ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΑΡΑΜΗΤΡΟΥ ΑΛΕΞΑΝΔΡΑ

Γεωλόγος

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΑΠΟ ΣΕΝΑΡΙΑ ΣΕΙΣΜΩΝ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ ΤΑ ΑΣΤΙΚΑ ΚΕΝΤΡΑ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2008

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κυρατζή Αναστασία, καθ. ΑΠΘ (*Επιβλέπουσα)*

Καρακαϊσης Γεώργιος, καθ. ΑΠΘ (*Μέλος)*

Ρουμελιώτη Ζαφειρία, Δρ Σεισμολόγος (*Μέλος)*

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Εισαγωγή

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης έχει δυο κύριους στόχους: α) τον υπολογισμό τανυστών σεισμικής ροπής από πρόσφατους σεισμούς στον ελλαδικό χώρο και β) την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από σενάρια σεισμών στην εγγύτητα ενός μεγάλου πολεοδομικού συγκροτήματος της χώρας, αυτό της Θεσσαλονίκης. Αν και τα δυο αντικείμενα διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους, το πρώτο (οι τανυστές σεισμικής ροπής) αποτελεί έναν από τους πιο καθοριστικούς παράγοντες για τη διαμόρφωση των αποτελεσμάτων του δεύτερου (συνθετικές εδαφικές κινήσεις), ιδιαίτερα στο κοντινό πεδίο των σεισμικών πηγών.

Οι στόχοι της διατριβής είναι, πιο συγκεκριμένα, οι ακόλουθοι:

1. Η εφαρμογή συγκεκριμένης μεθόδου αντιστροφής για τον υπολογισμό του τανυστή σεισμικής ροπής από επιφανειακούς σεισμούς, που εκδηλώθηκαν κατά το έτος 2006 στον ελλαδικό χώρο. Για το σκοπό αυτόν χρησιμοποιούνται ευρέος φάσματος δεδομένα από ελληνικά και διεθνή σεισμολογικά δίκτυα.
2. Η προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από σενάρια σεισμών στην εγγύτητα της πόλης της Θεσσαλονίκης με χρήση δύο λογισμικών της στοχαστικής μεθόδου (κώδικας FINSIM; Beresnev and Atkinson, 1998 και κώδικας EXSIM, Motazedian and Atkinson, 2005). Πιο συγκεκριμένα, εξετάζονται σενάρια σεισμών που αφορούν διάρρηξη των ρηγμάτων α) Ασβεστοχωρίου (M6.0), β) Πυλαίας-Πανοράματος (M5.9) και γ) Νέας Μεσημβρίας (M5.7). Επιπρόσθετα εξετάσθηκαν και τα ρήγματα Γοματίου (M6.7) και Σοχού (M6.6) στα οποία έγινε η χρήση μόνο του κώδικα FINSIM (Beresnev and Atkinson, 1998). Όλα τα προαναφερθέντα ρήγματα βρίσκονται σε απόσταση μερικών δεκάδων χιλιομέτρων από τη Θεσσαλονίκη.

Πριν από την εφαρμογή για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από σενάρια σεισμών, τα δύο λογισμικά τεκμηριώνονται μέσω της προσομοίωσης πραγματικών καταγραφών της επιτάχυνσης από δυο πρόσφατους σεισμούς της Ελλάδας, το σεισμό της Κοζάνης το 1995 (M6.5) και το σεισμό της Πάρνηθας το 1999 (M5.9).

Το περιεχόμενο της διατριβής έχει χωριστεί σε τέσσερα κεφάλαια. Στο **πρώτο κεφάλαιο** περιγράφονται η μέθοδος αντιστροφής που εφαρμόστηκε για τον υπολογισμό του τανυστή σεισμικής ροπής, ο τρόπος εφαρμογής της για τη μελέτη σεισμών του ελλαδικού χώρου και τα αποτελέσματα που προέκυψαν. Στο **δεύτερο κεφάλαιο** γίνεται η τεκμηρίωση των δυο λογισμικών της στοχαστικής μεθόδου μέσω της προσομοίωσης πραγματικών καταγραφών της επιτάχυνσης από δύο πρόσφατους σεισμούς της Ελλάδας. Στο **τρίτο κεφάλαιο** περιγράφεται η εφαρμογή των δύο μεθόδων για τον υπολογισμό της εδαφικής επιτάχυνσης στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης από τα τρία σενάρια σεισμών στα ρήγματα του Ασβεστοχωρίου, του Πανοράματος και της Νέας Μεσημβρίας και της στοχαστικής μεθόδου FINSIM για δύο σενάρια σεισμών στα ρήγματα του Γοματίου και του Σοχού

ενώ τέλος, στο **τέταρτο κεφάλαιο** συνοψίζονται τα συμπεράσματα της διατριβής. Το κυρίως κείμενο της διατριβής ακολουθούν τρία παραρτήματα με το σύνολο των αποτελεσμάτων από την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής για τον υπολογισμό του τανυστή σεισμικής ροπής και των δυο στοχαστικών μεθόδων προσομοίωσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης.

Με την ολοκλήρωση της διατριβής, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους αυτούς που αισθάνομαι ότι συνέβαλλαν στην πραγματοποίηση της.

Ευχαριστώ θερμά την επιβλέπουσα της διατριβής Καθηγήτρια κ. Αναστασία Κυρατζή για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε στην ανάθεση του θέματος, την αδιάκοπη καθοδήγησή της, τις πολύτιμες συμβουλές της καθώς και για την ψυχολογική, ηθική και οικονομική υποστήριξη και βοήθεια που μου παρείχε. Καθοριστικό όμως στοιχείο της όλης συνεργασίας μας υπήρξε η άψογη συνεννόηση που είχαμε σε προσωπικό επίπεδο.

Επίσης ευχαριστώ θερμά την Ζαφειρία Ρουμελιώτη για τη συνεχή βοήθεια και καθοδήγησή της σε επιστημονικά θέματα καθώς και για τη διάθεση υπολογιστικών προγραμμάτων. Η συμμετοχή της υπήρξε καθοριστική για την ολοκλήρωσή της.

Το τρίτο μέλος της συμβουλευτικής επιτροπής, Καθηγητή κ. Γεώργιο Καρακαΐση ευχαριστώ για την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου και τη συμβολή του στην ολοκλήρωση της διατριβής.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω σε όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής τόσο για τη βοήθειά τους, όσο και για τη δυνατότητα που μου έδωσαν να συμμετάσχω σε εργασίες υπαίθρου από τις οποίες βοηθήθηκα οικονομικά και αποκόμισα πολύτιμες εμπειρίες.

Ευχαριστώ όλους τους μεταπτυχιακούς φοιτητές για τη βοήθεια που μου προσέφεραν, κυρίως όμως θα ήθελα να ευχαριστήσω τον υποψήφιο διδάκτορα Μπογιατζή Πέτρο για την ηθική αλλά και επιστημονική του βοήθεια. Ένα μεγάλο ευχαριστώ επίσης στους συμφοιτητές μου Ανθυμίδη Μάριο, Μίλεα Χρήστο, Μπάλλα Δημήτρη και Ρήγα Μιχάλη.

Τέλος ένα μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου, Αποστόλη και Βασιλική και στον αδερφό μου Δήμο-Δημήτρη για την ηθική και οικονομική στήριξη όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών μου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΤΟΥ ΤΑΝΥΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ

"οἱ ἰσχυρότατοι γίγνονται τῶν σεισμῶν, ὅπου θάλαττα ῥοώδης ἢ ἡ χώρα σομφὴ καὶ ὕπαντρος· διὸ καὶ περὶ Ἑλλήσποντον καὶ περὶ Ἀχαΐαν καὶ Σικελίαν, καὶ τῆς Εὐβοίας"
(Αριστοτέλης, 384-323 π.Χ.)

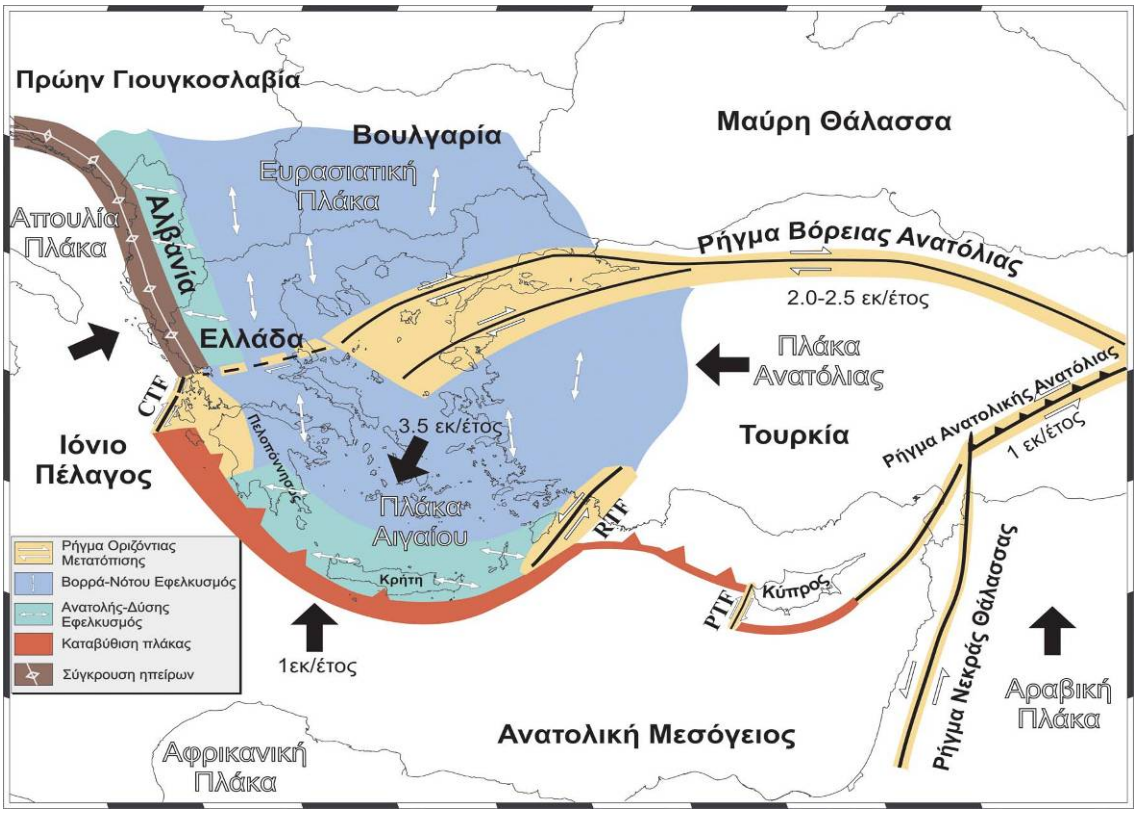
1.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό μελετώνται οι μηχανισμοί γένεσης – εκφρασμένοι ως τανυστές σεισμικής ροπής- σεισμών που εκδηλώθηκαν στον ελλαδικό χώρο κατά το έτος 2006. Για την αντιστροφή των στοιχείων του τανυστή σεισμικής ροπής έχουν προταθεί διάφοροι τρόποι που μπορούν να εφαρμοστούν είτε στο πεδίο του χρόνου (time domain) είτε στο πεδίο των συχνοτήτων (frequency domain). Από το 1970 και έπειτα πλήθος ερευνητών έχουν ασχοληθεί με μεθόδους ανάλυσης και αντιστροφής του τανυστή σεισμική ροπής (για παράδειγμα Langston, 1981; Dziewonski *et al.*, 1981; Dziewonski and Woodhouse, 1983 a, b; Nábělek, 1984; Dreger, 2003) χρησιμοποιώντας κύματα χώρου ή επιφανειακά κύματα που έχουν καταγραφεί σε κοντινές ή τηλεσεισμικές αποστάσεις. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος αντιστροφής του Dreger (2003).

1.2 Σεισμοτεκτονική και Μηχανισμοί Γένεσης Σεισμών της Ελλάδας

Ο σεισμός είναι φαινόμενο το οποίο εκδηλώνεται χωρίς προειδοποίηση, δεν μπορεί να αποτραπεί και παρά τη μικρή χρονική διάρκειά του μπορεί να προκαλέσει βλάβες σε κατασκευές με επακόλουθα σοβαρούς τραυματισμούς ή ακόμα και απώλειες ανθρώπινων ζωών. Η Ελλάδα κατέχει την πρώτη θέση στην Ευρώπη από πλευράς σεισμικότητας και την έκτη παγκοσμίως. Η γεωγραφική της θέση συμπίπτει με περιοχή του πλανήτη μας όπου λαμβάνουν χώρα μεγάλα γεωτεκτονικά φαινόμενα

όπως η σύγκλιση της αφρικανικής με την ευρω-ασιατική λιθοσφαιρική πλάκα και η προς τα δυτικά κίνηση της πλάκας της Ανατόλιας (Σχήμα 1.1) με αποτέλεσμα τη μεγάλη σεισμικότητα που παρατηρείται στην περιοχή αυτή.



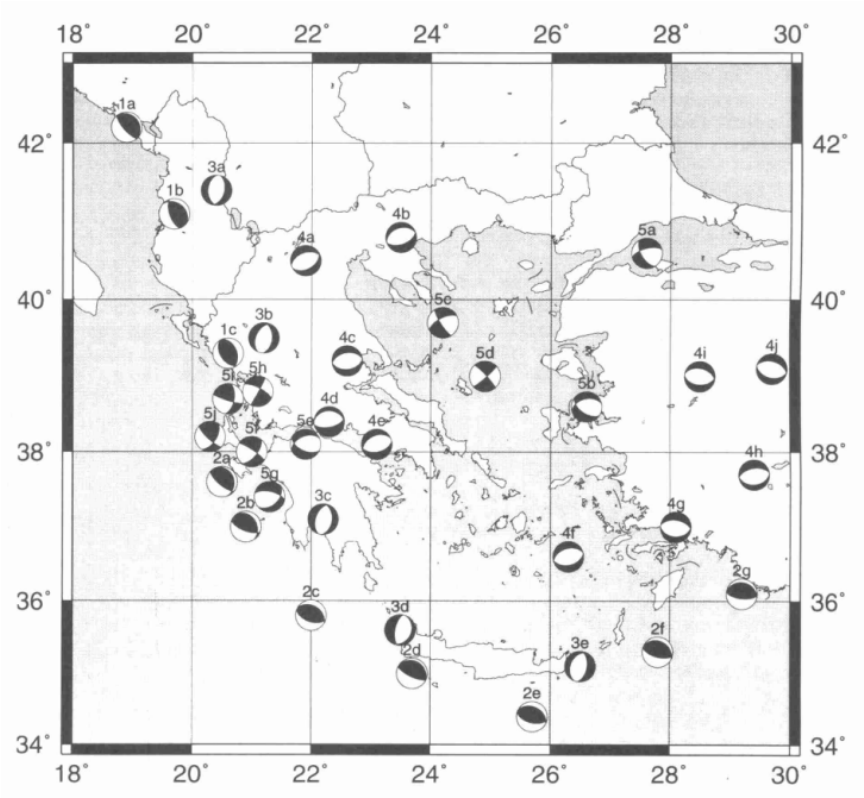
Σχήμα 1.1: *Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και στις γύρω περιοχές (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).*

Οι σεισμοί που γίνονται στη χώρα μας είναι επιφανειακοί και ενδιάμεσου βάθους. Οι επιφανειακοί σεισμοί στον ελληνικό χώρο χωρίζονται στις πέντε παρακάτω ζώνες (Σχήμα 1.2), όπως αυτές συνοψίζονται στην εργασία των Papazachos *et al.* (1998):

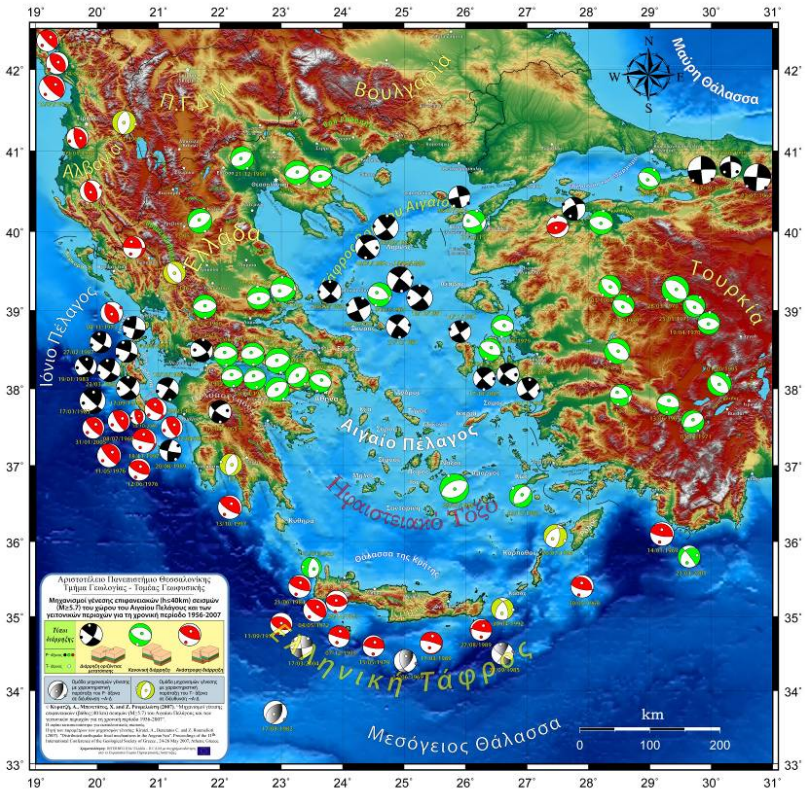
1) Τη ζώνη που ακολουθεί την ανατολική ακτή της Αδριατικής θάλασσας και του Ιονίου Πελάγους και χαρακτηρίζεται από μικρής γωνίας ανάστροφα ρήγματα, τα οποία είναι παράλληλα προς τις ακτές και συνήθως κλίνουν προς αυτές, με αντιπροσωπευτικούς μηχανισμούς τους 1a, 1b, 1c.
2) Τη ζώνη που ακολουθεί το ελληνικό τόξο. Η ζώνη αυτή αναγνωρίσθηκε για πρώτη φορά από τους Papazachos and Delibasis (1969), ως μια ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων μικρής γωνίας κλίσης. Στο δυτικό τμήμα (Ζάκυνθος – ΝΔ Κρήτη), τα ρήγματα έχουν παράταξη ΝΔ-ΒΑ, παράλληλη προς τις ακτές και κλίνουν από το κυρτό προς το κοίλο τμήμα του ελληνικού τόξου, ακολουθώντας τη ζώνη Benioff. Από τους μηχανισμούς γένεσης (Σχήμα 1.3) φαίνεται ότι ο άξονας μέγιστης συμπίεσης είναι κάθετος προς τις ακτές. Στην ανατολική πλευρά της ζώνης (ΝΑ Κρήτη – Ρόδος) το είδος της διάρρηξης παραμένει το ίδιο όπως και στη δυτική πλευρά του τόξου.

3) Τη σεισμική ζώνη (3a-e στο Σχ. 1.2) που ακολουθεί τις Ελληνίδες οροσειρές και σχετίζεται με εφελκυσμό Α-Δ κατά μήκος ρηγμάτων παράταξης Β-Ν. Η ύπαρξη της ζώνης αυτής αναγνωρίσθηκε για πρώτη φορά από τους μηχανισμούς γένεσης μεγάλων σεισμών (Papazachos *et al.*, 1984b) καθώς και από τη μελέτη μικροσεισμών (Kiratzi *et al.*, 1987). Το νοτιότερο τμήμα της ζώνης αυτής τεκμηριώθηκε με πρόσθετα σεισμολογικά στοιχεία (Armijo *et al.*, 1992, Papazachos *et al.*, 1992), ενώ η προέκταση της κατά μήκος της ζώνης μετάβασης από τα ανάστροφα ρήγματα του εξωτερικού Ελληνικού τόξου προς τα κανονικά ρήγματα του Αιγαίου επιβεβαιώθηκε με γεωδαιτικά στοιχεία (Kastens *et al.*, 1996).
4) Εφελκυσμός περίπου Β-Ν σε ευρεία ζώνη που περιλαμβάνει το Αιγαίο και τις γύρω περιοχές προτάθηκε για πρώτη φορά από τον McKenzie (1970, 1972, 1978). Είναι μια ζώνη συνεχούς παραμόρφωσης με εφελκυστικές διαδικασίες που καλύπτει τη νότια Βουλγαρία, τη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, το ηφαιστειακό τόξο του νότιου Αιγαίου Πελάγους, τη ΝΔ Τουρκία καθώς και την κεντρική δυτική Τουρκία (4a, b, c, d, e, f, g, h, i, j στο Σχήμα 1.2).
5) Τη ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Ξεκινάει από το δυτικό τμήμα του ρήγματος της Β. Ανατόλιας και συνεχίζει στο Β. Αιγαίο (5a, b, c, d στο Σχήμα 1.2) μέχρι την ενδοχώρα της ηπειρωτικής Ελλάδας, όπου διακόπτεται απότομα. Ξαναεμφανίζεται η ζώνη αυτή στην περιοχή της Δ. Πελοποννήσου και των Ιονίων νησιών (5a, f, g, h, i, j) και σταματάει στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλλονιάς. Παρόλο που η κίνηση στα ρήγματα της ζώνης αυτής είναι οριζόντιας μετατόπισης (Σχήμα 1.3), εντούτοις υπάρχουν και κανονικά ή ανάστροφα ρήγματα που ενεργοποιούνται στις περιοχές αυτές ως αποτέλεσμα των εφελκυστικών ή συμπιεστικών πεδίων που περιγράφηκαν προηγουμένως.

Εκτός από τους επιφανειακούς σεισμούς, στον ελλαδικό χώρο παρατηρούνται και σεισμοί ενδιάμεσου βάθους. Οι εστίες των σεισμών αυτών οριοθετούν τη ζώνη Benioff του ελληνικού τόξου η οποία, σύμφωνα με δεδομένα των τελευταίων δεκαετιών, αποτελείται από ένα επιφανειακό τμήμα ($h<100$ km) και ένα βαθύτερο ($100\text{km}\leq h\leq 180\text{km}$) τμήμα. Τα δυο τμήματα εμφανίζουν διαφορετικές κλίσεις (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003 και σχετικές βιβλιογραφικές αναφορές τους).



Σχήμα 1.2: *Αντιπροσωπευτικοί μηχανισμοί γένεσης για τις ζώνες σεισμικότητας του ελλαδικού χώρου (Papazachos et al., 1998).*



Σχήμα 1.3: *Μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών (M≥5.7) του ελλαδικού χώρου και των γύρω περιοχών για το χρονικό διάστημα 1956-2007 (Kiratzi et al., 2007).*

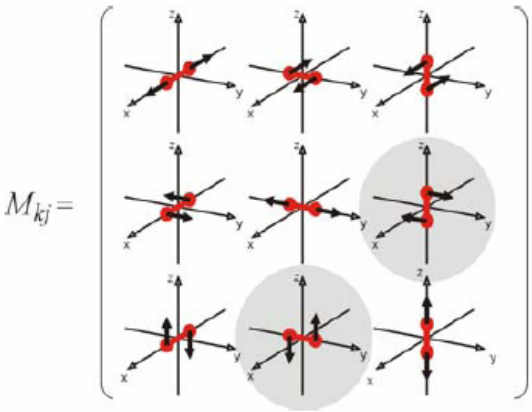
1.3 Τανυστής Σεισμικής Ροπής

Ο τανυστής σεισμικής ροπής (Seismic Moment Tensor), βοηθά στην κατανόηση των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην εστία ενός σεισμού. Χρησιμοποιείται ευρέως για τη μελέτη της διάρρηξης σημειακών σεισμικών πηγών και απλοποιεί τη διαδικασία αντιστροφής σεισμικών κυματομορφών για να υπολογίσουμε τις παραμέτρους της εστίας. Οι τανυστές σεισμικής ροπής είναι σημαντικοί στη Σεισμολογία γιατί περιγράφουν τις ισοδύναμες δυνάμεις που εφαρμόζονται σε σημειακές σεισμικές πηγές.

Οι ισοδύναμες δυνάμεις χώρου για σεισμικές πηγές διαφόρων γεωμετριών, αναπαριστώνται από τον τανυστή σεισμικής ροπής, M_{kj}. Η φυσική σημασία του τανυστή σεισμικής ροπής αναπαρίσταται στο Σχήμα 1.4. Ο συμμετρικός 3x3 τανυστής περιέχει έξι ανεξάρτητα στοιχεία :

$$M_{kj} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \qquad (1.1)$$

Τα στοιχεία του τανυστή τάσης μπορούν να θεωρηθούν σαν δίπολα προσανατολισμένα στις τρεις κύριες διευθύνσεις των αξόνων τάσης (στήλες του M_{kj}) στα οποία ασκούνται δυνάμεις κατά τη διεύθυνση των 3 κύριων αξόνων (γραμμές του M_{kj}). Στη διαγώνιο η διεύθυνση κατά την οποία ασκούνται οι δυνάμεις είναι παράλληλη στους αντίστοιχους άξονες. Για τα υπόλοιπα στοιχεία, οι δυνάμεις οδηγούν σε μία ροπή γύρω από τον άξονα κάθετα στο επίπεδο που περιέχει τις δυνάμεις και το δίπολο.(Aki and Richards, 2002).



Σχήμα 1.4: *Τα εννέα ζεύγη ισοδύναμων δυνάμεων – δυνατοί συνδυασμοί - για τη μαθηματική έκφραση της μετατόπισης σε επιφάνεια ασυνέχειας σε ανισότροπο μέσο (Aki and Richards, 2002). Τα εννέα ζεύγη δυνάμεων, που είναι τα στοιχεία του πίνακα (1.1) του τανυστή σεισμικής ροπής, αποτελούνται από δυο αμφίρροπες δυνάμεις που απέχουν απόσταση, d, έτσι ώστε η συνισταμένη ροπή να είναι πάντα μηδέν.*

1.3.1 Προσδιορισμός του τανυστή σεισμικής ροπής στο πεδίο του χρόνου (Time-domain Moment-Tensor estimation) – Θεωρία

Η γενική αναπαράσταση των σεισμικών πηγών μπορεί να απλοποιηθεί θεωρώντας σημειακή πηγή μεταβαλλόμενη στο χώρο και στο χρόνο:

$$U_n(x,t) = M_{ij}\, G_{ni,j}(x,z,t) \tag{1.2}$$

όπου U_n είναι η n-οστή παρατηρούμενη συνιστώσα της μετάθεσης, $G_{ni,j}$ η n-οστή συνιστώσα της θεωρητικής συνάρτησης Green (Green's function) για συγκεκριμένους προσανατολισμούς του ζεύγους των δυνάμεων που επιδρά στη εστία, M_{ij} είναι οι συνιστώσες του συμμετρικού τανυστή σεισμικής ροπής ο οποίος καθορίζει την ισχύ των ζευγών δυνάμεων, x είναι η απόσταση πηγής-σταθμού καταγραφής, z το εστιακό βάθος και t ο χρόνος. Οι δείκτες i και j αναφέρονται στις γεωγραφικές κατευθύνσεις. Τα ζεύγη δυνάμεων που αντιστοιχούν στο τμήμα εκείνο του τανυστή που αντιστοιχεί στον εκτροπέα (deviatoric moment tensor) μπορούν να αναπαρασταθούν από 3 «θεμελιώδη» ρήγματα, ένα κατακόρυφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, ένα κατακόρυφο κανονικό ή ανάστροφο ρήγμα και ένα κανονικό ή ανάστροφο ρήγμα με γωνία κλίσης 45° (Jost and Herrmann, 1989). Γνωρίζοντας τη μετάθεση, U, και υπολογίζοντας με κατάλληλη μέθοδο τη θεωρητική συνάρτηση Green (βλ. επόμενη υποενότητα για λεπτομερή περιγραφή της μεθόδου) η εξίσωση (1.2) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του M_{ij}. Η εξίσωση (1.2) επιλύεται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων θεωρώντας συγκεκριμένο εστιακό βάθος σε κάθε εφαρμογή. Για την επίτευξη της αντιστροφής απαραίτητη είναι η επιλογή ορισμένης ποσότητας ελαχιστοποίησης. Η ποσότητα που ελαχιστοποιείται είναι η εξής:

$$E_i = \sum \left[f_i(t) - g_i(t) \right]^2 \tag{1.3}$$

όπου t το μήκος (χρονική διάρκεια) του σεισμογράμματος που χρησιμοποιείται και $f_i(t)$, $g_i(t)$ οι συναρτήσεις των πραγματικών και των συνθετικών καταγραφών αντίστοιχα.

Η λύση της εξίσωσης (1.2) επιστρέφει τον τανυστή M_{ij} ο οποίος με τη σειρά του αναλύεται στη σεισμική ροπή M_o (ως μονόμετρο μέγεθος), ένα τμήμα του τανυστή που οφείλεται σε δράση διπλού ζεύγους δυνάμεων (double couple) και ένα τμήμα που υπολείπεται, το οποίο αναφέρεται ως CLVD, δηλαδή γραμμικό διανυσματικό δίπολο αντιστάθμισης (Compensated Linear Vector Dipole). Η διαδικασία ανάλυσης του τανυστή σεισμικής ροπής περιγράφεται με λεπτομέρεια από τους Jost and Herrmann (1989).

Το βέλτιστο εστιακό βάθος βρίσκεται έπειτα από διαδοχικές αντιστροφές με βάση την ταυτόχρονη εξέταση δύο συναρτήσεων: της συνάρτησης F και της συνάρτησης διακύμανσης που εκφράζει την ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων, VR (Variance Reduction):

$$F = \frac{RMS(data - synth)}{pdc} \tag{1.4}$$

$$VR = 1.0 - \frac{\int [data - synth]^2 \, dt}{\int data^2 dt} \tag{1.5}$$

όπου *data* τα πραγματικά δεδομένα, *synth* τα συνθετικά και *pdc* το ποσοστό (%) επίδρασης του διπλού ζεύγους δυνάμεων (double couple) στην εστία. Η αντιστροφή θεωρείται πολύ καλή όταν η τιμή της *F* είναι μικρή και η αντίστοιχη τιμή του *VR* είναι μεγάλη, πράγμα που σημαίνει καλή συμφωνία μεταξύ των συνθετικών και πραγματικών κυματομορφών καθώς και μεγάλο ποσοστό συνεισφοράς διπλού – ζεύγους δυνάμεων στη συνολική λύση.

Οι παραπάνω σχέσεις χρησιμοποιούνται στο λογισμικό TDMT_INV που αναπτύχθηκε στο σεισμολογικό εργαστήριο του Berkeley (Dreger and Helmberger, 1993; Pasyanos *et al.*, 1996; Dreger, 2003). Στην Ελλάδα, η μέθοδος έχει εφαρμοσθεί πολλές φορές για τον υπολογισμό μηχανισμών γένεσης σεισμικών ακολουθιών (για παράδειγμα Μπενετάτος 2002, Benetatos *et al.*, 2005; Roumelioti *et al.*, 2004; Karabulut *et al.*, 2006), αλλά και για τον γρήγορο υπολογισμό μηχανισμών γένεσης από το Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.) (Roumelioti *et al.*, 2007).

Η συγκεκριμένη μέθοδος μπορεί να εφαρμοστεί με επιτυχία όταν γενικά πληρούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις:

• Είναι γνωστή σε ικανοποιητικό βαθμό η δομή όσον αφορά τις ταχύτητες, τα πάχη και τις πυκνότητες των στρωμάτων στην περιοχή μελέτης, για την καλύτερη εκτίμηση των μεγάλης περιόδου (>10-20 sec) σεισμικών κυμάτων.

• Η χρονική συνάρτηση της πηγής είναι σύγχρονη για όλες τις συνιστώσες του τανυστή και μπορεί να προσομοιωθεί από μια συνάρτηση δέλτα (delta function) (Dreger, 2000).

• Ισχύει η υπόθεση της σημειακής σεισμικής πηγής.

• Το επίκεντρο του σεισμού έχει προσδιοριστεί με ικανοποιητική ακρίβεια έτσι ώστε πιθανή επανεκτίμησή του να μην αλλάζει σημαντικά τα αζιμούθια σταθμών - επικέντρου.

Όλα τα παραπάνω ισχύουν γενικά για σεισμούς με μέγεθος έως $\mathbf{M_w}$ = 7.5 όταν χρησιμοποιούνται κύματα με περιόδους μεγαλύτερες των 10-20 sec. Σε περίπτωση ισχυρότερων σεισμών, η υπόθεση της σημειακής πηγής παύει να ισχύει και διαφορετικές προσεγγίσεις της σεισμικής πηγής εφαρμόζονται (Dreger and Kaverina, 2000).

1.3.2 Υπολογισμός συνθετικών κυματομορφών

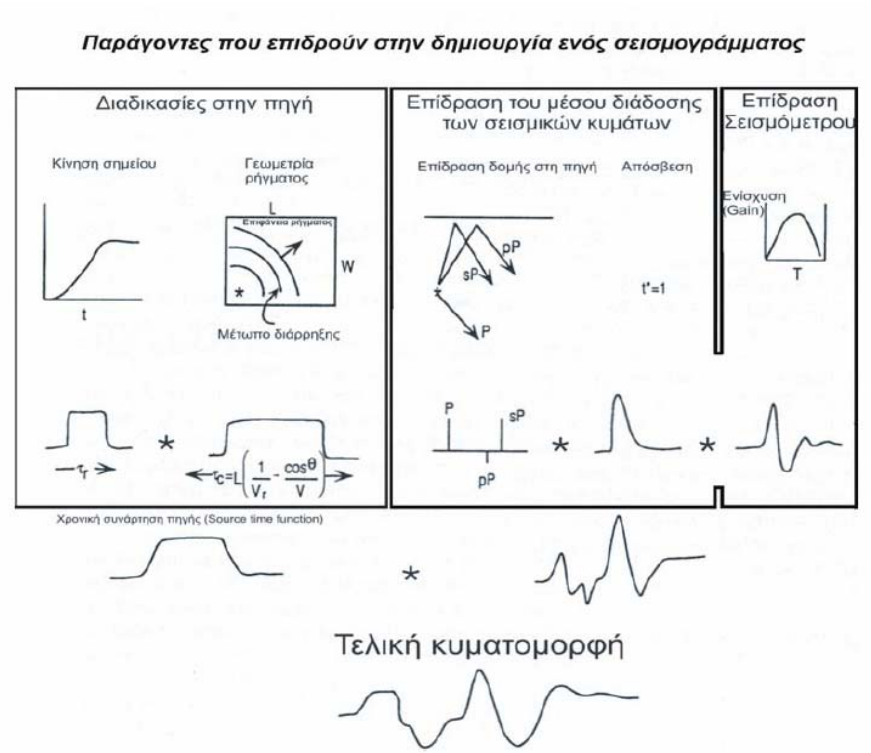
Για να δημιουργήσουμε συνθετικές κυματομορφές θεωρούμε την εδαφική κίνηση που καταγράφεται από ένα σεισμόγραμμα ως συνδυασμό τριών παραγόντων, της σεισμικής πηγής, της δομής της Γης διαμέσου της οποίας διαδίδονται τα σεισμικά κύματα και της απόκρισης του σεισμομέτρου που καταγράφει την εδαφική κίνηση σε ορισμένη θέση. Κάθε ένας από τους παράγοντες αυτούς μπορεί να θεωρηθεί σαν ένας τελεστής του οποίου οι επιδράσεις εξαρτώνται από τη συχνότητα των σεισμικών κυμάτων. Για αυτόν το λόγο είναι συχνά πιο εύκολο να σκεφτόμαστε ένα σεισμόγραμμα u(t) σαν τον μετασχηματισμό του κατά Fourier U(ω) .

Έτσι ένα σεισμόγραμμα u(t), το οποίο έχει καταγραφεί σε κάποια απόσταση από το επίκεντρο ενός σεισμού αποτελεί τη συνέλιξη (Σχήμα 1.5) :

$$U(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t) \qquad (1.6)$$

όπου x(t) είναι η χρονική συνάρτηση της πηγής, e(t) και q(t) είναι η επίδραση της δομής της Γης (απόκριση του μέσου σε μοναδιαίο παλμό, συνάρτηση Green) και i(t) περιγράφει την απόκριση του σεισμομέτρου. Η συνέλιξη στην περιοχή του χρόνου είναι ισοδύναμη με τον πολλαπλασιασμό στην περιοχή των συχνοτήτων. Έτσι η εξίσωση (1.6) μπορεί να γραφεί σαν το γινόμενο του μετασχηματισμού Fourier των 3 αυτών παραγόντων :

$$U(\omega) = X(\omega)\, E(\omega)\, Q(\omega)\, I(\omega) \qquad (1.7)$$



Σχήμα 1.5: *Παράγοντες που συντελούν στη δημιουργία ενός σεισμογράμματος. Οι παράγοντες αυτοί είναι η πηγή, το μέσο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τα χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου. (Τροποποιημένο σχήμα από το πρωτότυπο των: Lay and Wallace, 1995).*

Κάθε παράγοντας μπορεί να περιγραφεί στην περιοχή του χρόνου ή στην περιοχή των συχνοτήτων. Η μορφή ενός σεισμογράμματος εξαρτάται από το πώς το σεισμόμετρο ανταποκρίνεται στην εδαφική κίνηση διαφορετικών συχνοτήτων και η απόκριση κάθε σεισμομέτρου διαφέρει. Κάποια έχουν μέγιστη απόκριση σε χαμηλές περιόδους (πχ. 1 sec), ενώ άλλα έχουν καλύτερη απόκριση σε μεγάλες περιόδους. Το i(t) είναι η συνάρτηση που περιγράφει πως το σεισμόμετρο αποκρίνεται σε έναν απότομο παλμό.

Από τις τέσσερις συναρτήσεις που υπεισέρχονται στη συνέλιξη (1.6) για την κατασκευή του σεισμογράμματος, μόνο η απόκριση του σεισμομέτρου, i(t), είναι γνωστή. Αντίθετα με την απόκριση του σεισμομέτρου, η απόκριση του μέσου διάδοσης (Green's function), σπάνια είναι γνωστή. Ως συνάρτηση Green ορίζεται η ποσότητα:

$$g(t) = e(t) * q(t) \tag{1.8}$$

όπου e(t) και q(t) είναι η επίδραση της δομής της Γης. Δηλαδή συνάρτηση Green ονομάζεται η απόκριση του μέσου διάδοσης των κυμάτων σε μοναδιαίο παλμό. Στην εξίσωση (1.8), η επίδραση της δομής της Γης χωρίζεται σε δύο παράγοντες. Ο πρώτος, e(t), μας δίνει την επίδραση των ανακλάσεων των σεισμικών κυμάτων σε διαφορετικές επιφάνειες κατά μήκος της ακτίνας διαδρομής και την επίδραση της γεωμετρικής διασποράς των ακτίνων λόγω της δομής των ταχυτήτων. Όλες αυτές οι

επιδράσεις είναι φαινόμενα ελαστικών κυμάτων. Υπάρχει επίσης και η ανελαστική απόσβεση που περιγράφεται από το q(t), μέσω του οποίου μερική από τη μηχανική ενέργεια των σεισμικών κυμάτων χάνεται λόγω μετατροπής της σε θερμότητα.

Η απόσβεση εκφράζεται από την παρακάτω σχέση με τη μορφή αρμονικής ταλάντωσης με συχνότητα ω:

$$f(t) = Ae^{i\omega t}e^{\frac{-\omega t}{2Q}} \tag{1.9}$$

όπου το Q ονομάζεται παράγοντας ποιότητας (quality factor) και χαρακτηρίζει την απόσβεση: το πλάτος μειώνεται κατά έναν παράγοντα e^{-1} σε χρόνο 2Q/ω. Έτσι όσο μεγαλύτερο είναι το Q τόσο πιο αργά γίνεται η μείωση και επομένως έχουμε μικρότερη απόσβεση.

1.4 Εφαρμογή της Μεθόδου Αντιστροφής για τον Υπολογισμό των Τανυστών Ροπής από Πρόσφατους Σεισμούς της Ελλάδας

1.4.1 Δεδομένα

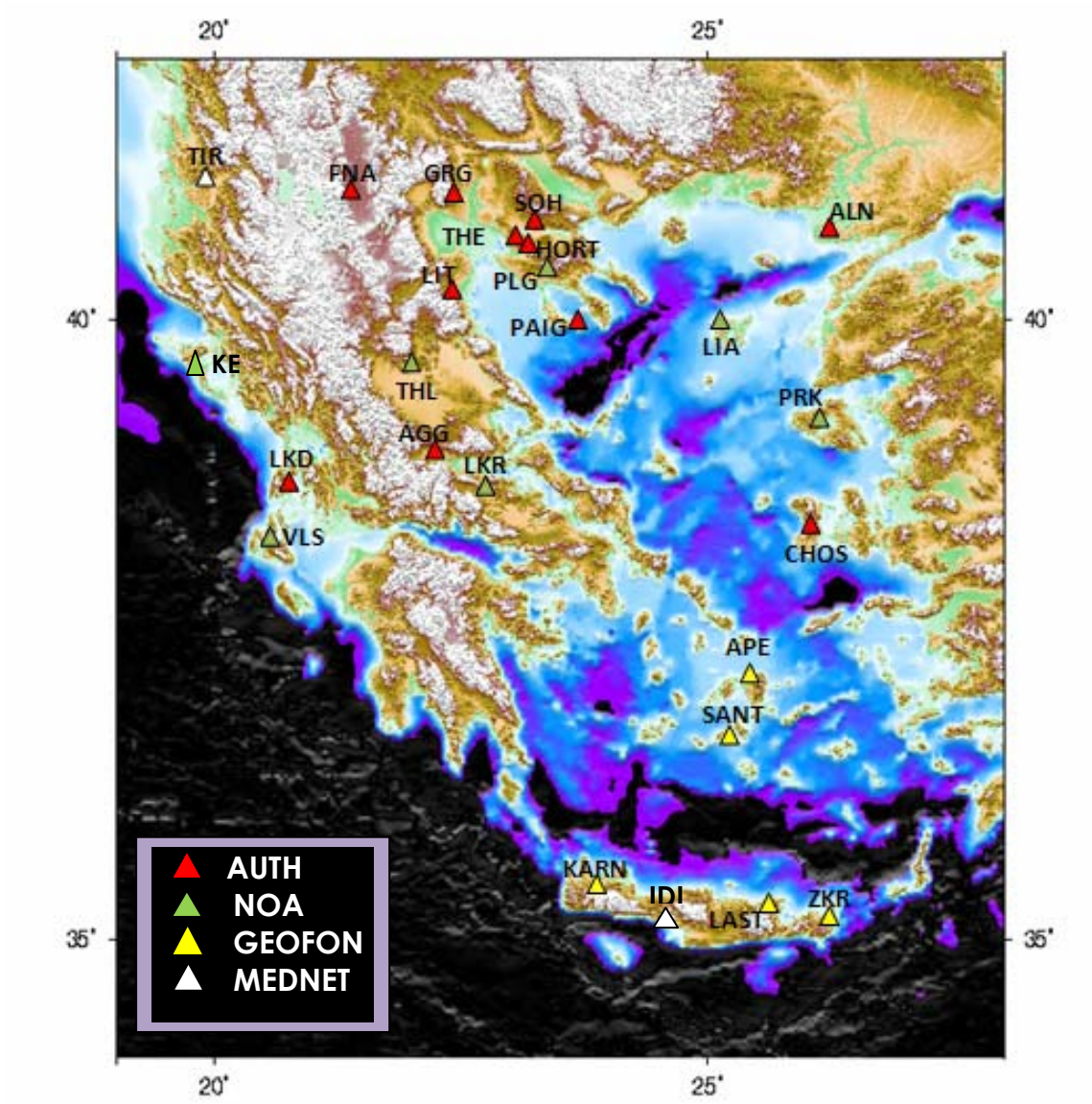
Από τα μέσα του 2005 ξεκίνησε σταδιακή αντικατάσταση των βραχείας περιόδου σεισμομέτρων του μόνιμου δικτύου του Α.Π.Θ. με μοντέρνους, ευρέος φάσματος αισθητήρες. Οι σεισμολογικοί σταθμοί ήταν αρχικά εφοδιασμένοι με βραχείας περιόδου σεισμόμετρα τύπου Teledyne S-13, τα οποία σταδιακά αντικαθίστανται από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος τύπου CMG- 3ESP (100s-50Hz), όργανα με απόκριση σταθερή για την ταχύτητα από τα 0.01 Hz μέχρι τα 50 Hz. Τα ψηφιακά δεδομένα, μαζί με αντίστοιχα που παρέχουν τα δίκτυα του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών (NOA), του GEOFON (http://www.gfzpotsdam.de/geofon/) του Πανεπιστημίου του Potsdam και του MEDNET (http://mednet.rm.ingv.it/), το οποίο αναπτύχθηκε κατά κύριο λόγο στο ΝΑ τμήμα του ευρωπαϊκού χώρου και διαθέτει περισσότερους από 25 μόνιμους σταθμούς ευρέος φάσματος (Very Broad Band - VBB), μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εφαρμογή μοντέρνων μεθοδολογιών για τον υπολογισμό του τανυστή σεισμικής ροπής, όπως είναι η μέθοδος που εφαρμόζεται στην παρούσα διατριβή. Στο Σχήμα 1.6 παρουσιάζονται οι θέσεις των σταθμών των οποίων τα δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν για τους υπολογισμούς που περιγράφονται στη συνέχεια και στον Πίνακα 1.1 δίνονται πληροφορίες για κάθε έναν από αυτούς.

Πίνακας 1.1: *Πληροφορίες για τους ευρέος φάσματος σεισμολογικούς σταθμούς, των οποίων τα δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.*

Σταθμός	Τοπωνύμιο	Τύπος σεισμομέτρου	Γεωγραφικό πλάτος	Γεωγραφικό μήκος	Υψόμετρο (m)	Δίκτυο

THE	**Θεσσαλονίκη**	**CMG-3ESP(100s-50Hz)**	40.6322	22.9650	70.0	**Α.Π.Θ**
SOH	**Σοχός**	**CMG-3ESP(100s-50Hz)**	40.8217	23.3539	670.0	**Α.Π.Θ**
LIT	**Λιτόχωρο**	**CMG-3ESP(100s-50Hz)**	40.1008	22.4900	480.0	**Α.Π.Θ**
LKD	**Λευκάδα**	**CMG-3ESP(100s-50Hz)**	38.7072	20.6506	1140.0	**Α.Π.Θ**
CHOS	**Χίος**	**CMG-3ESP(100s-50Hz)**	38.3868	26.055	842.0	**Α.Π.Θ**
HORT	**Χορτιάτης**	**CMG-3ESP(100s-50Hz)**	40.5978	23.0996	933.0	**Α.Π.Θ**
GVD	**Γάβδος**	**STS-2/N**	34.8392	24.0873	180.0	**GEOFON**
LAST	**Λασίθι (Κρήτη)**	**STS-2/N**	35.1611	25.4786	870.0	**GEOFON**
SANT	**Σαντορίνη**	**STS-2/N**	36.371	25.459	540.0	**GEOFON**
ZKR	**Ζάκρος (Κρήτη)**	**STS-2/N**	35.1147	26.2170	270.0	**GEOFON**
ATH	**Αθήνα**	**LE-3D/20**	37.972	23.717	95.0	**NOA**
APE	**Απείρανθος (Νάξος)**	**STS-2/N**	37.0689	25.5306	620.0	**NOA**
KEK	**Κέρκυρα**	**LE-3D/20**	39.713	19.7987	280.0	**NOA**
KZN	**Κοζάνη**	**LE-3D/20**	40.307	21.771	900.0	**NOA**
PLG	**Πολύγυρος (Χαλκιδική)**	**LE-3D/20**	40.374	23.446	580.0	**NOA**
PRK	**Αγία Παρασκευή (Λέσβος)**	**LE-3D/20**	39.246	26.272	100.0	**NOA**
RDO	**Γρατινή (Ροδόπη)**	**LE-3D/20**	41.146	25.538	100.0	**NOA**
IDI	**Ανώγια (Κρήτη)**	**STS-2/HG**	35.2880	24.8900	750.0	**MEDNET**
TIP	**Timpagrande (Ιταλία)**	**STS-2/N**	39.1794	16.7583	789.0	**MEDNET**
TIR	**Τίρανα (Αλβανία)**	**STS-2/N**	41.3472	19.8631	247.0	**MEDNET**

VTS	**Βίτοσα (Βουλγαρία)**	**STS-1/VBB**	**42.5916**	**23.2083**	**1490.0**	**MEDNET**



Σχήμα 1.6: *Χάρτης με τις θέσεις των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης.*

1.4.2 Μέθοδος

Η επιτυχής εφαρμογή της μεθόδου TDMT_INV προϋποθέτει τη χρήση ενός μονοδιάστατου μοντέλου (1D) ταχυτήτων, το οποίο να εξηγεί ικανοποιητικά τις χαμηλές συχνότητες που εμφανίζονται στις σεισμικές καταγραφές ευρέος φάσματος. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του Πίνακα 1.2 που έχει προταθεί από τους Novotny *et al.* (2001) και τροποποιηθεί από τους Zahradnik *et al.* (2001). Η χρήση του συγκεκριμένου μοντέλου για τον υπολογισμό μηχανισμών γένεσης σε διάφορες περιοχές του Αιγαίου (Roumelioti *et al.*, 2004b; Benetatos *et al.*, 2005) απέδειξε ότι αναπαριστά σε ικανοποιητικό βαθμό τις πραγματικές καταγραφές στο φάσμα των συχνοτήτων 0.05-0.08 Hz (Zahradník *et al.*, 2001).

Πίνακας 1.2: *Μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή του Αιγαίου που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής.*

Πάχος (km)	Ταχύτητα P-κυμάτων (km/sec)	Ταχύτητα S-κυμάτων (km/sec)	Πυκνότητα (gr/cm^3)	Q_p	Q_s
1	2.31	1.30	2.16	300	150
1	4.27	2.40	2.56	300	150
3	5.52	3.10	2.80	300	150
11	6.23	3.50	2.94	300	150
17	6.41	3.60	2.98	300	150
100 (ημιχώρος)	8.37	4.70	3.36	1000	500

Το μοντέλο του Πίνακα 1.2 χρησιμοποιήθηκε σε συνδυασμό με το λογισμικό FKRPROG (Saikia, 1994), το οποίο με ολοκλήρωση συχνότητας – κυματάριθμου (frequency – wavenumber integration) έδωσε τις θεωρητικές συναρτήσεις Green που απαιτούνται για την εφαρμογή της μέθοδος. Θεωρητικές συναρτήσεις Green υπολογίστηκαν για μεγάλο εύρος επικεντρικών αποστάσεων (2 έως 500 km, με βήμα 2 km) και εστιακών βαθών (1 έως 200 km, με βήμα 1 km για τα πρώτα 30 km και 5 km για βάθη 30-200km). Οι συναρτήσεις αυτές αποθηκεύτηκαν με τη μορφή ηλεκτρονικής βιβλιοθήκης για να χρησιμοποιηθούν σε όλες τις εφαρμογές της μεθόδου TDMT_INV που περιγράφονται στη συνέχεια.

Η διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου TDMT_INV στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής περιέλαβε τα ακόλουθα στάδια.

1. Εντοπισμός σεισμικών γεγονότων ενδιαφέροντος

Με βάση τον κατάλογο σεισμικότητας του σεισμολογικού σταθμού Θεσσαλονίκης αναζητήθηκαν τα δεδομένα για όλους τους σεισμούς με μέγεθος M>3.5 που εκδηλώθηκαν κατά το χρονικό διάστημα από τον Μάρτιο του 2006 μέχρι τον Δεκέμβριο του 2006 μέσα στην περιοχή που ορίζεται από τις συντεταγμένες 35º-42º N και από 19.5º- 30º E.

2. Συλλογή δεδομένων και μετατροπή της μορφής τους (format)

Τα αρχικά δεδομένα είναι συνήθως διαθέσιμα σε μορφή seed (τύπος αρχείου που περιέχει πολλαπλές κυματομορφές καθώς και πληροφορίες για την απόκριση των σεισμομέτρων), είτε απευθείας από το λογισμικό που χρησιμοποιείται για αναλύσεις σεισμών στο Α.Π.Θ. (Atlas, της εταιρίας Nanometrics) είτε μέσω των ιστοσελίδων των ευρωπαϊκών δικτύων. Τα αρχεία seed από σταθμούς ευρέος φάσματος (broad-band), μετατρέπονται σε μορφή sac για να γίνει περαιτέρω επεξεργασία τους με το

γνωστό σεισμολογικό λογισμικό SAC (Seismic Analysis Code). Από τη συνολική διάρκεια κάθε καταγραφής επιλέγεται ορισμένο τμήμα, το οποίο είναι διάρκειας τουλάχιστον 5 λεπτών ώστε να διατηρηθούν οι μεγάλες περίοδοι του σεισμικού σήματος (Goldstein *et al.*, 2003).

3. Οπτικός έλεγχος κυματομορφών

Με το πρόγραμμα επεξεργασίας σεισμολογικών δεδομένων SAC γίνεται ο έλεγχος των κυματομορφών. Συγκεκριμένα γίνεται έλεγχος της ποιότητας κάθε κυματομορφής και του λόγου σήματος/θόρυβο. Με αυτόν τον τρόπο συμπεραίνεται ποιες από αυτές είναι κατάλληλες για να χρησιμοποιηθούν στην αντιστροφή.

4. Προετοιμασία αρχείου εισόδου

Προτού ενεργοποιηθούν οι κώδικες της μέθοδος γίνεται προετοιμασία ενός αρχείου εισόδου το οποίο περιλαμβάνει πληροφορίες για το επίκεντρο και το βάθος του σεισμού που μελετάται κάθε φορά (γεωγραφικό πλάτος και μήκος, εστιακό βάθος) και τα ονόματα των σταθμών που θα χρησιμοποιηθούν στην αντιστροφή.

5. Αντιστροφή των δεδομένων

Αφού έχει προετοιμαστεί το αρχείο εισόδου ενεργοποιείται η εκτέλεση μιας σειράς από κώδικες οι οποίοι: διορθώνουν τα δεδομένα για την επίδραση του οργάνου καταγραφής και ολοκληρώνουν τις αρχικές καταγραφές ταχύτητας σε καταγραφές μετατόπισης. Έπειτα στα δεδομένα εφαρμόζεται ζωνοπερατό Butterworth φίλτρο στο επιθυμητό συχνοτικό εύρος. Τα όρια του φίλτρου εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες όπως ο λόγος σήματος προς θόρυβο, το μέγεθος του υπό εξέταση σεισμού και η αξιοπιστία του μοντέλου ταχυτήτων. Έπειτα από την εφαρμογή του κατάλληλου φίλτρου οι κυματομορφές αποθηκεύονται ως αρχεία ascii, δηλαδή σε τέτοια μορφή που να μπορούν να χρησιμοποιηθούν στον κύριο κώδικα αντιστροφής. Η διαδικασία αντιστροφής επαναλαμβάνεται για διάφορες τιμές του εστιακού βάθους. Παράδειγμα με πληροφορίες που περιλαμβάνονται στο αρχείο εξόδου, για ορισμένη τιμή του εστιακού βάθους, φαίνεται παρακάτω:

Depth=10
Station Information
Station(0): SOH_0.05_0.10.data R=376.0km AZI=43.0 W=1.000 Zcor=114
Mo= 4.18685e+22
Mw=4.4
Strike=179 ; 87
Rake=-172 ; -8
Dip=82; 82
Pdc=79
Pclvd=21
Piso=0
Station(0)= 61.679626 3.49392e-07
VAR= 3.05317e-10
VR=70.15 (UNWEIGHTED)
VR=70.26 (WEIGHTED)

Στα αποτελέσματα της αντιστροφής παρουσιάζονται το βάθος για το οποίο έγινε η δοκιμή, τα στοιχεία των σταθμών (απόσταση από επίκεντρο, αζιμούθιο, βάρος στην

αντιστροφή) και η θέση (zcor) από την αρχή του τμήματος της καταγραφής για την οποία η συνάρτηση συσχέτισης πραγματικής-συνθετικής καταγραφής είχε τη μεγαλύτερη τιμή. Ακολουθούν τα στοιχεία του μηχανισμού γένεσης (μέγεθος σεισμικής ροπής, παράταξη, γωνία κλίσης και γωνία ολίσθησης των δύο ορικών επιπέδων), το ποσοστό δράσης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία (DC) και το ποσοστό γραμμικού διανυσματικού δίπολου αντιστάθμισης (CLVD) στην εστία. Έπειτα αναφέρονται οι τιμές της συνάρτησης διακύμανσης (Variance reduction - VR) με τη μορφή ποσοστού % για κάθε σταθμό ξεχωριστά καθώς και η συνολική τιμή για όλους τους σταθμούς με ή χωρίς τη χρήση βάρους με την απόσταση. Ανάλογα με το αναμενόμενο εύρος τιμών βάθους συνεχίζονται οι δοκιμές, συνήθως ανά 5 km.

Για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού διάφοροι παράγοντες μπορούν να εισάγουν σφάλματα στους τελικούς υπολογισμούς. Οι παράγοντες αυτοί είναι:

1. Η ποιότητα των κυματομορφών, η οποία εξαρτάται από το λόγο σήματος προς θόρυβο.
2. Η ακρίβεια στον υπολογισμό της θέσης του επικέντρου διότι από αυτήν εξαρτάται η κατάλληλη επιλογή των συναρτήσεων Green που θα συμμετέχουν στην αντιστροφή.
3. Ο βαθμός γνώσης του μοντέλου ταχυτήτων. Ωστόσο, σύμφωνα με πρόσφατες εργασίες (Dreger and Helmberger, 1993; Sileny, 2004) ο παράγοντας αυτός, για το συχνοτικό εύρος που χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή, δεν επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα εάν η ανακρίβεια στη γνώση του μοντέλου ταχυτήτων δεν υπερβαίνει το 10-30%.

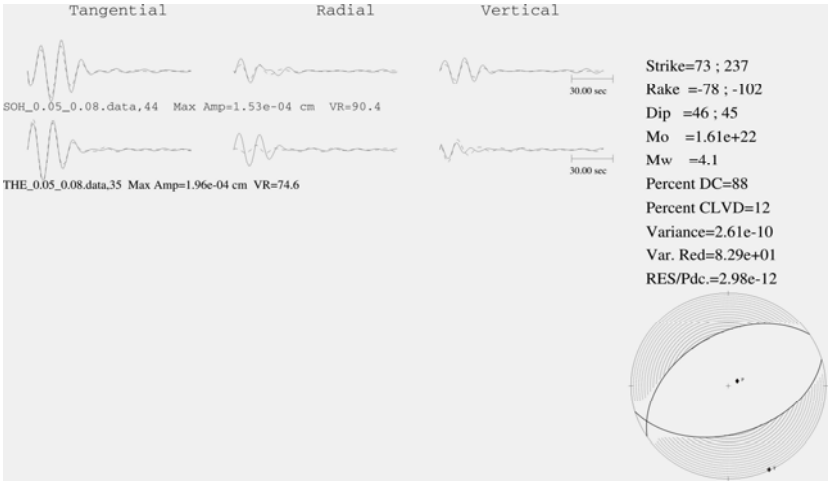
1.5 Αποτελέσματα

Από το σύνολο των σεισμών, των οποίων τα δεδομένα εξετάστηκαν, η ανάλυση υπήρξε δυνατή για 14 από αυτούς. Οι υπόλοιποι είχαν καταγραφεί με υψηλό θόρυβο.

Στο Σχήμα 1.7 παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα της μέθοδος για τον τανυστή σεισμικής ροπής ενός σεισμού που εκδηλώθηκε στις 18/05/2006 στην περιοχή της Κατερίνης και είχε μέγεθος $M_w = 4.0$. Συγκεκριμένα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για βάθος από 1 έως 30 km καθώς και οι τιμές CLVD%, Vr% και οι μηχανισμοί γένεσης για κάθε περίπτωση. Με τη συνεχή γραμμή αναπαριστάται η πραγματική καταγραφή και με τη στικτή γραμμή η συνθετική. Στο δεξιό τμήμα παρουσιάζονται ο μηχανισμός με τους κύριους άξονες P και T, οι παράμετροί του και το μέγεθος σεισμικής ροπής. Στο κάτω μέρος του σχήματος φαίνονται οι διαδοχικές εφαρμογές της αντιστροφής για διαφορετικά εστιακά βάθη. Η λύση που υιοθετείται είναι αυτή για την οποία η τιμή της συνάρτησης διακύμανσης (VR) είναι η μεγαλύτερη. Για το συγκεκριμένο σεισμό η καλύτερη τιμή επιτυγχάνεται για εστιακό βάθος 10 km.

18 Μαΐου 2006

Χρόνος Γένεσης : **02:25:32**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **22.586^0 E** , **40. 225^0 N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **SOH** , **THE**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	32	25.06	
5 km	32	23.04	
10 km	54	70.06	
15 km	75	29.08	
5 km	19	32.09	
25 km	40	28.85	
30 km	70	20.03	

Σχήμα 1.7: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 18/05/2006, στην περιοχή της Κατερίνης. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km. Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*

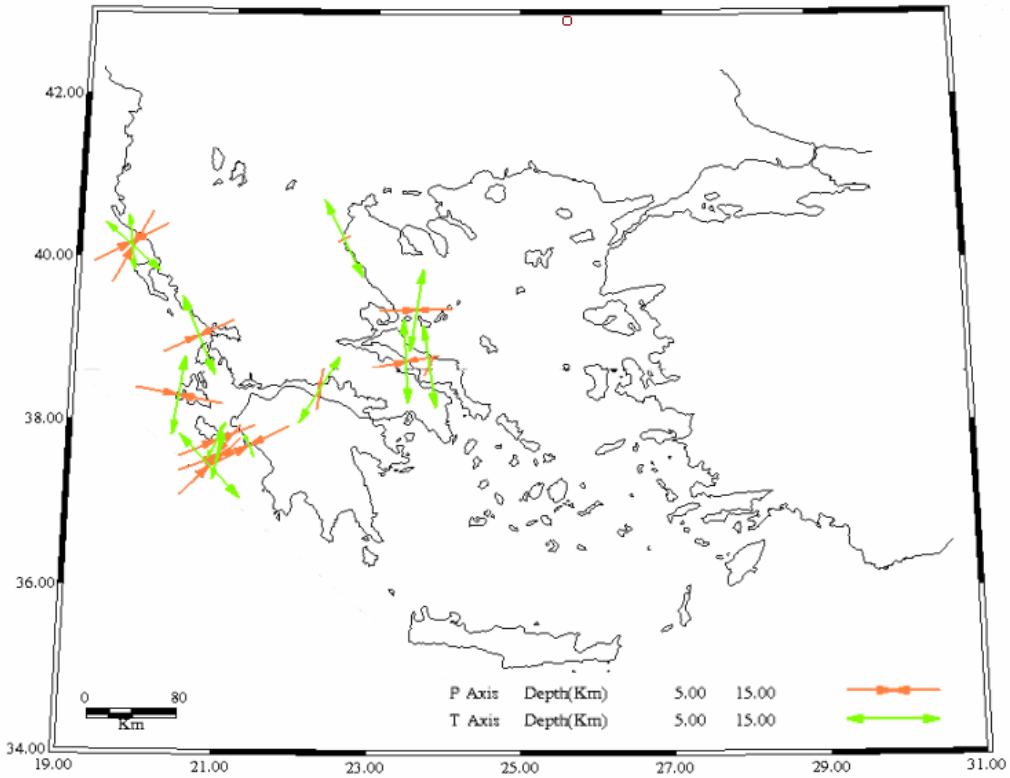
Ο υπολογισμός διαφόρων παραμέτρων (παράταξη, κλίση, γωνία ολίσθησης και τιμές των αξόνων P και T, των δύο επιπέδων) εισήχθησαν στο λογισμικό RAKE (Louvari and Kiratzi, 1997), το οποίο έδωσε και τους χάρτες με τους μηχανισμούς γένεσης (Σχήμα 1.8) και τους κύριους άξονες P και T (Σχήμα 1.9). Στον Πίνακα 1.3 συνοψίζονται οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που μελετήθηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής. Η πλειοψηφία των μελετηθέντων σεισμών είχαν τα επίκεντρά τους στη δυτική Ελλάδα, όπου άλλωστε παρατηρείται και η υψηλότερη σεισμικότητα του ελλαδικού χώρου.

