

**ΣΕΙΣΜΟΣ: ΕΝΑΣ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ
ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΣΤΟ ΒΡΑΧΩΔΕΣ ΥΠΟΣΤΡΩΜΑ.**

Τόλης, Σ. Β. και Πιτιλάκης, Κ.

Εργαστήριο Εδαφομηχανικής και Θεμελιώσεων, Αριστοτέλειο
Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης 54006, Θεσσαλονίκη

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

Ο νέος αντισεισμικός κανονισμός για την εκτέλεση οικοδομικών έργων, όπως και τα σύγχρονα αναλυτικά και αριθμητικά προσομοιώματα για τη μελέτη της σεισμικής απόκρισης εδαφικών σχηματισμών και κατασκευών, επιβάλλουν την εκτίμηση "εισαγωγικού σεισμού σχεδιασμού" με τη μορφή επιταχυνσιογράμματος. Η ανάγκη αυτή σε συνδυασμό με τη σχετικά μικρή βιβλιοθήκη πραγματικών καταγραφών οδήγησε στην ανάπτυξη του αλγορίθμου "ΣΕΙΣΜΟΣ". Η μέθοδος βασίζεται σε μία σειρά σεισμολογικών δεδομένων όπως στις παραμέτρους του μηχανισμού διάρρηξης και της χωρικής απόσβεσης της σεισμικής κίνησης. Το τελικό συνθετικό επιταχυνσιογράφημα στο βραχώδες υπόβαθρο εκτιμάται με τη βοήθεια της θεωρίας τυχαίας κίνησης. Δίδεται παράδειγμα εφαρμογής με τα στοιχεία ενός υποθετικού σεισμού στην Βόρειο Ελλάδα.

**SEISMOS: AN ALGORITHM FOR THE CALCULATION
OF ARTIFICIAL BEDROCK ACCELEROGRAMMES**

Tolis, S.V. and Pitilakis, C.

A B S T R A C T

The new aseismic design regulations for structures and the most sophisticated models of today for soil and structure response to earthquake loads, demand an "input design earthquake" in the form of an accelerogramme. This need combined with the limited number of strong motion data directed the development of the algorithm "SEISMOS". The method is based on seismological parameters, such as the source mechanism and the attenuation of strong motion. The resulting accelerogramme in bedrock is calculated with the use of random vibration theory. An application of the algorithm for the data of Northern Greece is given.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Για την κατανόηση της διαδικασίας γένεσης των σεισμών και για τη σωστή αντιμετώπιση των συνεπειών τους έχουν μεγάλη σημασία η μελέτη και η επεξεργασία πραγματικών σεισμικών καταγραφών από τους σεισμολόγους και τους μηχανικούς. Το γεγονός αυτό, οδήγησε τα τελευταία χρόνια σε συνεχή πύκνωση του δικτύου

επιταχυνσιογράφων που καλύπτουν την Ελλάδα. Όμως, η βάση δεδομένων που μορφώνεται από τη συλλογή των καταγραφών απέχει ακόμη από το να θεωρηθεί πλήρης. Παράλληλα, οι νέες δυνατότητες που προσφέρουν η έρευνα και η τεχνολογία είχαν ως αποτέλεσμα τη γενίκευση της χρήσεως σύνθετων προσομοιωμάτων για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας καθώς και των μεθόδων της δυναμικής ανάλυσης των εδαφικών σχηματισμών και κατασκευών. Η ζήτηση των κατάλληλων επιταχυνσιογραμμάτων για κάθε περίπτωση μελέτης δεν μπορεί να καλυφθεί από την υπάρχουσα συλλογή, και οι μηχανικοί, είτε περιορίζονται στα τυπικά φάσματα σχεδιασμού που προσφέρουν οι κανονισμοί, είτε προσαρμόζουν υπάρχοντα επιταχυνσιογράμματα, είτε τέλος είναι αναγκασμένοι να καταφύγουν στην χρήση συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων.

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι να παρουσιάσει μία μεθοδολογία που αξιοποιεί τα αποτελέσματα και τα δεδομένα της πολύχρονης έρευνας των σεισμολόγων και γεωφυσικών. Ευελπιστεί ακόμη, να αποτελέσει ένα εύχρηστο εργαλείο στα χέρια των μηχανικών για τον υπολογισμό συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων στο βραχύδες υπόστρωμα. Επισημαίνεται ότι η ανάπτυξη και ιδίως η χρήση του αλγορίθμου προϋποθέτει την στενή συνεργασία γεωφυσικών, σεισμολόγων και μηχανικών αφού ο βασικός στόχος είναι να καλυφθούν οι ανάγκες της γεωτεχνικής αντισεισμικής μηχανικής.

Η βάση της μεθοδολογίας πρωτοπαρουσιάστηκε από τον Boore (1983) και χρησιμοποιήθηκε με επιτυχία από τους Boore και Atkinson (1987) και, Hwang και Chen (1990) και στο φάσμα εύρους που πρότεινε ο Brune (1970, 1971) και τροποποιήθηκε από τους Hanks και McGuire (1981).

ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ

Φάσμα εύρους Fourier (Fourier amplitude spectrum)

Γίνεται η θεώρηση ότι στην ισχυρή σεισμική κίνηση συμμετέχουν μόνο τα διατμητικά κύματα S, αφού στην πλειονότητα των περιπτώσεων κυριαρχούν στις οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης.

Η μορφή του φάσματος εύρους Fourier των διατμητικών κυμάτων (Boore και Atkinson, 1987, Hwang και Chen, 1990) δίνεται από την εξίσωση:

$$A(f) = C \cdot S(f) \cdot D(f) \cdot I(f) \quad (1)$$

όπου: C ο συντελεστής αναγωγής, S(f) η φασματική συνάρτηση της πηγής, D(f) η συνάρτηση απομειώσεως λόγω της απόσβεσης των κυμάτων, και I(f) η συνάρτηση που καθορίζει το είδος της ισχυρής κινήσεως που θα υπολογιστεί. Η γενική μορφή της I(f) δίνεται από την εξίσωση:

$$I(f) = (2\pi f)^p \quad (2)$$

όπου p = 2 για την επιτάχυνση και 1 για την ταχύτητα.

Ο συντελεστής αναγωγής C (scaling factor) έχει σταθερή τιμή και δίνεται από τη σχέση (Boore, 1983, Joyner, 1984):

όπου: $\langle R_{\theta_p} \rangle$ η μέση τιμή της μορφής ακτινοβολίας μίας καταλλήλως επιλεγμένης διακύμανσης αζιμουθίων και γωνιών εκκίνησης [Boore και Boatwright, 1984], F ο συντελεστής για την επιρροή της

$$C = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle \cdot F \cdot V \cdot 1}{4\pi\rho\beta^3 \cdot r} \quad (3)$$

ελεύθερης επιφάνειας, V ο συντελεστής μείωσης λόγω της ανάλυσης της κίνησης σε δύο οριζόντιες συνιστώσες, ρ η πυκνότητα του μέσου στην περιοχή της πηγής (gr/cm^3), β η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων στην πηγή (km/sec), και r η υποκεντρική απόσταση (km).

Η φασματική συνάρτηση της πηγής $S(f)$ εκφράζει την ενέργεια που απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Η μορφή της ακολουθεί το ω^2 φάσμα πηγής (Aki, 1967 και Brune, 1970, 1971), και εξαρτάται μόνο από τη γωνιακή συχνότητα f_c και τη σεισμική ροπή M_0 .

$$S(f) = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (4)$$

Η γωνιακή συχνότητα f_c εξαρτάται άμεσα από τη σεισμική ροπή M_0 , την ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων β και την πτώση τάσεως $\Delta\sigma$:

$$f_c = 4.9 \cdot 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (5)$$

όπου: f_c σε Hz, β σε km/sec, $\Delta\sigma$ σε bars και M_0 σε dyne.cm (Brune, 1970, 1971). Στην εργασία αυτή η παράμετρος $\Delta\sigma$ θεωρείται απλά ως η παράμετρος, με διαστάσεις τάσεως, που ελέγχει την ισχύ της ακτινοβολίας των κυμάτων στις υψηλές συχνότητες μετά τη γωνιακή.

Η συνάρτηση απομειώσεως $D(f)$ εκφράζει την ανελαστική εξασθένιση των κυμάτων και αποτελείται από δύο όρους:

$$D(f) = \exp\left(\frac{-\pi fR}{Q(f)\beta}\right) \cdot P(f, f_{\max}) \quad (6)$$

Ο πρώτος όρος περιγράφει την γεωμετρική απόσβεση των κυμάτων κατά τη διαδρομή τους. Ο συντελεστής ποιότητας Q είναι συνάρτηση της συχνότητας και εξαρτάται εντόνως από την περιοχή και το είδος των κυμάτων (Dwyer et al., 1983, Hasegawa, 1985, Shin και Herrmann, 1987):

$$Q(f) = Q_0 \cdot f^n \quad (7)$$

Ο δεύτερος όρος (εξίσωσης 6) περιγράφει την απότομη μείωση της τιμής του φάσματος που παρατηρείται μετά τη συχνότητα f_{\max} (Hanks, 1982) και η οποία δεν μπορεί να αποδοθεί στην απόσβεση λόγω διαδρομής. Ουσιαστικά, ο παράγοντας $P(f, f_{\max})$ αποτελεί ένα φίλτρο αποκοπής των συχνοτήτων που είναι υψηλότερες από την f_{\max} , με συνήθη μορφή:

$$P(f, f_{\max}) = (1 + (\frac{f}{f_{\max}})^{2s})^{-\frac{1}{2}} \quad (8)$$

Από την παρατήρηση των φασμάτων προκύπτει για το s η τιμή 4, που αποτελεί και το φίλτρο Butterworth.

