

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7.

### ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

#### Εισαγωγή

Τα τελευταία χρόνια, ένα από τα πιο πολύτιμα εργαλεία των σεισμολόγων για τη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι το στοχαστικό μοντέλο της σημειακής σεισμικής πηγής (Hanks and McGuire, 1981, Boore, 1983; Boore and Atkinson, 1987; Atkinson and Boore, 1995). Το μοντέλο αυτό προτάθηκε αρχικά από τους Hanks and McGuire (1981), οι οποίοι υποστήριξαν ότι οι παρατηρούμενες υψίσυχνες (~1-10 Hz) σεισμικές κινήσεις μπορούν να χαρακτηριστούν ως πεπερασμένης διάρκειας λευκός γκαουσιανός θόρυβος (white Gaussian noise). Ο θόρυβος αυτός μπορεί να θεωρηθεί ότι επικάθεται πάνω σε ένα φάσμα πλάτους, το οποίο αντιστοιχεί στην εστία και τη διαδικασία διάρρηξης και περιγράφεται ικανοποιητικά με τη χρήση γνωστών σεισμολογικών μοντέλων (Aki, 1967; Brune, 1970, 1971; Atkinson and Silva, 2000, μεταξύ άλλων).

Η στοχαστική μέθοδος, που είναι γνωστή και ως «μέθοδος του λευκού θορύβου», προτάθηκε από τον Boore (1983) και εφαρμόστηκε από μεγάλο αριθμό ερευνητών για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης από σημειακές σεισμικές πηγές (Boore and Atkinson, 1987; Toro and McGuire, 1987; Ou and Herrmann, 1990; Atkinson and Boore, 1995).

Οι Beresnev and Atkinson (1997), πρότειναν μια τεχνική για την επέκταση των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου και σε περιπτώσεις πηγών με πεπερασμένες διαστάσεις, όπως είναι τα ρήγματα που συνδέονται με τη γένεση ισχυρών σεισμών. Η βασική ιδέα της μεθόδου περιλαμβάνει διαίρεση της μελετούμενης πηγής σε μικρότερα τμήματα, καθένα από τα οποία μπορεί να θεωρηθεί ως σημειακή σεισμική πηγή. Σε κάθε σημειακή πηγή αποδίδεται ένα θεωρητικό, στοχαστικό μοντέλο φάσματος της μορφής  $\omega^{-2}$  (Aki, 1967) και καθένα από τα φάσματα αυτά συνελίσσεται με το αποτέλεσμα του δρόμου διάδοσης, το οποίο περιγράφεται κατά κύριο λόγο με εμπειρικό τρόπο (εμπειρικές σχέσεις πλάτους και διάρκειας των ισχυρών σεισμικών κινήσεων σε συνάρτηση με την απόσταση από την πηγή). Τα επιμέρους τελικά φάσματα από τα διάφορα τμήματα στα οποία έχει διαιρεθεί η αρχική πηγή,

αθροίζονται στη θέση παρατήρησης χρησιμοποιώντας κατάλληλες χρονικές διορθώσεις, έτσι ώστε να παραχθεί το συνθετικό φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης από την πηγή πεπερασμένων διαστάσεων.

Η παραπάνω τεχνική έχει το πλεονέκτημα της απλότητας σε σύγκριση με άλλες που έχουν προταθεί για τον ίδιο σκοπό (Hartzell and Heaton, 1983; Somerville et al., 1991; Zeng et al., 1994, μεταξύ άλλων) και στις οποίες υπεισέρχονται πολύπλοκοι θεωρητικοί υπολογισμοί. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με το ότι καμία από τις προτεινόμενες κατά καιρούς μεθοδολογίες δεν παρουσιάζει συστηματικά μεγαλύτερη ακρίβεια σε σχέση με τις υπόλοιπες, οδήγησε στην επιλογή της συγκεκριμένης τεχνικής για τις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος. Επιπρόσθετα, στη μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997), δίνεται η δυνατότητα χρησιμοποίησης συγκεκριμένου μοντέλου κατανομής της ολίσθησης πάνω στην πεπερασμένη σεισμική πηγή.

### Στοχαστική Μέθοδος

Στη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, το φάσμα της σεισμικής κίνησης αποκτά ιδιαίτερη βαρύτητα καθώς είναι αυτό το οποίο εμπεριέχει τη φυσική της σεισμικής διάρρηξης και της κυματικής διάδοσης από την περιοχή της εστίας μέχρι τη θέση παρατήρησης. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίον οι μέχρι σήμερα προσπάθειες βελτίωσης του στοχαστικού μοντέλου διαφέρουν ουσιαστικά μόνο στον τρόπο περιγραφής του φάσματος της ισχυρής κίνησης.

Γενικά, το φάσμα Fourier ενός σεισμικού σήματος  $\{A(M_0, R, f)\}$  σε ορισμένη απόσταση  $R$  από τη σεισμική εστία μπορεί να αναπαρασταθεί από το γινόμενο του φάσματος της σεισμικής πηγής  $\{E(M_0, f)\}$ , του αποτελέσματος του δρόμου διάδοσης  $\{P(R, f)\}$  και των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση παρατήρησης  $\{G(f)\}$ , καθώς επίσης και από τα χαρακτηριστικά του οργάνου καταγραφής  $\{I(f)\}$ :

$$A(M_0, R, f) = E(M_0, f) \cdot P(R, f) \cdot G(f) \cdot I(f) \quad (1)$$

όπου  $M_0$  είναι η σεισμική ροπή και  $f$  η συχνότητα.

Παρακάτω δίνεται μια σύντομη περιγραφή του τρόπου αναπαράστασης των τεσσάρων όρων από τους οποίους αποτελείται το φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης, στις εφαρμογές της στοχαστικής μεθόδου.

## Παράγοντας της σεισμικής εστίας

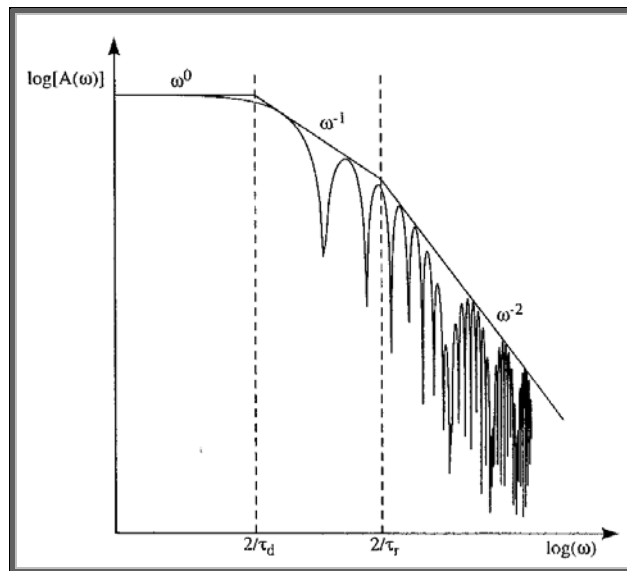
Το φάσμα της εστίας,  $E(M_0, f)$ , αποτελεί συνάρτηση του μεγέθους του σεισμού και περιγράφεται μαθηματικά ως εξής:

$$E(M_0, f) = C \cdot M_0 \cdot S(M_0, f) \quad (2)$$

όπου  $C$  είναι σταθερά, η οποία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$C = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle VF}{4\pi\rho\beta^3 R_0} \quad (3)$$

Στην παραπάνω μαθηματική έκφραση  $\langle R_{\theta\phi} \rangle$  είναι το μοντέλο ακτινοβολίας που συνήθως αντιστοιχεί στο μέσο όρο των δυο τιμών που έχουν υπολογιστεί για τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα (Boore and Boatwright, 1984),  $V$  ( $=1/\sqrt{2}$ ) η παράμετρος που αντιστοιχεί στη διαίρεση της συνολικής ενέργειας των εγκάρσιων κυμάτων στις δυο οριζόντιες συνιστώσες,  $F$  (συνήθως  $= 2$ ) το αποτέλεσμα της ελεύθερης επιφάνειας του εδάφους,  $\rho$  η πυκνότητα του μέσου διάδοσης στην περιοχή της εστίας,  $\beta$  η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και  $R_0$  ορισμένη απόσταση αναφοράς, που συνήθως ορίζεται ίση με 1 km.



**Σχήμα 7.1:** Σχηματική παρουσίαση φάσματος που περιγράφει το  $\omega^{-2}$  μοντέλο σεισμικής πηγής του Aki (1967). Οι δυο γωνιακές συχνότητες του φάσματος συνδέονται με τη διάρκεια της διάρρηξης ( $\tau_d$ ) και τον χρόνο ανόδου ( $\tau_r$ ), ενώ το υψίσυχο τμήμα του φάσματος ( $\log(\omega) > 2/\tau_r$ ) μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το τετράγωνο της συχνότητας (Shearer, 1999).

Στη σχέση (2), ο παράγοντας  $S(M_0, f)$  αντιστοιχεί στο φάσμα μετάθεσης της σεισμικής εστίας, το οποίο μπορεί να περιγραφεί με βάση απλά σεισμολογικά μοντέλα. Ανάμεσα στα διάφορα μοντέλα που έχουν προταθεί κατά καιρούς, το πιο διαδεδομένο είναι το  $\omega^{-2}$  (Aki, 1967), όπου το υψίσυχνο τμήμα του φάσματος μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το τετράγωνο της συχνότητας (σχήμα 7.1). Ωστόσο, αρκετοί ερευνητές έχουν χρησιμοποιήσει διαφορετικούς τρόπους περιγραφής του φάσματος μετάθεσης της εστίας (Boatwright and Choy, 1992; Atkinson and Boore, 1995; Haddon, 1996; Joyner, 1997; Atkinson and Silva, 2000, μεταξύ άλλων).

### Παράγοντας του δρόμου διάδοσης

Η επίδραση του δρόμου διάδοσης στο φάσμα της ισχυρής σεισμικής κίνησης μπορεί γενικά να αναπαρασταθεί με δυο τρόπους. Ο πρώτος τρόπος περιλαμβάνει θεωρητικό υπολογισμό των μεταβολών που υφίστανται τα ακτινοβολούμενα από την εστία σεισμικά κύματα, καθώς διαδίδονται μέσα στο γήινο φλοιό. Για το σκοπό αυτόν απαιτείται συνδυασμός της θεωρίας της κυματικής διάδοσης (wave propagation theory) με καλή γνώση της δομής του φλοιού στην περιοχή μελέτης (Somerville et al., 1991; Cohee et al., 1991; Zeng et al., 1994; Yu et al., 1995, μεταξύ άλλων). Ο δεύτερος τρόπος υπολογισμού του αποτελέσματος του δρόμου διάδοσης περιλαμβάνει τη χρήση απλών εμπειρικών σχέσεων για την απόσβεση και τη γεωμετρική διασπορά των σεισμικών κυμάτων, καθώς επίσης και για την παρατηρούμενη αύξηση της διάρκειας των σεισμικών καταγραφών με την απόσταση. Ο τρόπος αυτός είναι και ο πιο διαδεδομένος και συναντάται στη συντριπτική πλειοψηφία των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου (για παράδειγμα Beresnev and Atkinson, 1999; Atkinson and Silva, 2000; Castro et al., 2001; Atkinson and Beresnev, 2002; Hough et al., 2002; Iglesias et al., 2002). Το απλουστευμένο αποτέλεσμα του δρόμου διάδοσης,  $P(R, f)$ , μπορεί να περιγραφεί μαθηματικά από την ακόλουθη σχέση:

$$P(R, f) = Z(R) \cdot e^{\frac{-\pi R}{Q(f)c_Q}} \quad (4)$$

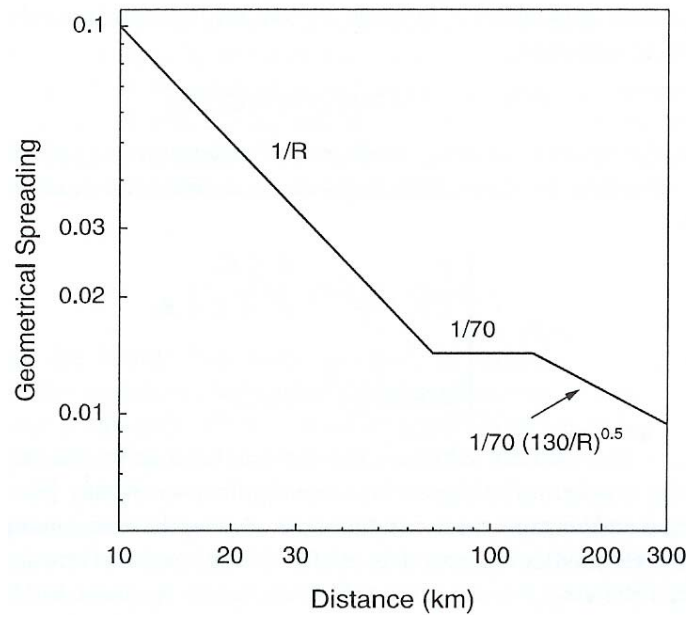
όπου η απόσταση  $R$  ορίζεται συνήθως ως η μικρότερη απόσταση από τη ρηξιγενή επιφάνεια,  $Z(R)$  είναι η συνάρτηση που περιγράφει τη γεωμετρική διασπορά,  $Q(f)$  η

συνάρτηση απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων και  $c_Q$  η ταχύτητα της κυματικής φάσης που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της  $Q(f)$ .

Το αποτέλεσμα της γεωμετρικής διασποράς,  $Z(R)$ , συνυπολογίζεται μέσω της χρήσης συναρτήσεων της μορφής:

$$Z(R) = \begin{cases} \frac{R_0}{R} & R \leq R_1 \\ Z(R_1) \left( \frac{R_1}{R} \right)^{p_1} & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \dots & \\ Z(R_n) \left( \frac{R_n}{R} \right)^{p_n} & R_n \leq R \end{cases} \quad (5)$$

Παράδειγμα της μορφής που έχει η συνάρτηση αυτή παρουσιάζεται στο σχήμα 7.2.



**Σχήμα 7.2:** Παράδειγμα συνάρτησης που χρησιμοποιείται για τη συμπερίληψη του αποτελέσματος της γεωμετρικής διασποράς στη στοχαστική μέθοδο (Boore, 2003).

### Παράγοντας των τοπικών εδαφικών συνθηκών

Αν και το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών αποτελεί ουσιαστικά μέρος του αποτελέσματος του δρόμου διάδοσης, έχει καθιερωθεί να αντιμετωπίζεται ξεχωριστά λόγω της ποικιλομορφίας που παρουσιάζει και της καθοριστικής

επίδρασής του στα πλάτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Γενικά, το αποτέλεσμα των τοπικών εδαφικών συνθηκών περιγράφεται από μια εξίσωση της μορφής:

$$G(f) = A(f)D(f) \quad (6)$$

όπου  $A(f)$  είναι συνάρτηση που περιγράφει την ενίσχυση που προκαλούν στα καταγραφόμενα πλάτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης τα επιφανειακότερα στρώματα της δομής κάτω από τη θέση καταγραφής και  $D(f)$  είναι συνάρτηση που υπεισέρχεται για να περιγράψει το φαινόμενο της απότομης μείωσης των φασματικών πλατών στο υψίσυχο τμήμα του φάσματος.

Η ενίσχυση  $A(f)$  αποτελεί συνάρτηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με το βάθος και για τον υπολογισμό της χρησιμοποιούνται κατά κανόνα χρόνοι διαδρομής των εξεταζόμενων κυμάτων σε γεωτρήσεις (Boore and Joyner, 1997; Margaris and Boore, 1998; Klimis et al., 1999).

Η συνάρτηση  $D(f)$  είναι ένα φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων που υπεισέρχεται για να περιγράψει το φαινόμενο της απότομης μείωσης που εμφανίζουν τα φάσματα της επιτάχυνσης πάνω από ορισμένη συχνότητα  $f_{max}$ . Κάποιοι επιστήμονες αποδίδουν το φαινόμενο αυτό στον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιείται η διάρρηξη στη σεισμική εστία (Papageorgiou and Aki, 1983; Papageorgiou, 1988), ο οποίος και καθορίζει την τιμή της  $f_{max}$ . Άλλοι θεωρούν ότι η τιμή αυτή καθορίζεται από τις εδαφικές συνθήκες στη θέση καταγραφής και ιδιαίτερα από την απόσβεση που προκαλεί το επιφανειακό αποσαθρωμένο στρώμα (Hanks, 1982; Anderson and Hough, 1984; Beresnev and Atkinson, 1997; Theodoulidis and Bard, 1998). Στη μέθοδο που ακολουθήθηκε εδώ, η συνάρτηση  $D(f)$  παίρνει τη μορφή του φίλτρου Butterworth τέταρτης τάξης (Boore, 1983) :

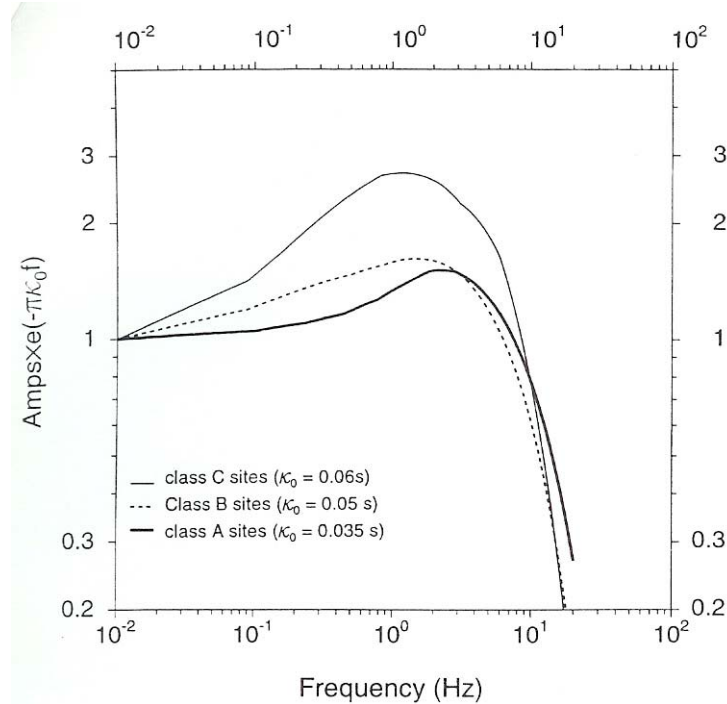
$$D(f) = \left[ 1 + \left( \frac{f}{f_{max}} \right)^8 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (7)$$

Η ίδια συνάρτηση μπορεί να εκφραστεί και σε σχέση με την παράμετρο  $\kappa_0$  της φασματικής μείωσης των πλατών (Anderson and Hough, 1984):

$$D(f) = \exp(-\pi\kappa_0 f) \quad (8)$$

Η μορφή της συνάρτησης  $D(f)$  έχει καθοριστική επίδραση στη μορφή του συνθετικού φάσματος και ιδιαίτερα στις πολύ υψηλές συχνότητες ( $>10$  Hz).

Παράδειγμα του συνδυασμένου αποτελέσματος των συναρτήσεων  $A(f)$  και  $D(f)$  για αντιπροσωπευτικές κατηγορίες εδαφικών συνθηκών του ελληνικού χώρου παρουσιάζεται στο σχήμα 7.3.



**Σχήμα 7.3:** Συνδυασμένο αποτέλεσμα των παραγόντων της ενίσχυσης και της απόσβεσης που οφείλονται στις τοπικές εδαφικές συνθήκες, για αντιπροσωπευτικές κατηγορίες εδαφών του ελληνικού χώρου (Margaris and Boore, 1998).

### Παράγοντας της απόκρισης του οργάνου καταγραφής

Ο τέταρτος παράγοντας που υπεισέρχεται κατά τον υπολογισμό του φάσματος Fourier της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι η απόκριση του οργάνου καταγραφής. Το αποτέλεσμα του παράγοντα αυτού εξαρτάται από τα τεχνικά χαρακτηριστικά του οργάνου, τα οποία παρέχονται με λεπτομέρεια από τους κατασκευαστές. Στην περίπτωση που οι στοχαστικές προσομοιώσεις δεν αφορούν συγκεκριμένο καταγραφικό όργανο, ο παράγοντας αυτός συνυπολογίζεται μέσω του ακόλουθου φίλτρου:

$$I(f) = (2\pi fi)^n \quad (9)$$

όπου  $i = \sqrt{-1}$  και  $n=0, 1, 2$  για τον υπολογισμό εδαφικής μετάθεσης, ταχύτητας και επιτάχυνσης, αντίστοιχα.

### Στοχαστική Μέθοδος σε Πεπερασμένες Πηγές

Η επέκταση των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου σε περιπτώσεις πηγών με πεπερασμένες διαστάσεις απαιτεί τροποποιήσεις των θεωρητικών σχέσεων που ισχύουν για τις σημειακές πηγές. Το ρήγμα του υπό προσομοίωση σεισμού διαιρείται σε μικρότερα τμήματα (Hartzell, 1978), οι διαστάσεις των οποίων καθορίζονται εμπειρικά, κατά τέτοιο τρόπο ώστε καθένα από τα τμήματα να μπορεί να θεωρηθεί ως σημειακή σεισμική πηγή. Η θεώρηση αυτή μπορεί να γίνει σε περιπτώσεις που οι διαστάσεις των τμημάτων του ρήγματος είναι αρκετά μικρότερες σε σχέση με την απόσταση τους από το σημείο παρατήρησης.

Σε κάθε μια από τις θεωρούμενες σημειακές σεισμικές πηγές αποδίδεται ένα φάσμα τη μορφής  $\omega^{-2}$  το οποίο καθορίζεται πλήρως από δυο παραμέτρους: τη σεισμική ροπή,  $m_0$ , και τη γωνιακή συχνότητα,  $f_c$ . Επειδή, ωστόσο, στην πραγματικότητα οι μικρές πηγές δεν είναι σημειακές θα πρέπει οι παραπάνω παράμετροι να συνδεθούν με τις πεπερασμένες διαστάσεις αυτών ( $\Delta l \times \Delta w$ ). Στην απλή περίπτωση που ισχύει  $\Delta l = \Delta w$ , η σεισμική ροπή,  $m_0$ , κάθε μικρής πηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m_0 = C \cdot \Delta l^3 \quad (10)$$

Η παράμετρος  $C$  έχει διαστάσεις τάσης και μπορεί να θεωρηθεί ότι ταυτίζεται με τη στατική πτώση τάσης,  $\Delta\sigma$ . Ωστόσο, στην πραγματικότητα αποτελεί απλά έναν παράγοντα που συνδέει τη σεισμική ροπή κάθε υποπηγής (subfault) με τις πεπερασμένες διαστάσεις της, ελέγχοντας τον αριθμό των μικρών πηγών που πρέπει να συντεθούν σε κάθε προσομοίωση, χωρίς σαφή φυσική σημασία. Για το λόγο αυτόν, οι Beresnev and Atkinson (1997) πρότειναν η τιμή της συγκεκριμένης παραμέτρου να διατηρείται σταθερή και ίση με τη μέση τιμή των 50 bars που υπολόγισαν οι Kanamori and Anderson (1975).

Η γωνιακή συχνότητα του φάσματος κάθε υποπηγής υπολογίζεται από τη σχέση:



$$f_0 = \frac{(\frac{\gamma z}{\pi}) \cdot \beta}{\Delta l} \quad (11)$$

όπου  $\beta$  είναι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και  $\gamma$  ο λόγος της ταχύτητας διάδοσης της διάρρηξης προς την ταχύτητα  $\beta$ . Η παράμετρος  $z$  αντιπροσωπεύει το λόγο του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής προς το χρόνο ανάδυσης της σημειακής πηγής ( $T/\tau \equiv z$ ). Η τιμή της εξαρτάται από μια σύμβαση που γίνεται στον ορισμό του χρόνου ανάδυσης, όπως αυτός υπεισέρχεται στην εκθετική σχέση που περιγράφει το μοντέλο  $\omega^{-2}$  (Beresnev and Atkinson, 1997). Διαφορές στον ορισμό αυτόν οδηγούν σε διαφορετικές σχέσεις μεταξύ του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής και της γωνιακής συχνότητας,  $f_0$ , της ισοδύναμης σημειακής πηγής. Παραδείγματα τέτοιων σχέσεων δίνονται στον Πίνακα (1):

**Πίνακας 1:** Σχέση χρόνου ανάδυσης,  $T$ , πεπερασμένης πηγής και γωνιακής συχνότητας,  $f_0$ , ισοδύναμης σημειακής πηγής, όπως προτάθηκε από διάφορους ερευνητές.

Προτεινόμενη Σχέση	Αναφορά
$f_0 = \frac{1}{T}$	Hanks (1979)
$f_0 = \frac{0.5}{T}$	Boatwright and Choy (1992)
$f_0 = \frac{0.37}{T}$	Hough and Dreger (1995)
$f_0 = \frac{0.27}{T}$	Beresnev and Atkinson (1997)

Στις αρχικές εφαρμογές της στοχαστικής μεθόδου σε πεπερασμένες πηγές (Beresnev and Atkinson, 1997), η παράμετρος  $z$  ήταν ελεύθερη και η τιμή της καθοριζόταν εμπειρικά. Ωστόσο, σε μεταγενέστερες εργασίες, οι Beresnev and Atkinson (1998a, 2001a,b) πρότειναν ότι η παράμετρος αυτή συνδέεται με τη μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης πάνω στο σεισμογόνο ρήγμα και κατά συνέπεια απέδωσαν σε αυτή σαφή φυσική σημασία. Η σχέση που συνδέει την παράμετρο  $z$  με τη μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης,  $v_m$ , περιγράφεται μαθηματικά ως εξής:

$$\nu_m = \left( \frac{2yz}{e} \right) \cdot \left( \frac{\Delta\sigma}{\rho\beta} \right) \quad (12)$$

όπου  $\rho$  είναι η πυκνότητα του μέσου διάδοσης και  $e$  η βάση του Νεπέριου λογαρίθμου.

### Εφαρμογή της Μεθόδου

Το πρώτο στάδιο κατά την εφαρμογή της μεθόδου περιλαμβάνει τη διαίρεση της πεπερασμένης επιφάνειας του ρήγματος του υπό προσομοίωση σεισμού σε μικρότερα τμήματα διαστάσεων  $\Delta l \times \Delta w$ . Η επιλογή των διαστάσεων γίνεται κατά κύριο λόγο εμπειρικά με μοναδικά κριτήρια τη ρεαλιστική μορφή των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων και τις περιορισμένες δυνατότητες της στοχαστικής μεθόδου στην προσέγγιση των λεπτομερειών της διάρρηξης. Αυτό σημαίνει ότι οι διαστάσεις των τμημάτων πρέπει να είναι αρκετά μικρές ώστε να επιτυγχάνεται η αναπαράσταση της πεπερασμένης γεωμετρίας του ρήγματος και της διάδοσης της διάρρηξης, αλλά όχι ιδιαίτερα μικρές αφού με τη στοχαστική μέθοδο μπορούν να προσομοιωθούν μόνο τα αυξητικά χαρακτηριστικά της διάρρηξης και όχι οι λεπτομέρειές της.

Ο εμπειρικός προσδιορισμός των διαστάσεων των «υποπηγών» στις εφαρμογές της στοχαστικής μεθόδου σε πεπερασμένες πηγές θέτει σημαντικούς περιορισμούς σε προσομοιώσεις κινήσεων από μελλοντικούς σεισμούς. Στις περιπτώσεις αυτές, δεν υπάρχει μέτρο σύγκρισης της ποιότητας των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων και οποιοσδήποτε τρόπος διαίρεσης της επιφάνειας του ρήγματος μπορεί να θεωρηθεί αυθαίρετος. Προκειμένου να προσδιορίσουν καλύτερα τον παράγοντα αυτόν, οι Beresnev and Atkinson (1999) πρότειναν μια εμπειρική σχέση που συνδέει τις διαστάσεις των μικρών πηγών με το μέγεθος σεισμικής ροπής,  $M$ , του υπό προσομοίωση σεισμού:

$$\log \Delta l = -2 + 0.4M \quad (13)$$

Για την εξαγωγή της παραπάνω σχέσης, υπολογίστηκαν τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα για 11 σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου από 4, που έχουν συμβεί στο ανατολικό τμήμα της Β. Αμερικής. Από τη σύγκριση των συνθετικών καταγραφών με τις πραγματικές, προέκυψε ότι ο λογάριθμος του μήκους,  $\Delta l$ , των υποπηγών, για το οποίο παρατηρείται η καλύτερη συμφωνία μεταξύ πραγματικών και συνθετικών

καταγραφών αυξάνεται γραμμικά με το μέγεθος των υπό προσομοίωση σεισμών. Κατά συνέπεια, η σχέση (13) μπορεί να χρησιμοποιηθεί προκειμένου να αποφευχθεί η αυθαίρετη διαίρεση της μελετούμενης πηγής.

