

ΒΑΣΙΛΗΣ Ν. ΜΑΡΓΑΡΗΣ

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΟΣ (MSc)

**ΑΖΙΜΟΥΘΙΑΚΗ ΕΞΕΡΤΗΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ ΚΑΙ ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ
ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΠΟΥ ΥΠΟΒΛΗΘΗΚΕ ΣΤΟ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΗΣ ΣΧΟΛΗΣ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΟΥ Α.Π.Θ.

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1994

..... Σε όσους συνέβαλαν καθοριστικά στην ολοκλήρωση
της διατριβής αυτής.....

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Β. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ	Καθηγητής
Γ. ΚΑΡΑΚΑΙΣΗΣ	Αναπληρωτής Καθηγητής
Ε. ΠΑΠΑΔΗΜΗΤΡΙΟΥ	Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

ΕΠΤΑΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Β. ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ	Καθηγητής
Ι. ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ	Καθηγητής
Κ. ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ	Καθηγητής
Γ. ΚΑΡΑΚΑΙΣΗΣ	Αναπληρωτής Καθηγητής
Ε. ΠΑΠΑΔΗΜΗΤΡΙΟΥ	Αναπληρώτρια Καθηγήτρια
Π. ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΟΥ	Αναπληρωτής Καθηγητής
Α. ΚΥΡΑΤΖΗ	Αναπληρώτρια Καθηγήτρια

Η έγκριση της διδακτορικής διατριβής από το Τμήμα Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης δεν υποδηλώνει αποδοχή των γνώμων του συγγραφέα.

(Ν. 5343/1932, 202 παρ.)

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ		1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
1.1.	Η Ισχυρή Σεισμική Κίνηση.	4
1.2.	Παράμετροι της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.	6
1.3.	Παράγοντες που Επηρεάζουν την Ισχυρή Σεισμική Κίνηση.	
1.3.1.	Σεισμική πηγή.	12
1.3.2.	Δρόμος διάδοσης.	17
1.3.3.	Εδαφικές συνθήκες της θέσης καταγραφής.	18
1.4.	Αζιμουθιακή Μεταβολή της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.	
1.4.1.	Κατευθυντικότητα της σεισμικής κίνησης.	23
1.4.2.	Αζιμουθιακή μεταβολή της μακροσεισμικής έντασης.	27
1.4.3.	Επίδραση της κατευθυντικότητας στην ισχυρή σεισμική κίνηση.	30
1.5.	Πρόβλεψη της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.	
1.5.1.	Εμπειρικά μοντέλα πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης.	38
1.5.2.	Θεωρητικά μοντέλα πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης.	42
1.6.	Πιθανολογική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας.	46
1.7.	Σεισμοτεκτονικά Στοιχεία της Νότιας Βαλκανικής.	52
1.8.	Αντικείμενο της Διατριβής.	59
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	ΑΖΙΜΟΥΘΙΑΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	
2.1.	Προηγούμενες Σχετικές Ερευνες στον Ελληνικό Χώρο και τις Γύρω Περιοχές.	61
2.2.	Δεδομένα Παρατήρησης.	66

2.3.	Διευθύνσεις των Μεγίστων Αξόνων των Ισοσειστών.	71
2.4.	Μεθοδολογία Καθορισμού Σχέσεων Αζιμουθιακής Απόσβεσης.	103
2.5.	Ανισότροπη Ακτινοβολία των Σεισμικών Κυμάτων.	110
2.6.	Καθορισμός Σχέσης Απόσβεσης της Μακροσεισμικής Έντασης, I_{MM} , της Ανισότροπης Ακτινοβολίας.	138
2.7.	Καθορισμός Σχέσεων Απόσβεσης της Εδαφικής Επιτάχυνσης, a_g , της Εδαφικής Ταχύτητας, v_g , και της Περιβαλλόμενης Διάρκειας, BD_g , της Ανισότροπης Ακτινοβολίας.	143
2.8.	Καθορισμός Σχέσεων Απόσβεσης των Φασματικών Τιμών της Ψευδοταχύτητας, $PSRV$, της Ανισότροπης Ακτινοβολίας.	145

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

3.1.	Προηγούμενες Σχετικές Ερευνες στον Ελληνικό Χώρο και τις Γύρω Περιοχές.	150
3.2.	Τροποποιημένος Κώδικας Εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας.	154
3.3.	Σύγκριση Αποτελεσμάτων των Μοντέλων Αζιμουθιακής Μεταβολής της Μακροσεισμικής Έντασης, I_{MM} .	161
3.4.	Σεισμική Επικινδυνότητα του Ελληνικού Χώρου με Βάση το Μοντέλο της Ανισότροπης Ακτινοβολίας των Σεισμικών Κυμάτων.	183
3.4.1.	Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} .	189
3.4.2.	Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση την εδαφική επιτάχυνση, a_g , και την εδαφική ταχύτητα, v_g .	202
3.4.3.	Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση την περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης, BD_g .	221

3.4.4.	Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση τη φασματική επιτάχυνση, S_a .	240
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ.	
4.1.	Προηγούμενες Σχετικές Ερευνες στον Ελληνικό Χώρο και τις Γύρω Περιοχές.	253
4.2.	Μέθοδος Προσομοίωσης της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.	257
4.3.	Συνθετικά Σεισμογράμματα της Ισχυρής Σεισ- μικής Κίνησης για τον Ελληνικό Χώρο με Βάση το Μοντέλο της Στοχαστικής Προσομοίω- σης	261
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5	ΣΥΝΟΨΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	279
ABSTRACT		281
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ		283

Π Ρ Ο Λ Ο Γ Ο Σ

Η παρούσα διατριβή αποτελεί μέρος ενός ευρύτερου προγράμματος του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών το οποίο έχει ως στόχο την λύση επιστημονικών προβλημάτων που έχουν άμεση σχέση με τη λήψη μέτρων αντισεισμικής προστασίας των κατοίκων της χώρας μας.

Ειδικότερα στη διατριβή αυτή γίνεται αναλυτική μελέτη της αζιμουθιακής μεταβολής της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στον Ελληνικό χώρο και οι σχετικές σχέσεις που προκύπτουν χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Στο πρώτο κεφάλαιο, που αποτελεί την εισαγωγή, καθορίζονται οι βασικές έννοιες και δίνονται οι ορισμοί που σχετίζονται με την ισχυρή σεισμική κίνηση. Παρουσιάζονται αναλυτικά οι παράμετροι της ισχυρής σεισμικής κίνησης και οι βασικές ιδιότητες της σεισμικής πηγής, του δρόμου διάδοσης και της θέσης καταγραφής. Μελετάται η επίδραση της κατευθυντικότητας στην ισχυρή σεισμική κίνηση. Γίνεται ανασκόπηση της διεθνούς βιβλιογραφίας στα θέματα της εμπειρικής και θεωρητικής πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης καθώς και της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας. Μία σύντομη αναφορά των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της νότιας Βαλκανικής παρουσιάζεται επίσης στο κεφάλαιο αυτό.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, μελετάται η αζιμουθιακή μεταβολή των σεισμικών εντάσεων στον Ελληνικό χώρο. Εξετάζονται δύο μοντέλα καθορισμού της αζιμουθιακής μεταβολής της απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων. Το πρώτο από αυτά υποθέτει την αζιμουθιακή απόσβεση και το άλλο την ανισότροπη ακτινοβολία στη σεισμική εστία. Για τα δύο μοντέλα αυτά καθορίζονται αντίστοιχες σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Στο τρίτο κεφάλαιο, μελετάται η σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου. Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο μοντέλων προκύπτει ότι αυτά δεν παρουσιάζουν παρόμοια αποτελέσματα. Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου υιοθετείται το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η εκτίμηση της σεισμικής

επικινδυνότητας γίνεται με βάση τις παραμέτρους: της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , της εδαφικής ταχύτητας, v_g , της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, BD_g και των φασματικών τιμών της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a . Με βάση τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας γίνεται χωρισμός του Ελληνικού χώρου σε 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας. Τα αποτελέσματα αυτά παριστάνονται γραφικά για κάθε κατηγορία σεισμικής επικινδυνότητας.

Στο τέταρτο κεφάλαιο, γίνεται μία προσπάθεια καθορισμού της ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση το μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης. Με βάση τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, καθορίζονται συνθετικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , για κάθε κατηγορία και για δύο περιόδους επανάληψης, ίσες με 500 και 50 χρόνια, αντίστοιχα. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης και της πιθανολογικής σεισμικής επικινδυνότητας, έδειξε ότι αυτά βρίσκονται σε εξαιρετική συμφωνία μεταξύ τους.

Η συνόψιση των βασικών συμπερασμάτων δίνεται στο πέμπτο κεφάλαιο.

Ήταν εξαιρετικό προνόμιο και τιμή για μένα να συνεργασθώ με τον καθηγητή Β.Κ. Παπαζάχο κατά τη διάρκεια της παρούσας διατριβής. Η δεοντολογία, η εργατικότητα, και η ανεξάντλητη υπομονή ήταν οι βασικές επιστημονικές αρχές που διδάχθηκα από τη μαθητεία μου κοντά στον δάσκαλο Β.Κ. Παπαζάχο. Πολλές αρχές όμως μου δίδαξε και ο άνθρωπος Β.Κ. Παπαζάχος σε διάφορα κρίσιμα σημεία της επιστημονικής μου εξέλιξης. Η συμμετοχή του υπήρξε καθοριστική στην ολοκλήρωση της διατριβής αυτής. Για όλα αυτά, του εκφράζω την απεριόριστη ευγνωμοσύνη μου.

Θερμές ευχαριστίες επίσης οφείλω και στα υπόλοιπα μέλη της συμβουλευτικής επιτροπής, τον αναπληρωτή καθηγητή Γ. Καρακαϊση και την αναπληρώτρια καθηγήτρια Ε. Παπαδημητρίου για την συμβολή τους και την κριτική ανάγνωση του κειμένου της διατριβής αυτής.

Τον καθηγητή Ι. Δρακόπουλο και τον καθηγητή Κ. Μακρόπουλο μέλη της εξεταστικής επιτροπής οι οποίοι διάβασαν προσεκτικά το κείμενο, ευχαριστώ θερμά.

Ο αναπληρωτής καθηγητής Π. Χατζηδημητρίου και η αναπληρώτρια καθηγήτρια Α. Κυρατζή μέλη της εξεταστικής επιτροπής διάβασαν προσεκτικά το κείμενο και έκαναν εύστοχες παρατηρήσεις. Για το λόγο αυτόν τους ευχαριστώ θερμά.

Ο Dr B. Bolt και ο Dr S.K. Singh μου παρείχαν σημαντική βοήθεια διαθέτοντας κατά την διάρκεια της παρούσας διατριβής ένα σημαντικό αριθμό δημοσιευμένων εργασιών τους σχετικών με το αντικείμενο της διατριβής αυτής. Για τον λόγο αυτό θα επιθυμούσα να τους ευχαριστήσω θερμά.

Ο αναπληρωτής καθηγητής Δ. Παπασταματίου παρακολούθησε από κοντά την εξέλιξη της διατριβής αυτής, και συνεισέφερε σημαντικά με ουσιαστικές παρεμβάσεις στην περάτωσή της.

Τους συναδέλφους Δρ Ν. Θεοδουλίδη και Δρ Χ. Παπαϊωάννου για την ανταλλαγή απόψεων κατά την διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής αυτής, τους ευχαριστώ θερμά.

Χωρίς την υποστήριξη της διοίκησης και του προσωπικού του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών η διατριβή δεν θα είχε περατωθεί. Ιδιαίτερα η κα Π. Αμπατζίδου επιμελήθηκε την καλλιτεχνική σχεδίαση των σχημάτων και η κα Χ. Αντωνιάδου βοήθησε στην τελική παρουσίαση της διατριβής αυτής . Στους συναδέλφους αυτούς εκφράζω τις θερμότερες ευχαριστίες μου.

Στους γονείς μου και στη σύζυγό μου Βένη που τα τελευταία χρόνια της εντατικής δουλειάς, αγόγγυστα με βοήθησαν καθοριστικά στην ολοκλήρωση της διατριβής αυτής, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμότερες ευχαριστίες μου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Η Ισχυρή Σεισμική Κίνηση.