Δυναμικό φάσμα (Power spectrum)

Η γενική μορφή ενός επιταχυνσιογράμματος αποτελείται από: α) το αρχικό τμήμα στο οποίο αυξάνεται η ένταση της επιτάχυνσης, β) το κύριο τμήμα της ισχυρής κίνησης, και γ) το τμήμα απομείωσης της έντασης της κίνησης μέχρι μηδενισμού.

Έχει παρατηρηθεί ότι το συχνοτικό περιεχόμενο κατά τη διάρκεια ενός επιταχυνσιογράμματος είναι σχεδόν σταθερό για το τμήμα της ισχυρής κίνησης. Αυτό οδηγεί στην θεώρηση του τμήματος της ισχυρής κίνησης ως μίας μόνιμης τυχαίας διαδικασίας με δυναμικό φάσμα $S_a(f)$. Το δυναμικό φάσμα προκύπτει από το φάσμα εύρους Fourier από τη σχέση:

$$S_a(f) = \frac{2}{T_d} \cdot (A(f))^2 \quad (9)$$

όπου $A(f)$ το φάσμα εύρους όπως ορίστηκε στην σχέση 1, και T_d είναι η διάρκεια της ισχυρής κίνησης.

Η διάρκεια της σεισμικής κίνησης είναι ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες για τον υπολογισμό των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων. Οι Hanks (1979), και Hanks και McGuire (1981) θεωρούν ότι η διάρκεια της ισχυρής κίνησης είναι ίση με τη διάρκεια στην πηγή, η οποία είναι ίση με το αντίστροφο της γωνιακής συχνότητας

$$T_d = f_c^{-1} \quad (10)$$

ενώ ο Herrmann (1985) θεώρησε ότι η διάρκεια της ισχυρής κίνησης σχετίζεται με την απόσταση R του σημείου από την πηγή. Όμως, από τη μελέτη ενός μεγάλου αριθμού καταγραφών έχουν προκύψει σημαντικές αποκλίσεις (Lai, 1982) της διάρκειας της ισχυρής κίνησης από τις τιμές που υπολογίζονται βάσει της σχέσεως 10.

Προσομοίωση επιταχυνσιογράμματος

Για την παραγωγή συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων με γνωστό το δυναμικό φάσμα των επιταχύνσεων επιλέχθηκε στην παρούσα εργασία η μέθοδος που προτάθηκε από τον Shinozuka (1973). Η ιστορία της επιτάχυνσης $a_s(t)$ θεωρείται μόνιμη, και προκύπτει από τη σχέση:

$$a_s(t) = (2\Delta f)^{\frac{1}{2}} \sum_{i=1}^N (S_a(f_i) (\sin(2\pi f_i t + \phi_i))) \quad (11)$$

όπου: $S_a(f)$ το δυναμικό φάσμα της επιτάχυνσης, N ο αριθμός των διαστημάτων της συχνότητας με τα οποία περιγράφηκε το δυναμικό φάσμα S_a , Δf το βήμα της συχνότητας, f_i είναι η συχνότητα κατά το

βήμα i ($=i \cdot \Delta f$) και ϕ_i η γωνία φάσης για το βήμα i , με τυχαία τιμή ομοιόμορφα κατανομημένη στο διάστημα 0 έως 2π .

Για να προσομοιωθεί η μη μόνιμη ιστορία της επιτάχυνσης $a(t)$, με τη μορφή που προκύπτει από τις καταγραφές, πολλαπλασιάζεται η συνάρτηση $a_s(t)$ με τη συνάρτηση μορφής $w(t)$.

$$a(t) = a_s(t) w(t) \quad (12)$$

Η συνάρτηση μορφής $w(t)$ ακολουθεί τη μορφή των επιταχυνσιογραμμάτων, όπως περιγράφηκε, με τρία τμήματα: το αρχικό που αυξάνεται έως ότου λάβει την τιμή μονάδα, το σταθερό τμήμα -όσο η διάρκεια της ισχυρής κίνησης- και το τελευταίο τμήμα της απομείωσης έως το μηδενισμό. Έχουν προταθεί διάφορες συναρτήσεις μορφής, συνήθως συναρτήσει του μεγέθους και της διάρκειας του προς προσομοίωση σεισμού (Vanmarke et al., 1969). Για την παρούσα εργασία επιλέχθηκε η συνάρτηση μορφής που προτάθηκε από τους Hwang et al., 1989. Το πρώτο τμήμα έχει διάρκεια το ένα πέμπτο της ισχυρής κίνησης T_d ($T_d/5$), με παραβολικά αυξανόμενη τιμή. Ακολουθεί το σταθερό τμήμα που αποτελεί την ισχυρή κίνηση του επιταχυνσιογράμματος με διάρκεια T_d . Τέλος, στο τρίτο τμήμα με διάρκεια $4/5 T_d$ η τιμή της συνάρτησης μειώνεται γραμμικά. Αποτέλεσμα αυτού είναι η συνολική διάρκεια του επιταχυνσιογράμματος να προκύπτει $2T_d$. Η μακριά ουρά (coda) που παρατηρείται στις καταγραφές, επειδή δεν είναι σημαντική για τις εφαρμογές των μηχανικών, δεν λαμβάνεται υπόψιν.