Στη μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997, 1998a), η διάρρηξη αρχίζει από τη θέση του υποκέντρου και διαδίδεται ακτινικά με σταθερή ταχύτητα,  $\gamma\beta$ , ενεργοποιώντας σταδιακά τα διάφορα τμήματα του ρήγματος, καθώς διέρχεται από το κέντρο της επιφάνειάς τους. Οι συνεισφορές όλων των τμημάτων αθροίζονται στη θέση του σημείου παρατήρησης χρησιμοποιώντας κατάλληλες χρονικές καθυστερήσεις. Η χρονική καθυστέρηση για κάθε τμήμα προκύπτει από το άθροισμα του χρόνου που απαιτείται για να διαδοθεί η διάρρηξη από το υπόκεντρο μέχρι το κέντρο του συγκεκριμένου τμήματος και του χρόνου διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων από το κέντρο του τμήματος μέχρι τη θέση παρατήρησης.

Ο αριθμός των μικρών πηγών που αθροίζονται σε κάθε προσομοίωση υπολογίζεται με βάση την αρχή της διατήρησης της σεισμικής ροπής. Πάνω στο ρήγμα υπάρχουν  $l \times m$  σημειακές πηγές και όλες έχουν την ίδια σεισμική ροπή. Το άθροισμά τους πρέπει να δίνει την τιμή της σεισμικής ροπής του υπό προσομοίωση σεισμού, κάτι που συμβαίνει μόνο στην περίπτωση που η ολίσθηση κατά τη γένεση του μεγάλου σεισμού είναι ίδια με τη συνολική ολίσθηση κατά την ενεργοποίηση των μικρών πηγών. Προκειμένου να υπάρχει η δυνατότητα χρησιμοποίησης ανομοιογενών μοντέλων κατανομής της ολίσθησης στη διαδικασία προσομοίωσης, κάθε τμήμα μπορεί να ολισθήσει πολλαπλές φορές. Με βάση την αρχή διατήρησης της σεισμικής ροπής, ο συνολικός αριθμός των υποπηγών που δραστηριοποιούνται,  $n_s$ , υπολογίζεται από τη σχέση:

$$n_s = \frac{M_0}{l \cdot m \cdot m_0} \quad (14)$$

όπου  $M_0$  και  $m_0$  είναι οι τιμές της σεισμικής ροπής του μελετούμενου σεισμού και κάθε υποπηγής, αντίστοιχα.

Μεταξύ των διαδοχικών ενεργοποιήσεων κάθε τμήματος μεσολαβεί χρονικό διάστημα  $\Delta t$ , το οποίο δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta t = (i - 1 + \xi)T, \quad i = 1, n_s \quad (15)$$

όπου  $T$  είναι ο χρόνος ανάδυσης που αντιστοιχεί σε κάθε υποπηγή και  $\xi$  τυχαίος αριθμός κανονικά κατανεμημένος μεταξύ των τιμών 0 και 1. Ο αριθμός  $\xi$  υπεισέρχεται για να δώσει τυχαίο χαρακτήρα στις χρονικές καθυστερήσεις των

διαδοχικών ενεργοποιήσεων των τμημάτων του ρήγματος. Με τον τρόπο αυτόν προσομοιώνεται η κατά κανόνα παρατηρούμενη ετερογένεια της διαδικασίας διάρρηξης.

Το φάσμα πλάτους των εγκάρσιων κυμάτων που ακτινοβολούνται από κάθε υποπηγή υπολογίζεται από τη σχέση (1). Στις εφαρμογές της συγκεκριμένης μεθόδου, το φάσμα της εστίας, δηλαδή η συνάρτηση  $E$  στη σχέση (1), αναπαριστάται με βάση το μοντέλο  $\omega^{-2}$ :

$$E(\omega) = \frac{R_{\theta\phi} M_0}{4\pi\rho\beta^3 R} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)\right]^{-\frac{1}{2}} \quad (16)$$

όπου  $\omega$  είναι η γωνιακή συχνότητα,  $\omega_c$  η γωνιακή συχνότητα του φάσματος των υποπηγών,  $\rho$  (g/cm<sup>3</sup>) η πυκνότητα του μέσου διάδοσης στην περιοχή της εστίας,  $\beta$  η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων στην περιοχή της εστίας και  $R$  η υποκεντρική απόσταση.

Για τον υπολογισμό των φασμάτων των υποπηγών πρέπει να δοθούν οι τιμές των παραμέτρων  $\Delta l$ ,  $\Delta\sigma$ ,  $y$  και  $z$ . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του χρόνου ανάδυσης, της σεισμικής ροπής και της γωνιακής συχνότητας του φάσματος κάθε υποπηγής. Ο χρόνος ανάδυσης, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$T = \frac{L}{2y\beta} \quad (17)$$

Ο παράγοντας 2 στο διαιρέτη μπαίνει κατά σύμβαση ανάλογα με τον υιοθετούμενο ορισμό του χρόνου ανάδυσης (Beresnev and Atkinson, 1997). Στην προκειμένη περίπτωση, η διάρρηξη θεωρείται ότι αρχίζει από το κέντρο του ρήγματος, οπότε ο χρόνος ανάδυσης ισούται με το χρόνο που χρειάζεται η διάρρηξη για να φτάσει σε απόσταση  $L/2$ . Η σεισμική ροπή υπολογίζεται από τη σχέση (10), ενώ η γωνιακή συχνότητα από τη σχέση (11).

Στη συνέχεια, για κάθε υποπηγή υπολογίζεται χρονοσειρά τυχαίου θορύβου χρησιμοποιώντας κατάλληλη υπορουτίνα παραγωγής τυχαίων αριθμών (random number generator). Οι τυχαίες χρονοσειρές συνελίσσονται με ορισμένη συνάρτηση μορφοποίησης, που στη συγκεκριμένη μέθοδο είναι τετραγωνική συνάρτηση που έχει συνελιχθεί στα άκρα της, σε ποσοστό 5%, με συνημιτονοειδή συνάρτηση (cosine tapered boxcar). Οι τελικές χρονοσειρές μετασχηματίζονται κατά Fourier στο πεδίο των συχνοτήτων όπου και γίνεται αντικατάσταση των φασμάτων πλάτους τους από τα θεωρητικά υπολογισμένα φάσματα, ενώ τα φάσματα φάσης παραμένουν

αμετάβλητα. Η τελική συνθετική καταγραφή του υπό μελέτη σεισμού προκύπτει ύστερα από αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier και άθροιση των συνεισφορών των διαφόρων τμημάτων του ρήγματος στο πεδίο των χρόνων. Το τελικό προϊόν της προσομοίωσης είναι η συνθετική καταγραφή των εγκάρσιων κυμάτων σε τυχαία οριζόντια διεύθυνση.

### Παράμετροι Προγράμματος FINSIM

Παρακάτω αναφέρονται αναλυτικά οι παράμετροι, των οποίων οι τιμές περιέχονται στο αρχείο εισόδου του προγράμματος FINSIM.

1. Γεωμετρία της πηγής του υπό προσομοίωση σεισμού και συγκεκριμένα :
  - Παράταξη ρήγματος,  $\phi_1$  (°)
  - Γωνία κλίσης ρήγματος,  $\delta_1$  (°)
  - Μήκος ρήγματος,  $L$  (Km)
  - Πλάτος ρήγματος,  $w$  (Km)
  - Βάθος πάνω άκρου του ρήγματος,  $h$  (Km)
2. Γεωγραφικές συντεταγμένες της προβολής,  $O_1$ , του σημείου αναφοράς,  $O$ , στο οριζόντιο επίπεδο. Ως σημείο αναφοράς ορίζεται το πάνω άκρο του ρήγματος από το οποίο το ρήγμα φαίνεται να κλείνει προς τα δεξιά.
  - $alat1$  (°) : γεωγραφικό πλάτος σημείου αναφοράς
  - $alon1$  (°) : γεωγραφικό μήκος σημείου αναφοράς
3. Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου παρατήρησης,  $P$  :
  - $alat2$  (°) : γεωγραφικό πλάτος σημείου παρατήρησης
  - $alon2$  (°) : γεωγραφικό μήκος σημείου παρατήρησης
4. Αριθμός τμημάτων :
  - $n_l$  κατά μήκος της παράταξης και
  - $n_w$  κατά μήκος της κλίσης του ρήγματος
5. Θέση τμήματος που περιλαμβάνει το υπόκεντρο του μεγάλου σεισμού :
  - Αριθμός τμήματος κατά τη διεύθυνση της παράταξης,  $i_0$
  - Αριθμός τμήματος κατά τη διεύθυνση της κλίσης,  $j_0$
6. Τιμή παραμέτρου  $islip$  που ελέγχει την κατανομή της ολίσθησης στο επίπεδο του ρήγματος.

- $islip = 0$  : δίνεται συγκεκριμένο μοντέλο ολίσθησης με τη μορφή πίνακα διαστάσεων  $(n_l \times n_w)$ . Οι τιμές του πίνακα είναι οι μέσες τιμές της ολίσθησης για τα σημεία της επιφάνειας κάθε τμήματος.
- $islip \neq 0$  : θεωρείται τυχαία κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος.

7. Μέση πυκνότητα του φλοιού,  $\rho$  (gr/cm<sup>3</sup>)

8. Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων,  $\beta$  (Km/sec<sup>2</sup>)

9. Μοντέλο απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας στο φλοιό με σχέση της μορφής:

$$Q = Q_0 \cdot f^n \quad (18)$$

10. Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς,  $1/R^a$ , όπου η παράμετρος  $a$  μπορεί να μεταβάλλεται ανάλογα με την απόσταση από το σεισμογόνο ρήγμα.

11. Παράγοντας έντασης της ακτινοβολίας,  $s$ , που καθορίζει τη μέγιστη τιμή του ρυθμού ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Η παράμετρος αυτή παίρνει την τιμή  $1.5 \pm 0.3$  σε περιπτώσεις «τυπικών» σεισμικών γεγονότων (Beresnev and Atkinson, 2001a). Μεγαλύτερες ή μικρότερες τιμές χρησιμοποιούνται σε περιπτώσεις σεισμών για τους οποίους υπάρχουν ενδείξεις ότι συνδέονται με «ασυνήθιστα» μεγάλες ή «ασυνήθιστα» μικρές ταχύτητες ολίσθησης στις επιφάνειες των ρηγμάτων τους.

12. Μέγεθος σεισμικής ροπής του υπό προσομοίωση σεισμού,  $M_w$

13. Τιμή πτώσης τάσης κατά τη γένεση του σεισμού, stress (bars). Η παράμετρος αυτή ελέγχει την τιμή της σεισμικής ροπής καθενός από τα τμήματα στα οποία διαιρείται το ρήγμα και τον τελικό αριθμό των «υποπηγών» οι οποίες πρέπει να συντεθούν ώστε να εξισωθεί η σεισμική ροπή του μεγάλου σεισμού.

14. Παράμετρος που καθορίζει την επιλογή φίλτρου αποκοπής των υψηλών συχνοτήτων,  $ikar$ .

- $ikar = 0$  : χρησιμοποιείται το φίλτρο «fmax» (Boore, 1983).
- $ikar = 1$  : χρησιμοποιείται το φίλτρο «kappa» (Anderson and Hough, 1984).

15. Παράμετρος  $f_{max}$ . Παίρνει την τιμή της γωνιακής συχνότητας  $f_{max}$ , στην περίπτωση που χρησιμοποιείται το αντίστοιχο φίλτρο ( $ikar=0$ ) ή την τιμή της παραμέτρου  $\kappa$  στην αντίθετη περίπτωση ( $ikar=1$ ).

16. Αριθμός σημείων (δύναμη του 2),  $leng1$ , που χρησιμοποιούνται στο αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier για τον υπολογισμό του επιταχυνσιογράμματος κάθε υποπηγής.

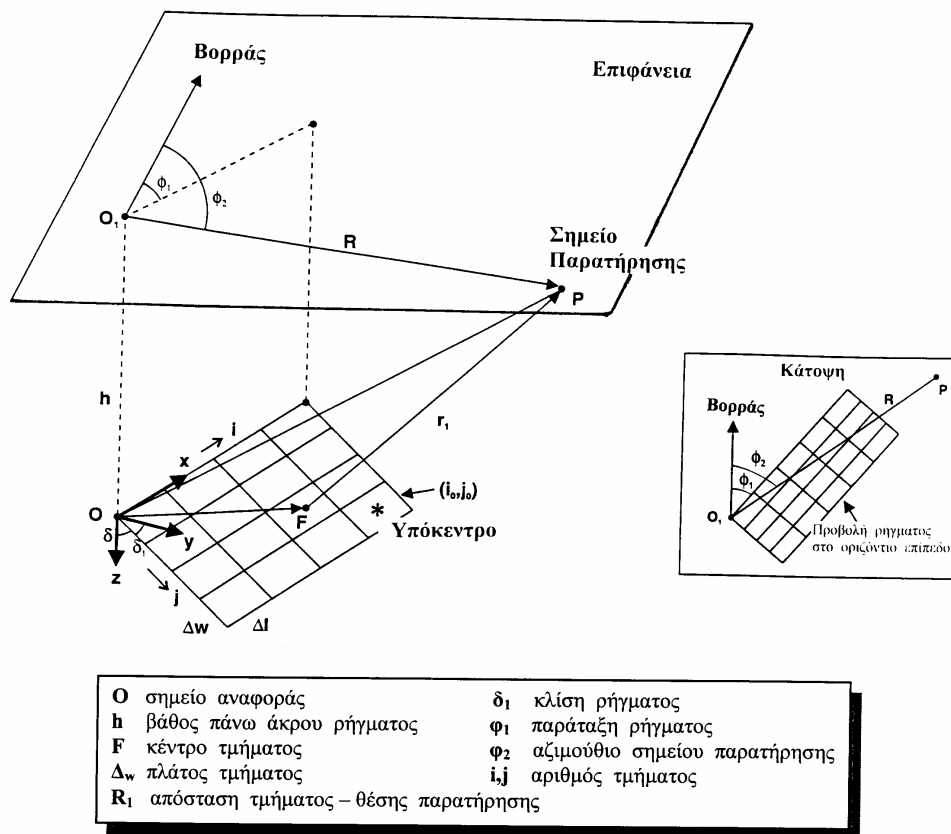
17. Ρυθμός δειγματοληψίας χρονοσειρών,  $dt$  (sec)
18. Παράμετροι μοντέλου διάρκειας,  $r_{min}$ ,  $rd1$ ,  $rd2$ ,  $dur_{min}$ ,  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ . Η τιμή της παραμέτρου  $dur_{min}$  (sec) προστίθεται στο χρόνο ανάδυσης της πηγής σε αποστάσεις  $r \leq r_{min}$  (Km). Πέρα από την απόσταση  $r_{min}$  η διάρκεια θεωρείται ότι αυξάνεται γραμμικά με την απόσταση σύμφωνα με τη σχέση:

$$dur(r) = b \cdot r \quad (19)$$

Η παράμετρος  $b$  μπορεί να πάρει τρεις διαφορετικές τιμές  $b_1$ ,  $b_2$  και  $b_3$  για τα διαστήματα απόστασης  $r_{min} - rd1$ ,  $rd1 - rd2$  και  $>rd2$ , αντίστοιχα.

19. Παράμετρος επιλογής συνάρτησης μορφοποίησης,  $iwind$ 
  - $iwind = 0$  : χρησιμοποιείται τετραγωνικός παλμός ο οποίος έχει συνελιχθεί με συνημιτονοειδή συνάρτηση (cosine – tapered boxcar).
  - $iwind = 1$  : χρησιμοποιείται το παράθυρο των Saragoni – Hart.
20. Παράμετροι για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης  $nfreq$ ,  $freq1$ ,  $freq2$  (Hz). Το φάσμα απόκρισης υπολογίζεται σε  $nfreq$  διακριτές συχνότητες, που ισαπέχουν στη λογαριθμική κλίμακα, μεταξύ των δυο ακραίων τιμών  $freq1$  και  $freq2$ .
21. Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων  $namp1$ ,  $fresp1$ ,  $namp2$ ,  $fresp2$ , αντίστοιχα. Όταν οι παράμετροι  $namp1$  και  $namp2$  είναι μη μηδενικές το πρόγραμμα διαβάζει τα αρχεία  $fresp1$  και  $fresp2$ , αντίστοιχα. Τα αρχεία αυτά περιέχουν δυο στήλες, από τις οποίες η πρώτη περιλαμβάνει ορισμένο αριθμό διακριτών συχνοτήτων, ενώ η δεύτερη τη φασματική ενίσχυση σε κάθε μια από τις συχνότητες αυτές. Το ένα από τα δυο αρχεία εισάγεται σε περίπτωση που υπάρχουν συγκεκριμένες πληροφορίες για την ενίσχυση που οφείλεται στο θεωρούμενο μοντέλο του φλοιού, ενώ το δεύτερο για την ενίσχυση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση παρατήρησης.
22. Αριθμός επαναλήψεων για τον υπολογισμό ενός μέσου ελαστικού φάσματος απόκρισης,  $ntrial$ .
23. Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης για τον υπολογισμό του ελαστικού φάσματος απόκρισης μονοβάθμιου ταλαντωτή,  $damp$ .

Οι παράμετροι που σχετίζονται με τη γεωμετρία της πεπερασμένης πηγής και υπεισέρχονται στους υπολογισμούς των στοχαστικών προσομοιωμάτων της ισχυρής σεισμικής κίνησης απεικονίζονται στο σχήμα 7.4.



**Σχήμα 7.4:** Γεωμετρία πηγής πεπερασμένων διαστάσεων στη μέθοδο των Beresnev and Atkinson (1997).

## Προσομοίωση Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης από το Σεισμό της Αθήνας

### Δεδομένα

Η ισχυρή σεισμική δόνηση της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 καταγράφηκε από ένα σημαντικό αριθμό επιταχυνσιογράφων που είχαν εγκατασταθεί στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας και οι οποίοι λειτουργούσαν υπό την επίβλεψη διαφόρων φορέων.

Συγκεκριμένα, ο μεγαλύτερος αριθμός καταγραφών συγκεντρώθηκε από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, το οποίο είχε αναπτύξει δίκτυο ψηφιακών επιταχυνσιογράφων σε συνεργασία με την εταιρία «Αττικό Μετρό». Από τους έντεκα επιταχυνσιογράφους που κατέγραψαν τον σεισμό, οι έξι ήταν εγκατεστημένοι μέσα σε σταθμούς του Μετρό, σε βάθος 7 έως 26 m από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ



δυο ακόμα είχαν εγκατασταθεί σε υπόγεια κτιρίων (σταθμοί ΑΤΗΑ στο Νέο Ψυχικό και SPLB στα Σεπόλια). Δυο μόνο από τις καταγραφές του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου, στο Μοναστηράκι (MNSA) και στο ερευνητικό κέντρο «Δημόκριτος» (DMK, Αγία Παρασκευή), αποτελούν καταγραφές «ελεύθερου πεδίου». Από αυτές, η καταγραφή στο Μοναστηράκι έδωσε την υψηλότερη τιμή επιτάχυνσης ( $PGA=0.51g$ ) από το σύνολο των σταθμών. Η ιδιαίτερα υψηλή τιμή της επιτάχυνσης, που παρατηρήθηκε μόνο στη μια οριζόντια συνιστώσα της καταγεγραμμένης εδαφικής κίνησης (διεύθυνσης B100°), βρίσκεται σε ασυμφωνία με το χαμηλό βαθμό των βλαβών στις γειτονικές ως προς το σταθμό περιοχές. Μετά από αριθμητικές προσομοιώσεις με τη χρήση μοντέλου πεπερασμένων στοιχείων (Gazetas, 2001; Gazetas et al., 2002) η ασυμφωνία αυτή αποδόθηκε στην ύπαρξη υπόγειων «κατασκευών» (φρεάτιο του υπό κατασκευή σταθμού του Μετρό, εγκιβωτισμένη προέκταση του σταθμού της παλιάς γραμμής του Μετρό και ανοικτή αρχαιολογική εκσκαφή βάθους 5 m) δίπλα στο χώρο εγκατάστασης του επιταχυνσιογράφου, οι οποίες φαίνεται ότι συνέβαλλαν στην αύξηση της μέγιστης επιτάχυνσης κατά ένα ποσοστό της τάξης του 30%.

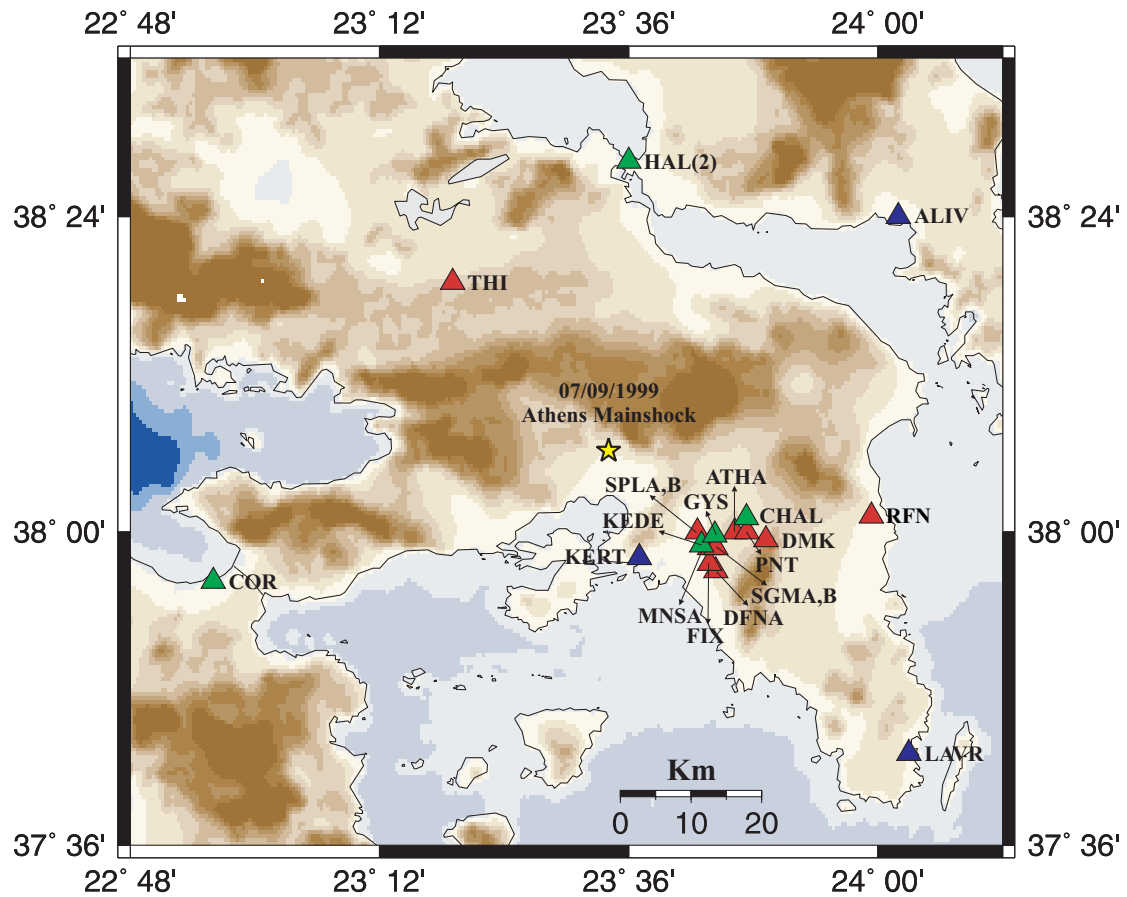
Επτά ακόμα σταθμοί που αποτελούν μέρος του μόνιμου εθνικού δικτύου του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.), κατέγραψαν τη σεισμική δόνηση στην Αθήνα (3 σταθμοί), τη Χαλκίδα (2 σταθμοί), τη Θήβα (1 σταθμός) και την Κόρινθο (1 σταθμός). Τέλος, τρεις ακόμα καταγραφές ελήφθησαν από ψηφιακούς επιταχυνσιογράφους που έχει εγκαταστήσει η Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (Δ.Ε.Η) στα εργοστάσιά της στο Αλιβέρι Ευβοίας, το Λαύριο και το Κερατσίνι.

Στον Πίνακα 2 δίνονται πληροφορίες για τις θέσεις καταγραφής, και τις μέγιστες τιμές της καταγεγραμμένης ισχυρής κίνησης, ενώ στο χάρτη του σχήματος 7.5 απεικονίζεται η κατανομή των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική δόνηση του κύριου σεισμού της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999.

**Πίνακας 2:** Πληροφορίες για τις θέσεις εγκατάστασης των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν τον κύριο σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999. Στις τέσσερις τελευταίες στήλες δίνονται οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης στις τρεις καταγεγραμμένες συνιστώσες και ο φορέας στον οποίον ανήκει κάθε ένα από τα όργανα καταγραφής.

Κωδικός Σταθμού	Τοπωνυμία	Χώρος Εγκατάστασης	Βάθος Οργάνου (m)	Επιφανειακή Γεωλογία	Γεωγραφικό Πλάτος (°N)	Γεωγραφικό Μήκος (°E)	Επικεντρική Απόσταση (km)	PGA (L)	PGA (T)	PGA (V)	Φορέας
ALIV	Αλιβέρι	-	0	-	38.400	24.033	53	0.02	0.02	0.01	Δ.Ε.Η.
ATHA	Νέο Ψυχικό	Υπόγειο 3-όροφου	0	Σχιστόλιθος	38.00	23.77	21	0.08	0.10	0.11	Γ.Ι.
CHAL (ATH-02)	Χαλάνδρι	Υπόγειο 2-όροφου	0	Αλλουβιακές Αποθέσεις	38.018	23.789	22	0.11	0.16	0.09	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
COR	Κόρινθος	Υπόγειο 2-όροφου	0	Αλλουβιακές Αποθέσεις	37.937	22.933	59	0.03	0.02	0.02	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
DFNA	Δάφνη	Μετρό Στάθμη 2	14	Αλλουβιακές Αποθέσεις/ Σχιστόλιθο	37.95	23.74	23	0.04	0.08	0.04	Γ.Ι.
DMK	Δημόκριτος Αγ. Παρασκευή	Ελεύθερο Πεδίο	0	Ασβεστόλιθος	37.99	23.82	26	0.05	0.08	0.04	Γ.Ι.
FIX	Νέος Κόσμος (ΦΙΞ)	Μετρό Στάθμη 2	15	Αλλουβιακές Αποθέσεις/ Σχιστόλιθος	37.96	23.73	22	0.09	0.12	0.05	Γ.Ι.
GYS (ATH-04)	Γ.Υ.Σ.	Ισόγειο 3-όροφου	0	Αλλουβιακές Αποθέσεις	37.996	23.738	19	0.12	0.11	0.05	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
HAL1 (HAL996)	Χαλκίδα	Ελεύθερο Πεδίο	0	-	38.47	23.60	41	0.01	0.01	0.01	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
HAL2	Χαλκίδα	Ελεύθερο Πεδίο	0	-	38.47	23.60	41	0.01	0.01	0.01	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.

