

Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας

Τελική Έκθεση
του Ερευνητικού Προγράμματος :

**ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ και ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΥΠΟΣΤΗΡΙΞΗ
ΜΕΘΟΔΩΝ ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗΣ**

Επιστημονικώς Υπεύθυνος :

Πρόδρομος Ν. Ψαρρόπουλος
Διδάκτωρ Πολιτικός Μηχανικός

Αθήνα
Ιούλιος 2003

244

Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας

Τελική Έκθεση
του Ερευνητικού Προγράμματος :

**ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ και ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΥΠΟΣΤΗΡΙΞΗ
ΜΕΘΟΔΩΝ ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗΣ**

Επιστημονικώς Υπεύθυνος :

Πρόδρομος Ν. Ψαρρόπουλος
Διδάκτωρ Πολιτικός Μηχανικός

Αθήνα
Ιούλιος 2003

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ο αείμνηστος Δημήτρης Παπασταματίου ήταν ο αρχικός εμπνευστής του παρόντος προγράμματος. Προσπάθησε να αξιοποιήσει και να επεκτείνει το Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο της Κεφαλονιάς που είχε εγκαταστήσει πριν λίγα χρόνια από κοινού με τον Καθηγητή Γιώργο Γκαζέτα.

Ως επιστημονικός υπεύθυνος του παρόντος ερευνητικού προγράμματος θα ήθελα να ευχαριστήσω τους ανθρώπους που συνέβαλαν άμεσα ή έμμεσα στην ολοκλήρωση του προγράμματος:

- την Ελένη Πρωτόπαπα για την σημαντική βοήθειά της στις προσπάθειες επίλυσης των τεχνικών προβλημάτων του Δικτύου της Κεφαλονιάς.
- τον Διευθυντή του Εργαστηρίου Αντισεισμικής Τεχνολογίας του Ε.Μ.Π., Καθηγητή Παναγιώτη Καρύδη, και κυρίως τους Μάκη Ασημακόπουλο και Χάρη Μουζάκη για την συμβολή τους στην αναβάθμιση και επαναλειτουργία του Δικτύου. Ο Γιάννης Ταφλαμπάς επεξεργάστηκε τις διαθέσιμες καταγραφές του Δικτύου.
- τον Καθηγητή Γιώργο Αθανασόπουλο από το Πανεπιστήμιο της Πάτρας και τον Δρ Πολιτικό Μηχανικό Π. Πελέκη για την εκτέλεση των γεωφυσικών – γεωτεχνικών διασκοπήσεων στην Κεφαλονιά
- τον Καθηγητή Κώστα Μακρόπουλο από το Πανεπιστήμιο της Αθήνας και τον μεταπτυχιακό του φοιτητή Δημήτρη Διαγουρτά για τις μετρήσεις θορύβου και την προσωρινή εγκατάσταση ενός επιταχυνσιογράφου της ομάδας τους στην Κεφαλονιά.
- τους Πολιτικούς Μηχανικούς, Μάριο Αποστόλου, Παναγιώτη Γεωργαράκο, και Παναγιώτη Καβουκλή για την συμβολή τους στην εκτέλεση των αριθμητικών αναλύσεων του προγράμματος
- και τέλος, τον Καθηγητή Γιώργο Γκαζέτα για τις χρήσιμες και εποικοδομητικές συμβουλές και παροτρύνσεις του.

Πρόδρομος Ψαρρόπουλος
Διδάκτωρ Πολιτικός Μηχανικός

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

- 1. Εκτενής Περίληψη του Προγράμματος – Εκπλήρωση Στόχων**
- 2. Επίδραση των Τοπικών Συνθηκών στον Σεισμικό Κραδασμό**
- 3. Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο Κεφαλονιάς**
 - 3.1. Γενικά
 - 3.2. Σεισμολογικά Στοιχεία της Περιοχής του Δικτύου
 - 3.3. Γεωτεχνικά Χαρακτηριστικά του Δικτύου
 - 3.4. Γεωφυσική – Γεωτεχνική Έρευνα (SASW)
 - 3.5. Εφαρμογή της Μεθόδου «Nakamura»
 - 3.6. Χαρακτηριστικά του Δικτύου και Καταγραφές
 - 3.7. Δυναμική Ανάλυση της Σεισμικής Συμπεριφοράς
 - 3.8. Αναβάθμιση του Δικτύου
- 4. Κοιλιάδα Ohba-Ohashi στην Ιαπωνία**
 - 4.1. Χαρακτηριστικά του Δικτύου
 - 4.2. Καταγραφές
 - 4.3. Δυναμική Ανάλυση της Σεισμικής Συμπεριφοράς
 - 4.4. Παραμετρική Ανάλυση
- 5. Γενικά Συμπεράσματα – Επίλογος**
- 6. Βιβλιογραφικές Παραπομπές**
- 7. Πίνακες και Σχήματα**
- 8. Παράρτημα : Εκθεση Τεχνικής Υποστήριξης Δικτύου Κεφαλονιάς**

1. ΕΚΤΕΝΗΣ ΠΕΡΙΛΗΨΗ του ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ – ΕΚΠΛΗΡΩΣΗ ΣΤΟΧΩΝ

Εισαγωγή

Στην επιστημονική περιοχή της σεισμικής μηχανικής είναι πλέον κοινώς αποδεκτό ότι οι *τοπικές εδαφικές συνθήκες* επηρεάζουν σημαντικά την ένταση, την διάρκεια, και το φασματικό περιεχόμενο του επιφανειακού σεισμικού κραδασμού.

Όμως, κοινή διαπίστωση αποτελεί το γεγονός ότι οι *αντισεισμικοί κανονισμοί* σε διεθνές επίπεδο, συμπεριλαμβανομένου και του ελληνικού (Ε.Α.Κ. 2000), δεν αντιμετωπίζουν την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στον επιφανειακό σεισμικό κραδασμό με ικανοποιητικό ρεαλισμό. Παράλληλα, η ανάγκη εκτελέσεως *μικροζωνικών μελετών*, ιδίως μετά τους πρόσφατους καταστρεπτικούς σεισμούς έχει γίνει πλέον ιδιαίτερως έντονη. Διαπιστώνεται όμως ότι, αφενός μόν δεν υπάρχει γενικώς αποδεκτή μέθοδος μικροζωνικής μελέτης, αφετέρου δέ, οι σχετικές θεωρίες δεν έχουν αναπτυχθεί σε ικανοποιητικό βαθμό για την αξιόπιστη χρήση τους στην πράξη.

Οπότε, γίνεται πλέον προφανές ότι η επιτόπου ενόργανη παρατήρηση (*πείραμα φυσικής κλίμακας*) και η σύγκρισή της με τα αποτελέσματα θεωρητικών (αναλυτικών ή αριθμητικών) λύσεων αποτελεί την απαραίτητη μέθοδο για την κατανόηση (ποιοτική και ποσοτική) των σχετικών φαινομένων. Αυτός είναι ο κύριος στόχος του προγράμματος.

Στα πλαίσια του συγκεκριμένου ερευνητικού προγράμματος, αξιοποιώντας δύο σεισμικά πειραματικά δίκτυα (ένα στην Ελλάδα και ένα στην Ιαπωνία), εξετάστηκε *πειραματικώς και θεωρητικώς* η επίδραση των *γεωμορφικών συνθηκών* στον επιφανειακό σεισμικό κραδασμό. Όπως προαναφέρθηκε, το θέμα αυτό συναντάται σε όλες σχεδόν τις *μικροζωνικές μελέτες* και αντιμετωπίζεται μάλλον ακροθιγώς από τους σύγχρονους αντισεισμικούς κανονισμούς. Όπως αναλυτικά περιγράφεται στο επόμενο κεφάλαιο, με τον όρο «*γεωμορφικές συνθήκες*» περιγράφονται όλες οι γεωμετρικές ανωμαλίες τόσο των ίδιων των εδαφικών στρωμάτων όσο και του (κατά-σύμβαση σκληρού) σεισμικού υποβάθρου.

Πειραματική Προσέγγιση

Η πειραματική προσέγγιση βασίστηκε στα δεδομένα δύο «πειραμάτων φυσικής κλίμακας». Πρόκειται για την ενόργανη αποτύπωση της σεισμικής συμπεριφοράς δύο εδαφικών κοιλάδων με έντονα διδιάστατα χαρακτηριστικά.

Η πρώτη, διαθέτοντας τρία καταγραφικά όργανα επιφανείας και ένα εις βάθος, βρίσκεται στην Κεφαλονιά, και αποτελεί ένα πλήρες Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο. Η δεύτερη βρίσκεται στην πόλη Fujisawa της Ιαπωνίας, και επί αυτής βρίσκεται θεμελιωμένη μέσω πασσάλων οδική γέφυρα. Και σε αυτή την περίπτωση καταγραφικά όργανα στην επιφάνεια και εις βάθος έχουν καταγράψει την σεισμική απόκριση της κοιλάδας. Και στις δύο περιπτώσεις οι διαθέσιμες καταγραφές, τόσο στην επιφάνεια όσο και στο υπόβαθρο, αποδεικνύουν την έντονη επίδραση της γεωμορφίας στην σεισμική κίνηση.

Με δεδομένη την υψηλή σεισμικότητα της Ελλάδας (βλ. Σχήμα 1.1), και ιδιαίτερα του Ιονίου Πελάγους (βλ. Σχήμα 1.2), το Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο Κεφαλονιάς είχε τεθεί σε λειτουργία το 1996 από το Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, στα πλαίσια πιλοτικού ερευνητικού προγράμματος χρηματοδοτούμενου από τον Ο.Α.Σ.Π. (Ο.Α.Σ.Π. 1996). Αντικείμενο του παλαιού προγράμματος ήταν η πειραματική διερεύνηση της σεισμικής συμπεριφοράς εδαφών σε σεισμικό κραδασμό μέσω επιταχυνσιογράφων βάθους και επιφανείας. Το Δίκτυο στα πρώτα χρόνια λειτουργίας του (μεταξύ 1996 και 1998) είχε καταγράψει έναν ποιοτικό όγκο επιταχυνσιογραφημάτων. Μάλιστα, οι καταγραφές του Δικτύου υπερέβησαν τις αρχικές προσδοκίες, καθώς, επιφανειακές καταγραφές περί το μέσον της κοιλάδας, αν και σχετικώς υψίσυχνες, έχουν πλησιάσει οριζόντιες επιταχύνσεις της τάξεως των 0.25 g. Σημειώνεται ότι η στάθμη αυτή είναι ζηλευτή για αντίστοιχα μικρο-δίκτυα σε παγκόσμια κλίμακα. Δυστυχώς όμως, προβλήματα τεχνικής φύσεως (βλ. Παράρτημα) έθεσαν το Δίκτυο εκτός λειτουργίας (το 1999), χωρίς να υπάρχει η οικονομική δυνατότητα επισκευής ή αντικατάστασής του.

Με δεδομένη την κατάσταση που προαναφέρθηκε, στο παρόν ερευνητικό πρόγραμμα δόθηκε ιδιαίτερη έμφαση στην επαναλειτουργία του Δικτύου, οπότε πρωταρχικό στόχο αποτέλεσε η επίλυση των τεχνικών προβλημάτων που σχετίζονται με τα καταγραφικά όργανα του Δικτύου. Παράλληλα όμως πραγματοποιήθηκε περαιτέρω διερεύνηση των γεωτεχνικών συνθηκών που

επικρατούν στην κοιλάδα, ενώ αναβαθμίσθηκε η σεισμολογική βάση του δικτύου.

Οι βασικές επεμβάσεις – ενέργειες που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος για το Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο της Κεφαλονιάς συνοψίζονται στα εξής :

- α. προσδιορίσθηκαν με σχετική ακρίβεια οι ταχύτητες διάδοσης διατμητικού κύματος V_{SO} για μικρές παραμορφώσεις των εδαφικών στρώσεων μέσω γεωφυσικών διασκοπήσεων με την μέθοδο της *Φασματικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (SASW)*. Οι μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν, καθώς και οι αναλύσεις που ακολούθησαν περιγράφονται λεπτομερώς στο υποκεφάλαιο 3.4. Η εφαρμογή της μεθόδου έδωσε ενδεικτική εικόνα τόσο της εδαφικής στήλης στην θέση των οργάνων του Δικτύου όσο και της τομής της κοιλάδας
- β. πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις εδαφικού θορύθου, εφαρμόσθηκε η *Μέθοδος «Nakamura»*, και προσδιορίσθηκε προσεγγιστικώς η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα της κοιλάδας, μέσω του φασματικού λόγου H/V (οριζόντια προς κατακόρυφη συνιστώσα). Στο υποκεφάλαιο 3.5 γίνεται μία σύντομη περιγραφή της Μεθόδου «Nakamura», καθώς και τα αποτελέσματα της εφαρμογής της στην κοιλάδα του Δικτύου της Κεφαλονιάς
- γ. επαναλειτούργησαν και αναβαθμίσθηκαν τα καταγραφικά όργανα του Δικτύου (βλ. Παράρτημα), τα οποία, όπως προαναφέρθηκε, είχαν τεθεί εκτός λειτουργίας λόγω βλάβης για διάστημα μεγαλύτερο των τριών ετών. Σημειώνεται ότι, μέχρι την επίτευξη της επαναλειτουργίας του δικτύου, είχε τοποθετηθεί ένας προσωρινός επιταχυνσιογράφος επιφανείας στο μέσον της κοιλάδας, ώστε, σε περίπτωση σημαντικού σεισμικού γεγονότος, να καταστεί δυνατή, έστω και μερικώς, η καταγραφή της σεισμικής απόκρισης της κοιλάδας.
- δ. ολοκληρώθηκε η αρχειοθέτηση και επεξεργασία των διαθέσιμων καταγραφών του Δικτύου. Η τεκμηρίωση του δικτύου και η αρχειοθέτηση των επεξεργασμένων καταγραφών εξασφαλίζει την διάθεση των καταγραφών στην επιστημονική κοινότητα.

Η δεύτερη κοιλάδα που εξετάστηκε στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος βρίσκεται στην Ιαπωνία, κοντά στην πόλη Fujisawa, νοτιο-δυτικά του Τόκιο, και είναι γνωστή με την ονομασία Ohba-Hashi. Πρόκειται για μία ιδιαίτερος μαλακή ιζηματογενή κοιλάδα, η οποία αναμφισβήτητα αποτελεί πείραμα φυσικής κλίμακας, καθώς κατά την διάρκεια πολλών σεισμικών γεγονότων έχουν καταγραφεί οι εδαφικές κινήσεις στην επιφάνεια και στο σεισμικό υπόβαθρό της (Tazoh et al 1984 & 1988). Σημειώνεται ότι στην εν-λόγω κοιλάδα βρίσκεται θεμελιωμένη γέφυρα, για την οποία έχει επίσης καταγραφεί η σεισμική απόκριση της θεμελίωσης και της ανωδομής. Η κοιλάδα χαρακτηρίζεται από έντονες διδιάστατες, και πιθανότατα τριδιάστατες, γεωμορφικές ιδιαιτερότητες, και όπως ήταν αναμενόμενο, παρουσιάζει ιδιαίτερος υψηλές εδαφικές ενισχύσεις, οι οποίες δεν δύναται να ερμηνευτούν μέσω της μονοδιάστατης κυματικής θεωρίας.

Στα πλαίσια του προγράμματος αξιοποιήθηκαν οι καταγραφές που προέκυψαν σε διάστημα τεσσάρων ετών (μεταξύ 1981 και 1985), και διατέθηκαν από το Τεχνολογικό Ινστιτούτο της ιαπωνικής τεχνικής εταιρείας *Shimizu Corporation*.

Θεωρητική Προσέγγιση

Απεναντίας, η θεωρητική προσέγγιση περιέλαβε, πέραν των δημοσιευμένων αναλυτικών λύσεων της διεθνούς βιβλιογραφίας, τις αριθμητικές προσομοιώσεις που διεξήχθησαν στα πλαίσια του συγκεκριμένου ερευνητικού προγράμματος. Συγκεκριμένα, αξιολογήθηκαν κλασικές αναλυτικές λύσεις και πραγματοποιήθηκαν παραμετρικές αριθμητικές αναλύσεις ώστε να διερευνηθεί η σημαντικότητα των παραμέτρων που εμπλέκονται στο πρόβλημα.

Και για τις δύο κοιλάδες πραγματοποιήθηκαν *ελαστικές* και *ανελαστικές* (ισοδύναμα γραμμικές) διδιάστατες αναλύσεις σεισμικής απόκρισης, μέσω της μεθόδου των *φασματικών* και των *πεπτερασμένων στοιχείων*. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η ικανοποιητική επαλήθευση των ελαστικών αναλύσεων μέσω των διαθέσιμων καταγραφών από μικρής-έντασης σεισμούς, ενώ οι ανελαστικές αναλύσεις καταδεικνύουν την εξάρτηση του βαθμού επίδρασης της γεωμορφίας από την ένταση της σεισμικής διέγερσης και το επίπεδο της αναπτυσσομένης παραμόρφωσης.

Μέσω των διαθέσιμων καταγραφών επιβεβαιώθηκε η αξιοπιστία και η (σχετική) ακρίβεια των αριθμητικών προσομοιώσεων (τουλάχιστον των ελαστικών), ενώ η συγκριτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων οδήγησε σε σημαντικά συμπεράσματα όσον αφορά την ποιοτική και ποσοτική επίδραση της γεωμορφίας.

Τα βασικά συμπεράσματα που εξάγονται, τόσο από την πειραματική, όσο και από την θεωρητική προσέγγιση, συνοψίζονται στα εξής:

- α. και στις δύο κοιλάδες που εξετάστηκαν, οι μονοδιάστατες αναλύσεις σεισμικής απόκρισης δεν φάνηκαν ικανές να ερμηνεύσουν την μέχρι σήμερα έντονη καταγεγραμμένη εδαφική ενίσχυση, σε αντίθεση με τις αντίστοιχες διδιάστατες.
- β. η επίδραση των γεωμορφικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους είναι ιδιαίτερος έντονη στην οριζόντια σεισμική κίνηση. Παρατηρείται σημαντική επιδείνωση (πέραν της ενίσχυσης λόγω μονοδιάστατης θεώρησης) του επιφανειακού σεισμικού κραδασμού, αλλά και σημαντική χρονική παράτασή του.
- γ. οι διαφορικές κινήσεις μεταξύ γειτονικών επιφανειακών θέσεων είναι σημαντικές σε μέγεθος. Το γεγονός αυτό ενδέχεται να είναι κρίσιμο για τον αντισεισμικό υπολογισμό μεγάλων σε μήκος κατασκευών, όπως γέφυρες, αγωγοί, και πάσης φύσεως δίκτυα.
- δ. η παρουσία παρασιτικής (πέραν αυτής που αναμένεται λόγω των κυμάτων P) κατακόρυφης συνιστώσας ενδέχεται να είναι έντονη, ιδίως στα άκρα εδαφικών κοιλάδων.
- ε. η ανελαστική συμπεριφορά του εδάφους, όταν αυτό υπόκειται σε υψηλά επίπεδα επιταχύνσεων, και κατ' επέκταση υψηλών παραμορφώσεων, τείνει να περιορίσει, αλλά όχι να εξαλείψει, την ενισχυτική επίδραση των γεωμορφικών χαρακτηριστικών. Εξαίρεση φαίνεται να αποτελούν κοιλάδες με εδαφικά υλικά υψηλής πλασιμότητας τα οποία συμπεριφέρονται ελαστικώς ακόμη και σε υψηλά επίπεδα παραμορφώσεων.

2. ΕΠΙΔΡΑΣΗ των ΤΟΠΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ στον ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΡΑΔΑΣΜΟ

Μολονότι δεν είναι λίγες οι περιπτώσεις κατά τις οποίες διατυπώνονται διαφορετικές επιστημονικές απόψεις για τα αίτια της επιλεκτικής συγκέντρωσης βλαβών μετά από ένα σεισμικό γεγονός, ο ρόλος των *τοπικών συνθηκών* στον επιφανειακό σεισμικό κραδασμό θεωρείται σχεδόν πάντοτε σημαντικός. Ο όρος «*τοπικές συνθήκες*» περιλαμβάνει ένα ευρύτατο φάσμα γεωμετρικών και μηχανικών χαρακτηριστικών τόσο του εδάφους, όσο και του κατά-σύμβαση σκληρού υποβάθρου του. Ο όρος αυτός συνηθίζεται να περιγράφει:

- α. τις *εδαφικές στρωματογραφικές συνθήκες*
- β. τις *γεωμορφικές συνθήκες* που περιλαμβάνουν την γεωλογική δομή και την χωρική διάταξη του υποβάθρου
- γ. το *επιφανειακό ανάγλυφο* και την *τοπογραφική διάταξη*

Ο όρος «*εδαφικές στρωματογραφικές συνθήκες*» υπονοεί απλοποιητικώς την αποκλειστική ύπαρξη οριζοντίων πολύστρωτων εδαφικών σχηματισμών που εκτείνονται σε θεωρητικώς άπειρο μήκος (μονοδιάστατες εδαφικές συνθήκες).

Αντιθέτως, ο όρος «*γεωμορφικές συνθήκες*» λαμβάνει υπόψη την παρουσία γεωμετρικών ανωμαλιών, τόσο των ίδιων των εδαφικών στρωμάτων, όσο και του (κατά-σύμβαση σκληρού) υποβάθρου, υποθέτοντας ταυτοχρόνως οριζόντια εδαφική επιφάνεια.

Τελευταία συνιστώσα των τοπικών συνθηκών αποτελεί η *τοπογραφία*, η οποία ως ανεξάρτητο χαρακτηριστικό περιορίζεται στην γεωμετρική διάταξη της επιφάνειας.

Είναι σαφές ότι η παραπάνω διάκριση είναι απολύτως πλασματική, και πραγματοποιείται για λόγους καθαρά πρακτικούς. Η μονοδιάστατη, διδιάστατη, ή και τριδιάστατη διάδοση των σεισμικών κυμάτων διαμέσου πολύπλοκων εδαφικών σχηματισμών αποτελεί ιδιαίτερος σύνθετο πρόβλημα. Στην πραγματικότητα, η διάκριση των τοπικών συνθηκών στα επιμέρους χαρακτηριστικά τους είναι συνήθως δύσκολη, αν όχι αδύνατη. Συνεπώς, τα φαινόμενα που παρατηρούνται αποτελούν προϊόντα επαλληλίας και αλληλεπιδράσεως των χαρακτηριστικών αυτών.

Η απλούστερη δυνατή πραγματική κατάσταση ή, για να ακριβολογούμε, η μέγιστη δυνατή απλοποίηση της πραγματικότητας, είναι η παρουσία ενός ή περισσότερων οριζοντίων εδαφικών στρωμάτων τα οποία εκτείνονται θεωρητικώς στο άπειρο. Κατ' αυτήν την έννοια το πρόβλημα υποτίθεται ότι έχει μία μόνον διάσταση (αυτή του πάχους των εδαφικών στρωμάτων), και η ανάλυση καλείται *μονοδιάστατη*. Στην περίπτωση αυτή, η σεισμική συμπεριφορά των εδαφικών στρωμάτων οφείλεται αποκλειστικώς στην *κατακόρυφη διάδοση οριζοντίων διατμητικών κυμάτων* από το υποκείμενο υπόβαθρο προς την επιφάνεια μέσω του εδάφους, και η φυσική ερμηνεία του φαινομένου της *εδαφικής ενίσχυσης* (ή της *εδαφικής απομείωσης* σε ορισμένες περιπτώσεις) έγκειται στην παγίδευση των κυμάτων αυτών λόγω της σταδιακής απομείωσης τόσο της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικών κυμάτων όσο και της πυκνότητας των εδαφικών υλικών. Ουσιαστικώς το κάθε εδαφικό στρώμα παίζει τον ρόλο ενός *κυματικού φίλτρου*, ενισχύοντας εκείνες τις *αρμονικές συνιστώσες* του προσπίπτοντος κυματισμού των οποίων η συχνότητα πλησιάζει τις δικές του ιδιοσυχνότητες. Στην ειδική περίπτωση όπου αυτές ταυτιστούν παρατηρείται το φαινόμενο του *συντονισμού*, και η εδαφική ενίσχυση μεγιστοποιείται.

Εν γένει, μόνον όταν η υπόθεση οριζόντιας στρωματογραφίας είναι αρκετά ρεαλιστική παρατηρείται ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ μονοδιάστατων αναλύσεων και καταγραφών. Συχνά, με δεδομένες τις δυσχέρειες που παρουσιάζουν οι διδιάστατες και τριδιάστατες αναλύσεις σεισμικής απόκρισης, στις περιπτώσεις που οι εδαφικές και γεωμορφολογικές συνθήκες παρουσιάζουν χωρική ποικιλομορφία, εκτελούνται απλοποιητικά πολλαπλές μονοδιάστατες αναλύσεις (μία για κάθε θέση ενδιαφέροντος) χρησιμοποιώντας μία εδαφική στήλη που περιγράφει τις συνθήκες στην συγκεκριμένη θέση. Η θεώρηση αυτή, αν και χονδροειδής, αποτελεί πάγια τακτική που εφαρμόζεται ως η απλούστερη δυνατή λύση.

Βέβαια, σε περιπτώσεις κατά τις οποίες παρουσιάζονται έντονες γεωμορφικές ιδιαιτερότητες, αλλά και τοπογραφικές διακυμάνσεις, η μονοδιάσταση θεώρηση αδυνατεί να ερμηνεύσει τις καταγραφές και να προβλέψει την αναμενόμενη σεισμική συμπεριφορά. Τότε απαιτείται

πολυδιάστατη θεώρηση, ικανή να λάβει υπόψη τα ιδιαίτερα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της υπό εξέταση περιοχής.

Σε πολλούς όμως σεισμούς κατά το παρελθόν οι μονοδιάστατες αναλύσεις έχουν αποδειχθεί ανεπαρκείς στο να ερμηνεύσουν τις ανομοιόμορφες καταγραφές επιταχύνσεων, αλλά και τις συγκεντρώσεις βλαβών σε περιοχές που δεν χαρακτηρίζονται από τοπογραφικές ανωμαλίες. Το γεγονός αυτό αποτέλεσε πριν από αρκετά χρόνια σαφή ένδειξη ότι η βασική υπόθεση περί οριζόντιας στρωματογραφίας των μονοδιάστατων αναλύσεων ευθύνεται για την αδυναμία αυτή. Τα τελευταία χρόνια, με την εντατικοποίηση των γεωτεχνικών – γεωφυσικών ερευνών, την χρήση τοπικών σεισμικών δικτύων, αλλά και με την βοήθεια των αριθμητικών μεθόδων, έχει σχεδόν αποδειχθεί ότι η ενίσχυση του σεισμικού κραδασμού οφείλεται, όχι μόνον στην στρωματογραφία, αλλά και στις γεωμορφικές συνθήκες. Οι τελευταίες περιλαμβάνουν την γεωλογική δομή και την χωρική γεωμετρία του εδαφικού υποβάθρου.

Χαρακτηριστική περίπτωση γεωμορφικής ανωμαλίας αποτελούν οι κοιλάδες εδαφικών αποθέσεων. Διάφορα διδιάστατα προσομοιώματα έχουν προταθεί και χρησιμοποιηθεί τις τρεις τελευταίες δεκαετίες για την διερεύνηση της επίδρασης των κοιλάδων στον επιφανειακό σεισμικό κραδασμό (βλ. Aki & Larner 1970, Trifunac 1971, Sánchez-Sesma & Esquivel 1979, Bard & Bouchon 1980, και Vilade & Helmberger 1988 για αντιπροσωπευτικά άρθρα, και Aki (1988, 1993) για «state-of-the-art» εργασίες). Οι παραπάνω μελέτες έχουν δείξει ότι ένα σεισμικό κύμα όταν εισχωρήσει σε μία κοιλάδα μέσω του «κυρτού» βραχώδους υποβάθρου της μπορεί να παγιδευτεί μέσα σε αυτήν αν αναπτυχθούν υπερκρίσιμες γωνίες πρόσπτωσης, ενώ τα κύματα χώρου που εισέρχονται από τα άκρα της κοιλάδας μετατρέπονται σε επιφανειακά κύματα που πηγαινοέρχονται και συγκρούονται μεταξύ των δύο άκρων της κοιλάδας.

Τα φαινόμενα αυτά ευθύνονται για τις ιδιαίτερες υψηλές (σε σχέση με τη μονοδιάστατη θεωρία) ενισχύσεις που παρατηρούνται. Είναι βέβαια γνωστό ότι η σεισμική συμπεριφορά μίας κοιλάδας εξαρτάται από τις συχνότητες της σεισμικής διέγερσης, και ιδιαίτερος από την σχέση που αυτές έχουν με τα μηχανικά και γεωμετρικά χαρακτηριστικά της κοιλάδας.

Πέραν από τις σημαντικότερες ενισχύσεις και τις άμεσες και έμμεσες συνέπειές τους στις κατασκευές, η γεωμορφία ευθύνεται και για δύο επιπλέον φαινόμενα τα οποία είναι δευτερεύουσας μόν σημασίας, μπορούν όμως να αποβούν καθοριστικής σημασίας σε ισχυρούς σεισμούς και σε ευαίσθητες κατασκευές:

- α. αύξηση της διάρκειας της σημαντικής δόνησης, ιδιαίτερος σε μεγάλες περιόδους (μικρές συχνότητες), η οποία συνεπάγεται αύξηση των σημαντικών κύκλων φορτίσεως, και επιπρόσθετη καταπόνηση των κατασκευών, ενώ
- β. σημαντικές σε μέγεθος διαφορικές κινήσεις μεταξύ επιφανειακών θέσεων που δεν απέχουν περισσότερο από μερικές δεκάδες μέτρα μπορεί να οδηγήσει σε βλάβες ή και καταστροφές μεγάλων σε μήκος κατασκευών, όπως γέφυρες, αγωγοί, και δίκτυα πάσης φύσεως

Η μονοδιάστατη ανάλυση και οι απλοποιητικές παραδοχές της αμελούν την γεωμορφία και περιορίζονται στις επιδράσεις της στρωματογραφίας. Με τον τρόπο αυτό υποεκτιμάται συνήθως η *εδαφική ενίσχυση*, ενώ είναι αδύνατον να προβλεφθεί η *χρονική παράταση* της δόνησης, αλλά και οι *διαφορικές επιφανειακές δονήσεις*.

Για απλές γεωμετρίες και ομοιογενή εδαφικά υλικά έχουν προταθεί διάφορες αναλυτικές λύσεις και τεχνικές (βλ. Trifunac 1971, Wong & Trifunac 1974, Sánchez-Sesma 1983). Απεναντίας, για την προσομοίωση ρεαλιστικών κοιλάδων που συνδυάζουν ακανόνιστο σχήμα και ετερογενή εδαφικά υλικά απαιτούνται αριθμητικές μέθοδοι, οι οποίες έχουν γίνει δημοφιλείς, κυρίως λόγω της ανάπτυξης των υπολογιστικών συστημάτων.

Η ευχρηστία των αριθμητικών μεθόδων, σε συνδυασμό με την εγκατάσταση πειραματικών δικτύων και την συστηματική συλλογή και επεξεργασία καταγραφών παγκοσμίως, έχει δώσει την ευχέρεια σε ερευνητές και μελετητές να εκτιμούν τουλάχιστον ποιοτικά την επίδραση των γεωμορφικών συνθηκών στην αναμενόμενη σεισμική δόνηση. Γενικά οι γεωμορφικές συνθήκες (σε συνδυασμό βεβαίως με την στρωματογραφία) μπορεί να αποδειχθούν καθοριστικός παράγοντας για την σεισμική

απόκριση μίας περιοχής και των κατασκευών που βρίσκονται θεμελιωμένες σε αυτή.

Τόσο ο πρόσφατος ελληνικός αντισεισμικός κανονισμός (Ε.Α.Κ. 2000), όσο και οι αντισεισμικοί κανονισμοί άλλων χωρών, ενώ αναγνωρίζουν μόν τον σημαντικότερο ρόλο των τοπικών συνθηκών, αδυνατούν να λάβουν ρεαλιστικώς υπόψη και τις τρεις επιμέρους συνιστώσες του προβλήματος, και περιορίζονται στην επίδραση των στρωματογραφικών (μονοδιάστατων) συνθηκών. Οι αντικειμενικές δυσκολίες κατηγοριοποιήσεως των γεωμορφικών συνθηκών, σε συνδυασμό με την αδυναμία εκτελέσεως των απαιτούμενων γεωτεχνικών – γεωφυσικών ερευνών αποτελούν μάλλον την βασική αιτία αυτής της κατάστασης. Απεναντίας, καταγραφές και αναλύσεις αποδεικνύουν διαρκώς την σημαντικότητα των τοπογραφικών και γεωμορφικών συνθηκών, και συνεπώς την διδιάστατη και τριδιάστατη φύση του προβλήματος. Το γεγονός αυτό καθιστά σε πολλές περιπτώσεις τους κανονισμούς, αλλά και τις μονοδιάστατες αναλύσεις, ανεπαρκείς, επιβάλλοντας εμμέσως πλην σαφώς την χρήση πολυδιάστατων αναλύσεων σεισμικής απόκρισης ανά περίπτωση.

Θα πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι τα τελευταία χρόνια καταγραφές, και κυρίως αναλύσεις, (Bardet et al. 1992, Zhang & Papageorgiou 1996, κ.α.) καταδεικνύουν ότι στην περίπτωση ισχυρών σεισμικών διεγέρσεων οι αναπτυσσόμενες υψηλές διατμητικές παραμορφώσεις οδηγούν σε ανελαστική συμπεριφορά των επιφανειακών εδαφικών στρώσεων. Η μείωση του μέτρου διατμήσεως G , σε συνδυασμό με την αύξηση της υστερητικής απόσβεσης ξ των εδαφικών υλικών, οδηγούν σε εξασθένηση των επιφανειακών και των οριζοντίως διαδιδόμενων κυμάτων. Κατά συνέπεια, στην περίπτωση ισχυρών διεγέρσεων αναμένεται μείωση της γεωμορφικής επιδείνωσης, και οι μονοδιάστατες ισοδύναμα γραμμικές αναλύσεις θεωρούνται περισσότερο ρεαλιστικές απ' ό τι στην περίπτωση ασθενών σεισμικών διεγέρσεων. Ιδιαίτερη προσοχή απαιτείται στις περιπτώσεις εδαφικών υλικών που παρουσιάζουν ελαστική συμπεριφορά ακόμη και σε υψηλά επίπεδα διατμητικών παραμορφώσεων. Στα επόμενα κεφάλαια, διδιάστατες ισοδύναμα γραμμικές αναλύσεις σεισμικής απόκρισης, τόσο της κοιλάδας στην Κεφαλονιά, όσο και της κοιλάδας στην Ιαπωνία, καταδεικνύουν του λόγου το αληθές.

3. ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ

3.1 Γενικά

Με όσα προαναφέρθηκαν είναι σαφές ότι ο βέλτιστος πειραματικός τρόπος διαχωρισμού της επίδρασης των τοπικών συνθηκών από την επίδραση της σεισμικής πηγής και της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, είναι η εγκατάσταση τοπικών σεισμικών δικτύων σε περιοχές που εμφανίζουν, αφενός μεν έντονη σεισμική δραστηριότητα, αφετέρου δε, εδαφικές, γεωμορφικές, ή τοπογραφικές ιδιαιτερότητες.

Αν και συνήθως τα σεισμολογικά δίκτυα περιορίζονται στην χρήση επιφανειακών καταγραφικών οργάνων, τα τελευταία χρόνια αποδεικνύεται ιδιαίτερως χρήσιμη η τοποθέτηση καταγραφικών οργάνων εις βάθος. Με αυτόν τον τρόπο παρέχονται ενδείξεις (ή και αποδείξεις) της ανελαστικής συμπεριφοράς του εδάφους, και καταγράφονται φαινόμενα ρευστοποίησης (Iwasaki & Masaru 1996). Πρόσφατα μάλιστα, καταγραφές σε βάθος (Steidl et al 1996) έχουν προκαλέσει επιφυλάξεις και αναθεωρήσεις σχετικά με την χρησιμοποίηση των επιφανειακών καταγραφών σε βράχο ως διεγέρσεις σεισμικού υποβάθρου.

Παρακάτω περιγράφεται καταρχάς με διεξοδικότητα το Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο Κεφαλονιάς, καθώς και οι αναλύσεις σεισμικής απόκρισης που πραγματοποιήθηκαν για αυτό. Το Δίκτυο αποτελεί τοπικό δίκτυο που συνδυάζει τα προαναφερθέντα χαρακτηριστικά, και βρίσκεται εγκατεστημένο στην περιοχή Κούταβος του Αργοστολίου. Σημειώνεται ότι η επιλογή της Κεφαλονιάς δεν ήταν καθόλου τυχαία, καθώς το συγκεκριμένο νησί και γενικώς τα νησιά του νοτίου Ιονίου Πελάγους παρουσιάζουν την υψηλότερη σεισμικότητα στον Ελλαδικό χώρο και πιθανότατα σε ολόκληρη την Ευρώπη (βλ. Ο.Α.Σ.Π. 1996).

Το δίκτυο αποτελείται από τέσσερις ψηφιακούς επιταχυνσιογράφους, τοποθετημένους σε χαρακτηριστικά σημεία μίας σχετικώς μικρής εδαφικής κοιλάδας. Δύο απ' αυτούς έχουν τοποθετηθεί στην επιφάνεια, περί το μέσον της κοιλάδας· ο τρίτος βρίσκεται εις βάθος, και ο τέταρτος είναι

εγκατεστημένος στο ένα από τα δύο άκρα της κοιλάδας, όπου ο ασβεστόλιθος εμφανίζεται στην επιφάνεια.

Οι καταγραφές του δικτύου έχουν ήδη δώσει μία συστηματική εικόνα της σεισμικής εδαφικής απόκρισης της κοιλάδας. Παρουσιάζονται οι σημαντικότερες (μέχρι το τέλος του 1999) καταγραφές του δικτύου, τόσο υπό την μορφή χρονοϊστοριών, όσο και υπό την μορφή ελαστικών φασμάτων απόκρισης, φασμάτων Fourier, και φασματικών ενισχύσεων. Καθώς δεν παρουσιάζονται τοπογραφικές ιδιαιτερότητες στην περιοχή, εξάγονται ιδιαίτερος σημαντικά συμπεράσματα για την επίδραση των τοπικών εδαφικών και γεωμορφικών συνθηκών στον σεισμικό κραδασμό.

Τέλος, καθώς οι μονοδιάστατες αναλύσεις εμφανίζονται μάλλον ανεπαρκείς να ερμηνεύσουν την ένταση και το συχνотικό περιεχόμενο των καταγραφών, διεξήχθησαν διεξοδικές αριθμητικές διδιάστατες αναλύσεις, αφού προηγουμένως εθεωρήθησαν συνθήκες επίπεδης παραμόρφωσης. Οι αναλύσεις (ελαστικές και μή) είχαν ως στόχο την όσο το δυνατόν ακριβέστερη προσομοίωση της σεισμικής συμπεριφοράς της κοιλάδας, και πραγματοποιήθηκαν με χρήση:

- α. της μεθόδου των φασματικών στοιχείων (κώδικας AHNSE), και
- β. της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων (κώδικας ABAQUS και κώδικας QUAD4M).

Μολονότι η περιορισμένης έκτασης γεωτεχνική έρευνα μειώνει αναμφισβήτητα την αξιοπιστία των αριθμητικών προσομοιωμάτων, τα αποτελέσματα των διδιάστατων αναλύσεων, συγκρινόμενα με τις υπάρχουσες καταγραφές, και τα αποτελέσματα των μονοδιάστατων αναλύσεων, είναι ιδιαίτερος ικανοποιητικά και αποτυπώνουν εκδήλως την επίδραση των γεωμορφικών χαρακτηριστικών στον σεισμικό κραδασμό που αναπτύσσεται στην επιφάνεια.

Βασικότερο κριτήριο για την επιλογή της θέσης εγκαταστάσεως του δικτύου, όπως προαναφέρθηκε, αποτέλεσε η υψηλή σεισμικότητα των νησιών του Ιονίου Πελάγους (που παρουσιάζουν την υψηλότερη

σεισμικότητα στην Ευρώπη, όπως υποδεικνύει και το Σχήμα 1.1), και ιδιαίτερος της Κεφαλονιάς (βλ. Σχήμα 1.2). Η θέση Κούταβος της Κεφαλονιάς διέθετε ορισμένα επιπρόσθετα χαρακτηριστικά (από πρακτική άποψη) που την καθιστούσαν καταλληλότερη σε σχέση με άλλες συνυποψήφιας θέσεις στην ευρύτερη περιοχή. Συγκεκριμένα, πρόκειται για μία εύκολα προσπελάσιμη εδαφική κοιλάδα με σχετικά μικρές διαστάσεις. Η επιλεχθείσα τοποθεσία βρίσκεται μόλις δύο (2) χιλιόμετρα νοτίως του κέντρου του Αργοστολίου (Σχήμα 3.1), στο βορειοδυτικό άκρο μίας ιζηματογενούς κοιλάδας. Η κοιλάδα περιβάλλεται από λόφους ασβεστολιθικής και μαργαϊκής σύστασης, και έχει τρία (3) χιλιόμετρα μήκος και ενάμισι (1.5) χιλιόμετρο μέγιστο πλάτος.

Στην θέση Κούταβος, όπου έχει εγκατασταθεί το δίκτυο, το πλάτος της κοιλάδας είναι περίπου οκτακόσια (800) μέτρα, οι δέ κλίσεις των λόφων (βορειοανατολικά και νοτιοδυτικά) στα σύνορα της κοιλάδας διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους. Διαφορετική είναι και η γεωλογική σύσταση των λόφων αυτών: ασβεστολιθική στον βορειοανατολικό λόφο, μαργαϊκή στον νοτιοδυτικό (βλ. Σχήματα 3.2 και 3.3).

3.2 Σεισμολογικά Στοιχεία της Περιοχής του Δικτύου

Τα νησιά του νότιου Ιονίου Πελάγους χαρακτηρίζονται από υψηλή σεισμικότητα. Πιο συγκεκριμένα, από το δεκατοέβδομο αιώνα υπάρχουν αναφορές για σαρανταοκτώ (48) σεισμούς με μέγεθος MS μεγαλύτερο ή ίσο με έξι (6) Richter, ενώ μακροσκοπικές πληροφορίες συνδέουν μεγάλους ιστορικούς σεισμούς με αλλαγές στην ακτογραμμή των νησιών, παραμορφώσεις του εδάφους, κατολισθήσεις και καταπτώσεις βράχων, υδρογεωλογικές μεταβολές και φαινόμενα ρευστοποίησης. Σε διάστημα ογδόντα ετών (μεταξύ του 1901 και του 1981) τα νησιά αυτά υπέστησαν οκτώ σεισμούς μεγέθους 6.5 έως 7.5 Richter, αριθμό πολύ μεγαλύτερο από οποιαδήποτε άλλη περιοχή ίσης επιφάνειας στην Ελλάδα (βλ. Σχήμα 1.2).

Η εμφάνιση των σεισμών στην περιοχή οφείλεται σε διαφορετικούς μηχανισμούς διάρρηξης, όπως δείχνουν οι μηχανισμοί γενέσεως που

προσδιορίστηκαν για σεισμούς του εικοστού αιώνα, αλλά και υπονοείται από την ενεργό τεκτονική στο χώρο αυτό (Parazachos & Parazachou 1997). Στον ευρύτερο χώρο παρατηρούνται γενικά συμπίεστικές τάσεις, τόσο κατά μήκος του κυρτού μέρους του ελληνικού τόξου που φτάνει μέχρι τη Ζάκυνθο, όσο και παράλληλα προς τις ακτές της πρώην Γιουγκοσλαβίας, Αλβανίας και κεντρικής Δυτικής Ελλάδας, μέχρι την Λευκάδα. Τα δύο αυτά συστήματα, όπου επικρατούν συμπίεστικές τάσεις, συνδέονται με ένα δεξιόστροφο ρήγμα παράταξης παράλληλα προς τη δυτική ακτή της Κεφαλονιάς. Επομένως, η Κεφαλονιά, περισσότερο από τα άλλα νησιά, είναι εκτεθειμένη σε ποικιλία μηχανισμών γένεσης: διαρρήξεις ανάστροφων ρηγμάτων το 1953, δεξιόστροφου ρήγματος παράταξης το 1983, και κανονικές διαρρήξεις από την νοτιοδυτική Στερεά Ελλάδα και την βορειοδυτική Πελοπόννησο.

3.3 Γεωτεχνικά Χαρακτηριστικά της Κοιλιάδας

Κατά την διάρκεια των γεωτεχνικών ερευνών εκτελέσθηκαν τρεις γεωτρήσεις (Γ1, Γ2, και Γ3) στις θέσεις που δείχνονται στο Σχήμα 3.4. Και στις τρεις γεωτρήσεις η συνεχής δειγματοληψία συνοδευόταν από επιτόπιες πρότυπες δοκιμές διεισδύσεως (SPT – Standard Penetration Test). Τα διαταραγμένα δείγματα υποβλήθηκαν σε εργαστηριακές δοκιμές για τον προσδιορισμό των φυσικών χαρακτηριστικών των εδαφικών υλικών. Ο Πίνακας 3.1 συνοψίζει τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τις εν λόγω γεωτρήσεις: δηλαδή, την ποιοτική περιγραφή της φύσης των εδαφικών στρωμάτων και την κατανομή του αριθμού κτύπων N της πρότυπης δοκιμής SPT σε συνάρτηση με το βάθος.

Η γεώτρηση Γ1 έγινε δίπλα στην κεντρική θέση εγκαταστάσεως των επιφανειακών και εις βάθος επιταχυνσιογράφων, στο μέσον της κοιλάδας Κουτάβου. Το βάθος της γεώτρησης ήταν εβδομήντα (70) μέτρα, από τα οποία τα τελευταία εικοσιτέσσερα (24) ήταν μέσα σε μάργα. Το ασβεστολιθικό υπόβαθρο δεν εντοπίσθηκε, κάτι το οποίο ήταν μάλλον αναμενόμενο, δεδομένης της απότομης κλίσης του ασβεστολιθικού λόφου στο βορειοανατολικό άκρο της κοιλάδας.

Η γεώτρηση Γ2 έγινε στη βορειοανατολική άκρη της κοιλάδας, στους πρόποδες του προαναφερθέντος, ασβεστολιθικής σύστασης, λόφου. Όπως αναμενόταν, συμπαγής ασβεστολιθικός βράχος βρέθηκε στο (σχετικώς μικρό) βάθος των δεκατρισίμισι (13.5) μέτρων. Η γεώτρηση συνεχίστηκε ως τα εικοσιέξι (26) μέτρα με καταγραφή του δείκτη κερματισμού του βράχου (RQD – Rock Quality Designation).

Η γεώτρηση Γ3 έγινε προς τη νοτιοδυτική άκρη της κοιλάδας, στους πρόποδες των μαργαϊκής σύνθεσης λόφων. Στα δεκατρισίμισι (13.5) μέτρα από την επιφάνεια η γεώτρηση συνάντησε μαργαϊκές στρώσεις, εναλλασσόμενες με στρώσεις μαργαϊκού ασβεστολίθου. Τέλος, σε βάθος περίπου σαρανταδύο (42) μέτρων συναντήθηκε κερματισμένος ασβεστόλιθος.

Μία κατά πλάτος τομή της κοιλάδας με τα γνωστά γεωλογικά στρώματα δείχνεται στο Σχήμα 3.5.

Στο προηγούμενο στάδιο του Δικτύου προβλεπόταν η μέτρηση της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος V_s σε κάθε ένα εδαφικό στρώμα. Προσδιορισμός της ταχύτητας V_s συναρτήσει του βάθους αυξάνει την αξιοπιστία των αναλύσεων σεισμικής αποκρίσεως των εδαφικών σχηματισμών και ολόκληρης της κοιλάδας. Στις αριθμητικές αναλύσεις που ακολουθούν οι ταχύτητες V_s των εδαφικών στρωμάτων εκτιμήθηκαν μέσω εμπειρικών συσχετίσεων (Seed et al 1986) με τις μετρηθείσες τιμές N_{SPT} . Οι τιμές ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος που τελικώς υιοθετήθηκαν παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.6.

3.4. Γεωφυσική – Γεωτεχνική Έρευνα (SASW)

Στα πλαίσια του παρόντος ερευνητικού προγράμματος ανατέθηκε η γεωφυσική διασκόπηση του υπεδάφους της κοιλάδας της Κεφαλονιάς στην ερευνητική ομάδα του Καθηγητή του Πανεπιστημίου Πατρών κ. Γ. Αθανασόπουλου. Συγκεκριμένα, εφαρμόστηκε η μέθοδος *Φασματικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (SASW)* για τον προσδιορισμό των τιμών της ταχύτητας διατμητικού κύματος σε μικρές παραμορφώσεις V_{SO} , ως συνάρτηση του βάθους κατά μήκος της ευθείας που ορίζεται από τις θέσεις εγκατάστασης των επιφανειακών επιταχυνσιογράφων. Για λόγους σύγκρισης οι μετρήσεις SASW διεξήχθησαν σε θέσεις πλησίον των γεωτρήσεων Γ-1, Γ-2 και Γ-3. Αν και η ευρύτερη περιοχή δεν θεωρείται ιδανική για τη διεξαγωγή μετρήσεων SASW (λόγω αρκετών επιφανειακών εμποδίων όπως δομήματα, περιφράξεις, οδοστρώματα, φυτική κάλυψη), εντοπίστηκαν τρεις επιμέρους περιοχές στις οποίες έγινε δυνατή η διεξαγωγή των επι-τόπου μετρήσεων. Οι περιοχές αυτές σημειώνονται στο διάγραμμα του Σχήματος 3.7.

Θεωρητικό Υπόβαθρο της Μεθόδου SASW

Η μέθοδος Φασματικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (SASW) αποτελεί μία σχετικώς πρόσφατα αναπτυσσόμενη επι-τόπου μέθοδο προσδιορισμού της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων μικρού πλάτους στο έδαφος ως συνάρτηση του βάθους. Η εφαρμογή της μεθόδου SASW απαιτεί τη διεξαγωγή επιφανειακών μόνο μετρήσεων των εδαφικών ταλαντώσεων (δηλαδή δεν απαιτείται η διάνοιξη γεωτρήσεων) και γι' αυτό χαρακτηρίζεται από μειωμένο κόστος σχετικά με άλλες μεθόδους (Πελέκης & Αθανασόπουλος, 1997).

Η αρχή της μεθόδου SASW, η οποία αναπτύχθηκε στις αρχές της δεκαετίας του 1980, παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.8 (βλ. Stokoe et al, 1993). Η μέθοδος βασίζεται στην διάδοση τεχνητώς παραγόμενων επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Συνήθως χρησιμοποιείται η πτώση βάρους στην επιφάνεια του εδάφους, η πυροδότηση εκρηκτικών, ή δονητές μεταβλητής συχνότητας. Οι χρονικές ιστορίες της επιφανειακής ταλάντωσης καταγράφονται με χρήση σειράς δεκτών (τουλάχιστον δύο) διατεταγμένων σε ευθεία γραμμή διερχόμενη από το σημείο παραγωγής των κυμάτων (πηγή), και σε αυξανόμενες αποστάσεις από αυτό. Η ανάλυση των καταγραφών στο συχνοτικό πεδίο οδηγεί στην κατάρτιση της

πειραματικής *καμπύλης διασποράς* η οποία συσχετίζει την ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Rayleigh, V_R , με το μήκος κύματος, L_R (ή τη συχνότητα, f).

Σε επόμενο στάδιο, και με την εφαρμογή κατάλληλης διαδικασίας η οποία ονομάζεται αντιστροφή, προσδιορίζεται η κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων μικρού πλάτους ταλαντώσεων, V_{SO} με το βάθος, η οποία αντιστοιχεί στην πειραματική καμπύλη διασποράς.

Είναι σήμερα διαθέσιμες αρκετές μεθοδολογίες για τη διεξαγωγή της διαδικασίας αντιστροφής – δηλαδή για τον προσδιορισμό του αριθμού των εδαφικών στρώματων και των αντιστοίχων τιμών της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων (Stokoe et al, 1993). Επισημαίνεται ότι πρόσφατες βελτιώσεις των υπολογιστικών δυνατοτήτων έχουν επιτρέψει την ανάπτυξη σχετικώς "ακριβών" μεθόδων αντιστροφής, μολονότι είναι γνωστό ότι το πρόβλημα επιδέχεται περισσότερες από μία λύσεις (δηλαδή συνδυασμούς πάχους στρωμάτων και αντιστοίχων τιμών V_{SO}).

Κατά την εφαρμογή των "ακριβών" μεθόδων αντιστροφής επιλέγεται μία αρχική (δοκιμαστική) κατανομή της ταχύτητας V_{SO} με το βάθος (με τη μορφή ενός αριθμού εδαφικών στρωμάτων και αντιστοίχων τιμών V_{SO}), και υπολογίζεται η αντίστοιχη (θεωρητική) καμπύλη διασποράς. Στην συνέχεια, η δοκιμαστική κατανομή V_{SO} -βάθος τροποποιείται έως ότου, με διαδοχικές δοκιμές, προσδιορισθεί εκείνη η κατανομή για την οποία η θεωρητική καμπύλη διασποράς ταυτίζεται σε ικανοποιητικό βαθμό με την πειραματική καμπύλη διασποράς. Για τον υπολογισμό της θεωρητικής καμπύλης διασποράς χρησιμοποιείται είτε η μέθοδος του μητρώου μεταφοράς είτε η μέθοδος του μητρώου δυσκαμψίας.

Επισημαίνεται ότι η αντιστροφή της καμπύλης διασποράς διεξάγεται συνήθως με διεξαγωγή διαδοχικών δοκιμών, οπότε απαιτείται η συνεχής παρέμβαση και κριτική ικανότητα έμπειρου και εξειδικευμένου αναλυτή. Έχουν όμως αναπτυχθεί προσφάτως, και αυτοποιημένες διαδικασίες αντιστροφής οι οποίες ελαχιστοποιούν την παρέμβαση του αναλυτή. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι διαδικασίες αυτές απαιτούν για την εφαρμογή τους τον προσεκτικό καθορισμό των αναγκαίων περιορισμών για την απόκτηση ρεαλιστικών και φυσικά αποδεκτών λύσεων.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει μια ιδιαίτερα απλή διαδικασία αντιστροφής

η οποία αναπτύχθηκε στις αρχές της δεκαετίας του 1990 από Ιάπωνες ερευνητές (Sato et al, 1991). Στην απλοποιημένη αυτή διαδικασία γίνεται χρήση του λόγου του ισοδύναμου βάθους διείσδυσης, D_{eq} , των επιφανειακών κυμάτων προς το αντίστοιχο μήκος κύματος, L_R , $\alpha = D_{eq}/L_R$. Η διαδικασία περιλαμβάνει καταρχάς την κατάρτιση της καμπύλης μεταβολής της φαινόμενης ταχύτητας φάσης, \bar{V}_R , με το βάθος, D , με βάση την πειραματική καμπύλη διασποράς και την παραδοχή ότι $\alpha = 0.50$. Στη συνέχεια η καμπύλη \bar{V}_R -βάθος διαχωρίζεται σε αριθμό n ευθυγράμμων τμημάτων τα οποία θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε n εδαφικές στρώσεις με σταθερή τιμή της ταχύτητας V_{Rn} . (βλ. Σχήμα 3.9). Η τελική τιμή της ταχύτητας για κάθε στρώμα, V_{Rn} , υπολογίζεται από την εξίσωση 3.1, αν η φαινόμενη ταχύτητα αυξάνεται με το βάθος στο θεωρούμενο στρώμα και από την εξίσωση 3.2 αν ελαττώνεται με το βάθος.

$$V_{Rn} = \frac{\bar{V}_{Rn} \cdot D_n - \bar{V}_{Rn-1} \cdot D_{n-1}}{D_n - D_{n-1}} \quad (3.1)$$

$$V_{Rn} = \frac{D_n - D_{n-1}}{\frac{D_n}{\bar{V}_{Rn}} - \frac{D_{n-1}}{\bar{V}_{Rn-1}}} \quad (3.2)$$

όπου:

V_{Rn} : η ταχύτητα φάσης για το στρώμα n

D_n : το βάθος του κάτω ορίου του στρώματος n

\bar{V}_{Rn} : η φαινόμενη ταχύτητα φάσης στο κάτω όριο του στρώματος n

Από τις τιμές V_{Rn} υπολογίζονται στη συνέχεια οι αντίστοιχες τιμές $V_{SO n}$ με βάση την τιμή του λόγου Poisson, ν .

Σημειώνεται ότι η αντιστροφή των πειραματικών καμπυλών διασποράς με την απλοποιημένη μέθοδο αντιστροφής πραγματοποιήθηκε στην παρούσα έκθεση με χρήση της τιμής $\alpha = 0.65$. Η τιμή αυτή αποτελεί τη βέλτιστη τιμή σύμφωνα με πρόσφατα δημοσιευμένα αποτελέσματα (Πελέκης & Αθανασόπουλος, 2001).

Διεξαγωγή των επί τόπου μετρήσεων

Όπως αναφέρθηκε, οι επί-τόπου μετρήσεις διεξήχθησαν σε τρεις θέσεις (ΘΕΣΗ-A, ΘΕΣΗ-B και ΘΕΣΗ-Γ), κατά μήκος της ευθείας που ορίζεται από τα σημεία των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων. Σε κάθε μία από τις τρεις θέσεις, οι μετρήσεις διεξήχθησαν κατά μήκος ευθύγραμμης όδευσης. Ως πηγή για τη δημιουργία επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε η πτώση μεταλλικού βαρελιού, πληρωμένου με οπλισμένο σκυρόδεμα, στην επιφάνεια του εδάφους. Η ανύψωση του βαρελιού – βάρους 5 kN περίπου – επραγματοποιείτο με τη βοήθεια του κάδου εκσκαφέα σε ύψος 5 m, περίπου, από την επιφάνεια του εδάφους. Ως δέκτες για την ανίχνευση της κατακόρυφης συνιστώσας των επιφανειακών κυμάτων – των παραγόμενων κατά την κρούση μεταξύ βαρελιού και εδάφους – χρησιμοποιήθηκε ζεύγος κατακορύφων σεισμομέτρων Mark Products L-4, ιδιοσυχνότητας 2 Hz εδραζομένων σε ειδική μεταλλική βάση.

Η καταγραφή των σημάτων των σεισμομέτρων επραγματοποιείτο με φορητό υπολογιστή εφοδιασμένο με κάρτα συλλογής δεδομένων, και κατάλληλο λογισμικό (SASW-M). Το λογισμικό παρέχει τη δυνατότητα της άμεσης παρουσίασης στην οθόνη του υπολογιστή, τόσο των χρονικών ιστοριών των ταλαντώσεων στις θέσεις των δύο δεκτών (χρονικό πεδίο) όσο και των συναρτήσεων του Φάσματος αλληλοσχέτισης (Cross-Spectrum) και Συσχέτισης (Coherence). Παρέχεται επίσης η δυνατότητα της αποθήκευσης των σημάτων για περαιτέρω επεξεργασία.

Στα Σχήματα 3.10(α), 3.10(β), και 3.10(γ) παρουσιάζονται φωτογραφίες από την διεξαγωγή των μετρήσεων SASW στις ΘΕΣΕΙΣ A, B και Γ, αντιστοίχως.

Αποτελέσματα της Γεωφυσικής Έρευνας

Η επεξεργασία των δεδομένων που αποκτήθηκαν από τις επί-τόπου μετρήσεις πραγματοποιήθηκε με κατάλληλο λογισμικό (SASW-C) το οποίο έχει συνταχθεί από την ομάδα του κ. Αθανασόπουλου. Το πρώτο στάδιο της επεξεργασίας περιλαμβάνει την κατάρτιση της πειραματικής καμπύλης διασποράς, ενώ στο δεύτερο στάδιο πραγματοποιείται η αντιστροφή των δεδομένων της καμπύλης διασποράς και ο προσδιορισμός της τιμής της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων ως συνάρτησης του βάθους.

Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων των μετρήσεων για τη

ΘΕΣΗ Α παρουσιάζονται στα διαγράμματα του Σχήματος 3.11(α). Η πειραματική καμπύλη διασποράς παρουσιάζεται στο διάγραμμα (α). Στο διάγραμμα (β) παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της αντιστροφής της καμπύλης διασποράς δηλαδή η μεταβολή της τιμής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων, V_{so} , με το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Παρατηρείται ότι, η τιμή V_{so} αυξάνεται γραμμικά με το βάθος και γίνεται ίση με 800m/sec βάθος ίσο με 45m, περίπου, από την επιφάνεια του εδάφους. Παρατηρείται επίσης ότι το μέγιστο βάθος διείδυσης ήταν τα 120m.

Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων των επί-τόπου μετρήσεων για τη ΘΕΣΗ-Β παρουσιάζονται στο Σχήματος 3.11(β). Η πειραματική καμπύλη διασποράς παρουσιάζεται στο διάγραμμα (α). Στο διάγραμμα (β) παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της αντιστροφής της καμπύλης διασποράς δηλαδή η μεταβολή της τιμής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων, V_{so} , με το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Παρατηρείται ότι, η τιμή V_{so} αυξάνεται γραμμικά με το βάθος με κλίση μικρότερη της αντίστοιχης της ΘΕΣΗΣ-Α και γίνεται ίση με 800 m/sec βάθος ίσο με 60m, περίπου, από την επιφάνεια του εδάφους. Το βάθος διείδυσης στη θέση αυτή ήταν 70m.

Τέλος, τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων των επί-τόπου μετρήσεων για τη ΘΕΣΗ-Γ παρουσιάζονται στο Σχήματος 3.11(γ). Η πειραματική καμπύλη διασποράς παρουσιάζεται στο διάγραμμα (α). Στο διάγραμμα (β) παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της αντιστροφής της καμπύλης διασποράς δηλαδή η μεταβολή της τιμής της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων, V_{so} , με το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Παρατηρείται ότι, η τιμή V_{so} αυξάνεται γραμμικά με το βάθος με κλίση ίση με την αντίστοιχη της ΘΕΣΗΣ-Α και γίνεται ίση με 800 m/sec βάθος ίσο με 45 m, περίπου, από την επιφάνεια του εδάφους. Το βάθος διείδυσης στη θέση αυτή ήταν 70 m.

Στο Σχήμα 3.12, παρουσιάζεται η κατανομή V_{so} – βάθος κατά μήκος της ευθείας Γ-1, Γ-2 και Γ-3 με τη μορφή εγχρώμου διαγράμματος ισοκαμπυλών. Παρατηρείται ότι η κατανομή των τιμών V_{so} βρίσκονται σε συμφωνία με τη γεωμορφολογία της κοιλάδας. Αξιοπρόσεκτη είναι η ταχεία αύξηση των τιμών V_{so} με το βάθος. Ενδεικτικά στο Σχήμα 3.12 παρουσιάζονται οι ισοκαμπύλες των 400 m/sec και 800 m/sec.

Στο Σχήμα 3.13, παρουσιάζεται η υπέρθεση του Σχήματος 3.12 στο διάγραμμα της γεωλογικής τομής που έχει προκύψει από τα στοιχεία των τριών δειγματοληπτικών γεωτρήσεων Γ-1, Γ-2 και Γ-3. Παρατηρείται ότι, λόγω της συνεχούς αύξησης της τιμής V_{SO} με το βάθος δεν είναι δυνατή η αντιστοίχιση κάθε γεωλογικού στρώματος με συγκεκριμένη τιμή (ή περιοχή τιμών) V_{SO} .

Στον Πίνακα 3.2 δίνονται οι τιμές V_{SO} -βάθος για τις ΘΕΣΕΙΣ Α, Β και Γ. Παρατηρείται περίπου γραμμική αύξηση της ταχύτητας V_{SO} με το βάθος με ρυθμό κυμαινόμενο από 12 m/sec/m βάθους (ΘΕΣΗ-Β) έως 19 m/sec/m βάθους (ΘΕΣΗ-Γ). Στη ΘΕΣΗ-Α παρατηρήθηκε ρυθμός 13 m/sec/m βάθους μέχρι το βάθος των 100 m περίπου, μετά από οποίο η ταχύτητα V_{SO} παρέμεινε σταθερή και ίση με 1350 m/sec (μέχρι το μέγιστο διερευνηθέν βάθος των 160 m).

Η σύνθεση των αποτελεσμάτων των μετρήσεων σε συνδυασμό με κατάλληλο λογισμικό επέτρεψε την παραγωγή δισδιάστατου διαγράμματος για την κατανομή των τιμών V_{SO} – βάθος κατά μήκος της ευθείας Α-Α'. Η προκύψασα κατανομή βρίσκεται σε σχετικά καλή συμφωνία με την στρωματογραφία που προέκυψε από τις δειγματοληπτικές γεωτρήσεις. Οι τιμές V_{SO} που προκύπτουν από το δισδιάστατο διάγραμμα V_{SO} -βάθος (βλ. Σχήματα 3.12 και 3.13) πρόκειται να χρησιμοποιηθούν σε επόμενη φάση του προγράμματος για τη διεξαγωγή ακριβέστερων διδιάστατων αναλύσεων σεισμικής εδαφικής απόκρισης.

3.5. Εφαρμογή της Μεθόδου Nakamura

Γενικά

Ο σεισμικός θόρυβος, ανάλογα με την περίοδο της εδαφικής κίνησης, διακρίνεται σε μικροδονήσεις (microtremors) για μικρής περιόδου σεισμικό θόρυβο και σε μικροσεισμούς (microseisms) για περιόδους μεγαλύτερες από 2 sec. Η καταγραφή του εδαφικού θορύβου που προέρχεται από σχετικά μακρινές πηγές και όχι τοπικές ισχυρές πηγές κοντά στο σταθμό και μικροσεισμών, περιέχει την πληροφορία της αλληλεπίδρασής τους με τα επιφανειακά στρώματα η οποία απομονώνεται με κατάλληλες τεχνικές.

Πρώτος ο Omori (1908) μελέτησε την φύση του προβλήματος των μικροσεισμών. Αργότερα οι Ewing et al. (1957) θεώρησαν ότι είναι απαραίτητη για την κατανόηση των μικροσεισμών και την χρησιμοποίησή τους στα πλαίσια της Τεχνικής Σεισμολογίας για τον αντισεισμικό σχεδιασμό και προστασία, η γνώση των παρακάτω :

- α. η φύση της πηγής,
- β. ο μηχανισμός διάδοσης πάνω στα θαλάσσια μονοπάτια,
- γ. το αποτέλεσμα στα ηπειρωτικά όρια, και
- δ. οι ιδιότητες του δρόμου διάδοσης στις ηπειρωτικές δομές.

Έρευνα έχει γίνει τόσο πάνω στη φύση της κίνησης, όσο και στην δυνατότητα εφαρμογής του εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση της απόκρισης των διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών πάνω από τους οποίους βρίσκονται οι σταθμοί μελέτης. Σε ό,τι αφορά την φύση των μικροσεισμών είναι γνωστό ότι οφείλονται είτε σε ατμοσφαιρικές διαταραχές πάνω από τις θάλασσες είτε σε μακρινή ανθρώπινη δραστηριότητα. Τα επιφανειακά στρώματα είναι συνήθως εκτεθειμένα στο θόρυβο που οφείλεται σε φυσικές (καταιγίδα, θαλάσσια κύματα) και τεχνητές δυνάμεις (βλάστηση, αυτοκίνητα, τρένα κλπ.). Τα θαλάσσια κύματα επάγουν θόρυβο σχετικά μεγάλης περιόδου (2-3 sec ή και περισσότερο), δηλαδή μικροσεισμούς (microseisms), ενώ η καταιγίδα και οι τεχνητές δυνάμεις προκαλούν θόρυβο μικρής περιόδου, τον αποκαλούμενο microtremor.

Οι μελέτες των Aki (1957), Omote et al. (1973), Irikura and Kawanaka (1980), Sato et al. (1981), Hough et al. (1992) για εδαφικό θόρυβο μικρής περιόδου (microtremors), έδειξαν ότι αυτός αποτελείται από κύματα Rayleigh που διεγείρονται τοπικά από κυκλοφοριακές διαταραχές κοντά στα όργανα καταγραφής. Η χρησιμοποίηση του εδαφικού θορύβου μεγάλης περιόδου (microseisms) στην εκτίμηση της απόκρισης των διάφορων επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών σε μελλοντικό σεισμό, εξετάστηκε αρχικά από τους Sakajiri (1982), Horike (1985), Ohta et al. (1978), Kagami et al. (1982, 1986), οι οποίοι κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι ο φασματικός λόγος μιας περιοχής σε μαλακό έδαφος σε σχέση με μια πετρώδη περιοχή εξαρτάται άμεσα από το πάχος των ιζημάτων. Ωστόσο, παραδέχονται ότι, ενώ η προσέγγιση αυτή είναι χρήσιμη για μια γενική ταξινόμηση των συνθηκών της περιοχής, δεν μπορεί να δώσει μια ακριβή εκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης εξαιτίας της άγνωστης επίδρασης της πηγής.

Ο Kanai και οι συνεργάτες του [Kanai and Tanaka (1954,1961), Kanai (1983), Kobayashi et al. (1986)] υπέδειξαν ότι είναι πιθανή η εκτίμηση της δεσπόζουσας περιόδου και του επιπέδου ενίσχυσης των χαλαρών ιζημάτων μετρώντας κατευθείαν τη δεσπόζουσα περίοδο και το μέγιστο πλάτος των microtremors. Αυτή η προσέγγιση με κάποιες αλλαγές χρησιμοποιήθηκε από τους Kanai and Tanaka (1954,1961), Kobayashi et al. (1986), Lermo et al. (1988), Field et al. (1990) και Finn (1991). Η δυσκολία που συναντούν έγκειται στον διαχωρισμό της επίδρασης της πηγής του θορύβου και της τοπικής γεωλογίας. Στην πραγματικότητα, όσο μικρότερη είναι η περίοδος του εδαφικού θορύβου τόσο πιο ισχυρή είναι η εξάρτησή του από τις πολύ κοντινές πηγές που τον προκαλούν, δυσκολεύοντας έτσι την εξήγηση των μεταβολών του από περιοχή σε περιοχή.

Η κατάσταση άλλαξε δραστικά στις αρχές της δεκαετίας του ενενήντα, μετά τη δημοσίευση πολλών μελετών που ασχολήθηκαν με την δυνατότητα της Η/Ν τεχνικής να παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματα για την εκτίμηση της απόκρισης χαλαρών εδαφικών αποθέσεων σε περίπτωση σεισμού. Σε αυτή την ανάπτυξη και διάδοση της συγκεκριμένης τεχνικής, σημαντικό ρόλο έπαιξε η τεχνολογική εξέλιξη των σειсмоγράφων, τόσο σε δυναμική απόκριση, όσο και σε ευαισθησία.

Λαμβάνοντας υπόψη τόσο την μεγάλη έμφαση που δόθηκε στις τοπικές επιδράσεις και στις μικροζωνικές μελέτες μετά τους καταστροφικούς σεισμούς στο Mexico (1985), Spitak (1988), Loma Prieta (1989), Kobé (1995), όσο και τον περιορισμένο αριθμό διαθέσιμων δεδομένων για τέτοιες μελέτες, σε αναπτυσσόμενες χώρες όπως επίσης και σε χώρες χαμηλής σεισμικότητας, αυτή η χαμηλού κόστους τεχνική προσέλκυσε πολλούς ερευνητές.

Το 1989 ο Nakamura ξαναέφερε στο φως την συγκεκριμένη ιδέα χρησιμοποιώντας ψηφιακά δεδομένα. Πρώτοι οι Field και Jacob (1993) και αργότερα οι Lachet και Bard (1994) έδωσαν θεωρητική υποστήριξη προσπαθώντας να υπολογίσουν τη θεωρητική απόκριση οριζόντιων εδαφικών σχηματισμών, εξομοιώνοντας τον εδαφικό θόρυβο με τυχαία κατανομή (σε χώρο και διεύθυνση) σημειακών πηγών έχοντας διαφορετικές συναρτήσεις πηγής. Βρέθηκε ότι το φάσμα των οριζόντιων συνιστωσών του εδαφικού θορύβου περιέχει την βασική συχνότητα συντονισμού της εδαφικής στήλης. Στη συνέχεια τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώθηκαν από πλήθος δημοσιεύσεις πειραματικών αποτελεσμάτων (π.χ. Field et.al. 1990, 1992, 1993, Field & Jacob 1994, 1995, Ohmachi 1991, Lachet et.al. 1994, Lermo et.al. 1992, Mucciarelli & Monachesi, 1998, Fah et.al. 1997, Bindi et.al. 2000 κλπ.)

Παρά τα προβλήματα που σχετίζονται με τα παραπάνω, οι μετρήσεις του εδαφικού θορύβου παρέχουν μια πολύ ενδιαφέρουσα προσέγγιση της εκτίμησης των εδαφικών επιδράσεων, λόγω του χαμηλού κόστους, της ταχύτητας με την οποία εκτελούνται οι εργασίες στην ύπαιθρο καθώς και της απλότητας ανάλυσης των δεδομένων.

Μέθοδος Nakamura (HVSR – Horizontal to Vertical Spectral Ratio)

Μια σχετικώς πρόσφατη τεχνική για την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών επιδράσεων, στην οποία δεν απαιτείται σταθμός αναφοράς, είναι αυτή του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, HVSR). Η τεχνική αυτή βασίζεται στην υπόθεση ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης δεν ενισχύεται σημαντικά στα επιφανειακά στρώματα, με εξαίρεση τα κύματα Rayleigh. Σύμφωνα με

τον Nakamura (1989), είναι δυνατό να εκτιμηθεί η επίδραση της πηγής στην ενίσχυση της κίνησης, με τον λόγο

$$E_S = E_{VS} / E_{VB}$$

των κατακόρυφων συνιστωσών στις αλλουβιακές αποθέσεις (E_{VS}) και στο βράχο (E_{VB}). Ο λόγος αυτός γίνεται μεγαλύτερος όσο αυξάνεται η επίδραση των κυμάτων Rayleigh. Στην περίπτωση που ο λόγος δεν είναι μονάδα, τότε σύμφωνα με τις παραδοχές του Nakamura η θεώρηση της παραμέτρου είναι περισσότερο αξιόπιστη για τον υπολογισμό της συνάρτησης μεταφοράς. Η συνάρτηση μεταφοράς S_{TT} ορίζεται ως ο λόγος του λόγου των οριζοντίων συνιστωσών προς το λόγο των αντίστοιχων κατακόρυφων και είναι :

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{S_{HS}/S_{HB}}{E_{VS}/E_{VB}} = \frac{S_{HS}}{E_{VS}} \times \frac{E_{VB}}{S_{HB}}$$

Αντίθετα, στο βαθμό που επαληθεύεται η σχέση $S_{HB} / E_{VB} = 1$, όταν δηλαδή δεν καταγράφεται ενίσχυση στο βράχο τότε αρκεί ο υπολογισμός της $S_{TT} = S_{HS} / E_{VS}$.

Αυτή η τεχνική αρχικά εφαρμόστηκε για τον εδαφικό θόρυβο, (Ochmachi et al. 1991; Field και Jacob, 1993; Lachet και Bard, 1994). Εφαρμόστηκε επίσης σε μελέτες ασθενούς (Lermo και Chavez-Garcia, 1993; Duval, 1994; Field και Jacob, 1994) και σε μερικές περιπτώσεις ισχυρής εδαφικής κίνησης (Lermo και Chavez-Garcia, 1993; Raptakis et al. 1994; Theodulidis και Bard, 1995). Πειραματικές και θεωρητικές μελέτες δείχνουν τη δεσπόζουσα συχνότητα συντονισμού στην περίπτωση απλής γεωλογικής δομής, αλλά στην πλειονότητα των περιπτώσεων η εκτίμηση του απολύτου επιπέδου ενίσχυσης δεν είναι απλή (Bard, 1995). Μελέτες, όπως των Ohta et al., 1978; Kagami et al., 1982, 1986; Celebi et al., 1987; Field et al., 1990 περιγράφουν επιτυχίες της μεθόδου.

Χρησιμοποιώντας λοιπόν καταγραφές εδαφικού θορύβου από ειδικούς ψηφιακούς σειсмоγράφους υψηλής ευκρίνειας (24 bits) και αισθητήρες ευρέως φάσματος (broad-band sensors), μπορούμε να κατάλληλη φασματική

ανάλυση να διαπιστώσουμε τις συχνότητες συντονισμού και το επίπεδο ενίσχυσης (εμπειρική συνάρτηση μεταφοράς) των εδαφικών σχηματισμών από το υπόβαθρο έως την επιφάνεια. Το επίπεδο ενίσχυσης που υπολογίζεται με τη συγκεκριμένη μεθοδολογία θεωρείται ως το ελάχιστο δυνατό επίπεδο ενίσχυσης συγκεκριμένης συχνοτικής ζώνης.

Επειδή η βασική ιδιοσυχνότητα συντονισμού εξαρτάται βασικά από το βάθος των ιζημάτων έως το υπόβαθρο και την πυκνότητά τους, είναι δυνατή και η εκτίμηση αυτού του βάθους με σφάλμα της τάξης του 10% (Seht & Wohlenberg, 1999). Μετά από αυτή την εργασία έχουν ακολουθήσει δεκάδες άλλες προσπάθειες να χρησιμοποιήσουν την συγκεκριμένη τεχνική και ως μέθοδο «διασκόπησης» κυρίως του αναγλύφου του βραχώδους υποβάθρου.

Απεναντίας, πειράματα και αναλύσεις αποδεικνύουν ότι η μέθοδος δεν είναι σε θέση να προβλέψει ικανοποιητικά τις υψηλότερες ιδιοσυχνότητες εδαφικών σχηματισμών.

Συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε ότι η τεχνική «Nakamura», μολονότι δεν έχει ακόμα σαφώς αποδεδειγμένο θεωρητικό υπόβαθρο, αποτελεί παγκοσμίως πλέον μία εμπειρική, φθηνή και απλή μέθοδο για τον προσδιορισμό της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας μαλακών εδαφικών σχηματισμών και μια μπορεί να χρησιμοποιηθεί επίσης και για μια πρώτη εκτίμηση του βάθους του βραχώδους υποστρώματος εάν αυτό μπορεί να οριστεί ως το στρώμα που δεν προκαλεί ενίσχυση στη σεισμική κίνηση.

Εφαρμογή της Μεθόδου στην κοιλάδα του Δικτύου

Για τον προσεγγιστικό προσδιορισμό της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας της υπό-εξέταση κοιλάδας του Πειραματικού Δικτύου στην Κεφαλονιά διεξήχθησαν μετρήσεις θορύβου, και πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των καταγραφών για τον προσδιορισμό του φασματικού λόγου H/V.

Η διεξαγωγή των μετρήσεων (βλ. Σχήματα 3.15, 3.16, και 3.17), καθώς και η επεξεργασία των καταγραφών, πραγματοποιήθηκαν από την ερευνητική ομάδα του κ. Κ. Μακρόπουλου, Καθηγητή Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν μέσω φορητών σειсмоγράφων τύπου REFTEK υψηλής δυναμικής απόκρισης και ευκρίνειας (24 bits) με χρήση αισθητήρα ευρέως φάσματος τύπου Guralp

CMG-40T με επίπεδη απόκριση στο συχνοτικό εύρος 30sec-60Hz, σε τρεις χαρακτηριστικές θέσεις περί το μέσον της κοιλάδας, κοντά στα εγκατεστημένα καταγραφικά όργανα.

Τα αποτελέσματα των αναλύσεων παρουσιάζονται στα Σχήματα 3.14. Είναι σαφές ότι η αιχμή του φασματισμού λόγου H/V παρουσιάζεται και για τις τρεις θέσεις μεταξύ του εύρους συχνοτήτων 1.5 με 2 Hz.

Θα πρέπει μάλιστα να σημειωθεί ότι παρατηρείται μία συστηματική διαφορά μεταξύ των δύο οριζοντίων συνιστωσών (E-W και N-S), τουλάχιστον μέχρι την συχνότητα των 2 Hz. Η διαφορά αυτή αποδείχεται κυρίως στον τριδιάστατο χαρακτήρα της κοιλάδας.

3.6. Χαρακτηριστικά του Δικτύου και Καταγραφές

Όπως προαναφέρθηκε, το δίκτυο αποτελείται από τέσσερα (4) καταγραφικά όργανα. Συγκεκριμένα, τα δύο βρίσκονται μέσα στην γεώτρηση Γ1, το ένα σε βάθος τριανταοκτώ (38) μέτρων, και το άλλο στην επιφάνεια του εδάφους (EF1 και EF2, αντιστοίχως). Το τρίτο όργανο (EF3) τοποθετήθηκε στην επιφάνεια του εδάφους, εξήντα (60) μέτρα μακριά από την γεώτρηση. Τέλος, το τέταρτο όργανο (EF4) βρίσκεται τοποθετημένο στο βορειοανατολικό άκρο της κοιλάδας, εξακόσια (600) περίπου μέτρα μακριά από τα υπόλοιπα όργανα, όπου ο ασβεστόλιθος εμφανίζεται στην επιφάνεια. Από την στιγμή εγκατάστασής και ενάρξεως λειτουργίας του δικτύου μέχρι το τέλος του 1999 (όπου ολοκληρώθηκε η ενασχόληση του συγγραφέα με το δίκτυο), είχαν καταγραφεί δεκάδες σεισμικά γεγονότα με μεγέθη M_S μεταξύ 3 και 5 της κλίμακας Richter.