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ

Αβεβαιότητα των παραμέτρων του αλγορίθμου

Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για τον ορισμό του αλγορίθμου παρατίθενται στον πίνακα 1. Η σεισμική ροπή M_0 και η επικεντρική απόσταση R καθορίζονται ανάλογα με το σεισμό που προσομοιώνεται. Οι παράμετροι της μορφής ακτινοβολίας $\langle R_{\theta\theta} \rangle$, της επιρροής της ελεύθερης επιφάνειας F και του χωρισμού του διανύσματος της κίνησης σε δύο συνιστώσες V καθορίζονται από τα αποτελέσματα της σεισμολογίας. Έχει παρατηρηθεί ότι το γινόμενο των τριών αυτών παραμέτρων είναι συνήθως μονάδα και συχνά παραλείπεται. Το εστιακό βάθος h και οι τιμές που αναλογούν για την πυκνότητα ρ και την ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων β εξαρτώνται από τα σεισμολογικά και τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Για όλες τις ανωτέρω παραμέτρους ορίζονται σταθερές τιμές για την εφαρμογή της μεθόδου.

Οι παράμετροι με την μεγαλύτερη επιρροή στα αποτελέσματα του αλγορίθμου είναι η διάρκεια T_d , η παράμετρος τάσεως $\Delta\sigma$, ο συντελεστής ποιότητας $Q(f)$ και η συχνότητα αποκοπής f_{max} . Από τις δύο τελευταίες παραμέτρους επιλέχθηκε σταθερή η δεύτερη.

Δεδομένα για την εφαρμογή του αλγορίθμου

Στην Βόρειο Ελλάδα είναι πολύ πιθανό να συμβεί ένας σεισμός μεγέθους $M_s = 6.5$ τα επόμενα 50 χρόνια. Σε απόσταση 25 km από το επίκεντρο του σεισμού εκτιμάται μέγιστη επιτάχυνση 185.5 cm/sec^2 στον βράχο (Θεοδοουλίδης, 1991). Έχει προταθεί (Παπαζάχου και Παπαζάχου, Ε., 1990) η ακόλουθη σχέση που συσχετίζει τη σεισμική

ροπή M_0 και το μέγεθος M_s του σεισμού:

$$\log M_0 = \frac{3}{2} M_s + 15.8 \quad (13)$$

που για σεισμό $M_s = 6.5$ δίνει $M_0 = 3.56E25$ dyne.cm.

Η Βόρειος Ελλάδα, ως περιοχή της ηπειρωτικής Ελλάδας, έχει υψηλή σεισμικότητα ιδιαίτερα σε επιφανειακούς σεισμούς. Το μέσο εστιακό βάθος (Kiratzi et al., 1990) είναι της τάξης των 16 ± 9 km. Για την εφαρμογή της μεθόδου επιλέχθηκε η τιμή των 15 km. Αν και η δομή και η μορφολογία του φλοιού καθώς και η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων κατά τη διαδρομή τους διαμέσου αυτού δεν έχουν ακόμη ερευνηθεί εξαντλητικά, πρώτες εκτιμήσεις του Q έδωσαν μικρές τιμές. Η μέση εκτιμώμενη τιμή του Q για το άνω τμήμα του φλοιού είναι 350 (Parazachos, 1992), η οποία πιστοποιεί την υψηλή απόσβεση των κυμάτων που έχει παρατηρηθεί. Το Q θεωρήθηκε ότι είναι συνάρτηση της συχνότητας f με τιμή (συντελεστής μεταβολής 0.5):

$$Q(f) = 400 f^{0.2} \quad (14)$$

Στην γρανιτική στρώση (15 km βάθος) εκτιμάται η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων β σε 3.5 km/sec και η πυκνότητα ρ του υλικού σε 2.7 gr/cm³. Από τη μελέτη των επιταχυνσιογραμμάτων βρέθηκε ότι η f_{max} είναι 9-10 Hz (Hatzidimitriou et al., 1993). Για την προσομοίωση επιλέχθηκε για τη συχνότητα αποκοπής μια μεγαλύτερη τιμή (15 Hz). Για την παράμετρο τάσης $\Delta\sigma$ υπάρχουν διαθέσιμα πολύ περιορισμένα στοιχεία, τα οποία δίνουν μικρές τιμές για τον Ελληνικό χώρο. Λόγω του μεγάλου μεγέθους σεισμού ο οποίος προσομοιώνεται, για το $\Delta\sigma$ επιλέχθηκε η τιμή των 75 bars με συντελεστή μεταβολής 0.333.