(HAL999)											
KEDE (ATH-03)	Κ.Ε.Δ.Ε.	Ισόγειο 1-όροφου	0	Μάργα	37.983	23.717	19	0.26	0.30	0.16	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.
KERT	Κερατσίνι	Υπόγειο 2-ορόφου (ΔΕΗ)	0	-	37.967	23.617	16	0.22	0.19	0.16	Δ.Ε.Η.
LAVR	Λαύριο	-	0	-	37.717	24.050	61	0.04	0.05	0.05	Δ.Ε.Η.
MNSA	Μοναστηράκι	Ελεύθερο Πεδίο	0	Αλλουβιακές Αποθέσεις/ Σχιστόλιθος	37.98	23.73	20	0.23	0.51	0.16	Γ.Ι.
PNT	Πεντάγωνο	Μετρό Στάθμη 2	15	Αλλουβιακές Αποθέσεις	38.00	23.79	23	0.09	0.08	0.06	Γ.Ι.
RFN	Ραφήνα	Μικρή Ξύλινη Κατασκευή	0	Τεταρτογενείς Αποθέσεις/ Ασβεστόλιθος	38.02	23.99	50	0.08	0.01	0.03	Γ.Ι.
SGMA	Σύνταγμα	Μετρό Στάθμη 1	7	Σχιστόλιθος	37.98	23.74	21	0.15	0.24	0.05	Γ.Ι.
SGMB	Σύνταγμα	Μετρό Στάθμη 3	26	Σχιστόλιθος	37.98	23.74	21	0.11	0.09	0.09	Γ.Ι.
SPLA	Σεπόλια	Μετρό Στάθμη 2	13	Αλλουβιακές Αποθέσεις/ Σχιστόλιθος	38.00	23.71	17	0.25	0.22	0.08	Γ.Ι.
SPLB	Σεπόλια	Υπόγειο 2-όροφου	0	Αλλουβιακές Αποθέσεις/ Σχιστόλιθος	38.00	23.71	17	0.32	0.31	0.19	Γ.Ι.
THI	Θήβα	Ελεύθερο Πεδίο	0	Πλειστοκαινικές Αποθέσεις	38.317	23.317	32	0.04	0.03	0.03	Ι.Τ.Σ.Α.Κ.



**Σχήμα 7.5:** Χάρτης με τις θέσεις των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική δόνηση της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999. Τα κόκκινα τρίγωνα αντιστοιχούν σε επιταχυνσιογράφους που ανήκουν στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, τα πράσινα σε επιταχυνσιογράφους του ΙΤΣΑΚ και τα μπλε σε επιταχυνσιογράφους της ΔΕΗ.

**Μοντέλο πεπερασμένης πηγής**

Η επιλογή του μοντέλου πεπερασμένης πηγής που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999, βασίστηκε στα αποτελέσματα της εργασίας των Roumelioti et al. (2003). Στο πλαίσιο της εργασίας αυτής, πραγματοποιήθηκε αντιστροφή των χρονικών συναρτήσεων της πηγής του σεισμού του 1999 με σκοπό τον καθορισμό του τρόπου με τον οποίον κατανεμήθηκε η ολίσθηση πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος.

Τα βάρη της ολίσθησης που υπολογίστηκαν από τους Roumelioti et al. (2003) παρουσιάζονται υπό μορφή πίνακα στο σχήμα 7.6. Δηλαδή, το σύνολο των τιμών που παρουσιάζονται στο σχήμα αυτό ισούται με το σύνολο των τμημάτων στα οποία είχε διαιρεθεί το μοντέλο πηγής που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της κατανομής της ολίσθησης του σεισμού της Αθήνας. Όπως αναφέρεται στην εργασία των Roumelioti et al. (2003), οι διαστάσεις του αρχικού τους μοντέλου ρήγματος επιλέχθηκαν μεγαλύτερες από τις αναμενόμενες για ένα σεισμό μεγέθους 5.9, προκειμένου να αποφευχθούν σφάλματα στα όρια του μοντέλου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα η υπολογιζόμενη ολίσθηση να μην καλύπτει ολόκληρη την επιφάνεια του αρχικού μοντέλου, αλλά να εμφανίζεται συγκεντρωμένη σε ένα τμήμα αυτού (μη μηδενικά βάρη ολίσθησης). Το τμήμα το οποίο περιλαμβάνει το σύνολο σχεδόν της ολίσθησης και το οποίο χρησιμοποιείται στη συνέχεια για την προσομοίωση των ισχυρών σεισμικών κινήσεων, τονίζεται στο σχήμα 7.6 με κόκκινο χρώμα. Οι διαστάσεις του είναι 14×16 km και είναι διαιρεμένο ανά 1 km. Κατά συνέπεια, ο αριθμός των υποπηγών κατά μήκος της παράταξης και της κλίσης του ρήγματος είναι  $N_L=14$  και  $N_w=16$ , αντίστοιχα.

Η υποδιαίρεση του μοντέλου της σεισμικής πηγής σε αριθμό τμημάτων κατά πολύ μεγαλύτερο του εμπειρικού (από τη σχέση 13 ο βέλτιστος αριθμός των υποπηγών υπολογίζεται ότι είναι 6×7) ενδέχεται να δημιουργήσει πρόβλημα στις χαμηλές συχνότητες των συνθετικών φασμάτων. Γενικά, η εφαρμοζόμενη μεθοδολογία θεωρείται αξιόπιστη για την προσομοίωση συχνοτήτων μεγαλύτερων από τη γωνιακή συχνότητα των υποπηγών. Αύξηση του αριθμού των υποπηγών συνεπάγεται αύξηση της τιμής της γωνιακής συχνότητάς τους και κατά συνέπεια περιορισμό του εύρους των συνθετικών φασμάτων. Από την άλλη πλευρά, η υποδιαίρεση της

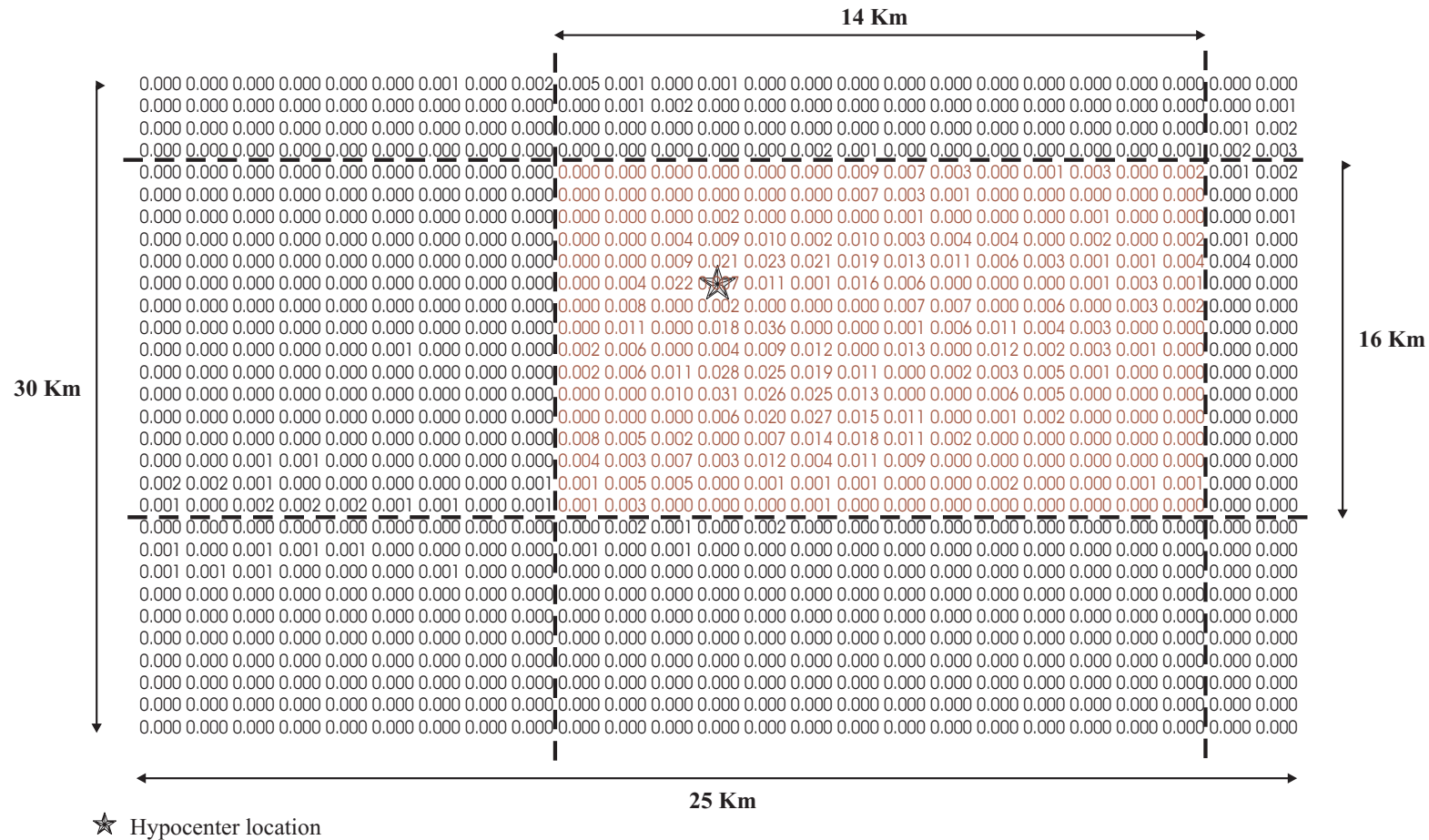
επιφάνειας του ρήγματος σε μικρό αριθμό τμημάτων συνεπάγεται μεγάλη εξομάλυνση του μοντέλου ολίσθησης με αποτέλεσμα να υποβαθμίζεται η συνεισφορά της επιφανειακότερης συγκέντρωσης της ολίσθησης. Με δεδομένο το μεγάλο ενδιαφέρον που παρουσιάζει η συγκεκριμένη συγκέντρωση ως προς την κατανομή των βλαβών στην πλειόσειστη περιοχή του 1999, αποφασίστηκε η χρησιμοποίηση του μεγάλου αριθμού υποπηγών. Με τον τρόπο αυτόν, αυξάνεται η ανάλυση του μοντέλου ολίσθησης και των αποτελεσμάτων του στην κατανομή των μέγιστων επιταχύνσεων σε βάρος της ρεαλιστικής προσομοίωσης συχνοτήτων μικρότερων της γωνιακής συχνότητας των «υποπηγών». Για τη συγκεκριμένη διαίρεση της επιφάνειας του ρήγματος ( $N_L \times N_w = 14 \times 16$ ), η γωνιακή συχνότητα των «υποπηγών» υπολογίζεται από τη σχέση (11) στα  $\sim 2$  Hz.

Ο προσανατολισμός του μοντέλου ρήγματος έγινε με βάση το μηχανισμό γένεσης που υπολογίστηκε από αντιστροφή τηλεσεισμικών δεδομένων (Louvari and Kiratzi, 2001), ενώ οι υποκεντρικές παράμετροι υιοθετήθηκαν από την εργασία των Papadimitriou et al. (2000, 2002).

Για την παράμετρο  $\Delta\sigma$  χρησιμοποιήθηκε η μέση τιμή των 50 bars (Kanamori and Anderson, 1975), την οποία προτείνουν και οι συγγραφείς του υπολογιστικού προγράμματος. Εξάλλου, η τιμή αυτή βρίσκεται κοντά στη μέση τιμή των 56 bars που υπολόγισαν οι Margaritis and Boore (1998) από προσομοιώσεις των φασμάτων απόκρισης πρόσφατων σεισμών του ελληνικού χώρου.

Για τη γεωμετρική διασπορά των σεισμικών κυμάτων θεωρήθηκε το μοντέλο  $1/r$ , όπου  $r$  είναι η απόσταση από τη σεισμική εστία. Αν και τα περισσότερα μοντέλα γεωμετρικής διασποράς που έχουν κατά καιρούς προταθεί περιλαμβάνουν τριγρομμική συνάρτηση (για παράδειγμα Atkinson and Boore, 1995; Sokolov, 2000) εξάρτησης της απόσβεσης από την απόσταση, το μοντέλο  $1/r$  θεωρείται επαρκές για προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε μικρές αποστάσεις ( $< 50 - 60$  km), όπως αυτές που εξετάζονται στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος.

Η μοντελοποίηση της απόσβεσης που σχετίζεται με τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων από την περιοχή της σεισμικής εστίας ως τη θέση καταγραφής έγινε μέσω της σχέσης  $Q(f) = 100f^{0.8}$ . Οι συντελεστές της σχέσης υιοθετήθηκαν ως αντιπροσωπευτικοί μέσοι όροι των τιμών που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο (Hatzidimitriou 1993, 1995; Π. Χατζηδημητρίου, προσωπική επικοινωνία). Το αποτέλεσμα του συγκεκριμένου παράγοντα αναμένεται να είναι σημαντικό στους πιο



**Σχήμα 7.6:** Βάρη ολίσθησης όπως προέκυψαν από την αντιστροφή των χρονικών συναρτήσεων της εστίας για το σεισμό της Αθήνας (Roumelioti et al., 2003). Με κόκκινο χρώμα τονίζεται το τμήμα του αρχικού μοντέλου που περιλαμβάνει το σύνολο σχεδόν της ολίσθησης και το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η θέση του υποκέντρου σημειώνεται με σύμβολο αστεριού.

απομακρυσμένους από το επίκεντρο σταθμούς (COR, LAVR, RFN), ενώ αντίθετα η επίδρασή του στους κοντινούς σταθμούς ( $R < 50$  km) θεωρείται αμελητέα (Street et al., 1975; Archuleta et al., 1982).

Τέλος, για το συνυπολογισμό της περαιτέρω απόσβεσης των υψηλών συχνοτήτων που οφείλεται σε λόγους διάφορους του δρόμου διάδοσης, χρησιμοποιήθηκε το φίλτρο των Anderson and Hough (1984), το οποίο περιλαμβάνει την παράμετρο  $\kappa_0$  (σχέση 8). Για τον καθορισμό της συγκεκριμένης παραμέτρου χρησιμοποιήθηκαν μέσες τιμές που έχουν προταθεί για αντιπροσωπευτικές εδαφικές κατηγορίες του ελληνικού χώρου (Margaris and Boore, 1998; Klimis et al., 1999). Οι τιμές αυτές και σύντομη περιγραφή των αντίστοιχων εδαφικών κατηγοριών (Klimis et al., 1999) παρουσιάζονται στον Πίνακα 3. Ο γεωτεχνικός χαρακτηρισμός των θέσεων που εξετάστηκαν στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος βασίστηκε στα γεωτεχνικά στοιχεία των Κουρετζής (2001) και Bouckovalas et al. (2002) και στις εργασίες των Koliopoulos and Margaris (2001) και Theodulidis et al. (2003). Η πλειοψηφία των θέσεων που εξετάζονται στη συνέχεια κατατάσσονται στην κατηγορία εδάφους C (Πίνακας 3). Εξαίρεση αποτελούν οι σταθμοί DMK, KERT και ALIV οι οποίοι ανήκουν στην κατηγορία B και ο σταθμός COR, οι εδαφικές συνθήκες του οποίου είναι ανάλογες της κατηγορίας D.

**Πίνακας 3:** Εδαφική κατηγοριοποίηση και τιμές της παραμέτρου  $\kappa_0$  που χρησιμοποιήθηκαν για τις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης από το σεισμό της Αθήνας. Στη δεύτερη στήλη δίνονται οι διακυμάνσεις της μέσης ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων στα ανώτερα 30m της εδαφικής στήλης,  $V_{S30}$ , για κάθε κατηγορία.

Κωδικός Κατηγορίας	$V_{S30}$ (m/sec)	Γεωτεχνική Περιγραφή	$\kappa_0$ (Βιβλιογρ. Αναφορά)
B	$760 \leq V_{S30} \leq 1500$	Βράχος	0.035 (Margaris and Boore, 1998)
C	$360 \leq V_{S30} \leq 760$	Πολύ Συμπαγές Έδαφος – Μαλακός Βράχος	0.044 (Klimis et al., 1999)
D	$180 \leq V_{S30} \leq 360$	Συμπαγές Έδαφος	0.066 (Klimis et al., 1999)

Το σύνολο των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν για τη στοχαστική προσομοίωση των ισχυρών σεισμικών κινήσεων του σεισμού της Αθήνας παρουσιάζεται στον Πίνακα 4.



**Πίνακας 4:** Παράμετροι στοχαστικής προσομοίωσης του σεισμού της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή
Προσανατολισμός ρήγματος	$\varphi_1$ $\delta_1$	Παράταξη 115° Γωνία κλίσης 57°
Διαστάσεις ρήγματος	L w	Μήκος 14 km Πλάτος 16 km
Βάθος πάνω άκρου ρήγματος	h	3.3 km
Μέγεθος σεισμικής ροπής	$M_w$	5.9
Πτώση τάσης	stress	50 bars
Γεωγραφικές συντεταγμένες σημείου αναφοράς	alat1 alon1	38.144N 23.544E
Γεωγραφικές συντεταγμένες σημείου παρατήρησης	alat2 alon2	Συντεταγμένες σταθμών από Πίνακα 2
Διαίρεση ρήγματος σε τμήματα	$N_L \times N_W$	14×16
Τμήμα που περιέχει το υπόκεντρο	$i_0, j_0$	4,6
Αριθμός σημείων για FFT (δύναμη του 2)	leng1	4096
Διάστημα δειγματοληψίας χρονοσειρών	dt	0.005 sec
Ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων στο φλοιό	beta	3.3 Km/sec
Πυκνότητα φλοιού	rho	2.72 gr/cm <sup>3</sup>
Παράμετρος ελέγχου έντασης της ακτινοβολίας	sfact	1.5
Παράμετρος επιλογής φίλτρου	ikap	1 ("kappa" filter)
Παράμετρος $\kappa_0$	kappa	Πίνακας 3
Παράμετροι του μοντέλου απόσβεσης $Q(f)=Q_0 * f^{*\eta}$	$Q_0$ eta	100.0 0.8
Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς	igeom	0 (μοντέλο 1/r)
Παράμετροι μοντέλου διάρκειας	rmin durmin	40. 0.
Παράμετρος επιλογής συνάρτησης μορφοποίησης	iwind	1 (Saragoni-Hart window)
Παράμετροι φάσματος απόκρισης	nfreq freq1 freq2	20 0.1 20.
Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης	damp	0.05
Ενίσχυση τοπικών εδαφικών συνθηκών	nampl	Φασματικοί λόγοι H/V
Αριθμός προσομοιώσεων για τον υπολογισμό του μέσου φάσματος	ntrial	5
Παράμετρος επιλογής μοντέλου ολίσθησης	islip	0 (μοντέλο ολίσθησης σχήματος 7.6)

**Μοντελοποίηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών**

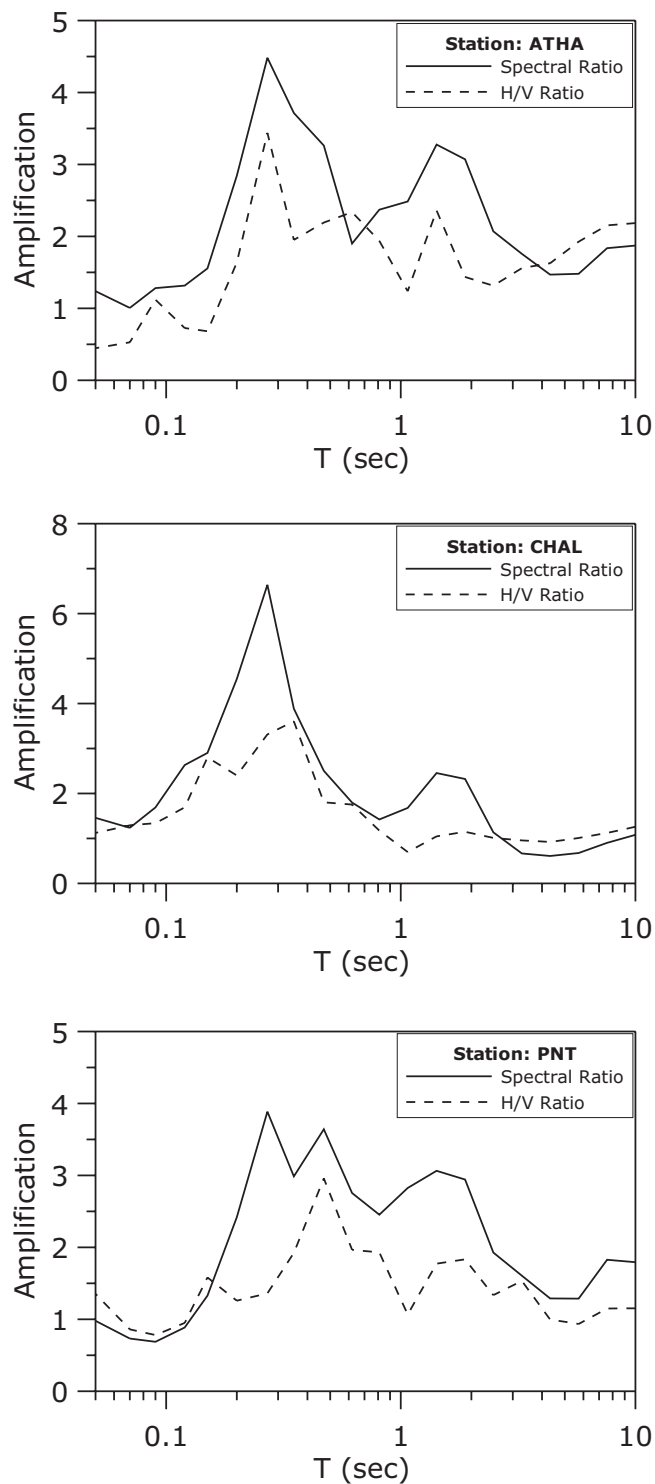
Η συμπερίληψη των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις συνθετικές καταγραφές αποτελεί κατά κανόνα ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα που υπεισέρχονται στη διαδικασία προσομοίωσης. Στην περίπτωση του σεισμού της Αθήνας, τα γεωτεχνικά

στοιχεία που δημοσιεύτηκαν κατά τη διάρκεια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος δεν ήταν αρκετά ώστε να υπολογιστούν θεωρητικές συναρτήσεις μεταφοράς στις θέσεις καταγραφής. Επιπρόσθετα, το γεγονός ότι η συντριπτική πλειοψηφία των επιταχυνσιογράφων είχαν εγκατασταθεί σε «μαλακούς» σχηματισμούς, σε συνδυασμό με τον αραιό χαρακτήρα του δικτύου καταγραφής συνεπάγεται την αδυναμία ευρείας εφαρμογής του κλασικού φασματικού λόγου (Standard Spectral Ratio ή SSR).

Μετά από εκτίμηση των διαθέσιμων πληροφοριών σχετικά με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες στις θέσεις εγκατάστασης των επιταχυνσιογράφων του σχήματος 7.5, αποφασίστηκε η αντιμετώπιση του προβλήματος μέσω χρησιμοποίησης της μεθόδου του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα της σεισμικής κίνησης (Horizontal to Vertical Spectral Ratios ή HVSR). Είναι γνωστό από ερευνητικές προσπάθειες του παρελθόντος ότι με τη μέθοδο αυτή μπορεί να υπολογιστεί με ικανοποιητική ακρίβεια η δεσπόζουσα συχνότητα (resonance frequency) της εκάστοτε εδαφικής στήλης στη θέση καταγραφής. Ωστόσο, πολλοί επιστήμονες αμφισβητούν την ικανότητα της μεθόδου να παράσχει αξιόπιστες πληροφορίες σχετικά με το απόλυτο πλάτος της ενίσχυσης (Bard, 1997 και σχετικές αναφορές). Κατά συνέπεια, η ενσωμάτωση στους υπολογισμούς της στοχαστικής μεθόδου του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα αναμένεται να συμβάλει σημαντικά στη ρεαλιστικότερη προσομοίωση του φασματικού σχήματος των καταγεγραμμένων κινήσεων, παρά το γεγονός ότι μπορεί να εισάγει ορισμένη αβεβαιότητα σε ότι αφορά τις απόλυτες τιμές του φάσματος.

Προκειμένου να διαπιστωθεί μια ενδεικτική τιμή της αβεβαιότητας που εισάγει η χρήση του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στο επίπεδο της συνθετικής ισχυρής σεισμικής κίνησης από το σεισμό της Αθήνας, πραγματοποιήθηκε συγκριτική εφαρμογή της εν λόγω μεθόδου με τη μέθοδο του κλασικού φασματικού λόγου. Η συγκριτική εφαρμογή των δυο μεθόδων έγινε σε τρεις θέσεις καταγραφής (ATHA, CHAL και PNT, σχήμα 7.5). Ως σταθμός αναφοράς για την εφαρμογή του κλασικού φασματικού λόγου χρησιμοποιήθηκε και στις τρεις περιπτώσεις ο σταθμός DMK (σχήμα 7.5).

Τα αποτελέσματα των δυο μεθόδων, που βασίζονται σε καταγραφές του κύριου σεισμού, παρουσιάζονται συγκριτικά στο σχήμα 7.7. Σε γενικές γραμμές, προκύπτει ικανοποιητική συμφωνία τόσο στο σχήμα, όσο και στα απόλυτα πλάτη των συναρτήσεων ενίσχυσης που υπολογίστηκαν για κάθε θέση. Οι απόλυτες τιμές που



**Σχήμα 7.7:** Σύγκριση συναρτήσεων ενίσχυσης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του κλασικού φασματικού λόγου (Standard Spectral Ratio ή SSR) και τη μέθοδο του λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ration ή HVSR), σε τρία ζεύγη γειτονικών σταθμών. Ως σταθμός αναφοράς χρησιμοποιήθηκε και στις τρεις περιπτώσεις ο σταθμός DMK. Για την εξαγωγή των συναρτήσεων ενίσχυσης χρησιμοποιήθηκαν φάσματα ψευδοταχύτητας (PSV) για παράγοντα απόσβεσης  $D=0.05$ .

δίνει ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V Ratio) είναι συστηματικά μικρότερες από τις αντίστοιχες που υπολογίστηκαν με βάση τους κλασικούς φασματικούς λόγους. Ωστόσο, ο λόγος των ενισχύσεων από τις δυο μεθοδολογίες είναι μικρότερος από 1.5 σε όλο σχεδόν το εξεταζόμενο εύρος συχνοτήτων. Λαμβάνοντας υπόψη και τη σχετικά μεγάλη απόσταση των εξεταζόμενων θέσεων από τη θέση του σταθμού αναφοράς (3 έως 5 km έναντι αποστάσεων <1 km που χρησιμοποιούνται συνήθως κατά την εφαρμογή του κλασικού φασματικού λόγου), είναι πιθανό τα πλάτη που υπολογίζονται από τον κλασικό φασματικό λόγο να είναι ελαφρώς ενισχυμένα. Συμπερασματικά, η μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα φαίνεται ότι δίνει ρεαλιστικά πλάτη ενίσχυσης, τουλάχιστον σε θέσεις που εμφανίζουν επιφανειακή γεωλογία ανάλογη με αυτήν των τριών εξεταζόμενων θέσεων.

### ***Τεκμηρίωση του μοντέλου προσομοίωσης***

Στο πρώτο στάδιο της μελέτης, γίνεται έλεγχος της ικανότητας του στοχαστικού μοντέλου να ερμηνεύσει τις δυναμικές κινήσεις κατά τη διάρκεια του σεισμού, μέσω της ενσωμάτωσής του στον κώδικα προσομοίωσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων από πεπερασμένες πηγές (FINSIM, Beresnev and Atkinson, 1998a). Δυστυχώς, ένας τέτοιος έλεγχος δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί άμεσα στην εγγύτητα του σεισμογόνου ρήγματος όπου παρατηρήθηκαν και οι μεγαλύτερες βλάβες καθώς, όπως προαναφέρθηκε, στις περιοχές αυτές δεν υπήρχαν επιταχυνσιογράφοι κατά το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού. Ωστόσο, η τεκμηρίωση του μοντέλου σε ένα σημαντικό αριθμό θέσεων όπου υπήρχαν καταγραφές, σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα του τέταρτου κεφαλαίου μπορούν να εξασφαλίσουν έναν ικανοποιητικό βαθμό ασφάλειας για την εφαρμογή του στοχαστικού μοντέλου και στην πλειόσειστη περιοχή.