Στα Σχήματα 3.18 παρουσιάζονται οι χρονοϊστορίες επιταχύνσεως, ταχύτητας, και μετατόπισης μίας χαρακτηριστικής καταγραφής του δικτύου που έδωσε την μέγιστη – μέχρι τότε – εδαφική επιτάχυνση. Τα Σχήματα 3.19 απεικονίζουν τα φάσματα Fourier της εν λόγω καταγραφής. Το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός καταγράφηκε στις 23 Νοεμβρίου 1998 (ή 22 Νοεμβρίου με ώρα Greenwich), και έδωσε μέγιστη εδαφική επιτάχυνση στην επιφάνεια περί τα 0.25 g. Στον Πίνακα 3.3 παρουσιάζονται τα βασικά χαρακτηριστικά του εν λόγω σεισμικού γεγονότος, καθώς και μερικών από τις σημαντικότερες καταγραφές του δικτύου.

Τα ελαστικά φάσματα αποκρίσεως και οι φασματικές ενισχύσεις του γεγονότος απεικονίζονται στα Σχήματα 3.20. Τόσο η συγκεκριμένη καταγραφή, όσο και οι υπόλοιπες καταγραφές που έχουν αναλυθεί στο παρελθόν, δείχνουν συστηματικώς σημαντική ενίσχυση της επιφανειακής δόνησης και μετατόπιση των ακροτάτων του φάσματος σε μεγαλύτερες περιόδους (μικρότερες συχνότητες). Οι δύο επιφανειακές καταγραφές δείχνουν σημαντική ομοιότητα μεταξύ τους σε επίπεδο χρονοϊστοριών, αλλά και ευδιάκριτες διαφορές στις φασματικές κορυφές τους. Επιπλέον, σημαντικές διαφορές εμφανίζονται μεταξύ των δύο οριζοντίων διευθύνσεων, υποδηλώνοντας τα τριδιάστατα χαρακτηριστικά της κοιλάδας. Όπως διαφαίνεται στο Σχήμα 3.21, οι φασματικές ενισχύσεις παρουσιάζουν διαφορές μεταξύ διαφορετικών σεισμών, γεγονός που δημιουργεί υποψίες ανελαστικής συμπεριφοράς (Aki 1993, Bard 1994).

3.7. Δυναμική Ανάλυση της Σεισμικής Συμπεριφοράς

Μονοδιάστατες Αναλύσεις

Με σκοπό να εκτιμήσουν την σεισμική απόκριση της κοιλάδας, οι Protopapa et al (1998) πραγματοποίησαν μονοδιάστατες ισοδύναμες γραμμικές αναλύσεις χρησιμοποιώντας ως διεγέρσεις τις καταγραφές που υπήρχαν στο βραχώδες υπόβαθρο μάργας (*EF1*). Σύγκριση μεταξύ των πραγματικών καταγραφών και των κινήσεων που υπολογίσθηκαν στην επιφάνεια (*EF2* και *EF3*) έδωσαν σημαντικές διαφορές στην κυματομορφή, ακόμα και στην περίπτωση όπου η επιφανειακή κίνηση προέρχεται από την υπέρθεση των αποτελεσμάτων με διέγερση διαμήκων κυμάτων *P* με τα αντίστοιχα αποτελέσματα διεγέρσεως διατμητικών κυμάτων *S*.

Κατέληξαν λοιπόν στο συμπέρασμα ότι απαιτείται μία ρεαλιστική διδιάστατη ανάλυση ώστε να ερμηνευτούν φαινόμενα διαδόσεως και ανακλάσεως κυμάτων (επιφανειακών και μή), και να αποτιμηθούν οι πιθανές επιδράσεις των γεωμορφικών χαρακτηριστικών που παρατηρήθηκαν στις καταγραφές του δικτύου.

Διδιάστατες Ελαστικές Αναλύσεις

Για τον λόγο αυτό αποφασίσθηκε καταρχάς η ελαστική ανάλυση της κοιλάδας του δικτύου μέσω διδιάστατων αριθμητικών προσομοιώσεων. Οι διδιάστατες ελαστικές αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν μέσω δύο διαφορετικών αριθμητικών μεθόδων :

- α. της μεθόδου φασματικών στοιχείων μέσω του κώδικα *AHNSE*, και
- β. της μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων, με χρήση του κώδικα *ABAQUS*

Για την δυναμική ανάλυση της σεισμικής συμπεριφοράς της κοιλάδας της Κεφαλονιάς χρησιμοποιήθηκε η πλέον πρόσφατη έκδοση του κώδικα φασματικών στοιχείων *AHNSE* (Advanced Hybrid Numerical Solver for Elastodynamics), ο οποίος αναπτύχθηκε στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος *TRISEE – 3D Site Effects and Soil-Foundation Interaction in Earthquake and Vibration Risk Evaluation* (Faccioli et al. 1998). Καθώς το *AHNSE* δεν ήταν σε θέση να δεχθεί πραγματικές χρονοϊστορίες επιτάχυνσης ως διέγερση, χρησιμοποιήθηκε ένας απλός παλμός Ricker (Ricker 1960), και η τεχνική

περιέλιξης (*convolution*). Ο παλμός Ricker εμφανίζει ιδιαίτερη ευστάθεια κατά την αριθμητική ολοκλήρωση, και παρουσιάζει συχνοτικό περιεχόμενο που καλύπτει ευρύ και ελεγχόμενο φάσμα συχνοτήτων. Η διαδικασία σκιαγραφείται στο Σχήμα 3.22, και έχει ως εξής:

- α. Πραγματοποιείται η ανάλυση χρησιμοποιώντας παλμική διέγερση Ricker στο υπόβαθρο (*R-B*) που καλύπτει το συχνοτικό περιεχόμενο ενδιαφέροντος (συνήθως από 2 έως 10 Hz), οπότε, με δεδομένο το φάσμα Fourier της διέγερσης, *FR-B*, προσδιορίζεται η επιφανειακή απόκριση *R-Si* σε συγκεκριμένες θέσεις και τα αντίστοιχα φάσματα Fourier *FR-Si*.
- β. Υπολογίζονται οι συναρτήσεις μεταφοράς $AF2\Delta i$ ($= FR-Si / FR-B$) για τις εν λόγω επιφανειακές θέσεις.
- γ. Εφαρμόζεται η τεχνική περιέλιξης ώστε να προβλεφθεί η πραγματική σεισμική δόνηση *K-Si* με διέγερση την καταγεγραμμένη χρονοϊστορία επιταχύνσεως στην βάση *K-B*. Ισχύει: $FK-Si = AF2\Delta i \times FK-B$. Κατόπιν εφαρμόζεται ανάστροφος μετασχηματισμός Fourier (*IFFT*) για κάθε θέση και προσδιορίζονται τα *K-Si*.

Η ανάλυση βασίστηκε στην υπόθεση γραμμικώς-ελαστικής συμπεριφοράς εδάφους που αναπτύσσει υστερητική απόσβεση (απόσβεση υλικού). Η υπόθεση αυτή θεωρείται αρκετά ρεαλιστική για τις σχετικώς ασθενείς σεισμικές διεγέρσεις που εξετάζονται. Η εξιδανικευμένη γεωμετρία και οι ιδιότητες των υλικών παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.23(α), ενώ η διακριτοποίηση σε φασματικά στοιχεία παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.23(β).

Το δίκτυο φασματικών μακροστοιχείων δημιουργήθηκε με χρήση του προεπεξεργαστή *PATRAN* και μερικές επιπρόσθετες ρουτίνες που αναπτύχθηκαν από το *CRS4* (*Centre for Advanced Studies, Research and Development in Sardinia*) για την αυτόματη δημιουργία $(N - 1)2$ μικροστοιχείων ανά μακροστοιχείο, όπου *N* είναι ο βαθμός του πολυωνύμου. Στην συγκεκριμένη εφαρμογή επιλέχθηκε *N* = 5, και κατά συνέπεια το κάθε μακροστοιχείο χωρίστηκε σε δεκαέξι (16) μικροστοιχεία. Το δίκτυο αποτελείται από 259 μακροστοιχεία. Τα τεχνητά σύνορα τοποθετήθηκαν στην βάση και στις εκατέρωθεν πλευρές του προσομοιώματος για την προσομοίωση του ημιχώρου και δείχνουν να λειτουργούν ικανοποιητικά.

Στο Σχήμα 3.24 παρουσιάζεται μέσω χρονοϊστοριών μετατοπίσεως κατά μήκος της επιφάνειας (σημεία A , B , και Γ) η απόκριση της κοιλάδας σε παλμική διέγερση Ricker με πλάτος 0.01 m. Αξίζει να σημειωθεί ότι περί το μέσον της κοιλάδας η ενίσχυση είναι της τάξης του έξι (6), ενώ ανακλάσεις στα άκρα της κοιλάδας (σημείο Γ) φαίνεται πως παρατείνουν την διάρκεια της *ισχυρής δόνησης*. Οι χαμηλές τιμές υστερητικής αποσβέσεως φαίνεται ότι έχουν σοβαρή επίπτωση τόσο στις μέγιστες τιμές, όσο και στην διάρκεια της δόνησης.

Μία σύγκριση μεταξύ της καταγραφής και της υπολογισμένης χρονοϊστορίας επιταχύνσεως μέσω της *μεθόδου περιελίξεως* που περιγράφηκε προηγουμένως στη θέση $EF2$ (που συμπίπτει χωρικά με το σημείο B του προσομοιώματος) απεικονίζεται στο Σχήμα 3.25. Οι σχετικώς μικρές διαφορές που παρατηρούνται μπορούν κυρίως να αποδοθούν στις υλικές και στις γεωμετρικές αβεβαιότητες και απλοποιήσεις του προσομοιώματος. Μολαταύτα, με δεδομένο το αδρό γεωτεχνικό προσομοίωμα, η ομοιότητα των δύο χρονοϊστοριών είναι φανερή και αποτελεί ένδειξη μίας αρκετά ρεαλιστικής προσομοίωσης.

Η διδιάστατη ανάλυση με την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων πραγματοποιήθηκε με την χρήση του κώδικα πεπερασμένων στοιχείων ABAQUS. Το προσομοίωμα που καταστρώθηκε ήταν παρόμοιο με αυτό των φασματικών στοιχείων, καθώς υιοθετήθηκαν σχεδόν τα ίδια γεωμετρικά χαρακτηριστικά και οι ταυτόσημες μηχανικές ιδιότητες εδαφικών υλικών. Το δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων δημιουργήθηκε μέσω του προεπεξεργαστή PATRAN και αποτελείται από τριγωνικά εξακομβικά στοιχεία επίπεδης παραμορφώσεως (βλ. Σχήμα 3.26).

Σε αυτήν την περίπτωση η σεισμική διέγερση επιβλήθηκε με άμεσο τρόπο ως χρονοϊστορία επιταχύνσεως στην βάση του προσομοιώματος. Οι απορροφητήρες που τοποθετήθηκαν στα άκρα του προσομοιώματος φαίνεται ότι λειτουργούν αρκετά ικανοποιητικά, αντικαθιστώντας ρεαλιστικώς τον ημίχωρο.

Στο Σχήμα 3.27 παρουσιάζονται οι χρονοϊστορίες επιταχύνσεως που προέκυψαν μέσω της αριθμητικής προσομοίωσης για τον υπό εξέταση σεισμό. Σύγκριση των επιφανειακών καταγραφών περί το μέσον της κοιλάδας με τις χρονοϊστορίες των αναλύσεων καταδεικνύει την χαρακτηριστική άνεση της αριθμητικής προσομοίωσης να εκτιμήσει σε ικανοποιητικό βαθμό την σεισμική απόκριση των εδαφικών σχηματισμών της κοιλάδας.

Κατόπιν, καθώς οι διαθέσιμες καταγραφές του Δικτύου παρουσιάζουν υψίσυχο χαρακτήρα (βλ. Σχήματα 3.18, 3.19, και 3.20), πραγματοποιήθηκαν διδιάστατες ελαστικές αναλύσεις με χρήση δύο παλμικών και τριών πραγματικών επιταχυνσιογραφημάτων, τα ελαστικά φάσματα αποκρίσεως των οποίων καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με τον κώδικα πεπερασμένων στοιχείων PLAXIS, αφού προηγουμένως θεωρήθηκαν συνθήκες επίπεδης παραμόρφωσης.

Σημειώνεται πως για όλες τις διεγέρσεις που χρησιμοποιήθηκαν πραγματοποιήθηκε επικλιμάκια αναγωγή σε κοινή μέγιστη επιτάχυνση ώστε να είναι εφικτή η άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων. Ως μέγιστη επιτάχυνση σχεδιασμού επιλέχθηκε η τιμή των 0.4 g, καθώς αυτή θεωρήθηκε αντιπροσωπευτική για την περιοχή του έργου με βάση τα σεισμολογικά στοιχεία.

Ως παλμικές διεγέρσεις χρησιμοποιήθηκαν δύο παλμοί Ricker με χαρακτηριστικές συχνότητες $f = 2$ και 4 Hz. Όπως προαναφέρθηκε, ο εν λόγω παλμός χαρακτηρίζεται από απλότητα, ενώ ταυτόχρονα καλύπτει ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων περί την χαρακτηριστική του συχνότητα. Στο Σχήμα 3.28 παραθέτονται οι χρονοϊστορίες επιτάχυνσης των δύο αυτών παλμών.

Απεναντίας, ως σεισμικές διεγέρσεις χρησιμοποιήθηκαν τρεις πραγματικές καταγραφές από τον σεισμό του Αιγίου το 1995, της Καλαμάτας το 1986, και του Κόμπε της Ιαπωνίας το 1995. Στο Σχήμα 3.29 παραθέτονται οι σεισμικές διεγέρσεις που τελικώς χρησιμοποιήθηκαν. Πρόκειται για:

- α. το «τροποποιημένο» επιταχυνσιογράφημα στο κτίριο του ΟΤΕ από τον σεισμό του Αιγίου, ώστε να απαλοιφθεί η επίδραση των επιφανειακών εδαφικών στρώσεων
- β. το «ανηγμένο σε 0.4g» επιταχυνσιογράφημα στο κτίριο της Νομαρχίας από τον σεισμό της Καλαμάτας
- γ. η «ανηγμένη σε 0.4g» καταγραφή σε βράχο Shinkobe στο σεισμό του Κόμπε.

Μία απλή οπτική σύγκριση μεταξύ των χρονοϊστοριών καταδεικνύει την «δυσμένεια» τόσο της διέγερσης Shinkobe, όσο και της Καλαμάτας, έναντι του Αιγίου· όμως υπενθυμίζεται ότι η σύγκριση των πραγματικών

επιταχυνσιογραφημάτων θα ήταν τελείως διαφορετική αν δεν είχε προηγηθεί η επικλιμάκια αναγωγή τους στα 0.4g.

Τα ελαστικά φάσματα απόκρισης όλων των διεγέρσεων συγκρίνονται στο Σχήμα 3.30, όπου διαπιστώνεται ότι οι δύο παλμικές διεγέρσεις είναι αρκετά υψίσυχνες καθώς κυμαίνονται μέχρι τα 2 Hz ($T = 0.5 \text{ sec}$), σε αντίθεση με τις σεισμικές διεγέρσεις της Καλαμάτας, και ιδιαιτέρως του Shinkobe, όπου καλύπτουν πολύ υψηλότερες περιόδους ($T > 1.5 \text{ sec}$).

Στο Σχήμα 3.31 παρουσιάζονται οι δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης τύπου Rayleigh (απόσβεση 2% και 10%) που χρησιμοποιήθηκε κατά τις αναλύσεις με το PLAXIS.

Τα τρία αριθμητικά προσομοιώματα που χρησιμοποιήθηκαν κατά την ανάλυση παρουσιάζονται στα Σχήματα 3.32(α), 3.32(β), και 3.32(γ), αντιστοίχως. Στο Σχήμα 3.32(α) απεικονίζεται το διδιάστατο προσομοίωμα της κοιλάδας της Κεφαλονιάς, αντίστοιχο των αναλύσεων που προηγήθηκαν με το AHNSE και το ABAQUS. Απεναντίας, στα Σχήματα 3.32(β) και 3.32(γ) απεικονίζονται τα δύο μονοδιάστατα προσομοιώματα που αναλύθηκαν. Η διαφορά μεταξύ των δύο μονοδιάστατων προσομοιωμάτων έγκειται στο πάχος της μάργας που υπόκειται των επιφανειακών υλικών ($H_1 = 80 \text{ m}$ και $H_2 = 40 \text{ m}$). Η θεώρηση αυτή πραγματοποιήθηκε για να τονισθεί η διαφορά των αποτελεσμάτων (σε όρους ενίσχυσης της επιτάχυνσης) στην περίπτωση όπου σε μία εδαφική κοιλάδα, όπως αυτή της Κεφαλονιάς, πραγματοποιηθεί μόνον μία υποτιθέμενα-αντιπροσωπευτική γεώτρηση και διεξαχθούν μονοδιάστατες αναλύσεις βασιζόμενες αποκλειστικά στα δεδομένα αυτής.

Στο Σχήματα 3.33(α) και 3.33(β) παρουσιάζονται με συνεχόμενες γραμμές οι χωρικές κατανομές της μέγιστης οριζόντιας και «παρασιτικής» κατακόρυφης επιτάχυνσης, αντιστοίχως, κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση της επιβαλλόμενης διέγερσης ($= 0.4 \text{ g}$).

Στο Σχήμα 3.33(α) τα σύμβολα αντιστοιχούν στα αποτελέσματα των μονοδιάστατων αναλύσεων. Συγκεκριμένα, αυτά που βρίσκονται δεξιά αντιστοιχούν στην ανάλυση με θεώρηση μάργας 80 m, ενώ αυτά που βρίσκονται δεξιά αντιστοιχούν στην ανάλυση με θεώρηση μάργας 40 m.

Τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν από τα αποτελέσματα των προαναφερθέντων αναλύσεων είναι τα εξής:

- α. Στην περίπτωση των σεισμικών διεγέρσεων με χαμηλή υστερητική απόσβεση (2%) των εδαφικών υλικών, η ενίσχυση της οριζόντιας επιτάχυνσης ενδέχεται να είναι ιδιαίτερα μεγάλη (της τάξεως του 10), περί το μέσον της κοιλάδας, ενώ παραμένει σε υψηλά επίπεδα (μεταξύ 2 και 4) στα δύο άκρα της.
- β. Η αύξηση της υστερητικής απόσβεσης στο 10% οδηγεί σε δραστική μείωση της ενίσχυσης (μεταξύ 3 και 5) σε όλο το εύρος της κοιλάδας.
- γ. Η «παρασιτική» (λόγω των κυμάτων S) κατακόρυφη συνιστώσα είναι σημαντική στην περίπτωση χαμηλής απόσβεσης, και η μέγιστη τιμή της κυμαίνεται από 2 έως 4 φορές την οριζόντια, ενώ αύξηση της απόσβεσης οδηγεί σε κατακόρυφη συνιστώσα περίπου ίση με την επιβαλλόμενη οριζόντια, η οποία βέβαια παραμένει σημαντική.
- δ. Η παλμική διέγερση Ricker $f = 4$ Hz αποτελεί εξαίρεση σε όλα τα παραπάνω συμπεράσματα, καθώς είναι ιδιαίτερα υψίσυχη, και οι ενισχύσεις που προκαλεί είναι ιδιαίτερα μικρές.
- ε. Με βάση τις ενισχύσεις της οριζόντιας επιτάχυνσης, αλλά και τις τιμές της κατακόρυφης, δυσμενέστερη διέγερση κρίνεται αυτή της Καλαμάτας, η οποία υπερτερεί φασματικά έναντι του Αιγίου και του Shinkobe στο εύρος περιόδων μεταξύ 0.5 και 1.0 sec (βλ. Σχήμα 3.30). Υπενθυμίζεται ότι η ιδιοπερίοδος του σχηματισμού προέκυψε με την Μέθοδο Nakamura μεταξύ 0.5 και 0.7 sec (βλ. υποκεφάλαιο 3.5).
- στ. Όσον αφορά τις μονοδιάστατες αναλύσεις (βλ. Σχήμα 3.33(α)), στην περίπτωση χαμηλής απόσβεσης, διαπιστώνονται σημαντικές διαφορές μεταξύ τους, ενώ παρατηρείται ότι, ενώ εν-γένει οι ενισχύσεις τους είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες διδιάστατες, σε μεμονωμένες περιπτώσεις ενδέχεται να τις υπερβούν. Η εικόνα αυτή παρατηρείται στην περίπτωση διεγέρσεως με το Shinkobe.

Διδιάστατες Ανελαστικές Αναλύσεις

Παραπάνω διαπιστώθηκε ότι οι ενισχύσεις της επιτάχυνσης που παρατηρήθηκαν κατά τις καταγραφές ασθενών σεισμικών δονήσεων του Δικτύου είναι αρκετά υψηλές. Το φαινόμενο αυτό επιβεβαιώθηκε εν-γένει και από τις ελαστικές αναλύσεις που προηγήθηκαν.

Όπως προαναφέρθηκε η μή γραμμική συμπεριφορά των εδαφικών υλικών στην περίπτωση ισχυρών σεισμικών διεγέρσεων τείνει να μειώσει την όποια ενίσχυση. Με στόχο να διαπιστωθεί κατά πόσο αυτό συμβαίνει και στην περίπτωση της κοιλάδας του Δικτύου της Κεφαλονιάς πραγματοποιήθηκαν διδιάστατες, ισοδύναμα γραμμικές αναλύσεις σεισμικής απόκρισης με τον κώδικα πεπερασμένων στοιχείων QUAD4M (Hudson et al. 1993). Δυστυχώς, η απουσία καταγραφών από ισχυρές σεισμικές δονήσεις δεν επιτρέπει την επαλήθευση των αριθμητικών αποτελεσμάτων.

Ως διεγέρσεις χρησιμοποιήθηκαν οι πέντε διεγέρσεις (δύο παλμικές και τρεις σεισμικές) που προαναφέρθηκαν, αλλά σε δύο επίπεδα μέγιστης επιτάχυνσης σε επιφανειακή εκδήλωση: 0.05g και 0.30g. Η πρώτη τιμή θεωρείται μικρή, αντιπροσωπευτική ελαστικής κατάστασης, ενώ η δεύτερη είναι υψηλή, αντιπροσωπευτική ανελαστικής κατάστασης και ρεαλιστική για την περιοχή της Κεφαλονιάς (βλ. E.A.K. 2000).

Το προσωμοίωμα της κοιλάδας που χρησιμοποιήθηκε ήταν το ίδιο με εκείνο που καταστρώθηκε για τις ελαστικές αναλύσεις. Το δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων δημιουργήθηκε μέσω του αυτόματου προεπεξεργαστή PATRAN, και αποτελείται από τριγωνικά τρικομβικά στοιχεία επίπεδης παραμόρφωσης. Οι ιδιότητες των εδαφικών στρώσεων που υιοθετήθηκαν κατά την προσομοίωση είναι οι ίδιες με αυτές των ελαστικών αναλύσεων. Για την προσομοίωση της ανελαστικής συμπεριφοράς του εδάφους χρησιμοποιήθηκαν οι καμπύλες των Vucetic & Dobry (1991) με δείκτη πλαστικότητας $PI = 10$ για τις επιφανειακές στρώσεις και $PI = 15$ για την υποκείμενη μάργα.

Όπως και στις ελαστικές αναλύσεις που προηγήθηκαν, εξετάστηκε η απόκριση των πέντε επιφανειακών σημείων D, E, F, G και H (βλ. Σχήμα 3.32(α)). Με βάση τις χρονοϊστορίες της οριζόντιας (A_x) και κατακόρυφης (A_y)

επιτάχυνσης των πέντε σημείων, ξεχωριστά για κάθε διέγερση, διαπιστώνεται ότι τα ακραία σημεία (D και H) εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές επιτάχυνσης (οριζόντιας και κατακόρυφης).

Τα Σχήματα 3.34(α, β) και 3.35(α, β) είναι ενδεικτικά καθώς παρουσιάζουν αντίστοιχα τις ισοϋψείς μεγίστων οριζοντίων και κατακορύφων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με επιτάχυνση 0.05 g και 0.30 g.

Συγκεντρωτικά αποτελέσματα των μεγίστων τιμών των A_x και A_y στην επιφάνεια της κοιλάδας εμφανίζονται στον παρακάτω πίνακα :

| $\max A_x$ διέγερσης | 0.05g | 0.30g |
|---------------------------------|--------------|--------------|
| max A_x (g) | 0.16 - 0.22 | 0.62 - 0.80 |
| max A_y (g) | 0.07 - 0.13 | 0.38 - 0.73 |

Όσον αφορά τις οριζόντιες επιταχύνσεις, και τις συνεπακόλουθες ενισχύσεις, μπορούν να γίνουν οι εξής παρατηρήσεις :

- α. Σε υψίσυχνες διεγέρσεις (όπως η Ricker $f = 4\text{Hz}$) η ενίσχυση είναι σχετικά χαμηλή, και παρατηρείται επιπλέον απομείωση στην περίπτωση ισχυρών διεγέρσεων.
- β. Η ενίσχυση μειώνεται αισθητά στην περίπτωση ισχυρής διέγερσης, όταν δηλαδή η συμπεριφορά των εδαφικών υλικών παύει να είναι πλέον ελαστική.
- γ. Στην περίπτωση ισχυρών διεγέρσεων ενίσχυση εμφανίζεται κυρίως στα άκρα της κοιλάδας, ενώ αντίθετα, περί το μέσον της κοιλάδας παρατηρείται απομείωση της εδαφικής ενίσχυσης.

Απεναντίας, όσον αφορά τις κατακόρυφες επιταχύνσεις, μπορούν να γίνουν οι εξής παρατηρήσεις:

- α. Η κατακόρυφη ενίσχυση εμφανίζεται εντονότερη για διεγέρσεις με ενδιάμεσες τιμές δεσπόζουσας περιόδου (Καλαμάτα, Ricker $f=2\text{Hz}$).
- β. Η κατακόρυφη είναι εν γένει έντονη, ιδίως στα άκρα της κοιλάδας, ενώ στην περίπτωση ισχυρής διέγερσης απομειώνεται σημαντικά στο κέντρο της κοιλάδας.

3.7. Αναβάθμιση του Δικτύου

Όπως προαναφέρθηκε, βασικός στόχος του ερευνητικού προγράμματος ήταν η επαναλειτουργία και αναβάθμιση των καταγραφικών οργάνων του Δικτύου της Κεφαλονιάς, τα οποία είχαν τεθεί (πριν την έναρξη του προγράμματος) εκτός λειτουργίας λόγω βλάβης.

Στα πλαίσια λοιπόν του παρόντος ερευνητικού προγράμματος ανατέθηκε στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, και συγκεκριμένα στο Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας, με την μορφή ερευνητικού (υπο-)προγράμματος η τεχνική υποστήριξη του Δικτύου της Κεφαλονιάς, μαζί με την διαχείριση όλων των διαθέσιμων καταγραφών του (παλαιών και νέων). Σημειώνεται ότι το Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας του Ε.Μ.Π. είχε άμεση σχέση με το Δίκτυο, καθώς, στα πλαίσια του πιλοτικού προγράμματος εγκατάστασης του Δικτύου (Ο.Α.Σ.Π. 1996), κύριος ερευνητής ήταν ο αείμνηστος Αναπληρωτής Καθηγητής του Ε.Μ.Π. Δ. Παπασταματίου (μέλος του Εργαστηρίου Αντισεισμικής Τεχνολογίας), με επιστημονικό υπεύθυνο τον Καθηγητή Ε.Μ.Π. Γ. Γκαζέτα.

Αντικείμενο της ανάθεσης ήταν συγκεκριμένα τα εξής:

- α. «παρακολούθηση, συντήρηση και τεχνική υποστήριξη τού τεχνικού εξοπλισμού του Πειραματικού Δικτύου Κεφαλονιάς».
- β. «συλλογή, διαχείριση και επεξεργασία των δεδομένων – καταγραφών του Δικτύου».

Στο Παράρτημα που ακολουθεί την παρούσα τεχνική έκθεση, και το οποίο αποτελεί ουσιαστικά την τελική έκθεση του ερευνητικού υπο-προγράμματος του Ε.Μ.Π. :

- α. καταγράφονται τα προβλήματα τεχνικής φύσεως που διαπιστώθηκαν στο Δίκτυο της Κεφαλονιάς,
- β. περιγράφονται λεπτομερώς όλες οι ενέργειες και επεμβάσεις τεχνικής φύσεως που πραγματοποιήθηκαν για την αποκατάστασή τους, και
- γ. επισημαίνεται η ανάγκη περαιτέρω ελέγχων, επεμβάσεων, και τεχνικής κάλυψης του Δικτύου στο μέλλον.

4. Κοιλιάδα Ohba-Ohashi, Ιαπωνία

4.1. Χαρακτηριστικά του Δικτύου

Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζεται διεξοδικώς η σεισμική απόκριση μίας ιδιαίτερας μαλακής ιζηματογενούς κοιλάδας, στην οποία μάλιστα βρίσκεται θεμελιωμένη οδική γέφυρα μέσω πασσάλων. Η συγκεκριμένη κοιλάδα βρίσκεται κοντά στην πόλη Fujisawa, νοτιο-δυτικά του Τόκιο της Ιαπωνίας, και είναι γνωστή με την ονομασία *Ohba-Ohashi*. Αναμφισβήτητα αποτελεί ένα *πείραμα φυσικής κλίμακας*, καθώς κατά την διάρκεια πολλών σεισμικών γεγονότων έχουν καταγραφεί οι εδαφικές κινήσεις στην επιφάνεια και στο σεισμικό υπόβαθρο της κοιλάδας, καθώς και η σεισμική απόκριση μεσοβάθρων της γέφυρας και η καμπτική παραμόρφωση πασσάλων της θεμελίωσής της (Tazoh et al 1984 & 1988). Η εν-λόγω κοιλάδα χαρακτηρίζεται από έντονες διδιάστατες (ή και τριδιάστατες) *γεωμορφικές* ιδιαιτερότητες, και, όπως ήταν αναμενόμενο, παρουσιάζει ιδιαίτερας υψηλές εδαφικές ενισχύσεις, οι οποίες δεν δύναται να ερμηνευτούν μέσω της μονοδιάστατης κυματικής θεωρίας.

Για την προσομοίωση της σεισμικής συμπεριφοράς της κοιλάδας χρησιμοποιήθηκαν : (α) η μέθοδος των φασματικών στοιχείων, και (β) η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων σε συνδυασμό με την *Τεχνική των Ενεργών Σεισμικών Δυνάμεων* (Loukakis 1988). Οι αναλύσεις είναι διδιάστατες, αφού προηγουμένως εθεωρήθησαν συνθήκες επίπεδης παραμόρφωσης.

Ο έλεγχος των προσομοιωμάτων πραγματοποιείται μέσω επιτυχούς αναπαραγωγής τριών (3) – εκ των συνολικώς δεκατεσσάρων (14) – καταγραφισών χρονοϊστοριών της επιφανειακής εδαφικής δόνησης, χρησιμοποιώντας ως δεδομένη την καταγραφείσα διέγερση του σεισμικού υποβάθρου. Σημειώνεται ότι αντίστοιχες προσπάθειες που βασίστηκαν στη μονοδιάστατη θεώρηση απέτυχαν να εκτιμήσουν τα ιδιαίτερας υψηλά επίπεδα επιφανειακής δόνησης, ενώ απλές διδιάστατες αναλυτικές λύσεις αδυνατούν να ερμηνεύσουν τις έντονες καταγραφείσες ενισχύσεις (Fan 1992). Επιπλέον, οι αριθμητικές αναλύσεις σεισμικής αποκρίσεως υποδεικνύουν ότι η *διαφοροποίηση* της επιφανειακής εδαφικής δόνησης από θέση σε θέση είναι σημαντική ακόμη και για σχετικώς μικρές αποστάσεις, φαινόμενο ιδιαίτερας σημαντικό για τις γέφυρες το οποίο όμως παραβλέπεται κατά την μονοδιάστατη θεώρηση.

Η γέφυρα έχει περίπου εξακόσια (600) μέτρα μήκος, και έντεκα (11) μέτρα πλάτος. Υποστηρίζεται συνολικώς από δεκαεπτά (17) μεσόβαθρα, και το κατάστρωμα είναι συνεχές μεταξύ των μεσοβάθρων *P5* και *P8*. Τα μεσόβαθρα *P5*, *P7*, και *P8* είναι εξοπλισμένα με κυλίσσεις, ενώ το μεσόβαθρο *P6* είναι αρθρωμένο. Το σκαρίφημα του Σχήματος 4.1 απεικονίζει την κάτοψη και την όψη της γέφυρας και της κοιλάδας μεταξύ των μεσοβάθρων *P5* και *P8*, καθώς και την διάταξη των επιταχυνσιογράφων.

Ο ποταμός τον οποίο διασχίζει η γέφυρα περνάει μεταξύ των μεσοβάθρων *P6* και *P7*. Η εδαφική κατατομή (προφίλ) που προέκυψε από γεώτρηση δίπλα στο μεσόβαθρο *P6* παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.2. Τα εδαφικά στρώματα, εκ των οποίων διέρχονται οι πάσσαλοι, αποτελούνται από ιδιαίτερας μαλακές ιζηματογενείς αποθέσεις αποτελούμενες από αργιλικά υλικά, οργανικά και μή. Σημειώνεται ότι πριν από τις εργασίες κατασκευής της γέφυρας διεξήχθη προφόρτιση που αποσκοπούσε στην βελτίωση των εδαφικών ιδιοτήτων. Παρόλα αυτά, οι αριθμοί κρούσεων της *τυποποιημένης δοκιμής διεισδύσεως* N_{SPT} ήταν σχεδόν μηδενικοί, ενώ η ταχύτητα διαδόσεως διατμητικού κύματος V_s , που μετρήθηκε με *δοκιμές down-hole*, εκτιμήθηκε ότι κυμαίνεται μεταξύ 50 και 100 m/s (ακόμη και μετά από την διαδικασία προφόρτισης). Το πάχος των μαλακών στρωμάτων εκτιμάται περί τα εικοσιπέντε (25) μέτρα.

Το σχετικώς σκληρό υπόβαθρο αποτελείται επίσης από ιζηματογενείς αποθέσεις ημίσκληρης αργίλου και λεπτόκοκκης άμμου, και έχει σαφώς μεγαλύτερη διατμητική αντοχή, με ταχύτητα διαδόσεως διατμητικού κύματος V_s περί τα 400 m/s και αριθμό κρούσεων της *τυποποιημένης δοκιμής διεισδύσεως* N_{SPT} περί το πενήντα (50).

Η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται περίπου ένα μέτρο κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ η περιεκτικότητα σε νερό (ποσοστό υγρασίας) των επιφανειακών στρωμάτων ξεπερνάει το 100%, και κατά τόπους αγγίζει το 250%! Όλες οι εδαφικές ιδιότητες παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.2, ενώ περισσότερες λεπτομέρειες για τις εδαφικές ιδιότητες βρίσκονται στην εργασία των Tazoh et al (1984).

Αξίζει να σημειωθεί ότι τα επιφανειακά αργιλικά στρώματα χαρακτηρίζονται από ιδιαίτερας υψηλούς δείκτες πλασιμότητας *PI* (*Plasticity Index*) που

υπερβαίνουν κατά πολύ το 100%. Οι Vucetic & Dobry (1991), μετά από συστηματική μελέτη των αργιλικών αποθέσεων της πόλης του Μεξικού, απέδειξαν – όπως απεικονίζεται στα Σχήματα 4.3(α) και 4.3(β) – ότι τα αργιλικά υλικά με υψηλό δείκτη πλασιμότητας συμπεριφέρονται πρακτικώς ως γραμμικώς ελαστικά υλικά, για μεγάλο εύρος διατμητικών παραμορφώσεων. Το γεγονός αυτό θα μας απασχολήσει παρακάτω όπου θα εξεταστεί η (μονοδιάστατη και διδιάστατη) σεισμική απόκριση της κοιλάδας.

4.2. Καταγραφές

Οι ενόργανες καταγραφές πραγματοποιήθηκαν από το τεχνολογικό ινστιτούτο της ιαπωνικής τεχνικής εταιρείας *Shimizu Corporation* χρησιμοποιώντας συνολικά έντεκα (11) επιταχυνσιογράφους. Το χρονικό διάστημα μεταξύ Απριλίου 1981 και Απριλίου 1985 κατεγράφησαν δεκατέσσερα (14) σεισμικά γεγονότα. Στις αναλύσεις που ακολουθούν χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές τριών (3) κοντινών σεισμικών γεγονότων (Α, Β, και Γ), τα κυριότερα χαρακτηριστικά των οποίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.1.

Οι δύο οριζόντιες διευθύνσεις (*H1* και *H2*) των επιταχυνσιογράφων ρυθμίστηκαν έτσι ώστε να συμπίπτουν με τον διαμήκη και τον εγκάρσιο άξονα της γέφυρας, αντιστοίχως. Όσον αφορά την εδαφική σεισμική απόκριση, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή κοντά στο μεσόβαθρο *P6*, όπου ο επιταχυνσιογράφος *GS1* έχει εγκατασταθεί σχεδόν στην επιφάνεια (για την ακρίβεια, σε βάθος ενός μέτρου), και οι επιταχυνσιογράφοι *GB1*, *GB2*, *GB3*, και *GB4* έχουν εγκατασταθεί στο σκληρό υπόβαθρο, σε βάθος περίπου τριάντα (30) μέτρων. Οι υπόλοιποι επιταχυνσιογράφοι βρίσκονται είτε πάνω στους κεφαλόδεσμούς των πασσάλων, είτε στην ανωδομή της γέφυρας.

Μεταξύ των δεκατεσσάρων καταγραφέντων σεισμικών γεγονότων, ο σεισμός που έδωσε την μέγιστη επιτάχυνση στην επιφάνεια του εδάφους (0.114 g) ήταν ο σεισμός Kanagawa – Yamanashi – Kenzakai (σεισμός Γ), με μέγεθος *M* της κλίμακας *J.M.A.* (*Japan Meteorological Agency*) έξι (6), και επικεντρική απόσταση *R* = 42 km.

Κατά τις αναλύσεις εδαφικής αποκρίσεως που ακολουθούν, χρησιμοποιήθηκαν οι τρεις υπό εξέταση σεισμοί (Α, Β, και Γ). Στα Σχήματα 4.4, 4.5, και 4.6 παρουσιάζονται οι καταγραφείσες χρονοϊστορίες επιταχύνσεως κατά

τις διευθύνσεις $H1$ και $H2$ (στην θέση $GB1$ του υποβάθρου και στην θέση $GS1$ κοντά στην επιφάνεια της κοιλάδας) για τους υπό εξέταση τρεις σεισμούς A , B , και Γ , αντιστοίχως. Το Σχήμα 4.7 περιλαμβάνει τα αντίστοιχα ελαστικά φάσματα αποκρίσεως από τα οποία γίνεται προφανής η έντονη εδαφική ενίσχυση μεταξύ των θέσεων $GB1$ και $GS1$.

4.3. Δυναμική Ανάλυση της Σεισμικής Συμπεριφοράς

Όπως προαναφέρθηκε, η σεισμική απόκριση ελεύθερου πεδίου της εν-λόγω κοιλάδας έχει πλήρως καταγραφεί μέσω των επιταχυνσιογράφων $GB1$, $GB2$, $GB3$, $GB4$, που είναι εγκατεστημένοι στο υπόβαθρο, και του επιταχυνσιογράφου $GS1$ που βρίσκεται ελάχιστα κάτω από την επιφάνεια. Παρατηρώντας τα επιταχυνσιογραφήματα του ισχυρότερου σεισμού (σεισμός Γ) στο υπόβαθρο ($GB1$) και στην επιφάνεια ($GS1$) (βλ. Σχήμα 4.6), διαπιστώνεται ότι οι μέγιστες επιταχύνσεις ενισχύονται περίπου 3.5 φορές κατά την διαμήκη διεύθυνση $H1$, και κατά 2.5 περίπου φορές στην εγκάρσια διεύθυνση $H2$.

Μονοδιάστατη Προσομοίωση

Προσπάθειες να αναπαραχθεί η καταγραφή $GS1$ του σεισμού Γ , με θεώρηση μονοδιάστατης, κατακόρυφης κυματικής διαδόσεως και χρήση της καταγραφής $GB1$ ως διέγερση βάσεως, απέτυχαν σχεδόν πλήρως (Fan 1992). Διεξήχθησαν δύο διαφορετικές ομάδες μονοδιάστατων αναλύσεων, με την μεταβολή της εδαφικής *δυσμησίας* (G/G_{\max}) συναρτήσεως της *διατμητικής παραμόρφωσης* (γ_c), και τον *λόγο υστερητικής αποσβέσεως* (ξ) συναρτήσεως της *διατμητικής παραμόρφωσης* (γ_c) να αποτελούν τις κύριες παραμέτρους.

Αρχικώς, υιοθετήθηκαν οι «κλασικές» σχέσεις $G/G_{\max} - \gamma_c$ και $\xi - \gamma_c$ που εφαρμόζονται για αργιλικά εδάφη. Η μέγιστη επιφανειακή επιτάχυνση κατά την διεύθυνση $H1$ είναι μόλις της τάξεως του 0.030 g, σε σύγκριση με την καταγραφείσα τιμή 0.114 g. Ως βασική αιτία αυτής της τεράστιας υποεκτίμησης της εδαφικής ενίσχυσης είχε θεωρηθεί η έντονη ανελαστικότητα που αναπτύσσεται στις μονοδιάστατες αναλύσεις, με τις εξής συνέπειες:

- α. το μέτρο διατμήσεως G μειώνεται αρκετά, οδηγώντας σε αύξηση της ιδιοπεριόδου του σχηματισμού πέρα από τις δεσπόζουσες περιόδους της διέγερσης, και
- β. ο λόγος υστερητικής αποσβέσεως ξ αυξάνεται υπερβολικώς, φθάνοντας σε τιμές μεγαλύτερες του 15%

Μόνον όταν έγιναν γνωστά όλα τα γεωτεχνικά στοιχεία, διαπιστώθηκε η ακαταλληλότητα των αρχικών καμπυλών $G/G_{\max} - \gamma_c$ και $\xi - \gamma_c$, καθώς τα αργιλικά υλικά της κοιλάδας χαρακτηρίζονται από μεγάλο (έως τεράστιο) δείκτη πλασιμότητας PI , ο οποίος ξεπερνά κατά πολύ το 100%. Όπως και στον σεισμό της πόλης του Μεξικού το 1985, έτσι και εδώ, άργιλοι που παρουσιάζουν υψηλή πλασιμότητα παραμένουν γραμμικώς ελαστικές για μεγάλο εύρος παραμορφώσεων. Οι καμπύλες των Vucetic & Dobry (1991) (βλ. Σχήματα 4.3(α) και 4.3(β)) αποδεικνύουν την οιονεί ελαστική συμπεριφορά τέτοιων αργίλων για διατμητικές παραμορφώσεις γ_c πρακτικώς μέχρι 0.002 (= 0.2%). Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι, ακόμα και σε τόσο μεγάλες παραμορφώσεις, οι τιμές της απόσβεσης παραμένουν μικρότερες του 5%.

Έτσι, διεξήχθη μία νέα ομάδα μονοδιάστατων αναλύσεων χρησιμοποιώντας τις καμπύλες απομειώσεως του μέτρου διατμήσεως G και τις καμπύλες επαυξήσεως της απόσβεσης ξ των Vucetic & Dobry, για $PI = 200$, επιτρέποντας παραμετρικές αλλαγές στις ιδιότητες του υλικού. Τα αποτελέσματα βελτιώθηκαν, αλλά όχι επαρκώς. Οι μέγιστες επιφανειακές επιταχύνσεις κυμαίνονται περί τα 0.07 g, κατά την διεύθυνση $H1$, και περί τα 0.09 g κατά την διεύθυνση $H2$. Στα Σχήματα 4.8(α) και 4.8(β) παρουσιάζονται οι χρονοϊστορίες επιταχύνσεως στην επιφάνεια του σχηματισμού που προέκυψαν μέσω μονοδιάστατων αναλύσεων με τον κώδικα SHAKE91 (Schnabel et al 1972, Idriss & Sun 1992) λαμβάνοντας υπόψη τις καμπύλες των Vucetic & Dobry για $PI = 0$ και $PI = 200$, αντιστοίχως. Ενδεικτικά της αδυναμίας της μονοδιάστατης θεώρησης να εκτιμήσει το φασματικό περιεχόμενο της επιφανειακής σεισμικής δόνησης είναι και τα ελαστικά φάσματα αποκρίσεως (για $\xi = 5\%$) που παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.9(α) και 4.9(β). Βεβαίως, σημειώνεται ότι στην περίπτωση που λαμβάνεται υπόψη η αυξημένη πλασιμότητα του υλικού, οι φασματικές επιταχύνσεις των αναλύσεων είναι συγκρίσιμες με τις αντίστοιχες των καταγραφών.

Για να διαπιστωθούν τα αίτια αυτής της κατάστασης, υπολογίσθηκε για τον σεισμό Γ ο λόγος φασματικής αποκρίσεως RSA (*Response Spectra Amplification*) συναρτήσει της περιόδου T , που αποτελεί ένδειξη (ή και μέτρο) της εδαφικής ενίσχυσης:

$$RSA(T) = \frac{Sa_S(T)}{Sa_B(T)} \quad (4.1)$$

όπου:

- $Sa_S(T)$, το ελαστικό φάσμα αποκρίσεως στην επιφάνεια (είτε της καταγραφείσας χρονοϊστορίας $GS1$, είτε της χρονοϊστορίας που προβλέπει η ανάλυση), και
- $Sa_B(T)$, το ελαστικό φάσμα αποκρίσεως στο υπόβαθρο (τής καταγραφείσας χρονοϊστορίας $GB1$).

Όπως δείχνεται στο Σχήμα 4.10(α), ο λόγος φασματικής αποκρίσεως RSA που προβλέπει η μονοδιάστατη ανάλυση – ακόμη και για $PI = 200$ – υπολείπεται του καταγραφέντος λόγου φασματικής αποκρίσεως RSA σχεδόν σε όλο το εύρος μεταξύ της δεύτερης και της πρώτης ιδιοπεριόδου, όπως αυτές προκύπτουν μέσω μονοδιάστατης θεώρησης. Αντιθέτως, για περιόδους T μεγαλύτερες από 1.3 s η μονοδιάστατη θεώρηση υπερεκτιμά την φασματική απόκριση.

Το Σχήμα 4.10(β) αποτυπώνει τον λόγο της καταγραφείσας φασματικής αποκρίσεως στην επιφάνεια ($GS1$) προς την επιφανειακή φασματική απόκριση που προβλέπει η μονοδιάστατη ανάλυση (1Δ). Σημειώνεται ότι ο λόγος αυτός, που αποτελεί αντίστοιχη έκφραση του *συντελεστή επιδεινώσεως* $AG (= 2\Delta/1\Delta)$, είναι ένας έμμεσος τρόπος ποσοτικοποίησης του σφάλματος που διαπράττεται όταν πραγματοποιούνται μονοδιάστατες αναλύσεις μή-συμβατές με τις γεωμορφικές συνθήκες. Κρίνοντας από το διάγραμμα, γίνεται σαφής η αδυναμία της μονοδιάστατης θεωρίας να προβλέψει στην συγκεκριμένη περίπτωση την εδαφική ενίσχυση και συνεπώς την σεισμική απόκριση, τουλάχιστον μέχρι την περίοδο $T = 1.0$ s για την διεύθυνση $H1$, και $T = 1.5$ s για την διεύθυνση $H2$.

Αναλυτική Διδιάστατη Προσομοίωση

Είναι σαφές ότι τα πολλαπλά τοπικά μέγιστα των φασμάτων αποκρίσεως μεταξύ των δύο πρώτων ιδιοπεριόδων προέρχονται από την διδιάστατη (ή και τριδιάστατη) γεωμετρία της κοιλάδας. Πράγματι, η μηκοτομή της κοιλάδας που απεικονίζεται στο Σχήμα 4.11, αποκαλύπτει το ότι το υπόβαθρο των μαλακών εδαφικών αποθέσεων δεν είναι οριζοντίως εκτεινόμενο στο άπειρο (όπως απλοποιητικώς υποθέτει η μονοδιάστατη ανάλυση), αλλά παρουσιάζει μία γωνία κλίσεως περί τις 15° κάτω από το μεσόβαθρο $P6$. Οπότε έχουμε να κάνουμε με μία σχετικώς στενή ιζηματογενή κοιλάδα, της οποίας το ένα (τουλάχιστον) άκρο παρουσιάζει απότομη κλίση.

Όπως προειπώθηκε τα τελευταία χρόνια, εμπειρικές, θεωρητικές, και αριθμητικές αναλύσεις έχουν καταδείξει ότι η σεισμική δόνηση στην επιφάνεια τέτοιων κοιλάδων είναι ισχυρότερη και μεγαλύτερη σε διάρκεια από τις προβλέψεις της μονοδιάστατης κυματικής θεωρίας, ή απ' ό,τι έχει καταγραφεί στην επιφάνεια εκτεταμένων εδαφικών σχηματισμών οι οποίοι δύνανται να θεωρηθούν μονοδιάστατοι.

Τα κύρια φαινόμενα που σχετίζονται με την κυματική διάδοση και οφείλονται στην διδιάστατη και τρισδιάστατη γεωμετρία είναι τα εξής:

- α. η *εστίαση* των κυμάτων που τείνει να ενισχύσει την δόνηση κυρίως κοντά στο κέντρο της κοιλάδας,
- β. η *γένεση επιφανειακών κυμάτων* (Rayleigh ή/και Love) στα άκρα της κοιλάδας, που διαδίδονται κατά μήκος της κοιλάδας με αργούς ρυθμούς απόσβεσης, παρατείνοντας συνεπώς την δόνηση, και
- γ. η *παγίδευση* προσπιπτόντων (υπό διάφορες γωνίες) κυμάτων, γεγονός που επιδεινώνει την δόνηση στην περιοχή των άκρων της κοιλάδας.

Είναι λοιπόν λογικό να υποστηριχθεί ότι, τουλάχιστον ποιοτικώς, και στην κοιλάδα της *Ohba-Ohashi* μερικά (αν όχι όλα) από τα παραπάνω φαινόμενα ενδέχεται να έλαβαν χώραν.

Αδρή εκτίμηση των γεωμορφικών χαρακτηριστικών της κοιλάδας στην επιφανειακή σεισμική δόνηση προέκυψε μέσω μίας προσεγγιστικής διδιάστατης

ανάλυσης (Fan 1992) που βασίστηκε σε απλές γεωμετρικές λύσεις των Sanchez-Sesma et al (1988). Μία ποσοτικώς ακριβής ανάλυση της τριδιάστατης (ή ακόμη και της διδιάστατης) σεισμικής απόκρισης της κοιλάδας αποτελεί χρονοβόρα και επίπονη διαδικασία, όπως διαπιστώνεται παρακάτω. Πράγματι, οι Sanchez-Sesma et al (1988) έλυσαν αναλυτικώς δύο σχετιζόμενα μεταξύ τους προβλήματα:

- α. την εκτός επιπέδου απόκριση διδιάστατου εδαφικού στρώματος επί κεκλιμένου ακάμπτου υποβάθρου που επιβάλλει την σεισμική διέγερση, και
- β. την εκτός επιπέδου απόκριση διδιάστατης συμμετρικής τριγωνικής κοιλάδας με ομοιογενές εδαφικό υλικό που υπέρκειται ακάμπτου σεισμικού υποβάθρου.

Η λύση είναι ακριβής όταν η γωνία του κεκλιμένου ακάμπτου υποβάθρου με την οριζόντιο ισούται με $\psi = 90 / N$ (όπου $N = 1, 3, 5, \dots$). Για αυτές τις δύο γεωμετρίες, οι Sanchez-Sesma et al έδειξαν ότι υπάρχει ένα πλήρες σύνολο κυμάτων SH , τα οποία είναι συμβατά με τις συνοριακές συνθήκες. Ειδικά στην περίπτωση της τριγωνικής κοιλάδας, τα κύματα παραμένουν κάθετα στην άκαμπτη βάση, δεν παρουσιάζεται περίθλαση στα άκρα, και η δόνηση σε κάθε σημείο του εδαφικού σχηματισμού μπορεί να εξαχθεί ως υπέρθεση των επιμέρους δονήσεων που επιβάλλει κάθε οικογένεια κυμάτων.

Στην περίπτωση της κοιλάδας της *Ohba-Hashi* η γωνία του κεκλιμένου υποβάθρου κοντά στο βάθρο $P6$ είναι περίπου 15° , η οποία κυμαίνεται μεταξύ των τιμών $N = 7$ και $N = 5$:

$$(90^\circ / 7 = 12.9^\circ) < 15^\circ < (90^\circ / 5 = 18.0^\circ) \quad (4.2)$$

Κατόπιν, αν υποθεθεί ως πρώτη προσέγγιση ότι για την εκτίμηση της εδαφικής δόνησης κατά την διεύθυνση $H2$ ο σχηματισμός μπορεί να προσομοιωθεί με ελεύθερο άκρο, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.12, η λύση θα μπορούσε να προκύψει ως παρεμβολή των λύσεων για τις δύο γωνίες.

Κρίνοντας από τα αποτελέσματα αυτής της εφαρμογής (Σχήμα 4.13), διαπιστώνεται ότι η διδιάστατη φασματική ενίσχυση περιέχει πολύ περισσότερα τοπικά μέγιστα απ' ό,τι η αντίστοιχη μονοδιάστατη, γεγονός που αποτελεί ένδειξη

των ανακλάσεων κυμάτων υπό γωνίαν που ξεκινούν (λόγω μετάδοσης και ανάκλασης) από το υπόβαθρο. Συγκεκριμένα, παρατηρείται:

- α. ένα έντονο μέγιστο περί την περίοδο $T = 0.90$ s, το οποίο βρίσκεται σε ποσοτική συμφωνία με τον καταγραφέντα λόγο φασματικής αποκρίσεως (RSA) κατά την διεύθυνση $H2$, και σε αντίθεση με την μονοδιάστατη ανάλυση, ενώ
- β. το έντονο μέγιστο που παρατηρείται περί την περίοδο $T = 0.50$ s βρίσκεται ποιοτικώς σε συμφωνία με την καταγραφείσα ενίσχυση

Σημειώνεται ότι ούτε αυτά τα ακρότατα παρουσιάζονται κατά την μονοδιάστατη ανάλυση. Ποσοτικώς πάντως, τα αποτελέσματα υποεκτιμούν ακόμη την καταγραφείσα ενίσχυση. Αρκετά επιπρόσθετα φαινόμενα κυματικής διαδόσεως μπορούν να θεωρηθούν ως αίτια αυτής της ασυμφωνίας. Για παράδειγμα:

- α. κύματα προερχόμενα από το ένα άκρο της κοιλάδας ανακλώνται στο υπόβαθρο
- β. επιφανειακά κύματα Rayleigh που δημιουργούνται στα άκρα και διαδίδονται με μικρή εξασθένιση κατά μήκος της επιφάνειας, ή/και
- γ. κύματα που προέρχονται από άλλες διευθύνσεις λόγω της τριδιάστατης γεωμετρίας της κοιλάδας

Και φυσικά, τα φαινόμενα αυτά είναι ακόμα πιο περίπλοκα στην περίπτωση διεγέρσεως στο επίπεδο, όπου παρουσιάζονται P και SV κύματα. Σημειώνεται ότι, κατά την διεύθυνση $H1$, η κατάσταση αυτή είναι πιο ρεαλιστική.

Το Σχήμα 4.14 απεικονίζει τον λόγο φασματικής αποκρίσεως μεταξύ της επιφάνειας και του σεισμικού υποβάθρου για τα τρία καταγραφέντα γεγονότα που μας ενδιαφέρουν. Καθώς τα σεισμικά γεγονότα που εξετάζονται (A , B , και Γ) βρίσκονται σε μικρή απόσταση, στα διαγράμματα του Σχήματος 4.14 παρουσιάζεται και ο μέσος λόγος φασματικής απόκρισης. Παρατηρούμε ότι η μέση δόνηση ενισχύεται μέχρι και δέκα (10) φορές κατά την διεύθυνση $H1$ και μέχρι και επτά (7) φορές κατά την διεύθυνση $H2$, ενώ ενισχύονται κυρίως οι συνιστώσες των χαμηλών συχνοτήτων.

Αριθμητική Ελαστική Διδιάστατη Προσομοίωση

Στο Σχήμα 4.15 παρουσιάζεται η απλοποιημένη γεωμετρία της κοιλάδας που θεωρήθηκε ως αντιπροσωπευτική για την κατάστρωση των δύο αριθμητικών προσομοιωμάτων. Θεωρήθηκε μία μέση ταχύτητα διαδόσεως διατμητικού κύματος V_s ίση με 60 m/s. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζονται τα δύο σημεία που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον (σημείο K1 στο μέσον της κοιλάδας και σημείο K2 στο δεξιό άκρο της). Το σημείο K2 συμπίπτει με την θέση του καταγραφικού οργάνου GS1.

Αξίζει να σημειωθεί ότι όλες οι αναλύσεις σε αυτήν την φάση βασίζονται στην υπόθεση γραμμικής ελαστικής συμπεριφοράς του εδάφους με υστερητική απόσβεση (απόσβεση υλικού), υπόθεση αρκετά ρεαλιστική και αποδεκτή για σεισμούς που προκαλούν σχετικώς μικρά επίπεδα οριζόντιας εδαφικής επιταχύνσεως στην επιφάνεια, ή αργιλικά υλικά με υψηλό δείκτη πλασιμότητας (όπως συμβαίνει στην συγκεκριμένη περίπτωση), καθώς τα εδάφη αυτά αναπτύσσουν ανελαστική συμπεριφορά μόνον σε πολύ μεγάλες παραμορφώσεις ($\gamma_c > 0.001 = 0.1\%$).

Προσομοίωση με την μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων

Η γένεση του δικτύου πεπερασμένων στοιχείων (Σχήμα 4.16) πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του προεπεξεργαστή αυτόματης γενέσεως δικτύων NEGE (1992), με την χρήση του οποίου αντιμετωπίζονται επιτυχώς υλικές και γεωμετρικές ανωμαλίες. Το δίκτυο αποτελείται από εξι-κομβικά τριγωνικά πεπερασμένα στοιχεία, το μέγεθος των οποίων έχει προσαρμοστεί στο μικρότερο μήκος κύματος των διαδιδόμενων διατμητικών κυμάτων S που λαμβάνονται υπόψη.

Η προσομοίωση έγινε με την χρήση του εμπορικού κώδικα πεπερασμένων στοιχείων ABAQUS και η εισαγωγή της διέγερσης βασίστηκε στην Τεχνική των Ενεργών Δυνάμεων. Με την τεχνική αυτή, το πρόβλημα της σεισμικής απόκρισης διδιάστατης κοιλάδας μετατρέπεται σε ένα ισοδύναμο, κατά το οποίο τα προσπίπτοντα κύματα τοποθετούνται στο εσωτερικό του πεδίου που αναλύεται με την μορφή χρονοϊστοριών δυνάμεων. Το βασικό πλεονέκτημα της τεχνικής αυτής είναι ότι το τεχνητό σύνορο της βάσης του προσομοιώματος χρησιμοποιείται

αποκλειστικώς για την απορρόφηση της διαχέουσας ενέργειας του συστήματος (απόσβεση ακτινοβολίας), ενώ η σεισμική διέγερση εισάγεται κατευθείαν μέσα στην υπό εξέταση περιοχή. Επιπλέον, το τεχνητό σύνορο μπορεί να τοποθετηθεί τόσο πλησιέστερα στην υπό εξέταση περιοχή όσο η ακρίβεια του τεχνητού συνόρου επιτρέπει. Το γεγονός αυτό επιτρέπει την διακριτοποίηση περιορισμένης ζώνης του υποκειμένου σεισμικού υποβάθρου, ελαχιστοποιώντας κατ' αυτό τον τρόπο σημαντικώς το υπολογιστικό κόστος.

Με διαδοχικές δοκιμές διαπιστώθηκε ότι σύμπτωση των αριθμητικών αποτελεσμάτων με τις επιφανειακές ενόργανες καταγραφές επιτυγχάνεται και για τα τρία σεισμικά γεγονότα μόνον όταν η υστερητική απόσβεση (απόσβεση υλικού) του επιφανειακού σχηματισμού βρίσκεται στα επίπεδα του 3%. Στο ABAQUS η απόσβεση υλικού είναι τύπου Rayleigh, που σημαίνει ότι η απόσβεση είναι εξαρτώμενη από την συχνότητα. Καθώς η πραγματική κατάσταση στα εδάφη είναι πολύ πιο πολύπλοκη (βλ. Assimaki 1999), η συμπεριφορά είναι μάλλον προσεγγιστική.

Προσομοίωση με την μέθοδο φασματικών στοιχείων

Η ανάλυση πραγματοποιήθηκε με χρήση της διδιάστατης έκδοσης του ερευνητικού κώδικα AHNSE (Faccioli et al. 1998). Το δίκτυο των φασματικών στοιχείων (Σχήμα 4.17) έχει δομηθεί με τη χρήση του εμπορικού προεπεξεργαστή PATRAN, αφού προηγουμένως ενσωματώθηκαν σε αυτόν ειδικές υπορουτίνες που αναπτύχθηκαν από το CRS4 (Center for Advanced Studies, Research and Development in Sardinia) για την αυτόματη διάσπαση των φασματικών μακροστοιχείων σε μικροστοιχεία. Τα φασματικά μακροστοιχεία του δικτύου, έχουν χωριστεί σε δεκαέξι (16) μικροστοιχεία, καθώς ο βαθμός N του πολυωνύμου επιλέχθηκε ίσος με πέντε (5). Το μέγεθος των στοιχείων – όπως και στην μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων – έχει προσαρμοστεί στα αποδεκτά μήκη κύματος των διαδιδόμενων διατμητικών κυμάτων. Αξίζει ίσως να σημειωθεί ότι η κλίμακα των Σχημάτων 4.16 και 4.17 είναι η ίδια, καθώς η οικονομικότητα της μεθόδου των φασματικών στοιχείων «επέτρεψε» την προσομοίωση μεγαλύτερης ζώνης υποβάθρου. Η απόσβεση υλικού έχει διατηρηθεί – όπως και στο προσομοίωμα πεπερασμένων στοιχείων – στο 3%. Η δόνηση εφαρμόζεται ως προσπίπτον επίπεδο διατμητικό κύμα SV μέσω επιβολής της ίδιας επιτάχυνσης

σε όλους τους κόμβους που ανήκουν σε μία προεπιλεγμένη οριζόντια γραμμή, και, όπως και στο προσομοίωμα πεπερασμένων στοιχείων, τεχνητά σύνορα έχουν τοποθετηθεί στην βάση και στα εκατέρωθεν άκρα του πεδίου που εξετάζεται.

Έλεγχος αξιοπιστίας των προσομοιωμάτων

Με σκοπό να ελεγχθεί η αξιοπιστία των προσομοιωμάτων, εφαρμόστηκε ως διέγερση καθεμία από τις καταγραφείσες στην βάση (GB1) χρονοϊστορίες επιταχύνσεως των τριών σεισμών, και επιδιώχθηκε η αναπαραγωγή των καταγραφεισών στην επιφάνεια (GS1) χρονοϊστοριών επιτάχυνσης. Καθώς δεν υπήρχαν άλλες επιφανειακές καταγραφές – εκτός από αυτές του οργάνου GS1 – η ικανοποιητική σύγκριση μεταξύ των καταγραφών και των προβλέψεων των αναλύσεων στην θέση αυτή (GS1 και K2, αντιστοίχως), αποτελεί έμμεση απόδειξη της αξιοπιστίας των προσομοιωμάτων και των μεθόδων ανάλυσης.

Στα Σχήματα 4.18 και 4.19 συγκρίνονται αντιστοίχως οι χρονοϊστορίες της ταχύτητας και τα ελαστικά φάσματα απόκρισης, μεταξύ των καταγραφών (GS1) και των προβλέψεων των αναλύσεων με την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (K2). Η επιλογή της ταχύτητας, αντί της επιτάχυνσης, έγινε μόνον για πρακτικούς λόγους, καθώς οι υψίσυχνες χρονοϊστορίες της επιτάχυνσης δεν προσφέρονται για ταυτόχρονη γραφική παράσταση.

Το Σχήμα 4.20 παρουσιάζει, και για τα δύο προσομοιώματα (πεπερασμένων στοιχείων και φασματικών στοιχείων), σύγκριση των καταγραφών στην επιφάνεια (GS1) με τις αριθμητικές προβλέψεις των αναλύσεων (K2) και την μονοδιάστατη θεωρία (1Δ) για την περίπτωση της ισχυρότερης διέγερσης (σεισμός Γ). Στην πρώτη σειρά του Σχήματος 4.20 παρουσιάζονται οι εδαφικές ενισχύσεις AF της καταγραφείσας δόνησης συγκρινόμενες με τις αριθμητικές αναλύσεις (ABAQUS και AHNSE). Επιπλέον, για λόγους πληρότητας, στα ίδια διαγράμματα απεικονίζεται η πρόβλεψη της μονοδιάστατης θεώρησης. Στην δεύτερη σειρά του ίδιου σχήματος απεικονίζεται ο συντελεστής επιδεινώσεως AG (= AF2D / AF1Δ), που ορίζεται ως ο λόγος των εδαφικών ενισχύσεων της διδιάστατης ανάλυσης (K2) (ή της αντίστοιχης καταγραφής (GS1)) και της μονοδιάστατης ανάλυσης (1Δ). Ο συντελεστής αυτός καταδεικνύει εμμέσως την σημαντικότητα των τοπικών γεωμορφικών συνθηκών, και ταυτοχρόνως αποτελεί σαφέστατη ένδειξη του σφάλματος που διαπράττεται όταν πραγματοποιείται η απλοποιητική παραδοχή

απείρως εκτεινόμενων οριζόντιων στρώσεων. Παρατηρείται η διακύμανση του συντελεστή επιδεινώσεως περί την τιμή τρία (3), για ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων (0.7 ~ 2.0 Hz).

Τα αποτελέσματα των αναλύσεων, συγκρινόμενα με τις καταγραφές, είναι ιδιαίτερωσ ικανοποιητικά τόσο σε συχνοτικό περιεχόμενο, όσο και εν-χρόνω. Οι μικρές διαφορές που εμφανίζονται κυρίως στις υψηλές συχνότητες (ή χαμηλές περιόδους) αποδίδονται κυρίως στις γεωμετρικές και υλικές αβεβαιότητες, καθώς και στις απλοποιητικές παραδοχές των δύο προσομοιωμάτων.

Διαφοροποίηση της δόνησης από θέση σε θέση

Όπως αναφέρθηκε, η διαφοροποίηση της εδαφικής δόνησης από θέση σε θέση αποτελεί σημαντικό θέμα κατά τον αντισεισμικό υπολογισμό μεγάλων σε μήκος κατασκευών, όπως γέφυρες, αγωγοί, και πάσης φύσεως δίκτυα. Με σκοπό να τονισθεί η σημασία των διαστάσεων αναλύσεων για τον προσδιορισμό της εν λόγω διαφοροποίησης παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.21 τα ελαστικά φάσματα αποκρίσεως (για τον σεισμό Γ) που αντιστοιχούν σε δύο σημεία κατά μήκος της επιφάνειας. Το ένα βρίσκεται στο μέσον της κοιλάδας (σημείο K1) και το άλλο στο άκρο της (σημεία K2 ή GS1). Για λόγους πληρότητας στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται και το ελαστικό φάσμα αποκρίσεως στη βάση GB1. Δυστυχώς, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, στην επιφάνεια δεν υπάρχει άλλη καταγραφή εκτός από την GS1, όμως η αποδεδειγμένη αξιοπιστία των προσομοιωμάτων αποτελεί εγγύηση για την ρεαλιστική εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης στο μέσον της κοιλάδας. Η σύγκριση μεταξύ των σημείων K1 και K2 καταδεικνύει σαφώς μία αύξηση της μέγιστης φασματικής επιτάχυνσης περί τα 0.4 sec, που για τον σεισμό Γ είναι της τάξεως του 50%, ενώ υπολογίσιμη είναι και η αύξηση που παρατηρείται περί την περίοδο $T = 1.3$ sec. Μία πιο λεπτομερής ανάλυση της απόκρισης διαφόρων επιφανειακών σημείων καταδεικνύει την ύπαρξη μίας ζώνης εκατέρωθεν του K1 όπου παρατηρείται παρόμοια ενίσχυση (σε σχέση πάντοτε με το σημείο K2). Το γεγονός αυτό αποδίδεται κυρίως στην δημιουργία και παλινδρόμηση επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, τα οποία, κυρίως λόγω των σχετικώς μικρών τιμών υστερητικής απόσβεσης, αργούν ιδιαίτερωσ να αποσβεστούν.

Αριθμητική Ανελαστική Διδιάστατη Προσομοίωση

Σε αυτό το σημείο απαιτείται ίσως να τονισθεί ότι οι διδιάστατες αναλύσεις σεισμικής απόκρισης που προηγήθηκαν βασίστηκαν στην υπόθεση γραμμικώς-ελαστικής συμπεριφοράς του εδάφους. Όπως προαναφέρθηκε, η παραδοχή γραμμικώς ελαστικής συμπεριφοράς εθεωρήθη άκρως ρεαλιστική, καθώς οι καταγραφείσες σεισμικές δονήσεις που χρησιμοποιήθηκαν ως διεγέρσεις στο σεισμικό υπόβαθρο επέβαλαν σχετικώς χαμηλά επίπεδα επιταχύνσεων (με μέγιστη επιφανειακή επιτάχυνση περί το 0.11 g). Παρόλα αυτά, σε περιπτώσεις όπου αναπτύσσονται υψηλότερες επιταχύνσεις και η εδαφική απόκριση παύει να είναι ελαστική, οι επιδράσεις των γεωμοφικών χαρακτηριστικών αναμένονται λιγότερο σημαντικές, καθώς αύξηση της υστερητικής απόσβεσης συνεπάγεται δραστική μείωση του πλάτους των πολλαπλώς ανακλωμένων και οριζοντίως διαδομένων κυμάτων. Σε αυτή την περίπτωση είναι πιθανή η μείωση του συντελεστή επιδεινώσεως AG ($= 2\Delta/1\Delta$), καθιστώντας τις προβλέψεις της μονοδιάστατης θεώρησης περισσότερο αντιπροσωπευτικές της πραγματικότητας.

Με στόχο να διαπιστωθεί κατά πόσο αυτό συμβαίνει και στην περίπτωση της κοιλάδας Ohba-Ohashi πραγματοποιήθηκαν διδιάστατες, ισοδύναμα γραμμικές αναλύσεις σεισμικής απόκρισης με τον κώδικα πεπερασμένων στοιχείων QUAD4M (Hudson et al. 1993). Δυστυχώς, και εδώ η απουσία καταγραφών από ισχυρές σεισμικές δονήσεις δεν επιτρέπει την επαλήθευση των αριθμητικών αποτελεσμάτων.

Ως διεγέρσεις χρησιμοποιήθηκαν οι πέντε διεγέρσεις (δύο παλμικές και τρεις σεισμικές) που προαναφέρθηκαν, αλλά σε δύο επίπεδα μέγιστης επιτάχυνσης σε επιφανειακή εκδήλωση: 0.05g και 0.30g. Η πρώτη τιμή θεωρείται μικρή, αντιπροσωπευτική ελαστικής κατάστασης, ενώ η δεύτερη είναι υψηλή, αντιπροσωπευτική ανελαστικής κατάστασης. Όμως, στην περίπτωση της ισχυρής δόνησης εξετάστηκε η επίδραση του δείκτη πλασιμότητας PI , καθώς η αύξησή του συνεπάγεται ελαστική συμπεριφορά των εδαφικών υλικών ακόμη και σε υψηλά επίπεδα διατμητικής παραμόρφωσης.

Το προσωμοίωμα της κοιλάδας που χρησιμοποιήθηκε είναι αυτό του Σχήματος 4.22. Το δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων δημιουργήθηκε μέσω του αυτόματου προεπεξεργαστή PATRAN, και αποτελείται από τριγωνικά

τρικομβικά στοιχεία επίπεδης παραμόρφωσης. Οι ιδιότητες των εδαφικών στρώσεων που υιοθετήθηκαν κατά την προσομοίωση είναι οι ίδιες με αυτές των ελαστικών αναλύσεων. Για την προσομοίωση της ανελαστικής συμπεριφοράς του εδάφους χρησιμοποιήθηκαν οι καμπύλες των Vucetic & Dobry (1991). Για την επιφανειακή μαλακή στρώση εξετάστηκε η περίπτωση $PI = 0$, και $PI > 50$. Σημειώνεται ότι δεν εξετάστηκε η περίπτωση $PI = 150$ ή 200 διότι κρίθηκε ότι η εδαφική συμπεριφορά με τόσο υψηλό δείκτη αναμένεται σχεδόν ελαστική (περίπου όμοια με αυτήν της ασθενούς διέγερσης $0.05g$).

Οπότε, για κάθε μία από τις πέντε διεγέρσεις, εξετάστηκαν οι εξής τρεις περιπτώσεις :

- Περίπτωση Α : διέγερση με μέγιστη επιτάχυνση $0.05 g - PI > 50$
- Περίπτωση Β : διέγερση με μέγιστη επιτάχυνση $0.30 g - PI > 50$
- Περίπτωση Γ : διέγερση με μέγιστη επιτάχυνση $0.30 g - PI = 0$

Τα Σχήματα 4.23 και 4.24 παρουσιάζουν τις ισοϋψείς των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων, για $PI > 50$, με κορυφαία επιτάχυνση $0.05 g$ και $0.30 g$, αντιστοίχως (Περίπτωση Α και Β). Απεναντίας, τα Σχήματα 4.25 και 4.26 παρουσιάζουν τις ισοϋψείς των μεγίστων παρασιτικών κατακορύφων επιταχύνσεων, για $PI > 50$, με κορυφαία επιτάχυνση $0.05 g$ και $0.30 g$, αντιστοίχως (Περίπτωση Α και Β). Διαπιστώνεται ότι καθώς ισχυροποιείται η διέγερση, τόσο η ενίσχυση της οριζόντιας επιτάχυνσης, όσο και η παρασιτική κατακόρυφη επιτάχυνση, μειώνονται σημαντικά σε μέγεθος και περιορίζονται κυρίως στα άκρα της κοιλάδας.

Στα Σχήματα 4.27 έως 4.36 αποτυπώνονται οι χρονοϊστορίες επιτάχυνσης σε έξι χαρακτηριστικά επιφανειακά σημεία του προσομοιώματος (βλ. Σχήμα 4.22), για κάθε μία από τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση $0.05 g$ και $0.30 g$ και για $PI > 50$ (Περίπτωση Α και Β). Οι χρονοϊστορίες είναι ενδεικτικές της σεισμικής απόκρισης της κοιλάδας. Είναι εμφανείς οι ενισχύσεις στην επιφάνειά της, καθώς και επίσης και τα φαινόμενα ανακλάσεως των οριζοντίως διαδιδόμενων κυμάτων. Επίσης, διακρίνεται η χρονική παράταση του σεισμικού κραδασμού, ιδιαίτερα στην

περίπτωση της ασθενούς διέγερσης (0.05 g), σχεδόν σε όλες τις θέσεις της μαλακής εδαφικής στρώσης.

Στο Σχήμα 4.37 συγκρίνονται οι μέγιστες (οριζόντιες και κατακόρυφες) επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Αιγίου με 0.05 και 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο, και $PI > 50$ (Περίπτωση Α και Β). Απεναντίας στο Σχήμα 4.38 συγκρίνονται οι μέγιστες (οριζόντιες και κατακόρυφες) επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Αιγίου με 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο για πλασιμότητα αργίλου $PI > 50$ και $PI = 0$ (Περίπτωση Β και Γ).

Αντίστοιχες συγκρίσεις πραγματοποιούνται και για τις υπόλοιπες τέσσερις διεγέρσεις στα Σχήματα 4.39 έως 4.46.

Όσον αφορά την ενίσχυση των οριζοντίων επιταχύνσεων διαπιστώνονται τα εξής:

- α. στην περίπτωση της ασθενούς διέγερσης (0.05 g) με $PI > 50$ (περίπτωση Α) οι ενισχύσεις είναι εν-γένει εντονότερες περί το μέσον της κοιλάδας (μεταξύ 1 και 5), με εξαίρεση την υψίσυχη διέγερση Ricker ($f = 4$ Hz) η οποία παρουσιάζει υψηλές ενισχύσεις στα άκρα. Μάλιστα, στην περίπτωση του Shinkobe η ενίσχυση στο μέσον είναι εντονότατη (= 5).
- β. στην περίπτωση της ισχυρής διέγερσης (0.30 g) με $PI > 50$ (περίπτωση Β) οι ενισχύσεις μειώνονται αρκετά (μεταξύ 1 και 3), κυρίως περί το μέσον της κοιλάδας. Εξαίρεση πάλι αποτελεί η υψίσυχη Ricker ($f = 4$ Hz), η οποία διατηρεί την ενίσχυση των άκρων (περί το 4).
- γ. τέλος, στην περίπτωση της ισχυρής διέγερσης (0.30 g) με $PI = 0$ (περίπτωση Γ), όπου η συμπεριφορά αναμένεται πιο ανελαστική, οι ενισχύσεις μειώνονται δραστικά (μεταξύ 1 και 1.5). Εξαίρεση αποτελούν τα άκρα των κοιλάδων για όλες τις διεγέρσεις, όπου η ενίσχυση κυμαίνεται μεταξύ 1.5 και 2.5.

Όσον αφορά τις κατακόρυφες επιταχύνσεις διαπιστώνονται τα εξής:

- α. στην περίπτωση της ασθενούς διέγερσης (0.05 g) με $PI > 50$ (περίπτωση Α) οι μέγιστες κατακόρυφες παρασιτικές επιταχύνσεις κυμαίνονται περί το 100% (0.05 g) της μέγιστης οριζόντιας στην βάση (0.05 g) στο μέσον της κοιλάδας, ενώ σε απόσταση περίπου $L/4$ από τα άκρα της ξεπερνούν ακόμη και το 200% (> 0.10 g), ιδίως στην περίπτωση υψίσυχνων διεγέρσεων.
- β. στην περίπτωση της ισχυρής διέγερσης (0.30 g) με $PI > 50$ (περίπτωση Β) η μέγιστη κατακόρυφη παρασιτική επιτάχυνση κυμαίνεται από 70 % (0.20 g) της μέγιστης οριζόντιας στο μέσον της κοιλάδας μέχρι 200% (= 0.60 g) της μέγιστης οριζόντιας στα άκρα της.
- γ. τέλος, στην περίπτωση της ισχυρής διέγερσης (0.30 g) με $PI = 0$ (περίπτωση Γ), όπου η συμπεριφορά αναμένεται πιο ανελαστική, η μέγιστη κατακόρυφη παρασιτική επιτάχυνση σχεδόν εκμηδενίζεται στο μέσον της κοιλάδας, ενώ πέφτει περί το 100% (0.30 g) της μέγιστης οριζόντιας στα άκρα της.

Τέλος, στα Σχήματα 4.47 (α, β, γ, δ, ε) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή του *συντελεστή επιδεινώσεως AG*, ο οποίος ορίζεται ως ο λόγος της διδιάστατης απόκρισης προς την αντίστοιχη μονοδιάστατη (όπου ως απόκριση υπονοείται η μέγιστη οριζόντια επιτάχυνση). Οι μονοδιάστες αναλύσεις ήταν και αυτές ισοδύναμα γραμμικές, και πραγματοποιήθηκαν μέσω του κώδικα QUAD4M για κάθε μία από τις πέντε διεγέρσεις, και για κάθε μία εκ των τριών περιπτώσεων που προαναφέρθηκαν (Α, Β, Γ).

Κρίνοντας από τα διαγράμματα των Σχημάτων 4.47 (α, β, γ, δ, ε), διαπιστώνεται ότι, στην περίπτωση έντονης μή-γραμμικότητας (Περίπτωση Γ), κυρίαρχο χαρακτηριστικό αποτελεί:

- α. η μείωση του συντελεστή επιδεινώσεως AG μακριά από τα άκρα της κοιλάδας, και
- β. η αύξηση του συντελεστή επιδεινώσεως AG κοντά στα άκρα της, ιδιαίτερα όταν πρόκειται για υψίσυχνες διεγέρσεις.

4.4. Παραμετρική Ανάλυση

Με στόχο να διερευνηθεί η επίδραση παραγόντων, όπως η διαφορά μεταξύ των ταχυτήτων διάδοσης διατμητικού κύματος του υποβάθρου και της επιφανειακής στρώσης, αλλά και της υστερητικής απόσβεσης, πραγματοποιήθηκε μία σειρά παραμετρικών αναλύσεων, όπου για λόγους απλούστευσης υιοθετήθηκε η (σχετικώς απλή) γεωμετρία της Ohba-Ohashi.

Οι αναλύσεις ήταν ελαστικές και πραγματοποιήθηκαν με την χρήση του κώδικα πεπερασμένων στοιχείων PLAXIS. Ως διεγέρσεις χρησιμοποιήθηκαν πάλι οι πέντε διεγέρσεις των Σχημάτων 3.28 και 3.29 (δύο παλμικές και τρεις σεισμικές). Το προσομοίωμα και το δίκτυο πεπρασμένων στοιχείων ήταν αυτό που διακρίνεται στο Σχήμα 4.48. Η ταχύτητα V_s της επιφανειακής στρώσης πήρε τις τιμές 60, 100, και 200 m/s, ενώ η τιμή της υστερητικής απόσβεσης ξ τις τιμές 2% και 10%.