Για την εκτίμηση της διάρκειας της ισχυρής κίνησης χρησιμοποιήθηκε η εξίσωση 10 με συντελεστή μεταβολής 0.5. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης συγκρίνονται (πίνακας 2) με τις τιμές όπως εκτιμήθηκαν από τις εξισώσεις που έχουν προταθεί (Margaris et al., 1990) για τη σημαντική διάρκεια του σεισμού D_s (ο χρόνος από 5 έως 95% της συνολικής έντασης του Arias (Arias, 1969)).

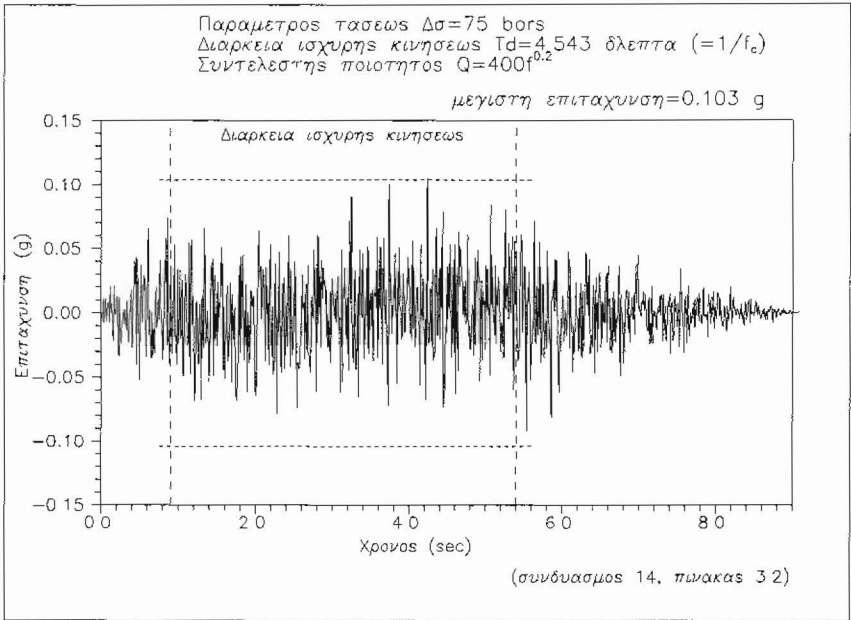
$$\log(D_{SH}) = 0.24 M_s - 0.59 \quad (15)$$

$$\ln(D_{SH}) = 0.71 + 0.11 M_s + 0.32 \ln(R) - 0.69 S \quad (16)$$

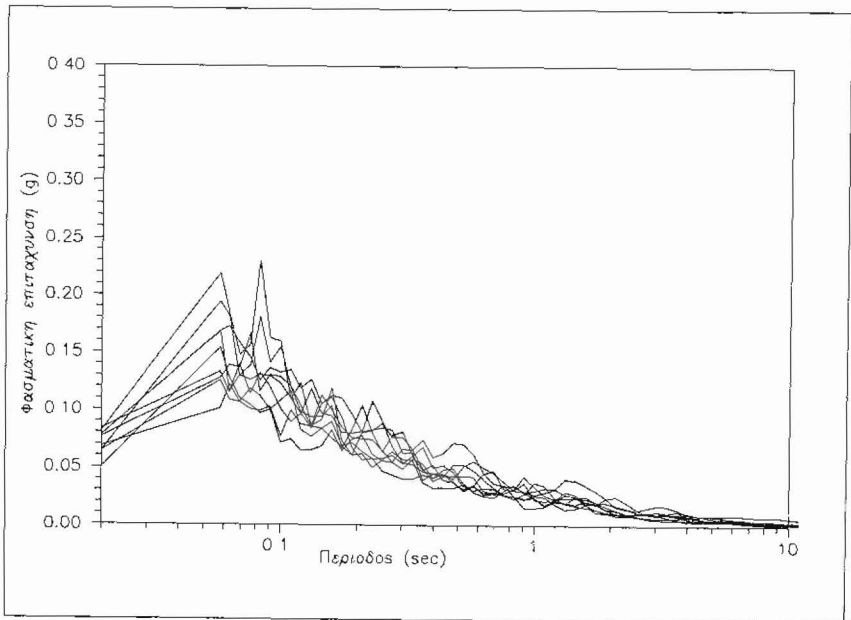
όπου S είναι 1 για το βράχο και 0 για τα μαλακά εδάφη.

Αριθμητικά αποτελέσματα

Κατά την εφαρμογή του αλγορίθμου, οι αβεβαιότητα στις τιμές των παραμέτρων λήφθηκαν υπόψη δίνοντας τρεις τιμές για τις παραμέτρους $\Delta\sigma$, T_d και $Q(f)$. Ο συνδυασμός των τιμών έχει ως αποτέλεσμα ένα δείγμα 27 επιταχυνσιογραμμάτων. Στον πίνακα 2



Σχ.1. Επιταχυνσιογράφημα στον βράχο (συνδυασμός 14, πίνακας 2).



Σχ.2. Πτώση τάσης $\Delta\sigma = 50$ bars.