Ο πιο συνηθισμένος τρόπος για την τεκμηρίωση του εκάστοτε μοντέλου πεπερασμένης πηγής είναι μέσω προσομοιώσεων σε θέσεις ελεύθερου πεδίου που παρουσιάζουν τοπικά εδαφικά χαρακτηριστικά βράχου (Silva et al., 1997; Beresnev and Atkinson, 1998b, 1998c; Beresnev, 2002). Με τον τρόπο αυτόν, περιορίζονται τα σφάλματα που μπορεί να οφείλονται στην ελλιπή γνώση του αποτελέσματος των τοπικών εδαφικών συνθηκών και αναδεικνύεται καλύτερα η αποτελεσματικότητα του

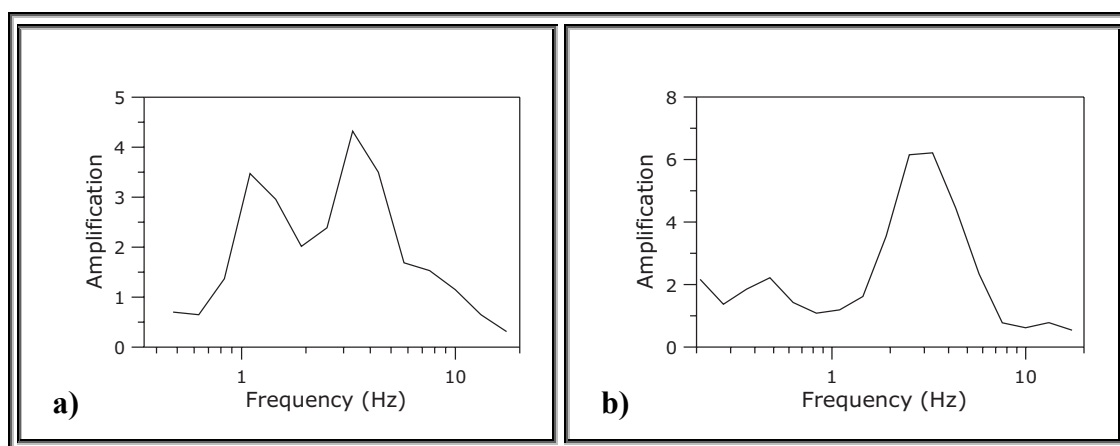
υιοθετούμενου μοντέλου στην αναπαραγωγή των αποτελεσμάτων της πηγής και του δρόμου διάδοσης.

Στην περίπτωση του σεισμού της Αθήνας, μια εκτεταμένη τεκμηρίωση του μοντέλου σε μεγάλο αριθμό θέσεων είναι αδύνατο να γίνει λόγω του περιορισμένου αριθμού των καταγραφών και ιδιαίτερα των καταγραφών αμιγώς ελεύθερου πεδίου. Στην πραγματικότητα, ο μόνος επιταχυνσιογράφος ελεύθερου πεδίου που είχε εγκατασταθεί σε σκληρό πέτρωμα είναι ο DMK (Πίνακας 2), ενώ σύμφωνα με τους Γκαζέτας και συνεργάτες (2001) δυο ακόμα σταθμοί (KEDE και SPLB) μπορεί πρακτικά να θεωρηθούν ότι έδωσαν καταγραφές ελεύθερου πεδίου. Οι επιταχυνσιογράφοι των σταθμών KEDE και SPLB είχαν εγκατασταθεί πάνω σε στιφρούς εδαφικούς σχηματισμούς που υπέρκεινται του βραχώδους υποβάθρου. Η εδαφική στήλη στο KEDE αποτελείται από αλλουβιακές αποθέσεις πάχους ~10 m με μέση τιμή  $V_s \approx 320\text{--}400$  m/sec και τον υποκείμενο βράχο, ενώ στο σταθμό SPLB η κατατομή αποτελείται από 13 m αλλουβιακών αποθέσεων με  $V_s \approx 300$  m/sec, υπερκείμενων του πιο στιφρού βραχώδους σχηματισμού (Γκαζέτας και συνεργάτες, 2001).

Η παρουσία αλλουβιακών αποθέσεων στις θέσεις εγκατάστασης των σταθμών αυτών αναμένεται να έχει επηρεάσει τις αντίστοιχες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης. Για το λόγο αυτόν, κατά την τεκμηρίωση του στοχαστικού μοντέλου στις συγκεκριμένες θέσεις απαιτείται συμπερίληψη του αποτελέσματος των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Οι δυο συναρτήσεις ενίσχυσης που υπολογίστηκαν για τις δυο θέσεις με βάση τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα και τη χρήση δεδομένων του κύριου σεισμού της Αθήνας απεικονίζονται στο σχήμα 7.8. Στη χαρτογράφηση των συναρτήσεων ενίσχυσης, καθώς επίσης και του συνόλου των αποτελεσμάτων των στοχαστικών προσομοιώσεων που παρουσιάζονται στη συνέχεια, το κάτω συχνοτικό όριο καθορίζεται από το λόγο του σήματος προς θόρυβο των καταγραφών του εκάστοτε σταθμού.

Γνωρίζοντας με ικανοποιητική ακρίβεια τις διαστάσεις του σειсмоγόνου ρήγματος και την κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του, η μόνη «ελεύθερη» παράμετρος για την εφαρμογή της στοχαστικής μεθόδου είναι η παράμετρος  $s$ , η οποία καθορίζει την ένταση της υψίσυχνης ακτινοβολίας. Η παράμετρος αυτή συνδέεται με τη μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης πάνω στο σειсмоγόνο ρήγμα και καθορίζει το επίπεδο του φάσματος σε συχνότητες μεγαλύτερες από τη

γωνιακή συχνότητα των υποπηγών της πεπερασμένης πηγής. Για τον καθορισμό της συγκεκριμένης παραμέτρου στις προσομοιώσεις του σεισμού της Αθήνας, πραγματοποιήθηκε παραμετρικός έλεγχος, εξετάζοντας διαδοχικά όλες τις πιθανές τιμές. Συγκεκριμένα, εξετάστηκε το διάστημα τιμών 0.5 έως 2.0 (Beresnev and Atkinson, 1997) με βήμα 0.1.



**Σχήμα 7.8:** Συναρτήσεις ενίσχυσης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στις θέσεις των σταθμών *a)* KEDE (Reference) και *b)* SPLB.

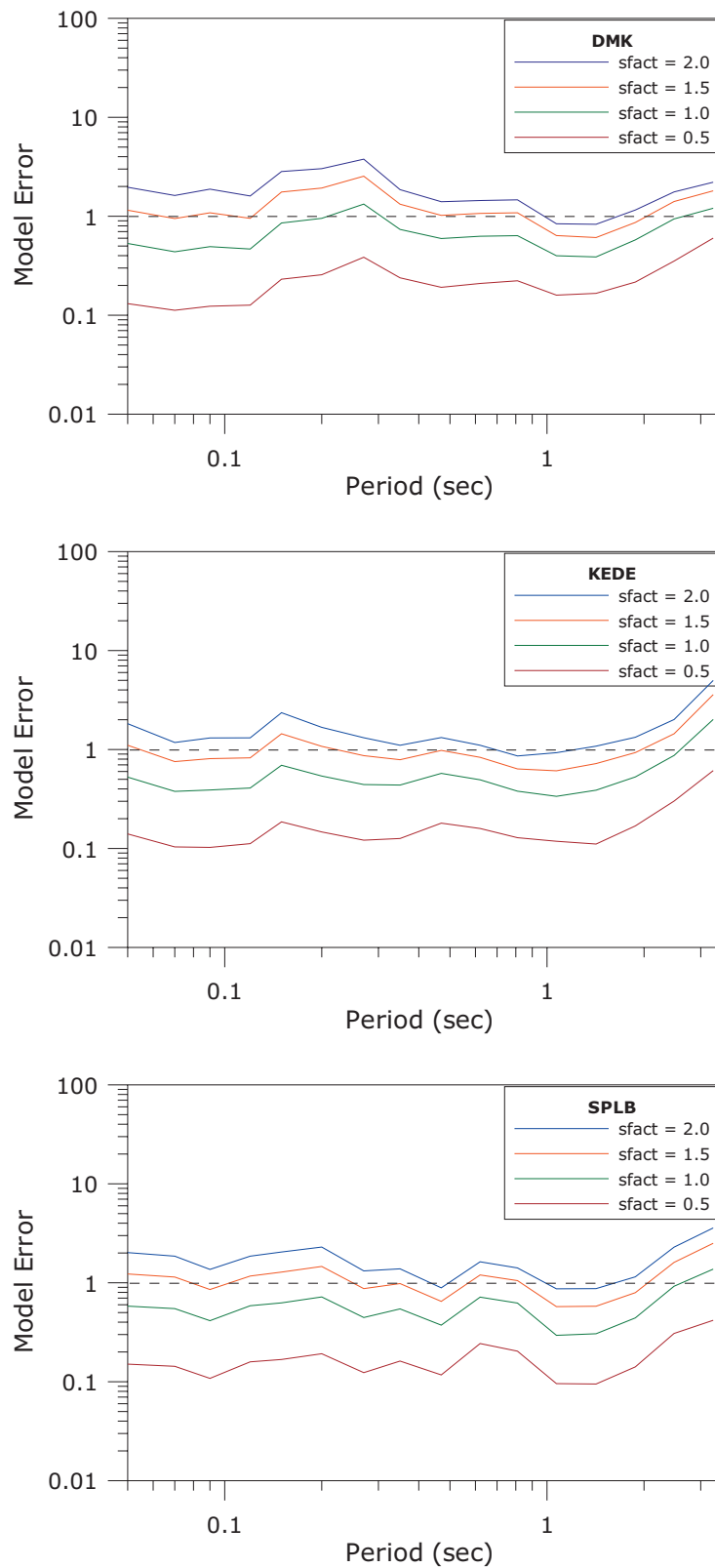
Η συγκριτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που αντιστοιχούν στις διάφορες τιμές της παραμέτρου  $s$ , έγινε μέσω εκτίμησης του σφάλματος του μοντέλου σε κάθε θέση, το οποίο ορίζεται ως ο λόγος του συνθετικού ελαστικού φάσματος απόκρισης της επιτάχυνσης προς το μέσο όρο των δυο αντίστοιχων φασμάτων των παρατηρούμενων οριζόντιων συνιστωσών. Παράλληλα, έγινε έλεγχος και του βαθμού προσομοίωσης των μέγιστων τιμών της επιτάχυνσης στις θέσεις των τριών σταθμών τεκμηρίωσης (DMK, KEDE και SPLB).

Στο σχήμα 7.9 παρουσιάζεται το σφάλμα του μοντέλου στις τρεις εξεταζόμενες θέσεις, για ενδεικτικές τιμές της παραμέτρου  $s$  (0.5, 1.0, 1.5 και 2.0). Όπως προκύπτει από το σχήμα, η μικρότερη διαφορά ανάμεσα στα συνθετικά και πραγματικά φάσματα (σφάλμα μοντέλου πλησιέστερο στη μονάδα) προκύπτει για  $s=1.5$ . Η τιμή αυτή ισούται με τη μέση τιμή που υπολόγισαν οι Beresnev and Atkinson (2001a) από προσομοιώσεις ενός σημαντικού αριθμού μεγάλων σεισμών και θεωρείται ότι είναι αντιπροσωπευτική για «τυπικά» σεισμικά γεγονότα, δηλαδή σεισμούς που δεν εμφανίζουν ασυνήθιστα μικρές ή μεγάλες ταχύτητες ολίσθησης. Κατά συνέπεια, η

βέλτιστη τιμή που τεκμαίρεται για την παράμετρο  $s$  υποδηλώνει ότι ο χρόνος ανάδυσης του εξεταζόμενου σεισμού εντάσσεται στα φυσιολογικά όρια των τιμών που αναμένονται για ένα σεισμό μεγέθους 5.9 (για παράδειγμα ανφέρονται οι εμπειρικές σχέσεις των Somerville et al., 1999). Το αποτέλεσμα αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με την τιμή του χρόνου ανάδυσης που υπολογίστηκε κατά την αντιστροφή των χρονικών συναρτήσεων της εστίας του σεισμού (Roumelioti et al., 2003).

Στον πίνακα 5 παρουσιάζονται οι μέγιστες συνθετικές επιταχύνσεις στους σταθμούς DMK, KEDE και SPLB, όπως προέκυψαν κατά τη διερεύνηση των διάφορων τιμών της παραμέτρου  $s$ . Με γκρι χρώμα τονίζονται οι συνθετικές τιμές που βρίσκονται πλησιέστερα στις αντίστοιχες μέγιστες επιταχύνσεις που καταγράφηκαν. Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα για το σύνολο των σταθμών, η τιμή  $s=1.5$  παρέχει τον κατά μέσο όρο βέλτιστο βαθμό προσομοίωσης των παρατηρούμενων μέγιστων τιμών της επιτάχυνσης. Κατά συνέπεια, τα δυο κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν για την τεκμηρίωση της παραμέτρου  $s$  συγκλίνουν στην τιμή 1.5.

Τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης στους σταθμούς DMK, KEDE και SPLB συγκρίνονται με τις παρατηρούμενες καταγραφές στα σχήματα 7.10 – 7.15. Η σύγκριση γίνεται τόσο στο πεδίο των χρόνων, δηλαδή σε επίπεδο κυματομορφών, όσο και στο πεδίο των συχνοτήτων, σε επίπεδο ελαστικών φασμάτων απόκρισης και φασμάτων πλάτους Fourier. Σε γενικές γραμμές, το τεκμηριωμένο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε αναπαράγει σε ικανοποιητικό βαθμό τόσο τις χρονοϊστορίες της επιτάχυνσης, όσο και το φασματικό τους περιεχόμενο. Οι μεγαλύτερες διαφορές παρατηρούνται στις ενδιάμεσες περιόδους (0.2 – 0.4 sec) των φασμάτων απόκρισης που αντιστοιχούν στο σταθμό DMK. Ωστόσο, αξίζει να αναφερθεί ότι ο συγκεκριμένος σταθμός βρίσκεται ακριβώς επάνω στη νοητή προέκταση του θεωρούμενου ρήγματος προς τα A-NA και κατά συνέπεια μικρές αλλαγές στην τιμή της παράταξης επηρεάζουν σημαντικά τις προσομοιώσεις.



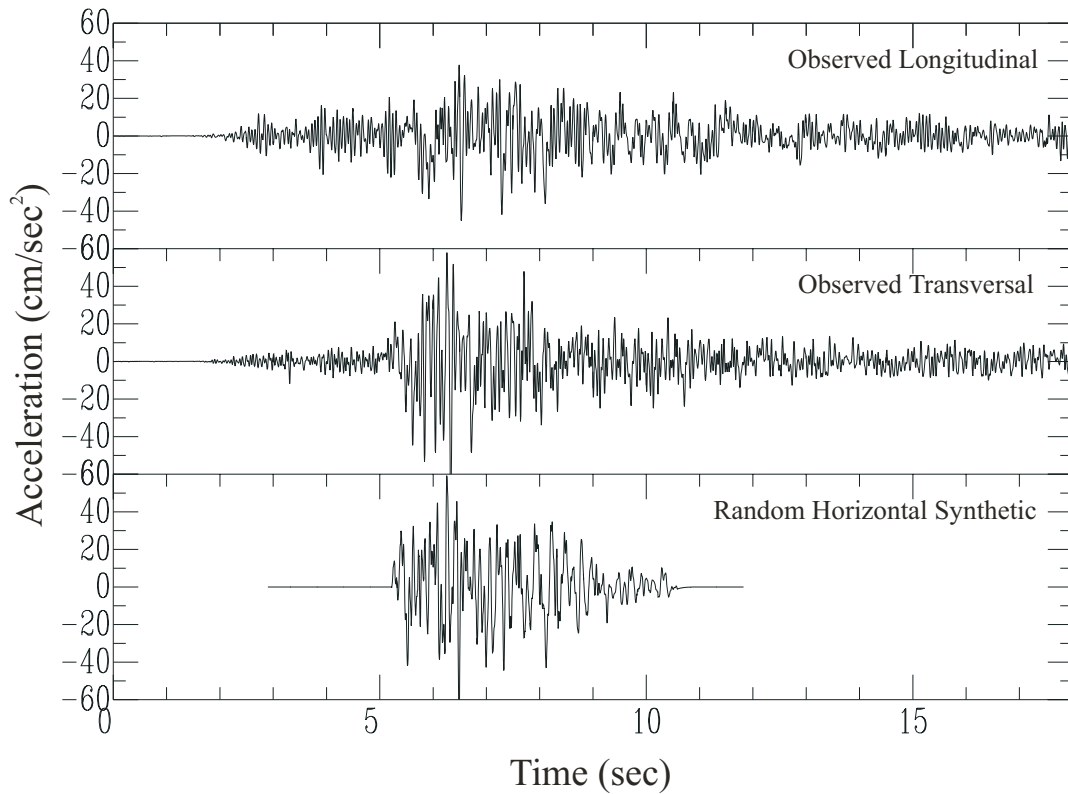
**Σχήμα 7.9:** Παραδείγματα αβεβαιότητας μοντέλου (λόγος συνθετικού προς παρατηρούμενο φάσμα απόκρισης) για αντιπροσωπευτικές τιμές της παραμέτρου  $s$ .



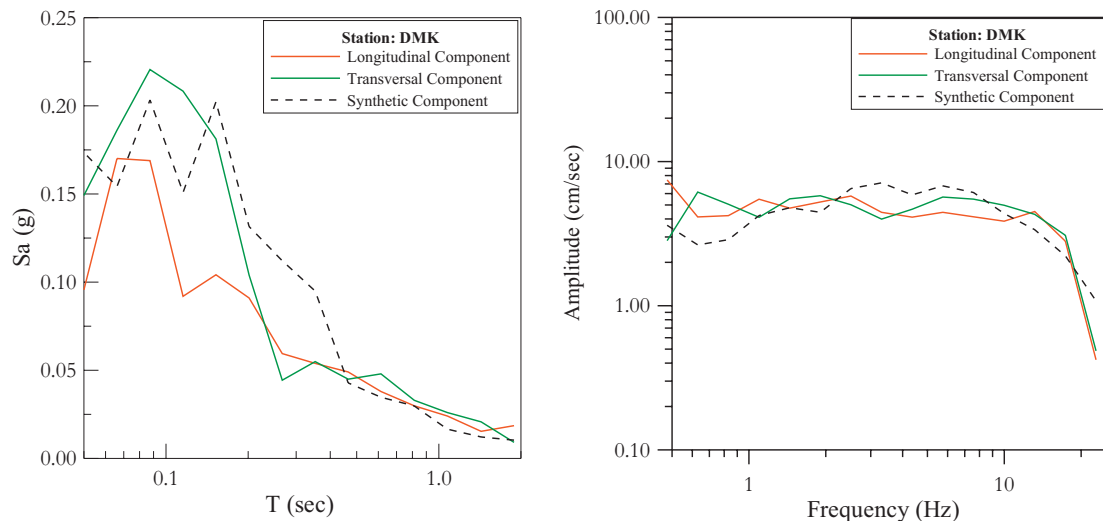
**Πίνακας 5:** Μέγιστες συνθετικές τιμές επιτάχυνσης στους τρεις σταθμούς τεκμηρίωσης για τις διάφορες εξεταζόμενες τιμές της παραμέτρου  $s$ .

$s$	Μέγιστη Τιμή Επιτάχυνσης (cm/sec <sup>2</sup> )		
	DMK	KEDE	SPLB
0.5	12.1	31.4	40.1
0.6	17.1	44.6	48.9
0.7	22.9	59.8	69.7
0.8	29.3	76.8	93.9
0.9	36.4	95.7	121.2
1.0	44.0	116.2	151.3
1.1	52.2	138.2	184.1
1.2	60.8	161.7	219.2
1.3	69.8	186.5	256.5
1.4	79.2	212.5	295.6
1.5	<b>88.9</b>	239.6	<b>336.5</b>
1.6	99.0	267.8	378.7
1.7	110.1	<b>296.8</b>	422.2
1.8	121.8	326.7	466.7
1.9	133.9	357.4	512.0
2.0	146.3	388.6	558.0

### ΣΤΑΘΜΟΣ DMK

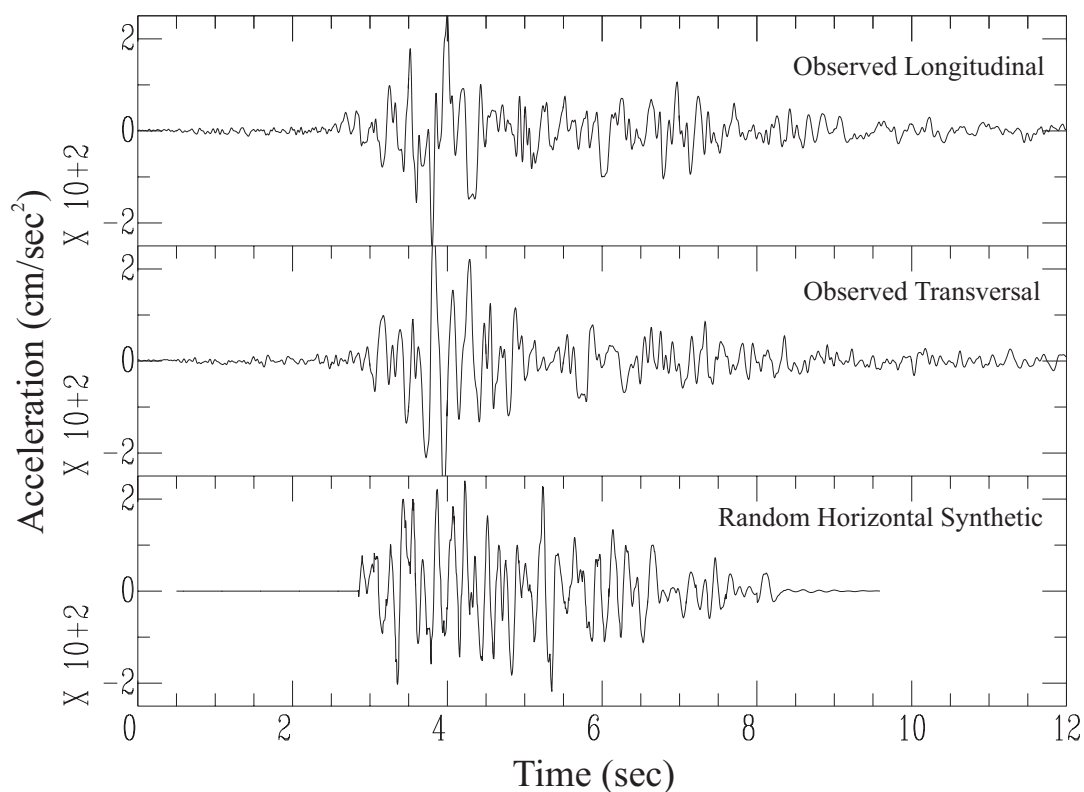


**Σχήμα 7.10:** Σύγκριση των δυο παρατηρούμενων οριζόντιων συνιστωσών επιτάχυνσης στον σταθμό DMK (επάνω και κέντρο) με τη συνθετική τυχαία οριζόντια συνιστώσα (κάτω).

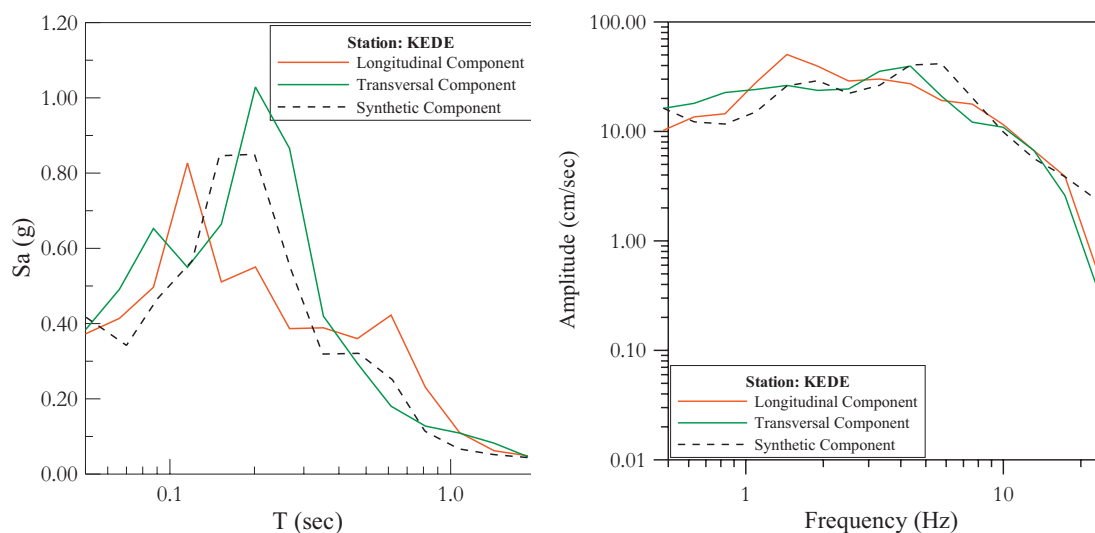


**Σχήμα 7.11:** Σύγκριση παρατηρούμενων φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και πλάτους Fourier (δεξιά) στον σταθμό DMK (συνεχείς γραμμές) με τα αντίστοιχα συνθετικά φάσματα (στικτές γραμμές).

### ΣΤΑΘΜΟΣ KEDE

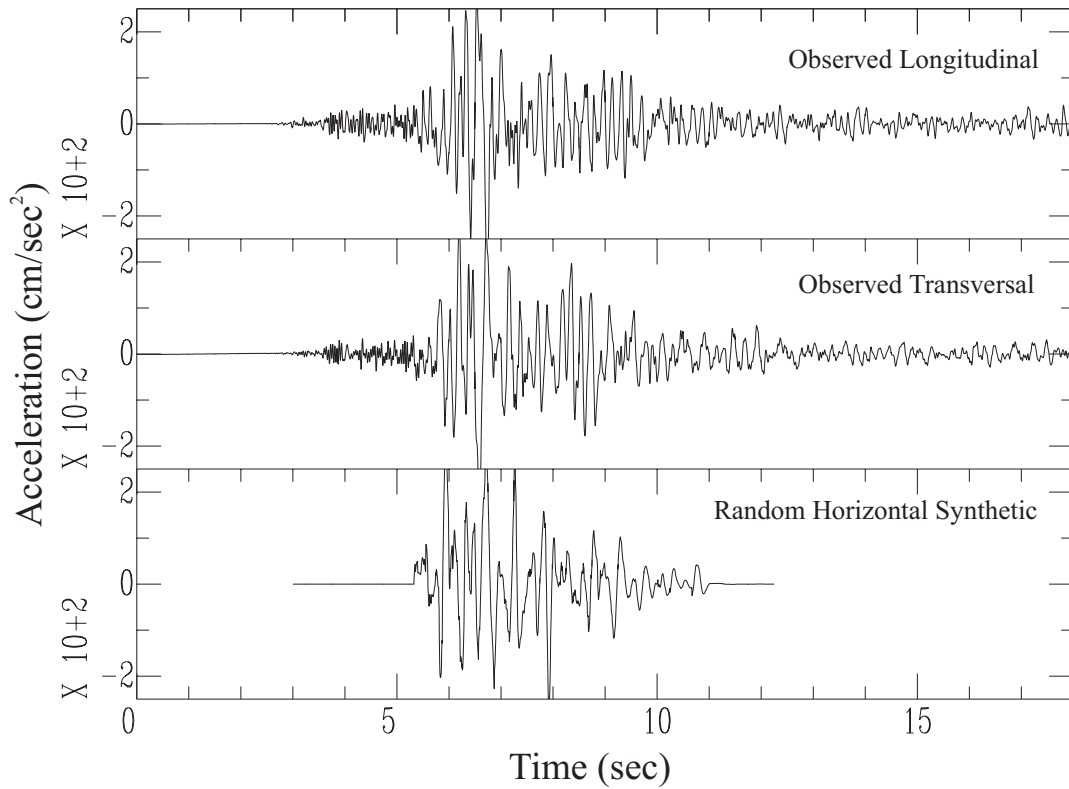


**Σχήμα 7.12:** Σύγκριση των δυο παρατηρούμενων οριζόντιων συνιστωσών επιτάχυνσης στον σταθμό KEDE (επάνω και κέντρο) με τη συνθετική τυχαία οριζόντια συνιστώσα (κάτω).