Οι σεισμοί παράγουν κύματα τα οποία διαδίδονται προς διάφορες κατευθύνσεις από τη σεισμική πηγή. Μία ακολουθία από σεισμικά κύματα όταν καταγραφεί από ένα σεισμολογικό όργανο παρουσιάζεται ως καταγραφή της σεισμικής κίνησης. Οι ιδιότητες των σεισμικών κινήσεων που καταγράφονται στο μακρινό πεδίο, από έναν ευαίσθητο σειсмоγράφο, είναι απλές, γιατί οι καταγραφές αυτές αποτελούνται από κύματα χώρου (επιμήκη, P και εγκάρσια, S) και επιφανειακά κύματα (Rayleigh και Love). Στην συγκεκριμένη περίπτωση, η σεισμική πηγή μπορεί να προσομοιωθεί με ένα κινούμενο σημείο ή μία γραμμή. Αντίθετα, όταν οι σεισμικές κινήσεις καταγράφονται στο κοντινό πεδίο (ισχυρές σεισμικές κινήσεις), οι ιδιότητές τους είναι πολύπλοκες. Οι κινήσεις αυτές αποτελούνται από ακολουθία κυμάτων τα οποία αλληλοεπικαλύπτονται στις καταγραφές. Καλύπτουν δε, μία μεγάλη περιοχή συχνοτήτων χωρίς να υπάρχει δυνατότητα διάκρισης των κυμάτων χώρου από τα επιφανειακά τα οποία προέρχονται από διαφορετικά τμήματα του σεισμικού ρήγματος. Για τον λόγο αυτό ορίζουμε την ισχυρή σεισμική κίνηση ως τη δόνηση του εδάφους εξαιτίας ενός σεισμού, η οποία συνήθως καταγράφεται στην άμεση γειτονία της σεισμικής πηγής (κοντινό πεδίο) υπό μορφή χρονοσειράς επιταχύνσεων, το γνωστό επιταχυνσιόγραμμα (EERI, 1989).

Οι σεισμοί οι οποίοι καταγράφονται από ευαίσθητους σειсмоγράφους σε μακρινές αποστάσεις έχουν μελετηθεί αναλυτικά από τους σεισμολόγους εδώ και πενήντα τουλάχιστον χρόνια, με βάση την θεωρία των ελαστικών κυμάτων, με σκοπό την διερεύνηση της δομής του εσωτερικού της Γης και τις ιδιότητες των σεισμικών πηγών. Αντίθετα, μόλις κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες έχουν γίνει θεωρητικές και εμπειρικές μελέτες με σκοπό την ερμηνεία των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι μελέτες αυτές βασίζονται στη θεωρία των σεισμικών πηγών, του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (μεταξύ πηγής - θέσης καταγραφής) και των επιδράσεων των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Η

καθυστέρηση στη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης οφείλεται κατά κύριο λόγο στην έλλειψη επαρκών δεδομένων. Ο Hudson (1977) αναφέρει ότι "μερικές μόνο δεκάδες από τα 1000 και πλέον επιταχυνσιογράμματα, τα οποία υπάρχουν σ' ολόκληρο τον κόσμο από τις αρχές της δεκαετίας του 1930, έχουν καταγραφεί σε κοντινές αποστάσεις από το σημείο έκλυσης της σεισμικής ενέργειας".

Από το 1933, που καταγράφηκε το πρώτο επιταχυνσιογράμμα του σεισμού του Long Beach California, άρχισε μία σταδιακή ανάπτυξη δικτύων οργάνων καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης (USGS, 1976; Iwan, 1978,1981; Ergunay et al., 1985; Mihailov, 1985; Θεοδουλίδης κ.α., 1986; Basili, 1987). Η πρώτη γενιά των επιταχυνσιογράφων αυτών, RFT-250, AR-240, MO-2, AG-3D, SMA-1, κατέγραφαν την ισχυρή κίνηση κατά κύριο λόγο σε φωτογραφικό φιλμ, διεγειρόμενοι από την ίδια την κίνηση, με αποτέλεσμα να χάνεται μέρος της αρχικής εδαφικής κίνησης (Eisenberg and McEvilly, 1971). Στην Ιαπωνία, αναπτύχθηκε ο επιταχυνσιογράφος SMAC-1B ο οποίος κατέγραφε την ισχυρή σεισμική κίνηση σε μαυρισμένο χαρτί (Mori and Crouse, 1981). Οι καταγραφές των αναλογικών επιταχυνσιογράφων, χρειάζονται μία σειρά από διαφορετικούς υπολογισμούς (διορθώσεις), γι' αυτό ήταν απαραίτητο το φωτογραφικό φιλμ ή το μαυρισμένο χαρτί να υπόκειται σε ψηφιοποίηση. Μία σειρά από νέους καταγραφείς, ψηφιακής τεχνολογίας (DSA-1, SSA-1, SSA-2, A-800, GEOS, MS202) ήδη έχουν παρουσιασθεί και χρησιμοποιηθεί στην καταγραφή της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι ψηφιακοί καταγραφείς δεν παρουσιάζουν την καθυστέρηση στη διέγερση του οργάνου από την ισχυρή κίνηση και την έλλειψη της ακρίβειας λόγω της ψηφιοποίησης του φιλμ (αναλογικά όργανα), με αποτέλεσμα να επιτρέπουν τον ακριβή καθορισμό του αρχικού σημείου του σήματος (Borcherdt et al., 1983, 1984, 1985). Βασικό πλεονέκτημα των ψηφιακών καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι η ακρίβεια της καταγραφής τους, ενώ βασικό μειονέκτημά τους είναι η μικρή αντοχή των ολοκληρωμένων ηλεκτρονικών κυκλωμάτων τους σε μόνιμες εγκαταστάσεις επιταχυνσιογράφων λόγω της ευαισθησίας της κατασκευής τους (Peng and Iwan, 1990).

Η επεξεργασία - διόρθωση των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης συνίσταται στην αφαίρεση μιάς καλά προσαρμοσμένης παραβολής από το ψηφιοποιημένο επιταχυνσιογράμμα, πριν γίνει η ολοκλήρωση σε ταχύτητα και μετάθεση. Η αφαίρεση της παραβολής, η οποία καλείται διόρθωση γραμμής βάσης, δεν έχει φυσική βάση αλλά χρησιμοποιείται προκειμένου να απομακρυνθούν μεγάλης περιόδου σφάλματα τα οποία υπεισέρχονται στο επιταχυνσιογράμμα κατά την καταγραφή και την επεξεργασία (Trifunac, 1971a, 1972; Trifunac et al., 1973). Η διόρθωση της γραμμής βάσης των καταγραφών ορίζεται ως ένα ψηφιακό φίλτρο διέλευσης υψηλών συχνοτήτων, ενώ υιοθετείται μία προσέγγιση πεπερασμένων διαφορών για τη διόρθωση των σφαλμάτων τα οποία προέρχονται από τον καταγραφέα.

Σημαντικές βελτιώσεις στη μεθοδολογία της διόρθωσης της γραμμής βάσης των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης πραγματοποιήθηκε από πολλούς ερευνητές (Hanks, 1975; Basili and Brandy, 1978; Hudson, 1979; Fletcher et al., 1980; Shyam Synder and Connor, 1982; Sabetta, 1985; Rinaldis et al., 1986; Lee, 1989). Τροποποιήσεις στη λειτουργία των επιταχυνσιομέτρων πραγματοποιήθηκαν τόσο για τους αναλογικούς (Wong and Trifunac, 1977; Trifunac et al., 1985) όσο και για τους ψηφιακούς καταγραφείς (Amini and Trifunac 1985; Amini et al., 1987; Alessandrini et al., 1990). Μία σειρά από λογισμικά πακέτα, κατάλληλα για την επεξεργασία και τη διόρθωση των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης, αναπτύχθηκαν με βάση την ημιαυτόματη ψηφιοποίηση (Trifunac and Lee, 1973; Khemici and Shah, 1982; Converse, 1984, Tinelli et al., 1985) και την αυτόματη ψηφιοποίηση (Miklofsky and Mancini, 1977; Trifunac and Lee, 1979). Η ανάπτυξη των μικροϋπολογιστών (PC's) κατά την τελευταία δεκαετία είχε σαν αποτέλεσμα την προσαρμογή των λογισμικών πακέτων επεξεργασίας - διόρθωσης των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης, σ' αυτούς τους υπολογιστές (Lee and Trifunac, 1990; Nigbor and Kodama, 1990).

Η ραγδαία ανάπτυξη στην κατασκευή ψηφιακών επιταχυνσιομέτρων καθώς και η τελειοποίηση των Η/Υ συνετέλεσε στη συστηματικότερη καταγραφή της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Ετσι, μία σειρά από ειδικά δίκτυα επιταχυνσιογράφων εγκαταστάθηκαν σε συγκεκριμένες θέσεις κοντά σε ενεργά σεισμικά ρήγματα, όπως Coyote Lake (Lee et al., 1979), Imperial Valley (Brady et al., 1980), Morgan Hill (Brady, 1984a,b), Whittier Narrows (Shakal et al., 1987), ή μέσα σε κτίρια για να καταγραφεί η απόκριση αυτών, σε σεισμική φόρτιση (Moslem and Trifunac, 1987; Λεκίδης, 1988; Blondet et al., 1988; Shen and Astaneh-Asl, 1990; Chen et al., 1992). Οι ισχυρές σεισμικές κινήσεις που καταγράφηκαν από τα ειδικά δίκτυα αυτά έδωσαν σημαντικές πληροφορίες για τη λεπτομερή μελέτη των σεισμών.

1.2. Παράμετροι της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.

Διάφοροι παραμέτροι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να χαρακτηρίσουν την ισχυρή σεισμική κίνηση με σκοπό τον αντισεισμικό σχεδιασμό. Ο Campbell (1985) αναφέρει την παράμετρο της ισχυρής κίνησης, η οποία πρόκειται να προβλεφθεί, ως εξαρτημένη μεταβλητή. Οι παράμετροι οι οποίες χρησιμοποιούνται για να προβλεφθεί αυτή η μεταβλητή ονομάζονται ανεξάρτητες μεταβλητές. Οι ανεξάρτητες μεταβλητές είναι οι παράγοντες που επηρεάζουν την ισχυρή σεισμική

κίνηση και σχετίζονται άμεσα με τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής, του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Οι εξαρτημένες μεταβλητές είναι ουσιαστικά οι παράμετροι της ισχυρής σεισμικής κίνησης, στις οποίες περιλαμβάνονται οι τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων, I_{MM} , οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , της εδαφικής ταχύτητας, v_g , της εδαφικής μετάθεσης, d_g , η διάρκεια της ισχυρής κίνησης, D_g , η ένταση κατά Arias, οι τιμές της μέσης τετραγωνικής ρίζας της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} , οι τιμές των φασμάτων Fourier και των φασμάτων απόκρισης και η φασματική ένταση, SI. Οι μεταβλητές αυτές μπορούν να χαρακτηρισθούν με το γενικό όρο, ως "σεισμική ένταση". Τα τελευταία χρόνια, για τη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης καθώς και για οποιασδήποτε μορφής ελαστική ή ανελαστική ανάλυση κάθε κατασκευής, χρησιμοποιούνται συνθετικές καταγραφές (χρονοσειρές) της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι καταγραφές αυτές παρουσιάζουν αναλυτικά όλες τις ιδιότητες της σεισμικής κίνησης τόσο στην περιοχή του χρόνου όσο και της συχνότητας.

Ποιοτική εκτίμηση της σφοδρότητας της σεισμικής κίνησης και των ζημιών που προκαλούνται σε μία θέση, αποτελεί η μακροσεισμική ένταση, I_{MM} . Η μακροσεισμική ένταση, αποτέλεσε την πρώτη ημιεμπειρική εκτίμηση της ισχυρής σεισμικής κίνησης και υπάρχει ένας μεγάλος αριθμός σχετικών παρατηρήσεων. Αυτό κατέστησε τη μακροσεισμική ένταση, ως τη βασική παράμετρο σε μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας λόγω της έλλειψης ενόργανων μετρήσεων. Διάφορες κλίμακες μακροσεισμικών εντάσεων έχουν προταθεί από τις αρχές του παρόντα αιώνα, όπως είναι οι κλίμακες Rossi-Forel και Mercalli-Cancani (Richter, 1958). Με βάση την αποκτηθείσα εμπειρία οι προτεινόμενες μακροσεισμικές κλίμακες τροποποιήθηκαν σημαντικά. Έτσι η κλίμακα Mercalli-Cancani δημοσιεύθηκε από τον Sieberg (1923) ως κλίμακα "MCS" και τροποποιήθηκε από τους Wood and Newmann (1931) για να προταθεί ως κλίμακα "MM"(Modified Mercalli). Στη Ιαπωνία, υιοθετήθηκε από το 1949 η επταβάθμια κλίμακα της Ιαπωνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας "JMA" (Okamoto, 1973). Η αλλαγή του τρόπου δόμησης των κατασκευών είχε σαν αποτέλεσμα την επανεκτίμηση των διαφόρων μακροσεισμικών κλιμάκων (Branzee, 1979; Παπασταματίου κ.α., 1989; Trifunac and Zivcic, 1991).