Από τον χάρτη με τους μηχανισμούς γένεσης παρατηρείται ότι ο μηχανισμός γένεσης στο Β. Αιγαίο είναι οριζόντιας μετατόπισης, όπως αναμένεται, καθώς και αυτοί στην περιοχή δυτικά της Πελοποννήσου και των Ιονίων νησιών. Όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 1.2, παρατηρούνται στην περιοχή αυτή και ρήγματα ανάστροφα. Στην ανατολική ακτή της Αδριατικής θάλασσας και του Β. Ιονίου Πελάγους έχουμε έναν ανάστροφο μηχανισμό, οποίος και αναμένεται στην περιοχή αυτή, και ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Στην Βόρεια Ελλάδα έχουμε ένα κανονικό ρήγμα, όπως φαίνεται από τον μηχανισμό, με διεύθυνση Α-Δ κάτι το οποίο και αναμένεται στην περιοχή αυτή. Στην κεντρική Ελλάδα έχουμε ένα κανονικό ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ενώ στην περιοχή της Εύβοιας έχουμε ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης και ένα κανονικό ρήγμα.

Πίνακας1.3: *Εστιακές παράμετροι των σεισμών του ελλαδικού χώρου που μελετήθηκαν με τη μέθοδο αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής.*

Ημερομηνία	Χρόνος	Γεωγ. Μήκος	Γεωγ. Πλάτος	Βάθος	Μέγεθος	Επίπεδο1_Az	Επίπεδο1_Dip	Επίπ.1_Rake	Επίπ.2_Az	Επίπ.2_Dip	Επίπ.2_Rake	P_Az	P_Dip	T_Az	T_Dip
20060403	0:49:44	37,558	20,971	10	4.9	141	69	64	15	33	139	250	20	15	58
20060404	22:05:05	37,599	20,956	5	5.6	117	81	76	355	17	147	219	34	10	52
20060418	3:54:38	37,436	20,86	10	4.7	271	79	-14	4	77	-169	227	17	318	1
20060518	2:25:32	40,225	22,586	5	4.1	73	46	-78	236	45	-102	61	81	155	1
20060608	14:38:38	38,665	23,771	5	4.1	268	56	-82	74	35	-102	205	77	352	11
20060621	15:54:49	39,032	20,647	10	4.9	289	76	-27	26	64	-164	245	29	339	8
20060624	2:49:30	38,296	20,415	10	4.6	54	76	159	149	70	15	102	4	10	24
20060701	14:36:48	38,725	23,456	10	3.5	303	71	-36	46	56	-157	260	39	357	10
20060712	13:35:15	38,379	22,302	5	3.7	113	72	-100	322	21	-63	8	62	211	26
20060720	15:57:36	37,687	21,383	15	4.0	138	49	69	348	45	112	243	2	340	74
20060808	21:20:08	40,165	19,68	5	4.8	126	71	54	12	40	150	242	18	355	50
20060818	10:12:35	40,114	19,703	10	4.0	83	82	39	347	51	170	209	20	313	33
20060918	16:57:27	37,752	20,941	10	4.3	145	68	73	4	28	126	248	21	27	63
20061221	18:30:54	39,355	23,586	10	5.0	315	78	-37	54	54	-165	268	34	9	16

Σχήμα 1.8: *Χάρτης με τους 14 μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που υπολογίσθηκαν.*



Σχήμα 1.9: *Άξονες μέγιστου εφελκυσμού (T)-αποκλίνοντα βέλη- και μέγιστης συμπίεσης (P) – συγκλίνοντα βέλη - των υπολογιζόμενων σεισμών.*

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2
ΤΕΚΜΗΡΙΩΣΗ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΣΕ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

"Our goal is to compute seismic motion expected at a specific site of an engineering structure when the fault mapped by geologists breaks." ***- Aki (1980)***

2.1 Εισαγωγή

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τη συγκριτική εφαρμογή δύο διαφορετικών λογισμικών της στοχαστικής μεθόδου, προσομοίωσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης: τη στοχαστική μέθοδο για πεπερασμένες σεισμικές πηγές (stochastic finite-fault method, λογισμικό FINSIM) που πρότειναν οι Beresnev and Atkinson (1997) και μια πρόσφατη τροποποίηση της συγκεκριμένης μεθόδου (Motazedian και Atkinson, 2005, λογισμικό EXSIM) όπου δίνεται δυνατότητα χρήσης δυναμικής γωνιακής συχνότητας κατά τη μοντελοποίηση της συνάρτησης της εστίας του υπό προσομοίωση σεισμού. Πιο συγκεκριμένα, αυτές οι δύο μέθοδοι για πεπερασμένα ρήγματα εφαρμόζονται για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης που προκάλεσαν ο σεισμός Κοζάνης-Γρεβενών (M6.5, 13 Μαΐου 1995) και ο σεισμός της Αθήνας (M 5.9, 7 Σεπτεμβρίου 1999).

Η στοχαστική μέθοδος, προτάθηκε αρχικά από τον Boore (1983) και στη συνέχεια εφαρμόστηκε από μεγάλο αριθμό ερευνητών για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από σημειακές σεισμικές πηγές (π.χ. Boore and Atkinson, 1987; Toro and MacGuire, 1987; Ou and Herrmann, 1990; Atkinson and Boore, 1995).

Οι δύο μέθοδοι που εφαρμόζονται στην παρούσα διατριβή αποτελούν τροποποιήσεις της αρχικής μεθόδου που πρότεινε ο Boore (1983), στις οποίες συνυπολογίζονται τα αποτελέσματα των πεπερασμένων διαστάσεων των σεισμικών πηγών. Οι τροποποιημένες μέθοδοι περιλαμβάνουν το διαχωρισμό του επιπέδου του ρήγματος σε ορισμένο αριθμό υπο-πηγών, σε κάθε μια από τις οποίες αποδίδεται ένα φάσμα της μορφής ω^2. Τα κύματα που ακτινοβολούνται από κάθε υπο-πηγή διαδίδονται μέχρι τη θέση παρατήρησης χρησιμοποιώντας εμπειρικές σχέσεις για την αναπαράσταση των αποτελεσμάτων του δρόμου διάδοσης και λαμβάνοντας υπόψη τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Οι συνεισφορές από όλες τις υπο-πηγές σε κάθε θέση παρατήρησης αθροίζονται κατάλληλα για να παραχθεί η συνθετική χρονική ιστορία της επιτάχυνσης.

2.2 Στοχαστική Μέθοδος Προσομοίωσης για Πηγές Πεπερασμένων Διαστάσεων (Λογισμικό FINSIM)

Στη στοχαστική μέθοδο, το φάσμα πλάτους Fourier ενός σεισμικού σήματος αναπαριστάται από το γινόμενο του φάσματος, $S(\omega)$ που περιγράφει το αποτέλεσμα της σεισμικής πηγής και διάφορων άλλων φίλτρων που περιγράφουν τα αποτελέσματα του δρόμου διάδοσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση καταγραφής. Εάν η θέση όπου καταγράφεται το σήμα μπορεί να χαρακτηριστεί ως σκληρός βράχος, το φάσμα επιτάχυνσης των εγκάρσιων κυμάτων δίνεται από τη σχέση:

$$A(\omega) = 2\omega^2 S(\omega) P(\omega) e^{\frac{\omega R}{2Q\beta}} \qquad (2.1)$$

όπου ω είναι η γωνιακή συχνότητα, R η υποκεντρική απόσταση, Q είναι ο ποιοτικός παράγοντας ο οποίος χαρακτηρίζει την ανελαστική απόσβεση κατά μήκος του δρόμου διάδοσης, και β είναι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Η συνάρτηση φιλτραρίσματος $P(\omega)$ χρησιμοποιείται για την περιγραφή της παρατηρούμενης απότομης μείωσης του φασματικού πλάτους του σεισμικού σήματος πάνω από μια ορισμένη γωνιακή συχνότητα ω_m. Σύμφωνα με μερικούς επιστήμονες, αυτό το φαινόμενο αποδίδεται στις διεργασίες που πραγματοποιούνται στην πηγή κατά τη διάρκεια ενός σεισμού (Papageorgiou and Aki, 1983; Papageorgiou, 1988). Άλλοι θεωρούν ότι οφείλεται κατά κύριο λόγο στην έντονη απόσβεση των υψηλών συχνοτήτων κατά τη διάδοσή τους μέσα στο επιφανειακότερο, συχνά αποσαθρωμένο τμήμα της δομής (near-surface effect), (Hanks, 1982, Anderson και Hough, 1984, Beresnev and Atkinson, 1997, Theodulidis and Bard, 1998). Στη μέθοδο που περιγράφεται, το $P(\omega)$ έχει τη μορφή του φίλτρου Butterworth τέταρτης τάξης :

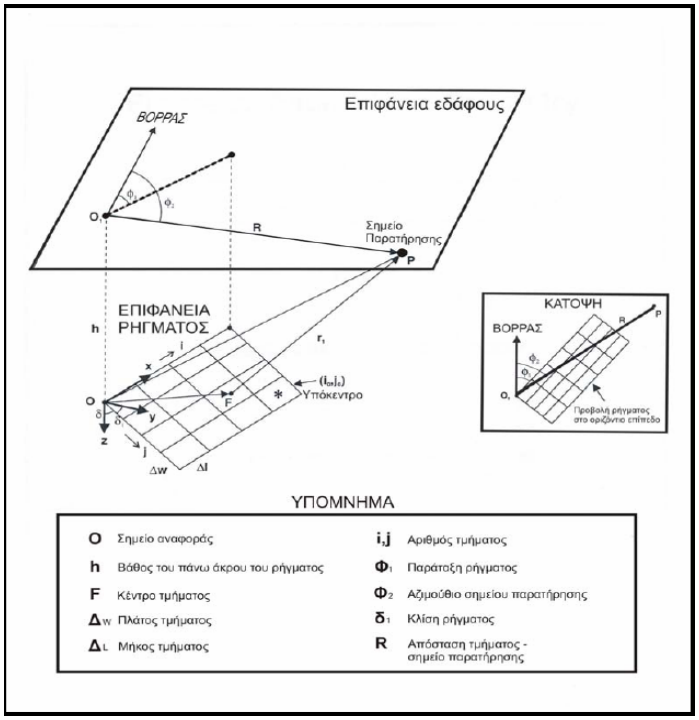
$$P(\omega) = \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_m}\right)^8 \right]^{-1/2} \qquad (2.2)$$

Η συνάρτηση $S(\omega)$ υπολογίζεται ως προϊόν μιας ορισμένης αιτιοκρατικής συνάρτησης (συνήθως το μοντέλο ω^2), που καθορίζει το μέσο σχήμα και το πλάτος του φάσματος, και μιας στοχαστικής συνάρτησης που διασφαλίζει το ρεαλιστικό τυχαίο χαρακτήρα της υψίσυχνης εδαφικής κίνησης. Η επέκταση του στοχαστικού μοντέλου στην περίπτωση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων απαιτεί την κατάλληλη τροποποίηση των θεωρητικών εκφράσεων που έχουν προταθεί για τις σημειακές πηγές, προκειμένου να προσομοιωθούν οι πεπερασμένες διαστάσεις των πηγών που παράγουν τους μεγάλους σεισμούς. Το επίπεδο του ρήγματος χωρίζεται σε ορισμένο αριθμό ίσων ορθογώνιων στοιχείων (υπο-πηγές) με διαστάσεις $\Delta l \times \Delta w$. Μοναδικοί περιορισμοί για το ανώτατο και κατώτατο όριο των διαστάσεων των υπο-

πηγών είναι η ρεαλιστική απεικόνιση των επιταχυνσιογραμμάτων και οι περιορισμένες δυνατότητες της μεθόδου να προσομοιάσουν λεπτομέρειες της διάρρηξης. Αρχικά οι Beresnev and Atkinson (1998), όρισαν ως κατώτατο όριο για το *Δl* την τιμή των 5 Km και ως ανώτατο όριο τα 15 Km, με κύριο σκοπό να διασφαλιστεί η μοναδικότητα των λύσεων. Αργότερα (Beresnev and Atkinson, 1999) θεώρησαν την επιλογή των διαστάσεων των υποπηγών ως ουσιώδη παράμετρο του μοντέλου, η οποία καθορίζει τη μορφή του φάσματος πλάτους στις μεσαίες συχνότητες. Για το λόγο αυτό πρότειναν τη σχέση (2.3) που συνδέει το μέγεθος του υπό προσομοίωση σεισμού με το *Δl*. Η σχέση αυτή εξήχθη έπειτα από δοκιμές σε 11 σεισμούς μεγέθους $M_w > 4$ από την περιοχή της Β. Αμερικής.

$$\log \Delta l = -2 + 0.4M \qquad (2.3)$$

Οι Beresnev and Atkinson (1999) πραγματοποίησαν μεγάλο αριθμό δοκιμών για την επιλογή των βέλτιστων διαστάσεων των υπο-πηγών ώστε να επιτυγχάνεται η καλύτερη αναπαράσταση του φάσματος του υπό προσομοίωση σεισμού. Από τις δοκιμές αυτές προέκυψε ότι υπάρχει γραμμική σχέση μεταξύ των διαστάσεων των υπο-πηγών και του μεγέθους του σεισμού. Αναλυτικά η γεωμετρία της πηγής πεπερασμένων διαστάσεων παρουσιάζεται στο σχήμα (2.1).



Σχήμα 2.1: *Γεωμετρία πηγής πεπερασμένων διαστάσεων (τροποποιημένο σχήμα από Beresnev and Atkinson 1998a)*

Κάθε υπο-πηγή αντιμετωπίζεται έπειτα ως σημειακή πηγή με ένα φάσμα της μορφής ω^2, το οποίο μπορεί να καθοριστεί πλήρως από δύο παραμέτρους: τη

σεισμική ροπή, m_0, και τη γωνιακή συχνότητα, f_c. Η σύνδεση μεταξύ αυτών των δύο παραμέτρων και των πεπερασμένων διαστάσεων των υπο-πηγών επιτυγχάνεται μέσω δύο συντελεστών, Δσ και *K*, αντίστοιχα. Λεπτομερώς, υποθέτοντας την απλή περίπτωση για την οποία Δl=Δw, η ροπή των υπο-πηγών, m_0, μπορεί να καθοριστεί από την ακόλουθη σχέση:

$$m_0 = \Delta\sigma \cdot \Delta l^3 \qquad (2.4)$$

όπου Δσ είναι μια παράμετρος τάσης, πιο στενά συνδεδεμένη με τη στατική πτώση τάσης (Beresnev και Atkinson, 1997). Το Δσ συνδέει τη ροπή της υπο-πηγής με τις πεπερασμένες διαστάσεις της. Από την άλλη πλευρά, το *K* συνδέει τη γωνιακή συχνότητα του φάσματος της υπο-πηγής, *fc,* με τις πεπερασμένες διαστάσεις της, μέσω της σχέσης:

$$K=f_c \frac{\Delta l}{\beta} \qquad (2.5)$$

όπου *β* είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων-κυμάτων. Η παράμετρος *K* ελέγχει το πλάτος της υψίσυχνης ακτινοβολίας στο προσομοίωμα της χρονικής ιστορίας της επιτάχυνσης και είναι ίση με:

$$K=\frac{yz}{\pi} \qquad (2.6)$$

όπου το *y* είναι ο λόγος της ταχύτητας διάρρηξης προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων *β*. Η παράμετρος z αντιπροσωπεύει το λόγο του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής προς το χρόνο ανάδυσης της σημειακής πηγής (T/τ ≡ z). Επομένως η γωνιακή συχνότητα του φάσματος κάθε υπο-πηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$f_c = \frac{(\frac{yz}{\pi})\beta}{\Delta l} \qquad (2.7)$$

Το *z* συνδέεται με τη μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης, v_m, στο επίπεδο του ρήγματος μέσω της εξίσωσης :

$$v_m = (\frac{2yz}{e})(\frac{\Delta\sigma}{\rho\beta}) \qquad (2.8)$$

όπου το e είναι η βάση του νεπέρειου λογάριθμου και ρ είναι η πυκνότητα. Η τιμή του z εξαρτάται από ορισμένη θεώρηση που γίνεται κατά τον ορισμό του χρόνου ανάδυσης, όπως αυτός εισάγεται στην εκθετική σχέση που περιγράφει το μοντέλο ω^2 (Beresnev and Atkinson, 1997, 1998). Λόγω των αβεβαιοτήτων που περιλαμβάνονται στον καθορισμό του z, η τιμή του επιτρέπεται να ποικίλει μέσω μιας παραμέτρου αποκαλούμενης sfact, η οποία αποτελεί ουσιαστικά μια «ελεύθερη» παράμετρο της μεθόδου. Ωστόσο, οι Beresnev and Atkinson (2001 a,b) υπολόγισαν ότι στην πλειοψηφία των περιπτώσεων των σεισμών με «συνηθισμένη» ταχύτητα διάρρηξης (όταν δηλαδή δεν υπάρχουν στοιχεία ότι η διάρρηξη του σεισμού ήταν ασυνήθιστα γρήγορη ή αργή) μπορεί να χρησιμοποιείται για την παράμετρο *sfact* η μέση τιμή 1.5±0.3.

2.3 Τροποποιημένη Στοχαστική Μέθοδος Προσομοίωσης για Πηγές Πεπερασμένων Διαστάσεων (Λογισμικό EXSIM)

Το λογισμικό EXSIM και η θεωρία πάνω στην οποία αναπτύχθηκε προτάθηκαν από τους Motazedian and Atkinson (2005) οκτώ χρόνια μετά τη δημοσίευση του λογισμικού FINSIM. Το EXSIM αποτελεί μια περαιτέρω τροποποίηση της αρχικής στοχαστικής μεθόδου που πρότεινε ο Boore (1983) και διαφέρει ως προς το FINSIM στα εξής:

1) Στο λογισμικό EXSIM η γωνιακή συχνότητα του φάσματος κάθε υπο-πηγής του ρήγματος του υπό προσομοίωση σεισμού αποτελεί συνάρτηση του χρόνου με αποτέλεσμα η χρονική ιστορία της διάρρηξης να καθορίζει το συχνοτικό περιεχόμενο της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η διάρρηξη ξεκινά από την υπο-πηγή που περιλαμβάνει το υπόκεντρο με υψηλή γωνιακή συχνότητα (που συνδέεται με την επιφάνεια της πρώτης υπο-πηγής που διαρρηγνύεται), η οποία γίνεται σταδιακά χαμηλότερη καθώς αυξάνει η επιφάνεια που παίρνει μέρος στη διάρρηξη. Ο χρήστης του λογισμικού ορίζει τον μέγιστο αριθμό των υπο-πηγών που μπορούν να συμμετέχουν σε ορισμένη χρονική στιγμή στη διάρρηξη (σε πραγματικά μοντέλα ολίσθησης, η διάρρηξη σε ορισμένη χρονική στιγμή κατά τη γένεση του σεισμού δεν παρατηρείται ταυτόχρονα σε ολόκληρη τη ρηξιγενή επιφάνεια, αλλά περιορίζεται σε ορισμένο τμήμα της), ως ποσοστό του συνολικού αριθμού των υπο-πηγών (pulsing percentage area).
2) Στο λογισμικό EXSIM έχει ενσωματωθεί το αναλυτικό μοντέλο που πρότειναν οι Mavroeidis and Papageorgiou (2002) για την προσομοίωση των παλμών μεγάλης περιόδου που ενδέχεται να παρατηρηθούν στο κοντινό πεδίο ισχυρών σεισμών λόγω του φαινομένου της κατευθυντικότητας της διάρρηξης. Η προσθήκη αυτή αναμφισβήτητα αυξάνει την αποτελεσματικότητα της μεθόδου σε περιοχές που βρίσκονται πολύ κοντά στο σεισμογόνο ρήγμα.

Στο EXSIM η γωνιακή συχνότητα της πρώτης υπο-πηγής (κοντά στην αρχή της διάρρηξης) δίνεται από τη σχέση:

$$f_{011} = 4.9 \cdot 10^6 \cdot \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_{011}} \right)^{\frac{1}{3}} \qquad (2.9)$$

όπου M_{011} είναι η σεισμική ροπή της πρώτης υπο-πηγής. Η δυναμική γωνιακή συχνότητα της ij^{th} υπο-πηγής, $f_{0ij}(t)$, μπορεί να οριστεί ως μια συνάρτηση του συσσωρευτικού αριθμού των υπο-πηγών που έχουν σπάσει σε χρόνο t, $N_R(t)$:

$$f_{0ij} = N_R(t)^{-\frac{1}{3}} \cdot 4.9 \cdot 10^6 \cdot \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_{0ave}} \right)^{\frac{1}{3}} \qquad (2.10)$$

όπου $M_{0ave}= M_0/N$ είναι η μέση σεισμική ροπή του συνόλου των υπο-πηγών. Για t $=t_{end}$, ο αριθμός των σπασμένων υπο-πηγών είναι $N_R(t)^{-1/3} =N^{-1/3}$. Κατά συνέπεια, η γωνιακή συχνότητα στο τέλος της διάρρηξης είναι:

$$f_{0ij}(t_{end}) = N^{-\frac{1}{3}} \cdot 4.9 \cdot 10^6 \cdot \beta (\frac{\Delta\sigma}{M_0 / N})^{\frac{1}{3}} \qquad (2.11)$$

Η παραπάνω ποσότητα ισούται με f_0, δηλαδή με τη γωνιακή συχνότητα ολόκληρου του ρήγματος. Κατά συνέπεια, το χαμηλότερο όριο της δυναμικής γωνιακής συχνότητας είναι η γωνιακή συχνότητα ολόκληρου του ρήγματος.

Καθώς η διάρρηξη διαδίδεται προς το τέλος του ρήγματος, ο αριθμός των σπασμένων υπο-πηγών αυξάνεται και ως συνέπεια η γωνιακή συχνότητα κάθε υποπηγής και του συνολικού ακτινοβολούμενου φάσματος μειώνεται. Χρησιμοποιώντας τη δυναμική γωνιακή συχνότητα, το επίπεδο των επιμέρους φασμάτων των υπο-πηγών στις υψηλές συχνότητες τείνει να μειωθεί ($A_{ij}(f)_{f>f0ij} \propto f_{0ij}^2$). Αυτό, ωστόσο, δεν είναι ρεαλιστικό καθώς όλες οι υπο-πηγές στις οποίες έχει διαιρεθεί το ρήγμα έχουν τις ίδιες διαστάσεις κι επομένως θα πρέπει να ακτινοβολούν την ίδια περίπου ενέργεια. Για το λόγο αυτόν, στο EXSIM χρησιμοποιείται ένας παράγοντας διόρθωσης, H_{ij}, για τη διατήρηση του επιπέδου της υψίσυχνης ακτινοβολίας στα φάσματα όλων των υπο-πηγών. Το φάσμα της επιτάχυνσης της ij-στης υπο-πηγής στην περίπτωση αυτή, $A_{ij}(f)$, δίνεται από τη σχέση:

$$A_{ij}(f) = C\, M_{0ij} H_{ij} (2\pi f)^2 / [1 +(f/f_{0ij})^2] \qquad (2.12)$$

Η συνολική ακτινοβολούμενη ενέργεια στις υψηλές συχνότητες από ολόκληρο το ρήγμα (E) πρέπει να είναι *N* φορές μεγαλύτερη από την ακτινοβολούμενη ενέργεια στις υψηλές συχνότητες από τη ij υπό-πηγή (E_{ij}). Επομένως, για την E_{ij} ισχύει:

$$E_{ij} = \frac{E}{N}$$

$$E_{ij} = \frac{1}{N}\int \frac{CM_0(2\pi f)^2}{\left[1+\left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right]}df \qquad (2.13)$$

Ωστόσο, από τη σχέση (2.12) προκύπτει ότι:

$$E_{ij} = \int \frac{C \cdot M_{0ij} \cdot H_{ij} \cdot (2\pi f)^2}{1+(f/f_{0ij})^2} df \qquad (2.14)$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι $M_{0ij}=M_0/N$, η τιμή του παράγοντα διόρθωσης H_{ij} μπορεί να βρεθεί αν εξισωθούν οι σχέσεις (2.13) και (2.14). Στην περίπτωση διακριτών δεδομένων, η τιμή του παράγοντα διόρθωσης υπολογίζεται από τη σχέση (Motazedian and Atkinson, 2005):

$$H_{ij} = \left(\frac{N\Sigma\left(f^2/[1+(\frac{f}{f_0})^2]\right)}{\Sigma\{f^2/[1+(\frac{f}{f_{0ij}})^2]\}}\right)^{1/2} \qquad (2.15)$$

Η παραπάνω σχέση επιλύεται στην περιοχή των συχνοτήτων για κάθε μια από τις υποπηγές του ρήγματος. Η ακτινοβολούμενη ενέργεια από τη ij-στη υποπηγή είναι τελικά ίση με την ακτινοβολούμενη ενέργεια από την πρώτη υποπηγή, αλλά ο υπολογισμός της γωνιακής συχνότητας του φάσματος ελέγχεται από τη συνολική επιφάνεια που έχει σπάσει μέχρι τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Έτσι, η ενέργεια που ακτινοβολείται από κάθε υποπηγή δεν αλλάζει καθώς προχωράει η διάρρηξη, αλλά μεγαλύτερο μέρος της κατανέμεται σε χαμηλότερες συχνότητες.

Ο συσσωρευτικός αριθμός των υπο-πηγών, N_R, που συμμετέχουν σε κάθε χρονική στιγμή στη διάρρηξη (εξίσωση 2.10) αυξάνεται με το χρόνο στην αρχή της διάρρηξης αλλά γίνεται σταθερός μετά από λίγο, σε κάποιο σταθερό ποσοστό της συνολικής περιοχής διάρρηξης. Κατά συνέπεια, η δυναμική γωνιακή συχνότητα μειώνεται με το χρόνο κοντά στην αρχή της διάρρηξης και έπειτα γίνεται σταθερή. Η συμπεριφορά αυτή ελέγχεται μέσω μιας παραμέτρου που δίνει τη μέγιστη επιφάνεια του ρήγματος που συμμετέχει στην διάρρηξη σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή. Συμμετοχή κατά 50% σημαίνει ότι κατά τη διάρκεια της διάρρηξης το 50% των υπο-πηγών είναι ενεργό και συνεπώς συνεισφέρουν στον υπολογισμό της δυναμικής γωνιακής συχνότητας. Οι υπόλοιπες υπο-πηγές είναι ανενεργές. Η επιλογή ορισμένου ποσοστού της ρηξιγενούς επιφάνειας ως ενεργούς αντανακλά το γεγονός ότι η ολίσθηση κοντά στο υπόκεντρο ενός μεγάλου σεισμού μπορεί να έχει σταματήσει πριν ακόμα η διάρρηξή του φτάσει στο τέλος του ρήγματος.

Συμπερασματικά, το βασικό πλεονέκτημα της μεθόδου με τον κώδικα EXSIM, έναντι του FINSIM, είναι ότι κάνοντας χρήση της δυναμικής γωνιακής συχνότητας, η συνολική ακτινοβολία που εκπέμπεται από το σύνολο των υποπηγών παραμένει η ίδια, ανεξάρτητα από τις διαστάσεις τους. Αυτό καθιστά τη μέθοδο εφαρμόσιμη σε μεγαλύτερο εύρος μεγεθών.

2.4 Τεκμηρίωση Μεθόδων Προσομοίωσης της Ισχυρής Εδαφικής Κίνησης

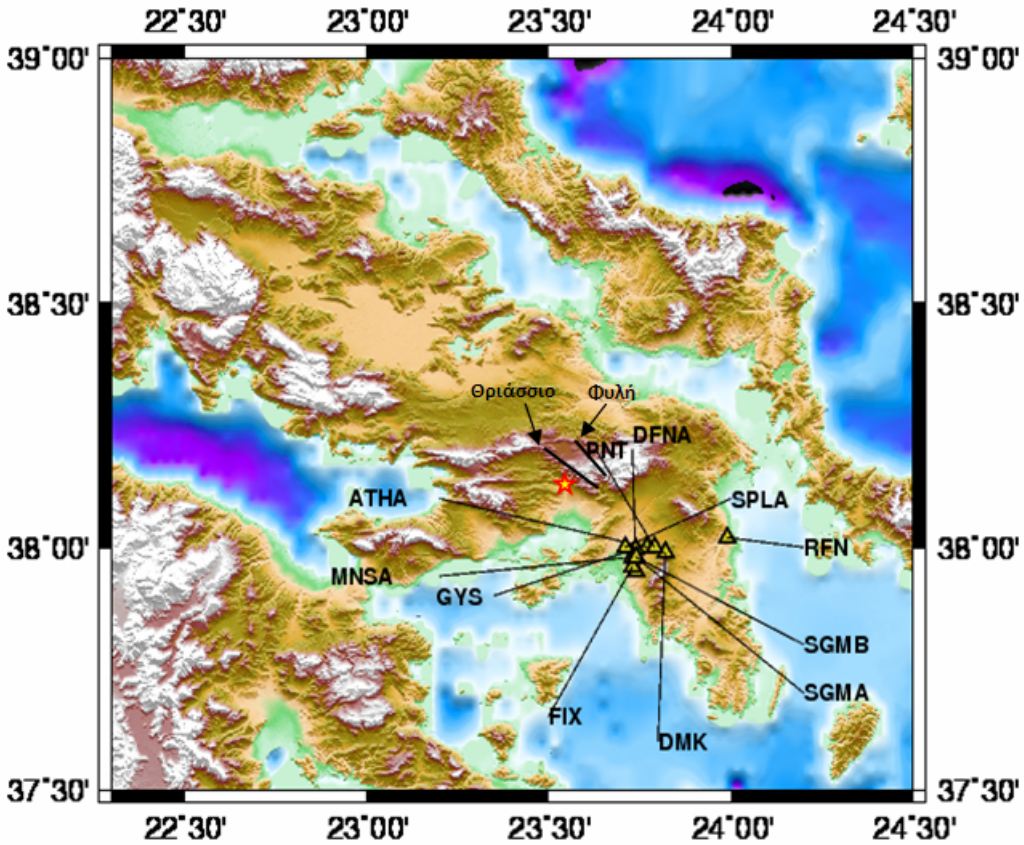
2.4.1 Δεδομένα σεισμών που χρησιμοποιούνται για την τεκμηρίωση

Στην παρούσα μελέτη προσομοιώνεται η ισχυρή εδαφική κίνηση των δύο σεισμών χρησιμοποιώντας πρώτα την ευρέως εφαρμοσμένη στοχαστική μέθοδο για τα πεπερασμένα ρήγματα (Beresnev and Atkinson, 1997) και στη συνέχεια χρησιμοποιώντας την τροποποίησή της (Motazedian and Atkinson, 2005) που περιλαμβάνει τη χρήση δυναμικής γωνιακής συχνότητας για την αναπαράσταση του φάσματος της σεισμικής πηγής. Οι δυο μεθοδολογίες τεκμηριώνονται με χρήση ίδιων τιμών για τις κοινές παραμέτρους τους και συγκρίνονται τα αποτελέσματά τους. Στόχος της συγκριτικής αυτής εφαρμογής είναι ο εντοπισμός προτερημάτων και μειονεκτημάτων σε κάθε μια από τις δυο εφαρμοζόμενες μεθοδολογίες σε ότι αφορά τις περιπτώσεις των σεισμών του ελλαδικού χώρου

2.4.1.1 Δεδομένα ισχυρής εδαφικής κίνησης από το σεισμό της Αθήνας

Στις 7 Σεπτεμβρίου του 1999, ο σεισμός της Αθήνας ($\mathbf{M_W}$ 5.9) αποτέλεσε ένα ακόμη παράδειγμα των συνεπειών των σεισμών μετρίου μεγέθους όταν αυτοί συμβαίνουν σε πυκνά κατοικημένες περιοχές. Ο απολογισμός των συνεπειών του σεισμού αυτού τον τοποθετεί μεταξύ των χειρότερων φυσικών καταστροφών στη σύγχρονη ιστορία της Ελλάδας. Στο σύνολο, 143 άνθρωποι σκοτώθηκαν, ενώ η οικονομική απώλεια υπολογίζεται ότι έφτασε το 3% του ακαθάριστου εγχώριου προϊόντος της Ελλάδας (ΑΕΠ), (Pomonis, 2002). Ο σεισμός της Αθήνας σχετίζεται με κανονικό ρήγμα βορειοδυτικής-νοτιοανατολικής διεύθυνσης (παράταξη = 115°, κλίση = 57°, Louvari and Kiratzi, 2001), το οποίο βρίσκεται περίπου 15 Km βορειοδυτικά από το κέντρο της Αθήνας. Στη επικεντρική περιοχή, δύο κανονικά ρήγματα τέτοιου προσανατολισμού εμφανίζονται στη μορφολογία: το ρήγμα του Θριάσσιου πεδίου και το ρήγμα της Φυλής (Σχήμα 2.2). Μεταξύ αυτών των δύο δομών, το ρήγμα της Φυλής συσχετίζεται πιθανότατα με το σεισμό του 1999 (Ganas *et al.*, 2001; Pavlides *et al.*, 2002), αν και η διάρρηξη δεν έφθασε στην επιφάνεια (Papazachos *et al.*, 2001; Baumont *et al.*, 2002; Roumelioti *et al.*, 2003b) και, επομένως, οποιαδήποτε συμπεράσματα σχετικά με το σεισμογόνο ρήγμα είναι αμφισβητήσιμα.

Ο σεισμός αυτός καταγράφηκε από σημαντικό αριθμό επιταχυνσιογράφων που βρίσκονταν εγκατεστημένοι στην ευρύτερη περιοχή της πρωτεύουσας. Συγκεκριμένα, καταγράφηκε από 11 επιταχυνσιογράφους που λειτουργούσε το Γεωδυναμικό Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών σε συνεργασία με την εταιρία «Αττικό Μετρό», από επτά μόνιμους σταθμούς του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (ΙΤΣΑΚ) και από τρεις επιταχυνσιογράφους της Δημόσιας Επιχείρησης Ηλεκτρισμού (ΔΕΗ). Για την τεκμηρίωση των στοχαστικών μεθόδων χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές των 11 πλησιέστερων στην επικεντρική περιοχή επιταχυνσιογράφων. Στον Πίνακα 2.1 δίνονται πληροφορίες για τις 11 αυτές θέσεις καταγραφής και τις μέγιστες τιμές της καταγεγραμμένης εδαφικής κίνησης στις τρεις συνιστώσες.



Σχήμα 2.2: *Χάρτης ο οποίος δείχνει το επίκεντρο του σεισμού της Αθήνας το 1999 (αστέρι) και τις θέσεις των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν το σεισμό και χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή (τρίγωνα). Τα δύο ρήγματα της επικεντρικής περιοχής, του Θριασσίου και τη Φυλής φαίνονται επίσης στον χάρτη ως συνεχείς μαύρες γραμμές.*

Πίνακας 2.1: *Πληροφορίες για τους σταθμούς ισχυρής κίνησης που χρησιμοποιήθηκαν για να βαθμονομήσουν τις παραμέτρους που χρησιμοποιούνται στην στοχαστική μέθοδο πεπερασμένου ρήγματος στον σεισμό της Αθήνας το 1999.*

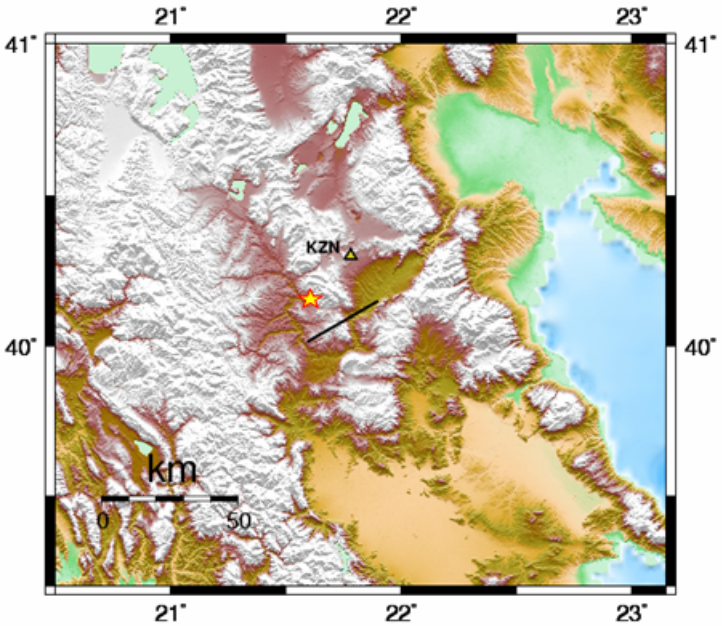
Κωδικός Σταθμού	Τοπωνύμιο	Τοποθεσία	Βάθος Αισθητήρα (m)	Επιφανειακή Γεωλογία	Γεωγρ. Μήκος (^{0}N)	Γεωγρ. Πλάτος (^{0}E)	Δ (km)	PGA (L)	PGA (T)	PGA (V)	Φορέας*
ATHA	Αλιβέρι	Ισόγειο	0	-	38.400	24.033	53	0.02	0.02	0.01	ΔΕΗ
DFNA	Δάφνη	Μετρό/ Επίπεδο 2	14	Αλλουβιακές αποθέσεις/ Σχιστόλιθος	37.95	23.74	23	0.04	0.08	0.04	ΝΟΑ
DMK	Δημόκριτος	Ελεύθερο πεδίο	0	Ασβεστόλιθος	37.99	23.82	26	0.05	0.08	0.04	ΝΟΑ
FIX	Νέος Κόσμος	Μετρό/ Επίπεδο 2	15	Αλλουβιακές αποθέσεις / Σχιστόλιθος	37.96	23.73	22	0.09	0.12	0.05	ΝΟΑ
GYS	G.Y.S	Υπόγειο/3-πάτωμα	0	Αλλουβιακές αποθέσεις	37.996	23.738	19	0.12	0.11	0.05	ΙΤΣΑΚ
MNSA	Μοναστηράκι	Ελεύθερο Πεδίο	0	Αλλουβιακές αποθέσεις / Σχιστόλιθος	37.98	23.73	20	0.23	0.51	0.16	ΝΟΑ
PNT	Πεντάγωνο	Μετρό/ Επίπεδο 2	15	Αλλουβιακές αποθέσεις	38.000	23.790	23	0.09	0.08	0.06	ΝΟΑ
RFN	Ραφήνα	Μικρή Ξύλινη Κατασκευή	0	Τεταρτογενείς αποθέσεις/Ασβεστόλιθος	38.02	23.99	50	0.08	0.01	0.03	ΝΟΑ
SGMA	Σύνταγμα	Μετρό/ Επίπεδο 1	7	Σχιστόλιθος	37.98	23.74	21	0.15	0.24	0.05	ΝΟΑ
SGMB	Σύνταγμα	Μετρό/ Επίπεδο 3	26	Σχιστόλιθος	37.98	23.74	21	0.11	0.09	0.09	ΝΟΑ
SPLA	Σεπόλια	Μετρό/ Επίπεδο 2	13	Αλλουβιακές αποθέσεις / Σχιστόλιθος	38.00	23.71	17	0.25	0.22	0.08	ΝΟΑ

* ΔΕΗ, Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού; ΝΟΑ, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών
ΙΤΣΑΚ, Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών.

2.4.1.2 Δεδομένα Σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών

Στις 13 Μαΐου του 1995, ένας καταστρεπτικός σεισμός ($\mathbf{M_w}$ = 6.5) έλαβε χώρα στη βορειοδυτική Ελλάδα (περιοχή Κοζάνης - Γρεβενών) και προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες σε πολλά χωριά και στις δύο μεγάλες πόλεις της περιοχής, την Κοζάνη και τα Γρεβενά, ευτυχώς χωρίς θύματα. Ο σεισμός αυτός ήταν «απροσδόκητος» υπό την έννοια ότι η επικεντρική περιοχή θεωρούνταν ότι ήταν χαμηλής σεισμικότητας (Papazachos *et al.,* 1995; Stiros, 1995). Το επίκεντρο του κύριου αυτού σεισμού υπολογίστηκε από τους Hatzfeld *et al.* (1997), στις 40.183° N και 21.660° E, κάτω από τον ορεινό όγκο του Βούρινου, σε βάθος 14.2 km. Ο σεισμός σχετίζεται με τη διάρρηξη κανονικού ρήγματος με στοιχεία: 240° ± 1° N και κλίση 40° ± 1° N (Hatzfeld *et al.*, 1997).

Σε αντίθεση με το σεισμό της Αθήνας, στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών υπήρχε ένας μόνο μόνιμος επιταχυνσιογράφος του ΙΤΣΑΚ, ο οποίος παρείχε και τη μοναδική, «κοντινή» καταγραφή του σεισμού του 1995. Ο επιταχυνσιογράφος αυτός (κωδικός σταθμού KZNPRF, συντεταγμένες θέσης: 40.30ºN, 21.79ºE), βρισκόταν εγκατεστημένος σε ασβεστόλιθο που καλύπτεται από ένα λεπτό στρώμα αλλουβιακών αποθέσεων (Margaris and Boore, 1998). Η θέση του επιταχυνσιογράφου ως προς το σεισμογόνο ρήγμα και το επίκεντρο του σεισμού του 1995 παρουσιάζεται στο σχήμα 2.3. Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση από το σεισμό του 1995 στη θέση του σταθμού KZNPRF έφτασε τα 0.2g σε μια από τις δυο οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης.



Σχήμα 2.3: *Χάρτης της ευρύτερης επικεντρικής περιοχής του σεισμού Κοζάνης - Γρεβενών. Με αστέρι σημειώνεται η θέση του επικέντρου (40.183° N - 21.660° E), με τρίγωνο η θέση του επιταχυνσιογράφου του ΙΤΣΑΚ που κατέγραψε το σεισμό (μέσα στην πόλη της Κοζάνης) και με συνεχή μαύρη γραμμή σημειώνεται η προβολή της πάνω ακμής του μοντέλου ρήγματος που υιοθετήθηκε για τις στοχαστικές προσομοιώσεις.*

2.4.2 Στοχαστικές Παράμετροι

Για την εφαρμογή των δυο στοχαστικών μεθόδων (FINSIM και EXSIM) απαιτείται ο προσδιορισμός των τιμών ορισμένων παραμέτρων που περιγράφουν τη γεωμετρία και τη θέση του μοντέλου ρήγματος, την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων από την εστία μέχρι τη θέση παρατήρησης και την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση ενδιαφέροντος. Οι περισσότερες από τις παραμέτρους αυτές είναι κοινές για τις δυο μεθοδολογίες καθώς η μια (EXSIM) αποτελεί το περαιτέρω ανάπτυγμα της άλλης (FINSIM).

Σε γενικές γραμμές, η θέση και η γεωμετρία της επιφάνειας του ρήγματος που υιοθετείται προσδιορίζονται με συνδυασμό όλων των διαθέσιμων γεωλογικών, νεοτεκτονικών και σεισμολογικών στοιχείων που αφορούν τον υπό προσομοίωση σεισμό. Οι διαστάσεις της ρηξιγενούς επιφάνειας καθορίζονται με βάση την κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας του υπό προσομοίωση σεισμού ή με χρήση εμπειρικών σχέσεων που συνδέουν το μέγεθος του σεισμού με το μήκος του ρήγματος που τον προκάλεσε (π.χ. Wells and Coppersmith, 1994, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Σε ότι αφορά την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων, αυτή περιγράφεται με απλές εμπειρικές σχέσεις που είναι κατά κανόνα διαθέσιμες, για τις περισσότερες σεισμογενείς περιοχές, από προηγούμενες εργασίες.

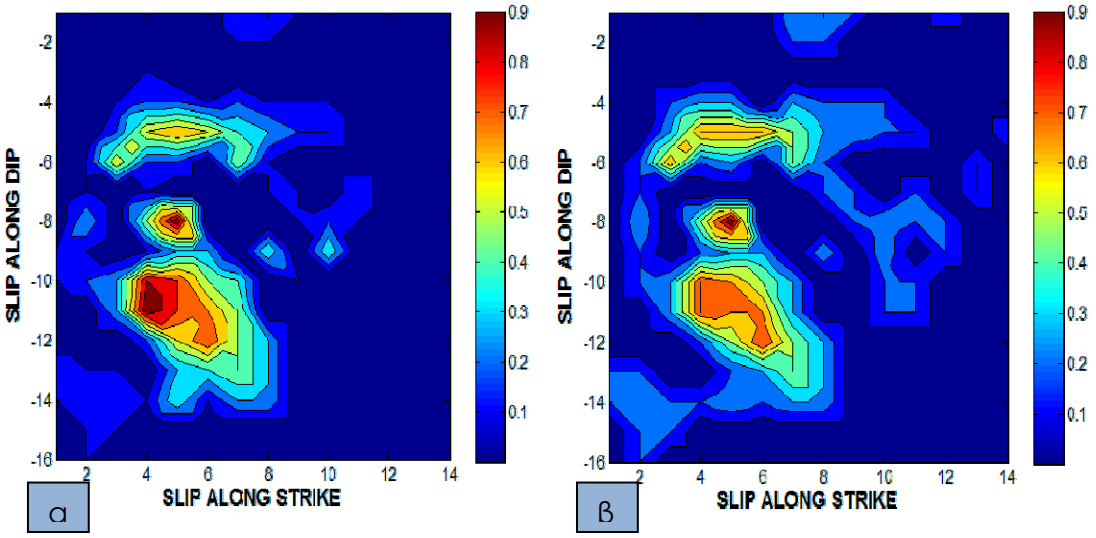
Ο συνυπολογισμός του αποτελέσματος των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις θέσεις ενδιαφέροντος, ωστόσο, αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα κατά την εφαρμογή των μεθοδολογιών. Το αποτέλεσμα αυτό μπορεί αδιαμφισβήτητα να είναι ιδιαίτερα σημαντικό, καθώς μεταβάλλει τόσο τα απόλυτα πλάτη της εδαφικής κίνησης όσο και την κατανομή της ενέργειας στις διάφορες συχνότητες του φάσματος. Από την άλλη πλευρά, οι διαθέσιμες γεωτεχνικές πληροφορίες για τις περιοχές ενδιαφέροντος είναι συνήθως ελλιπείς ή ανύπαρκτες, καθιστώντας το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό των θέσεων παρατήρησης το δυσκολότερο εγχείρημα κατά την εφαρμογή των μεθοδολογιών.

Ο τρόπος επιλογής των παραμέτρων για τις στοχαστικές προσομοιώσεις των καταγραφών των δυο σεισμών τεκμηρίωσης περιγράφεται με λεπτομέρεια στις επόμενες υποενότητες.

2.4.2.1 Παράμετροι λογισμικού FINSIM για την προσομοίωση του σεισμού της Αθήνας

Το μοντέλο πεπερασμένου ρήγματος του σεισμού της Αθήνας του 1999 περιλαμβάνει ένα επίπεδο ρήγματος με διαστάσεις 14×16 km που χωρίσθηκε σε υποπηγές ανά 1 km. Οι διαστάσεις και η επιλεγμένη κατανομή της ολίσθησης στο ρήγμα είναι βασισμένες στο μοντέλο που προτάθηκε από τους Roumelioti *et al.* (2003b) (Σχήμα 2.4). Οι παράμετροι προσανατολισμού του ρήγματος υιοθετήθηκαν από τη μελέτη των Louvari and Kiratzi (2001), ενώ οι υποκεντρικές παράμετροι λήφθηκαν από την εργασία των Papadimitriou *et al.* (2002). Για τη γεωμετρική απόσβεση

εφαρμόστηκε το μοντέλο γεωμετρικής διασποράς 1/R, ενώ για την ανελαστική απόσβεση χρησιμοποιήθηκε μια συνάρτηση του παράγοντα ποιότητας (quality factor) σε σχέση με τη συχνότητα, $Q(f) = 100f^{0.8}$, που έχει προταθεί στο παρελθόν για το Αιγαίο και τη γύρω περιοχή (Hatzidimitriou, 1993, 1995).



Σχήμα 2.4: *Μοντέλο ολίσθησης (σε μέτρα) για τον σεισμό της Αθήνας α) όπως προτάθηκε από τους Roumelioti et al. (2004) και β) όπως εισήχθηκε στο λογισμικό FINSIM. Η εικόνα αλλάζει ελάχιστα σε ότι αφορά τις απόλυτες τιμές της ολίσθησης λόγω των εσωτερικών υπολογισμών του λογισμικού. Αντίστοιχα μικρές, από το προτεινόμενο μοντέλο, αποκλίσεις υπάρχουν και στα αρχεία εισόδου του λογισμικού EXSIM. Η σχετική κατανομή της ολίσθησης επάνω στο σεισμογόνο ρήγμα, ωστόσο, μεταφέρεται με λεπτομέρεια λόγω του μεγάλου αριθμού υπο-πηγών που χρησιμοποιούνται στις προσομοιώσεις.*

Για το συνυπολογισμό της απόσβεσης που υφίστανται τα σεισμικά κύματα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους χρησιμοποιήθηκε το φίλτρο exp(- *πκf*) που πρότειναν οι Anderson and Hough (1984). Στον παράγοντα *κ* (kappa), δόθηκαν οι τιμές που παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.2, ανάλογα με το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό κάθε μιας από τις θέσεις καταγραφής. Ο γεωτεχνικός χαρακτηρισμός των θέσεων καταγραφής έγινε με συνδυασμό των πληροφοριών που παρατίθενται στις μελέτες των Bouckovalas *et al.* (2002), Koliopoulos and Margaris (2001) και Theodulidis *et al.* (2004). Οι περισσότερες από τις θέσεις των σταθμών που κατέγραψαν την ισχυρή εδαφική κίνηση από το σεισμό της Αθήνας χαρακτηρίζονται ως «μαλακός» βράχος (κατηγορία εδάφους C) με εξαίρεση το σταθμό DMK που εντάσσεται στην κατηγορία του σκληρού βράχου (κατηγορία εδάφους B).

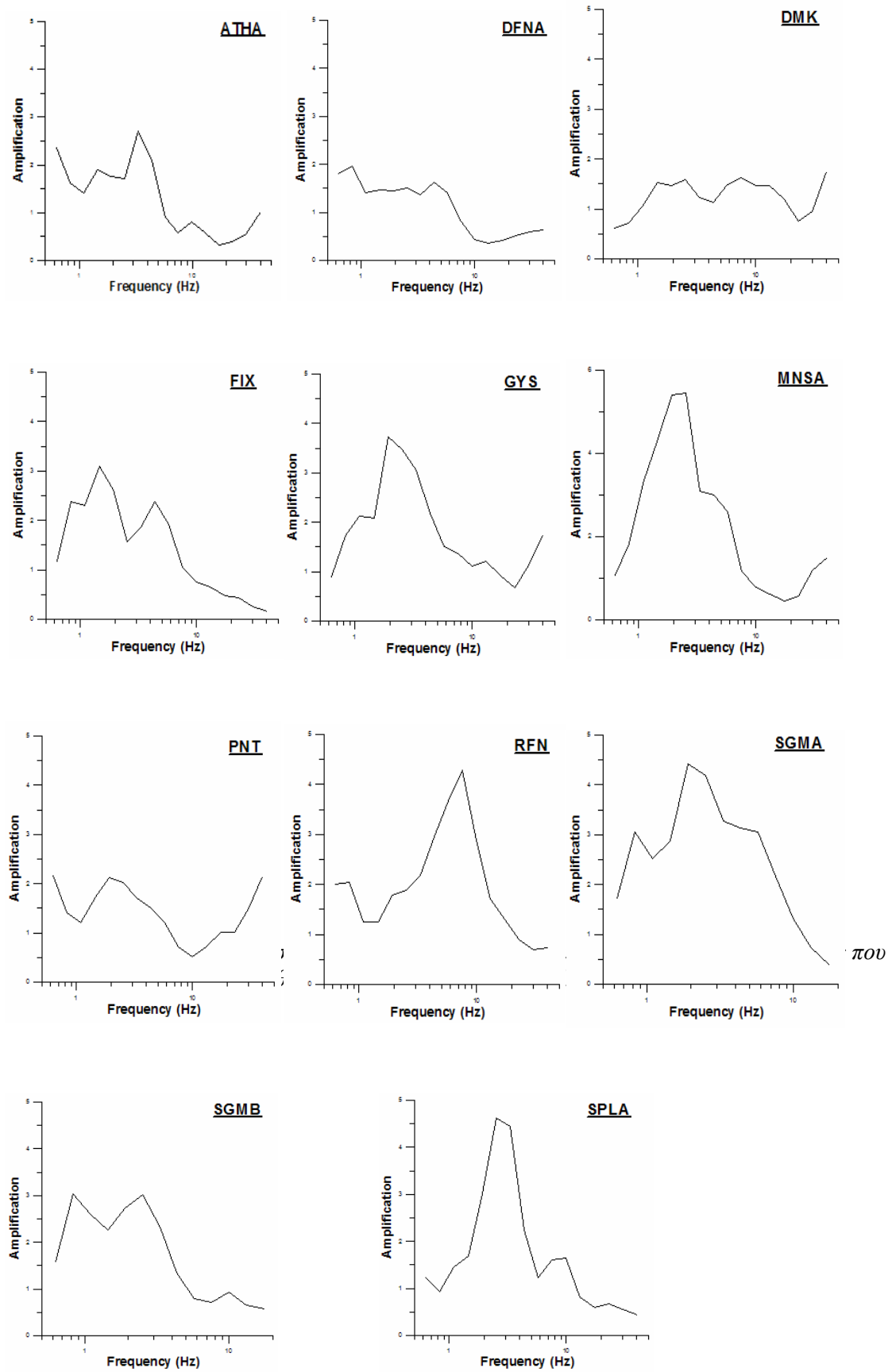
Πίνακας 2.2: *Εδαφική κατηγοριοποίηση με βάση τη μέση ταχύτητα των S-κυμάτων στα πρώτα 30 m της εδαφικής στήλης κάθε θέσης, V_{S30}, και τιμές της παραμέτρου κ, με την αντίστοιχη βιβλιογραφική αναφορά, που χρησιμοποιήθηκαν στις στοχαστικές προσομοιώσεις.*

Κατηγορία Εδάφους	V_{S30} (m/sec)	Γεωτεχνική περιγραφή	κ	Reference
B	$760 \leq V_{S30} \leq 1500$	Βράχος	0.035	Margaris and Boore, 1998
C	$360 \leq V_{S30} \leq 760$	Πολύ σκληρό έδαφος – μαλακός βράχος	0.044	Klimis *et al.*, 1999
D	$180 \leq V_{S30} \leq 360$	Σκληρό έδαφος	0.066	Klimis *et al.,* 1999

Η παράμετρος τάσης, Δσ, λήφθηκε ίση με 50 bars (Kanamori και Anderson, 1975), η οποία είναι κοντά στη μέση τιμή 56 bars που πρότειναν οι Margaris and Boore (1998) μετά από προσομοιώσεις των φασμάτων απόκρισης πρόσφατων σεισμών του ελλαδικού χώρου.

Όπως προαναφέρθηκε, κατά τη διάρκεια της διαδικασίας τεκμηρίωσης της μεθόδου είναι απαραίτητο να περιληφθεί η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις θέσεις καταγραφής. Για το σταθμό DMK, αυτό γίνεται με τη χρησιμοποίηση των εμπειρικών συντελεστών ενίσχυσης που πρότειναν ο Boore και οι συνεργάτες του (1993). Για του υπόλοιπους σταθμούς που κατέγραψαν το σεισμό του 1999 υιοθετήθηκαν οι συναρτήσεις μεταφοράς που πρότειναν οι Roumelioti *et al.* (2004), οι οποίες υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V ratio). Οι συναρτήσεις αυτές, όπως χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή, παρουσιάζονται στο σχήμα 2.5. Η παράμετρος που καθορίζει την ένταση της ακτινοβολίας στις υψηλές συχνότητες του φάσματος από κάθε υπό-πηγή, *sfact*, θεωρείται σε όλες τις προσομοιώσεις ίση με τη μέση τιμή 1.5 που πρότειναν οι Beresnev and Atkinson (1999).

Οι τιμές του συνόλου των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για τη στοχαστική προσομοίωση των επιταχυνσιογραμμάτων του σεισμού της Αθήνας με το λογισμικό FINSIM παρατίθενται στον Πίνακα 2.3.



Σχήμα 2.5: *Συναρτήσεις ενίσχυσης για τις θέσεις των σταθμών ισχυρής εδαφικής κίνησης που κατέγραψαν τον σεισμό της Αθήνας το 1999 (Roumelioti et al., 2004).*

Πίνακας 2.3: *Τιμές των παραμέτρων που εισήχθηκαν στο λογισμικό FINSIM για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης του σεισμού του 1999 στην Αθήνα.*

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή
Προσανατολισμός ρήγματος	φ_1 δ_1	Παράταξη 115° Κλίση 57°
Διαστάσεις ρήγματος	L w	Μήκος 14 km Πλάτος 16 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	h	3.3 km
Μέγεθος κύριου σεισμού	M_w	5.9
Τιμή πτώσης τάσης	stress	50 bars
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	14×16
Θέση τμήματος που περιλαμβάνει το υπόκεντρο του σεισμού	i_0, j_0	4,6
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	beta	3.3 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	rho	2.72 gr/cm^3
Παράγοντας έντασης ακτινοβολίας	sfact	1.5
Παράμετρος *κ*	kappa	Όπως στον πίνακα 2.2
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης Q(f)=Q_0*f**eta	Q_0 eta	100.0 0.8
Γεωμετρική διασπορά	igeom	0 (1/R model)
Διάρκεια εξαρτώμενη από την απόσταση (sec)		Ίση με τη διάρκεια της πηγής (*τ*) για *R*≤40 km *τ*+0.05*R* για *R*>40 km
Επίδραση τοπικών εδαφικών συνθηκών	namp1	(H/V) Spectral Ratios
Μοντέλο κατανομής της ολίσθησης	islip	Roumelioti *et al.* (2003b)
Ρυθμός δειγματοληψίας χρονοσειρών	dt	0.005
Παράμετρος επιλογής συνάρτησης μορφοποίησης	iwind	τετραγωνικός παλμός (cosine – tapered boxcar)

2.4.2.2 Παράμετροι λογισμικού FINSIM για την προσομοίωση του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών

Για την προσομοίωση του επιταχυνσιογράμματος του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών στη θέση του σταθμού KZNPRF του ΙΤΣΑΚ εξετάστηκαν δυο διαφορετικά μοντέλα της σεισμικής πηγής. Η διαφορετικότητά τους έγκειται κατά κύριο λόγο στις διαστάσεις τους, ενώ ο προσανατολισμός των επιπέδων (παράταξη=240º, κλίση=45º) είναι ο ίδιος και υιοθετήθηκε από την εργασία των Papazachos *et al.* (1998).

Το πρώτο μοντέλο περιλαμβάνει παραλληλεπίπεδο ρήγμα με διαστάσεις 23×13 km, οι οποίες υπολογίστηκαν με τις εμπειρικές σχέσεις μεγέθους - διαστάσεων ρήγματος που πρότειναν οι Wells and Coppersmith, (1994):

Το επίπεδο χωρίσθηκε σε 6×3 υπο-πηγές κατά μήκος της παράταξης και της κλίσης, αντίστοιχα και η διαίρεση αυτή έγινε με βάση τη σχέση 2.3 (Beresnev and Atkinson, 1999).

Για το δεύτερο μοντέλο χρησιμοποιήθηκαν οι διαστάσεις 30×10 km που υπολογίστηκαν με βάση τις εμπειρικές σχέσεις των Papazachos *et al.* (2000). Οι τιμές

αυτές βρίσκονται σε ικανοποιητική συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές (30×15 km) που πρότειναν οι Papazachos *et al.* (1998) με βάση την κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας του σεισμού του 1995. Σύμφωνα με την τελευταία εργασία, η διάρρηξη του υπό προσομοίωση σεισμού σταμάτησε σε βάθος ~3 km από την επιφάνεια του εδάφους, οπότε αυτό είναι και το βάθος που υιοθετήθηκε για την πάνω ακμή και των δύο μοντέλων του ρήγματος. Η επιφάνεια του ρήγματος χωρίστηκε, επίσης με βάση τη σχέση 2.3, σε 7×3 υπο-πηγές. Οι υπόλοιπες παράμετροι είναι κοινές και για τα δυο μοντέλα. Οι τιμές του συνόλου των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για τη στοχαστική προσομοίωση του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών παρουσιάζονται στον πίνακα 2.4.

Αν και για το σεισμό του 1995 έχουν δημοσιευτεί συγκεκριμένα μοντέλα ολίσθησης (π.χ. Meyer *et al.*, 1996; Clarke *et al.*, 1997), τα μοντέλα αυτά, εκτός του ότι διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους, δεν περιλαμβάνουν μια ενιαία επιφάνεια διάρρηξης αλλά επιμέρους τμήματα. Τα πολλαπλά αυτά τμήματα δεν είναι δυνατό να μοντελοποιηθούν στις στοχαστικές μεθόδους που εφαρμόζονται στην παρούσα διατριβή, καθώς επιτρέπουν τη χρήση απλών μόνο παραλληλεπίπεδων επιφανειών. Για το λόγο αυτό, για την προσομοίωση του σεισμού της Κοζάνης χρησιμοποιήθηκε ένα τυχαίο μοντέλο ολίσθησης. Η επιλογή αυτή αναμένεται να επηρεάσει σε ελάχιστο βαθμό τη συνθετική καταγραφή στην πόλη της Κοζάνης καθώς η θέση προσομοίωσης βρίσκεται εκτός της προβολής της θεωρούμενης ρηξιγενούς επιφάνειας.

Για τη γεωμετρική διασπορά των σεισμικών κυμάτων θεωρήθηκε, όπως και στην περίπτωση του σεισμού του 1999, το μοντέλο 1/R, όπου R η απόσταση από τη σεισμική εστία. Το μοντέλο αυτό επιλέχθηκε επειδή η θέση της συνθετικής καταγραφής απέχει λίγα μόλις χιλιόμετρα από τη σεισμική πηγή και κατά συνέπεια μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκει στο κοντινό πεδίο του υπό προσομοίωση σεισμού.

