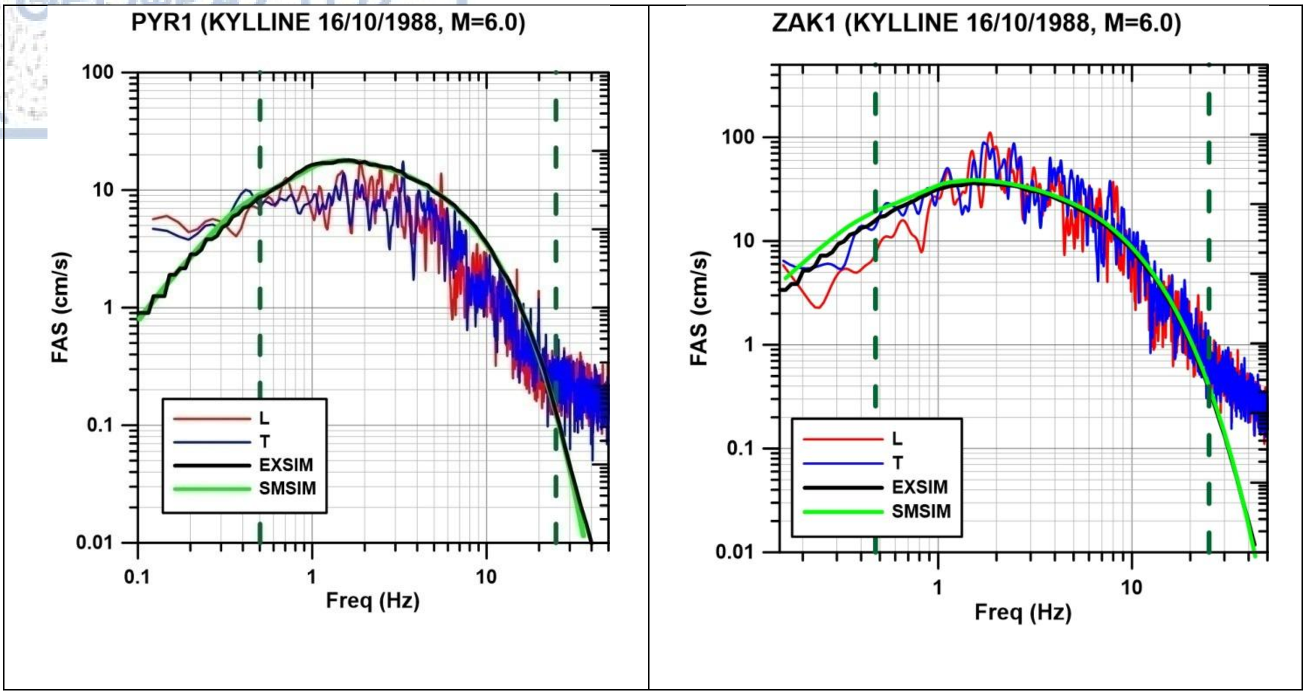
Μ=6.0). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Στο Σχήμα (3.39) δίνονται τα δύο φάσματα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή) που έδωσαν οι τέσσερις διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής. Στο ίδιο σχήμα δίνονται και τα φάσματα Fourier που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σταθμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό αντίστοιχα. Ακόμη, δίνονται και τα φάσματα Fourier που προκύπτουν από τη χρήση του λογισμικού SMSIM (πράσινη συνεχής γραμμή).



Σχήμα 3.38 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM, σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Κυλλήνης (16/10/1988, Μ=6.0).


AMMA (KYLLINE 16/10/1988, M=6.0)
ARG1 (KYLLINE 16/10/1988, M=6.0)
PAT1 (KYLLINE 16/10/1988, M=6.0)
PATA (KYLLINE 16/10/1988, M=6.0)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM
SMSIM



Σχήμα 3.39 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής για τον σεισμό της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) και το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του SMSIM (πράσινη συνεχής γραμμή) (βλ. Πίνακα 3.12). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

Συμπερασματικά, σύμφωνα με το Σχήμα (3.38) στο οποίο συσχετίζονται οι παρατηρούμενες με τις συνθετικές μακροσεισμικές εντάσεις, προκύπτει το συμπέρασμα πως υπάρχει καλή συσχέτιση μεταξύ τους (με εξαίρεση μία μεμονωμένη παρατήρηση στο χωριό «Νεοχώρι» - Γεωγρ. Πλάτος: 37.435, Γεωγρ. Μήκος: 21.658, Εδαφικές συνθήκες C, όπου η παρατηρούμενη μακροσειμική τιμή είναι ίση με 7.5. Μετά από περεταίρω διερεύνηση για το συγκεκριμένο σημείο διαπιστώθηκε πως όντως η παρατηρούμενη μακροσεισμική ένταση καταγράφηκε ίση με 7.5 στη βαση μακροσεισμικών δεδομένων), γεγονός που υποδηλώνει ότι η προσομοίωση προσεγγίζει ικανοποιητικά την σεισμική διάρρηξη της Κυλλήνης, κάτι που επιβεβαιώνεται από τις τιμές των τριών παραμέτρων RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}). Επίσης, τα φάσματα Fourier που προκύπτουν από την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης, με την χρήση του EXSIM και του SMSIM, φαίνονται να ταυτίζονται ικανοποιητικά με τα πραγματικά φάσματα καταγραφής των δύο οριζοντίων συνιστωσών.

3.3.6. Ο σεισμός της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6)

Για τον σεισμό της Κοζάνης εξετάστηκαν δύο πιθανά σενάρια, λαμβάνοντας υπόψη τις εργασίες που μελέτησαν τη συγκεκριμένη σεισμική διάρρηξη, αλλά και τον μηχανισμό γένεσης του συγκεκριμένου σεισμού. Όπως προαναφέρθηκε, ο σεισμός της Κοζάνης προκλήθηκε από κανονικό ρήγμα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, με κλίση 41^{O} και παράταξη 240^{O}. Η διαφορά ανάμεσα στα δύο σενάρια προσομοίωσης έγκειται στο βάθος του άνω άκρου του ρήγματος που χρησιμοποιήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση. Για το πρώτο σενάριο η τιμή του βάθος ήταν ίση με 1km λαμβάνοντας υπόψη ότι ο σεισμός ήταν επιφανειακός (Hatzdeld et al., 1997; Ding et al., 2019). Αντίθετα, για το δεύτερο σενάριο η τιμή του βάθος ήταν ίση με 5km λαμβάνοντας υπόψη την λύση του μηχανισμού γένεσης (Geological Survey of Japan; Papazachos and Papazachou, 1997). Οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση της Κοζάνης ήταν οι ακόλουθοι: EDE1 (Έδεσσα), FLO1 (Φλώρινα), KAR1 (Καρδίτσα), KAS1 (Καστοριά), KAT1 (Κατερίνη), KOZ1 (Κοζάνη) και VER1 (Βέροια), τα στοιχεία των οποίων δίνονται στο Παράρτημα Ι. Από τους σταθμούς αυτούς μελετήθηκαν τα φάσματα Fourier και ακολούθησε σύγκριση των φασμάτων αυτών με τα φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης, έτσι ώστε να φανεί κατά πόσο καλά προσεγγίζεται ο σεισμός με τη χρήση της προσομοίωσης. Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα δίνονται στο Παράρτημα ΙΙΙ της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης.

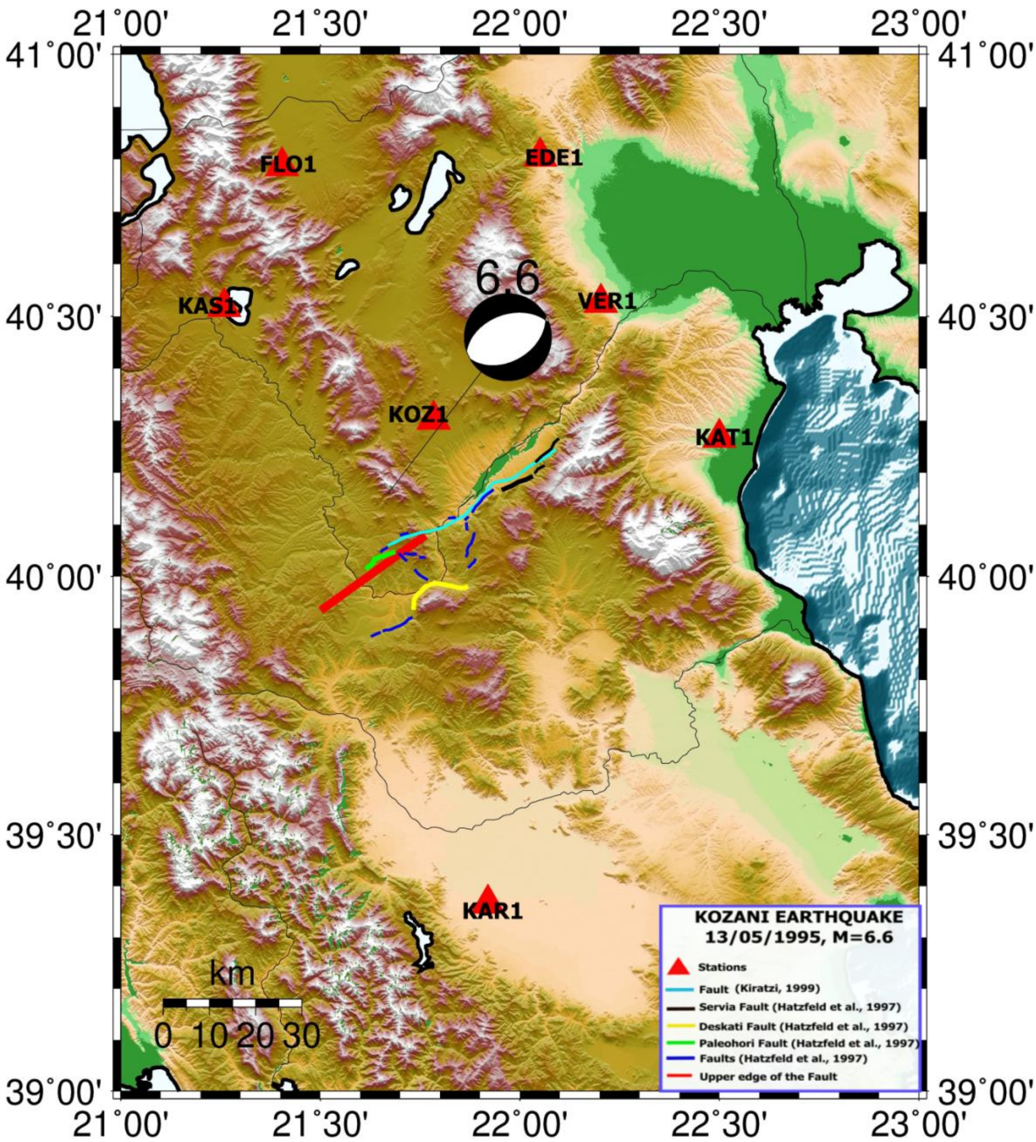
3.3.6.1. Πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού της Κοζάνης

Όσον αφορά στο πρώτο σενάριο προσομοίωσης, στον πίνακα 3.13 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό της Κοζάνης. Στο Σχήμα (3.40) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του ρήγματος του πρώτου σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού (Geological Survey of Japan; Papazachos and Papazachou, 1997), το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή), και τα ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν σε διάφορες εργασίες (Hatzfeld et al., 1997; Kiratzi, 1999).

Πίνακας 3.13 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 1^{o} σενάριο του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6).

Παράταξη	Strike	240^{O}
Κλίση	Dip	41^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	27.50 km
Πλάτος ρήγματος	w	14.06 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	1.0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	4.66km

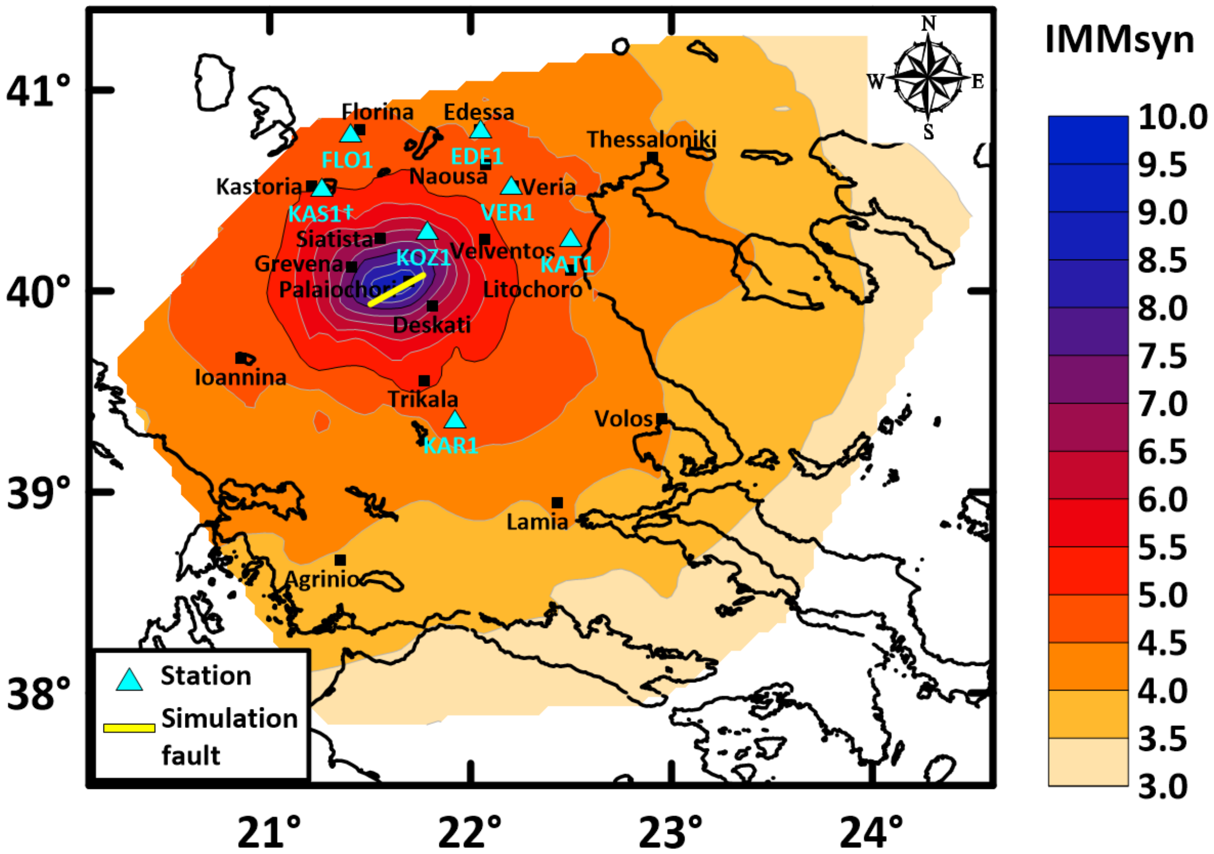
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4.66 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.6
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (Ν)



Σχήμα 3.40 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού της Κοζάνης

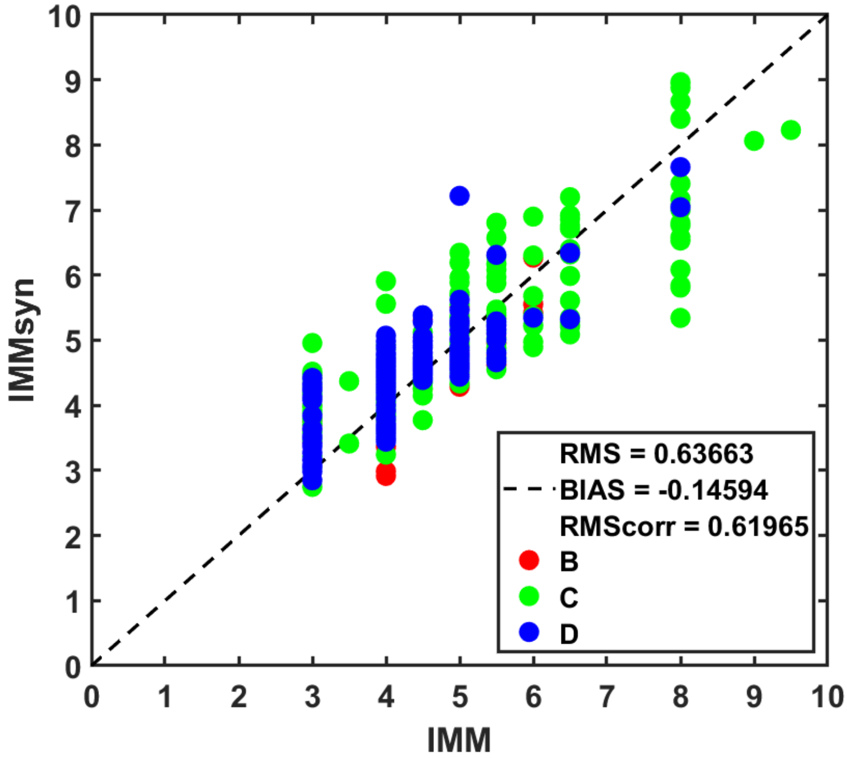
(13/05/1995, M=6.6) για τα δύο σενάρια. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες (Hatzfeld et al., 1997; Kiratzi, 1999).

Στο Σχήμα (3.41) απεικονίζεται η χωρική κατανομή των τιμών των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM. Στο σχήμα αυτό παρουσιάζεται και το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα). Ακόμη, ακολούθησε σύγκριση των παρατηρημένων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D), (Σχήμα 3.42). Σύμφωνα και με τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}), προκύπτει το συμπέρασμα πως οι τιμές των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων και οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων συσχετίζονται καλά μεταξύ τους.



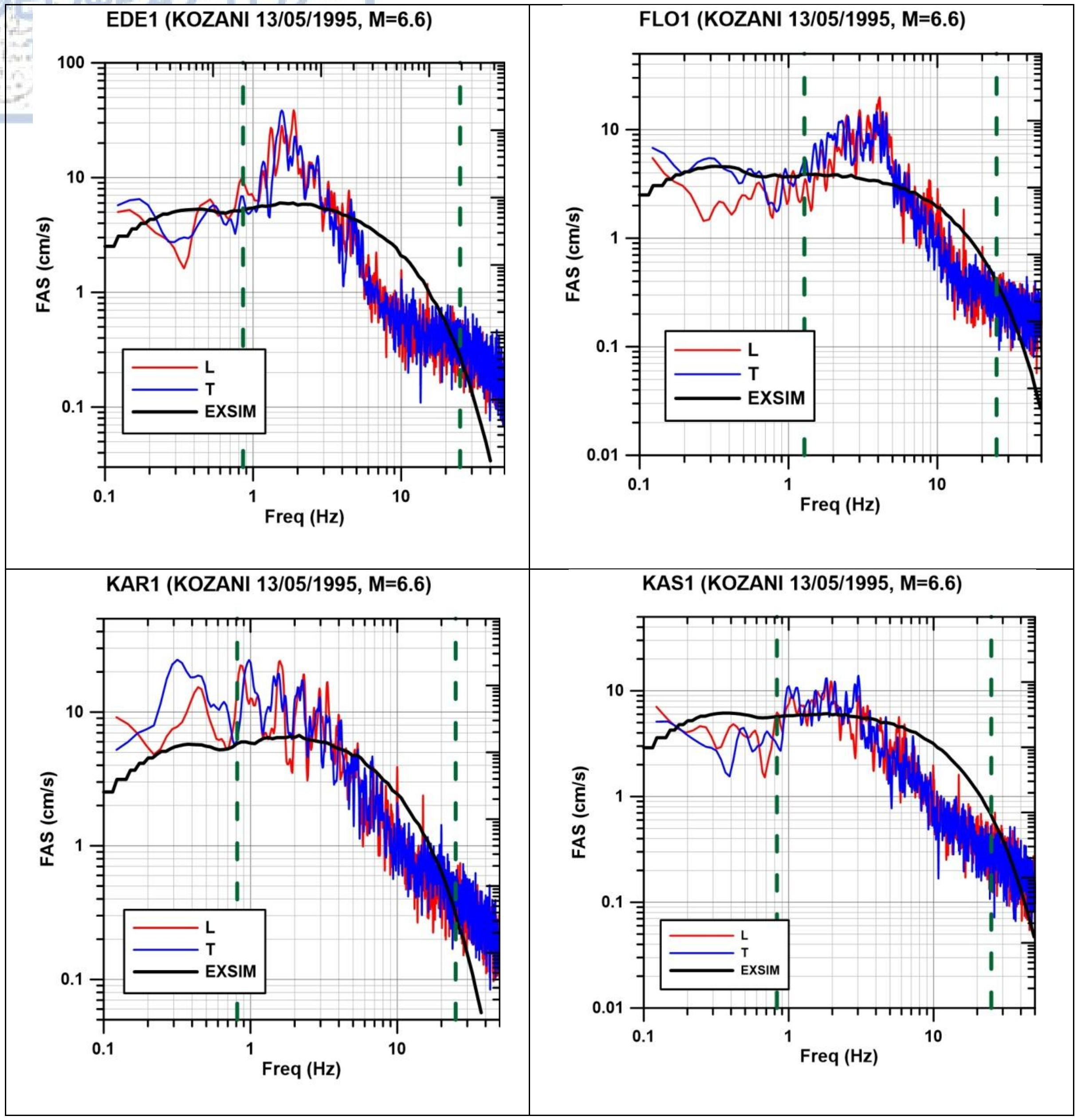
Σχήμα 3.41 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικών Εντάσεων όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το 1^{o} σενάριο του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής

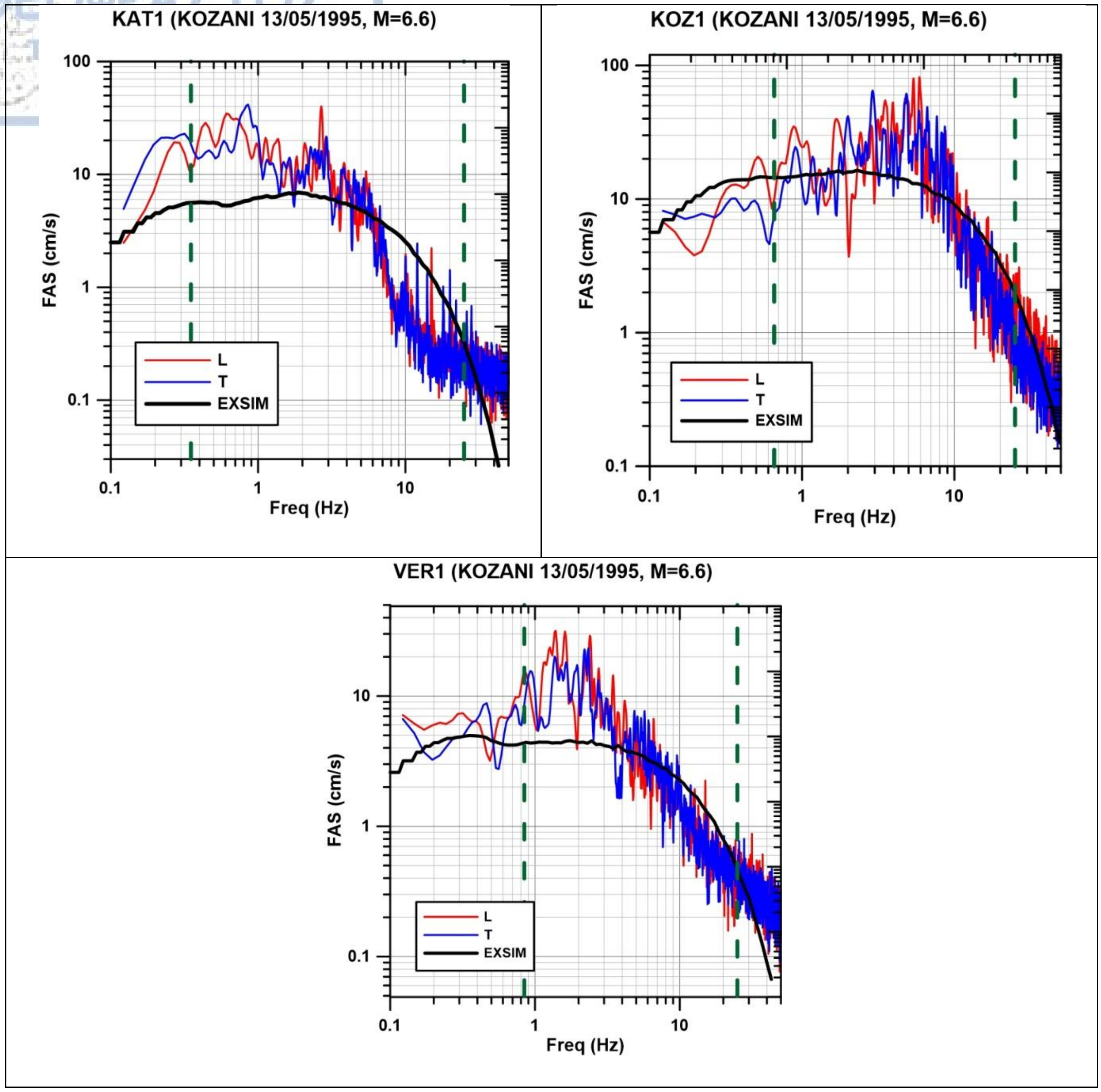
της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.



Σχήμα 3.42 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM, σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6).