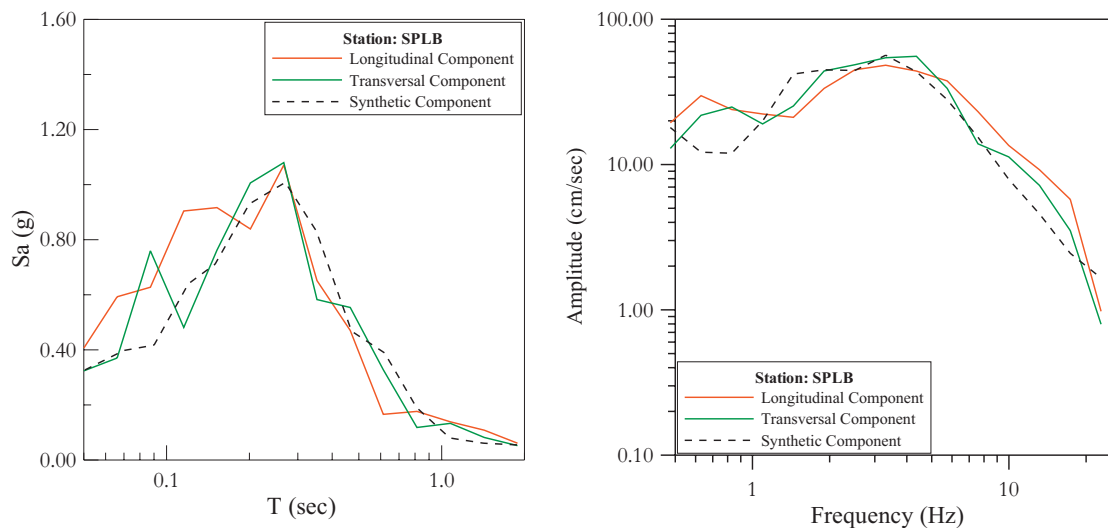


**Σχήμα 7.13:** Σύγκριση παρατηρούμενων φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και πλάτους Fourier (δεξιά) στον σταθμό KEDE (συνεχείς γραμμές) με τα αντίστοιχα συνθετικά φάσματα (στικτές γραμμές).

**ΣΤΑΘΜΟΣ SPLB**



**Σχήμα 7.14:** Σύγκριση των δυο παρατηρούμενων οριζόντιων συνιστωσών επιτάχυνσης στον σταθμό SPLB (επάνω και κέντρο) με τη συνθετική τυχαία οριζόντια συνιστώσα (κάτω).



**Σχήμα 7.15:** Σύγκριση παρατηρούμενων φασμάτων απόκρισης (αριστερά) και πλάτους Fourier (δεξιά) στον σταθμό SPLB (συνεχείς γραμμές) με τα αντίστοιχα συνθετικά φάσματα (στικτές γραμμές).

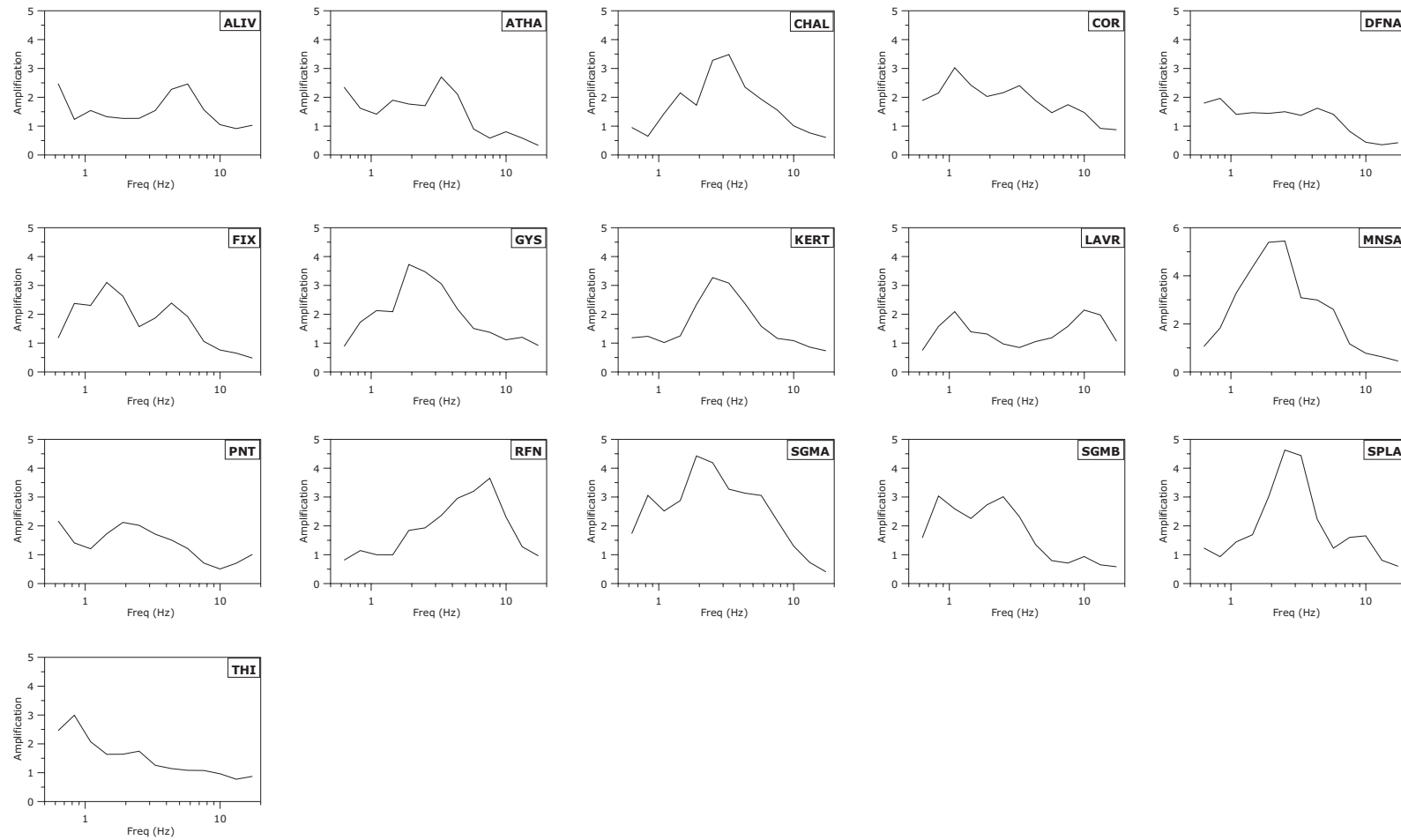
### **Εφαρμογή τεκμηριωμένου μοντέλου για την προσομοίωση των επιταχυνσιογραμμάτων από τον σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999**

Έχοντας τεκμηριώσει τις παραμέτρους της στοχαστικής μεθόδου σε θέσεις ελεύθερου πεδίου, το επόμενο βήμα είναι η προσομοίωση των ισχυρών σεισμικών κινήσεων στις υπόλοιπες θέσεις των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική δόνηση της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999. Τα περισσότερα από τα εναπομείναντα όργανα καταγραφής είχαν εγκατασταθεί μέσα σε σταθμούς του μετρό ή σε υπόγεια πολύοροφων κτιρίων, αρκετά μέτρα κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. Κατά συνέπεια, κάποιες από τις καταγραφές ενδέχεται να έχουν επηρεαστεί από τις περιβάλλουσες κατασκευές.

Όπως και στις προηγούμενες εφαρμογές, οι στοχαστικές προσομοιώσεις της παρούσας ενότητας έγιναν χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του Πίνακα 4. Επιπρόσθετα, τα φάσματα των υπολογιζόμενων σεισμικών κινήσεων πολλαπλασιάστηκαν με τις συναρτήσεις ενίσχυσης που παρουσιάζονται στο σχήμα 7.16 και οι οποίες υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα. Για τους υπολογισμούς των συναρτήσεων χρησιμοποιήθηκαν οι τρεις συνιστώσες των καταγραφών του κύριου σεισμού. Εξαίρεση αποτελεί η συνάρτηση ενίσχυσης του σταθμού MNSA, για τον υπολογισμό της οποίας χρησιμοποιήθηκε μόνο η μια από τις δυο οριζόντιες συνιστώσες (L), καθώς η δεύτερη θεωρείται ότι έχει επηρεαστεί σημαντικά από γειτονικές κατασκευές.

Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 2, οι επικεντρικές αποστάσεις των σταθμών που εξετάστηκαν καλύπτουν το διάστημα  $R=16$  έως  $61$  km. Από αυτούς, οι πλησιέστεροι στο επίκεντρο σταθμοί ( $R<30$  km) είναι συγκεντρωμένοι στο ανατολικό-νοτιοανατολικό τμήμα της ευρύτερης επικεντρικής περιοχής. Ωστόσο, οι πιο απομακρυσμένοι σταθμοί (THI, ALIV, RFN, LAVR, COR) παρέχουν ικανοποιητική αξιμουθιακή κάλυψη της εξεταζόμενης σεισμικής πηγής.

Τα αποτελέσματα των στοχαστικών προσομοιώσεων και η σύγκρισή τους με τις παρατηρούμενες επιταχύνσεις παρουσιάζονται στο Παράρτημα 1, στα σχήματα 7.1 έως 7.32. Τα αποτελέσματα αφορούν όλους τους σταθμούς του Πίνακα 3, με εξαίρεση τους τρεις σταθμούς τεκμηρίωσης και τους σταθμούς HAL1 και HAL2, οι οποίοι ήταν εγκατεστημένοι κοντά στους πυλώνες της γέφυρας της Χαλκίδας.



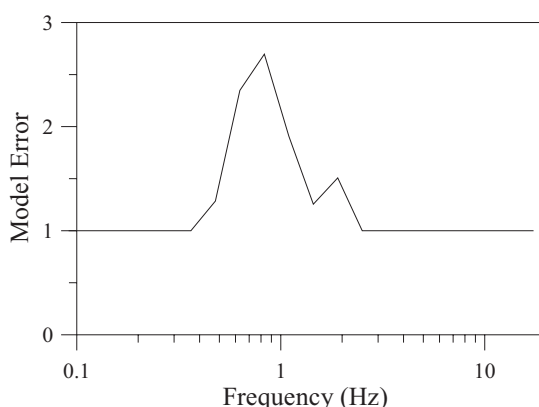
**Σχήμα 7.16:** Συναρτήσεις ενίσχυσης για τις εξεταζόμενες θέσεις καταγραφής των ισχυρών σεισμικών κινήσεων, όπως υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα.

Σε γενικές γραμμές, τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων κρίνονται ιδιαίτερα ικανοποιητικά για την πλειοψηφία των εξεταζόμενων θέσεων. Σε ότι αφορά τις χρονοϊστορίες της επιτάχυνσης, η συμφωνία μεταξύ συνθετικών και πραγματικών καταγραφών παρατηρείται τόσο στις μέγιστες τιμές, όσο και στις περιβάλλουσες συναρτήσεις (envelope functions) των κυματομορφών. Ρεαλιστική είναι και η προσομοίωση της διάρκειας των εγκάρσιων κυμάτων, ιδιαίτερα στους πιο κοντινούς ως προς το επίκεντρο σταθμούς. Στους πιο απομακρυσμένους σταθμούς (για παράδειγμα LAVR, COR, HAL1), παρατηρείται υποεκτίμηση της διάρκειας των εγκάρσιων κυμάτων, η οποία μπορεί να οφείλεται σε μεγαλύτερη επίδραση του παράγοντα απόσβεσης. Αντίστοιχα ικανοποιητικές είναι και οι συγκρίσεις των συνθετικών και παρατηρούμενων καταγραφών στο πεδίο των συχνοτήτων, τόσο στο φασματικό σχήμα όσο και στις απόλυτες τιμές της φασματικής επιτάχυνσης.

Μεταξύ των αποτελεσμάτων, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι προσομοιώσεις στις θέσεις MNSA και SGMB. Στην πρώτη περίπτωση, η συνθετική καταγραφή παρουσιάζει σημαντικές ομοιότητες με την επιμήκη (longitudinal) καταγεγραμμένη συνιστώσα, ενώ διαφέρει κατά πολύ από την εγκάρσια (transversal). Το γεγονός αυτό ενισχύει τα αποτελέσματα άλλων εργασιών που προαναφέρθηκαν (Gazetas, 2001; Gazetas et al., 2002), σχετικά με την αναξιοπιστία της καταγεγραμμένης εγκάρσιας κίνησης στο σταθμό MNSA και υποδεικνύει την καταγραφή της επιμήκου συνιστώσας ως αντιπροσωπευτική για τη συγκεκριμένη θέση. Από την άλλη πλευρά, η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στο σταθμό SGMB παρουσιάζει σημαντικές διαφορές και με τις δυο καταγεγραμμένες συνιστώσες και ιδιαίτερα με την εγκάρσια. Αξίζει να αναφερθεί ότι το βάθος εγκατάστασης του συγκεκριμένου σταθμού είναι το μεγαλύτερο του συνόλου των σταθμών που εξετάστηκαν (26 m), ενώ στην ίδια θέση και σε μικρότερο βάθος (7 m) ήταν εγκατεστημένος ο σταθμός SGMA. Συγκρίνοντας το βαθμό προσομοίωσης των παρατηρήσεων στους δυο τελευταίους σταθμούς, προκύπτει ότι αυτός είναι σημαντικά καλύτερος για το σταθμό SGMA. Η διαφορά αυτή πιθανόν να οφείλεται σε μεγαλύτερη επίδραση της περιβάλλουσας κατασκευής του σταθμού του Μετρό στις καταγραφές του SGMB ή και το γεγονός ότι αυτές λήφθηκαν σε μεγαλύτερο βάθος. Επιπρόσθετα, η επίδραση αυτή πιθανόν να ήταν μεγαλύτερη κατά τη διεύθυνση παράλληλα στην εγκάρσια συνιστώσα του SGMB (N225°).

Μια συστηματική αστοχία που παρατηρείται στο σύνολο σχεδόν των προσομοιώσεων είναι τα μικρά φασματικά πλάτη των συνθετικών καταγραφών για συχνότητες μικρότερες από  $\sim 1.5$  Hz. Όπως προαναφέρθηκε, η διαφορά αυτή αναμένεται θεωρητικά λόγω της χρησιμοποίησης μεγάλου αριθμού «υποπηγών» κατά τη μοντελοποίηση της σεισμογενούς επιφάνειας.

Προκειμένου να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα της υποεκτίμησης των χαμηλών συχνοτήτων χωρίς περαιτέρω εξομάλυνση του μοντέλου κατανομής της ολίσθησης, αποφασίστηκε επανάληψη των υπολογισμών των συνθετικών κινήσεων συμπεριλαμβάνοντας κατάλληλη στατιστική διόρθωση. Η στατιστική διόρθωση ορίζεται ως ο μέσος όρος των επιμέρους σφαλμάτων που παρατηρήθηκαν σε συχνότητες μικρότερες από 2 Hz στους διάφορους σταθμούς. Για τον καθορισμό του σφάλματος κάθε θέσης υπολογίστηκε ο μέσος όρος των φασμάτων Fourier των δυο οριζόντιων συνιστωσών (με εξαίρεση το σταθμό MNSA όπου χρησιμοποιήθηκε μόνο η επιμήκης συνιστώσα) και το αποτέλεσμα διαιρέθηκε με το φάσμα Fourier της αντίστοιχης συνθετικής καταγραφής. Το συνολικό σφάλμα, που υπολογίστηκε ως μέσος όρος των επιμέρους διορθωτικών συναρτήσεων, χαρτογραφείται στο σχήμα 7.17 ως συνάρτηση της συχνότητας. Η διόρθωση δε λαμβάνεται υπόψη για συχνότητες μικρότερες από 0.3 Hz (σφάλμα μοντέλου = 1), για το λόγο ότι στο διάστημα αυτό η πλειοψηφία των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης παρουσιάζει μικρό λόγο σήματος προς θόρυβο.



**Σχήμα 7.17:** Σφάλμα μοντέλου στο συχνотικό διάστημα 0.3 – 2 Hz, που χρησιμοποιείται ως διόρθωση για την υποεκτίμηση των χαμηλών συχνοτήτων στις προσομοιώσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης.



Τα αποτελέσματα των στοχαστικών προσομοιώσεων που περιλαμβάνουν τη διόρθωση του σχήματος 7.17 παρουσιάζονται στο Παράρτημα 2 σε σύγκριση με τις παρατηρούμενες σεισμικές κινήσεις. Από τα σχήματα του παραρτήματος προκύπτει σαφής βελτίωση των συνθετικών χαμηλών συχνοτήτων μετά τη χρησιμοποίηση της στατιστικής διόρθωσης.

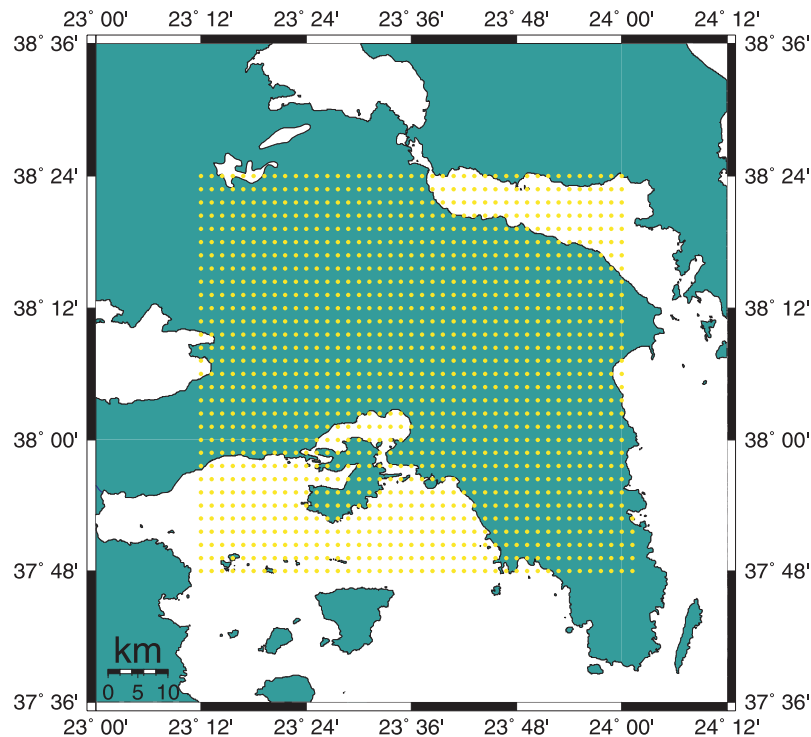
***Εφαρμογή τεκμηριωμένου μοντέλου για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στην πλειόσειστη περιοχή της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999***

Στις δυο τελευταίες ενότητες, πραγματοποιήθηκε τεκμηρίωση των παραμέτρων που υπεισέρχονται στη στοχαστική μέθοδο και περαιτέρω έλεγχος αυτών στις θέσεις ενός μεγάλου αριθμού σταθμών καταγραφής των ισχυρών σεισμικών κινήσεων. Το στοχαστικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε παρείχε ικανοποιητικό βαθμό προσομοίωσης των καταγεγραμμένων επιταχύνσεων στην πλειοψηφία των περιπτώσεων που εξετάστηκαν. Στην παρούσα ενότητα, το τεκμηριωμένο μοντέλο χρησιμοποιείται για την κατασκευή χαρτών με συνθετικές τιμές της επιτάχυνσης, επεκτείνοντας τις προσομοιώσεις και σε θέσεις για τις οποίες δεν υπάρχουν καταγραφές από το σεισμό της Αθήνας, με έμφαση στην πλειόσειστη περιοχή.

Συγκεκριμένα, το τεκμηριωμένο στοχαστικό μοντέλο χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων στην περιοχή από 37.8°N – 38.4°N και από 23.2°E – 24.0°E, ενώ το χωρικό βήμα μεταξύ των διαδοχικών θέσεων προσομοίωσης ορίστηκε στις 0.02°. Κατά συνέπεια, υπολογίστηκαν συνολικά 1200 συνθετικά επιταχυνσιόγραμματα, οι θέσεις των οποίων απεικονίζονται στο σχήμα 7.18.

Στο σχήμα 7.19 παρουσιάζεται ο χάρτης των συνθετικών, μέγιστων τιμών της επιτάχυνσης που προέκυψε με βάση τα αποτελέσματα των 1200 προσομοιώσεων. Στον ίδιο χάρτη σημειώνονται η προβολή και η προέκταση του χρησιμοποιούμενου μοντέλου ρήγματος στη γήινη επιφάνεια, καθώς επίσης και θέσεις περιοχών που υπέστησαν σημαντικές βλάβες από το σεισμό του 1999. Στοχεύοντας αποκλειστικά στην ανάδειξη του ρόλου της σεισμικής πηγής στην κατανομή των βλαβών από τον εξεταζόμενο σεισμό, κατά τη σύνθεση του χάρτη δε συμπεριλήφθηκε ο παράγοντας

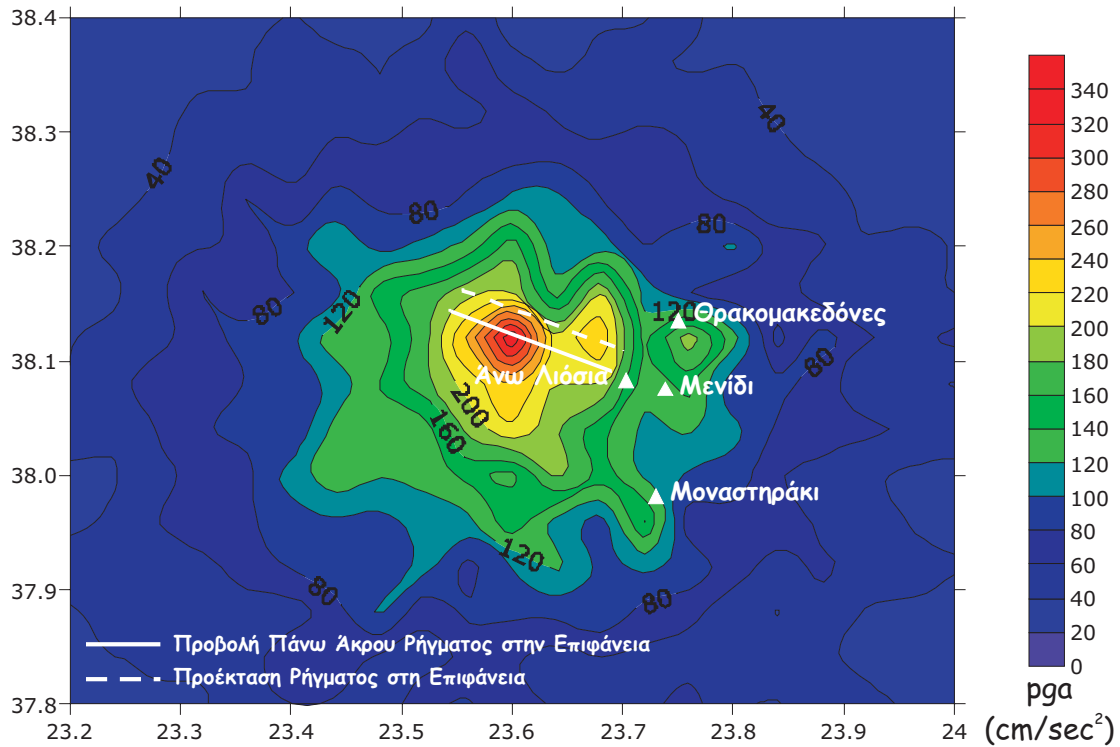
των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Κατά συνέπεια, οι τιμές που χαρτογραφούνται στο σχήμα 7.19 αντιστοιχούν σε τοπικές εδαφικές συνθήκες βραχώδους υποβάθρου.



**Σχήμα 7.18:** Κάναβος θέσεων υπολογισμού συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων.

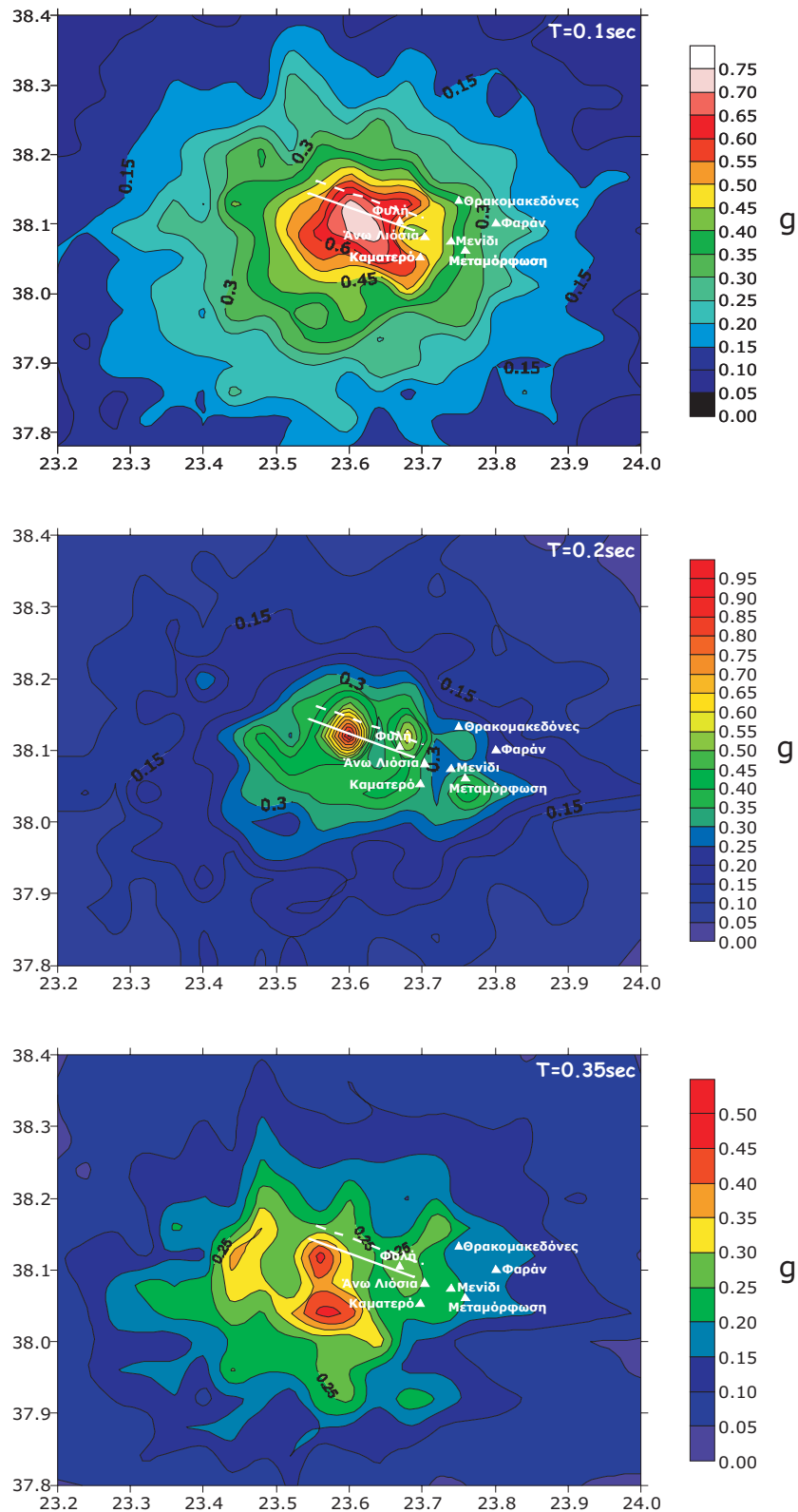
Όπως προκύπτει από το σχήμα 7.19, οι τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης στο υπόβαθρο της ευρύτερης περιοχής ήταν μικρότερες από 0.35g. Οι μέγιστες τιμές παρατηρούνται κατά μήκος του σεισμογόνου ρήγματος και εντός της προβολής του επιπέδου του στην επιφάνεια, ενώ αυξημένες τιμές παρατηρούνται και προς την πλευρά της πλειόσειστης περιοχής του 1999. Η αύξηση των τιμών προς την περιοχή αυτή φθάνει σε ορισμένες περιπτώσεις το 50% (για παράδειγμα κοντά στην περιοχή των Θρακομακεδόνων) και σε συνδυασμό με τον παράγοντα των τοπικών εδαφικών συνθηκών μπορεί μερικώς να ερμηνεύσει την κατανομή των βλαβών.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή συγκέντρωσης αυξημένων τιμών της επιτάχυνσης κοντά στο ανατολικό άκρο της προέκτασης του ρήγματος στην επιφάνεια, καθώς στην ίδια περιοχή παρατηρήθηκε και η μεγαλύτερη συγκέντρωση επιφανειακών διαρρήξεων (Pavlidis et al., 1999, 2002; Παυλίδης Σπύρος, προσωπική επικοινωνία).