Για τον προσδιορισμό των τιμών των παραμέτρων Q_0 και eta (Πίνακας 2.4), που διορθώνουν για την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων, αξιοποιήθηκαν τα αποτελέσματα των Baskoutas *et al.* (1998), οι οποίοι εργάστηκαν με κύματα ουράς (coda waves) επιλεγμένων σεισμών της ακολουθίας του 1995.

Για το συνυπολογισμό του αποτελέσματος των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση του σταθμού KZNPRF, η οποία έχει χαρακτηριστεί ως «βραχώδης», υιοθετήθηκαν οι εμπειρικοί συντελεστές ενίσχυσης που πρότειναν οι Margaris and Boore (1998).

Πίνακας 2.4: *Τιμές των παραμέτρων που εισήχθηκαν στο λογισμικό FINSIM για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης του σεισμού του 1995 στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών.*

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή
Προσανατολισμός ρήγματος	φ_1 δ_1	Strike 240° Dip 45°
Διαστάσεις ρήγματος	L w	1η δοκιμή: Μήκος 23 km Πλάτος 13 km 2η δοκιμή: Μήκος 30 km Πλάτος 10 km
Βάθος πάνω ακμής του ρήγματος	h	3 km
Μέγεθος κύριου σεισμού	M_w	6.5
Τιμή πτώσης τάσης	stress	50 bars
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης	$N_L \times N_W$	1η δοκιμή: 6×3 2η δοκιμή: 7×3
Θέση τμήματος που περιλαμβάνει το υπόκεντρο του σεισμού	i_0, j_0	4,2
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	beta	3.4 km/sec
Μέση πυκνότητα του φλοιού	rho	2.72 gr/cm^3
Παράγοντας έντασης ακτινοβολίας	sfact	1.5
Παράμετρος *κ*	kappa	Όπως στον πίνακα 2.2
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης $Q(f)=Q_0$*f**eta	Q_0 eta	103.5 0.89
Γεωμετρική διασπορά	igeom	0 (1/R μοντέλο)
Διάρκεια εξαρτώμενη από την απόσταση (sec)		Ίση με τη διάρκεια της πηγής (*τ*) για *R*≤40 km *τ*+0.05*R* για *R*>40 km
Επίδραση τοπικών εδαφικών συνθηκών	namp1	Εμπειρικοί συντελεστές ενίσχυσης
Μοντέλο κατανομής της ολίσθησης	islip	Τυχαίο
Ρυθμός δειγματοληψίας χρονοσειρών	dt	0.005
Παράμετρος επιλογής συνάρτησης μορφοποίησης	iwind	τετραγωνικός παλμός (cosine – tapered boxcar)

2.4.2.3 Παράμετροι λογισμικού EXSIM για την προσομοίωση του σεισμού της Αθήνας και του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών

Κατά την εφαρμογή της μέθοδος του EXSIM χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες διαστάσεις για τα ρήγματα και η ίδια κατανομή ολίσθησης όπως στις προσομοιώσεις με τον κώδικα FINSIM (παράγραφος 2.4.2.2). Διατηρήθηκαν επίσης οι ίδιες τιμές για όλες τις κοινές παραμέτρους με το FINSIM (Πίνακας 2.3). Οι μόνες διαφορές που υπάρχουν σε σχέση με τις εφαρμογές του λογισμικού FINSIM είναι:

- Στο EXSIM δε γίνεται χρήση της παραμέτρου *sfact* που καθορίζει την ένταση της υψίσυχνης ακτινοβολίας στο φάσμα της σεισμικής πηγής.
- Προσδιορίζεται η τιμή της παραμέτρου iDynamicFlag, η οποία όταν είναι «1» ενεργοποιείται η διαδικασία χρήσης της δυναμικής γωνιακής συχνότητας για το φάσμα της σεισμικής πηγής, ενώ όταν είναι «0» η γωνιακή συχνότητα είναι στατική όπως και στην περίπτωση του FINSIM.

- Στην περίπτωση για την οποία iDynamicFlag=1, προσδιορίζεται επιπρόσθετα και η παράμετρος pulsingPercent (βλ. ενότητα 2.3), δηλαδή το μέγιστο ποσοστό των υπο-πηγών που σε κάθε στιγμή της διάρρηξης συμμετέχουν σε αυτήν.

Η μέθοδο EXSIM εφαρμόστηκε δυο φορές. Πρώτα με τη χρήση της στατικής γωνιακής συχνότητας και έπειτα με τη χρήση της δυναμικής γωνιακής συχνότητας. Στη δεύτερη περίπτωση, έγινε διερεύνηση της βέλτιστης τιμής της παραμέτρου pulsingPercent μέσω πολλαπλών δοκιμών. Η τιμή που παρείχε την καλύτερη συμφωνία μεταξύ συνθετικών και πραγματικών καταγραφών της επιτάχυνσης, κατά μέσο όρο στο σύνολο των εξεταζόμενων θέσεων, είναι 25%, η οποία και χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή των τελικών αποτελεσμάτων.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι κατά την εφαρμογή της μέθοδος του EXSIM δεν επιχειρήθηκε η τεκμηρίωση των παραμέτρων που προβλέπονται για την προσομοίωση των αποτελεσμάτων του κοντινού πεδίου σύμφωνα με την εργασία των Mavroeidis and Papageorgiou (2003). Η αδυναμία τεκμηρίωσης των τιμών των συγκεκριμένων παραμέτρων πηγάζει από τους περιορισμούς των διαθέσιμων καταγραφών της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Τα δεδομένα αυτά δεν είναι ευρέως φάσματος και κατά συνέπεια δεν περιλαμβάνουν πληροφορίες για την πιθανή πρόκληση παλμών μεγάλης περιόδους κατά τη διάρκεια των εξεταζόμενων σεισμών.

2.5 Σύγκριση των δύο μεθόδων και αποτελέσματα

Οι προσομοιώσεις της ισχυρής εδαφικής κίνησης στις θέσεις των σταθμών που κατέγραψαν τους σεισμούς Κοζάνης-Γρεβενών και Αθήνας πραγματοποιήθηκαν με τρεις διαφορετικούς τρόπους. Στην πρώτη περίπτωση έγινε χρήση του λογισμικού FINSIM και των τιμών των παραμέτρων που παρατίθενται στους πίνακες 2.3 και 2.4. Στη δεύτερη περίπτωση έγινε χρήση του λογισμικού EXSIM με τις ίδιες παραμέτρους, αλλά με στατική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής (iDynamicFlag=0) και στην τρίτη περίπτωση χρησιμοποιήθηκε και πάλι το EXSIM, αλλά με δυναμική γωνιακή συχνότητα (iDynamicFlag=0, pulsingPercent=25%) για το φάσμα της πηγής.

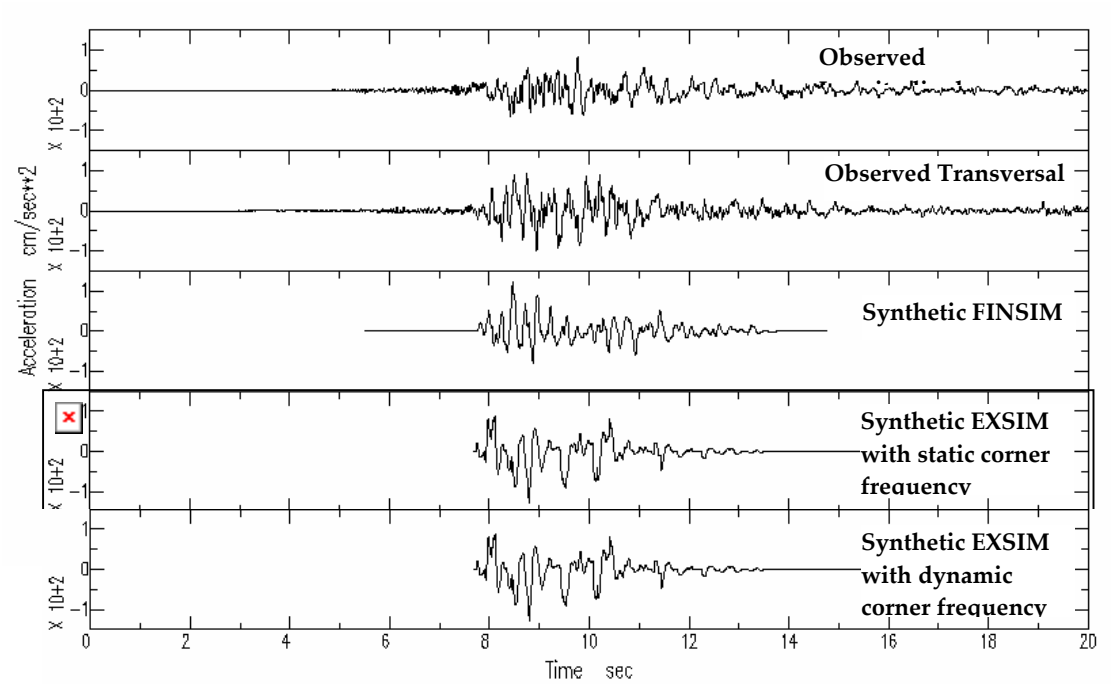
Και τα δυο λογισμικά που χρησιμοποιήθηκαν παρέχουν τρία αρχεία εξόδου μετά από κάθε εφαρμογή τους. Το ένα από τα αρχεία αυτά περιλαμβάνει τη συνθετική χρονική ιστορία της επιτάχυνσης (οι μεθοδολογίες που εφαρμόστηκαν προσ-ομοιώνουν μόνο τα εγκάρσια κύματα), το δεύτερο το φάσμα απόκρισης για ορισμένη τιμή του παράγοντα κρίσιμης απόσβεσης (καθορίζεται από τον χρήστη και σε όλες τις εφαρμογές της παρούσας διατριβής τα φάσματα απόκρισης έχουν υπολογιστεί για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης ίσο με 5%, βλ. Πίνακες 2.3 και 2.4) και το τρίτο συνοψίζει τις τιμές των παραμέτρων που εισήχθησαν.

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα των τριών ομάδων προσομοιώσεων σε μια από τις θέσεις καταγραφής του σεισμού της Αθήνας το 1999. Συγκεκριμένα, στο Σχήμα 2.6 γίνεται σύγκριση των δυο καταγεγραμμένων

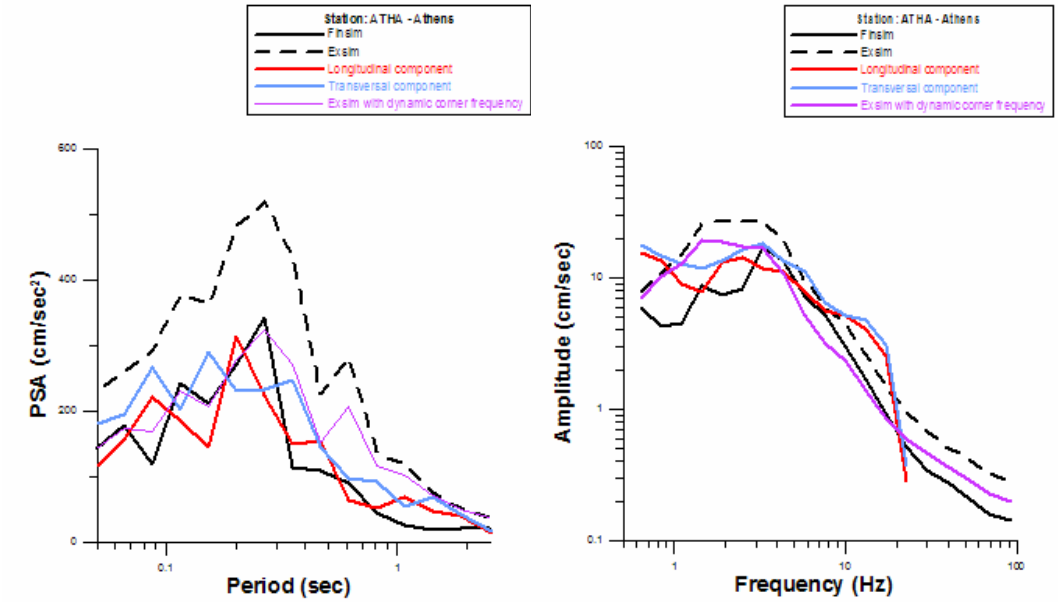
συνιστωσών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού ΑΤΗΑ με τις αντίστοιχες συνθετικές κυματομορφές των εγκάρσιων κυμάτων που υπολογίστηκαν με το λογισμικό FINSIM, με το λογισμικό EXSIM σε συνδυασμό με στατική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της πηγής και με το λογισμικό EXSIM και τη θεώρηση δυναμικής γωνιακής συχνότητας για το φάσμα της πηγής. Τα πλάτη των συνθετικών καταγραφών προσομοιώνουν καλύτερα αυτά των πραγματικών όταν χρησιμοποιείται το λογισμικό FINSIM και το λογισμικό EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα. Οι μεγαλύτερες περίοδοι των πραγματικών καταγραφών φαίνεται ότι αποτυπώνονται καλύτερα στα συνθετικά που προκύπτουν με το EXSIM. Σε ότι αφορά την περιβάλλουσα (envelope) και τη διάρκεια του επιταχυνσιογράμματος, αυτές φαίνεται να προσομοιώνονται ικανοποιητικά και στις τρεις περιπτώσεις.

Τα φάσματα απόκρισης και τα φάσματα πλάτους κατά Fourier των καταγραφών του σχήματος 2.6 συγκρίνονται στο σχήμα 2.7. Από το σχήμα αυτό συμπεραίνεται ακόμα πιο εύκολα η υπερεκτίμηση των φασματικών πλατών, σε ολόκληρο σχεδόν το εύρος του φάσματος, όταν χρησιμοποιείται το λογισμικό EXSIM σε συνδυασμό με στατική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής (στικτή μαύρη γραμμή στα διαγράμματα του σχήματος 2.7). Επίσης, ιδιαίτερα από τη σύγκριση των φασμάτων Fourier συμπεραίνεται η καλύτερη προσομοίωση των χαμηλών συχνοτήτων του φάσματος με το λογισμικό EXSIM (και χρήση δυναμικής συχνότητας) σε σχέση με τη μέθοδο του FINSIM.

Οι αντίστοιχες συγκρίσεις, τόσο στο πεδίο των χρόνων όσο και στο πεδίο των συχνοτήτων, σε όλες τις θέσεις των σταθμών που κατέγραψαν το σεισμό του 1999 και του μοναδικού σταθμού που κατέγραψε το σεισμό της Κοζάνης παρατίθενται στο Παράρτημα Β της παρούσας διατριβής (σχήματα Β1-Β20 και Β21-Β24, αντίστοιχα).



Σχήμα 2.6: *Σύγκριση των δυο καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης του σεισμού του 1999 στο σταθμό ΑΤΗΑ (επάνω) με τις τρεις συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*



Σχήμα 2.7: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού ΑΤΗΑ. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (συνεχής μωβ γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σε γενικές γραμμές, τα συμπεράσματα που εξάγονται από τα σχήματα 2.6 και 2.7 καλύπτουν και την πλειοψηφία των εξεταζόμενων περιπτώσεων. Δηλαδή, το τεκμηριωμένο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε (Roumelioti *et al.*, 2004), αναπαράγει με τη μέθοδο EXSIM και με τη χρήση της δυναμικής γωνιακής συχνότητας, σε ικανοποιητικό βαθμό τόσο τις χρονοϊστορίες της επιτάχυνσης, όσο και το φασματικό τους περιεχόμενο. Σε ότι αφορά τις χρονοϊστορίες της επιτάχυνσης, η συμφωνία μεταξύ συνθετικών και πραγματικών καταγραφών παρατηρείται τόσο στις μέγιστες τιμές και για τους δύο κώδικες, FINSIM και EXSIM (με τη χρήση της δυναμικής γωνιακής συχνότητας) όσο και στις περιβάλλουσες συναρτήσεις (envelope functions) των κυματομορφών. Ρεαλιστική είναι και η προσομοίωση της διάρκειας των εγκαρσίων κυμάτων. Αντίστοιχα ικανοποιητικές είναι και οι συγκρίσεις των συνθετικών και παρατηρούμενων καταγραφών στο πεδίο των συχνοτήτων, για τους περισσότερους σταθμούς, τόσο στο φασματικό σχήμα όσο και στις απόλυτες τιμές της φασματικής επιτάχυνσης.

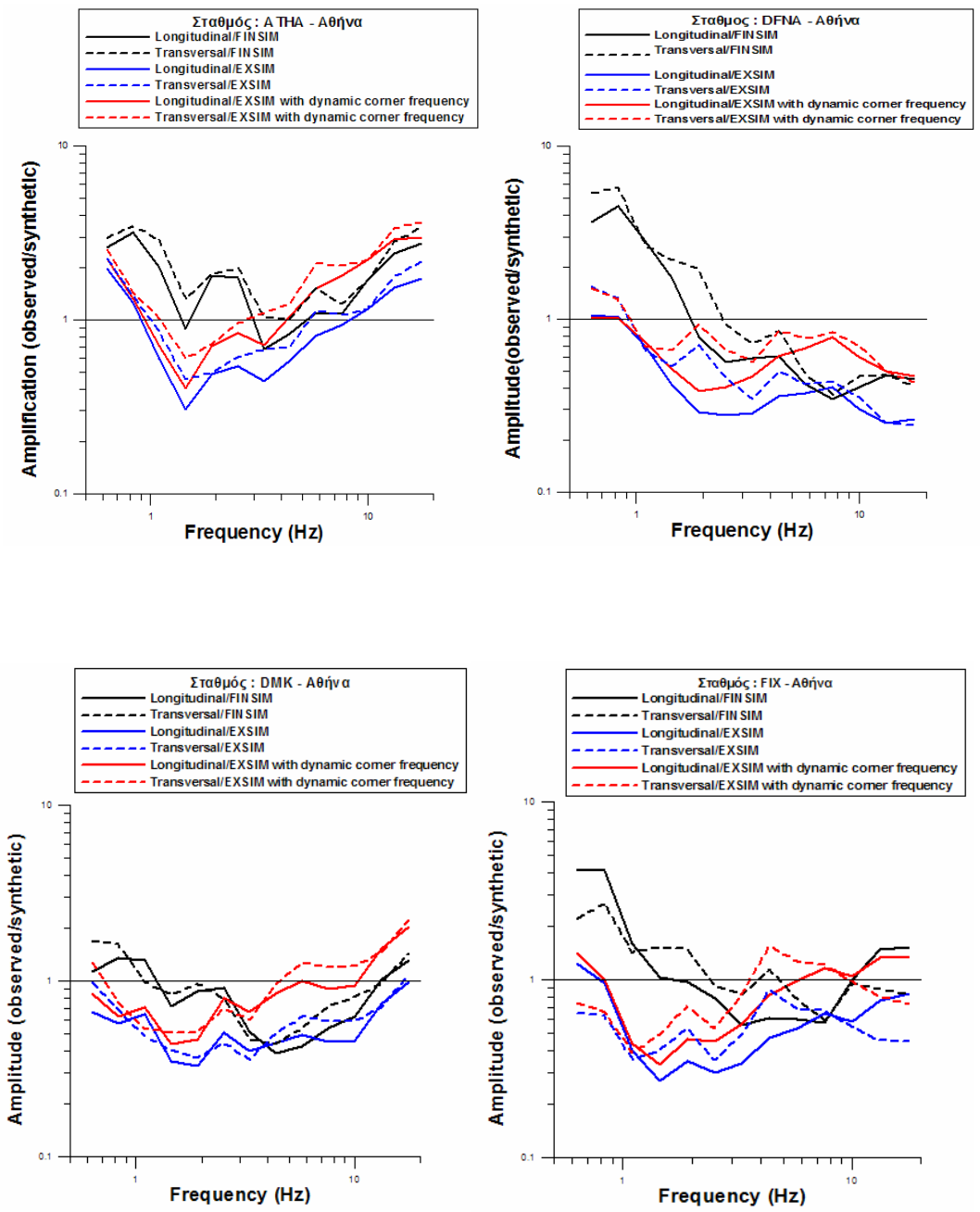
Μεταξύ των αποτελεσμάτων, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι προσομοιώσεις στη θέση MNSA (Σχήμα Β10 του Παραρτήματος Β). Στην πρώτη περίπτωση, και οι τρεις φασματικοί λόγοι της εγκάρσιας (trasversal) καταγεγραμμένης συνιστώσας με τα αντίστοιχα τρία συνθετικά επιταχυνσιογράμματα αποκλίνουν σημαντικά από τη μονάδα. Αυτό αποδεικνύει για ακόμα μια φορά την ιδιαιτερότητα της συγκεκριμένης καταγραφής, η οποία έχει επηρεαστεί από γειτονικές υπόγειες κατασκευές (Gazetas *et al.* 2002). Ο κώδικας EXSIM με τη χρήση της γωνιακής δυναμικής συχνότητας παρέχει το μικρότερο σφάλμα για την προσομοίωση της επιμήκους (longitudinal) συνιστώσας του ίδιου σταθμού.

Για την ευκολότερη σύγκριση των αποτελεσμάτων των τριών μεθοδολογιών υπολογίστηκε το «σφάλμα» του μοντέλου σε κάθε θέση προσομοίωσης, το οποίο ορίζεται ως ο λόγος του παρατηρούμενου φάσματος πλάτους Fourier προς το αντίστοιχο συνθετικό φάσμα. Το «σφάλμα» του μοντέλου υπολογίστηκε σε διάφορες διακριτές συχνότητες που υπερκαλύπτουν το συχνοτικό εύρος προσομοίωσης (0.1-20 Hz στις περισσότερες περιπτώσεις). Από τον ορισμό του σφάλματος προκύπτει ότι όσο πιο κοντά στη μονάδα είναι η τιμή του, τόσο πιο επιτυχής μπορεί να θεωρηθεί η προσομοίωση και αντίστροφα.

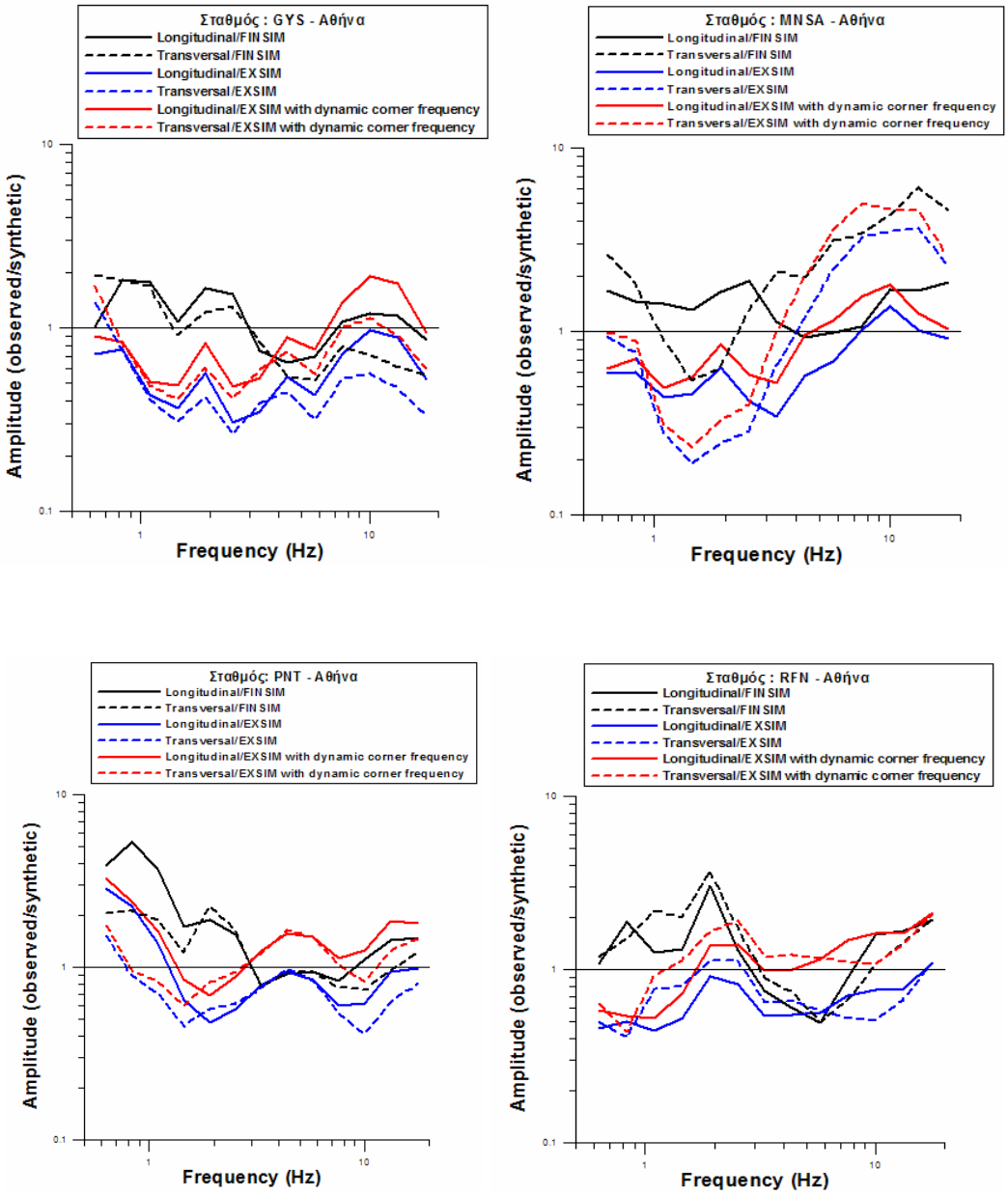
Στα Σχήματα 2.8 και 2.9 παρουσιάζεται το «σφάλμα» των μοντέλων που εξετάστηκαν σε κάθε μια από τις θέσεις των σταθμών που κατέγραψαν το σεισμό της Αθήνας και το σεισμό Κοζάνης – Γρεβενών, αντίστοιχα. Το «σφάλμα», δηλαδή ο φασματικός λόγος πραγματικής προς συνθετική καταγραφή, έχει υπολογιστεί για κάθε μια από τις καταγεγραμμένες οριζόντιες συνιστώσες ξεχωριστά. Κατά συνέπεια, σε κάθε θέση παρουσιάζονται 6 φασματικοί λόγοι (2 παρατηρούμενες συνιστώσες × 3 μεθοδολογίες). Οι φασματικοί λόγοι που αντιστοιχούν σε διαφορετική μέθοδο παρουσιάζονται με διαφορετικό χρώμα. Πιο συγκεκριμένα, οι λόγοι που υπολογίστηκαν με βάση τα συνθετικά που προέκυψαν από την εφαρμογή του FINSIM παρουσιάζονται με μαύρο χρώμα, αυτοί που υπολογίστηκαν με βάση το EXSIM και στατική γωνιακή συχνότητα με μπλε χρώμα και οι αντίστοιχοι που προέκυψαν με το EXSIM και δυναμική γωνιακή συχνότητα με κόκκινο χρώμα.

Από τη συγκριτική εξέταση των σφαλμάτων για τους σταθμούς που κατέγραψαν το σεισμό της Αθήνας (Σχήμα 2.8) προκύπτει ότι για την πλειοψηφία των περιπτώσεων και σε ότι αφορά τις μέσες και υψηλές συχνότητες του φάσματος (~2-10Hz) το FINSIM και το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα δίνουν συγκρίσιμα αποτελέσματα. Στο συχνοτικό αυτό διάστημα, το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα δίνει καλύτερα αποτελέσματα σε ορισμένες θέσεις (για παράδειγμα στους σταθμούς DMK, FIX, RFN, SMGB). Στο ίδιο διάστημα, το EXSIM με στατική γωνιακή συχνότητα δίνει σαφέστατα τα χειρότερα αποτελέσματα μεταξύ των τριών εφαρμοζόμενων μεθοδολογιών. Ωστόσο, η βασική διαφοροποίηση των αποτελεσμάτων των μεθοδολογιών παρατηρείται στις χαμηλότερες συχνότητες του φάσματος (<2Hz). Το EXSIM με στατική γωνιακή συχνότητα δίνει και στο διάστημα αυτό τις μεγαλύτερες τιμές σφάλματος μεταξύ των τριών μεθοδολογιών, οι οποίες είναι μικρότερες της μονάδας, δηλαδή τα συνθετικά υπερεκτιμούν τα πλάτη της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Μικρότερη υπερεκτίμηση δείχνουν τα συνθετικά με τη μέθοδο του EXSIM και τη χρήση δυναμικής γωνιακής συχνότητας ενώ, αντίθετα, το FINSIM υποεκτιμά τα παρατηρούμενα πλάτη των μικρής συχνότητας κινήσεων.

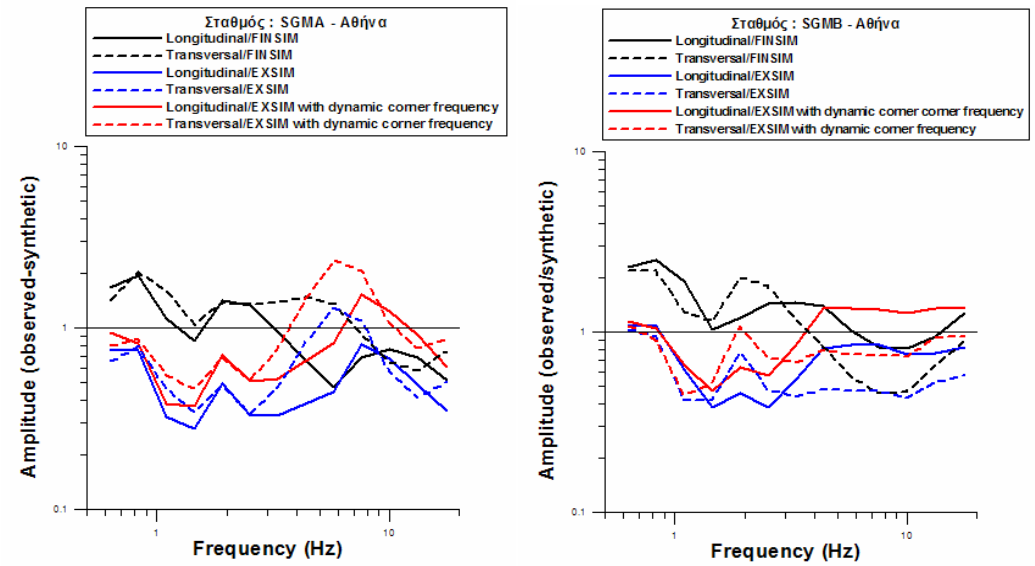
Σε ότι αφορά τις συνθετικές καταγραφές του σεισμού Κοζάνης – Γρεβενών (Σχήμα 2.9), το «σφάλμα» του μοντέλου που υιοθετήθηκε εμφανίζει πολύ μικρές τιμές σε όλο σχεδόν το συχνοτικό εύρος για τις δυο εφαρμογές του EXSIM. Το FINSIM φαίνεται ότι σε γενικές γραμμές υπερεκτιμά την ισχυρή εδαφική κίνηση που καταγράφηκε στο σταθμό KZNPRF και επιπρόσθετα φαίνεται ότι έχει μεγαλύτερη εξάρτηση από τις διαστάσεις του μοντέλου της σεισμικής πηγής.

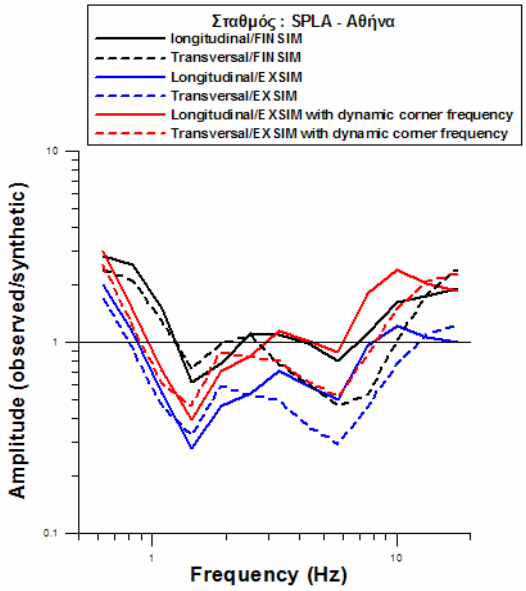


Σχήμα 2.8: *Λόγος των παρατηρούμενων φασμάτων πλάτους Fourier / προς τα αντίστοιχα συνθετικά των δυο οριζόντιων συνιστωσών για κάθε μια από τις εξεταζόμενες θέσεις καταγραφής του σεισμού της Αθήνας του 1999 για την γραφική απεικόνιση της ευστοχίας κάθε μοντέλου*

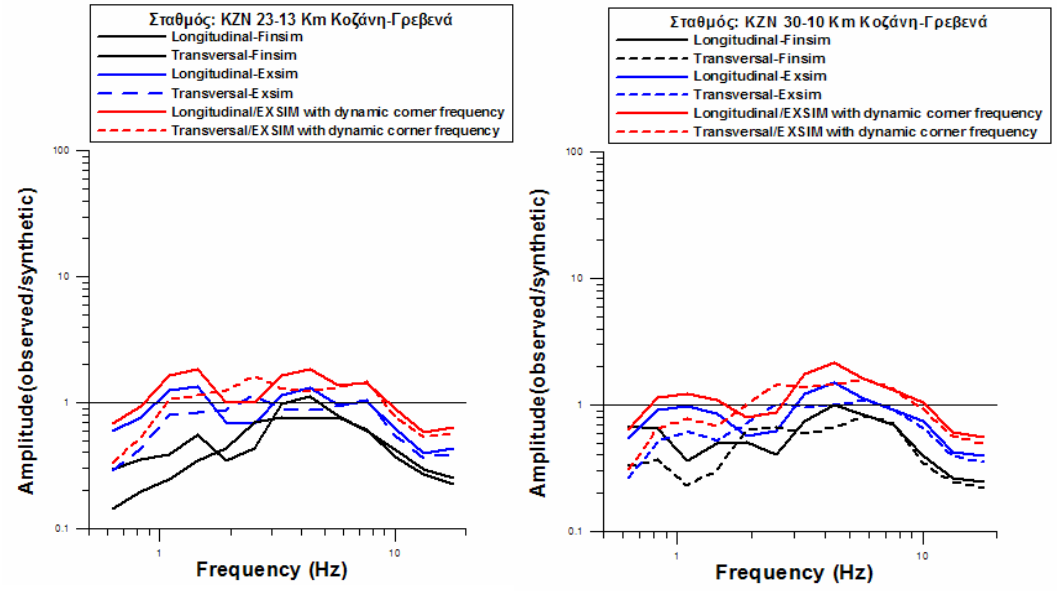


Σχήμα 2.8: *(συνέχεια)*





Σχήμα 2.8: *(συνέχεια)*



Σχήμα 2.9: *Σφάλμα μοντέλου για τη θέση του σταθμού KZNPRF όπου καταγράφηκε ο σεισμός Κοζάνης-Γρεβενών του 1995. Το σφάλμα του μοντέλου ορίζεται ως ο λόγος των παρατηρούμενων φασμάτων πλάτους Fourier των δυο οριζόντιων συνιστωσών προς τα αντίστοιχα συνθετικά.*

3ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΕ ΣΕΝΑΡΙΑ ΣΕΙΣΜΩΝ

3.1 Εισαγωγή

Στόχος είναι η εκτίμηση της εδαφικής κίνησης μέσα στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης από συγκεκριμένα σενάρια σεισμών. Αρχικά συλλέχθηκαν από τη βιβλιογραφία πληροφορίες για πιθανά ενεργά ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης τα οποία είναι ήδη χαρτογραφημένα σε δημοσιευμένες εργασίες (Tranos *et al.,* 2003; Papazachos *et al.,* 1996, 2000; Paradisopoulou *et al.,* 2004) και τα οποία θα μπορούσαν να επηρεάσουν σε πιθανή ενεργοποίησή τους το πολεοδομικό συγκρότημα.

Τα ρήγματα τα οποία μελετήθηκαν είναι το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, της Νέας Μεσημβρίας, της Πυλαίας-Πανοράματος, του Γοματίου και το ρήγμα του Σοχού (Σχήμα 3.1). Η επιλογή των πέντε αυτών ρηγμάτων από το σύνολο των χαρακτηρισμένων ως «ενεργών» ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος έγινε σχεδόν αποκλειστικά με βάση το κριτήριο της εγγύτητάς τους στην πόλη της Θεσσαλονίκης. Αν και το χαρτογραφημένο μήκος των πέντε αυτών δομών δεν είναι μεγάλο, ωστόσο έχουν τη δυναμική να προκαλέσουν βλάβες στο πολεοδομικό συγκρότημα της συμπρωτεύουσας λόγω της πολύ μικρής απόστασής τους από αυτό.

Σχήμα 3.1:*Περιοχή μελέτης διατριβής. Με συνεχείς γραμμές αποτυπώνονται τα πέντε ρήγματα που μελετώνται στο παρόν κεφάλαιο.*

Στη συνέχεια δίνονται γενικές πληροφορίες για την σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, παρατίθενται λεπτομερέστερα στοιχεία για τα πέντε ρήγματα που χρησιμοποιήθηκαν στις προσομοιώσεις και την επιλογή του μεγέθους των σεναρίων σεισμών και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των στοχαστικών προσομοιώσεων.

3.2 Σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής

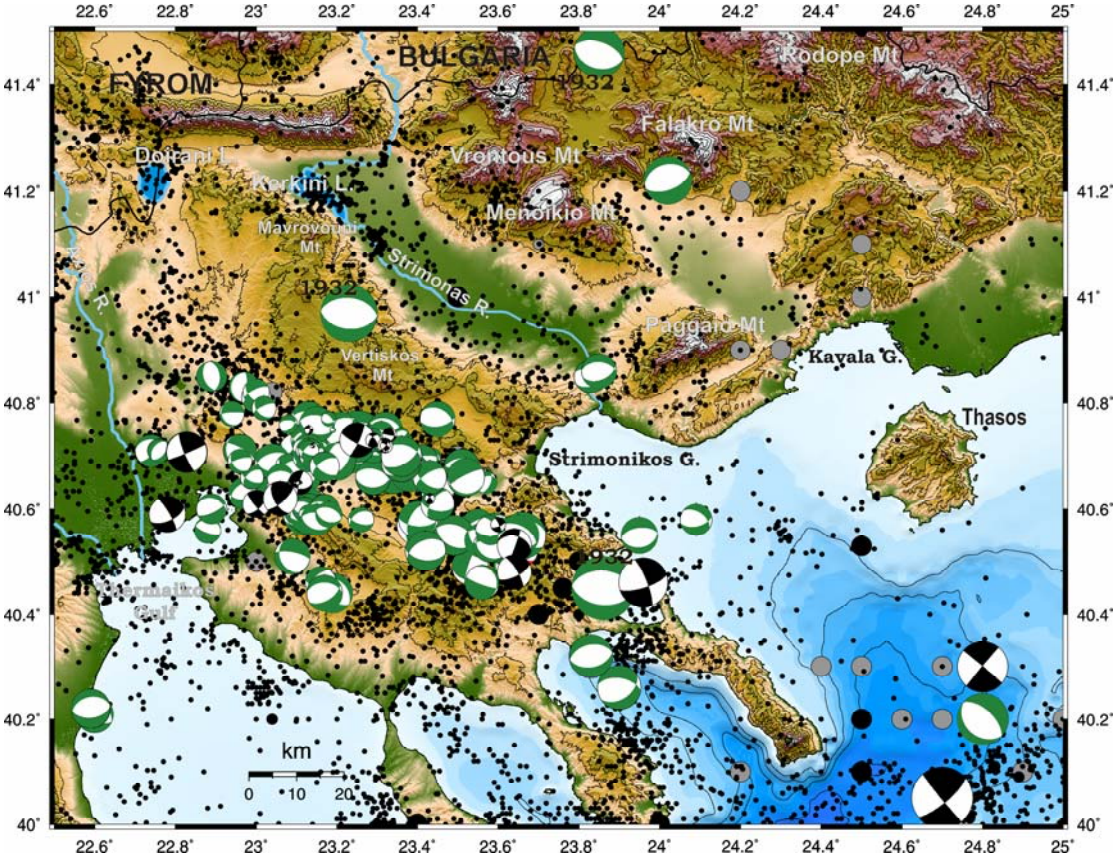
Η ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης βρίσκεται στο χώρο των ζωνών Αξιού, Περιροδοπικής και Σερβομακεδονικής, όπου κατά το Νεογενές – Τεταρτογενές δημιουργήθηκαν μεγάλα τεκτονικά βυθίσματα και λεκάνες (για παράδειγμα λεκάνη του Αξιού, Ανθεμούντα, Μυγδονία). Η Σερβομακεδονική ζώνη ακολουθεί τη γραμμή Κρέσνα Βουλγαρίας – Βαλάντοβο F.Y.R.O.M. (λίμνη Δοϊράνη) – Μυγδονία λεκάνη (λίμνες Λαγκαδά – Βόλβης) – Ιερισσός – Άγιο Όρος (Άθως) και είναι η περισσότερο ενεργή σεισμική ζώνη του βορειοελλαδικού χώρου. Τα επίκεντρα των μεγάλων σεισμών από το 1900 – σήμερα οριοθετούν την συγκεκριμένη ζώνη που αναπτύσσεται κατά μια διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, με τη σεισμική δράση κατά κύριο λόγο να εντοπίζεται στην περιοχή της λεκάνης της Μυγδονίας. Σεισμοτεκτονικά η περιοχή ελέγχεται από τον εφελκυσμό Β-Ν της οπισθότοξης περιοχής καθώς και από τις δεξιόστροφες κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης λόγω των κλάδων του ρήγματος της Β. Ανατόλιας που εισέρχονται στην τάφρο του Β. Αιγαίου Πελάγους.

Το γεωλογικό υπόβαθρο της ευρύτερης περιοχής αποτελείται από προ-αλπικά και αλπικά πετρώματα. Κατά τη διάρκεια της αλπικής παραμόρφωσης σχηματίσθηκαν ρήγματα ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης. Επιπροσθέτως, κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα επίσης δημιουργήθηκαν ή ανα-δραστηριοποιήθηκαν από την μετα-ορογενετική φάση του εφελκυσμού. Είναι δε αυτές οι τελευταίες δομές που δημιούργησαν τις λεκάνες οι οποίες στη συνέχεια πληρώθηκαν με ιζήματα κατά το Νεογενές και το Τεταρτογενές. Ο προσανατολισμός των ιζηματογενών λεκανών ποικίλλει από ΒΒΑ-ΝΝΔ σε Α-Δ, αν και η επικρατούσα διεύθυνση είναι η ΒΔ-ΝΑ. Τα ρήγματα που έχουν παράταξη Α-Δ είναι λίγα σε αριθμό και μικρού μήκους, αλλά είναι ενεργά καθώς είναι βέλτιστα προσανατολισμένα στο σημερινό πεδίο του Β-Ν εφελκυσμού.

Όσον αφορά το πεδίο των τάσεων στην περιοχή, με βάση τους υπάρχοντες μηχανισμούς γένεσης (Σχήμα 3.2) επικρατούν εφελκυστικές τάσεις με Β-Ν διεύθυνση του Τ άξονα και μικρή γωνία κλίσης. Το πεδίο αυτό ενεργοποίησε τα προϋπάρχοντα κανονικά ρήγματα, αυτά που σχημάτισαν τη Μυγδονία λεκάνη, κατά το κατώτερο Μειόκαινο, μέσα στη κρυσταλλική μάζα της Σερβομακεδονικής, και στη συνέχεια αυτή πληρώθηκε με Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα. Η σεισμικότητα που συνδέεται με τη Μυγδονία λεκάνη αποτελεί απειλή για την πόλη της Θεσσαλονίκης με κύρια εκδήλωση της παραμόρφωσης με τη σεισμική ακολουθία του 1978.

Η γεωλογική ιστορία της λεκάνης συνδέεται με ΒΔ και ΒΑ παράταξης ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ή πλαγιο-κανονικά, τα πιο σημαντικά από τα οποία οριοθετούν το ΒΔ περιθώριο της λεκάνης, κατά μήκος των ακτών της λίμνης του Λαγκαδά (Mercier *et al.*, 1983; Pavlides and Kilias, 1987) . Τα νοτιοδυτικά ρήγματα της Μυγδονίας λεκάνης θεωρούνται η προς τα δυτικά συνέχεια της ζώνης ρηγμάτων που ενεργοποιήθηκε κατά το σεισμό του 1978. Οι Tranos *et al.* (2003) αντίθετα

θεωρούν ότι η προς δυσμάς συνέχεια της σεισμικής ζώνης του 1978 βρίσκεται πιο νότια, εκτός των ορίων της Μυγδονίας λεκάνης, και ότι αποτελεί σημαντική απειλή για την πόλη, πιθανή ενεργοποίηση και αυτού του τμήματος της ενεργούς σεισμικής ζώνης.



Σχήμα 3.2: *Μηχανισμοί γένεσης (beach-balls), το μέγεθος των οποίων είναι ανάλογο του μεγέθους των σεισμών, (από τη βάση δεδομένων των Kiratzi et al., 2007) για την ευρύτερη περιοχή της Σερβομακεδονικής μάζας, σε συνδυασμό με τη σεισμικότητα (μαύροι κύκλοι δηλώνουν σεισμικότητα μετά το 1911, γκρι κύκλοι δηλώνουν την ιστορική σεισμικότητα. Κυριαρχούν τα κανονικά ρήγματα (πράσινο χρώμα) και συνυπάρχουν και ρήγματα καθαρά οριζόντιας μετατόπισης (μαύρο χρώμα).*

3.3 Σεισμοί που προκάλεσαν βλάβες στη Θεσσαλονίκη

Η πόλη της Θεσσαλονίκης έχει ιστορικά υποστεί βλάβες από σεισμούς, (Πίνακας 3.1; στοιχεία από Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) με επίκεντρα τόσο στο κοντινό πεδίο όσο και σε μακρινές αποστάσεις. Τα επίκεντρα των σεισμών αυτών παρουσιάζονται στο σχήμα 3.3. Είναι σημαντική η παρατήρηση ότι η πόλη εκτίθεται σε κίνδυνο τόσο από τη διάρρηξη γειτονικών ρηγμάτων αλλά και από τη διάρρηξη ρηγμάτων που απέχουν μερικές δεκάδες ως και εκατοντάδες χιλιόμετρα από αυτή, όπως για παράδειγμα ο σεισμός της Κρέσνας (1904) και του Βαλάντοβου (1931).

Πίνακας 3.1: Ιστορικοί σεισμοί και σεισμοί της ενόργανης περιόδου που επηρέασαν την πόλη της Θεσσαλονίκης (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003)

No	Έτος	Μήνας	Ημέρα	Χρόνος γένεσης	Επίκεντρο Lat. ºN	Long. ºE	Μέγεθος	Περιοχή	Ένταση (MM)
1	(597)	n/a	n/a	Νύχτα	40.70	24.10	(6.7)	Σέρρες	VIII, Αμφίπολη
2	(620)	n/a	n/a	n/a	40.70	23.90	(6.8)	Θεσσαλονίκη	VII, Θεσσαλονίκη
3	677	n/a	n/a	n/a	40.70	23.50	(6.4)	Θεσσαλονίκη	VII, Θεσσαλονίκη
4	700	n/a	n/a	n/a	40.70	23.10	(6.5)	Θεσσαλονίκη	VII, Θεσσαλονίκη
5	1395	10	n/a	n/a	40.90	22.30	(6.7)	Έδεσσα	VIII, Έδεσσα
6	1420	07	n/a	n/a	40.80	23.10	<6.0	Θεσσαλονίκη	Θεσσαλονίκη
7	1430	03	26	Νύχτα	40.70	23.20	(6.0)	Θεσσαλονίκη	VI, Θεσσαλονίκη
8	1677	n/a	n/a	n/a	40.50	23.00	(6.2)	Θεσσαλονίκη	VIII, Βασιλικά
9	1701	04	05	n/a	n/a	n/a	n/a	Αλβανία	Αλβανία
10	1759	06	22	n/a	40.60	22.80	(6.5)	Θεσσαλονίκη	IX, Θεσσαλονίκη
11	1829	05	05	09:	41.10	24.20	7.3	Δράμα	X, Δράμα
12	1864	06	14	n/a	40.30	25.00	7.3	Ξάνθη	VII, Γενισέα
13	1902	07	05	14:56:30	40.82	23.04	6.5	Θεσσαλονίκη	IX, Άσσηρος
14	1904	04	04	n/a	41.90	23.00	7.3	Βουλγαρία	X, Κρέσνα
15	1905	11	08	22:30:30	40.00	24.50	7.5	Άθως	X , Άθως
15	1928	04	18	19:22:48	42.10	25.00	7.0	Ν. Βουλγαρία	X, Φιλιππούπολη
17	1931	03	08	01:50:28	41.38	22.49	6.7	Ν. Γιουγκοσλαβία	X, Βαλάντοβο
18	1932	09	26	19:20:42	40.45	23.86	7.0	Χαλκιδική	X, Ιερισσός
19	1932	09	29	03:57	40.97	23.23	6.2	Βρωμολίμνες	Σοχός
20	1933	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	Βρωμολίμνες	Κόλπος Στρυμωνικός
21	1958	07	17	05:37:06	40.60	23.40	5.6	Θεσσαλονίκη	VII, Ασκός
22	1978	06	20	20:03:21	40.61	23.27	6.5	Θεσσαλονίκη	VIII+, Στίβος
23	1995	05	04	00:34:11	40.54	23.63	5.3	Αρναία	Αρναία

Σύμφωνα με τα ιστορικά στοιχεία ο πιο καταστρεπτικός σεισμός για την πόλη ήταν αυτός του 1759, Ιούνιος 22, 40.6ºN, 22.8ºE, h=n, M=(6.5), με ένταση (IX) στη Θεσσαλονίκη. Ο σεισμός έγινε τη νύχτα και προκάλεσε μεγάλες καταστροφές και ανθρώπινα θύματα στη Θεσσαλονίκη, ενώ η φωτιά που ακολούθησε το σεισμό συμπλήρωσε την καταστροφή. Σύμφωνα με τις περιγραφές το μεγαλύτερο μέρος της πόλης μετατράπηκε σε σωρό ερειπίων, με μεγάλο αριθμό ανθρώπων θαμμένων κάτω από αυτά, με επακόλουθη φοβερή επιδημία. Πολλοί κάτοικοι εγκατέλειψαν την πόλη και μόνο μετά από δυο χρόνια άρχισαν να επιστρέφουν, ενώ οι μετασεισμοί ακόμα συνεχίζονταν. Το επίκεντρο του σεισμού σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003) τοποθετείται στις σημερινές εκβολές του Αξιού ποταμού, με τις αβεβαιότητες που συνοδεύουν τις παραμέτρους των ιστορικών σεισμών.

Τα ενεργά ρήγματα και τα πιθανώς ενεργά ρήγματα που περιβάλλουν την ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης γενικώς έχουν παρατάξεις που ομαδοποιούνται σε δυο ομάδες: κυριαρχούν τα Α-Δ ρήγματα, προσανατολισμένα βέλτιστα στο σημερινό εφελκυσμό, παρατηρούνται όμως και ζώνες ρηγμάτων με παράταξη ΒΔ-ΝΑ. Οι δομές με παράταξη ΒΑ-ΝΔ παρόλο που η τοπογραφία και οι γεωμορφολογικές παρατηρήσεις (Tranos *et al.*, 2004) συνηγορούν υπερ της ύπαρξής τους, δεν είναι αναγνωρίσιμες στην λεκάνη της Μυγδονίας.

Σχήμα 3.3. *Ιστορικοί και σεισμοί του παρόντα αιώνα (στοιχεία από Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) που επηρέασαν την πόλη της Θεσσαλονίκης. Τα επίκεντρα των σεισμών συμβολίζονται με κύκλους και δίπλα σε κάθε επίκεντρο φαίνεται το μέγεθος του σεισμού και το έτος γένεσης. Όπως διαπιστώνεται αυτοί προέρχονται είτε από κοντινές και ενδιάμεσες αποστάσεις αλλά και από αποστάσεις εκατοντάδων χιλιομέτρων μακριά από την πόλη (για παράδειγμα σεισμός της Φιλιππούπολης 1928. Η απόσταση και το συχνοτικό περιεχόμενο της μέγιστης εδαφικής κίνησης καθορίζει ποιο τμήμα του πολεοδομικού ιστού θα υποστεί βλάβες.*

3.4 Εφαρμογή Στοχαστικών Μεθόδων

Και με τις δύο μεθόδους (FINSIM και EXSIM) και για τα τρία από τα πέντε ρήγματα (Ασβεστοχωρίου, Πυλαίας-Πανοράματος και Νέας-Μεσημβρίας) υπολογίστηκαν πρώτα τα αποτελέσματα ενδεικτικά για ένα σημείο παρατήρησης και στη συνέχεια για ένα σύνολο σημείων το οποίο καλύπτει την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Για τα άλλα δύο ρήγματα (Γοματίου και Σοχού) χρησιμοποιήθηκε μόνο η μια μέθοδος (FINSIM) και μόνο για το σύνολο των σημείων στην περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Στην περίπτωση της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης, η στοχαστική μέθοδος (FINSIM) έχει προηγουμένως εφαρμοστεί από τον Theodulidis *et al.* (2005) για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από τον σεισμό του 1978. Τα συνθετικά αποτελέσματα συγκρίθηκαν με μακροσεισμικές και ισχυρής κίνησης παρατηρήσεις με ικανοποιητική συμφωνία, παρέχοντας ένα τεκμηριωμένο σύνολο παραμέτρων για την περιγραφή του μοντέλου του δρόμου διάδοσης μεταξύ της Μυγδονίας λεκάνης και της πόλης της Θεσσαλονίκης. Οι τεκμηριωμένες στοχαστικές παράμετροι από τον Theodulidis *et al.* (2005) έχουν υιοθετηθεί και εδώ.

Συγκεκριμένα, το στοχαστικό μοντέλο χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων σε έναν κάνναβο σημείων που καλύπτει την περιοχή από 40.52^0N - 40.76^0N και από 22.84^0E–23.09^0E με διάστημα 0.5×0.5 km. Για τα σημεία αυτά, ο υπολογισμός των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων έγινε και για τις τρεις κατηγορίες εδάφους (Πίνακας 3.2) για βράχο (κατηγορία εδάφους B), για σκληρό έδαφος (κατηγορία εδάφους C) και για μαλακό έδαφος (κατηγορία εδάφους D). Ωστόσο, λεπτομερείς πληροφορίες για το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό κάθε θέσης υπήρχαν μόνο για τμήμα του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης. Τα σημεία του καννάβου που ανήκουν στο τμήμα αυτό απεικονίζονται στο σχήμα 3.4. Έτσι, οι χάρτες των συνθετικών τιμών των παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης που παρουσιάζονται στο παρόν κεφάλαιο για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης αναφέρονται σε συγκεκριμένη κάθε φορά κατηγορία εδάφους, ενώ για το κέντρο της Θεσσαλονίκης παρουσιάζονται επιπρόσθετα χάρτες που περιλαμβάνουν τη διαφοροποίηση των εδαφών και το αποτέλεσμά τους στη διαμόρφωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης.

Για κάθε σενάριο σεισμού υπολογίστηκε αρχικά το συνθετικό επιταχυνσιόγραμμα και τα φάσματα απόκρισης και πλάτους Fourier σε μια συγκεκριμένη θέση μέσα στο πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσσαλονίκης, η οποία ταυτίζεται με τη θέση του κεντρικού Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. (40.632^oN – 22.963^oE). Για τις προσομοιώσεις αυτές εξετάστηκε ένα συγκεκριμένο σενάριο διάρρηξης (διάρρηξη που ξεκινά από το κεντρικό τμήμα του μοντέλου ρήγματος και διαδίδεται κυκλικά). Ωστόσο, για το κύριο τμήμα των προσομοιώσεων στα σημεία του καννάβου που προαναφέρθηκε εξετάστηκαν πολλαπλά σενάρια διάρρηξης και υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές των παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης από αυτά. Τα πολλαπλά αυτά σενάρια περιλαμβάνουν διαφορετικές θέσεις του σημείου έναρξης της διάρρηξης (15) και διαφορετικά τυχαία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης επάνω στο σεισμογόνο ρήγμα (30). Επομένως, για κάθε σημείο παρατήρησης έγιναν 450 υπολογισμοί της χρονοϊστορίας της εδαφικής επιτάχυνσης. Από τις 450 προσομοιώσεις υπολογίζεται στη συνέχεια η μέση τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για κάθε σημείο του καννάβου (σε cm/sec^2). Σε όλες τις περιπτώσεις υπολογίζονται και τα φάσματα απόκρισης της επιτάχυνσης για τρεις διακριτές τιμές της περιόδου, αντιπροσωπευτικές των ιδιοπεριόδων των κτηρίων του πολεοδομικού ιστού.

Μία περίληψη των παραμέτρων προσομοίωσης για τα πέντε σενάρια που εξετάζουμε δίνονται στον Πίνακα 3.2. Οι διαστάσεις των ρηγμάτων είναι από την εργασία των Tranos *et al.* (2003) και από τον Παυλίδη (2007, προσωπική επικοινωνία). Οι διαστάσεις των ρηγμάτων σε βάθος 2 km από την επιφάνεια της Γης, καθώς και το μέγεθος του σεισμού που μπορεί να προκαλέσει διάρρηξη αυτού του μήκους, σχέση 3.1) προέκυψαν από εμπειρικές σχέσεις (Wells and Coppersmith, 1994):

$$M = 4.86 + 1.32 * \log(SRL) \qquad (3.1)$$

όπου *SRL* είναι το μήκος της διάρρηξης στην επιφάνεια. Η διακριτοποίηση των ρηγμάτων σε υπο-ρήγματα έγινε με την εμπειρική σχέση logΔl= -2+0.4M (Beresnev and Atkinson 1999).

Στη μέθοδο EXSIM χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες τιμές για όλες τις παραμέτρους που είναι οι ίδιες με το FINSIM και έγιναν οι ίδιοι υπολογισμοί προσθέτοντας τις νέες παραμέτρους της μεθόδου EXSIM (iDynamicFlag, pulsing Percent).

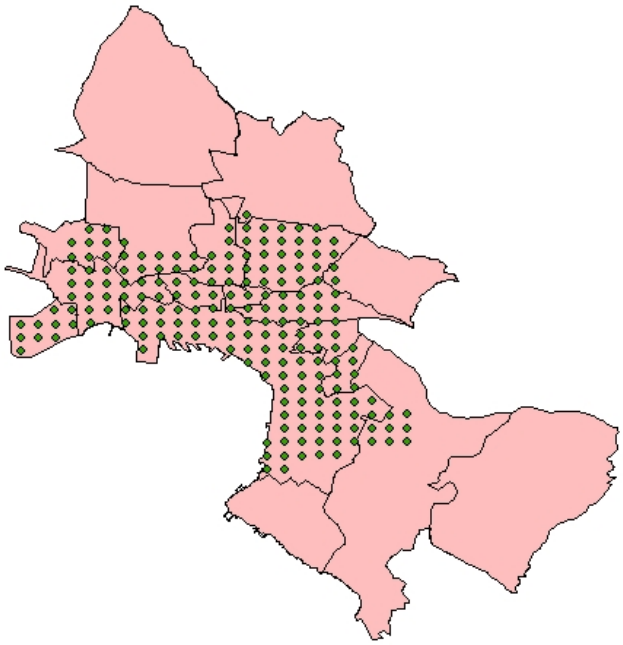
Πίνακας 3.2: Α. Παράμετροι της γεωμετρίας των ρηγμάτων και Β. του μοντέλου διάδοσης των ελαστικών κυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στις στοχαστικές προσομοιώσεις.

Α. Γεωμετρία των πηγών πεπερασμένων διαστάσεων					
	Σενάριο 1 Ρήγμα Ασβεστοχωρίου M6.0	Σενάριο 2 Ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος M5.9	Σενάριο 3 Ρήγμα Ν. Μεσήμβριας M5.7	Σενάριο 4 Ρήγμα Γοματίου M6.7	Σενάριο 5 Ρήγμα Σοχού M6.6
Παράταξη, κλίση του ρήγματος φ, δ	φ_1 = 140° δ_1 = 55° ΝΔ (Papazachos *et al.*, 2000)	φ_2= 88^0 δ_2=43^0 κλίση Β (Kiratzi *et al.*, 2007)	φ3=80° δ_3= 70° ΝΝΑ (Paradisopoulou *et al.*, 2004)	φ4=130° δ_4= 65° ΝΔ (Παυλίδης, 2007, πρ.επικ.)	φ5=90° δ_5= 60° Ν (Παυλίδης, 2007, πρ.επικ.)
Διαστάσεις ρήγματος σε βάθος 2 km Μήκος L, Πλάτος w	13 km X 9 km	12 km X 8 km	9 km X 7 Km	29 km X 16 Km	26 km X 15 km
Βάθος, h από την ακμή του ρήγματος	2 km	2 km	2 km	2 km	2 km
Μέγεθος, M_w κύριου σεισμού (Wells and Coppersmith, 1994)	6.0	5.9	5.7	6.7	6.6
Αριθμός των υπο-πηγών κατά μήκος της παράταξης και κλίσης $N_L \times N_W$	5×4	5×4	5×4	6×4	6×4
Θέση υπόκεντρου i_0, j_0	3,3	3,3	3,3	-	-
Β. Μοντέλο διάδοσης των ελαστικών κυμάτων και επίδραση της θέσης					
Πτώσης τάσης, stress	50 bars				
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων, beta	3.4 km/sec				
Μέση πυκνότητα του φλοιού, rho	2.72 gr/cm^3				
Παράγοντας που ελέγχει την υψίσυχνη ακτινοβολίας, sfact (Beresnev and Atkinson, 2001a,b)	1.5				
Παράμετρος *κ*	Όπως στον πίνακα 2.2				
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης	Q(f)=100*f**0.8 (Hatzidimitriou, 1995)				
Γεωμετρική διασπορά, igeom	0 (1/R μοντέλο)				
Διάρκεια εξαρτώμενη από την απόσταση (sec)	Ίση με τη διάρκεια της πηγής (τ) για $R \leq 40$ km $\tau+0.05R$ για $R>40$ km				
Επίδραση τοπικών εδαφικών συνθηκών namp1	Εμπειρικοί συντελεστές ενίσχυσης				
Μοντέλο κατανομής της ολίσθησης,	30 τυχαία μοντέλα για κάθε προσομοίωση				

islip	
Ρυθμός δειγματοληψίας χρονοσειρών, dt	0.005
Δυναμική γωνιακή συχνότητα (iDynamicFlag)	iDynamicFlag=1 για δυναμική και 0 για μοντέλο στατικής γωνιακής συχνότητας.
Ποσοστό συμμετεχόντων υπορηγμάτων (pulsingPercent)	25

Για τις προσομοιώσεις στη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού παρουσιάζονται τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα καθώς και οι γραφικές παραστάσεις του φάσματος απόκρισης και του φάσματος πλάτους Fourier. Για τη δεύτερη ομάδα υπολογισμών παρουσιάζονται χάρτες κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης και της μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης σε τρεις διακριτές τιμές της περιόδου (T = 0.2 sec, T = 0.62 sec και T = 1.07 sec), προκειμένου να εξάγουμε συμπεράσματα για την ταλάντωση κατασκευών διαφορετικού ύψους.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται και σχολιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν για τα πέντε εξεταζόμενα σενάρια σεισμών για την κατηγορία εδάφους Β, ενώ τα υπόλοιπα παρατίθενται στο Παράρτημα Γ.