Στο Σχήμα (3.43) δίνονται τα φάσματα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (με κόκκινη γραμμή) και T- (με μπλε γραμμή) για τους διαθέσιμους σταθμούς καταγραφής. Επιπλέον, δίνονται και τα φάσματα Fourier που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό ξεχωριστά, λαμβάνοντας υπόψη τις παραμέτρους του πρώτου σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.13) του σεισμού της Κοζάνης.


EDE1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FLO1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
KAR1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
KAS1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM



Σχήμα 3.43 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής για τον σεισμό της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.13). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

3.3.6.2. Δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού της Κοζάνης

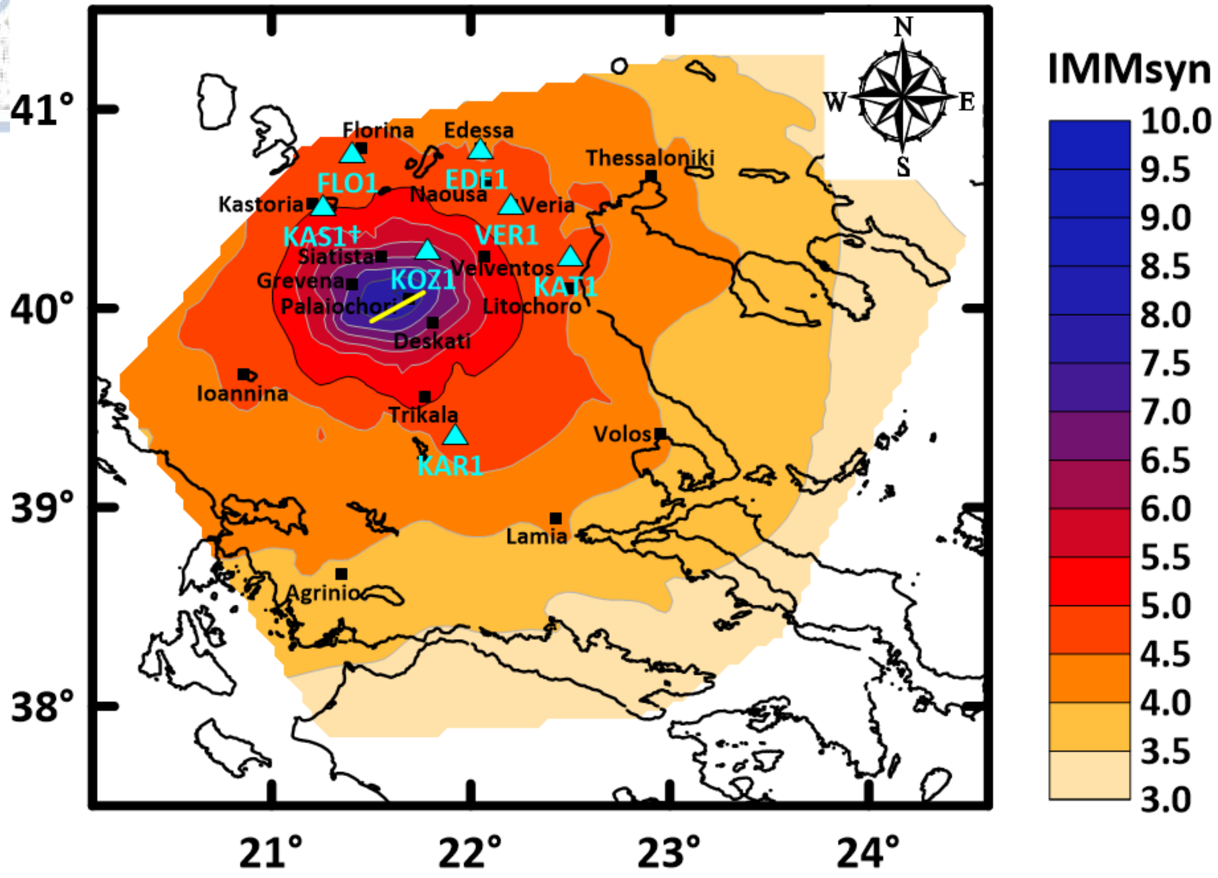
Όσον αφορά στο δεύτερο σενάριο που υιοθετήθηκε για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό της Κοζάνης, η κύρια διαφορά του από το πρώτο σενάριο αφορά στο βάθος του πάνω άκρου του ρήγματος που προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη.

Όπως προαναφέρθηκε, λήφθηκε υπόψη η λύση του μηχανισμού γένεσης των Papazachos and Papazachou (1997), καθώς και η κατανομή επικέντρων από διάφορες εργασίες (Papazachos et al., 1997b; Hatzfeld et al., 1997)

Πίνακας 3.14 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 2° σενάριο του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6).

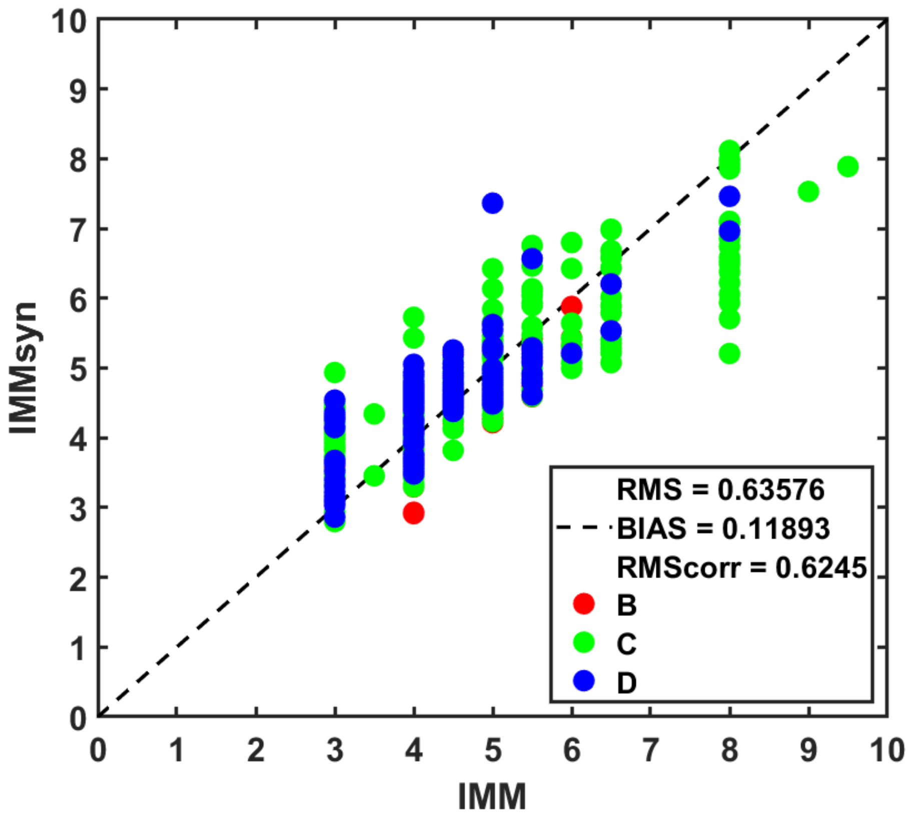
Παράταξη	Strike	240^{O}
Κλίση	Dip	41^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	27.50 km
Πλάτος ρήγματος	w	14.06 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	5.0 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	4.66km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4.66 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.6
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

Στο Σχήμα (3.44) απεικονίζονται οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα).



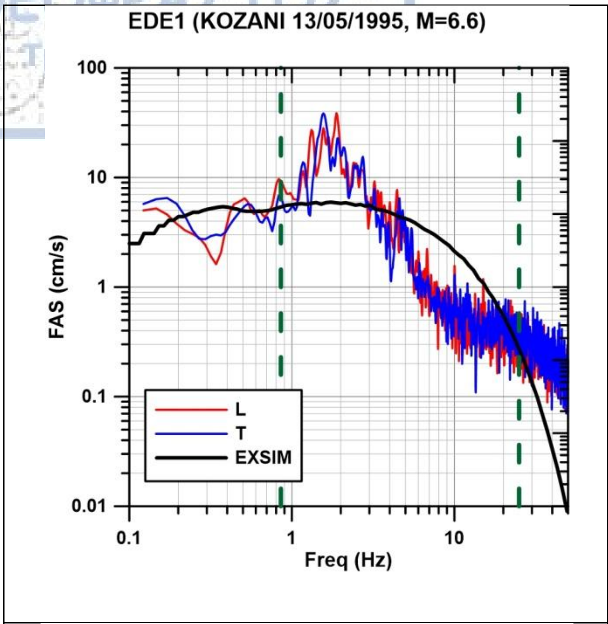
Σχήμα 3.44 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικώνεντάσεων, όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το 2ο σενάριο του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

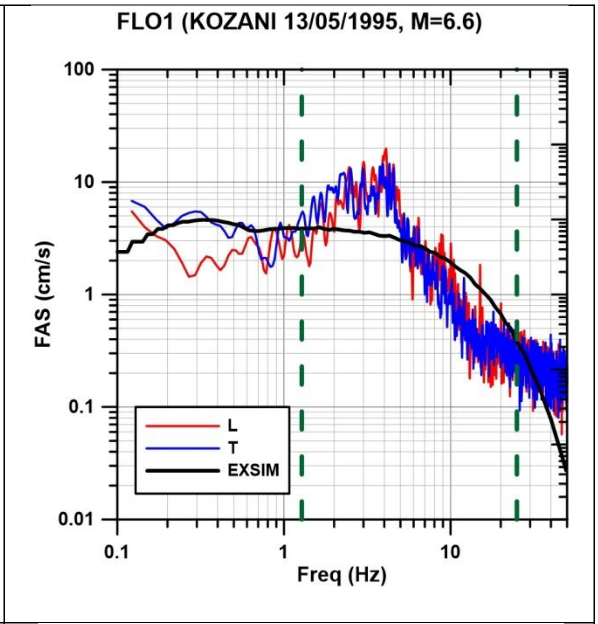
Ακολούθησε σύγκριση των παρατηρημένων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D), (Σχήμα 3.45). Σύμφωνα και με τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}), προκύπτει το συμπέρασμα πως οι τιμές των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων και οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων συσχετίζονται καλά μεταξύ τους.

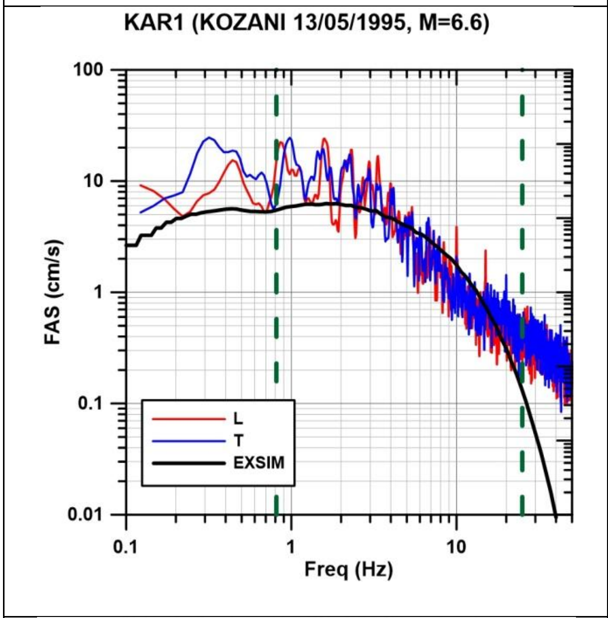


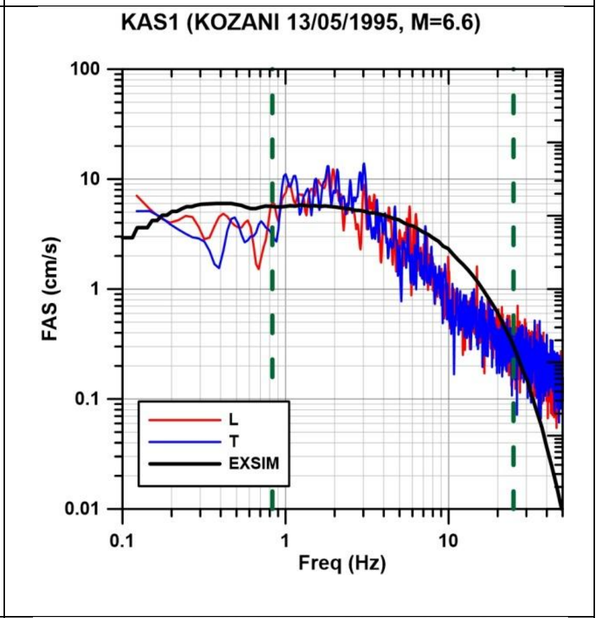
Σχήμα 3.45 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη σχέση απόσβεσης και τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6).

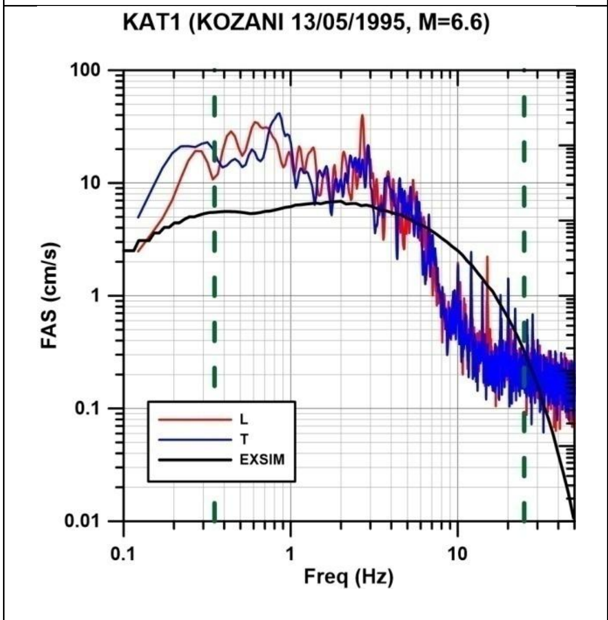
Στο Σχήμα (3.46) δίνονται τα φάσματα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή) για τους διαθέσιμους σταθμούς καταγραφής. Επιπλέον, δίνονται και το φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σεισμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό ξεχωριστά, λαμβάνοντας υπόψη τις παραμέτρους του δευτέρου σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.14) του σεισμού της Κοζάνης.

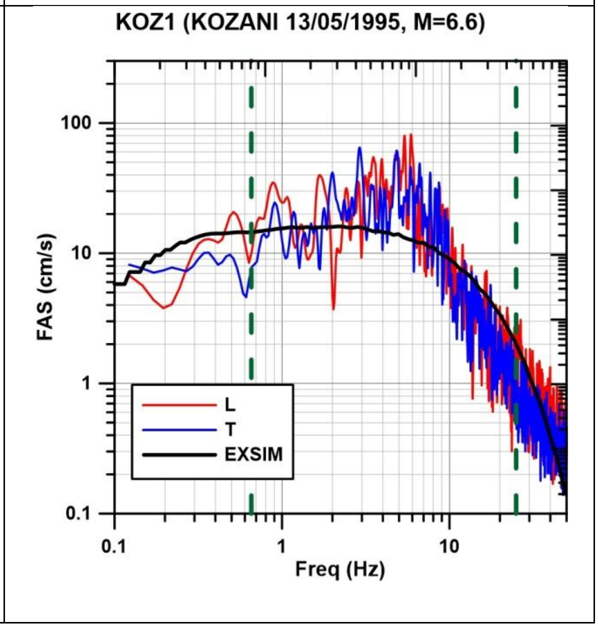

EDE1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM

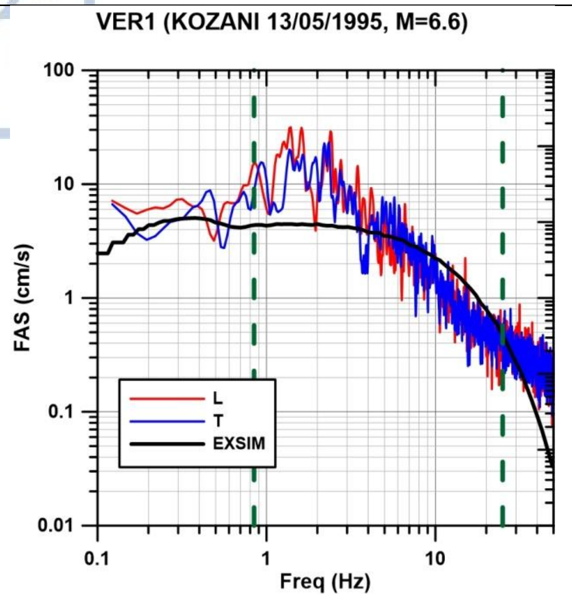

FLO1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM


KAR1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM


KAS1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM


KAT1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM


KOZ1 (KOZANI 13/05/1995, M=6.6)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM



Σχήμα 3.46 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής για τον σεισμό της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.14). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

Συμπερασματικά, λαμβάνοντας υπόψη και τα δύο σενάρια που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης, προέκυψε το συμπέρασμα πως και τα δύο σενάρια παρουσιάζουν ικανοποιητικά αποτελέσματα σε σχέση με τα πραγματικά δεδομένα (μακροσεισμικά και ισχυρής σεισμικής κίνησης). Ωστόσο, θα μπορούσε να ειπωθεί πως ανάμεσα σε αυτά τα δύο το πρώτο σενάριο προσομοίωσης προσεγγίζει ελαφρά καλύτερα τα δεδομένα του σεισμού, αν λάβουμε υπόψη τις δύο τιμές $RMS_{corrected}$ των δύο σεναρίων, αλλά κυρίως τη συσχέτιση των μεγάλων εντάσεων σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις.

3.3.7. Ο σεισμός του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4)

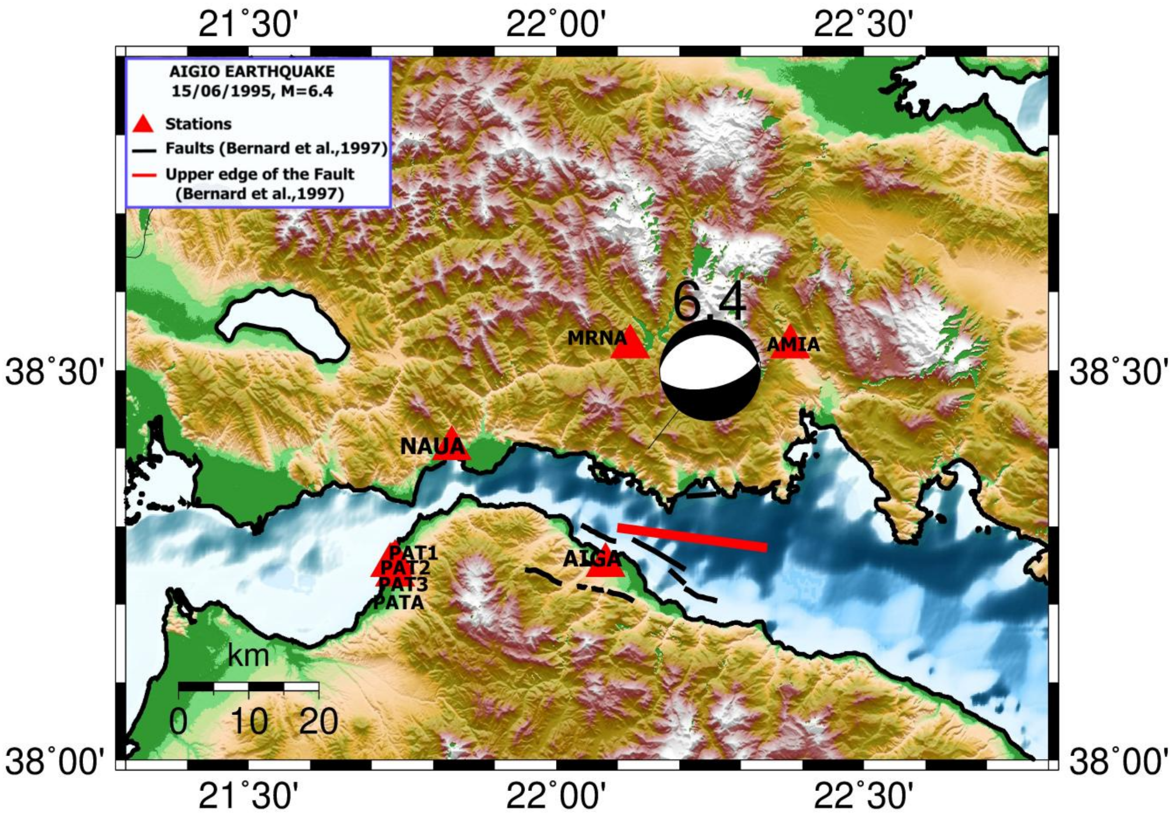
Για τον σεισμό του Αιγίου εφαρμόστηκαν δύο πιθανά σενάρια, λαμβάνοντας υπόψη εργασίες που μελέτησαν τη συγκεκριμένη σεισμική διάρρηξη, αλλά και τον μηχανισμό γένεσης από το Harvard (Papazachos and Papazachou,1997). Όπως προαναφέρθηκε, ο σεισμός του Αιγίου προκλήθηκε από κανονικό ρήγμα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, με κλίση 33^{O} και παράταξη 276^{O}. Η διαφορά ανάμεσα στα δύο σενάρια προσδιορίζεται στις παραμέτρους του ρήγματος, δηλαδή στο μήκος και στο πλάτος του ρήγματος. Πιο συγκεκριμένα, για το πρώτο σενάριο οι τιμές του μήκους και του πλάτους του ρήγματος υπολογίστηκαν από τις σχέσεις 3.6 και 3.7. Αντίθετα, για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης υιοθετήθηκαν οι παράμετροι του ρήγματος, όπως αυτό προσδιορίστηκε από τους Bernard et al. (1997) για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης. Οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση του Αιγίου ήταν οι ακόλουθοι: AIGA (Αίγιο), AMIA (Άμφισσα), MRNA (Μόρνος), NAUA (Ναύπακτος), PAT1, PAT2, PAT3 και PATA (Πάτρα), τα στοιχεία των οποίων δίνονται στο Παράρτημα Ι. Από τους σταθμούς αυτούς μελετήθηκαν τα φάσματα Fourier και ακολούθησε σύγκριση των φασμάτων αυτών με τα φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης, έτσι ώστε να φανεί κατά πόσο καλά προσεγγίζεται ο σεισμός με τη χρήση της προσομοίωσης. Τα πραγματικά μακροσεισμικά δεδομένα δίνονται στο Παράρτημα ΙΙΙ της διατριβής, με τη μορφή χαρτών χωρικής κατανομής της έντασης.

3.3.7.1. Πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού του Αιγίου

Στον πίνακα 3.15 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό του Αιγίου στις 15/06/1995, M=6.4. Στο Σχήμα (3.47) δίνεται χάρτης απεικόνισης του μοντέλου του πρώτου σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Bernard et al. (1997) (μαύρες γραμμές).

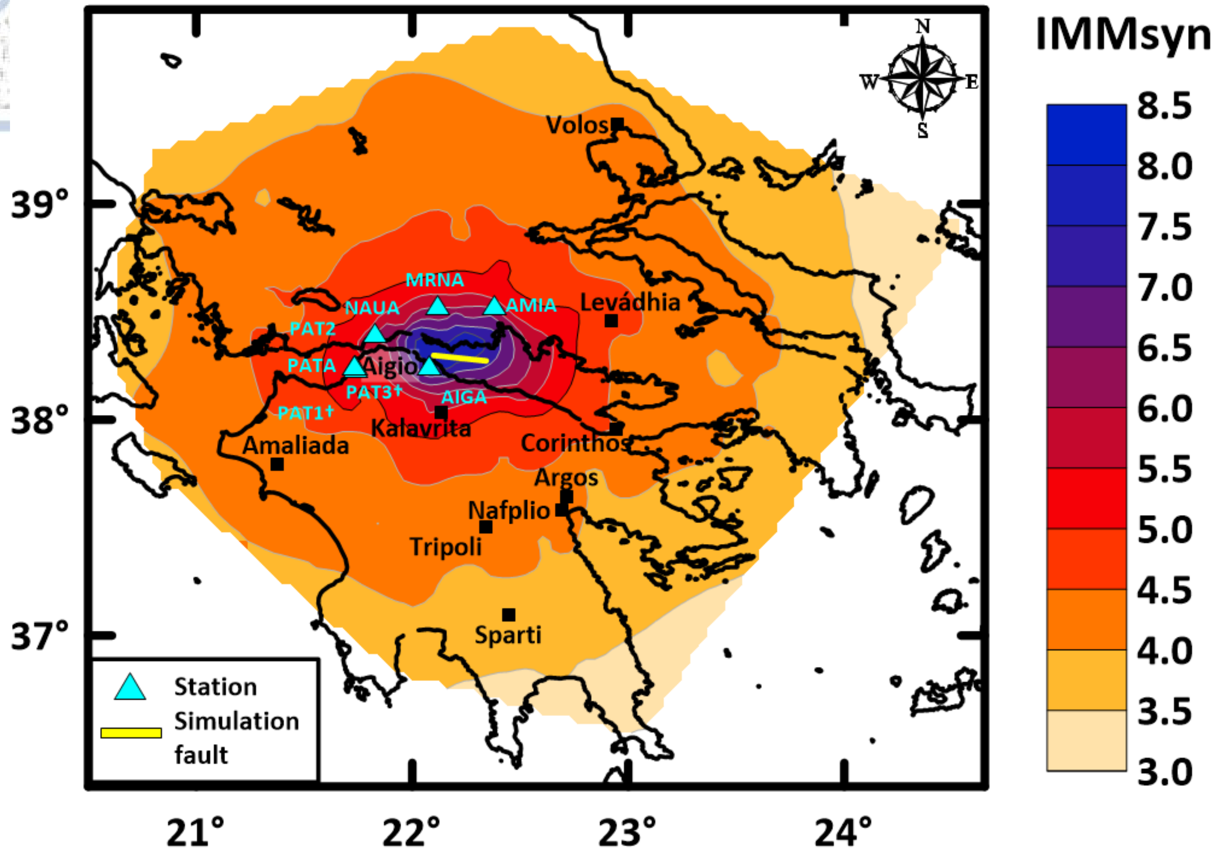
Πίνακας 3.15 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 1^{o} σενάριο του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4).