Με τη λειτουργία των οργάνων ισχυρής σεισμικής κίνησης, η εδαφική κίνηση σε μία θέση άρχισε να εκφράζεται ως ενόργανη μέτρηση της εδαφικής επιτάχυνσης. Οι επιταχυνσιογράφοι καταγράφουν την εδαφική επιτάχυνση, a_g , σε ένα σύστημα δύο οριζοντίων συνιστωσών, καθέτων μεταξύ τους, και μίας κατακόρυφης συνιστώσας. Κάθε μία από τις καταγραφές αυτές υφίσταται επεξεργασία - διόρθωση από όπου προκύπτει η διορθωμένη καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g . Από αυτή, μπορούν να υπολογισθούν με δύο διαδοχικές ολοκληρώσεις οι

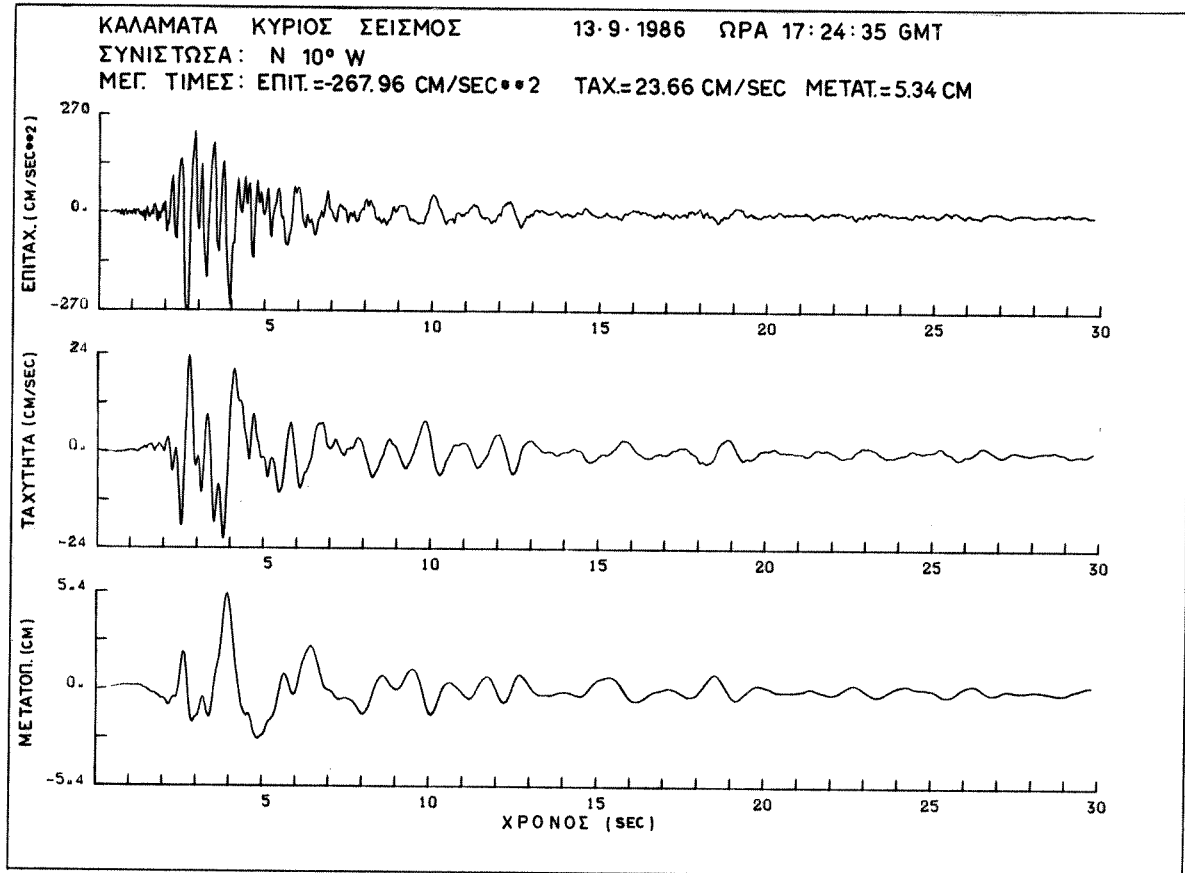
αντίστοιχες τιμές της εδαφικής ταχύτητας, v_g , και της εδαφικής μετάθεσης, d_g (Σχ. 1.1). Οι μέγιστες τιμές των καταγραφών αυτών χρησιμοποιούνται ευρέως γιατί συνδέονται άμεσα με τις δυνάμεις που θεωρεί ο μηχανικός κατά την αντισεισμική σχεδίαση μιάς κατασκευής (Αναγνωστόπουλος, 1986). Πιο περιορισμένη χρήση γίνεται για την εδαφική μετάθεση, d_g , λόγω της αυθαίρετης επιλογής του ψηφιακού φίλτρου διέλευσης υψηλών συχνοτήτων, που έχει ως συνέπεια, σειρά σφαλμάτων που ενισχύονται κατά τη διπλή ολοκλήρωση των υπολογισμών της (Μάργαρης κ.α., 1989, Margaritis, 1994).

Η διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι μία συνάρτηση της συχνότητας των σεισμικών κυμάτων, του πλάτους της καταγραφόμενης εδαφικής κίνησης και του σεισμικού μεγέθους. Διάφοροι ορισμοί της διάρκειας της ισχυρής κίνησης έχουν προταθεί με βάση τον τρόπο μέτρησης. Ο Bolt (1974) όρισε ως περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g , το χρόνο που παρεμβάλεται μεταξύ της πρώτης και τελευταίας υπέρβασης των πλατών των επιταχύνσεων μιάς καταγραφής, πάνω από ένα καθορισμένο επίπεδο επιτάχυνσης, πχ. $a_g > 0.05g$ (Σχ. 1.2α). Η σημαντική διάρκεια, SD_g , καθορίζεται ως ο απαιτούμενος χρόνος για να αυξηθεί από 5% έως 95% η ένταση κατά Arias (1969), I_A , η οποία είναι μέτρηση της ενέργειας του επιταχυνσιογράμματος και δίνεται από την σχέση:

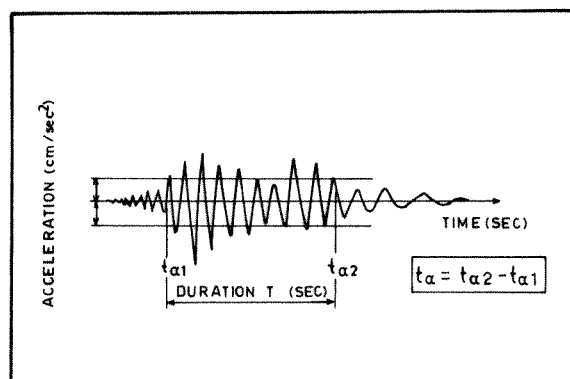
$$I_A = (\pi/2g) \int_{t_0}^{t_r} a_g^2(t) dt \quad (1.1)$$

όπου a_g είναι η εδαφική επιτάχυνση του επιταχυνσιογράμματος σε κάθε χρονική στιγμή, t , g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και t_r είναι η συνολική διάρκεια της καταγραφής. Ο Husid (1969), με σκοπό να μελετήσει την εξέλιξη του επιπέδου της κίνησης της καταγραφής, πρότεινε κατάλληλο γράφημα μεταβολής της έντασης κατά Arias σε συνάρτηση με το χρόνο (Σχ. 1.2β). Αναλυτικές μελέτες έγιναν με βάση τη σημαντική διάρκεια, SD_g , παίρνοντας υπόψη την επίδραση των εδαφικών συνθηκών και τη σχέση της παραμέτρου αυτής με τις υπόλοιπες παραμέτρους της ισχυρής κίνησης (Trifunac and Brady, 1975a; Dobry et al., 1978). Με βάση τον ορισμό της μέσης τετραγωνικής ρίζας της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} , δόθηκαν ορισμοί της διάρκειας της ισχυρής κίνησης (McCann and Shah, 1979; Vanmarcke and Lai, 1980; Atkinson, 1993a). Ένας ορισμός μίας παραμέτρου της ισχυρής κίνησης με βάση ιδιότητες της κίνησης αυτής στην περιοχή του χρόνου A_{95} , (Sarma and Yang, 1987), δόθηκε από τους Sarma and Casey (1990). Βασικός ορισμός της διάρκειας της σεισμικής κίνησης είναι και ο χρόνος διάρρηξης, D_r , του σεισμικού ρήγματος, που εξαρτάται από το αντίστροφο της γωνιακής συχνότητας $1/f_0$ (Hanks, 1979).

Μία άλλη παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι η μέση τετραγωνική ρίζα της ισχυρής φάσης της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} , και



Σχ. 1.1. Διορθωμένες τιμές επιταχύνσεων, ταχυτήτων και μεταθέσεων της εγκάρσιας συνιστώσας (T) του κυρίου σεισμού της Καλαμάτας του 1986 (Αναγνωστόπουλος κ.α., 1986).

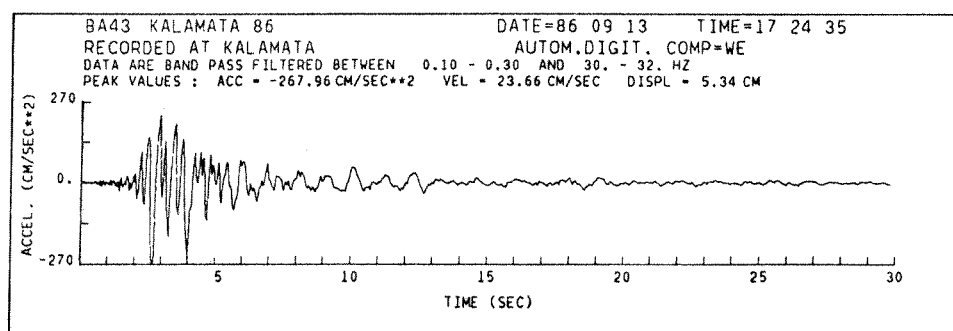
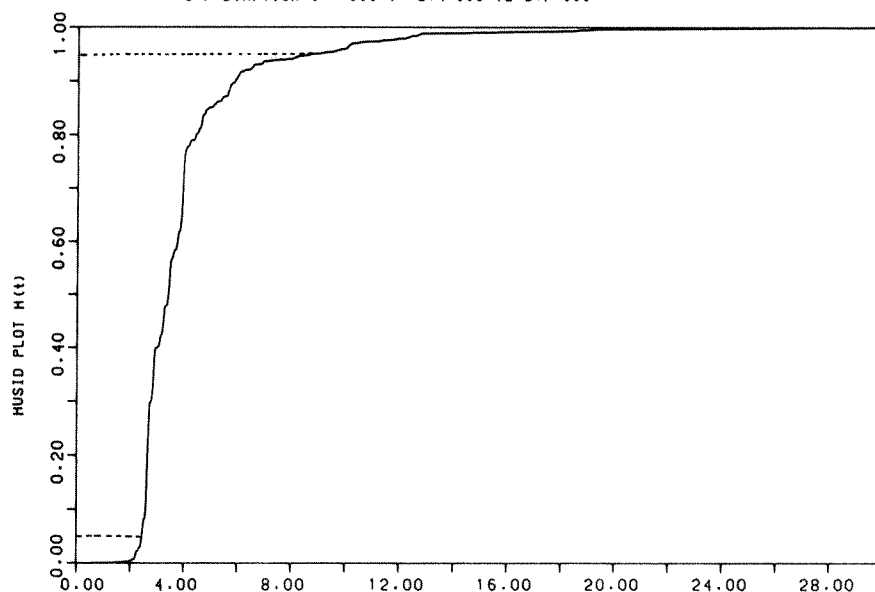


(α)

KALAMATA EARTHQUAKE 13-9-86

HUSID PLOT COMP=WE TOTAL DUR=30 ***

S.M.DURATION=6.1 *** T1=2.4 *** T2=8.7 ***



(β)

Σχ. 1.2. Ορισμός της διάρκειας, D_g , της ισχυρής σεισμικής κίνησης.
 (α) Η περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g . (β) Η σημαντική
 διάρκεια, SD_g .