Στα Σχήματα 4.49 (α, β, γ, δ, ε) παρουσιάζονται αντίστοιχα οι χρονοϊστορίες επιτάχυνσης σε πέντε επιφανειακά σημεία του προσομοιώματος που απέχουν περίπου 50 m μεταξύ τους. Το σημείο C βρίσκεται στο μέσον της κοιλάδας, ενώ το σημείο G στο δεξί άκρο της. Διακρίνεται η σημαντική επίδραση της ταχύτητας V_s της επιφανειακής στρώσης.

Απεναντίας, στα Σχήματα 4.50 (α, β, γ, δ, ε) διακρίνονται οι χωρικές κατανομές της επιτάχυνσης από το μέσον της κοιλάδας έως το άκρο της για κάθε περίπτωση διέγερσης, αντίστοιχα.

Εν-γένει, συμπεραίνεται ότι η σεισμική απόκριση της συγκεκριμένης κοιλάδας είναι ιδιαίτερα ευαίσθητη στην μεταβολή των μηχανικών ιδιοτήτων της επιφανειακής εδαφικής στρώσης, καθώς και στην διέγερση στην οποία υποβάλλεται.

Είναι σαφές ότι τα ίδια ισχύουν και για οποιαδήποτε άλλη κοιλάδα, όμως διαπιστώνεται ότι οι παράγοντες που εμπλέκονται στο πρόβλημα είναι πολλοί (γεωμετρία, μηχανικές ιδιότητες, διέγερση), και κατά συνέπεια η εξαγωγή συμπερασμάτων γενικής ισχύος είναι δύσκολη, αν όχι αδύνατη.

5. Γενικά Συμπεράσματα – Επίλογος

Στα πλαίσια του συγκεκριμένου ερευνητικού προγράμματος, αξιοποιώντας δύο σεισμικά πειραματικά δίκτυα (ένα στην Ελλάδα και ένα στην Ιαπωνία), εξετάστηκε *πειραματικώς* και *θεωρητικώς* η επίδραση των *γεωμορφικών συνθηκών* στον επιφανειακό σεισμικό κραδασμό.

Τα βασικά συμπεράσματα που εξάγονται, τόσο από την πειραματική, όσο και από την θεωρητική προσέγγιση, συνοψίζονται στα εξής:

- α. και στις δύο κοιλάδες που εξετάσθηκαν, οι μονοδιάστατες αναλύσεις σεισμικής απόκρισης δεν φάνηκαν ικανές να ερμηνεύσουν την μέχρι σήμερα έντονη καταγεγραμμένη εδαφική ενίσχυση, σε αντίθεση με τις αντίστοιχες διδιάστατες.
- β. η επίδραση των γεωμορφικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους ενδέχεται να είναι ιδιαίτερος έντονη στην οριζόντια σεισμική κίνηση. Παρατηρείται σημαντική επιδείνωση (πέραν της ενίσχυσης λόγω μονοδιάστατης θεώρησης) του επιφανειακού σεισμικού κραδασμού, αλλά και σημαντική χρονική παράτασή του.
- γ. οι διαφορικές κινήσεις μεταξύ γειτονικών επιφανειακών θέσεων είναι σημαντικές σε μέγεθος. Το γεγονός αυτό ενδέχεται να είναι κρίσιμο για τον αντισεισμικό υπολογισμό μεγάλων σε μήκος κατασκευών, όπως γέφυρες, αγωγοί, και πάσης φύσεως δίκτυα.
- δ. η παρουσία παρασιτικής (πέραν αυτής που αναμένεται λόγω των κυμάτων P) κατακόρυφης συνιστώσας ενδέχεται να είναι έντονη, ιδίως στα άκρα εδαφικών κοιλάδων.
- ε. η ανελαστική συμπεριφορά του εδάφους, όταν αυτό υπόκειται σε υψηλά επίπεδα επιταχύνσεων, και κατ' επέκταση υψηλών παραμορφώσεων, τείνει να περιορίσει, αλλά όχι να εξαλείψει, την ενισχυτική επίδραση των γεωμορφικών χαρακτηριστικών. Εξαίρεση φαίνεται να αποτελούν κοιλάδες με εδαφικά υλικά υψηλής *πλασιμότητας* τα οποία συμπεριφέρονται ελαστικώς ακόμη και σε υψηλά επίπεδα παραμορφώσεων.

Εν κατακλείδι, διαπιστώνεται η έντονη ανάγκη διεξαγωγής μικροζωνικών μελετών που θα λαμβάνουν ρεαλιστικώς υπόψη τις γεωμορφικές συνθήκες του υπεδάφους.

6. Βιβλιογραφικές Παραπομπές

Ξενόγλωσσες

1. Aki K. & Larner K.L. (1970). Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. *J. of Geophys. Res.*, Vol. 75, pp. 933-954.
2. Aki K. (1988). Local site effects on strong ground motion. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II*, ASCE.
3. Aki K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*. Vol. 218, pp. 93-111.
4. Assimaki D. (1999). Frequency- and pressure-dependent dynamic soil properties for seismic analysis of deep sites. MS thesis, MIT, MA, USA.
5. Bard P.Y. & Bouchon M.A. (1980). The seismic response of sediment filled valleys, Parts I-II. BSSA, Vol. 70.
6. Bard P.Y. (1994). Effects of surface geology on ground motion: some results and remaining issues. *Proceedings of the 10th European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Vol. 1, pp. 305-323.
7. Bard, P.Y. (1998), "Microtremor Measurements: A Tool For Site Effect Estimation?", Manuscript for Proc. of 2nd International Symposium of the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1-3 Dec, 1998.
8. Bardet J.-P., M. Kapuskar, G. R.Martin, and J. Proubet (1992). Site-response analyses, The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 – Marina District, U.S. Geol. Surv. Profess. Pap. 1551-F, F85-F140.
9. Bindi, D., Parolai, S., Spallarossa, D. and Cattaneo M., 2000. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures. *Jour. of Earth. Engin.* Vol. 4, No 1(2000) 97-113
10. Diagourtas, D., Tzanis, E-A. and Makropoulos, K., 2001. Comparative study of microtremor analysis methods. In press (PAGEOPH)
11. Faccioli E., Paolucci R., & Vanini M., editors (1998). TRISEE: 3D site effects and soil-foundation interaction in earthquake and vibration risk evaluation. European Commission Publications.
12. Fäh, D., Ruttener, T., Noack, T. and Kruspan, P. (1997), "Microzonation of the City of Basel", *Journal of Seismology*1: pp.87-102.
13. Fan K. (1992). Seismic response of pile foundations evaluated through case histories. Ph.D. Thesis. S.U.N.Y. at Buffalo, USA.
14. Field, E.H., Hough, S.E. and Jacob, K.H. (1990), "Using Microtremors to Assess Potential Earthquake Site Response: A Case Study in Flusing Meadows, New York City", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 80, No. 6, pp. 1456-1480.

15. Field, E.H., Jacob, K.H. and Hough, S.E. (1992), "Earthquake Site Response Estimation: A Weak-Motion Case Study", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 82, No. 6, pp.2283-2307.
16. Field, E.H. and Jacob, K.H. (1993), "The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise", Geophys. Res. Let., 20, 2925-2928.
17. Field, E.H., Jacob, K.H., (1994), "A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non reference-site dependent". BSSA, Vol. 85, pp. 1127-1143, June 1994.
18. Field, E.H and Jacob, K.H. (1995), " A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three That Are Not Reference Site Dependent", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 85, No.4, 1127-1143.
19. Hudson M., Idriss I.M. and Beikae M. (1994). QUAD4M: A Computer Program to Evaluate the Seismic Response of Soil Structures Using Finite Element Procedures and Incorporating a Compliant Base. Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil & Environmental Engineering, University of California Davis, California.
20. Idriss I.M. & Sun J.I. (1992). SHAKE91: A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits, Program based on the original SHAKE program published in December 1972 by Schnabel, Lysmer & Seed, User's Manual, Center for Geotechnical Modelling, UC Davis, USA.
21. Iwasaki Y. & Masaru T. (1996). Strong motion records at Kobe Port Island. Soils and Foundations special issue, pp. 29-40.
22. Lachet, C. and Bard, P.Y (1994), "Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique", J. Phys. Earth, 42, 377-397.
23. Lachet, C., Theodulidis, N., Bard, Y. and Bouchon, M. (1994), "Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions", Proc. 10th Europ. Conf. Earth Eng. Vienna.
24. Lermo, J., Francisco, S. and Chavez-Garcia, J. (1992), "Site Effect Evaluation using microtremors: a review (abstract)", EOS 73, 352.
25. Lermo, J., Francisco, S. and Chavez-Garcia, J. (1994), "Are Microtremors Useful in Site Response Evaluation?", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 5, pp. 1350-1364.
26. Loukakis K. (1988). Transient response of shallow layered valleys for inclined SV waves calculated by the finite-element method. MS Thesis. Carnegie Mellon University, Pittsburgh, USA.
27. Makropoulos, K., Diagourtas, D., Voulgaris, N. and Drakopoulos, J. (1996), "A Study of Site Effects on Strong Motion Records Obtained From Local Network Around Gulf of Corinth, (Central Greece)", Earthquake Hazard and Risk, pp. 241-252.
28. Mucciarelli, M. and Monachesi, G., 1998. A quick survey of local amplifications and their correlation with damage observed during the

- Umbro-Marchesan (Italy) earthquake of September 26, 1997. Jour. of Earth. Engin. Vol. 2, No 2(1998) 325-337
29. Nakamura, Y. and Saito, A. (1983), "Estimations of Seismic Response Characteristics and Maximum Acceleration of Surface Ground using Strong Motion Records (in Japanese)", Proc. 17th JSCE Earthquake Eng. Symposium, 25-28.
 30. Nakamura, Y., (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface", QR of RTRI, Vol.30, No. 1
 31. Nakamura, Y. (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface", Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Vol. 30, No.1.
 32. Nakamura, Y. and Samizo, M. (1989), "Site Effect Evaluation of Surface Ground using Strong Motion Records (in Japanese)", Proc. 20th JSCE Earthquake Eng. Symposium, 133-136.
 33. Nakamura Y. and Takizawa, T. (1990), "Evaluation of Liquefaction of Surface Ground using Microtremor (in Japanese)", Proc.45th Annual Meeting of JSCE, I-519, 1068-1069.
 34. Nakamura, Y. (1996), "Real Time Information Systems for Seismic Hazards Mitigation UREDAS, HERAS and PIC", Quaterterly Report of RTRI, Vol.37, No.3, 112-127.
 35. Nakamura, Y. (1997), "Seismic Vulnerability Indices For Ground and Structures Using Microtremor", World Congress on Railway Research in Florence, Italy, November 1997.
 36. Nakamura, Y., Gurler, E.D. and Saita, J. (1999), "Dynamic Characteristics of Leaning Tower of Pisa Using Microtremor-Preliminary Result", Proc. 25th JSCE Earthquake Eng. Symposium, Vol. 2, 921-924.
 37. Nakamura, Y., Gurler, E-D., Saita, J., Rovelli, A., and Donati, S., (2000). Vulnerability investigation of roman Collisseum using microtremor. Proc. of WCEE 2000.
 38. NEGE (1992). Reference Manual. Version 1.58. Department of Civil Engineering, University College of Swansea, UK.
 39. Ohmachi, T., Nakamura, Y. and Toshinawa, T. (1991), Ground Motion Characteristics in the San Francisco Bay Area detected by Microtremor Measurements", Proc.2nd. Int. Conf. On Recent Adv. In Geot. Earth. Eng. And Soil Dyn., 11-15 March, ST. Louis, Missouri: 1643-1648.
 40. Papazachos B. & Papazachou C. (1997). *The Earthquakes of Greece*. Ziti Editions.
 41. Protopapa E., Papastamatiou D. , Michaelides O., & Gazetas G. (1998). The Ionianet accelerometer array: Early results and analysis. Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering. Paris. France.
 42. Ricker N. (1960). The form and laws of propagation of seismic wavelets. Geophysics, Vol. 18, p. 40.

43. Sánchez-Sesma F.J. & Esquivel J.A. (1979). Ground motion on alluvial valleys under incident plane Sh waves. BSSA. Vol. 69, pp. 1107-1120.
44. Sánchez-Sesma F.J. (1983). Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities. BSSA, Vol. 73, pp. 1621-1636.
45. Sánchez-Sesma F.J., Chavez-Garcia F., & Bravo M.A. (1988). Seismic response of a class of alluvial valley for incident SH waves. BSSA, Vol.78, No.1, pp. 83-95.
46. Satoh, T., Poran, C.I., Yamagata, K. And Rondriquez, J.A. (1991), "Soil Profiling by Spectral Analysis of Surface Waves", Proc. of: Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, March 1991, St. Louis, Missouri, Vol. 3, pp. 1429-1434.
47. Schnabel P.B., Lysmer J., & Seed H.B. (1972). "SHAKE: A computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites". Report EERC 72-12. University of California, Berkeley, USA.
48. Seed H.B, Wong R.T., Idriss I.M., & Tokimatsu K. (1986). Moduli and damping factors for dynamic analyses of cohesionless soils, Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 112, No. GT11, pp. 1016-1032.
49. Seht, M. and Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. BSSA Vol. 89, No 1 250-259.
50. Steidl J.H., Tumarkin A.G., & Archuleta R.J. (1996). What is a reference site?. BSSA, Vol. 86, pp. 1733-1748.
51. Stokoe, K. H.II, Wright, S. G., Bay, J. A. and Roesset, J. M. (1993), "Characterization of Geotechnical Sites by SASW Method," in Geophysical Characterization of Sites, Volume prepared by ISSMFE TC#10, Edited, by R. D. Woods, Oxford & IBH Publishing Co. PVT. LTD. India, pp. 15-25.
52. Tazoh T., Dewa K., Shimizu K., & Shimada M. (1984). Observations of earthquake response behavior of foundation piles for road bridge. Proceedings of the 8th World Conference on Earthquake Engineering, Vol. 3, pp. 577-584.
53. Tazoh T., Shimizu K., & Wakahara (1988). Seismic observations and analysis of grouped piles. Shimizu Tech. Res. Bull. No. 7, pp. 17-32.
54. Trifunac M.D. (1971). Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves. BSSA. Vol. 61, pp. 1755-1770.
55. Vilade J.E. & Helmberger D.V. (1988). Elastic finite difference on the 1971 San Fernando earthquake. BSSA. Vol. 78, No. 1, pp. 122-141.
56. Vucetic M. & Dobry R. (1991). Effect of soil plasticity on cyclic response. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 117, pp. 89-107.
57. Wong H.L. & Trifunac M.D. (1974). Surface motion of a semi-

elliptical alluvial valley for incident plane SH waves. BSSA, Vol 64, pp. 1389-1408.

58. Zhang B. & Papageorgiou A.S. (1996). Simulation of the response of the Marina District Basin, San Francisco, California, to the 1989 Loma Prieta earthquake. BSSA, Vol. 86, 5: pp. 1382-1400.

Ελληνικές

1. Ε.Α.Κ. (2000). Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός.
2. Ο.Α.Σ.Π. (1996). Τελική Εκθεση του Ερευνητικού Προγράμματος «Σεισμικό Πειραματικό Δίκτυο Κεφαλονιάς – Καταγραφή Επιφανειακών και Εισβάθος Σεισμικών Επιταχύνσεων».
3. Πελέκης Π. Κ. και Αθανασόπουλος Γ. Α. (1997), "Η Μέθοδος Φασματικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων - Διερεύνηση επιρροής παραμέτρων και εκτιμήσεις αξιοπιστίας" Πρακτικά 3ου Πανελ. Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής, Μάρτιος 1997, Τόμος Ι, σελ. 443-450.
4. Πελέκης Π. Κ. και Αθανασόπουλος Γ. Α. (2001)α, "Σύγκριση Απλοποιημένης Μεθόδου Αντιστροφής Καμπυλών Διασποράς Επιφανειακών Κυμάτων με άλλες "Ακριβείς" Μεθόδους", Πρακτικά 4ου Πανελ. Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής, Μάιος 2001, Τόμος 2, σελ. 273-280.
5. Πελέκης Π. Κ. και Αθανασόπουλος Γ. Α. (2001)β, "Σύγκριση Αποτελεσμάτων της μεθόδου SASW με Αποτελέσματα Δοκιμών Cross-hole/Down-hole", Πρακτικά 4ου Πανελ. Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής, Μάιος 2001, Τόμος 2, σελ. 281-288.

7. Πίνακες και Σχήματα

Πίνακας 3.1
Αποτελέσματα των τριών γεωτρήσεων

| Γεώτρηση Γ3 | | | Γεώτρηση Γ1 | | | Γεώτρηση Γ2 | | | |
|-------------|-------------------|------|---|------|--|-------------|------------------------|------|-----------------|
| m | περιγραφή εδάφους | SPT | περιγραφή εδάφους | SPT | περιγραφή εδάφους | SPT | m | | |
| 1 | Υλικά Επιχώσεως | 1.0 | | | Αμμώδης ΑΡΓΙΛΟΣ | 1.0 | 1 | | |
| 2 | Αμμώδης ΑΡΓΙΛΟΣ | | Ιλυώδης ΑΜΜΟΣ | 4.3 | Αμμοίλιν με ασβεστολιθικούς ογκολίθους | 5.1 | 2 | | |
| 3 | | | | | Αμμώδης ΑΡΓΙΛΟΣ με χαλίκια | 9.7 | Αμμώδης ΑΡΓΙΛΟΣ | 7.2 | 3 |
| 4 | | | Αμμώδης ΑΡΓΙΛΟΣ με κροκάλες και χαλίκια | 11.0 | | | Ογκόλιθοι Ασβεστολίθων | 13.5 | 4 |
| 5 | | | | | | | | | Ασβεστόλιθος |
| 6 | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | | | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | |
| 7 | | | | | | | | | Ασβεστόλιθος |
| 8 | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | | | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | |
| 9 | | | | | | | | | Ασβεστόλιθος |
| 10 | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | | | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | |
| 11 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | | | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ |
| 12 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | 12 | | |
| 13 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 13 |
| 14 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 14 |
| 15 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 15 |
| 16 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 16 |
| 17 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 17 |
| 18 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 18 |
| 19 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 19 |
| 20 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 20 |
| 21 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 21 |
| 22 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 22 |
| 23 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 23 |
| 24 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 24 |
| 25 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 25 |
| 26 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 26 |
| 27 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 27 |
| 28 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 28 |
| 29 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 29 |
| 30 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 30 |
| 31 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 31 |
| 32 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 32 |
| 33 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 33 |
| 34 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 34 |
| 35 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 35 |
| 36 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 36 |
| 37 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 37 |
| 38 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 38 |
| 39 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 39 |
| 40 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 40 |
| 41 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 41 |
| 42 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 42 |
| 43 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 43 |
| 44 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 44 |
| 45 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 45 |
| 46 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 46 |
| 47 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 47 |
| 48 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 48 |
| 49 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 49 |
| 50 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 50 |
| 51 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 51 |
| 52 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 52 |
| 53 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 53 |
| 54 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 54 |
| 55 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 55 |
| 56 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 56 |
| 57 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 57 |
| 58 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 58 |
| 59 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 59 |
| 60 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 60 |
| 61 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 61 |
| 62 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 62 |
| 63 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 63 |
| 64 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 64 |
| 65 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 65 |
| 66 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 66 |
| 67 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 67 |
| 68 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 68 |
| 69 | | | | | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | 69 |
| 70 | Ασβεστόλιθος | 26.0 | ΤΕΛΟΣ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ | 26.0 | | | | | 70 |
| | | | | | | | | | |

Πίνακας 3.2
Τιμές V_{so} - βάθος που προέκυψαν από τις μετρήσεις SASW

| ΘΕΣΗ – Α | | ΘΕΣΗ – Β | | ΘΕΣΗ - Γ | |
|----------|------------------|----------|------------------|----------|------------------|
| Βάθος, m | V_{so} , m/sec | Βάθος, m | V_{so} , m/sec | Βάθος, m | V_{so} , m/sec |
| 0 | 118 | 0 | 191 | 0 | 172 |
| 5 | 118 | 5 | 191 | 5 | 172 |
| 5 | 298 | 5 | 278 | 5 | 218 |
| 10 | 298 | 10 | 278 | 10 | 218 |
| 10 | 403 | 10 | 371 | 10 | 416 |
| 15 | 403 | 15 | 371 | 20 | 416 |
| 15 | 419 | 15 | 471 | 20 | 531 |
| 20 | 419 | 20 | 471 | 30 | 531 |
| 20 | 448 | 20 | 537 | 30 | 679 |
| 30 | 448 | 30 | 537 | 40 | 679 |
| 30 | 584 | 30 | 604 | 40 | 769 |
| 40 | 584 | 40 | 604 | 50 | 769 |
| 40 | 739 | 40 | 692 | 10 | 960 |
| 50 | 739 | 55 | 692 | 60 | 960 |
| 50 | 857 | 55 | 747 | 60 | 1233 |
| 60 | 857 | 61 | 747 | 70 | 1233 |
| 60 | 1017 | 61 | 796 | | |
| 70 | 1017 | 70 | 796 | | |
| 70 | 1136 | | | | |
| 80 | 1136 | | | | |
| 80 | 1223 | | | | |
| 90 | 1223 | | | | |
| 90 | 1377 | | | | |
| 120 | 1377 | | | | |
| 120 | 1380 | | | | |
| 140 | 1380 | | | | |
| 140 | 1368 | | | | |
| 160 | 1368 | | | | |

Πίνακας 3.3

Οι σημαντικότερες – μέχρι το τέλος του 1999 – καταγραφές του δικτύου

| Έτος | Μήνας | Ημέρα | ώρα GMT | N | E | Βάθος (km) | M _L |
|-------------|------------------|-----------|-----------------|--------------|--------------|------------|----------------|
| 1997 | Μάρτιος | 06 | 11:09:25 | 38.26 | 20.50 | 1 | 3.8 |
| 1996 | Ιούνιος | 30 | 04:51:54 | 38.15 | 20.75 | 10 | 4.3 |
| 1996 | Ιούλιος | 04 | 21:57:20 | 38.20 | 20.39 | 2 | 4.9 |
| 1996 | Ιούλιος | 04 | 22:25:17 | 38.21 | 20.31 | 1 | 4.4 |
| 1998 | Νοέμβριος | 22 | 21:52:52 | 38.06 | 20.32 | 5 | 4.2 |
| 1998 | Οκτώβριος | 08 | 03:50:17 | 37.79 | 20.27 | 5 | 5.2 |
| 1998 | Οκτώβριος | 09 | 05:12:02 | 37.82 | 20.28 | 4 | 4.7 |

Συντεταγμένες τής κοιλάδας : (38.16N, 20.50E)

Πίνακας 4.1
 Συνοπτικά στοιχεία για τους τρεις υπό εξέταση σεισμούς (Α, Β, και Γ)

| ΣΕΙΣΜΟΣ | M J.M.A. | R km | D km | H1 % g | | H2 % g | | V % g | |
|---------|-------------|---------|---------|-----------|-------|-----------|------|----------|------|
| | | | | GSI | GSI | GSI | GSI | GSI | GSI |
| A | 5.4 | 38 | 20 | 0.48 | 1.90 | 0.89 | 2.55 | 0.34 | 1.29 |
| B | 6.0 | 81 | 70 | 0.62 | 2.93 | 0.72 | 3.13 | 0.49 | 1.67 |
| Γ | 6.0 | 42 | 20 | 3.31 | 11.36 | 3.85 | 9.16 | 1.37 | 2.91 |

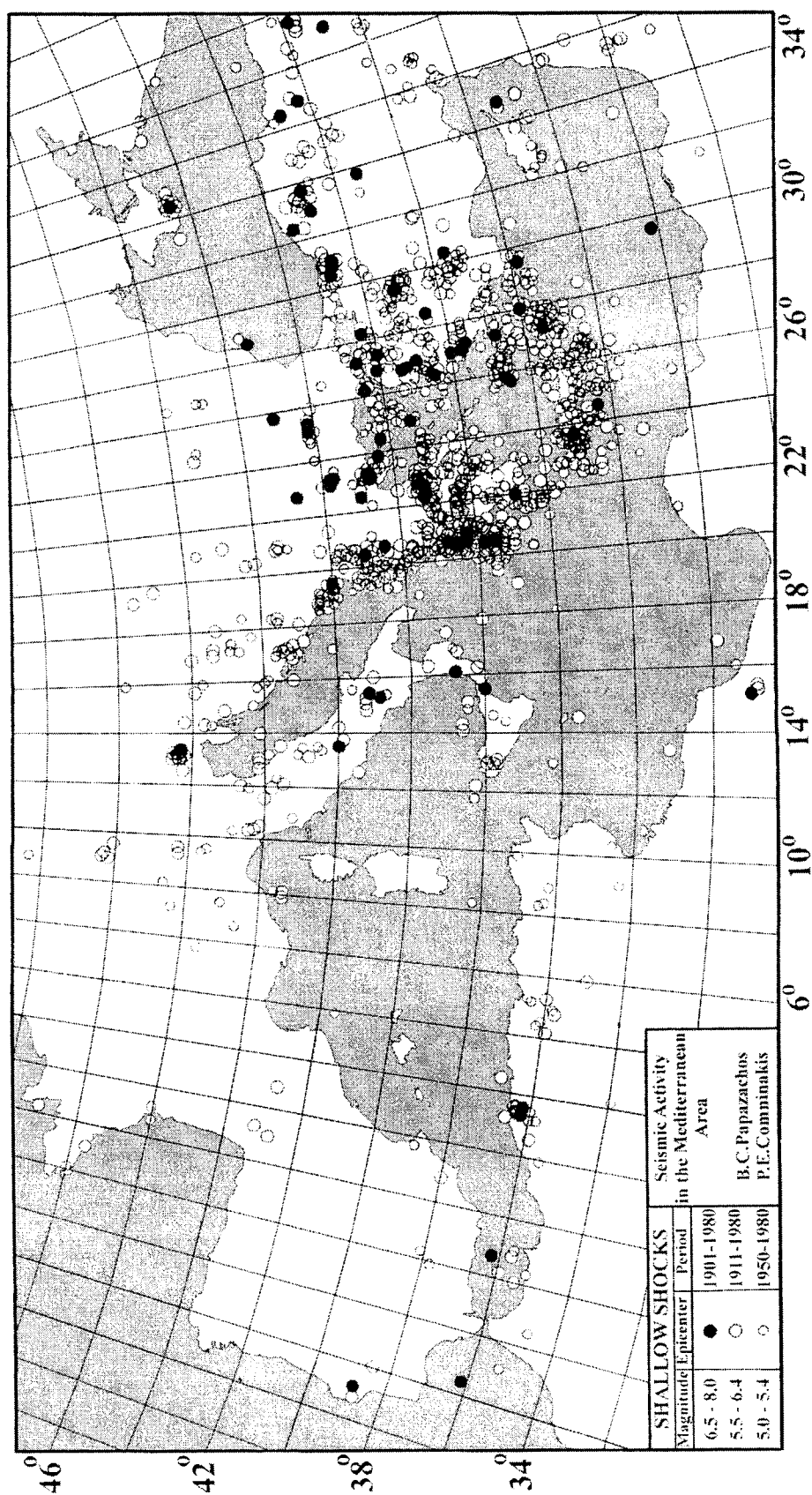
ΥΠΟΜΝΗΜΑ

M: μέγεθος

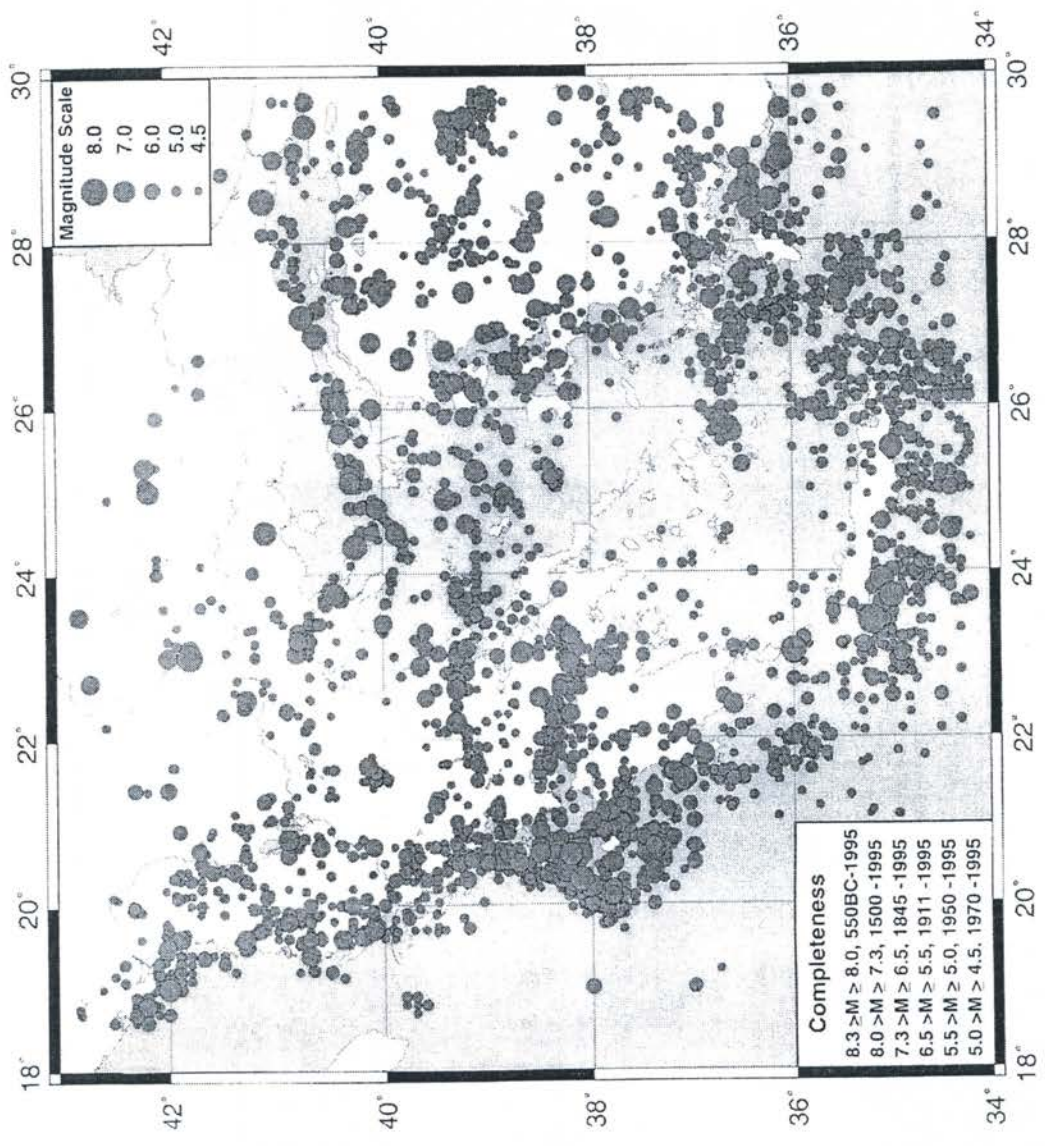
J.M.A.: Japan Meteorological Agency

R: επικεντρική απόσταση

D: εστιακό βάθος



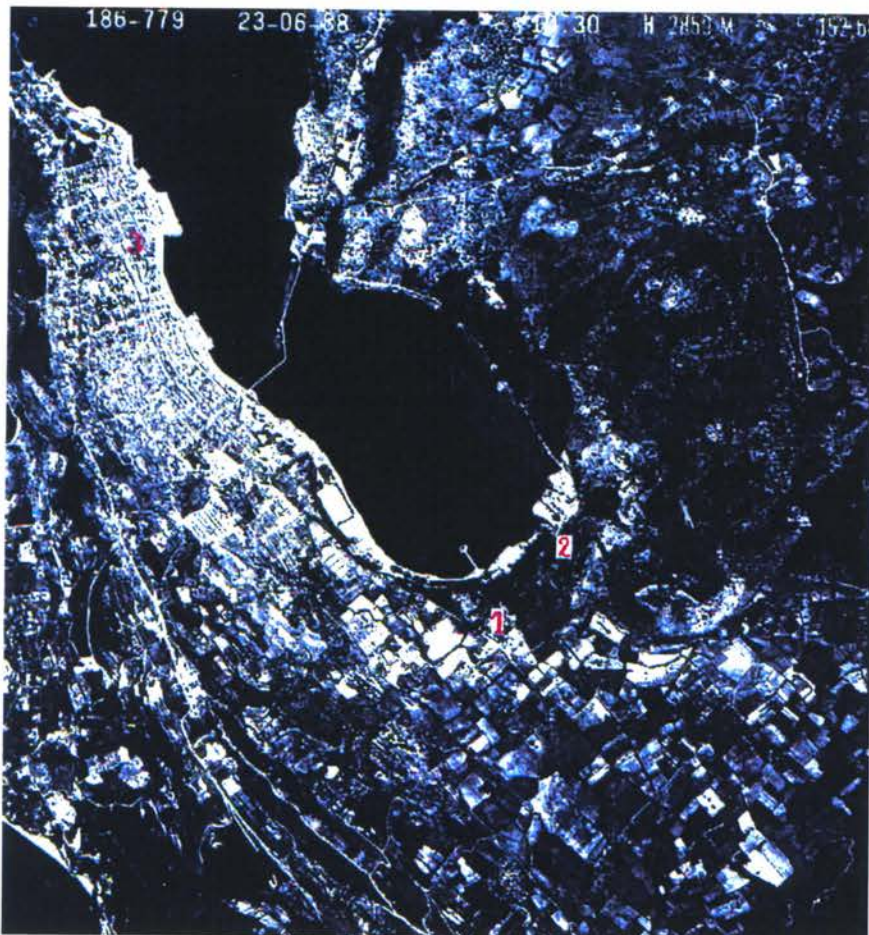
Σχήμα 1.1
Σεισμικότητα της Ευρώπης (Papazachos et al 1997)



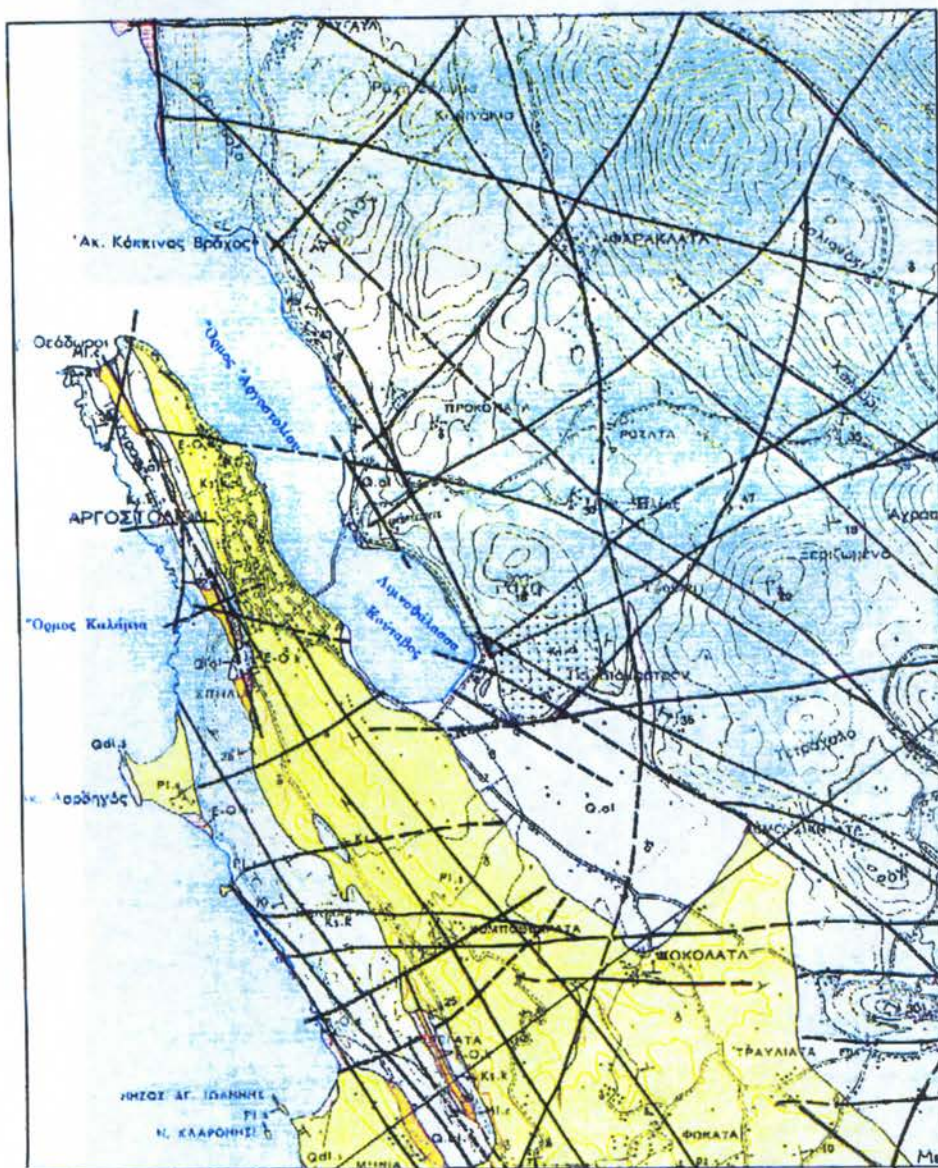
Σχήμα 1.2
 Σεισμικότητα της Ελλάδας και τής γύρω περιοχής (Parasachos et al 1997)



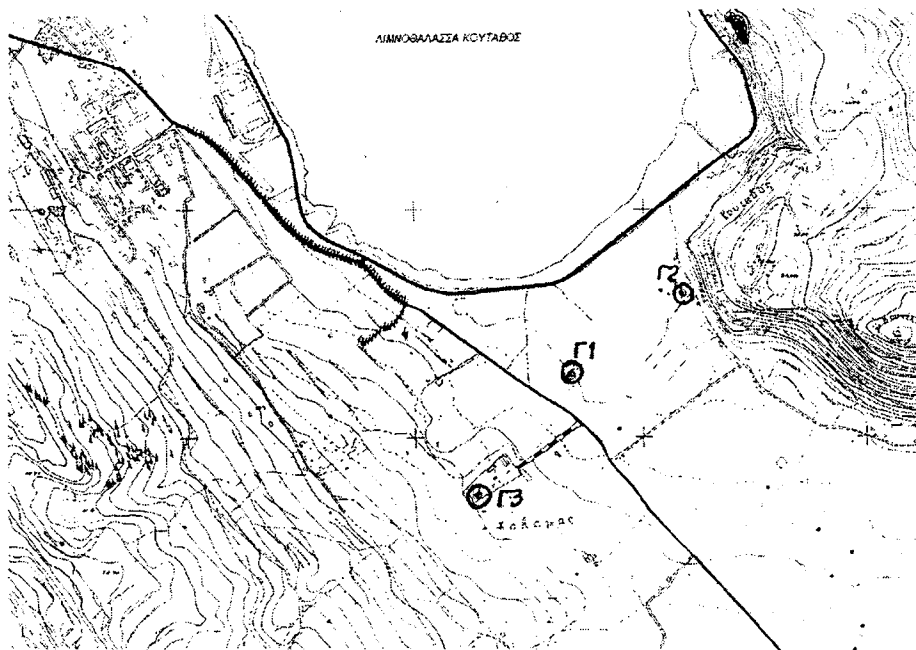
Σχήμα 3.1
*Αεροφωτογραφία τής Κεφαλονιάς.
 Διακρίνεται ο όρμος τού Αργοστολίου και η θέση Κούταβος*



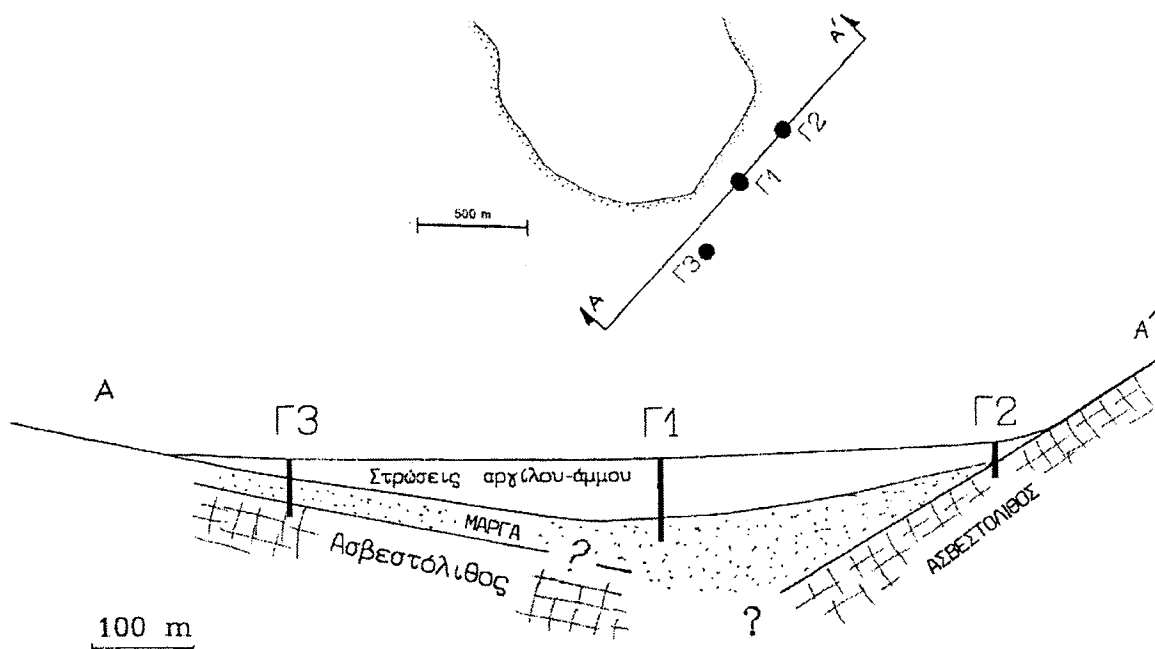
Σχήμα 3.2
Αεροφωτογραφία τής ευρύτερης περιοχής τού δικτύου. Διακρίνονται οι θέσεις τών τριών επιταχυνσιογράφων (EF1, EF2, και EF3) στο μέσον τής κοιλάδας (σημείο 1), η θέση τού επιταχυνσιογράφου (EF4) στην επιφανειακή εκδήλωση τού ασβεστολίθου στο ΒΑ άκρο τής κοιλάδας (σημείο 2), και η θέση τού επιταχυνσιογράφου τού μόνιμου δικτύου τού Ι.Τ.Σ.Α.Κ. (σημείο 3)



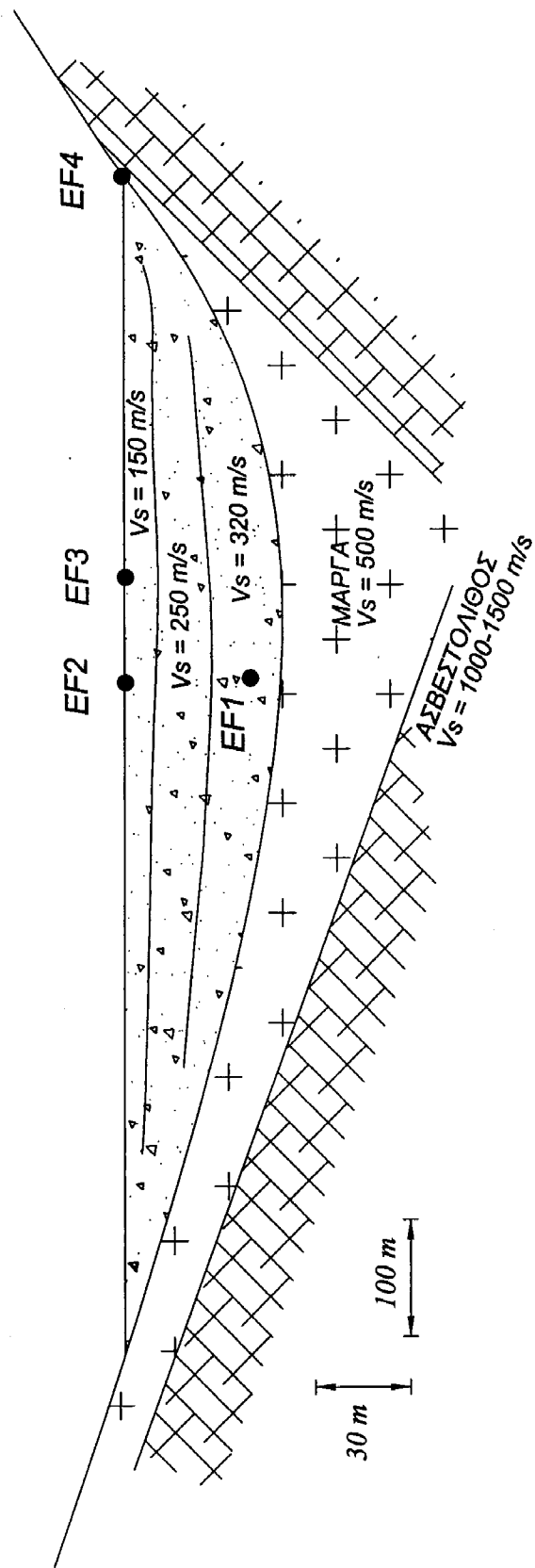
Σχήμα 3.3
 Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Αργοστολίου



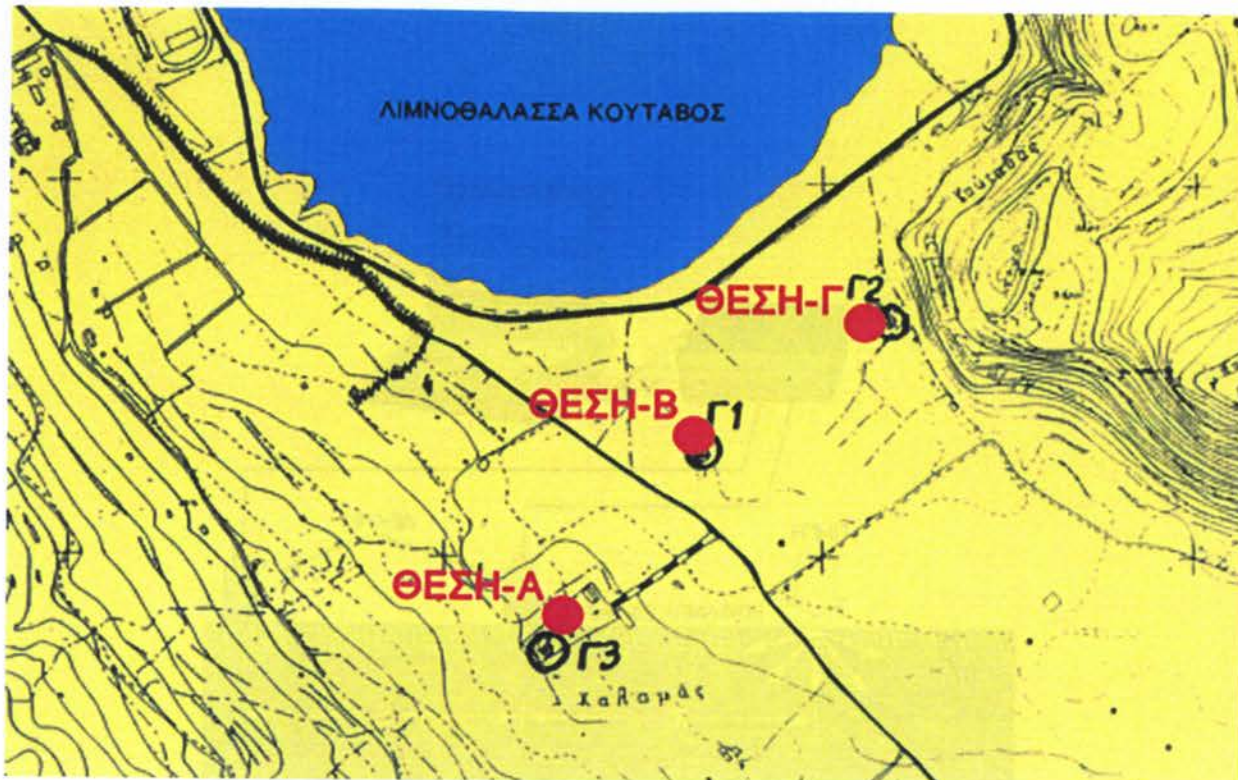
Σχήμα 3.4
 Τοπογραφική διάταξη της περιοχής Κούταβος Αργοστολίου
 με τις ακριβείς θέσεις των τριών γεωτρήσεων



Σχήμα 3.5
 Κατά πλάτος τομή της κοιλάδας με τις θέσεις των τριών γεωτρήσεων

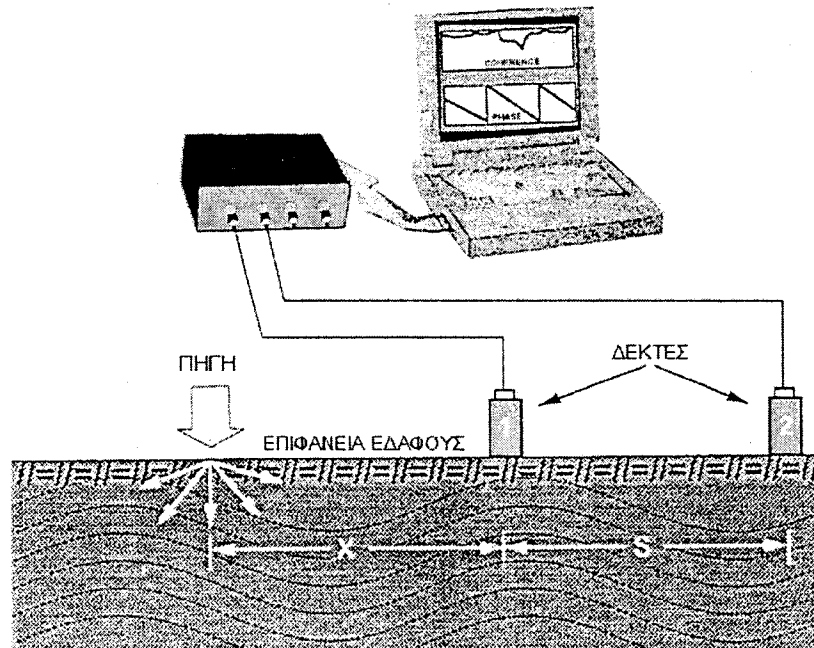


Σχήμα 3.6
 Κατά πλάτος τομή της κοιλάδας με τις ταχύτερες διαδοσέως διατημητικού κύματος V_s
 και τις θέσεις των τεσσάρων επαχρηνοιογράφων (EF1, EF2, EF3, και EF4)



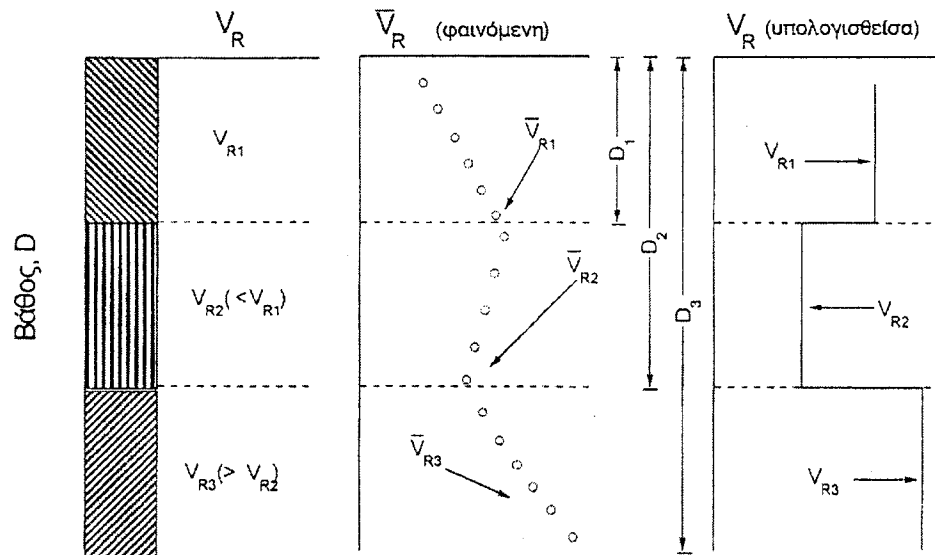
Σχήμα 3.7

Οι θέσεις διεξαγωγής των μετρήσεων SASW (ΘΕΣΗ-A, ΘΕΣΗ-B και ΘΕΣΗ-Γ)



Σχήμα 3.8

Η αρχή της μεθόδου SASW



Σχήμα 3.9

Προσεγγιστική μέθοδος αντιστροφής δεδομένων διασποράς



Σχήμα 3.10(α)
Διεξαγωγή μετρήσεων SASW, στη ΘΕΣΗ-Α

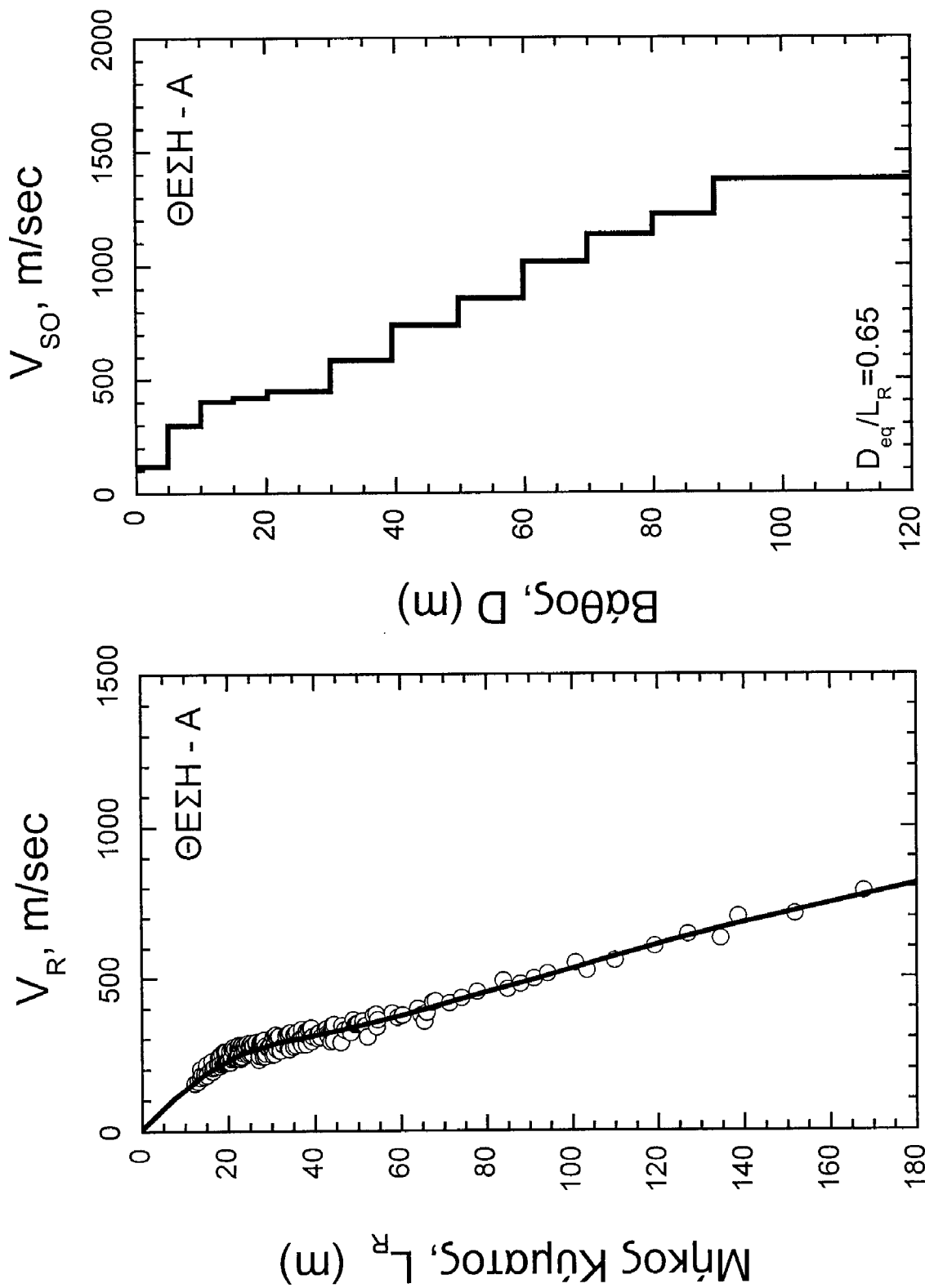


Σχήμα 3.10(β)

Διεξαγωγή μετρήσεων SASW, στη ΘΕΣΗ-B

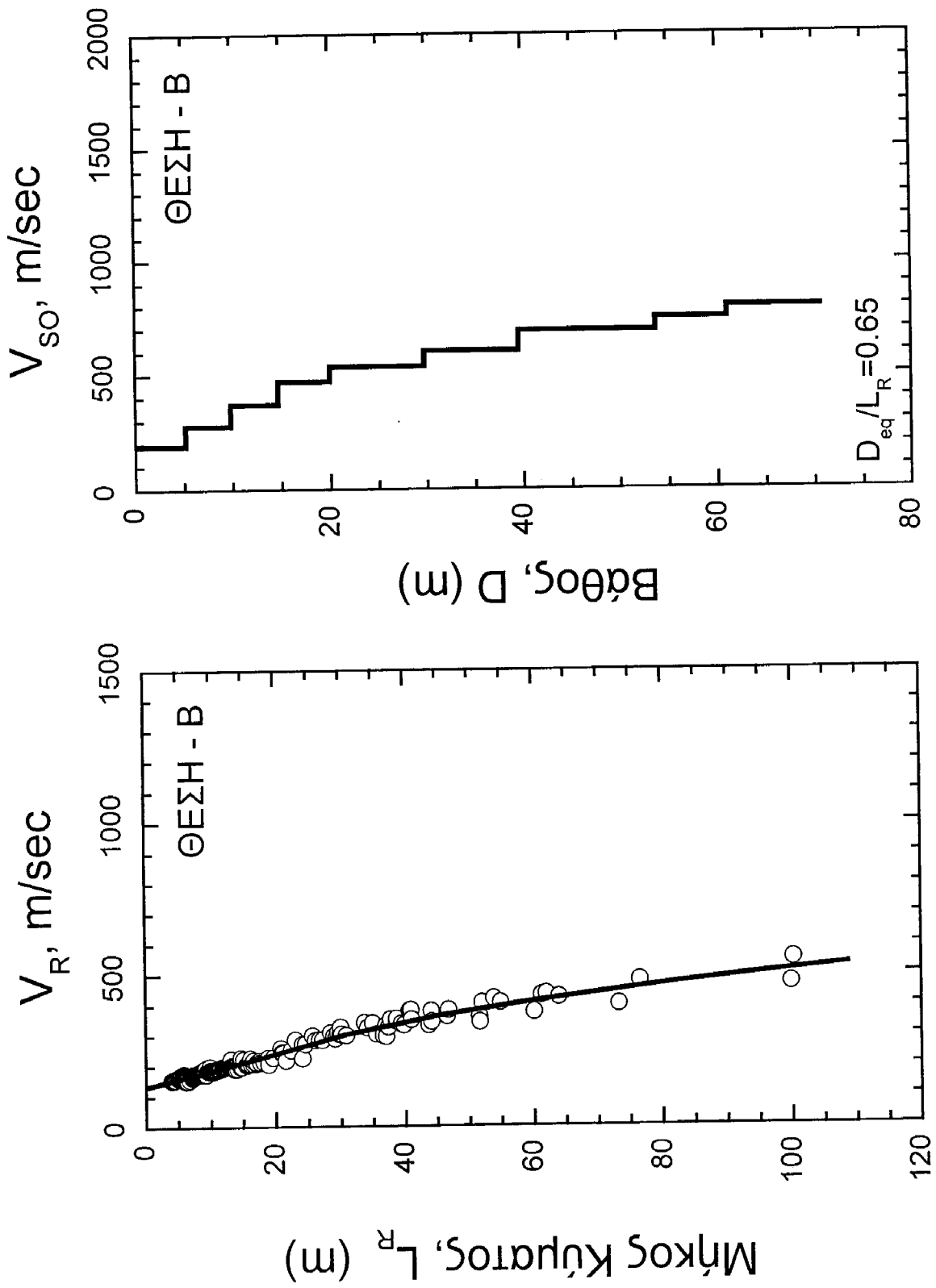
Σχήμα 3.10(γ)

Διεξαγωγή μετρήσεων SASW, στη ΘΕΣΗ-Γ



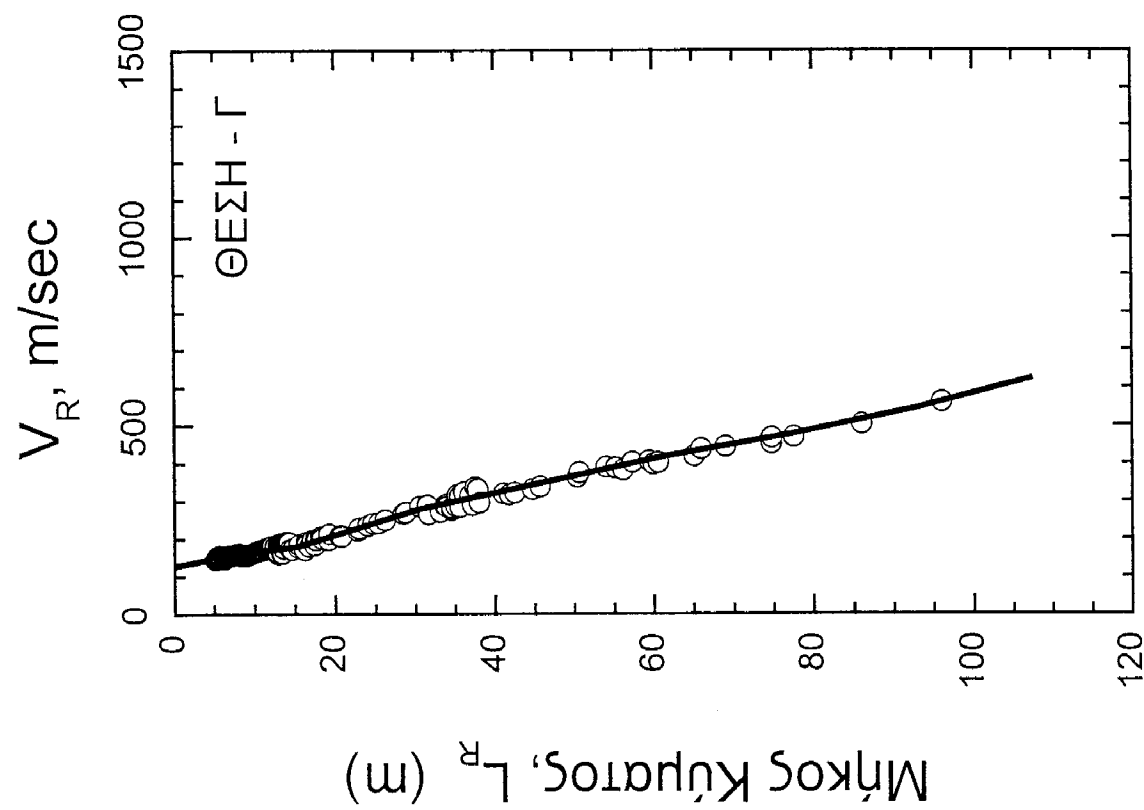
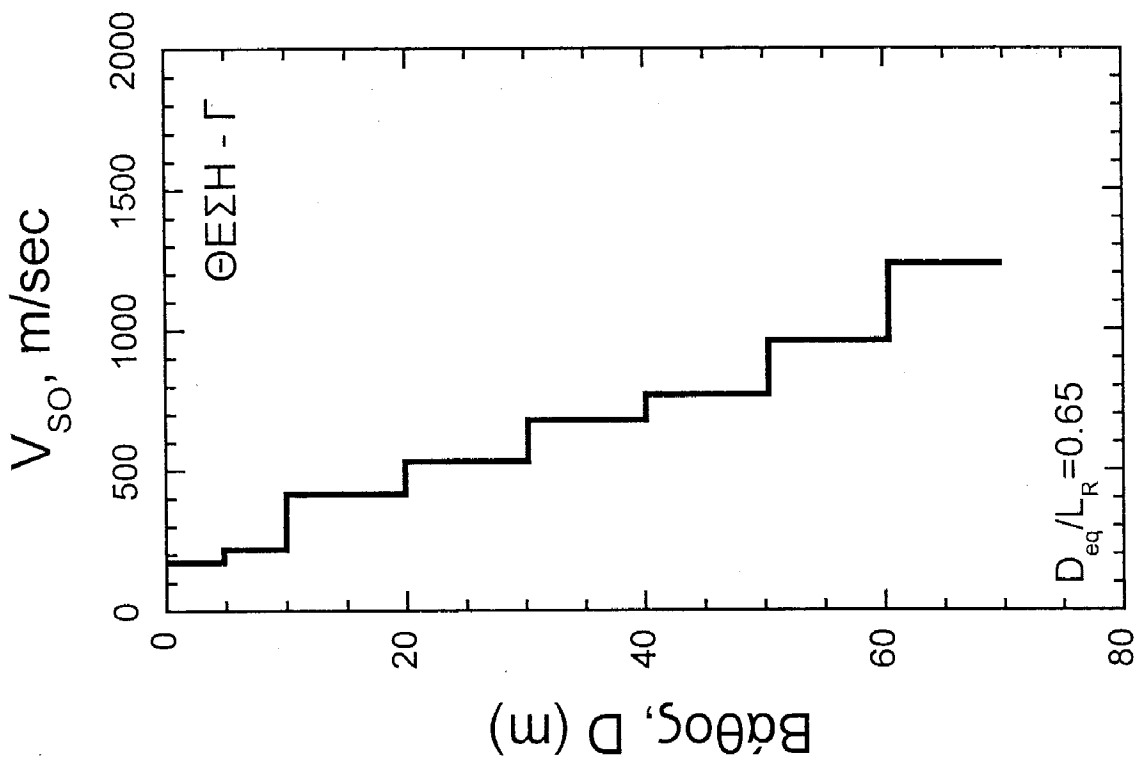
Σχήμα 3.11(α)

α) Πειραματική καμπύλη διασποράς. (β) κατανομή V_{so} – βάθος, στη ΘΕΣΗ-Α

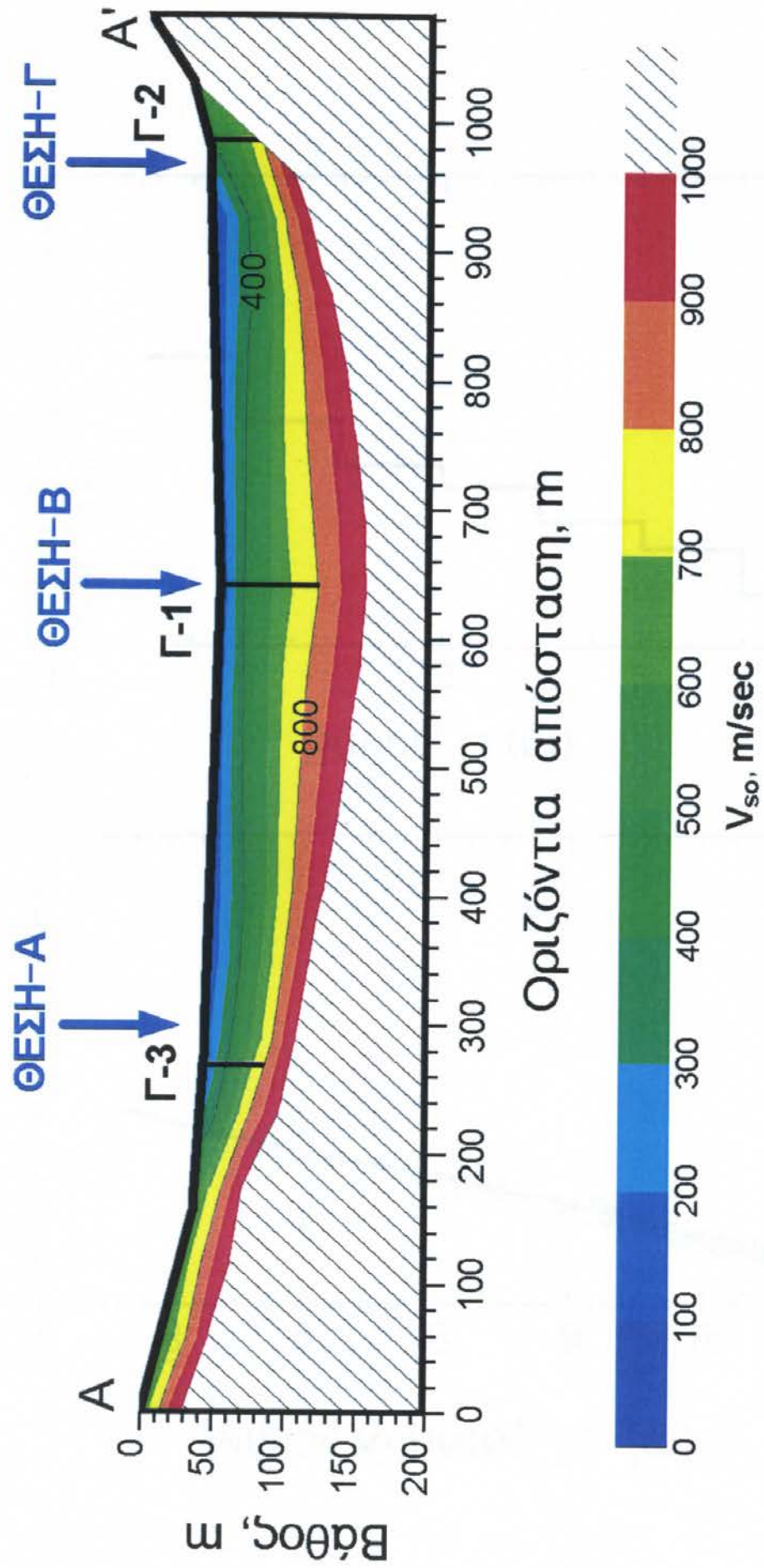


Σχήμα 3.11(β)

α) Πειραματική καμπύλη διασποράς, (β) κατανομή V_{so} – βάθος, στη ΘΕΣΗ-Β

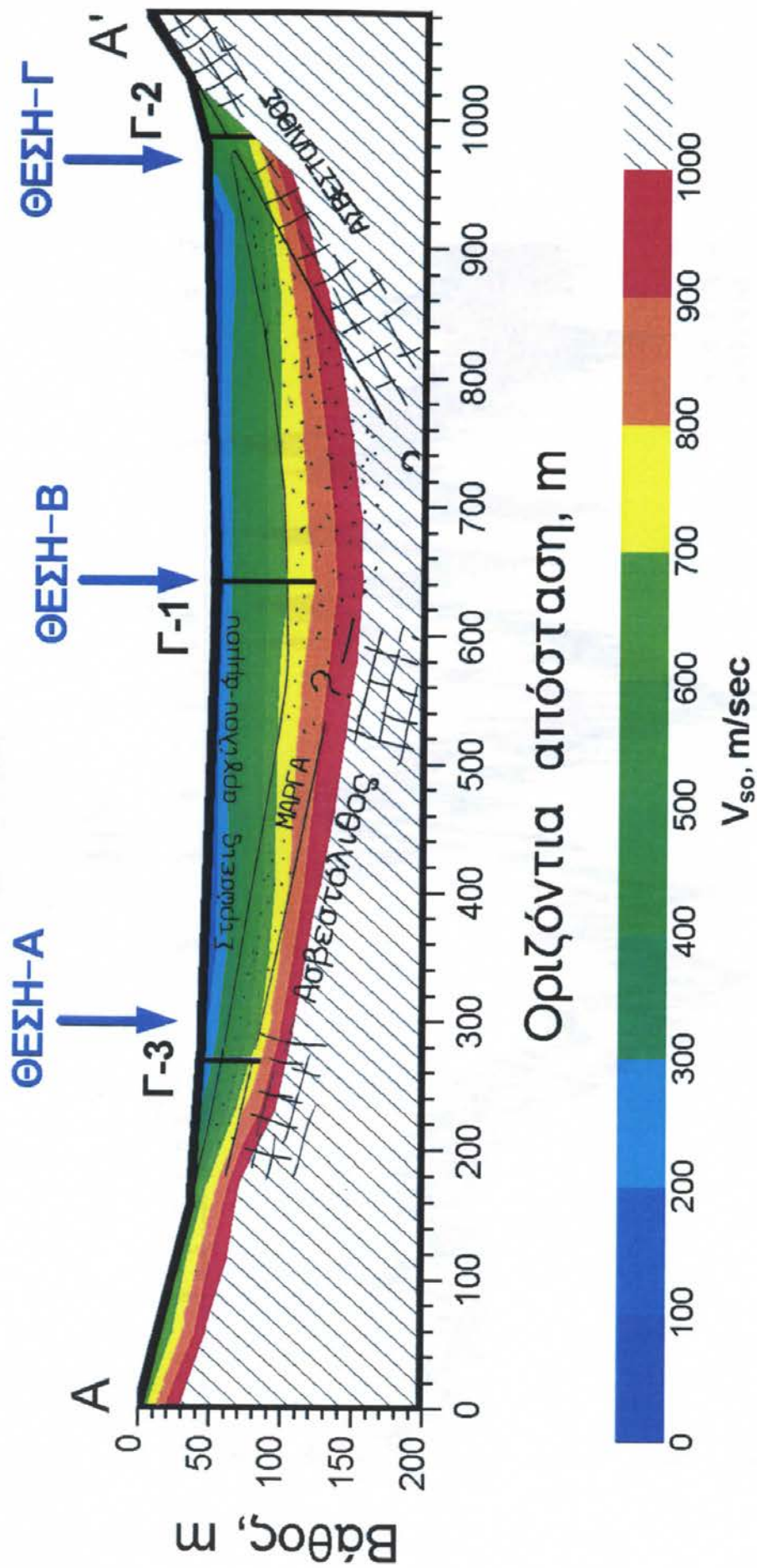


Σχήμα 3.11(γ)
 α) Πειραματική καμπύλη διασποράς, (β) κατανομή V_{so} – βάθος, στη $\Theta\text{Ε}\Sigma\text{Η}-\Gamma$



Σχήμα 3.12

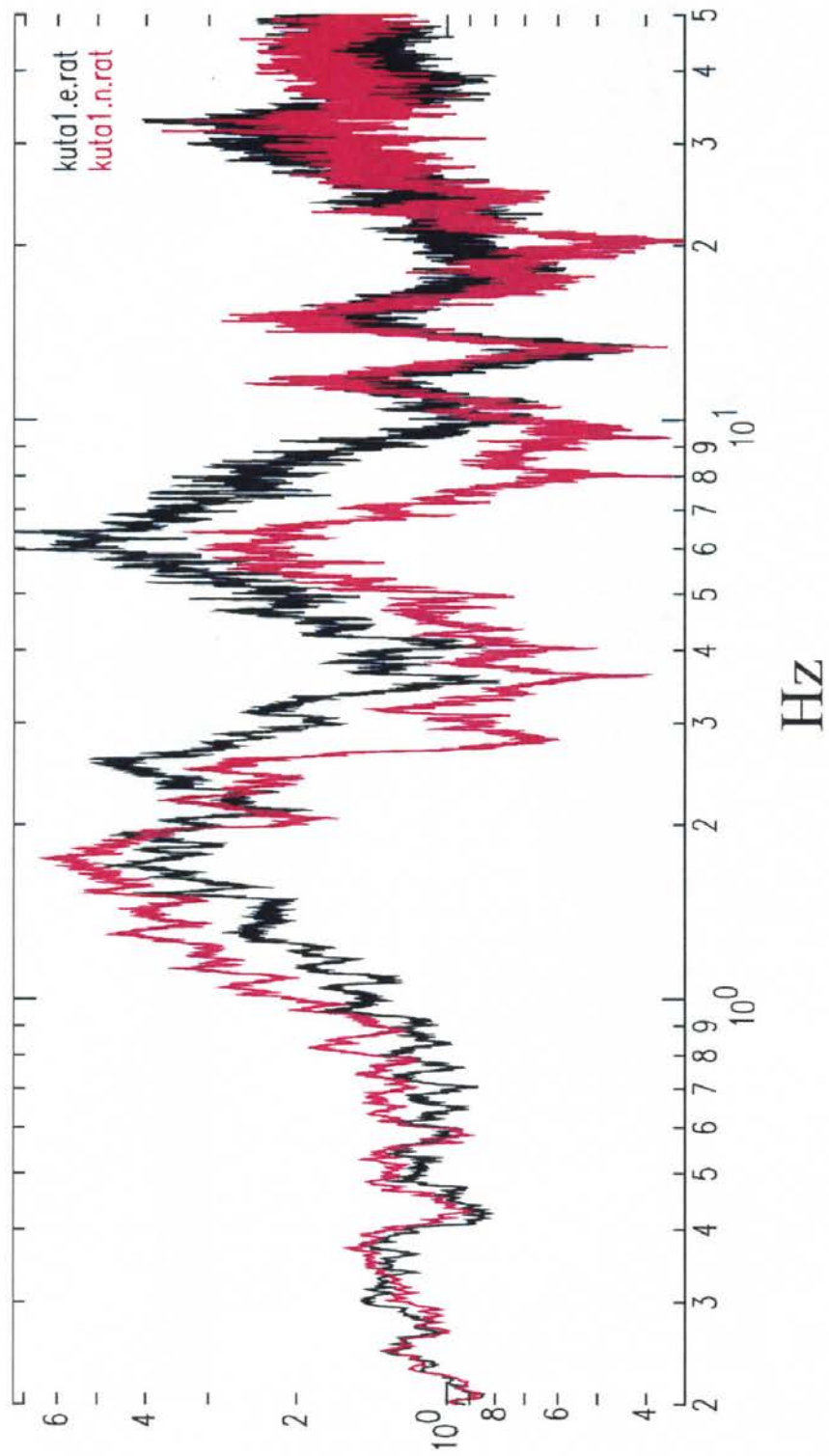
Κατανομή V_{so} – βάθος κατά μήκος της ευθείας Α-Α'



Σχήμα 3.13

Υπέρθεση του διαγράμματος κατανομής των τιμών V_{so} -βάθος στο διάγραμμα γεωλογικής τιμής της κοιλάδας Κούταβου

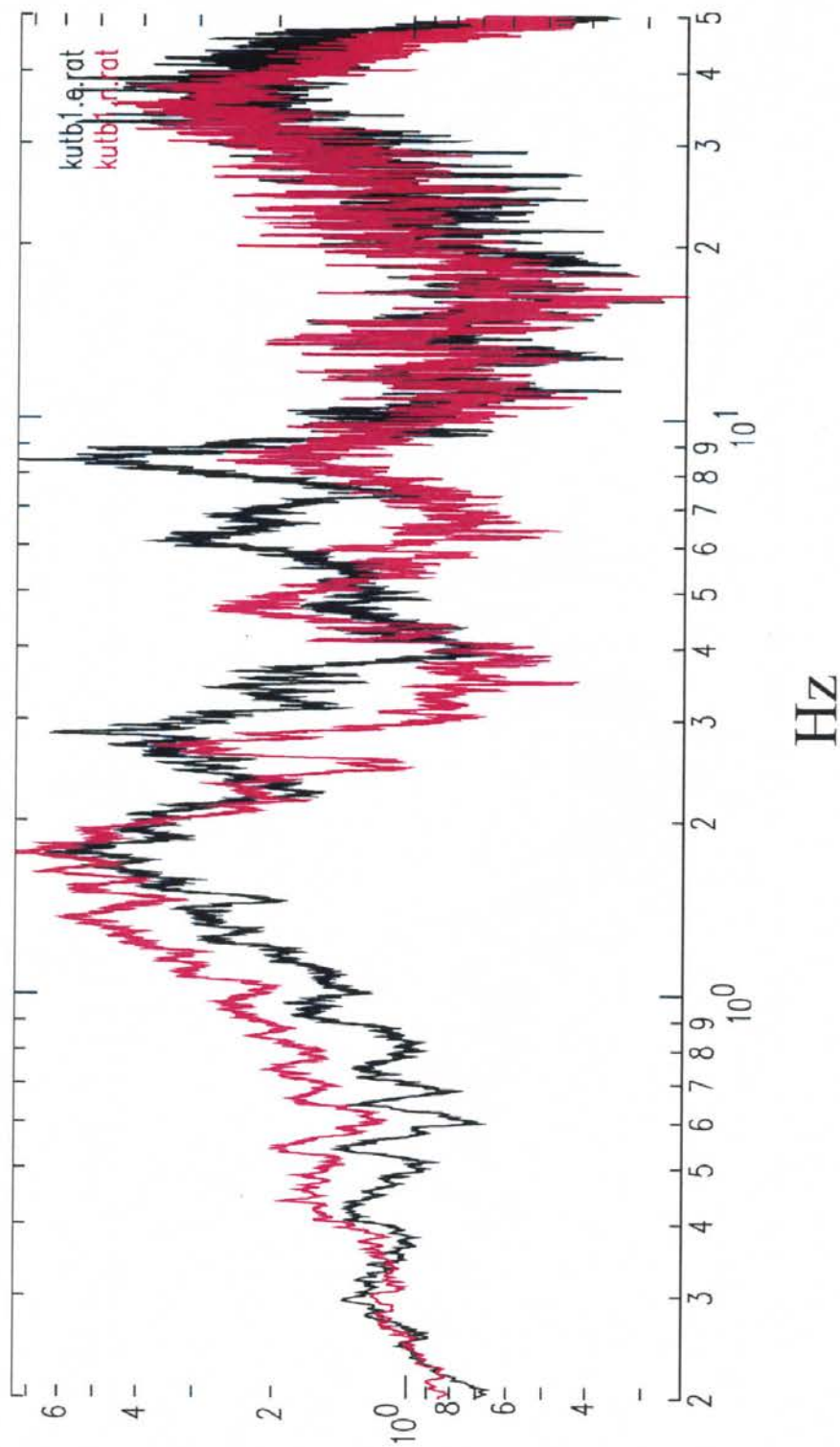
HVSR 1



Σχήμα 3.14(α)

Μέθοδος «Nakamura»: Φασματικός Λόγος ΗV στη Θέση 1

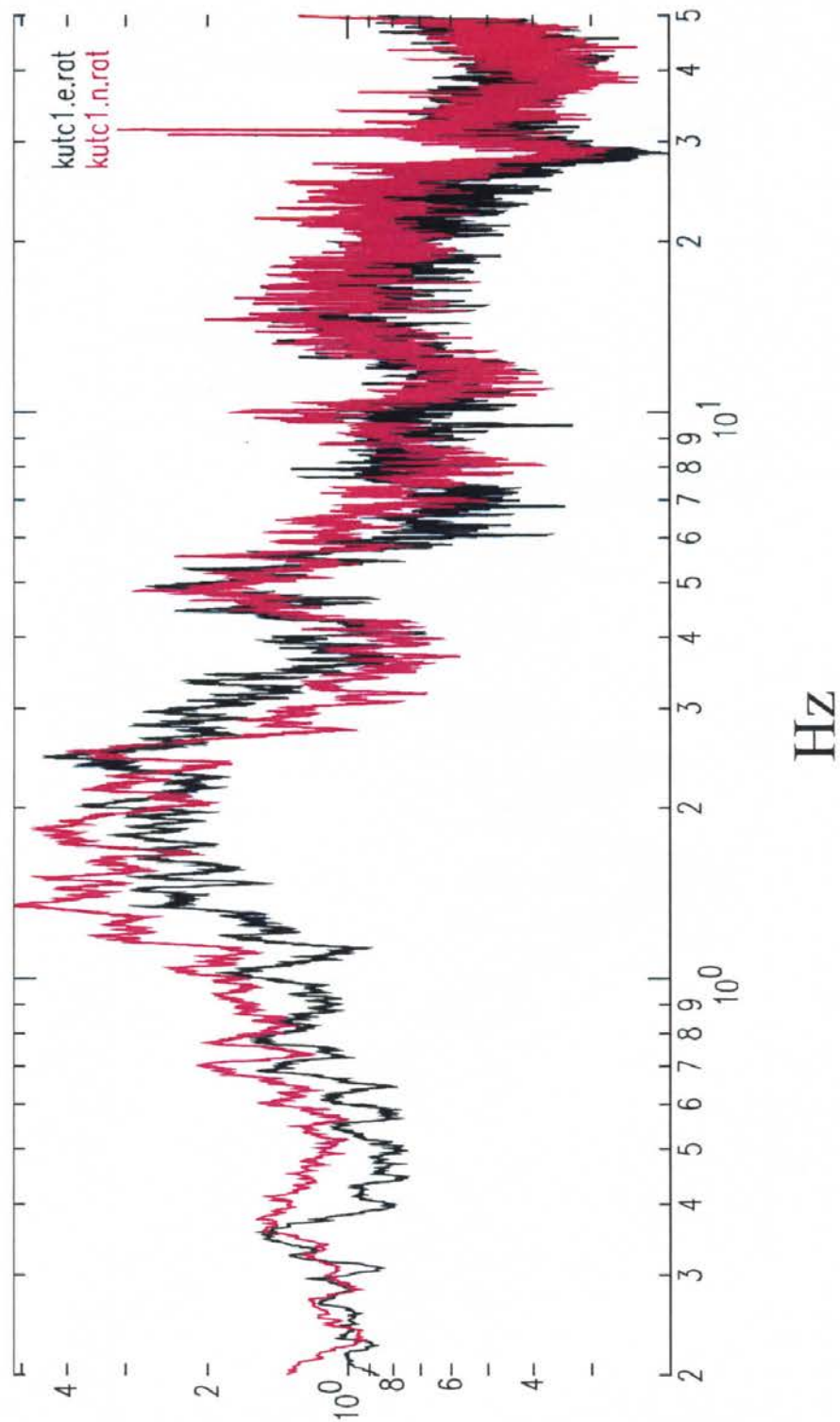
HVSR 2



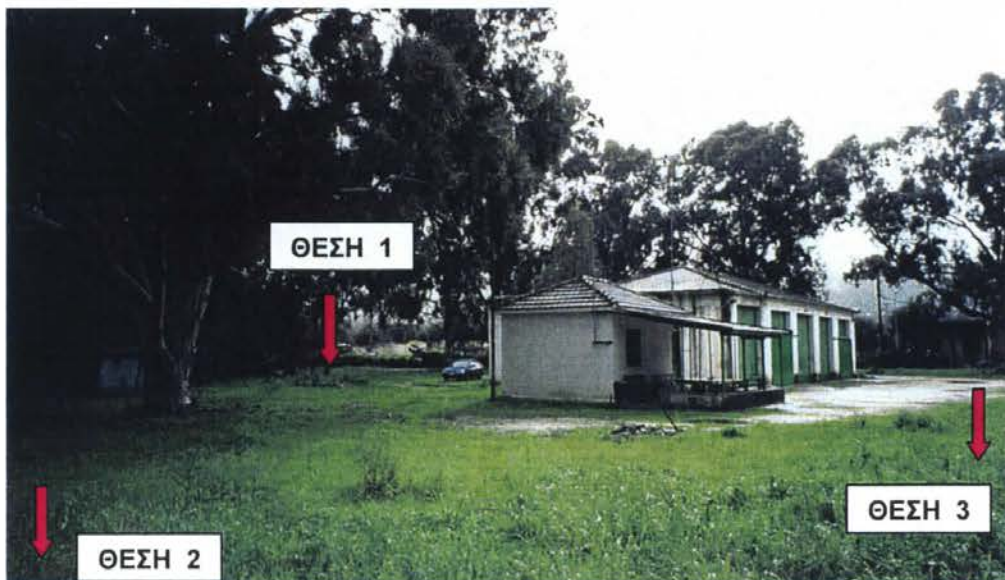
Σχήμα 3.14(β)

Μέθοδος «Nakamura»: Φασματικός Λόγος ΗV στη Θέση 2

HVSR 3



Σχήμα 3.14(γ)
Μέθοδος «Nakamura»: Φασματικός Λόγος Η/Ν στη Θέση 3



Σχήμα 3.15

Το κτίσμα του Δασαρχείου στο κέντρο της κοιλάδας της Κεφαλονιάς, γύρω από το οποίο πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις θορύβου σε τρεις θέσεις. Η Θέση 1 και η Θέση 2 ταυτίζονται με τις θέσεις των εγκατεστημένων καταγραφικών οργάνων.