Παράταξη	Strike	276^{O}
Κλίση	Dip	33^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	21.87 km
Πλάτος ρήγματος	w	12.35 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	3.3 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	3.66 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.4
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r
Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)



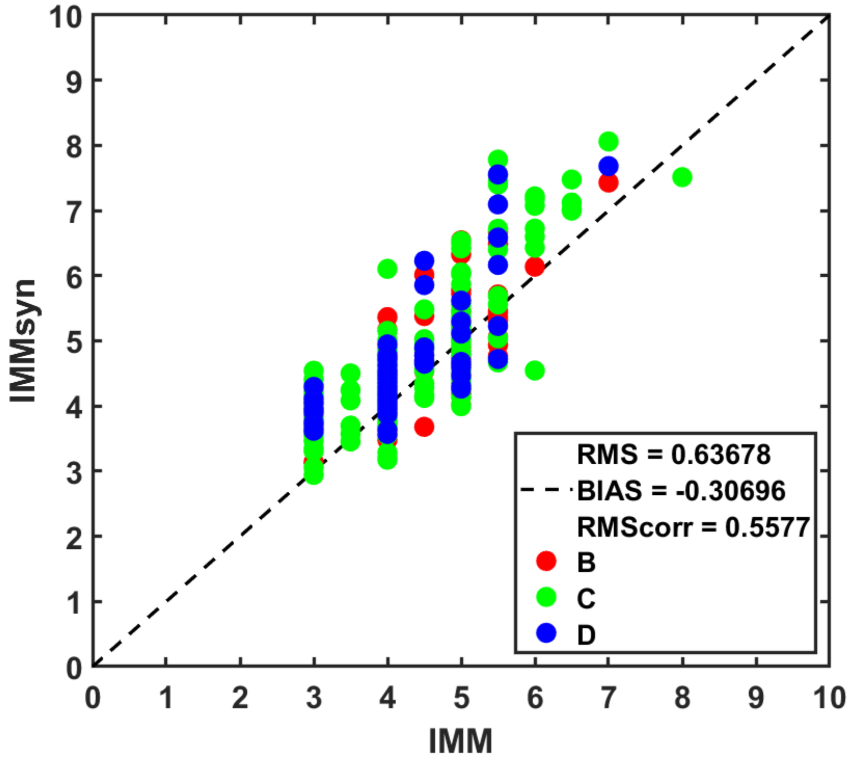
Σχήμα 3.47 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4) για το 1° σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Στο Σχήμα (3.48) απεικονίζονται οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM, το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα).

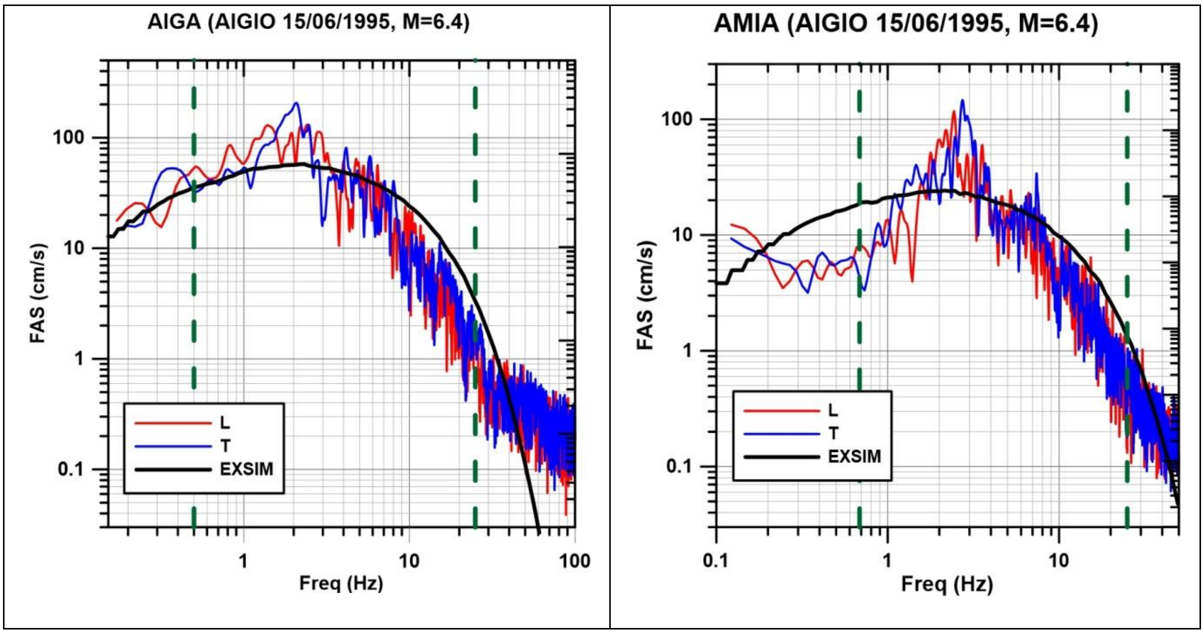


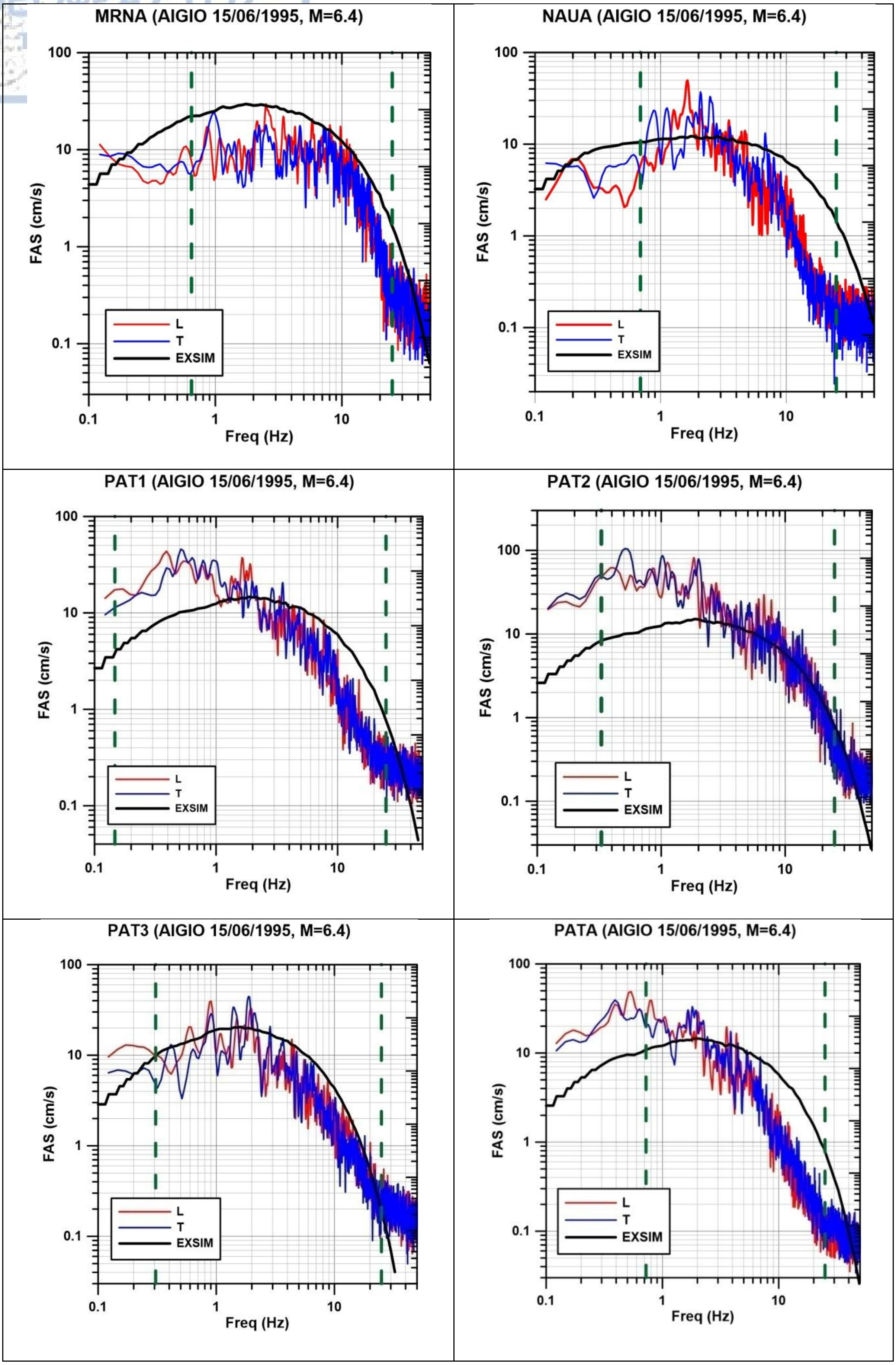
Σχήμα 3.48 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικώνεντάσεων,όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το 1° σενάριο του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.

Ακολούθησε σύγκριση των παρατηρημένων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D) (Σχήμα 3.49). Σύμφωνα και με τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}), προκύπτει το συμπέρασμα πως οι τιμές των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων και οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων συσχετίζονται πολύ καλά μεταξύ τους. Στο Σχήμα (3.50) δίνονται τα φάσματα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή) που δόθηκαν από τους διαθέσιμους σταθμούς καταγραφής. Επιπλέον, δίνονται και το φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σεισμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό ξεχωριστά, λαμβάνοντας υπόψη τις παραμέτρους του πρώτου σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.15) του σεισμού του Αιγίου.



Σχήμα 3.49 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM, σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το σεισμό του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4).




MRNA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
NAUA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
PAT1 (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
PAT2 (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
PAT3 (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
PATA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM

Σχήμα 3.50 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής για τον σεισμό του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.15). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

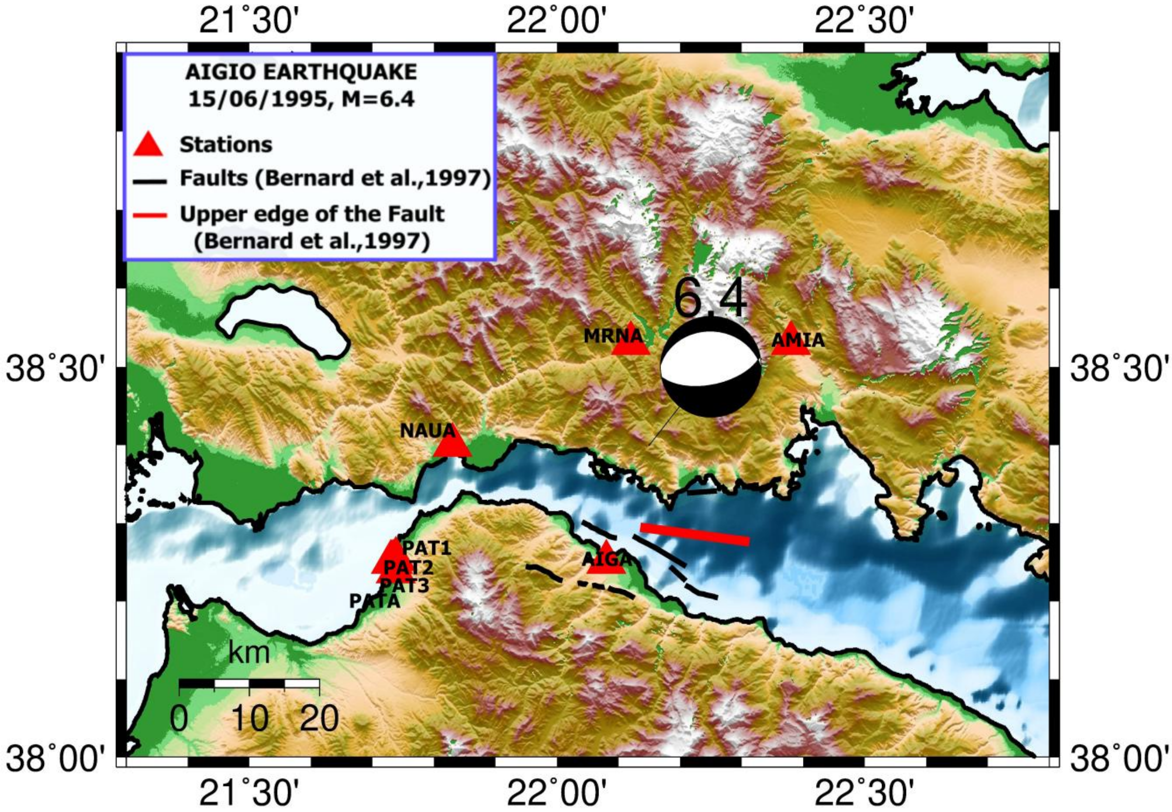
3.3.7.2. Δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού του Αιγίου

Σε ότι αφορά στο δεύτερο σενάριο που υιοθετήθηκε για την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον σεισμό του Αιγίου, η κύρια διαφορά του έγκειται στις τιμές των παραμέτρων του ρήγματος (μήκος και πλάτος) που προκάλεσε τη σεισμική διάρρηξη. Ειδικότερα, όπως προαναφέρθηκε υιοθετήθηκαν οι παράμετροι του ρήγματός που υπολόγισαν οι Bernard et al. (1997). Στον πίνακα 3.16 δίνονται οι παράμετροι του μοντέλου που εφαρμόστηκε για την μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης για το σεισμό του Αιγίου στις 15/06/1995 (M=6.4). Στο Σχήμα (3.51) δίνεται χάρτης του μοντέλου του δευτέρου αυτού σεναρίου προσομοίωσης, όπου απεικονίζονται οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής (κόκκινα τρίγωνα στο χάρτη), ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην προσομοίωση (κόκκινη γραμμή) και τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που προτάθηκαν από τους Bernard et al. (1997) (μαύρες γραμμές).

Πίνακας 3.16 Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης για το 2^{o} σενάριο του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4).

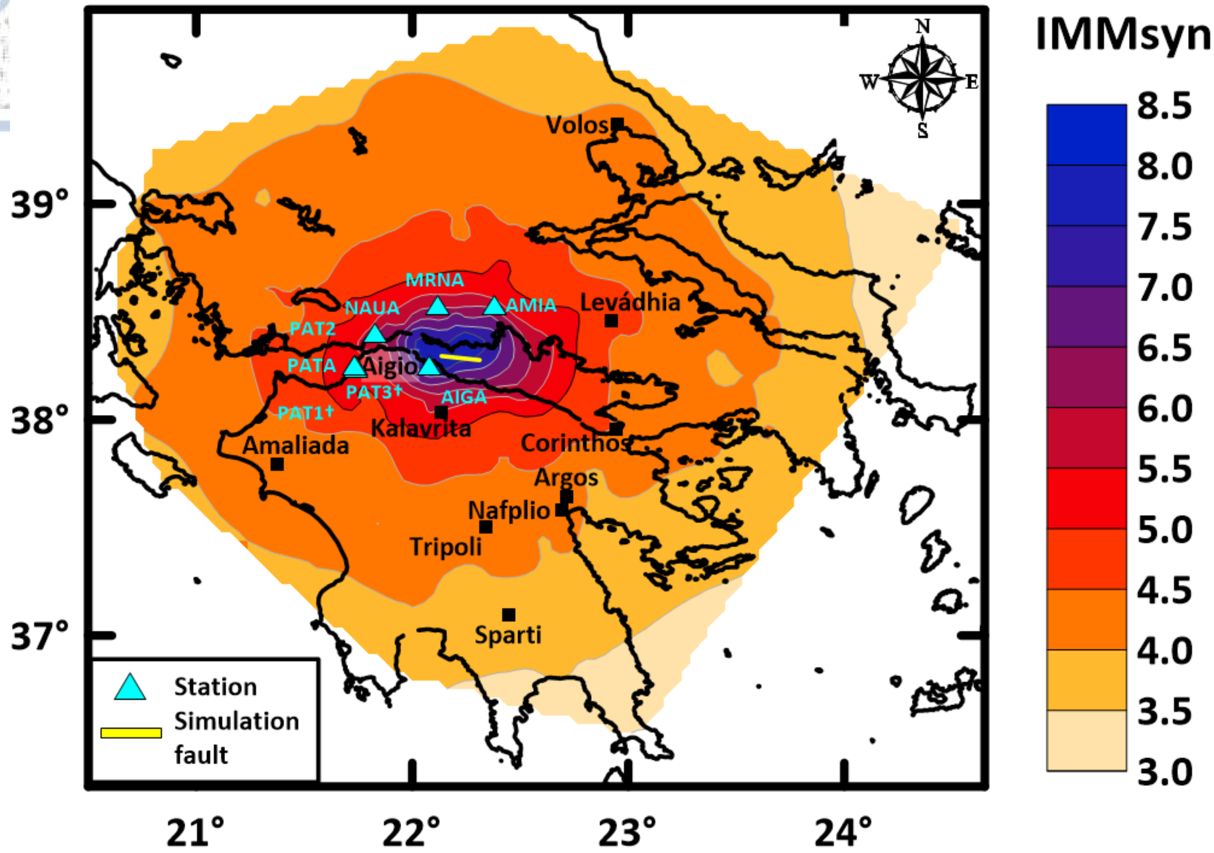
Παράταξη	Strike	276^{O}
Κλίση	Dip	33^{O}
Μήκος Ρήγματος	L	15 km
Πλάτος ρήγματος	w	9 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	Ztop	3.3 km
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	6x3
Αριθμός τμημάτων μήκους πεπερασμένου ρήγματος	dL	3.66 km
Αριθμός τμημάτων πλάτους πεπερασμένου ρήγματος	dw	4 km
Μέγεθος Ροπής	M	6.4
Πτώση Τάσης	Stress drop	70 bars
Ταχύτητα διάρρηξης/ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	Vrup/beta	0.8
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	ρ	2.7 gr/cm^3
Παράμετρος κ	Kappa	Όπως στον πίνακα (3.4)
Γεωμετρική Διασπορά	igeom	1/r

Είδος Ρήγματος	Fault type	Κανονικό (N)

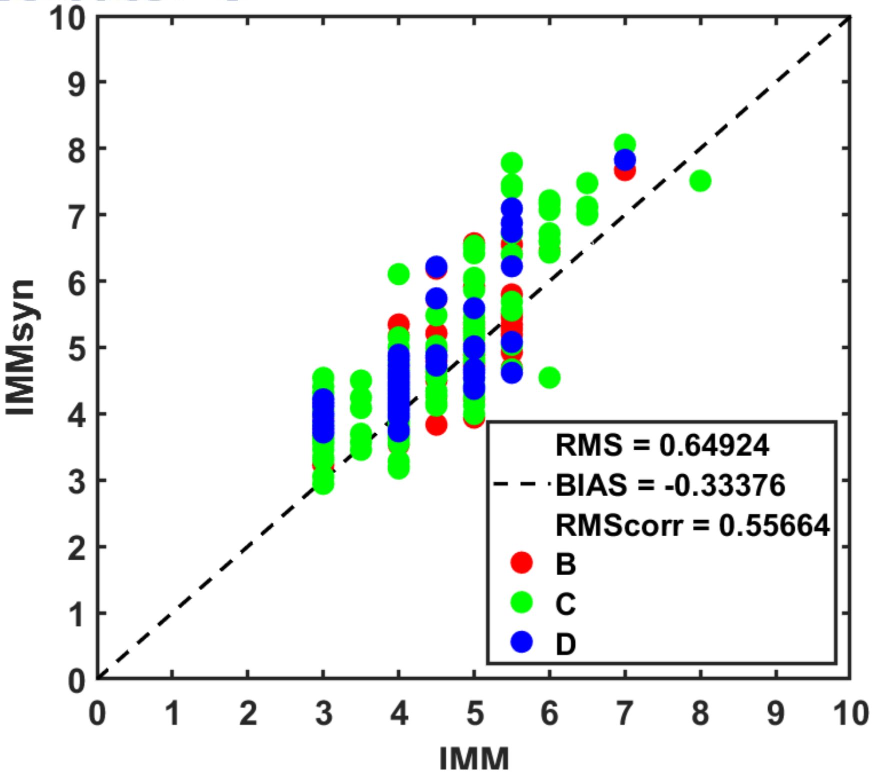


Σχήμα 3.51 Χάρτης του μοντέλου του ρήγματος (πάνω όριο ρήγματος) που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4) για το 2^{ο} σενάριο. Παρουσιάζεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (κόκκινο τρίγωνο στο χάρτη), καθώς και ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης από διάφορες εργασίες.

Στο Σχήμα (3.52) απεικονίζονται οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από τη μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης με τη χρήση του EXSIM. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζεται το ρήγμα που υιοθετήθηκε στην στοχαστική προσομοίωση (κίτρινη γραμμή), καθώς επίσης και οι σταθμοί που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (γαλάζια τρίγωνα). Στη συνέχεια έγινε σύγκριση των παρατηρημένων τιμών των μακροσεισμικών εντάσεων με τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων ανά εδαφική συνθήκη (B, C και D) (Σχήμα 3.53). Σύμφωνα και με τις τιμές των RMS, BIAS, $RMS_{corrected}$ (RMS_{corr}) προκύπτει το συμπέρασμα πως οι τιμές των παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων και οι τιμές των συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων συσχετίζονται πολύ καλά μεταξύ τους.

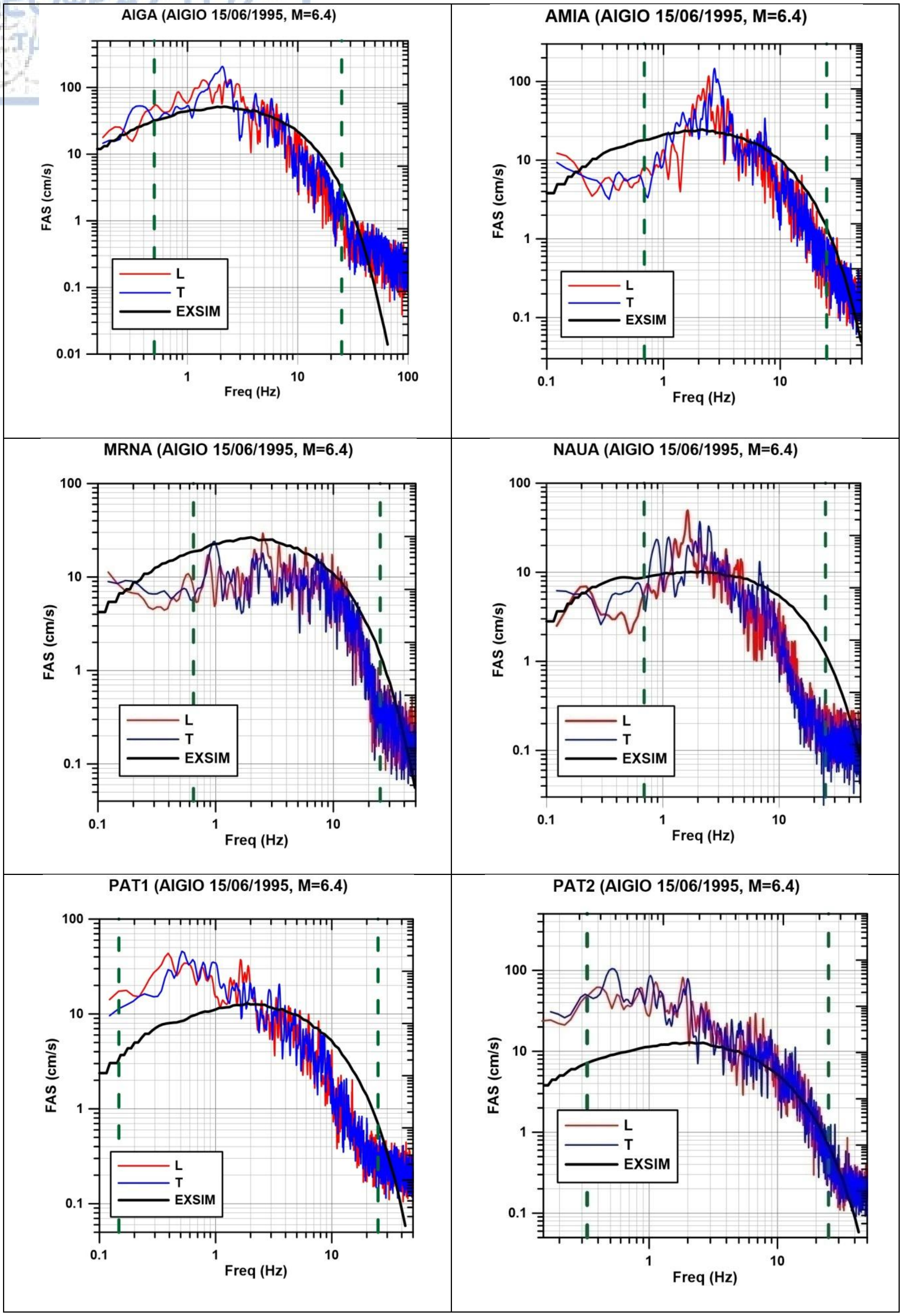


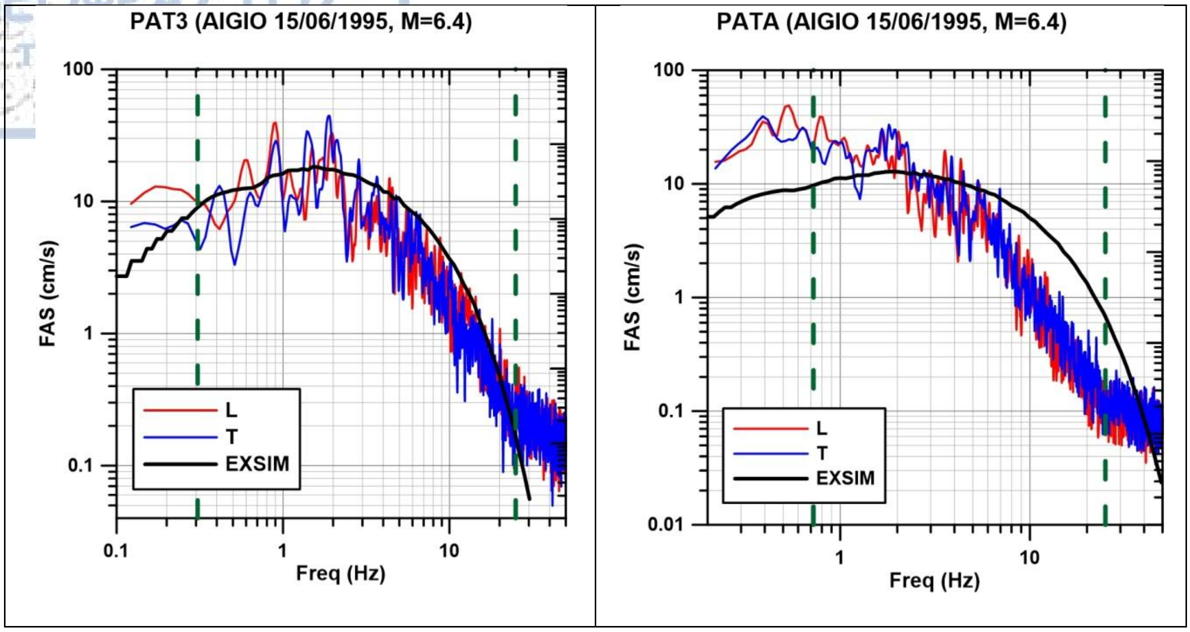
Σχήμα 3.52 Χάρτης συνθετικών μακροσεισμικώνεντάσεων, όπως προκύπτουν από την εφαρμογή του EXSIM για το 2° σενάριο του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4). Με γαλάζιο τρίγωνο δίνονται οι σταθμοί καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης και με κίτρινη γραμμή το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση.