δίνεται από την παρακάτω σχέση :

$$a_{rms} = [1/(t_2-t_1) \int_{t_1}^{t_2} a_g^2(t) dt]^{1/2} \quad (1.2)$$

όπου $a_g(t)$ είναι η καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης και t_2-t_1 είναι η διάρκεια της ισχυρής κίνησης. Ανάλογα με το χρησιμοποιούμενο ορισμό της διάρκειας της ισχυρής κίνησης, δόθηκαν διάφοροι ορισμοί της μέσης τετραγωνικής ρίζας της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} (Housner and Jennings, 1964; McCann and Boore, 1983; Anderson, 1984). Η συνάρτηση της συσσωρευτικής μέσης τετραγωνικής ρίζας, C_{RMS} , και η σύνδεσή της με την ενεργή επιτάχυνση καθορίστηκαν με σκοπό να χρησιμοποιηθούν στον αντισεισμικό σχεδιασμό (Mortgat, 1979). Τη σύνδεση της μέσης τετραγωνικής ρίζας της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} , με παραμέτρους της εστίας ($\Delta\sigma$, f_0 και f_m), με βάση το μοντέλο του Brune (1970, 1971), πρότειναν ο Hanks (1979), οι McGuire and Hanks (1980) και οι Hanks and McGuire (1981). Η σχέση αυτή είναι:

$$a_{rms} = 0.85 [(2\pi)^2/106] (\Delta\sigma/\rho R) (f_m/f_0)^{1/2} \quad (1.3)$$

όπου ο παράγων 0.85 υπολογίζει την ενίσχυση της ελεύθερης επιφάνειας στα SH-κύματα, $\Delta\sigma$ είναι η πτώση τάσης, που στη περίπτωση αυτή θεωρείται ίση με 100 bar, ρ είναι η πυκνότητα του μέσου διάδοσης, R είναι η απόσταση πηγής-θέσης καταγραφής, f_m είναι η υψηλής αποκοπής συχνότητα και f_0 είναι η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της σεισμικής κίνησης.

Ο καθορισμός του περιεχομένου των συχνοτήτων ενός επιταχυνσιογράμματος μπορεί να γίνει με το φάσμα πλατών Fourier. Με βάση τις απλές σχέσεις ενός μονοβάθμιου ταλαντωτή και τις σχέσεις που εκφράζουν τη συνολική ενέργεια ενός συστήματος, είναι δυνατόν ναδειχθεί ότι το φάσμα των πλατών Fourier αποτελεί ένα μέτρο της συνολικής ενέργειας ενός ταλαντωτή σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Στην απεικόνιση αυτή, οι μέγιστες τιμές του φάσματος Fourier (Σχ. 1.3α) παρουσιάζουν συχνότητες στις οποίες το μονοβάθμιο σύστημα δέχθηκε μεγάλα ποσά ενέργειας (Housner, 1970).

Το φάσμα απόκρισης είναι μία από τις πλέον διαδεδομένες περιγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Στο φάσμα Fourier, υπολογίζεται η συνολική ενέργεια της σεισμικής διέγερσης, όμως από πρακτικής πλευράς, η μέγιστη ενέργεια παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί αυτή συνδέεται με τη μέγιστη μετάθεση και επομένως με τη μέγιστη τέμνουσα βάσης και τις αναπτυσσόμενες τάσεις στις κατασκευές (Αναγνωστόπουλος, 1986, 1988). Για τον σκοπό αυτό προτάθηκαν τα ελαστικά και τα ανελαστικά φάσματα απόκρισης.

Το ελαστικό φάσμα απόκρισης είναι η μέγιστη απόκριση ενός συνόλου μονοβάθμιων ταλαντωτών με απόσβεση οι οποίοι διεγείρονται από συγκεκριμένη

σεισμική κίνηση. Η απόκριση αυτή απεικονίζεται ως συνάρτηση της ιδιοπεριόδου ή της ιδιοσυχνότητας των ταλαντωτών (EERI, 1989). Η παράμετρος αυτή της ισχυρής σεισμικής κίνησης αποτελεί τη βάση για άμεσο ή για έμμεσο αντισεισμικό σχεδιασμό, δηλαδή αποτελεί στους αντισεισμικούς κανονισμούς τη σχέση μεταξύ του σεισμικού συντελεστή και της ιδιοπεριόδου της κατασκευής (Applied Technology Council, 1974).

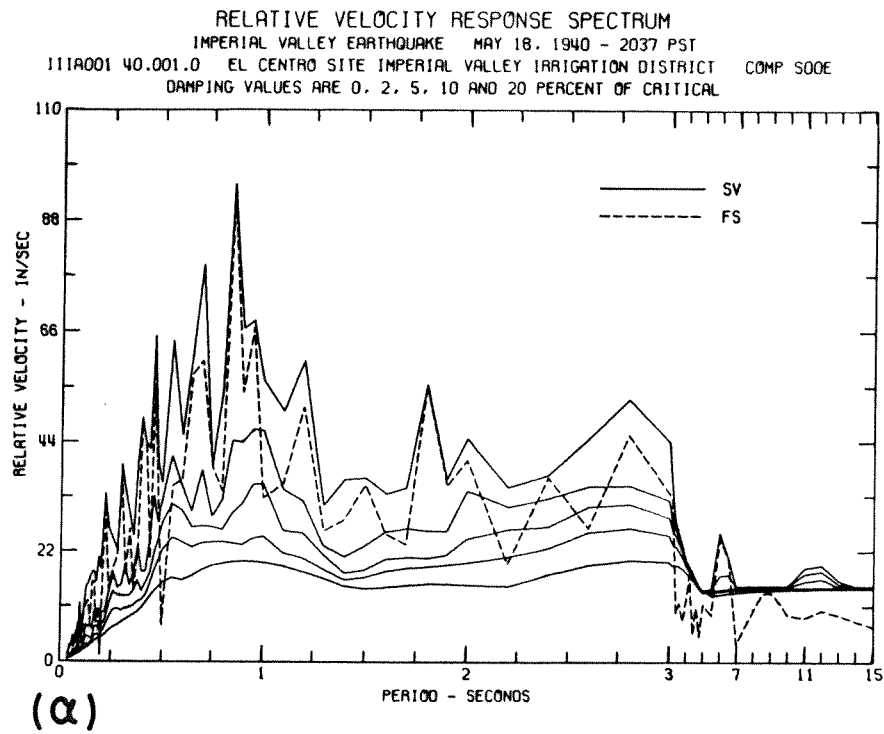
Ο υπολογισμός του φάσματος απόκρισης στηρίζεται στον υπολογισμό της σχετικής μετάθεσης, $u(t)$, ενός μονοβάθμιου ταλαντωτή, ορισμένης μάζας, δυσκαμψίας και απόσβεσης, ο οποίος διεγείρεται από συγκεκριμένη σεισμική φόρτιση (π.χ. εδαφική επιτάχυνση, a_g). Διάφορες αναλυτικές μέθοδοι έχουν προταθεί για τον υπολογισμό της σχετικής μετάθεσης, $u(t)$ (Nigam and Jennings, 1968). Από την σχετική μετάθεση, $u(t)$, είναι δυνατόν να υπολογισθούν με απλές παραγωγίσσεις οι φασματικές τιμές της σχετικής ταχύτητας, $\dot{u}(t)$, και της σχετικής επιτάχυνσης, $\ddot{u}(t)$. Παρόμοια είναι δυνατόν να υπολογισθούν οι τιμές της ψευδοεπιτάχυνσης, PSa (ή Sa), ή της ψευδοταχύτητας, $PSRV$. Οι φασματικές αυτές τιμές είναι δυνατόν να απεικονισθούν τόσο σε απλή γραμμική σχεδίαση για διάφορους συντελεστές απόσβεσης (Σχ. 1.3α) όσο και σε τριλογαριθμικό χαρτί για πρακτικούς σκοπούς (Σχ. 1.3β). Όπως φαίνεται από το σχήμα(1.3α), για ταλαντωτή χωρίς απόσβεση οι φασματικές τιμές της σχετικής ταχύτητας βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές του φάσματος Fourier.

Μία ακόμη παράμετρος της ισχυρής κίνησης που χρησιμοποιείται είναι η φασματική ένταση, SI , η οποία προτάθηκε από τον Housner (1952). Η παράμετρος αυτή αποτελεί μέτρο της σεισμικής έντασης η οποία βασίζεται στο φάσμα της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, ενός μονοβάθμιου ταλαντωτή με ιξώδη απόσβεση. Αυτή ορίζεται ως η περιοχή η οποία περικλείεται από την καμπύλη του φάσματος της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, για ιδιοπεριόδους του ταλαντωτή από $T=0.1$ έως 2.5 sec.

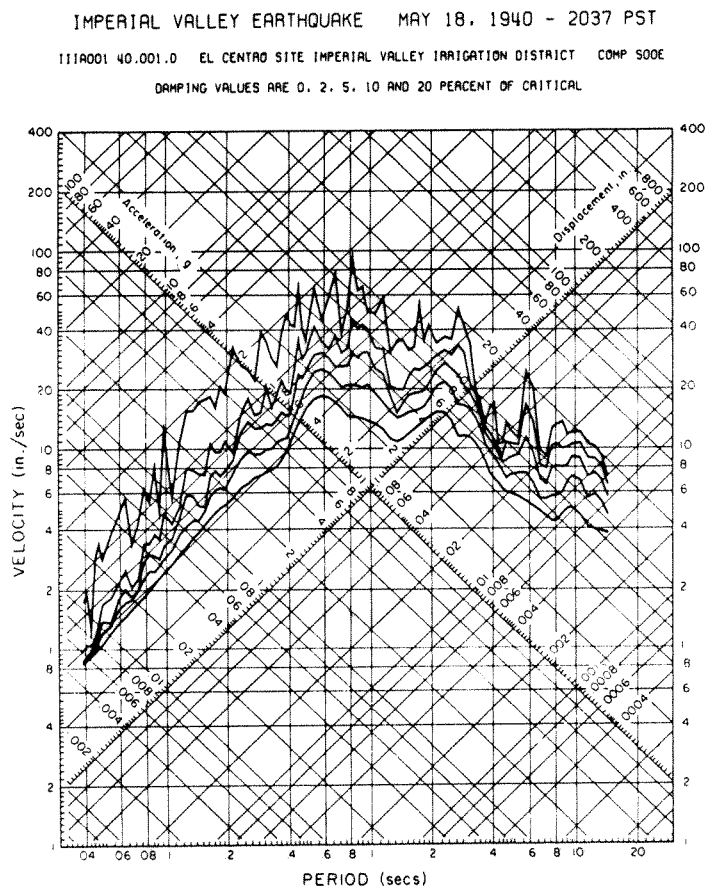
1.3. Παράγοντες που Επηρεάζουν την Ισχυρή Σεισμική Κίνηση.

1.3.1. Σεισμική πηγή.

Η σεισμική πηγή είναι από τους σπουδαιότερους παράγοντες οι οποίοι καθορίζουν την σεισμική κίνηση. Η πρώτη σοβαρή άποψη για τη φυσική γένεση των σεισμικών κυμάτων διατυπώθηκε από τον Reid (1910) κατά τη μελέτη του σεισμού του S. Francisco του 1906, όταν πρότεινε τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης. Σύμφωνα με σημερινές αντιλήψεις οι βασικές ιδιότητες της σεισμικής πηγής, οι



RESPONSE SPECTRUM



Σχ. 1.3. Φάσματα απόκρισης του σεισμού της Imperial Valley 1940.
 (α) Φάσματα απόκρισης και φάσμα Fourier, σχεδιασμένα σε γραμμική κλίμακα. (β) Φάσματα απόκρισης για 5 παράγοντες απόσβεσης (0%, 2%, 5%, 10% και 20%) σε τριλογαριθμική κλίμακα (Hudson, 1979).

οποίες καθορίζουν τη σεισμική κίνηση είναι ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, το σεισμικό μέγεθος, οι διατμητικές τάσεις, το είδος του σεισμικού ρήγματος και το εστιακό βάθος της σεισμικής πηγής.