Σχήμα 3.16

Ο επιταχυνσιογράφος και ο φορητός Η/Υ που χρησιμοποιήθηκαν κατά τις μετρήσεις θορύβου.



Σχήμα 3.17(α)

Μέτρηση θορύβου με το καταγραφικό όργανο στη Θέση 1.
Στο βάθος διακρίνεται το φρεάτιο του Δικτύου



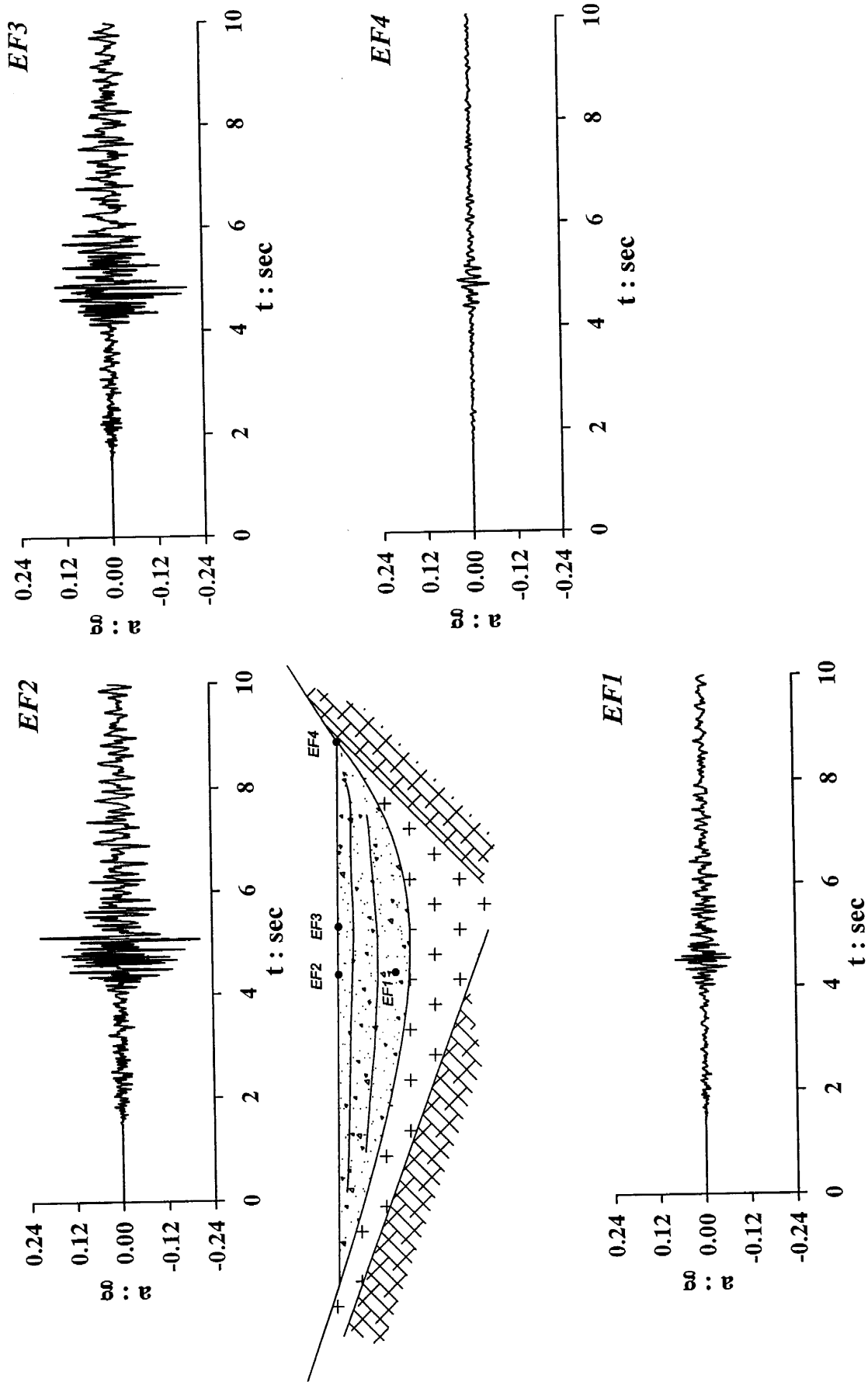
Σχήμα 3.17(β)

Μέτρηση θορύβου με το καταγραφικό όργανο στη Θέση 2.
Αριστερά διακρίνεται το φρεάτιο του Δικτύου

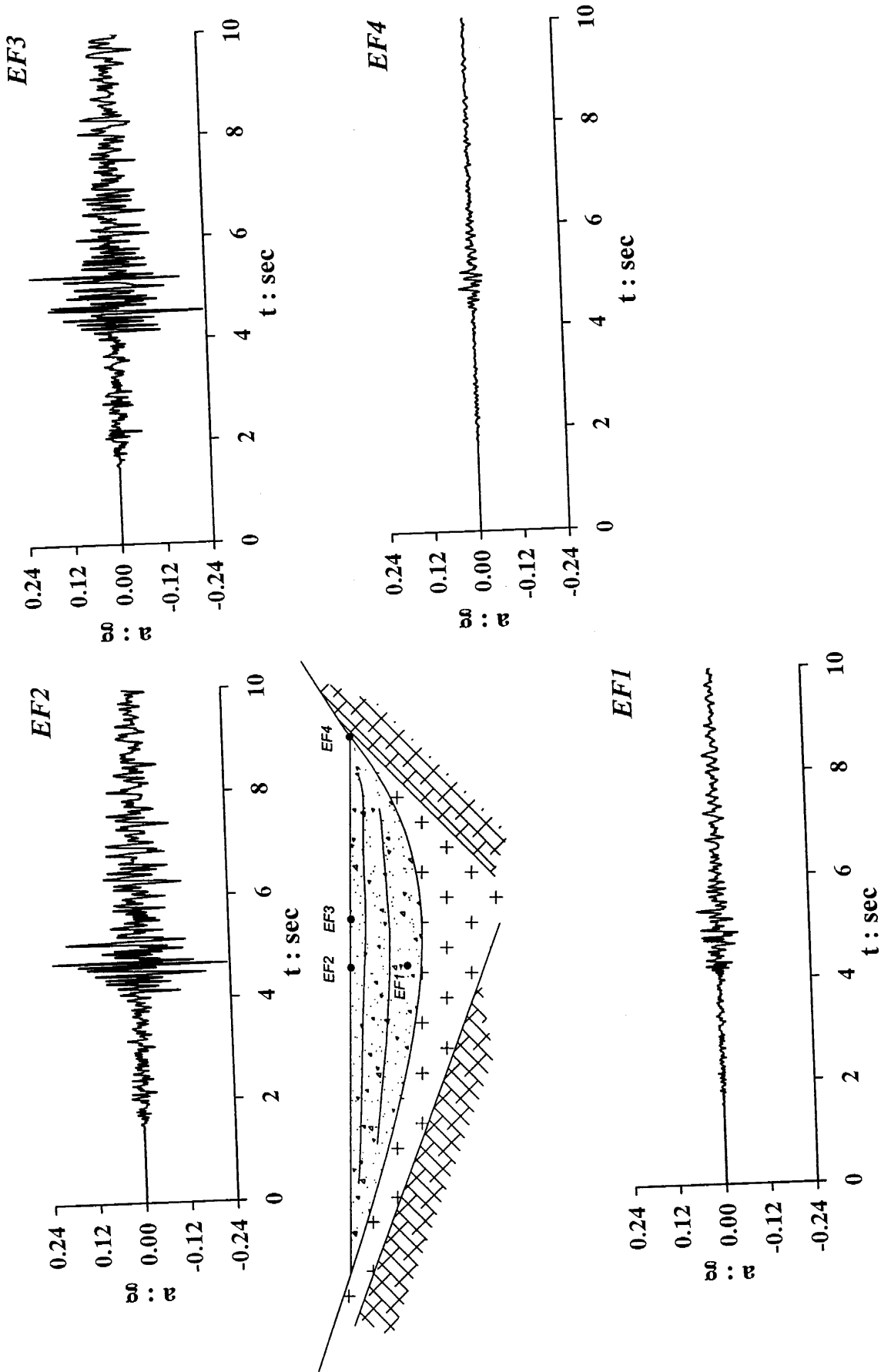


Σχήμα 3.17(γ)

Μέτρηση θορύβου με το καταγραφικό όργανο στη Θέση 3.

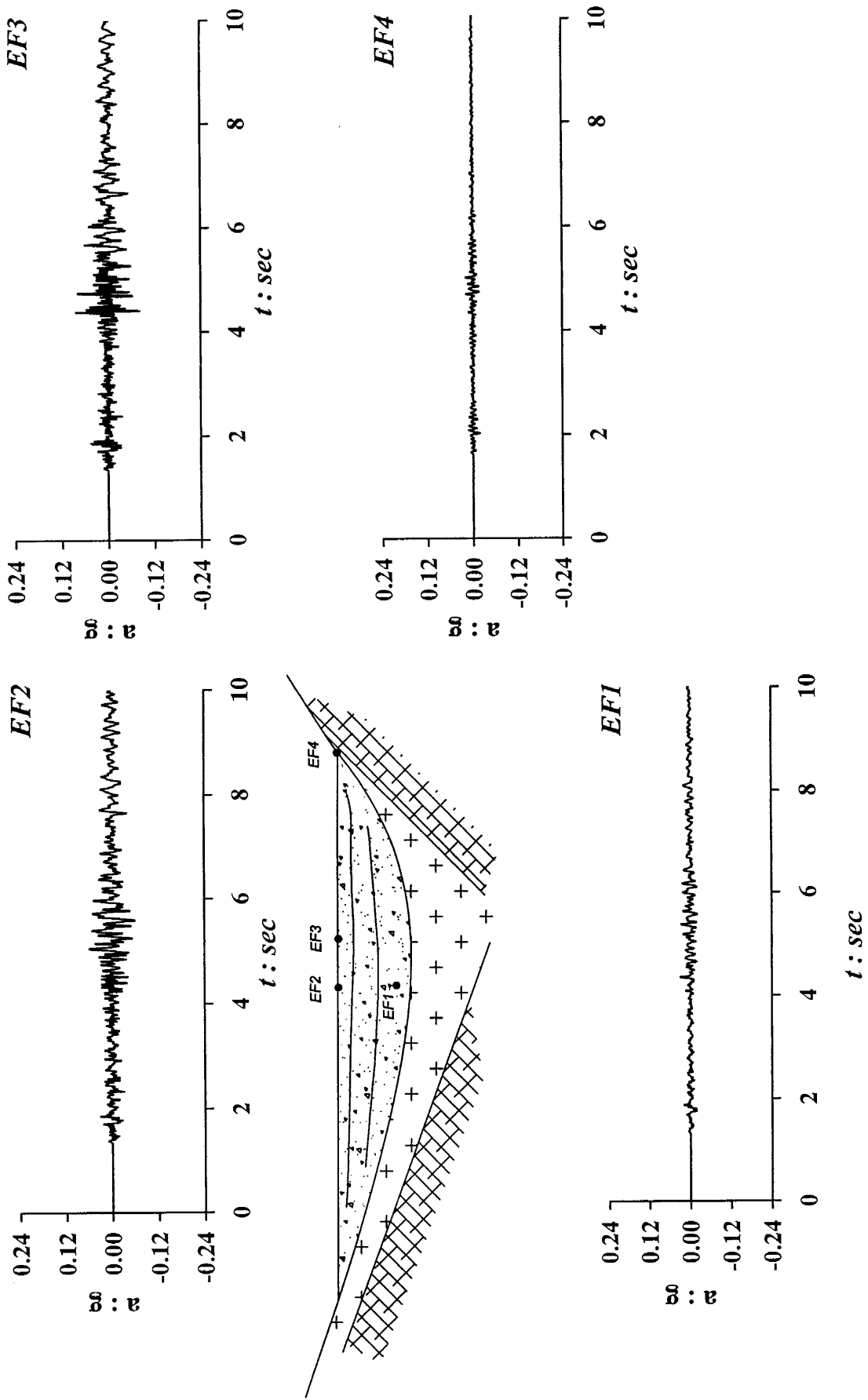


Σεισμός 23/11/1998: Χρονοϊστορίες επιτάχυνσης κατά την διεύθυνση N-S (βορράς – νότος)
 Σχήμα 3.18(α)



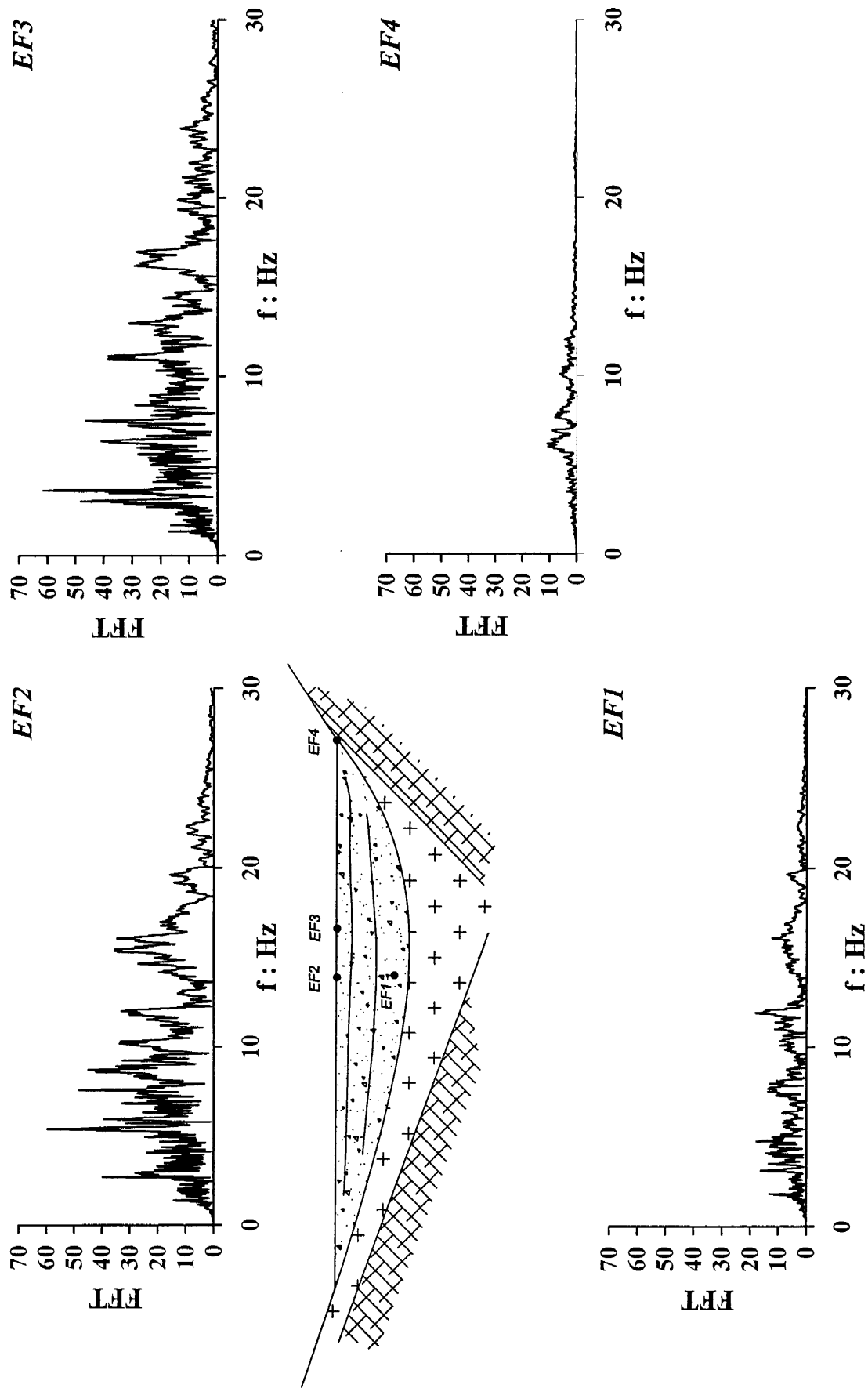
Σχήμα 3.18(β)

Σεισμός 23/11/1998: Χρονοιστορίες επιτάχυνσης κατά την διεύθυνση E-W (ανατολή - δύση)

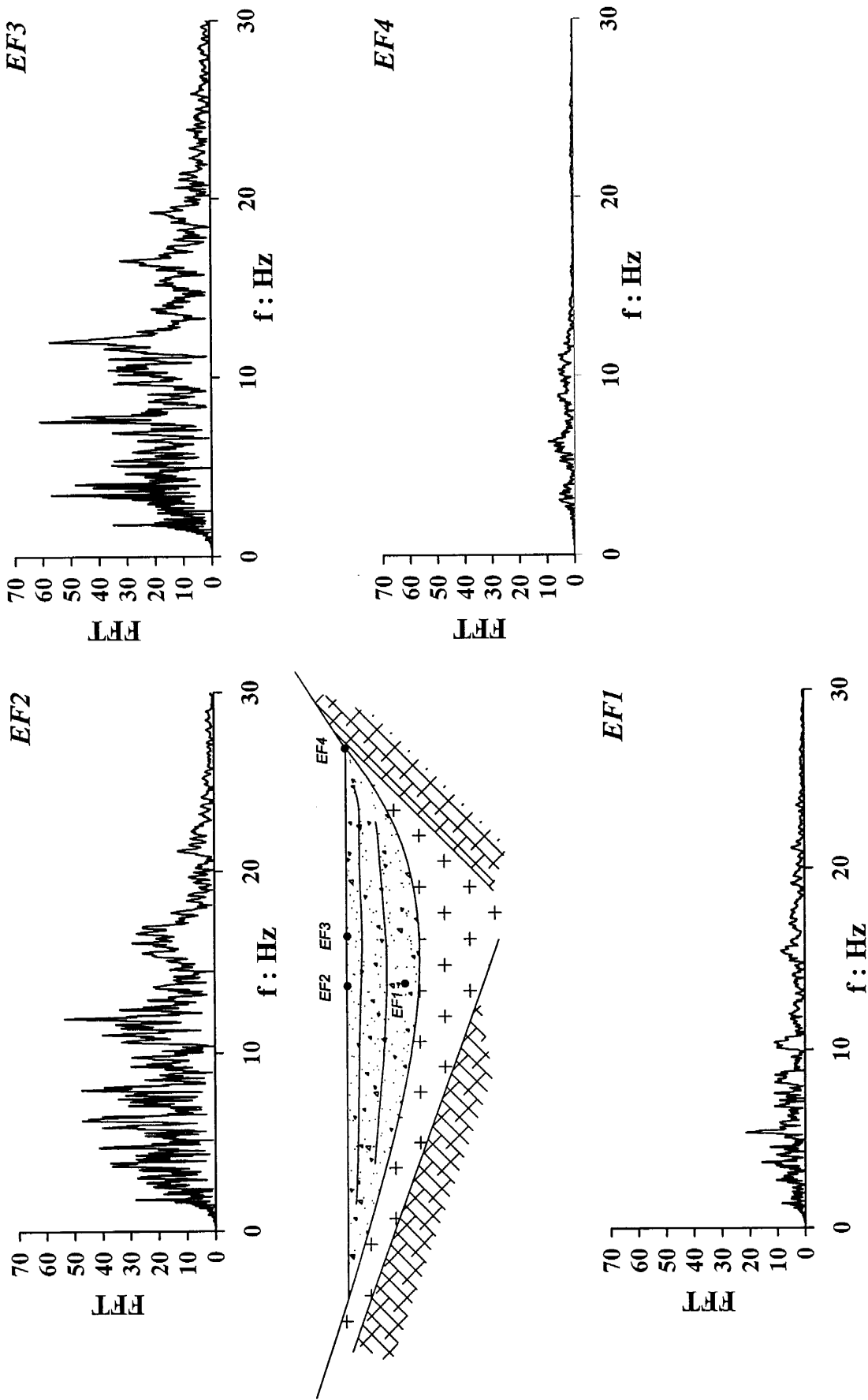


Σχήμα 3.18(γ)
 Σεισμός 23/11/1998: Χρονοϊστορίες επιτάχυνσης κατά την διεύθυνση V (κατακόρυφος)

Βορράς - Νότος

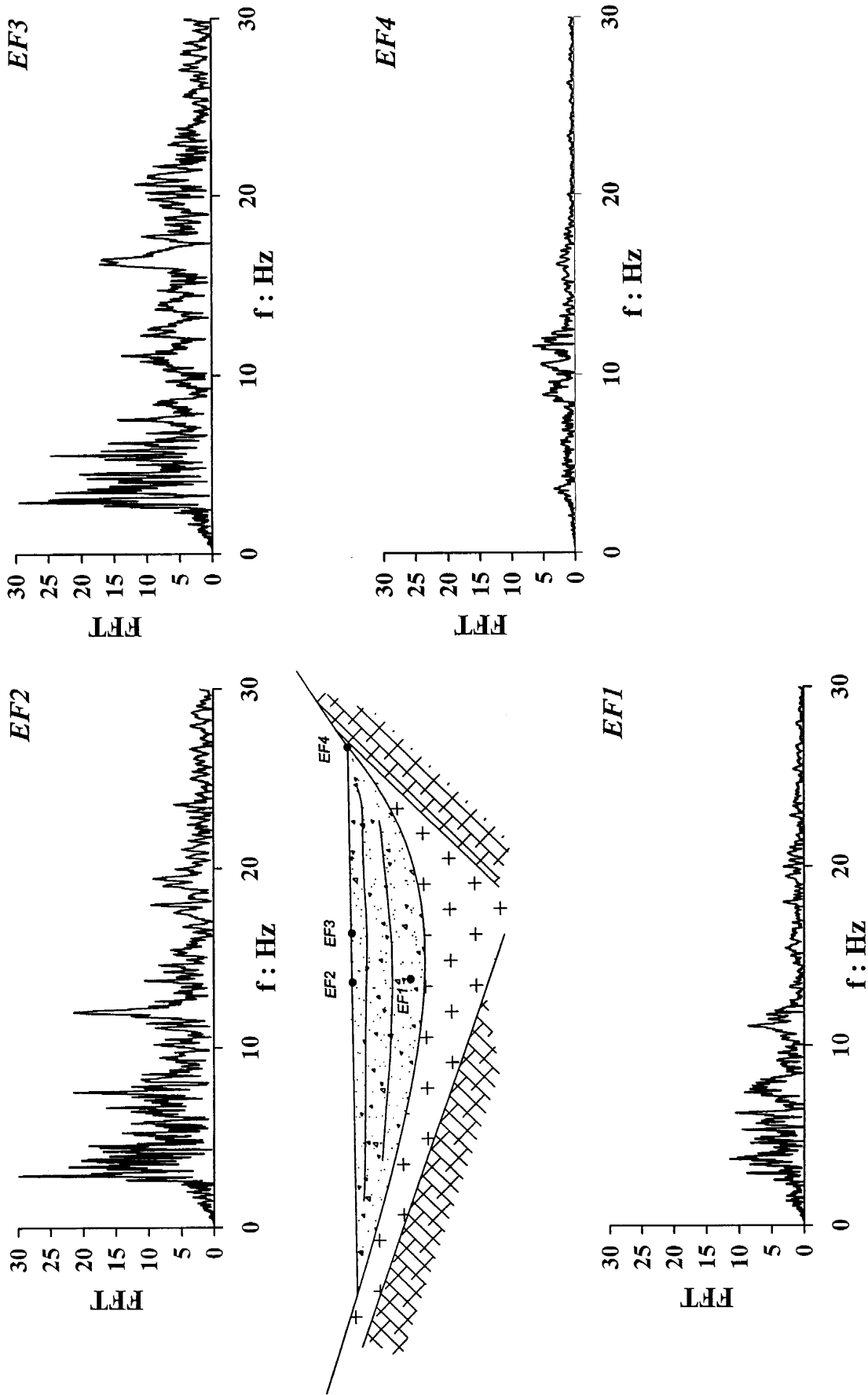


Σεισμός 23/11/1998: Φάσματα Fourier κατά την διεύθυνση N-S (βορράς – νότος)
 Σχήμα 3.19(α)



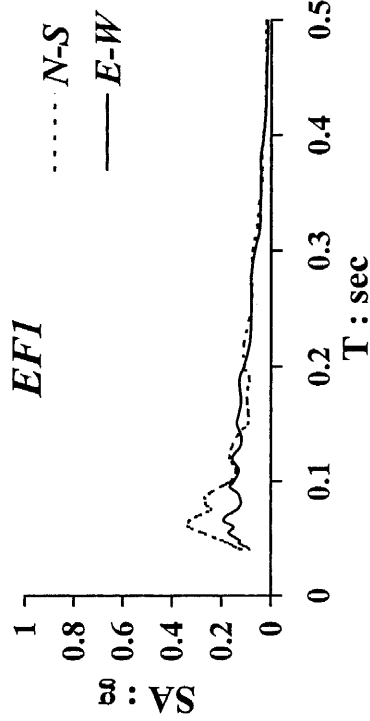
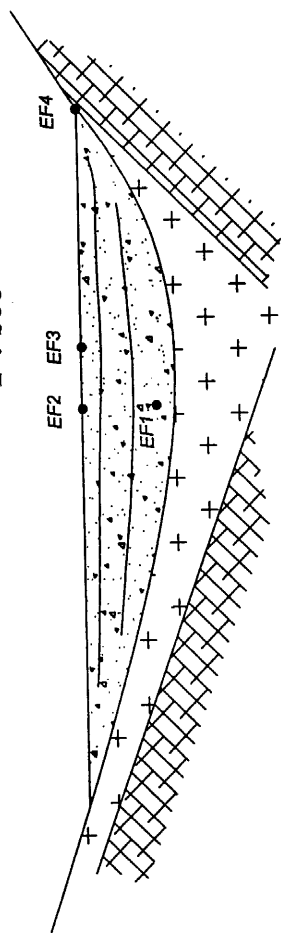
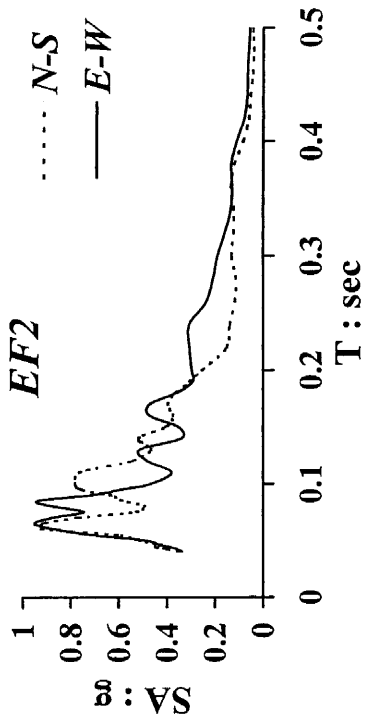
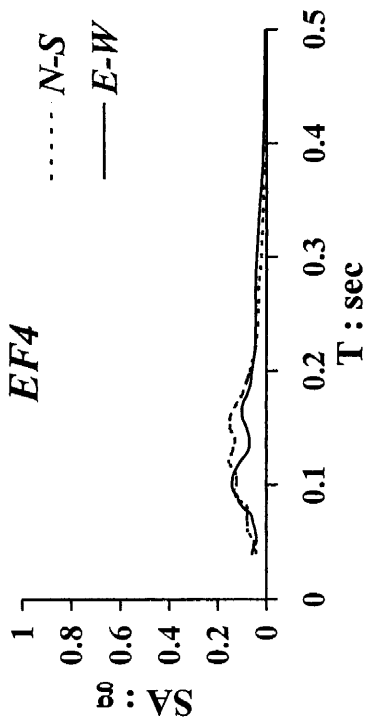
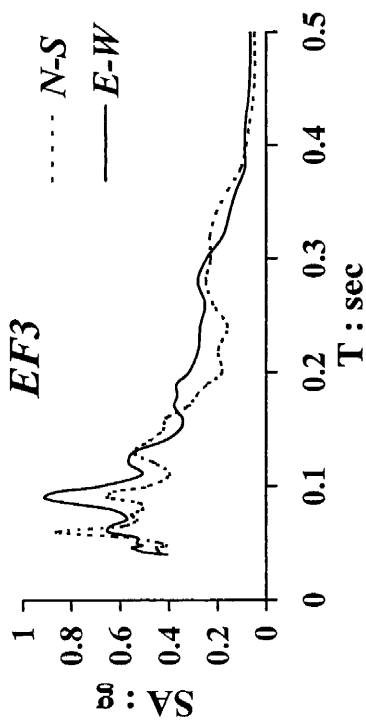
Σεισμός 23/11/1998: Φάσματα Fourier κατά την διεύθυνση E-W (ανατολή - δύση)
 Σχήμα 3.19(β)

Κατακόρυφος

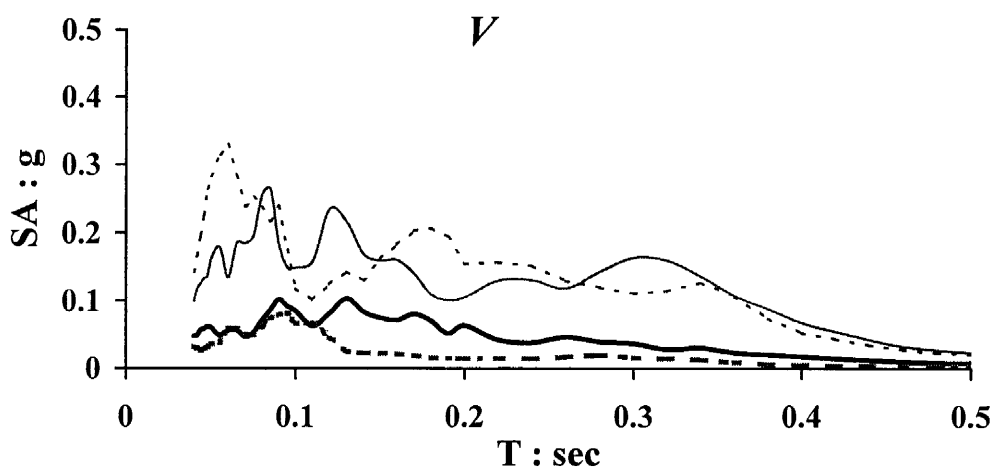
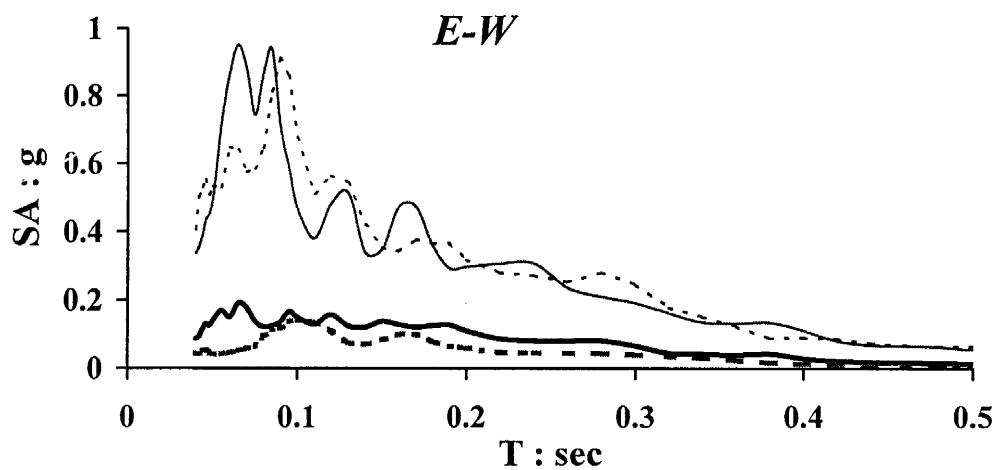
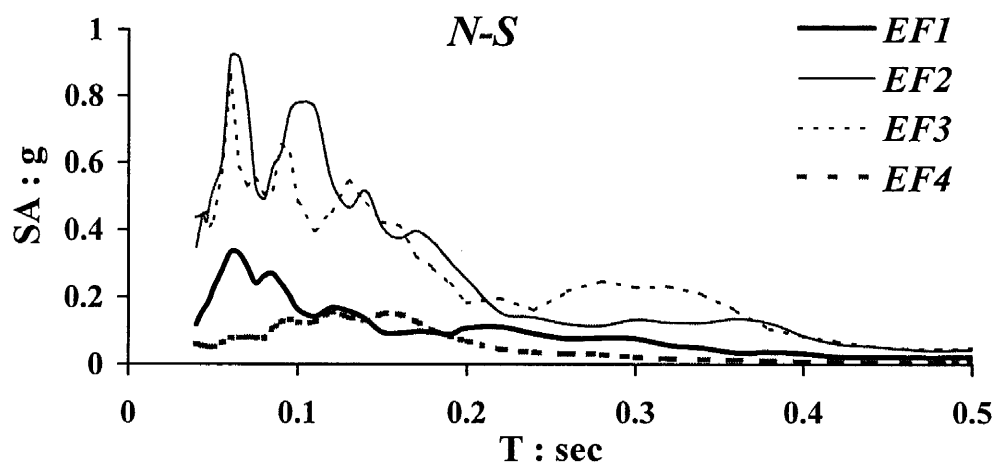


Σχήμα 3.19(γ)

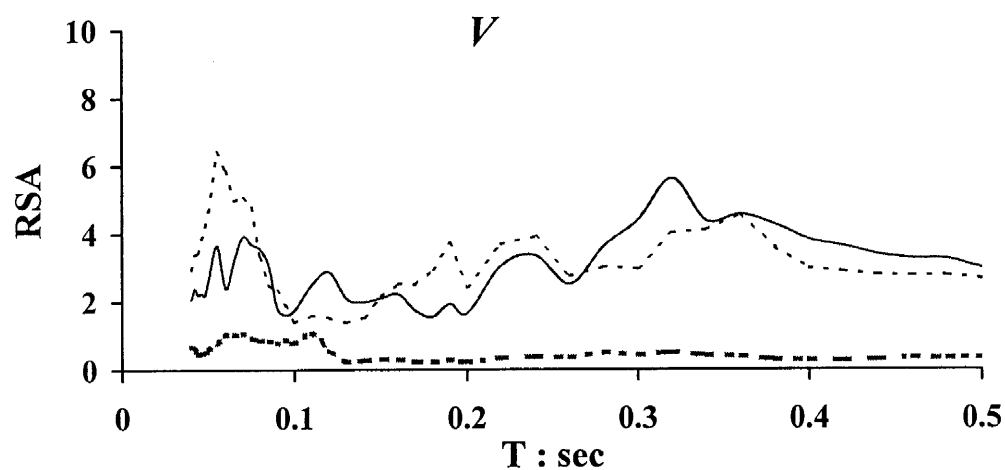
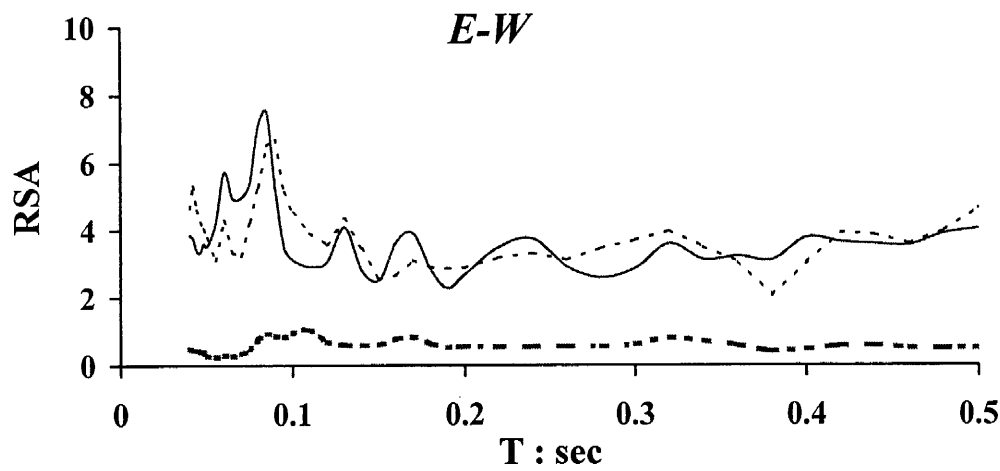
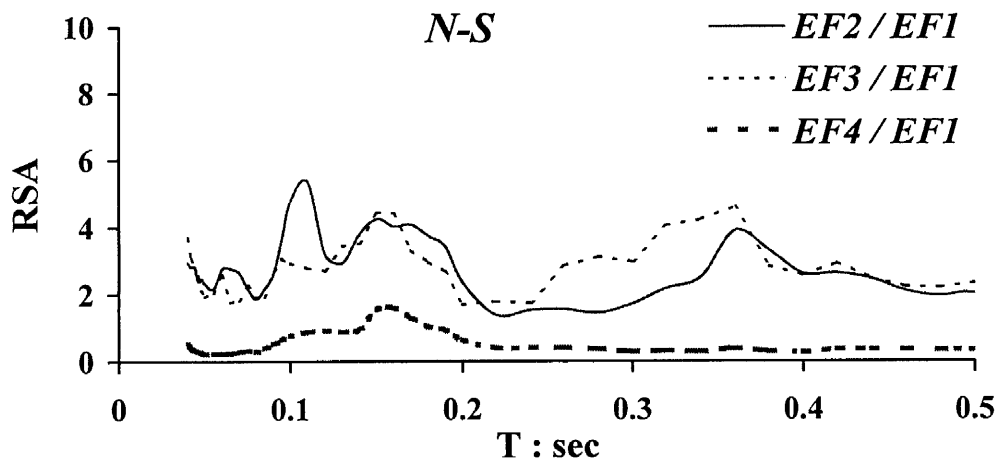
Σεισμός 23/11/1998: Φάσματα Fourier κατά την διεύθυνση V (κατακόρυφος)



Σεισμός 23/11/1998: Ελαστικά φάσματα αποκρίσεως (απόσβεση = 5%)
 Σχήμα 3.20(α)

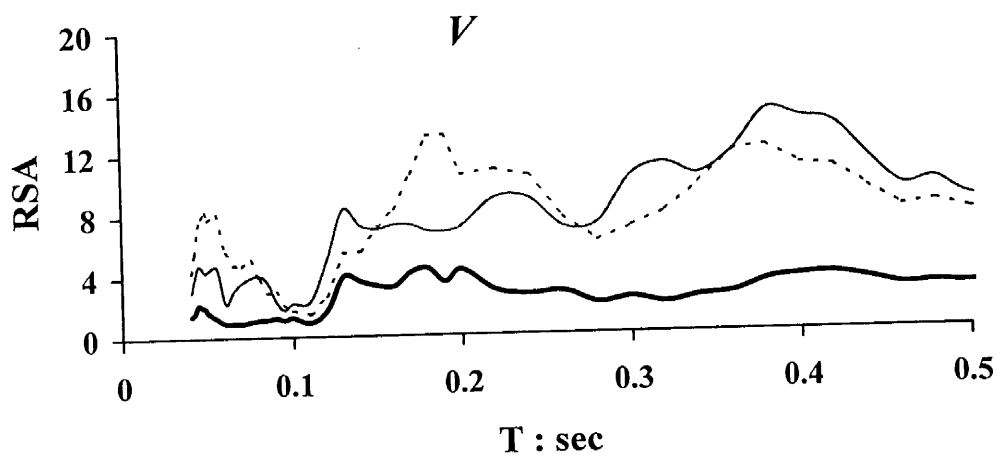
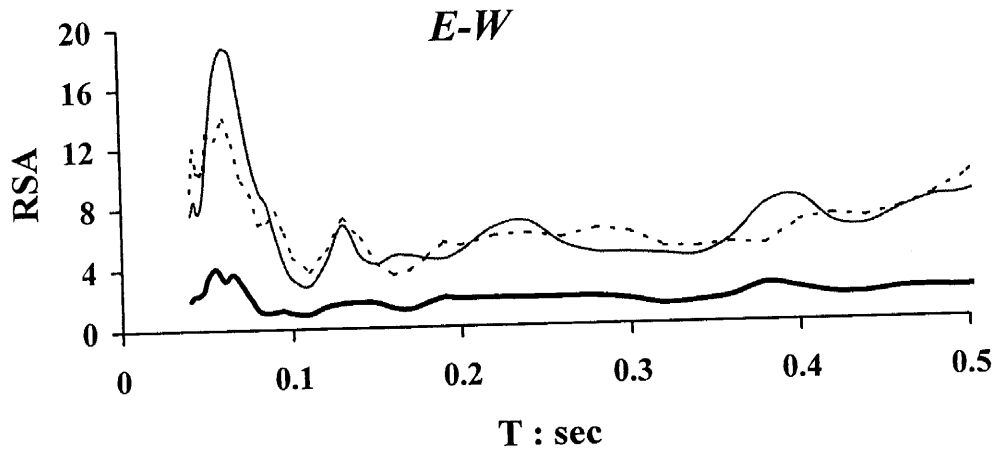
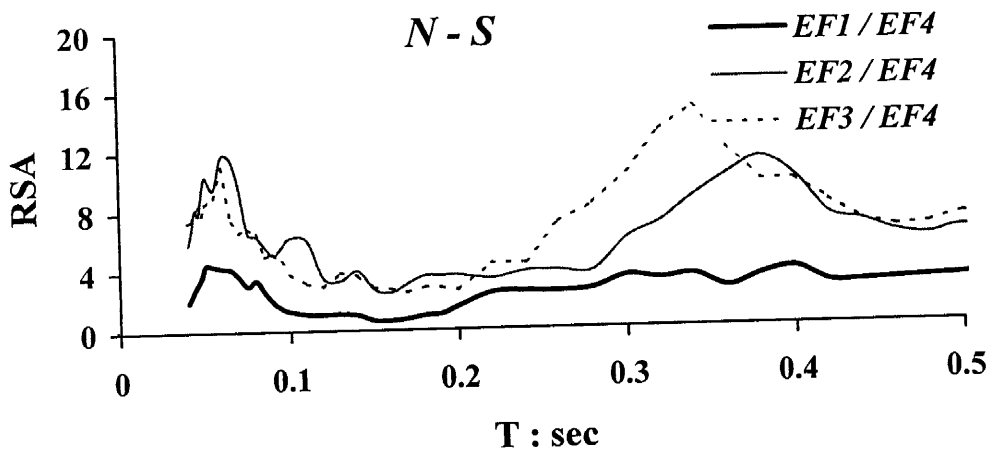


Σχήμα 3.20(β)
 Σεισμός 23/11/1998: Ελαστικά φάσματα αποκρίσεως ανά διεύθυνση
 (απόσβεση = 5%)

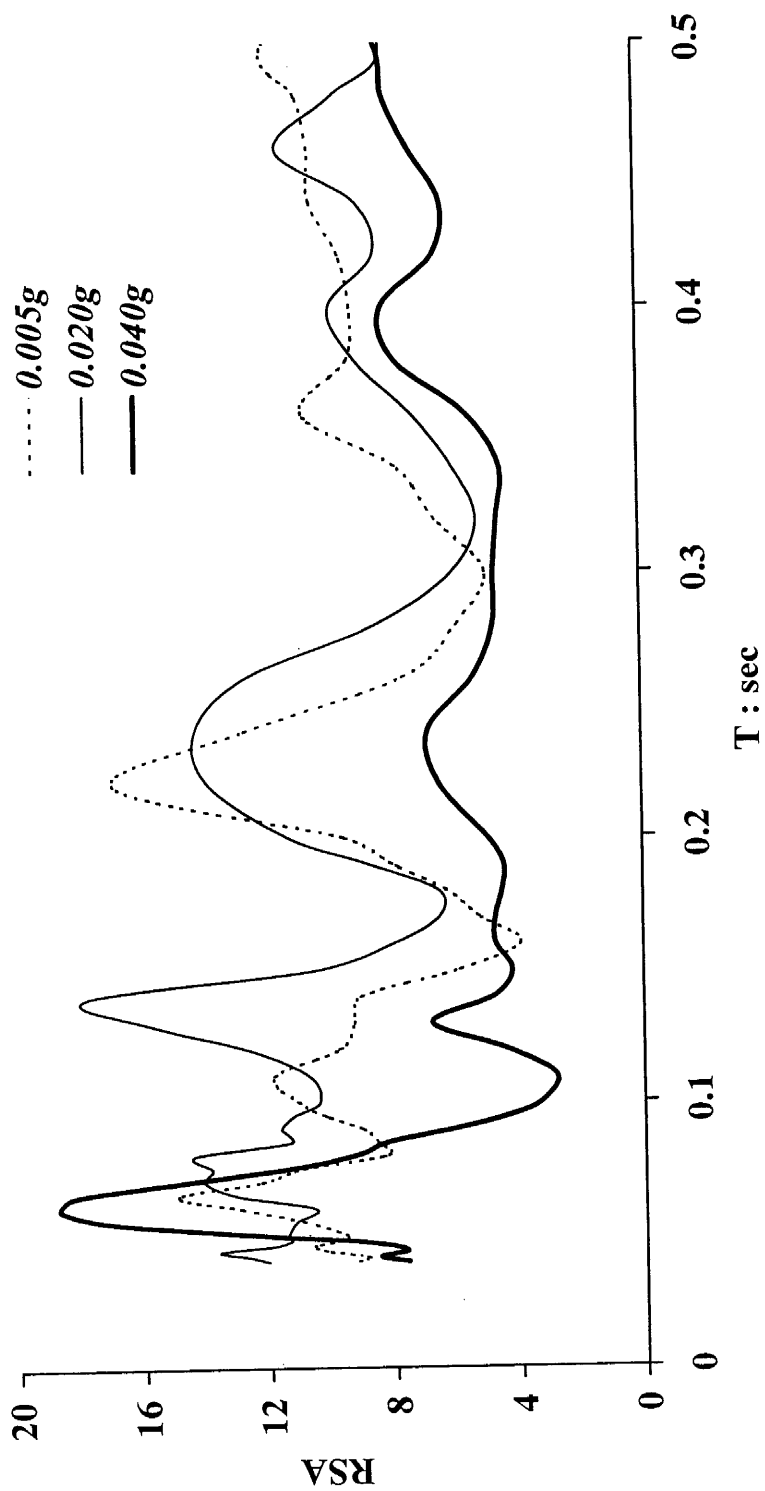


Σχήμα 3.20(γ)

Σεισμός 23/11/1998: Λόγοι φασματικής απόκρισης με σημείο αναφοράς το σημείο $EF1$



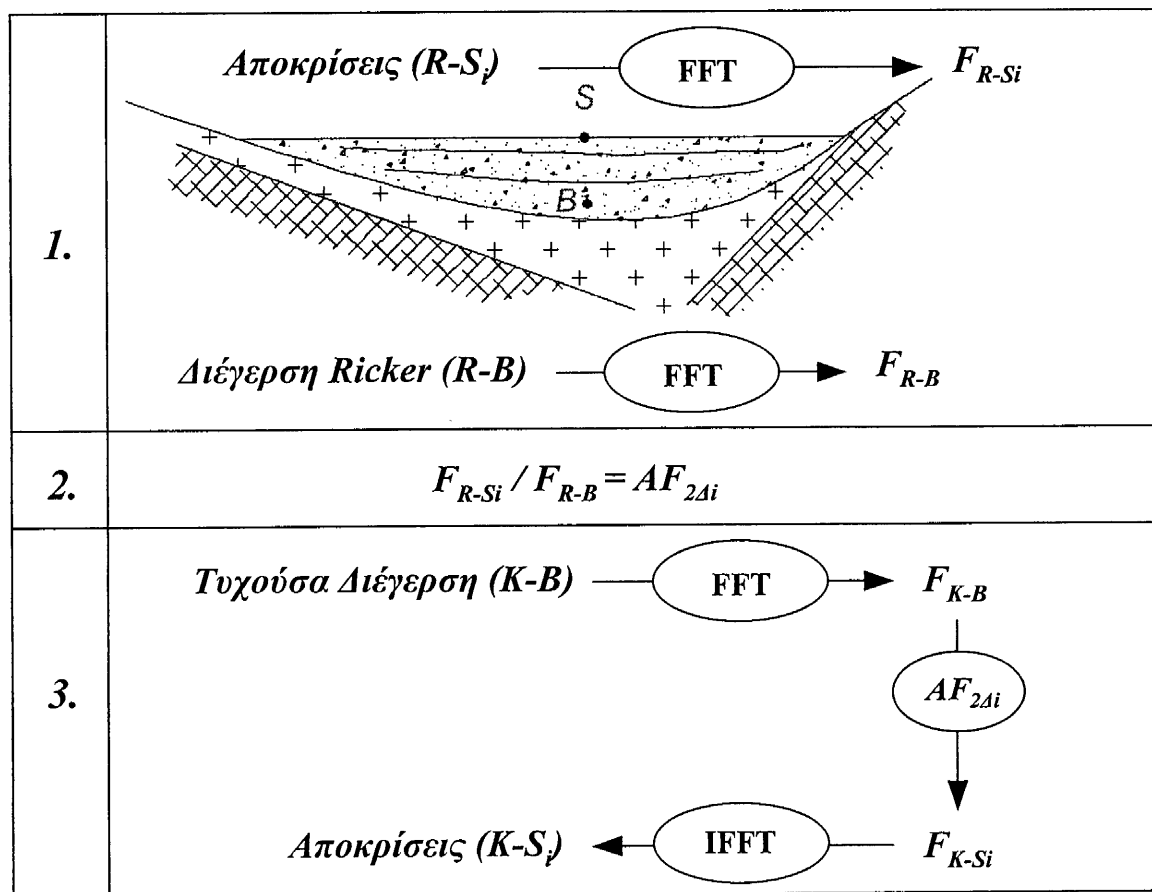
Σχήμα 3.20(δ)
 Σεισμός 23/11/1998: Λόγοι φασματικής απόκρισης με σημείο αναφοράς το σημείο EF4



Σχήμα 3.21

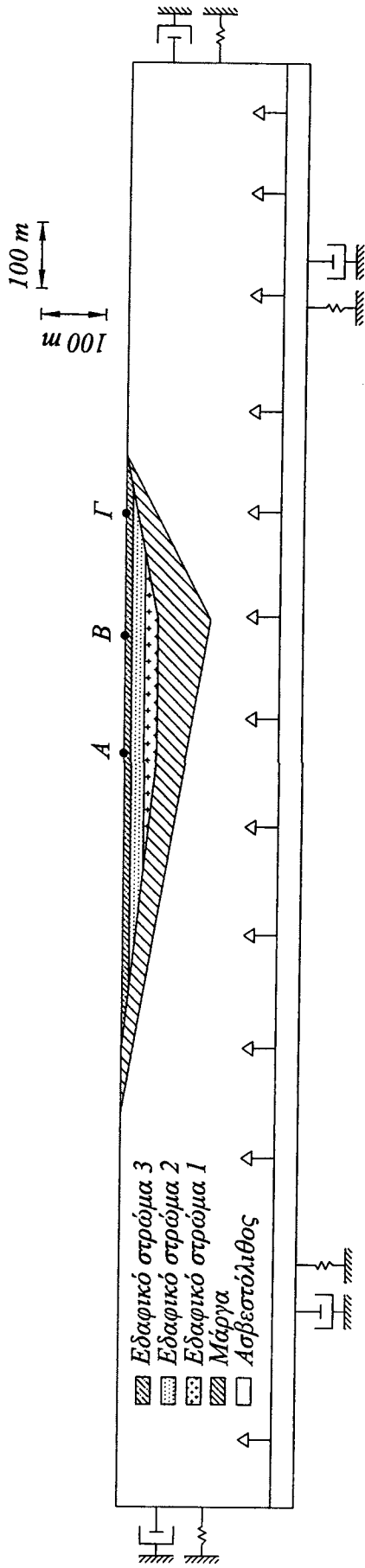
Λόγοι φασματικής απόκρισης για 3 σεισμούς.

Η μείωση, καθώς αυξάνονται τα επίπεδα της επιτάχυνσης, αποτελεί ένδειξη ανελαστικής συμπεριφοράς



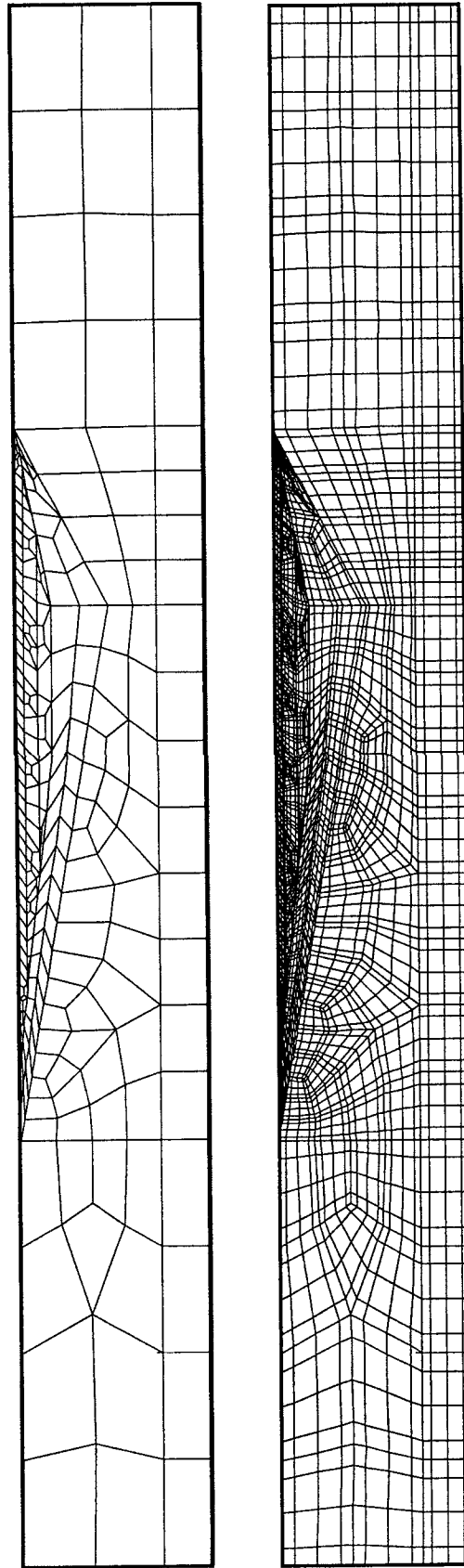
Σχήμα 3.22

Διαδικασία προσδιορισμού τής επιφανειακής σεισμικής δόνησης μέσω απλών παλμικών διεγέρσεων



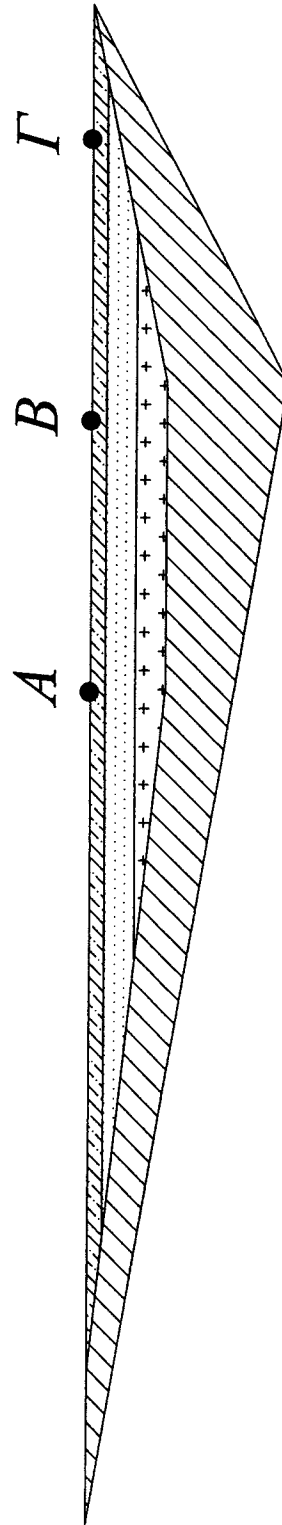
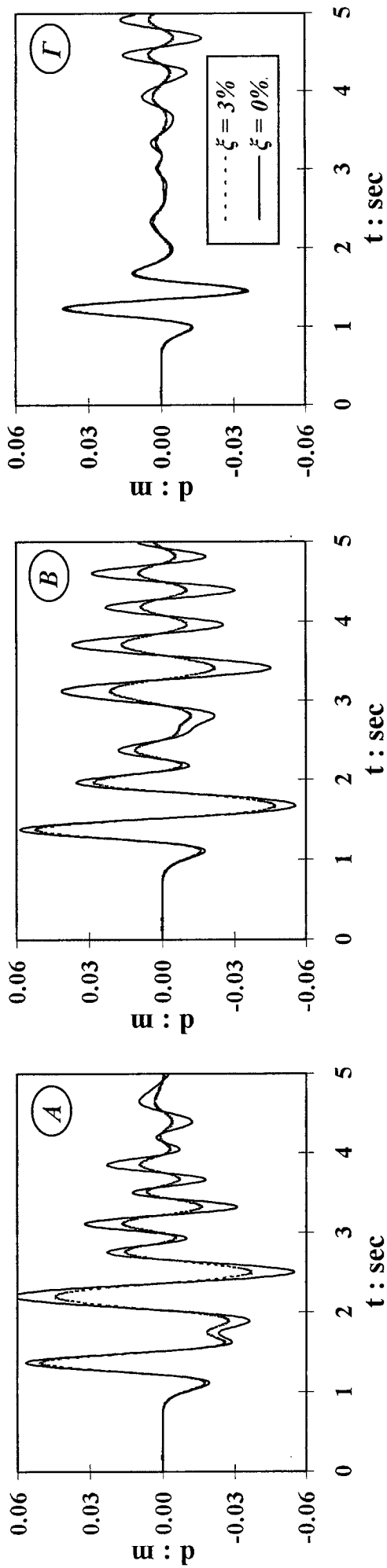
Σχήμα 3.23(α)

Εξιδανικευμένη γεωμετρία και ιδιότητες υλικών



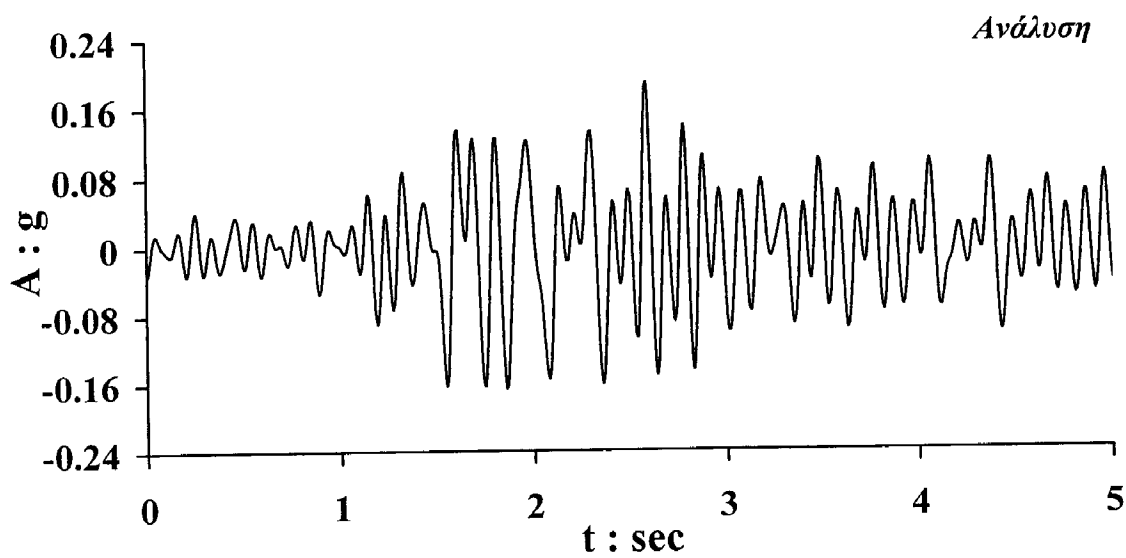
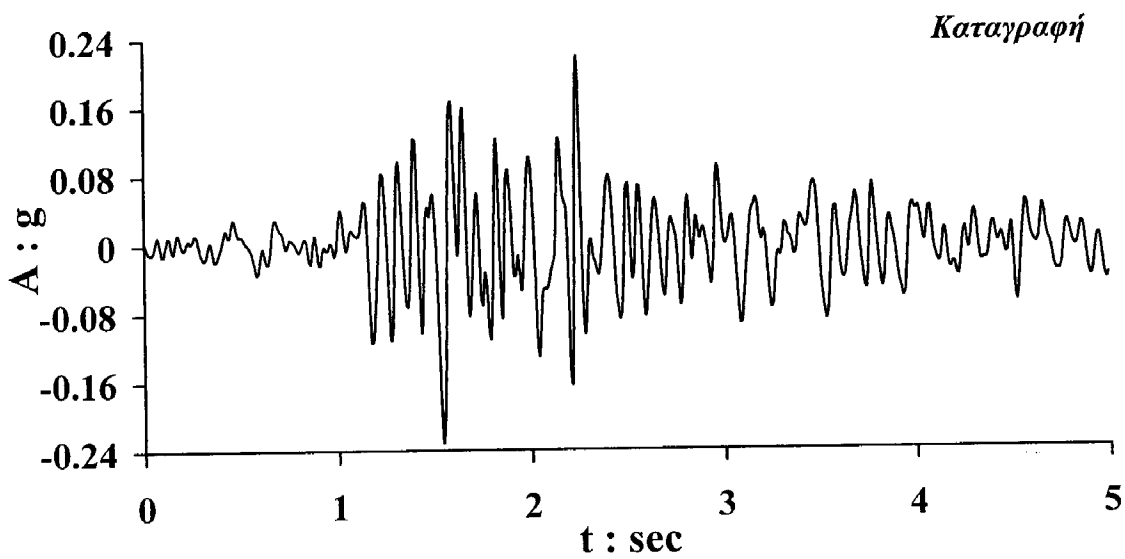
Σχήμα 3.23(β)

Διακριτοποίηση σε φασματικά μακροστοιχεία και μικροστοιχεία μέσω του προεπεξεργαστή PATRAN



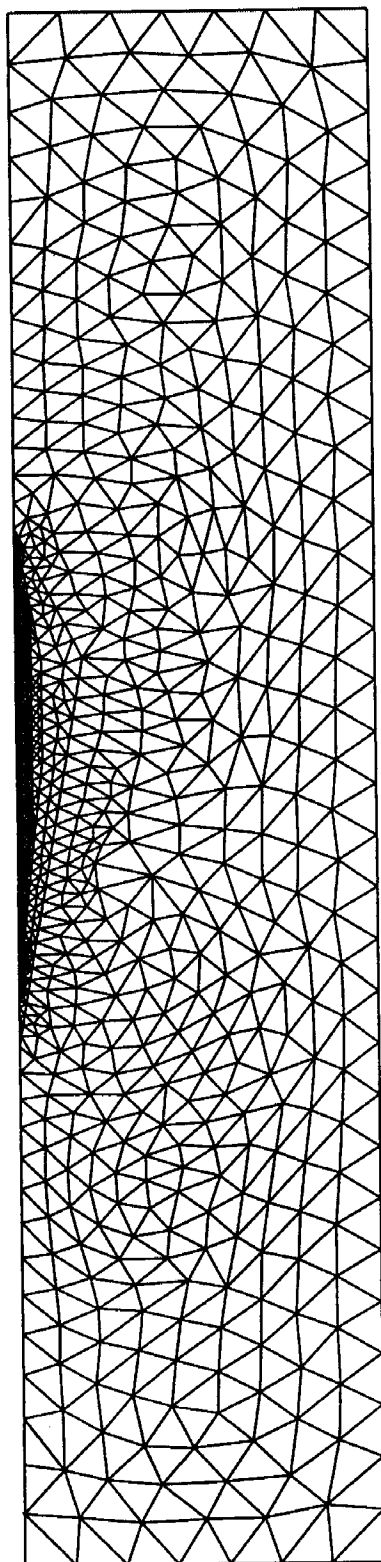
Σχήμα 3.24

Επιφανειακή απόκριση της κοιλιάς σε παλμική διέγερση Ricker και επίδραση της νωτερητικής απόσβεσης



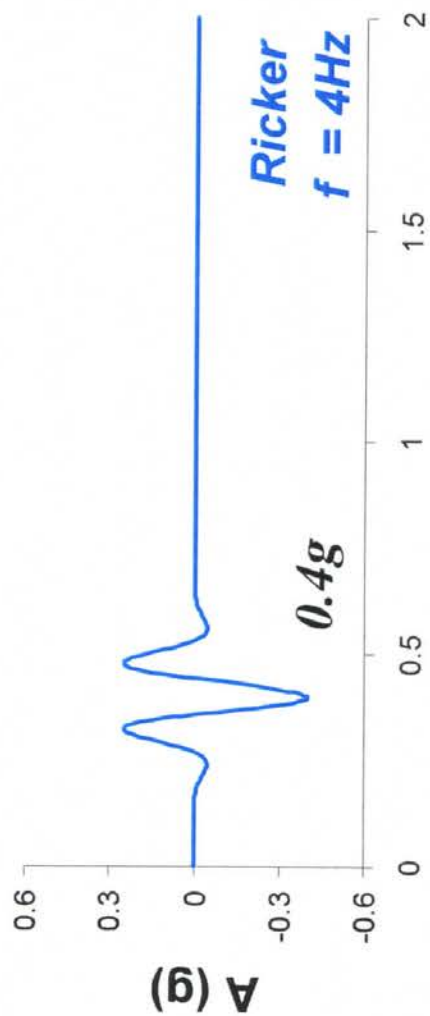
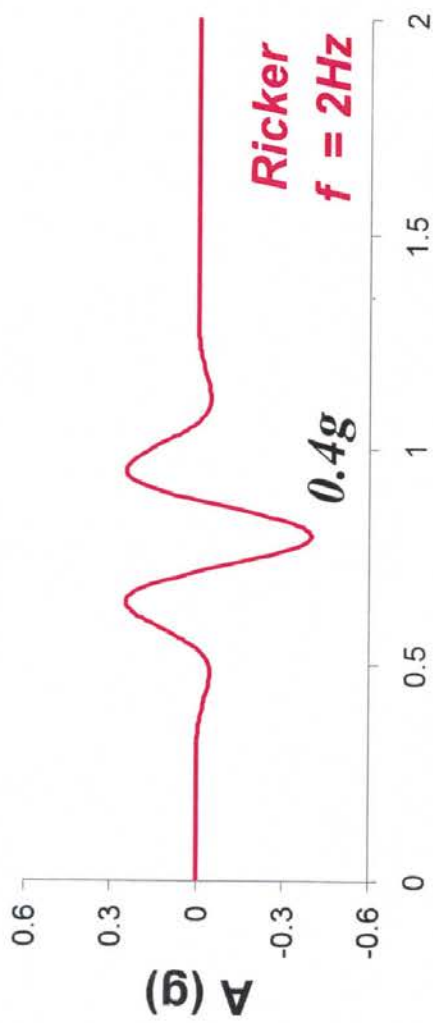
Σχήμα 3.25

Σύγκριση της αριθμητικής προσομοίωσης μέσω της μεθόδου τών φασματικών στοιχείων με την καταγραφή



Σχήμα 3.26
Διακριτικοποίηση σε πεπερασμένα στοιχεία μέσω του προεπεξεργαστή PATRAN

(5)



Χρόνος (sec)

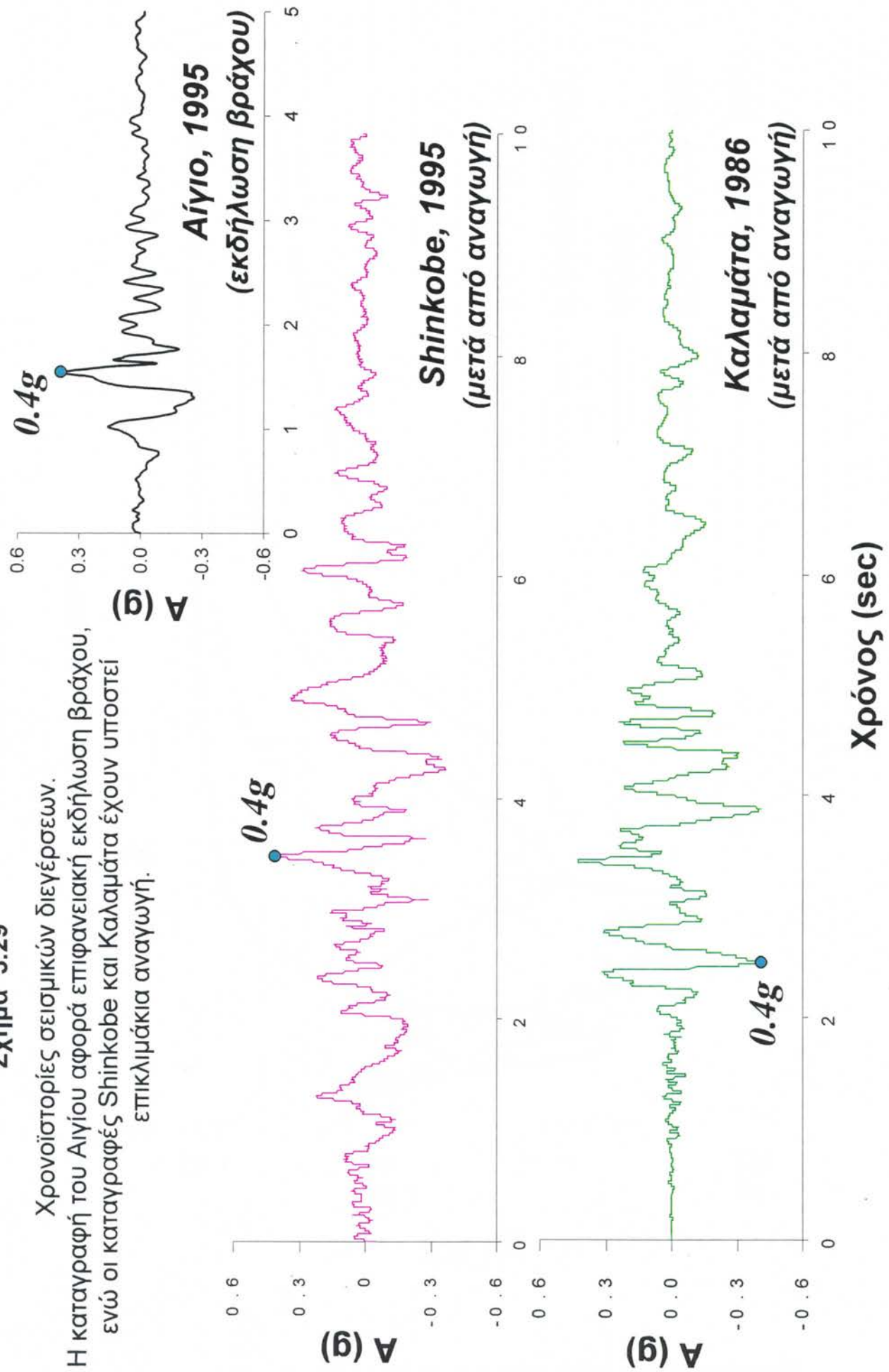
Σχήμα 3.28

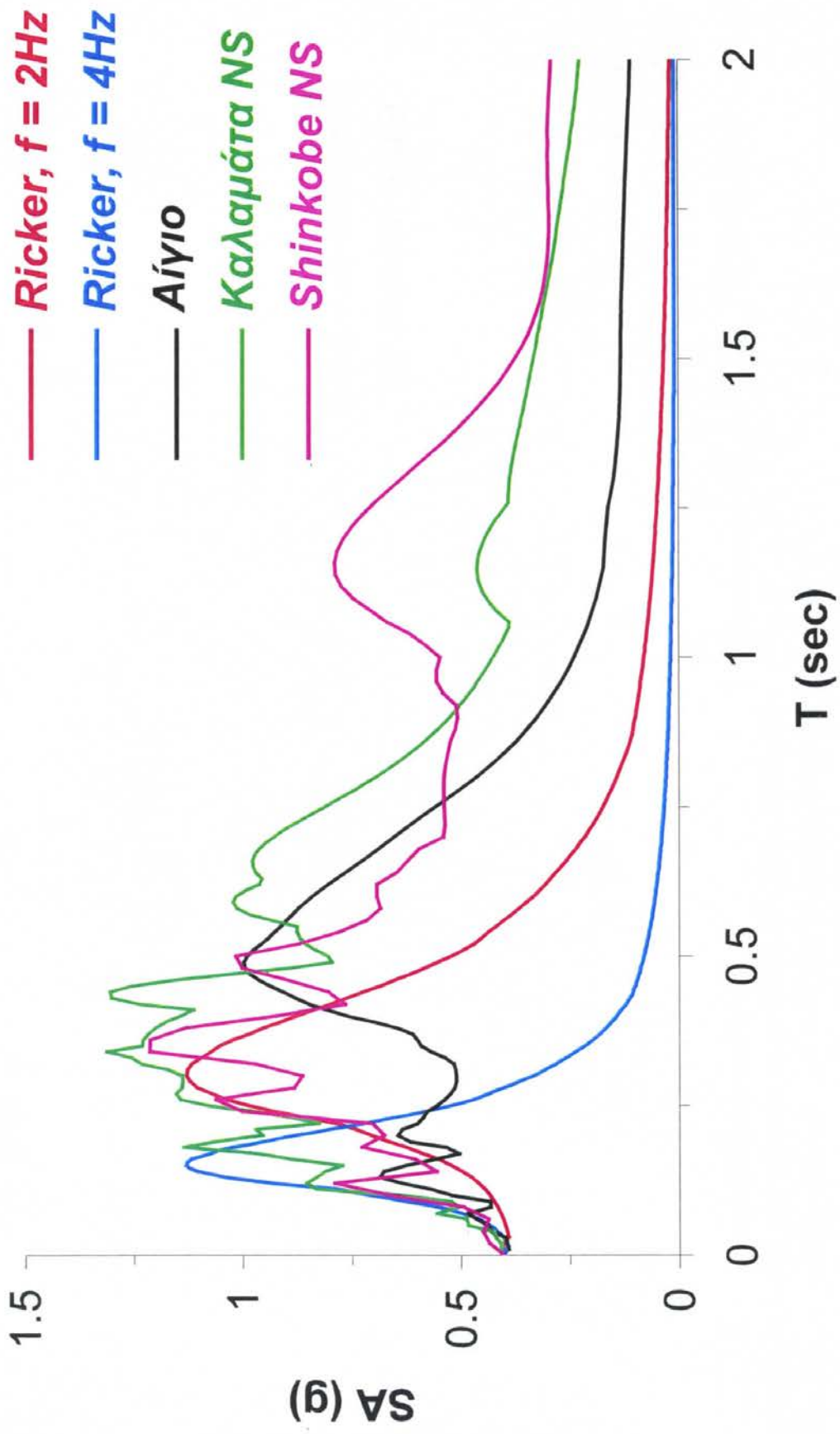
Χρονοϊστορίες παλμικών διεγέρσεων Ricker μετά από επικλιμάκια αναγωγή στα 0.4 g.