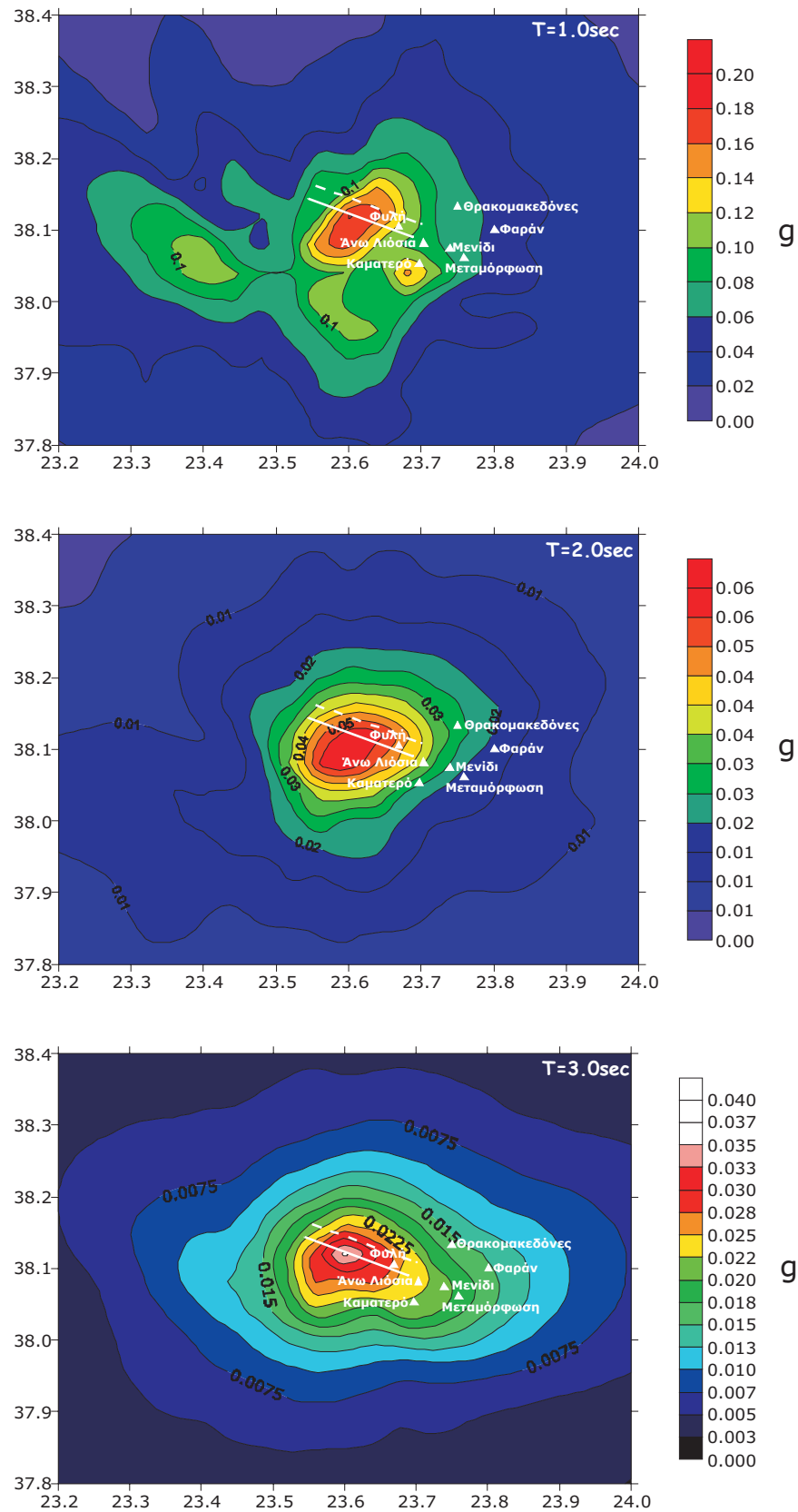


**Σχήμα 7.19:** Χάρτης συνθετικών τιμών μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο βραχώδες υπόβαθρο, στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή του σεισμού της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999.

Τα 1200 συνθετικά επιταχυνσιογράμματα χρησιμοποιήθηκαν επίσης για τον υπολογισμό των αντίστοιχων ελαστικών φασμάτων απόκρισης (με απόσβεση 5%) και την κατασκευή χαρτών με συνθετικές τιμές της φασματικής επιτάχυνσης στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή του σεισμού του 1999. Στο σχήμα 7.20 παρουσιάζονται οι συνθετικοί χάρτες της φασματικής επιτάχυνσης για αντιπροσωπευτικές τιμές της περιόδου ( $T=0.1, 0.2, 0.35, 1.0, 2.0$  και  $3.0$  sec) που καλύπτουν το φασματικό εύρος των προσομοιούμενων ισχυρών σεισμικών κινήσεων. Από τη συγκριτική παρατήρηση των φασματικών χαρτών προκύπτει ότι τα αποτελέσματα της κατευθυντικότητας αποτυπώνονται με διαφορετικό τρόπο στις διάφορες εξεταζόμενες ιδιοπεριόδους. Στις μικρές και ενδιάμεσες περιόδους (0.1 και 1.0 sec) είναι δύσκολο να εξαχθεί συμπέρασμα σχετικά με την ύπαρξη ασυμμετρίας του συνθετικού πεδίου προς την πλειόσειστη περιοχή. Αντίθετα, η ασυμμετρία αυτή εμφανίζεται έντονα στις μεγάλες περιόδους (2 και 3 sec) και στο διάστημα 0.2 έως 0.3 sec, σε συμφωνία με τα φασματικά χαρακτηριστικά των ευρέως φάσματος δεδομένων που καταγράφηκαν σε μεγάλες αποστάσεις (Ρουμελιώτη, 2003).



**Σχήμα 7.20:** Χάρτες συνθετικών τιμών φασματικής επιτάχυνσης για διακριτές τιμές περιόδου ( $T=0.1, 0.2, 0.35, 1.0, 2.0$  και  $3.0\text{ sec}$ ), στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999.

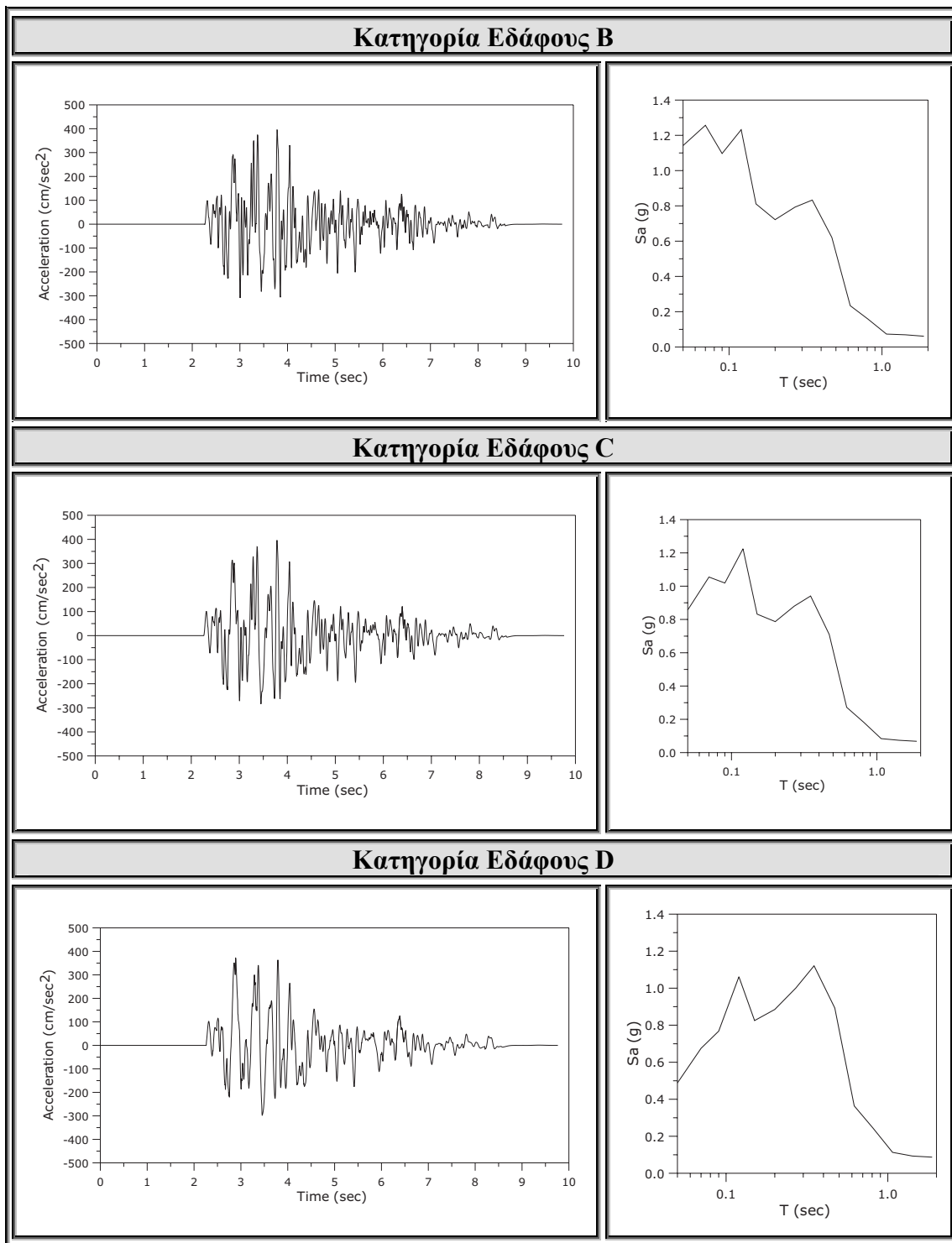


Σχήμα 7.20: (συνέχεια)

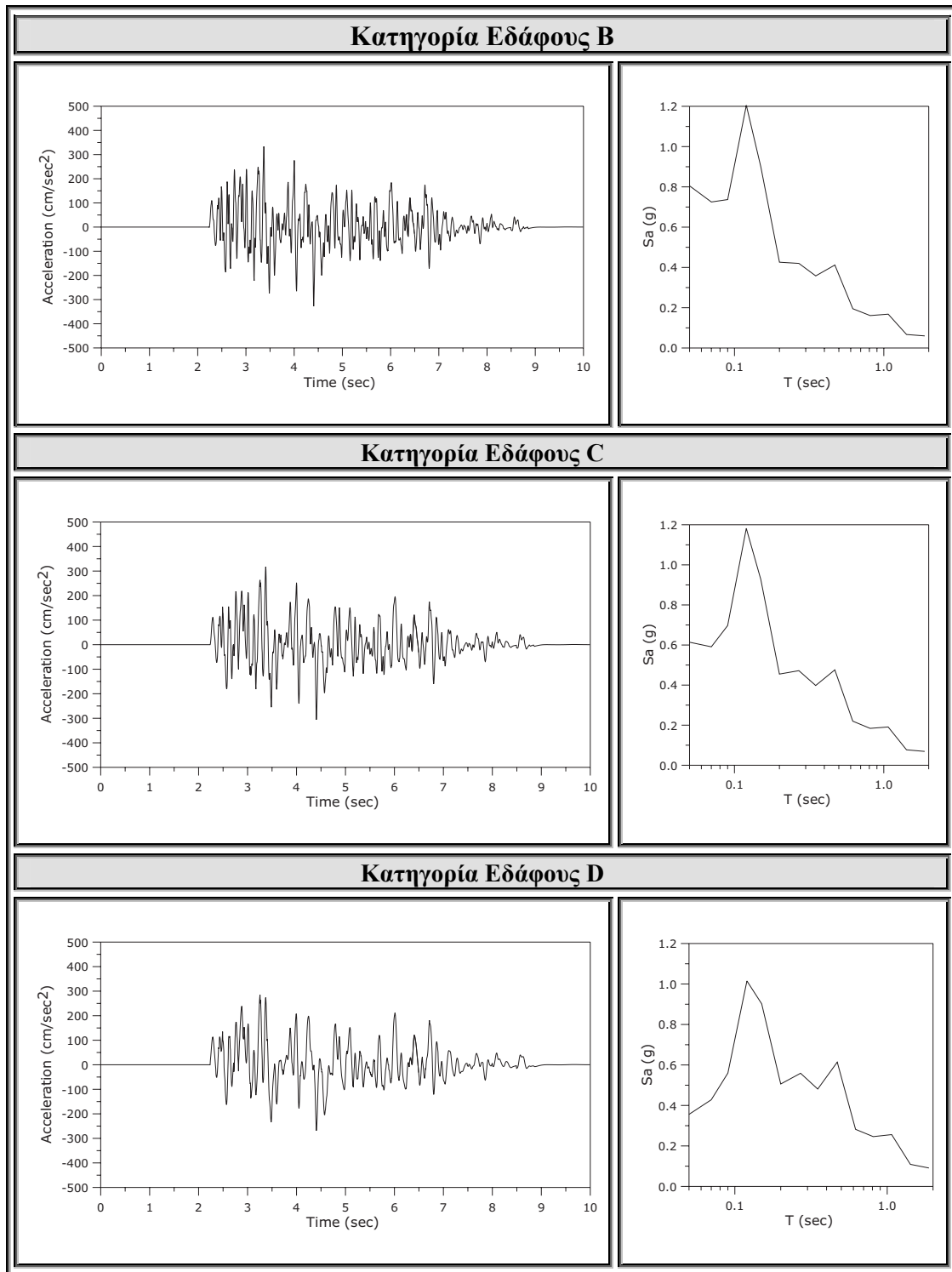
Η έντονη εμφάνιση των αποτελεσμάτων της κατευθυντικότητας στα συγκεκριμένα διαστήματα περιόδων μπορεί να ερμηνευτεί θεωρητικά. Σύμφωνα με τη θεωρητική διατύπωση του φαινομένου της κατευθυντικότητας (Ben-Menahem, 1961, 1962) η μέγιστη ένταση των αποτελεσμάτων του προβλέπεται σε περιπτώσεις που οι διαστάσεις της πηγής είναι της ίδιας τάξης με το μήκος του ακτινοβολούμενου κύματος και σε περιπτώσεις που η διάρκεια της διάρρηξης είναι της ίδιας τάξης με την περίοδο του ακτινοβολούμενου κύματος. Στην περίπτωση του σεισμού της Αθήνας, η περίοδος 0.2 sec, για την οποία τα αποτελέσματα της κατευθυντικότητας είναι ιδιαίτερα έντονα, αντιστοιχεί σε μήκος κύματος,  $\lambda$ , της τάξης των 16.5 km ( $c = \lambda / T$  όπου  $c=3.3$  km/sec η μέση ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων και  $T=0.2$  sec η παρατηρούμενη περίοδος). Το συγκεκριμένο μήκος κύματος είναι συγκρίσιμο με τις διαστάσεις της σεισμικής πηγής (14×16 km) που υπολογίστηκαν από την κατανομή της ολίσθησης στο σεισμογόνο ρήγμα του 1999 (Roumelioti et al., 2003). Αντίστοιχα, η διάρκεια της διάρρηξης που κυμάνθηκε από 3 έως 5 sec (Roumelioti et al., 2003), είναι συμβατή με έντονη εκδήλωση του φαινομένου της κατευθυντικότητας στις αντίστοιχες περιόδους.

Στα σχήματα 7.21 έως 7.26 παρουσιάζονται ενδεικτικά συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και ελαστικά φάσματα απόκρισης του σεισμού του 1999 που υπολογίστηκαν για τις περιοχές που εμφάνισαν το μεγαλύτερο βαθμό βλαβών. Οι συνθετικές κινήσεις έχουν υπολογιστεί για τις τρεις κατηγορίες εδαφικών συνθηκών που παρουσιάστηκαν στον Πίνακα 3. Θα πρέπει, ωστόσο, να τονιστεί ότι οι προτεινόμενες κινήσεις έχουν υπολογιστεί σε συγκεκριμένες θέσεις (σημειακό δείγμα) και ενδέχεται να διαφοροποιούνται σημαντικά ακόμα και εντός μικρών γεωγραφικών ορίων.

Ενδεικτικά της έντονης διαφοροποίησης που παρουσιάζουν οι ισχυρές σεισμικές κινήσεις από θέση σε θέση είναι τα δυο σύνολα συνθετικών τιμών που προτείνονται για την περιοχή των Άνω Λιοσίων (σχ. 7.21 και 7.22). Αν και η απόσταση μεταξύ των δυο θέσεων είναι μικρότερη από 1 km, τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα εμφανίζουν σημαντικές διαφορές που οδηγούν σε τελείως διαφορετικά συμπεράσματα σχετικά με την απόκριση των κατασκευών κατά τη διάρκεια του σεισμού. Στην πρώτη περίπτωση (σχήμα 7.21) τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα είναι πολύ πιο πλούσια σε μεγάλες περιόδους με αποτέλεσμα τα πλάτη των

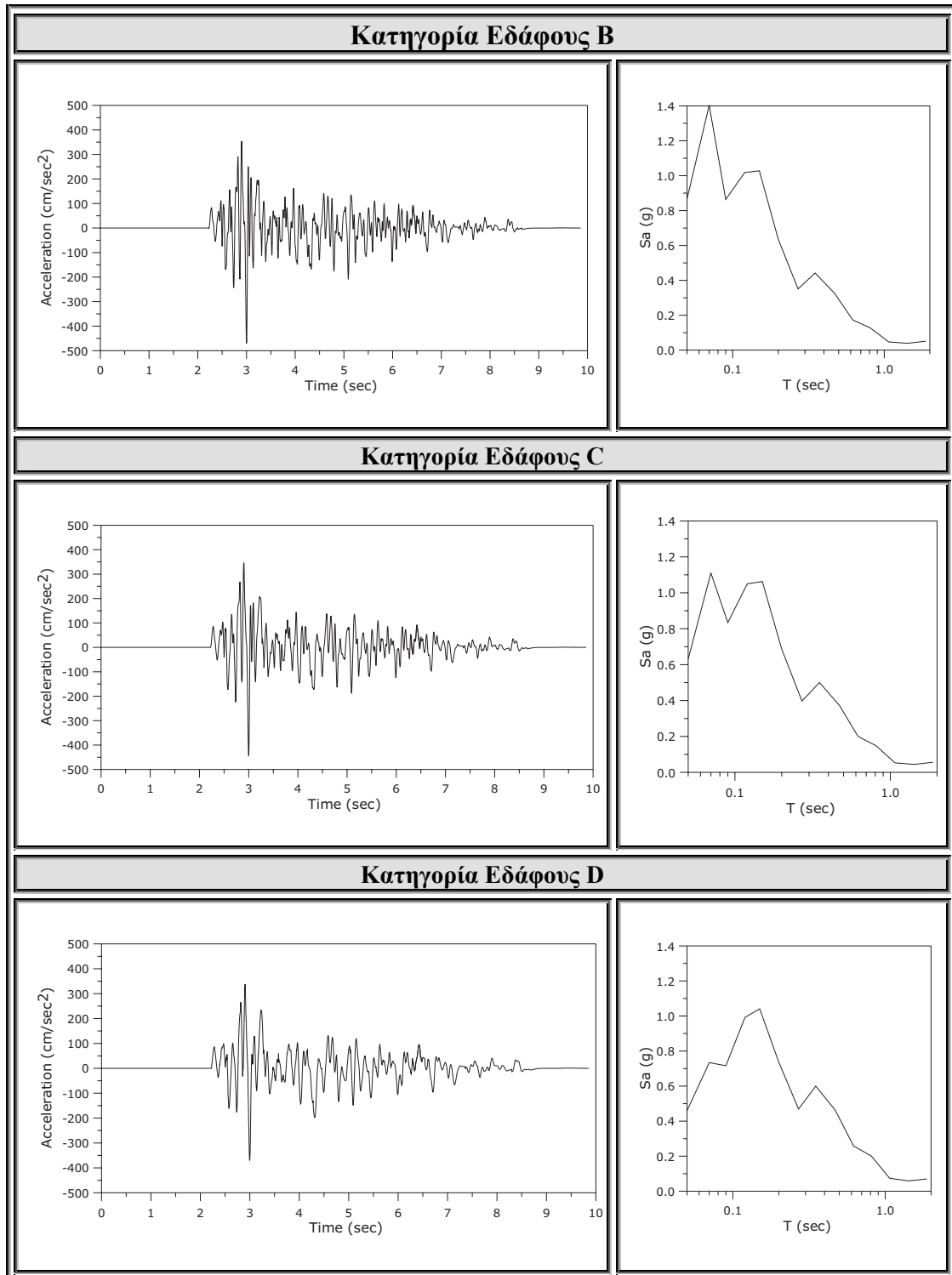


**Σχήμα 7.21:** Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης ( $D=0.05$ ) από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στην ανατολική περιοχή των Άνω Λιοσίων.

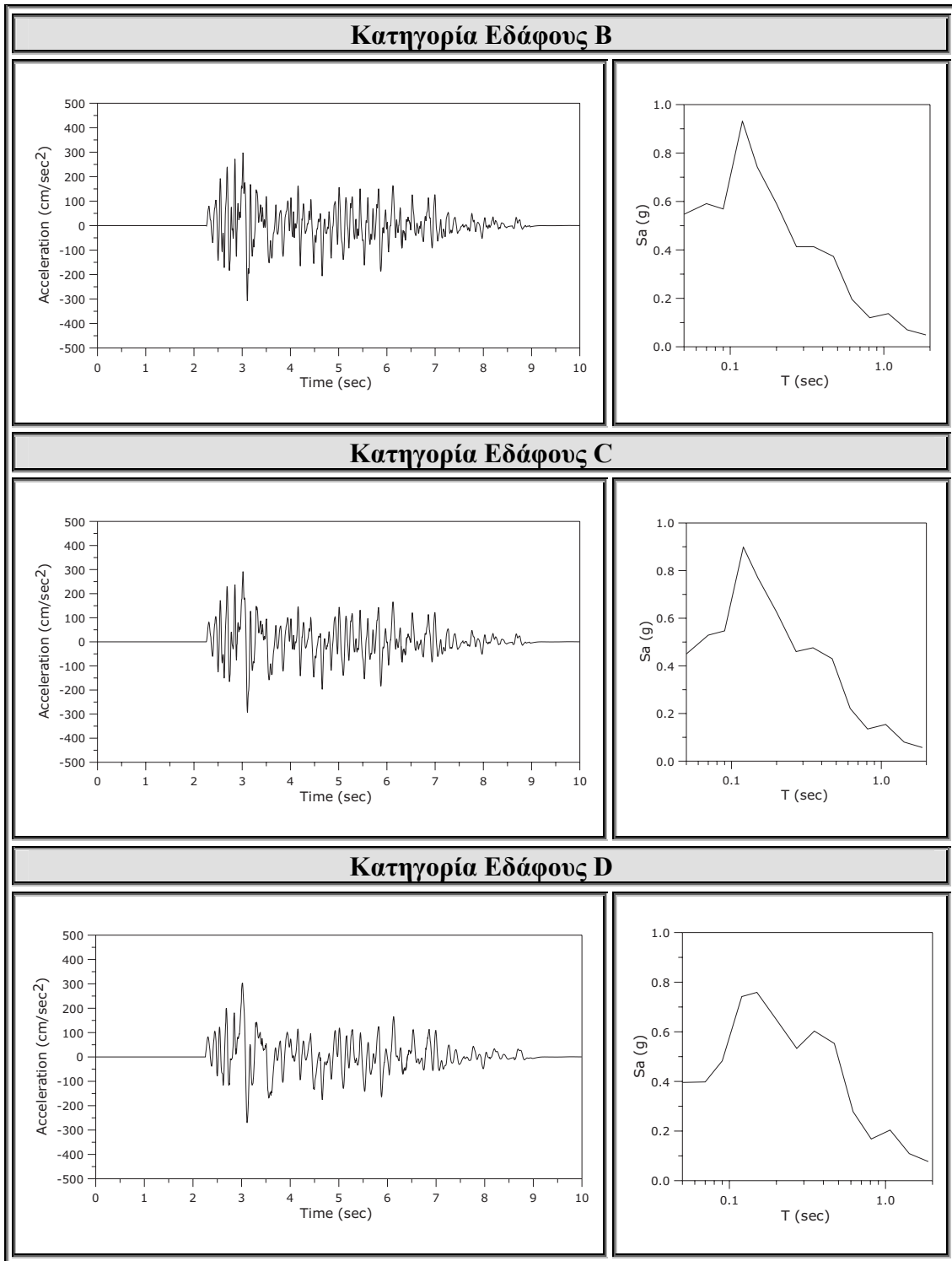


**Σχήμα 7.22:** Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης ( $D=0.05$ ) από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στη δυτική περιοχή των Άνω Λιοσίων.