Ο μηχανισμός γένεσης ενός σεισμού συνήθως καθορίζεται, ως η εδαφική κίνηση η οποία προκύπτει από τη συνέλιξη μιάς συνάρτησης που περιγράφει την καταγραφόμενη σεισμική κίνηση και μία συνάρτηση Green που υπολογίζει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα από τα γεωλογικά στρώματα (Aki, 1982). Η σεισμική πηγή μπορεί να καθορισθεί με αιτιοκρατικά ή στοχαστικά μοντέλα (Housner, 1955; Haskell, 1964, 1966; Hanks, 1979; Aki, 1984). Τα πλέον αποδεκτά μοντέλα τα οποία υιοθετούνται για να ερμηνεύσουν τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής είναι δύο μοντέλα τα οποία σχετίζονται με τη μελέτη της πολυπλοκότητας της σεισμικής διάρρηξης και τα οποία υιοθετούν το διπλό ζεύγος δυνάμεων το οποίο εφαρμόζεται στην εστία. Στο πρώτο μοντέλο, το επίπεδο του σεισμικού ρήγματος αποτελείται από περιοχές όπου έχουν ολισθήσει σεισμικά και περιοχές με ισχυρά εμπόδια (κλείθρα) όπου παρουσιάζεται συγκέντρωση τάσεων. Κατά τη διάρκεια του κύριου σεισμού τα κλείθρα διαρρηγνύονται απότομα και δημιουργούν τα δευτερεύοντα σεισμικά γεγονότα του σεισμού (Kanamori and Stewart, 1978; Kanamori, 1981; McGarr, 1981; Das and Kostrov, 1983; Boatwright, 1988). Στο δεύτερο μοντέλο, το μέτωπο της διάρρηξης, όπως διαδίδεται κατά μήκος του ρήγματος, προκαλεί διάρρηξη σε τμήματα του ρήγματος, ενώ άλλα τμήματα παραμένουν άθραυστα (φράγματα) (Aki, 1979, 1980, 1982, 1984).

Η ισχυρή σεισμική κίνηση η οποία αρχίζει σε ένα σημείο της σεισμικής εξάρμωσης καθορίζεται κατά κύριο λόγο από τα χαρακτηριστικά της διαδικασίας της σεισμικής διάρρηξης και τη διεύθυνση την οποία έχουν οι σεισμικές ακτίνες στην πηγή. Η περιγραφή αυτών των χαρακτηριστικών, τα οποία είναι αρκετά για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών, αποτελούν τα δυναμικά μοντέλα ρηγμάτων και τα μοντέλα εξάρμωσης. Τρία δυναμικά μοντέλα ακτινοβολίας της σεισμικής διάρρηξης έχουν προταθεί. Στο πρώτο, οι ρωγμές παρουσιάζονται με δυναμική αύξησή τους σε μία πεπερασμένη επιφάνεια τάσεων η οποία οριοθετείται από μία περιοχή στην οποία δεν έχει συμβεί ολίσθηση (Brune, 1970; Sato and Hirasawa, 1973; Madariaga, 1983; Papageorgiou and Aki, 1983a,b). Στο δεύτερο μοντέλο, η ακτινοβολία διαδίδεται με βάση το μοντέλο του κλείθρου (McGarr, 1981; Das and Kostrov, 1983). Το μοντέλο αυτό καθορίζεται ως η δυναμική έκλυση τάσεων μιάς πεπερασμένης επιφάνειας η οποία οριοθετείται από μία μεγαλύτερη επιφάνεια χωρίς αντοχή. Αυτό εξασφαλίζει μία ουσιαστική περιγραφή της διάρρηξης και της ακτινοβολίας δευτερευόντων σεισμικών συμβάντων μετά από ένα κύριο σεισμό. Στα μικτά μοντέλα, η ακτινοβολία με βάση το μοντέλο του κλείθρου αποτελεί συμπλήρωμα του μοντέλου των δυναμικών ρωγμών (Boatwright, 1985, 1988). Τα

μοντέλα εξάρμωσης μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με τις διαστάσεις τους (δι- ή τρι-διάστατα), τη γεωλογική δομή (ομοιόμορφη ή μοντέλο με εδαφικές στρώσεις) τον τύπο της εξάρμωσης (διατμητική, κλπ), και τη μέθοδο λύσης που χρησιμοποιείται, όπως είναι οι συναρτήσεις Green στο χρόνο και τη συχνότητα ή η μέθοδος του διακεκριμένου κυματικού αριθμού (Luco and Anderson, 1985).

Η σεισμική κίνηση εξαρτάται άμεσα από το σεισμικό μέγεθος. Διάφορα είδη σεισμικών μεγεθών έχουν προταθεί. Τα δύο πλέον διαδεδομένα για την εφαρμογή τους στην τεχνική σεισμολογία είναι το τοπικό μέγεθος, M_L (Richter, 1935), και το επιφανειακό μέγεθος, M_S . Το μέγεθος M_L υπολογίζεται με βάση τις καταγραφές του σειсмоγράφου Wood-Anderson ο οποίος καταγράφει κινήσεις κοντινού πεδίου (Heaton et al., 1986). Το M_S καθορίζεται από εδαφικές κινήσεις που συνδέονται με επιφανειακά κύματα περιόδου 20 sec, τα οποία έχουν καταγραφεί σε μεγάλες αποστάσεις. Κρίσιμο σημείο στη χρησιμοποίηση των διαφόρων σεισμικών κλιμάκων είναι το φαινόμενο του κορεσμού των μεγεθών, κυρίως για μεγάλους σεισμούς (Joyner and Boore, 1985). Μία σημαντική σεισμική κλίμακα είναι η κλίμακα του μεγέθους ροπής, M (Hanks and Kanamori, 1979) η οποία έχει το πλεονέκτημα ότι σχετίζεται με μία φυσική ιδιότητα της πηγής, όπως είναι η σεισμική ροπή, M_0 . Η σεισμική ροπή (Aki, 1966) ορίζεται ως το γινόμενο της επιφάνειας του σεισμογόνου ρήγματος (L = μήκος και W = πλάτος), του μέτρου δυσκαμψίας του υλικού στην σεισμική εστία, μ , και της μέσης μετάθεσης στην επιφάνεια του ρήγματος κατά τη γένεση του σεισμού, u . Δηλαδή, δίνεται από την σχέση:

$$M_0 = L W \mu u \quad (1.4)$$

Η χρησιμοποίηση του μεγέθους ροπής, M , έχει το πλεονέκτημα ότι μπορεί εύκολα να συσχετίσει ρυθμούς εμφάνισης σεισμικών γεγονότων με γεωλογικά καθορισμένους ρυθμούς ολίσθησης ρηγμάτων. Σε πολλές περιπτώσεις καθορισμού εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης χρησιμοποιείται ως σεισμικό μέγεθος το μέγεθος ροπής, M (Joyner and Boore, 1981, 1982).

Μία σημαντική ιδιότητα της σεισμικής πηγής είναι η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$. Αυτή καθορίζεται από τη διαφορά μεταξύ της τελικής και της αρχικής τάσης κατά τη γένεση ενός σεισμού. Διάφοροι όροι έχουν υιοθετηθεί προκειμένου να καθορισθεί η εκλυόμενη τάση κατά τη διάρρηξη ενός σεισμικού ρήγματος (φαινομένη τάση, σ_a , ενεργός τάση, σ_e κλπ). Σχέσεις μεταξύ των διαφόρων μορφών τάσης δόθηκαν από διάφορους ερευνητές (Savage and Wood, 1971; Boatwright, 1984; Snoke, 1987). Η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, σε συνάρτηση με την σεισμική ροπή, M_0 , για μία κυκλική σεισμική πηγή ακτίνας, r , καθορίσθηκε από το Brune (1970, 1971), με βάση την παρακάτω σχέση:

$$\Delta\sigma = 7 M_0 / (16r^3) \quad (1.5)$$

Η εξάρτηση της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, από το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον διαφόρων σεισμών καθορίσθηκε από διάφορους ερευνητές (Kanamori and Anderson, 1975; Silva and Green, 1989). Οι Papageorgiou and Aki (1983a,b) διέκριναν δύο πτώσεις τάσης, $\Delta\sigma$, στο προτεινόμενο από τους ίδιους ερευνητές μοντέλο των φραγμάτων ενός ετερογενούς σεισμικού ρήγματος. Την τοπική πτώση τάσης που αφορά σεισμικές κινήσεις υψηλής συχνότητας και τη συνολική πτώση τάσης που σχετίζεται με κινήσεις μεγάλων περιόδων.

Το είδος του σεισμικού ρήγματος (κανονικό, ανάστροφο, διεύθυνσης) αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα που επηρεάζει το πλάτος της εδαφικής κίνησης, επειδή αυτό καθορίζει το καθεστώς των διατμητικών τάσεων στην πηγή ή την πτώση τάσης του σεισμού. Ο McGarr (1984, 1986) βρήκε ότι η εδαφική κίνηση είναι μεγαλύτερη στα ανάστροφα από ότι στα κανονικά ρήγματα, ενώ ενδιαμέσες τιμές παρουσιάζονται στα ρήγματα διεύθυνσης. Προσπάθειες καθορισμού εμπειρικών σχέσεων μεταξύ του είδους του ρήγματος και της απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης έδωσε παρόμοια συμπεράσματα (Westaway and Smith, 1987; Sabetta and Pugliese, 1987; Campbell, 1987). Διαφορές της ισχυρής σεισμικής κίνησης για διαφορετικά σεισμοτεκτονικά περιβάλλοντα (πεδίο συμπίεστικών ή εφελκυστικών τάσεων) παρατηρήθηκαν στην περιοχή της Ιταλίας (Rovelli et al., 1988a, 1991; Coco and Rovelli, 1989).

Ενας σημαντικός αριθμός καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης προέρχεται από σεισμούς που συνέβησαν σε ζώνες κατάδυσης των λιθοσφαιρικών πλακών. Τέτοιες ζώνες κατάδυσης παρουσιάζονται στις ακτές του Ειρηνικού ωκεανού (Ιαπωνικά νησιά, Αλάσκα, κεντρική και βόρεια Αμερική) καθώς και στη Μεσόγειο (Ελληνικό τόξο και Τυρρηνική θάλασσα). Τα σεισμικά χαρακτηριστικά της διαδικασίας των ζωνών κατάδυσης έχουν δοθεί από διάφορους ερευνητές (Kanamori, 1977; Uyeda and Kanamori, 1979, Ruff and Kanamori, 1980, Lay et al., 1982). Διαπιστώθηκε έτσι μία έντονη σχέση μεταξύ της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας και των φυσικών χαρακτηριστικών των ζωνών κατάδυσης. Τα φασματικά χαρακτηριστικά των σεισμών που έγιναν σε ζώνες κατάδυσης και οι χρονικές συναρτήσεις των σεισμών αυτών μελετήθηκαν από διάφορους ερευνητές (Hartzell and Heaton, 1985; Heaton and Hartzell, 1986, 1989). Με τη χρησιμοποίηση καταγραφών από σεισμούς που έγιναν στη ζώνη κατάδυσης βόρεια του Ιαπωνικού νησιού Honshu, ο Crouse και οι συνεργάτες του (1988) δεν εντόπισαν σημαντικές διαφορές στις τιμές των οριζοντίων συνιστωσών φασμάτων απόκρισης για ανάστροφα, κανονικά και ρήγματα διεύθυνσης. Βρήκαν όμως ότι οι σεισμοί βάθους θα πρέπει να δίνουν υψηλότερα πλάτη σε μικρές περιόδους λόγω της υψηλότερης πτώσης τάσης των σεισμών αυτών ή της χαμηλότερης ανελαστικής απόσβεσης.

1.3.2. Δρόμος διάδοσης.

Η εξάρτηση της σεισμικής κίνησης από το δρόμο διάδοσης οφείλεται στις επιδράσεις της κυματικής σκέδασης, της ανελαστικής απόσβεσης και της γεωμετρικής διασποράς κατά τη διάδοση του σεισμικού κύματος από τη σεισμική πηγή μέχρι την εξεταζόμενη θέση (Campbell, 1985). Τα διατμητικά κύματα χώρου, S, και τα επιφανειακά κύματα είναι αυτά τα οποία παράγουν τις οριζόντιες σεισμικές κινήσεις. Η ισχυρή σεισμική κίνηση, σε περιοχή συχνοτήτων από 1- 10 Hz, μπορεί να ορισθεί από τα επιταχυνσιογράμματα οριζοντίων συνιστωσών τα οποία έχουν καταγραφεί μέσα στα πρώτα 100 km από την πηγή, και περιλαμβάνουν καταγραφές S-κυμάτων χώρου μετά την διόρθωσή τους για τα φαινόμενα της ανάκλασης και του σκεδασμού. Σε αποστάσεις μεγαλύτερες από 100 km, επικρατεί, στην ισχυρή σεισμική κίνηση, η Lg-φάση η οποία είναι μία επαλληλία από πολλαπλώς ανακλώμενα S-κύματα χώρου παγιδευμένα στο γήινο φλοιό (Bouchon, 1982; Herrmann and Kijko, 1983; Atkinson, 1984).