Σχήμα 3.29

Χρονοϊστορίες σεισμικών διεγέρσεων.

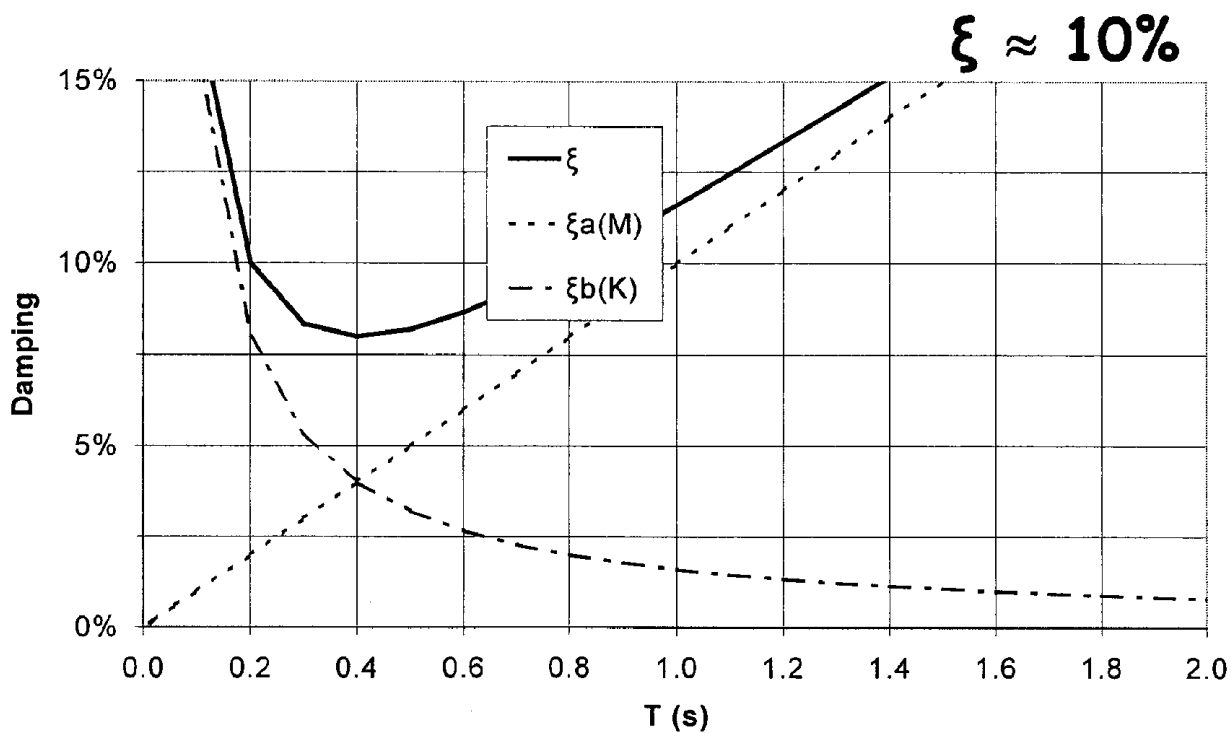
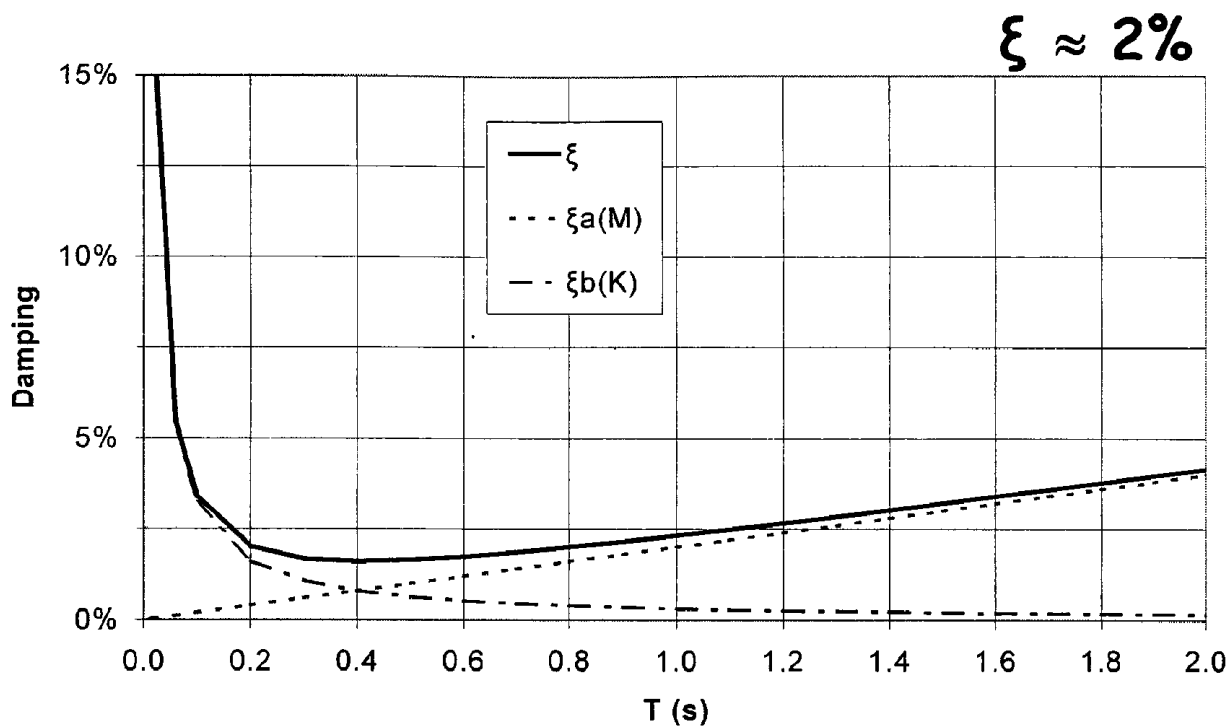
Η καταγραφή του Αίγιου αφορά επιφανειακή εκδήλωση βράχου, ενώ οι καταγραφές Shinkobe και Καλαμάτα έχουν υποστεί επικλιμάκια αναγωγής.





Σχήμα 3.30

Σύγκριση των ελαστικών φασμάτων αποκρίσεως των πέντε υπό-εξέταση διεγέρσεων.



Σχήμα 3.31

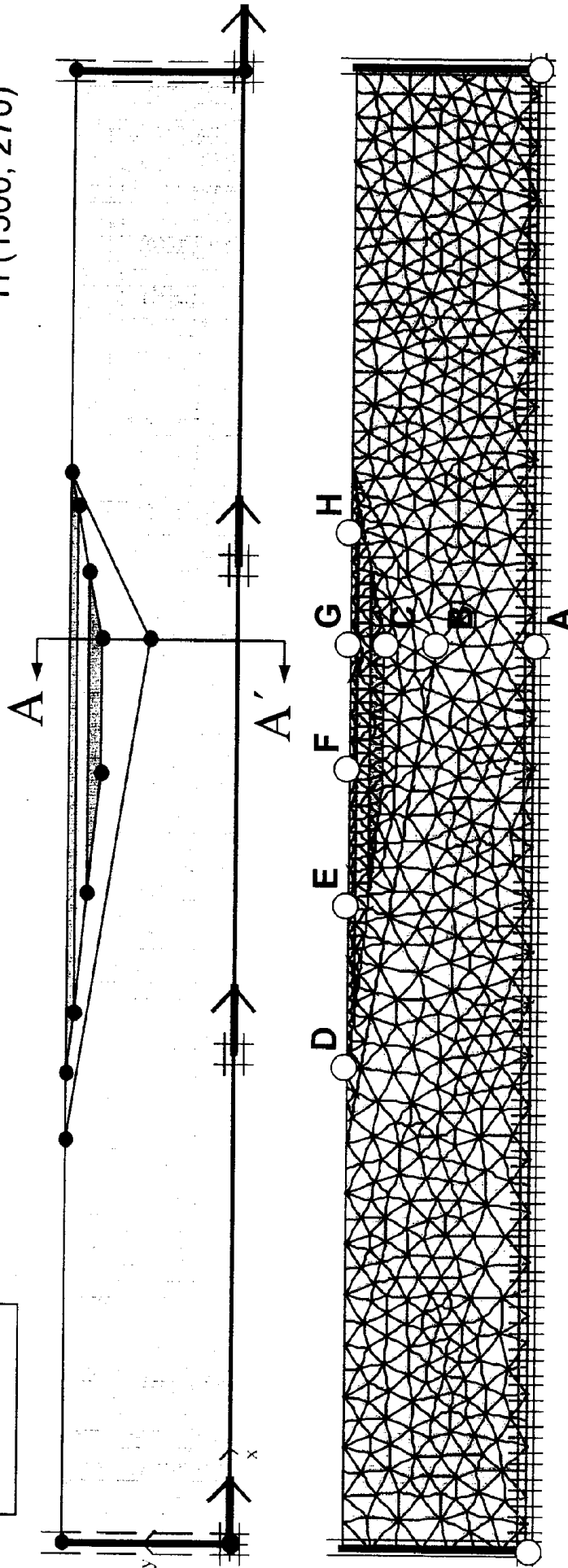
Οι δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης τύπου Rayleigh που χρησιμοποιήθηκε κατά τις αναλύσεις με το PLAXIS.

| | |
|--------------------------|--|
| | |
| $V_s = 500 \text{ m/s}$ | |
| $V_s = 1250 \text{ m/s}$ | |

10 m
20 m
20 m
80 m

ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ
Σημείων Ενδιαφέροντος

| | |
|---------------|---------------|
| A (1350,0) | D (700,270) |
| B (1350, 140) | E (970, 270) |
| C (1350, 220) | F (1150, 270) |
| G (1350, 270) | H (1500, 270) |



(0, 0)

(2200, 0)

Σχήμα 3.32(α)

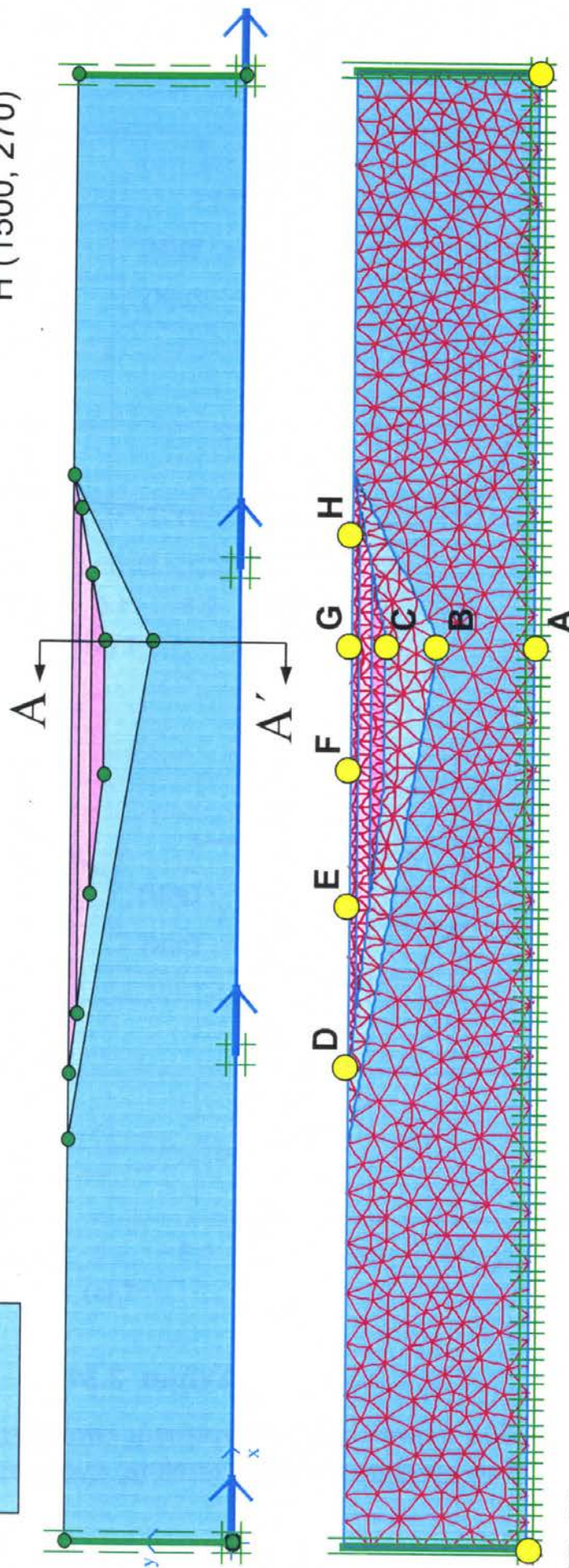
Το διδιάστατο αριθμητικό προσομοίωμα που χρησιμοποιήθηκε κατά τις αναλύσεις με το PLAXIS.

| |
|--------------------------|
| $V_s = 150 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 250 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 320 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 500 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 1250 \text{ m/s}$ |

10 m
20 m
20 m
80 m

**ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ
Σημείων Ενδιαφέροντος**

- A (1350, 0)
- B (1350, 140)
- C (1350, 220)
- D (700, 270)
- E (970, 270)
- F (1150, 270)
- G (1350, 270)
- H (1500, 270)



(0, 0)

(2200, 0)

Σχήμα 3.32(α)

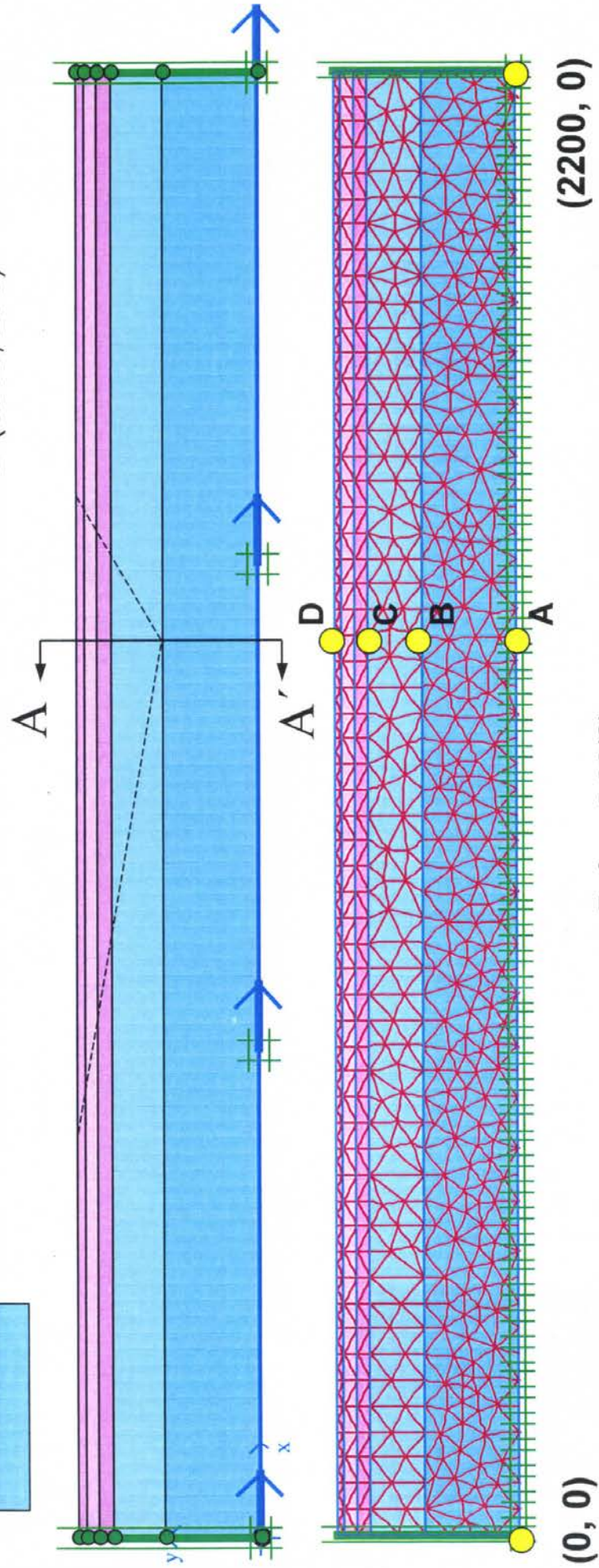
Το διδιάστατο αριθμητικό προσομοίωμα που χρησιμοποιήθηκε κατά τις αναλύσεις με το PLAXIS.

| |
|--------------------------|
| $V_s = 150 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 250 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 320 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 500 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 1250 \text{ m/s}$ |

10 m
20 m
20 m
80 m

ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ Σημείων Ενδιαφέροντος

- A (1350, 0)
- B (1350, 140)
- C (1350, 220)
- D (1350, 270)



Σχήμα 3.32(β)

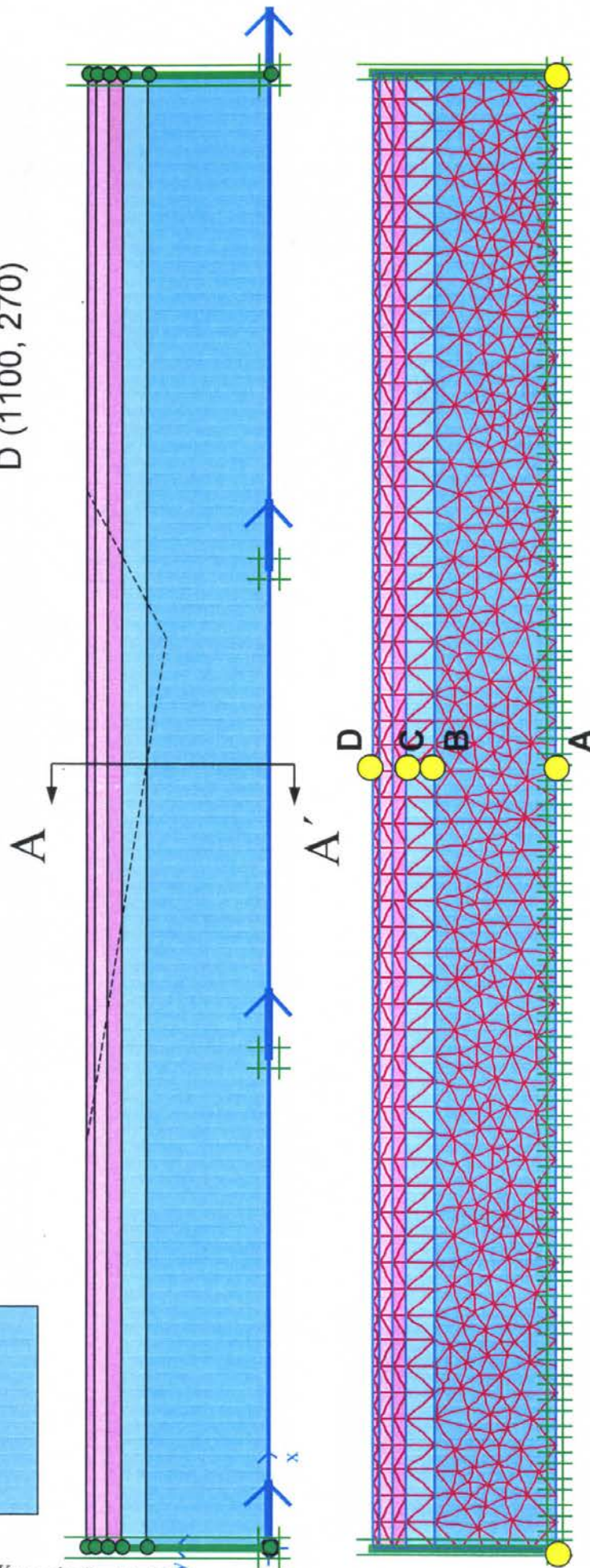
Το μονοδιάστατο αριθμητικό προσομοίωμα που χρησιμοποιήθηκε κατά τις αναλύσεις με το PLAXIS.
Πάχος μάργας : 80 m

| |
|--------------------------|
| $V_s = 150 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 250 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 320 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 500 \text{ m/s}$ |
| $V_s = 1250 \text{ m/s}$ |

10 m
20 m
20 m
40 m

**Συντεταγμένες
Σημείων Ενδιαφέροντος**

- A (1100, 0)
- B (1100, 180)
- C (1100, 220)
- D (1100, 270)

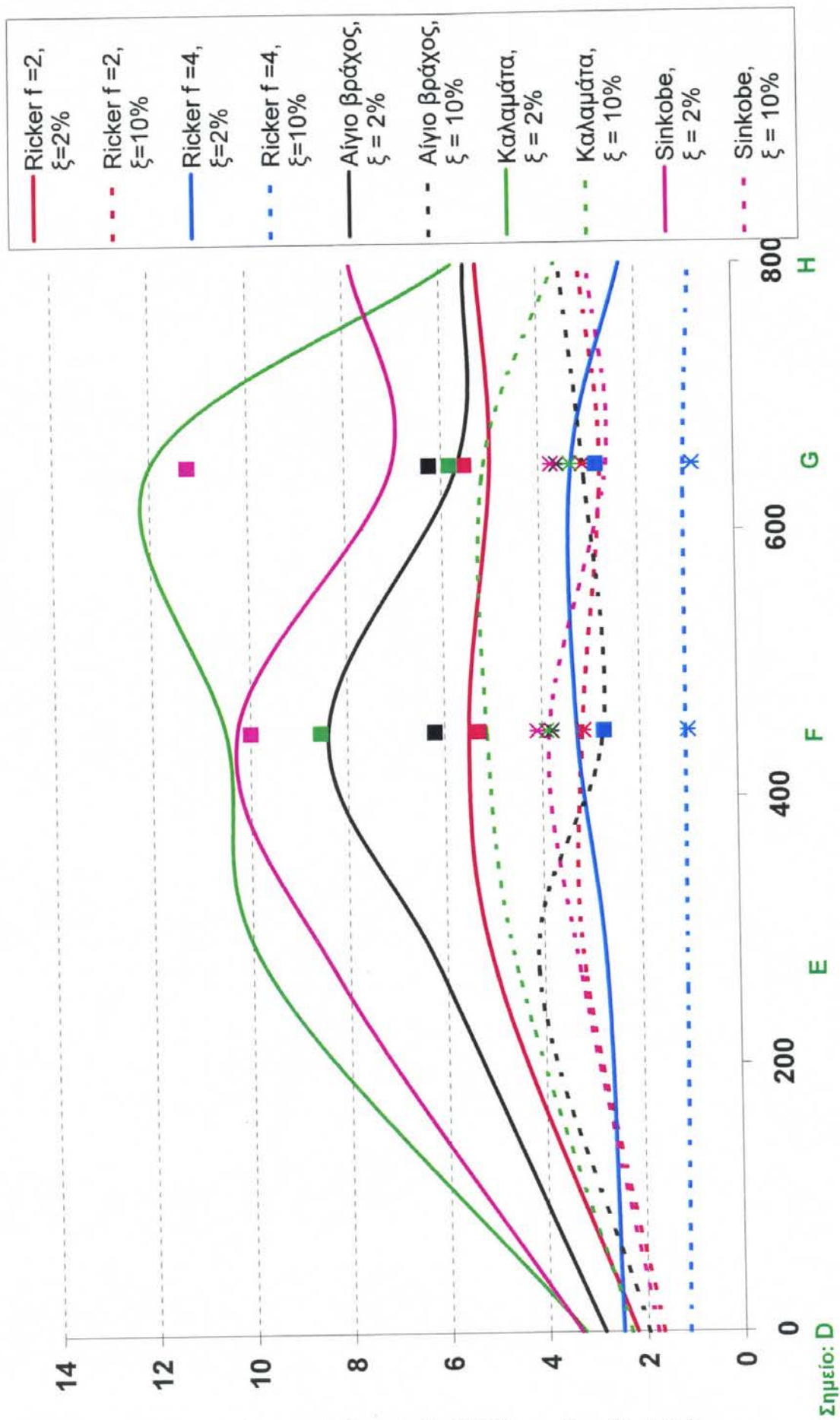


114

(2200, 0)

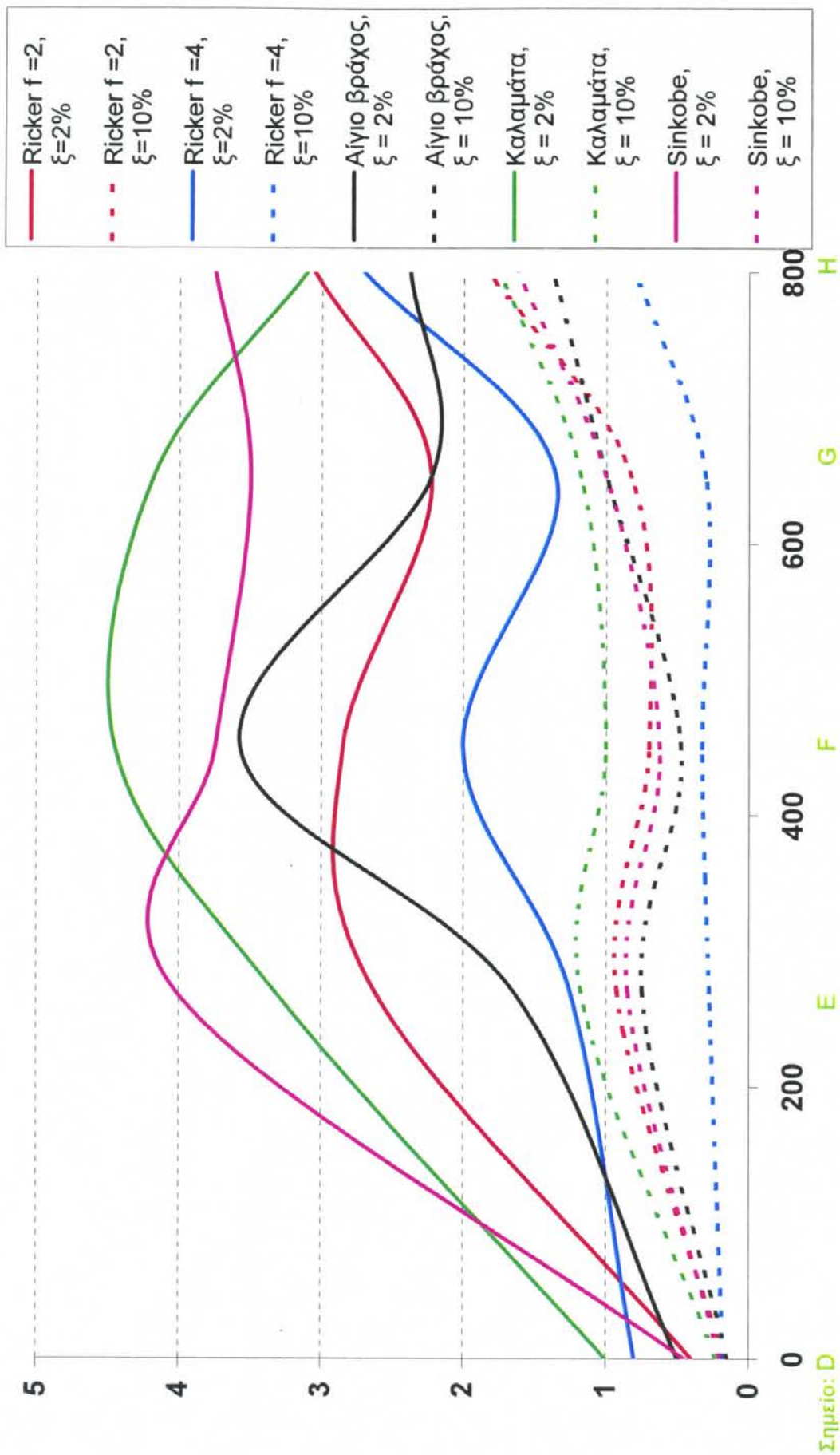
Σχήμα 3.32(γ)

Το μονοδιάστατο αριθμητικό προσομοίωμα που χρησιμοποιήθηκε κατά τις αναλύσεις με το PLAXIS.
Πάχος μάργας : 40 m



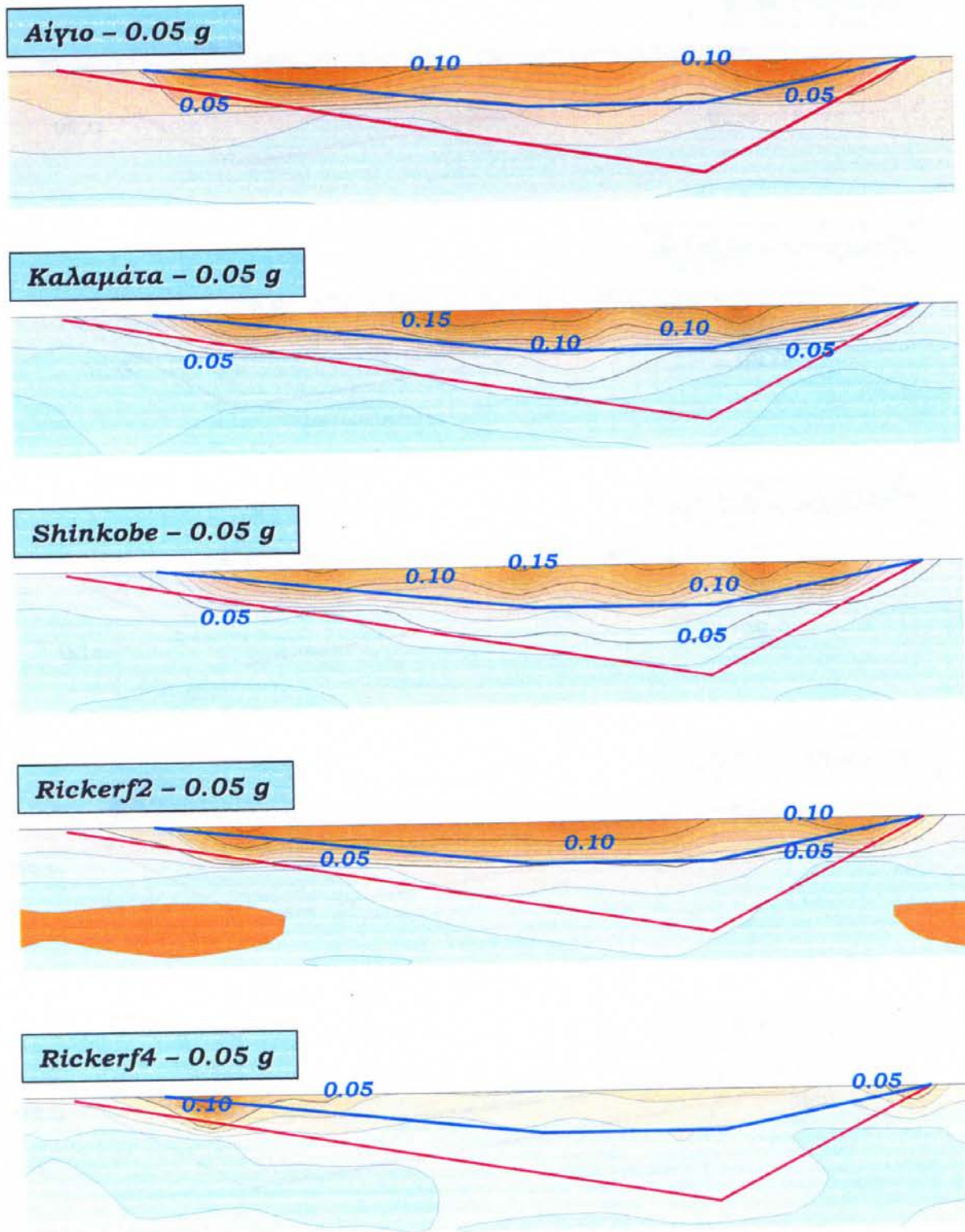
Σχήμα 3.33(α)

Χωρική κατανομή των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων κανονικοποιημένων με την μέγιστη επιτάχυνση της διέγερσης (0.4g)



Σχήμα 3.33(β)

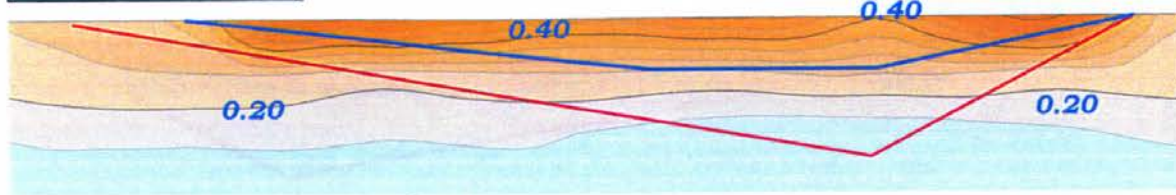
Χωρική κατανομή των μεγίστων κατακόρυφων επιταχύνσεων κανονικοποιημένων με την μέγιστη επιτάχυνση της διέγερσης (0:



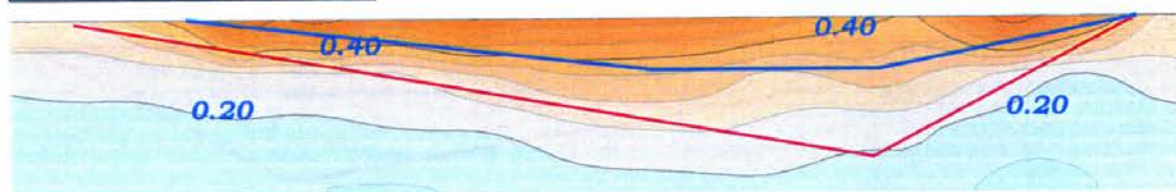
Σχήμα 3.34(a)

Οι ισοϋμείς των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g

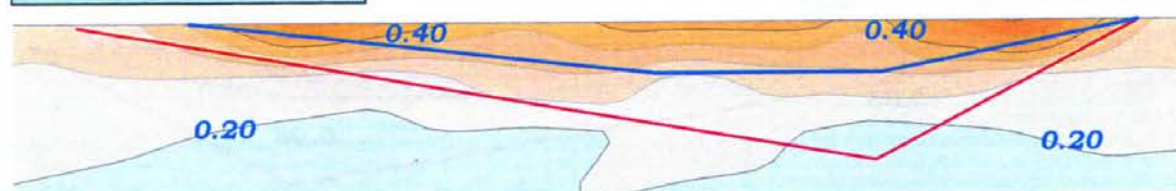
Αίγιο - 0.30 g



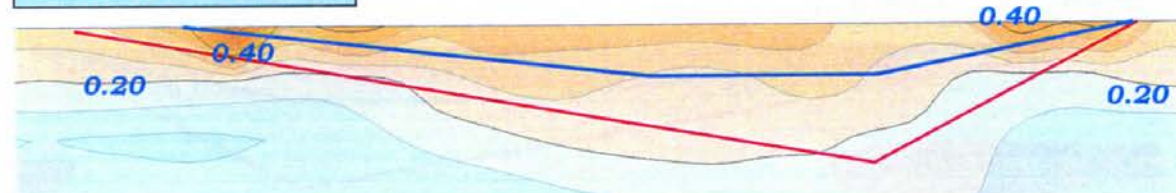
Καλαμάτα - 0.30 g



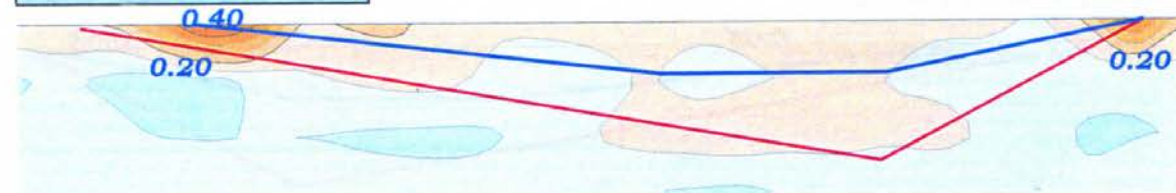
Shinkobe - 0.30 g



Rickerf2 - 0.30 g

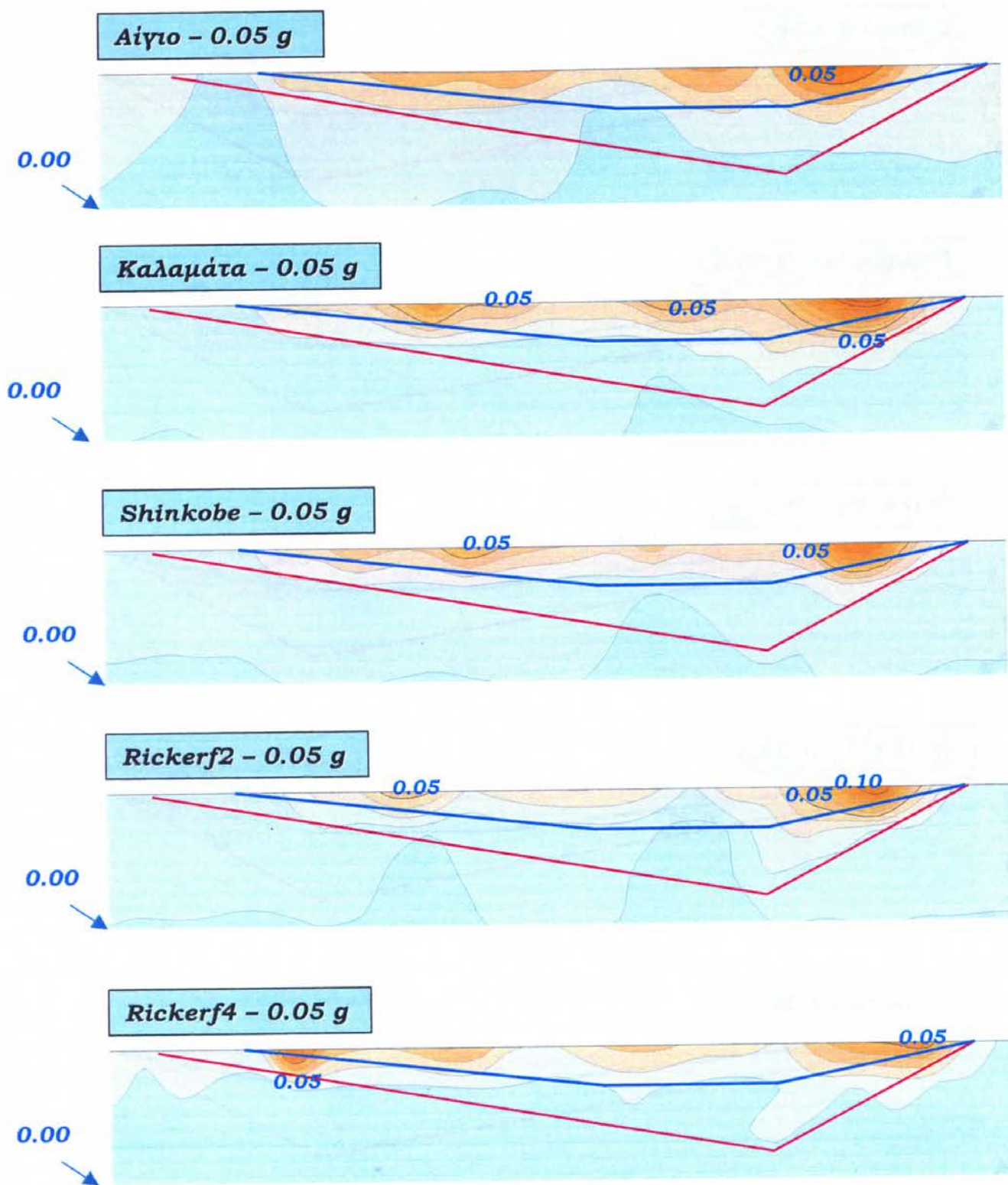


Rickerf4 - 0.30 g



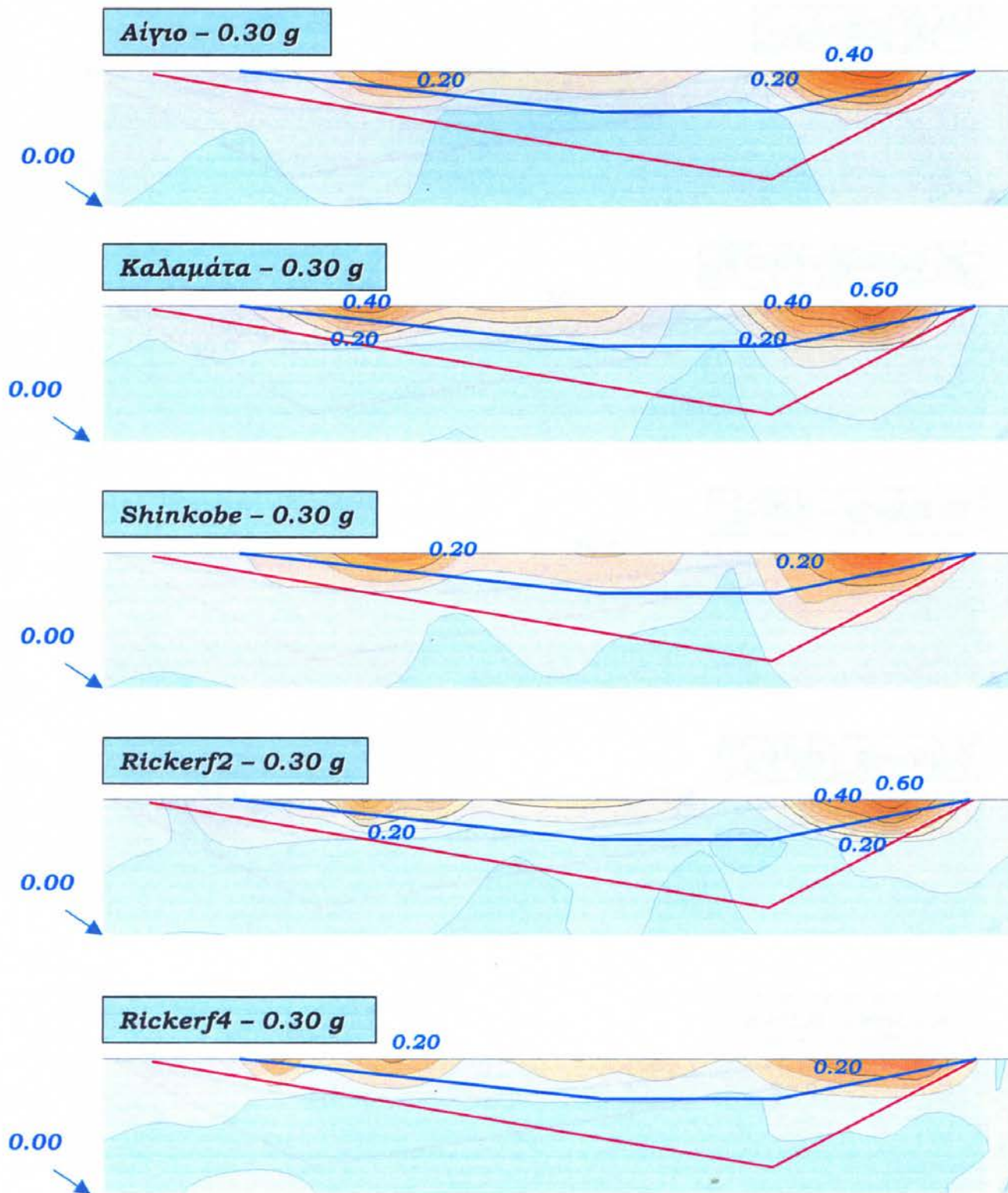
Σχήμα 3.34(β)

Οι ισοϋψείς των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις,
με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



Σχήμα 3.35(a)

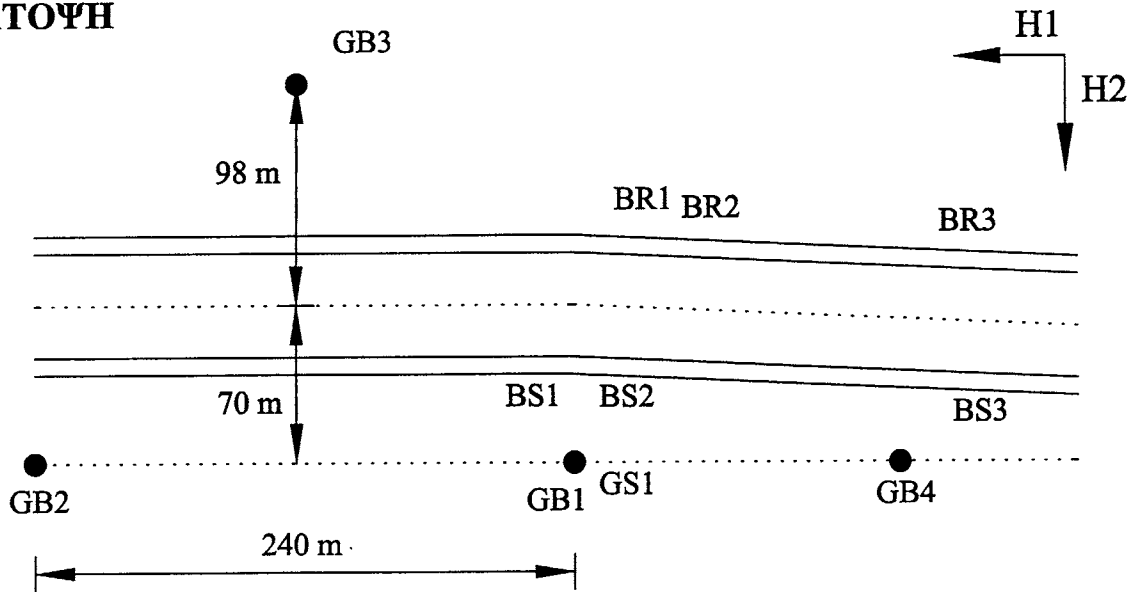
Οι ισοϋψείς των μεγίστων κατακορύφων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



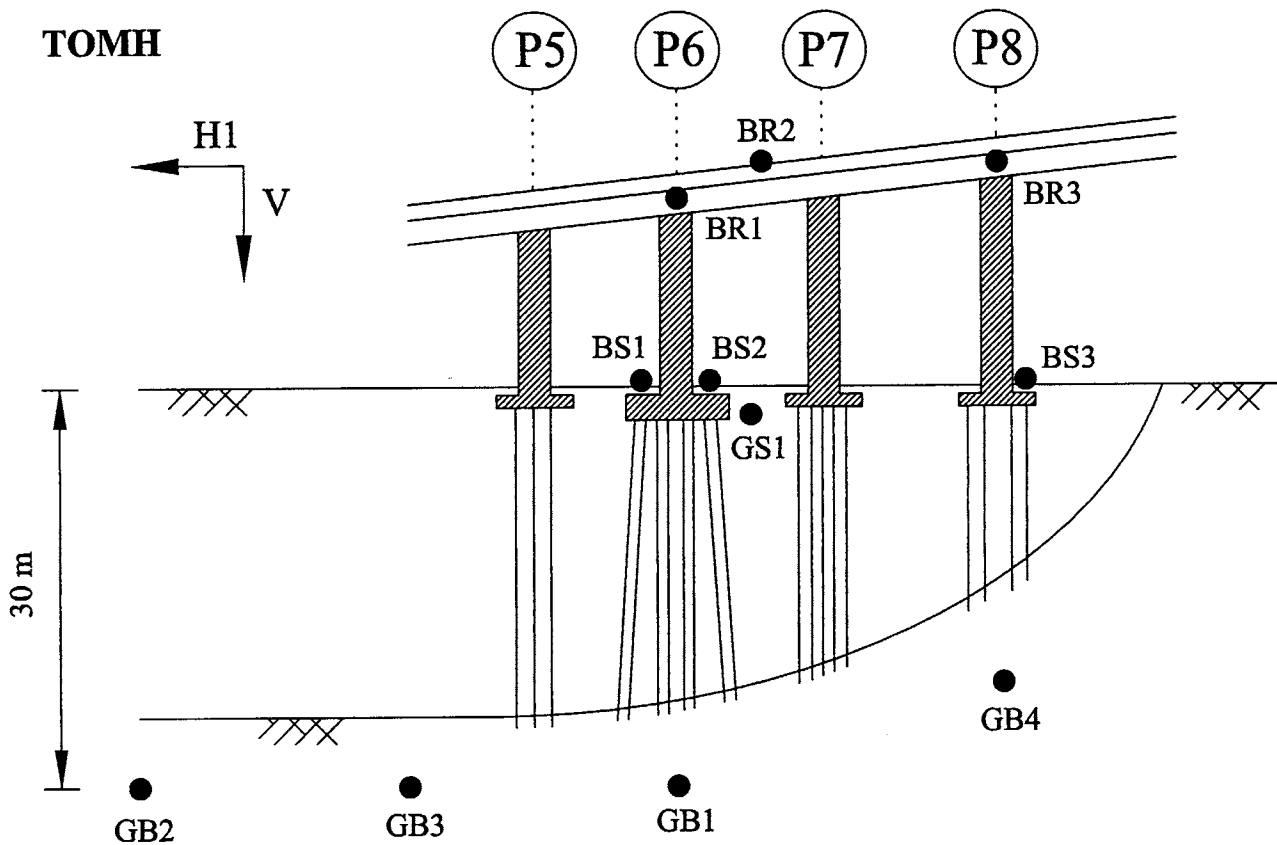
Σχήμα 3.35(β)

Οι ισοϋψείς των μεγίστων κατακορύφων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g

ΚΑΤΟΨΗ

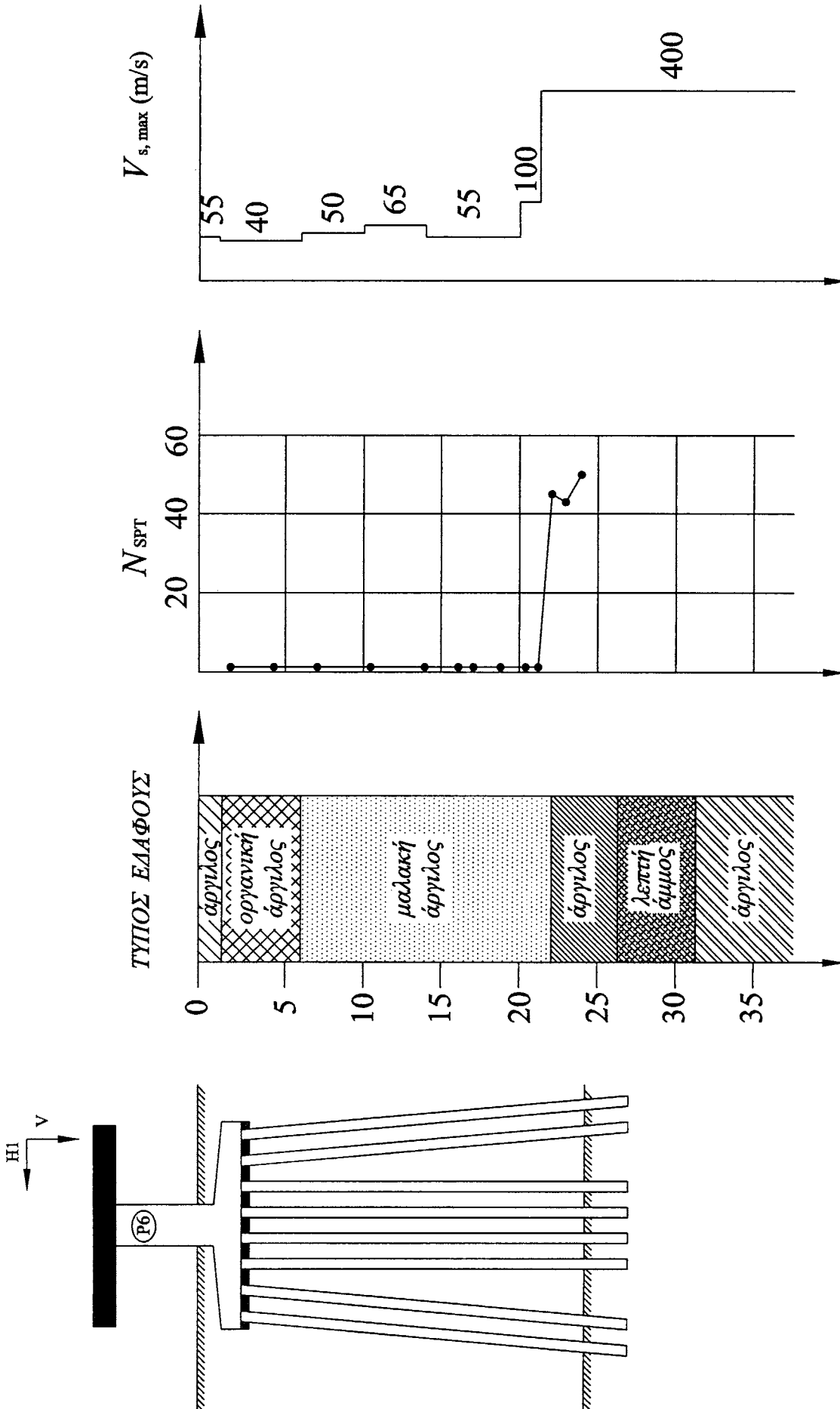


TOMH

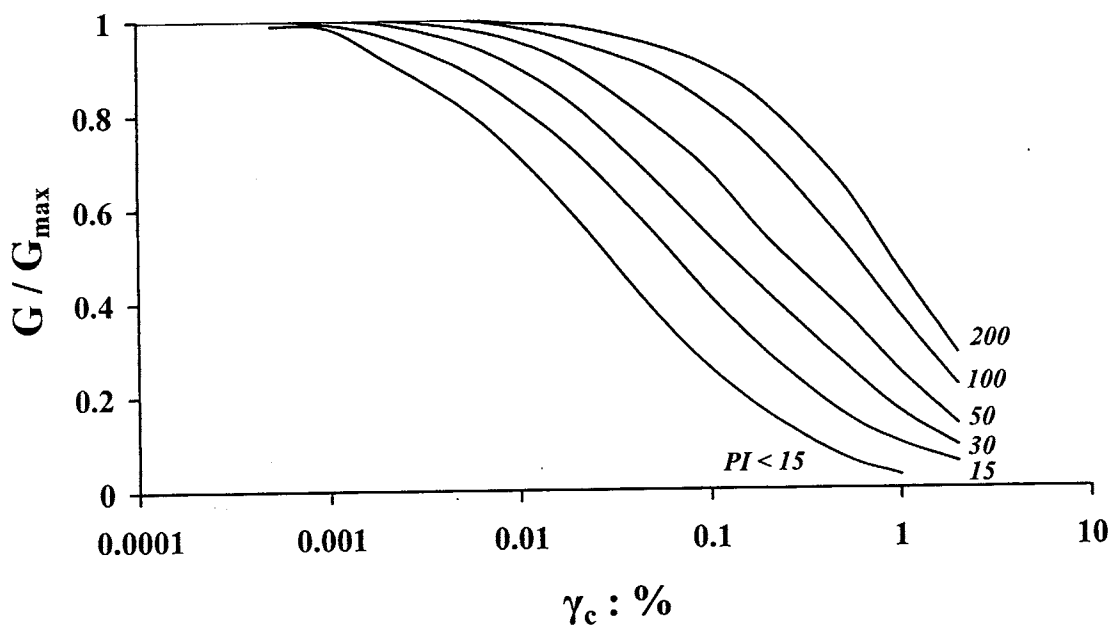


Σχήμα 4.1

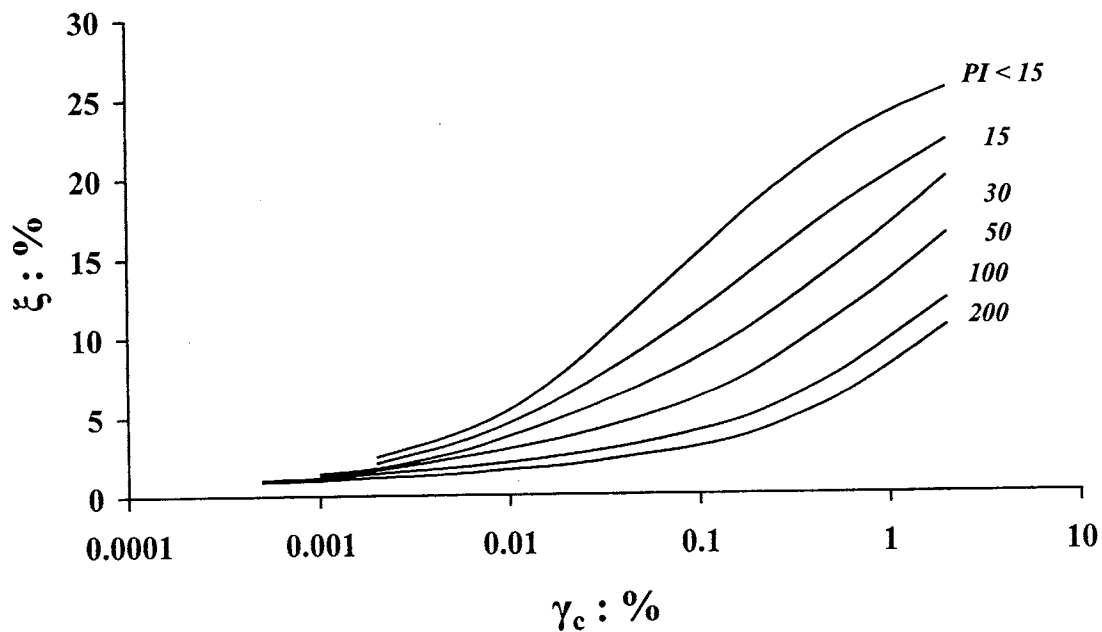
Σκαρίφημα της κάτοψης και της όψης της γέφυρας και της κοιλάδας, μεταξύ των μεσοβάθρων P5 και P8, που απεικονίζει και την διάταξη των επιταχυνσιογράφων



Σχήμα 4.2
Ιδιότητες της εδαφικής κατατομής δίπλα στο μεσόβαθρο P6

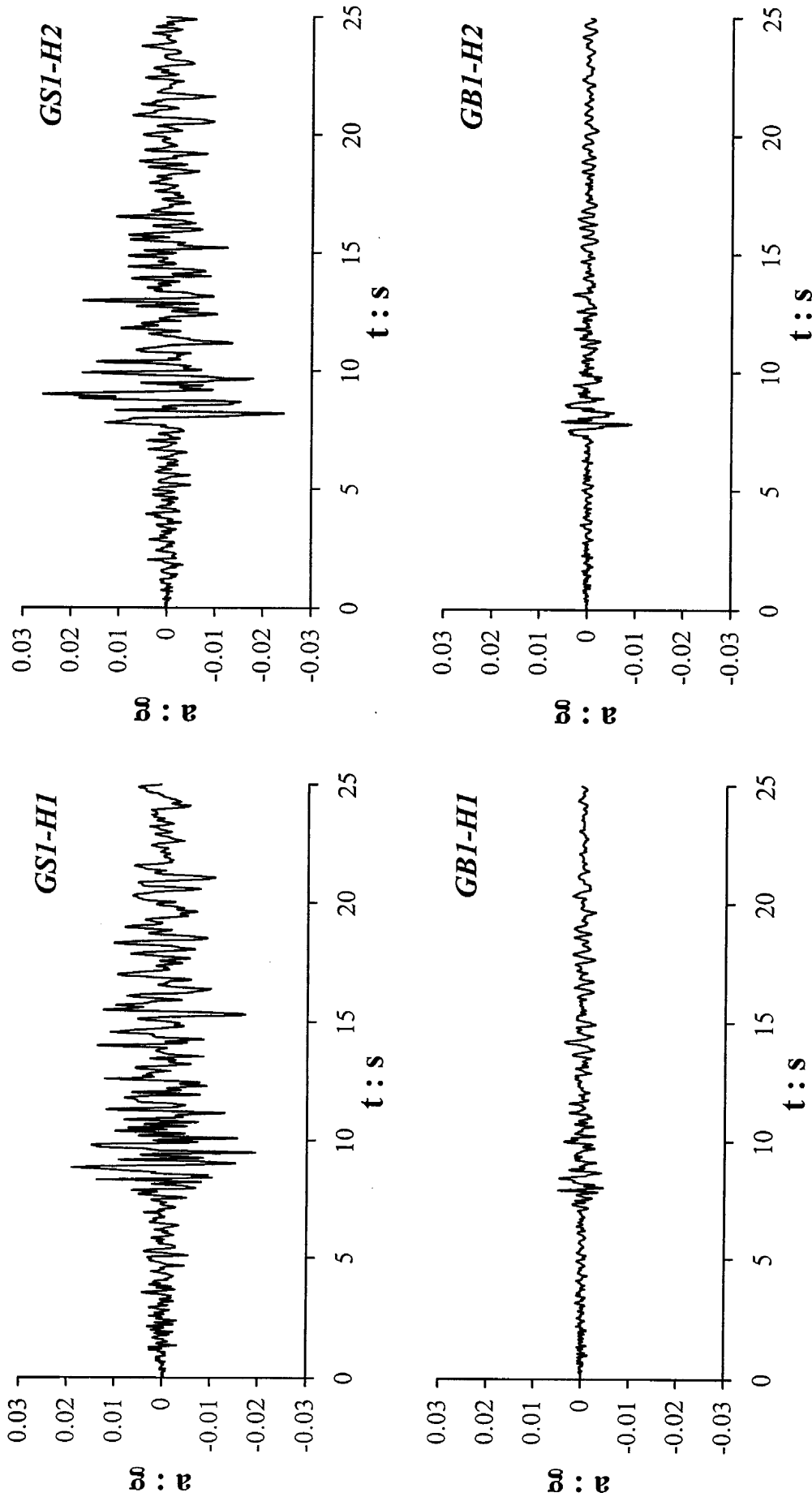


Σχήμα 4.3(α)
Οι πειραματικές καμπύλες $G/G_{max} - \gamma_c$ τών Dobry & Vucetic (1991)



Σχήμα 4.3(β)
Οι πειραματικές καμπύλες $\xi - \gamma_c$ τών Dobry & Vucetic (1991)

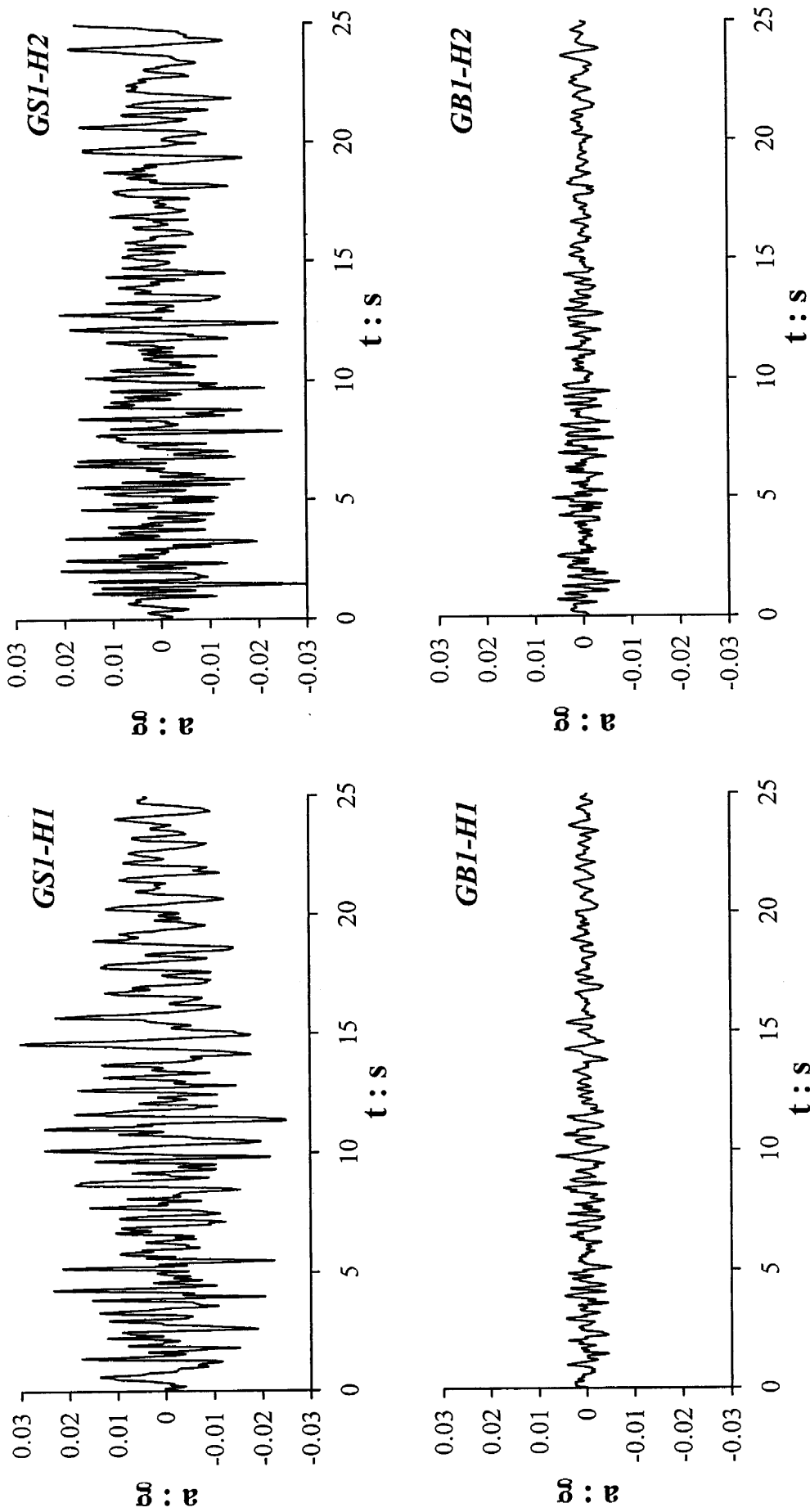
Σεισμός Α



Σχήμα 4.4

Σεισμός Α: Χρονοϊστορίες επιταχύνσεως κατά τις διευθύνσεις H1 και H2, καταγραφείσες στην θέση GB1 (υπόβαθρο) και στην θέση GSI (1 m κάτω από την επιφάνεια της κοιλάδας)

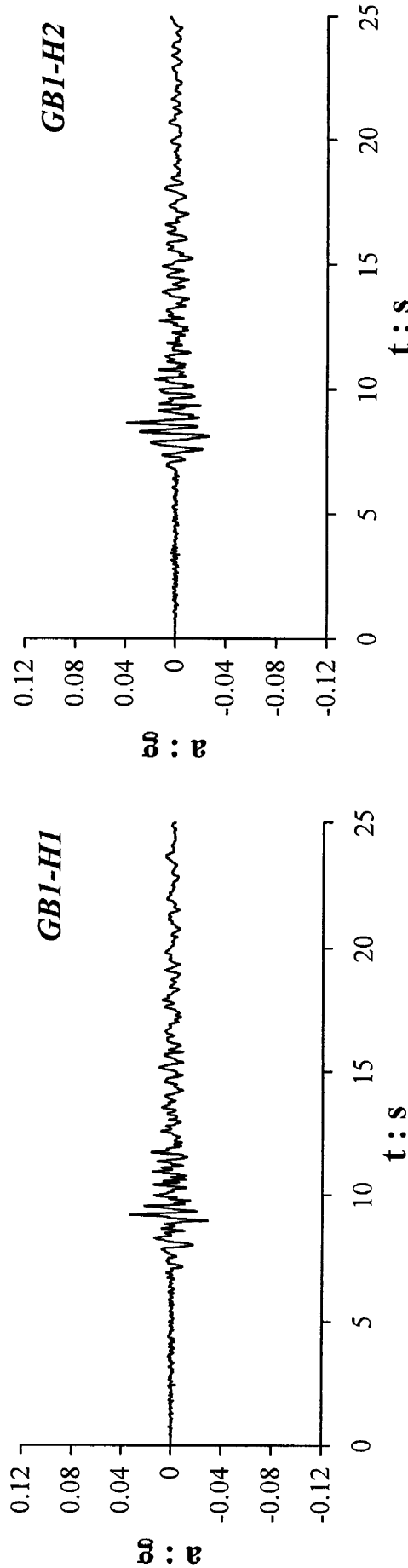
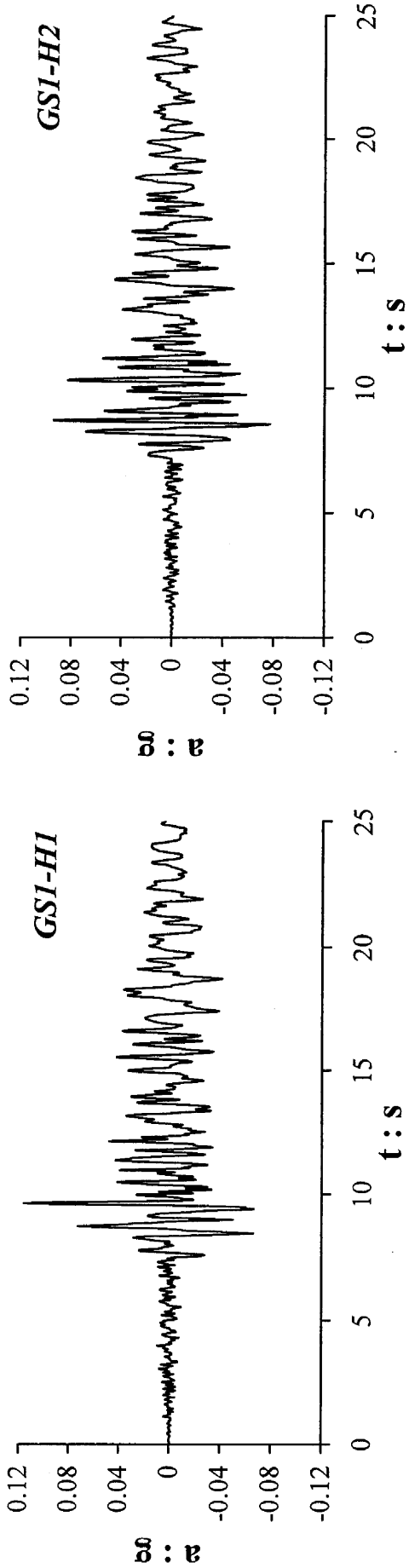
Σεισμός Β



Σχήμα 4.5

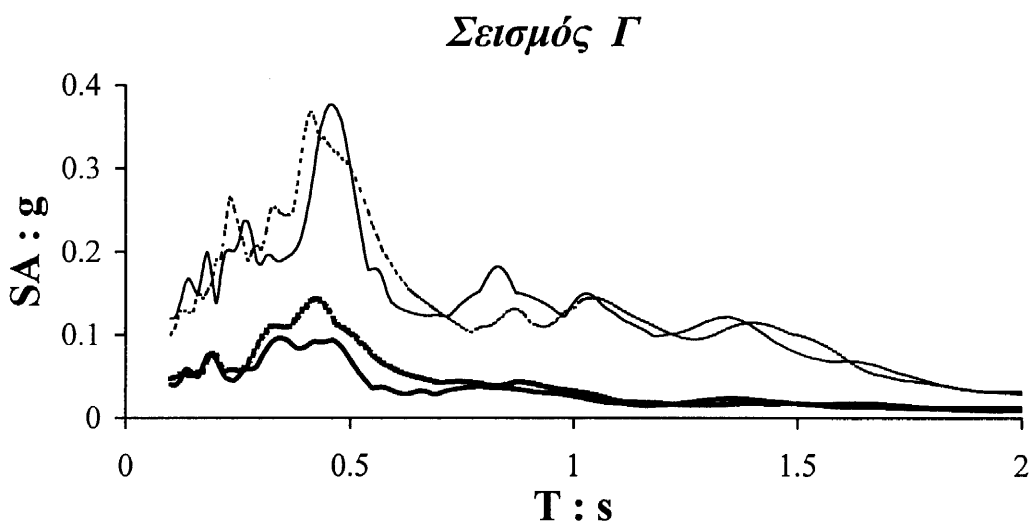
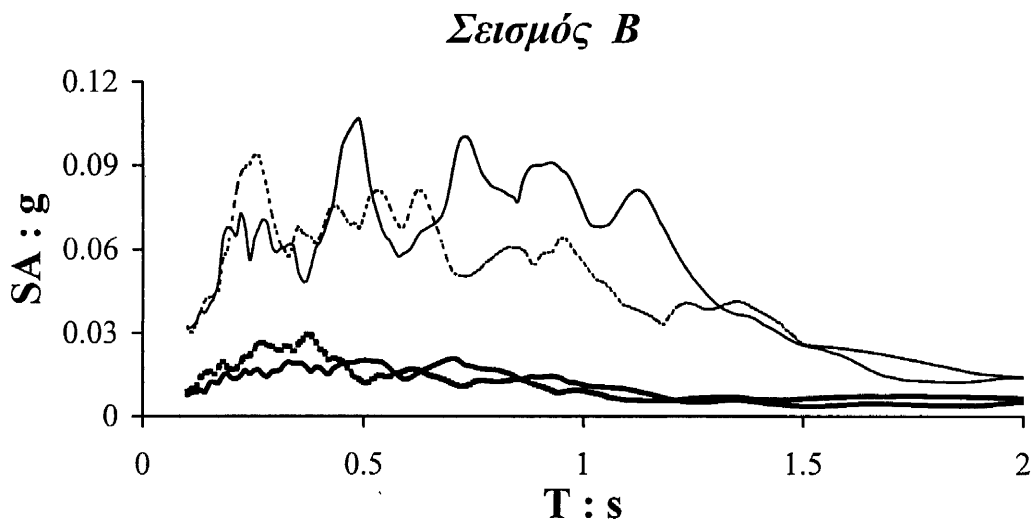
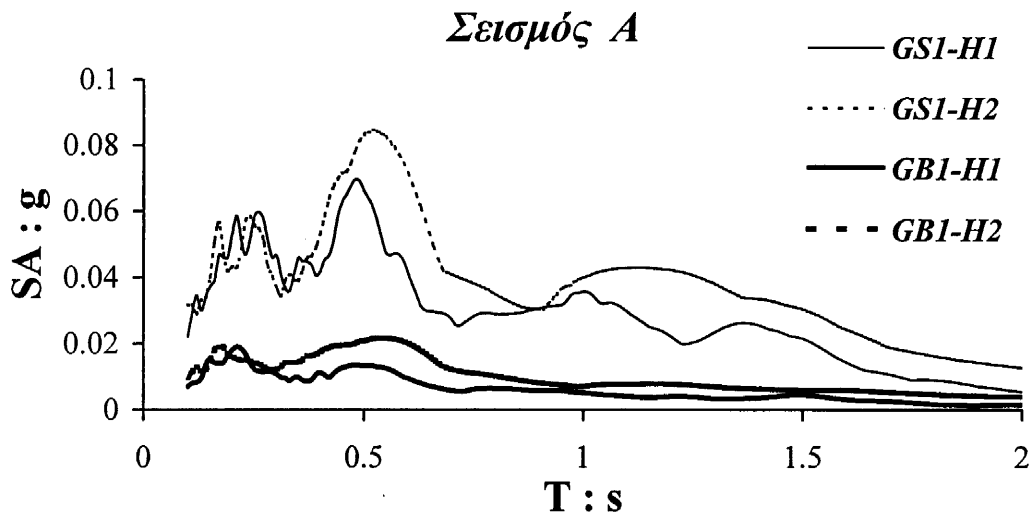
Σεισμός Β: Χρονοϊστορίες επιταχύνσεως κατά τις διευθύνσεις Η1 και Η2, καταγραφείσες στην θέση GBI (υπόβαθρο) και στην θέση GSI (1 m κάτω από την επιφάνεια της κοιλάδας)

Σεισμός Γ



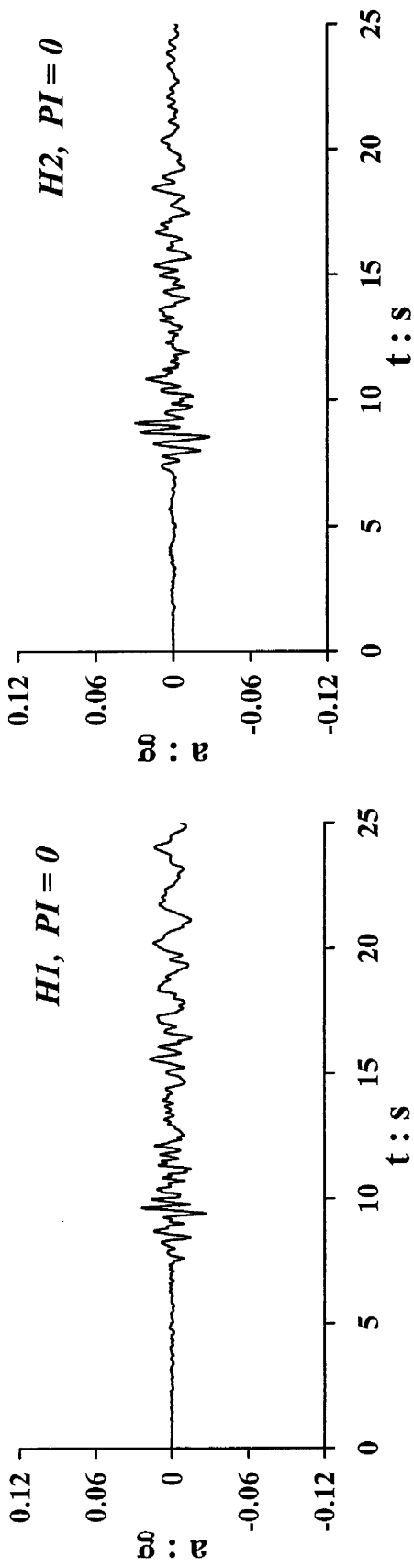
Σχήμα 4.6

Σεισμός Γ: Χρονοϊστορίες επιταχύνσεως κατά τις διεθύνσεις H1 και H2, καταγραφείσες στην θέση GB1 (απόβαθρο) και στην θέση GSI (1 m κάτω από την επιφάνεια της κοιλάδας)



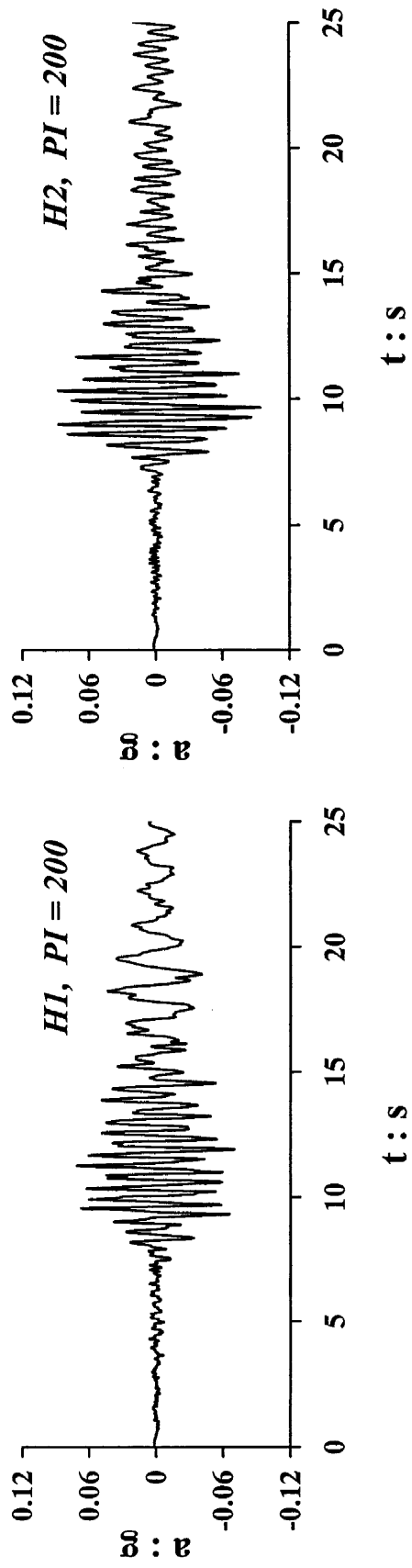
Σχήμα 4.7

*Ελαστικά φάσματα αποκρίσεως των καταγραφών
στην θέση GB1 (υπόβαθρο) και στην θέση GS1 (1 m κάτω από την επιφάνεια της κοιλάδας),
για τους υπό-εξέταση τρεις σεισμούς Α, Β, και Γ, και κατά τις διευθύνσεις Η1 και Η2*