Σχήμα 3.53 Διάγραμμα συσχέτισης συνθετικών μακροσεισμικών εντάσεων που προκύπτουν από τη χρήση του EXSIM σε συνάρτηση με τις πραγματικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων για το 2^{ο} σενάριο του σεισμού του Αιγίου (15/06/1995, M=6.4).

Στο Σχήμα (3.54) δίνονται τα φάσματα Fourier των δύο οριζοντίων συνιστωσών L- (κόκκινη γραμμή) και T- (μπλε γραμμή) για τους διαθέσιμους σταθμούς καταγραφής. Επιπλέον, παρουσιάζονται και το φάσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης για τον συγκεκριμένο σεισμό με τη χρήση του EXSIM (μαύρη γραμμή) για κάθε σταθμό ξεχωριστά, λαμβάνοντας υπόψη τις παραμέτρους του δευτέρου σεναρίου της προσομοίωσης (πίνακας 3.16) του σεισμού του Αιγίου.


AIGA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
AMIA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
MRNA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
NAUA (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
PAT1 (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
PAT2 (AIGIO 15/06/1995, M=6.4)
FAS (cm/s)
Freq (Hz)
L
T
EXSIM



Σχήμα 3.54 Φάσμα Fourier (FAS) των δύο οριζοντίων συνιστωσών των σταθμών καταγραφής για τον σεισμό του Αιγίου (15/06/1995, Μ=6.4). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται το φάσμα της στοχαστικής προσομοίωσης με την μέθοδο του EXSIM (μαύρη συνεχής γραμμή) για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης (βλ. Πίνακα 3.16). Οι κατακόρυφες στικτές πράσινες γραμμές οριοθετούν το αξιόπιστο κομμάτι της καταγραφής του σταθμού αυτού, λόγω της αρχικής επεξεργασίας φιλτραρίσματος της καταγραφής κατά την αρχική της επεξεργασία.

Συμπερασματικά, λαμβάνοντας υπόψη και τα δύο σενάρια που χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης, προέκυψε το συμπέρασμα πως το και τα δύο προσεγγίζουν ικανοποιητικά τον σεισμό.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ ΠΤΩΣΗΣ ΤΑΣΗΣ ΤΗΣ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΗΣ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗΣ ΤΥΠΟΥ MONTE CARLO

Η μέθοδος προσομοίωσης Monte-Carlo είναι μια στοχαστική διαδικασία, όπου με χρήση τυχαίων αριθμών και της στατιστικής γίνεται προσπάθεια ανάλυσης ενός στατιστικού προβλήματος. Αποκαλείται επίσης και μέθοδος «τυχαίας προσομοίωσης» (Random Simulation ή Random Sampling Technology), και πρόκειται για μια υπολογιστική μαθηματική τεχνική ποσοτικής ανάλυσης που χρησιμοποιείται για την κατανόηση της επίδρασης των πιθανοτήτων και των αβεβαιοτήτων σε ένα μοντέλο πρόβλεψης (π.χ. Yang and Tian, 2012; Rubinstein et al., 2017). Η μέθοδος αυτή αποτελεί μια πολύ σημαντική εφαρμογή, η οποία δίνει λύσεις σε προβλήματα στατιστικής που εμφανίζουν πολλαπλές δειγματοληψίες του παραμετρικού τους χώρου, και ουσιαστικά αποτελεί μια «εικονική» αναπαράσταση της επίλυσης ενός προβλήματος (Kenton, 2020). Η βασική αρχή αυτού του τύπου προσομοίωσης είναι η δημιουργία ενός μοντέλου πιθανότητας του οποίου οι παράμετροι προσεγγίζουν καλύτερα την επίλυση του προβλήματος. Γενικά, στην σεισμολογία η μέθοδος Monte-Carlo έχει χρησιμοποιηθεί κατά καιρούς για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε μια περιοχή, και συγκεκριμένα στην πιθανολογική ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας (PSHA) (Shapira, A., 1983; Tselentis & Danciu, 2010a/2010b).

Στην παρούσα διατριβή εφαρμόστηκε η μέθοδος προσομοίωσης τύπου Monte Carlo, τόσο με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (λογισμικό EXSIM), όσο και με τη χρήση σημειακής πηγής (λογισμικό SMSIM), έτσι ώστε να διεξαχθεί μέσα από έναν αριθμό δοκιμών μια ικανοποιητική προσέγγιση προσομοίωσης των δεδομένων του κάθε σεισμού. Οι δοκιμές αυτές έγιναν τόσο για τις συνθετικές τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, όσο και για τις συνθετικές τιμές των φασμάτων Fourier, όπου μέσα από την σύγκριση και των δύο ειδών δεδομένων με τις πραγματικές τιμές υπολογίστηκαν οι βέλτιστες τιμές της παραμέτρου πτώσης τάσης (Stress Drop). Τα παραπάνω επιτεύχθηκαν με τον υπολογισμό του μέσου τετραγωνικού σχετικού σφάλματος (relative RMS) μεταξύ πραγματικών και συνθετικών δεδομένων, τόσο για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, όσο και για τις φασματικές τιμές επιτάχυνσης από τα φάσματα Fourier. Με εξαίρεση τον σεισμό των Πλαταιών στις 04/03/1981 (M=6.3), όπου δεν υπήρχαν διαθέσιμες ενόργανες καταγραφές, για τους υπόλοιπους σεισμούς μελετήθηκε συνδυαστικά η εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης Monte Carlo για τα μακροσεισμικά δεδομένα και τα δεδομένα των ενόργανων καταγραφών.

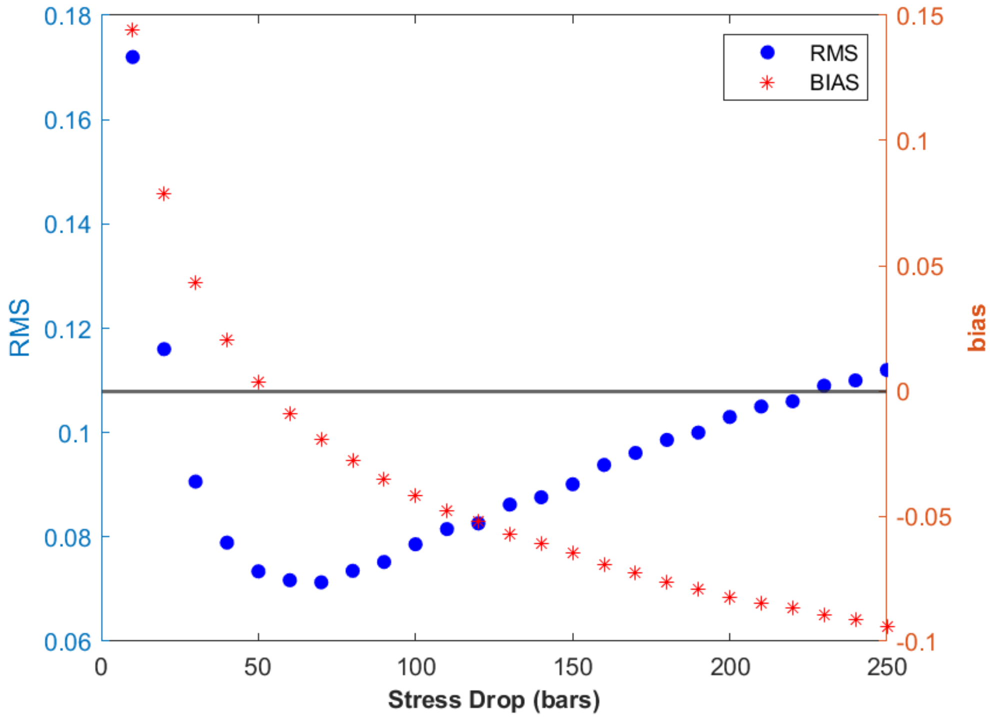
Για αυτόν τον λόγο κατασκευάστηκε κώδικας σε γλώσσα MATLAB, ο οποίος παίρνει τα αρχεία εισόδου (parameter files) των λογισμικών EXSIM και SMSIM, ο οποίος άλλαζε διαδοχικά την τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης (stress drop), μέσα σε ένα προκαθορισμένο διάστημα τιμών. Στην συνέχεια, για κάθε μια τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης ο κώδικας εκτελεί τα προγράμματα των EXSIM και SMSIM, εξάγοντας αντίστοιχα τα αποτελέσματα, τόσο για τα μακροσεισμικά δεδομένα, όσο και για τα δεδομένα των ενόργανων καταγραφών. Αξίζει να σημειωθεί πως ο κώδικας αυτός λαμβάνει υπόψη και τις εδαφικές συνθήκες, χρησιμοποιώντας τις κατάλληλες γενικευμένες συναρτήσεις μεταφοράς (transfer functions) που αναφέρθηκαν προηγουμένως (Κεφάλαιο 3).

Εξαιτίας του γεγονότος ότι τα δεδομένα μας είναι δύο μη συγκρίσιμα μεγέθη, έπρεπε να υπολογιστεί ένα νέο, ενιαίο μέσο τετραγωνικό σφάλμα, τόσο για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, όσο και για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Η τροποποίηση αυτή έγινε έτσι ώστε οι τιμές των RMS, τόσο των μακροσεισμικών εντάσεων, όσο και των ενόργανων καταγραφών, να είναι συγκρίσιμες και τελικά να υπολογίσουν ένα τελικό, συνδυαστικό σφάλμα, το οποίο τελικά θα αποδώσει τη βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης. Στην παρούσα διατριβή, το σχετικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα (relative RMS) για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων υπολογίστηκε από την σχέση 4.1.

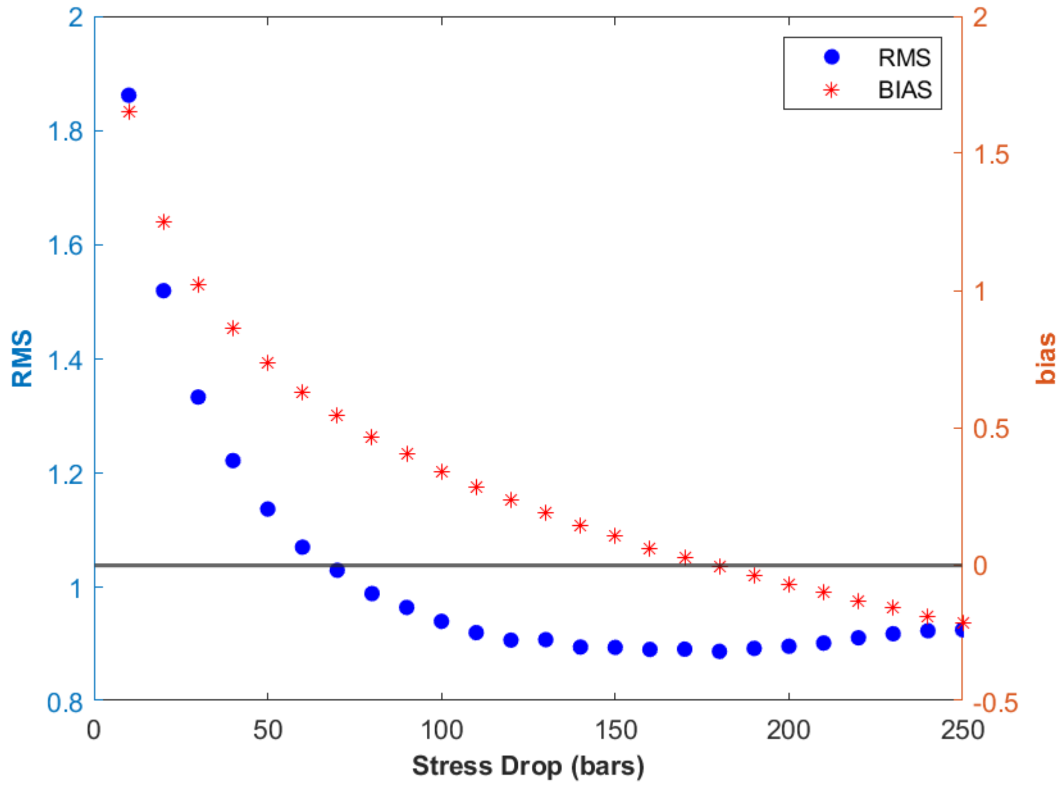
$$\mathbf{RMS_{IMM}} = \sqrt{\frac{\sum\left(\frac{\mathbf{IMM-IMMsyn}}{\mathbf{IMMsyn}}\right)^{2}}{\mathbf{N}}} \qquad \mathbf{(4.1)}$$

όπου N ο αριθμός των πραγματικών (IMM) και συνθετικών (IMMsyn) δεδομένων.

Στο Σχήμα (4.1) μετά από δοκιμές, με τη χρήση του κώδικα που αναπτύχθηκε, για διάφορες τιμές παραμέτρου πτώσης τάσης για τα μακροσεισμικά δεδομένα, υπολογίστηκε για κάθε μια τιμή της πτώσης τάσης η αντίστοιχη τιμή του RMS_{IMM}, αλλά και η τιμή της μέσης απόλυτης απόκλισης (BIAS) των παρατηρημένων IMMsyn από τα πραγματικά δεδομένα IMM για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Από το σχήμα αυτό προκύπτει ότι λαμβάνοντας υπόψη μόνο τα μακροσεισμικά δεδομένα, η βέλτιστη τιμή πτώσης τάσης κυμαίνεται στα 60-70bars. Ανάλογα αποτελέσματα παρουσιάζονται για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού των Πλαταιών στο Σχήμα (4.2), οδηγώντας σε μία βέλτιστη τιμή πτώση τάσης της τάξης των 150-190bars.



Σχήμα 4.1 Μεταβολή του σχετικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) και της μέσης απόλυτης απόκλισης (BIAS) κατά την εφαρμογή βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6) για τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων. Η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης κυμαίνεται στα 40-50 bars, όπως προκύπτει από την ελάχιστη τιμή του RMS (μέγιστη συμφωνία παρατηρημένων και συνθετικών δεδομένων) και τιμές του BIAS κοντά στο μηδέν (συνθετικά δεδομένα χωρίς συστηματική απόκλιση από τα πραγματικά).



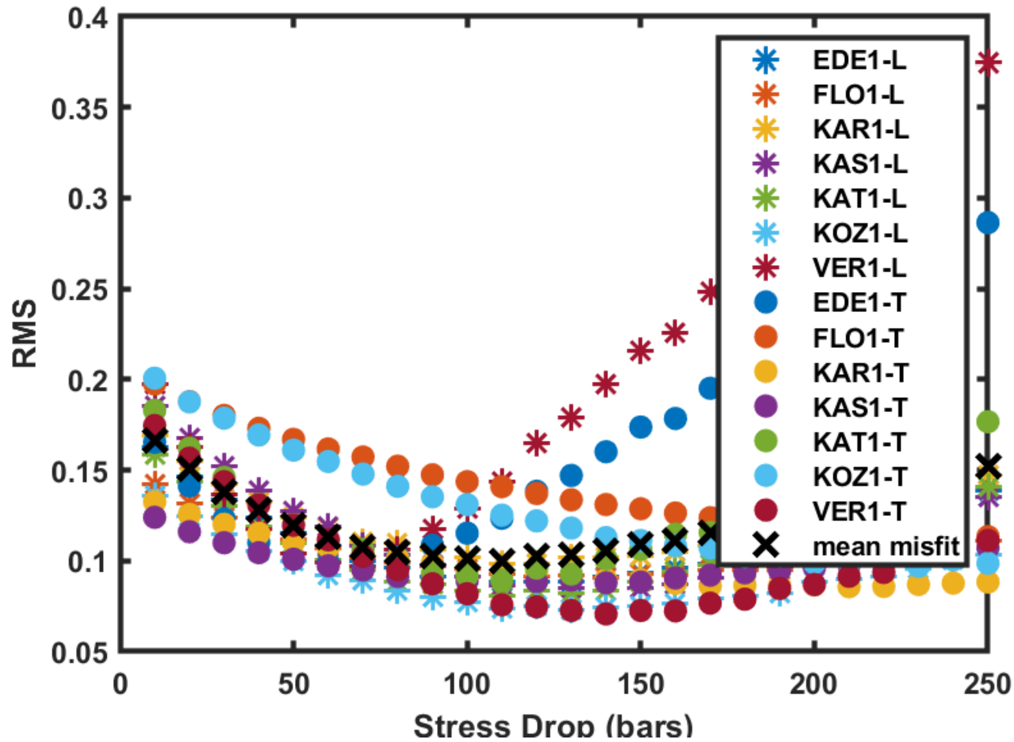
Σχήμα 4.2 Μεταβολή του σχετικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) και της μέσης απόλυτης απόκλισης (BIAS) κατά την εφαρμογή βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων για το δεύτερο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού των Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3) για τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων.

Η τιμή του RMS για τις ενόργανες καταγραφές από διαθέσιμους σταθμούς για κάθε σεισμό υπολογίστηκε σύμφωνα με την σχέση 4.2:

$$\mathbf{RMS_{RECORDS}} = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{\mathbf{FASobserved - FASsyn}}{\mathbf{FASsyn}}\right)^2}{\mathbf{N}}} \quad \mathbf{(4.2)}$$

όπου N ο αριθμός των πραγματικών ($FAS_{observed}$) και συνθετικών (FAS_{syn}) φασματικών τιμών, για κάθε καταγραφή.

Στο Σχήμα (4.3) δίνεται η εφαρμογή της μεθόδου βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων για τον σεισμό της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6) για φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Ο σεισμός της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6), καταγράφηκε από τους επιταχυνσιογράφους EDE1, FLO1, KAR1, KAS1, KAT1, KOZ1 και VER1. Στο σχήμα αυτό απεικονίζονται οι δύο οριζόντιες συνιστώσες L και Τ κάθε σταθμού, καθώς και ο μέσος όρος του σφάλματος όλων των συνιστωσών (mean misfit), δηλαδή ένα μέτρο του συνολικού RMS των φασμάτων των οριζοντίων συνιστωσών. Με βάση τα παραπάνω, η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για τον σεισμό αυτό κυμαίνεται στα 90bars περίπου, όπως προκύπτει από τις φασματικές τιμές από τις ενόργανες καταγραφές.

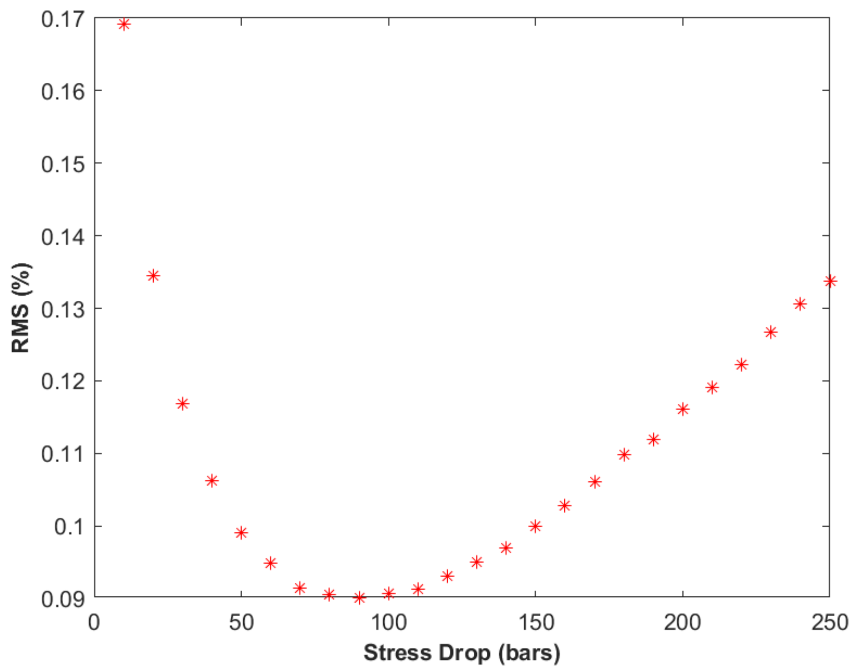


Σχήμα 4.3 Μεταβολή του σχετικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) κατά την εφαρμογή βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6) για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών κάθε συνιστώσας όλων των σταθμών αναγραφής. Με x συμβολίζεται το μέσο σχετικό τετραγωνικό σφάλμα από όλες τις καταγραφές.

Τα σχήματα (4.1) και (4.3) η βελτιστοποίηση της πτώσης τάσης γίνεται ανεξάρτητα για κάθε είδος δεδομένων. Για τη συνδυαστική ερμηνεία των δεδομένων ήταν απαραίτητη η πρόταση ενός συνδυασμένου μέτρου σφάλματος, το οποίο να λαμβάνει υπόψη και τα δύο είδη δεδομένων. Ως αρχική προσέγγιση θεωρήθηκε η ισότιμη συμμετοχή και των δύο (2) ειδών δεδομένων στην τελική συνάρτηση σφάλματος η οποία θα βελτιστοποιηθεί. Η μαθηματική σχέση για τον υπολογισμό του τελικού σφάλματος για κάθε σεισμό αντίστοιχα δίνεται στην εξίσωση (4.3), η οποία συνδυάζει τις δύο παραπάνω τιμές σφαλμάτων, λαμβάνοντας υπόψη ένα βάρος 50% τόσο για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, όσο και για τις τιμές των ενόργανων καταγραφών:

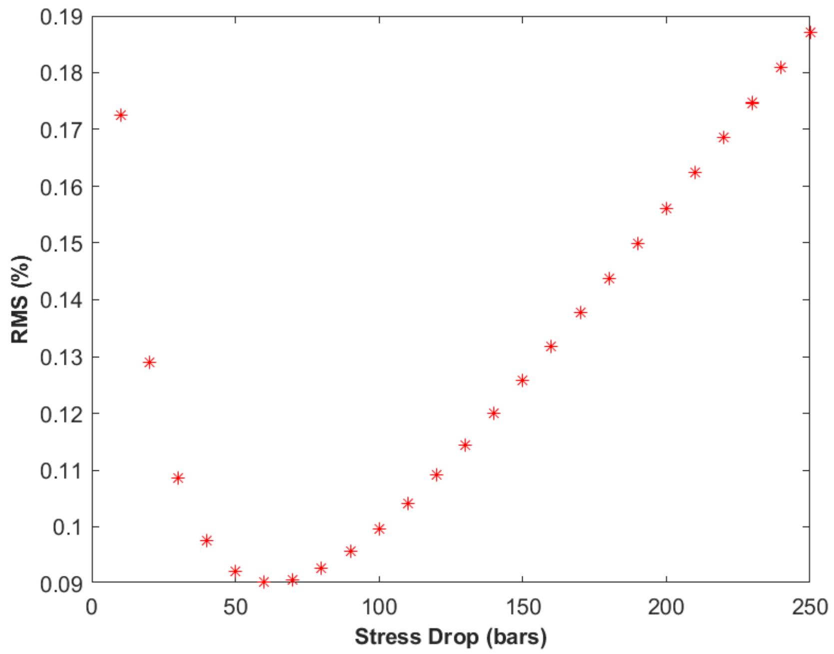
$$\text{TOTAL RMS} = \sqrt{0.5\text{RMS}_{\text{IMM}} + 0.5\text{RMS}_{\text{RECORDS}}} \quad \textbf{(4.3)}$$

Στο Σχήμα (4.4) δίνεται παράδειγμα εφαρμογής της παραπάνω προσέγγισης, για το πρώτο σενάριο προσομοίωσης του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6), που παρουσιάζεται στα σχήματα (4.1) και (4.3). Σύμφωνα με το διάγραμμα αυτό, από τη συνδυαστική ερμηνεία των μακροσεισμικών εντάσεων και των ενόργανων καταγραφών, η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για την στοχαστική προσομοίωση με χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων είναι στην περιοχή των 90bars.