Από μία σημειακή πηγή ενός ομοιόμορφου μέσου, τα σεισμικά κύματα διαδίδονται προς διάφορες κατευθύνσεις ενώ η εξασθένηση των πλατών των κυμάτων αυτών παρουσιάζει μία εξάρτηση από την απόσταση. Μία γενική διατύπωση του νόμου της εξασθένησης των σεισμικών κυμάτων ως συνάρτηση της απόστασης πηγής-θέσης καταγραφής, R, είναι δυνατόν να δοθεί από την παρακάτω σχέση:

$$A(R) = A_0 R^{-\gamma} \exp(-qR) \quad (1.6)$$

όπου A(R) είναι το πλάτος του σεισμικού κύματος σε απόσταση R, γ είναι σταθερά που εξαρτάται από τη φάση του σεισμικού κύματος το οποίο μελετάται ($\gamma=1$ για τα S-κύματα χώρου και $\gamma=5/6$ για τα Lg-κύματα). Η παράμετρος q εξαρτάται από τη συχνότητα και δίνεται από την σχέση

$$q = \pi f / Q c \quad (1.7)$$

όπου f είναι η συχνότητα, Q είναι ο παράγοντας ποιότητας και c είναι η ταχύτητα του εξεταζόμενου σεισμικού κύματος. Στην σχέση(1.6), ο όρος $R^{-\gamma}$ απεικονίζει τη γεωμετρική διασπορά του κύματος ενώ ο δεύτερος εκθετικός όρος παρουσιάζει την ανελαστική απόσβεση. Όταν το χρησιμοποιούμενο μέσο είναι ανομοιογενές, η γεωμετρική διασπορά δεν καθορίζεται με ακρίβεια από το παράγοντα $R^{-\gamma}$ και ο παράγοντας ποιότητας παρουσιάζει μία αύξηση με την συχνότητα.

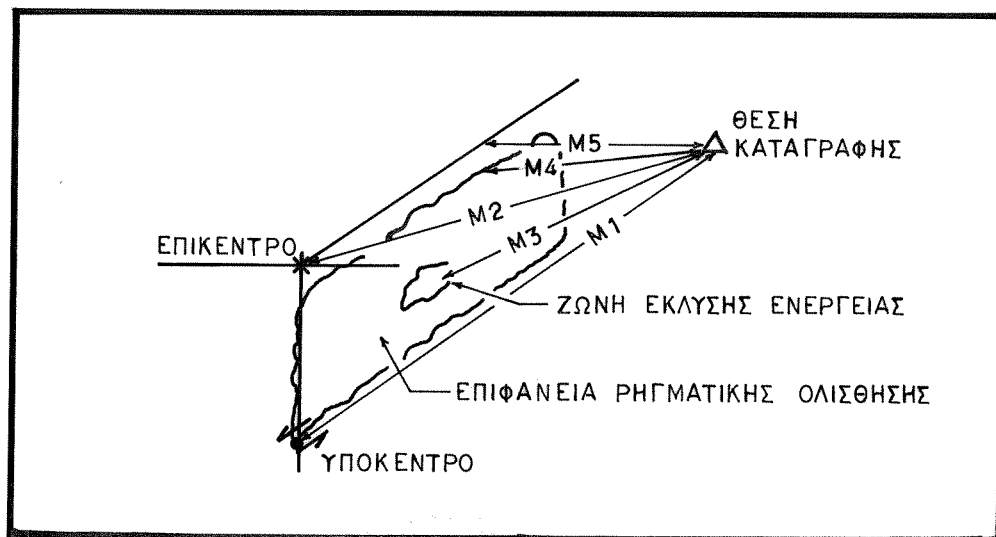
Ο παράγοντας ποιότητας, Q, είναι μία αδιάστατη ποσότητα και αναφέρεται στο λόγο της διαχεόμενης ενέργειας προς τη συνολική ενέργεια των σεισμικών κυμάτων (Toksoz et al., 1987). Περιοχές με μικρές τιμές του παράγοντα, Q,

παρουσιάζουν μεγάλη απόσβεση των σεισμικών κυμάτων, ενώ το αντίστροφο συμβαίνει με μεγάλες τιμές του Q (Παπαζάχος, 1990). Με βάση τα κύματα ουράς, υπολογίσθηκε ο παράγοντας απόσβεσης, Q , και καθορίσθηκαν οι ιδιότητες της απόσβεσης διαφόρων περιοχών (Aki and Chouet, 1975; Aki, 1980; Rovelli, 1982; Rovelli et al., 1988b). Με τη χρησιμοποίηση των κυμάτων ουράς, υπολογίσθηκε ο παράγοντας ποιότητας, Q , και έγινε καθορισμός των διαφορετικών επιδράσεων της σεισμικής πηγής, του δρόμου διάδοσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών των σεισμικών κυμάτων υψηλής συχνότητας από τοπικούς σεισμούς που έγιναν στην Καλιφόρνια (Phillips, 1985).

Η επιφάνεια διάρρηξης ενός σεισμικού ρήγματος μπορεί να εκτείνεται ανάλογα με το σεισμικό μέγεθος από μερικά χιλιόμετρα ως μερικές εκατοντάδες χιλιομέτρων (Bolt, 1978; Bonilla et al., 1984). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τον αυθαίρετο, μερικές φορές, ορισμό της εστιακής απόστασης για μία ισχυρή σεισμική κίνηση. Διάφορες μετρήσεις της εστιακής απόστασης έχουν ορισθεί με σκοπό τον υπολογισμό της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Στο σχήμα(1.4) παρουσιάζονται μερικοί από τους πλέον χαρακτηριστικούς ορισμούς της εστιακής απόστασης από τη θέση καταγραφής. Από τους πλέον γνωστούς ορισμούς είναι η επικεντρική και η υποκεντρική απόσταση. Μεταγενέστερες αναλυτικές μελέτες της ισχυρής σεισμικής κίνησης καθώς και μελέτες σεισμών με μεγάλο μήκος διάρρηξης (Imperial Valley 1979), όπου το επίκεντρο βρισκόταν στο ένα άκρο και οι σταθμοί καταγραφής στο άλλο άκρο της διάρρηξης, ανέδειξαν σημαντικά προβλήματα στη μέτρηση της εστιακής απόστασης. Οι Schnabel and Seed (1973) αναγνώρισαν την ανάγκη της χρησιμοποίησης της απόστασης σεισμικού ρήγματος - θέσης καταγραφής. Μερικές από τις σχετικά πρόσφατες μελέτες πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης χρησιμοποίησαν την κοντινότερη απόσταση από την επιφάνεια διάρρηξης. Την κοντινότερη απόσταση της θέσης από την επιφάνεια της "σεισμογενούς διάρρηξης", M_4 (Σχ. 1.4) χρησιμοποίησε ο Campbell (1981, 1987). Οι Joyner and Boore (1981, 1982) χρησιμοποίησαν την κοντινότερη απόσταση της θέσης από την κατακόρυφη προβολή της διάρρηξης στην επιφάνεια της γής, M_5 .

1.3.3. Εδαφικές συνθήκες της θέσης καταγραφής.

Η ισχυρή σεισμική κίνηση και οι ζημιές μίας κατασκευής εξαρτώνται από τη θέση της καταγραφής της εδαφικής κίνησης και τη θέση της κατασκευής. Στον όρο θέση καταγραφής, περιλαμβάνονται : οι τοπικές εδαφικές συνθήκες της θέσης όπου καταγράφεται η ισχυρή σεισμική κίνηση, η γεωλογία και η τοπογραφία της



Σχ. 1.4. Μετρήσεις της απόστασης σεισμικής πηγής-θέσης καταγραφής για το εμπειρικό μοντέλο πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης.
 M1- Υποκεντρική απόσταση.
 M2- Επικεντρική απόσταση.
 M3- Απόσταση από τη ζώνη έκλυσης ενέργειας.
 M4- Απόσταση από τη επιφάνεια της σεισμικής διάρρηξης.
 M5- Απόσταση από την επιφανειακή προβολή του σεισμικού ρήγματος.
 (Shakal and Bernreuter, 1981).

ευρύτερης περιοχής καθώς και ο τύπος της κατασκευής μέσα στην οποία είναι εγκατεστημένο το όργανο καταγραφής. Φαίνεται ότι η εξάρτηση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από τη θέση καταγραφής είναι ένα πολυδιάστατο πρόβλημα λόγω της ανομοιογένειας των εδαφικών υλικών και του ακανόνιστου σχήματος των γεωλογικών δομών τα οποία επικρατούν στην άμεση γειτονία της θέσης όπου πραγματοποιήθηκε η καταγραφή.

Η αρχική έλλειψη επαρκών στοιχείων κατάλληλων για να εκτιμηθεί η επίδραση της θέσης καταγραφής στον τελικό καθορισμό της ισχυρής σεισμικής κίνησης, είχε ως αποτέλεσμα να υιοθετηθεί μία γενική ταξινόμηση των εδαφικών συνθηκών, σε 3 (Trifunac and Brady, 1975) ή σε 4 κατηγορίες (Seed and Idriss, 1969; Seed et al., 1976). Η γενική ταξινόμηση των εδαφικών συνθηκών με σκοπό την εκτίμηση εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης τόσο για τις μέγιστες όσο και για τις φασματικές τιμές υιοθετήθηκε από πολλούς ερευνητές (Mohraz, 1976; Trifunac and Anderson, 1978; Joyner and Boore, 1981, 1982; Kamiyama and Yanagisawa, 1986; Sabetta and Pugliese, 1987; Campbell, 1986, 1989). Ο απλός αυτός τρόπος καθορισμού της επίδρασης της θέσης καταγραφής στην ισχυρή σεισμική κίνηση βελτιώθηκε με την εισαγωγή λεπτομερέστερης ταξινόμησης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, παίρνοντας υπόψη τόσο τη διάκριση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (βράχος, σκληρό έδαφος, χαλαρές αποθέσεις) όσο και το βάθος των ιζημάτων (Trifunac, 1989, 1990a,b). Το συμπέρασμα το οποίο προέκυψε από τη γενική ταξινόμηση των εδαφικών συνθηκών είναι ότι για τιμές περιόδου μεγαλύτερες από 0.2 sec, οι συνθήκες χαλαρού εδάφους παρουσιάζουν ένα υψηλότερο συντελεστή ενίσχυσης από τις συνθήκες του βράχου, ενώ για τιμές περιόδου μικρότερες από 0.2sec, η σχέση αυτή αντιστρέφεται (Trifunac, 1976; Boore et al., 1980; Kawashima et al., 1986). Είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι οι τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , είναι ανεξάρτητες από τις εδαφικές συνθήκες, ενώ οι αντίστοιχες τιμές της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας, v_g , μετάθεσης, d_g , και της έντασης κατά Arias παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές σε εδαφικές συνθήκες χαλαρού εδάφους από ότι στο βράχο (Boore et al., 1989).

Παρόμοια αποτελέσματα παρουσιάστηκαν από τους Philipps and Aki (1986), οι οποίοι μελέτησαν την εξάρτηση των εδαφικών συνθηκών από τη συχνότητα του κύματος. Με ένα σχετικά απλό χωρισμό σε 4 κατηγορίες εδαφικών συνθηκών, έδειξαν ότι εδαφικές συνθήκες σκληρού πετρώματος (γρανίτης) παρουσιάζουν μικρό συντελεστή ενίσχυσης των κυμάτων ουράς για τιμές συχνότητας περίπου 1.5 Hz, ενώ αντίθετα υψηλές τιμές ενίσχυσης παρουσιάζονται για τιμές συχνοτήτων περίπου 24 Hz.