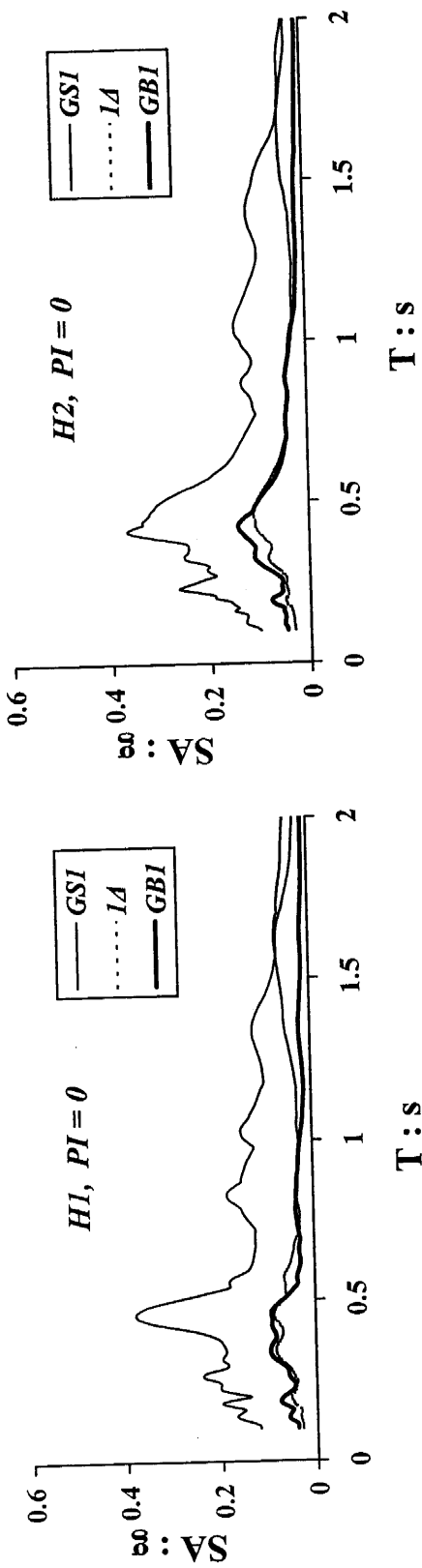
Σχήμα 4.8(α)

Σεισμός Γ: Χρονοϊστορίες επιταχύνσεως στην επιφάνεια του σχηματισμού που προέκυψαν με τον κώδικα SHAKE91 για $PI = 0$



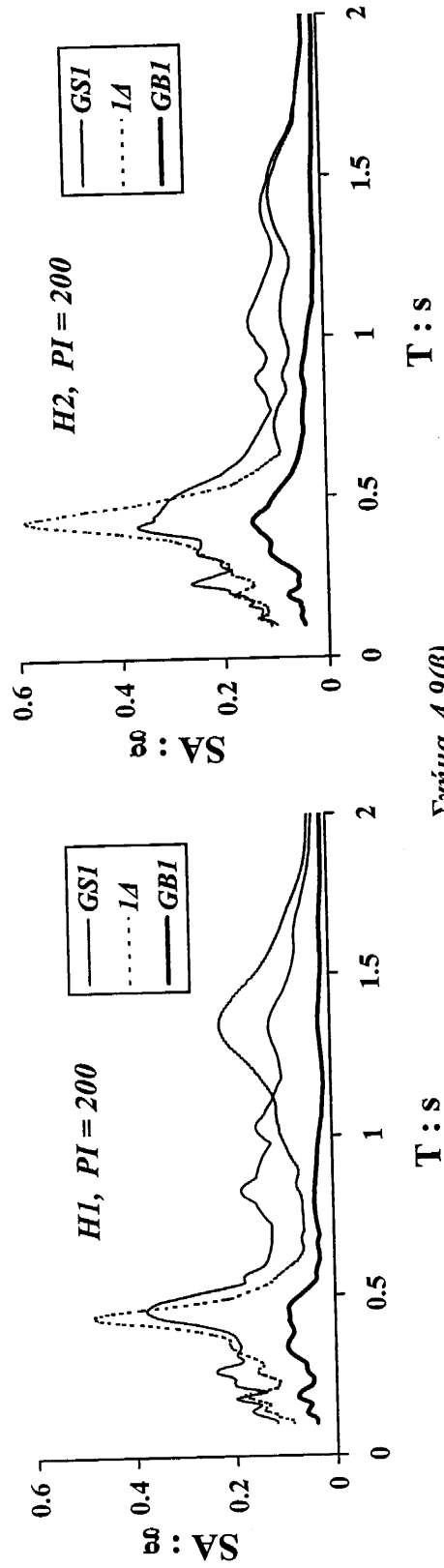
Σχήμα 4.8(β)

Σεισμός Γ: Χρονοϊστορίες επιταχύνσεως στην επιφάνεια του σχηματισμού που προέκυψαν με τον κώδικα SHAKE91 για $PI = 200$



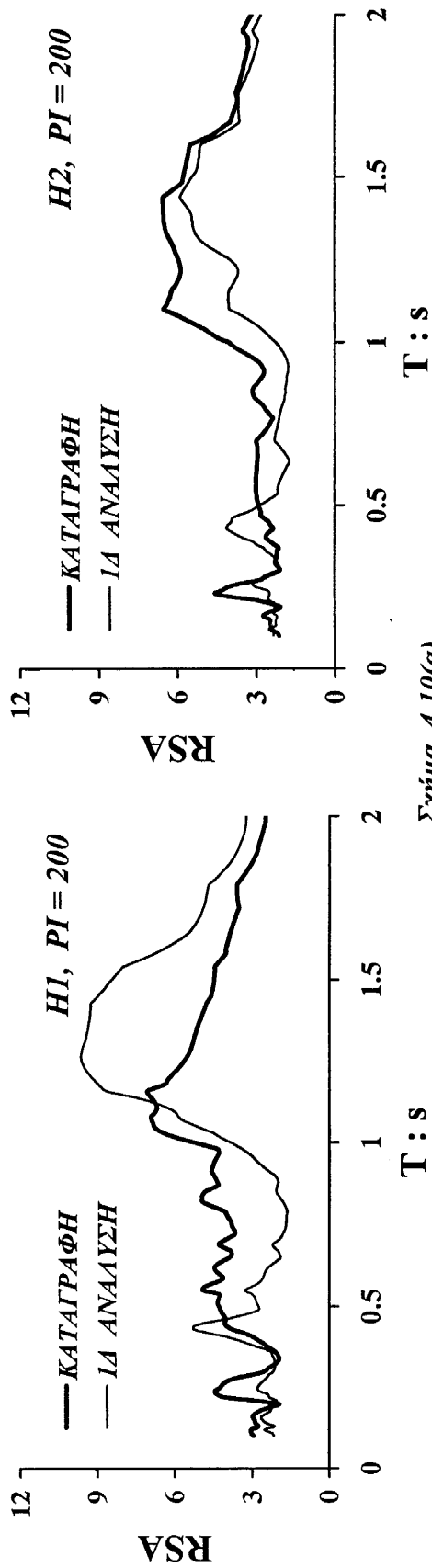
Σχήμα 4.9(α)

Σεισμός Γ: Ελαστικά φάσματα αποκρίσεως στην επιφάνεια του σχηματισμού (η μονοδιάστατη ανάλυση βασίστηκε στις καμπύλες των Yuceitc & Dobry για $PI = 0$)



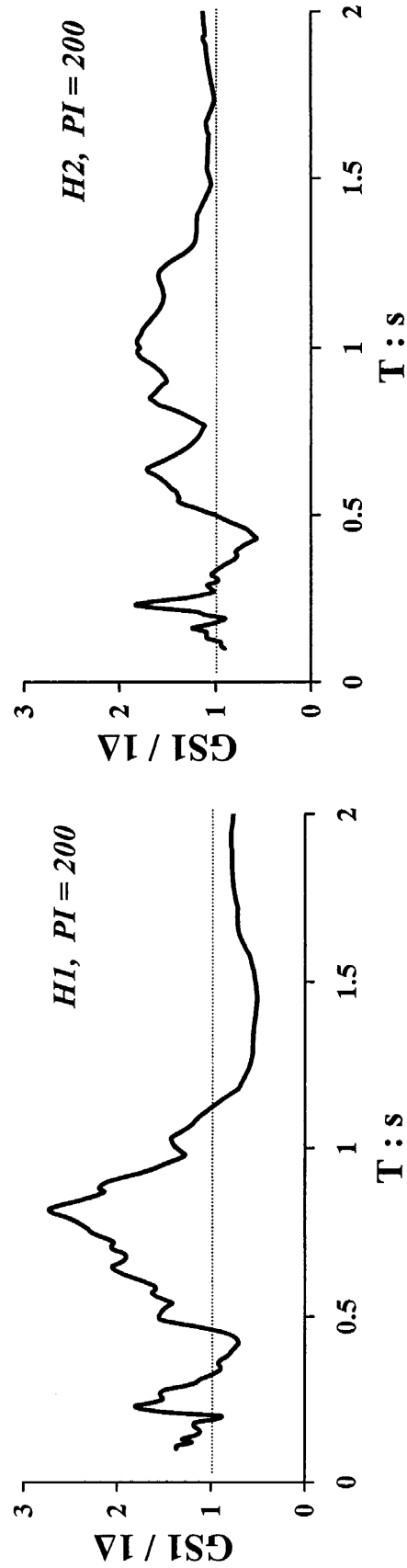
Σχήμα 4.9(β)

Σεισμός Γ: Ελαστικά φάσματα αποκρίσεως στην επιφάνεια του σχηματισμού (η μονοδιάστατη ανάλυση βασίστηκε στις καμπύλες των Yuceitc & Dobry για $PI = 200$)



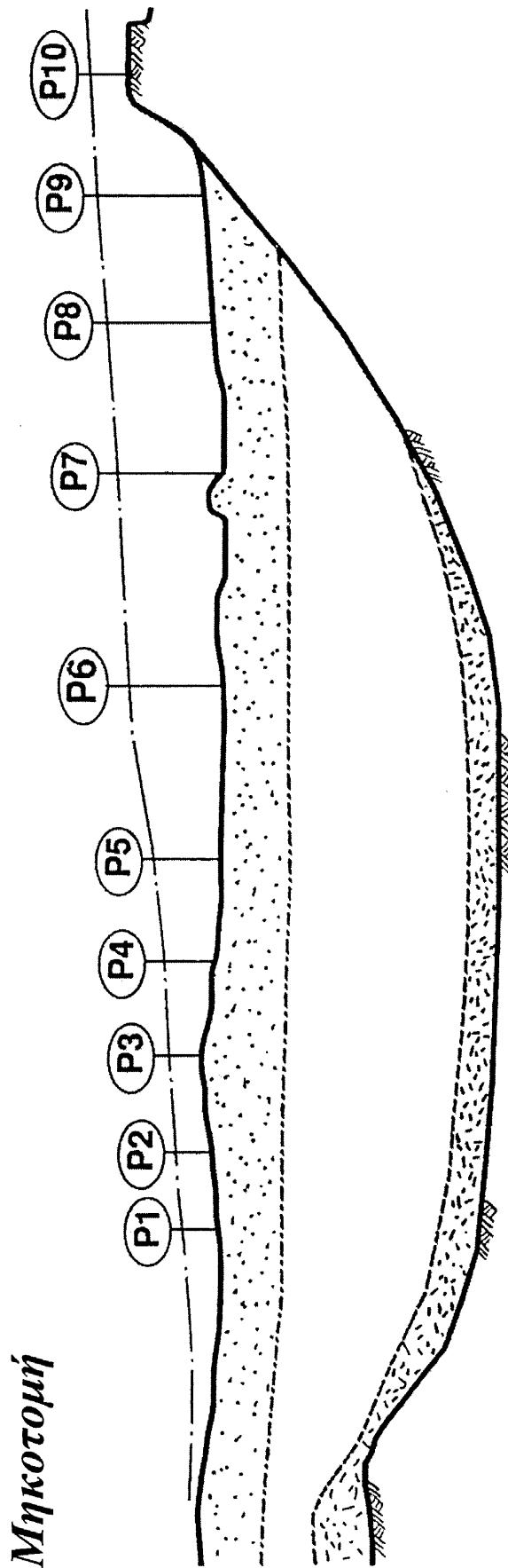
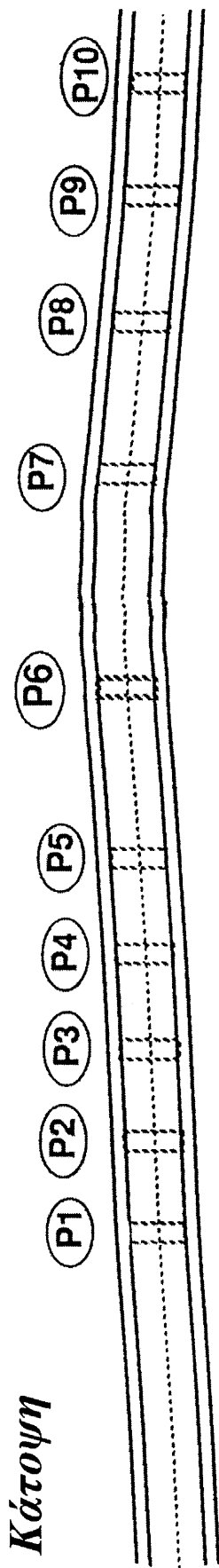
Σχήμα 4.10(α)

Σεισμός Γ: Σύγκριση του καταγραφέντος λόγω φασματικής απόκρισης $RSA_{GSI/GBI}$ με τον αντίστοιχο λόγο φασματικής απόκρισης που προβλέπει η μονοδιάστατη ανάλυση $RSA_{1Δ/GBI}$ για $PI = 200$

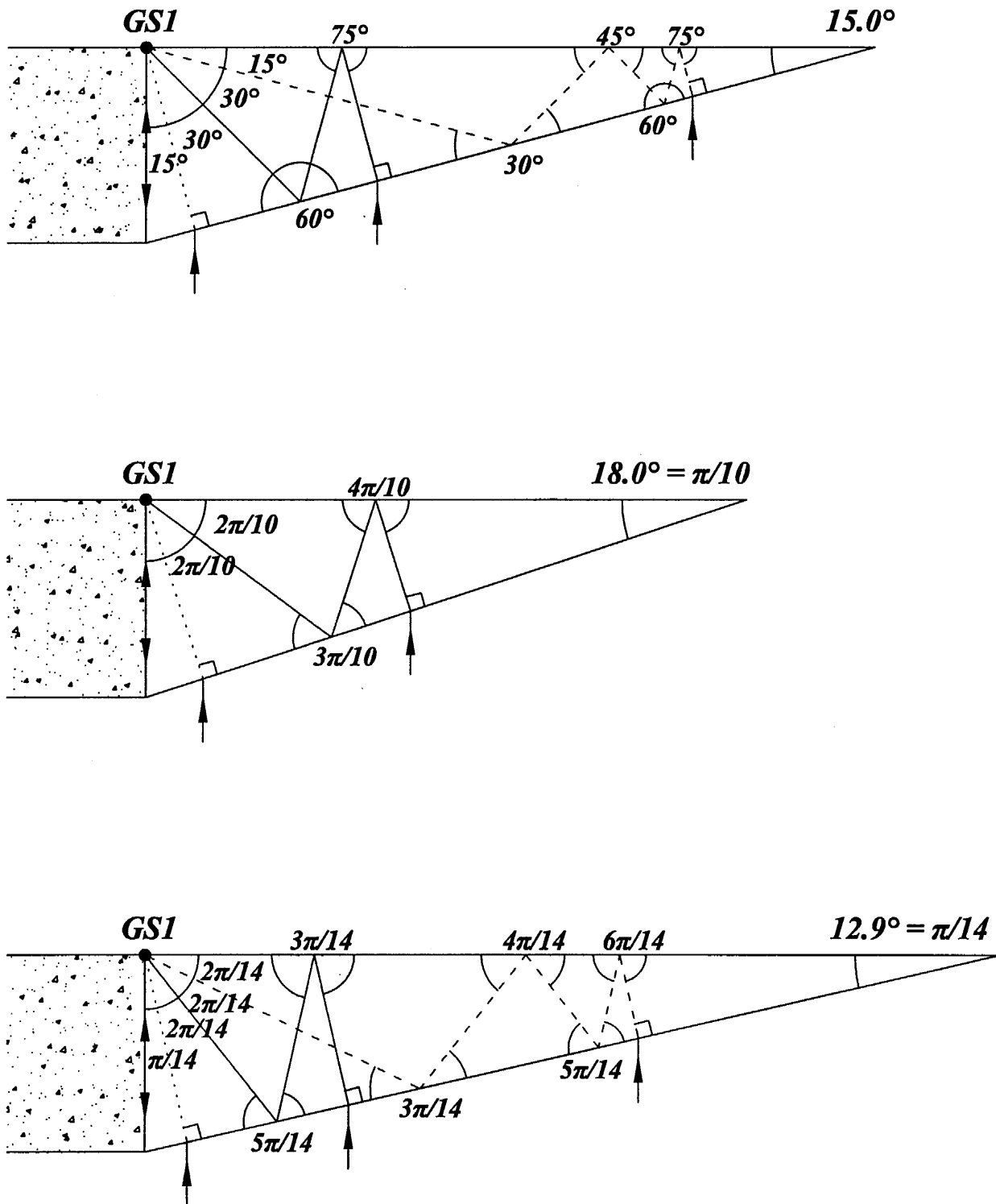


Σχήμα 4.10(β)

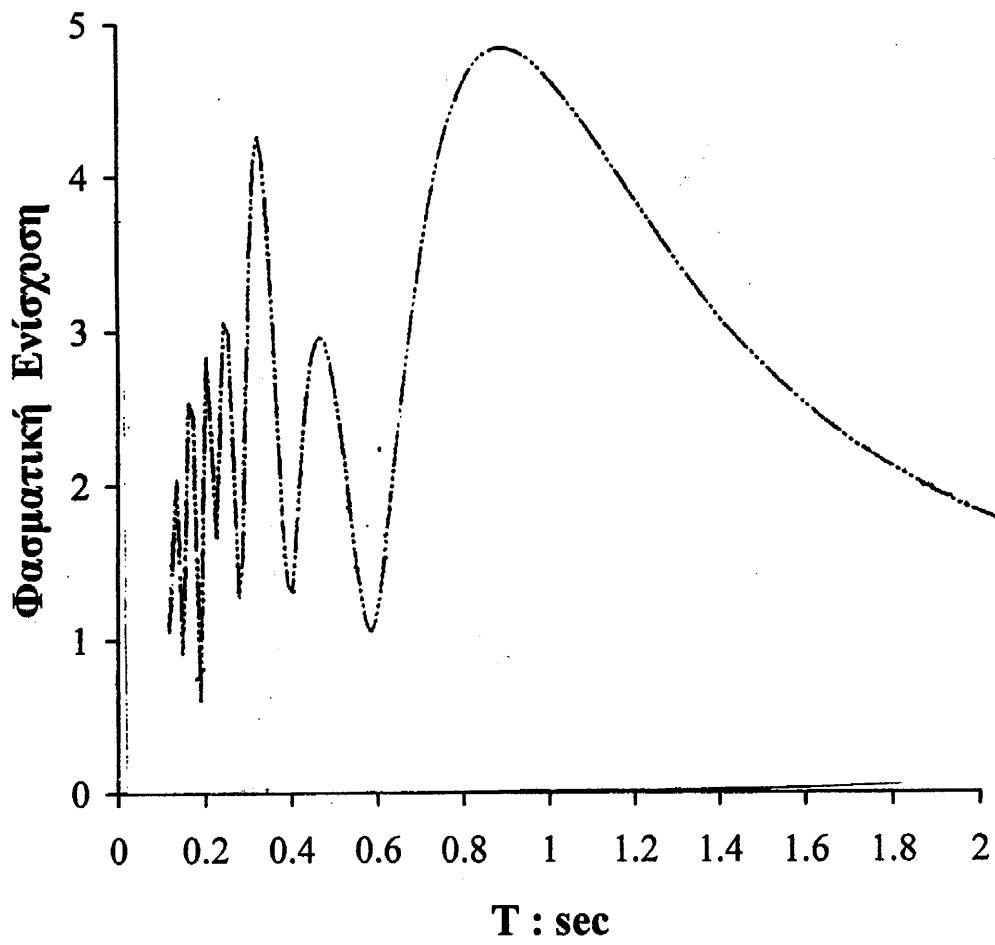
Σεισμός Γ: Λόγος της φασματικής απόκρισης της επιφανειακής καταγραφής (GSI) προς την φασματική απόκριση που προβλέπει η μονοδιάστατη ανάλυση (1Δ) για $PI = 200$



Σχήμα 4.11
Σκαριφήματα της κάτοψης και της μηκοτομής της κοιλάδας και της γέφυρας (Fan 1992)



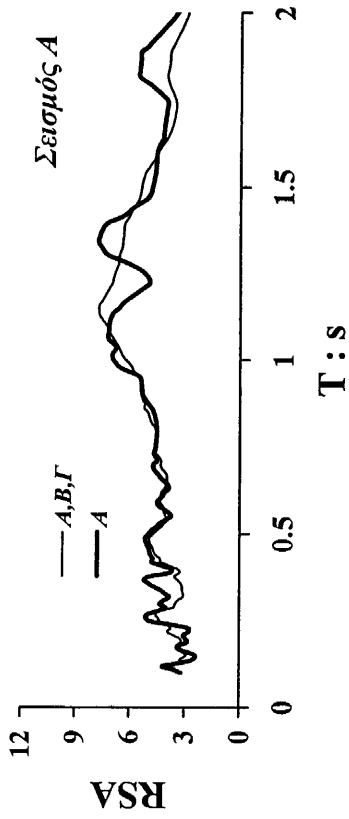
Σχήμα 4.12
 Διδιάστατο αναλυτικό προσομοίωμα για την εκτίμηση της δόνησης στην διεύθυνση H2
 μέσω της τεχνικής των Sanchez-Sesma et al (1988)



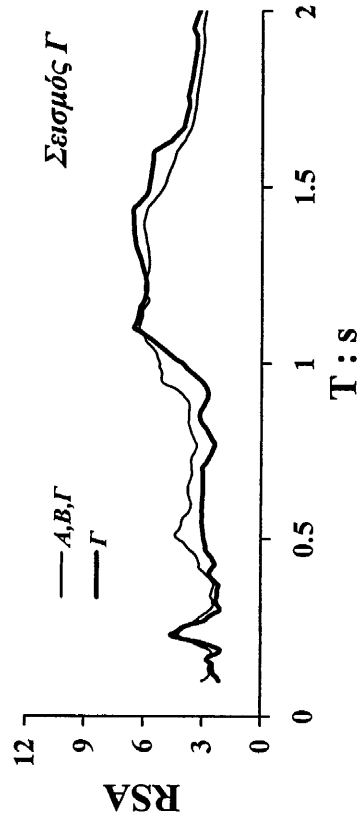
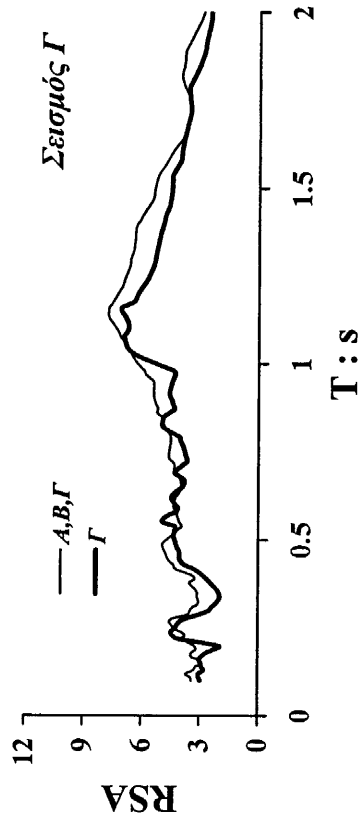
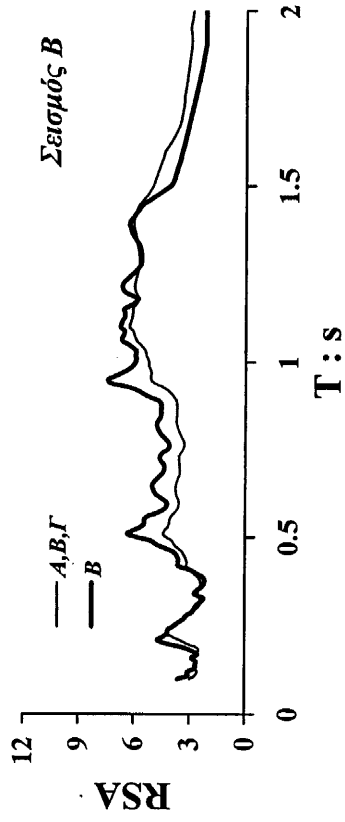
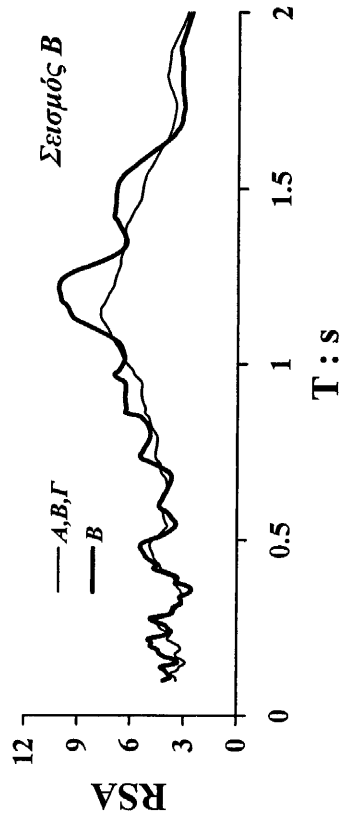
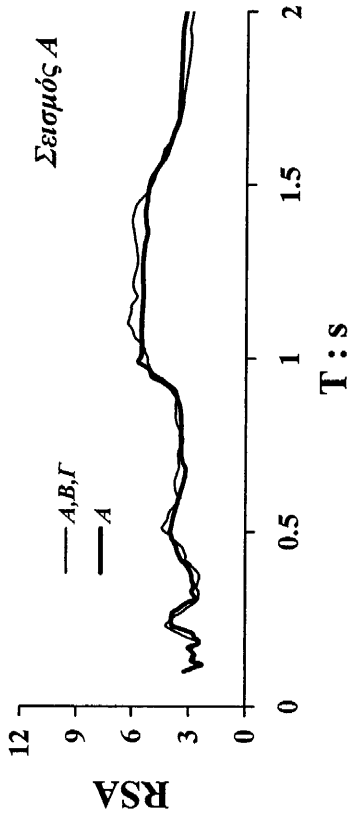
Σχήμα 4.13

Φασματική ενίσχυση που πρόβλεψε ο Fan(1992) για την κοιλάδα Ohba μέσω της απλοποιημένης διδιάστατης ανάλυσης (Sanchez-Sesma et al 1988) για υστερητική απόσβεση $\xi=2\%$

H1

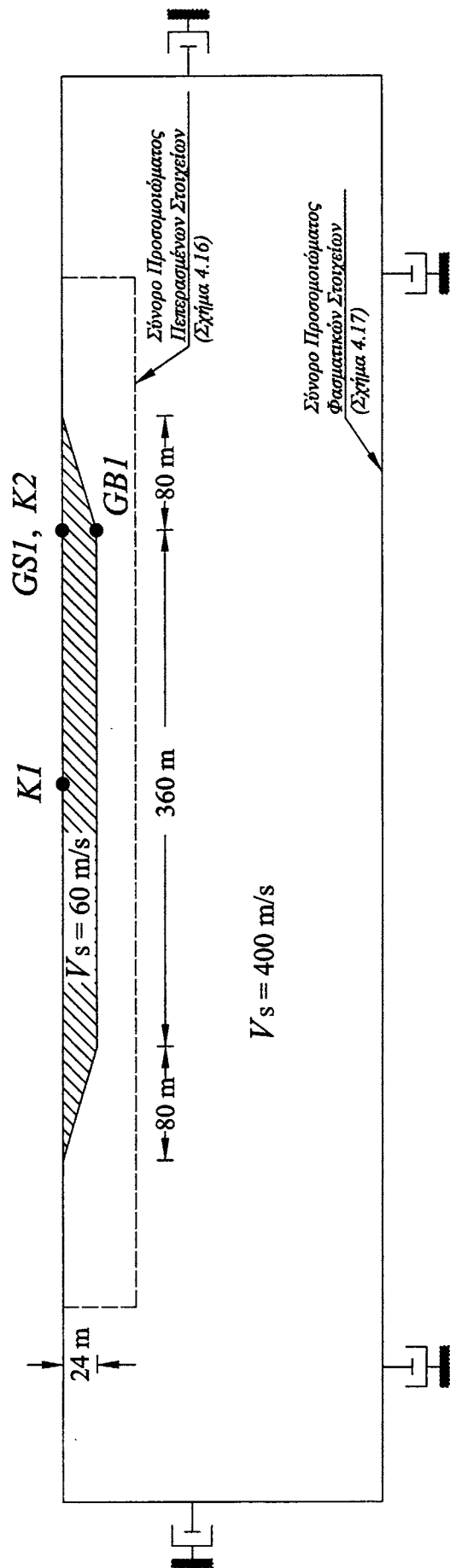


H2



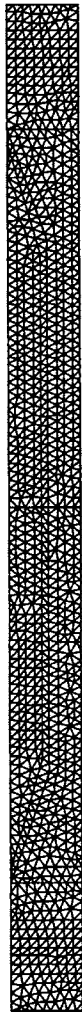
Σχήμα 4.14

Καταγραφέντες λόγοι φασματικής απόκρισης (RSA) για τους τρεις υπό-εξέταση σεισμούς

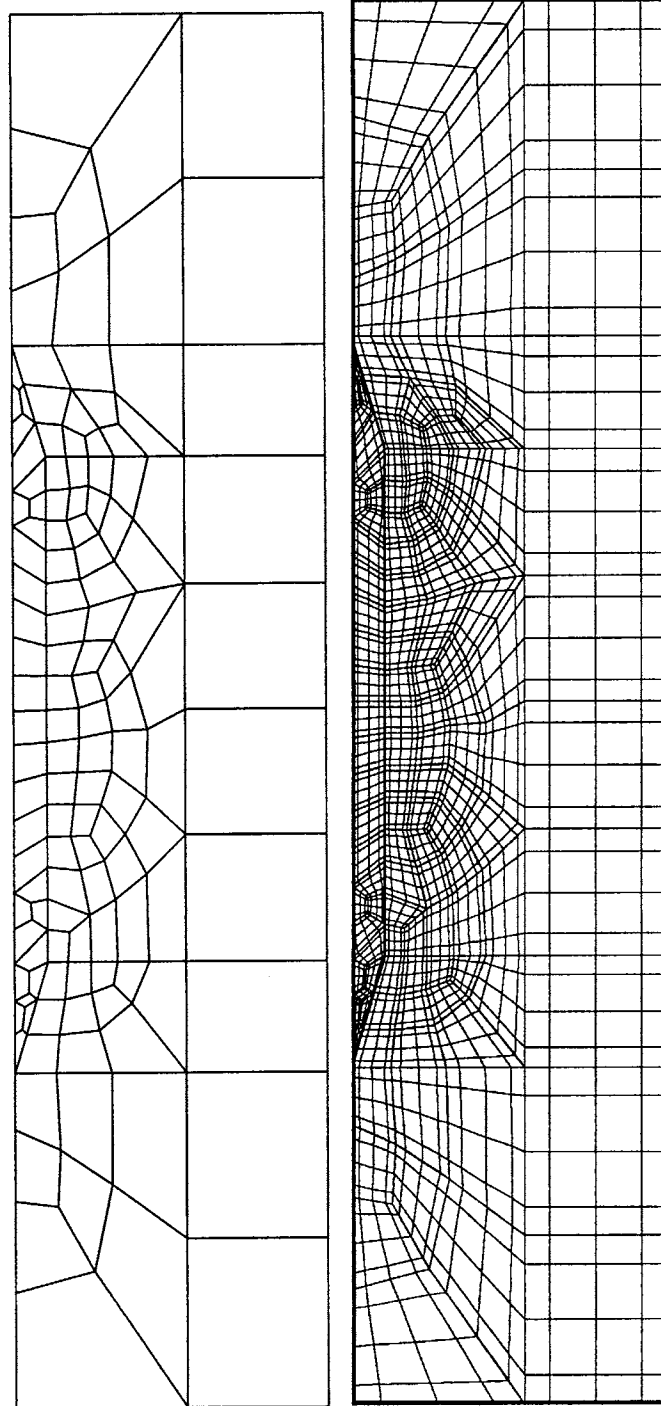


Σχήμα 4.15

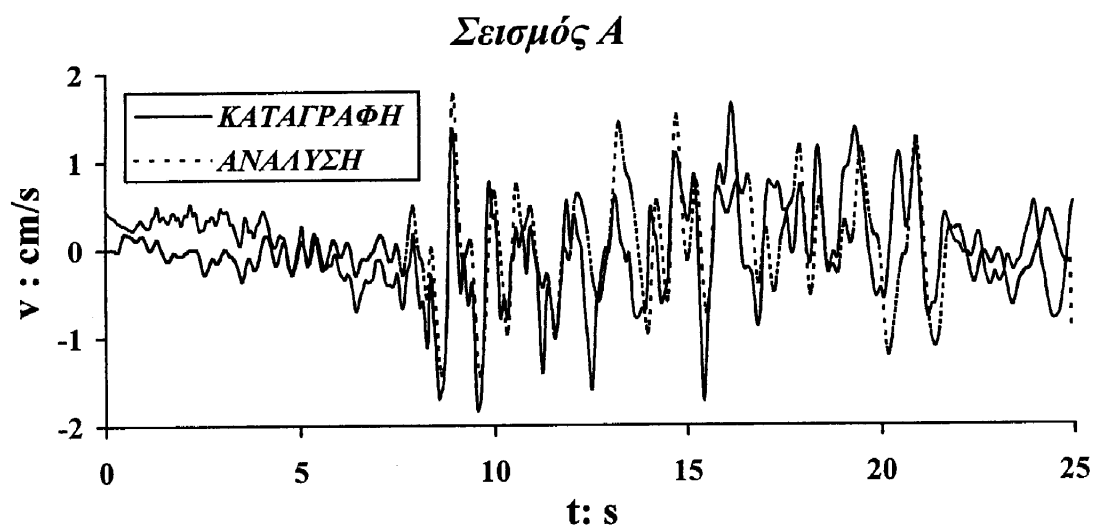
Εξιδανικευμένη γεωμετρία που χρησιμοποιήθηκε στα δύο αριθμητικά προσομοιώματα. Διακρίνονται τα σημεία που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον (GBI, GSI, K1, και K2)



Σχήμα 4.16
Διακριτοποίηση με πεπερασμένα στοιχεία

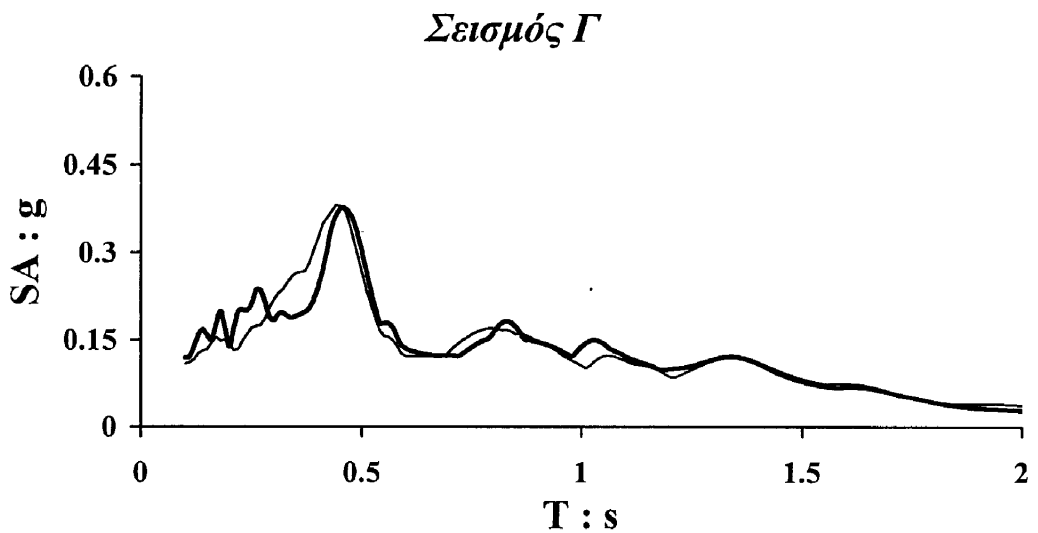
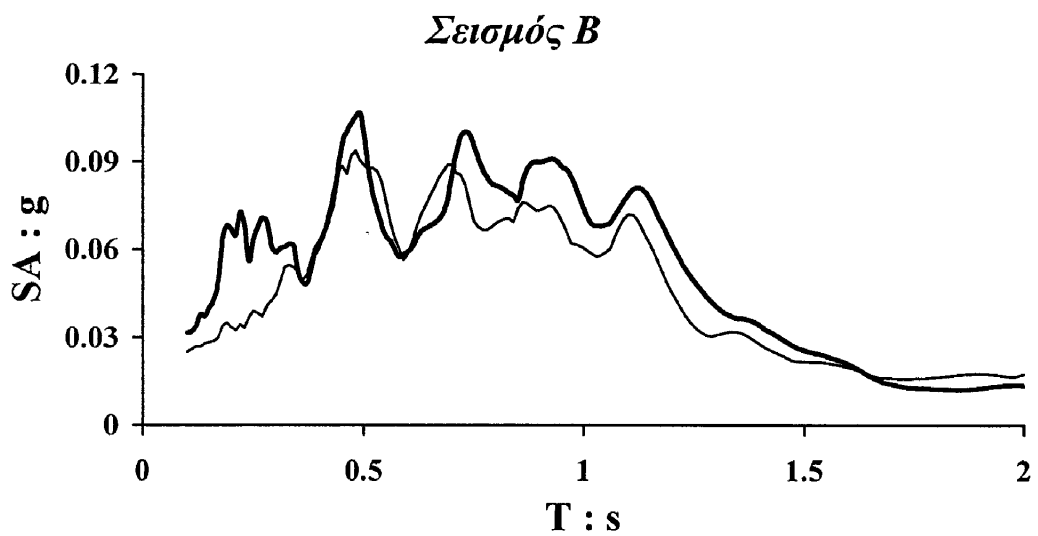
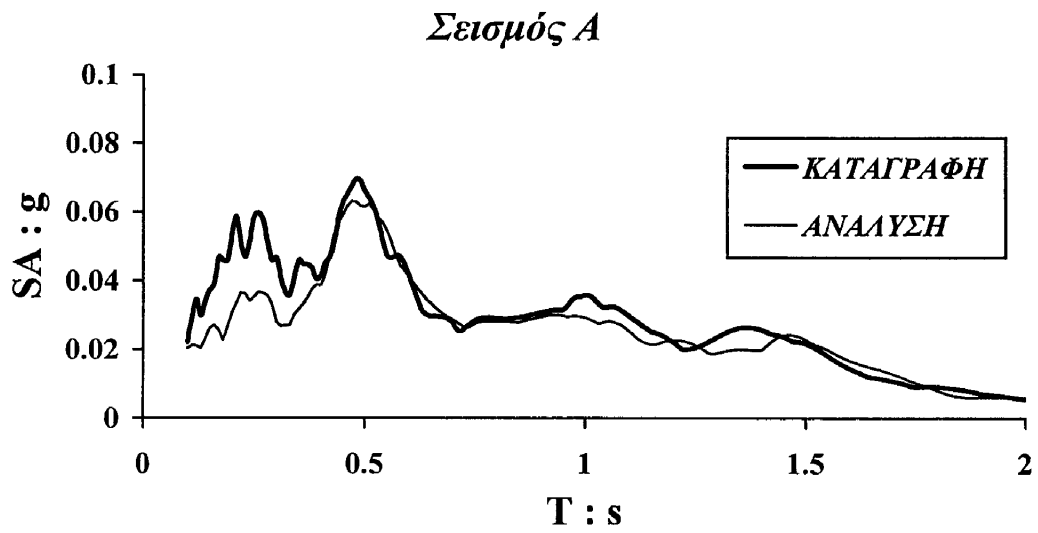


Σχήμα 4.17
Διακριτοποίηση με φασματικά μακρο-στοιχεία και μικρο-στοιχεία.
Η κλίμακα στα Σχήματα 4.16 και 4.17 είναι κοινή.



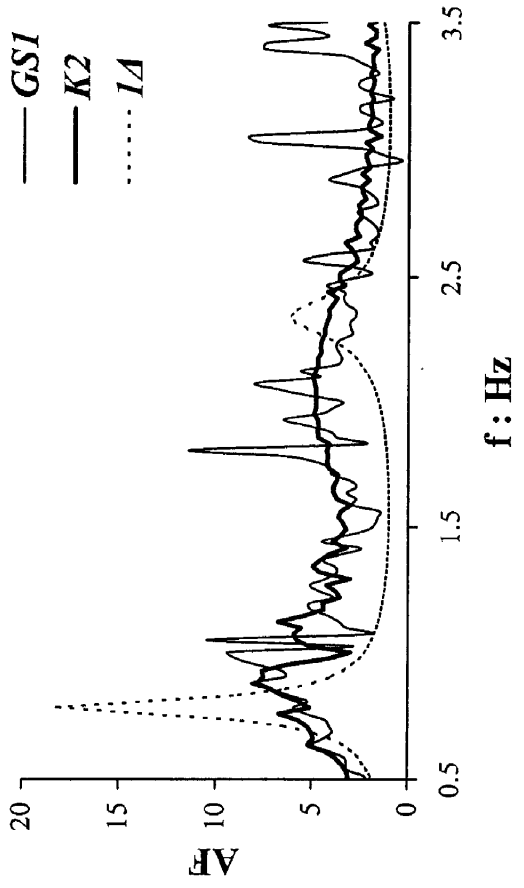
Σχήμα 4.18

Σύγκριση των καταγραφεισών χρονοϊστοριών ταχύτητας
με τις αντίστοιχες χρονοϊστορίες ταχύτητας της ανάλυσης με πεπερασμένα στοιχεία,
για τα τρία σεισμικά γεγονότα Α, Β, και Γ

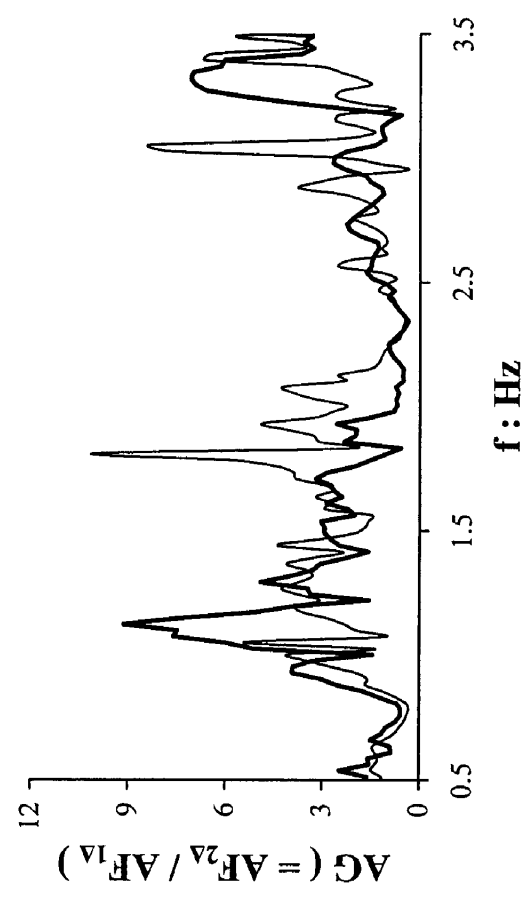
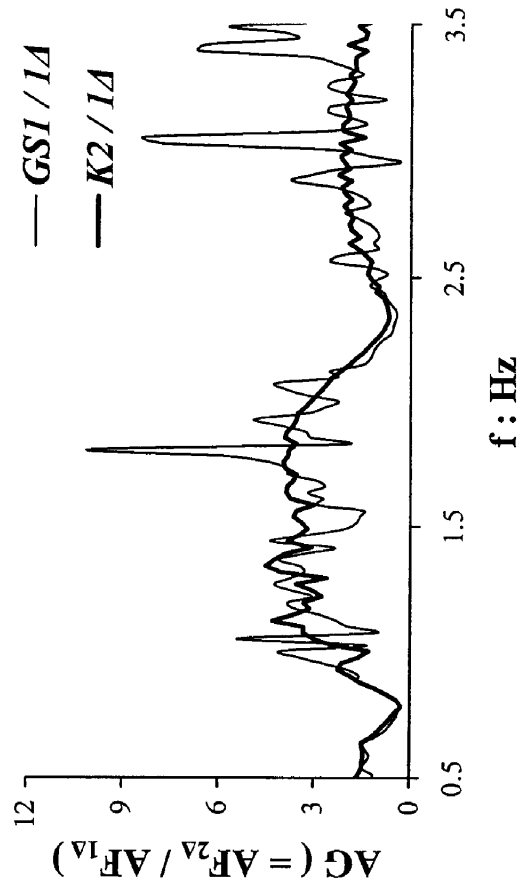
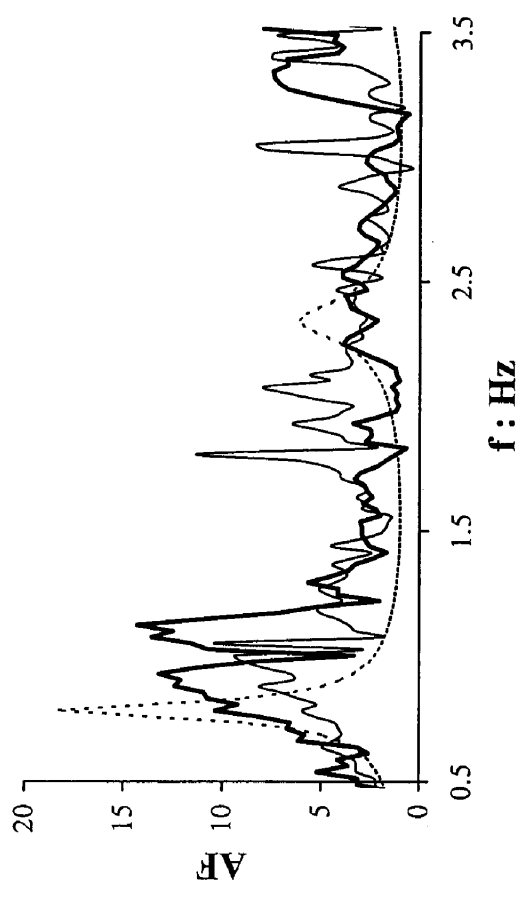


Σχήμα 4.19
Σύγκριση των καταγραφέντων ελαστικών φασμάτων απόκρισης με τα αντίστοιχα ελαστικά φάσματα απόκρισης της ανάλυσης με πεπερασμένα στοιχεία, για τα τρία σεισμικά γεγονότα Α, Β, και Γ

ABAQUS

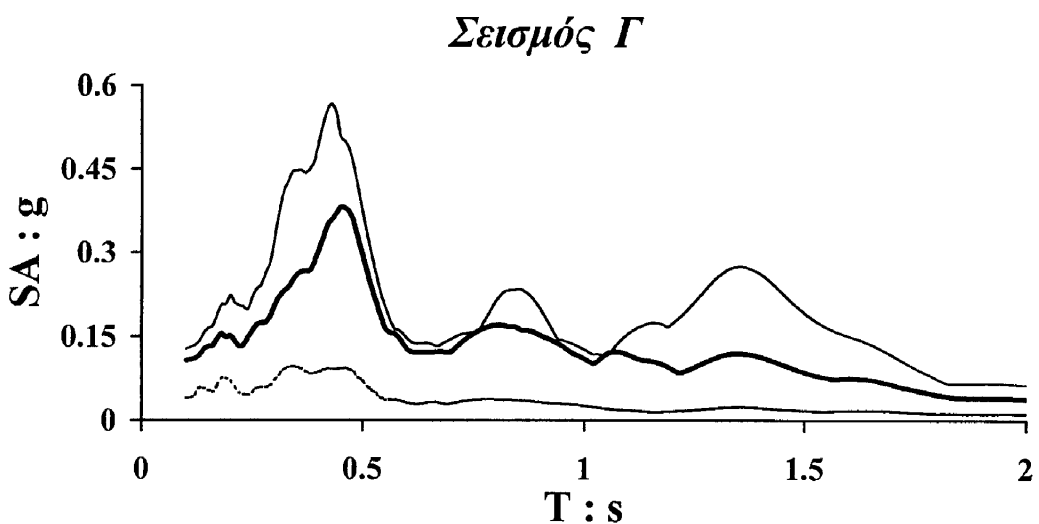
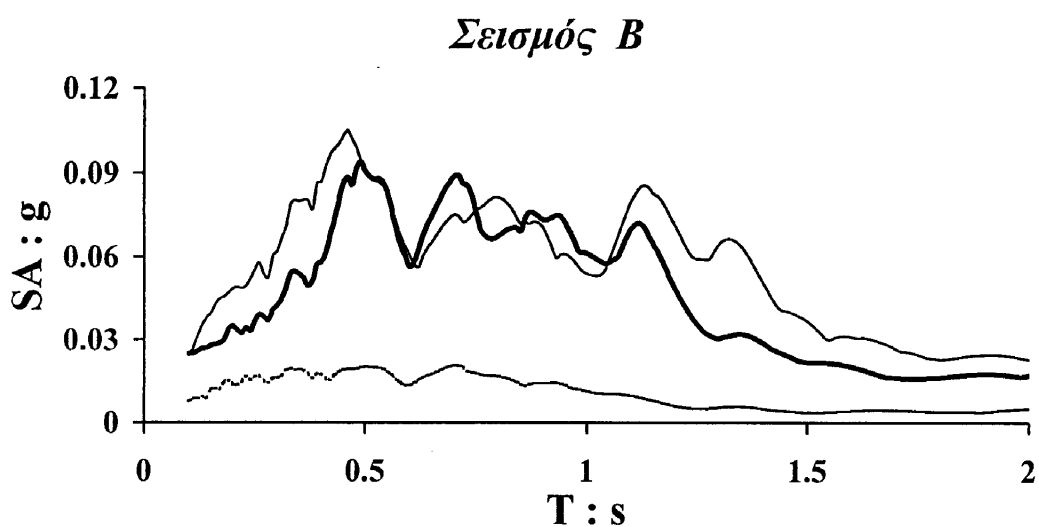
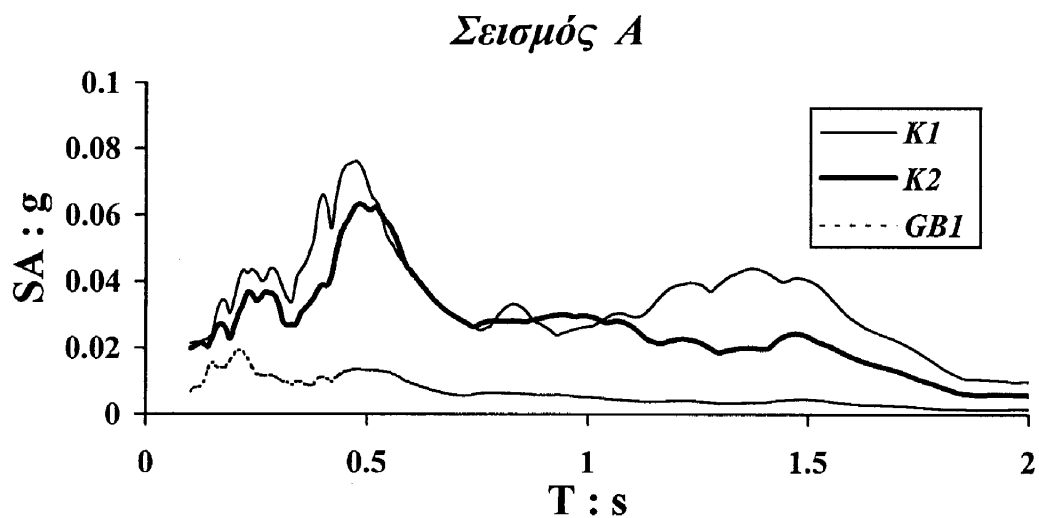


AHNSE



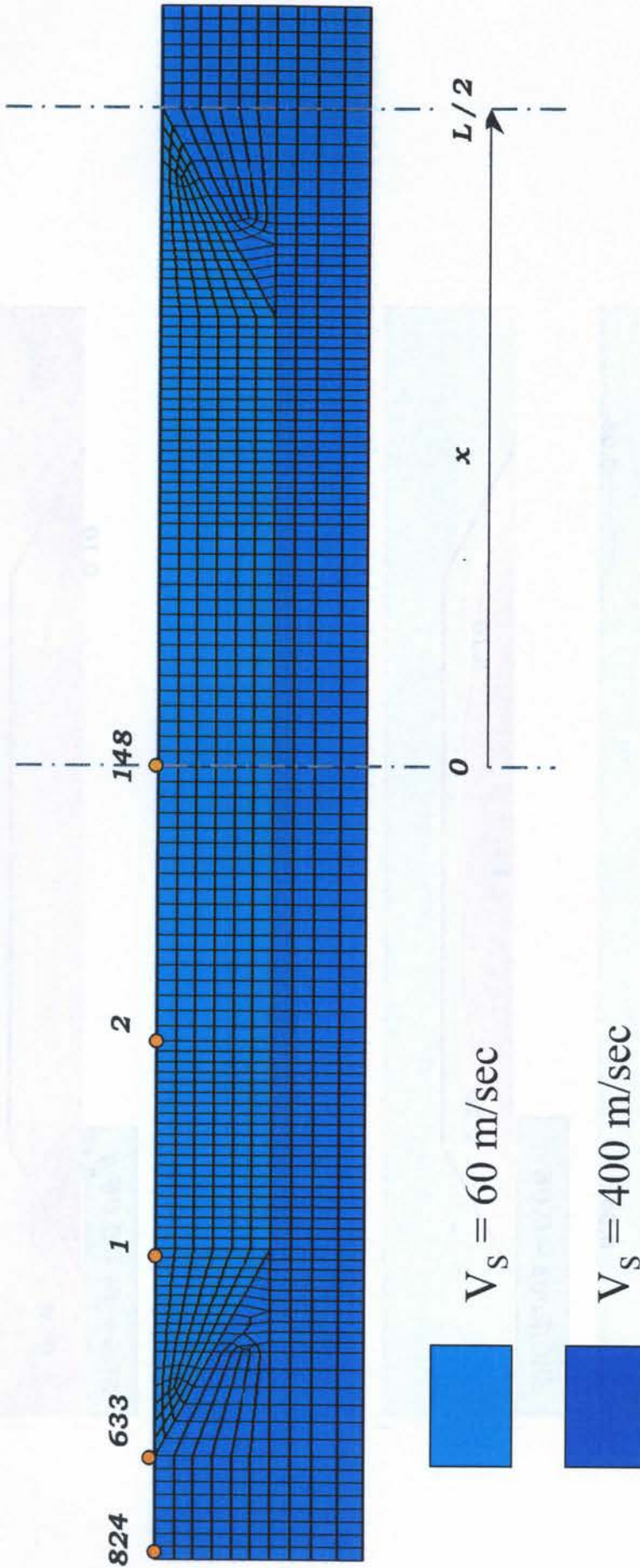
Σχήμα 4.20

Σύγκριση των καταγραφών με τα αποτελέσματα των αναλύσεων για τον σεισμό Γ



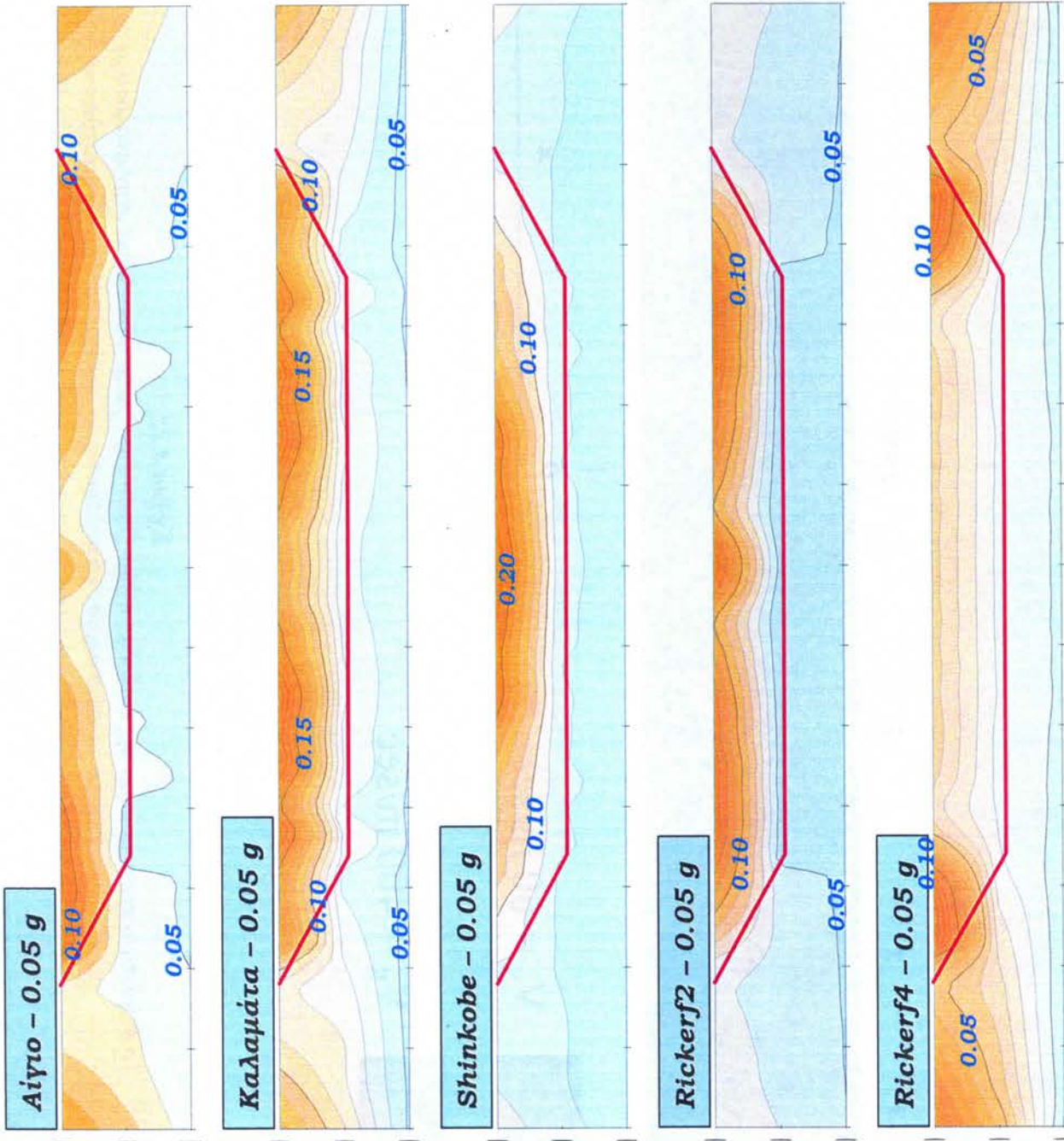
Σχήμα 4.21

Σύγκριση των ελαστικών φασμάτων αποκρίσεως στο μέσον (K1) και στο άκρο (K2) της κοιλάδας για τους τρεις υπό-εξέταση σεισμούς (Α, Β, και Γ).
Για πληρότητα απεικονίζεται και το ελαστικό φάσμα αποκρίσεως στο υπόβαθρο (GB1)



Σχήμα 4.22

Το διδιάστατο προσομοίωμα της κοιλάδας Ohba-Ohashi που χρησιμοποιήθηκε στην ανάλυση με το QUAD4M. Διακρίνονται τα χαρακτηριστικά σημεία για τα οποία μετρήθηκαν επιταχύνσεις.



Σχήμα 4.23

Οι ισόψεις των μεγίστων οριζόντιων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



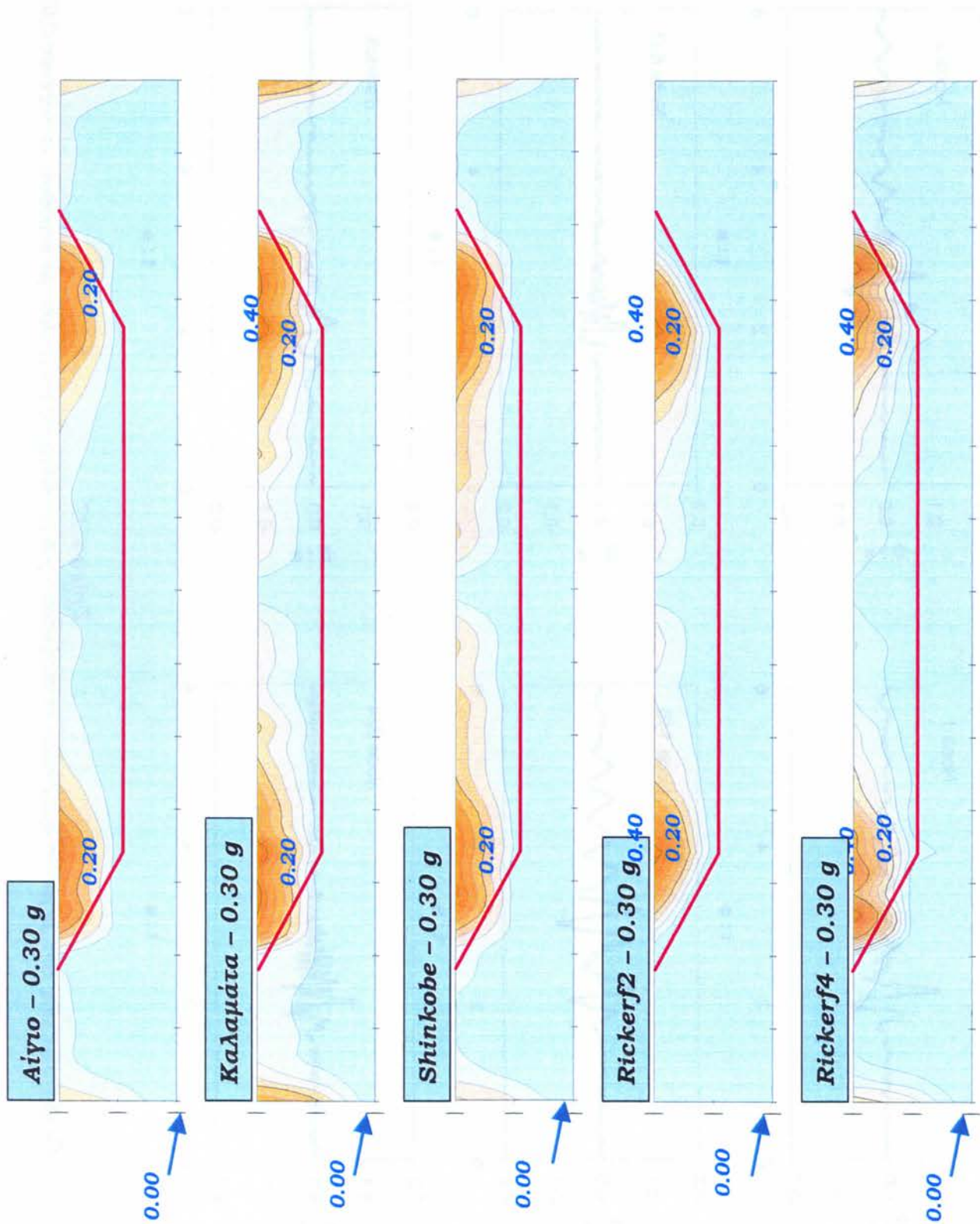
Σχήμα 4.24

Οι ισούψεις των μεγίστων οριζοντίων επιπαχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιπάχυνση 0.30 g



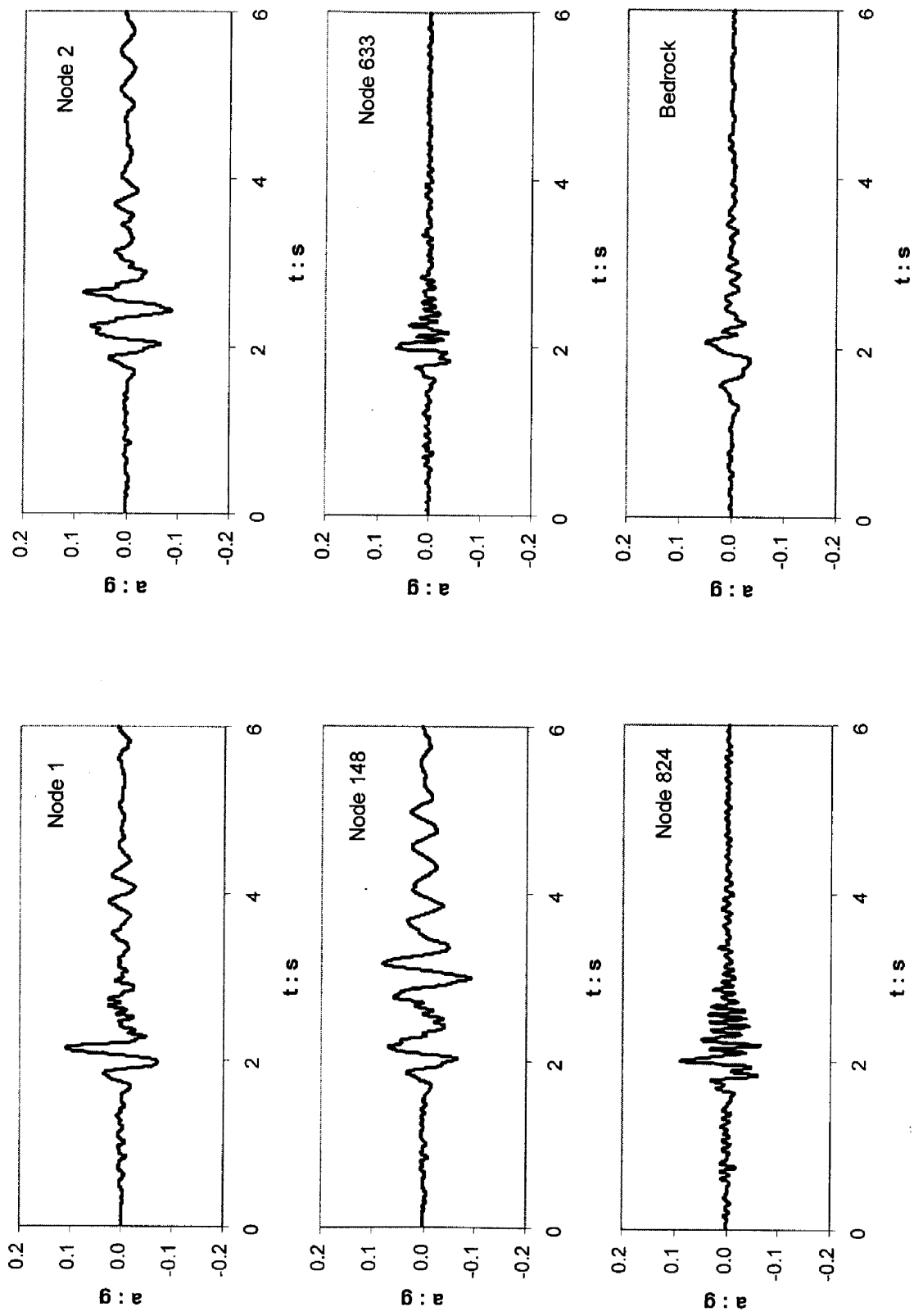
Σχήμα 4.25

Οι ισούψεις των μεγίστων κατακορύφων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



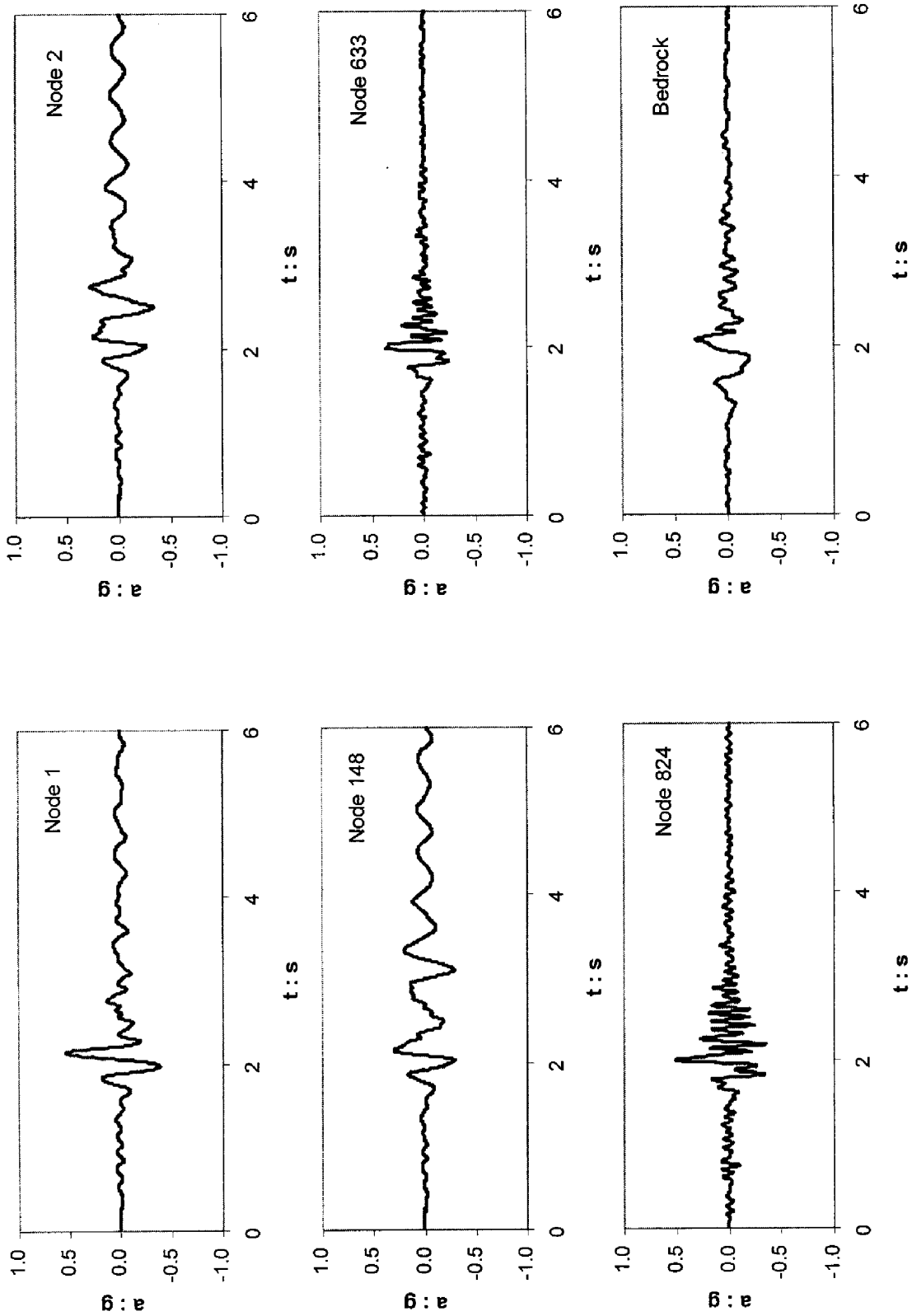
Σχήμα 4.26

Οι ισούψεις των μεγίστων κατακόρυφων επιταχύνσεων για τις πέντε διεγέρσεις, με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



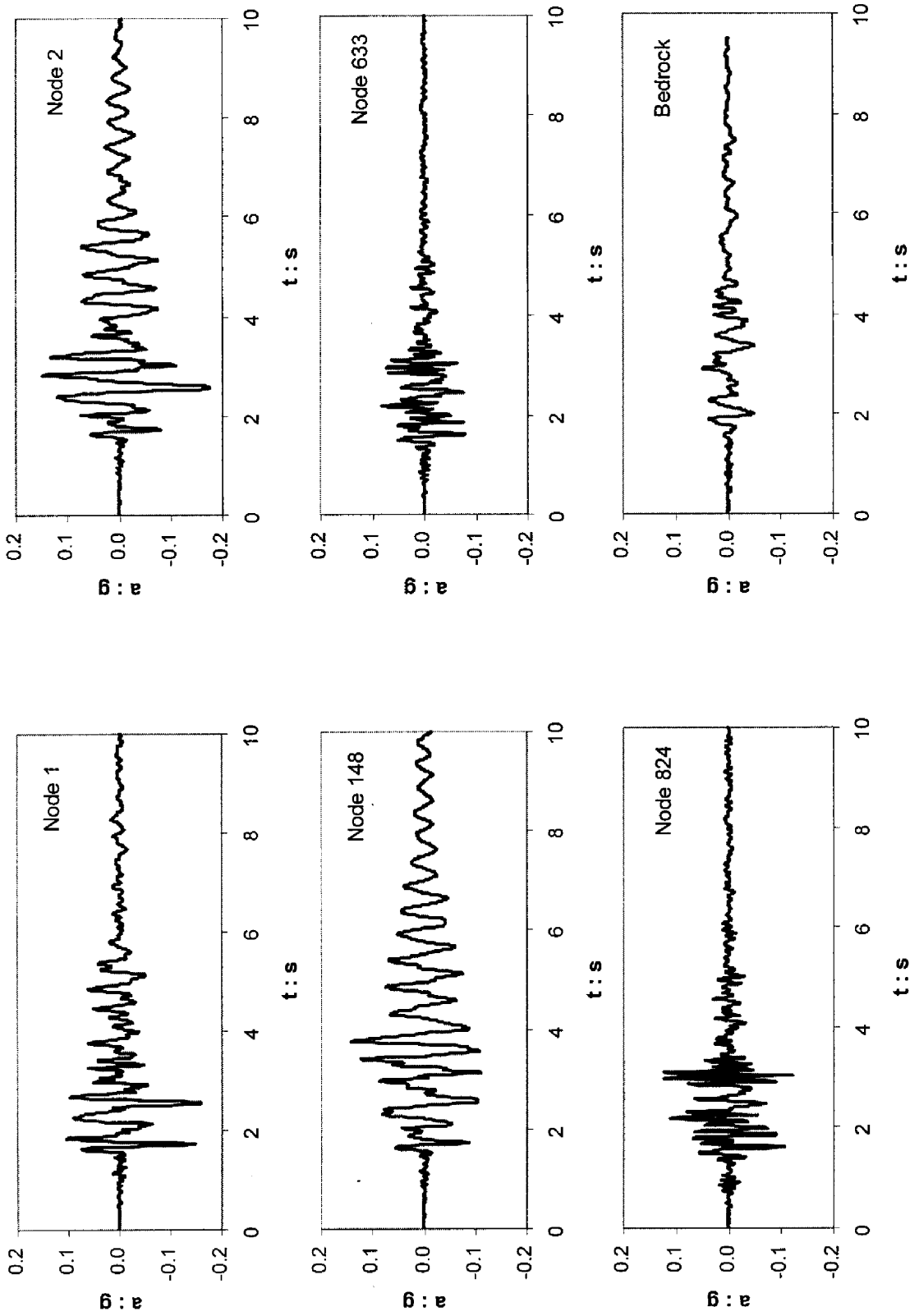
Σχήμα 4.27

Οι χρονοιστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του Αγίου, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



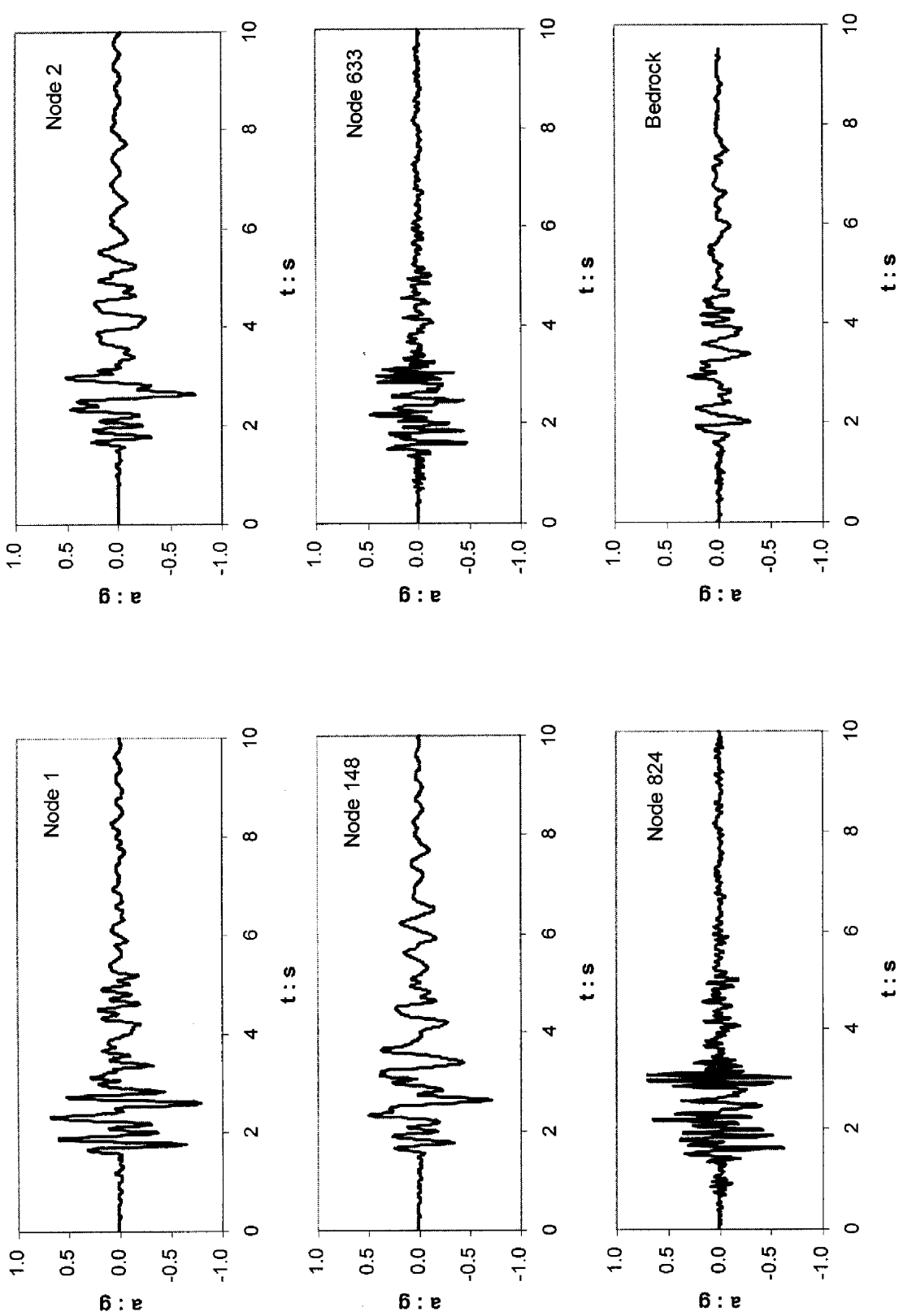
Σχήμα 4.28

Οι χρονοϊστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του Αγίου, με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



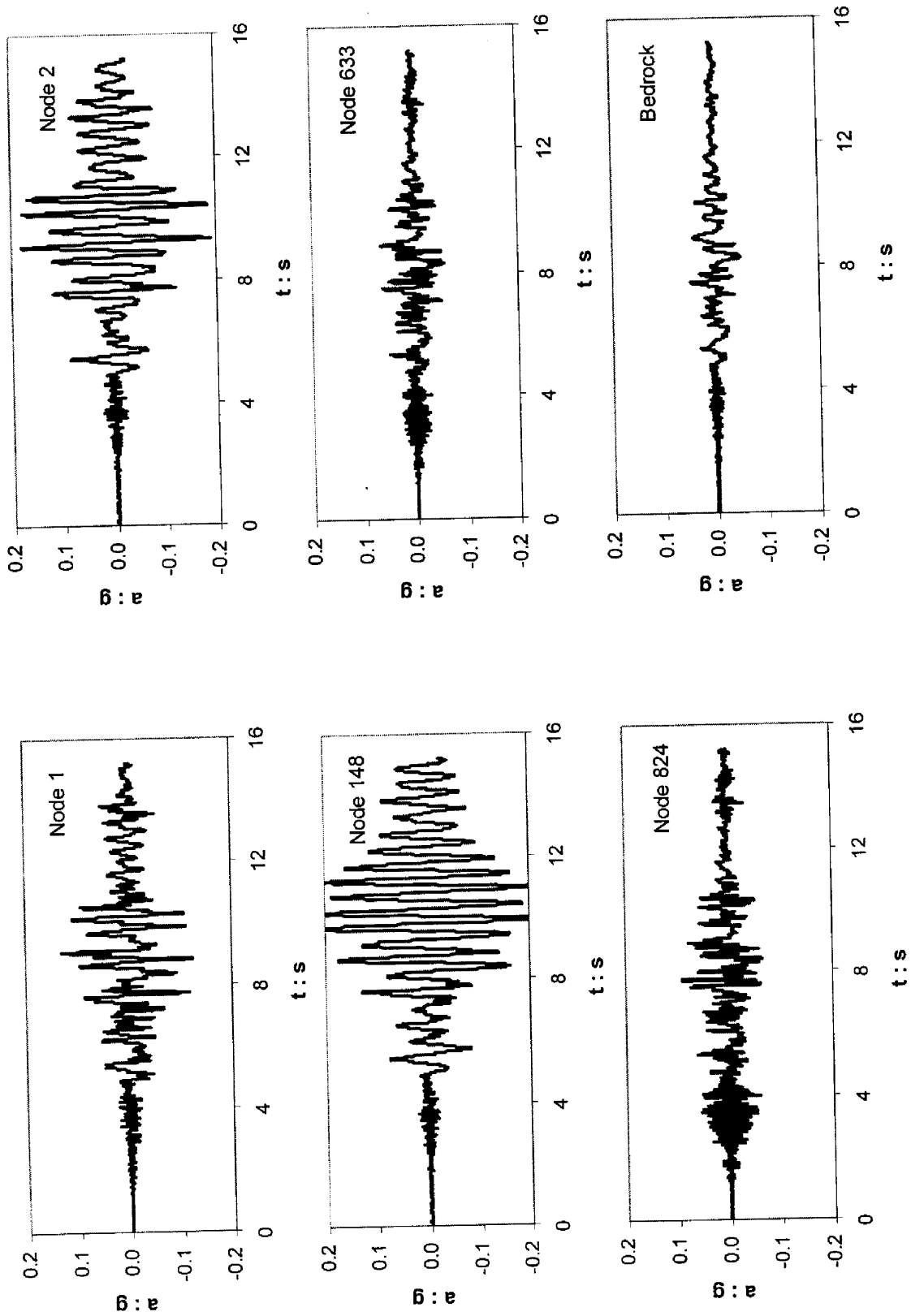
Σχήμα 4.29

Οι χρονοϊστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση της Καλαμάτας, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