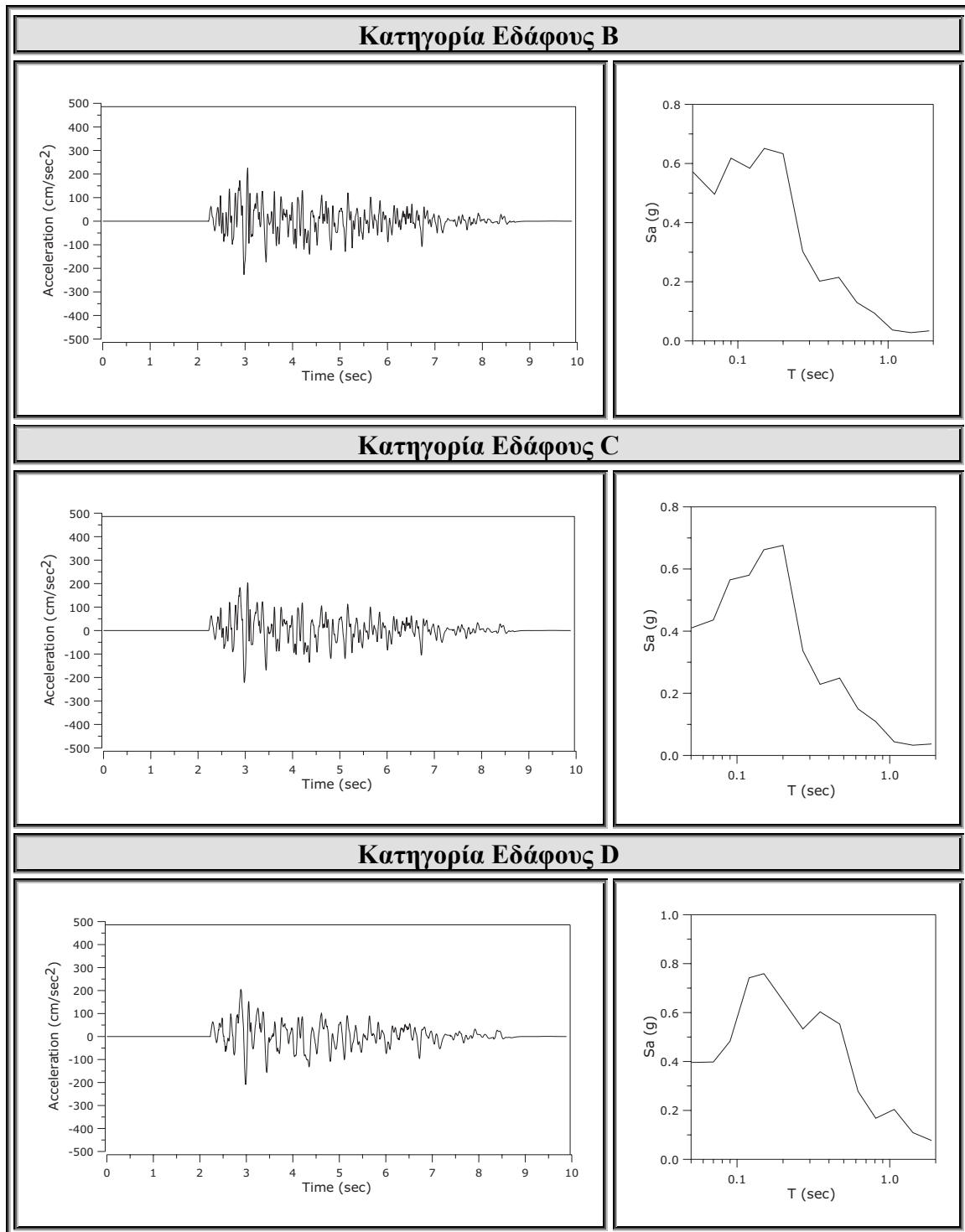




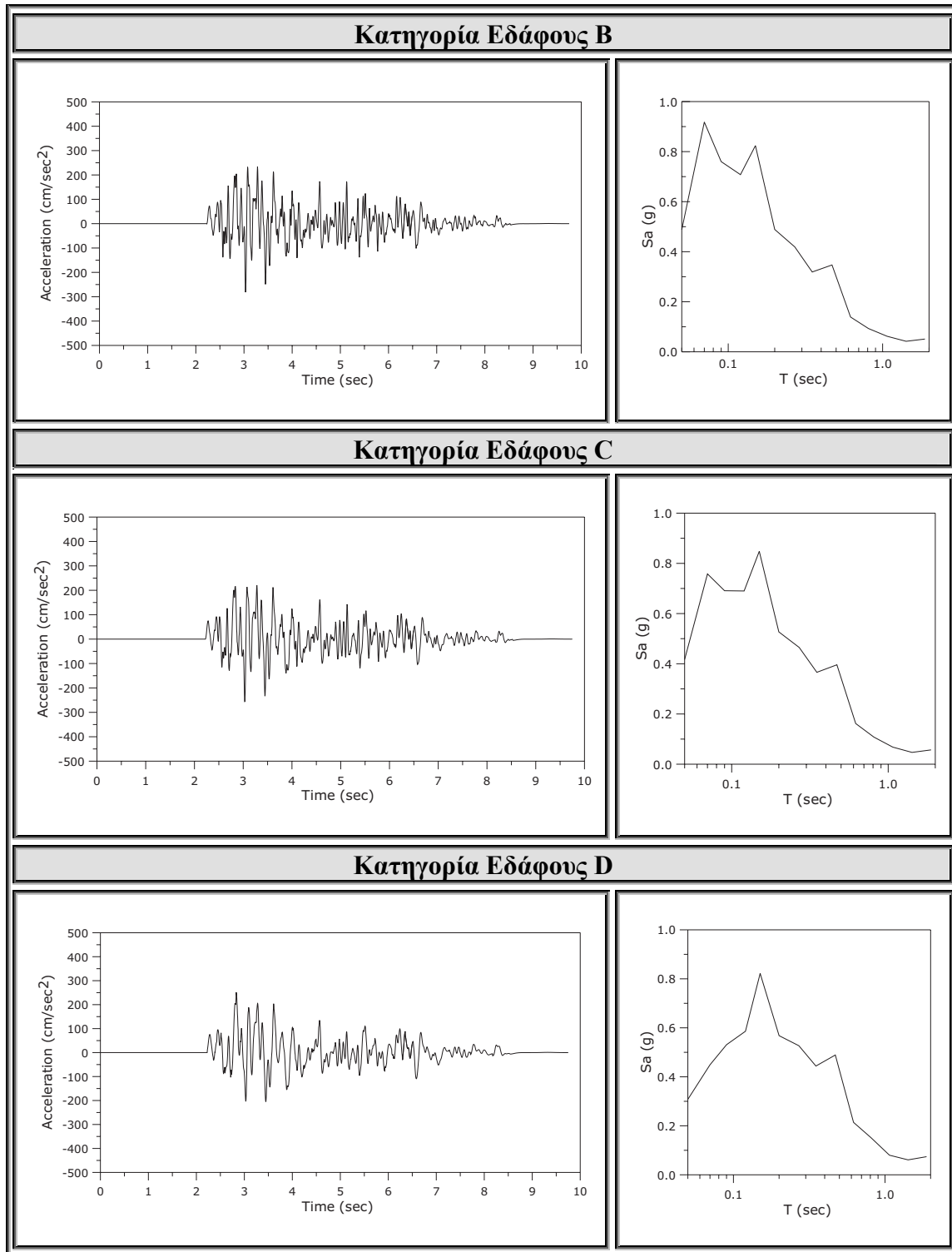
**Σχήμα 7.23:** Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης ( $D=0.05$ ) από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στην περιοχή του Μενιδίου.



**Σχήμα 7.24:** Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης ( $D=0.05$ ) από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στην περιοχή των Θρακομακεδόνων.



**Σχήμα 7.25:** Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης ( $D=0.05$ ) από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στην περιοχή Αδάμες.



**Σχήμα 7.26:** Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα και αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης ( $D=0.05$ ) από το σεισμό της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στην περιοχή της Μεταμόρφωσης.

φασματικών επιταχύνσεων σε περιόδους  $0.2 - 0.6 \text{ sec}$  να εμφανίζουν έως και διπλάσιες τιμές σε σχέση με τα αντίστοιχα του σχήματος 7.22.

Μια πιθανή εξήγηση της έντονης διαφοροποίησης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων στην περιοχή των Άνω Λιοσίων είναι η πολύ μικρή απόσταση από τη σεισμική πηγή και η έντονη εμφάνιση της επίδρασης του κοντινού πεδίου. Από τις δυο θέσεις υπολογισμού των συνθετικών κινήσεων των σχημάτων 21 και 22, η δεύτερη βρίσκεται σχεδόν δίπλα στην προβολή του σεισμογόνου ρήγματος στην επιφάνεια. Σε τόσο κοντινές ως προς το ρήγμα αποστάσεις το φαινόμενο της κατευθυντικότητας δεν προλαβαίνει να αναπτυχθεί (Stewart et al., 2001). Αυτός, ίσως, είναι και ο λόγος για τον οποίο στο χάρτη του σχήματος 7.20, που αντιστοιχεί στην περίοδο  $0.2 \text{ sec}$ , παρατηρείται μείωση του πλάτους των τιμών της φασματικής επιτάχυνσης μεταξύ των περιοχών των Άνω Λιοσίων και της Μεταμόρφωσης.

Σε γενικές γραμμές, οι προτεινόμενες συνθετικές κινήσεις βρίσκονται σε ικανοποιητική συμφωνία με τα αποτελέσματα των γεωτεχνικών μελετών που αφορούν το επίπεδο της ισχυρής σεισμικής κίνησης εντός της πλειόσειστης περιοχής. Για παράδειγμα, σύμφωνα με τους Γκαζέτας και συνεργάτες (2001), οι επιταχύνσεις στην πλειόσειστη περιοχή κυμάνθηκαν μεταξύ των εξής τριών:

- Μέγιστη τιμή της εδαφικής επιτάχυνσης:  $PGA \approx 0.3 - 0.7 \text{ g}$
- Μέση τιμή της φασματικής επιτάχυνσης:  $S_A \approx 0.75 - 1.5 \text{ g}$  για  $T \approx 0.15 - 0.30 \text{ sec}$   
 $S_A \approx 0.15 - 0.3 \text{ g}$  για  $T \approx 0.60 - 1.0 \text{ sec}$

Οι υπολογισμοί που έγιναν στο πλαίσιο του παρόντος ερευνητικού προγράμματος βρίσκονται πλησιέστερα στο κάτω όριο των υπολογισμών των γεωτεχνικών εργασιών. Ωστόσο, θα πρέπει να τονιστεί ότι ο παράγοντας των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις προτεινόμενες συνθετικές κινήσεις έχει συνυπολογιστεί με τη μορφή μέσων συντελεστών ενίσχυσης που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο και κατά συνέπεια δεν έχουν ληφθεί υπόψη τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά των εδαφών της πλειόσειστης περιοχής. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι σύμφωνα με τους Γκαζέτας και συνεργάτες (2001) η ενίσχυση των επιταχύνσεων στις εδαφικές στήλες της κεντρικής ζώνης της περιοχής των Άνω Λιοσίων ήταν της τάξεως του 60% τόσο για τη μέγιστη τιμή, όσο και για τις φασματικές επιταχύνσεις μεγάλου εύρους περιόδων, ενώ η μέγιστη ενίσχυση, που υπολογίστηκε για  $T \approx 0.17 \text{ sec}$  ήταν της τάξης του 2. Οι

ενισχύσεις αυτές είναι πολύ μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες των μέσων συντελεστών ενίσχυσης που χρησιμοποιήθηκαν και κατά συνέπεια οι προτεινόμενες συνθετικές κινήσεις θα πρέπει να θεωρηθούν ως μη συντηρητικές εκτιμήσεις των πραγματικών κινήσεων που παρατηρήθηκαν κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1999.

### ***Στοχαστική Προσομοίωση της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης για Πιθανά Μελλοντικά Σενάρια Διάρρηξης στο Σεισμογόνο Χώρο της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999***

Ο καθορισμός των πιθανών μελλοντικών σεναρίων διάρρηξης από τον ευρύτερο σεισμογόνο χώρο του σεισμού του 1999 έγινε με βάση τις γεωλογικές παρατηρήσεις και μετρήσεις που συγκεντρώθηκαν από την περιοχή μελέτης στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος (Σπύρος Παυλίδης, προσωπική επικοινωνία). Σύμφωνα με τα στοιχεία αυτά, η πιθανότητα επαναδραστηριοποίησης του συγκεκριμένου σεισμογόνου χώρου θεωρείται εξαιρετικά μικρή. Κατά συνέπεια, ως σενάρια πολύ μικρής πιθανότητας εξετάζονται οι διαρρήξεις δυο νεοτεκτονικών ρηγμάτων που χαρτογραφήθηκαν εντός της περιοχής μελέτης: του ρήγματος του Θριάσειου πεδίου, παράλληλα στο σεισμογόνο ρήγμα της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 και του ρήγματος των Θρακομακεδόνων, το οποίο είναι προσανατολισμένο σχεδόν κάθετα στο σεισμογόνο ρήγμα του 1999.

### ***Στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης για πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος του Θριάσειου***

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των γεωλογικών εργασιών (Σπύρος Παυλίδης, προσωπική επικοινωνία), το μήκος του ρήγματος του Θριάσειου δεν ξεπερνά τα 15 km. Θέτοντας τον περιορισμό αυτό στις διαστάσεις της πιθανής σεισμικής πηγής, το μέγιστο μέγεθος ενός μελλοντικού σεισμού που προκύπτει από εμπειρικές σχέσεις (Papazachos and Papazachou 1997) είναι της τάξης του 6.0.

Το σύνολο των πληροφοριών που χρησιμοποιήθηκαν για τη στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στην παρούσα ενότητα παρουσιάζονται στον Πίνακα 6. Στο αρχικό στάδιο της μελέτης περιλήφθηκε ο συνδυασμός των πληροφοριών αυτών για τον καθορισμό του δυσμενέστερου για το λεκανοπέδιο της Αττικής σεναρίου σε ότι αφορά το βάθος του πάνω άκρου του ρήγματος και το σημείο έναρξης της διάρρηξης.

**Πίνακας 6:** Παράμετροι του στοχαστικού μοντέλου που χρησιμοποιήθηκαν ειδικά για την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος του Θριάσειου. Οι υπόλοιπες παράμετροι του στοχαστικού μοντέλου είναι ίδιες με αυτές του Πίνακα 4.

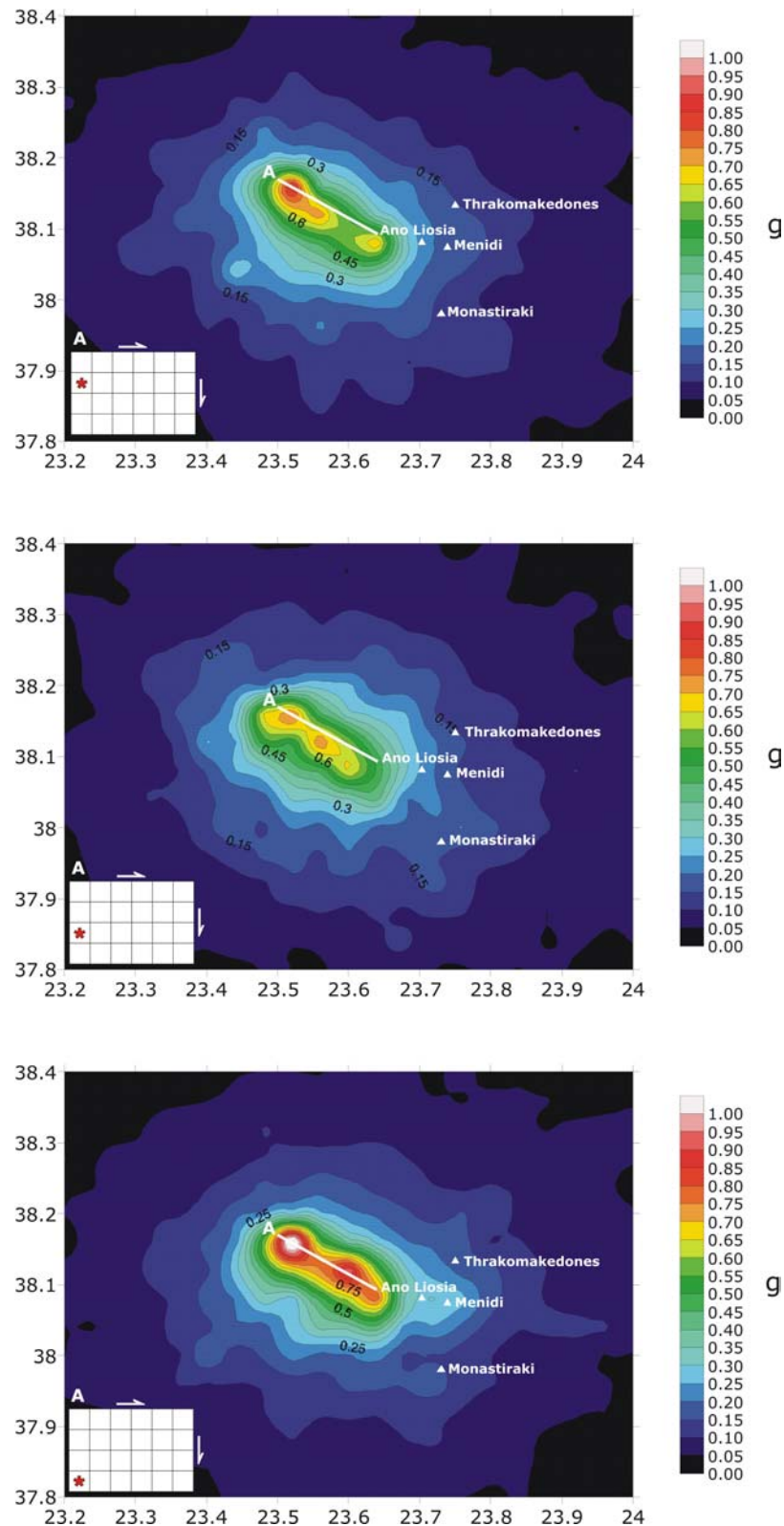
Παράμετρος	Μοντέλο	Αναφορά - Σχόλιο
Προσανατολισμός ρήγματος	Παράταξη: 125° Γωνία κλίσης: 57°	Παυλίδης Σπύρος (προσωπική επικοινωνία), Μορφολογικός χάρτης Παυλίδης Σπύρος (προσωπική επικοινωνία)
Διαστάσεις ρήγματος	Μήκος: 15 km Πλάτος: 10 km	Παυλίδης Σπύρος (προσωπική επικοινωνία) Εμπειρικές σχέσεις για τον ελληνικό χώρο (Papazachos and Papazachou, 1997)
Βάθος πάνω άκρου ρήγματος	$h = 0$ km	Δυσμενέστερο σενάριο με βάση την εμπειρία από προηγούμενους σεισμούς αντίστοιχου μεγέθους (Papazachos and Papazachou, 1997)
Μέγεθος σεισμικής ροπής	6.0	Μέγιστη αναμενόμενη τιμή με βάση το μήκος του ρήγματος (Papazachos and Papazachou, 1997)
Γεωγραφικές συντεταγμένες σημείου αναφοράς	38.17N-23.50E ( $h=0$ km)	Παυλίδης Σπύρος (προσωπική επικοινωνία), Μορφολογικός χάρτης
Διάρρηξη ρήγματος σε τμήματα	6×4	Εμπειρική σχέση (Beresnev and Atkinson, 1999)
Τμήμα που περιέχει το υπόκεντρο	Διαδοχικές Δοκιμές ( $N_i, N_j$ ) $i=1,6 - j=2,4$	Από τη διερεύνηση εξαιρέθηκαν τα πολύ επιφανειακά τμήματα του ρήγματος [(1,1) έως (6,1)] ως μη ρεαλιστικά σενάρια με βάση τη μέχρι σήμερα σεισμολογική εμπειρία
Μοντέλο ολίσθησης	Ομοιόμορφη κατανομή Τυχαία μοντέλα ανομοιογενούς κατανομής	Για τον καθορισμό του δυσμενέστερου για το λεκανοπέδιο της Αττικής σεναρίου Για τον υπολογισμό των τελικών μέσων τιμών που προτείνονται

Σε ότι αφορά το βάθος του πάνω άκρου του ρήγματος και κατ' επέκταση το βάθος μέχρι το οποίο μπορεί να φτάσει η ολίσθηση κατά τη διάρκεια μια πιθανής μελλοντικής διάρρηξης, αποφασίστηκε η επέκταση του μοντέλου του ρήγματος μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Η επιλογή αυτή βασίστηκε σε παραδείγματα σεισμών του παρελθόντος οι οποίοι αν και είχαν μεσαίο μέγεθος, αντίστοιχο με το εξεταζόμενο (~6), τα ρήγματα με τα οποία συνδέθηκαν παρουσίασαν σαφείς επιφανειακές εκδηλώσεις (για παράδειγμα ο σεισμός της Καλαμάτας του 1985, Papazachos and Papazachou, 1997).

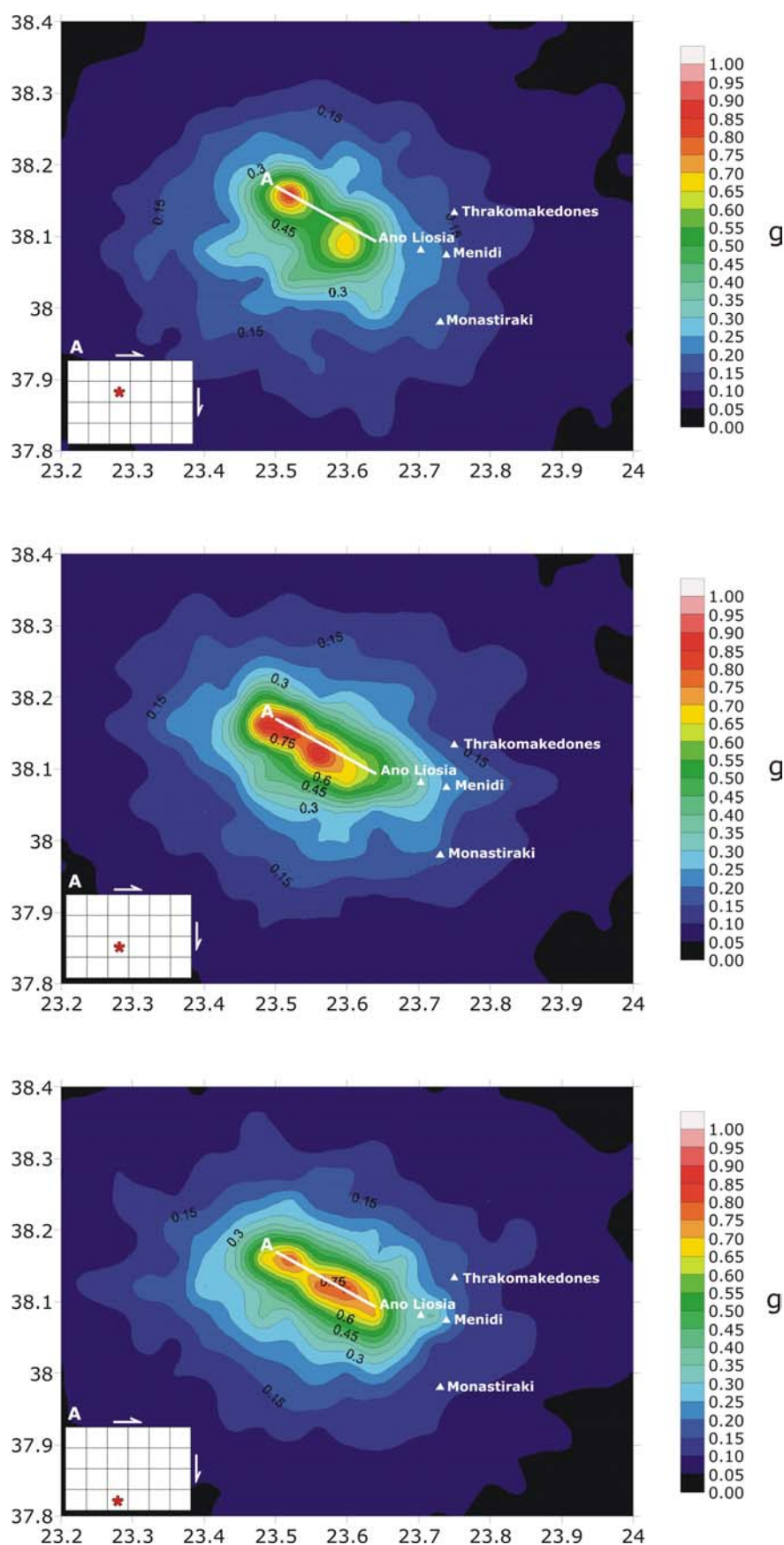
Στη συνέχεια, προκειμένου να εντοπιστεί το σημείο έναρξης της διάρρηξης το οποίο οδηγεί στο δυσμενέστερο για το λεκανοπέδιο της Αττικής σενάριο, πραγματοποιήθηκε μεγάλος αριθμός προσομοιώσεων εξετάζοντας διαδοχικά όλα τα πιθανά σημεία έναρξης της διάρρηξης. Στις προσομοιώσεις αυτές θεωρήθηκε ομοιόμορφη κατανομή της ολίσθησης σε ολόκληρη την επιφάνεια του μοντέλου ρήγματος, ενώ η σύγκριση των αποτελεσμάτων των διάφορων σεναρίων έγινε μέσω της μέγιστης τιμής της επιτάχυνσης που υπολογίστηκε ως μέσος όρος των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων σε 23 θέσεις εντός του λεκανοπεδίου. Στο σχήμα 7.27 παρουσιάζονται παραδείγματα χαρτών μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν κατά τη διερεύνηση αυτή, για διάφορες θέσεις του σημείου έναρξης της διάρρηξης. Στον Πίνακα 7 παρουσιάζονται οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν για κάθε μια από τις 23 εξεταζόμενες θέσεις μέσα στο λεκανοπέδιο της Αττικής και για αντιπροσωπευτικά σενάρια της θέσης έναρξης της διάρρηξης. Η αρίθμηση των διάφορων τμημάτων που περιλαμβάνουν διαδοχικά το σημείο έναρξης της διάρρηξης ξεκινά από το επάνω αριστερό άκρο του ρήγματος. Όπως προκύπτει από τον Πίνακα 7, το σενάριο διάρρηξης το οποίο δίνει την υψηλότερη κατά μέσο όρο μέγιστη εδαφική επιτάχυνση για το λεκανοπέδιο της Αττικής περιλαμβάνει έναρξη της διάρρηξης από το τμήμα (3,3) της επιφάνειας του ρήγματος. Κατά συνέπεια το σενάριο αυτό υιοθετείται για τον υπολογισμό των τελικών συνθετικών κινήσεων.

Το τελικό στάδιο υπολογισμού των συνθετικών κινήσεων για πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος του Θριάσειου περιλαμβάνει συνυπολογισμό της αβεβαιότητας που υπεισέρχεται στα αποτελέσματα της προσομοίωσης λόγω του ότι δε γνωρίζουμε “a priori” τον τρόπο κατανομής της ολίσθησης για ένα μελλοντικό σεισμό. Για το σκοπό αυτόν, εξετάστηκαν διαδοχικά 30 τυχαία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του μοντέλου του ρήγματος. Ο τελικός χάρτης

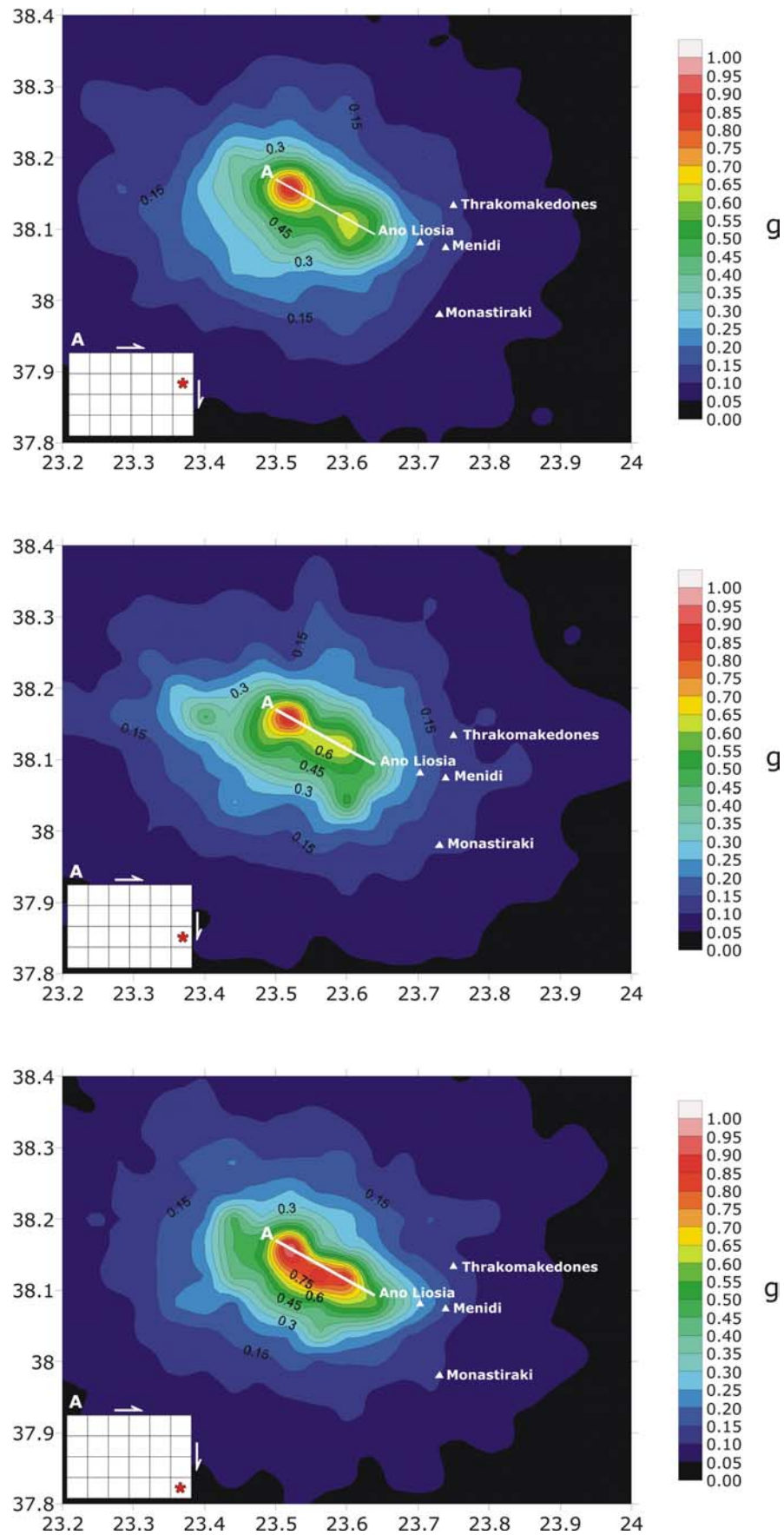




**Σχήμα 7.27:** Χάρτες μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για διάφορα σενάρια της θέσης του σημείου έναρξης της διάρρηξης (κάτω αριστερό μέρος κάθε σχήματος) για πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος του Θριάσειου. Ως συνεχής γραμμή παρουσιάζεται το ίχνος του μοντέλου του ρήγματος στην επιφάνεια του εδάφους.