Σχήμα 4.4 Μεταβολή του σχετικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) από τη συνδυαστική ερμηνεία των μακροσεισμικών δεδομένων και των διαθέσιμων δεδομένων ισχυρής σεισμικής κίνησης, κατά την εφαρμογή διαδικασίας βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων για την στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Η βέλτιστη τιμή της πτώσης τάσης είναι της τάξης των 90 bar.

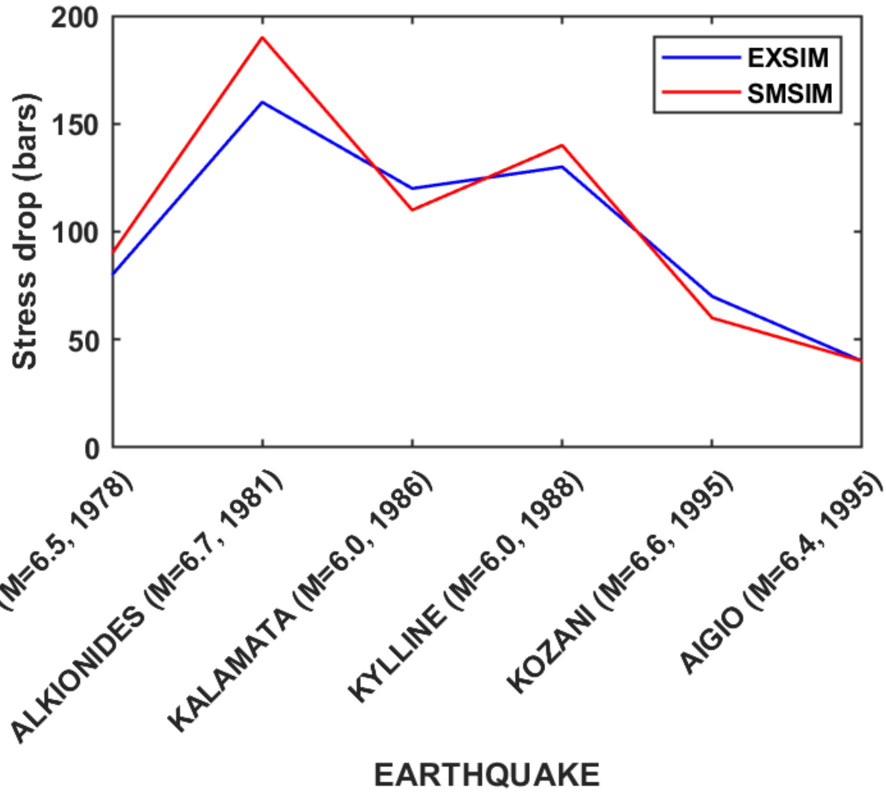
Σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Boore (2005) και Atkinson et al. (2009), η προσομοίωση με τη χρήση σημειακής πηγής (κώδικας SMSIM) έδωσε χαμηλότερη τιμή παραμέτρου πτώσης τάσης σε σχέση με το μοντέλο ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων σε ότι αφορά την βέλτιστη προσομοίωση του σεισμού. Στο Σχήμα (4.5) δίνεται εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης τύπου Monte Carlo με την χρήση σημειακής πηγής για τον σεισμό της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6). Σε σύγκριση με το Σχήμα (4.4), εδώ η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης είναι ίση με 60 bars.



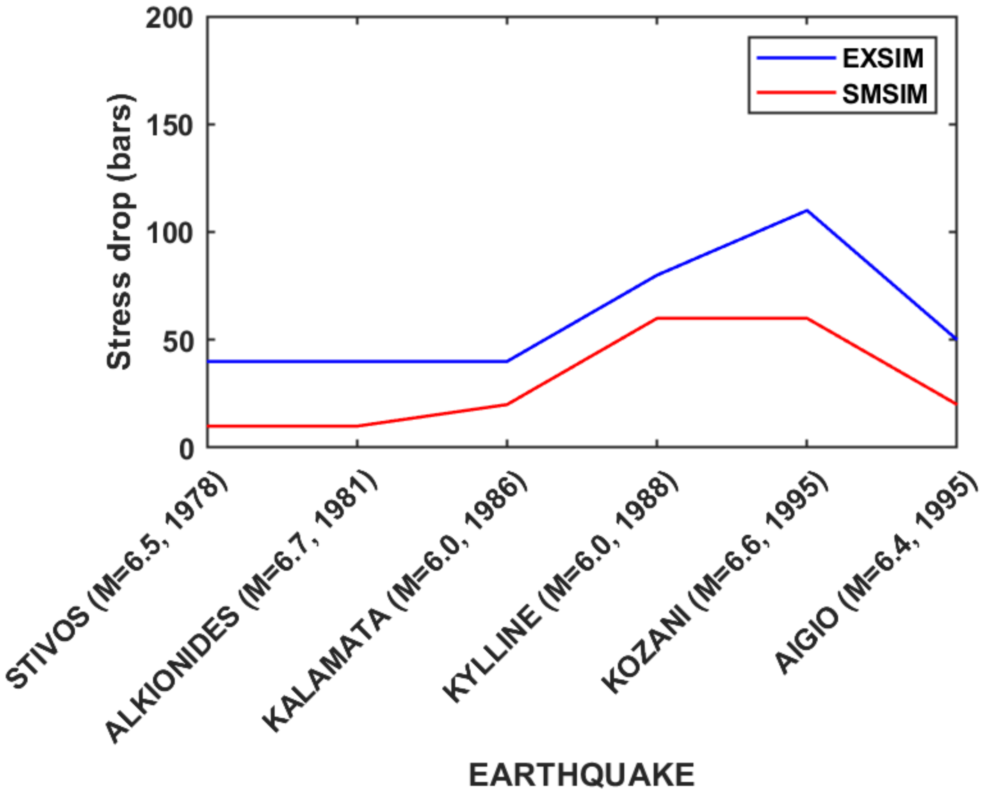
Σχήμα 4.5 Μεταβολή του σχετικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) από τη συνδυαστική ερμηνεία των μακροσεισμικών δεδομένων και των διαθέσιμων δεδομένων ισχυρής σεισμικής κίνησης, κατά την εφαρμογή διαδικασίας βελτιστοποίησης τύπου Monte Carlo με την χρήση σημειακής πηγής για την στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6).

Η παραπάνω επεξεργασία με την χρήση των λογισμικών EXSIM και SMSIM έγινε για όλους τους σεισμούς που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή, τα αποτελέσματα των οποίων δίνονται στο Παράρτημα IV. Στο Σχήμα (4.6) παρουσιάζεται η μεταβολή της βέλτιστης τιμής της παραμέτρου πτώσης τάσης με τη χρήση μακροσεισμικών εντάσεων για όλους τους σεισμούς της διατριβής. Με μπλε γραμμή απεικονίζονται τα αποτελέσματα με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (λογισμικό EXSIM), ενώ με κόκκινη γραμμή η περίπτωση της σημειακής πηγής (λογισμικό SMSIM). Στο Σχήμα (4.7) παρουσιάζονται τα ίδια αποτελέσματα από τις προσομοιώσεις των φασμάτων Fourier. Τέλος, στο Σχήμα (4.8) παρουσιάζεται η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης εφαρμόζοντας της σχέση 4.3 για κάθε σεισμό, δηλαδή λαμβάνοντας υπόψη σε ίδιο ποσοστό (50%) τα δεδομένα των μακροσεισμικών εντάσεων και από τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών.

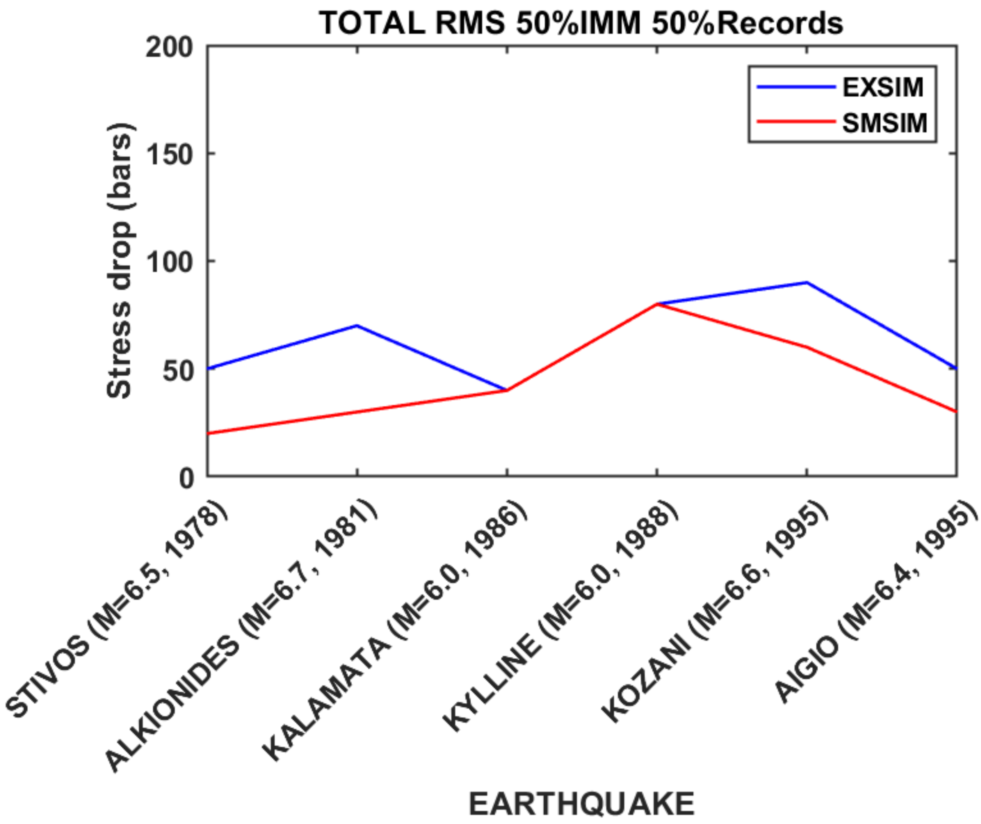
Εκτός από την χρήση ίδιου βάρους στην σχέση (4.3) μεταξύ μακροσεισμικών δεδομένων και ενόργανων καταγράφων, για την εύρεση του τελικού σφάλματος RMS πραγματοποιήθηκαν επιπλέον δοκιμές, όπου δόθηκε μεγαλύτερο βάρος στις μακροσεισμικές εντάσεις έναντι των ενόργανων καταγραφών. Στα Σχήματα (4.9), (4.10), (4.11) και (4.12) δίνεται η κατανομή λαμβάνοντας υπόψη ποσοστό 60% από τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 40% από τιμές ενόργανων καταγραφών, 70% από τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 30% από τιμές ενόργανων καταγραφών, 80% από τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 20% από τιμές ενόργανων καταγραφών, και τέλος 90% από τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 10% από τιμές ενόργανων καταγραφών αντίστοιχα. Όπως προκύπτει από τα σχήματα, σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις οι τιμές με την εφαρμογή του EXSIM (μπλε γραμμή) είναι μεγαλύτερες σε σύγκριση με αυτές που προκύπτουν από το λογισμικό SMSIM (κόκκινη γραμμή).



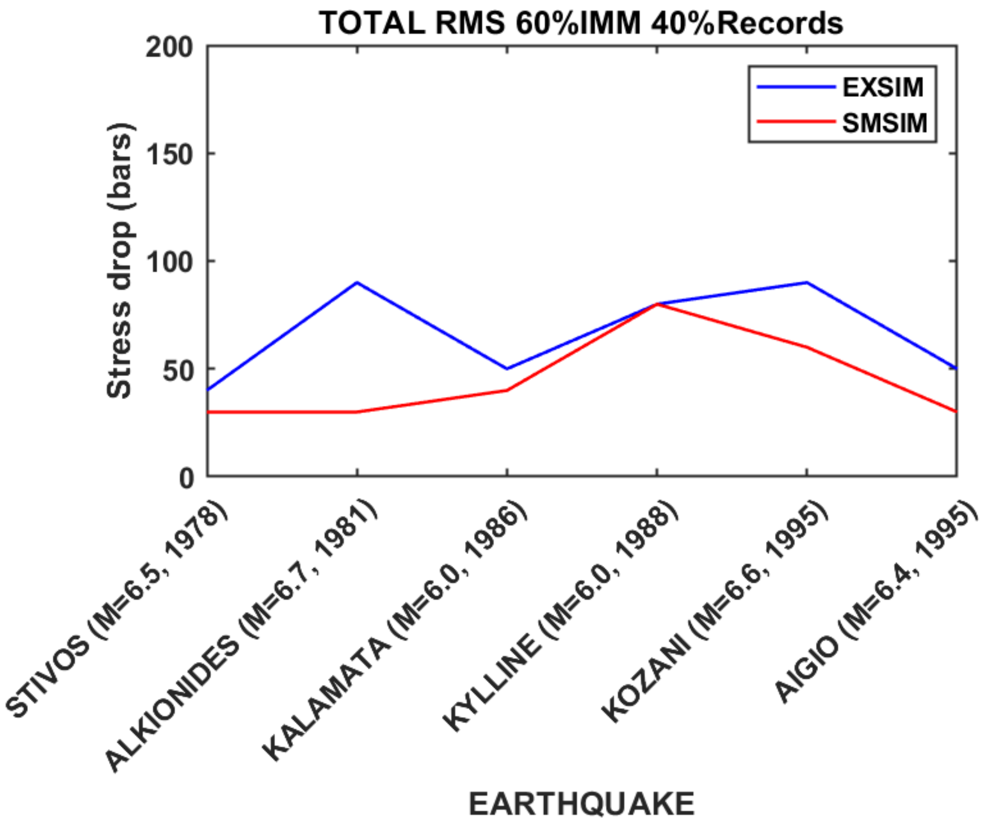
Σχήμα 4.6 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης, όπως προέκυψε από την προσέγγιση τύπου Monte Carlo στη στοχαστική προσομοίωση των σεισμών της παρούσας διατριβής με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM) για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων.



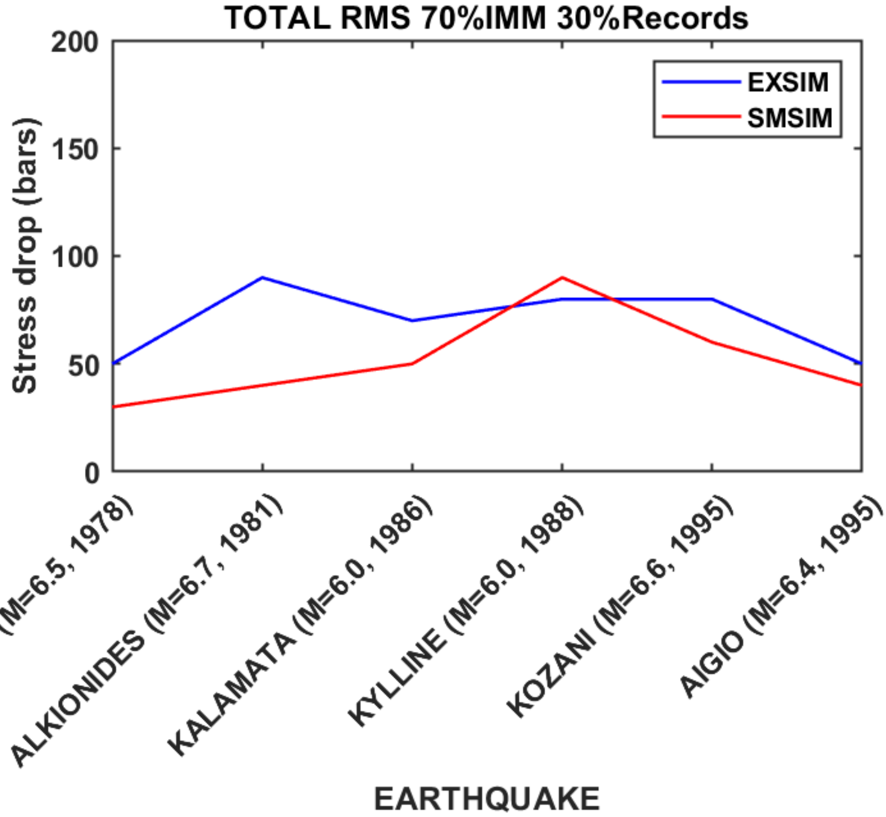
Σχήμα 4.7 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης, όπως προέκυψε από την προσέγγιση τύπου Monte Carlo στη στοχαστική προσομοίωση των σεισμών της παρούσας διατριβής με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM) για τις τιμές των φασμάτων Fourier.



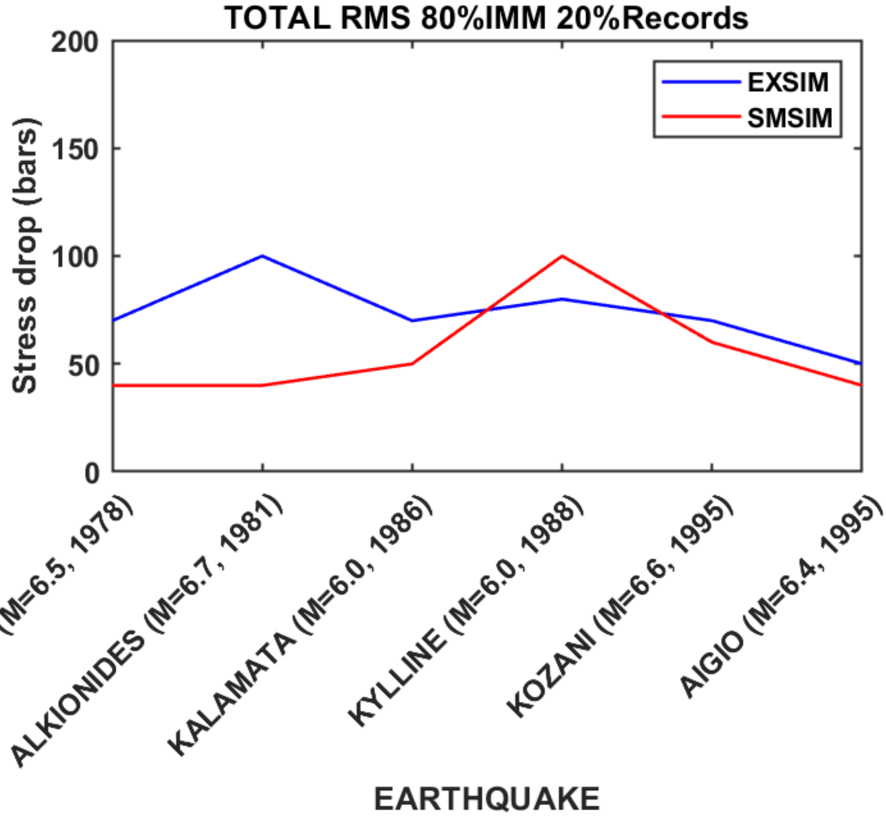
Σχήμα 4.8 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής, όπως προέκυψε από τη βελτιστοποίηση τύπου Monte Carlo, με τη χρήση συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος με βάρος 50% για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 50% για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM).



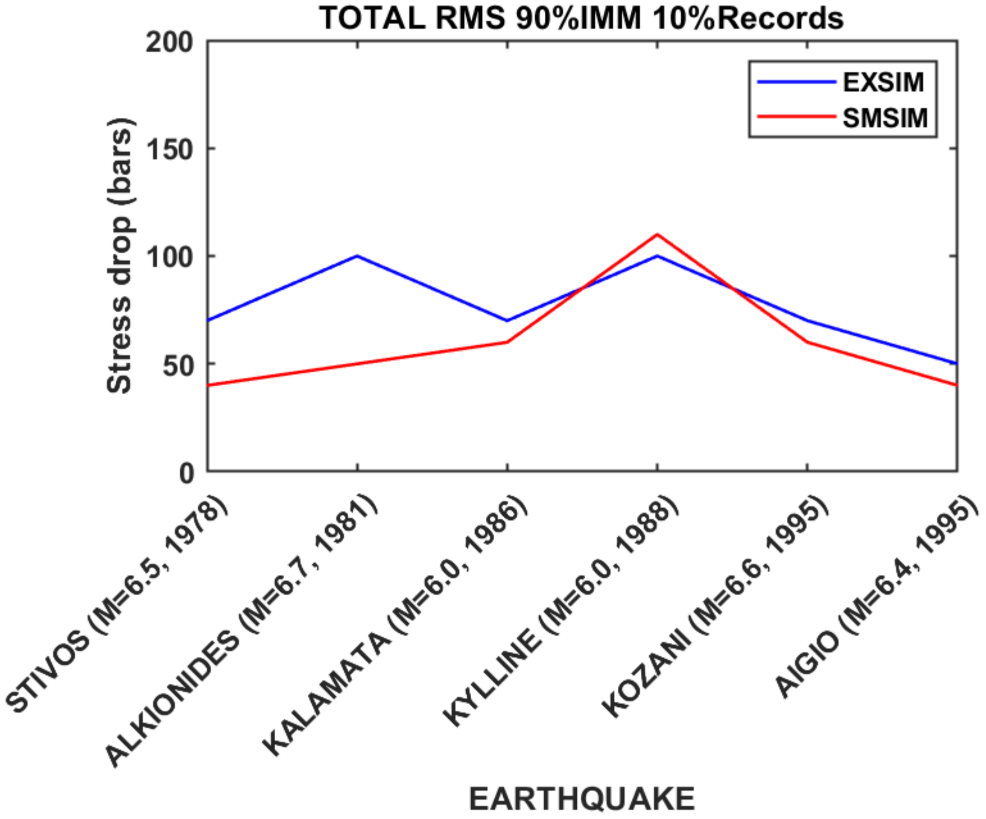
Σχήμα 4.9 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής, όπως προέκυψε από τη βελτιστοποίηση τύπου Monte Carlo, με τη χρήση συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος με βάρος 60% για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 40% για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM).



Σχήμα 4.10 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής, όπως προέκυψε από τη βελτιστοποίηση τύπου Monte Carlo, με τη χρήση συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος με βάρος 70% για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 30% για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM).



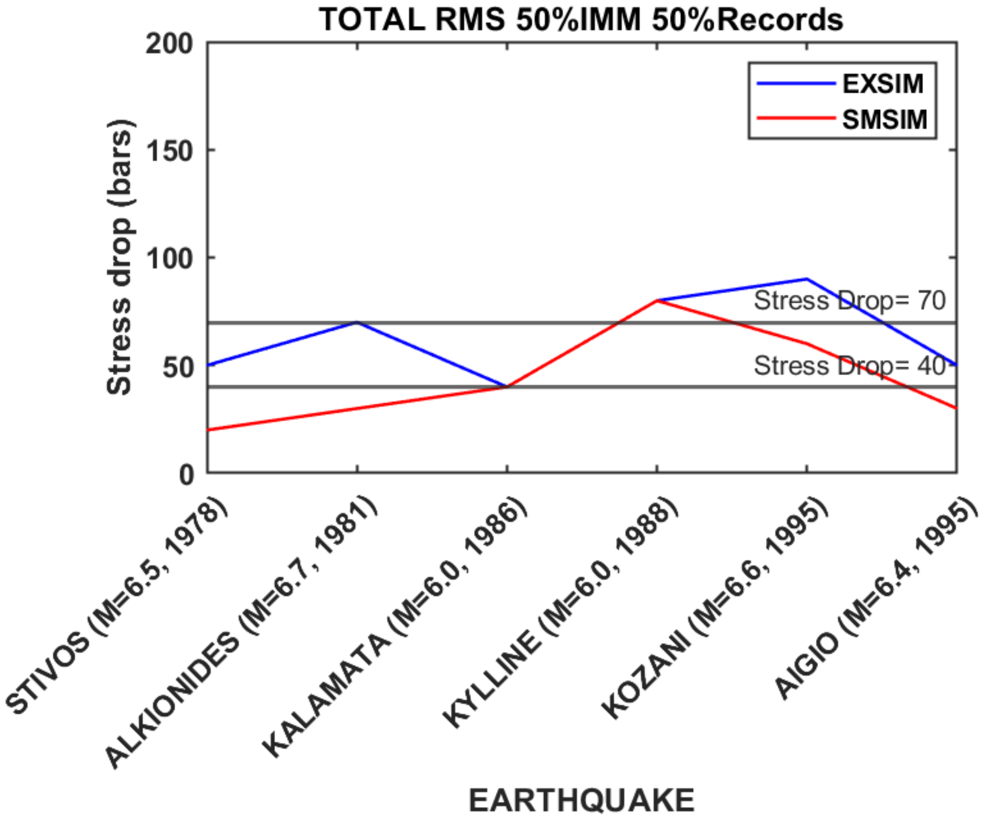
Σχήμα 4.11 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής, όπως προέκυψε από τη βελτιστοποίηση τύπου Monte Carlo, με τη χρήση συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος με βάρος 80% για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 20% για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM).