παρουσιάζονται οι τιμές της μέγιστης επιτάχυνσης και της σημαντικής διάρκειας για κάθε συνδυασμό τιμών. Η αρχή της γεννήτριας τυχαίων αριθμών ήταν διαφορετική για κάθε περίπτωση, με αποτέλεσμα την έντονη μεταβολή των αποτελεσμάτων για γειτονικές επιλύσεις. Το επιταχυνσιογράφημα για τη μέση τιμή όλων των παραμέτρων δίνεται στο σχήμα 13 και οι τιμές των παραμέτρων στον πίνακα 1. Για όλες τις περιπτώσεις υπολογίστηκε το φάσμα απόκρισης για απόσβεση 5%. Τα φάσματα για Δσ ίση προς 50, 75 και 100 bars δίνονται στα σχήματα 2, 3 και 4 αντίστοιχα. Στο σχήμα 5 δίνεται η μέση τιμή, +/- την τυπική απόκλιση, για κάθε περίοδο.

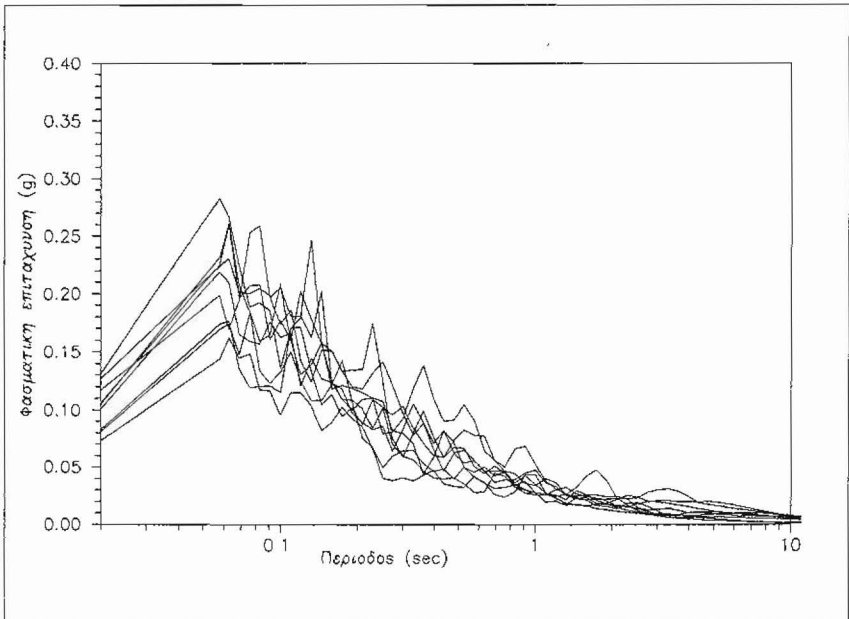
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία, παρουσιάστηκε ένας αλγόριθμος που βασίζεται σε σεισμολογικά δεδομένα για την παραγωγή συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων για την οριζόντια κίνηση στο βραχώδες υπόστρωμα. Ο αλγόριθμος εφαρμόστηκε για τα δεδομένα ενός πιθανού σεισμού στην Βόρειο Ελλάδα. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν είναι μικρότερα από τις αντίστοιχες τιμές που έχουν παρατηρηθεί στις καταγραφές. Όμως, πρέπει να σημειωθεί η αβεβαιότητα στον καθορισμό των τιμών των παραμέτρων και το ότι τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα αναφέρονται στο βραχώδες υπόστρωμα χωρίς την συμμετοχή της εδαφικής απόκρισης. Ακόμη, είναι σημαντικό να τονιστεί η μεγάλη επιρροή του σημείου εκκίνησης της γεννήτριας τυχαίων αριθμών. Από τα φάσματα απόκρισης γίνεται αντιληπτό ότι τα παραγόμενα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα είναι υψίσυχνα. Αυτό πρέπει να οφείλεται κυρίως στην μεθοδολογία υπολογισμού της χρονοσειράς από το δυναμικό φάσμα.