Σχήμα 3.4: *Χάρτης του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης. Οι στοχαστικές προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν σε έναν κάνναβο σημείων που υπερκαλύπτουν την περιοχή του συγκροτήματος. Οι ρόμβοι υποδεικνύουν τα σημεία εκείνα του ευρύτερου καννάβου υπολογισμών για τα οποία υπάρχει γεωτεχνικός χαρακτηρισμός των εδαφών.*

3.4.1 Αποτελέσματα προσομοιώσεων για το σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου

Το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου συνδέεται με σεισμούς μεσαίου μεγέθους και η μελέτη αυτών των σεισμών οδήγησε σε κάποια πρώτα συμπεράσματα όσον αφορά τα γεωμετρικά του χαρακτηριστικά. Ήδη από το 1985 εγκαταστάθηκε και λειτούργησε δίκτυο φορητών σεισμογράφων γύρω από την πόλη της Θεσσαλονίκης κατά το χρονικό διάστημα 1 έως 31 Μαΐου 1985 (Hatzidimitriou *et al.*, 1992). Τα στοιχεία εκείνα έδειξαν ότι το ρήγμα του Ασβεστοχωρίου προήλθε από παλαιότερο τεκτονικό επεισόδιο και είναι τεκτονικά και σεισμικά ενεργό, μήκους περίπου 12-15 km (Hatzidimitriou *et al.*, 1992). Οι Papazachos *et al.* (2000), μελέτησαν τη σεισμική ακολουθία του Ασβεστοχωρίου του Ιουνίου 1999, (μέγεθος μεγαλύτερου σεισμού M=3.7, 29/06/99). Η κατανομή των εστιών των σεισμών αυτής έδειξε ότι η δραστηριότητα αυτή συνδέεται με ρήγμα το οποίο βυθίζεται κάτω από τη Θεσσαλονίκη, το οποίο σύμφωνα με τα σεισμολογικά δεδομένα είναι κανονικό ρήγμα που κλίνει προς νότιο-δυτικά. Η γεωλογική παρατήρηση εντούτοις δείχνει κλίση προς τα ΒΑ.

Στο σχήμα 3.5 γίνεται σύγκριση των δυο συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων που υπολογίστηκαν για τη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. με τη μέθοδο FINSIM και τη μέθοδο του EXSIM με χρήση δυναμικής γωνιακής συχνότητας για το φάσμα της σεισμικής πηγής. Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση είναι της τάξης του 0,6g στο συνθετικό του λογισμικού FINSIM, ενώ το δεύτερο συνθετικό εμφανίζεται πιο πλούσιο σε χαμηλές συχνότητες και με σημαντικά μικρότερες τιμές (της τάξης 0.4g). Οι διάρκειες και οι περιβάλλουσες συναρτήσεις είναι παραπλήσιες στις δυο συνθετικές χρονοϊστορίες. Η σημαντική διαφορά (της τάξης του 50%) μεταξύ των δυο προσομοιωμάτων φαίνεται και στη σύγκριση των φασμάτων τους (Σχήμα 3.6).

Στα σχήματα 3.7 και 3.8 παρουσιάζονται οι χάρτες κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που προέκυψαν από την εφαρμογή της μέθοδος FINSIM και τη μέθοδο EXSIM, αντίστοιχα. Τα 2420 συνθετικά επιταχυνσιο-γράμματα χρησιμοποιήθηκαν επίσης για τον υπολογισμό ελαστικών φασμάτων απόκρισης (με απόσβεση 5%) και την κατασκευή χαρτών με συνθετικές τιμές της φασματικής επιτάχυνσης. Στα σχήματα 3.7(β,γ,δ)-3.8(β,γ,δ) παρουσιάζονται οι συνθετικοί χάρτες της φασματικής επιτάχυνσης για αντιπροσωπευτικές τιμές της περιόδου (T=0.2, T=0.62, T=1,07 sec) που καλύπτουν το φασματικό εύρος των προσομοιωμένων ισχυρών σεισμικών κινήσεων. Οι χάρτες των σχημάτων 3.7 και 3.8 μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτυπώνουν κατά κύριο λόγο το αποτέλεσμα της σεισμικής πηγής καθώς οι τιμές έχουν όλες υπολογιστεί για επιφανειακές συνθήκες βράχου και δεν περιλαμβάνουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Παρατηρείται ότι με τη μέθοδο FINSIM οι τιμές τις εδαφικής επιτάχυνσης στην ευρύτερη περιοχή της πόλης της Θεσσαλονίκης κυμαίνονται μεταξύ 350-650 cm/sec^2 ενώ το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα δίνει 250-450 cm/sec^2. Οι τιμές του φάσματος απόκρισης για τιμή περιόδου T = 0.2 sec, που αναφέρονται σε χαμηλού ύψους οικοδομές, είναι μεταξύ 0.8-1.4 g για το FINSIM ενώ για το EXSIM 0.45-0.85g. Τα συγκριτικά αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα 3.3.

Στα σχήματα Γ1-Γ4 του Παραρτήματος Γ, παρουσιάζονται οι χάρτες των συνθετικών, μέγιστων τιμών της εδαφικής και της φασματικής (σε επιλεγμένες περιόδους T=0.2, T=0.62, T=1.07 sec) επιτάχυνσης που προέκυψαν με βάση τα

αποτελέσματα των 450 προσομοιώσεων σε κάθε σημείο του κανάβου προσομοιώσεων.

Πίνακας 3.3: *Συγκριτικά αποτελέσματα των δυο μεθόδων*

Συνθετικές τιμές για την πόλη της Θεσσαλονίκης σε βραχώδες έδαφος	**FINSIM**	**EXSIM Με δυναμική γωνιακή συχνότητα**
PGA (cm/sec^2)	350-650	250-450
PSA, T = 0.2 sec (χαμηλού ύψους οικοδομές)	0.8-1.4 g	0.45-0.85 g
PSA, T = 0.62 sec (μεσαίου ύψους οικοδομές)	0.28-0.48 g	0.22-0.46 g
PSA, T = 1.07 sec (μεγάλου ύψους οικοδομές)	0.14-0.23 g	0.10-0.19 g

Στα σχήματα 3.9 και 3.10 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης των δύο μεθόδων (FINSIM και EXSIM, αντίστοιχα) έχοντας αυτή τη φορά συμπεριλάβει το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην περιοχή του Δήμου Θεσσαλονίκης και των γύρω Δήμων. Τα συμπεράσματα που εξάγονται από την σύγκριση των δύο αυτών σχημάτων είναι τα παρακάτω:

Δήμος Θεσσαλονίκης:

- Η ΒΔ πλευρά του δήμου έχει τιμές εδαφικής επιτάχυνσης σύμφωνα με το FINSIM από 850-950 cm/sec^2, που αυξάνονται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, ενώ το EXSIM δίνει αντίστοιχα τιμές από 600-700 cm/sec^2 .
- Στην ΒΑ πλευρά του δήμου συγκεκριμένα στο κέντρο και στις περιοχές κοντά στην παραλία το FINSIM δίνει τιμές αρκετά υψηλές (1050-1100 cm/sec^2) σε σχέση με το EXSIM (600-700 cm/sec^2), ενώ στις περιοχές πάνω περίπου από την οδό Εγνατίας, οι τιμές και με τις δύο μεθοδολογίες είναι πολύ χαμηλότερες.
- Στην νότιο-ανατολική πλευρά του δήμου Θεσσαλονίκης οι τιμές που δίνονται από το FINSIM είναι από 750-950 cm/sec^2 ,για τη νότια πλευρά, αρκετά υψηλότερες από αυτές που δίνονται από το EXSIM (500-650 cm/sec^2).

Δήμοι Συκεών, Αγίου Παύλου, Τριανδρίας και Νεάπολης:

- Και στους τέσσερις δήμους η πλευρά που συνορεύει με την Θεσσαλονίκη έχει χαμηλότερες τιμές επιτάχυνσης σε σχέση με την πιο βόρεια πλευρά. Με το FINSIM οι τιμές κυμαίνονται από 650-900 cm/sec^2, και από 400-550 cm/sec^2 με το EXSIM.

Δήμος Αμπελοκήπων:

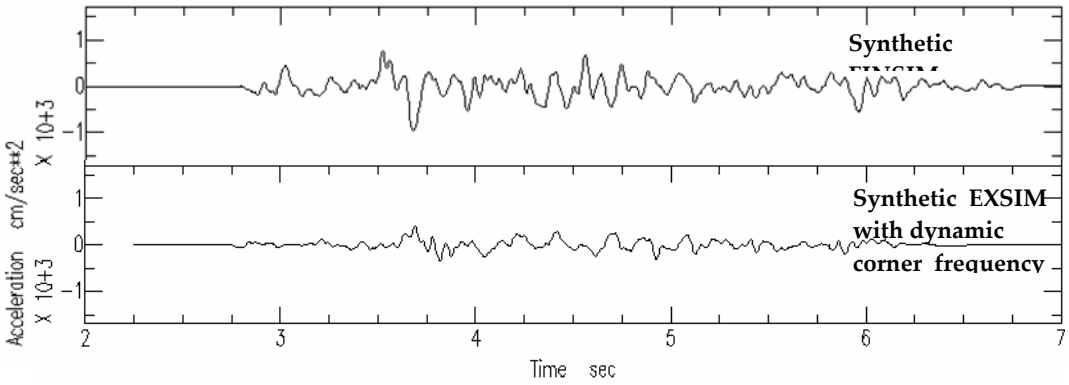
- Η δυτική πλευρά του δήμου φαίνεται να δίνει μεγαλύτερες τιμές επιτάχυνσης και με τις δύο μεθοδολογίες (~1000 cm/sec^2 με το FINSIM και ~ 700 cm/sec^2 με το EXSIM) σε σχέση με την ανατολική που δίνει χαμηλότερες τιμές.

Δήμος Πολίχνης:

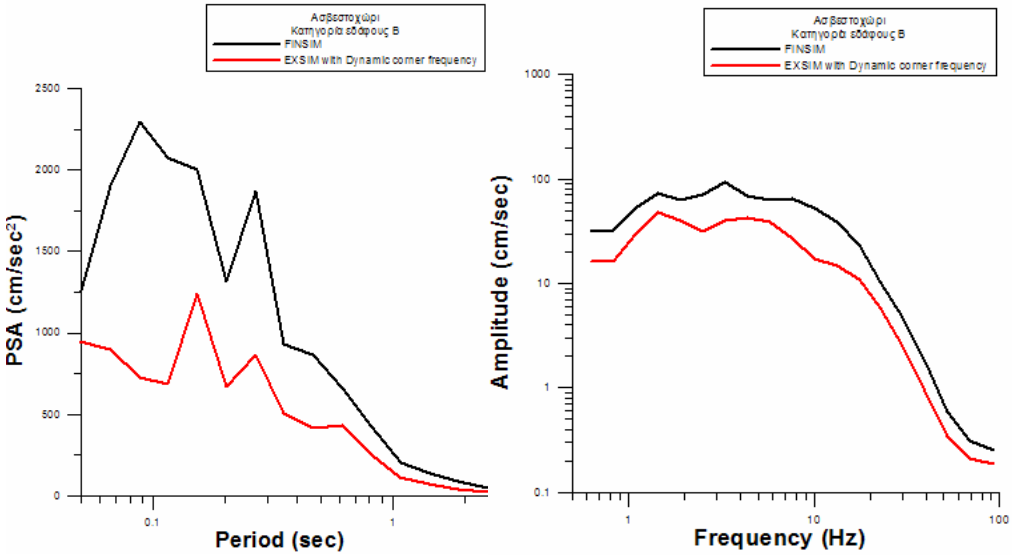
- Η δυτική πλευρά του δήμου έχει χαμηλότερες τιμές και στις δύο περιπτώσεις (850-950 cm/sec^2 με το FINSIM και 600-650 cm/sec^2 με το EXSIM), ενώ η

ανατολική έχει υψηλότερες τιμές (~1000 με το FINSIM και ~700 με το EXSIM.

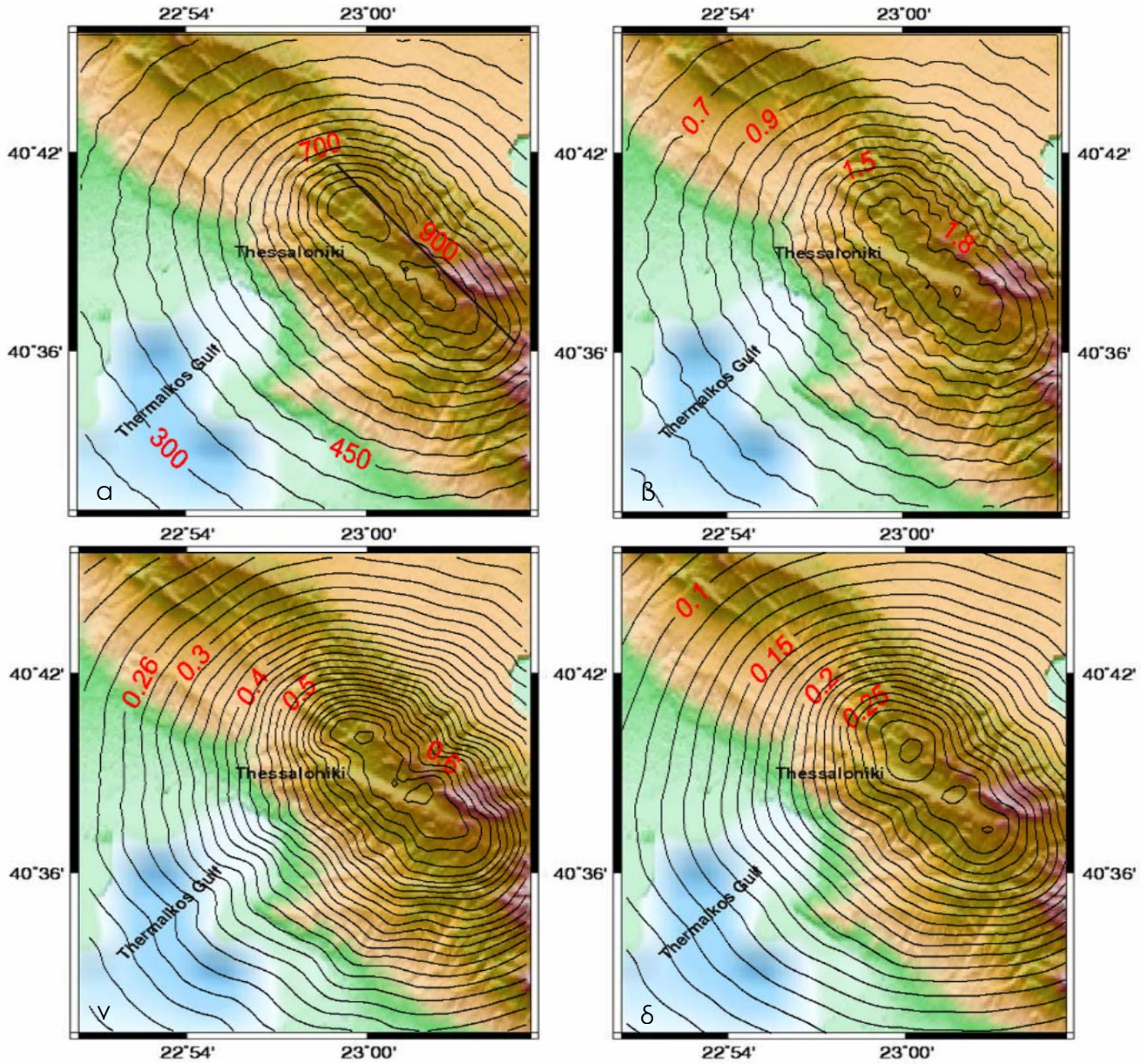
ΑΣΒΕΣΤΟΧΩΡΙ
Κατηγορία εδάφους Β



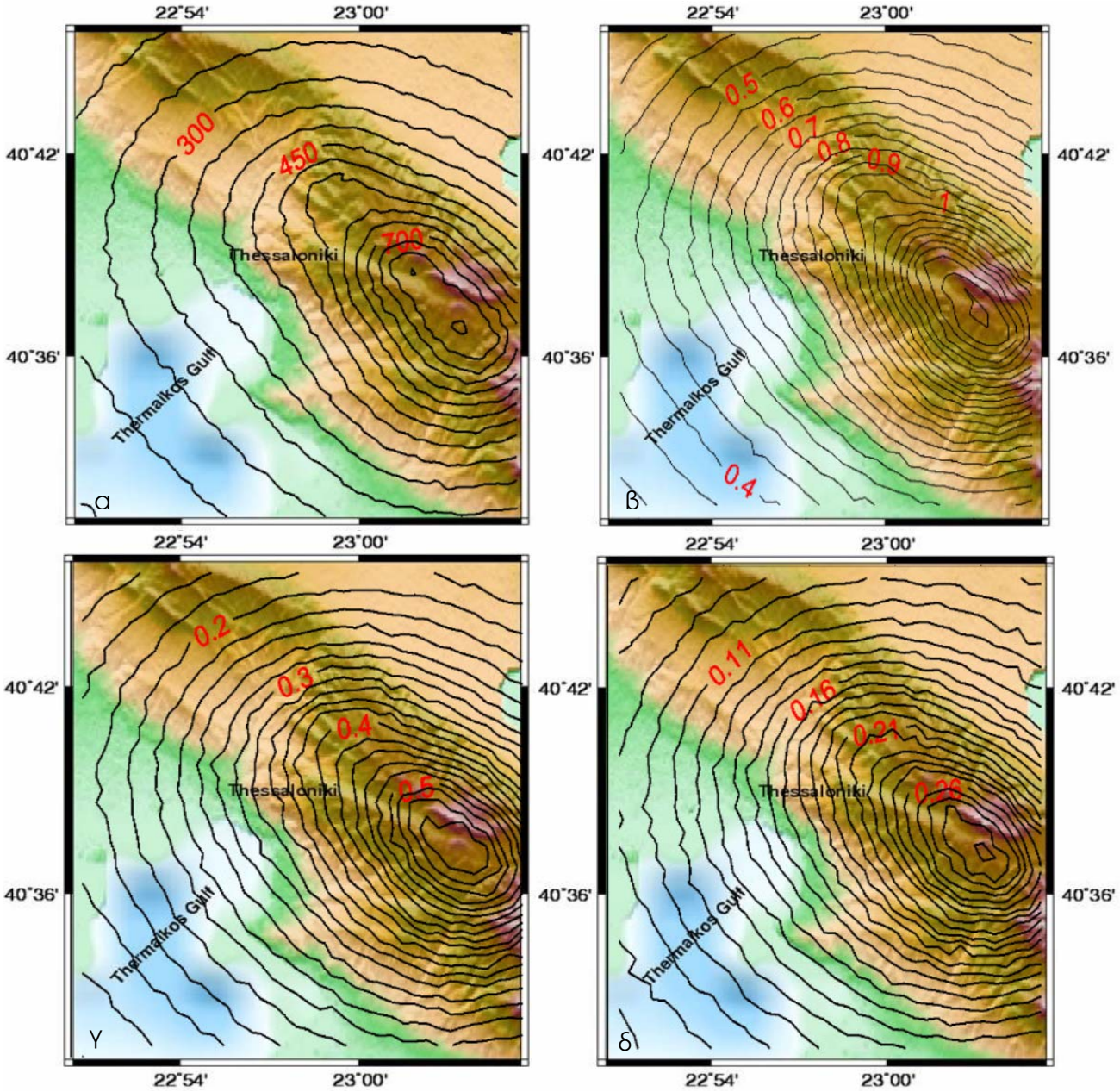
Σχήμα 3.5: *Σύγκριση των δυο συνθετικών (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικών ιστοριών των εγκάρσιων κυμάτων. Τα συνθετικά αντιστοιχούν σε σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου και έχουν υπολογιστεί για τη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.*



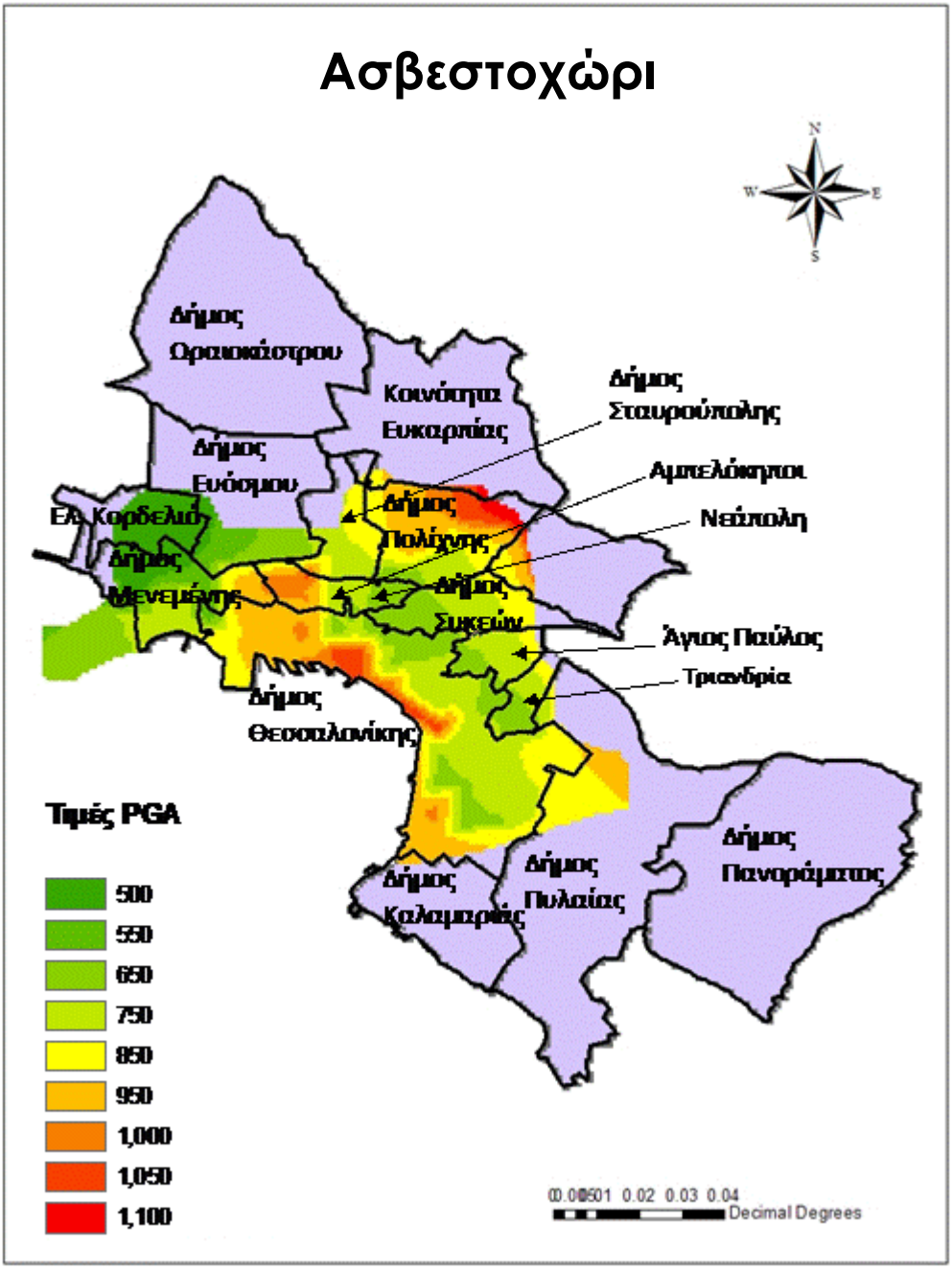
Σχήμα 3.6: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των δυο συνθετικών καταγραφών στη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.*



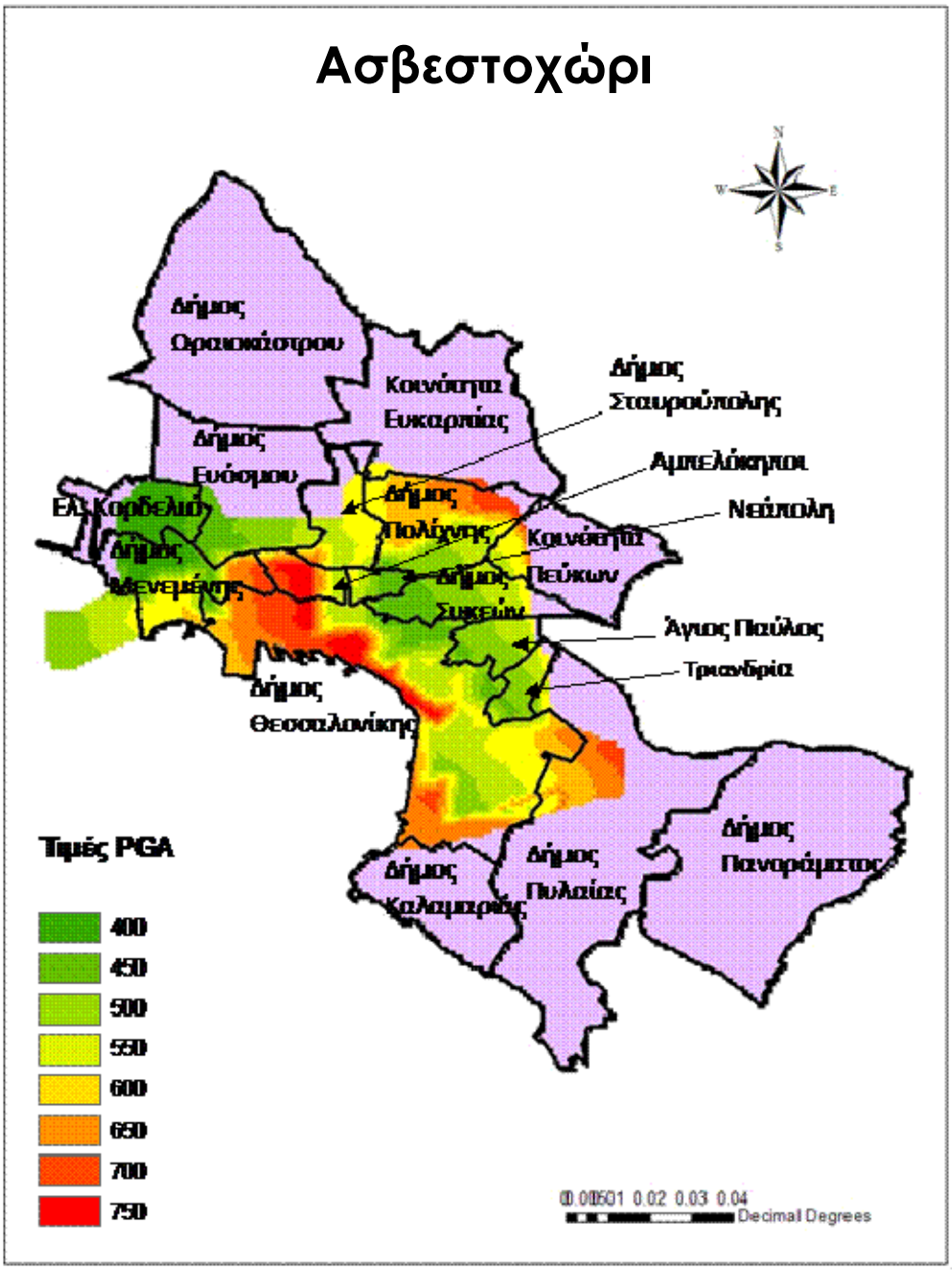
Σχήμα 3.7: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης (σε μονάδες g) για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec, γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B.*



Σχήμα 3.8: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM και δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής για σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης (σε μονάδες g) για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec, γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B.*



Σχήμα 3.9: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (cm/sec^2) στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου (Σχ. 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται (code FINSIM) και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*



Σχήμα 3.10: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005) θεωρώντας δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*

3.4.2 Αποτελέσματα προσομοιώσεων για το σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος

Το ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος είναι ένα πλάγιο αριστερόστροφο ρήγμα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και κλίση προς το βορρά (Σχήμα 3.1). Το μήκος που εμφανίζει στην επιφάνεια είναι περίπου 8 km (Tranos *et al.*, 2003) και πιθανώς εκτείνεται προς τα δυτικά στην πόλη της Θεσσαλονίκης (απέχει περίπου 6 km από το κέντρο της πόλης) συναντώντας ένα ρήγμα διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ. Το χαρτογραφημένο τμήμα του ρήγματος εκτείνεται δυτικά του Πανοράματος μέχρι και τον Δήμο της Πυλαίας (Tranos *et al.*, 2003).

Ως χειρότερο σενάριο για την πόλη της Θεσσαλονίκης θεωρήθηκε η διάρρηξη ολόκληρου του χαρτογραφημένου τμήματος του ρήγματος, δηλαδή σενάριο με επιφανειακό μήκος διάρρηξης ίσο με 8 km. Το μέγεθος του σεισμού που μπορεί να προκαλέσει διάρρηξη αυτού του μήκους μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση 3.1 από την οποία προκύπτει το μέγεθος του σεναρίου σεισμού ίσο με 5.9.

Στα σχήματα 3.11 - 3.16 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κατηγορία εδάφους Β, ενώ για τις άλλες δύο κατηγορίες τα αποτελέσματα βρίσκονται στο παράρτημα Γ (Σχήματα Γ5-Γ8), όπου παρουσιάζονται οι χάρτες των συνθετικών, μέγιστων τιμών της εδαφικής και της φασματικής (σε επιλεγμένες περιόδους T=0.2, T=0.62, T=1.07 sec) επιτάχυνσης που προέκυψαν με βάση τα αποτελέσματα των 2420 προσομοιώσεων σε κάθε σημείο του καννάβου προσομοιώσεων.

Από τα σχήματα (3.13-3.14) συμπεραίνεται ότι για όλες τις τιμές της περιόδου το φάσμα απόκρισης που έχει υπολογιστεί με την μέθοδο FINSIM δίνει χαμηλότερες τιμές από αυτό του EXSIM, ενώ το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα δίνει ακόμα χαμηλότερες τιμές στο φάσμα απόκρισης και στο πλάτος Fourier.

Από το σχήμα (3.13α) παρατηρείται ότι με τη μέθοδο FINSIM οι τιμές τις εδαφικής επιτάχυνσης στην ευρύτερη περιοχή της πόλης της Θεσσαλονίκης κυμαίνονται μεταξύ 150-300 cm/sec^2 ενώ το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα (Σχήμα 3.14α) δίνει 100-180 cm/sec^2. Οι τιμές του φάσματος απόκρισης για τιμή περιόδου T = 0.2 sec, που αναφέρονται σε χαμηλού ύψους οικοδομές, είναι μεταξύ 0.3-0.55 g για το FINSIM ενώ για το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα είναι 0.2-0.35 g. Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζεται το σύνολο των αποτελεσμάτων όλων των προσομοιώσεων για το ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος.

Πίνακας 3.4: *Συγκριτικά αποτελέσματα των δυο μεθοδολογιών.*

Συνθετικές τιμές για την πόλη της Θεσσαλονίκης σε βραχώδες έδαφος	FINSIM	EXSIM Με δυναμική γωνιακή συχνότητα
PGA (cm/sec^2)	150-300	100-180
PSA, T = 0.2 sec (χαμηλού ύψους οικοδομές)	0.3-0.55 g	0.2-0.35 g
PSA, T = 0.62 sec (μεσαίου ύψους οικοδομές)	0.12-0.2 g	0.08-0.14 g
PSA, T = 1.07 sec (μεγάλου ύψους οικοδομές)	0.05-0.09 g	0.04-0.07 g

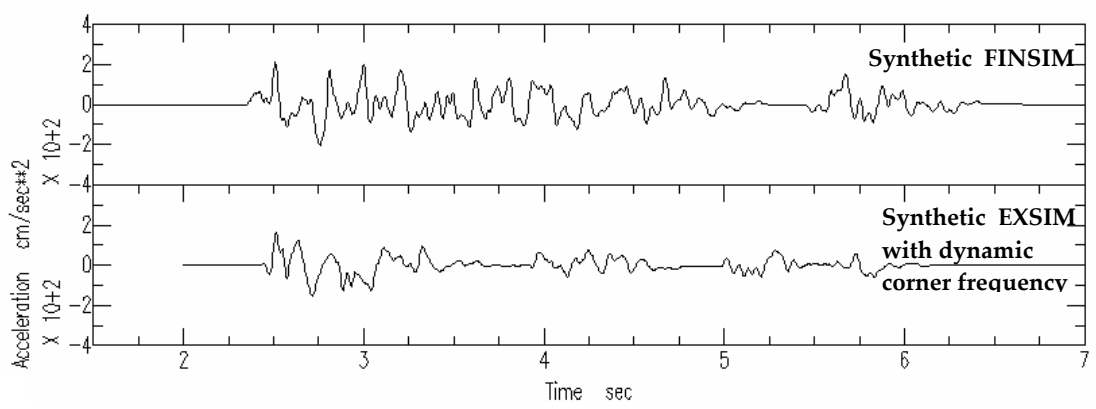
Στα σχήματα 3.15 και 3.16 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης με τους κώδικες FINSIM και EXSIM αντίστοιχα, για τον δήμο Θεσσαλονίκης και των δήμων γύρω από αυτή. Τα συμπεράσματα που εξάγονται από την σύγκριση των δύο σχημάτων είναι τα παρακάτω:

Δήμος Θεσσαλονίκης:

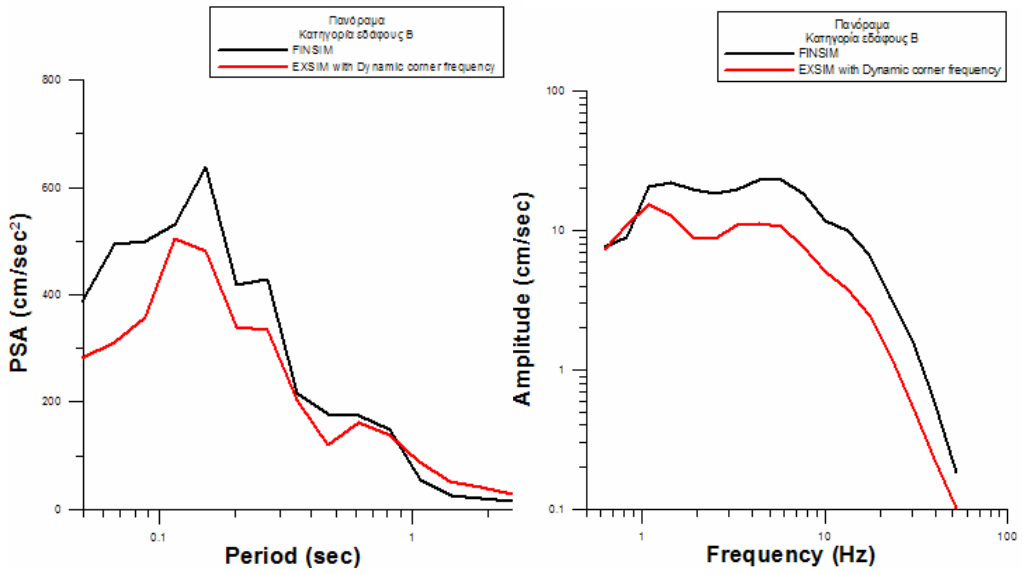
- Η βόρειο-δυτική και βόρεια πλευρά του δήμου έχει τιμές εδαφικής επιτάχυνσης σύμφωνα με τη μέθοδο FINSIM από 350-400 cm/sec^2 , που αυξάνονται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, ενώ το EXSIM δίνει αντίστοιχα τιμές από 200-220 cm/sec^2 .
- Στο κέντρο και στις περιοχές κοντά στην παραλία το FINSIM δίνει τιμές υψηλότερες (400-450 cm/sec^2) σε σχέση με το EXSIM (220-240 cm/sec^2). Ενώ στις περιοχές πάνω περίπου από την οδό Εγνατίας, οι τιμές και με τις δύο μεθοδολογίες είναι πολύ χαμηλότερες.
- Στην νότιο-ανατολική πλευρά του δήμου Θεσσαλονίκης οι τιμές που δίνονται από το FINSIM είναι από 350-500 cm/sec^2, αρκετά υψηλότερες από αυτές που δίνονται από το EXSIM (200-260 cm/sec^2).

Όλοι οι υπόλοιποι δήμοι έχουν χαμηλές τιμές το λογισμικό FINSIM να κυμαίνεται μεταξύ (200-300 cm/sec^2) και το EXSIM μεταξύ (140-180 cm/sec^2).

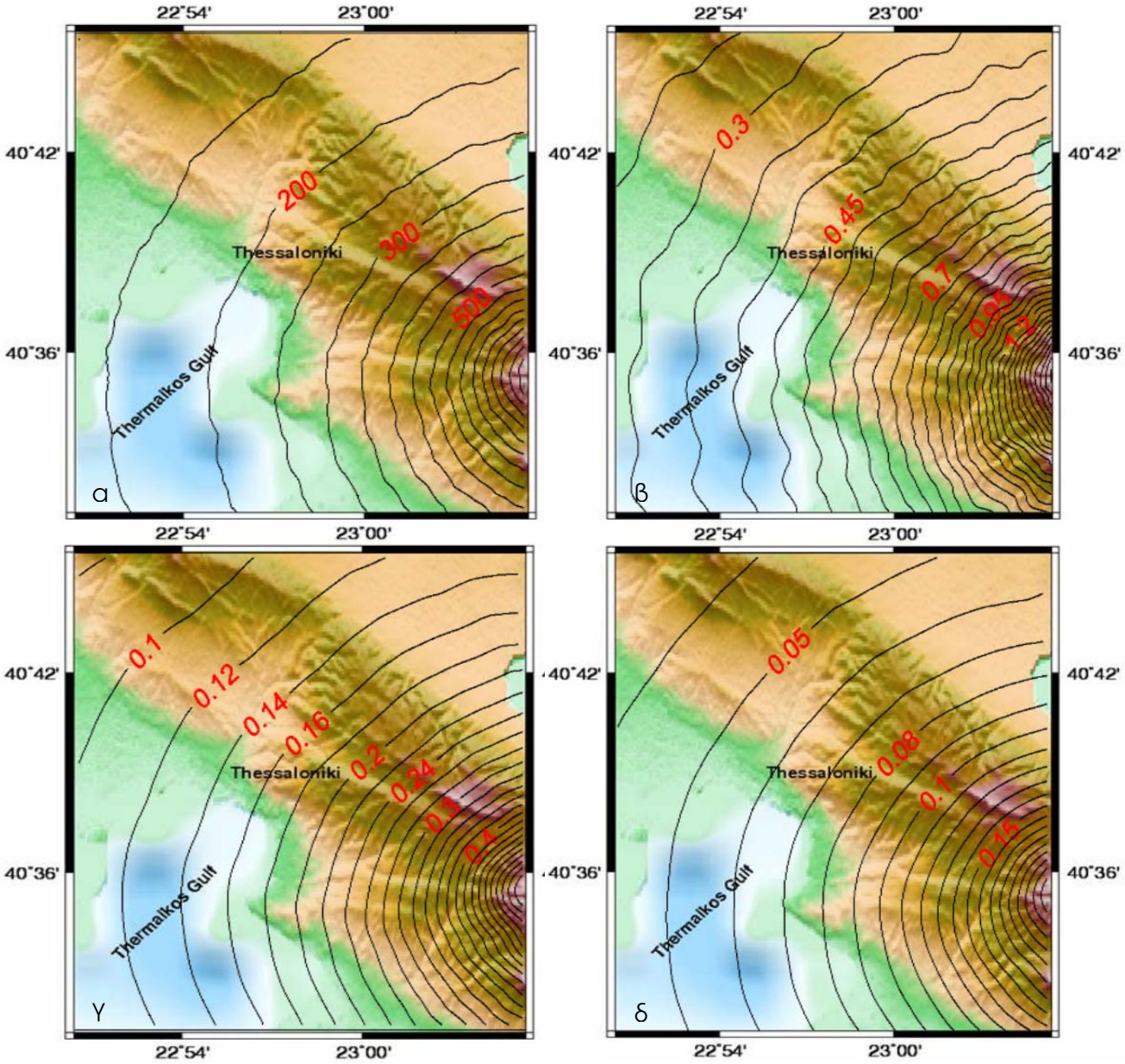
ΠΥΛΑΙΑ-ΠΑΝΟΡΑΜΑ
Κατηγορία εδάφους Β



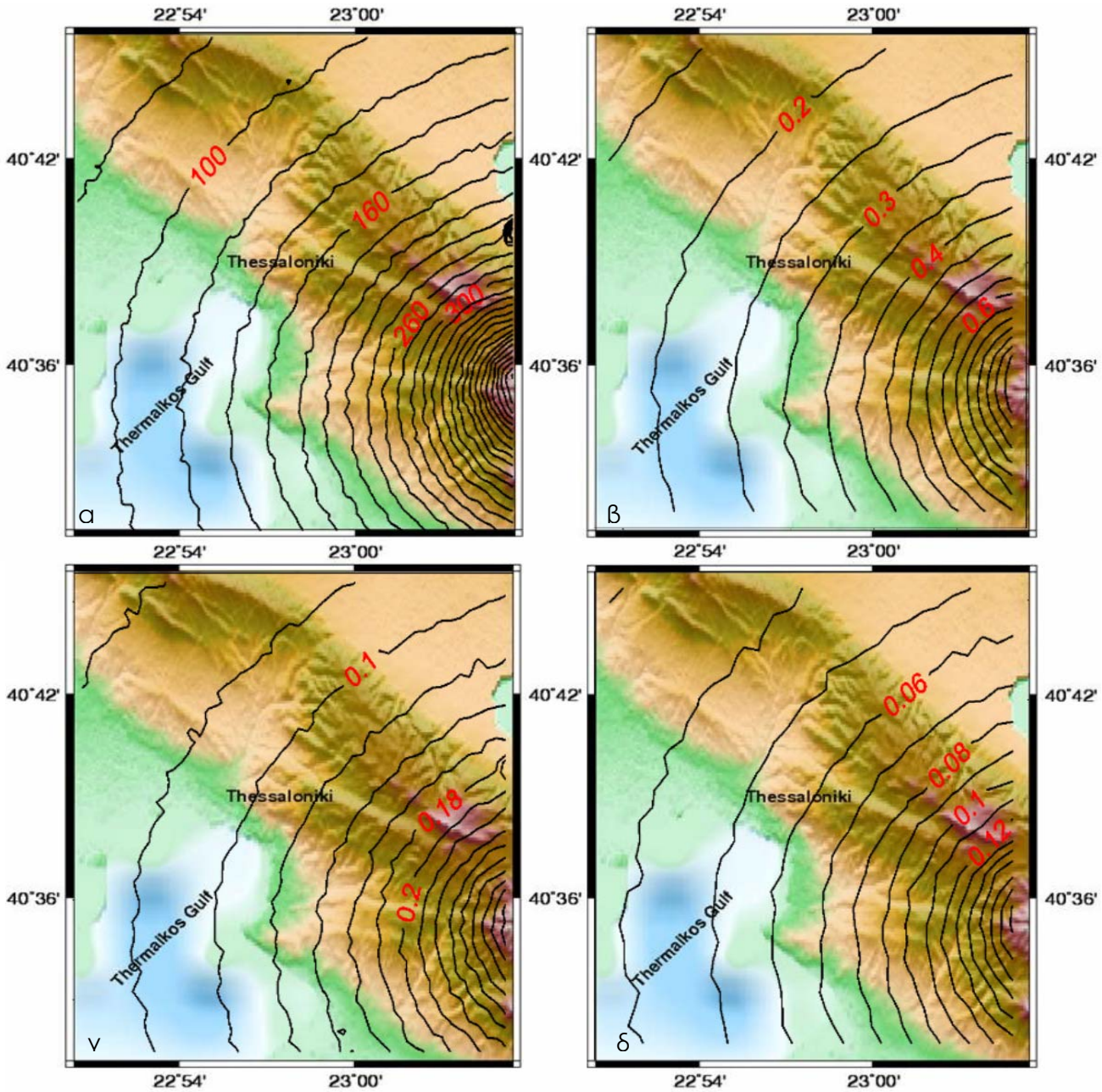
Σχήμα 3.11: *Σύγκριση των δυο συνθετικών (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικών ιστοριών των εγκάρσιων κυμάτων. Τα συνθετικά αντιστοιχούν σε σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας-Πανοράματος και έχουν υπολογιστεί για τη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.*



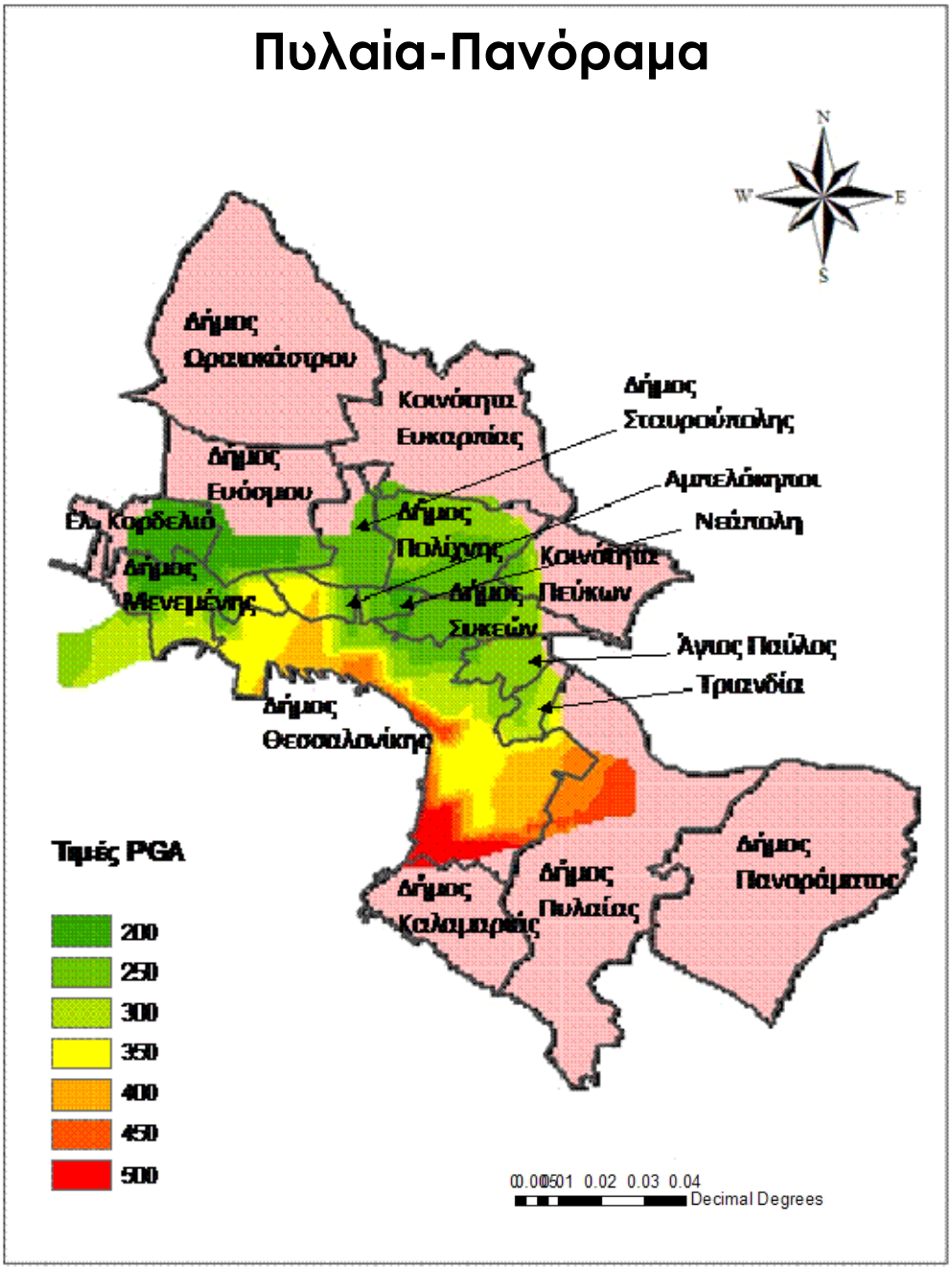
Σχήμα 3.12: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των δυο συνθετικών καταγραφών στη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.*



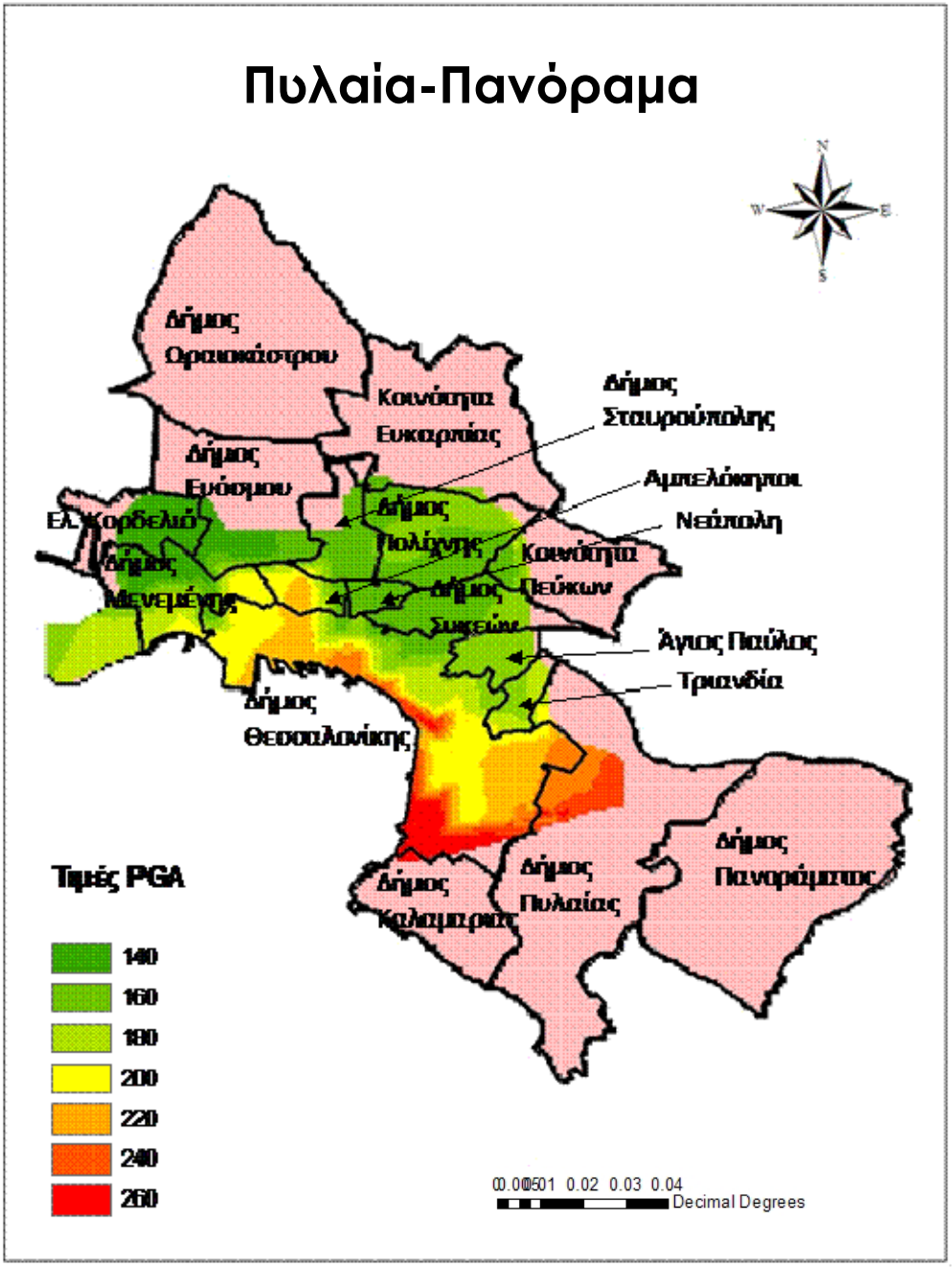
Σχήμα 3.13: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B (βράχος).*



Σχήμα 3.14: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM και δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής για σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B.*



Σχήμα 3.15: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο FINSIM (Beresnev and Atkinson, 1997) και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*



Σχήμα 3.16: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005) θεωρώντας δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*

3.4.3 Αποτελέσματα προσομοιώσεων για το σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα του της Νέας Μεσημβρίας

Το ρήγμα της Νέας Μεσημβρίας έχει διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ (~80°) και κλίση (70°) προς τα ΝΝΑ (Σχήμα 3.4) φτάνοντας το βάθος των 12 χιλιομέτρων (Paradisopoulou, 2004). Οι μοναδικές γεωλογικές πληροφορίες (Tranos, 2002) για αυτή την περιοχή κάνουν λόγο για ένα ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ το οποίο βυθίζεται με μεγάλη γωνία προς τα Δυτικά.

Ως χειρότερο σενάριο για την πόλη της Θεσσαλονίκης δεν θεωρήθηκε η διάρρηξη ολόκληρου του χαρτογραφημένου ρήγματος (ο Παυλίδης Σ. δίνει ρήγμα 8 Km), αλλά ένα τμήμα αυτού, ίσο με 5 km. Το μέγεθος του σεισμού που μπορεί να προκαλέσει διάρρηξη αυτού του μήκους μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση 3.1 (Wells and Coppersmith, 1994) η οποία και δίνει μέγεθος σεισμού ίσο με 5.7.

Στα σχήματα 3.17 - 3.20 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κατηγορία εδάφους Β, ενώ στα σχήματα Γ9-Γ12 του Παραρτήματος Γ, παρουσιάζονται οι χάρτες των συνθετικών, μέγιστων τιμών της εδαφικής και της φασματικής (σε επιλεγμένες περιόδους T=0.2, T=0.62, T=1.07 sec) επιτάχυνσης που προέκυψαν με βάση τα αποτελέσματα των 2420 προσομοιώσεων σε κάθε σημείο του κανάβου προσομοιώσεων για τις άλλες δύο κατηγορίες εδάφους (C και D).

Ο υπολογισμός του φάσματος απόκρισης (Σχήμα 3.18) σε ένα σημείο παρατήρησης (σταθμός Θεσσαλονίκης) δείχνει ότι στις υψηλές συχνότητες το EXSIM με τη δυναμική γωνιακή συχνότητα έχει χαμηλότερες τιμές σε σύγκριση με το FINSIM, το αντίθετο φαίνεται να συμβαίνει στις ενδιάμεσες συχνότητες ενώ στις πολύ χαμηλές και οι δύο μεθοδολογίες φαίνεται να δίνουν τις ίδιες περίπου τιμές.

Στα σχήματα 3.19-3.20 παρουσιάζονται οι χάρτες των συνθετικών, μεγίστων τιμών της επιτάχυνσης που προέκυψαν με βάση τα αποτελέσματα των 2420 προσομοιώσεων καθώς και οι συνθετικοί χάρτες της φασματικής επιτάχυνσης για τις τρείς αντιπροσωπευτικές τιμές της περιόδου (T==0.2, T=0.62, T=1,07 sec). Από τα σχήματα (3.19α και 3.20α) παρατηρείται ότι όταν ο υπολογισμός γίνεται για έναν μεγάλο αριθμό σημείων παρατήρησης για όλο το εύρος των συχνοτήτων το FINSIM έχει τις μεγαλύτερες τιμές ενώ το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα δίνει χαμηλότερες τιμές. Οι τιμές του φάσματος απόκρισης για τιμή περιόδου T = 0.2 sec, που αναφέρονται σε χαμηλού ύψους οικοδομές, είναι μεταξύ 0.35-0.65 g για το FINSIM και για EXSIM 0.20-0.35 g (Σχήματα 3.19β,γ,δ και 3.20β,γ,δ).

Πίνακας 3.5: *Συγκριτικά αποτελέσματα των δύο μεθοδολογιών.*

Συνθετικές τιμές για την πόλη της Θεσσαλονίκης σε βραχώδες έδαφος	FINSIM	EXSIM Με δυναμική γων. συχνότητα
PGA (cm/sec^2)	150-300	120-200
PSA, T = 0.2 sec (χαμηλού ύψους οικοδομές)	0.35-0.65 g	0.20-0.35 g
PSA, T = 0.62 sec (μεσαίου ύψους οικοδομές)	0.10-0.18 g	0.09-0.14 g
PSA, T = 1.07 sec (μεγάλου ύψους οικοδομές)	0.04-0.07 g	0.045-0.07 g

Στα σχήματα 3.21 και 3.22 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης των δύο μεθοδολογιών, FINSIM και EXSIM αντίστοιχα, για τον δήμο Θεσσαλονίκης και των δήμων γύρω από αυτή. Τα συμπεράσματα που εξάγονται από την σύγκριση των δύο σχημάτων είναι τα παρακάτω:

Δήμος Θεσσαλονίκης:

- Η βόρειο-δυτική πλευρά του δήμου έχει τιμές εδαφικής επιτάχυνσης σύμφωνα με το λογισμικό FINSIM από 450 έως 550 cm/sec^2, ενώ το EXSIM δίνει τιμές περίπου 300-450 cm/sec^2 .
- Στο κέντρο και στις περιοχές κοντά στην παραλία το FINSIM δίνει τιμές αρκετά υψηλότερες (300-450 cm/sec^2) σε σχέση με το EXSIM (220-320 cm/sec^2). Ενώ στις περιοχές πάνω περίπου από την οδό Εγνατίας, οι τιμές και με τις δύο μεθοδολογίες είναι πολύ χαμηλότερες.
- Στην νότιο-ανατολική πλευρά του δήμου Θεσσαλονίκης οι τιμές που δίνονται από το FINSIM είναι μεταξύ των 200-300 cm/sec^2, υψηλότερες από αυτές που δίνονται από το EXSIM (150-250 cm/sec^2).

Δήμος Μενεμένης:

- Το λογισμικό FINSIM στην νότια περιοχή του δήμου δίνει τιμές επιτάχυνσης περίπου 500 cm/sec^2, ενώ το EXSIM περίπου 350 cm/sec^2. Για την βόρεια πλευρά οι τιμές είναι περίπου 550 cm/sec^2 και 370 cm/sec^2 αντίστοιχα.

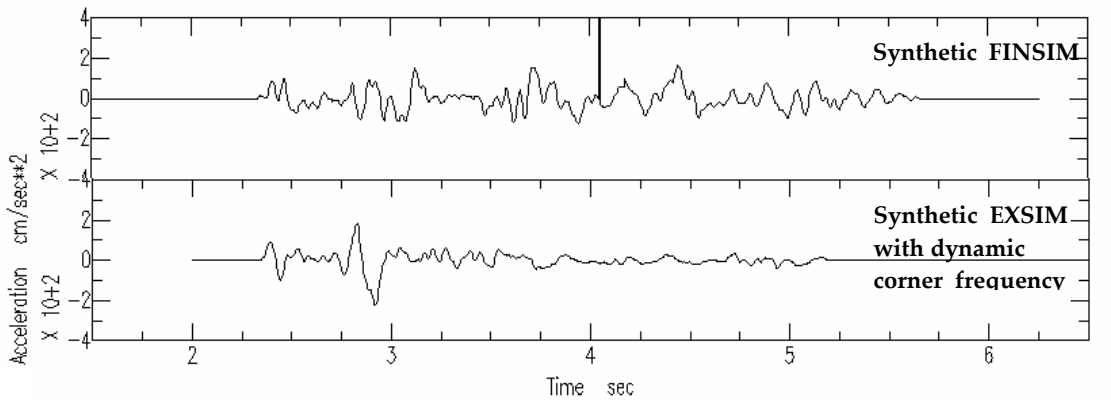
Δήμος Κορδελιού:

- Στον δήμο Κορδελιού οι τιμές κυμαίνονται σύμφωνα με το FINSIM μεταξύ των 450-500 cm/sec^2 και για το EXSIM μεταξύ των 320-350 cm/sec^2.

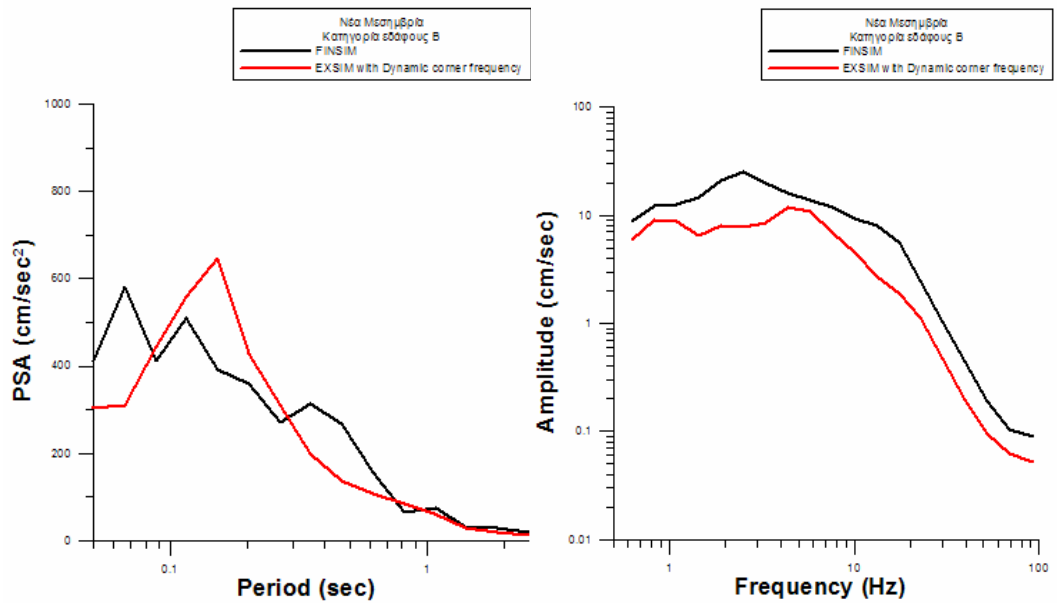
Δήμος Ευόσμου:

- Το νότιο κομμάτι του δήμου Ευόσμου για το οποίο και υπάρχουν δεδομένα, το FINSIM δίνει περίπου την τιμή 400 cm/sec^2 και το EXSIM περίπου 300 cm/sec^2.