Σχήμα 4.12 Βέλτιστη τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής, όπως προέκυψε από τη βελτιστοποίηση τύπου Monte Carlo, με τη χρήση συνδυαστικής συνάρτησης σφάλματος με βάρος 90% για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και 10% για τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM).

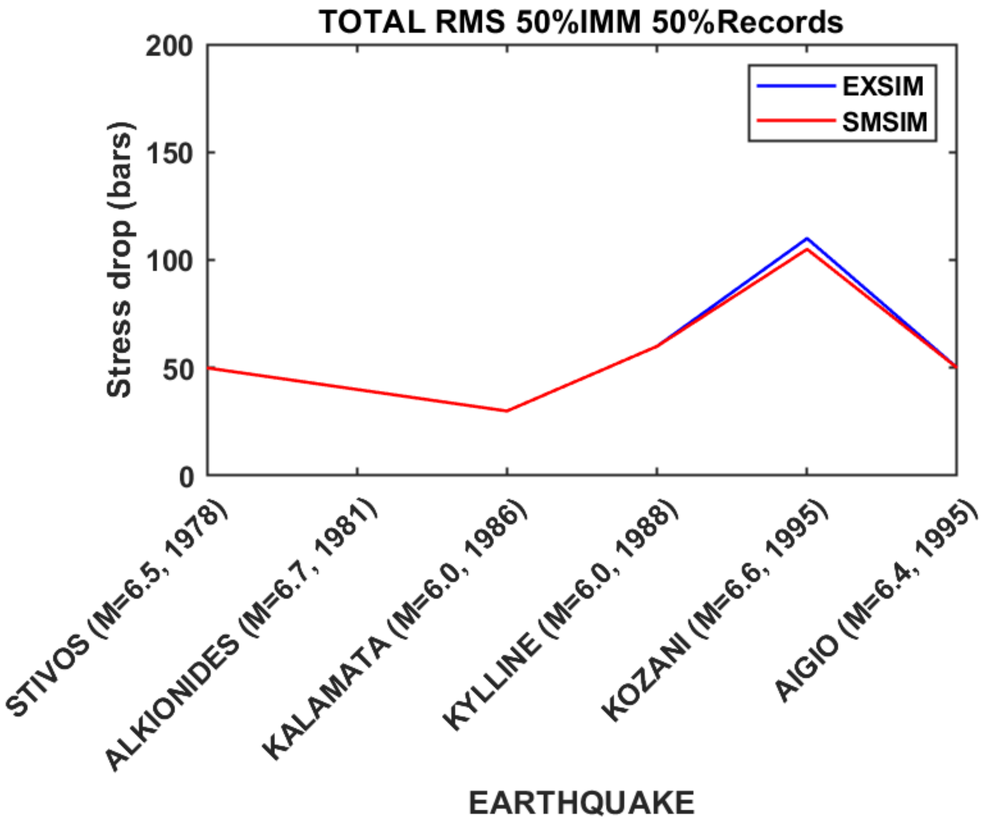
Παρατηρώντας τα παραπάνω διαγράμματα, προκύπτει πως οι τιμές της παραμέτρου πτώσης τάσης που προκύπτουν από την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) είναι γενικά μεγαλύτερες από τις τιμές που προκύπτουν από την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM). Πιο συγκεκριμένα, για σεισμούς που οφείλονταν σε κανονική διάρρηξη οι τιμές που προέκυψαν από την χρήση του αλγόριθμού EXSIM είναι εμφανώς μεγαλύτερες από τις τιμές που προέκυψαν από την χρήση του αλγόριθμου SMSIM (Σχήματα 4.8, 4.9, 4.10, 4.11 και 4.12). Αντίθετα, για τον σεισμό της Κυλλήνης παρατηρούνται εμφανώς μεγαλύτερες τιμές του SMSIM έναντι του EXSIM. Όπως αναφέρθηκε καιστο $2^{ο}$ κεφάλαιο, το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό της Κυλλήνης είναι ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης το οποίο βρίσκεται σε περιοχή όπου επικρατεί καθεστώς συμπίεσης (Μουντράκης, 1985; Papazachos and Papazachou, 1997; Makris and Papoulia, 2009; Camera et al., 2014).

Συνοψίζοντας, τα αποτελέσματα από τις δύο παραπάνω μεθοδολογίες η βέλτιστη τιμή πτώσης τάσης για ρήγματα πεπερασμένων διαστάσεων κυμαίνεται γύρω στα 70bars, ενώ για σημειακή πηγή κυμαίνεται στα 40-50bars, λαμβάνοντας υπόψη ίδιο βάρος (50%) για τις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και τις τιμές των ενόργανων καταγραφών (Σχήμα 4.12).



Σχήμα 4.13 Διάγραμμα συσχέτισης των βέλτιστων τιμών της παραμέτρου πτώσης τάσης ανά σεισμό λαμβάνοντας υπόψη ίδιο βάρος (50%) στις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM). Η βέλτιστη τιμή της πτώσης τάσης για προσομοίωση με ρήγμα πεπερασμένων διαστάσεων κυμαίνεται γύρω στα 70 bars, ενώ για σημειακή πηγή κυμαίνεται στα 40-50 bars.

Θα πρέπει να επισημανθεί πως για τα παραπάνω αποτελέσματα χρησιμοποιήθηκε τόσο στο EXSIM όσο και στο SMSIM η απόσταση του σταθμού καταγραφής από το επίπεδο διάρρηξης, R_{rup} (Rupture Distance). Εξαιτίας της χρήσης της συγκεκριμένης απόστασης εμφανίζονται τα αποτελέσματα του EXSIM να υπερεκτιμούν την παράμετρο πτώσης τάσης σε σχέση με τα αποτελέσματα του SMSIM, και κατ’επέκταση η τιμή της παραμέτρου πτώσης τάσης να είναι μικρότερη στη περίπτωση χρήσης σημειακής πηγής. Ωστόσο, όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 3, εάν χρησιμοποιηθεί η R_{eff} (Effective Distance) αντί της R_{rup}, τα αποτελέσματα της προσομοίωσης τύπου Monte Carlo είναι σχεδόν ταυτόσημα και για τις δύο μεθοδολογίες (Atkinson et al., 2009; Boore, 2009). Με βάση τα προηγούμενα, στο Σχήμα (4.14) παρουσιάζεται η μεταβολή της βέλτιστης παραμέτρου τάσης με την εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης τύπου Monte Carlo για ρήγμα πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και για σημειακή πηγή (SMSIM) με την χρήση της R_{eff}, για τις τιμές των φασμάτων Fourier από τις διαθέσιμες ενόργανες καταγραφές για κάθε σεισμό της παρούσας διατριβής.



Σχήμα 4.14 Διάγραμμα συσχέτισης των βέλτιστων τιμών της παραμέτρου πτώσης τάσης ανά σεισμό λαμβάνοντας υπόψη ίδιο βάρος (50%) στις τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων και τις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών, χρησιμοποιώντας την effective distance. Με μπλε γραμμή απεικονίζεται η εφαρμογή της μεθόδου προσομοίωσης με την χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (EXSIM) και με κόκκινη γραμμή η εφαρμογή της μεθόδου με την χρήση σημειακής πηγής (SMSIM).

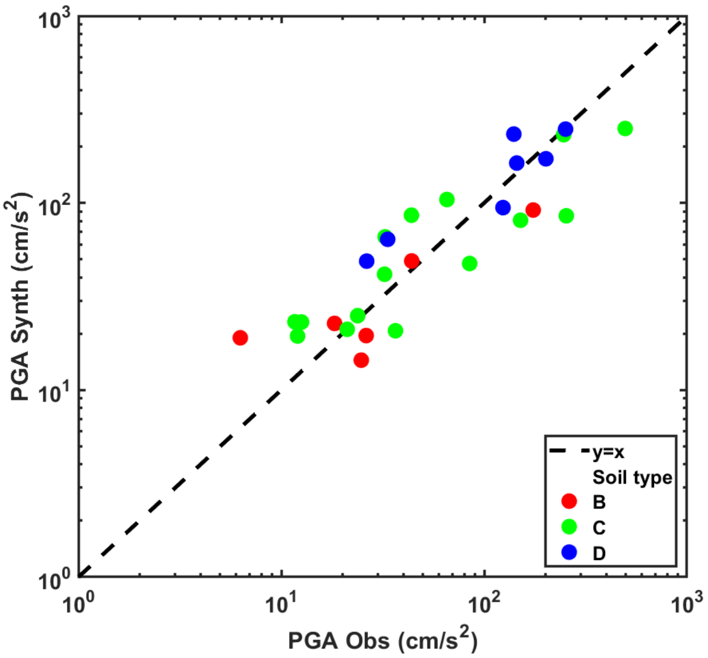
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΣΥΝΟΨΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σκοπός της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής είναι να διερευνηθεί κατά πόσο η μελέτη των μακροσεισμικών δεδομένων σε συνδυασμό με τις ενόργανες καταγραφές μπορεί να συμβάλει στη μελέτη της χωρικής κατανομής της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκαν ισχυροί επιφανειακοί σεισμοί με μέγεθος ροπής M≥6.0 για το χρονικό διάστημα 1978-1995 στο χώρο του Αιγαίου. Ο λόγος επιλογής των σεισμών αυτών οφείλεται στο γεγονός ότι μετά το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα τα μακροσεισμικά δεδομένα άρχισαν να φθίνουν ως προς την χρήση τους για την ερμηνεία της ισχυρής σεισμικής κίνησης, λόγω της αυξανόμενης χρήσης δεδομένων από τις ενόργανες καταγραφές, αλλά και της διακοπής συστηματικής συλλογής μακροσεισμικών δεδομένων από το Γεωδ. Ινστιτούτο του ΕΑΑ. Ο συνδυασμός μακροσεισμικών δεδομένων και ενόργανων καταγραφών χρησιμοποιήθηκε για την στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης των μεγάλων επιφανειακών σεισμών του διαστήματος που προαναφέρεται.

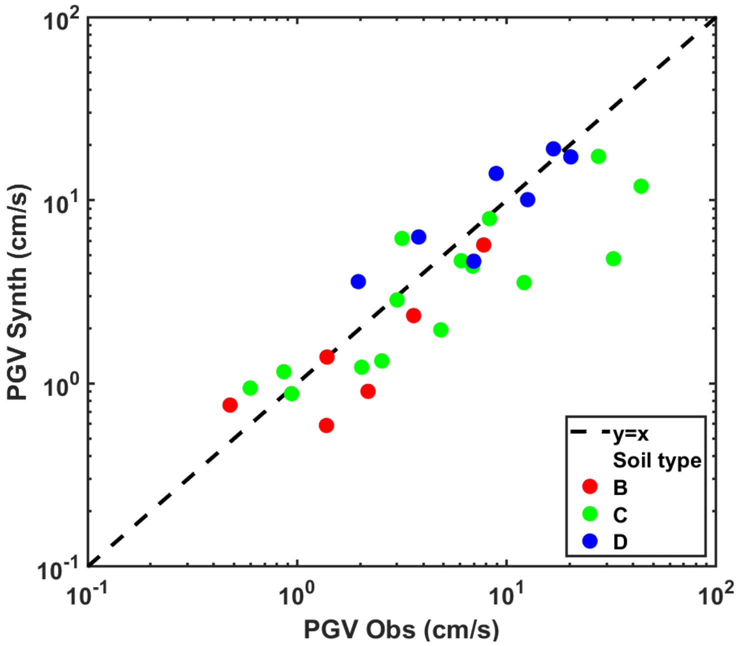
Μετά τη δημιουργία του καταλόγου των σεισμών που μελετήθηκαν στην εργασία αυτή, διορθώθηκε η βάση δεδομένων των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων όσον αφορά τις συντεταγμένες τους (γεωγραφικό πλάτος και γεωγραφικό μήκος). Η μέση τετραγωνική απόκλιση των συντεταγμένων των μακροσεισμικών δεδομένων, ύστερα από διόρθωση τους, έδειξε ότι κυμαίνεται περίπου στα 2km. Από τους χάρτες χωρικής κατανομής των τιμών μακροσεισμικών εντάσεων είναι εμφανείς οι περιοχές οι οποίες παρουσίασαν τις μεγαλύτερες βλάβες κατά τη διάρκεια των σεισμών αυτών, με βάση τις τιμές στην κλίμακα Modified Mercalli που χρησιμοποιείται στον Ελληνικό χώρο.

Επιπλέον, έγινε κατάλληλη μετατροπή των τιμών μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) και των τιμών μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) από τις στοχαστικές προσομοιώσεις σε αναμενόμενες μακροσεισμικές εντάσεις (IMM), χρησιμοποιώντας την τροποποιημένη σχέση των Wald et al. (1999) για τον Ελληνικό χώρο, όπως την έχουν προτείνει οι Kkallas et al. (2018). Για την στοχαστική προσομοίωση ισχυρής εδαφικής κίνησης έγινε χρήση δύο λογισμικών (EXSIM και SMSIM), ώστε να είναι εφικτή η προσομοίωση των φασμάτων Fourier κάθε σεισμού. Η χρήση του αλγορίθμου του EXSIM για όλους τους σεισμούς του καταλόγου που χρησιμοποιήθηκε, όσο και η συμπληρωματική χρήση του SMSIM για τους σεισμούς της Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0) και της Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0) έδειξαν αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα. Γενικά η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης μπορεί να αποδώσει αρκετά ρεαλιστικές χωρικές κατανομές της ισχυρής σεισμικής κίνησης, σε ότι αφορά τα δεδομένα μακροσεισμικών εντάσεων.

Τα αποτελέσματα των ενόργανων καταγραφών έδειξαν επίσης καλή συσχέτιση με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη χρήση της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης. Συγκεκριμένα οι τιμές της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας (PGV) και μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) των ενόργανων καταγραφών έχουν πολύ ικανοποιητική συσχέτισης με τις τιμές των PGA και PGV που προέκυψαν από τη χρήση του αλγορίθμου EXSIM. Στα Σχήματα (5.1) και (5.2) δίνονται διαγράμματα συσχέτισης των παρατηρημένων τιμών PGA και PGV των ενόργανων καταγραφών με τις τιμές PGA και PGV που προέκυψαν από την στοχαστική προσομοίωση.



Σχήμα 5.1 Διάγραμμα απεικόνισης των τιμών PGA από τις ενόργανες καταγραφές (PGAObs) σε σχέση με τις συνθετικές τιμές PGA (PGASynth) από τη χρήση του EXSIM.



Σχήμα 5.2 Διάγραμμα απεικόνισης των τιμών PGV από τις ενόργανες καταγραφές (PGVObs) σε σχέση με τις συνθετικές τιμές PGV (PGVSynth) από τη χρήση του EXSIM.

Ακόμη, πραγματοποιήθηκαν προσομοιώσεις με παραμετρική διερεύνηση τύπου Monte Carlo, τόσο με τη χρήση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων, όσο και με τη χρήση σημειακής πηγής, με στόχο την εύρεση της βέλτιστης τιμής της παραμέτρου πτώσης τάσης. Οι παραπάνω δοκιμές οδήγησαν σε ικανοποιητικά αποτελέσματα, δείχνοντας παρόμοιες τιμές πτώσης τάσης για τους σεισμούς της παρούσας διατριβής. Ειδικότερα, τα αποτελέσματα έδειξαν πως η μέση τιμή πτώσης τάσης για ρήγμα πεπερασμένων διαστάσεων κυμαίνεται στα 70 bars, ενώ η μέση τιμή πτώσης τάσης για σημειακή πηγή κυμαίνεται στα 40-50 bars, λαμβάνοντας υπόψη ίδιο βάρος (50%) στα δεδομένα των μακροσεισμικών εντάσεων και στις φασματικές τιμές των ενόργανων καταγραφών ισχυρής κίνησης (επιταχυνσιογραφήματα).

Η προσέγγιση τύπου Monte – Carlo που υιοθετήθηκε αποτελεί μια ημι-αυτοματοποιημένη διαδικασία, καθώς κάποιες παράμετροι της προσομοίωσης λήφθηκαν από προηγούμενες ερευνητικές εργασίες, χωρίς να υπεισέρχεται κάποια «υποκειμενική» απόφαση ως προς την τιμή τους (όπως το μέγεθος ροπής, η παράμετρος πτώσης τάσης, οι γενικευμένες συναρτήσεις μεταφοράς των τοπικών εδαφικών συνθηκών), ενώ κάποιες άλλες παράμετροι ρυθμίστηκαν κατά περίπτωση (όπως η παράταξη και κλίση του ρήγματος). Από την εφαρμογή της προσέγγισης τύπου Monte Carlo στην μέθοδο της στοχαστικής προσομοίωσης είναι εμφανές ότι μπορεί να προκύψουν αξιόπιστα και ρεαλιστικά αποτελέσματα, δηλαδή να προσεγγίζουν όσο το δυνατόν καλύτερα το σεισμό. Ωστόσο, αυτή η ημι-αυτοματοποιημένη διαδικασία δεν δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα για όλους τους σεισμούς που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή. Ειδικότερα, για τον σεισμό των Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7) οι παρατηρούμενες μακροσεισμικές εντάσεις υπερεκτιμούνται σε σχέση με τις συνθετικές μακροσεισμικές εντάσεις. Για τον συγκεκριμένο σεισμό πρέπει να σημειωθεί πως ένας πολύ μεγάλος αριθμός μετασεισμών έλαβε χώρα λίγες ώρες μετά τον κύριο σεισμό, με αποτέλεσμα οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις να είναι ενδεχομένως αυξημένες και η ημι-αυτοματοποιημένη διαδικασία που ακολουθήθηκε να μην είναι επαρκής. Ακόμη, ένας περιορισμός αυτής της μεθόδου αφορά στο ότι πρέπει να ληφθούν υπόψη και άλλες σημαντικές παράμετροι (π.χ. τεκτονικό καθεστώς της περιοχής, παρουσία ισχυρών μετασεισμών,κλπ.).

Ένα συνοπτικό συμπέρασμα από την παρούσα διατριβή είναι πως η συνδυαστική ερμηνεία των μακροσεισμικών δεδομένων και των ενόργανων καταγραφών για ισχυρούς σεισμούς στο χώρο του Αιγαίου παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Ειδικότερα, για ισχυρούς σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.0$ κατά το χρονικό διάστημα 1978-1995, λαμβάνοντας υπόψη τόσο τα μακροσεισμικά δεδομένα, όσο και τις ενόργανες καταγραφές, μπορούν να εξαχθούν σημαντικά αποτελέσματα-συμπεράσματα σε σχέση με τη χρήση της μεθόδου της στοχαστικής προσομοίωσης. Επιπλέον, τα αποτελέσματα επιβεβαιώνουν ότι οι μακροσεισμικές εντάσεις αποτελούν μια αξιόπιστη βάση δεδομένων, η οποία θα μπορούσε να αξιοποιηθεί περισσότερο στη μελέτη της χωρικής κατανομής της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Αξίζει να επισημανθεί πως τα μακροσεισμικά δεδομένα δεν χρησιμοποιούνται τόσο συχνά για την μελέτη ισχυρών σεισμών, με αποτέλεσμα ένας τεράστιος όγκος πληροφοριών να παραμένει αναξιοποίητος. Η παρούσα έρευνα έχει προοπτικές και δυνατότητες εξέλιξης ή και βελτίωσης, εφαρμόζοντας την σε περισσότερους σεισμούς (και μικρότερου μεγέθους) του Ελλαδικού χώρου (π.χ. ιστορικούς αλλά και πρόσφατους σεισμούς), αλλά και χρησιμοποιώντας εναλλακτικές μεθοδολογίες και λογισμικά.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Abercrombie, R. E., Main, I. G., Douglas, A., andBurton, P. W. (1995). The nucleation and rupture process of the 1981 Gulf of Corinth earthquakes from deconvolved broad-band data. Geophysical Journal International, 120(2), 393–405. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb01827.x

Aki, K. (1988). Local site effects on strong ground motion. *Proc. Earthquake Eng. Soil Dyn. II, GTDiv/ASCE, ParkCity, Utah, 27-30 June*, 103-155.

Allen, T. I., and Wald, D. J. (2007). Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site-Conditions (VS30) and Amplification Around the Globe. 76.

Amiranlou, H., Pourkermani, M., Dabiri, R., Qoreshi, M., andBouzari, S. (2016). The Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency Simulating of Strong Ground Motion for Earthquake Scenario of North Tabriz Fault. Open Journal of Earthquake Research, 05(02), 114–121. https://doi.org/10.4236/ojer.2016.52009

Anderson, J. G., and Hough, S. E. (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. Bulletin of the Seismological Society of America, 74(5), 1969–1993.

Andrews, D.J. (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. Earthquake Source Mechanics, American Geophysical Union, Washington D.C., 259-268.

Archuleta, R. J. (1984). A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B6), 4559–4585. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04559

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A., and Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. Geophysical Journal International, 126(1), 11–53. https://doi.org/10. 1111 /j.1365-246X.1996.tb05264.x

Atkinson, G. M., and Boore, D. M. (1995). Ground-motion relations for eastern North America. Bulletin of the Seismological Society of America, 85(1), 17-30.

Atkinson, G. M., Assatourians, K., Boore, D. M., 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), 3192–3201. https://doi.org/10.1785/0120090058

Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A. M., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Nercessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D., and Veis, G. (2004). Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. 11.

Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E., and Rigo, A. (1997). Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: Implications for the oceanic subduction-continental collision transition. Geophysical Journal International, 131(3), 559–594. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb06600.x

Bard, P.-Y. (1994). Effects on surface geology on ground motion: recent results and remaining issues*. Proc.10 European Conference of Earthquake Engineering, Vienna, Austria, 1*, 305-323.

Benetatos, C. A., and Kiratzi, A. A. (2004). Stochastic strong ground motion simulation of intermediate depth earthquakes: The cases of the 30 May 1990 Vrancea (Romania) and of the 22 January 2002 Karpathos island (Greece) earthquakes. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24(1), 1–9. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2003.10.003

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

Beresnev, I. A., and Atkinson, G. M. (1998). Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake. I. Validation on rock sites. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(6), 1392-1401.

Beresnev, I. A., and Atkinson, G. M. (1999). Generic Finite-Fault Model for Ground-Motion Prediction in Eastern North America. 19.

Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon – Caen, H., Gomez, J – M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachetl, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastasiou, D., Chouliaras, M. and Stavrakakis, G. (1997). The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *Journal of Seismology* 1, 131-150.

Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J., and Ambraseys, N. (1991). Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. Nature, 350(6314), 124–129. https://doi.org/10.1038/350124a0

Biot, M.A. (1934). Theory of Vibration of Buildings During Earthquakes, Zeit. für Ang. Mat. Und Mech., 14, 213–223.

Boatwright, J. (1982). A dynamic model for far-field acceleration. Bulletin of the Seismological Society of America, 72(4), 1049–1068.

Boatwright, J., Fletcher, J. B., and Fumal, T. E. (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 81(5), 1754–1782.

Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. Bulletin of the Seismological Society of America, 73(6A), 1865–1894.

Boore, D.M. and Joyner, W.B. (1986). Prediction of earthquake ground motion at periods of interest for base-isolated structures. *Proc. Sem. And Workshop. on Base Isolation and Passive Energy Dissip., ATV*, 355-370.

Boore D. and Atkinson G.M. (1987). Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in Eastern North America. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 77, No. 2, pp. 440-4.

Boore, D. M., and Joyner, W. B. (1997). Site amplifications for generic rock sites. Bulletin of the Seismological Society of America, 87(2), 327–341.

Boore, D. M. (2000), SMSIM: Fortran programs for simulating ground motions from earthquake. version 2.0, U.S. Geol. Surv., Open-File Rept. 00-509 , 55.

Boore, D. M. (2003). Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method. Pure Appl. Geophys., 160, 42.

Boore, D. M. (2005). SMSIM — Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes: Version 2.3 — A Revision of OFR 96–80–A, *U.S. Geological Survey.*

Boore, D. M. (2009). Comparing Stochastic Point-Source and Finite-Source Ground-Motion Simulations: SMSIM and EXSIM. Bulletin of the Seismological Society of America, 99(6), 3202–3216. https://doi.org/10.1785/0120090056

Boore, D. M., Campbell, K. W., and Atkinson, G. M. (2010). Determination of Stress Parameters for Eight Well-Recorded Earthquakes in Eastern North America. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(4), 1632–1645. https://doi.org/10.1785/0120090328

Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull.Seism.Soc.Am.*, *Vol. 60*, 29-61.

Bouchon, K. and Aki, K. (1977). Discrete wave number representation of seismic source wave fields. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 259-277.

Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., and Deschamps, A. (2000). Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B11), 25605–25625. https://doi.org/10.1029/2000JB900148

Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. Journal of Geophysical Research, 75(26), 4997–5009. https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997

Brune, J.N. (1971). Correction. *J. Geoph. Res., 76*, 5002.

Camera, L., Mascle, J., Wardell, N., Accatella, D. and Seahellarc Team (2014).The Peloponesse continental margin from Zakynthos Island to Pylos: morphology and recent sedimentary processes. *Boll. Di Geof. Teorica ed Applicata, vol. 55, n.2*, 325-342. https://doi.org/10.4430/bgta0092

Caputo, M., Panza, G. F., and Postpischl, D. (1970). Deep structure of the Mediterranean Basin. Journal of Geophysical Research (1896-1977), 75(26), 4919–4923. https://doi.org/10.1029/JB075i026p04919

Carver, D., and Bollinger, G. A. (1981). Aftershocks of the june 20, 1978, Greece earthquake: A multimode faulting sequence. In Tectonophysics (Vol. 73, Issue 4, p. 21).

Chousianitis, K., Ganas, A., and Evangelidis, C. P. (2015). Strain and rotation rate patterns of mainland Greece from continuous GPS data and comparison between seismic and geodetic moment release. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(5), 3909–3931. https://doi.org/10.1002/2014JB011762

Chousianitis, K., Gaudio, V. D., Pierri, P., and Tselentis, G.-A. (2018). Regional ground-motion prediction equations for amplitude-, frequency response-, and duration-based parameters for Greece. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 47(11), 2252–2274. https://doi.org/10.1002/eqe.3067

Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P. A., Denys, P. H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H.-G., Muller, M.-V., and Briole, P. (1998). Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. Geophysical Journal International, 135(1), 195–214. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00633.x

Diagourtas D., Makropoulos K., Wajeman C., Hatzfeld D., Bard P-Y. and Gariel, J-C. (1994). Simulation of strong ground motion of the 14 July 1993 Patras earthquake and its contribution in the assessment of seismic hazard, Patras region, W. Greece. *Proc. XXIV Gen. Ass. ESC, 3*, 1446-1454.

Ding, Y., Mavroeidis, G. P., and Theodoulidis, N. P. (2019). Simulation of strong ground motion from the 1995 Mw 6.5 Kozani-Grevena, Greece, earthquake using a hybrid deterministic-stochastic approach. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 117, 357–373. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.11.013

Field, E. H., and Jacob, K. H. (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. Bulletin of the Seismological Society of America, 85(4), 1127–1143.

Hanks, T. C., and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5), 2348–2350. https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348

Hanks, T. C., and McGuire, R. K. (1981). The character of high-frequency strong ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America, 71(6), 2071–2095.

Hartzell, S. H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. Geophysical Research Letters, 5(1), 1–4. https://doi.org/10.1029/GL005i001p00001

Hatzfeld, D., Christodoulou, A. A., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D., and Hatzidimitriou, P. M. (1986/1987). A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece). Earth and Planetary Science Letters, 81(4), 379–396. https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90125-7

Hatzfeld D. Kementzetzidou D., Karakostas V., Ziazia M., Northard S., Diagourtas D., Deschamps A., Karakaisis G., Papadimitriou P., Scordilis M., Smith R., Voulgaris N., Kiratzi A., Makropoulos K., Bouin M.-P. and Bernard P. (1996). The Galaxidi earthquake of November 18, 1992: a possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bull. Seism. Soc. Am., in press*.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R., Paul, A.,Voidomatis, P., Diagourtas, D., Kassaras, I., Koutsikos, I., Makropoulos, K., Azzara, R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P. and Papaioannou, C. (1997). The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of 13 May 1995 Revisited from a Detailed Seismological Study. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 87, No. 2*, 463-473.

Hatzidimitriou, P.M., Scordilis, E.M., Papadimitriou, E.E., Hatzfeld, D., and Christodoulou, A.A. (1991). Microearthquake study of the Thessaloniki area (northern Greece). *Terra Nova, 3, 648-654*.

Hubert, A., King, G., Armijo, R., Meyer, B., and Papanastassiou, D. (1996). Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. Earth and Planetary Science Letters, 142(3–4), 573–585. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00108-2

Irikura, K. (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes. *Bull. Dis. Prev. Res. Inst.*, 33, 63-104.

Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G. C. P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., and Virieux, J. (1982). Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): The Corinth earthquakes of February and March 1981. Earth and Planetary Science Letters, 57(2), 377–397. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90158-3

Jackson, J. (1994). Active Tectonics of the Aegean Region. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 22(1), 239–271. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.001323

Joyner, W., and Boore, D. M. (1988). Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion. n, 43–102. https://pubs.er.usgs.gov/publication/70014404

Karakaisis, G. F., Karacostas, B. G., Papadimitriou, E. E., Scordilis, E. M., and Papazachos, B. C. (1985). Seismic sequences in Greece interpreted in terms of barrier model. Nature, 315 (6016), 212–214. https://doi.org/10.1038/315212a0

Karakostas, B.G., Scordilis, E.M., Papaioannou, Ch.A., Papazachos, B.C. and Mountrakis, D. (1993). Focal properties of the October 16, 1988 Killini Earthquaκe (Western Greece). *2ο Διεθνές Συνέδριο Ένωσης Γεωφυσικών Ελλάδας, Φλώρινα, Ελλάδα, 5-7 Μαίου*.

Kazantzidou-Firtinidou, D., Kassaras, I., Ganas, A., Tsimi, C., Sakellariou, N., Mourloukos, S., Stoumpos, P., Michalaki, K., and Giannaraki, G. (2016). Seismic damage scenarios in KALAMATA (S. GREECE). Bulletin of the Geological Society of Greece, 50(3), 1495. https://doi.org/10.12681/bgsg.11862

Kenton, W. (2020). Monte Carlo Simulation. Investopedia. https://www.investopedia.com/terms/m/montecarlosimulation.asp

Kiratzi, A. A. (1999). Stress tensor inversion in Western Greece using earthquake focal mechanisms from the Kozani-Grevena 1995 seismic sequence. Annals of Geophysics, 42(4), Article 4. https://doi.org/10.4401/ag-3752

Kkallas, C., Papazachos, C., Margaris, B., Boore, D. M., Ventouzi, C., and Skarlatoudis, A. (2018). Stochastic Strong Ground Motion Simulation of the Southern Aegean Sea Benioff Zone Intermediate‐Depth EarthquakesStochastic Strong Ground Motion Simulation of the Southern Aegean Sea Intermediate‐Depth Earthquakes. https://doi.org/10.1785/0120170047

Klimis, N., Margaris, B., and Koliopoulos, P. (1999). Site Dependent Amplification Functions and response Spectra in Greece, *Journal of Earthquake Engineering, Vol. 3, No. 2,* 237-270.

Kokkalas, S., Pavlides, S., Koukouvelas, I., Ganas, A. and Stamatopoulos, L.(2007). Paleoseismicity of the Kaparelli fault (eastern Corinth Gulf): evidence for earthquake recurrence and fault behavior. Boll.Soc.Geol.It. (Ital.J.Geosci.), Vol. 126, No. 2 , 87-395.

Koliopoulos, P. K., Margaris, B. N., and Klimis, N. S. (1998). Duration and energy characteristics of Greekstrong motion records. Journal of Earthquake Engineering, 2(3), 391–417. https://doi.org/10.1080/13632469809350328

Kramer, S. L. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Prentice Hall.

Lachetl, C., and Bard, P.-Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. Journal of Physics of the Earth, 42(5), 377–397. https://doi.org/10.4294/jpe1952.42.377

Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Patau, G., Nercessian, A., Pacchiani, F., Bourouis, S., Drilleau, M., and Adamova, P. (2014). Reassessment of the rifting process in the Western Corinth Rift from relocated seismicity. Geophysical Journal International, 197(3), 1822–1844. https://doi.org/10.1093/gji/ggu096

Lermo, J., and Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. Bulletin of the Seismological Society of America, 83(5), 1574–1594.

Lykousis, V., Sakellariou, D. and Papanikolaou, D. (1998). Sequence stratigraphy in the N.margin of the Gulf of Corinth: implications to Upper Quaternary basin evolution. *Bull.Geol.Soc.Greece,* v.XXXII/2, 157-164.

Lyon-Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutass, J., Delibassis, N., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Papanastassiou, D., and Pedotti, G. (1988). The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) Earthquake: Detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic Arc. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B12), 14967–15000. https://doi.org/10.1029/JB093iB12p14967

Makris, J., and Papoulia, J. (2009). Tectonic evolution of Zakinthos island from deep seismic soundings: thrusting and its association with the Triassic evaporates. In Proc. Guide Symp. and Field trip Evaporites: Sedimentology, In: Proc. Guide Symp. and Field trip Evaporites: Sedimentology, Evaluation and Economic Significance, Zakynthos, Greece (pp. 47-54).

Makropoulos, K.C., (1978). The Statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity, Ph.D. thesis, Univ. of Edinburgh, 193 pp.

Makropoulos, K. C., and Burton, P. W. (1984). Greek tectonics and seismicity. Tectonophysics, 106(3–4), 275–304. https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90181-1

Makropoulos, K. C., and Burton, P. W. (1985). Seismic hazard in Greece. II. Ground acceleration. Tectonophysics, 117(3–4), 259–294. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90274-4

Makropoulos, K.C., Liakopoulos, A. and Voulgaris, N. (1990). A PC-based computer package from seismic hazard assessment. *Proc. XXII Gen. Ass. ESC., Barcelona, 2*, 865-871.

Mariolakos, I., Papanikolaou, D., Symeonidis, N., Lekkas, S., Karotsieris, Z., and Sideris, C. (1982). The deformation of the area around the eastern Korinthian gulf, affected by the earthquakes of February–March 1981. In Proceedings of International Symposium on the Hellenic Arc and Trench (HEAT) (Vol. 1, pp. 400-420). Athens: National Technical University.

Margaris, B. N., and Boore, D. M. (1998). Determination of Δσ and ko from Response Spectra of Large Earthquakes in Greece. 14.

Margaris, B.N., Papazachos, C.B., Papaioannou, Ch., Theodulidis, N., Kalogeras, I., and A.A., Skarlatoudis, (2002). "Empirical attenuation relations for the horizontal strong ground motion parameters of shallow earthquakes in Greece", in Proc. of the 12th European Conf. on Earthquake Engineering, 9-13 September, London.

Mavroeidis, G. P., Ding, Y., and Moharrami, N. (2018). Revisiting the 1995 MW 6.4 Aigion, Greece, earthquake: Simulation of broadband strong ground motion and site response analysis. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 104, 156–173. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2017.08.023

McKenzie, D. P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226(5242), 239–243. https://doi.org/10.1038/226239a0

McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 30(2), 109–185. https://doi.org/10.1111/j. 1365 -246X.1972.tb02351.x

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55(1), 217–254. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb04759.x

McNeill, L.C., Cotterill, C.J., Henstock, T.J., Bull, J.M., Stefatos, A., Collier, R., Papatheoderou, G., Ferentinos, G. and Hicks, S.E. (2005). Active faulting within the offshore western Gulf of Corinth, Greece: implications for models of continental rift deformation. Geology 33. 241–244.

Meyer, B., Armijo, R., Massonnet, D., Chabalier, J. B. de, Delacourt, C., Ruegg, J. C., Achache, J., Briole, P., andPapanastassiou, D. (1996). The 1995 Grevena (northern Greece) Earthquake: Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry. Geophysical Research Letters, 23(19), 2677–2680. https://doi.org/10.1029/96GL02389

Moghaddam, H., Fanaie, N., and Motazedian, D. (2010). Estimation of Stress Drop for Some Large Shallow Earthquakes Using Stochastic Point Source and Finite Fault Modeling. 19.

Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., and Micarelli, L. (2003). The Gulf of Corinth: An active half graben? Journal of Geodynamics, 36(1–2), 323–340. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00053-X

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), 995-1010.

Mountrakis, D., Psilovikos, A.,and Papazachos, B.C. (1983). The geotectonic regime of the 1978 Thessaloniki earthquake. *The Thessaloniki, Northern Greece, Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence, Ed. B. C. Papazachos and P. G. Carydis*, 11-27.

Musson, R. M. W., Grünthal, G., and Stucchi, M. (2010). The comparison of macroseismic intensity scales. Journal of Seismology, 14(2), 413–428. https://doi.org/10.1007/s10950-009-9172-0

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *QR Railway Tech.Res.Inst. 30*, 1.

Nogoshi, M., and Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of the microtremors: Journal of the Seismological Society of Japan.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *Jour. Seism. Soc. Japan, 24, In Japanese with English abstract*, 26–40.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 75(4), 1135–1154.

Ou, G. B., and Herrmann, R. B. (1990). A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances. *Bulletin of the Seismological Society of America, 80(6A),* 1397-1417.

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

Papageorgiou, A.S. and Aki, K. (1983b). A specific barrier model for quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Part II. Application of the model. *Bull. Seism. Soc. Am., 73*, 953-978.

Papanikolaou, D., Chronis, G., Lykousis, V., Sakellariou, D. and Papoulia, I. (1996). Neotectonic structure of the west Korinthiakos gulf and geodynamical phenomena induced by the Egion earthquake, in *International Scientific Symposium, Earthquake, 6.1R, Egio Earthquake, extended abstract (in Greek), Aighio.*

Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. (1970). Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge*. "Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid, Sept. 1969", 16, 74 - 75.*

Papazachos, B. C., and Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. Journal of Geophysical Research (1896-1977), 76(35), 8517–8533. https://doi.org/10.1029/JB076i035p08517

Papazachos, B., Mountrakis, D., Psilovikos, A., andLeventakis, G. (1979). Surface fault traces and fault plane solutions of the May–June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece. Tectonophysics, 53(3), 171–183. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90061-1

Papazachos, B.C., Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Leventakis, G. (1979b). Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area. *Bulgarian Geophys. J., 6*, 72-80.

Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Papadimitriou, E.E. and Scordilis, E.M. (1984). Properties of the February-March 1981 seismic sequence in the Alkyonides gulf in central Greece. Article *in* Annales Geophysicae January 1984.

Papazachos, B., Kiratzi, A., Karacostas, B., Panagiotopoulos, D., Scordilis, E., and Mountrakis, D. M. (1988). Surface fault traces, fault plane solution and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata (Southern Greece). Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 126(1), 55–68. https://doi.org/10.1007/BF00876914

Papazachos, B.C., (1989). Measures of earthquake size in Greece and surrounding areas. *1st Congr. Hellenic Geophys. Union*, 438-437.

Papazachos, C. B. (1992). Anisotropic radiation modelling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 138(3), 445–469. https://doi.org/10.1007/BF00876882

Papazachos, B.C., Panagiotopoulos, D., Scordilis, E., Karakaisis, G., Papaioannou, C., Karacostas B., Papadimitriou E., Kiratzi A., Hatzidimitriou P., Leventakis G., Voidomatis Ph., Peftitselis K., Savaidis A., and Tsapanos T. (1996). Focal properties of the 13 May 1995 large (Ms = 6.6) earthquake in the Kozani area (North Greece). *Proceedings of the XV Congress of the Carpatho-Balcan Geological Association, Special Publication of The Geological Society of Greece, No. 6, Athens Sept. 1995, pp. 96-106.*

Papazachos, B. C., Ch.A. Papaioannou, C.B. Papazachos and A.S. Savvaidis (1997): A data bank of macroseismic information for shallow earthquakes in the southern Balkan area (550BC-1995AD). Pres. at the 29th Gen. Ass. IASPEI, August 1997. Thessaloniki, (abstracts volume).

Papazachos, B.C. and Papazachou, C.B. (1997). The earthquakes of Greece, *Ziti Editions, Thessaloniki, 304 pp.*

Papazachos, C., and Papaioannou, Ch. (1997). The macroseismic field of the Balkan area. Journal of Seismology, 1(2), 181–201. https://doi.org/10.1023/A:1009709112995

Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A. and Papazachos, C.B. (1997). The stress field in the Aegean area as dedused from fault plane solutions of shallow earthquakes. *IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-28 August 1997*.

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

Papazachos, B. C., Karakostas, B. G., Kiratzi, A. A., Papadimitriou, E. E., and Papazachos, C. B. (1998). A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence. Journal of Geodynamics, 26(2–4), 217–231. https://doi.org/10.1016/S0264-3707(97)00050-1

Papazachos, C., and Papaioannou, Ch. (1998). Further information on the macroseismic field in the Balkan area. Journal of Seismology, 2(4), 363–375. https://doi.org/10.1023/A:1009749401025

Papazachos, C. (1999). An Alternative Method for a Reliable Estimation of Seismicity with an Application in Greece and the Surrounding Area. 89, 111–119.

Papazachos, B. C., Papaioannou, C. A., Papazachos, C. B., and Savvaidis, A. S. (1999). Rupture zones in the Aegean region. Tectonophysics, 308(1–2), 205–221. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00073-6

Papazachos B.C, A.A. Savaidis, Ch. A. Papaioannou and C.B. Papazachos (1999): The S. Balkan dBank of Shallow and Intermediate Depth Earthquake Macroseismic Data, XXII Gen. Ass. of the IUGG, Birmingham, UK July 1999 (abstracts volume).

Papazachos, C.B., Soupios, P., Savvaidis, A., andRoumelioti, Z., (2000). Identification of small-scale active faults near metropolitan areas: an example from the Asvestochori fault near Thessaloniki. *Proceedings of the XXXII ESC General Assembly, Lisbon, Portugal, 15–20 September 2000.* 221–225.

Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B., and Karakaisis, G. F. (2004). GLOBAL RELATIONS BETWEEN SEISMIC FAULT PARAMETERS AND MOMENT MAGNITUDE OF EARTHQUAKES. Bulletin of the Geological Society of Greece, 36(3), 1482. https://doi.org/10.12681/bgsg.16538

Papazachos C., (2019). Deep Structure and Active Tectonics of the South Aegean Volcanic Arc. Elements 15(3):153-158. DOI: 10.2138/gselements.15.3.153.

Papazachos G., Papazachos C., Skarlatoudis A., Kkallas H. and Lekkas E. (2015). Modelling macroseismic observations for historical earthquakes: the cases of the M = 7.0, 1954 Sofades and M = 6.8, 1957 Velestino events (central Greece). *J. Seismol DOI 10.1007/s10950-015-9517-9.*

Paradisopoulou, P. M., Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Tranos, M. D., Papazachos, C. B., and Karakaisis, G. F. (2006). Microearthquake study of the broader Thessaloniki area (Northern Greece). 14.

Pavlides, S. B., Zouros, N. C., Chatzipetros, A. A., Kostopoulos, D. S., and Mountrakis, D. M. (1995). The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (KozaniGrevena) earthquake; preliminary results. Terra Nova, 7(5), 544–549. https://doi.org/10.11 11 /j.1365-3121.1995.tb00556.x

Phillips, W. S., and Aki, K. (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. Bulletin of the Seismological Society of America, 76(3), 627–648.

Raptakis, D., Theodulidis, N., and Pitilakis, K. (1998). Data Analysis of the Euroseistest Strong Motion Array in Volvi (Greece): Standard and Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio Techniques. Earthquake Spectra, 14(1), 203–224. https://doi.org/10.1193/1.1585996

Richard, R. and Phillipakis, N. (1970). Geological map, Greece 1:50,000, *Sheet Kalamata (I.G.S.R.).*

Riepl, J., Bard, P.-Y., Papaioannou, C., and Nechtschein, S. (1998). Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EUROSEISTEST). *Bull.Seism.Soc.Am., Vol. 88*, 488 – 502.

Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., andKassaras, I. (1996). A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): Implications for large-scale normal faulting mechanisms. Geophysical Journal International, 126(3), 663–688. https://doi.org/10 .1111/j.1365-246X.1996.tb04697.x

Rigo, A., Chabalier, J.-B. de, Meyer, B., and Armijo, R. (2004). The 1995 Kozani-Grevena (northern Greece) earthquake revisited: An improved faulting model from synthetic aperture radar interferometry. Geophysical Journal International, 157(2), 727–736. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02220.x

Roberts, G., International Workshop on Active Tectonics, E. G., Archaeology and Engineering <2, 2011, Corinth>, International Union for Quaternary Research, & International Union of Geological Sciences. (2011). Active tectonics and earthquake geology of the Perachora Peninsula and the Area of the Isthmus, Corinth Gulf, Greece field trip guide. The Natural Hazards Laboratory [u.a.

Rotstein, Y. (1985). Tectonics of the Aegean block: Rotation, side arc collision and crustal extension. Tectonophysics, 117(1), 117–137. https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90241-0

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodulidis, 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. Annals of Geophysics, 43(4), Article 4. https://doi.org/10.4401/ag-3666

Roumelioti, Z. (2004). Stochastic Strong Ground-Motion Simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 94(3), 1036–1052. https://doi.org/10.1785/0120030219

Roumelioti, Z., Theodulidis, N. and Kiratzi, A. (2007). The 20 June 1978 Thessaloniki (Northern Greece) earthquake revisited: slip distribution and forward modelling of geodetic and seismological observations. *4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering June 25-28, 2007 Paper No. 1594.*

Rubinstein, R. Y., and Kroese, D. P. (2017). Simulation and the Monte Carlo method (Third edition). John Wiley & Sons, Inc.

Shapira, A. (1983). Potential earthquake risk estimations by application of a simulation process. Tectonophysics, 95(1), 75–89. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90 260-3

Shebalin, N.V., Kárnik, V. and Hadzievski, D. (1974). Catalogue of Earthquakes 1901–1970, and Atlas of Isoseismal Maps. *UNDP/UNESCO Balkan Project,Skopje*, *3*.

Skarlatoudis, A. A., Papazachos, C. B., and Margaris, B. N. (2003). Determination of noise spectra from strong motion data recorded in Greece. Journal of Seismology, 7(4), 533–540. https://doi.org/10.1023/B:JOSE.0000005724.36224.58

Skarlatoudis, A. A., Papazachos, C. B., Margaris, B. N., Ventouzi, C., Kalogeras, I., & the EGELADOS Group. (2013). Ground-Motion Prediction Equations of Intermediate-Depth Earthquakes in the Hellenic Arc, Southern Aegean Subduction Area. Bulletin of the Seismological Society of America, 103(3), 1952–1968. https://doi.org/10.1785/0120120265

Soufleris, C., & Stewart, G. S. (1981). A source study of the Thessaloniki (northern Greece) 1978 earthquake sequence. Geophysical Journal International, 67(2), 343–358. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02754.x

Stewart, J. P., Klimis, N., Savvaidis, A., Theodoulidis, N., Zargli, E., Athanasopoulos, G., Pelekis, P., Mylonakis, G., and Margaris, B. (2014). Compilation of a Local VS Profile Database and Its Application for Inference of VS30 from Geologic- and Terrain-Based Proxies. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(6), 2827–2841. https://doi.org/10.1785/0120130331

Stravrakakis, G., Drakopoulos, J. and Macropoulos, K. (1986b). A model for the seismic hazard assessment in southwestern Peloponessus and synthesized ground motions for the city of Kalamata. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 233-249.

Stravrakakis, G., Drakopoulos, J. and Macropoulos, K. (1986c). Complex rupture proce4ss and strong ground motion prediction*. Proc. 8th ECEE, Lisbon*, 1, 23-30.

Taymaz, T., Jackson, J., and Mckenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophysical Journal International, 106(2), 433–490. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03906.x

Theodulidis, N. P., and Papazachos, B. C. (1992). Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: I, Peak horizontal acceleration, velocity and displacement. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 11(7), 387–402. https://doi.org/10.1016/0267-7261(92)90003-V

Theodulidis, N., Kalogeras, I., Papazachos, C., Karastathis, V., Margaris, B., Papaioannou, C., and Skarlatoudis, A. (2004). HEAD 1.0: A Unified HEllenic Accelerogram Database. Seismological Research Letters, 75(1), 36–45. https://doi.org/10.1785/gssrl.75.1.36

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), 101–130. https://doi.org/10.1007/s10518-006-9001-6

Thiebault, F. (1982). Evolution geodynamique des Hellinides externs en Peloponnese meridional (Grece). *Soc. Geol. du Nord 6, 1-574.*

Toro, G. R., and McGuire, R. K. (1987). An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America*. Bulletin of the Seismological Society of America, 77(2), 468-489.*

Tselentis, G.-A., & Danciu, L. (2010a). Probabilistic seismic hazard assessment in Greece – Part 1: Engineering ground motion parameters. Natural Hazards and Earth System Sciences, 10(1), 25–39. https://doi.org/10.5194/nhess-10-25-2010

Tselentis, G.-A., & Danciu, L. (2010b). Probabilistic seismic hazard assessment in Greece – Part 3: Deaggregation. Natural Hazards and Earth System Sciences, 10(1), 51–59. https://doi.org/10.5194/nhess-10-51-2010

Tranos, M. D., Papadimitriou, E. E., and Kilias, A. A. (2003). Thessaloniki–Gerakarou Fault Zone (TGFZ): The western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. Journal of Structural Geology, 25(12), 2109–2123. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00071-3

Trifunac, M. D., and Todorovska, M. I. (2001). A note on the useable dynamic range of accelerographs recording translation. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 21(4), 275–286. https://doi.org/10.1016/S0267-7261(01)00014-8

Tselentis, G.A. and Danciu, L. (2008). Empirical Relationships between Modified Mercalli Intensity and Engineering Ground-Motion Parameters in Greece.*Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*(4), 1863-1875, doi:10.1785/0120070172.