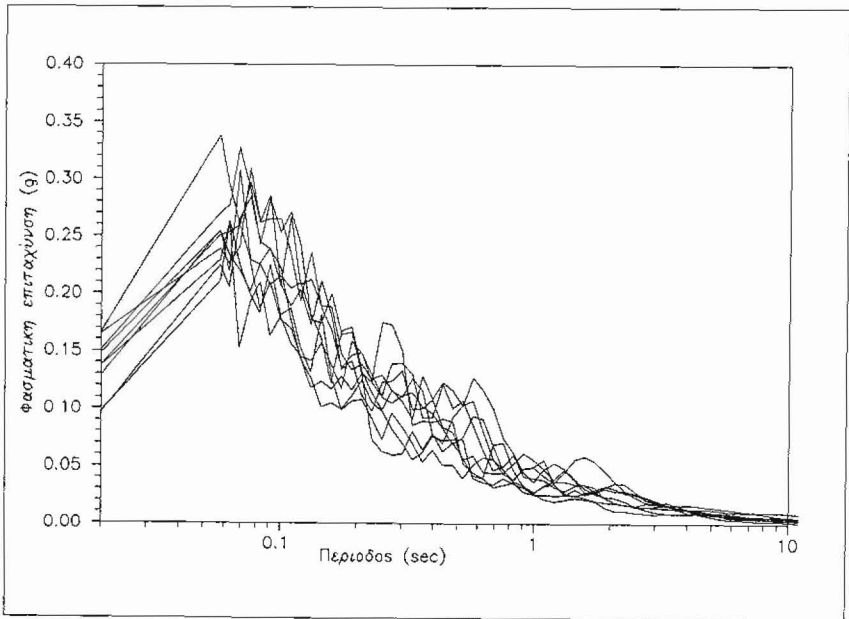
Κρίνεται απαραίτητη η περαιτέρω διερεύνηση του αλγορίθμου, καθώς και η πολλαπλή παραμετρική ανάλυση όλων των παραγόντων που περιγράφουν το προσομοίωμα για να προσδιοριστεί ο βαθμός επιρροής τους. Ακόμη, είναι απαραίτητο να γίνουν επιλύσεις βάσει πραγματικών δεδομένων και να γίνουν συγκρίσεις των αποτελεσμάτων με τις καταγραφές με την στενή συνεργασία σεισμολόγων, γεωφυσικών και μηχανικών.

Πίνακας 1. Σεισμικοί παράμετροι

Παράμετρος	Συμβολισμός	Τιμή
Μέγεθος	M_s	6.5
Σεισμική ροπή	M_0	$3.56E25$ dyne.cm
Επικεντρική απόσταση	R_0	25.0 km
Εστιακό βάθος	h	15.0 km
Διακύμανση ακτινοβολίας	$\langle R_{\theta} \rangle$	0.63
Συντελεστής ελεύθερης επιφάνειας	F_{θ}^0	2
Οριζόντια συνιστώσα	V	1.414
Ταχύτητα διατμητικών κυμάτων	β	3.5 km/sec
Πυκνότητα στον βράχο	ρ	2.7 gr/cm^3
Συχνότητα αποκοπής	f	15 Hz
Διάρκεια ισχυρής κίνησης	T_d^{\max}	$1/f$
Συντελεστής ποιότητας	$Q(f)$	$400f^{0.2}$
Πτώση τάσης	$\Delta\sigma$	75 bars



Σχ.3. Πτώση τάσης $\Delta\sigma = 75$ bars.



Σχ.4. Πτώση τάσης $\Delta\sigma = 100$ bars.

Πίνακας 2. Προσομοιώματα σεισμών

α/α	$\Delta\sigma$ (bars)	Q_0	T_d (sec)	ΜΠΕ ¹ (g)	D_s (sec)
1	50	200	4.701	0.061	6.250
2	50	200	5.201	0.066	7.020
3	50	200	5.701	0.049	7.810
4	50	400	4.701	0.077	6.480
5	50	400	5.201	0.075	6.820
6	50	400	5.701	0.062	7.550
7	50	600	4.701	0.080	6.280
8	50	600	5.201	0.077	6.940
9	50	600	5.701	0.082	7.650
10	75	200	4.043	0.083	5.310
11	75	200	4.543	0.081	6.040
12	75	200	5.043	0.073	6.850
13	75	400	4.043	0.103	5.210
14	75	400	4.543	0.103	5.950
15	75	400	5.043	0.099	6.550
16	75	600	4.043	0.129	5.330
17	75	600	4.543	0.123	6.050
18	75	600	5.043	0.112	6.700
19	100	200	3.628	0.094	4.870
20	100	200	4.128	0.135	5.340
21	100	200	4.628	0.097	6.150
22	100	400	3.628	0.163	4.800
23	100	400	4.128	0.125	5.440
24	100	400	4.628	0.136	6.160
25	100	600	3.628	0.146	4.760
26	100	600	4.128	0.163	5.400
27	100	600	4.628	0.143	5.940
				0.101	6.135
				0.133	6.995
				0.069	5.275
				0.185	
					9.330
					5.840

Μέση τιμή

Μέση τιμή + τ.α.