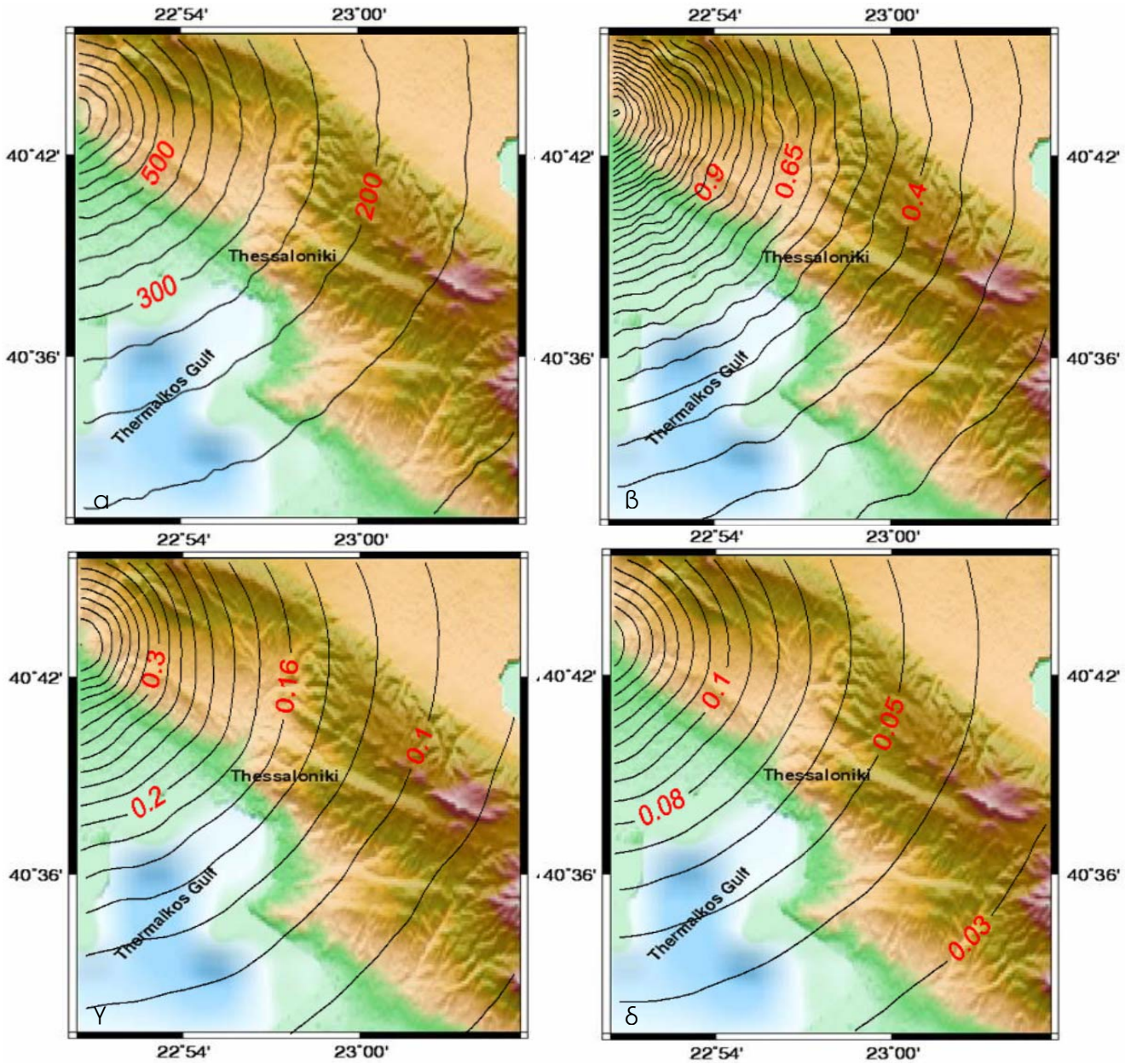
ΝΕΑ-ΜΕΣΗΜΒΡΙΑ
Κατηγορία εδάφους Β



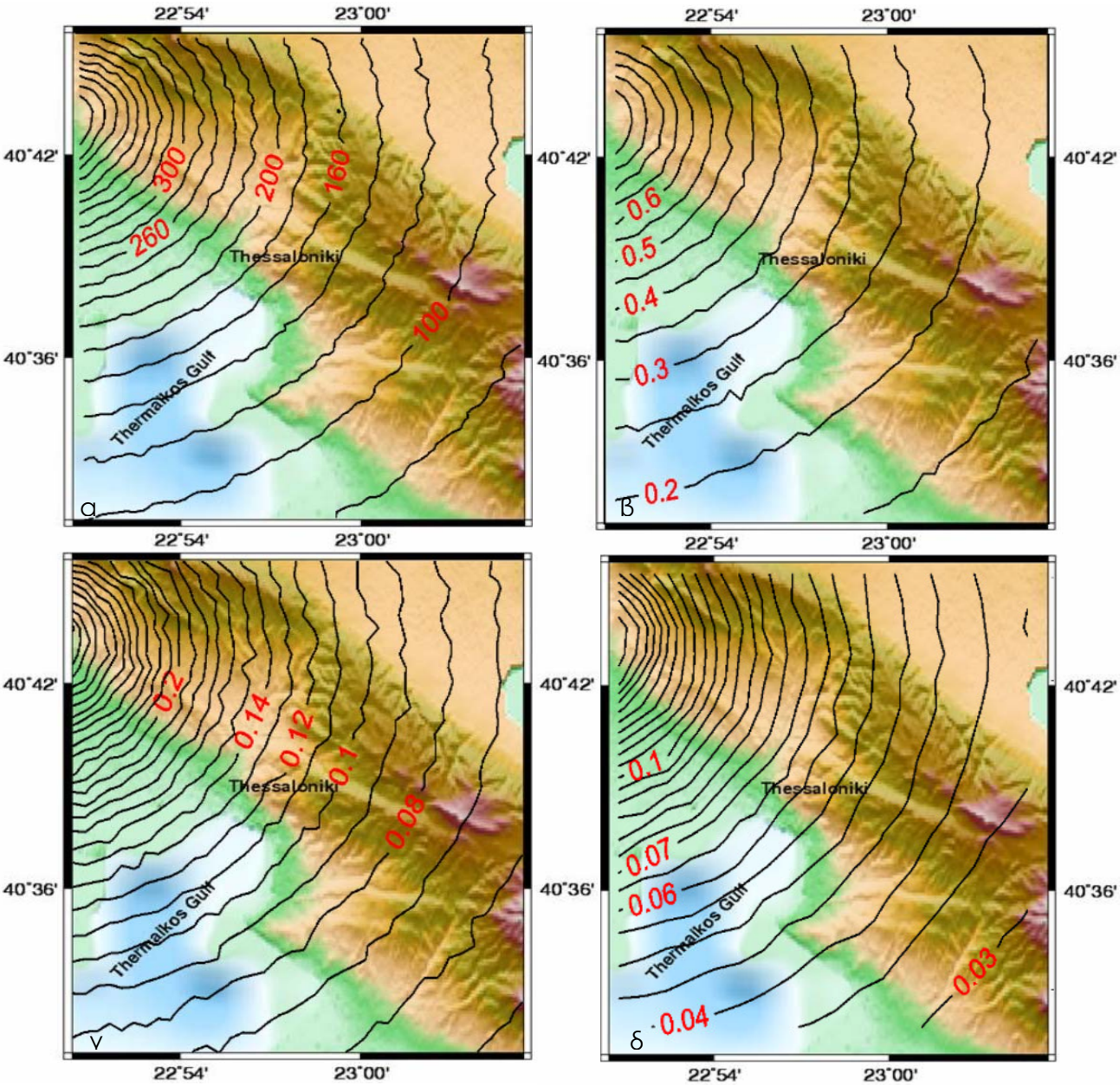
Σχήμα 3.17: *Σύγκριση των δυο συνθετικών (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικών ιστοριών των εγκάρσιων κυμάτων. Τα συνθετικά αντιστοιχούν σε σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα της Νέας-Μεσημβρίας και έχουν υπολογιστεί για τη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.*



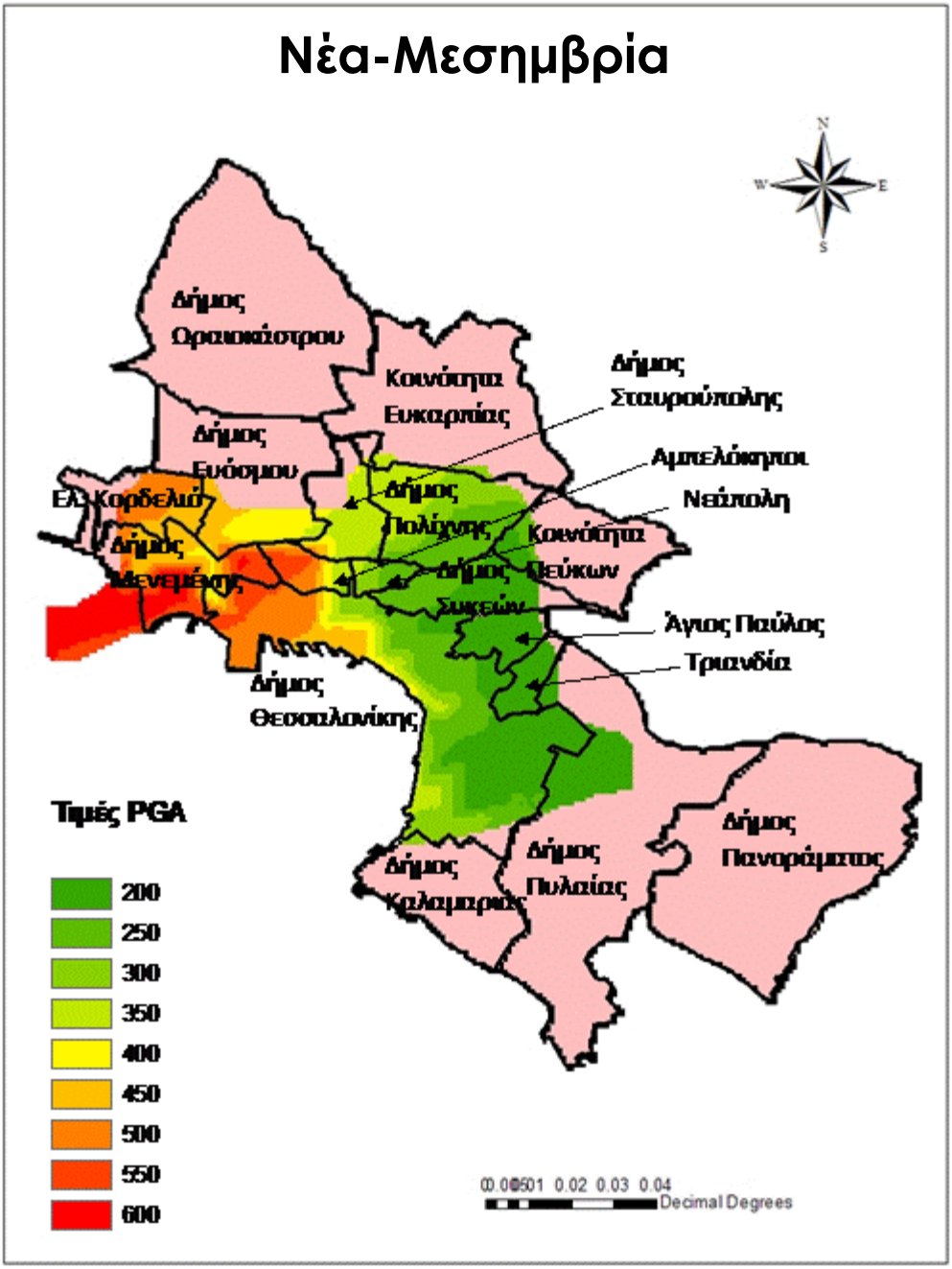
Σχήμα 3.18: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των δυο συνθετικών καταγραφών στη θέση του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ.*



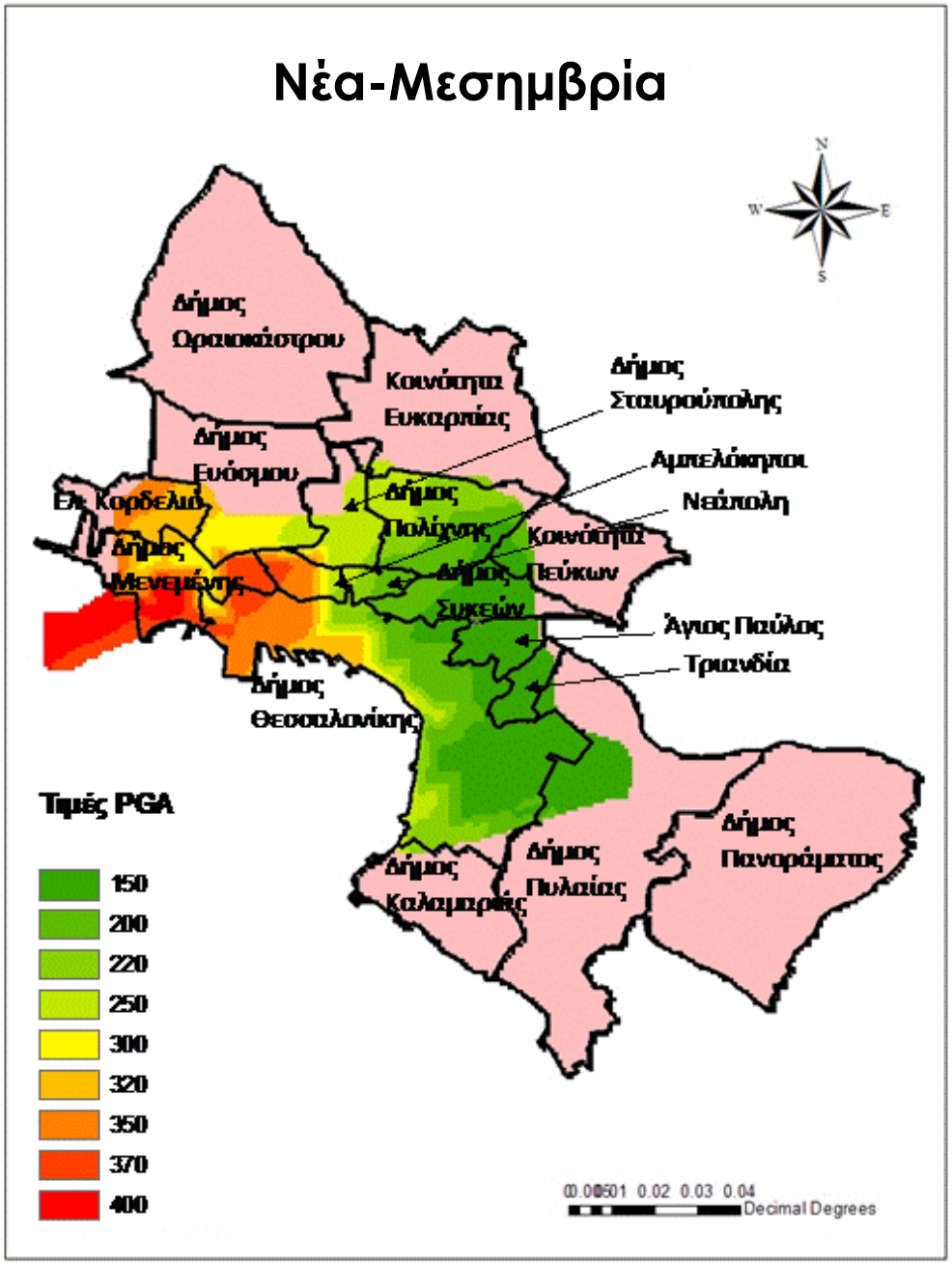
Σχήμα 3.19: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα Νέας-Μεσημβρίας, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B (βράχος).*



Σχήμα 3.20: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM και δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής για σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα Νέας-Μεσημβρίας, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B.*



Σχήμα 3.21: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα Νέας-Μεσημβρίας (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο FINSIM (Beresnev and Atkinson, 1997) και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*



Σχήμα 3.22: : *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα Νέας-Μεσημβρίας (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005) θεωρώντας δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*

3.4.4 Αποτελέσματα προσομοιώσεων για το σενάριο σεισμού M6.7 στο ρήγμα Γοματίου

Το ρήγμα Γοματίου έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (~130°) και κλίση (65°) προς τα ΝΔ (προσωπική συνομιλία με τον καθηγητή Γεωλογίας Σπύρο Παυλίδη), (Σχήμα 3.4).

Ως χειρότερο σενάριο για την πόλη της Θεσσαλονίκης θεωρήθηκε η διάρρηξη ολόκληρου του χαρτογραφημένου ρήγματος ίσο με 25 km. Το μέγεθος του σεισμού που μπορεί να προκαλέσει διάρρηξη αυτού του μήκους μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση 3.1 (Wells and Coppersmith, 1994) η οποία και δίνει μέγεθος σεισμού ίσο με 6.7.

Στο σχήμα 3.23 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κατηγορία εδάφους B, ενώ στο σχήμα 3.24 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα λαμβανομένων υπόψη και των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στα σχήματα Γ13-Γ14 του Παραρτήματος Γ, παρουσιάζονται οι χάρτες των συνθετικών, μέγιστων τιμών της εδαφικής και της φασματικής (σε επιλεγμένες περιόδους T=0.2, T=0.62, T=1.07 sec) επιτάχυνσης που προέκυψαν με βάση τα αποτελέσματα των 2420 προσομοιώσεων σε κάθε σημείο του κανάβου προσομοιώσεων για τις άλλες δύο κατηγορίες εδάφους (C και D).

Πίνακας 3.6: *Αποτελέσματα της μέθοδος.*

Συνθετικές τιμές για την πόλη της Θεσσαλονίκης σε βραχώδες έδαφος	**FINSIM**
PGA (cm/sec^2)	50-64
PSA, T = 0.2 sec (χαμηλού ύψους οικοδομές)	0.12-0.15 g
PSA, T = 0.62 sec (μεσαίου ύψους οικοδομές)	0.06-0.074 g
PSA, T = 1.07 sec (μεγάλου ύψους οικοδομές)	0.036-0.044 g

Στο σχήμα 3.24 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της στοχαστικής προσομοίωσης του λογισμικού FINSIM για τον δήμο Θεσσαλονίκης και τους δήμους γύρω από αυτή. Τα συμπεράσματα είναι τα παρακάτω:

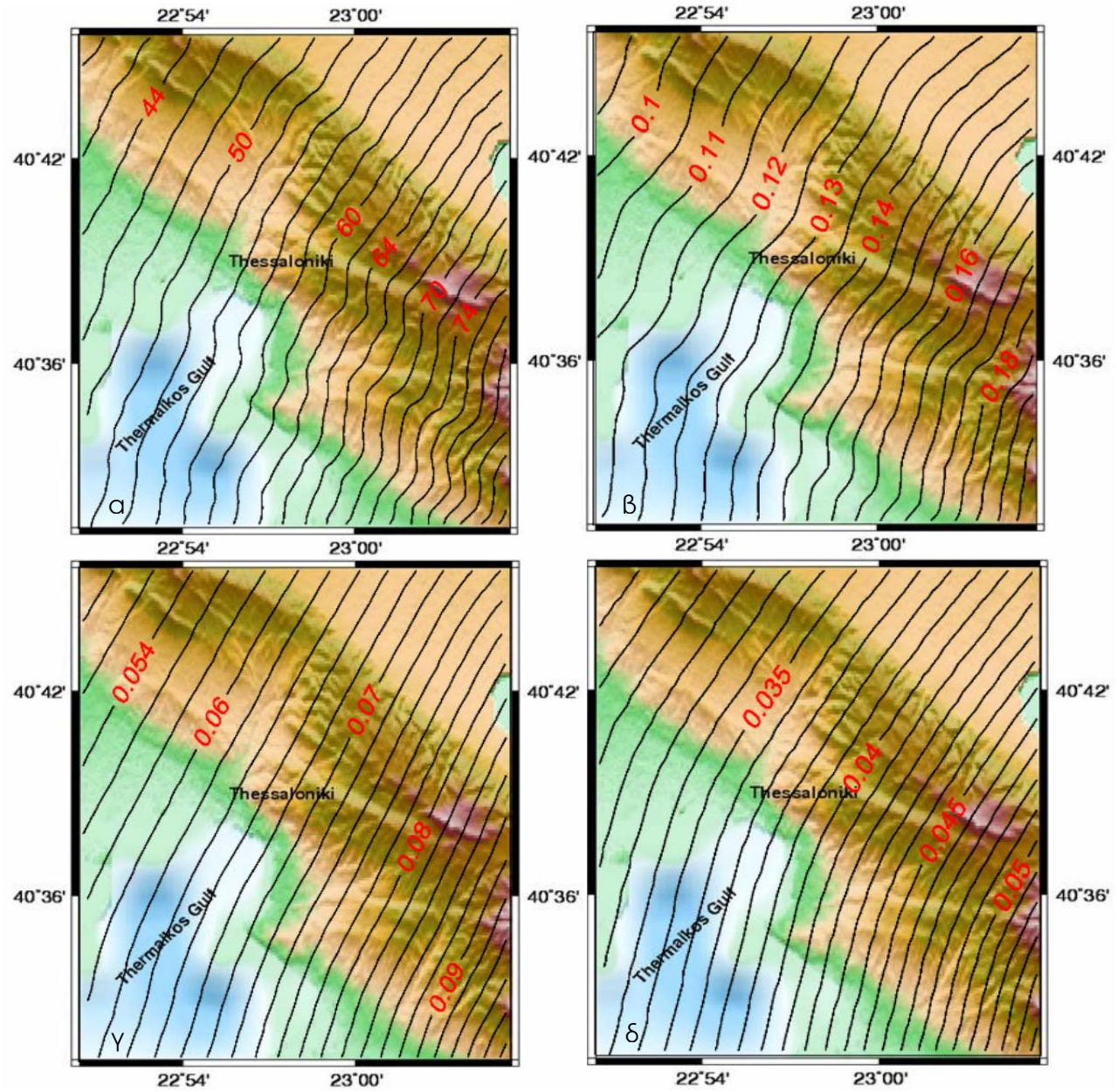
Δήμος Θεσσαλονίκης:

- Στο κέντρο και στις περιοχές κοντά στην παραλία το FINSIM δίνει τιμές αρκετά υψηλότερες (90-100 cm/sec^2) σε σχέση τις περιοχές πάνω περίπου από την οδό Εγνατίας, όπου οι τιμές είναι πολύ χαμηλότερες.

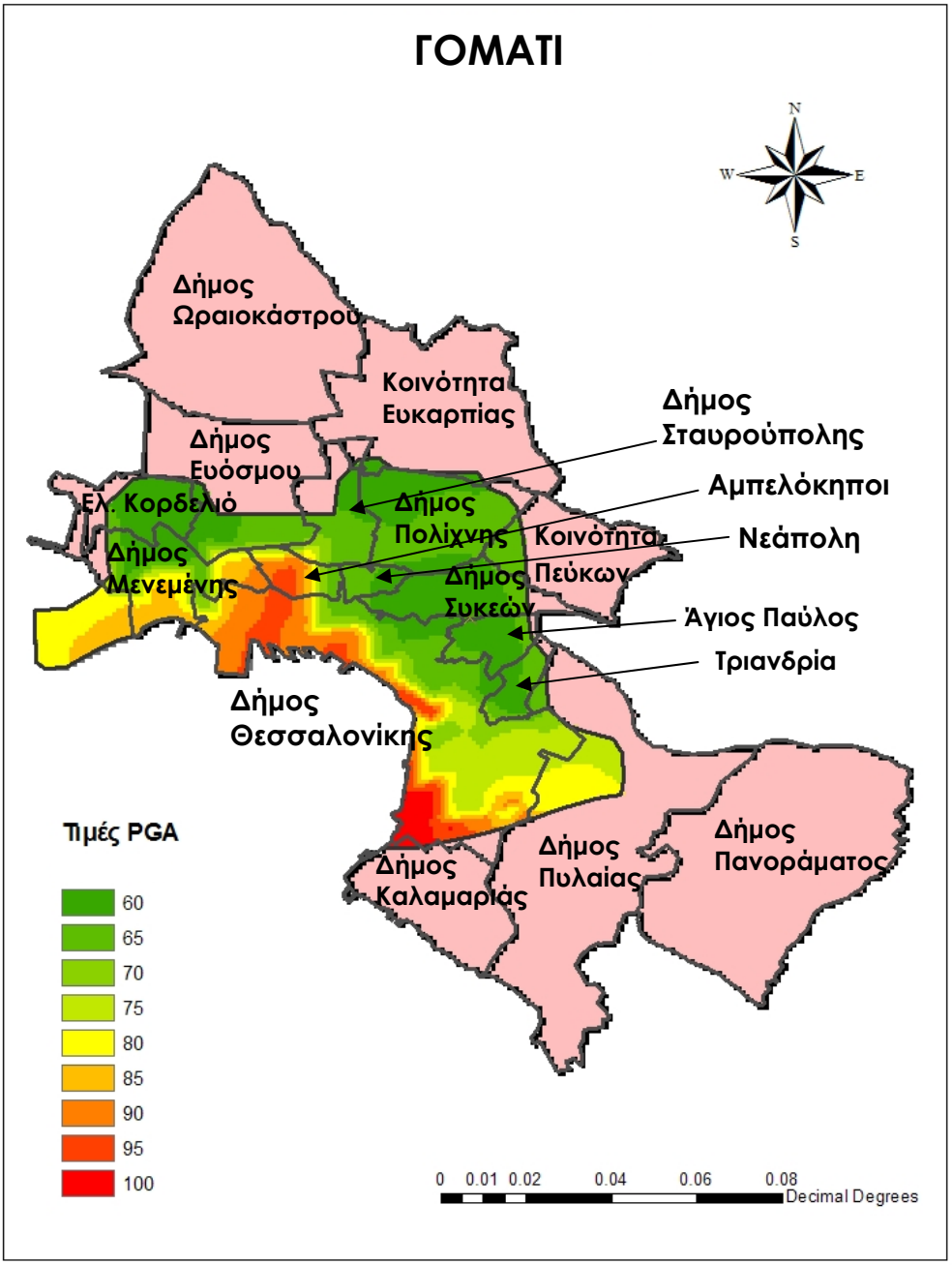
Δήμος Μενεμένης:

- Στις περιοχές τις παραλίας καθώς και ανατολικά του δήμου οι τιμές κυμαίνονται από 80-85 cm/sec^2, ενώ στον υπόλοιπο δήμο οι τιμές φτάνουν τα 60 cm/sec^2.

Στους υπόλοιπους δήμους οι τιμές είναι πολύ χαμηλές από και κυμαίνονται από 80 έως 60 cm/sec^2.



Σχήμα 3.23: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M6.7 στο ρήγμα Γοματίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B (βράχος).*



Σχήμα 3.24: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M6.7 στο ρήγμα Γοματίου (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο FINSIM (Beresnev and Atkinson, 1997) και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*

3.4.5 Αποτελέσματα προσομοιώσεων για το σενάριο σεισμού M6.6 στο ρήγμα του Σοχού

Το ρήγμα του Σοχού έχει διεύθυνση Α-Δ (~90°) και κλίση (60°) προς τα Ν (προσωπική συνομιλία με τον καθηγητή Γεωλογίας Σπύρο Παυλίδη), (Σχήμα 3.1). Ως χειρότερο σενάριο για την πόλη της Θεσσαλονίκης θεωρήθηκε η διάρρηξη χαρτογραφημένου ρήγματος ίσο με 20 km. Το μέγεθος του σεισμού που μπορεί να προκαλέσει διάρρηξη αυτού του μήκους μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση 3.1 (Wells and Coppersmith, 1994) η οποία και δίνει μέγεθος σεισμού ίσο με M6.6.

Στο σχήμα 3.25 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για κατηγορία εδάφους Β, ενώ στο σχήμα 3.26 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα λαμβανομένων υπόψη και των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στα σχήματα Γ15-Γ16 του Παραρτήματος Γ, παρουσιάζονται οι χάρτες των συνθετικών, μέγιστων τιμών της εδαφικής και της φασματικής (σε επιλεγμένες περιόδους T=0.2, T=0.62, T=1.07 sec) επιτάχυνσης που προέκυψαν με βάση τα αποτελέσματα των 2420 προσομοιώσεων σε κάθε σημείο του κανάβου προσομοιώσεων για τις άλλες δύο κατηγορίες εδάφους (C και D).

Πίνακας 3.7: *Αποτελέσματα της μέθοδος.*

Συνθετικές τιμές για την πόλη της Θεσσαλονίκης σε βραχώδες έδαφος	FINSIM
PGA (cm/sec^2)	200-300
PSA, T = 0.2 sec (χαμηλού ύψους οικοδομές)	0.5-0.7 g
PSA, T = 0.62 sec (μεσαίου ύψους οικοδομές)	0.2-0.3 g
PSA, T = 1.07 sec (μεγάλου ύψους οικοδομές)	0.12-0.16 g

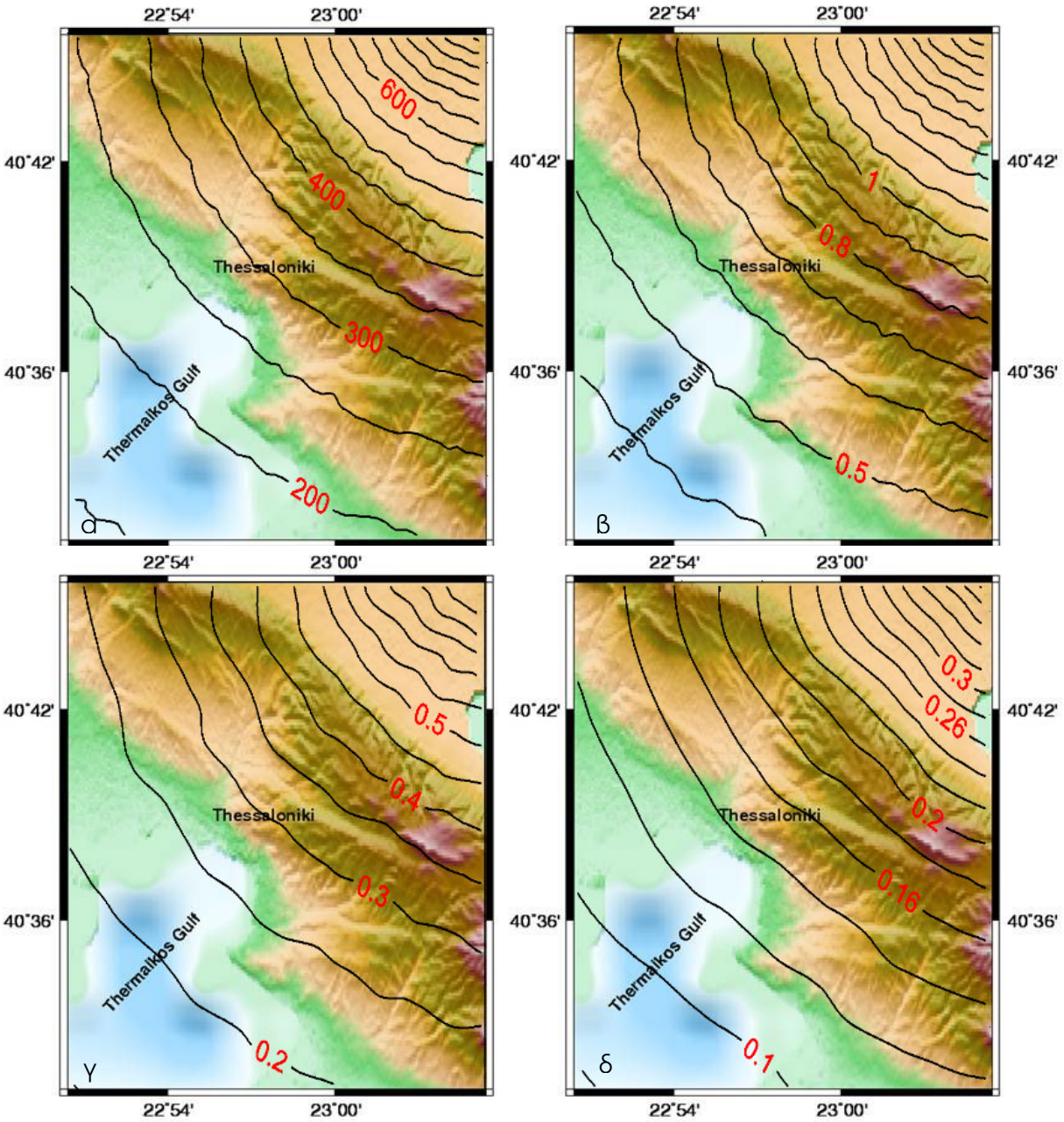
Στο σχήμα 3.24 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της στοχαστικής προσομοίωσης της μέθοδος, FINSIM για τον δήμο Θεσσαλονίκης και τους δήμους γύρω από αυτή. Τα συμπεράσματα είναι τα παρακάτω:

Δήμος Θεσσαλονίκης:

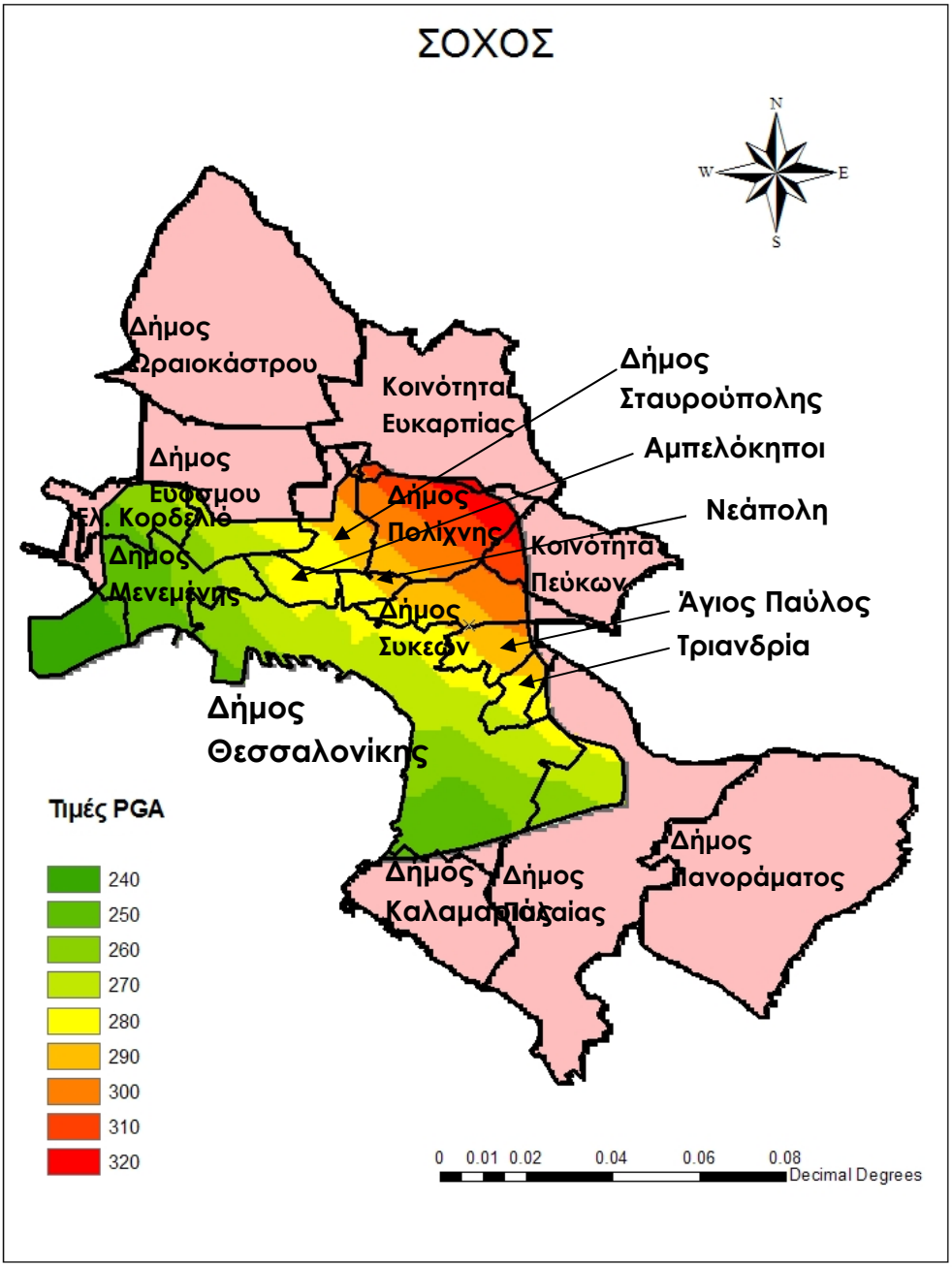
- Στο κέντρο και στις περιοχές κοντά στην παραλία το FINSIM δίνει τιμές αρκετά υψηλότερες (90-100 cm/sec^2) σε σχέση τις περιοχές πάνω περίπου από την οδό Εγνατίας, όπου οι τιμές είναι πολύ χαμηλότερες.

Δήμος Μενεμένης:

- Στις περιοχές τις παραλίας καθώς και ανατολικά του δήμου οι τιμές κυμαίνονται από 80-85 cm/sec^2, ενώ στον υπόλοιπο δήμο οι τιμές φτάνουν τα 60 cm/sec^2.



Σχήμα 3.25: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M6.6 στο ρήγμα του Σοχού, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους B (βράχος).*



Σχήμα 3.26: *Χάρτης κατανομής των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο κέντρο της Θεσσαλονίκης από σενάριο σεισμού M6.6 στο ρήγμα του Σοχού (Σχήμα 3.1). Οι τιμές που χαρτογραφούνται υπολογίστηκαν με τη μέθοδο FINSIM (Beresnev and Atkinson, 1997) και εμπεριέχουν το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών.*

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή μελετήθηκαν αρχικά οι μηχανισμοί γένεσης που προκύπτουν, με εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής, που έγιναν στον Ελλαδικό χώρο το έτος 2006 και η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης με δύο λογισμικά στοχαστικής προσομοίωσης (FINSIM και EXSIM) ώστε να βρεθούν οι αναμενόμενες εδαφικές κινήσεις από πιθανή διάρρηξη τριών ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης, και να γίνει η χωρική αποτύπωσή τους σε σχέση με το πολεοδομικό συγκρότημα της πόλης. Για τον σκοπό αυτό η στοχαστική μέθοδος πιστοποιήθηκε με τη σύγκριση προσομοιωμένων επιταχυνσιογραμμάτων σε συγκεκριμένες θέσεις με αντίστοιχα επιταχυνσιογράμματα που υπολογίσθηκαν από πραγματικές αναγραφές επιτάχυνσης στις ίδιες θέσεις για τον σεισμό της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 στην Αθήνα και 13^{ης} Μαΐου στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών .

<u>Αποτελέσματα που αφορούν την εφαρμογή του τανυστή σεισμικής ροπής για την εύρεση μηχανισμών γένεσης στον Ελλαδικό χώρο το έτος 2006</u>

Η εφαρμογή του τανυστή σεισμικής ροπής σε σεισμούς που έγιναν στον Ελλαδικό χώρο το έτος 2006 και η συγκριτική τους μελέτη με τους αντίστοιχους μηχανισμούς άλλων σεισμολογικών Ινστιτούτων του εσωτερικού (ΝΟΑ) αλλά και του εξωτερικού έδειξαν στις περισσότερες των περιπτώσεων σύμφωνα αποτελέσματα. Μπορεί συνεπώς, να εξαχθεί το συμπέρασμα πως η μέθοδος του τανυστή σεισμικής ροπής είναι κατάλληλη για την εύρεση μηχανισμών γένεσης στον ελλαδικό χώρο χρησιμοποιώντας σταθμούς τόσο από το ελληνικό δίκτυο όσο και από τα δίκτυα ξένων χωρών καθώς δίνει σύμφωνα αποτελέσματα με την υπάρχουσα σεισμοτεκτονική γνώση του ελλαδικού χώρου.

<u>Αποτελέσματα που αφορούν την στοχαστική προσομοίωση του σεισμού της Αθήνας και του σεισμού Κοζάνης -Γρεβενών</u>

Συμπερασματικά, από τις προσομοιώσεις των πραγματικών καταγραφών των δυο πρόσφατων σεισμών του ελλαδικού χώρου προκύπτει ότι το λογισμικό EXSIM σε συνδυασμό με στατική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της πηγής παρέχει τα μεγαλύτερα «σφάλματα» για την πλειοψηφία των καταγραφών. Το FINSIM και το EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα, για μεγέθη σεισμών αντίστοιχα με αυτά που εξετάστηκαν στην παρούσα διατριβή, δίνουν συγκρίσιμα αποτελέσματα στις υψηλές συχνότητες. Η βασική διαφοροποίηση των αποτελεσμάτων τους περιορίζεται στις χαμηλότερες συχνότητες του φάσματος όπου το FINSIM υποεκτιμά τα φασματικά πλάτη ενώ, αντίθετα, το EXSIM τα υπερεκτιμά. Το συμπέρασμα αυτό, ωστόσο, προκύπτει μόνο με βάση τις προσομοιώσεις του σεισμού της Αθήνας. Για το σεισμό της Κοζάνης, το EXSIM έδωσε ιδιαίτερα ικανοποιητικά αποτελέσματα σε όλο το εξεταζόμενο εύρος συχνοτήτων. Επειδή ο σεισμός της Αθήνας έχει συνδεθεί με

φαινόμενα κατευθυντικότητας της διάρρηξης (Tselentis and Zahradnik, 2000; Zahradnik and Tselentis, 2002; Ρουμελιώτη, 2003; Roumelioti *et al.*,2004), τα οποία ενδεχομένως μετέβαλαν το συχνοτικό περιεχόμενο της ισχυρής εδαφικής κίνησης, η τεκμηρίωση των δυο μεθοδολογιών θα πρέπει να επεκταθεί σε μεγαλύτερο αριθμό σεισμών προκειμένου να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα σχετικά με τη συμπεριφορά των δυο μεθοδολογιών στην προσομοίωση των χαμηλότερων συχνοτήτων του φάσματος.

Αποτελέσματα που αφορούν την στοχαστική προσομοίωση υποτιθέμενου σεισμού στα ρήγματα του Ασβεστοχωρίου, της Πυλαίας-Πανοράματος και της Νέας-Μεσημβρίας

Η σύγκριση των δύο λογισμικών στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, του FINSIM και του EXSIM, δείχνουν πως η χρήση του λογισμικού EXSIM εμφανίζεται πιο πλούσιο σε χαμηλές συχνότητες και με σημαντικά μικρότερες τιμές ενώ αντίθετα το FINSIM δίνει μεγαλύτερες.

Από τους χάρτες (Σχήματα 3.9, 3.10, 3.15, 3.16, 3.21 και 3.22) της Θεσσαλονίκης, με τις μέγιστες τιμές επιτάχυνσης, συμπεριλαμβανομένου και του παράγοντα τοπικών εδαφικών συνθηκών, συμπεραίνουμε ότι σε πιθανή ενεργοποίηση των επιλεχθέντων τμημάτων των τριών ρηγμάτων του Ασβεστοχωρίου, της Πυλαίας-Πανοράματος και της Νέας-Μεσημβρίας οι περιοχές της πόλης της Θεσσαλονίκης που θα υποστούν και το μεγαλύτερο μέγεθος καταστροφής είναι οι περιοχές κοντά στην παραλία καθώς και αυτές στο κέντρο της πόλης.

Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι περίοδοι των 0.2 και 0.62 sec είναι κοντά στο μέσο όρο των περιόδων των τυπικών κτιριακών κατασκευών της πόλης της Θεσσαλονίκης (0.2 sec για χαμηλά κτίρια, 0.62 sec για 6 έως 9 ορόφους και 1.07 sec για >9 ορόφους κτίρια), μπορούμε βγάλουμε συμπεράσματα σχετικά με την επίπτωση των υπο-προσομοίωση σεισμών στα κτίρια της πόλης.

Η υψηλής συχνότητας ισχυρή εδαφική κίνηση θα είναι περισσότερο σφοδρή κατά μήκος των ανατολικών δήμων Θεσσαλονίκης (Πυλαία, Πανόραμα, Τριανδρία κ.τ.λ.), από μελλοντικό σεισμό στα ρήγματα του Ασβεστοχωρίου και της Πυλαίας-Πανοράματος, ενώ σε ενεργοποίηση του ρήγματος της Νέας-Μεσημβρίας θα είναι περισσότερο σφοδρή στους δυτικούς δήμους (Μενεμένη, Κορδελιό). Η καταστροφή δηλαδή, σε χαμηλές κατασκευές είναι περισσότερο πιθανή.

Τα επίπεδα της ισχυρής εδαφικής κίνησης χαμηλών συχνοτήτων, θα είναι υψηλότερα στους ανατολικούς δήμους της Θεσσαλονίκης καθώς και στο κέντρο της πόλης σε πιθανό σεισμό στα ρήγματα του Ασβεστοχωρίου και της Πυλαίας-Πανοράματος, ενώ για το ρήγμα της Νέας-Μεσημβρίας στους δυτικούς δήμους.

Αποτελέσματα που αφορούν την στοχαστική προσομοίωση υποτιθέμενου σεισμού στα ρήγματα Γοματίου και Σοχού

Στα ρήγματα Γοματίου και Σοχού εφαρμόστηκε η μέθοδος FINSIM σε έναν κάναβο σημείων που καλύπτει την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Το ρήγμα του Γοματίου παρόλο που απέχει περισσότερα χιλιόμετρα απο τα υπόλοιπα ρήγματα, λόγο του μεγέθους του (25 km), έχει την δυναμική ένας ενδεχόμενος σεισμός να προκαλέσει βλάβες στην πόλη της Θεσσαλονίκης. Το ίδιο ισχύει και για το ρήγμα του Σοχού το οποίο όμως βρίσκεται πιο κοντά από αυτό του Γοματίου και έχει και μικρότερο μέγεθος.

Από τους χάρτες (Σχήματα 3.24, 3.26) της Θεσσαλονίκης, με τις μέγιστες τιμές επιτάχυνσης, συμπεριλαμβανομένου και του παράγοντα τοπικών εδαφικών συνθηκών, συμπεραίνουμε ότι σε πιθανή ενεργοποίηση του επιλεχθέντος τμήματος του ρηγμάτος Γοματίου, οι περιοχές της πόλης της Θεσσαλονίκης που θα υποστούν και το μεγαλύτερο μέγεθος καταστροφής είναι οι περιοχές κοντά στην παραλία καθώς και αυτές στο κέντρο της πόλης, ενώ η πιθανή ενεργοποίηση του επιλεχθέντος τμήματος του ρήγματος του Σοχού οι περιοχές που θα υποστούν και το μεγαλύτερο μέγεθος καταστροφής είναι ανατολικά της Πολίχνης και δυτικά της κοινότητας Πεύκων.

Η υψηλής συχνότητας ισχυρή εδαφική κίνηση θα είναι περισσότερο σφοδρή κατά μήκος των ανατολικών δήμων Θεσσαλονίκης (Πυλαία, Πανόραμα, Τριανδρία κ.τ.λ.), από μελλοντικό σεισμό στο ρήγμα του Γοματίου, ενώ σε ενεργοποίηση του ρήγματος του Σοχού θα είναι περισσότερο σφοδρή στους δήμους Πολίχνης και στην κοινότητα Πεύκων. Η καταστροφή δηλαδή, σε χαμηλές κατασκευές είναι περισσότερο πιθανή.

Τα επίπεδα της ισχυρής εδαφικής κίνησης χαμηλών συχνοτήτων, θα είναι υψηλότερα στους ανατολικούς δήμους της Θεσσαλονίκης καθώς και στο κέντρο της πόλης σε πιθανό σεισμό στο ρήγμα του Γοματίου, ενώ για το ρήγμα του Σοχού στους δυτικούς δήμους.

Γενικά Συμπεράσματα

Από τις στοχαστικές προσομοιώσεις που έγιναν για τον σεισμό της Αθήνας το 1999 και τον σεισμό Κοζάνης-Γρεβενών το 1995, η σύγκριση των τριών μεθοδολογιών (FINSIM, EXSIM με στατική και EXSIM με δυναμική γωνιακή συχνότητα) έδειξε πως η χρήση του EXSIM με στατική γωνιακή συχνότητα παρέχει τα μεγαλύτερα «σφάλματα» για την πλειοψηφία των καταγραφών. Η χρήση λοιπόν της συγκεκριμένης μέθοδος δεν χρησιμοποιήθηκε στις περαιτέρω στοχαστικές προσομοιώσεις.

Σε γενικές γραμμές, συμπεραίνεται ότι το FINSIM υποεκτιμά τα φασματικά πλάτη στις χαμηλότερες συχνότητες του φάσματος ενώ αντίθετα, το EXSIM τα υπερεκτιμά. Η διαφορά αυτή οφείλεται πιθανώς, στην ιδιότητα του κώδικα EXSIM να χρησιμοποιεί δυναμική γωνιακή συχνότητα έναντι της στατικής που χρησιμοποιείται στον κώδικα FINSIM. Η δυναμική γωνιακή συχνότητα συντηρεί τη συνολική ακτινοβολούμενη ενέργεια όλων των υπορηγμάτων στα οποία είναι χωρισμένο το ρήγμα. Κατά συνέπεια, η συνολική ακτινοβολούμενη ενέργεια των υπορηγμάτων δεν αλλάζει καθώς η διάρρηξη διαδίδεται, αλλά η κατανομή της ενέργειας τείνει να μετατοπιστεί προς τις χαμηλότερες συχνότητες.

Από τη μελέτη και των πέντε ρηγμάτων προκύπτει ότι το δυσμενέστερο για την πόλη της Θεσσαλονίκης σενάριο είναι αυτό στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, το οποίο άλλωστε θεωρείται ότι βυθίζεται κάτω από αυτήν. Τα σενάρια σεισμών στα ρήγματα Πυλαίας-Πανοράματος και Ν. Μεσήμβριας είναι πρακτικά ισοδύναμα σε ότι αφορά τα επίπεδα της εδαφικής κίνησης που θα προκαλούσαν στη συνολική έκταση του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης. Ωστόσο, λόγω της αντι-διαμετρικής χωρικής τοποθέτησης των δυο θεωρούμενων σεισμικών πηγών ως προς το κέντρο της πόλης, τα αποτελέσματά τους σε επί μέρους τμήματα αυτής διαφέρουν.

Ένα άλλο συμπέρασμα που μπορεί να εξαχθεί είναι πως η συνθετική προσομοιωμένη επιτάχυνση έχει μικρότερες τιμές όταν γίνεται χρήση του λογισμικού EXSIM σε σύγκριση με τη χρήση του FINSIM.

Αποτέλεσμα λοιπόν, των προσομοιώσεων με χρήση του κώδικα EXSIM είναι οι χαμηλότερες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης και φασμάτων απόκρισης της επιτάχυνσης σε τρεις διακριτές τιμές της περιόδου σε όλες τις στοχαστικές προσομοιώσεις που έγιναν σε αυτή τη διατριβή.

Για τη στοχαστική προσομοίωση ισχυρής εδαφικής κίνησης από υποτιθέμενη ενεργοποίηση ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων προτείνεται η χρήση και των δύο λογισμικών (FINSIM και EXSIM) ώστε να παρέχεται πλήρης γνώση του φάσματος πλάτους σε ολόκληρη την περιοχή των συχνοτήτων καθώς και του φάσματος απόκρισης για τις τρείς διακριτές τιμές της περιόδου ώστε ο ενδιαφερόμενος να είναι ενήμερος για όλες τις πιθανές περιπτώσεις.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aki, K. and P.G. Richards (2002). Quantitative Seismology, *University Science Book, 2nd edition, Sausalito, California*.

Anastasiadis, A., Raptakis, D., and Pitilakis, K. (2001) Thessaloniki's detailed microzoning: subsurface structure site response analysis. *Pageoph* **158**, 2597–2633.

Anderson, J. G. and S. E. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at the high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1969-1993.

Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastasiou, D., (1992). East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc, *Geology*, **20**, 491-494.

Atkinson, G. M. and D. M. Boore (1995). Ground-motion relations for eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am. **85**

Baskoutas I. (1988). Attenuation Q for 4 to 64Hz in the Shallow Crust at Ashio, Japan. Individual study presented at the International Institute of seismology and Earthquake Engineering of Japan in partial fulfillment of the requirements for the Post Graduate Diploma. Vol **24,**51-66.

Baumont, D., F. Courboulex, O. Scotti, N. S. Melis, and G. Stavrakakis (2002). Slip distribution of the MW 5.9, 1999 Athens earthquake inverted from regional seismological data, Geophys. Res. Lett. **29**, doi 10.1029/2001GL014261.

Benetatos, Ch., Kiratzi A., Roumelioti Z., Stavrakakis G., Drakatos G. and I. Latoussakis (2005). The 14 August 2003 Lefkada Island (Greece) earthquake: focal mechanisms of the mainshock and of the aftershock sequence, *Journal of Seismology*, **9**, 171-190.

Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1999). Gereric finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 608-625.

Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1997). Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 67 – 84.

Beresnev, I. A., and G. M. Atkinson (1998). FINSIM: a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults, *Seism. Res. Lett.* **69**, 27-32.

Beresnev, I. and G. Atkinson (2001a). Subevent structure of large earthquakes – A ground motion perspective, *Geophys. Res. Lett.* **28,** 53 – 56.

Beresnev, I. and G. Atkinson (2001b). Correction to "Subevent structure of large earthquakes – A ground motion perspective", *Geophys. Res. Lett.* **28,** 4663.

Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73,** 1865 – 1894.

Boore, D. M. and G. M. Atkinson (1987). Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am. 77

Boore, D., W. Joyner and T. Fumal (1993). Estimation of response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: an interim report, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 93-509.

Bouckovalas, G. D., G. P. Kouretzis and I. S. Kalogeras (2002). Site-specific analysis of strong motion data from the September 7, 1999 Athens, Greece earthquake, *Natural Hazards* **27**, 105 – 131.

Clarke, P. J., D. Paradissis, P. Briole, P. C. England, B. E. Parsons, H. Billiris, G. Veis and J.-C. Ruegg (1997). Geodetic investigation of the 13 May 1995 Kozani – Grevena (Greece) earthquake, Geophys. Res. Lett. **24**, No 6, 707 – 710.

Dreger, D. and D.V. Helmberger (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data, *J. Geophys. Res.,* **98**, 8107-8125.

Dreger, D. S. and Kaverina A., 2000. Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake . *Geophys. Res. Lett.,* **27**, 1941-1944.

Dreger, D., 2000. Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INVC) Release 1.0.

Dreger, D.S. (2003). TDMT_INV: Time Domain Seismic Moment Tensor Inversion, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Vol. **81B**, p 1627.

Dziewonski A.M., Chou, T.-A. and J.H. Woodhouse (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.,* **86**, 2825-2852.

Dziewonski, A.M. and J.H. Woodhouse (1983). An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *J. Geophys. Res.,* **88**, 3247-3271.

Ganas, A., G. Papadopoulos and S. B. Pavlides (2001). The 7 September 1999 Athens 5.9 Ms earthquake: remote sensing and digital elevation model inputs towards identifying the seismic fault, *Int. J. Remote Sensing* **22**, 191 – 196.

Goldstein, P., D. Dodge, Firpo M. and Lee Minner (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. Invited contribution to The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, *Academic Press, London.*

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

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, pp. 463473

Hatzidimitriou P.M., Hatzfeld D., Scordilis E.M., Papadimitriou E.E. and A.A Christodoulou, 1992. Seismotectonic evidence of an active normal fault beneath Thessaloniki (Greece). *Terra Nova,* **3**, 648-654.

Hatzidimitriou, P. M. (1993). Attenuation of coda waves in Northern Greece, *Pure and Appl. Geophys.* **140**, 63 – 78.

Hatzidimitriou, P. M. (1995). S-wave attenuation in the crust in Northern Greece, *Bull. Seism. Soc. Am*. **85**, 1381 – 1387.

Jost, M. L. and Herrmann, R., 1989. A student's guide to and review of moment tensors. *Seism. Res. Lett.,* **60**, 37-57.

Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am*. **65**, 1073 – 1095.

Karabulut, H., Roumelioti, Z., Benetatos, Ch., Komec Mutlu, A., Ozalaybey, S., Aktar, M. and A. Kiratzi (2006). A source study of the 6 July 2003 (Mw 5.7) earthquake sequence in the Gulf of Saros (Northern Aegean Sea): new evidence for the western continuation of the Ganos fault, *Tectonophysics*, **412**, 195-216.

Kastens, K. A., Gilbe, L. E., Hurst, K. J., Veis, G., Paradissis, D., Billiris, H., Schluter, W. and Seeger, H., (1996). GPS evidence for arc-paraller extencion along the Hellenic arc, Greece. *Tectonophysics*.

Kiratzi, A. A., Papadimitriou, E. E. and Papazachos, B. C. (1987). A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece, *Annales Geophysicae*, **5**, 161-166.

Kiratzi, A., Ch. Benetatos and Z. Roumelioti (2007). Focal mechanisms for shallow (h≤40km) earthquakes (with M≥5.7) in the Aegean Sea and the surrounding lands for the time period 1956-2007. Poster compiled for educational purposes, *Department of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki*.

Klimis N., Margaris B., Koliopoulos P., (1999): "Site dependent amplification functions and response spectra in Greece," *Journal of Earthquake Engineering,* Vol. **3**, No 2, pp. 237-270.

Kockel, F., Mollat, H. and H. W. Walther, 1977. Erleuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100000 (Nord-Griechenland). *Bundesanstalt fur Geowisseschaften und Rohstoffe*, *Hannover*, 119pp.

Koliopoulos, P. K. and B. N. Margaris (2001). The 1999 Athens (Greece) earthquake: energy and duration – related response spectral characteristics of different site conditions, *Proc. 4th Conf. Geotechn. Eng. Soil Dyn., March 2001, S. Diego, CA*, Paper No. 10.31.

Langston, C.A. (1981). Source Inversion of Seismic Waveforms: The Konya, India Earthquake of September 13, 1967. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **71**, 1–24.

Lay, T. and T. C. Wallace (1995). Modern global seismology, Volume **58** of International geophysics series. San Diego: Academic Press.

Louvari, E. and A. Kiratzi, 1997. Rake: A window's program to plot earthquake focal mechanisms and stress orientation. *Computers and Geosciences*, **23**, 851-857.

Louvari, E., and A. Kiratzi (2001). Source parameters of the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake based on teleseismic data, *Journal of the Balkan Geophys. Soc*. **4**, 51-60.

M.D. Tranos, I.D. Meladiotis and E.M. Tsolakopoulos, Geometrical characteristics, scaling properties and seismic behaviour of the faulting of Chortiatis region

and Anthemountas basin (Northern Greece), 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki (2004).

Margaris, B. N. and B. C. Papazachos (1994). Seismic Hazard Simulation of Strong Motion Based on Source Parameters in the Area of Greece, *Proc. XXIV Gen. Ass. ESC,* Sept. 19–24, 1994, Athens, **III,** 1389 – 1397.

Margaris, B. N. and D. M. Boore (1998). Determination of $\Delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am*. **88**, 170 – 182.

Mavroeidis G. and Papageorgiou A.(2003). A Mathematical Representation of Near-Fault Ground Motions, Bulletin of the seismological Society of America, 93, 1099-1131. Papadimitriou, P., N. Voulgaris, I. Kassaras, G. Kaviris, N. Delibasis and K. Makropoulos (2002). The M_w=6.0, 7 September 1999 Athens earthquake, *Natural Hazards* **27**, 15 – 33.

McKenzie, D. P., (1970). The plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **226**, 239-243.

McKenzie, D. P., (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysics J.R. astr. Soc.,* **30**, 109-185.

McKenzie, D. P., (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions, *Geophysi Geophysics J.R. astr. Soc.,* **55**, 217-254.

Mercier, J. L., 1968. Etude geologique des zones internes des Hellenides en Macedoine centrale (Greece). *Ann. Geol. Pays Hell.,* **20**, 1-792p.

Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E., Mouyaris, N., Simeakis, K., Roundoyannis, T. and , C. Anghelidhis, 1983. Structural analysis of recent and active faults and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquakes (northern Greece). *Tectonics*, **2**, 577 – 600.

Meyer, B., R. Armijo, D. Massonnet, J. B. de Chabalier, C. Delacourt, J. C. Ruegg, J. Achache, P. Briole and D. Papanastassiou (1996). The 1995 Grevena (Northern Greece) earthquake: Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry, Geophys. Res. Lett. **23**, No 19, 2677 – 2680.

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

Mountrakis, D., Kilias, A., Pavlides, S., Koufos, G., Vavliakis, E., Psilovikos, A., Sotiriadis, L., Astaras, Th., Tranos, M. & Spyropoulos, 1992. Neotectonic mapping of the northern Greece: problems and results, in: Neotectonics-Recent Advances, eds: Morner N-A., Owen L.A., Stewart, I., and Vita-Finzi, C., *Abstract volume, Quaternary Research Association, Cambridge*, **42**.

Mountrakis, D., Psilovikos, A. and B. C. Papazachos, 1983. The geotectonic regime of the Thessaloniki earthquakes, In: The Thessaloniki, Nothern Greece, Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence, (ed: Papazachos, B. C. & Carydis, P. G.), *Tech. Chamb. Of Greece*: 11-27.

Nábělek, J.L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. *Ph.D Thesis, MIT, MA*.

Novotný O., Zahradník, J. and G.-A. Tselentis (2001). North-Western Turkey earthquakes and the crustal structure inferred from surface waves observed in Western Greece. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **91**, 875-879.

Ou, G.B., and Herrmann, R.B. (1990). "A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances." Bull. Seism. Soc. Am., **80,** 1397-1417.

Papageorgiou, A. S. (1988). On two characteristic frequencies of acceleration spectra: patch corner frequency and f_{max}, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 509 – 529.

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

Papageorgoiu, A. S. (1988). On two characteristics frequencies of the acceleration spectra: patch corner frequency and f_{max}, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 509-529.

Papastamatiou, D., V. Margaris, and N. Theodoulidis (1993). Estimation of the parameters controlling strong ground motion from shallow earthquakes in Greece, *Proc. 2nd Hell. Geoph. Congr.,* May 5–7, 1993, Florina, **I,** 192 – 201.

Papazachos B.C., Karakostas B.G. ,Kiratzi A.A. , Papadimitriou E.E. , Papazachos C.B. (1998): A model for the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence, *Journal of Geodinamics*, **26**, 217-231.

Papazachos C., Soupios P., Savaidis A., Roumelioti Z. (2000). Identification of small-scale active faults near metropolitan areas: An example from the Asvestochori fault near Thessaloniki. *XXVII General Assembly of the European Seismological Commission (ESC)* 10-15/9/2000.

Papazachos, B. C. and Delibasis, N. D. (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece, *Tectonophisics*, **7**, 231-255.

Papazachos, B. C., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. and Rocca, A. (1984b). A seismic faults in the Aegean area, *Tectonophysics*, **106**, 71-85.

Papazachos, B., Mountrakis, D., Psilovikos, A. and G. Leventakis, 1979a. Surface fault traces and fault plane solutions of the May – June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece. *Tectonophysics*, **53**, 171-183.

Papazachos, C. and Kiratzi, A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. Tectonophysics 253, pp. 129–153

Papazachos, C. B., Hatzidimitriou, P. M., Panagiotopoulos, D. G., and Tsokas, G. N. [1995] "Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe," Journal of Geophysics Research. **100**, 12405–12422.