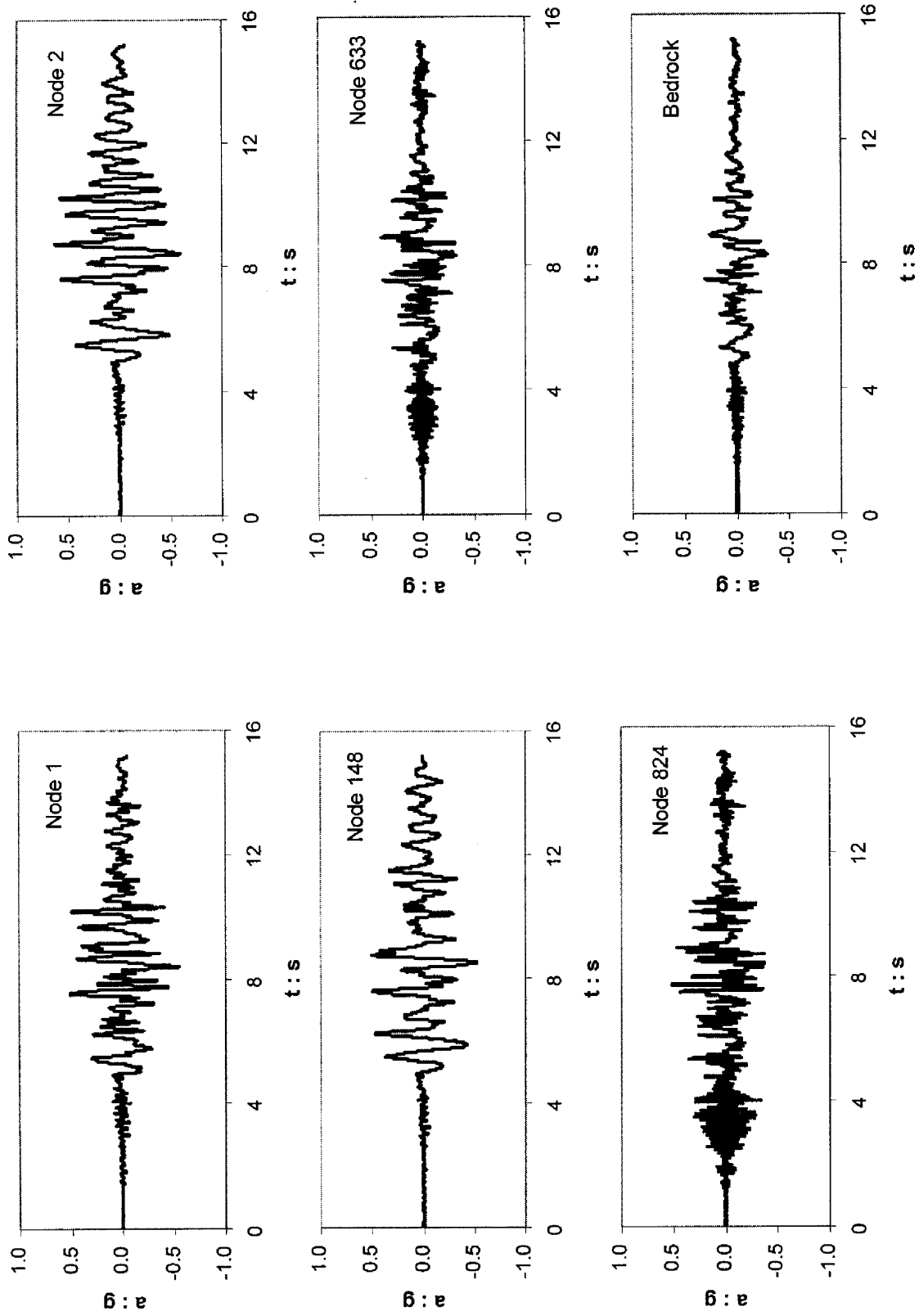
Σχήμα 4.30

Οι χρονιοιστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση της Καλαμάτας, με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



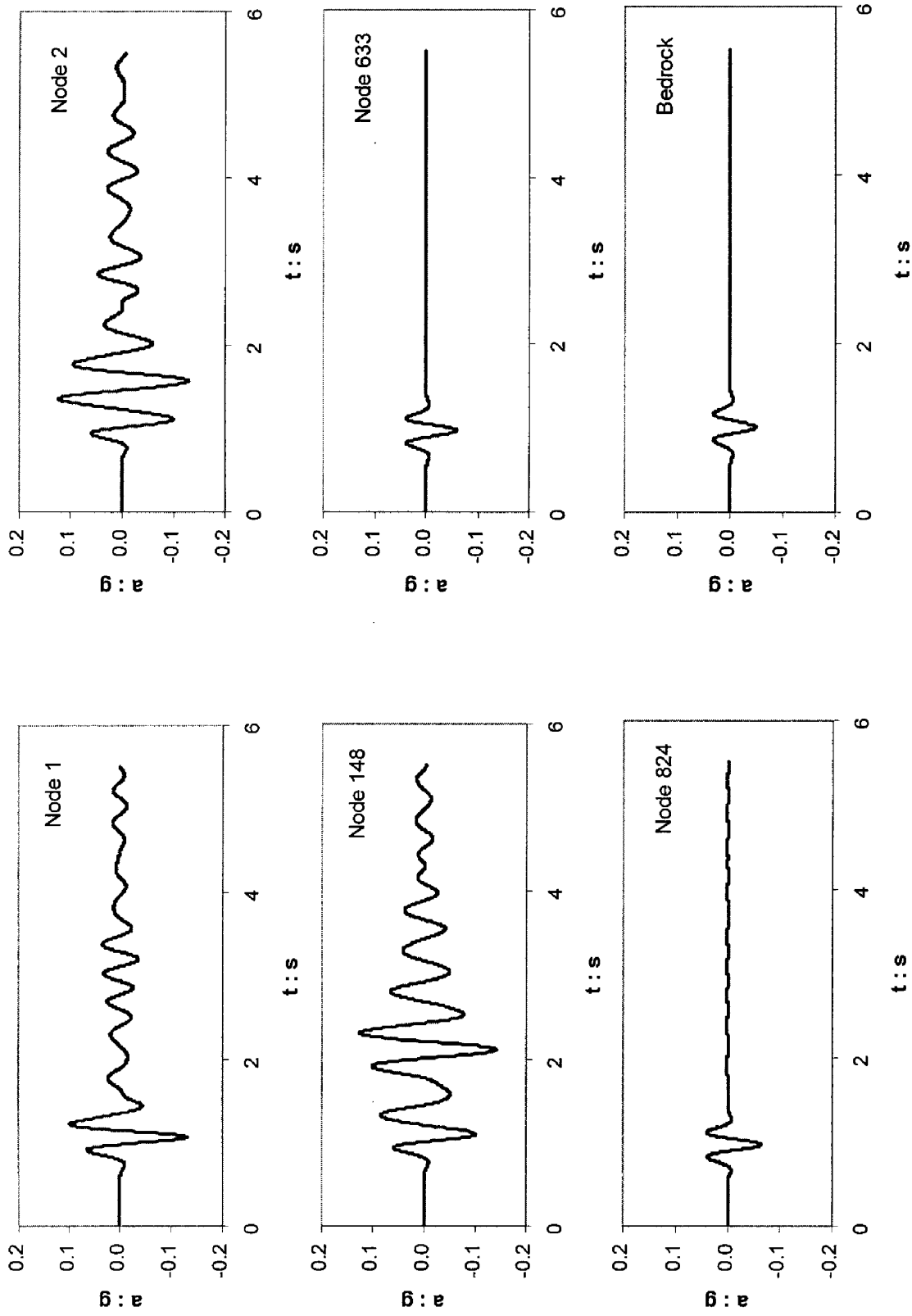
Σχήμα 4.31

Οι χρονοιστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του Shinkobe, με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



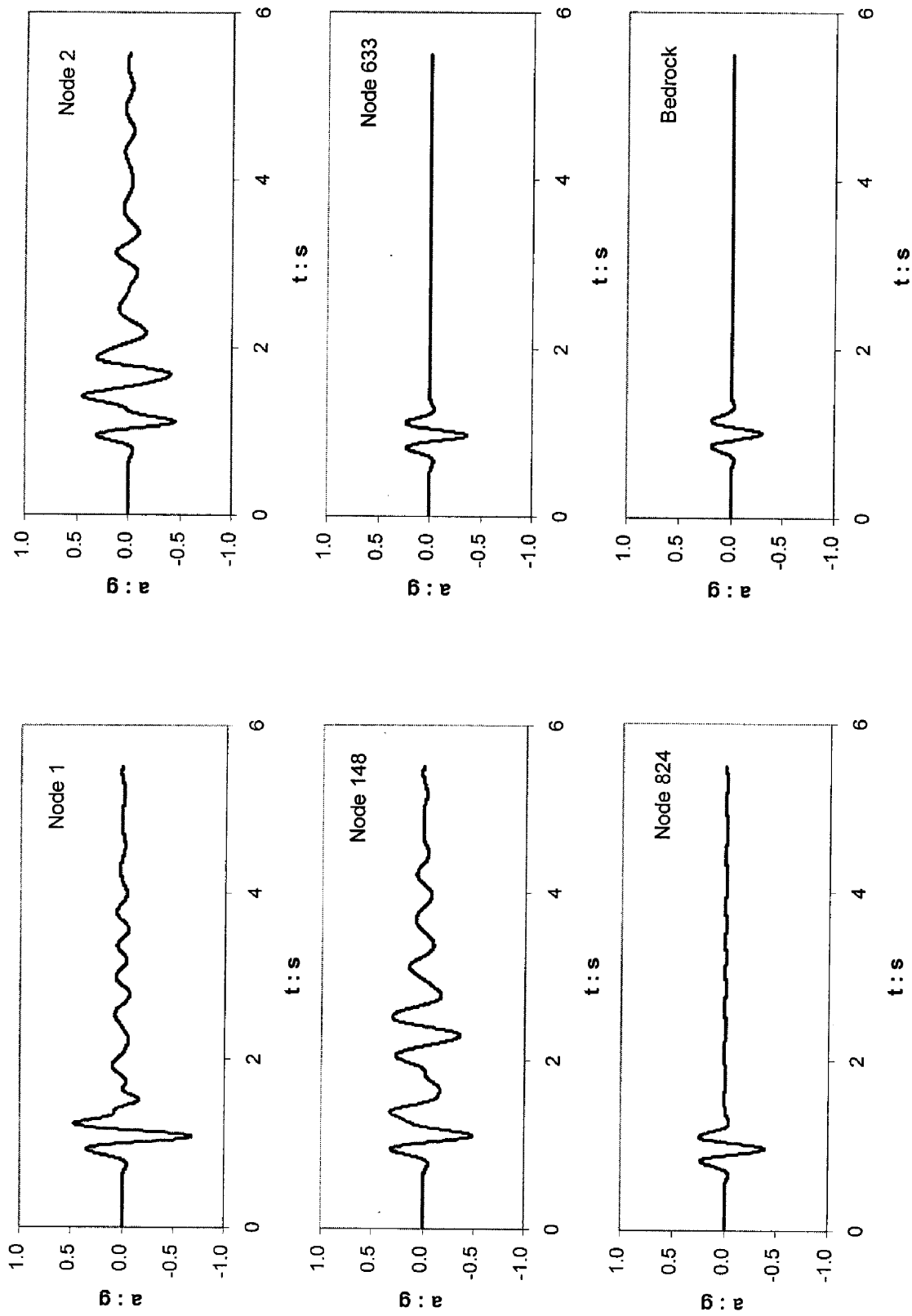
Σχήμα 4.32

Οι χρονοιστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του Shinkobe, με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



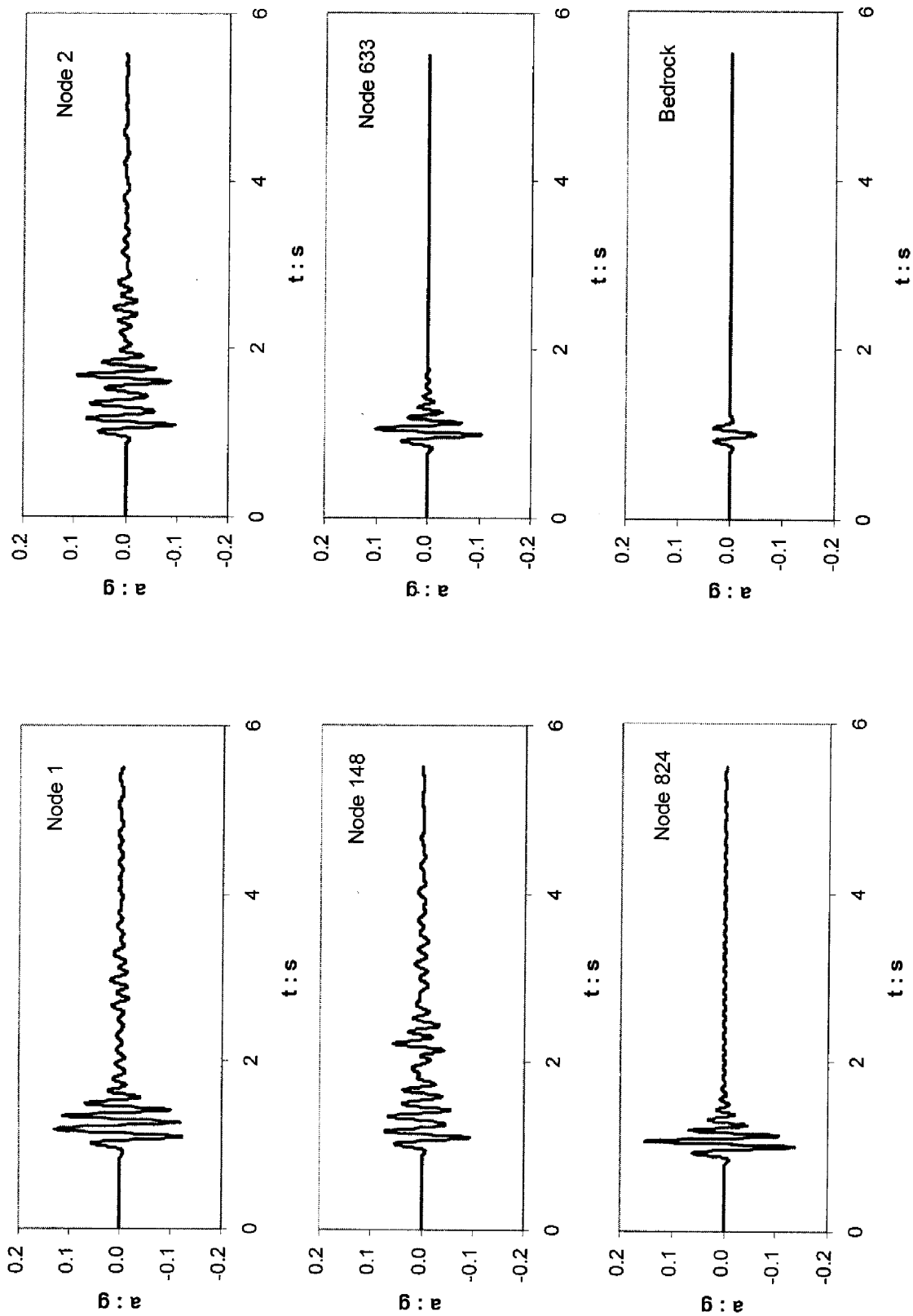
Σχήμα 4.33

Οι χρονοϊστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του παλμού Ricker ($f = 2$), με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



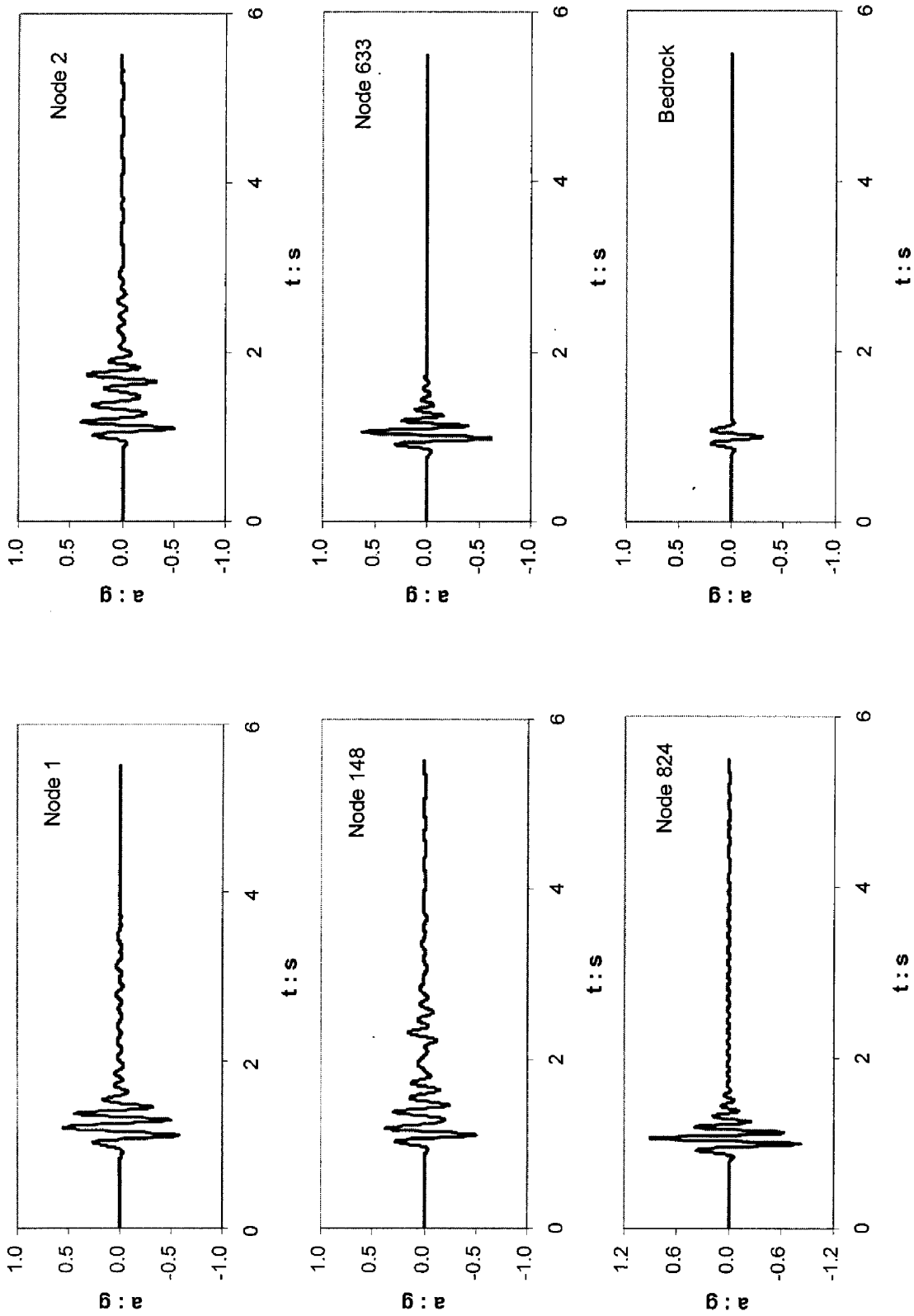
Σχήμα 4.34

Οι χρονοϊστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του παλμού Ricker ($f = 2$), με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



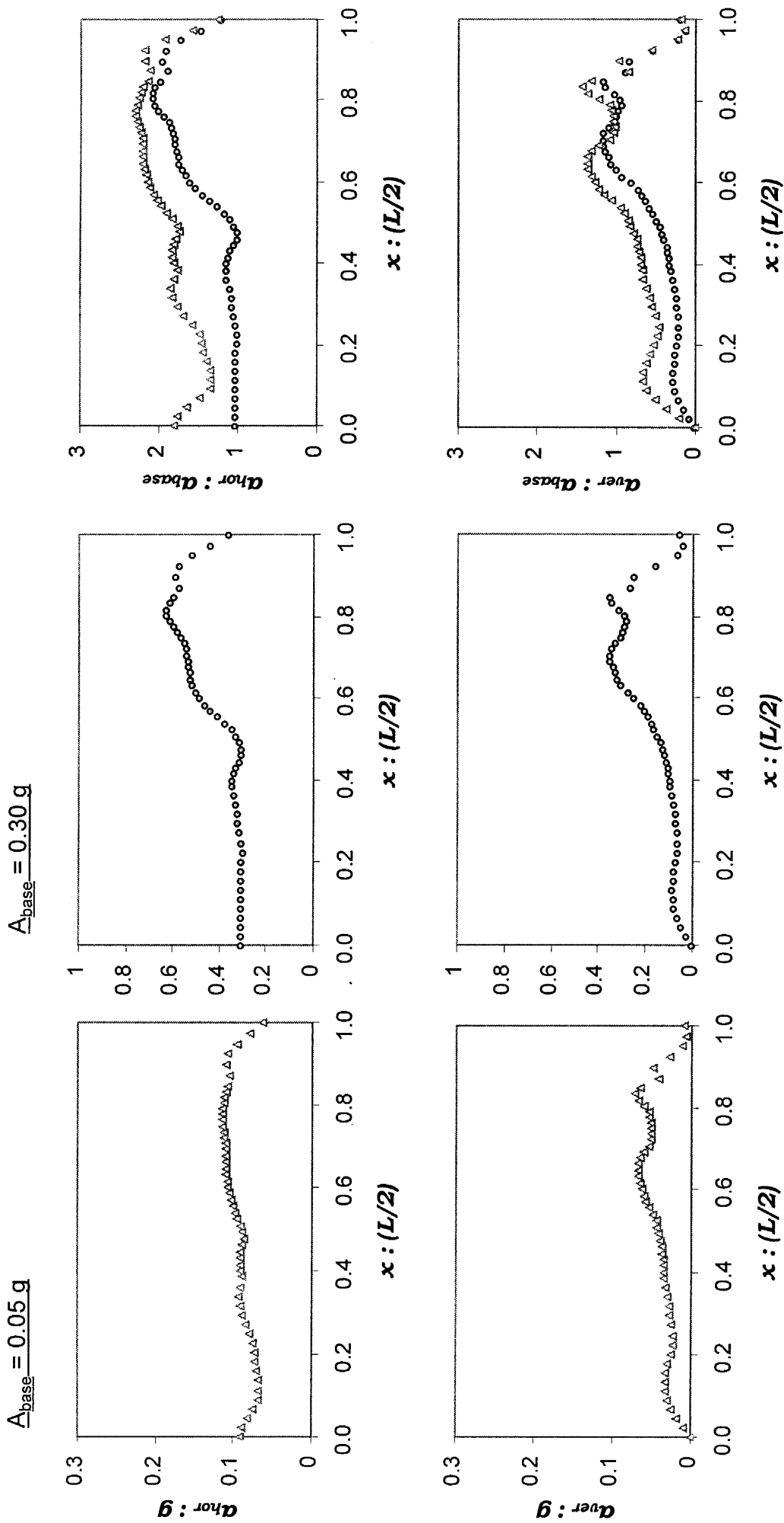
Σχήμα 4.35

Οι χρονοϊστορίες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του παλμού Ricker ($f = 4$), με κορυφαία επιτάχυνση 0.05 g



Σχήμα 4.36

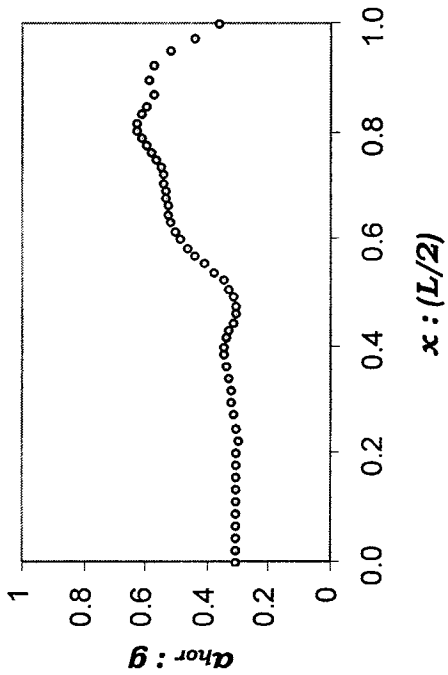
Οι χρονιοίστοριες των μεγίστων οριζοντίων επιταχύνσεων για την διέγερση του παλμού Ricker ($f = 4$), με κορυφαία επιτάχυνση 0.30 g



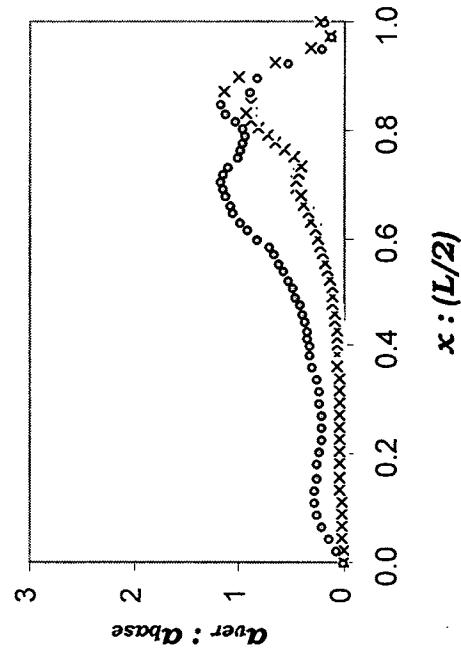
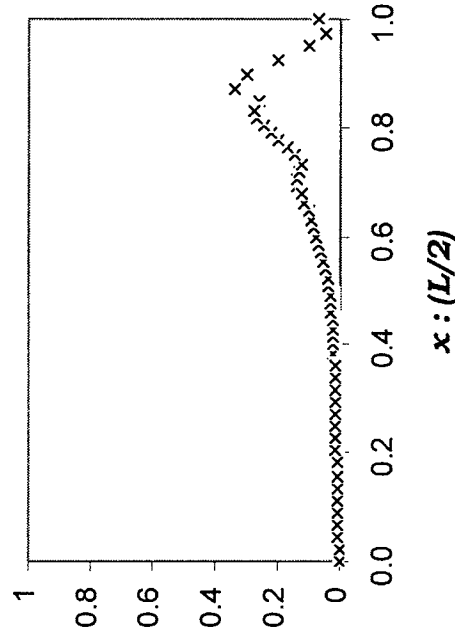
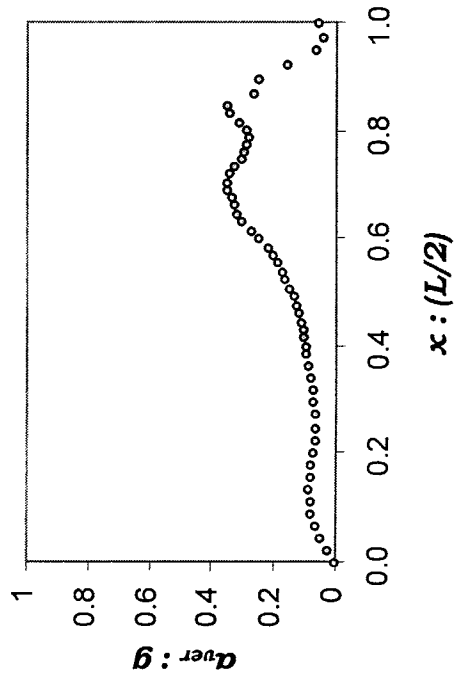
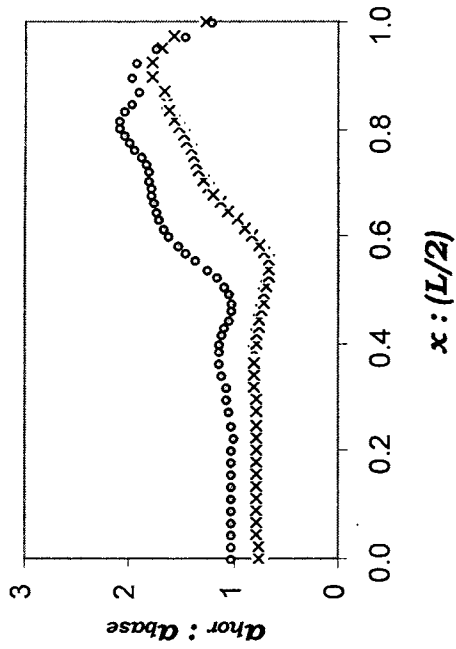
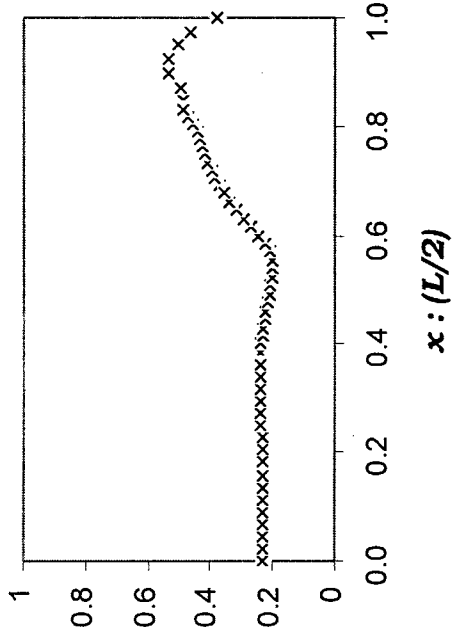
Σχήμα 4.37

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Αγίου με 0.05 και 0.30 g στο βραχυόδες υπόβαθρο

$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}, PI > 50$

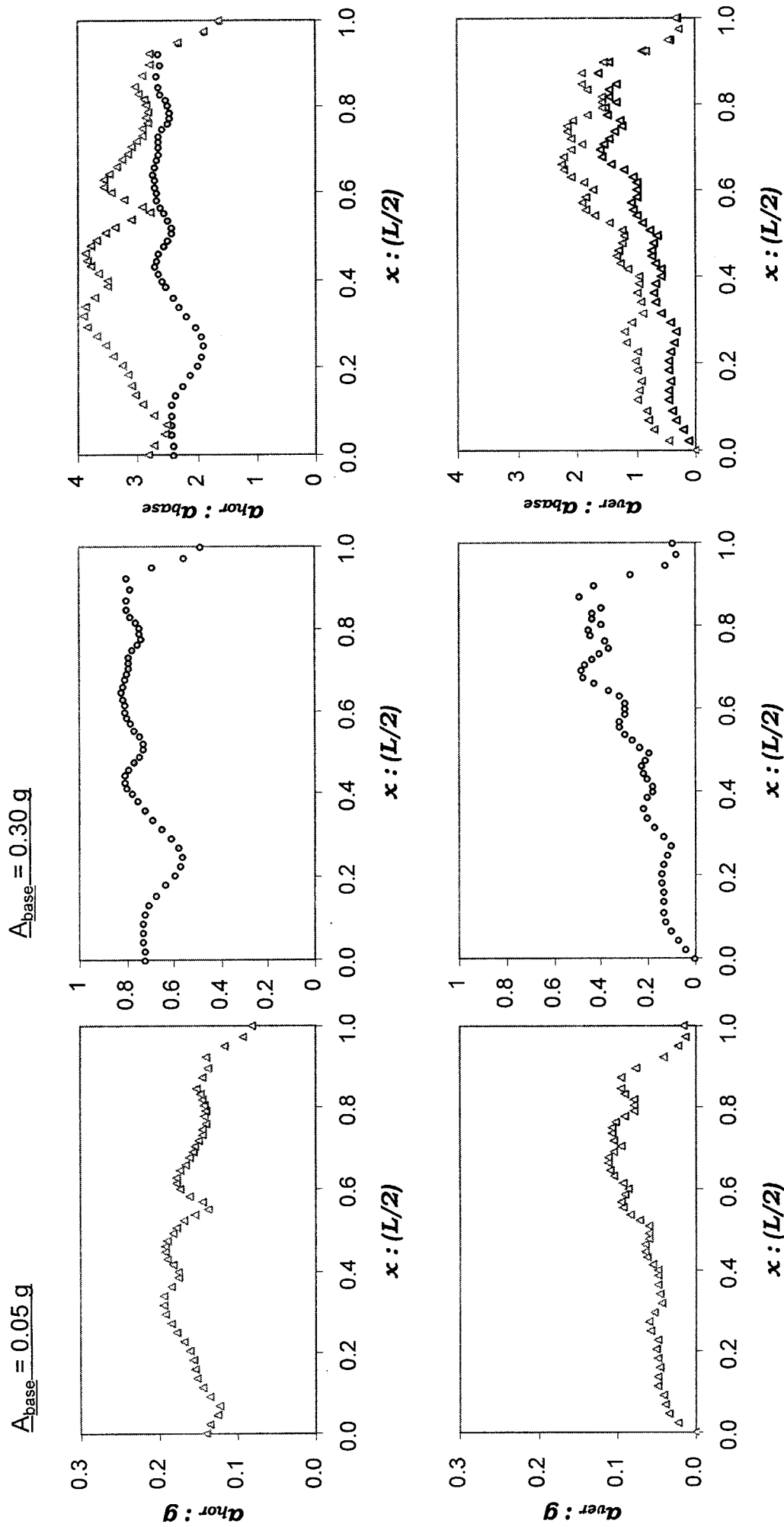


$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}, PI = 0$



Σχήμα 4.38

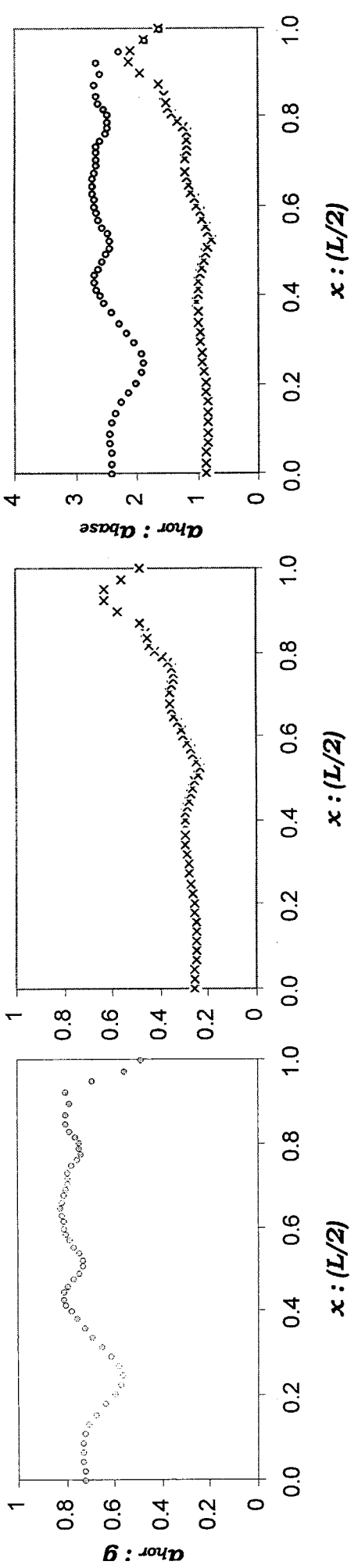
Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Αγίου με 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο για πλασιμότητα αργίλου $PI > 50$ και $PI = 0$



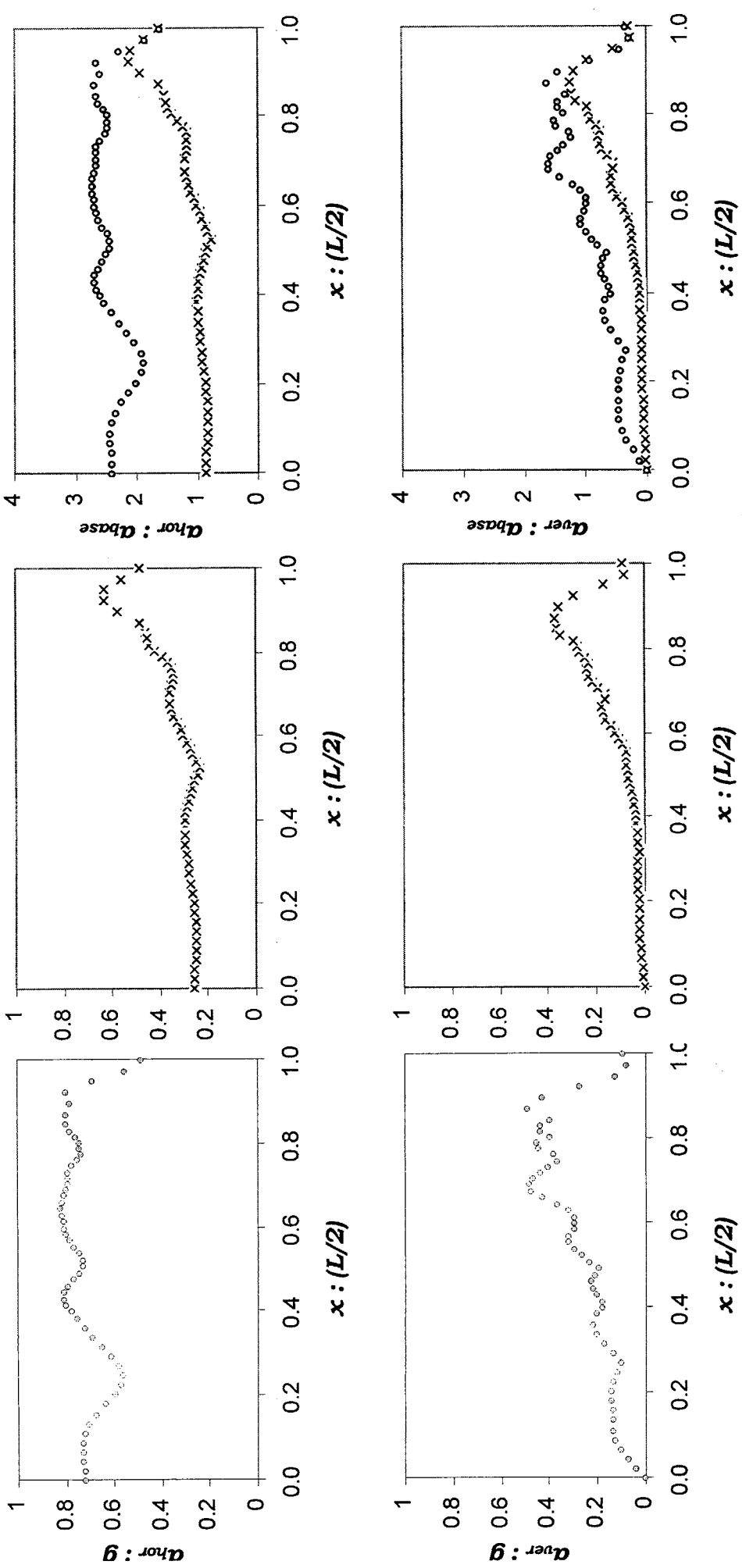
Σχήμα 4.39

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση της Καλαμάτας με 0.05 και 0.30 g στο βραχάδες υπόβαθρο

$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}, PI > 50$

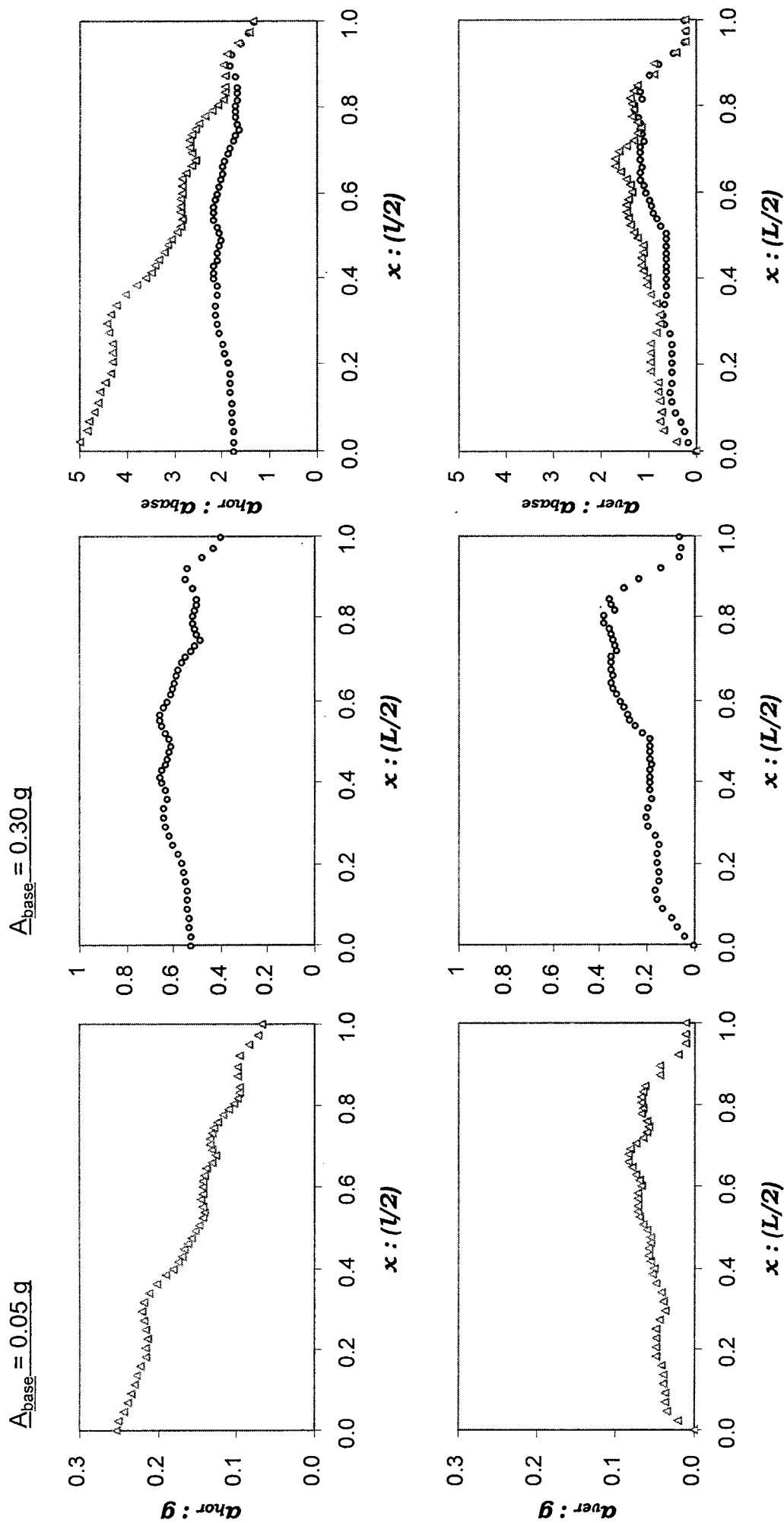


$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}, PI = 0$



Σχήμα 4.40

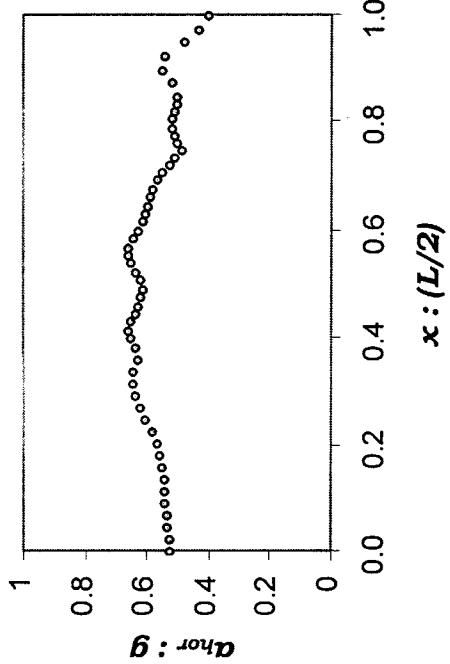
Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση της Καλαμάτας με 0.30 g στο βραχυόδες υπόβαθρο για πλασιμότητα αργίλου $PI > 50$ και $PI = 0$



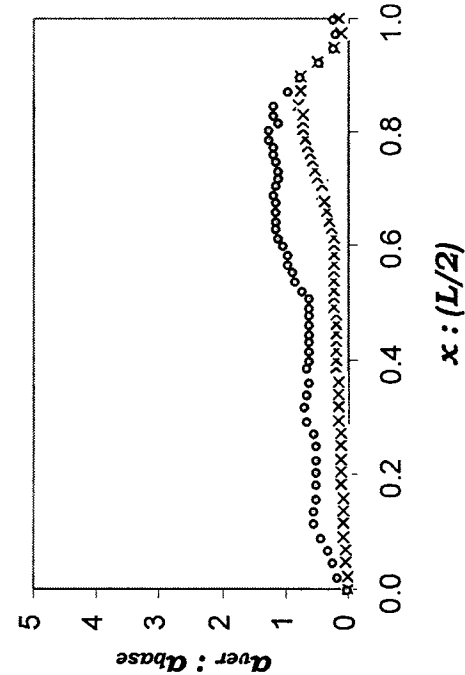
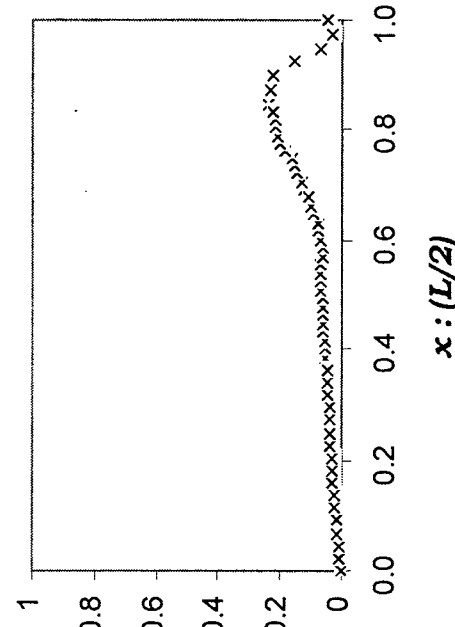
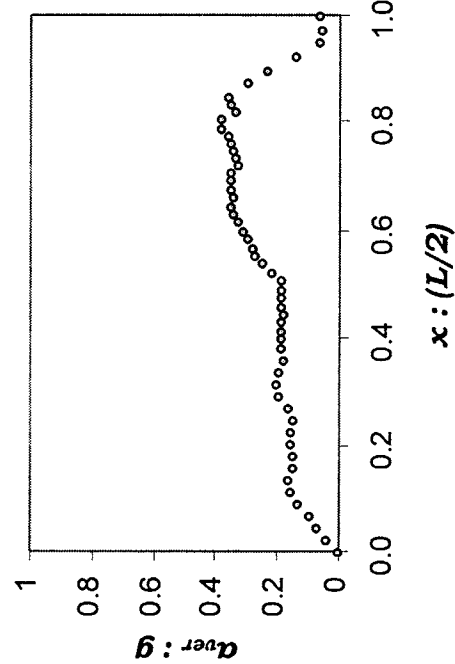
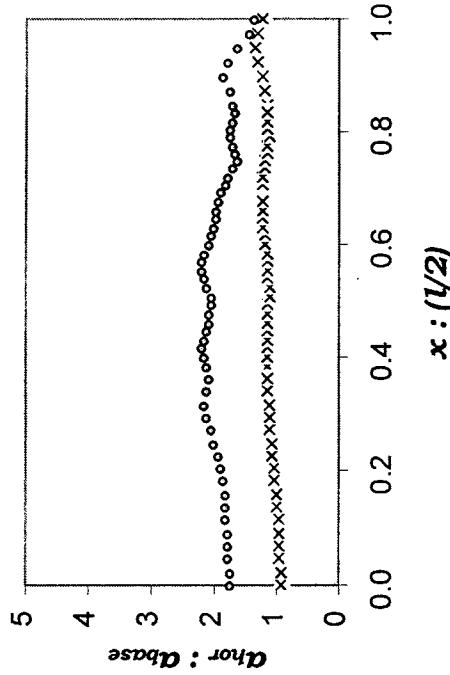
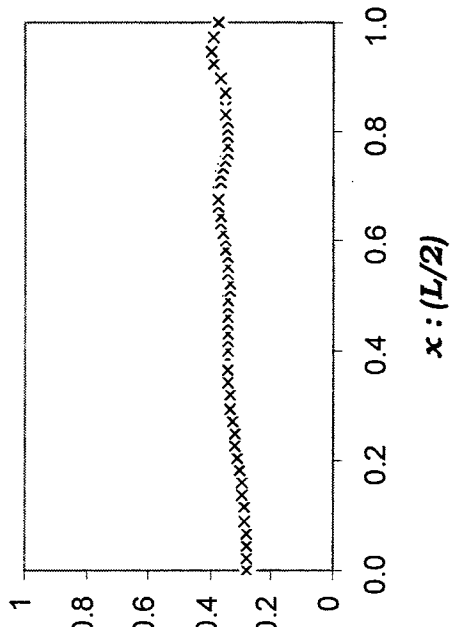
Σχήμα 4.41

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Shinkobe με 0.05 και 0.30 g στο βραγχώδες υπόβαθρο

$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}, PI > 50$



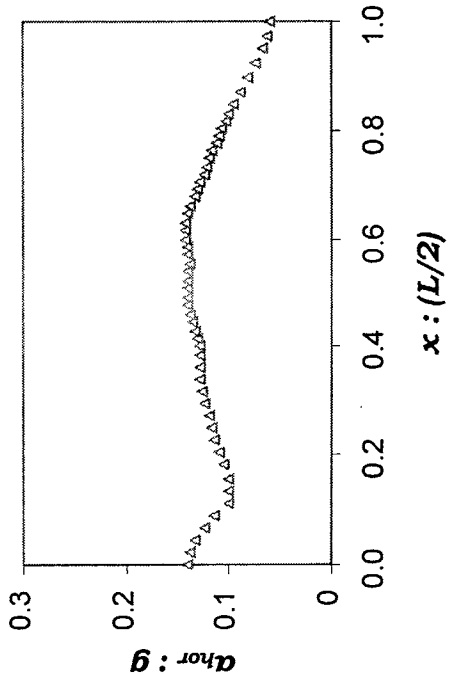
$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}, PI = 0$



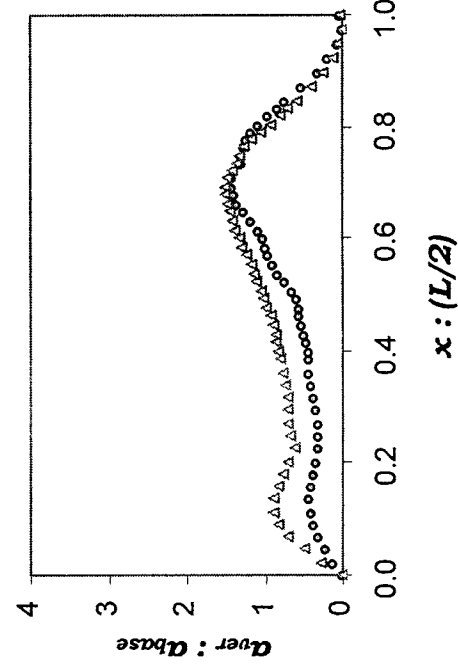
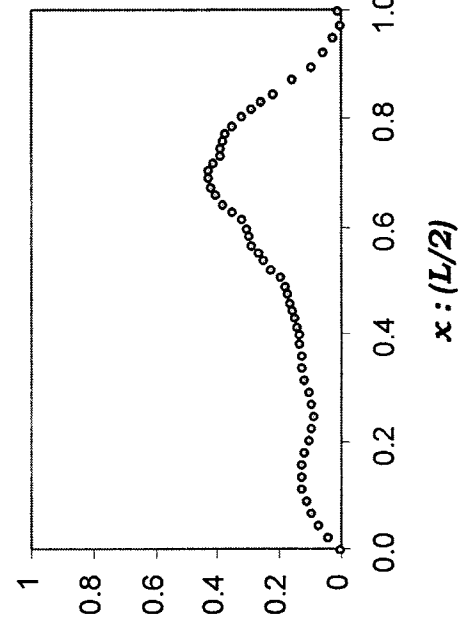
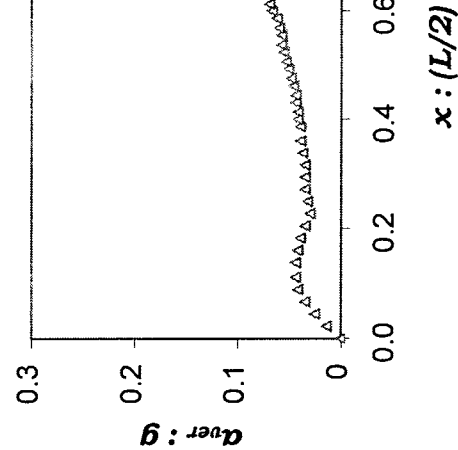
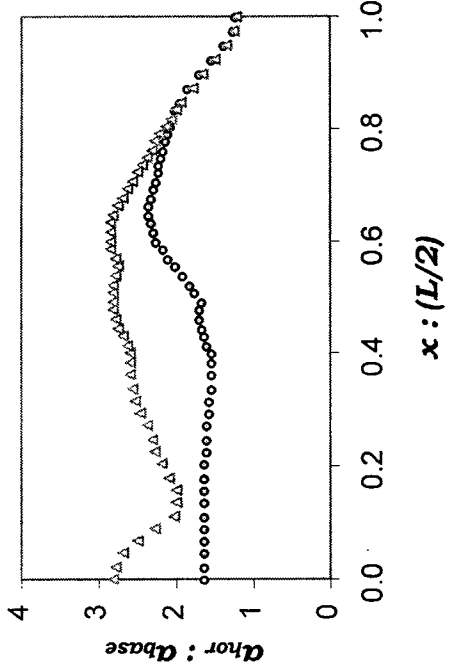
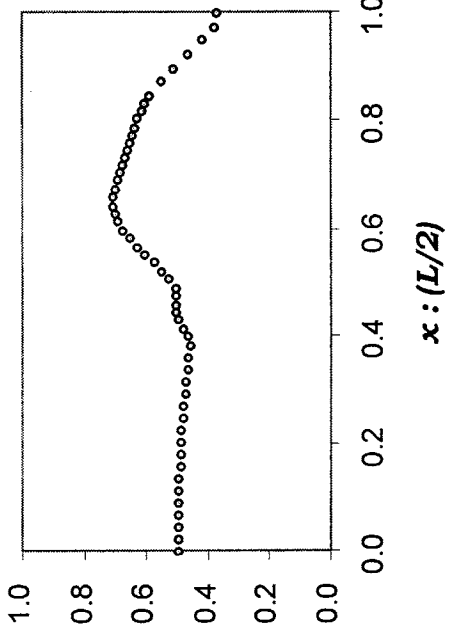
Σχήμα 4.42

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Shinkabe με 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο για πλασιμότητα αργίλου $PI > 50$ και $PI = 0$

$A_{base} = 0.05 \text{ g}$

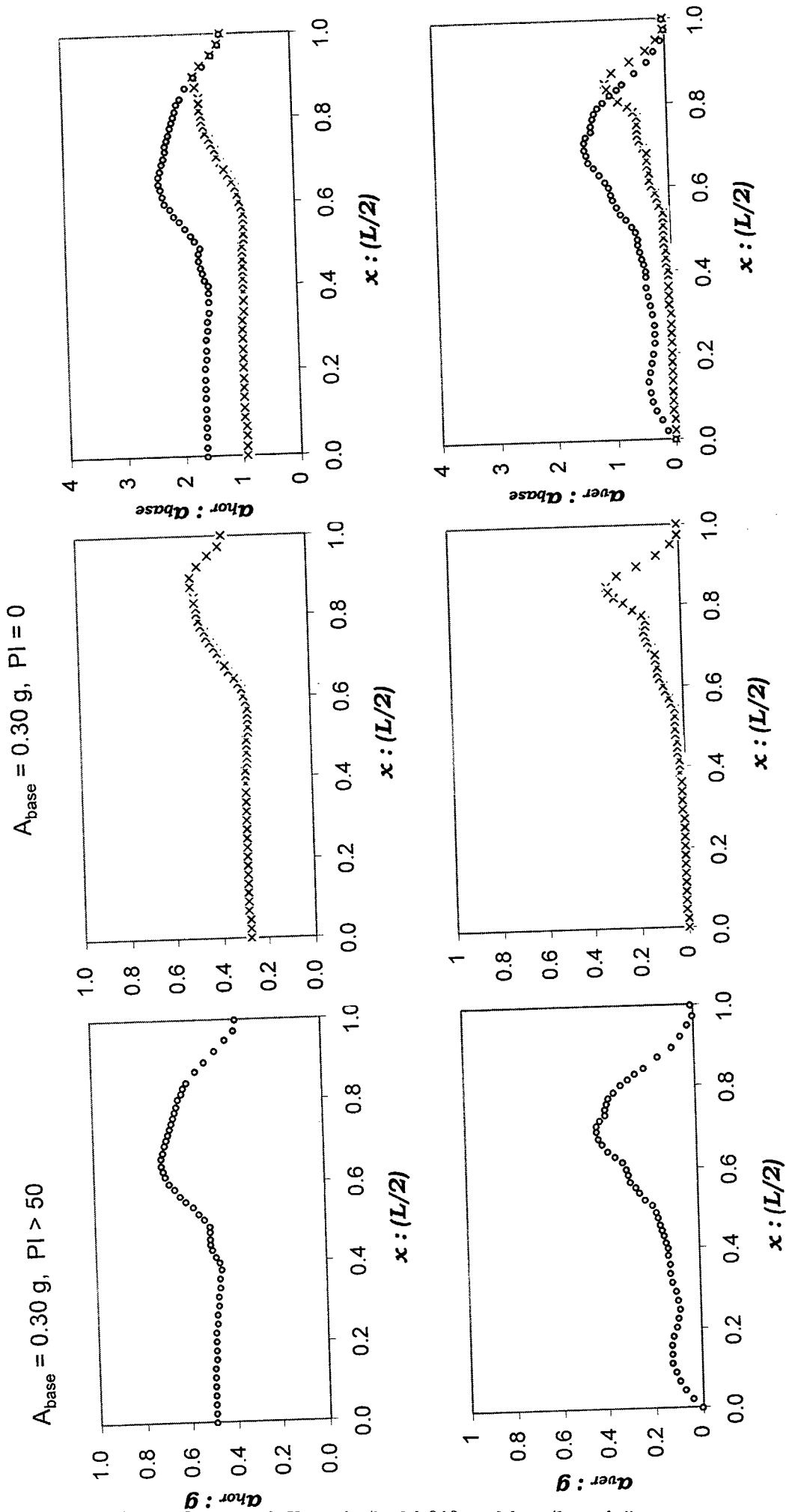


$A_{base} = 0.30 \text{ g}$



Σχήμα 4.43

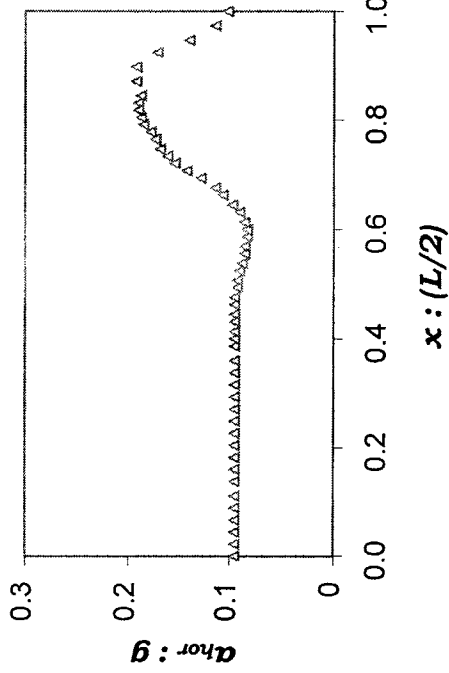
Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Ricker ($f=2$) με 0.05 και 0.30 g στο βραχιώδες υπόβαθρο



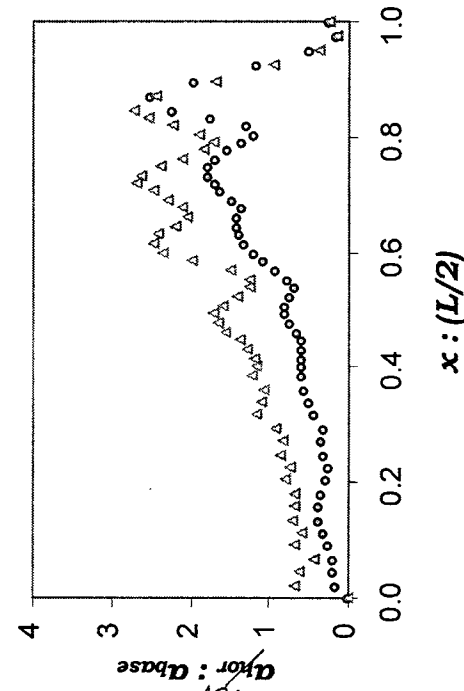
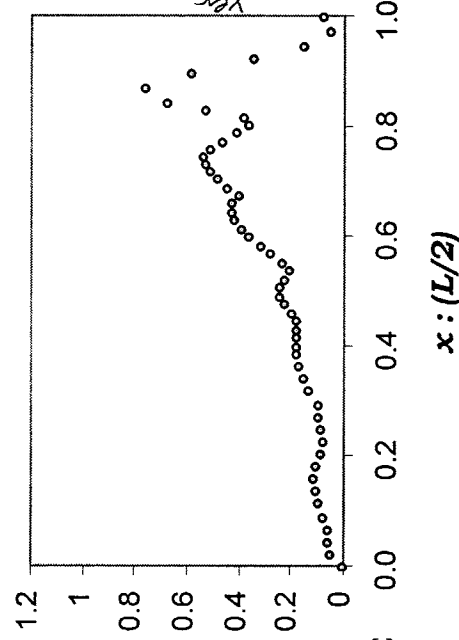
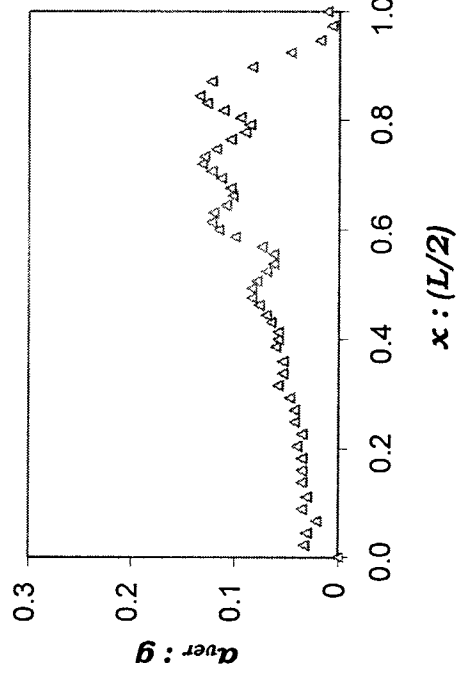
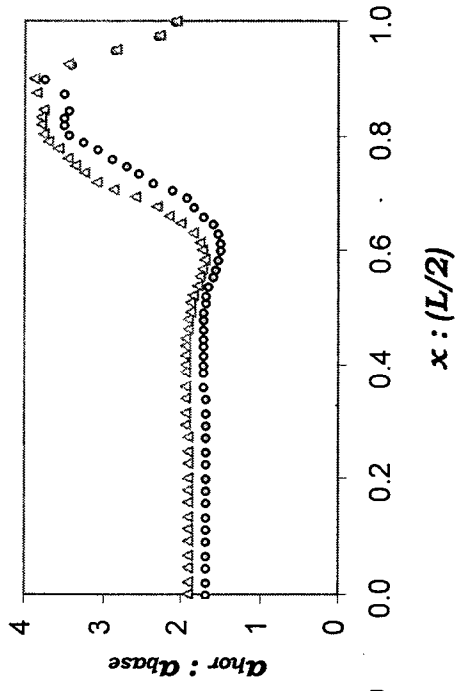
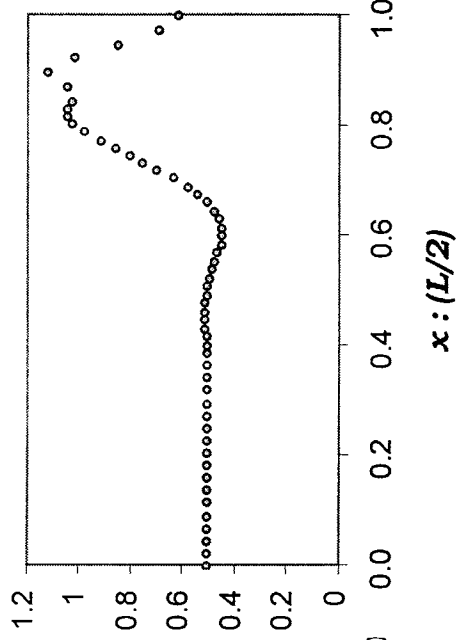
Σχήμα 4.44

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Ricker ($f=2$) με 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο για πλασιμότητα αργίλου $PI > 50$ και $PI = 0$

$A_{\text{base}} = 0.05 \text{ g}$



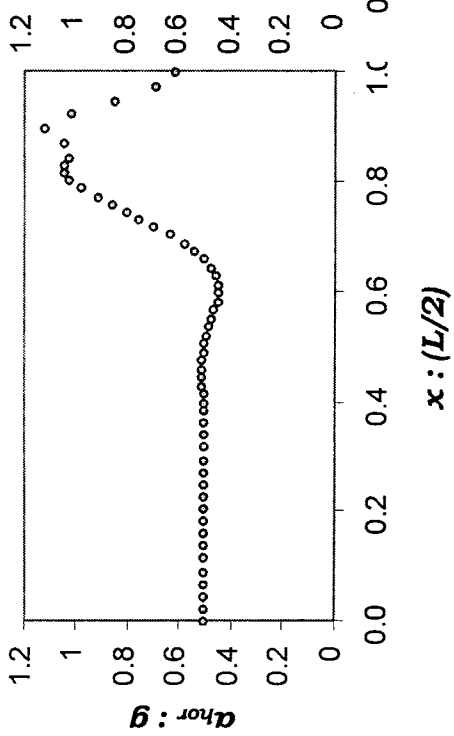
$A_{\text{base}} = 0.30 \text{ g}$



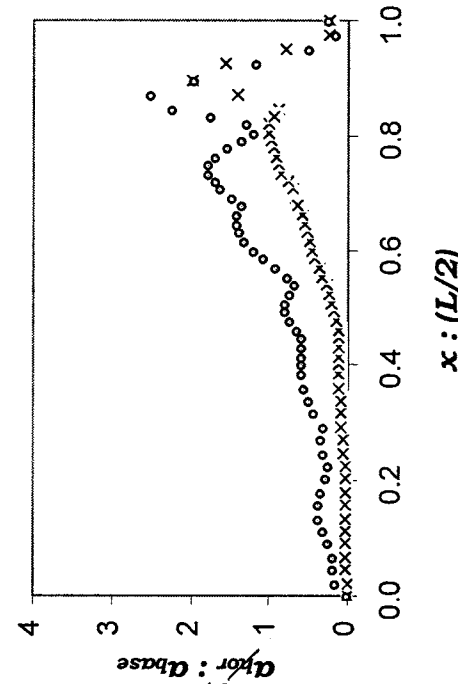
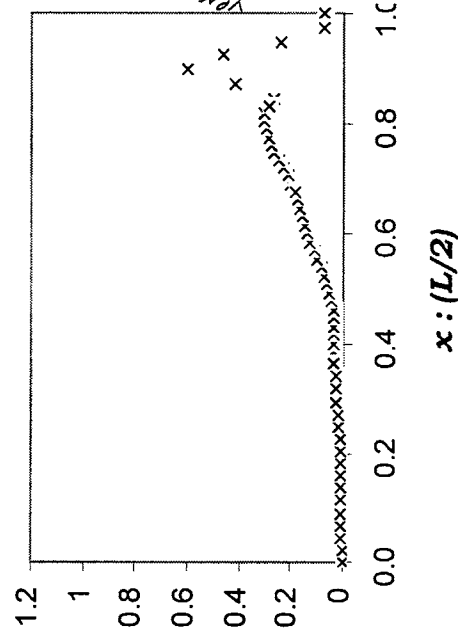
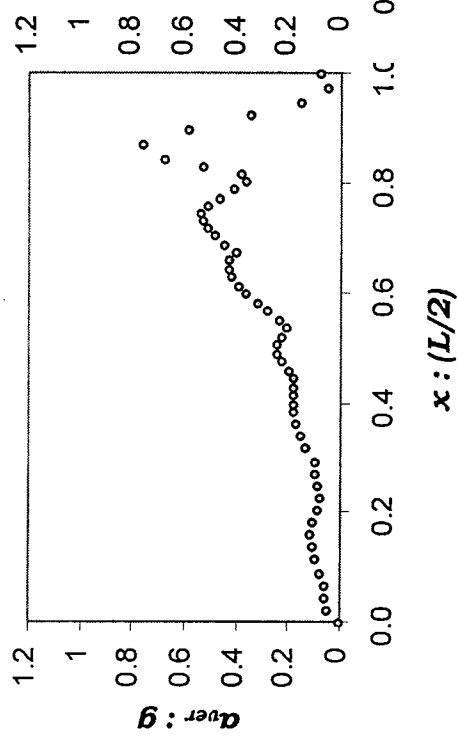
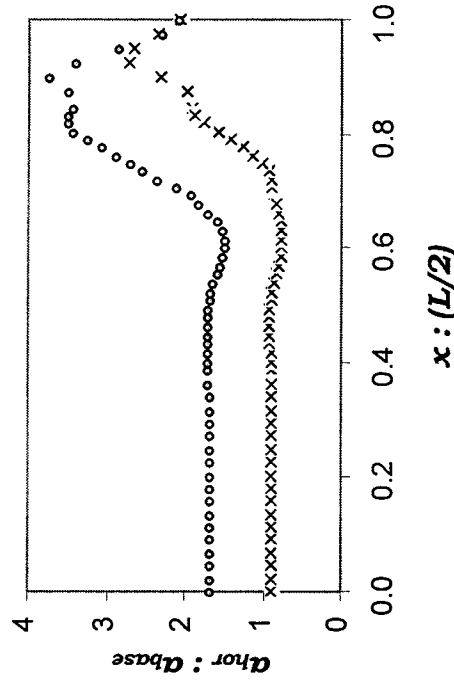
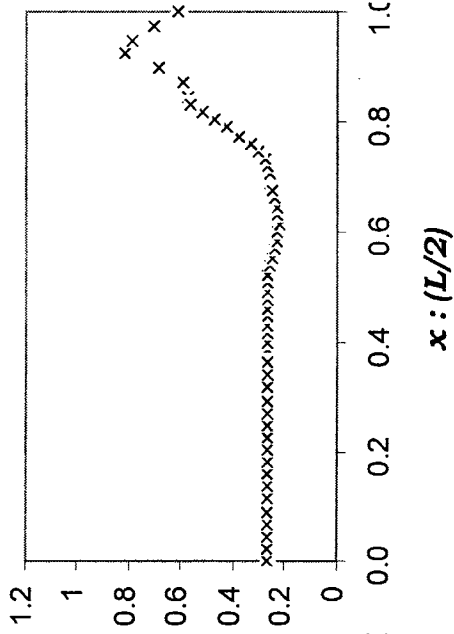
Σχήμα 4.45

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Ricker ($f=4$) με 0.05 και 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο

$A_{base} = 0.30 \text{ g}$, $PI > 50$

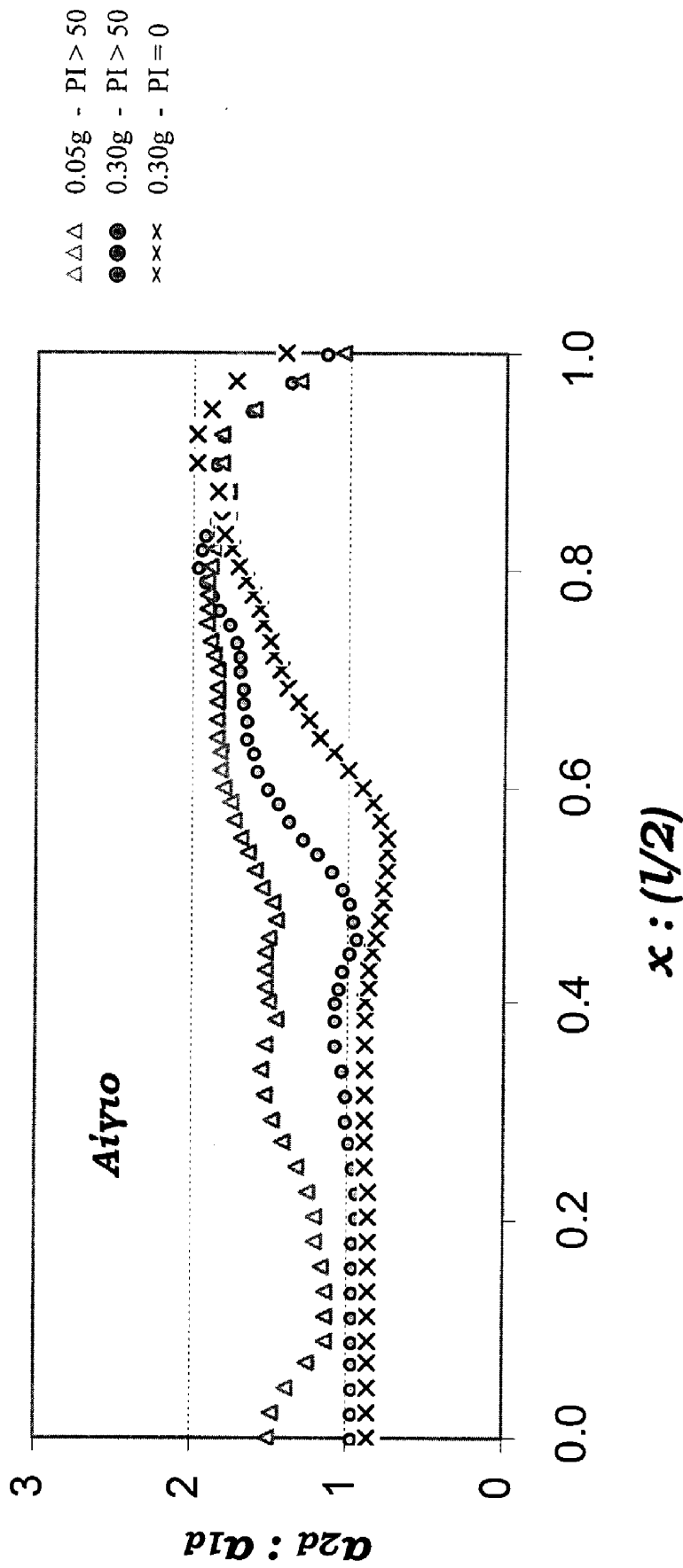


$A_{base} = 0.30 \text{ g}$, $PI = 0$



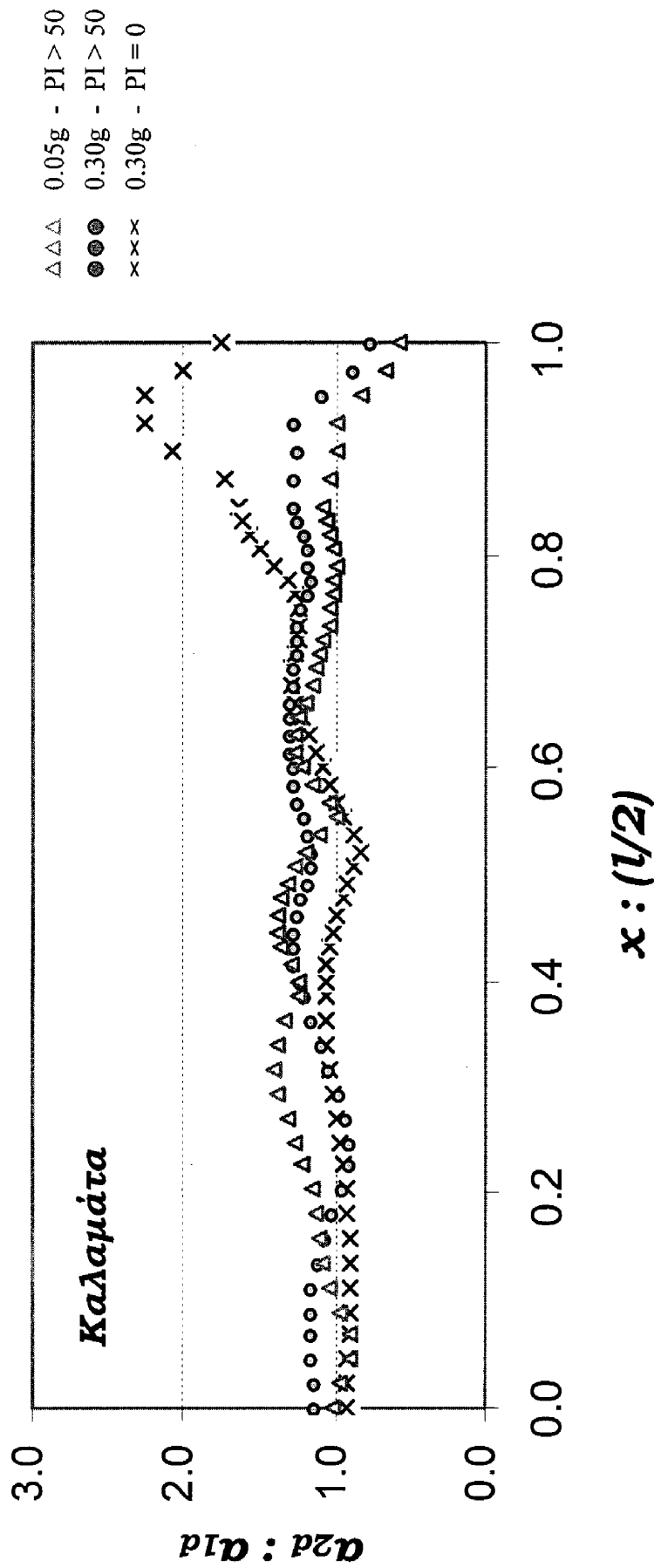
Σχήμα 4.46

Οι μέγιστες οριζόντιες και κατακόρυφες επιταχύνσεις (σε απόλυτες τιμές και κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη επιτάχυνση στον βράχο) για την διέγερση του Ricker ($f=4$) με 0.30 g στο βραχώδες υπόβαθρο για πλαστικότητα αργίλου $PI > 50$ και $PI = 0$



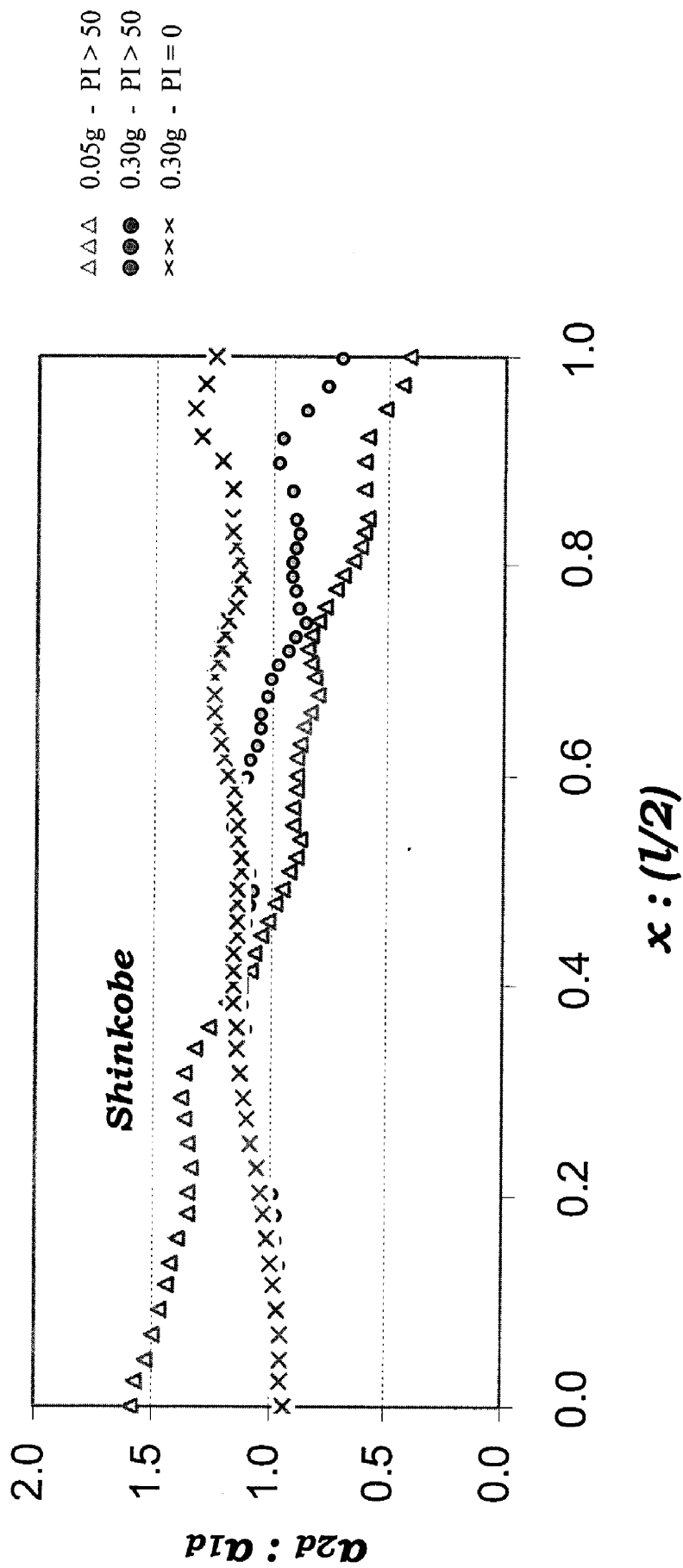
Σχήμα 4.47(α)