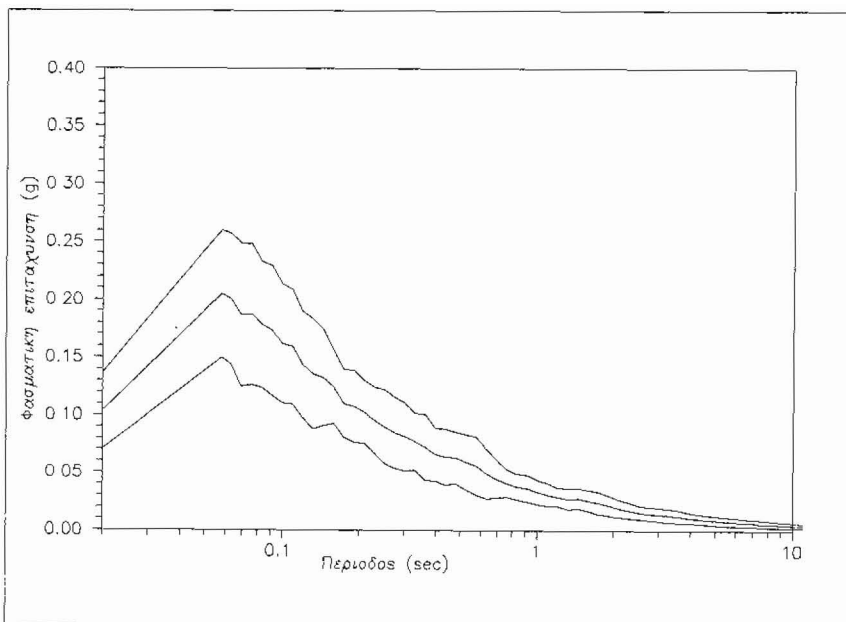
Μέση τιμή - τ.α.

Μέγιστη αναμενόμενη επιτάχυνση

Σημαντική διάρκεια (εξ. 3.3)

Σημαντική διάρκεια (εξ. 3.4)

¹ΜΠΕ: Μέγιστη Πιθανή Επιτάχυνση



Σχ.5. Μέση τιμή, μέση+τ.α. και μέση-τ.α..

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K., (1967). Scaling law of seismic spectrum. *JGR*, 72, 1217-1231.
- Arias, A., (1969). A measure of earthquake intensity. *Seismic design for nuclear power plants* (editor: Housner), MIT Press, 438-482.
- Boore, D.M., (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *BSSA*, 3, 1865-1894.
- Boore, D.M. and Boatwright, J., (1984). Average body-wave radiation coefficients. *BSSA*, 74, 1615-1621.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M., (1987). Stochastic predictions of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern north America. *BSSA*, 77, 440-467.
- Brune, J.N., (1970). Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *JGR*, 75, 4997-5009.
- Brune, J.N., (1971), Correction., *JGR*, 76, 5002.
- Dwyer, J.J., Herrmann, R.B. and Nuttli, O.W., (1983). Spatial attenuation of the L_g waves in the central United States. *BSSA*, 73, 781-796.
- 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. *JGR*, 84, 2235-2242.
- Hanks, T.C., (1982). f_{max} . *BSSA*, 72, 1867-1879.

- Hanks, T.C. and McGuire, R.K., (1981). The character of high frequency strong ground motion. BSSA, 71, 2071- 2095.
- Hasegawa, H.S., (1985). Attenuation of Lg waves in the Canadian shield. BSSA, 75, 1569-1582.
- Hatzidimitriou, P., Papazachos, C.B., Kiratzi, A.A. and Theodulidis, N., (1993). Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece. Tectonophysics, 217, 243-253.
- Herrmann, R.B., (1985). An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances. BSSA, 75, 1447-1453.
- Hwang, H.H.M. and Chen, C-H.S., (1990). Seismic hazard along a crude oil pipeline in the event of an 1811-1812 type New Madrid earthquake. Technical report NCEER-90-0006, NCEER, SUNY, Buffalo, NY.
- Hwang, H.H.M. and Chen, C-H.S., Yu, G., (1991). Bedrock accelerations in Memphis area due to large New Madrid earthquakes. Technical report NCEER-89-0029, NCEER, SUNY, Buffalo, NY.
- Joyner, W.B., (1984). A scaling law for the spectra of large earthquakes. BSSA, 74, 1167-1188.
- Kiratzi, A.A., Papadimitriou, E.E. and Papazachos, B.C., (1991). Seismic moments and focal depths of the earthquakes of the Aegean area determined by waveform modelling. AUTH, Geophysical Laboratory Publ., No.22.
- Lai, S-S.P., (1982). Statistical characterisation of strong ground motions using power spectral density functions. BSSA, 72, 259-274.
- Margaris, V., Theodulidis, N., Papaioannou, Ch. and Papazachos, B.C., (1990). Strong motion duration of earthquakes in Greece. XXII General Assembly EUROPEAN SEISMOLOG. COMMISSION, Barcelona, Spain.
- Papazachos, C.B., (1992). Anisotropic radiation modelling of macro-seismic intensities for the estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece Pure Appl. Geophys., 138, 445-469.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπαζάχου, Κ.Β., (1990). Οι σεισμοί της Ελλάδος. Εκδόσεις Ζήτη.
- Shin, T.-C. and Herrmann, R.B., (1987). Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data. BSSA, 77, 384-397.
- Shinozuka, M., (1973). Digital simulation of ground acceleration. Proceedings of the 5th WCEE, 2829-2838, Rome, Italy.
- Θεοδοουλίδης, Ν.Π., (1991). Συμβολή στη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο, Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ.
- Vanmarke, E.H., Cornell, C.A., Gasparini, D.A. and Hou, S.N., (1969). SIMQKE: A computer programme for the simulation of earthquake ground motions. MIT.