Papazachos, C. B., Karakostas, B. G., Karakaisis G. F., and Ch. A. Papaioannou (2001). The Athens 1999 mainshock (M_w=5.9) and the evolution of its aftershock sequence, *Proc. of the 9th Int. Conf. of the Geological Society of Greece, September 2001, Athens,* 1581-1586.

Papazachos, C. B., Kiratzi, A. A. and Papazachos, B. C., (1992). Rates of active crustal deformation in the Aegean and the surrounding area, *J. Geodynamics*, **16**, 147-179.

Paradisopolou P.M., Karakostas V.G., Papadimitriou E.E., Tranos M.D., Papazachos C.B. & Karakaisis G.F. (2004). Microearthquake study of the broader Thessaloniki area, *Annals of Geophysics,* Vol. ***49,*** N. 4/5.

Pasyanos, M. E., Dreger D. S. and Romanowich B., 1996. Towards Real-time Determination of Regional Moment Tensors. *Bull. Seism. Soc. Am.,* **86**, 1255-1269.

Pavlidis, S.B. and A.A Kilias, 1987. Neotectonic and active faults along the Serbomacedonian zone (SE Chalkidiki, nothern Greece). *Annales Tectinicae,* Vol. **1**, n.2, 9-104.

Pomonis, A. (2002). The mount Parnitha (Athens) earthquake of September 7, 1999: a disaster management perspective, *Natural Hazards,* **27**, 171 – 199.

Psilovikos, A., and L. Sotiriadis, 1983. The neotectonic graben complex of the Serbomacedonian massif at the area of Premygdonian basin, in northern Greece. *Clausthaler, Geol. Abh*. **44**, 21-52.

Roumelioti Z., Benetatos Ch., Kiratzi A., Stavrakakis G. and N. Melis (2004b). Evidence for sinistral strike-slip faulting in western Peloponnese (Greece): A study of the 2 December 2002 (M 5.5) Vartholomio earthquake sequence, *Tectonophysics*, **387**, 65-79.

Roumelioti, Z. (2003). Contribution to the simulation of strong ground motion, with emphasis on the near field, in the Aegean Sea and the adjacent areas, *PhD thesis, Aristotle University of Thessaloniki*, pp. 210 (in Greek).

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

Roumelioti, Z., Anastasia Kiratzi and Nikolaos Theodoulidis, (2004). Stohastic Strong Ground-Motion Simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**(3),1036-1052.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. , Theodoulidis, N., and Papaioannou, C., (2002). S-wave spectral analysis of 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence, *Journal of Seismology*, vol. **6**, Issue 2, p.219-236.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. and D. Dreger (2004a). The source process of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) earthquake, *Geophys. J. Int.,* **156** (3), 541– 548.

S.B. Pavlides, G.A. Papadopoulos and A. Ganas, The fault that caused the Athens September 1999 Ms=5.9 earthquake: field observations, Natural Hazards 27 (2002), pp. 61–84.

Saikia, C. K., 1994. Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; Modeling of Lg waves in eastern North America, *Geophys. Journ. Int*., **118**, 142-158.

Sileny J., 2004. Regional moment tensor uncertainty due to mismodeling of the crust. Tectonophysics, Volume **383**, pages 133-147.

Stiros, S. C. (1995). Unexpected shock rocks an "aseismic area,"! EOS **76**, 513.

Stiros, S. C. and A. Drakos, 2000. Geodetic constrains on the fault pattern of the 1978 Thessaloniki (Northern Greece) earthquake (Ms = 6.4), *Geophys. J. Int.,* **143**, 679 – 688.

Theodoulidis, N. and P. Y. Bard (1994). Strong ground motion simulation of large earthquakes, *Proc. 10th ECEE*.

Theodulidis N., Roumelioti R., Panou A. A., Savvaidis A., Grigoriadis V., Dimitriu P., Kiratzi A., Hatzigogos T., Doukas J., (2005), «Retrospective prediction of macroseismic intensities using strong ground motion simulation: The case of the Thessaloniki 1978 earthquake (Mw6.5)», Announcement at the Assembly of the European Geosciences Union (E.G.U.), Vienna, April 2005.

Theodulidis, N. and P-Y. Bard (1998). Dependende of fmax on site geology: A preliminary study of Greek strong-motion data, *Proc. 11th ECEE*, **1**, 269 – 274.

Theodulidis, N. I., I. Kalogeras, C. Papazachos, V. Karastathis, B. Margaris, Ch. Papaioannou and A. Skarlatoudis (2004). HEAD v1.0: A unified Hellenic Accelerogram Database*, Seism. Res. Lett.,*Vol. **75**, pp. 41-51.

Toro and McGuire, 1987. G.R. Toro and R.K. McGuire, An investigation into earthquake ground motion characteristics in Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am. 77 (1987), pp. 468–489.

Tranos M.D., Papadimitriou E.E., Kilias A.A. 2003. Thessaloniki-Gerakarou fault zone (TGFZ): the western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (northern Greece) and seismic hazard assessment, J*ournal of Structural Geology*, **25**, pp.2109- 2123.

Tranos, M.D. (2002): Geological study of the Dialogi region. Municipality of Eleftherio-Kordelio, *Perfectur of Thessaloniki Report*, pp. 76.

Tselentis, G.-A., and J. Zahradnik (2000). The Athens earthquake of 7 September 1999, Bull. Seism. Soc. Am. **90,** 1143–1160.

Wells, D. L., Coppersmith K. J., (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America,* **84**, No. 4, pp. 974-1002.

Zahradnik, J., and G.-A. Tselentis (2002). Modeling strong-motion accelerograms by PEXT method, application to the Athens 1999 earthquake, in Proc. XXVIII Gen. Ass. Eur. Seism. Comm., Genoa, Italy, 1–6 September 2002 (CD-ROM).

Zahradník, J., Janskí, J. and K. Papatsimpa (2001). Focal mechanisms of weak earthquakes from amplitude spectra and polarities, *Pure Appl. Geophys.,* **158**, 647–665.

Μάργαρης, Β. Ν. και Π. Χατζηδημητρίου (1997). Παράμετροι σεισμικής εστίας με βάση τη στοχαστική προσομείωση καταγραφών ισχυρής κίνησης του σεισμού

της Αρναίας, M_s=5.8, *Πρακτικά 3ου Πανελλήνιου Συνέδριου Γεωτεχνικής Μηχανικής,* Μάρτιος 20–22, 1997, Πάτρα, **I**, 503 – 510.

Μουντράκης Δ.Μ. 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. *University Studio Press*.

Μπενετάτος Χρ., 2002. "Ιδιότητες των Σεισμικών Πηγών του Αιγαίου με Έμφαση στους Σεισμούς Ενδιαμέσου Βάθους και Στοχαστική Προσομοίωση της Σεισμικής Κίνησης". *Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*.

Παπαζάχος Β. και Παπαζάχου Κ., 2003. «Οι σεισμοί της Ελλάδας». Εκδόσεις ΖΗΤΗ, θεσσαλονίκη, σελ. 286.

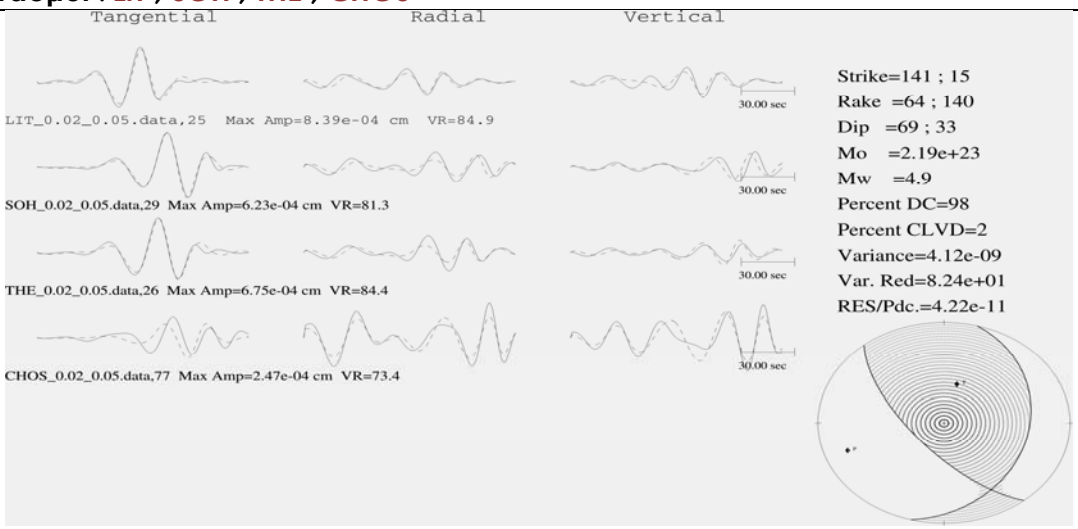
Παραδεισοπούλου Π., 2003. «Μικροσεισμική μελέτη στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης». *Διατριβή ειδίκευσης. Τομέας Γεωφυσικής. Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.*

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

Στα σχήματα του παραρτήματος παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης που έχουν υπολογιστεί για το έτος 2006 .

2 Απριλίου 2006

Χρόνος Γένεσης : *00:49:44*
Συντεταγμένες Επικέντρου : *20.971⁰ E , 37.558⁰ N*
Βάθος : *10 km*
Φίλτρο : *0.02_0.05*
Σταθμοί : *LIT , SOH , THE , CHOS*



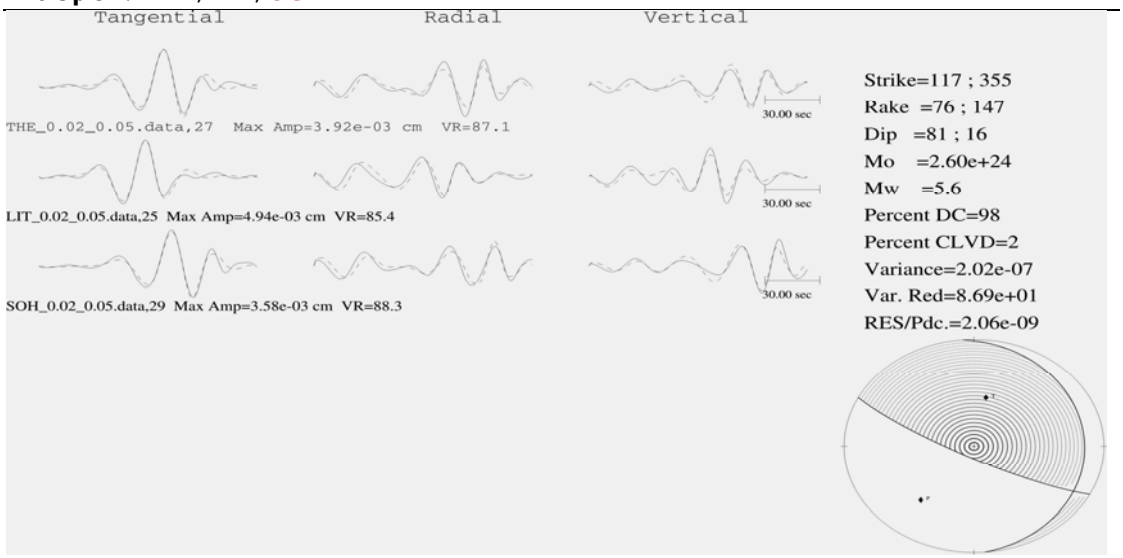
Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 Km	5	73.88	
5 Km	20	80.52	
10 km	5	80.45	
15 Km	7	76.59	
20 Km	49	68.84	
25 Km	53	66.29	
30 Km	50	65.52	

Σχήμα Α1: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 03/04/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*

4 Απριλίου 2006

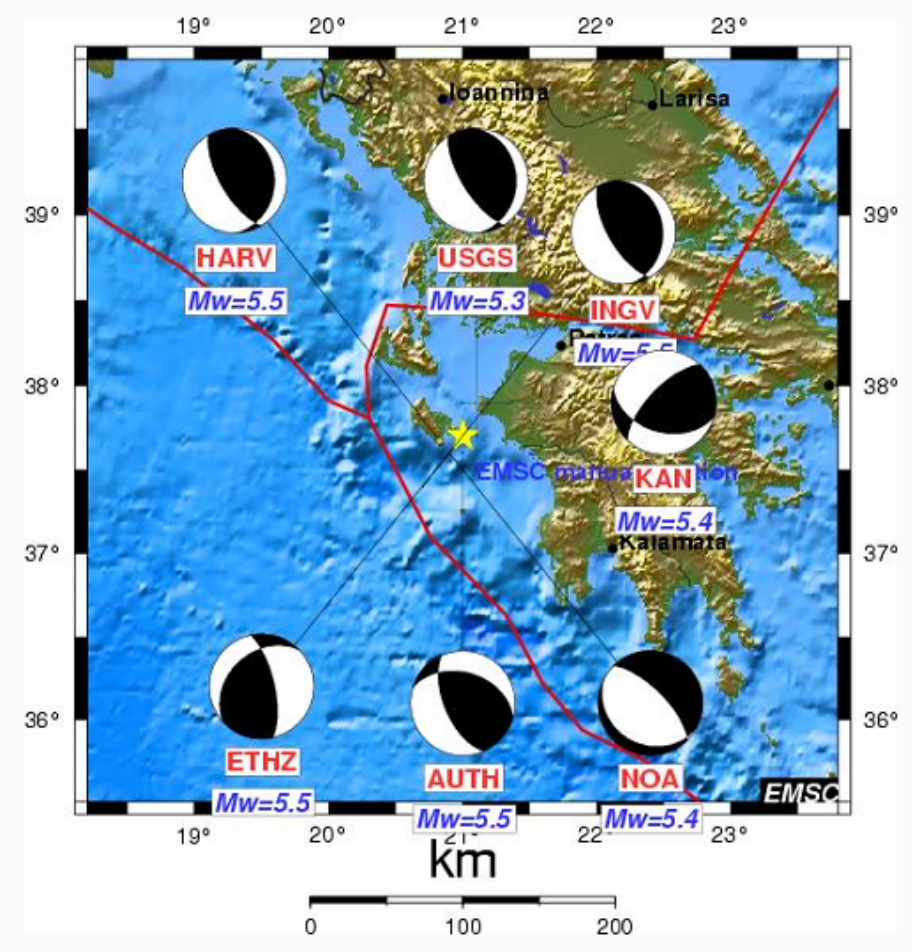
Χρόνος Γένεσης : **22:05:05**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **20.956^0 E , 37.599^0 N**
Βάθος : **5 km**
Φίλτρο : **0.02_0.05**
Σταθμοί : **THE , LIT , SOH**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 Km	39	66.30	
5 km	2	86.71	
10 Km	9	85.76	
15 Km	42	76.63	
20 Km	53	66.87	
25 Km	60	56.13	
30 Km	67	38.90	

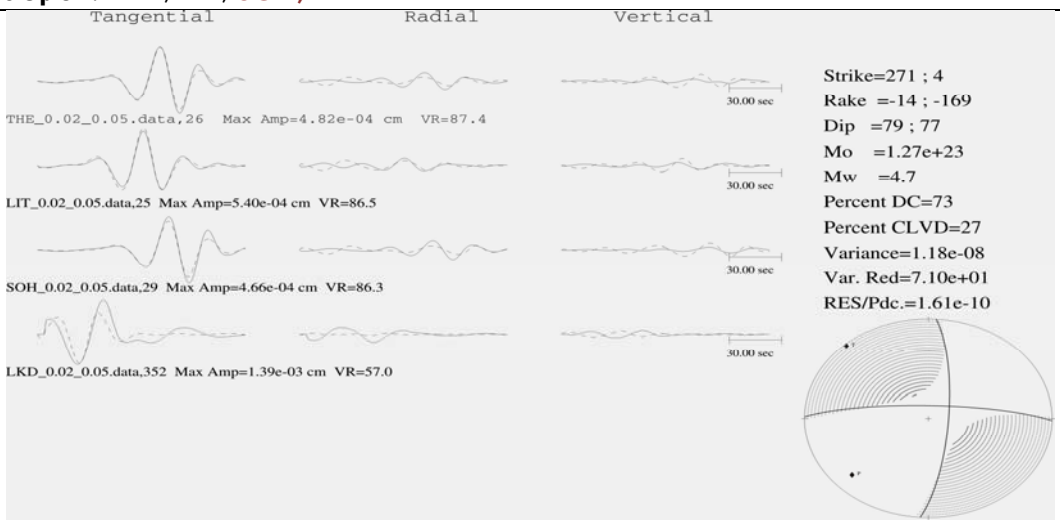
Σχήμα Α2: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 04/04/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



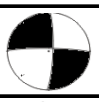
Σχήμα Α3: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 4ης Απριλίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

18 Απριλίου 2006

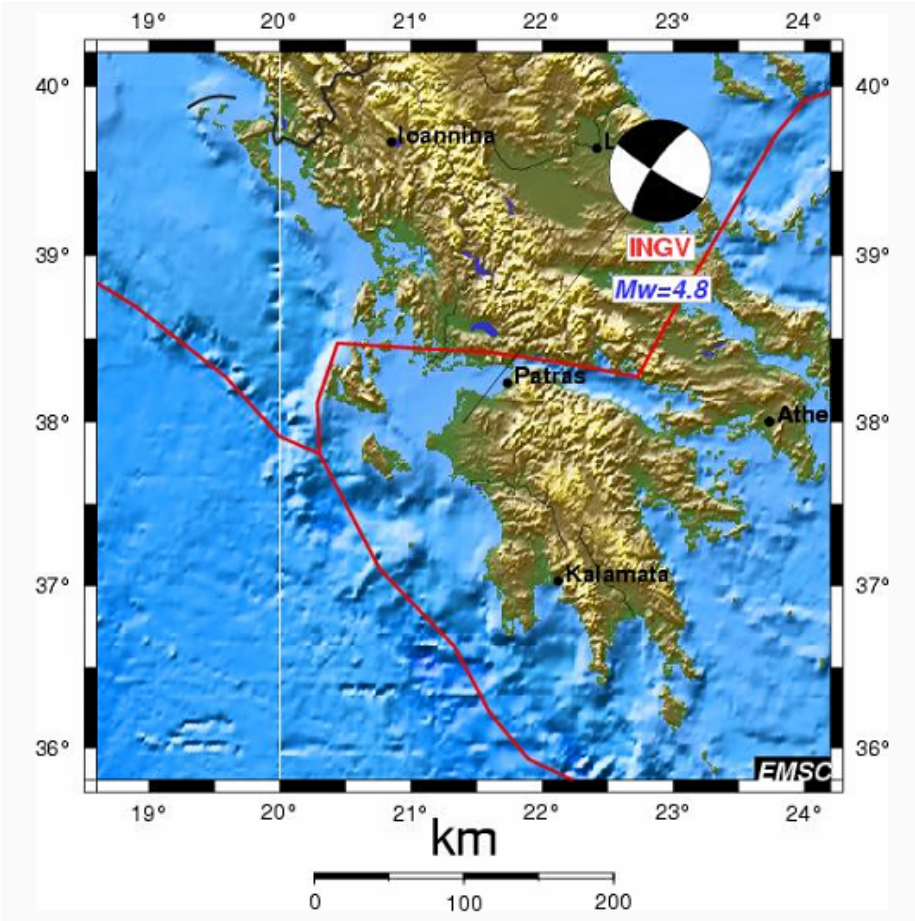
Χρόνος Γένεσης : **03:54:38**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **20.888^0 E** , **37.440^0 N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.02_0.05**
Σταθμοί : **THE** , **LIT** , **SOH, LKD**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	22	48.31	
5 km	25	61.00	
10 km	27	64.34	
15 km	38	65.21	
20 km	47	64.70	
25 km	48	64.00	
30 km	43	64.40	

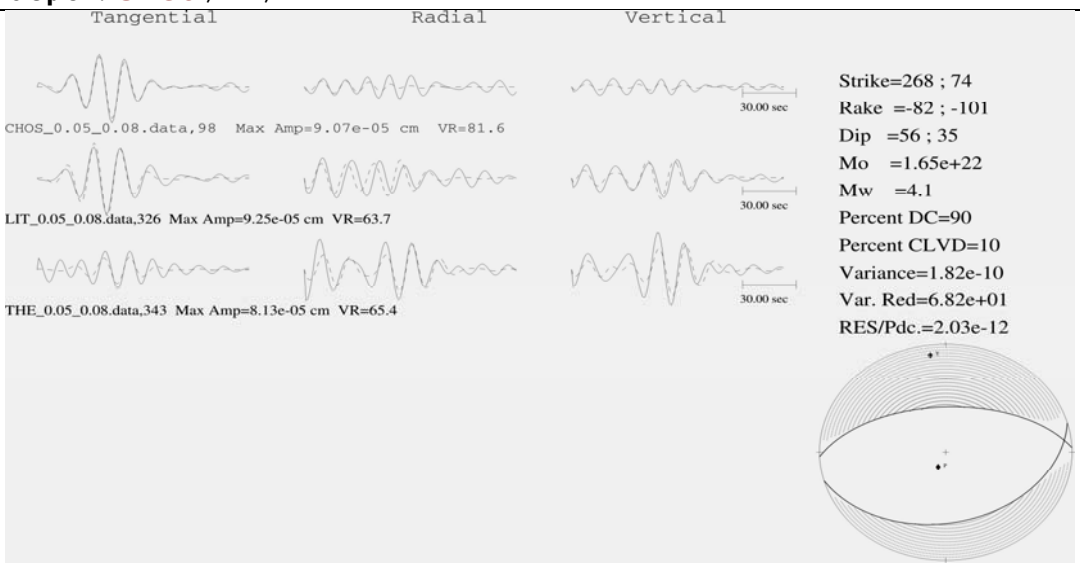
Σχήμα Α4: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 18/04/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



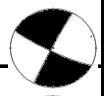
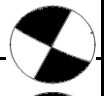
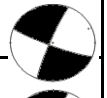
Σχήμα Α5:*Μηχανισμός γένεσης που υπολογίστηκε για τον σεισμό της 18ης Απριλίου του 2006 από το δίκτυο INGV (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

8 Ιουνίου 2006

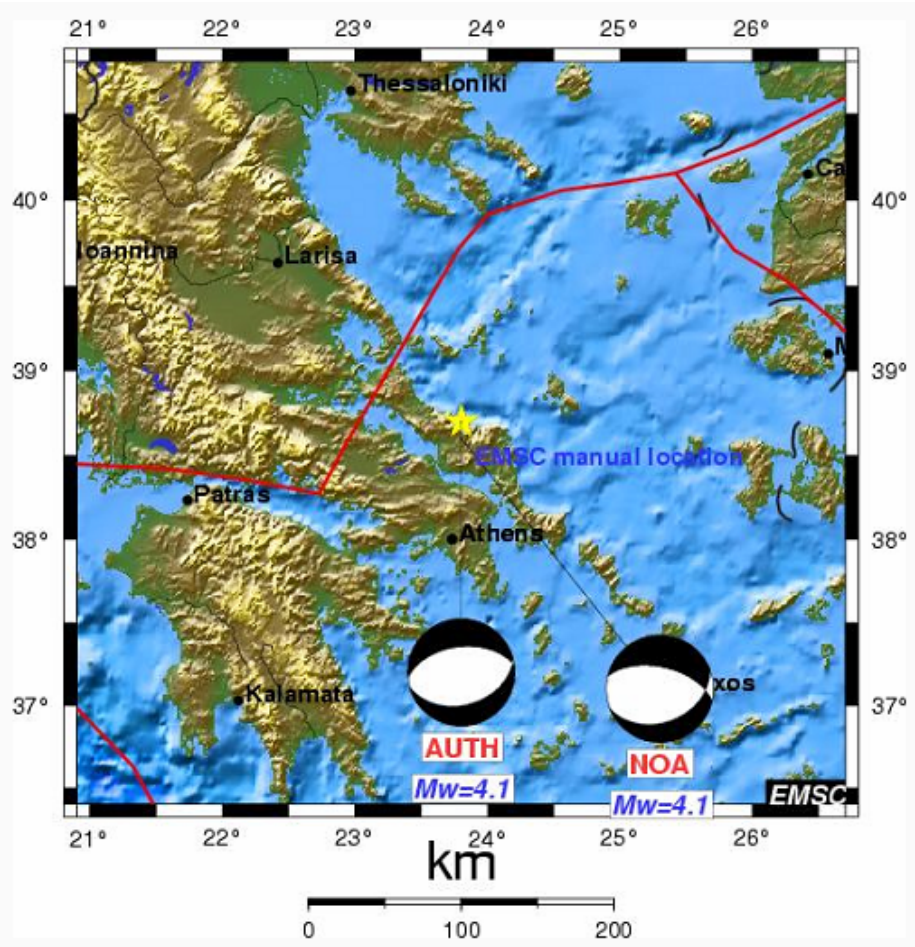
Χρόνος Γένεσης : **14:38:38**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **23.771^0 E** , **38.665^0 N**
Βάθος : **5 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **CHOS** , **LIT** , **THE**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	36	21.58	
5 km	10	90	
10 km	69	53.00	
15 km	78	40.22	
20 km	55	41.48	
25 km	45	36.48	
30 km	37	39.64	

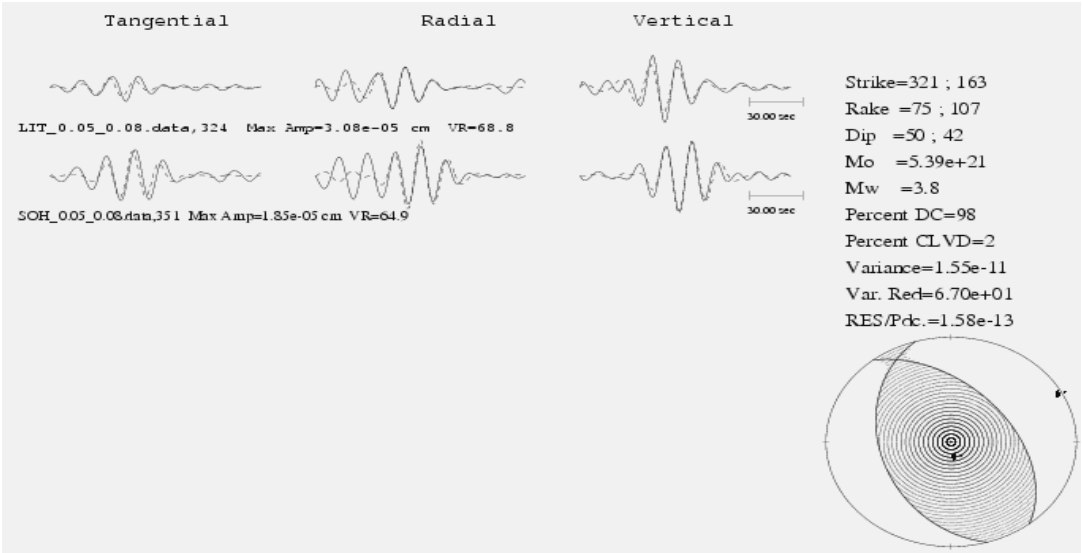
Σχήμα Α6: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 08/06/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



Σχήμα Α7: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 8ης Ιουνίου του 2006 από από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH) και Αθήνας (NOA), (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

17 Ιουνίου 2006

Χρόνος Γένεσης : **02:20:26**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **22.802^0 E** , **38.715^0 N**
Βάθος : **20 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **LIT** , **SOH**



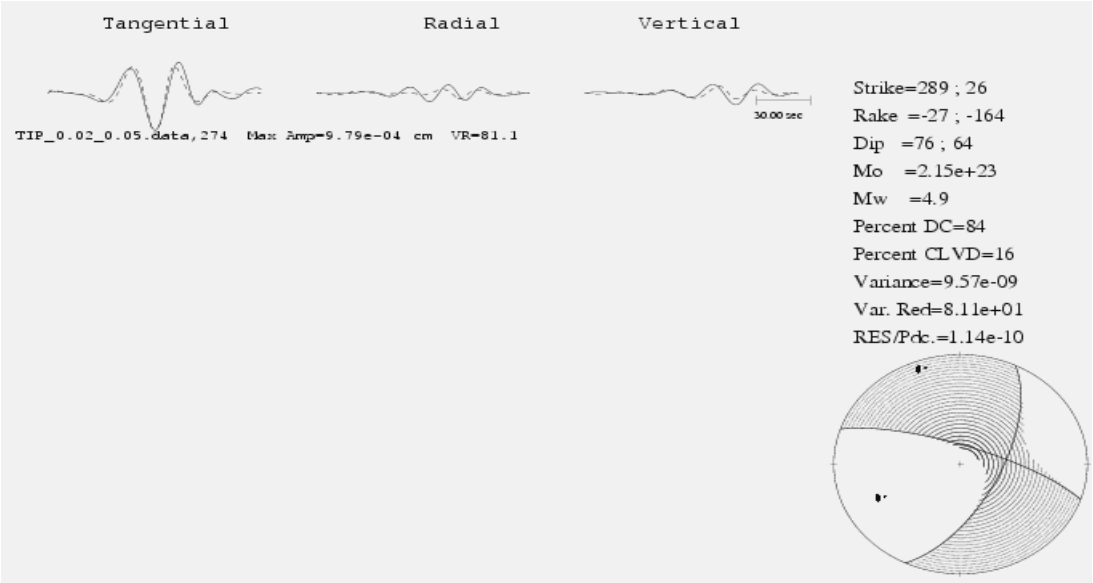
Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	S
1 km	89	43.51	
5 km	82	52.22	
10 km	32	72.03	
15 km	27	65.12	
20 km	9	63.1	
25 km	9	58.87	
30 km	33	51.08	

Σχήμα Α8: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 17/06/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*

21 Ιουνίου 2006

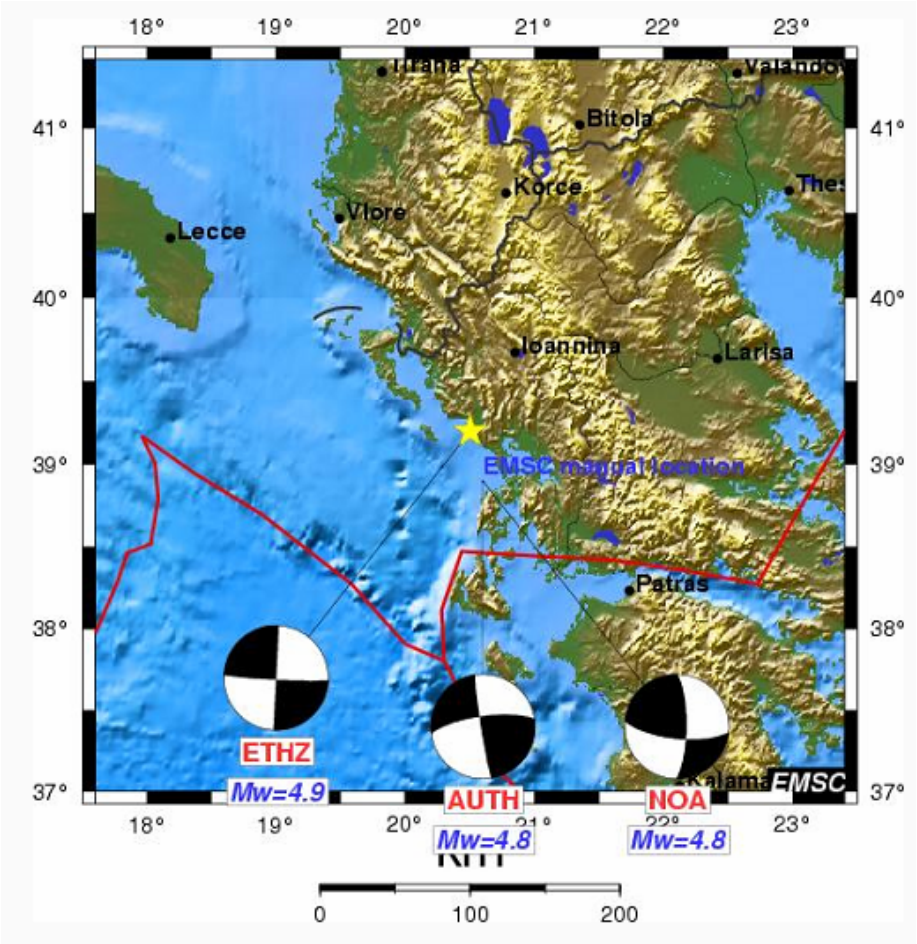
Χρόνος Γένεσης : **15:54:49**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **20.647^0 E , 39.032^0 N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.02_0.05**
Σταθμοί : **TIP**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	45	68.65	
5 km	24	79.11	
10 km	16	81.14	
15 km	26	82.09	
20 km	45	79.39	
25 km	52	75.24	
30 km	47	76.64	

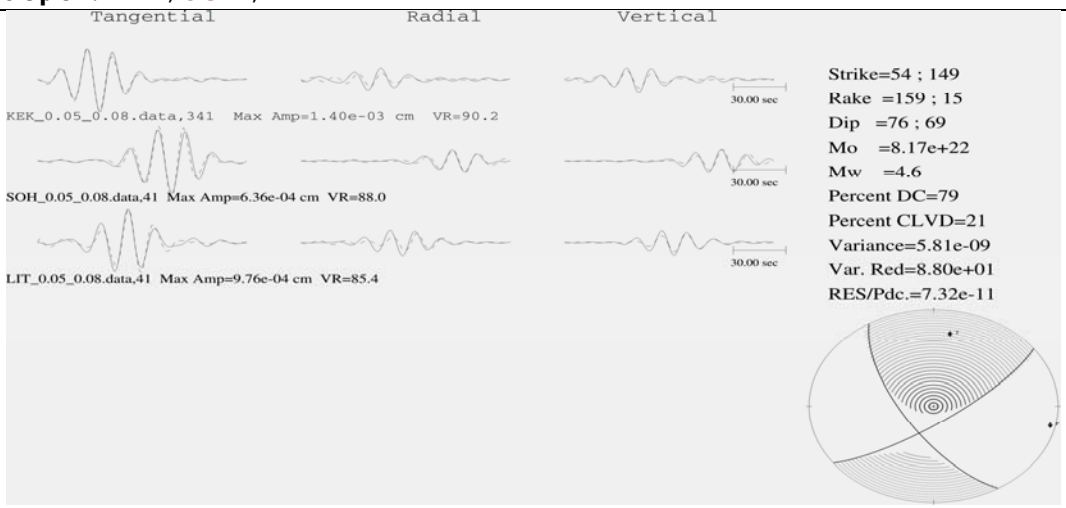
Σχήμα Α9: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 21/06/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



Σχήμα Α10: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 21ης Ιουνίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

24 Ιουνίου 2006

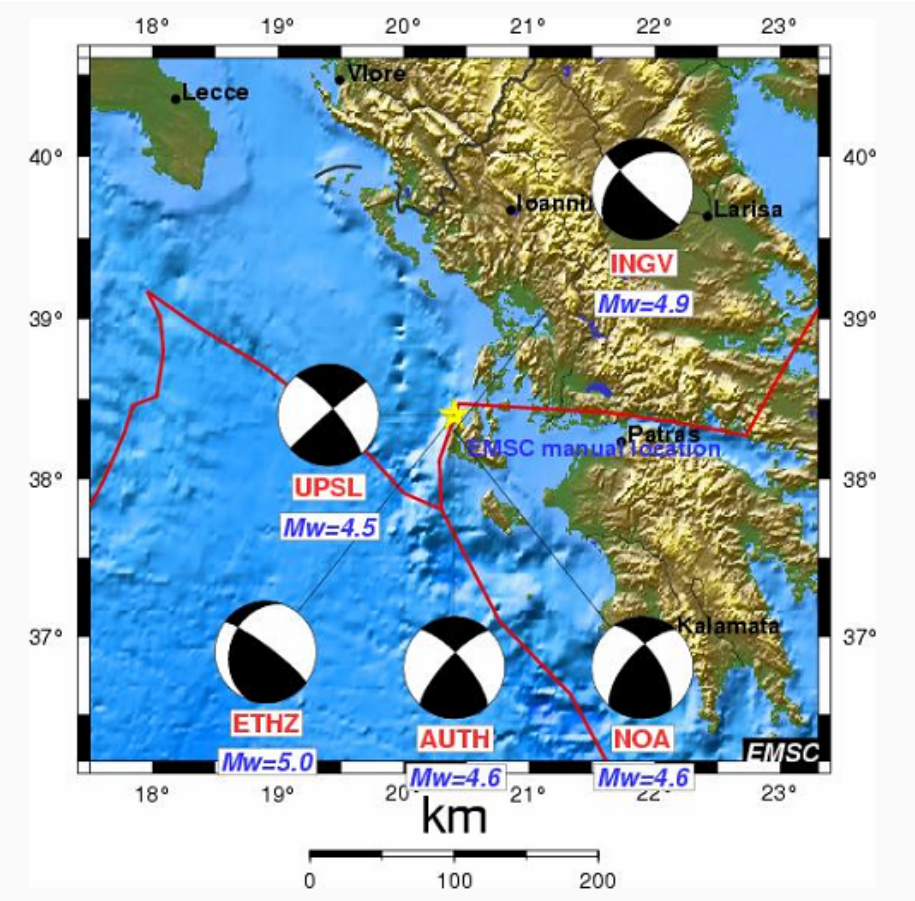
Χρόνος Γένεσης : **02:49:30**
Συντεταγμένες Επικέντρου :**20.415^0 E** , **38.296^0 N**
Βάθος : **1 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **KEK** , **SOH** , **LIT**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (Km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	1	87.27	
5 km	66	85.72	
10 km	49	83.05	
15 km	73	73.11	
20 km	78	68.42	
25 km	77	62.34	
30 km	33	44.23	

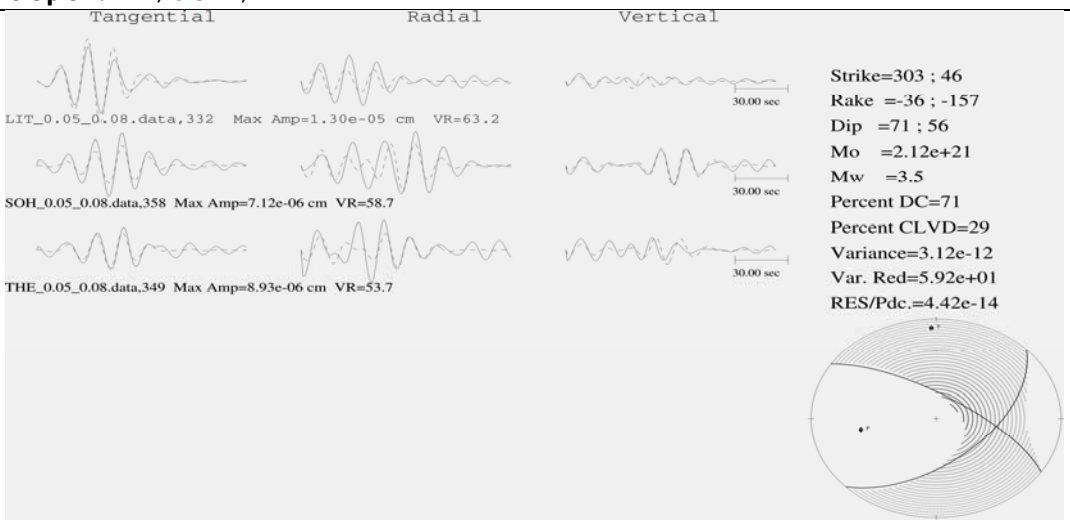
Σχήμα Α11: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 24/06/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



Σχήμα Α12: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 24ης Ιουνίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

1 Ιουλίου 2006

Χρόνος Γένεσης : **14:36:48**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **23.456^0 E , 38.725^0 N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **LIT , SOH , THE**



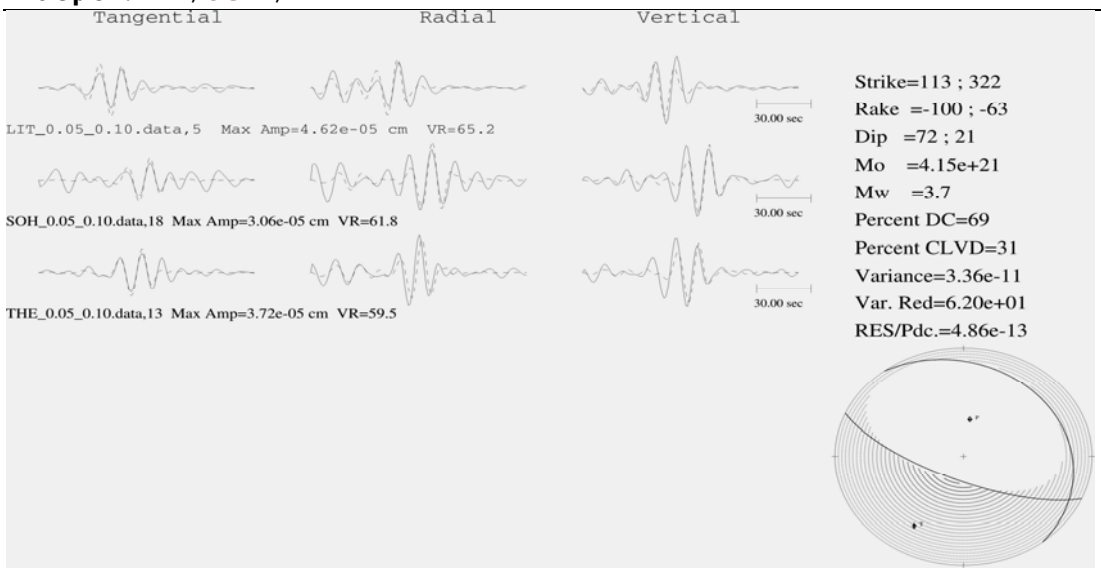
Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (Km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	9	30.71	
5 km	60	19.23	
10 km	24	53.12	
15 km	90	2.67	
20 km	85	-9.00	
25 km	87	-15.9	
30 km	92	-50.3	

Σχήμα Α13: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 01/07/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*

12 Ιουλίου 2006

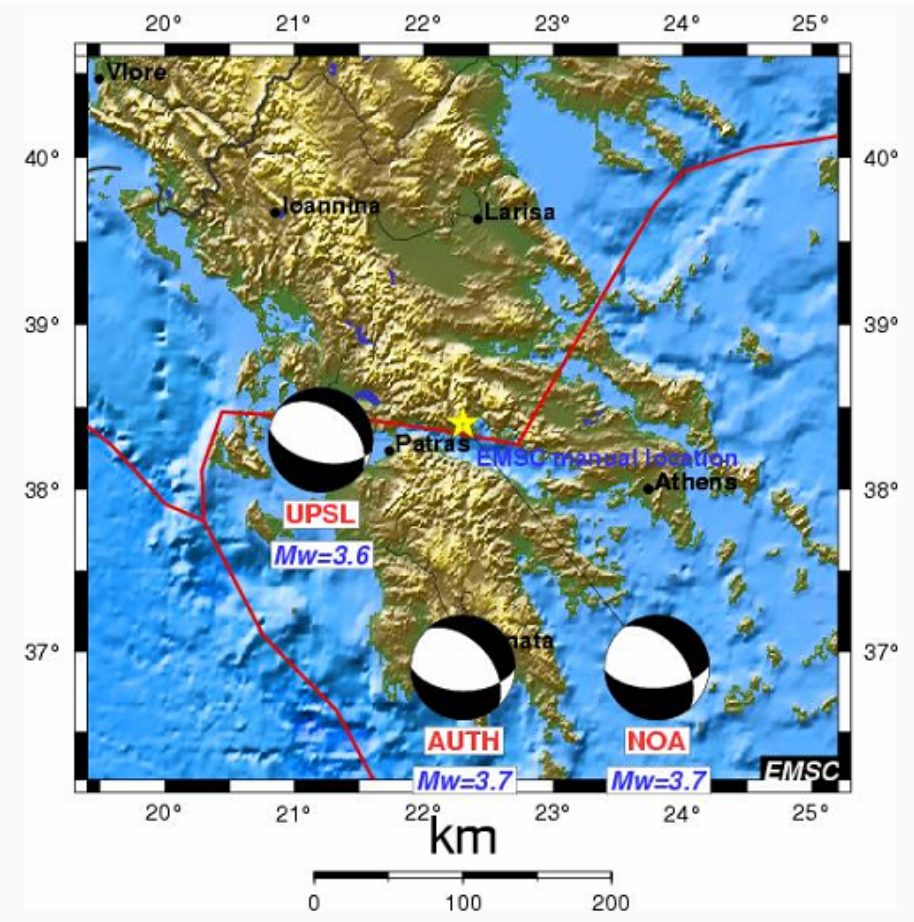
Χρόνος Γένεσης : **13:35:15**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **22.302^0 E** , **38.379^0 N**
Βάθος : **5 km**
Φίλτρο : **0.05_0.10**
Σταθμοί : **LIT** , **SOH** , **THE**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	8	8.18	
5 km	31	62.33	
10 km	54	2.06	
15 km	27	9.04	
20 km	43	7.75	
25 km	50	10.18	
30 km	48	11.66	

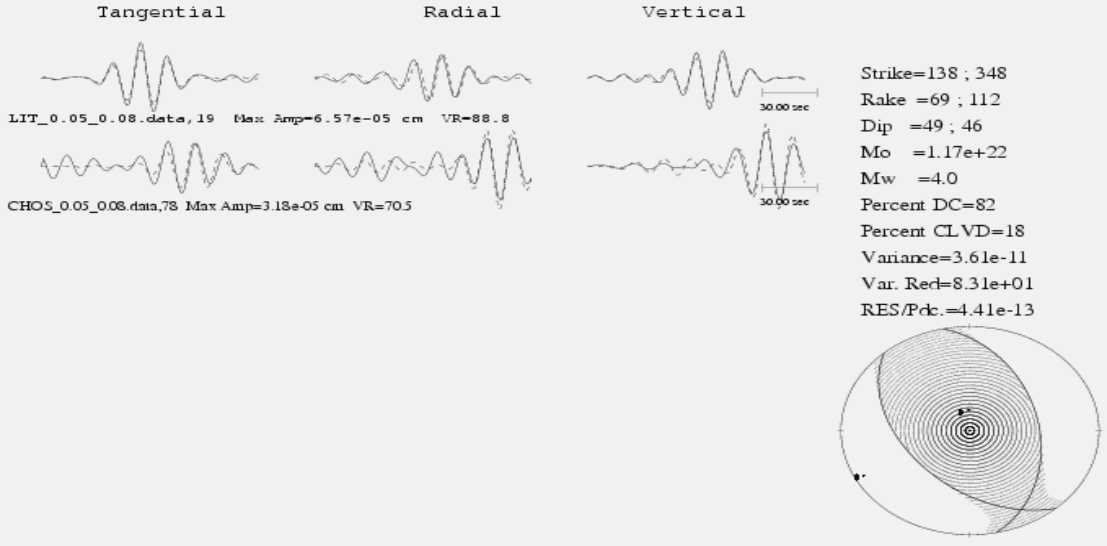
Σχήμα Α14: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 12/07/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



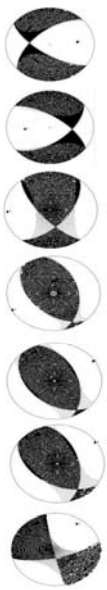
Σχήμα Α15: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 12ης Ιουλίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

20 Ιουλίου 2006

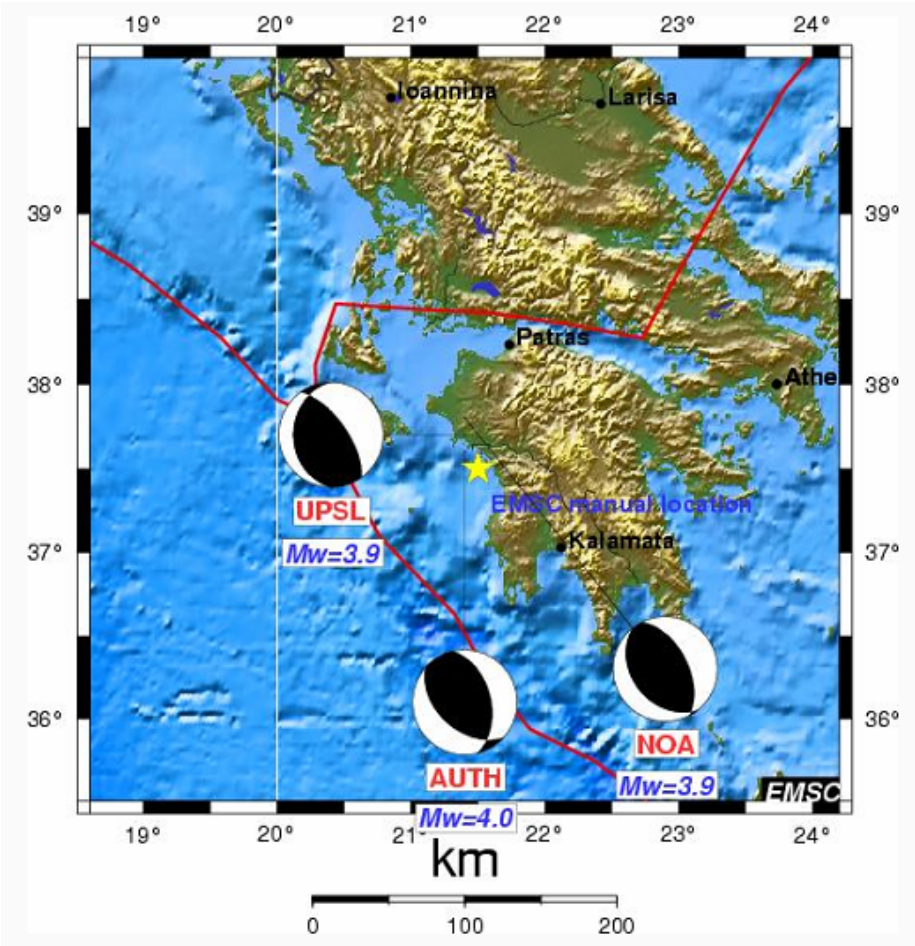
Χρόνος Γένεσης : **15:57:36**
Συντεταγμένες Επικέντρου :**21.383^0 E** , **37.687^0 N**
Βάθος : **15 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **LIT** , **CHOS**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος



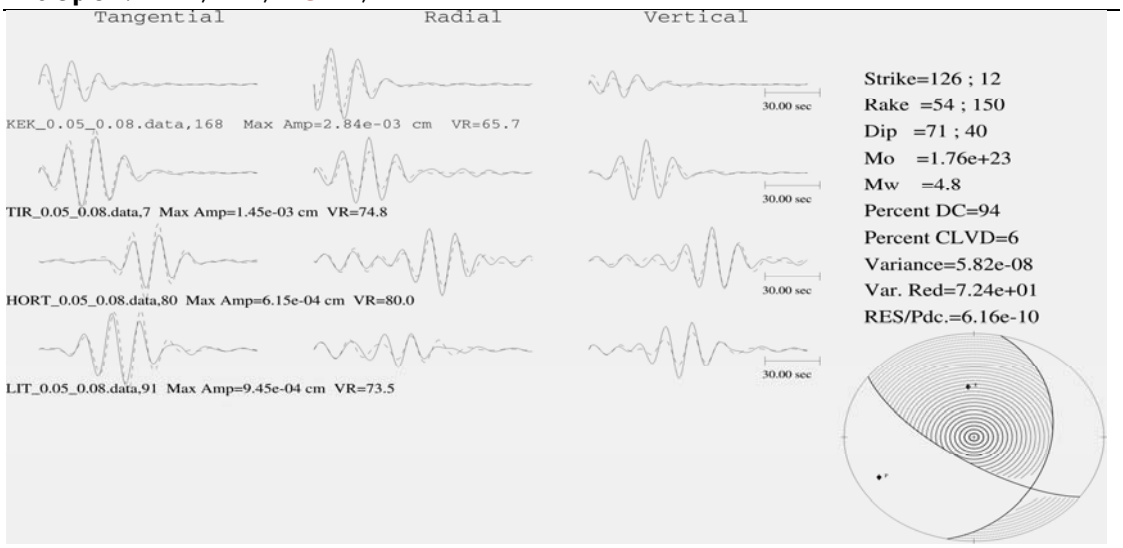
Σχήμα Α16: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους M4.0 που εκδηλώθηκε στις 20/07/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



Σχήμα Α17: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 20ης Ιουλίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

8 Αυγούστου 2006

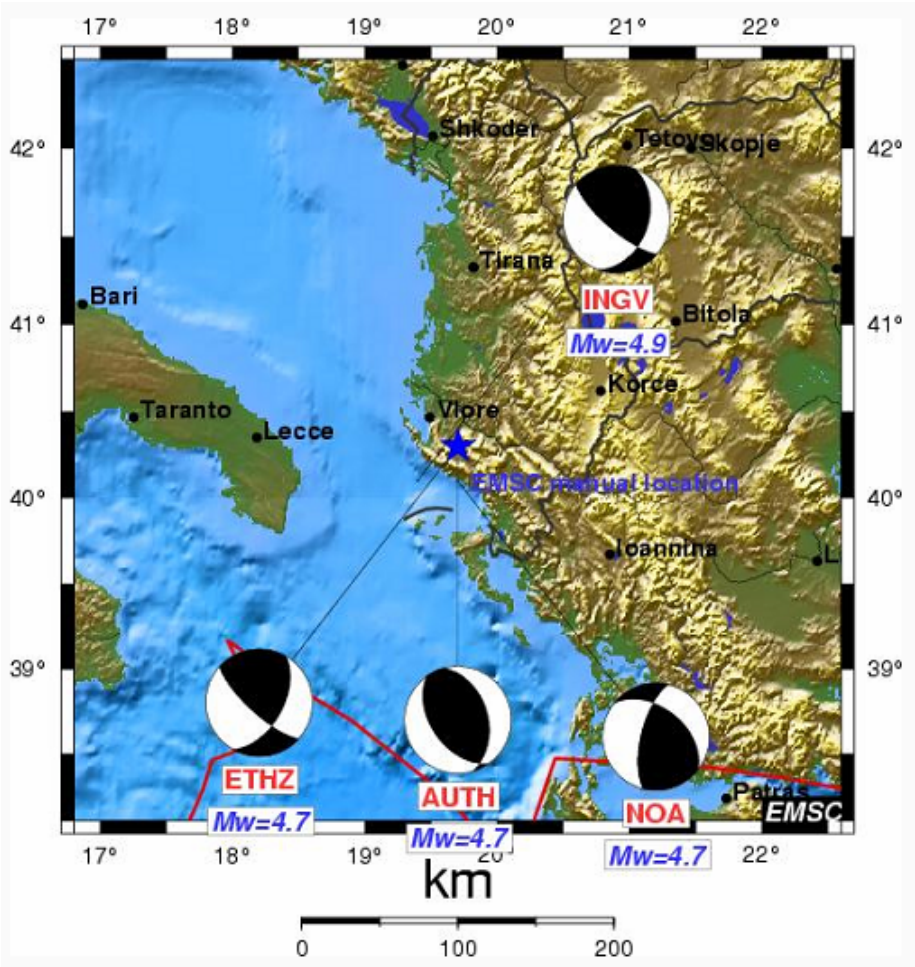
Χρόνος Γένεσης : **21:20:08**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **19.680^0 E** , **40.165^0 N**
Βάθος : **5 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **KEK** , **TIR** , **HORT** , **LIT**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	14	44.13	
5 km	16	66.39	
10 km	41	47.02	
15 km	51	48.72	
20 km	79	42.20	
25 km	54	45.32	
30 km	5	49.39	

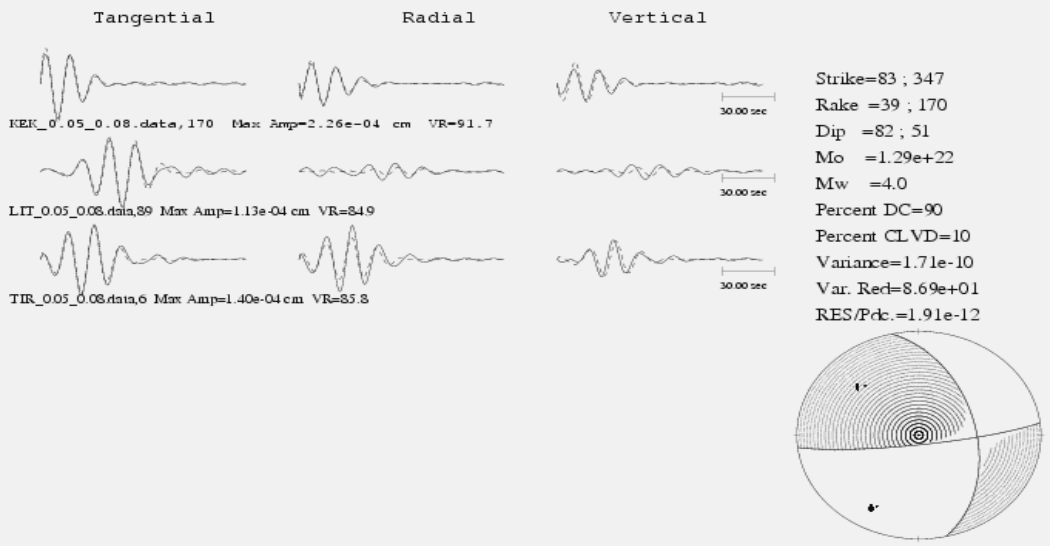
Σχήμα Α18: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 08/08/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



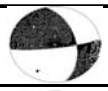
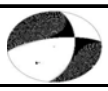
Σχήμα Α19: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 8ης Αυγούστου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

18 Αυγούστου 2006

Χρόνος Γένεσης : **10:12:35**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **19.703⁰ E** , **40.114⁰ N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.05_0.08**
Σταθμοί : **KEK**, **LIT** , **TIR**



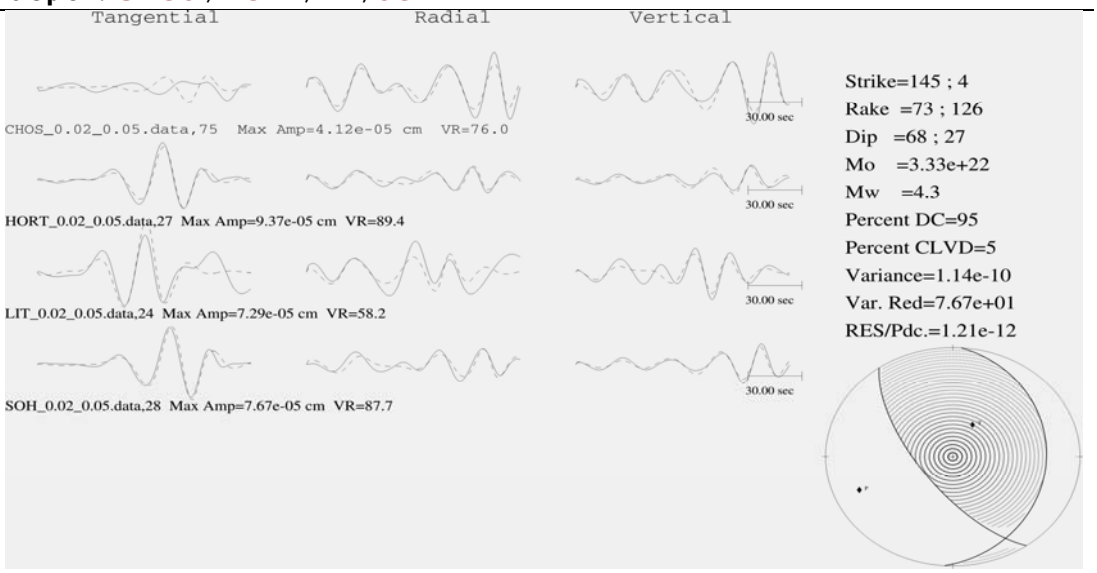
Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	43	53.34	
5 km	40	85.85	
10 km	10	88.82	
15 km	14	87.11	
20 km	45	38.37	
25 km	44	40.64	
30 km	8	33.33	

Σχήμα Α20: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 18/08/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*

18 Σεπτεμβρίου 2006

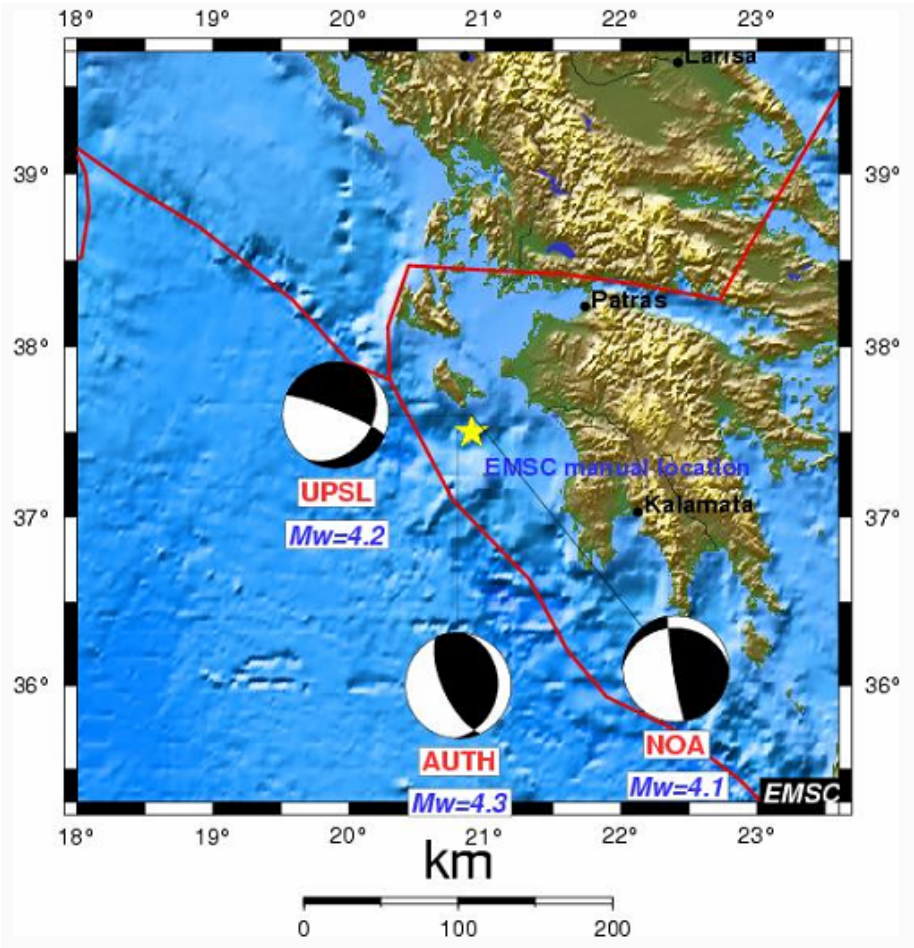
Χρόνος Γένεσης : **16:57:27**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **20.941⁰ E , 37.752⁰ N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.02_0.05**
Σταθμοί : **CHOS , HORT , LIT , SOH**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (Km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	15	56.71	
5 km	16	67.77	
10 km	5	75.14	
15 km	48	68.95	
20 km	16	57.60	
25 km	24	55.05	
30 km	31	52.70	