Wald, D.J., and Allen, T.I., (2007). Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Conditions and Amplification. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *97*(5), 1379-1395, doi:10.1785/0120060267.

Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H., and Kanamori, H. (1999). Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. Earthquake Spectra, 15(3), 557–564. https://doi.org/10.1193/1.1586058

Yang, W., and Tian, C. (2012). Monte-Carlo simulation of information system project performance. Systems Engineering Procedia, 3, 340–345. https://doi.org/10.1016/j.sepro.2011.11.039

Βαμβακάρης Δ., (2004). Συμβολή στη σεισμοτεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας Λεκάνης, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.).

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.

Κκαλλάς, Χ. (2018). Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας, της σεισμικής επικινδυνότητας και της ενεργού Τεκτονικής στο Ν. Αιγαίο, *Διδακτ. Διατρ. Α.Π.Θ*.

Μουντράκης, Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας. Univ. Stud. Press, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπαζάχου, Κ. (2003). Οι Σεισμοί της Ελλάδας Γ' Έκδοση. Εκδόσεις Ζήτη, 89-255.

Παπαζάχος, Β.Κ., Καρακαΐσης, Γ.Φ., Χατζηδημητρίου, Π.Μ. (2005). Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Εκδόσεις Ζήτη.

Παπανικολάου, Δ., Χρόνης, Γ., Λυκούσης, Β., Σακελλαρίου, Δ. και Παπούλια, Ι. (1997). Νεοτεκτονική δομή του Κορινθιακού κόλπουκαι γεωδυναμικά φαινόμενα του σεισμού του Αιγίου. Πρακτικά 5ου Πανελληνίου Συμποσίου Ωκεανογραφίας και Αλιείας, τόμος Ι, 415-418.

Πενέλης, Γ.Γ., Κάππος, Α.Ι. (1990). Αντισεισμικές κατασκευές και σκυρόδεμα. Εκδόσεις Ζήτη

Ρουμελιώτη, Ζ. (2003). Συμβολή στην προσομοίωση της ισχυρήςσεισμικής κίνησης, με έμφαση στο κοντινό πεδίο,στηνευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. *Διδακτ. Διατρ. Α.Π.Θ.*

Διαδικτυακές αναφορές

BGINOA: http://www.gein.noa.gr/

David Boore Software: http://www.daveboore.com/softwareonline.html, http://www. daveboore.com/pubs_online. html

GMT (Generic Mapping Tools): http://gmt.soest.hawaii.edu/projects/gmt/wiki/Download

HEAD: http://www.itsak.gr/head

MATLAB:https://www.mathworks.com/

Surfer: https://www.goldensoftware.com/products/surfer

USGS:https://earthquake.usgs.gov/data/shakemap/

ViewWave manual: http://smo.kenken.go.jp/~kashima/sites/default/files/vw_manual220.pdf

ΕΘΝΙΚΟ ΑΡΧΕΙΟ ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΩΝ ΔΙΑΤΡΙΒΩΝ: https://www.didaktorika.gr/

ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΚΤΗΜΑΤΟΛΟΓΙΟ: https://www.ktimatologio.gr/

ΙΤΣΑΚ: http://www.itsak.gr

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι: Σε ηλεκτρονική μορφή

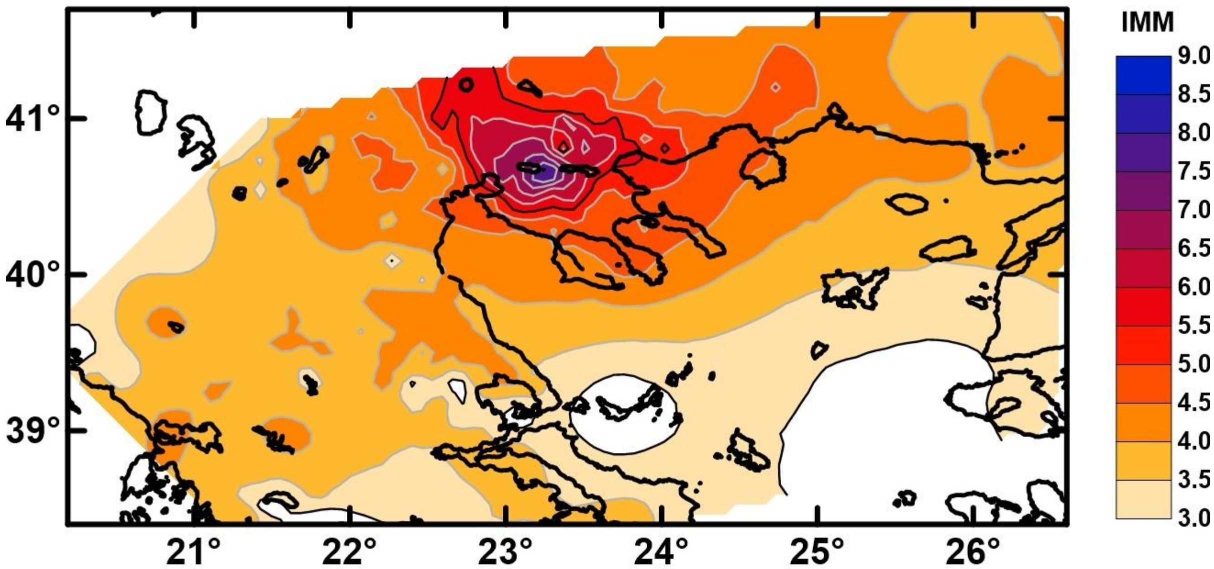
Επιταχυνσιογράμματα, Φάσματα Fourier, PseudoVelocityResponse, Husid plot, Fourier Spec.Ratio (Ampl), από τους διαθέσιμους σταθμούς καταγραφης (Πηγή: HEAD: Hellenic Accelerogram Database)

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ: Πληροφορίες Σταθμών Επιταχυνσιογράφων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή (Πηγή: HEAD: Hellenic Accelerogram Database)

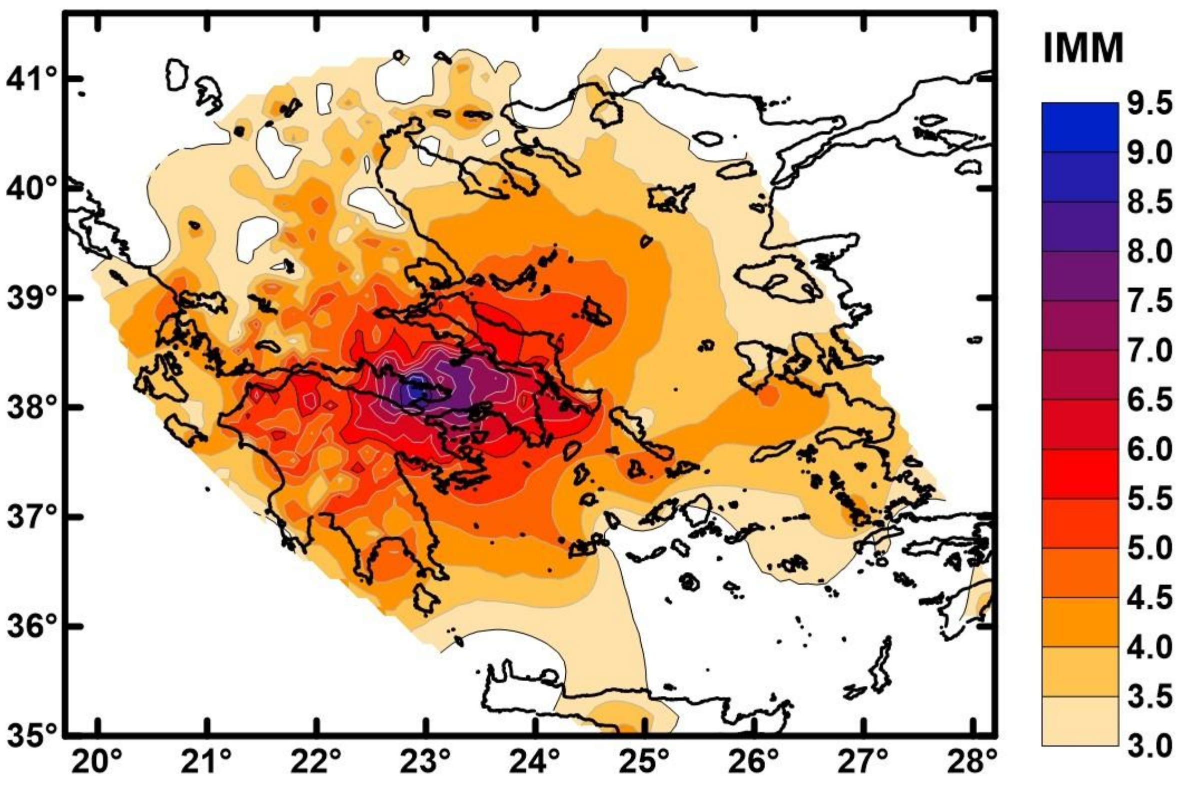
Station code	Station Name	Lat	Lon	Soil type (NEHRP)
AIGA	Aigio	38.2500	22.0800	C
AMAA	Amaliada	37.8000	21.3500	D
AMIA	Amfissa	38.5300	22.3800	C
ARG1†	Argostoloi	38.1670	20.4830	C
EDE1	Edessa	40.8050	22.0510	C
FLO1	Florina	40.7870	21.4040	B
GTH1	Gythio	36.7540	22.5670	A/B
KAL1†	Kalamata	37.0330	22.1000	C
KALA	Kalamata	37.0300	22.1200	C
KAR1	Karditsa	39.3660	21.9200	C
KAS1†	Kastoria	40.5180	21.2590	B
KAT1	Katerini	40.2670	22.5000	C
KORA	Korinthos	37.9300	22.9300	D
KOZ1	Kozani	40.3020	21.7840	B
MRNA	Mornos	38.5300	22.1200	C
NAUA	Navpaktos	38.4000	21.8300	B
PAT1†	Patra	38.2500	21.7330	C
PAT2	Patra	38.2380	21.7380	C
PAT3†	Patra	38.2540	21.7380	D
PATA	Patra	38.2500	21.7300	C
PYR1†	Pyrgos	37.6700	21.4380	D
SPAA	Sparti	37.0800	22.4300	C
THEA	Thessaloniki	40.6300	22.9600	D
VER1	Veroia	40.5260	22.2030	A/B
XLCA	Xylokastro	38.0800	22.6300	D
ZAK1	Zakynthos	37.7850	20.9000	D

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ III: Χάρτες χωρικής κατανομής παρατηρούμενων τιμών μακροσεισμικών εντάσεων των σεισμών της παρούσας διατριβής.

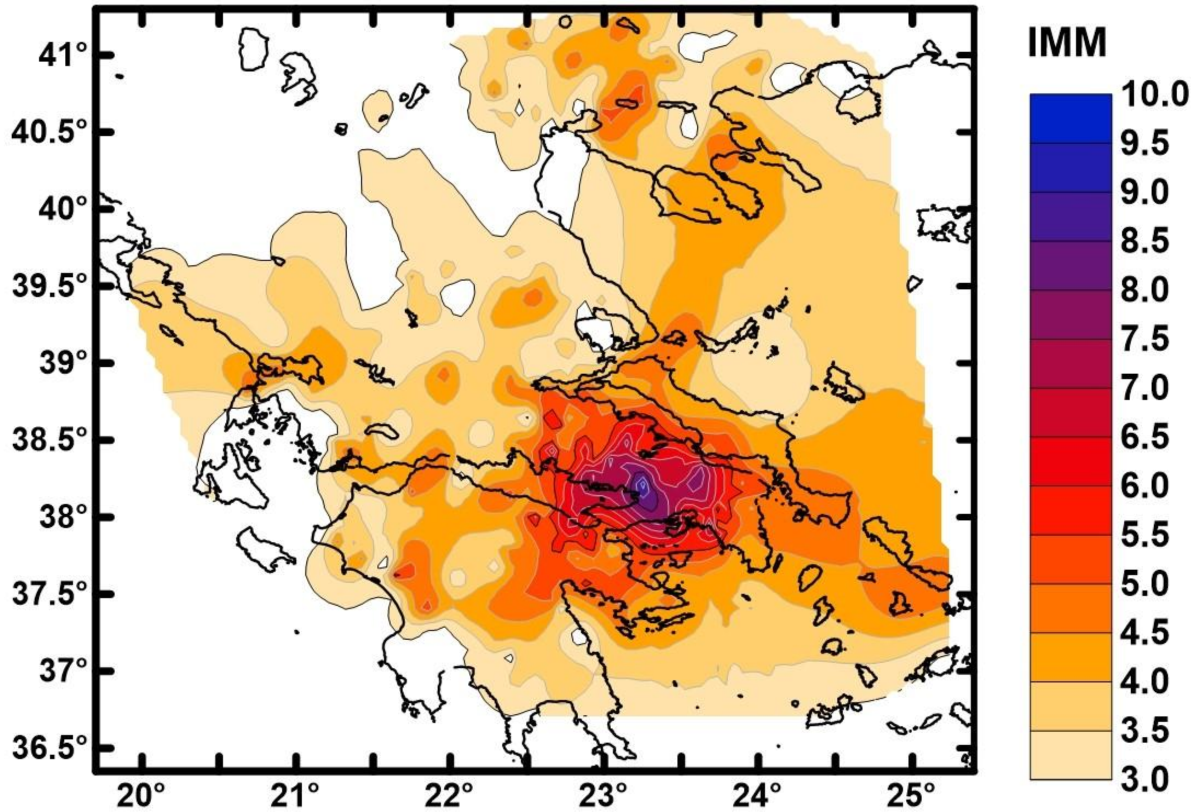
Σεισμός Στίβου (20/06/1978, M=6.5)



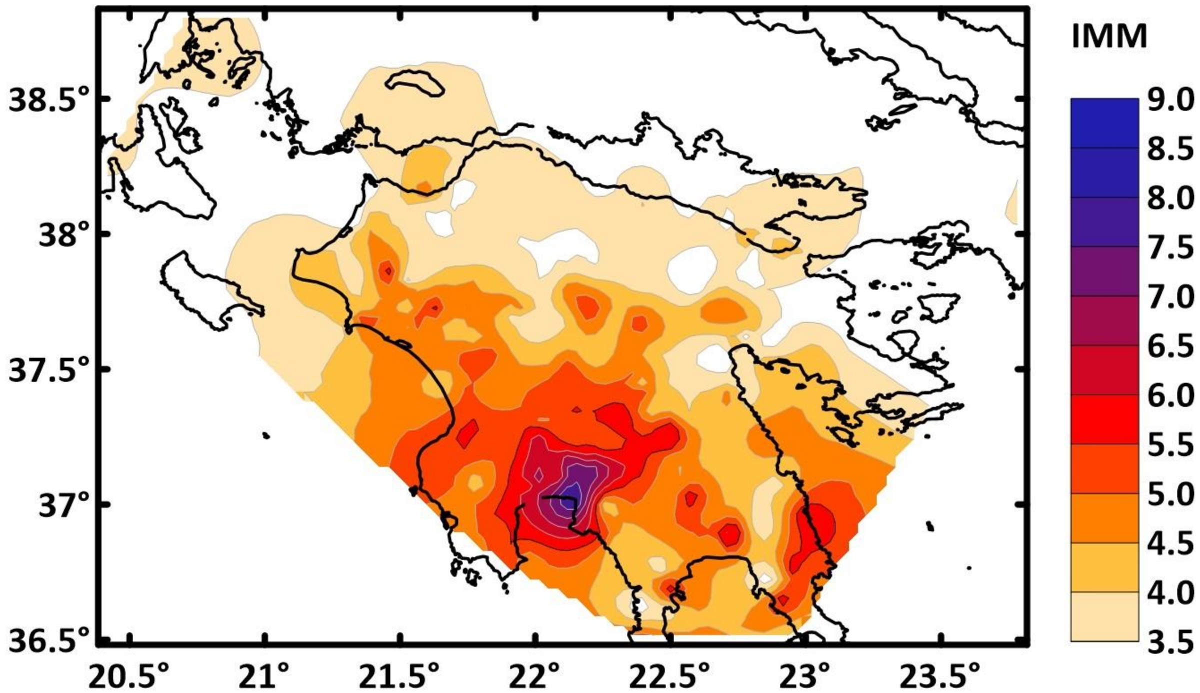
Σεισμός Αλκυονίδων (24/02/1981, M=6.7)



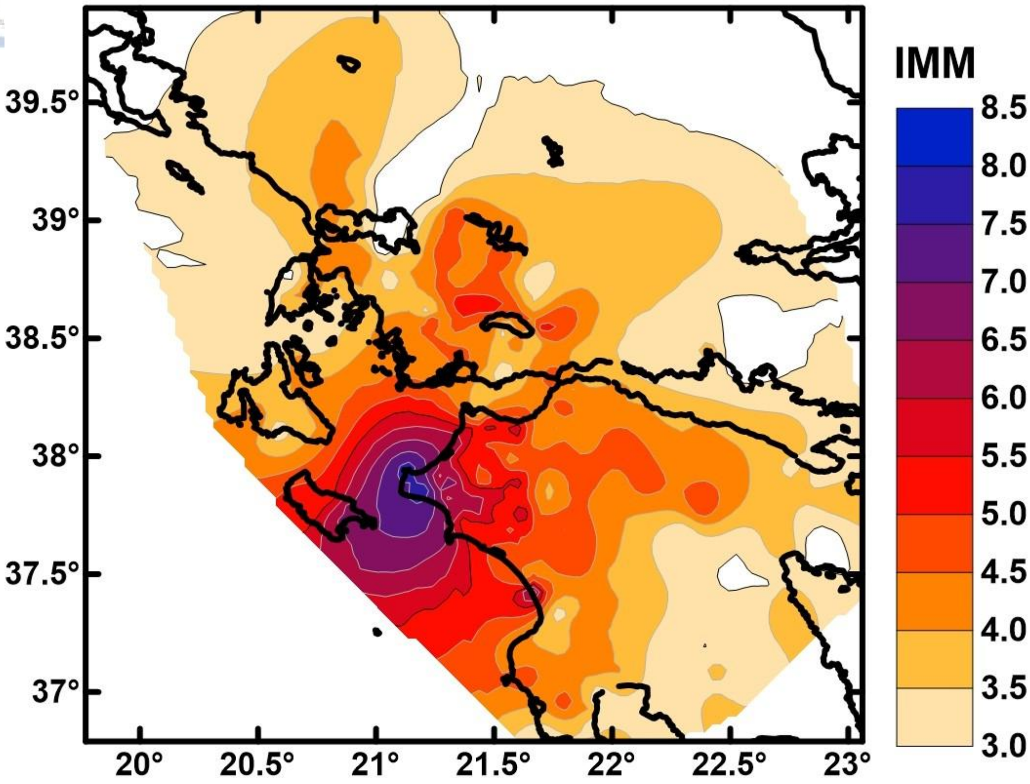
Σεισμός Πλαταιών (04/03/1981, M=6.3)



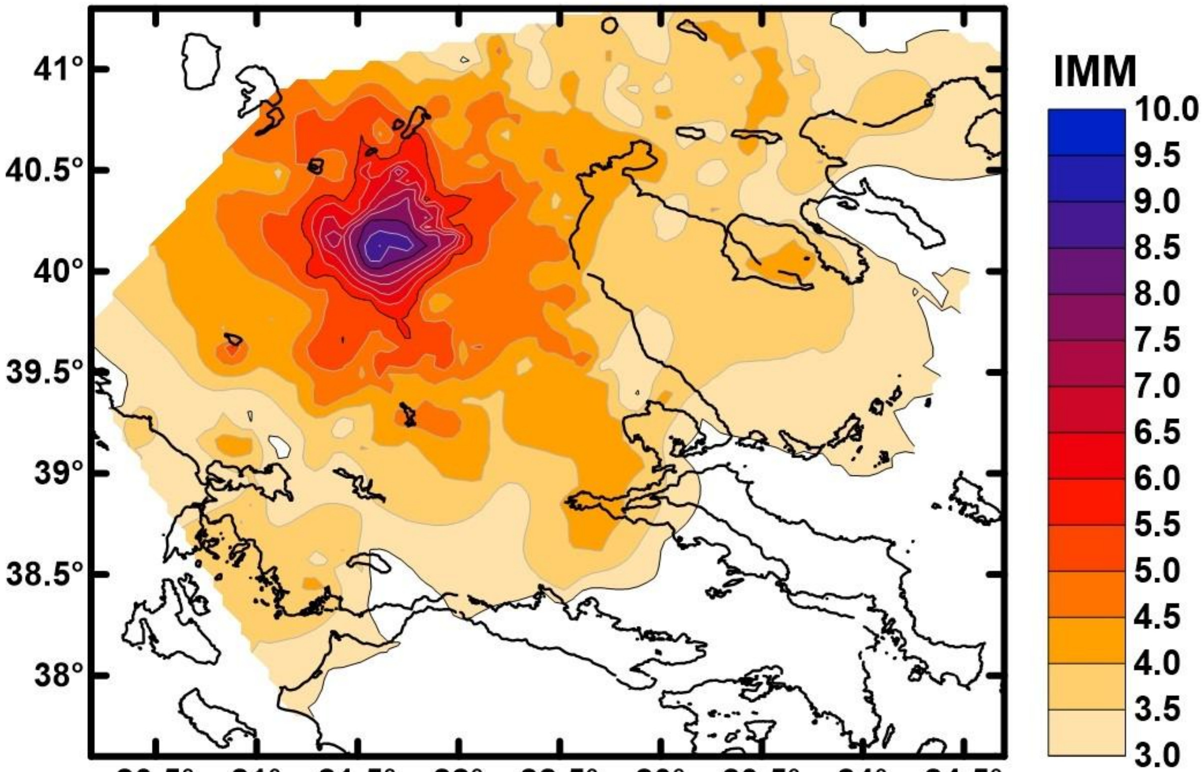
Σεισμός Καλαμάτας (13/09/1986, M=6.0)



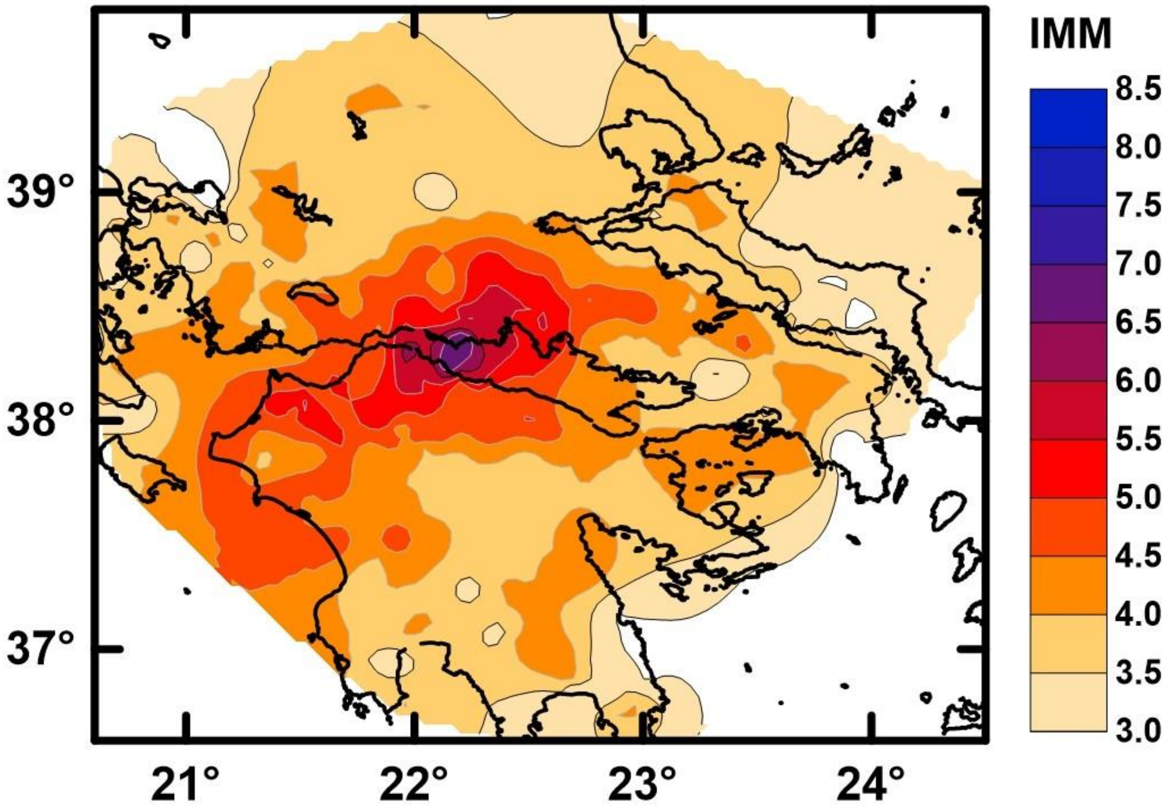
Σεισμός Κυλλήνης (16/10/1988, M=6.0)



Σεισμός Κοζάνης (13/05/1995, M=6.6)



Σεισμός Αιγίου (15/06/1995, M=6.4)



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ IV: Σε ηλεκτρονική μορφή

Στοχαστική προσομοίωση υιοθετώντας προσέγγιση τύπου Monte Carlo με τη στοχαστική μέθοδο ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων και με τη μέθοδο σημειακής πηγής, μέσω της χρήσης των προγραμμάτων EXSIM και SMSIM, αντίστοιχα.