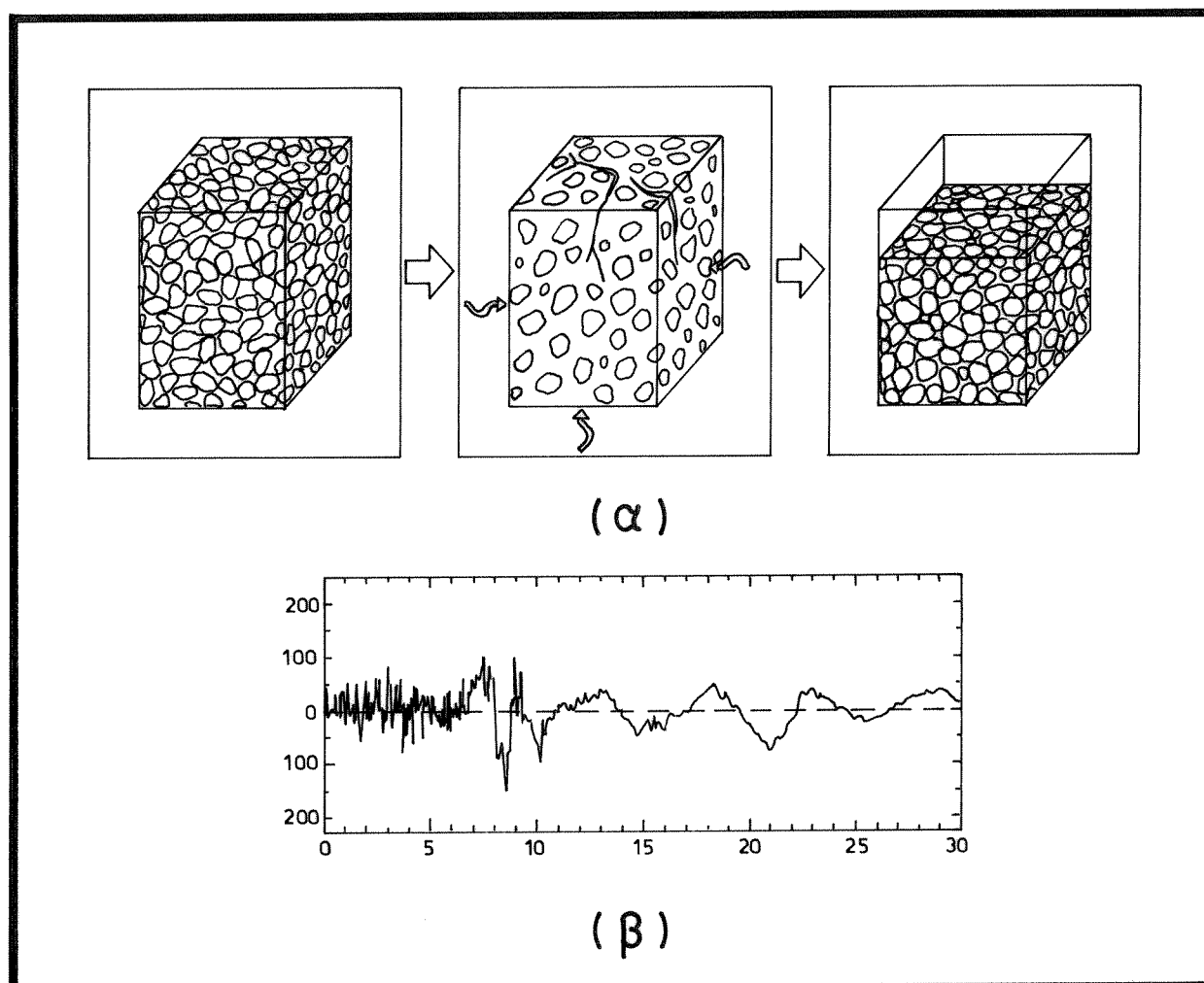
Ο μη γραμμικός παράγοντας ενίσχυσης στις θέσεις όπου επικρατούν συνθήκες

χαλαρών εδαφών είναι δυνατόν να μειώσει τον παράγοντα ενίσχυσης μεταξύ βράχου και χαλαρού εδάφους με την αύξηση της σεισμικής κίνησης (Idriss, 1990). Ένας μεγάλος αριθμός ερευνητικών εργασιών έχουν παρουσιάσει το πρόβλημα της μη γραμμικότητας του εδάφους και το φαινόμενο της ρευστοποίησης (Esteva, 1977; Rogers et al., 1984). Μία σχηματική παρουσίαση του φαινομένου της ρευστοποίησης, πριν, κατά την διάρκεια και μετά το σεισμό, φαίνεται στο σχήμα (1.5α). Στο σχήμα (1.5β) παρουσιάζεται ενδεικτικά η επίδραση του φαινομένου της ρευστοποίησης σε μία καταγραφή ισχυρής σεισμικής κίνησης όπως καταγράφηκε κατά το σεισμό της Niigata του 1964, από όργανο εγκατεστημένο στο κτίριο Kawagishi-cho, το οποίο βυθίσθηκε και έγειρε αμέσως μετά το σεισμό (Scott, 1990).

Οι εδαφικές συνθήκες της θέσης καταγραφής είναι δυνατόν να καθορισθούν από θεωρητικές μελέτες οι οποίες εντοπίζουν την τοπική μεταβολή της εδαφικής κίνησης, περιλαμβάνοντας επιδράσεις της ελεύθερης επιφάνειας του εδάφους, της τοπογραφίας, των χαλαρών επιφανειακών στρωμάτων και των ιζηματογενών λεκανών (Aki, 1988). Όλες αυτές οι επιδράσεις μελετήθηκαν με βάση διάφορα θεωρητικά μοντέλα και θεωρώντας ότι προσπίπτουν στην εξεταζόμενη θέση διάφοροι τύποι σεισμικών κυμάτων. Την επίδραση της ελεύθερης επιφάνειας του εδάφους κατά τη διάδοση κατακόρυφων S-κυμάτων μελέτησαν διάφοροι ερευνητές (Bouchon, 1978). Η επίδραση διαφόρων μορφών τοπογραφίας (ράχη, χαράδρα) και της γεωλογίας στην τελική διαμόρφωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης μελετήθηκε αναλυτικά από διάφορους ερευνητές (Boore, 1973; Sanchez-Sesma et al., 1986; Celebi, 1987; Chiu and Huang, 1992). Η μελέτη των επιφανειακών χαλαρών στρωμάτων μελετήθηκαν από πολύ νωρίς στην Ιαπωνία (Kanai, 1962). Οι Aki and Richards (1980) καθόρισαν συναρτήσεις μετασχηματισμού δύο εξεταζόμενων θέσεων πάνω σε χαλαρό επιφανειακό στρώμα.

Τη διαφορική κίνηση των ιζηματογενών λεκανών με όχι απαραίτητα οριζόντια διαστρωμάτωση, μελέτησαν διάφοροι ερευνητές με βάση το σχήμα προσομοίωσης της εξεταζόμενης λεκάνης (Trifunac, 1971b; Wong and Trifunac, 1974; Tucker et al., 1984; King and Tucker, 1984; Tucker and King, 1984). Διάφοροι περιορισμοί και διάφορα μοντέλα επίλυσης του προβλήματος της απόκρισης ιζηματογενών λεκανών μελετήθηκαν αναλυτικά (Bard and Bouchon, 1980, 1985; Wong, 1982; Bard, 1983; Bard et al., 1988, Gariel et al., 1991). Οι μέθοδοι ανάλυσης απαιτούν ανάπτυξη και εφαρμογή ετερογενών και ανισότροπων τριδιάστατων μοντέλων. Το βασικότερο πρόβλημα των εφαρμοζόμενων μοντέλων είναι η υιοθέτηση της κατάλληλης εδαφικής κίνησης που θα χρησιμοποιηθεί στη μελέτη.

Πολλά όργανα καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι εγκατεστημένα σε ισόγεια ή υπόγεια πολυορόφων κτιρίων ή στη βάση φραγμάτων.



Σχ. 1.5. Φαινόμενο της ρευστοποίησης. (α) Σχηματική παράσταση του φαινομένου πριν, κατά την διάρκεια και μετά το σεισμό. (β) Επίδραση του φαινομένου της ρευστοποίησης σε καταγραφή ισχυρής σεισμικής κίνησης του σεισμού της Niigata 1964 (Scott, 1990).

Καταγραφές από τέτοιες εγκαταστάσεις επηρεάζονται από την απόκριση της ίδιας της κατασκευής, μέσα ή κοντά στην οποία είναι τοποθετημένα τα όργανα καταγραφής. Ακόμη και θέσεις οι οποίες είναι χαρακτηρισμένες ως θέσεις ελεύθερου πεδίου είναι δυνατόν να επηρεασθούν από την υψίσουχνη απόκριση της απλής κατασκευής που φιλοξενεί το όργανο καταγραφής (Bycroft, 1978; Crouse et al., 1984, Crouse and Hushmand, 1989, Lucio et al., 1990). Με σκοπό να αποκλεισθούν καταγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης οι οποίες έγιναν μέσα σε πολυόροφα κτίρια, οι Joyner and Boore (1981, 1982) δεν έλαβαν υπόψη, στο δείγμα δεδομένων που χρησιμοποίησαν για το εμπειρικό μοντέλο πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, επιταχυνσιογράμματα που καταγράφηκαν σε τέτοια κτίρια. Ο Campbell (1981, 1987) περιέλαβε στη στατιστική του ανάλυση την επίδραση του κτιρίου ως παράμετρο καθορισμού εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης.

1.4. Αζιμουθιακή Μεταβολή της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.

1.4.1. Κατευθυντικότητα της σεισμικής κίνησης.

Η ακτινοβολία των σεισμικών κυμάτων δε μπορεί να προβλεφθεί με ακρίβεια, παρόλο ότι το μοντέλο της σεισμικής πηγής μπορεί να υπολογισθεί με ρεαλιστικό τρόπο. Ισχυρή εξάρτηση της ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων από το αζιμούθιο έχει παρατηρηθεί τόσο από μακροσεισμικές πληροφορίες όσο και από ενόργανες καταγραφές τοπικών και μακρυνών σεισμών. Με βάση τη θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης (Reid, 1910), δόθηκε η περιγραφή της ελαστικής εξάρμωσης και της διάδοσης της διάρρηξης κατά μήκος του σεισμικού ρήγματος. Δόθηκε, έτσι, ο βασικός ορισμός της κινούμενης σεισμικής πηγής. Παρατηρήθηκε ότι όσο μικρότερη είναι η γωνία που σχηματίζει το διάνυσμα της σεισμικής πηγής - θέσης καταγραφής με την διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης τόσο η καταγραφόμενη κίνηση παρουσιάζει μεγαλύτερα πλάτη.

Είναι απαραίτητο να ορίσουμε τις έννοιες "εστίαση" και "κατευθυντικότητα". Κυματική εστίαση είναι η συγκέντρωση της κυματικής ενέργειας με μεταβολή των δεικτών διάθλασης του μέσου διάδοσης, όπως συμβαίνει στην περίπτωση της εστίασης του φωτός με ένα οπτικό φακό ή της εστίασης των σεισμικών P- και S-κυμάτων λόγω μεταβολής των ελαστικών σταθερών. Αντίθετα η κατευθυντική εστίαση (κατευθυντικότητα) καθορίζει την αζιμουθιακή μεταβολή της κυματικής ενέργειας γύρω από τη σεισμική πηγή εξαιτίας μιάς κινούμενης διάρρηξης (Bolt, 1983). Αυτή η αζιμουθιακή εξάρτηση, είναι συνάρτηση της

διεύθυνσης της διάρρηξης.

Το πρόβλημα της κατευθυντικότητας δεν είναι καινούργιο. Μία ισχυρή εξάρτηση της ελαστικής ενέργειας των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων από το αζιμούθιο του σταθμού καταγραφής παρατηρήθηκε από τους Gutenberg and Richter (1936), με βάση μελέτες μακρινών σεισμών. Τις επιδράσεις της κατευθυντικότητας οι οποίες προκύπτουν από τη μελέτη μακρινών σεισμών εφάρμοσαν στο κοντινό πεδίο ο Aki (1968) και ο Haskell (1969), με τον υπολογισμό μεγάλων μετατοπίσεων οι οποίες καταγράφηκαν κοντά στο ρήγμα του σεισμού του Parkfield του 1966. Τα αποτελέσματα των ερευνών αυτών για καταγραφές ισχυρής κίνησης στο κοντινό πεδίο, με τη χρησιμοποίηση μοντέλων κινούμενης εξάρμωσης, έδειξαν ότι η κατευθυντική εστίαση με τη χρησιμοποίηση καταγραφών μακρινών σεισμών μπορεί να εξηγήσει τα μεγάλης περιόδου σεισμικά κύματα (< 3 Hz).