Σχήμα 7.27: (συνέχεια)



Σχήμα 7.27: (συνέχεια)

**Πίνακας 7:** Τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για αντιπροσωπευτικά σενάρια της θέσης του σημείου έναρξης της διάρρηξης, σε 23 θέσεις εντός του λεκανοπεδίου της Αττικής. Στην τελευταία γραμμή παρουσιάζεται η μέση τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για κάθε θέση και η τυπική της απόκλιση. Το σενάριο διάρρηξης το οποίο δίνει τις υψηλότερες, κατά μέσο όρο, επιταχύνσεις είναι αυτό που περιλαμβάνει διάρρηξη στο τμήμα (3,3).

Lat (°N)	Lon (°E)	Rupture Initiation								
		(1,2)	(1,3)	(1,4)	(3,2)	(3,3)	(3,4)	(6,2)	(6,3)	(6,4)
37.92	23.72	0.109	0.170	0.105	0.132	0.104	0.105	0.093	0.074	0.062
37.92	23.76	0.121	0.131	0.095	0.108	0.110	0.075	0.066	0.071	0.067
37.96	23.64	0.132	0.134	0.163	0.173	0.193	0.140	0.115	0.117	0.096
37.96	23.68	0.187	0.151	0.152	0.148	0.172	0.122	0.103	0.147	0.079
37.96	23.72	0.142	0.152	0.190	0.176	0.139	0.112	0.083	0.088	0.105
37.96	23.76	0.116	0.117	0.120	0.120	0.144	0.089	0.062	0.096	0.070
38.00	23.68	0.201	0.193	0.140	0.201	0.218	0.172	0.132	0.133	0.135
38.00	23.72	0.152	0.195	0.145	0.147	0.236	0.129	0.100	0.144	0.120
38.00	23.76	0.109	0.204	0.123	0.172	0.105	0.127	0.088	0.113	0.083
38.00	23.80	0.088	0.168	0.100	0.115	0.139	0.111	0.073	0.089	0.079
38.04	23.68	0.245	0.197	0.227	0.242	0.269	0.308	0.149	0.202	0.156
38.04	23.72	0.179	0.211	0.250	0.218	0.246	0.143	0.116	0.142	0.119
38.04	23.76	0.154	0.166	0.186	0.138	0.151	0.121	0.091	0.110	0.083
38.04	23.80	0.109	0.110	0.128	0.093	0.136	0.125	0.063	0.094	0.075
38.04	23.84	0.103	0.117	0.102	0.083	0.092	0.119	0.055	0.072	0.056
38.08	23.72	0.198	0.201	0.307	0.230	0.280	0.369	0.144	0.173	0.215
38.08	23.76	0.196	0.136	0.267	0.146	0.217	0.170	0.109	0.110	0.121
38.08	23.80	0.143	0.143	0.168	0.118	0.190	0.105	0.092	0.108	0.086
38.12	23.72	0.188	0.207	0.223	0.183	0.223	0.206	0.191	0.151	0.167
38.12	23.76	0.157	0.157	0.175	0.124	0.162	0.154	0.099	0.125	0.133
38.12	23.80	0.137	0.116	0.164	0.117	0.118	0.120	0.094	0.073	0.077
38.16	23.76	0.126	0.112	0.165	0.125	0.118	0.165	0.101	0.091	0.089
38.16	23.80	0.102	0.141	0.095	0.093	0.104	0.115	0.101	0.113	0.088
<b>Mean</b>		0.155	0.164	0.172	0.151	<b>0.180</b>	0.156	0.108	0.120	0.113
<b>±1 s.d.</b>		±0.053	±0.046	±0.066	±0.047	<b>±0.080</b>	±0.077	±0.046	±0.042	±0.063

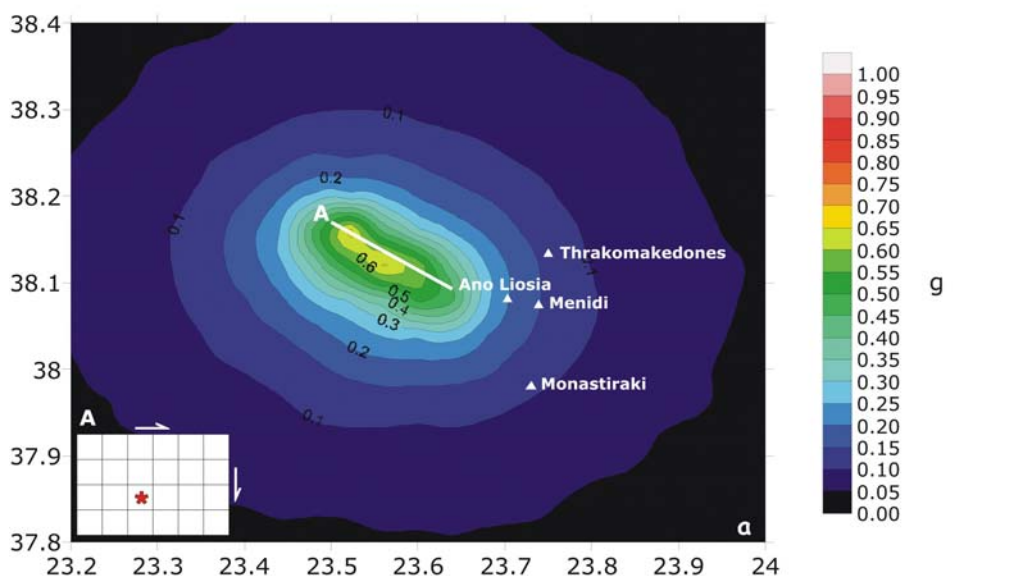
των μέγιστων εδαφικών επιταχύνσεων που προτείνεται στο σχήμα 7.28a περιλαμβάνει τους μέσους όρους των 30 τιμών που υπολογίστηκαν για κάθε μια από τις 1200 εξεταζόμενες θέσεις.

Στο σχήμα 7.28b χαρτογραφείται η αβεβαιότητα στον υπολογισμό κάθε μέσης τιμής της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (τυπική απόκλιση εκφρασμένη ως % ποσοστό της μέσης τιμής), που υπεισέρχεται στην περίπτωση που δεν είναι γνωστή η κατανομή της ολίσθησης. Το πρώτο συμπέρασμα που προκύπτει από την παρατήρηση του σχήματος αυτού είναι η ύπαρξη αζιμουθιακής εξάρτησης της υπολογιζόμενης αβεβαιότητας. Σε γενικές γραμμές, τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων εμφανίζουν ικανοποιητική σταθερότητα (αβεβαιότητα της τάξης του  $\pm 15\text{-}20\%$  της μέσης τιμής) στις περιοχές που βρίσκονται εκατέρωθεν της παράταξης του ρήγματος και προς τα βορειοδυτικά. Αντίθετα, οι μεγαλύτερες τιμές της αβεβαιότητας στον υπολογισμό των μέσων τιμών που χαρτογραφούνται στο σχήμα 7.28a, παρατηρούνται παράλληλα στην παράταξη του ρήγματος και προς την κατεύθυνση διάδοσης του μεγαλύτερου ποσοστού της διάρρηξης, δηλαδή προς τα ανατολικά – νοτιοανατολικά. Σύμφωνα με το χάρτη του σχήματος 7.28b, οι μέσες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που προτείνονται στο χάρτη 7.28a μπορεί στην πραγματικότητα να παρατηρηθούν έως και 20-25% μεγαλύτερες ή μικρότερες, ανάλογα με τον τρόπο κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του σεισμογόνου ρήγματος.

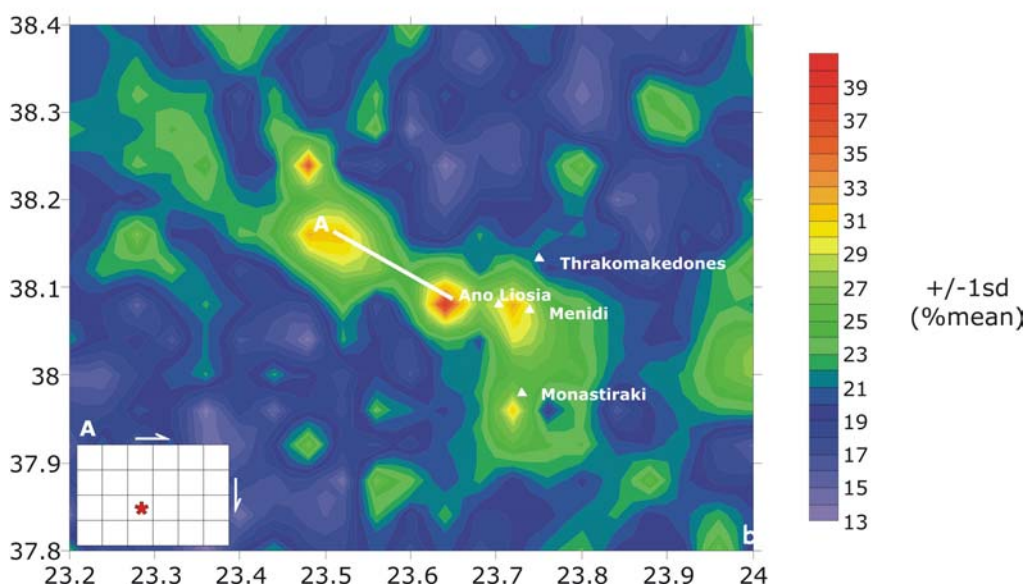
Τα επίπεδα της αβεβαιότητας που προτείνονται στο σχήμα 7.28 είναι ενδεικτικά για τη γεωμετρία της συγκεκριμένης σεισμικής πηγής. Αυτό σημαίνει ότι οποιαδήποτε αλλαγή στα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του μοντέλου της πηγής, όπως αλλαγή της θέσης του υποκέντρου, του βάθους του πάνω άκρου του ρήγματος ή των διαστάσεων της πηγής, μπορεί να οδηγήσει σε διαφορετικά συμπεράσματα.



Worst Case scenario for Thriassio Fault  
(average PGA values from 30 random slip distribution models)



Uncertainty due to unknown inhomogeneous slip distribution



**Σχήμα 7.28:** **α)** Μέσος όρος των συνθετικών τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος του Θριάσειου, που υπολογίστηκαν με βάση τριάντα τυχαία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης. **β)** Αβεβαιότητα που υπεισέρχεται στον υπολογισμό των μέσων συνθετικών τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης σε περίπτωση που δεν είναι γνωστή η κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Η χαρτογραφημένη

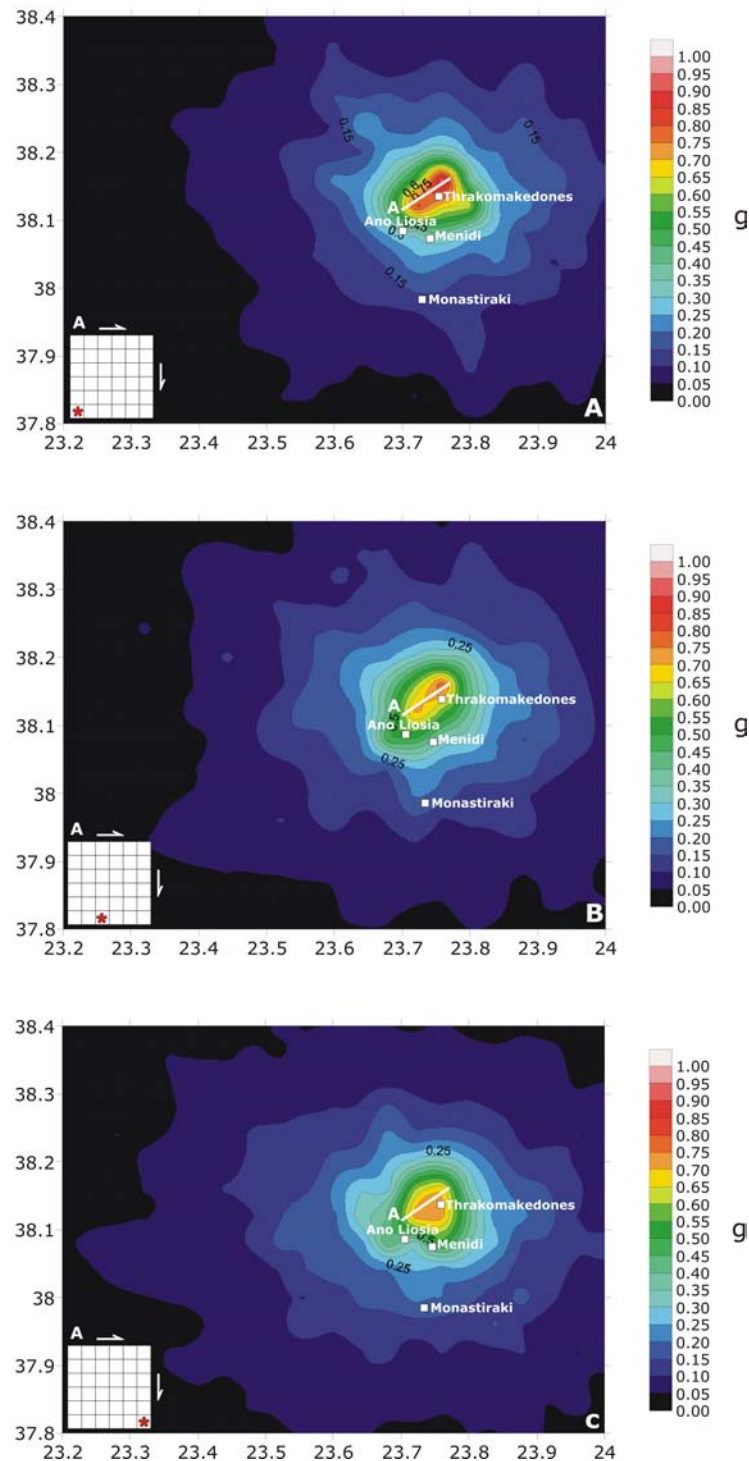
αβεβαιότητα αντιστοιχεί στην τυπική απόκλιση, εκφρασμένη ως εκατοστιαίο ποσοστό της αντίστοιχης μέσης τιμής.

**Στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης για πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος των Θρακομακεδόνων**

Το ρήγμα των Θρακομακεδόνων χαρτογραφήθηκε στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος (Σπύρος Παυλίδης, προσωπική επικοινωνία) και αν και η ενεργοποίησή του δεν ευνοείται από το σύγχρονο πεδίο των τάσεων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, εξετάζεται ως ένα εξαιρετικά μικρής πιθανότητας μελλοντικό σενάριο διάρρηξης.

Οι διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με τη γεωμετρία μιας πιθανής μελλοντικής διάρρηξης της συγκεκριμένης επιφάνειας παρουσιάζονται στον Πίνακα 8. Σύμφωνα με τις χαρτογραφημένες διαστάσεις της επιφανειακής εκδήλωσης του ρήγματος, το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να παρατηρηθεί είναι 5.4. Σε γενικές γραμμές, η πλειονηφία των σεισμών με μέγεθος της τάξης αυτής δε συνδέονται με σαφείς επιφανειακές διαρρήξεις και γενικά οι διαστάσεις της πηγής δεν είναι αρκετά μεγάλες ώστε να αναμένονται σημαντικές διαφοροποιήσεις της ισχυρής σεισμικής κίνησης, οι οποίες να εξαρτώνται από τον τρόπο διάδοσης της διάρρηξης και την κατανομή της ολίσθησης. Για το λόγο αυτόν, για την περίπτωση του ρήγματος των Θρακομακεδόνων δεν πραγματοποιήθηκε διερεύνηση του δυσμενέστερου σεναρίου διάρρηξης. Ως τέτοιο σενάριο, θεωρήθηκε η έναρξη της διάρρηξης από το βαθύτερο τμήμα του ρήγματος και η διάδοσή της προς την επιφάνεια. Με βάση την υπόθεση αυτή πραγματοποιήθηκαν προσομοιώσεις χρησιμοποιώντας 30 τυχαία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης, όπως και στην περίπτωση του ρήγματος του Θριάσειου πεδίου. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για τρία αντιπροσωπευτικά σενάρια διάρρηξης παρουσιάζονται στο σχήμα 7.29 με τη μορφή χαρτών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης.

Πάνω Άκρο Μοντέλου Ρήγματος στην Επιφάνεια ( $h=0$  km)



**Σχήμα 7.29:** Μέσος όρος των συνθετικών τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για πιθανή μελλοντική διάρρηξη του ρήγματος των Θρακομακεδόνων, που υπολογίστηκαν με βάση τριάντα τυχαία μοντέλα κατανομής της ολίσθησης. Οι τρεις χάρτες αντιστοιχούν σε τρία διαφορετικά σενάρια που αφορούν τη θέση του σημείου έναρξης της διάρρηξης και καθένα από τα οποία παρουσιάζεται σχηματικά στο κάτω αριστερό τμήμα του αντίστοιχου χάρτη.



## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.* **72**, 1217 – 1231.
- Anderson, J. G., and S. E. Hough (1984). A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1969-1993.
- Archuleta, R. J., A. Granswick, C. Mueller and P. Spudich (1982). Source parameters of the 1980 Mammoth lakes, California, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* **87**, 4595 – 4607.
- Atkinson, G. M. and D. M. Boore (1995). Ground motion relations for eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 17 – 30.
- Atkinson, G. M. and W. Silva (2000). Stochastic modeling of California ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **90**, 255 – 274.
- Atkinson, G. M. and I. A. Beresnev (2002). Ground motions at Memphis and St. Louis from **M** 7.5-8.0 earthquakes in the New Madrid seismic zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 1015 – 1024.
- Ben-Menahem, A. (1961). Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.* **51**, 401 – 435.
- Ben-Menahem, A. (1962). Radiation of seismic body waves from a finite moving source in the earth, *J. Geophys. Res.* **67**, 345 – 350.
- Beresnev, I. A. (2002). Nonlinearity at California generic soil sites from modeling recent strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 863-870.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1997). Modeling finite-fault radiation from the  $\omega^n$  spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 67 – 84.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1998a). FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults, *Seism. Res. Lett.* **69**, 27 – 32.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1998b). Stochastic finite – fault modelling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake. I. Validation on rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1392 – 1401.
- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1998c). Stochastic finite – fault modelling of ground motions from the 1994 Northridge, California, earthquake. II. Widespread nonlinear response at soil sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1402 – 1410.

- Beresnev, I. A. and G. M. Atkinson (1999). Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 608 – 625.
- 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.
- Boatwright, J. and G. Choy (1992). Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in northeastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 660 – 682.
- 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. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method, *Pure Appl. Geophys.* **160**, 635 – 676.
- Boore, D. M. and J. Boatwright (1984). Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 1615 – 1621.
- 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**, 440 – 467.
- Boore, D. M. and W. B. Joyner (1997). Site amplifications for generic rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 327 – 341.
- Bouckovalas, G. D., and G. P. Kouretzis (2001). Stiff soil amplification effects in the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **21**, 671-687.
- 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.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* **75**, 4997 – 5009.
- Brune, J. N. (1971). Correction, *J. Geophys. Res.* **76**, 5002.

- Castro, R. R., A. Rovelli, M. Cocco, M. Di Bona and F. Pacor (2001). Stochastic simulation of strong-motion records from the 26 September 1997 ( $M_w$  6), Umbria-Marche (Central Italy) earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 27 – 39.
- Cohee, B. P., P. G. Somerville, and N. A. Abrahamson (1991). Simulated ground motions for hypothesized  $M_w=8$  subduction earthquakes in Washington and Oregon, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 28 – 56.
- Gazetas, G. (2001). The 1999 Parnitha (Athens) earthquake: Soil effects on distribution of damage, *Lessons learned from recent strong earthquakes (edt. Atilla Ansal)*, International Society of Soil Mechanics and Geotechnical engineering, 5-18.
- Γκαζέτας, Γ. και συνεργάτες (2001). Υπολογιστική και πειραματική εκτίμηση των σεισμικών επιταχύνσεων στην πλειόσειστη περιοχή του σεισμού της Πάρνηθας 7-9-99, *Συγκεφαλαιωτική Έκθεση Ερευνητικού Προγράμματος*, ΟΑΣΠ, σελ. 207.
- Gazetas, G., P. V. Kallou and P. N. Psarropoulos (2002). Topography and soil effects in the  $M_s$  5.9 Parnitha (Athens) earthquake: The case of Adámes, *Natural Hazards*, **27**, 133 – 169.
- Haddon, R. (1996). Earthquake source spectra in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1300 – 1313.
- Hanks, T. C. (1979).  $b$  values and  $\omega^{-\gamma}$  seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. Geophys. Res.* **84**, 2235 – 2242.
- Hanks, T. C. (1982).  $f_{max}$ , *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, 1867 – 1879.
- Hanks, T. C. and R. K. McGuire (1981). The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 2071 – 2095.
- Hartzell, S. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.* **5**, 1 – 4.
- Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 1553-1583.
- 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.
- Hough, S. E. and D. S. Dreger (1995). Source parameters of the 23 April 1992 **M**6.1 Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks: empirical Green's function analysis of GEOS and TERRAscope data, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1576 – 1590.
- Hough, S. E., S. Martin, R. Bilham, and G. M. Atkinson (2002). The 26 January 2001 **M**7.6 Bhuj, India earthquake: Observed and predicted ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 2061-2079.
- Iglesias, A., S. K. Singh, J. F. Pacheco, and M. Ordaz (2002). A source and wave propagation study of the Copalillo, Mexico, earthquake of 21 July 2000 ( $M_w$  5.9): Implications for seismic hazard in Mexico City from inslab earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 1060-1071.
- Joyner, W. B. (1997). Ground motion estimates for the northeastern U.S. or southeastern Canada, in *Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts*, Senior Seismic Hazard Analysis Committee (R. Budnitz, G. Apostolakis, D. Boore, L. Cluff, K. Coppersmith, A. Cornell, and P. Morris), U.S. Nuclear Reg. Comm. Rept. NUREG/CR-6372, Washington, D.C.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073 – 1095.
- Klimis, N. S., B. N. Margaris and P. K. Koliopoulos (1999). Site dependent amplification functions and response spectra in Greece, *Journal of Earthquake Engineering* **3**, 2, 237 – 247.
- 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. 4<sup>th</sup> Conf. Geotechn. Eng. Soil Dyn.*, March 2001, S. Diego, CA, Paper No. 10.31.
- Κουρετζής, Γ. Π. (2001). Γεωτεχνική ανάλυση και αξιολόγηση των καταγραφών της ισχυρής κίνησης από το σεισμό της Αθήνας 07/09/1999, *Διατριβή Ειδίκευσης*, Εθνικό Μετσόβειο Πολυτεχνείο.

- 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.
- Margaris, B. N. and D. M. Boore (1998). Determination of  $\Delta\sigma$  and  $\kappa_0$  from response spectra of large earthquakes in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 170 – 182.
- Ou, G.-B. and R. B. Herrmann (1990). A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1397 – 1417.
- Papadimitriou, P., Kaviris, G., Voulgaris, N., Kassaras, I., Delibasis, N., and K. Makropoulos (2000). The September 7, 1999 Athens earthquake sequence recorded by the Cornet Network: preliminary results of source parameters determination of the mainshock, *Annal. Geolog. de Pays Hel.*, 1e Serie, T. XXXVIII, Fasc. B, 29–35.
- 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.
- 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.
- Papazachos, B. C., and C. Papazachou (1997). The earthquakes of Greece, *Ziti Publ. Co.*, Thessaloniki, Greece, 356 pp.
- Pavlides, S., G. A. Papadopoulos, and A. Ganas (1999). The 7<sup>th</sup> September 1999 unexpected earthquake of Athens: Preliminary results on the seismotectonic environment, *Proc. 1<sup>st</sup> Conf. on Advances in Natural Hazards Mitigation: Experiences from Europe and Japan*, 3 – 4 November 1999, Athens.
- Pavlides, S. B., Papadopoulos, G., and A. Ganas (2002). The fault that caused the Athens September 1999,  $M_S=5.9$  earthquake: Field observations, *Natural Hazards* **27**, 61 – 84.
- Ρουμελιώτη, Ζ. (2003). Συμβολή στην προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης, με έμφαση στο κοντινό πεδίο, στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, *Διδακτορική Διατριβή*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 209.

- Roumelioti, Z., D. Dreger, A. Kiratzi and N. Theodoulidis (2003). Slip distribution of the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from an empirical Green's function study, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 775 – 782.
- Shearer, P. M. (1999). Introduction to Seismology, *Cambridge University Press*, 272 pp.
- Silva, W. J., N. Abrahamson, G. Toro, and C. Costantino (1997). Description and validation of the stochastic ground motion model, report submitted to Brookhaven National Laboratory, Associated Universities, Inc., Upton, New York.
- Sokolov, V. (2000). Spectral parameters of ground motion in different regions: Comparison of empirical models, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* **19**, 173-181.
- Somerville, P., M. Sen, and B. Cohee (1991). Simulations of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 1 – 27.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, Smith, N., and A.Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.
- Stewart, J. P., S.-J. Chiou, J. D. Bray, R. W. Graves, P. G. Somerville, and N. A. Abrahamson (2001). Ground motion evaluation procedures for performance-based design, PEER Report 2001/09, Pacific Earthquake Engineering Research Center, 229 pp.
- Street, R. N., R. B. Hermann and O. W. Nuttli (1975). Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **41**, 51 – 63.
- Theodulidis, N. and P-Y. Bard (1998). Dependence of  $f_{max}$  on site geology: A preliminary study of Greek strong-motion data, *Proc. 11<sup>th</sup> ECEE*, **1**, 269 – 274.
- Theodulidis, N. I., I. Kalogeras, C. Papazachos, V. Karastathis, B. Margaris, Ch. Papaioannou and A. Skarlatoudis (2003). HEAD v1.0: A unified Hellenic Accelerogram Database, *εστίλη για δημοσίευση στο Seism. Res. Lett.*

- Toro, G. R. and R. K. McGuire (1987). An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **77**, 468 – 489.
- Yu, G., J. G. Khattri, J. G. Anderson, J. N. Brune and Y. Zeng (1995). Strong ground motion from the Uttarkashi, Himalaya, India, earthquake: comparison of observations with synthetics using the composite source model, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 31 – 50.
- Zeng Y. H., J. G. Anderson, and G. A. Yu (1994). Composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.* **21**, 725 – 728.