Χωρική κατανομή του συντελεστή επιδυνάμωσης AG (= 2Δ/1Δ) για την διέγερση του Αίγιου

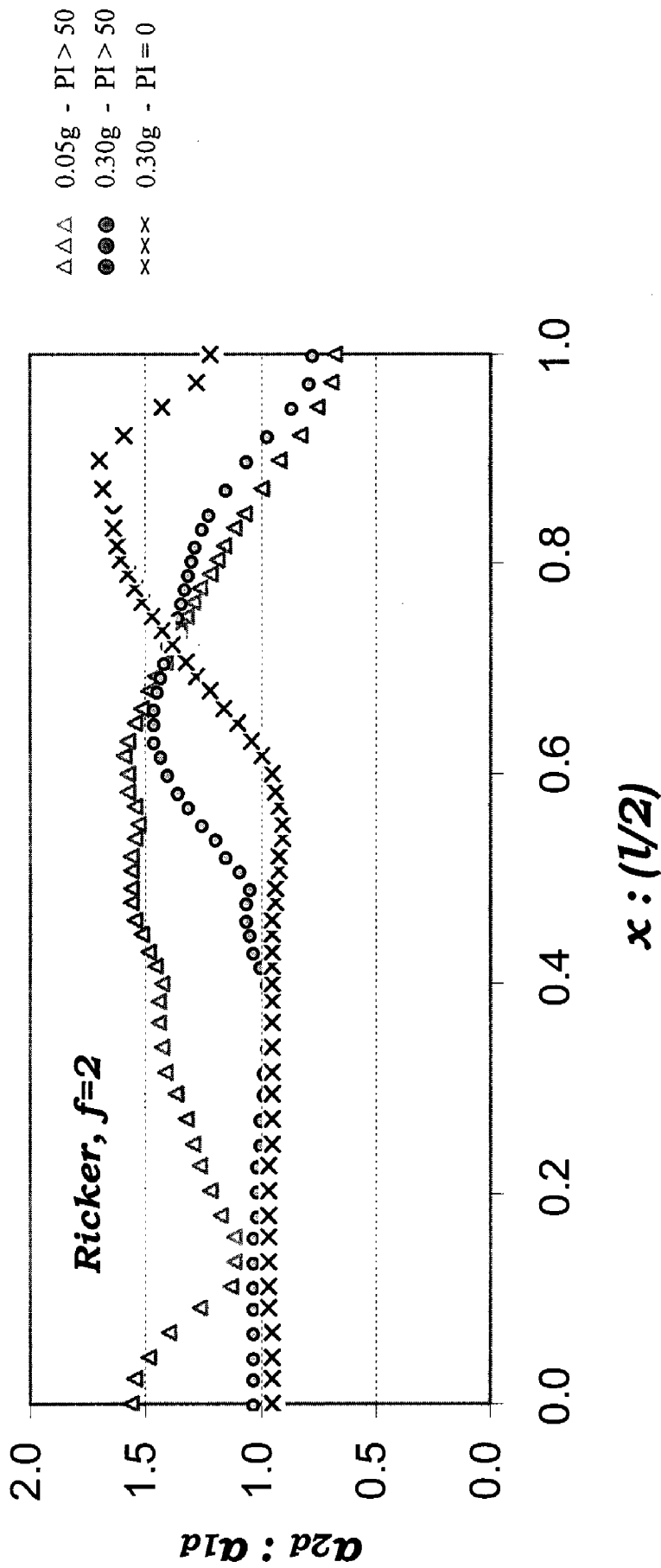


Σχήμα 4.47(β)

Χωρική κατανομή του συντελεστή επιδεινώσεως AG (= 2Δ/1Δ) για την διέγερση της Καλαμάτας

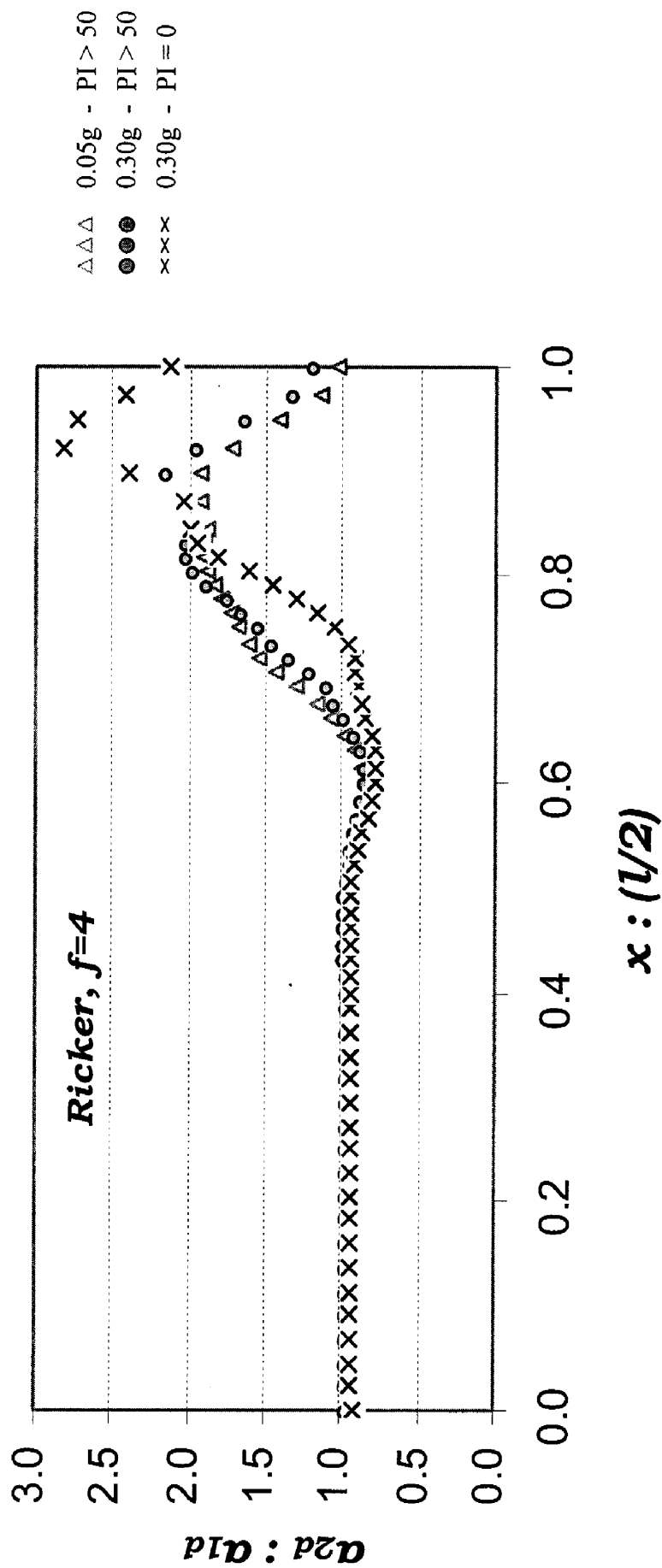


Σχήμα 4.47(γ)
 Χωρική κατανομή του συντελεστή επιδεινώσεως AG (= 2Δ/1Δ) για την διέγερση του Shinkobe

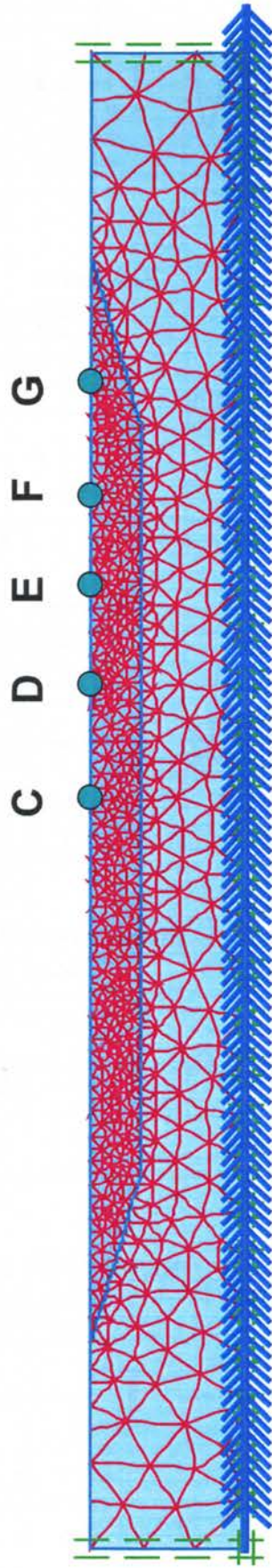


Σχήμα 4.47(δ)

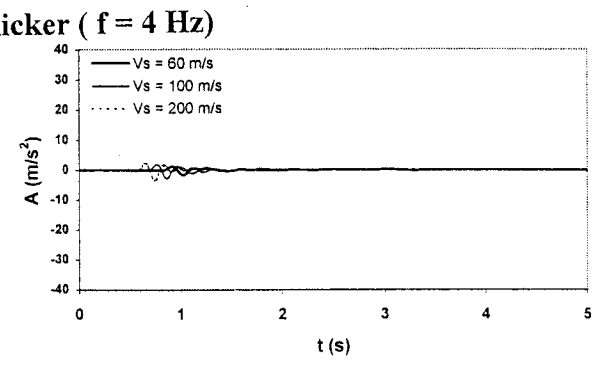
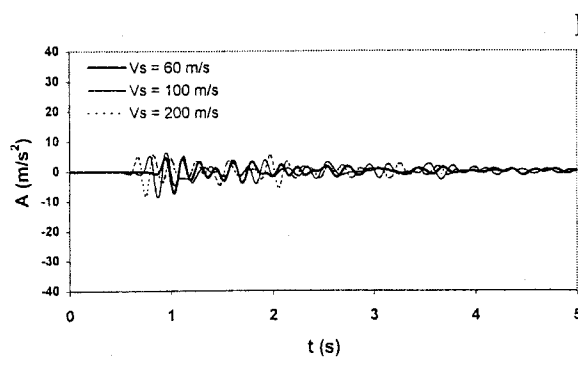
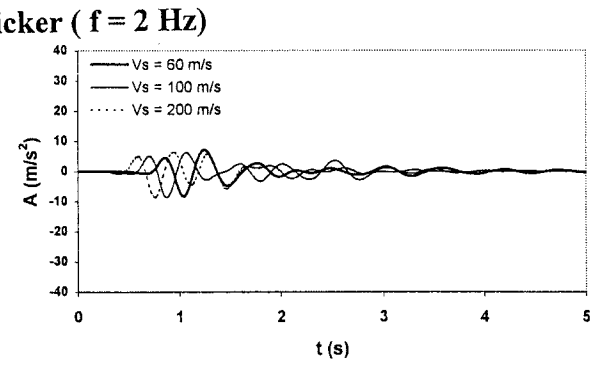
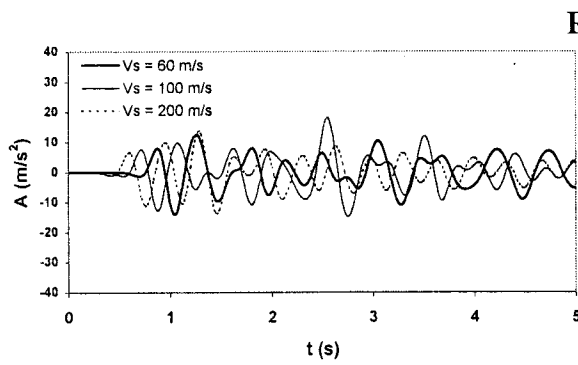
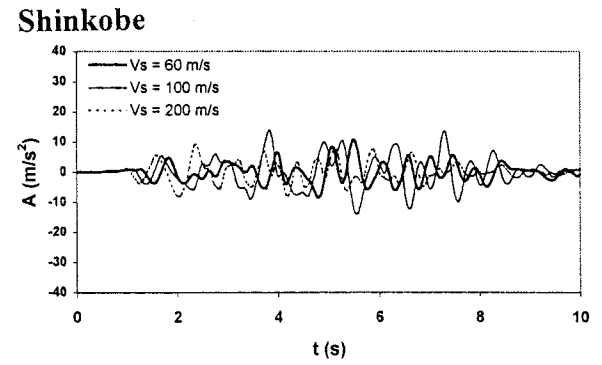
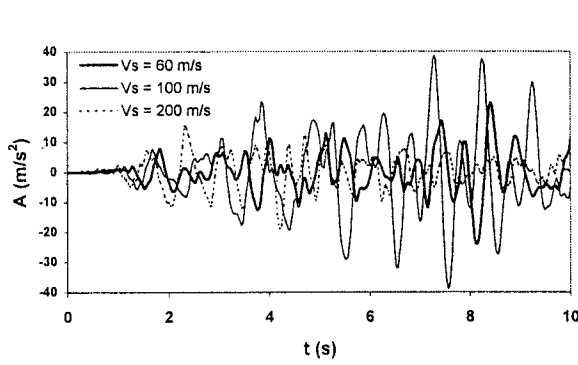
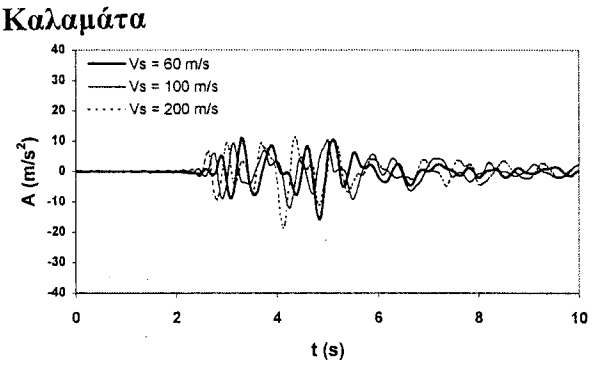
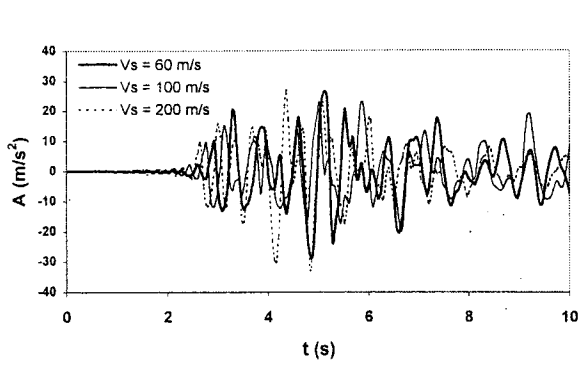
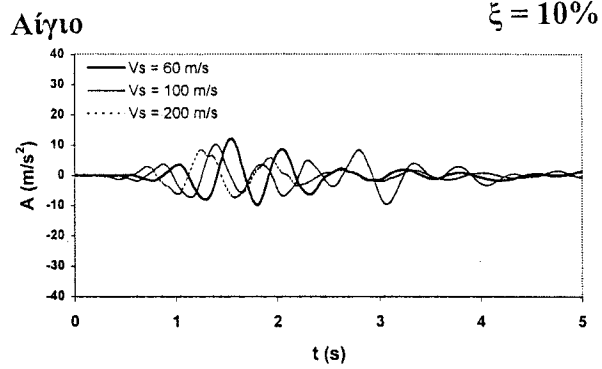
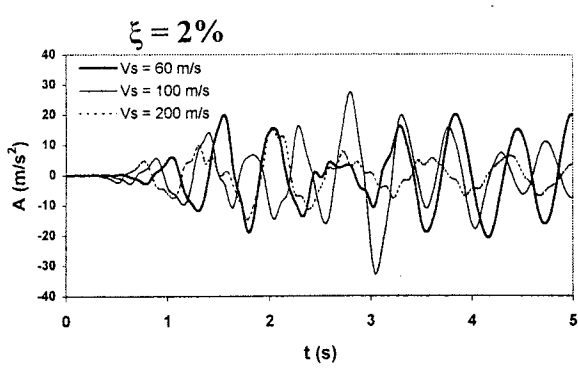
Χωρική κατανομή του συντελεστή επιδυνάμωσης $AG (= 2\Delta/l\Delta)$ για την διέγερση Ricker ($f=2$)



Σχήμα 4.47(ε)
Χωρική κατανομή του συντελεστή επιδυνάσεως $AG (= 2\Delta/1\Delta)$ για την διέγερση Ricker ($f=4$)

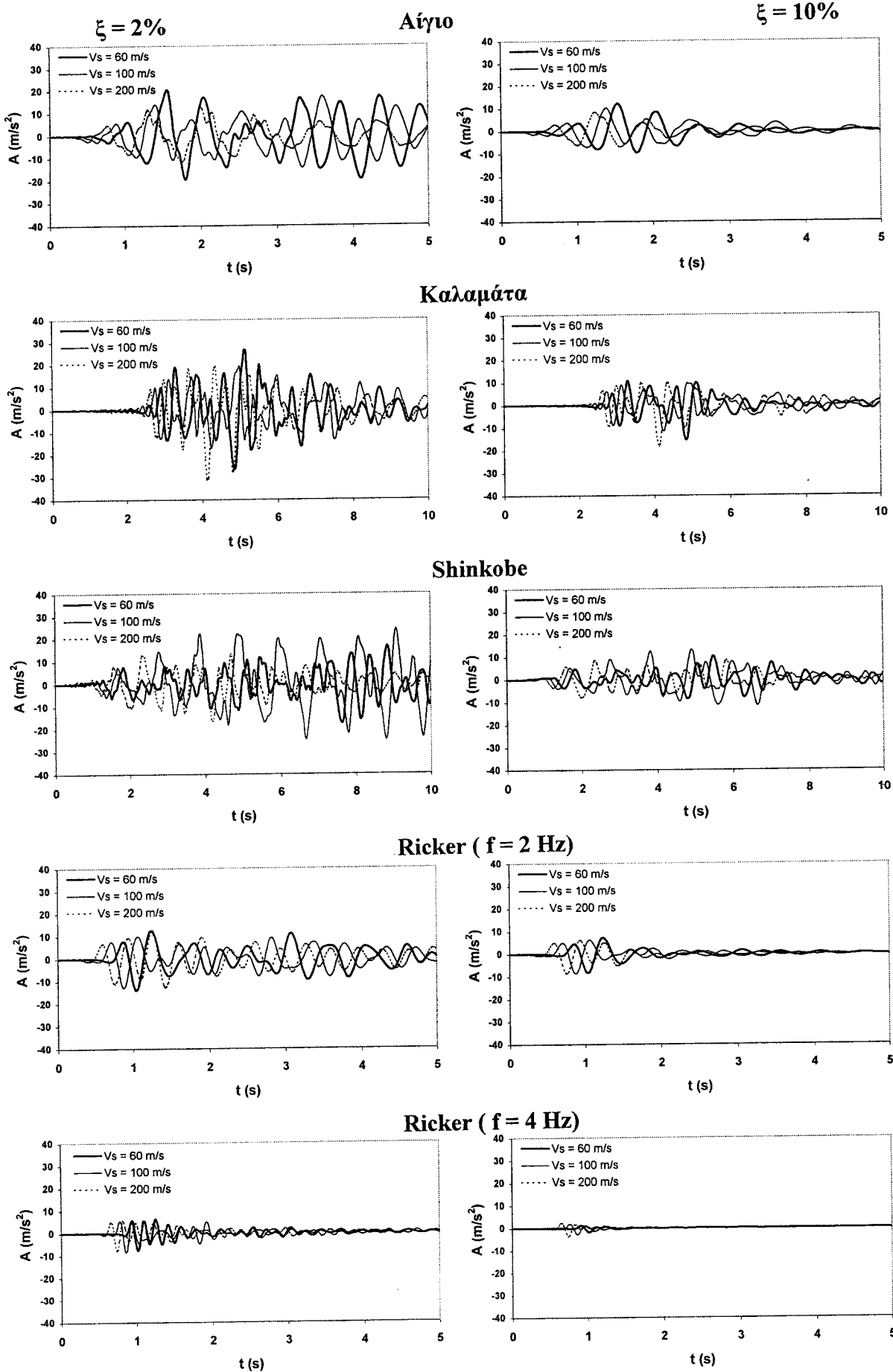


Σχήμα 4.48
Το προσομοίωμα πεπερασμένων στοιχείων που χρησιμοποιήθηκε κατά την παραμετρική
ανάλυση με το PLAXIS και τα σημεία ενδιαφέροντος



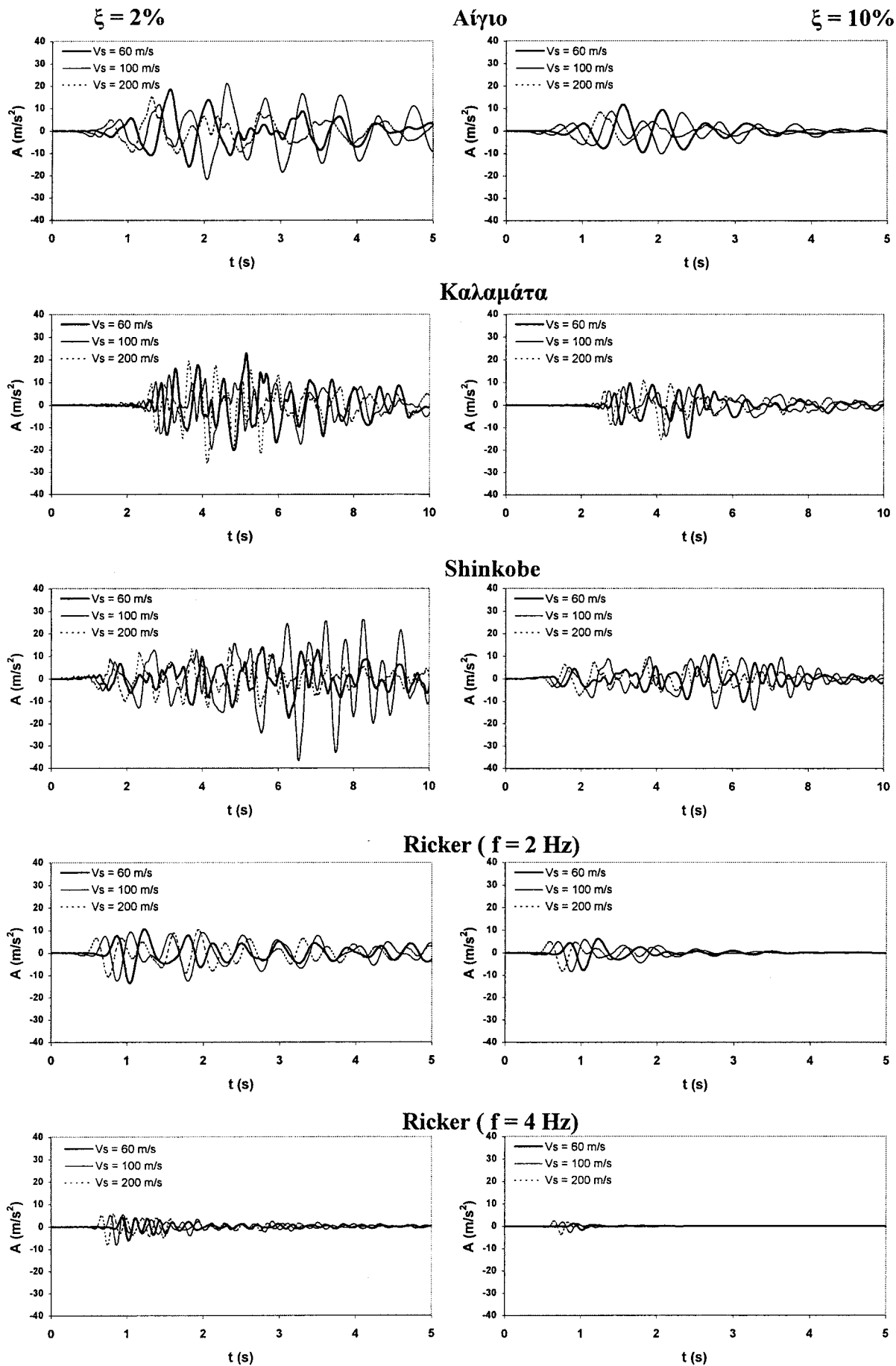
Σχήμα 4.49(α)

Επίδραση της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος S για το σημείο C για τις δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης ($\xi = 2\%$ και 10%)



Σχήμα 4.49(β)

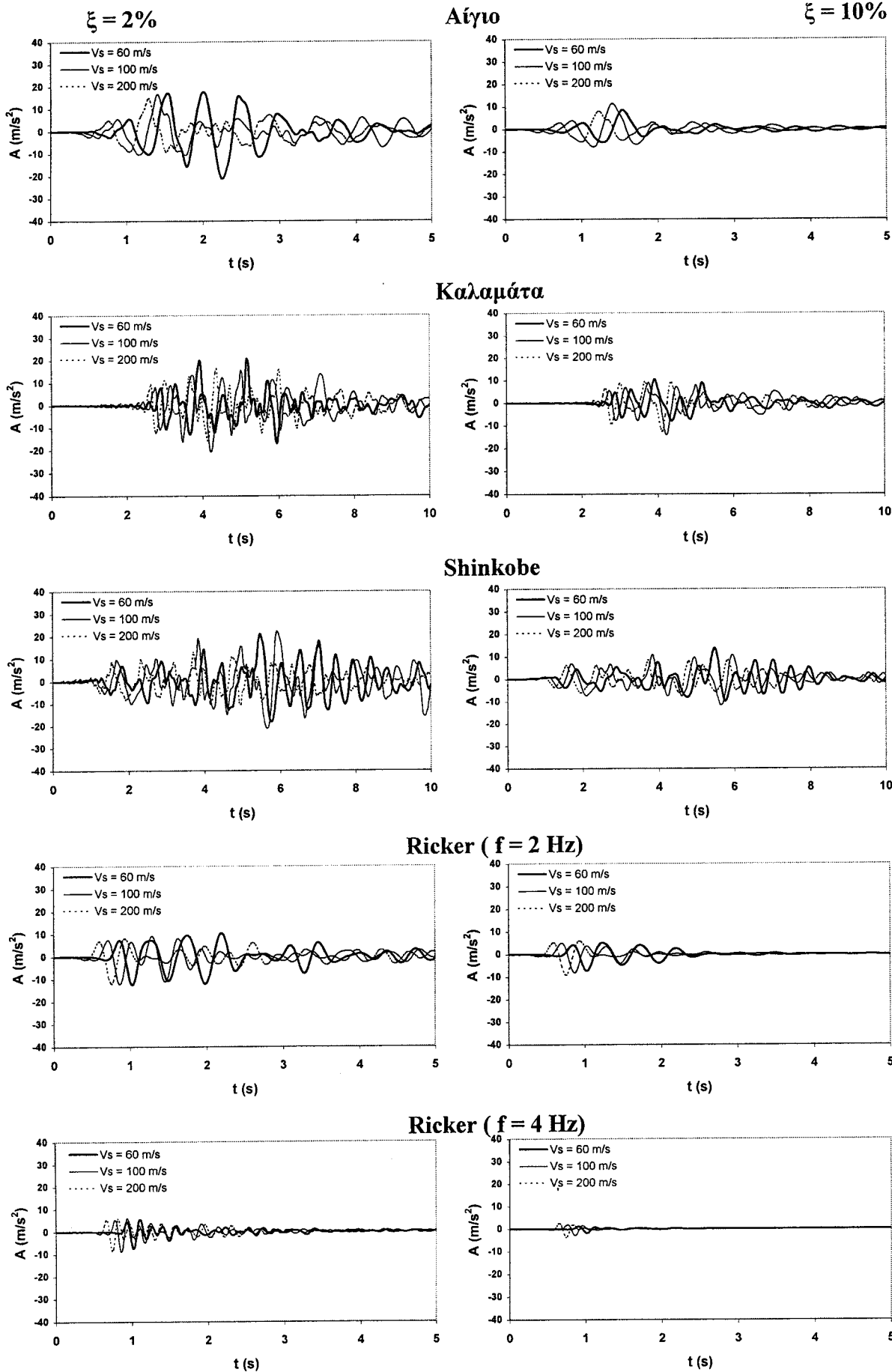
Επίδραση της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος S για το σημείο D για τις δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης ($\xi = 2\%$ και 10%)
 “Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”



Σχήμα 4.49(γ)

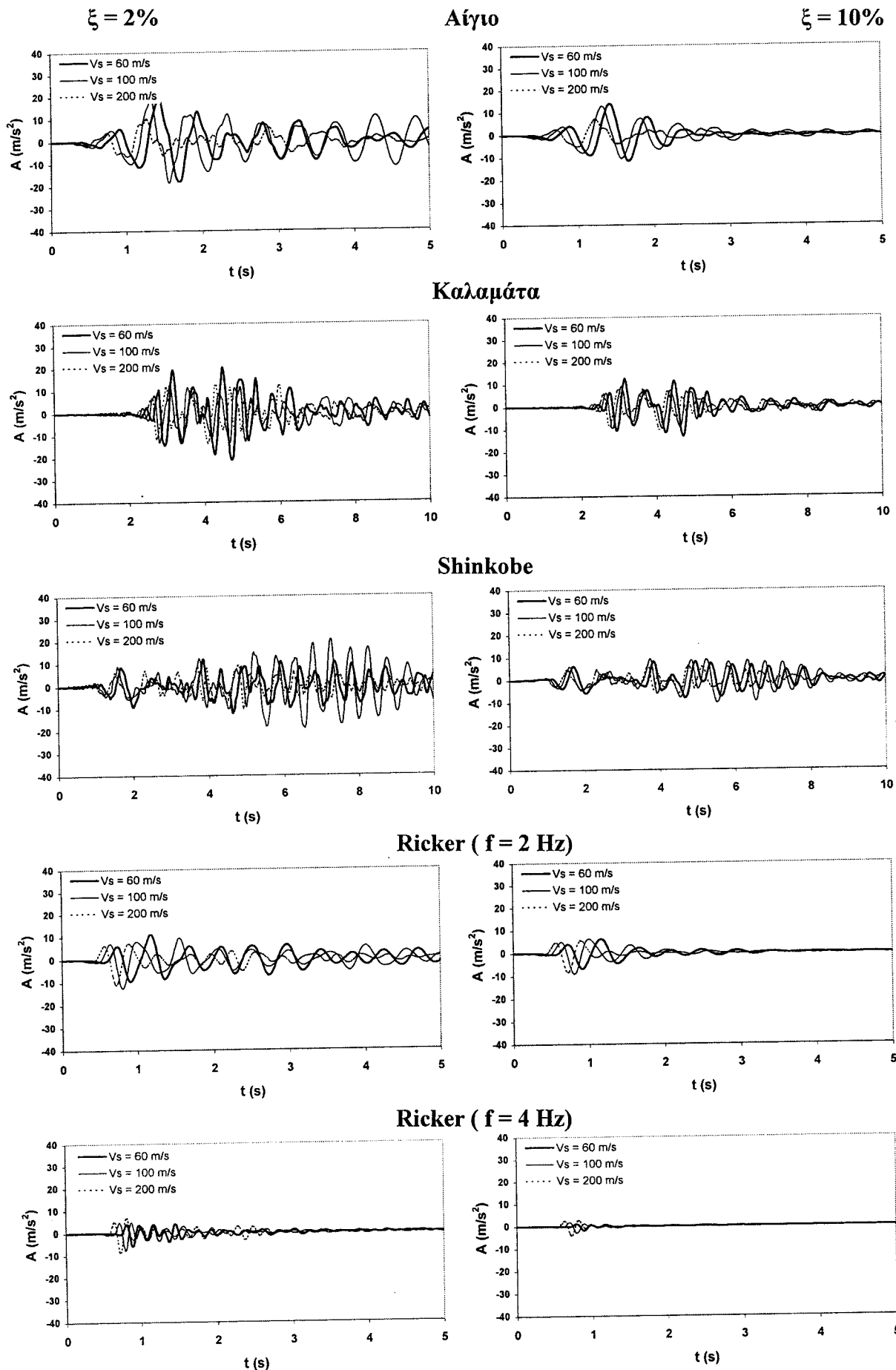
Επίδραση της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος S για το σημείο E
για τις δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης ($\xi = 2\%$ και 10%)

“Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”



Σχήμα 4.49(δ)

Επίδραση της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος S για το σημείο F για τις δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης ($\xi = 2\%$ και 10%)
 “Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”



Σχήμα 4.49(ε)

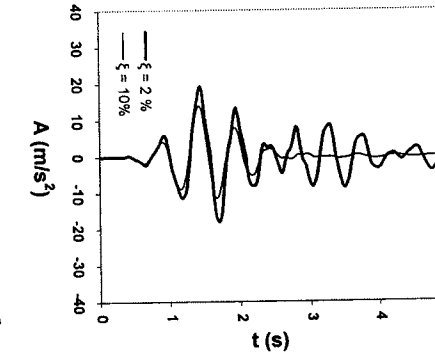
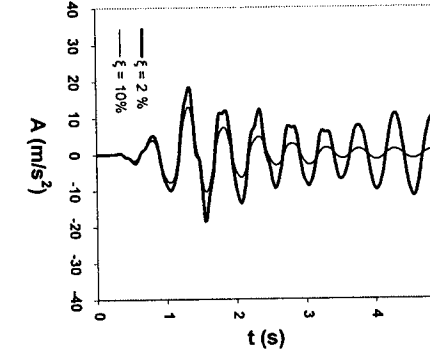
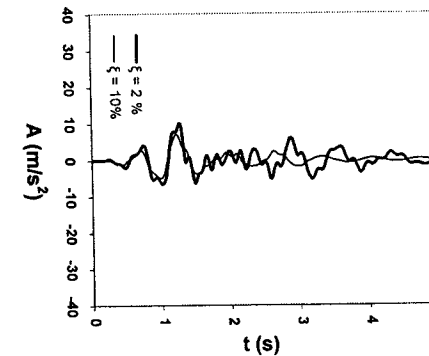
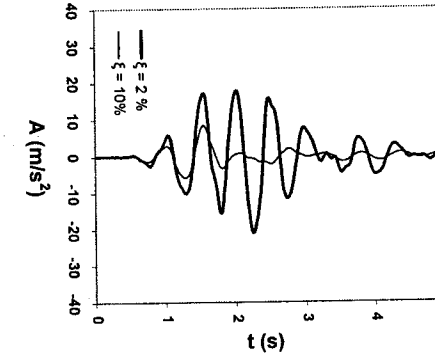
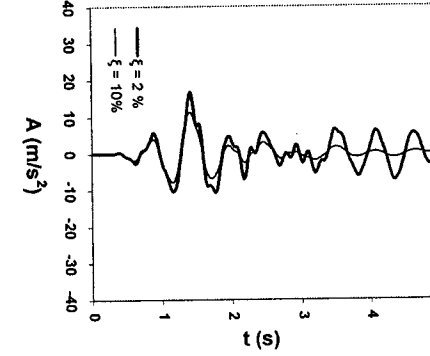
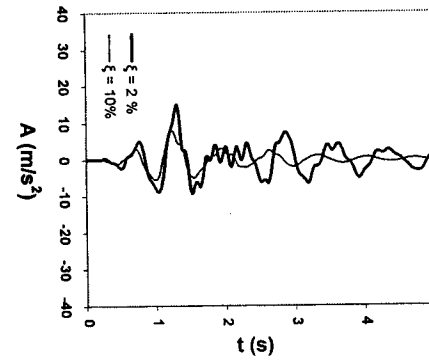
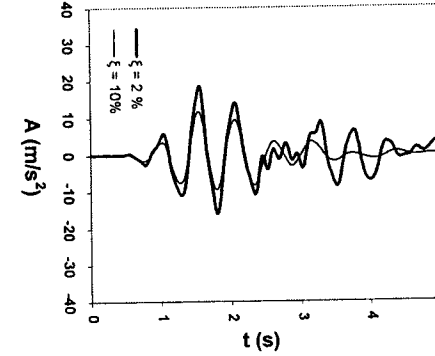
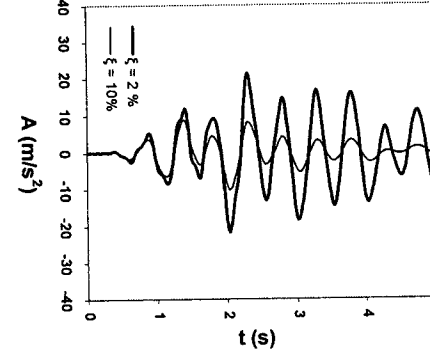
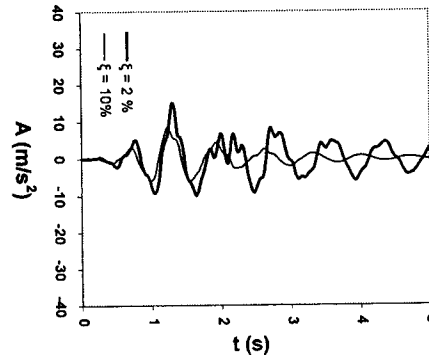
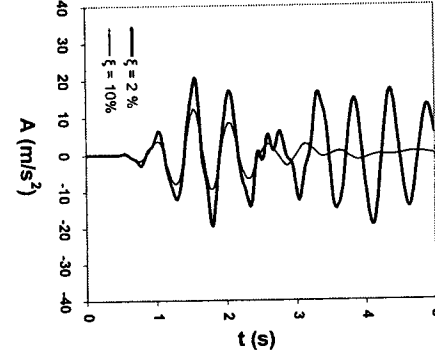
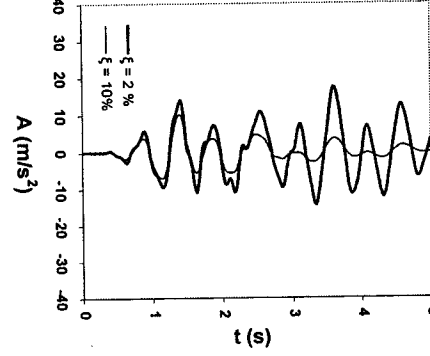
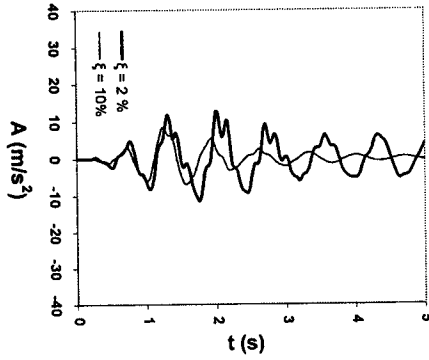
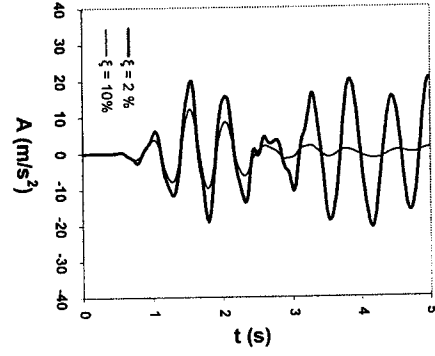
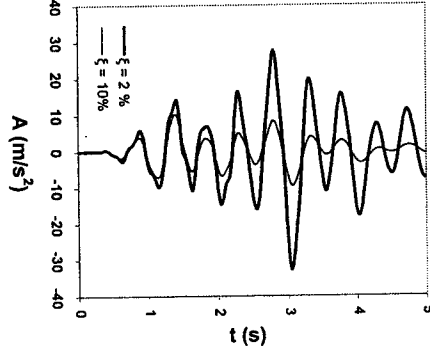
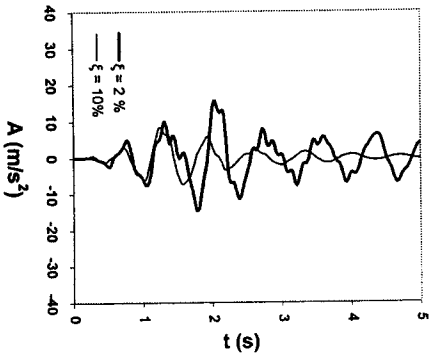
Επίδραση της ταχύτητας διαδόσεως διατμητικού κύματος S για το σημείο G για τις δύο περιπτώσεις υστερητικής απόσβεσης ($\xi = 2\%$ και 10%)

“Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”

$V_s = 200 \text{ m/s}$

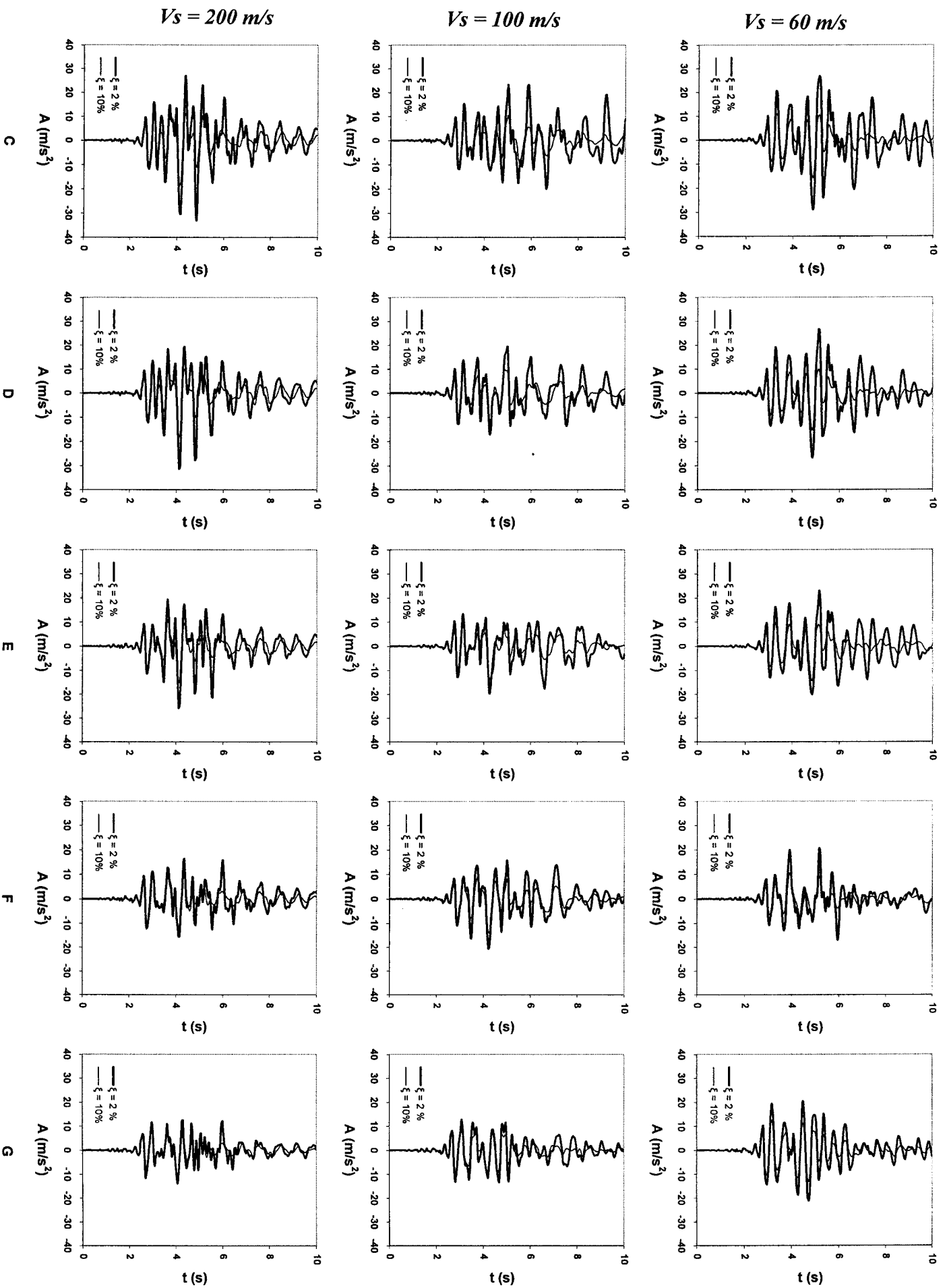
$V_s = 100 \text{ m/s}$

$V_s = 60 \text{ m/s}$



Σχήμα 4.50(a)

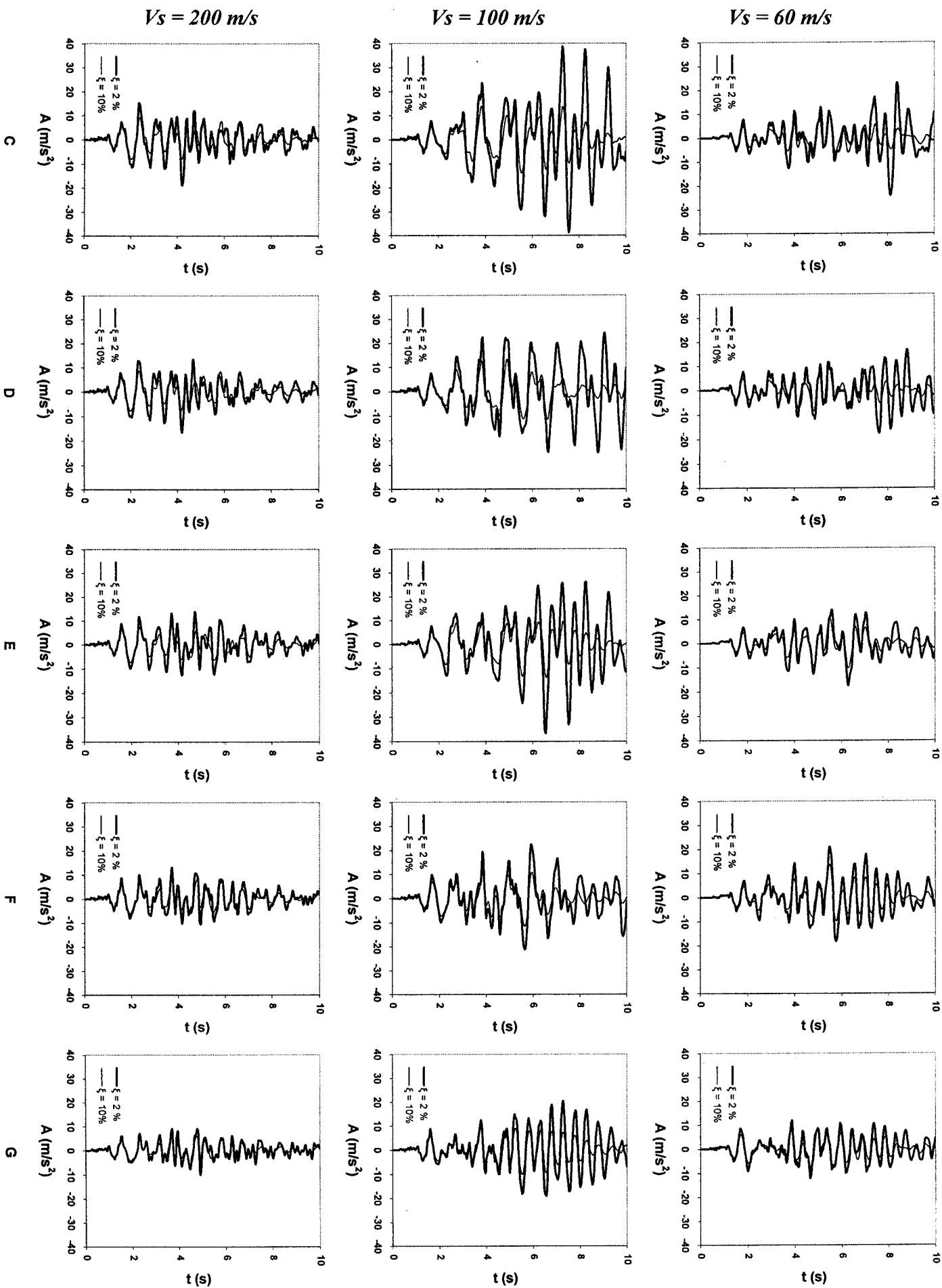
Διέγερση Αίγιο : Χωρική κατανομή της επιτάχυνσης από το κέντρο της κοιλάδας (σημείο C) έως το άκρο της (G) για τρεις τιμές V_s ($= 60, 100,$ και 200 m/s) "Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής"



Σχήμα 4.50(β)

Διέγερση Καλαμάτα : Χωρική κατανομή της επιτάχυνσης από το κέντρο της κοιλάδας (σημείο C) έως το άκρο της (G) για τρεις τιμές V_s ($= 60, 100,$ και 200 m/s)

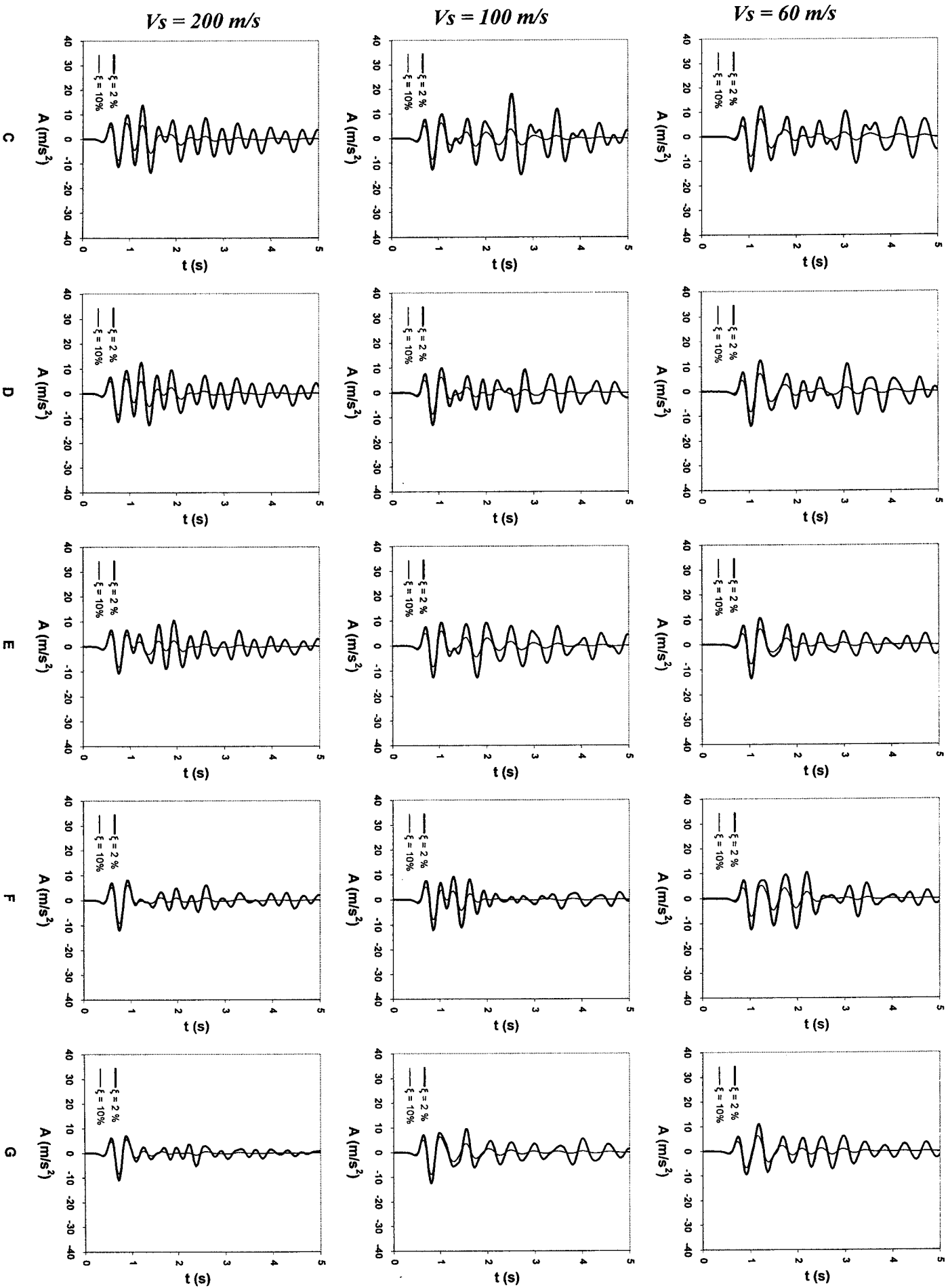
“Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”



Σχήμα 4.50(γ)

Διέγερση Shinkobe : Χωρική κατανομή της επιτάχυνσης από το κέντρο της κοιλάδας (σημείο C) έως το άκρο της (G) για τρεις τιμές V_s ($= 60, 100,$ και 200 m/s)

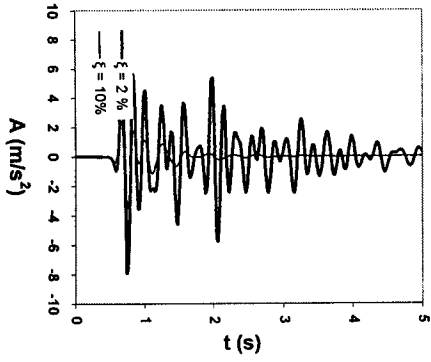
“Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”



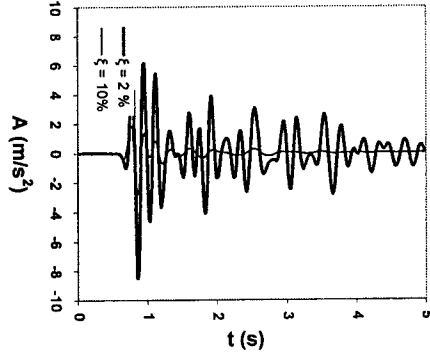
Σχήμα 4.50(δ)

Διέγερση Ricker ($f = 2\text{Hz}$) : Χωρική κατανομή της επιτάχυνσης από το κέντρο της κοιλιάδας (σημείο C) έως το άκρο της (G) για τρεις τιμές V_s ($= 60, 100,$ και 200 m/s) “Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”

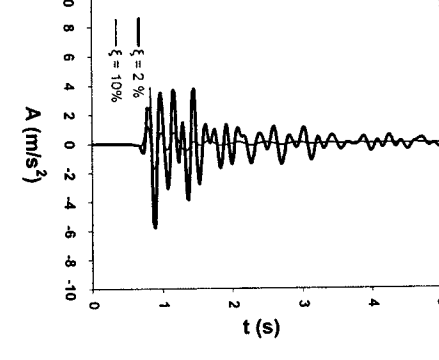
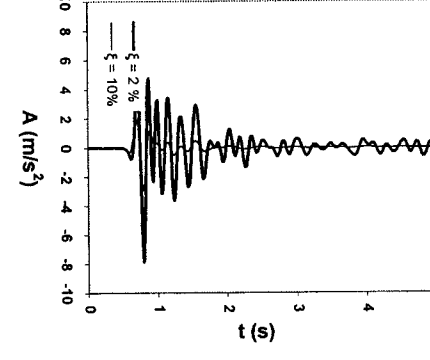
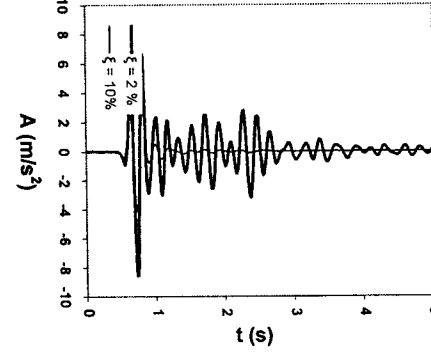
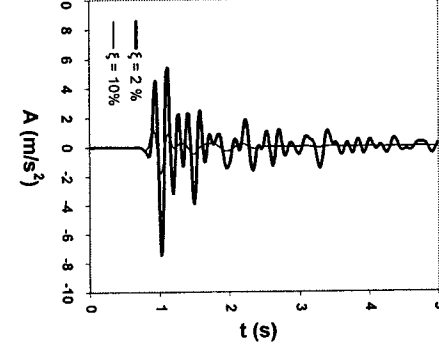
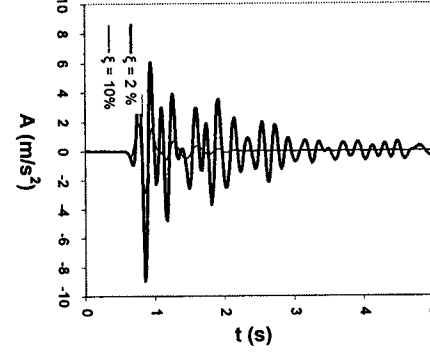
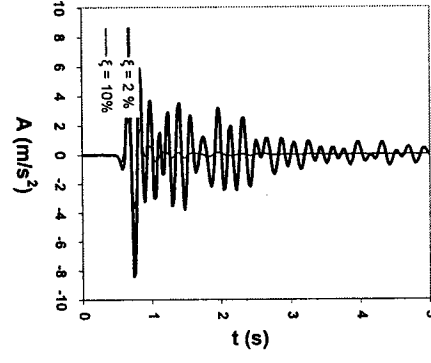
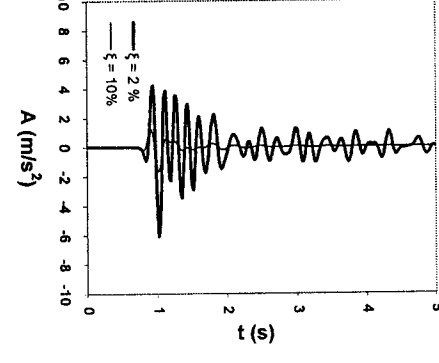
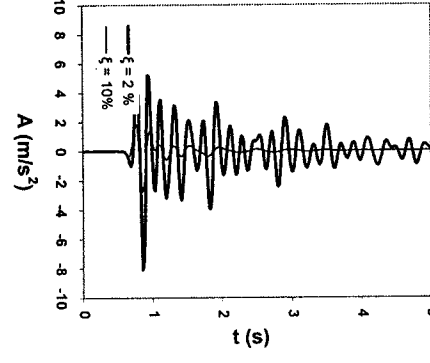
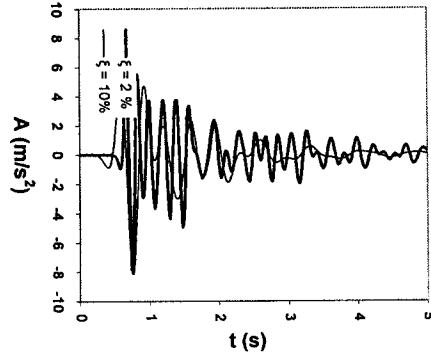
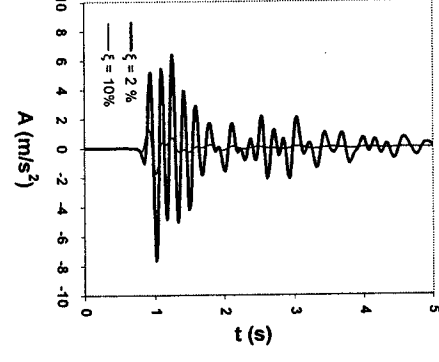
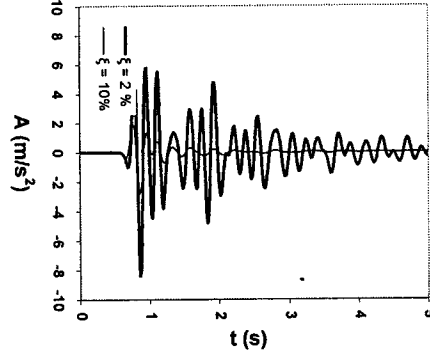
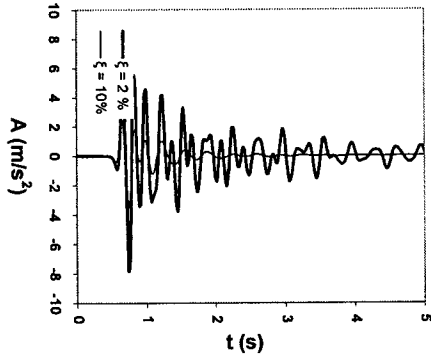
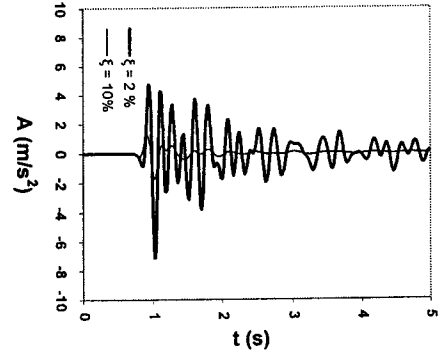
$V_s = 200 \text{ m/s}$



$V_s = 100 \text{ m/s}$



$V_s = 60 \text{ m/s}$



Σχήμα 4.50(ε)

Διέγερση Ricker ($f = 4\text{Hz}$) : Χωρική κατανομή της επιτάχυνσης από το κέντρο της κοιλάδας (σημείο C) έως το άκρο της (G) για τρεις τιμές V_s ($= 60, 100,$ και 200 m/s)

“Πειραματική και Θεωρητική Υποστήριξη Μεθόδων Μικροζωνικής”

8. Παράρτημα



ΤΕΝΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΕΡΓΟ:

«ΤΕΧΝΙΚΗ ΥΠΟΣΤΗΡΙΞΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ
ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ»

Αθήνα 2003

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

| | |
|---|----|
| 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ..... | 3 |
| 2. ΙΣΤΟΡΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ | 3 |
| 3. ΕΛΕΓΧΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΥΦΙΣΤΑΜΕΝΩΝ ΣΥΝΙΣΤΩΣΩΝ ΤΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ . | 5 |
| 4. ΣΥΣΤΗΜΑ ΣΥΛΛΟΓΗΣ – ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ..... | 8 |
| Κάρτα συλλογής δεδομένων..... | 8 |
| Δειγματοληψία..... | 10 |
| <i>Pre event time</i> | 10 |
| <i>Post event time</i> | 10 |
| <i>Trigger</i> | 10 |
| Μηνύματα..... | 10 |
| Χρόνος..... | 11 |
| Αποθήκευση δεδομένων..... | 11 |
| Παρουσίαση εγγραφών..... | 11 |
| 5. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ | 12 |

**ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΚΑΙ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ
ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΚΤΥΟΥ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΜΕΤΡΩΝ
ΣΤΟΝ ΚΟΥΤΑΒΟ ΤΟΥ ΑΡΓΟΣΤΟΛΙΟΥ ΣΤΗΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ**

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα περιγραφή αφορά στην εγκατάσταση συστήματος καταγραφής και μεταφοράς δεδομένων του δικτύου επιταχυνσιομέτρων στον Κούταβο της Κεφαλονιάς. Η εγκατάσταση αυτή έγινε στα πλαίσια εφαρμοσμένης έρευνας με τίτλο «Τεχνική υποστήριξη και επεξεργασία καταγραφών του σεισμικού πειραματικού δικτύου Κεφαλονιάς;» που ανατέθηκε στο Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας με επιστημονικό υπεύθυνο τον καθηγητή Ε.Μ.Π. Π. Καρύδη από τον Δρ. Πολιτικό Μηχανικό Ε.Μ.Π. Π Ψαρρόπουλο. Η εγκατάσταση του συστήματος περατώθηκε τον Ιούλιο του 2003, οπότε άρχισε και η λειτουργία του.

2. ΙΣΤΟΡΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Το 1994 εγκαταστάθηκε στη Θέση Κούταβος του Αργοστολίου της Κεφαλονιάς σε δυο θέσεις δίκτυο επιταχυνσιογράφων για την καταγραφή των ισχυρών σεισμικών δονήσεων στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος του ΟΑΣΠ με την ονομασία «IONIAN NET». Η πρώτη θέση βρίσκεται μέσα σε έκταση του Δασαρχείου , ενώ η δεύτερη στο Δημοτικό Αντλιοστάσιο Αργοστολίου. Τα συστήματα που έχουν εγκατασταθεί στις δυο θέσεις είναι ανεξάρτητα και δεν επικοινωνούν μεταξύ τους. Το δίκτυο στην πρώτη θέση αποτελείτο από δύο τριαξονικά επιταχυνσιόμετρα επιφανείας τύπου FBA23 της Kinematics και ένα τριαξονικό επιταχυνσιόμετρο μέσα σε γεώτρηση της ίδιας εταιρείας. Τα σήματα στέλνονταν σε ένα δίκτυο δύο Η/Υ, όπου, μετά από την αποθήκευσή τους, μπορούσαν να μεταφερθούν μέσω γραμμής του Ο.Τ.Ε. στο Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας του Ε.Μ.Π. Στην δεύτερη θέση εγκαταστάθηκε τριαξονικός επιταχυνσιογράφος Etna της Kinematics. Επιστημονικός υπεύθυνος του ερευνητικού αυτού έργου ήταν ο Καθηγητής Ε.Μ.Π. Γ. Γκαζέτας με κύριο ερευνητή τον αείμνηστο Αναπληρωτή Καθηγητή Ε.Μ.Π. Δ. Παπασταματίου.

Το υπάρχον δίκτυο αποτελείτο από τους αισθητήρες, τα καλώδια τα οποία κατέληγαν σε βαθυπερατά antialiasing φίλτρα 25 Hz, ενώ η έξοδος των φίλτρων συνδεόταν με το σύστημα συλλογής και μεταφοράς δεδομένων. Το δίκτυο αυτό λειτούργησε αδιάλειπτα μέχρι τα τέλη του 1999, οπότε παρουσιάστηκαν σοβαρά προβλήματα λειτουργίας στο σύστημα, τόσο στο λογισμικό (περιβάλλον DOS), όσο και στο σύστημα επεξεργασίας και στο σύστημα αδιάλειπτης τροφοδοσίας συνεχούς ρεύματος. Παρά τις συνεχείς προσπάθειες που έγιναν έκτοτε, δεν επετεύχθη η επαναφορά του δικτύου σε λειτουργία.

Στα πλαίσια του ερευνητικού έργου που ανατέθηκε στο Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας Ε.Μ.Π. προβλέφθηκε η αντικατάσταση του συστήματος συλλογής και μεταφοράς δεδομένων σύγχρονης τεχνολογίας (λογισμικό-hardware) με σύστημα αδιάλειπτης παροχής συνεχούς ρεύματος και σύνδεσή του με το υπάρχον δίκτυο επιταχυνσιομέτρων, και πλέον συγκεκριμένα με την έξοδο των βαθυπερατών φίλτρων.

Η εγκατάσταση του συστήματος πραγματοποιήθηκε κατά τα τέλη του μηνός Ιουνίου και σήμερα βρίσκεται σε πλήρη λειτουργία και επικοινωνεί με τον υπολογιστή στην αίθουσα συλλογής δεδομένων του Εργαστηρίου Αντισεισμικής Τεχνολογίας.

Επιστημονικός υπεύθυνος του έργου είναι ο Καθηγητής Ε.Μ.Π. Π. Καρύδης, η εγκατάσταση έγινε από τον Ηλεκτρονικό Μηχανικό του Εργαστηρίου Σ. Ασημακόπουλο, με την επίβλεψη του Λέκτορα Ε.Μ.Π. Χ. Μουζάκη, ο οποίος ανέπτυξε και έλεγξε το λογισμικό με τη χρήση του σεισμικού προσομοιωτήρα.

3. ΕΛΕΓΧΟΣ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΥΦΙΣΤΑΜΕΝΩΝ ΣΥΝΙΣΤΩΣΩΝ

ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΜΕΤΡΑ

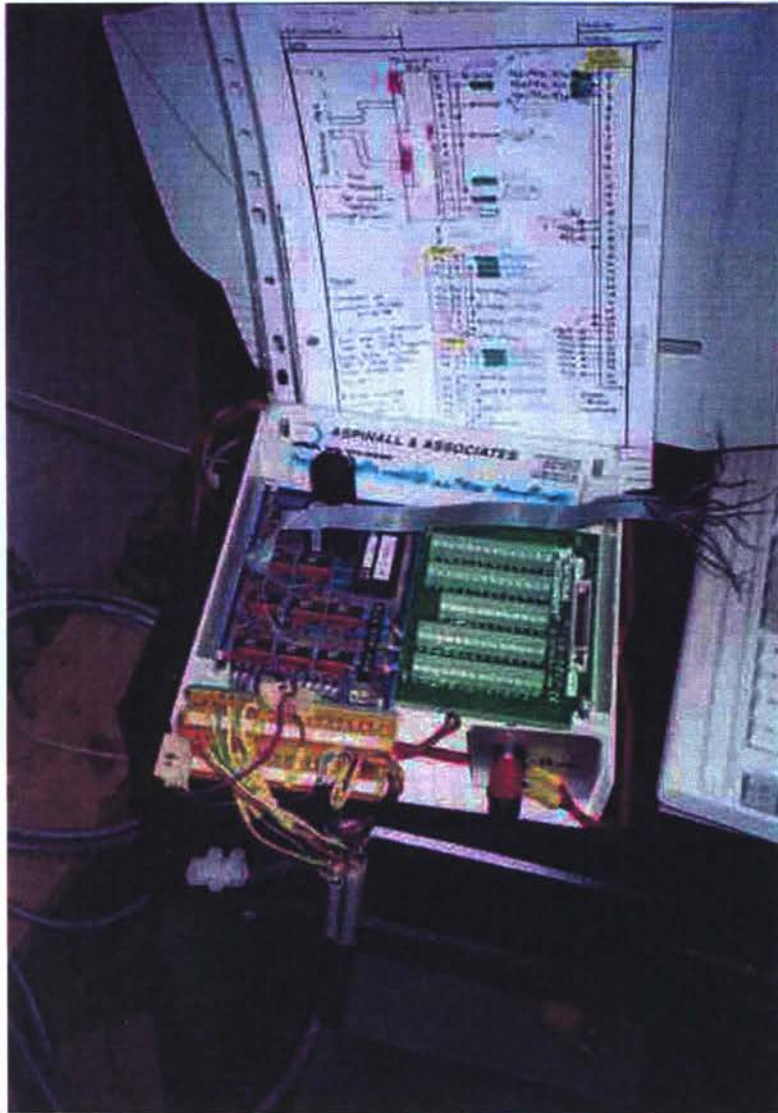
Τόσο τα επιταχυνσιόμετρα επιφανείας όσο και αυτό της γεώτρησης διαπιστώθηκε επί τόπου ότι λειτουργούν όταν αυτά συνδέθηκαν με το συνεχές ρεύμα λειτουργίας τους που είναι $\pm 12\text{ V}$. Στο Σχήμα 1 παρουσιάζεται ο αισθητήρας FBA23 κατά την φάση ελέγχου του.



Σχήμα 1 Έλεγχος επιταχυνσιομέτρων FBA23.

ΦΙΛΤΡΑ

Τα φίλτρα αφού συντηρήθηκαν στη συνέχεια ελέγχθηκαν και βαθμονομήθηκαν στο Εργαστήριο Αντισεισμικής Τεχνολογίας. Η βαθμονόμηση αυτή έδωσε ότι το κέρδος των φίλτρων αυτών είναι 6.10 ενώ η συχνότητα τους είναι 25 Hz. Στο Σχήμα 2 παρουσιάζονται τα φίλτρα και η πλακέτα σύνδεσης με το καινούργιο σύστημα συλλογής δεδομένων.



Σχήμα 2. Συνδεσμολογία Φίλτρων με σύστημα συλλογής δεδομένων.

ΚΑΛΩΔΙΑ

Επιτόπου ελέγχθηκε η συνέχεια των καλωδίων όπου διαπιστώθηκε ότι δεν υπήρχε πρόβλημα διακοπής αν και βρέθηκαν ίχνη από την παρουσία τρωκτικών καθόσον το σύστημα καλωδίων είναι υπόγειο.

ΦΡΕΑΤΙΑ

Το φρεάτιο όπου βρίσκονται τα επιταχυνσιόμετρα γεώτρησης και επιφανείας είχε ρηγματωθεί έντονα με αποτέλεσμα να εισέρχονται νερά από τον περιβάλλοντα χώρο. Τα φρεάτια συντηρήθηκαν και στεγανοποιήθηκαν πλήρως. Επίσης σφραγίστηκαν οι εξοδοι των υπόγειων καναλιών. Στο Σχήμα 3 παρουσιάζεται το φρεάτιο μετά τη συντήρηση του.



Σχήμα 3. Συντήρηση φρεατίων.

4. ΣΥΣΤΗΜΑ ΣΥΛΛΟΓΗΣ – ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Το σύστημα που φαίνεται στο Σχήμα 4 καταγράφει και αποθηκεύει παροδικά τα δεδομένα, όταν διεγερθεί από σεισμό του οποίου η επιτάχυνση υπερβαίνει ένα προκαθορισμένο όριο. Το σύστημα αποτελείται από τα παρακάτω μέρη με τις ακόλουθες τεχνικές προδιαγραφές:

- **Ηλεκτρονικός υπολογιστής**
Εγκαταστάθηκε βιομηχανικού τύπου ηλεκτρονικός υπολογιστής, σε ειδικό κριώμα το οποίο εξασφαλίζει τη λειτουργία του σε δύσκολες περιβαλλοντικές συνθήκες. Η τροφοδοσία γίνεται από συσσωρευτές 12V. Ο υπολογιστής διαθέτει σκληρό δίσκο 40GB, και CD εγγραφής.
- **Σύστημα αδιάλειπτης παροχής συνεχούς ρεύματος**
Εγκαταστάθηκε σύστημα παροχής συνεχούς ρεύματος 12V το οποίο φορίζεται από το δίκτυο της ΔΕΗ μέσω ειδικού αυτόματου φορτιστή. Εξασφαλίζεται αυτονομία 12 ωρών, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.
- **Σύστημα συλλογής δεδομένων**

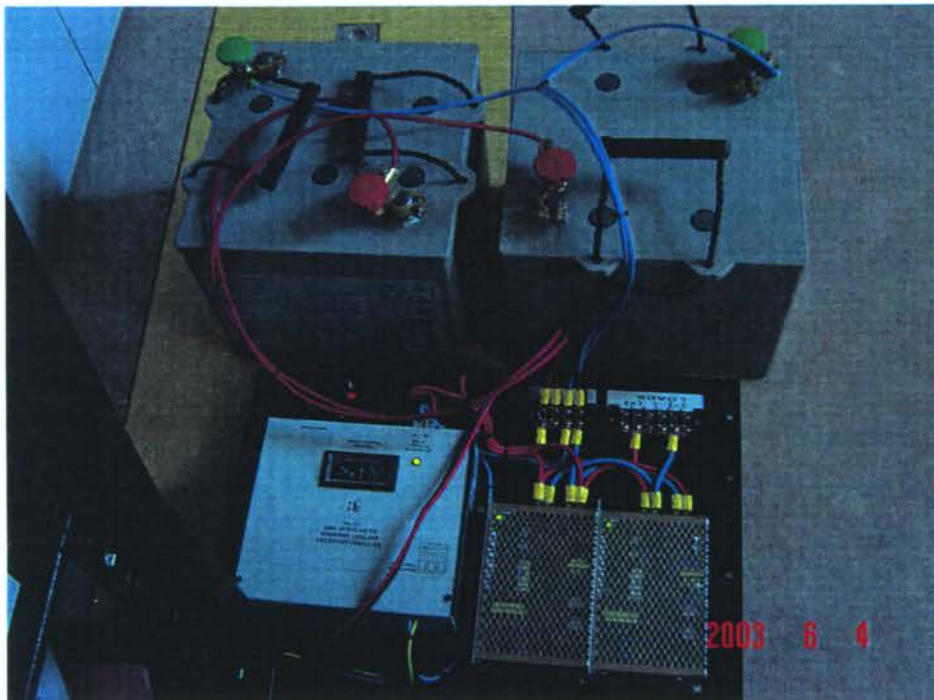
1. Hardware

Κάρτα συλλογής δεδομένων

- Αριθμός καναλιών κάρτας 16
- Τροφοδοσία έως 10V
- Δυνατότητα σύνδεσης επιταχυνσιομέτρων
- Resolution 16bits
- Υψηλής συχνότητας δειγματοληψίας.



Σχήμα 4. Σύστημα συλλογής δεδομένων



Σχήμα 5. Σύστημα αδιάλειπτης παροχής συνεχούς ρεύματος και σταθεροποιητές τάσης.

2. Software

Δειγματοληψία

100, 200, ή 250 Hz

Pre event time

Σε δευτερόλεπτα 1 – 64000

Post event time

Σε δευτερόλεπτα 1 – 64000

Παροδική λειτουργία (περίπτωση σεισμού)

Trigger

Το σύστημα παρακολουθεί όλα τα κανάλια (φιλτραρισμένο σήμα στα 12 Hz) και όταν κάποιο από αυτά ξεπερνά το όριο, το οποίο θα μπορεί ο χρήστης να το μεταβάλλει σύμφωνα με τα επιθυμητά όρια, θα αρχίζει η καταγραφή. Το σύστημα διαθέτει την μεθοδο της ψήφου για την έναρξη καταγραφής.

Μηνύματα

Μετά την καταγραφή ενός γεγονότος θα υπάρχει η δυνατότητα τηλεφωνικής κλήσης σε κινητό τηλέφωνο που θα γνωστοποιεί το γεγονός. Η λειτουργία αυτή δεν είναι εφικτή λόγω της υπάρχουσας απλής ψηφιακής γραμμής του Ο.Τ.Ε.

Έλεγχοι

Το σύστημα ελέγχει την τάση τροφοδοσίας των 12V DC και σε περίπτωση που διαπιστωθεί πτώση τάσης θα ενημερώνει με την αποστολή τηλεφωνικής κλήσης Η λειτουργία αυτή δεν είναι εφικτή λόγω της υπάρχουσας απλής ψηφιακής γραμμής του Ο.Τ.Ε.

Το σύστημα περιοδικά ελέγχει τη λειτουργίας των καναλιών.

Χρόνος

Δίνεται ο χρόνος καταγραφής των δεδομένων Το σύστημα διαθέτει σύστημα γεωεντοπισμού (GPS) για τη διόρθωση του χρόνου.

Αποθήκευση δεδομένων

Στο σκληρό δίσκο σε μορφή ASCII, ενώ υπάρχει η δυνατότητα εγγραφής σε CD.

Παρουσίαση εγγραφών

Όλες οι καταγραφές ή κατ' επιλογήν εμφανίζονται στην οθόνη σε μονάδες χρόνου και επιτάχυνσης ανάλογα με τις ευαισθησίες των αισθητήρων αφού γίνει αρχικά μηδενισμός όλων των καναλιών.

Η λύση αυτή παρέχει τη δυνατότητα τεχνικής υποστήριξης για τα επόμενα χρόνια, ενώ είναι πλέον ευέλικτη καθόσον δίνει δυνατότητες μεγαλύτερης ταχύτητας συλλογής δεδομένων, χώρου αποθήκευσής τους, αυτονομία σε περίπτωση διακοπής του ηλεκτρικού ρεύματος, χρονισμού με συστήματα γεωεντοπισμού (GPS). Το σύστημα αυτό έχει τη δυνατότητα συλλογής δεδομένων δεκάξι καναλιών, ενώ σήμερα συνδέονται με αυτό μόνον εννέα.

5. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Προκειμένου η λειτουργία του συστήματος να αξιοποιήσει όλες τις δυνατότητες του λογισμικού προτείνεται η μετατροπή της απλής ψηφιακής γραμμής του Ο.Τ.Ε. σε γραμμή ISDN, ώστε να ενεργοποιηθεί η δυνατότητα να ειδοποιεί το σύστημα σε περίπτωση καταγραφής σεισμού είτε στην περίπτωση που υπάρξει διακοπή παροχής του συνεχούς ηλεκτρικού ρεύματος. Παράλληλα θα βελτιωθεί σημαντικά η ποιότητα της επικοινωνίας και η ταχύτητα μεταφοράς των δεδομένων.

Προτείνεται η αντικατάσταση των βαθυπερατών φίλτρων με νέα μικρότερου κέρδους έτσι ώστε να μην υπάρχει κίνδυνος τα σήματα να ξεπεράσουν το εύρος λειτουργίας του συστήματος συλλογής δεδομένων.

Τέλος επειδή οι αισθητήρες λειτουργούν εννέα χρόνια προτείνεται η επαναδιακρίβωσή τους στο Εργαστήριο. Η επαναδιακρίβωση αυτή μπορεί να γίνει σταδιακά, ώστε το σύστημα πάντοτε να βρίσκεται σε λειτουργία. Το επιταχυνσιόμετρο το οποίο βρίσκεται μέσα στη γεώτρηση υπάρχουν σοβαρές ενδείξεις ότι δεν μπορεί να ανακτηθεί, οπότε η βαθμονόμησή του θα γίνει επί τόπου. Σε περίπτωση σημαντικών αποκλίσεων από τα χαρακτηριστικά τους ή σε περίπτωση βλάβης τους πρέπει να επισκευαστούν στο εργοστάσιο κατασκευής τους ή να αντικατασταθούν. Ειδικότερα για αυτό της γεώτρησης αν υπάρξει απόκλιση προτείνεται η αντικατάστασή του με άλλο σε νέα γεώτρηση.