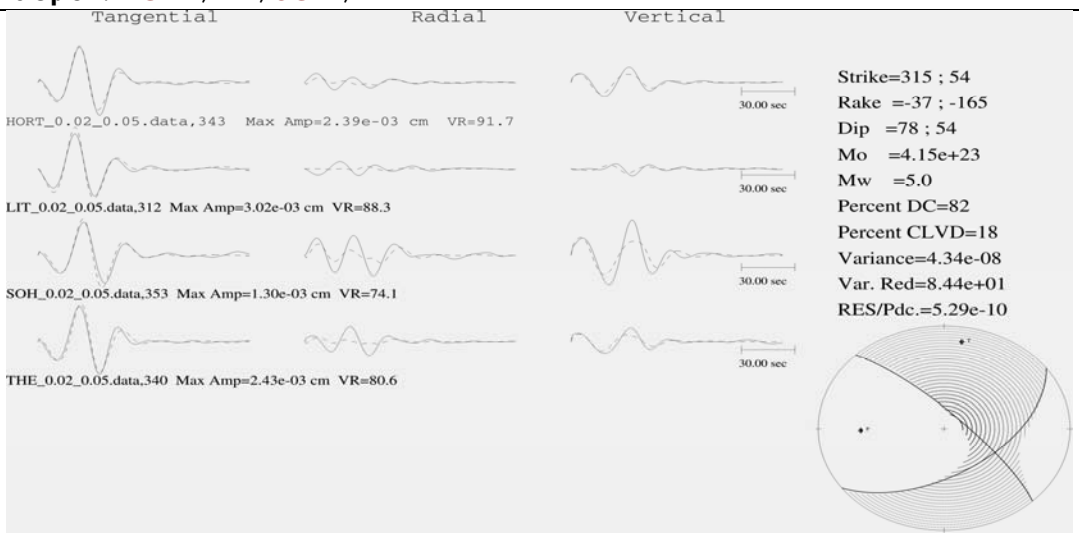
Σχήμα Α21: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 18/09/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*



Σχήμα Α22: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 18ης Σεπτεμβρίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και UPSL (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

21 Δεκεμβρίου 2006

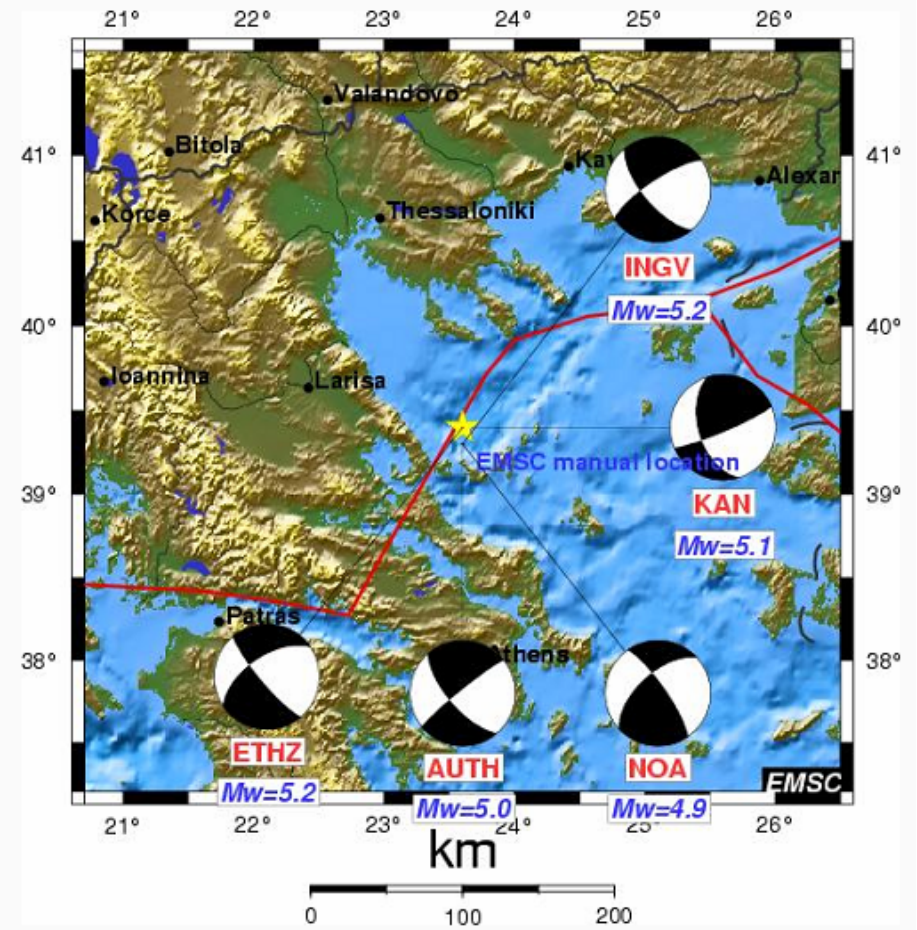
Χρόνος Γένεσης : **18:30:54**
Συντεταγμένες Επικέντρου : **23.586^0 E** , **39.355^0 N**
Βάθος : **10 km**
Φίλτρο : **0.02_0.05**
Σταθμοί : **HORT** , **LIT** , **SOH** , **THE**



Μεταβολή της λύσης με το Βάθος

Βάθος (km)	CLVD %	Vr %	FPS
1 km	77	77.80	
5 km	67	85.29	
10 km	32	82.28	
15 km	64	74.68	
20 km	63	70.82	
25 km	65	66.13	
30 km	69	58.25	

Σχήμα Α23: *Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού μεγέθους Μ4.0 που εκδηλώθηκε στις 21/12/2006. Στο επάνω μέρος φαίνεται η σύγκριση πραγματικών (συνεχείς γραμμές) και συνθετικών (στικτές γραμμές) καταγραφών και τα στοιχεία της βέλτιστης λύσης που υπολογίστηκε για εστιακό βάθος 10 km.Στο κάτω μέρος δίνονται αναλυτικά οι τιμές των ποσοστών CLVD και VR και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσης για τα διάφορα εστιακά βάθη που εξετάστηκαν.*

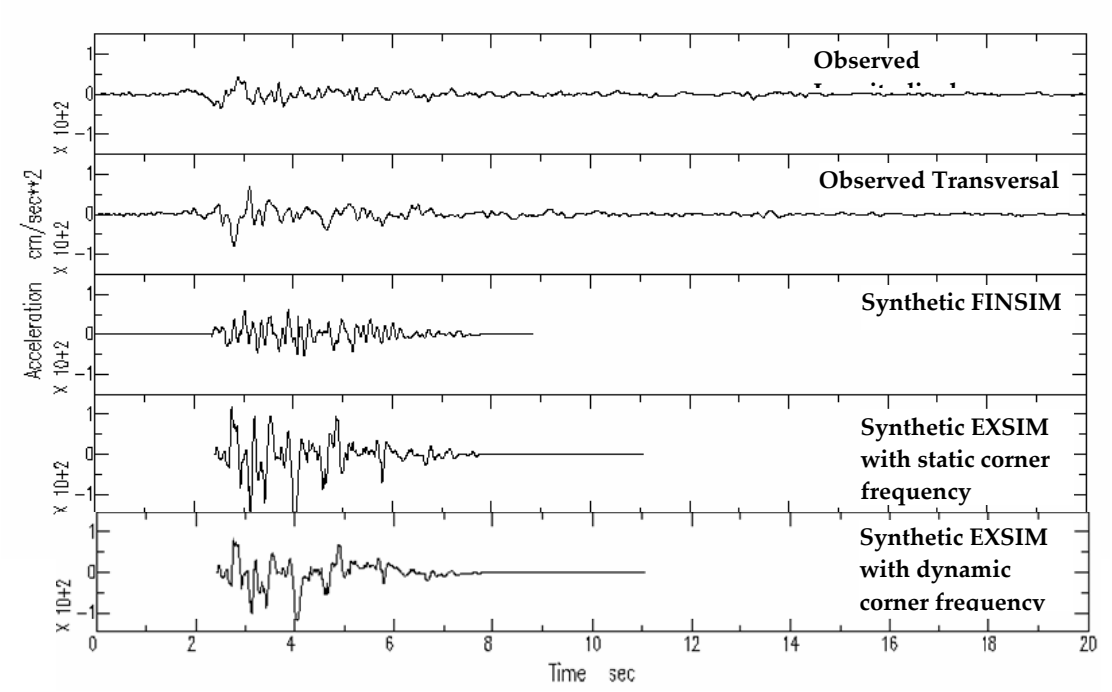


Σχήμα Α24: *Μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν για τον σεισμό της 21ης Δεκεμβρίου του 2006 από τα δίκτυα Θεσσαλονίκης (AUTH), Αθήνας (NOA) και άλλα διεθνή κέντρα (από τη σελίδα του EMCS-European Mediterranean Seismological Centrer).*

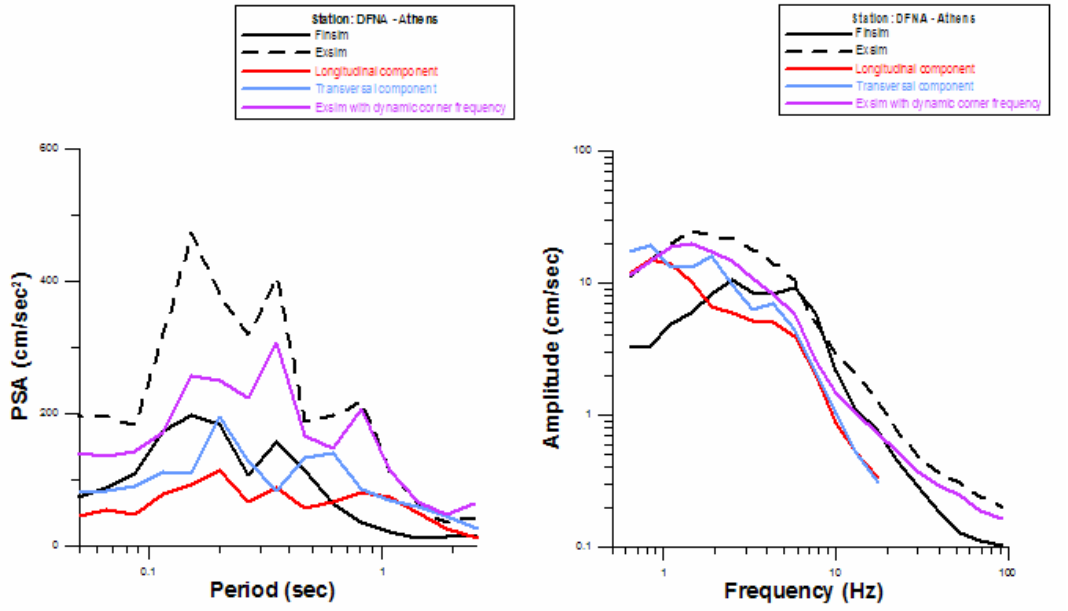
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β

Στα σχήματα του παραρτήματος παρουσιάζονται οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων των στοχαστικών προσομοιώσεων στις θέσεις των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική δόνηση της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999 στην Αθήνα και της 13^{ης} Μαΐου 1995 στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών με τις αντίστοιχες καταγεγραμμένες κινήσεις.

Σταθμός DFNA

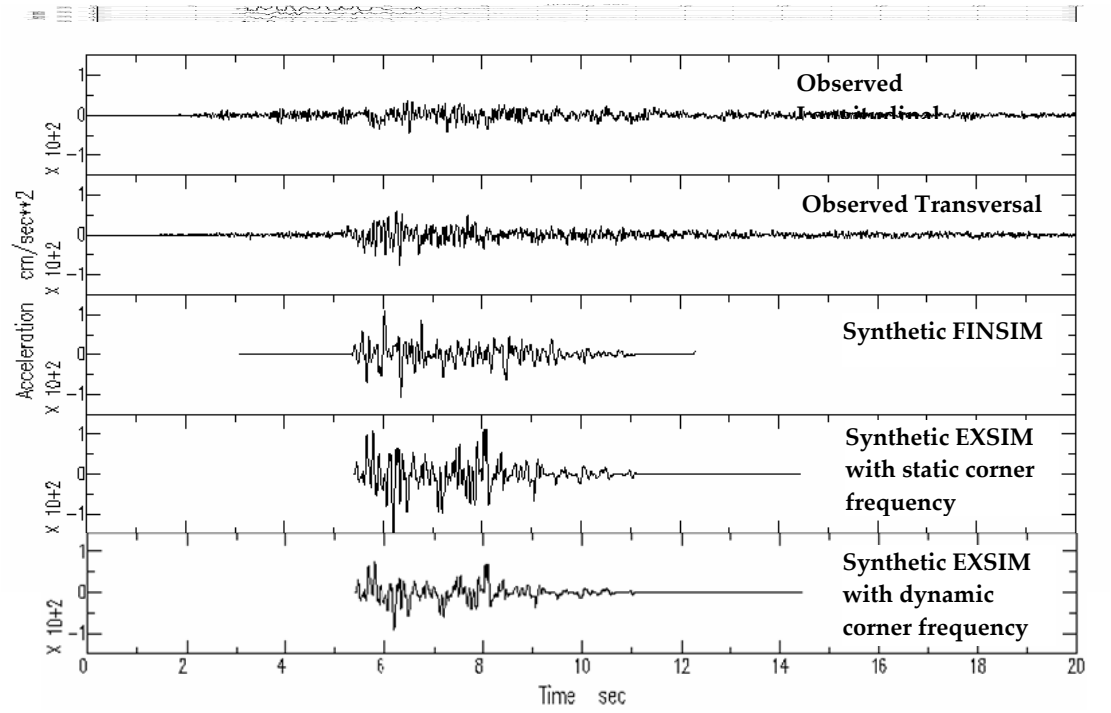


Σχήμα Β1: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό DFNA (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια στατική δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

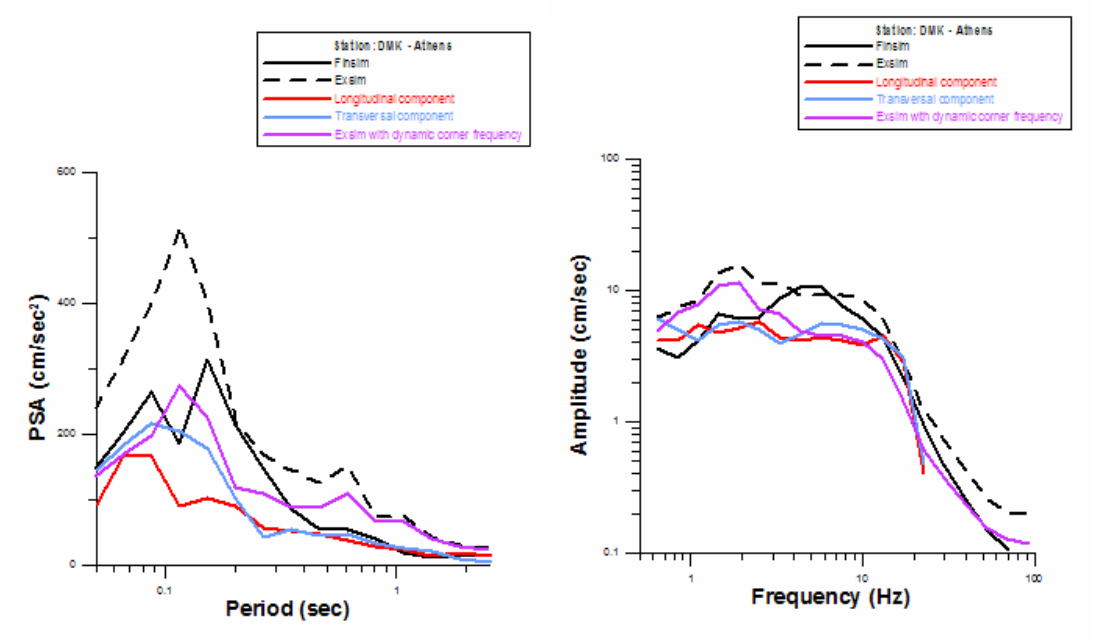


Σχήμα Β2: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού DFNA. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός DMK

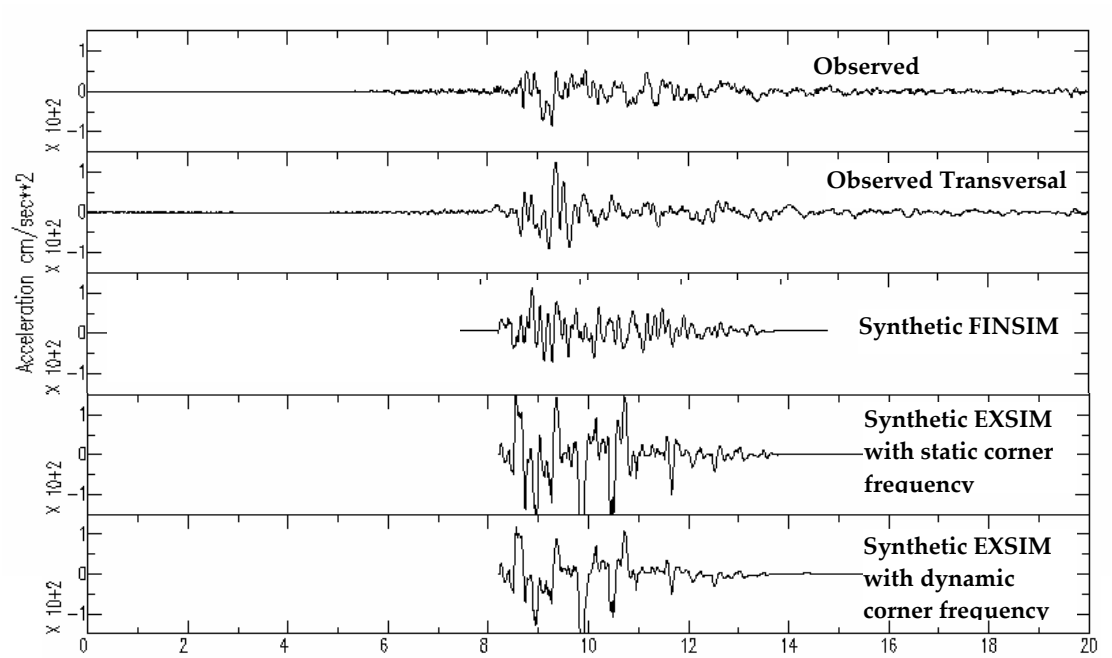


Σχήμα B3: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό DMK (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

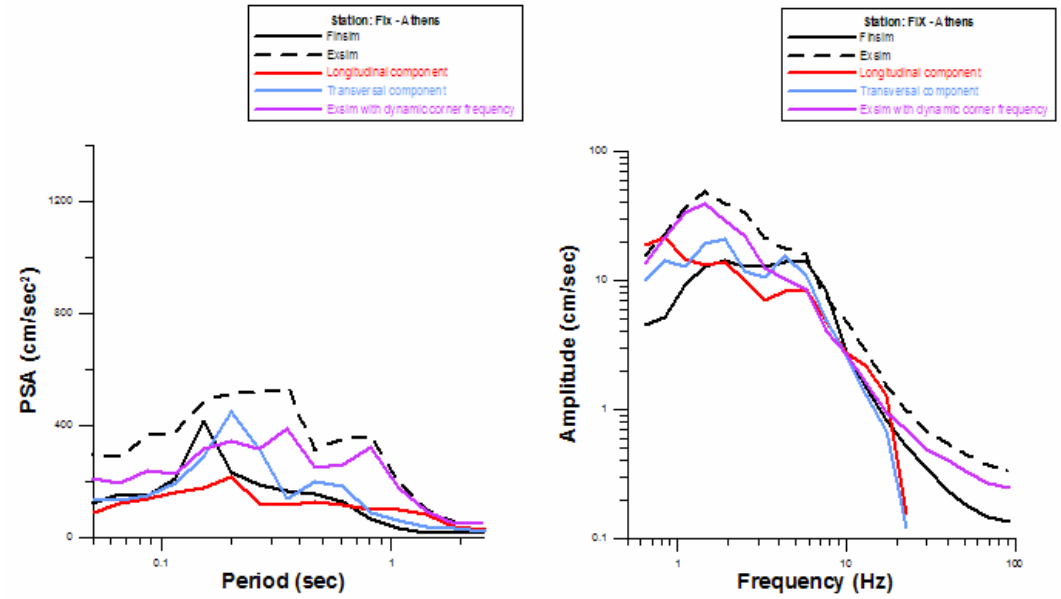


Σχήμα B4: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού DMK. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός FIX

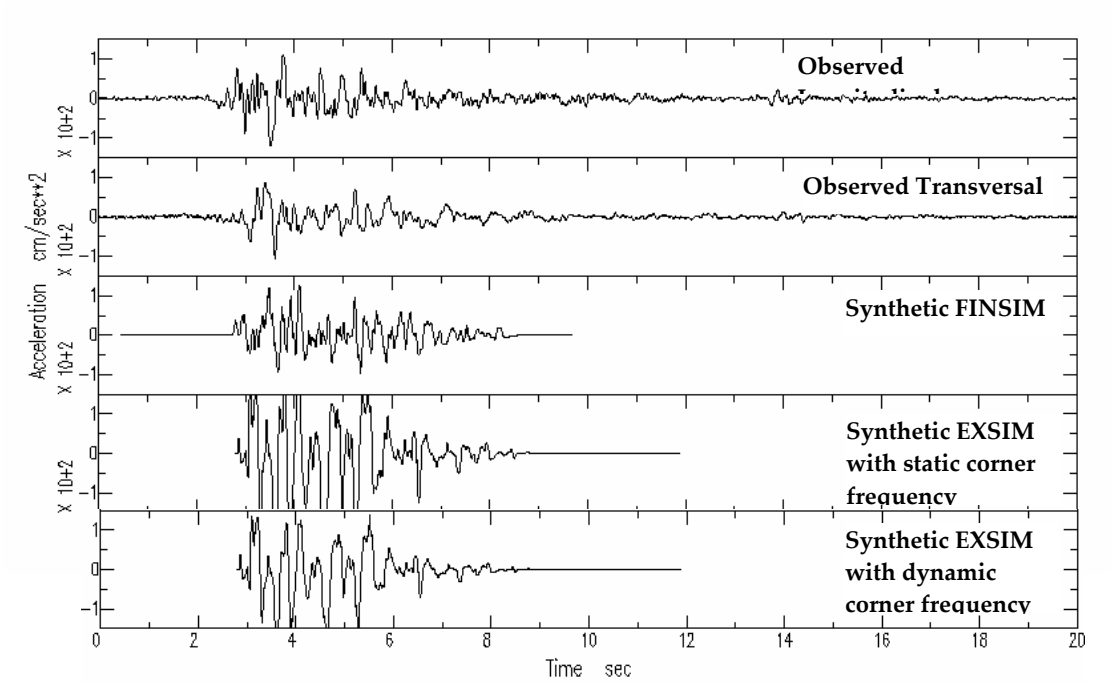


Σχήμα B5: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό FIX (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

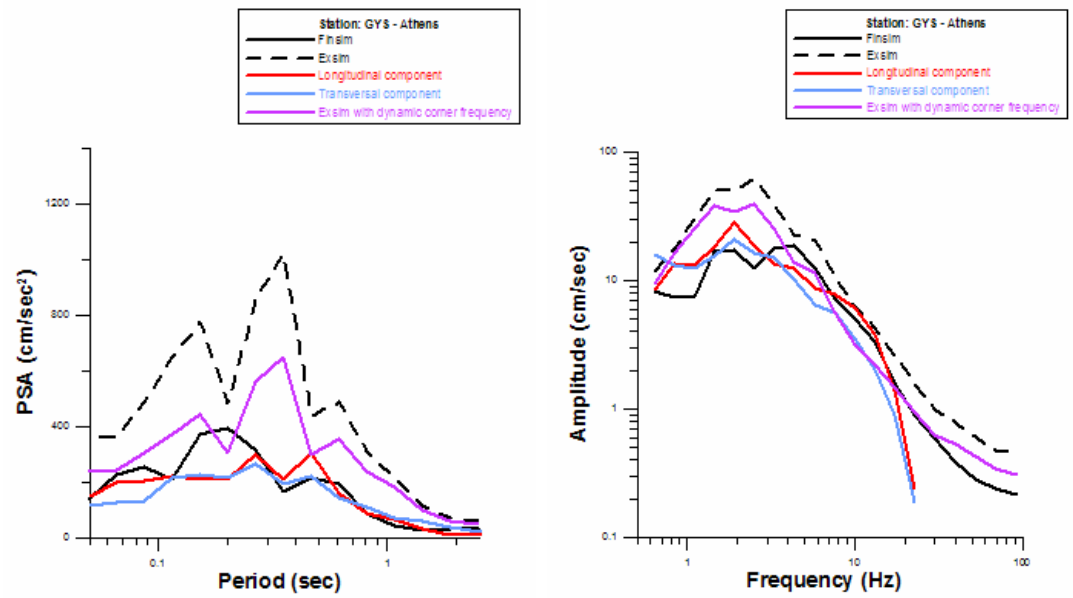


Σχήμα B6: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού FIX. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός GYS

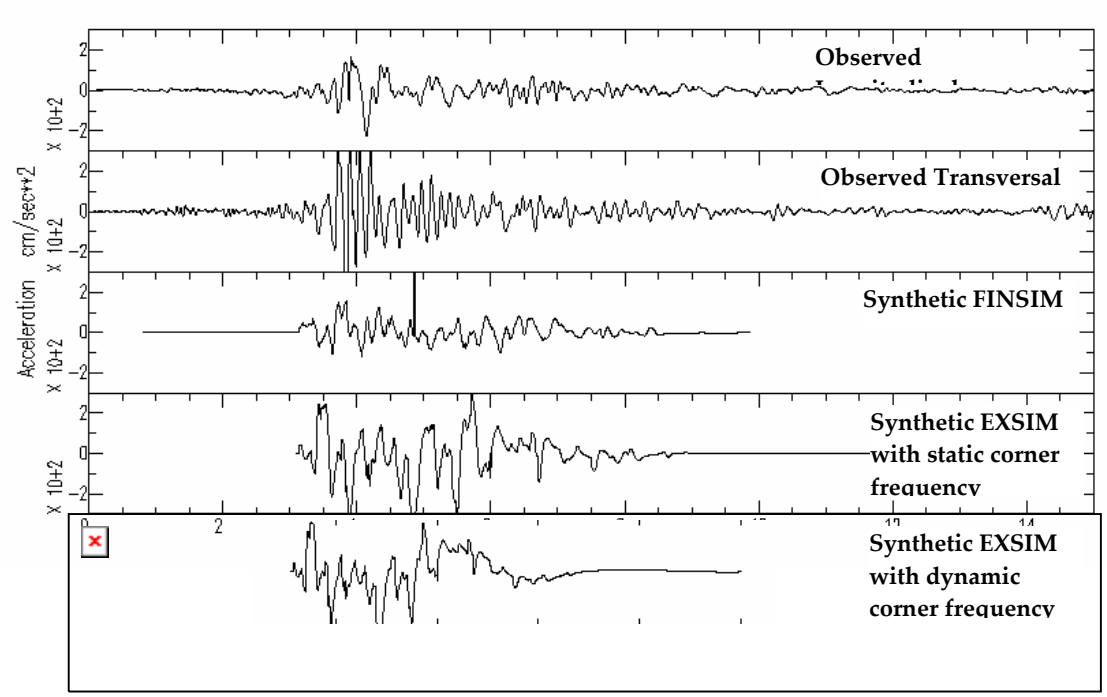


Σχήμα B7: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό GYS (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

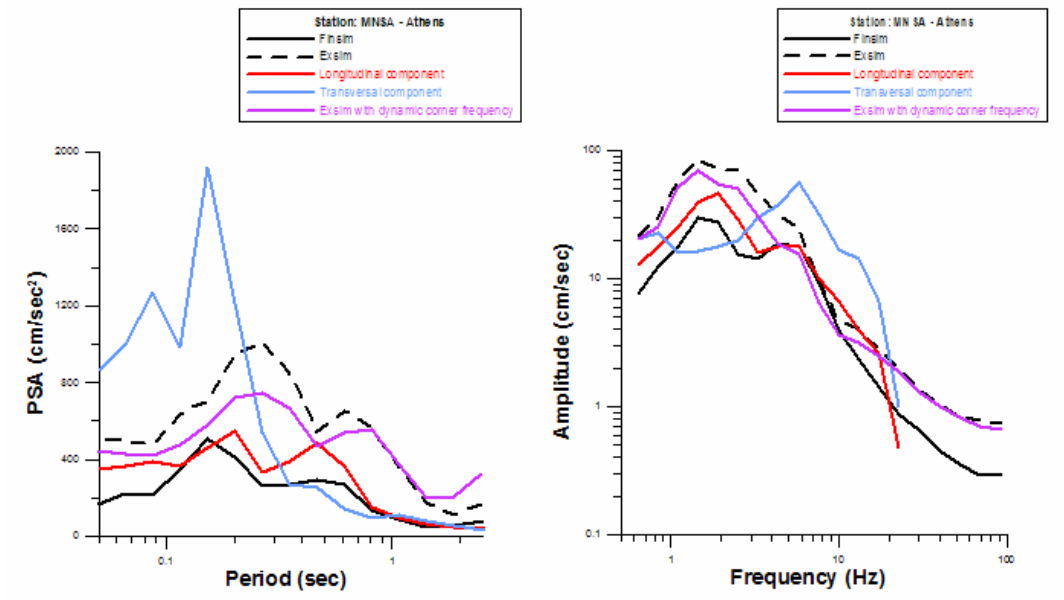


Σχήμα B8: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού GYS. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός MNSA

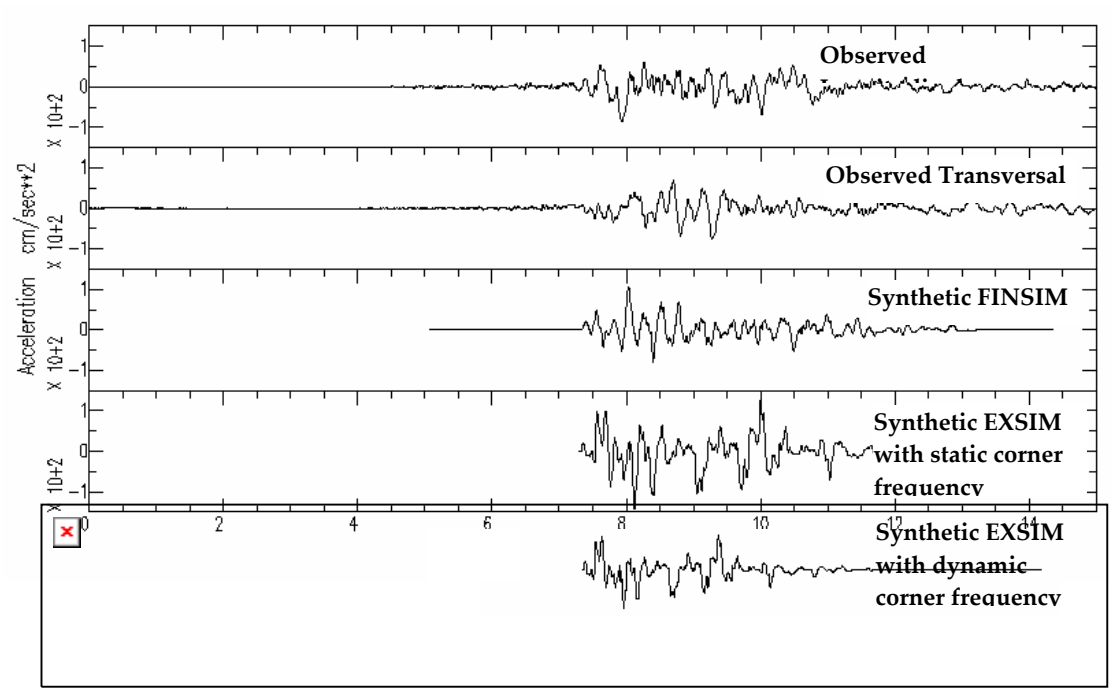


Σχήμα B9: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό MNSA (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

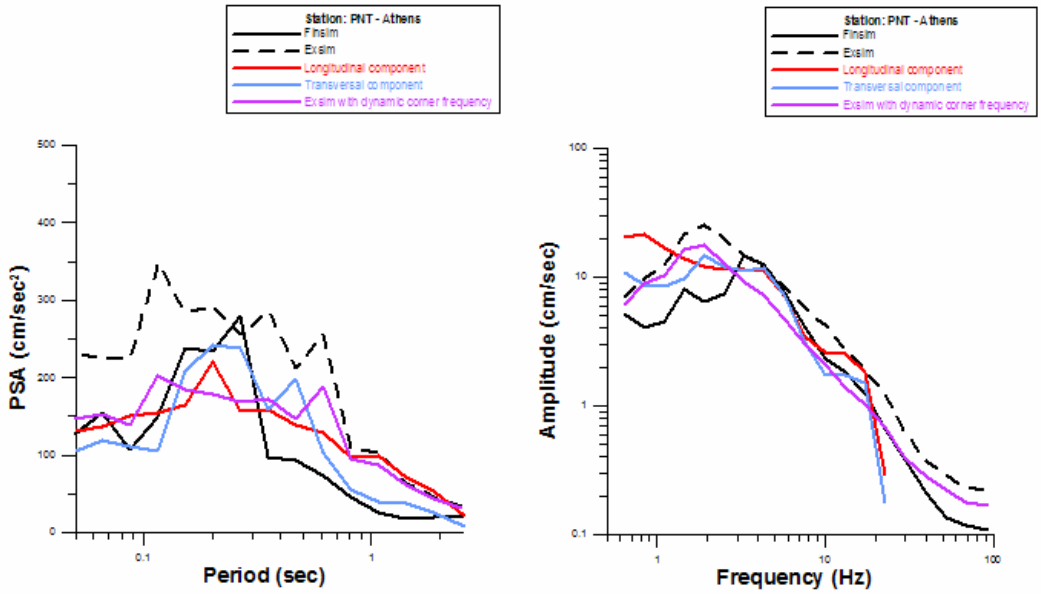


Σχήμα B10: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού MNSA. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός PNT

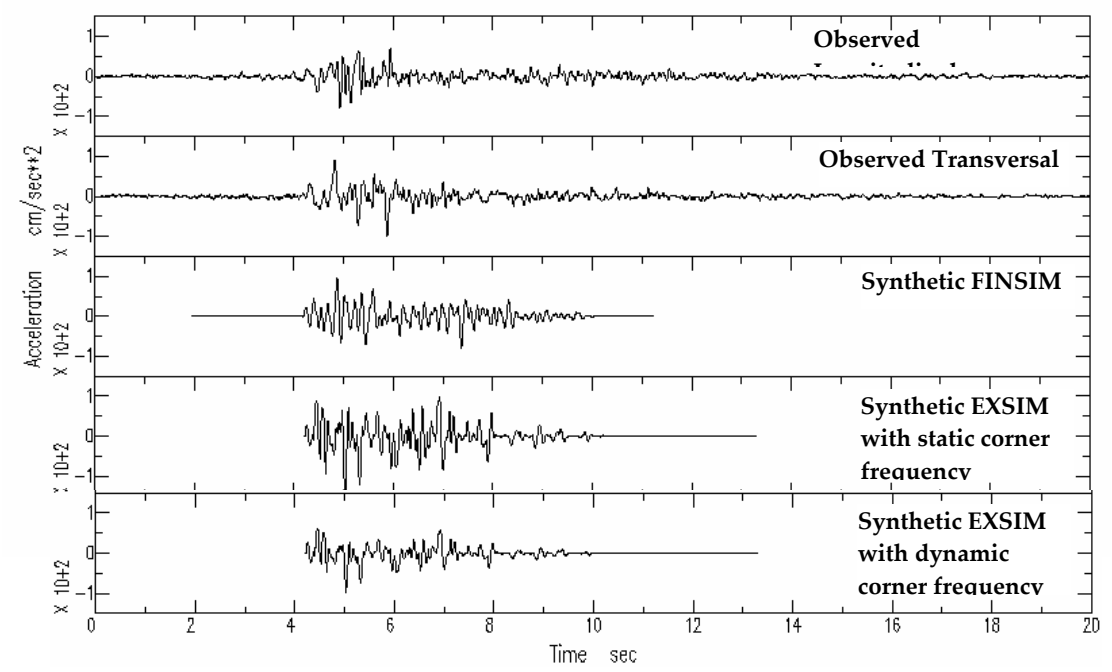


Σχήμα B11: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό PNT (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

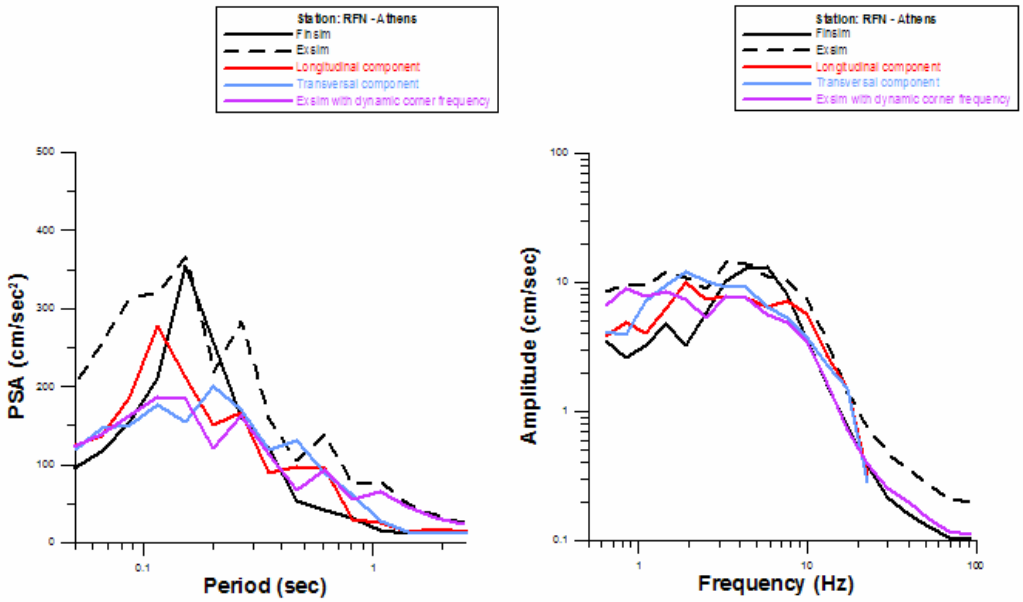


Σχήμα B12: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικών και των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού PNT. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

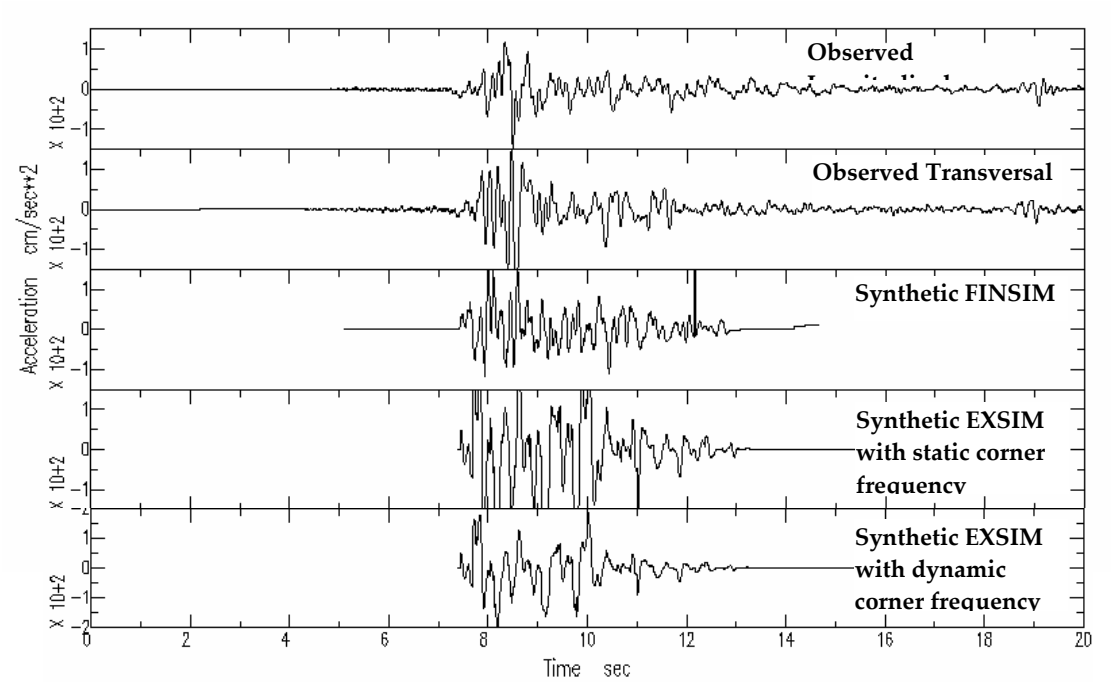
Σταθμός RFN



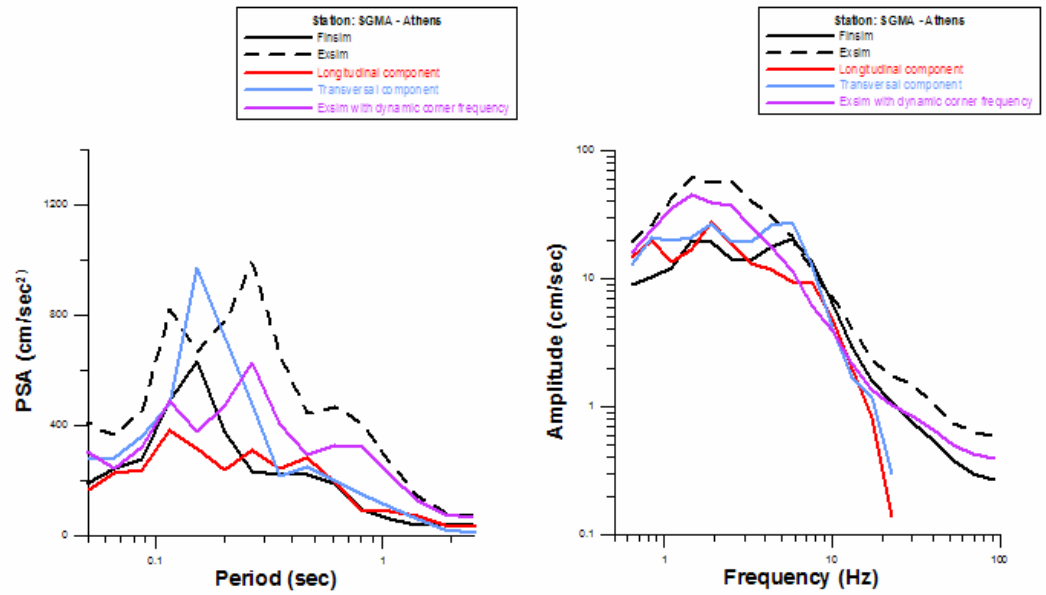
Σχήμα B13: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό RFN (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια στατική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*



Σχήμα B14: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικώνκαι των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού RFN. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

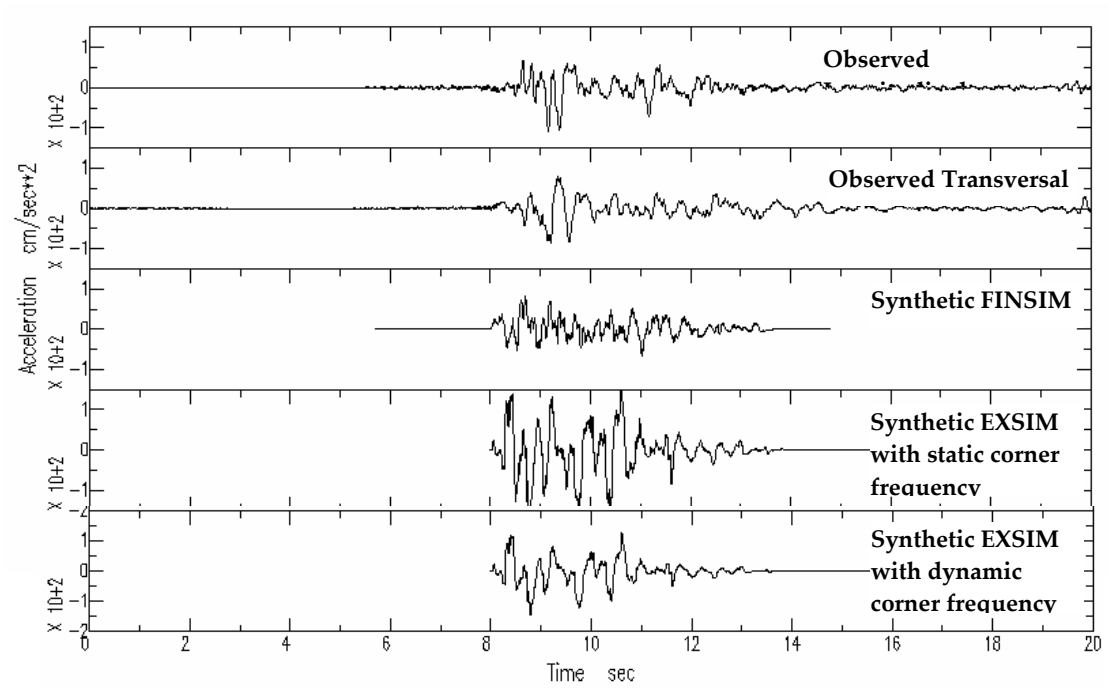


Σχήμα B15: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό SGMA (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

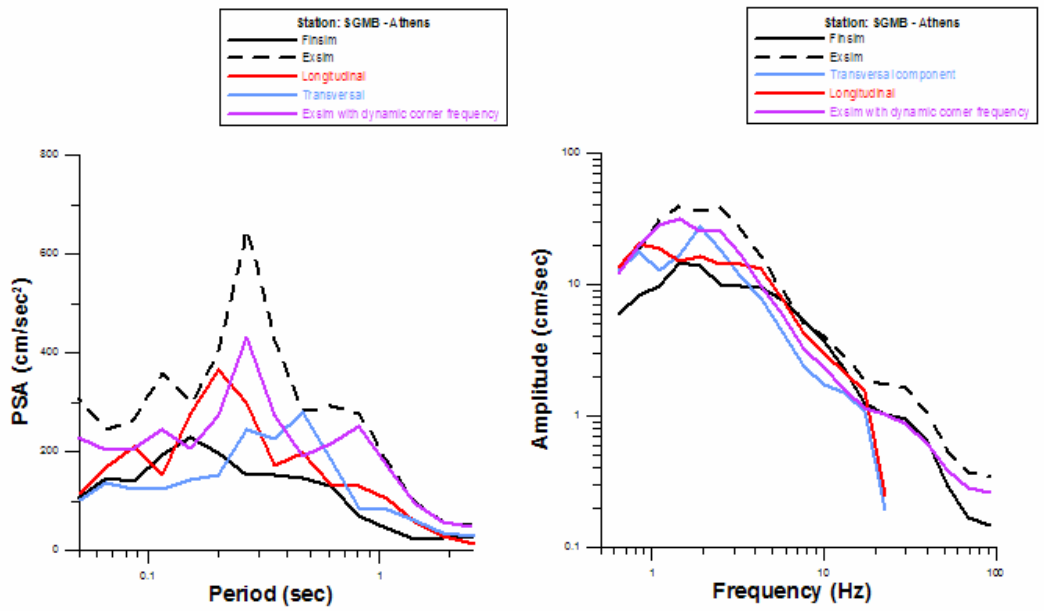


Σχήμα B16: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικώνκαι των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού SGMA Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός SGMB



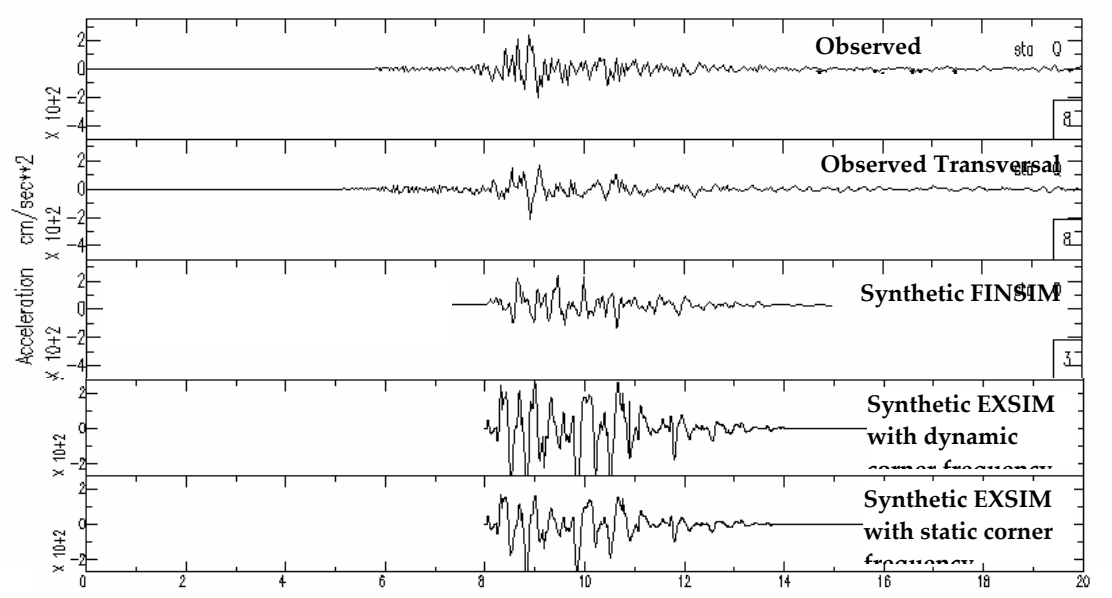
Σχήμα B17: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό SGMB (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*



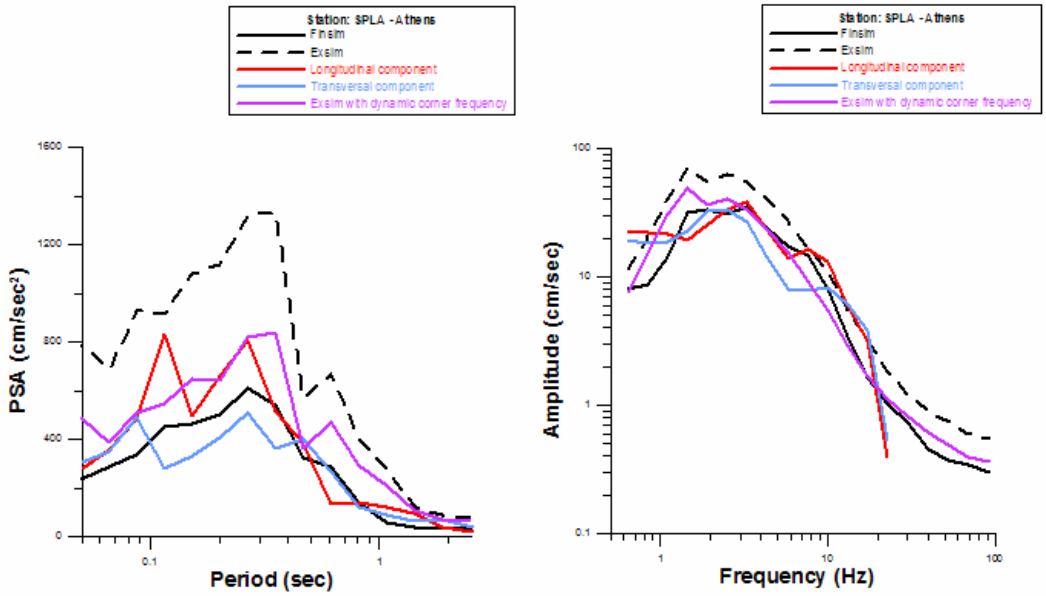
Σχήμα B18: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικώνκαι των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού SGMB. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά*

στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.

Σταθμός SPLA

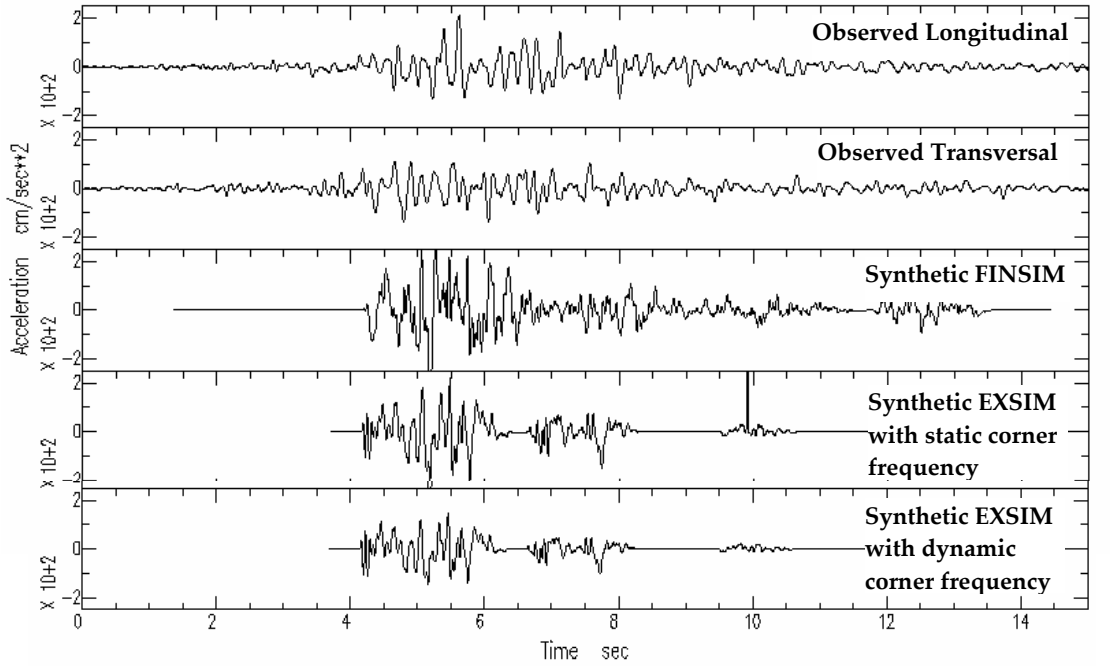


Σχήμα B19: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό SPLA (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

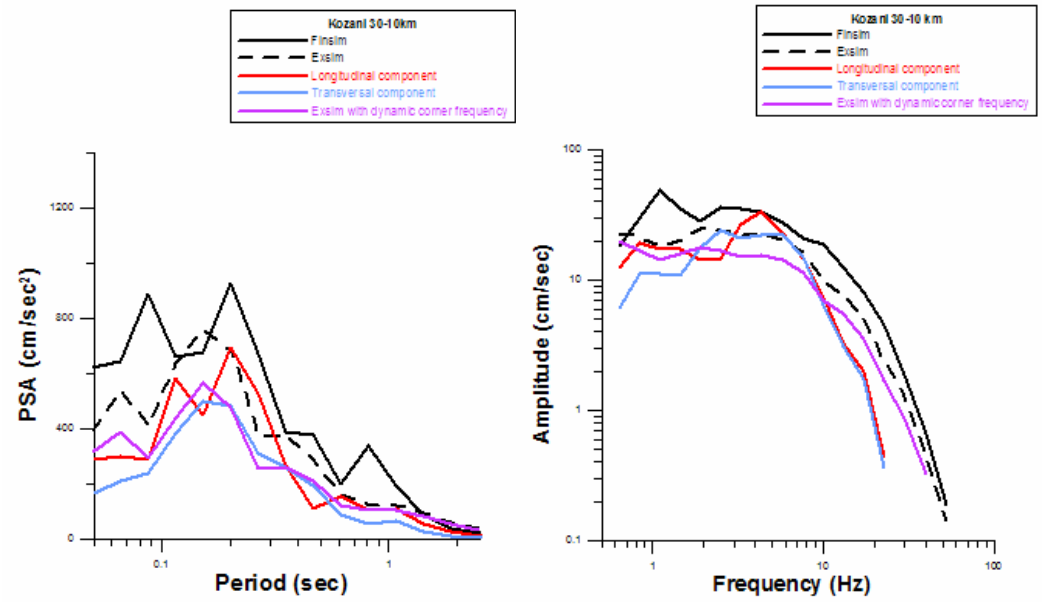


Σχήμα B20: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικώνκαι των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού SPLA. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

Σταθμός KZNPRF
30 x 10 km

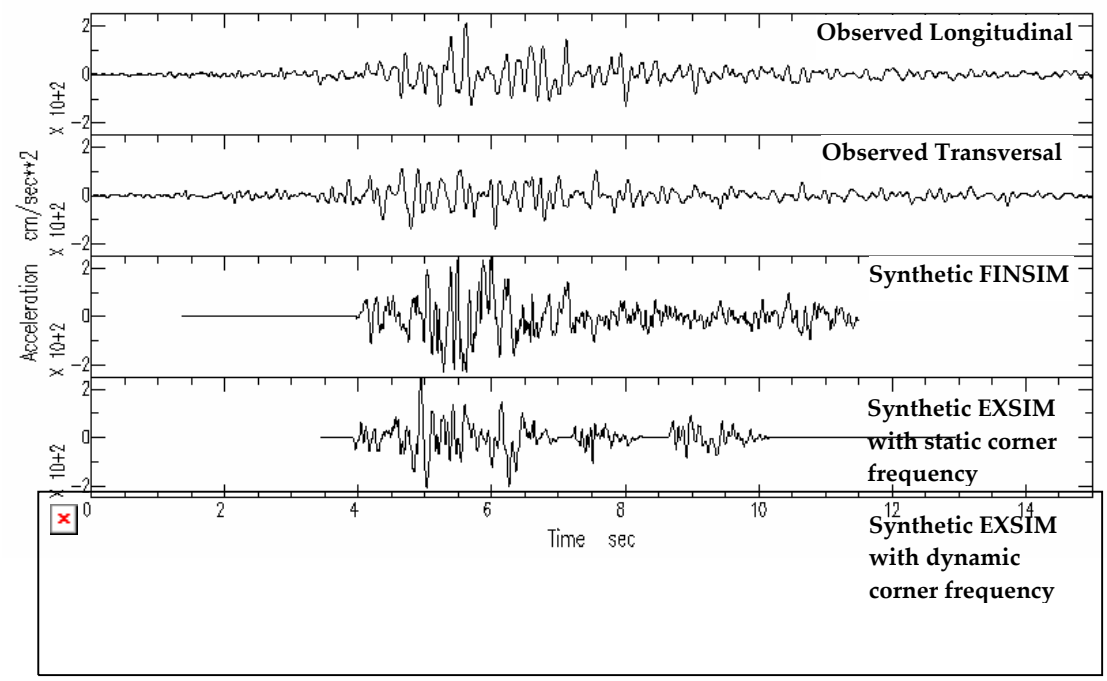


Σχήμα B21: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό KZNPRF (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων για το μοντέλο πηγής διαστάσεων 30×10 km. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

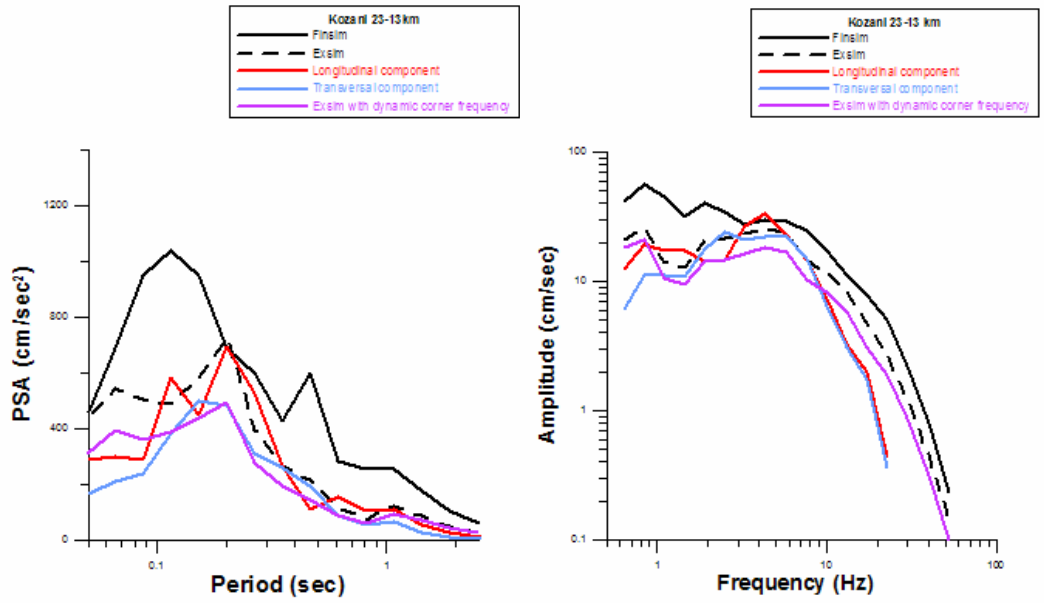


Σχήμα B22: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικώνκαι των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού KZNPRF για το μοντέλο πηγής διαστάσεων 30×10 km. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής*

Σταθμός KZNPRF
23 x 13 km



Σχήμα B23: *Σύγκριση των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών της επιτάχυνσης στο σταθμό KZNPRF (επάνω) με τις τρείς συνθετικές (από τα λογισμικά FINSIM και EXSIM) χρονικές ιστορίες των εγκάρσιων κυμάτων για το μοντέλο πηγής διαστάσεων 23×13 km. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική και στη συνέχεια δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*



Σχήμα B24: *Σύγκριση των φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και των φασμάτων πλάτους Fourier (δεξιά) των τριών συνθετικώνκαι των δύο παρατηρούμενων καταγραφών της επιτάχυνσης στη θέση του σταθμού KZNPRF για το μοντέλο πηγής διαστάσεων 23×13 km. Στο λογισμικό EXSIM έχει χρησιμοποιηθεί αρχικά στατική (μαύρη στικτή γραμμή) και στη συνέχεια δυναμική (μωβ συνεχής γραμμή) γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της σεισμικής πηγής.*

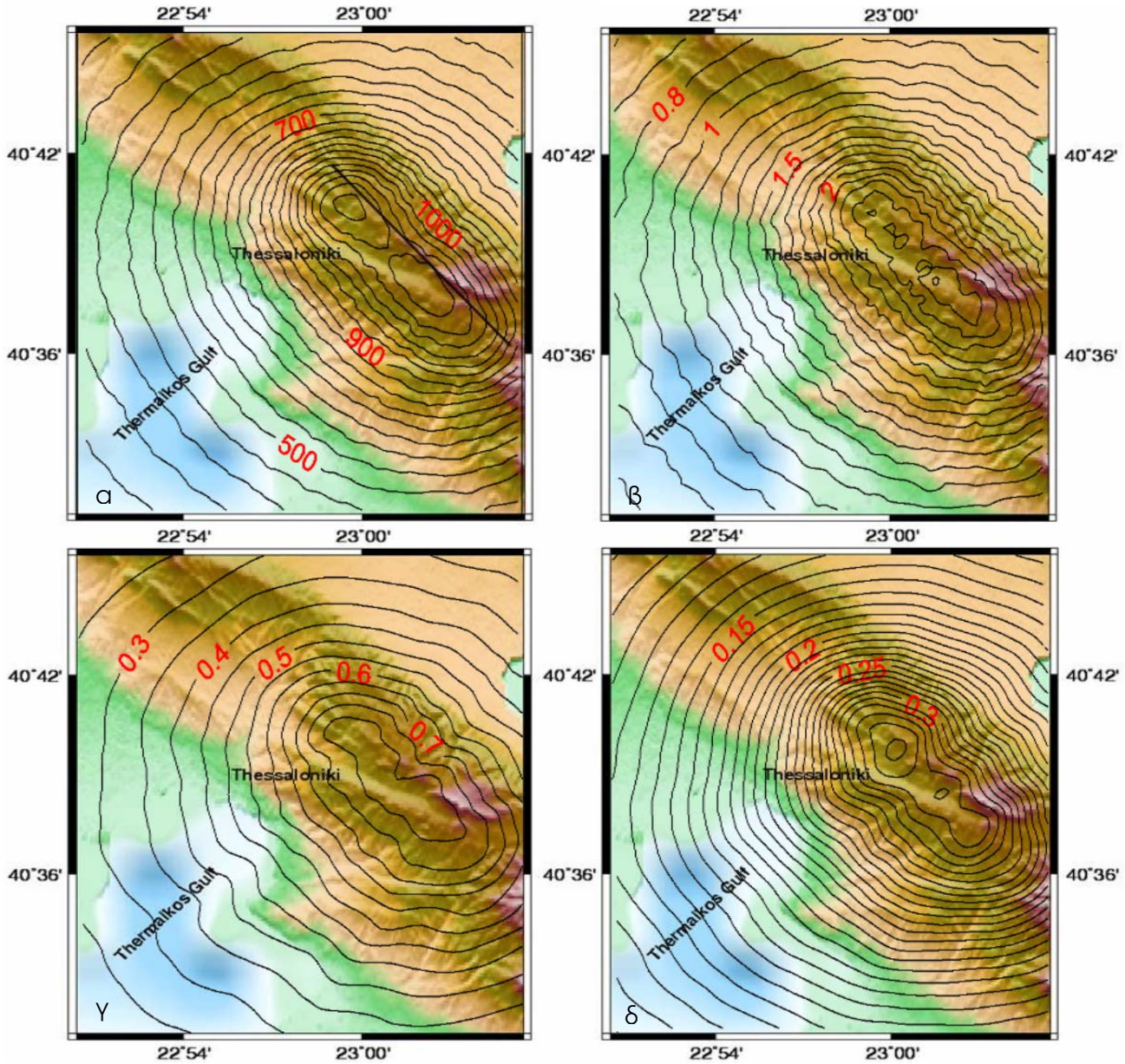
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ

Στα σχήματα του παραρτήματος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των στοχαστικών προσομοιώσεων με τις μεθοδολογίες FINSIM (Beresnev and Atkinson, 1997) και EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005) από σενάρια σεισμών στα ρήγματα του Ασβεστοχωρίου, Πυλαίας-Πανοράματος και της Νέας-Μεσήμβριας. Τα αποτελέσματα αφορούν τις κατηγορίες εδάφους C και D, ενώ τα αντίστοιχα αποτελέσματα για επιφανειακές συνθήκες βράχου (κατηγορία εδάφους B) παρουσιάζονται και σχολιάζονται στο κυρίως κείμενο της διατριβής.

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M6.0 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΑΣΒΕΣΤΟΧΩΡΙΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **FINSIM**

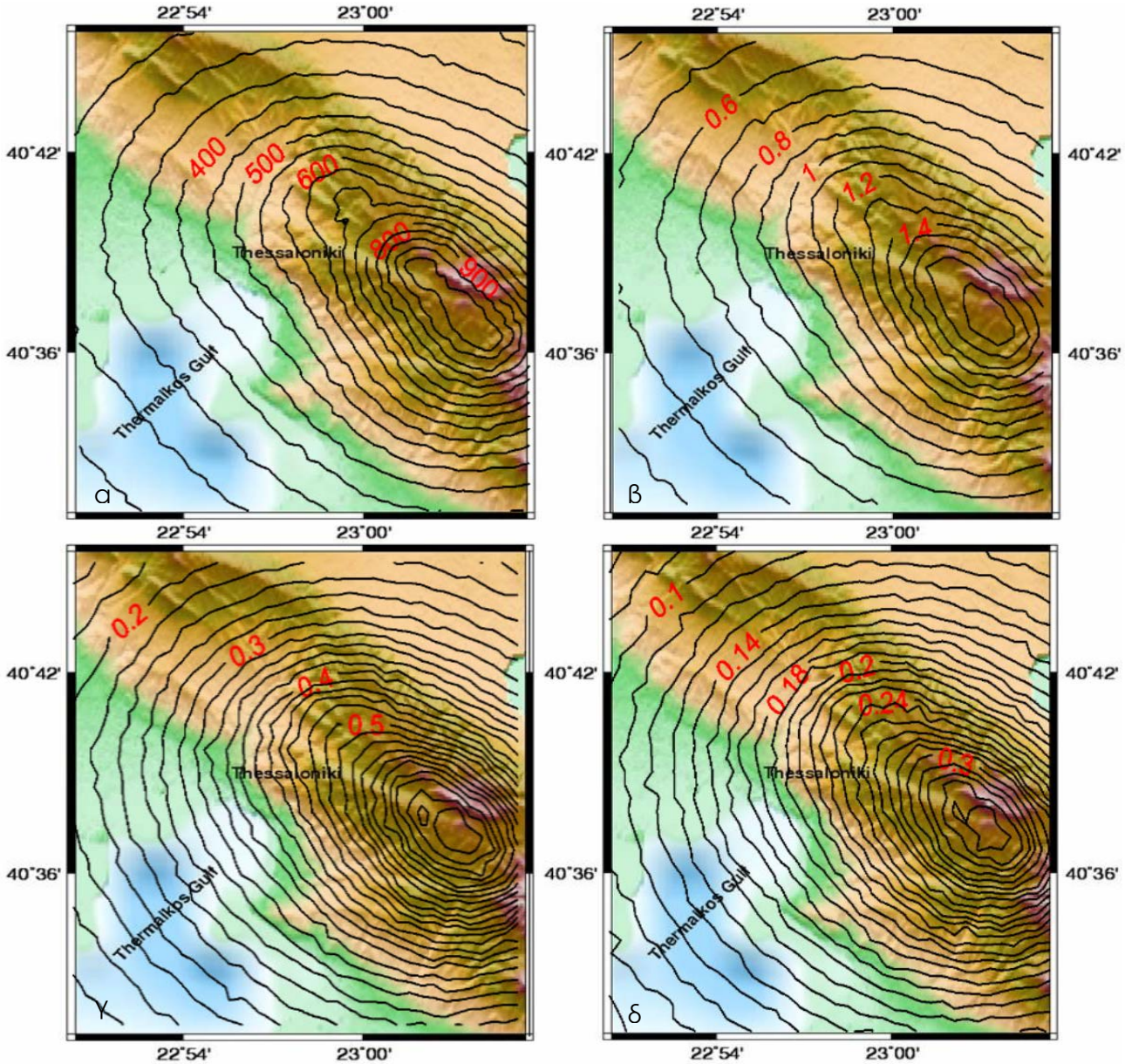


Σχήμα Γ1: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M6.0 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΑΣΒΕΣΤΟΧΩΡΙΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **EXSIM**

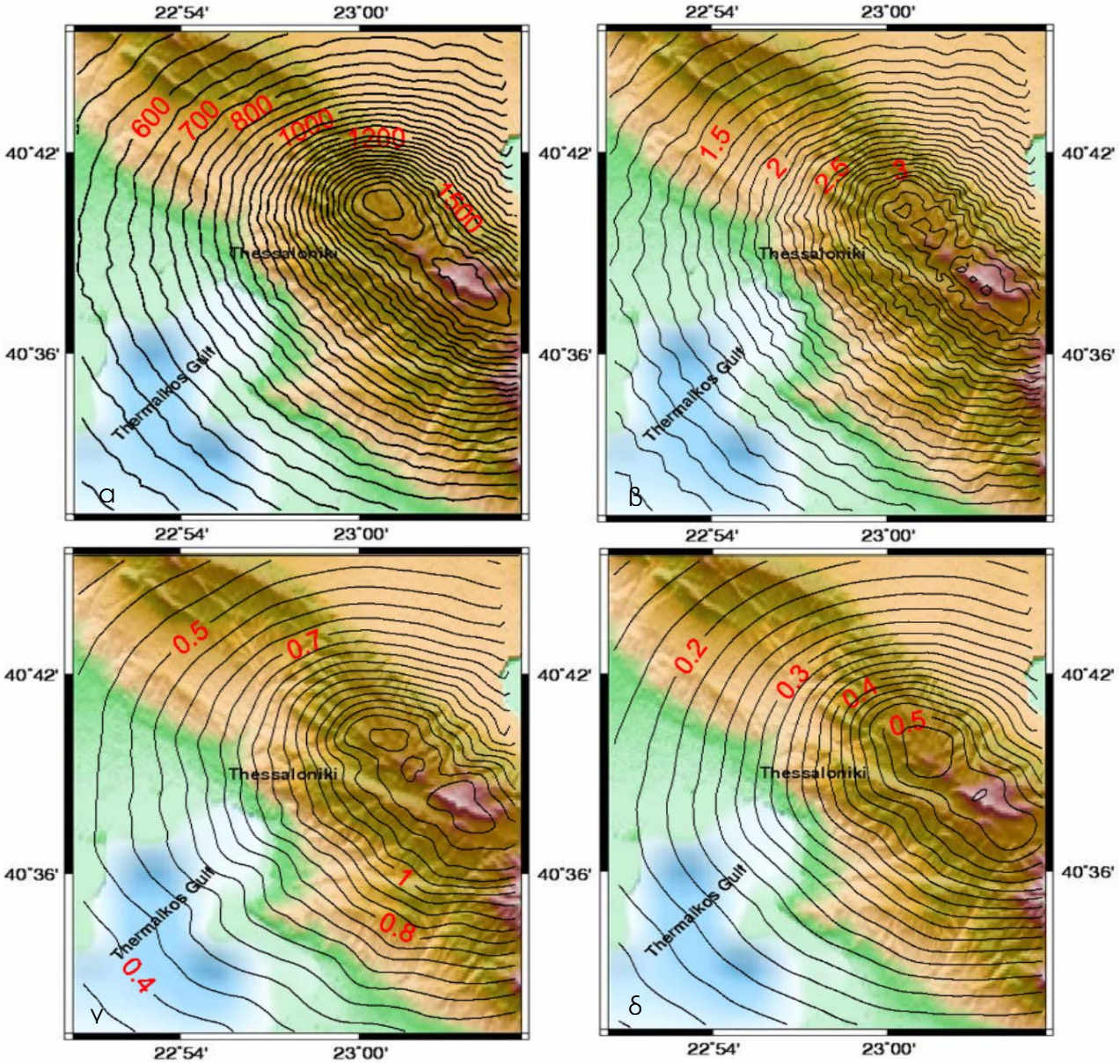


Σχήμα Γ2: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM (δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της πηγής) για σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M6.0 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΑΣΒΕΣΤΟΧΩΡΙΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **FINSIM**

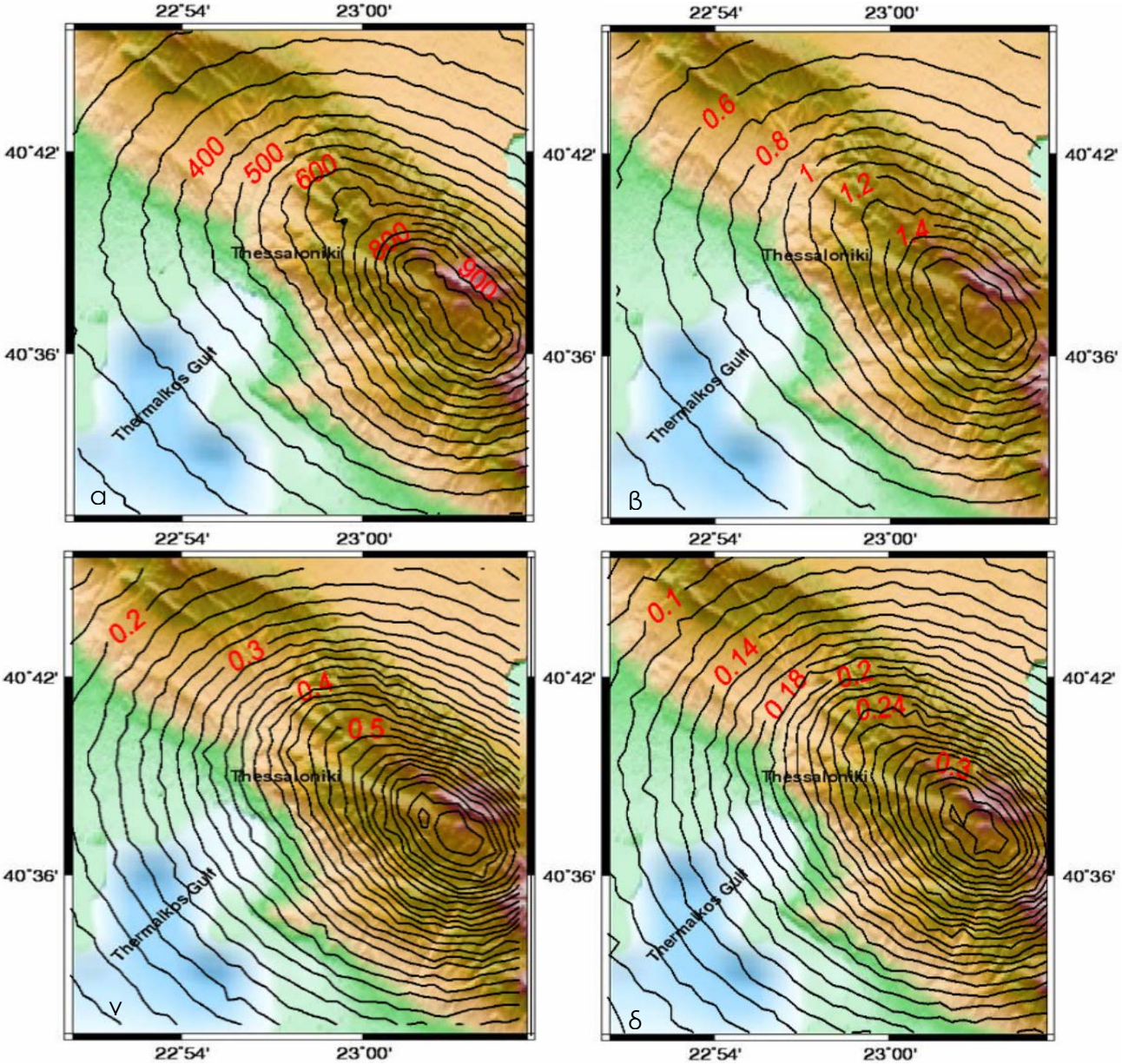


Σχήμα Γ3: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M6.0 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΑΣΒΕΣΤΟΧΩΡΙΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **EXSIM**

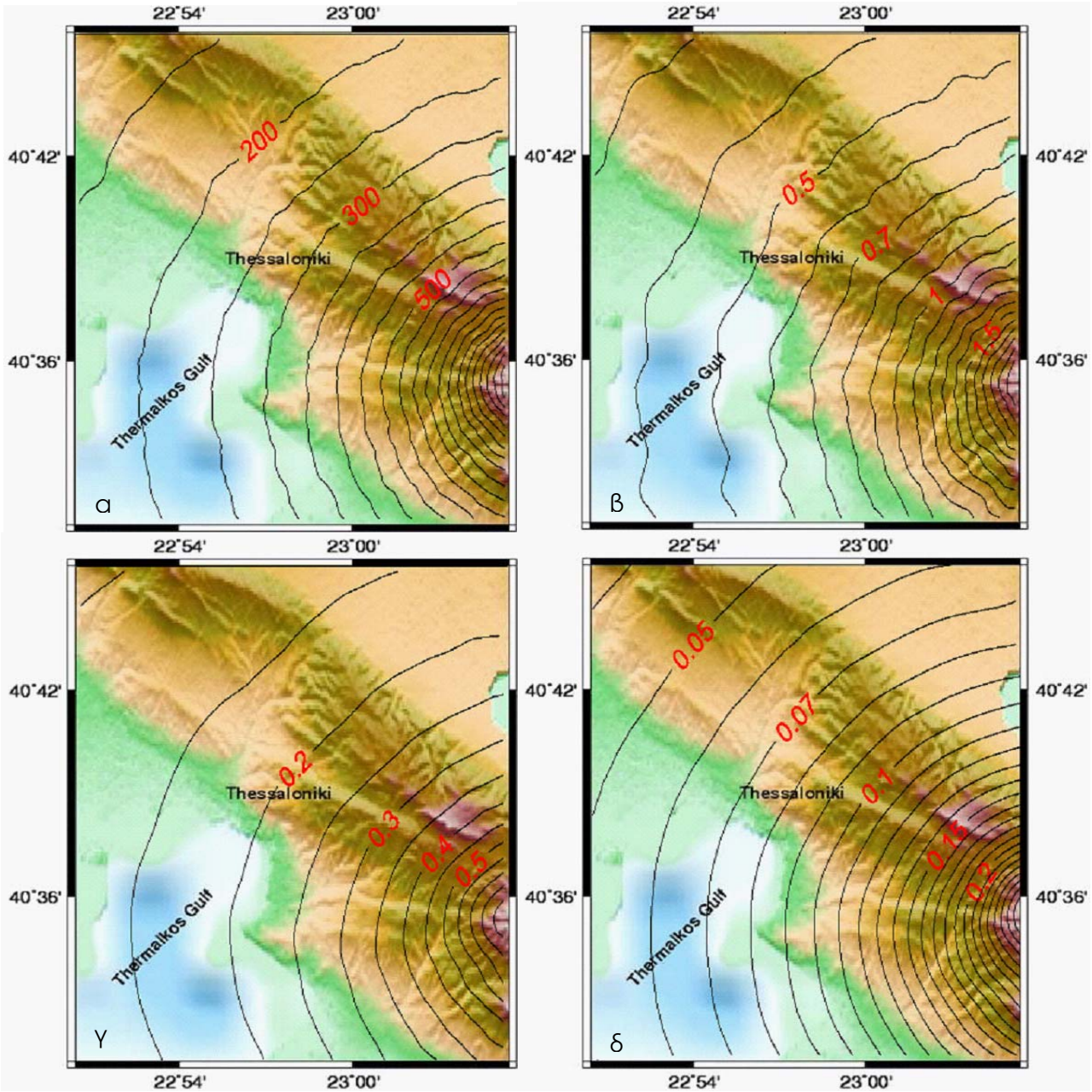


Σχήμα Γ4: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM (δυναμική γωνιακή συχνότητα για το φάσμα της πηγής) για σενάριο σεισμού M6.0 στο ρήγμα του Ασβεστοχωρίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.9 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΠΥΛΑΙΑΣ - ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **FINSIM**

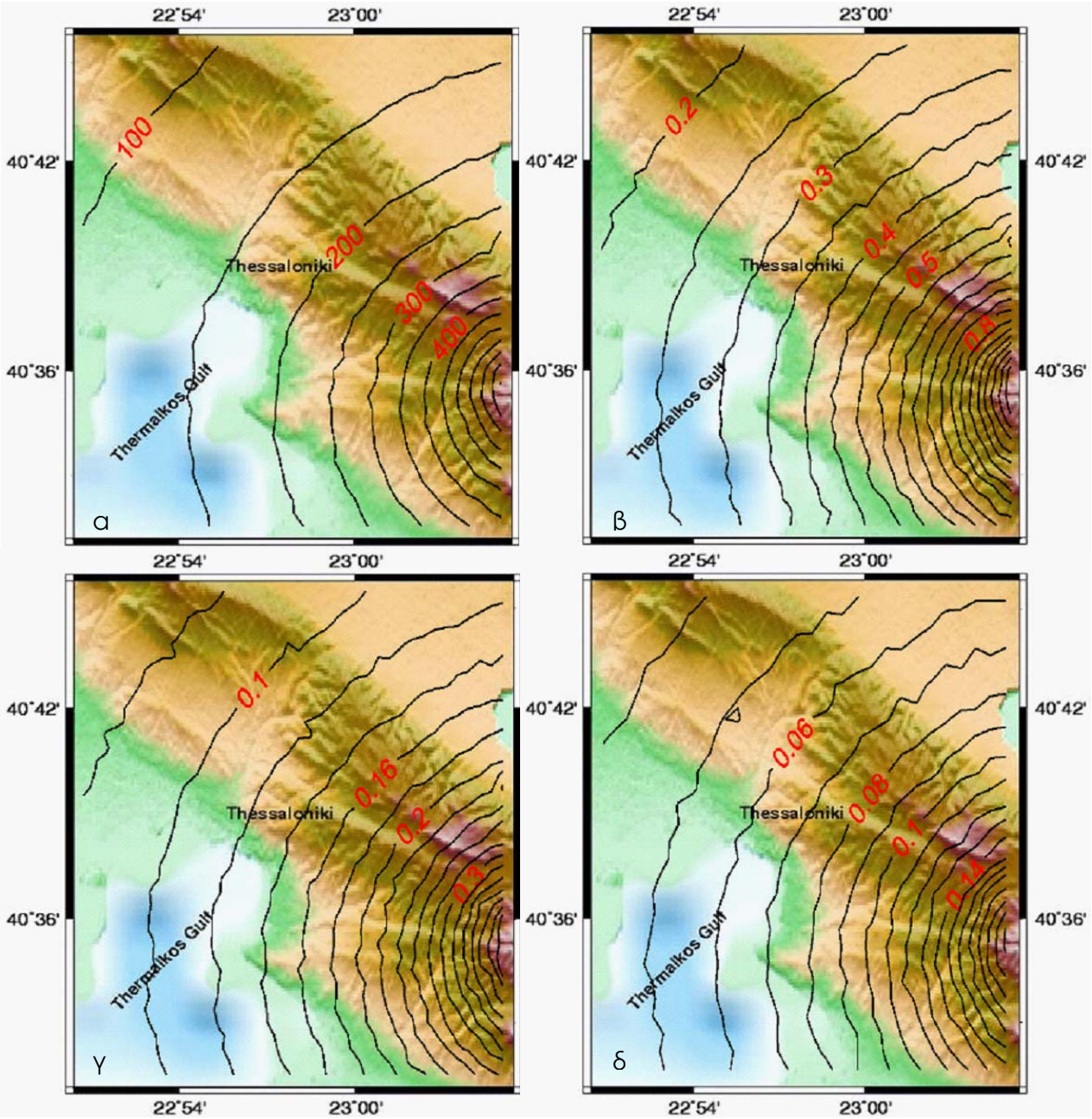


Σχήμα Γ5: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.9 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΠΥΛΑΙΑΣ - ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **EXSIM**

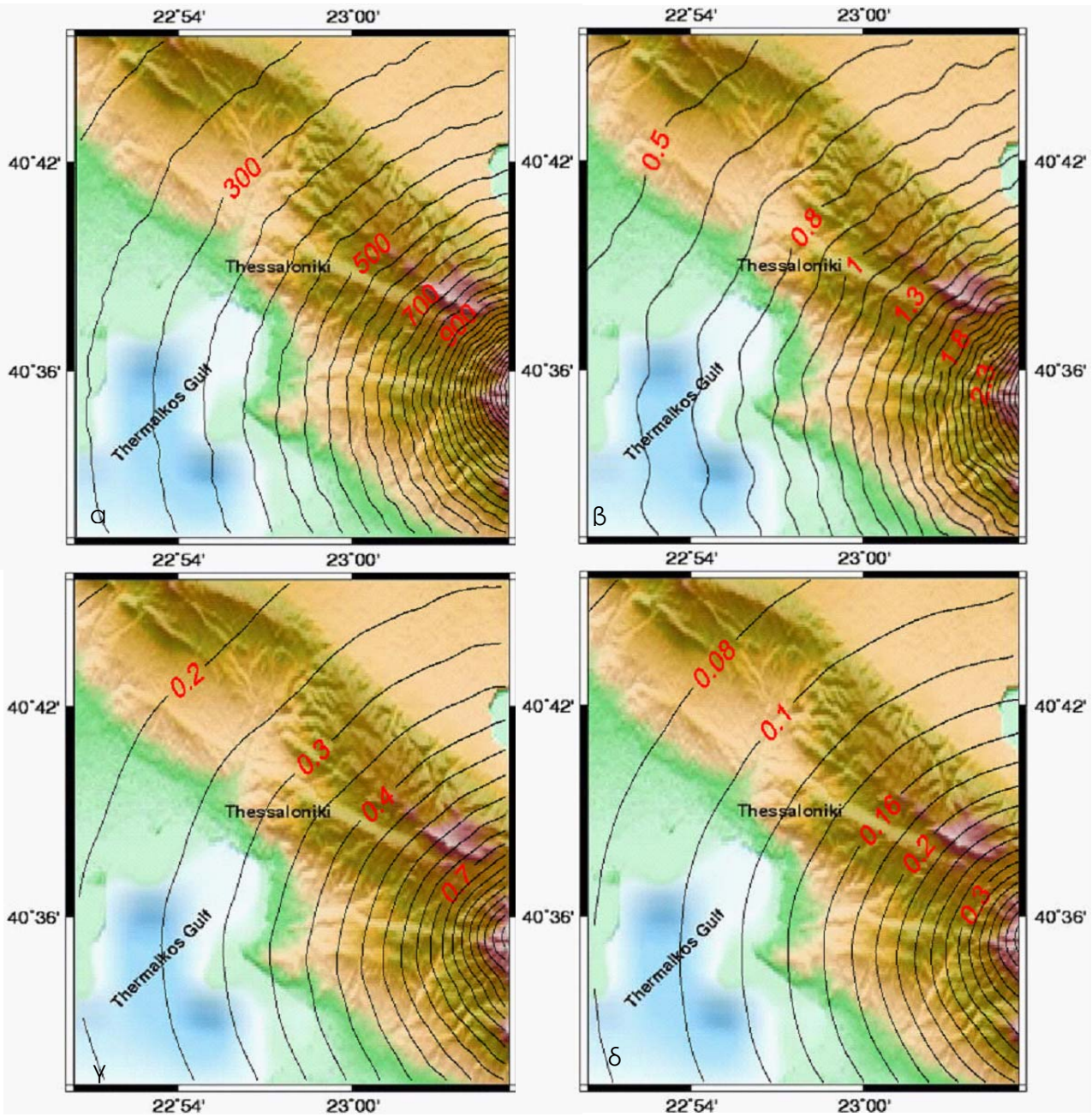


Σχήμα Γ6: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM για σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.9 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΠΥΛΑΙΑΣ - ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **FINSIM**

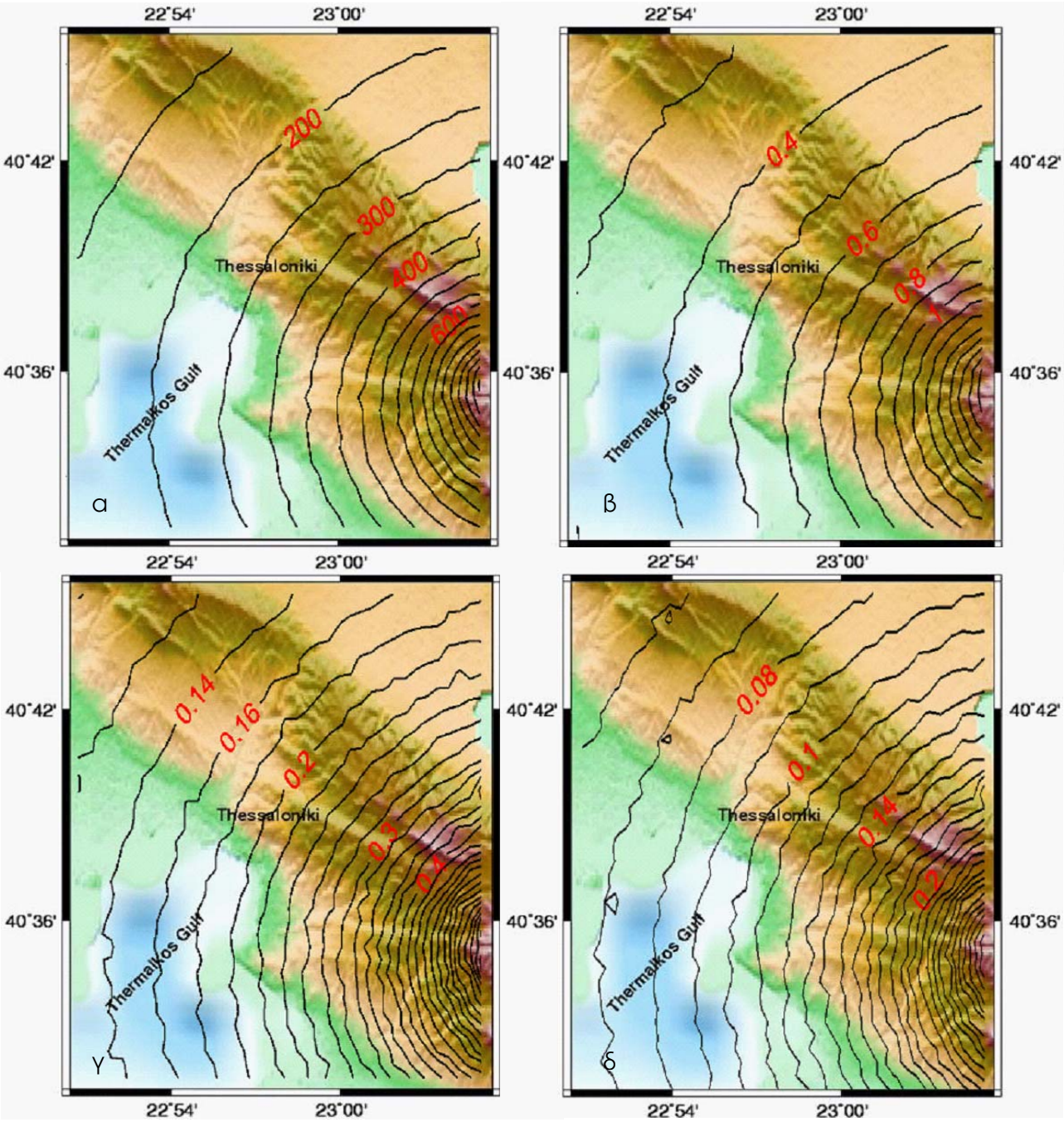


Σχήμα Γ7: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.9 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΠΥΛΑΙΑΣ - ΠΑΝΟΡΑΜΑΤΟΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **EXSIM**

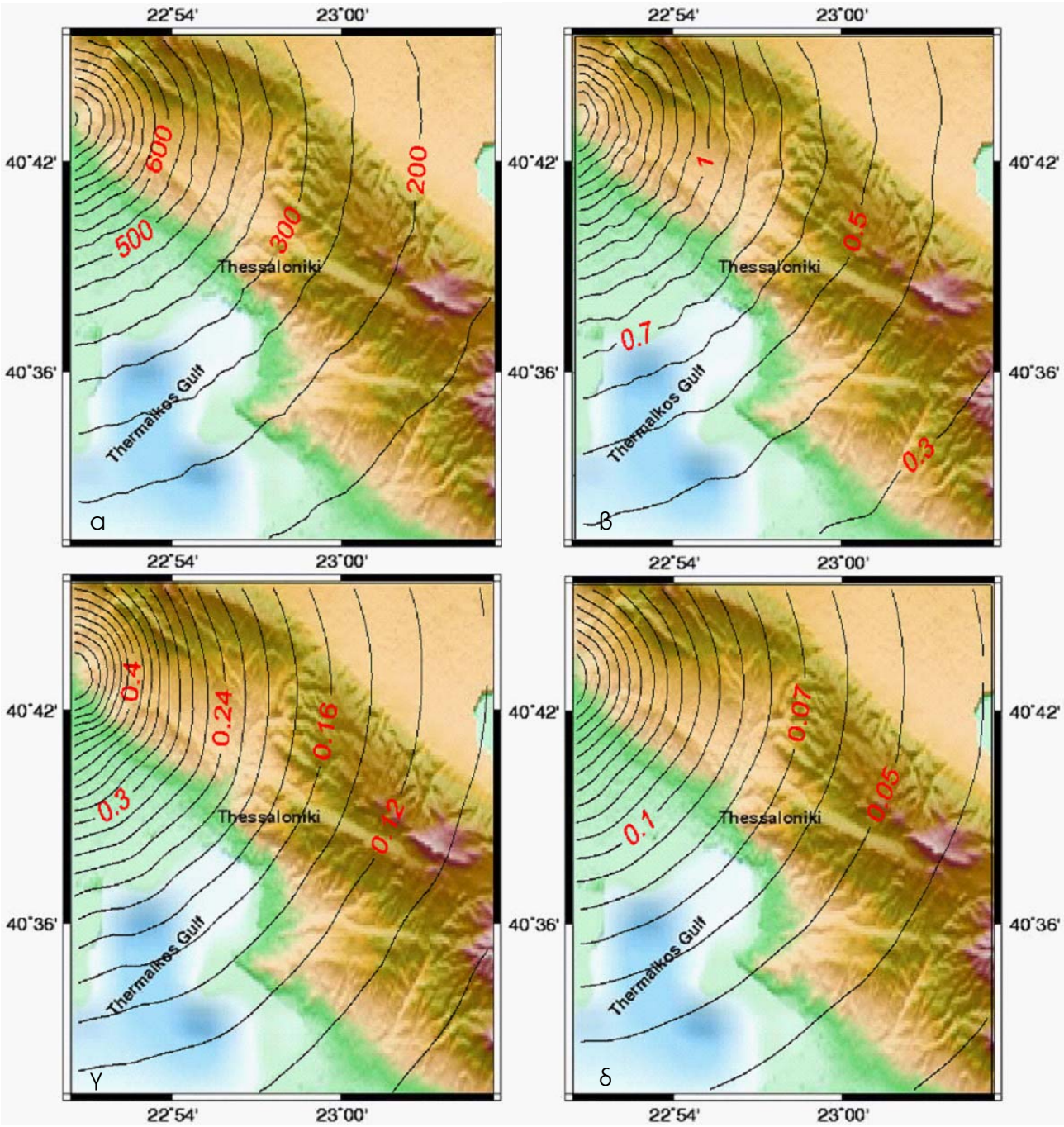


Σχήμα Γ8: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM για σενάριο σεισμού M5.9 στο ρήγμα Πυλαίας - Πανοράματος, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.7 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΝΕΑΣ ΜΕΣΗΜΒΡΙΑΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **FINSIM**

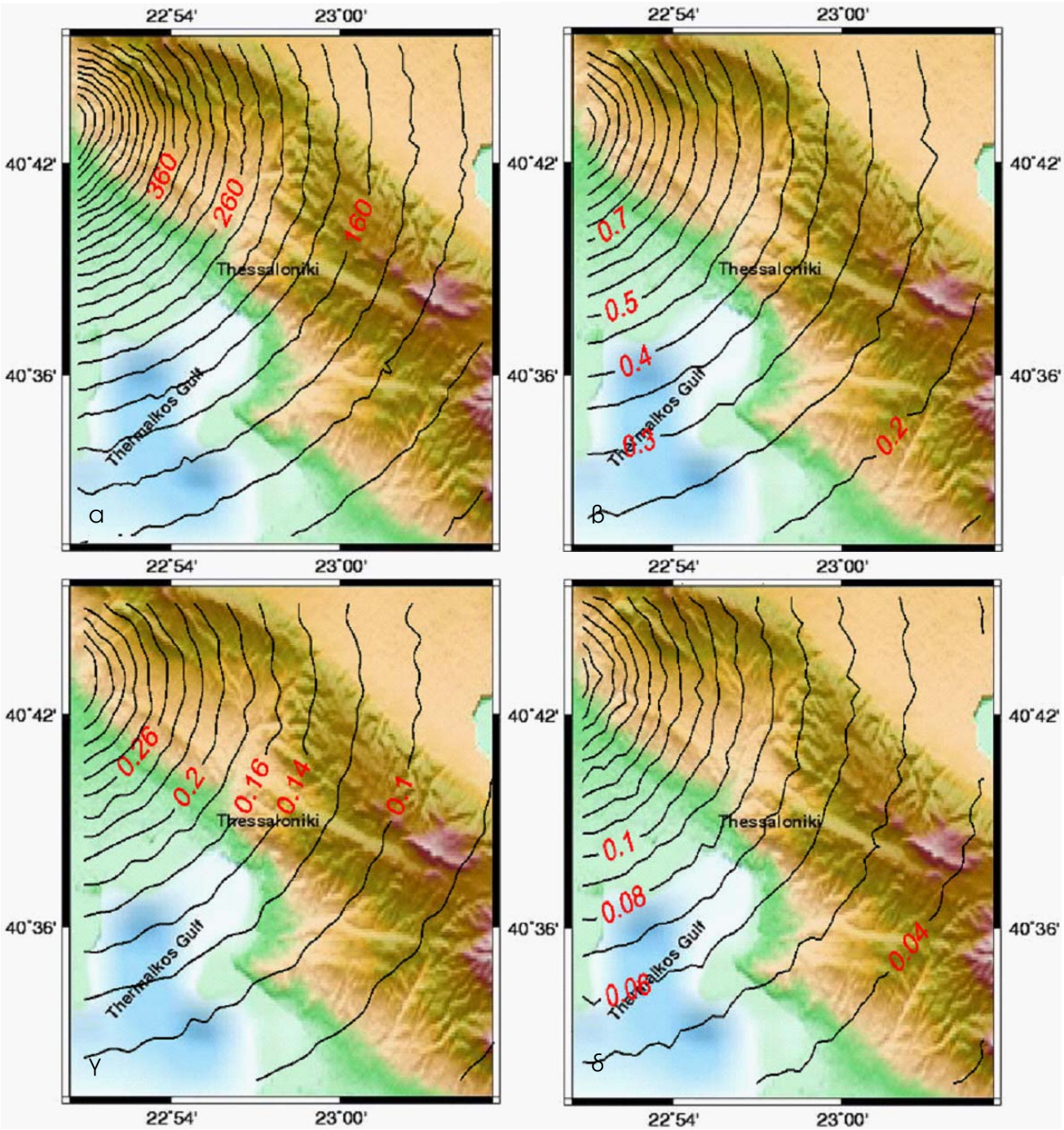


Σχήμα Γ9: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα της Νέας Μεσημβρίας, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.7 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΝΕΑΣ ΜΕΣΗΜΒΡΙΑΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **EXSIM**

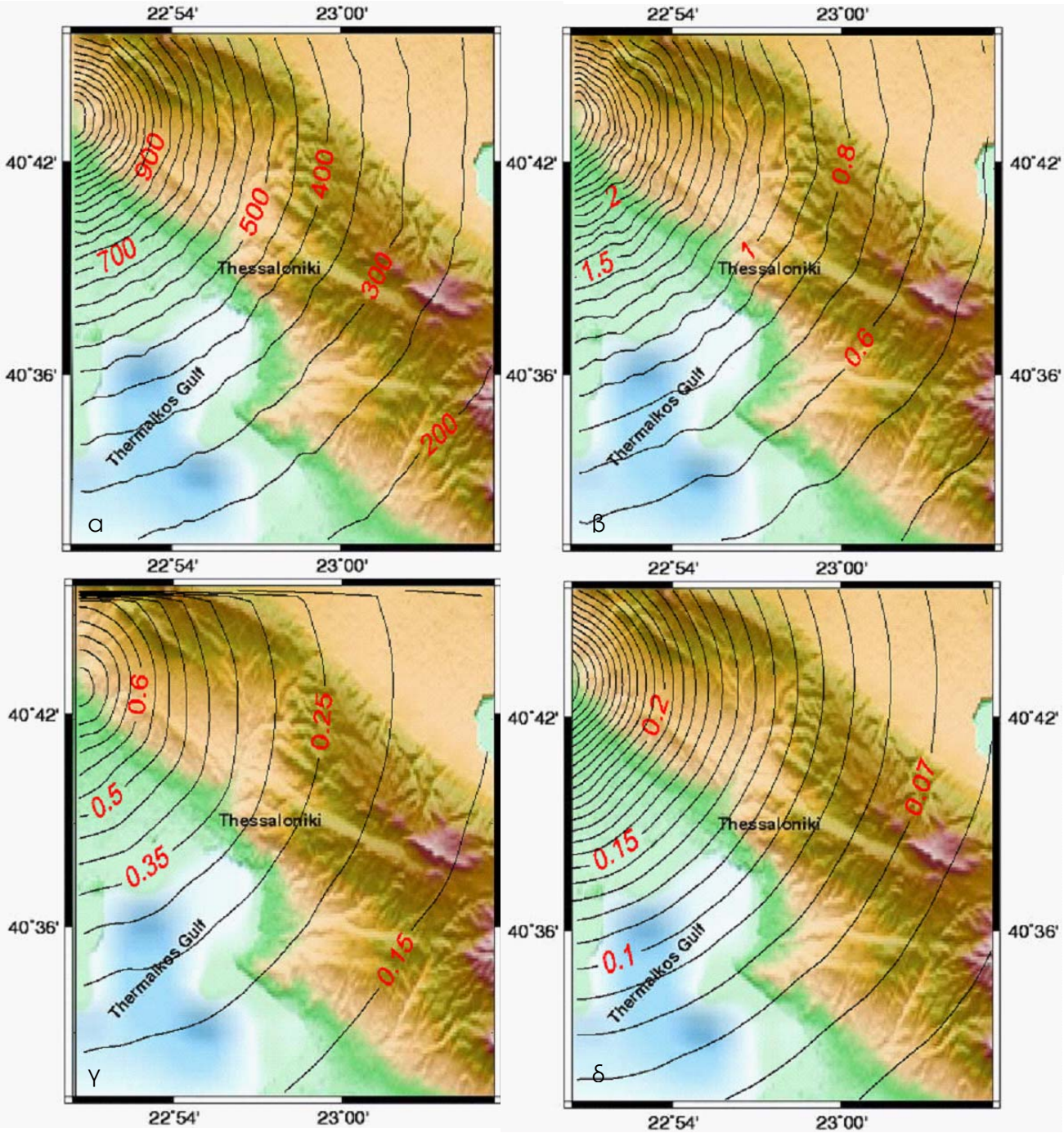


Σχήμα Γ10: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM για σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα της Νέας Μεσημβρίας, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.7 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΝΕΑΣ ΜΕΣΗΜΒΡΙΑΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **FINSIM**

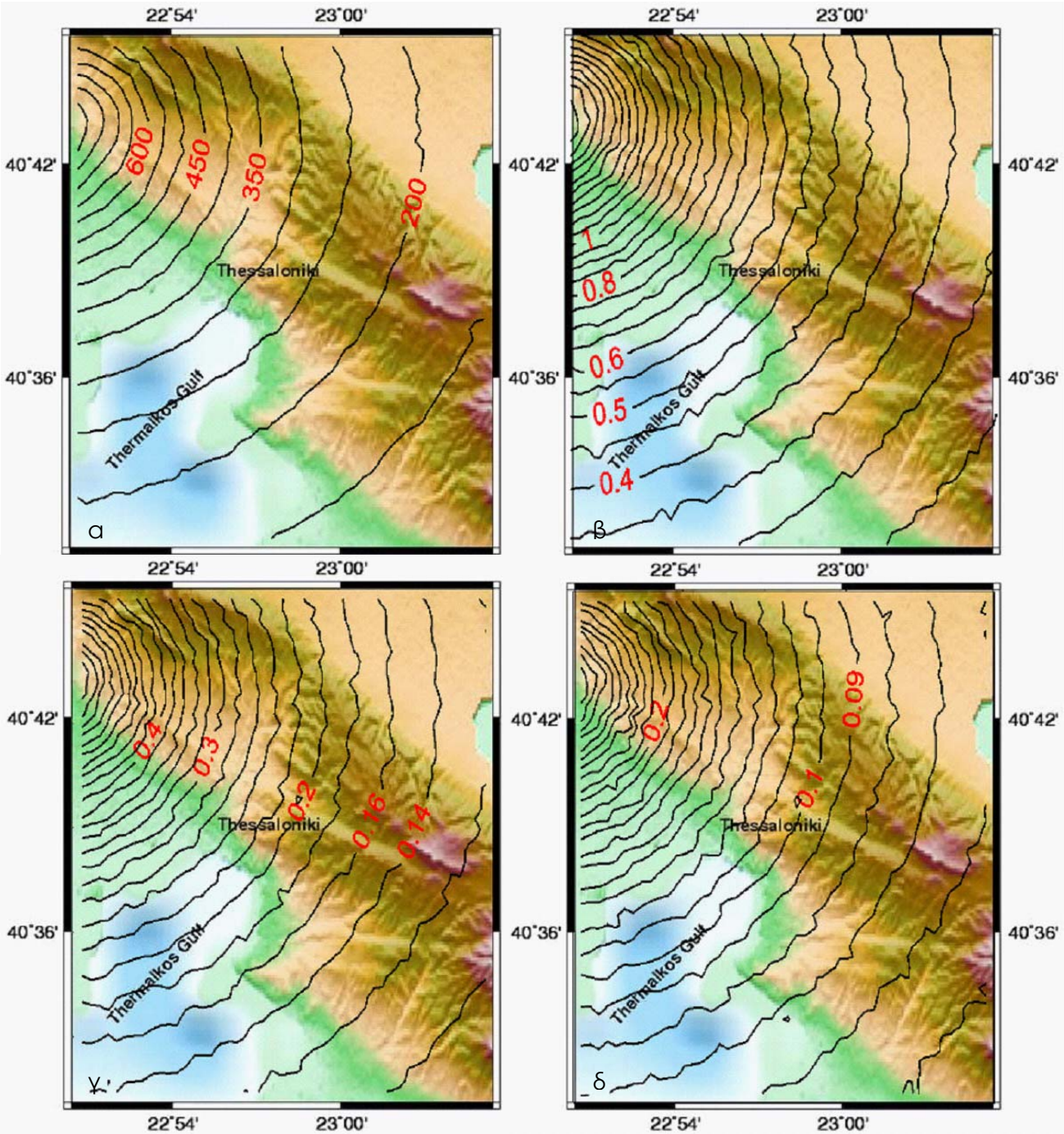


Σχήμα Γ11: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα της Νέας Μεσημβρίας, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M5.7 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΝΕΑΣ ΜΕΣΗΜΒΡΙΑΣ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **EXSIM**

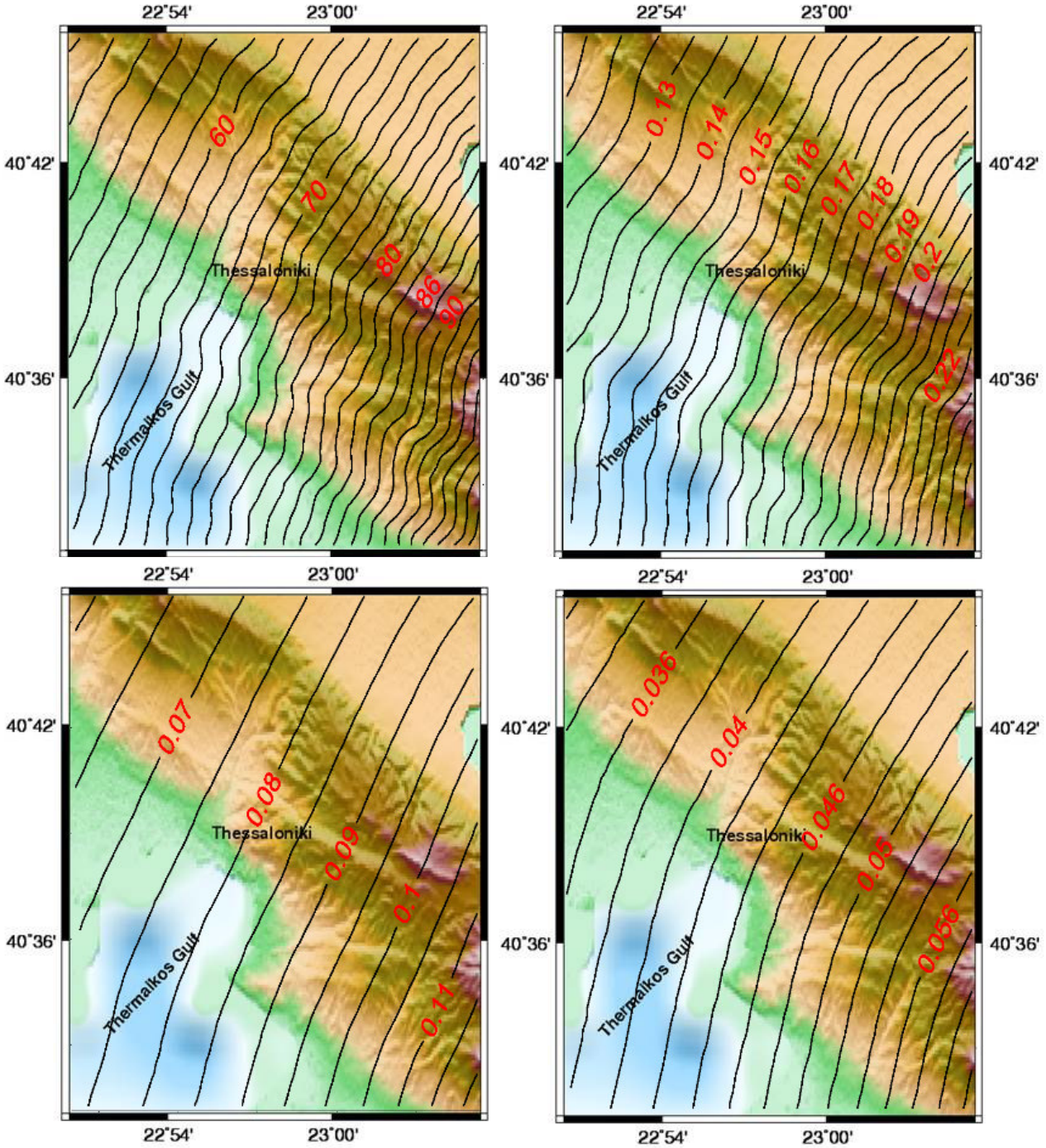


Σχήμα Γ12: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα EXSIM για σενάριο σεισμού M5.7 στο ρήγμα της Νέας Μεσημβρίας, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ Μ6.7 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΓΟΜΑΤΙΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **FINSIM**

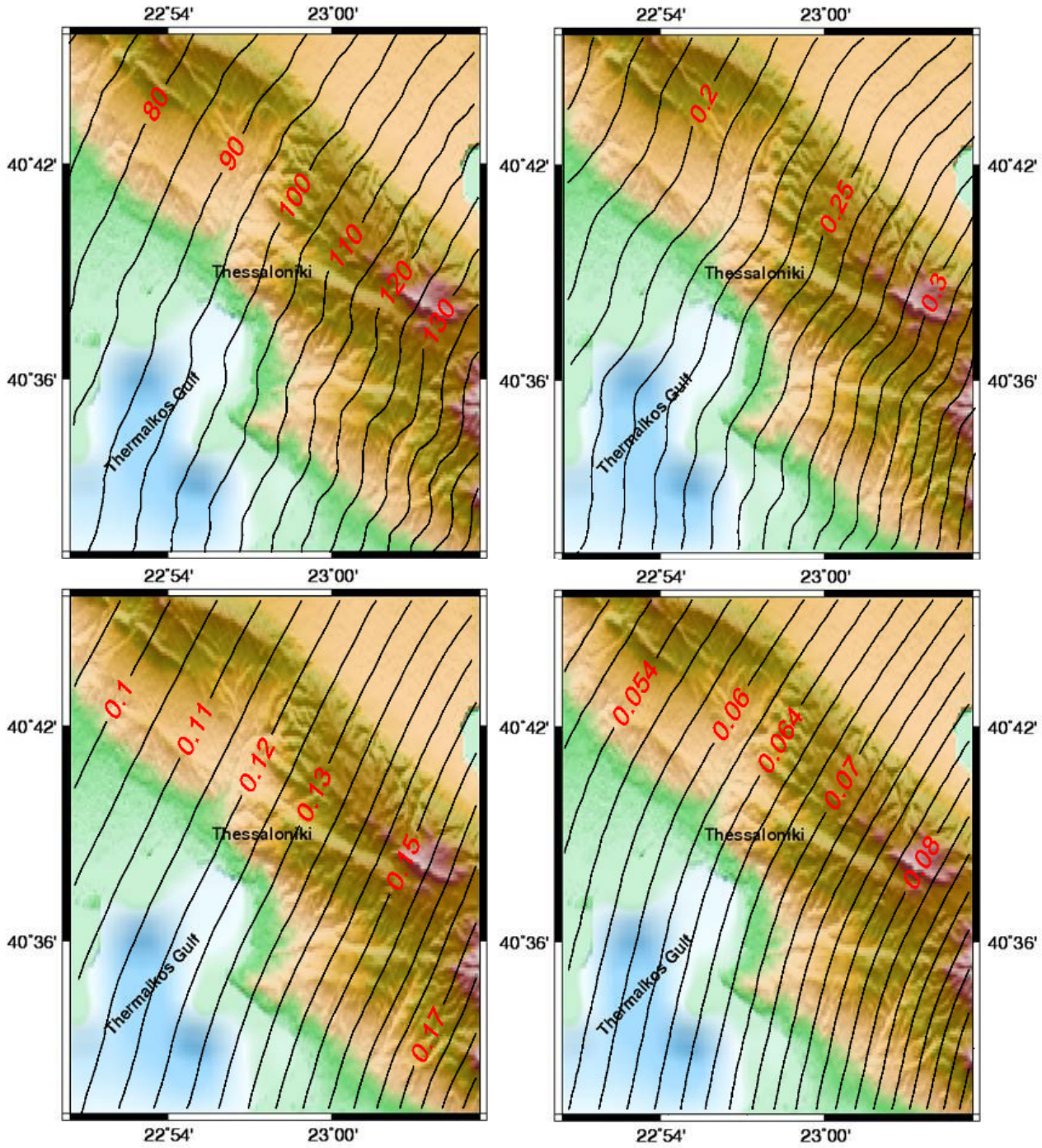


Σχήμα Γ13: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού Μ6.7 στο ρήγμα Γοματίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ Μ6.7 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΓΟΜΑΤΙΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **FINSIM**

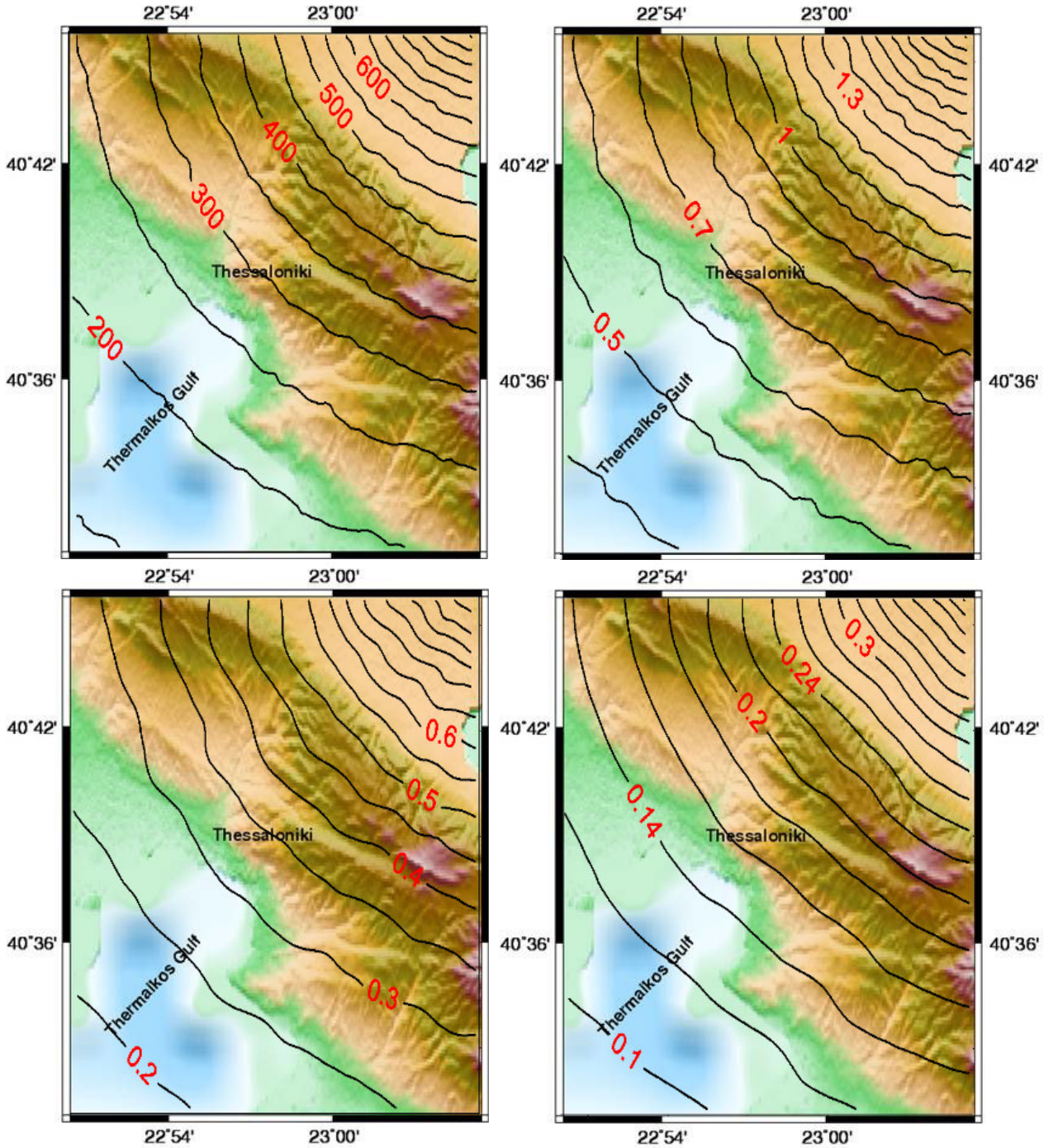


Σχήμα Γ14: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού Μ6.7 στο ρήγμα Γοματίου, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ M6.6 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΣΟΧΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους C**

Μέθοδο: **FINSIM**

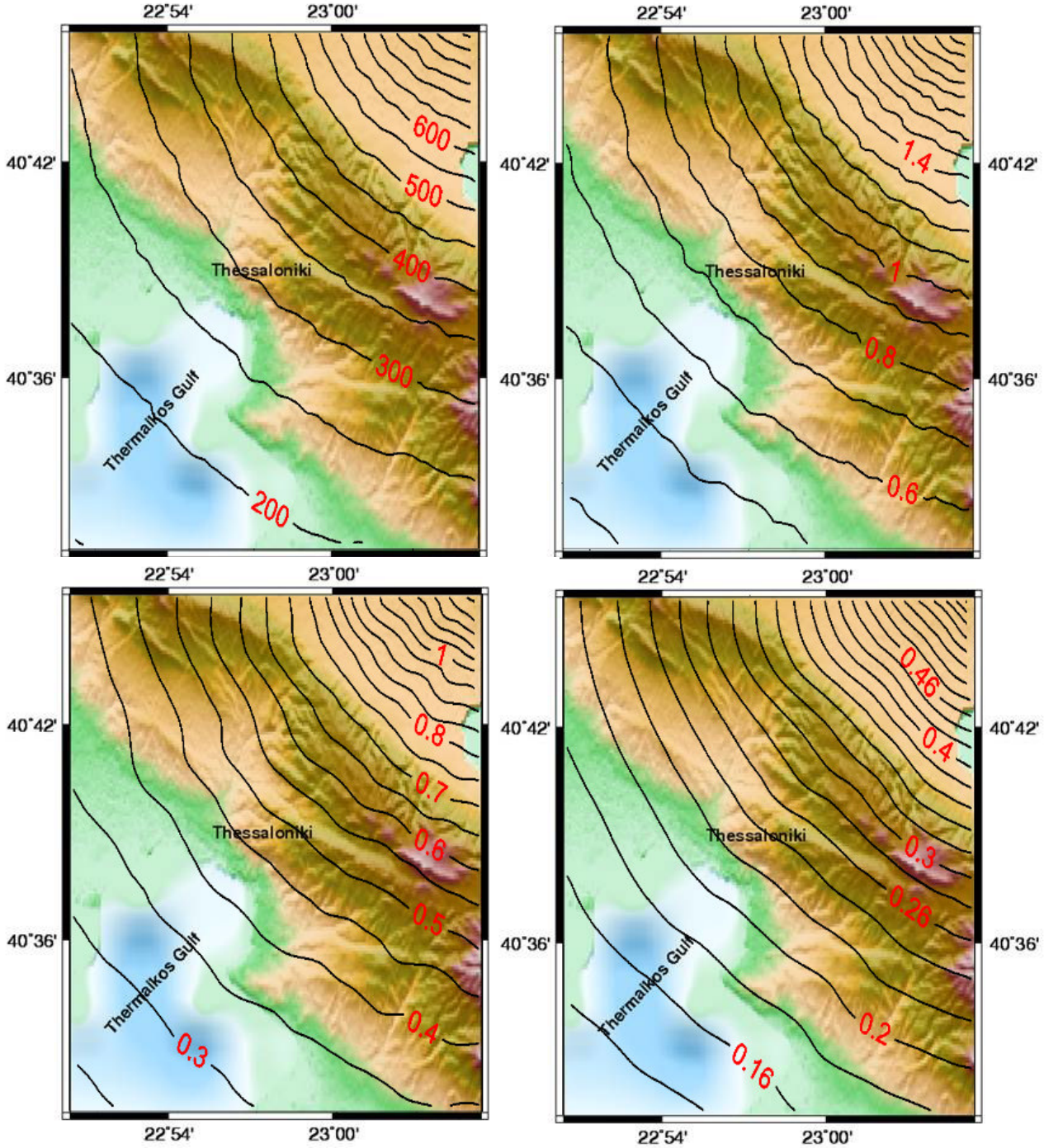


Σχήμα Γ15: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού M6.6 στο ρήγμα του Σοχού, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους C.*

ΣΕΝΑΡΙΟ ΣΕΙΣΜΟΥ Μ6.6 ΣΤΟ ΡΗΓΜΑ ΤΟΥ ΣΟΧΟΥ

Χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης για **κατηγορία εδάφους D**

Μέθοδο: **FINSIM**



Σχήμα Γ16: *Συνθετικοί χάρτες παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης όπως προέκυψαν με χρήση του κώδικα FINSIM για σενάριο σεισμού Μ6.6 στο ρήγμα του Σοχού, α) χάρτης κατανομής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (σε μονάδες cm/sec^2), β) χάρτης μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης για τιμή της περιόδου T = 0.2 sec (σε μονάδες g), γ) για T = 0.62 sec και δ) για T = 1.07 sec. Για τις τιμές που χαρτογραφούνται έχει θεωρηθεί ότι τα εδάφη της περιοχής που καλύπτει ο χάρτης ανήκουν στην κατηγορία εδάφους D.*