Σημαντική αναφορά για τις επιδράσεις της κατευθυντικότητας στην σεισμική κίνηση έγινε από τον Brune (1970, 1976, 1978). Με βάση το μοντέλο της στιγμιαίας πτώσης τάσης, Δσ, ο ερευνητής αυτός έδειξε ότι η ενέργεια στην εστία ακτινοβολείται όχι συμμετρικά αλλά με κατευθυντικότητα. Σε μεταγενέστερες έρευνες (Brune, 1978) εκτίμησε ότι η κατευθυντικότητα ήταν πολύ καθοριστική στην καταγραφή υψηλών τιμών εδαφικών ταχυτήτων κατά την διάρκεια των σεισμών του Parkfield του 1966 και του San Fernando του 1971. Ο Bakun και οι συνεργάτες του (1978) καθόρισαν την κατευθυντικότητα της ακτινοβολίας υψηλής συχνότητας μικρών σεισμών, τονίζοντας ότι είναι σημαντική η επίδραση της διάδοσης διάρρηξης στον υπολογισμό της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Την επίδραση της ανομοιογενούς διάρρηξης στην κατευθυντικότητα μελέτησαν οι Boore and Joyner (1978). Στη μελέτη αυτή, καθορίσθηκε ότι οι εδαφικές κινήσεις υψηλής συχνότητας που ενδιαφέρουν τους μηχανικούς είναι αρκετά ευαίσθητες σε ανομοιογένειες των παραμέτρων του σεισμικού ρήγματος. Από τη μελέτη αυτή, παρουσιάζεται στο σχήμα (1.6) η επίδραση της κατευθυντικότητας στις φασματικές τιμές της σεισμικής κίνησης, σε συνάρτηση με το αζιμούθιο της θέσης καταγραφής και του αριθμού Mach (λόγος της ταχύτητας διάρρηξης προς την ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων).

Διάφορα πειραματικά μοντέλα, τα οποία αναπτύχθηκαν με σκοπό τον καθορισμό της διάδοσης της διάρρηξης, έδωσαν χρήσιμα συμπεράσματα για το πρόβλημα της κατευθυντικής εστίασης των σεισμικών κυμάτων (Wu et al., 1972; Brune, 1973; Hartzell and Archuleta, 1979). Οι Archuleta and Brune (1975) ανέπτυξαν ένα πειραματικό μοντέλο για να εκτιμήσουν λεπτομερείς μετατοπίσεις γύρω από ένα ρήγμα. Εκτός των άλλων, παρουσίασαν στα αποτελέσματά τους και την εστίαση της ενέργειας λόγω της διάδοσης της διάρρηξης που οφείλεται σε υψηλές

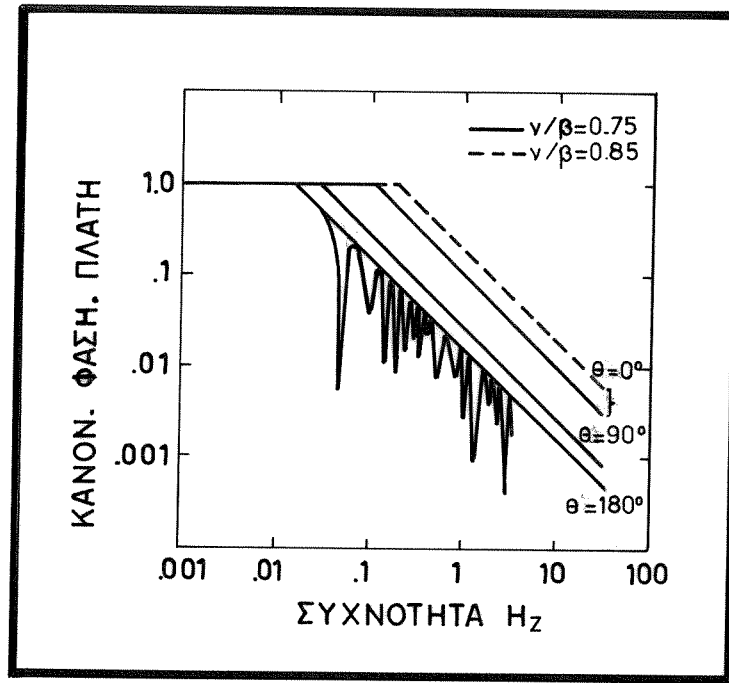
τιμές μοριακής ταχύτητας κοντά στο σημείο απ'όπου ξεκινά η διάρρηξη. Το μοντέλο αυτό επεκτάθηκε για ένα αριθμό ρηγμάτων και διαπιστώθηκε μία επιταχυνόμενη κίνηση στο μέτωπο της διάρρηξης όσο αυτό διαδιδόταν από το αρχικό σημείο και αντίστοιχα μία επιβράδυνση όσο το μέτωπο της διάρρηξης εισερχόταν σε περιοχή χαμηλής ενεργής τάσης, σ_e , (Hartzell and Archuleta, 1979). Με βάση τα αποτελέσματα αυτά, καθορίσθηκε η εστίαση της σεισμικής ενέργειας με αύξηση της μοριακής ταχύτητας στη διεύθυνση της διάρρηξης.

Την πρώτη ημιεμπειρική ερμηνεία της επίδρασης της κινούμενης σεισμικής πηγής και της διάδοσης της διάρρηξης έδωσε ο Benioff (1955), επιχειρώντας να ερμηνεύσει την κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων που παρατηρήθηκαν από τον σεισμό του Kern County του 1952 στην Καλιφόρνια. Θεώρησε ότι η διάδοση της εξάρμωσης κατά μήκος της διάρρηξης θα μπορούσε να δώσει διαφορετικές σεισμικές κινήσεις στα δύο αντίθετα άκρα του σεισμικού ρήγματος. Έτσι, σεισμικά κύματα τα οποία διαδίδονται κατά την κατεύθυνση της διάρρηξης παράγουν μεγάλου πλάτους κινήσεις υψηλής συχνότητας, ενώ το αντίθετο συμβαίνει προς την άλλη κατεύθυνση της διάρρηξης (Σχ. 1.7α). Υπολογισμός της μαθηματικής συνάρτησης της κατευθυντικότητας, D , με βάση τα θεωρητικά αποτελέσματα μίας κινούμενης πηγής στην ακουστική, έγινε από τον Ben-Menahem (1961) για τα επιφανειακά κύματα. Καθορίσθηκε, έτσι, μία σχέση της μορφής :

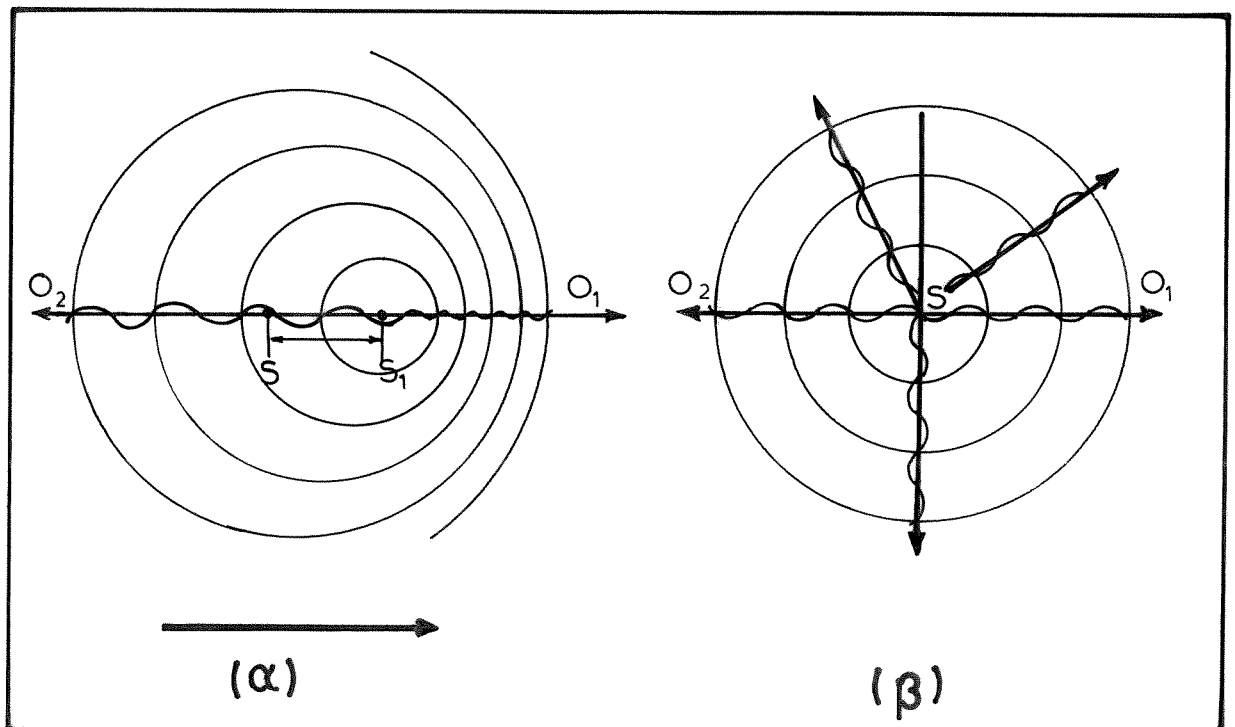
$$D = \frac{(c/v + \cos\theta_0) \sin(\pi L/\lambda) (c/v - \cos\theta_0)}{(c/v - \cos\theta_0) \sin(\pi L/\lambda) (c/v + \cos\theta_0)} \quad (1.8)$$

όπου c είναι η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, v είναι η ταχύτητα διάρρηξης, L είναι η διάσταση του ρήγματος στην διεύθυνση της κίνησης, $\lambda = 2\pi v/\omega$ και θ_0 είναι η αζιμουθιακή γωνία στην ελεύθερη επιφάνεια. Έγινε, έτσι, δυνατή η εφαρμογή της συνάρτησης της κατευθυντικότητας, D , στον καθορισμό εστιακών παραμέτρων, όπως είναι το μήκος του ρήγματος, L , και η μέση ταχύτητα διάρρηξης, v . Το μοντέλο αυτό επαληθεύτηκε από δεδομένα των σεισμών της Χιλής του 1960 και της Αλάσκας του 1964.

Το φαινόμενο της κατευθυντικότητας είναι πολύ γνωστό στην ακουστική ως φαινόμενο Doppler. Η συσχέτιση της κατευθυντικής εστίασης των σεισμικών κυμάτων με το φαινόμενο Doppler έγινε από πολλούς ερευνητές (Singh, 1981; Douglas et al., 1981, 1988). Στο σχήμα (1.7α) παρουσιάζεται μία πηγή (ακουστική ή σεισμική), S , η οποία κινείται προς την κατεύθυνση που δείχνει το βέλος μέχρι να πάρει την θέση, S_1 , με αποτέλεσμα να προκύπτουν υψηλής συχνότητας κύματα για έναν παρατηρητή στη θέση, O_1 . Στην άλλη κατεύθυνση και σε ίση απόσταση, O_2 , καταγράφονται χαμηλής συχνότητας κύματα. Όταν το κύμα



Σχ. 1.6. Επίδραση της κατευθυντικότητας στις φασματικές τιμές της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε συνάρτηση με το αζιμούθιο της θέσης καταγραφής και του λόγου της ταχύτητας διάρρηξης, ν , προς την ταχύτητα του σεισμικού κύματος, β (Boore and Joyner, 1978).



Σχ. 1.7. (α) Διάδοση των κυμάτων τα οποία παράγονται από μία κινούμενη (ακουστική ή σεισμική) πηγή, S , και ορισμός του φαινομένου Doppler. (β) Διάδοση των κυμάτων τα οποία παράγονται από μία στάσιμη πηγή, S , με σφαιρική ακτινοβολία (Singh, 1981).

(ακουστικό ή σεισμικό) ακτινοβολείται σφαιρικά από μία στάσιμη πηγή, S , τότε η κίνηση σε δύο παρατηρητές O_1 και O_2 σε ίσες αποστάσεις θα είναι ίδια (Σχ. 1.7β).

Εμπειρική μελέτη καθορισμού της αζιμουθιακής μεταβολής της ισχυρής κίνησης του σεισμού του San Fernando του 1971 πραγματοποίησαν ο Arnold και οι συνεργάτες του (1976). Παρουσιάσθηκαν ενδιαφέρουσες μεταβολές του φασματικού περιεχομένου της ισχυρής κίνησης σε συνάρτηση με τις αλλαγές του αζιμουθίου για δύο εδαφικές συνθήκες. Μελέτη της εξασθένησης των επιφανειακών κυμάτων σε θέσεις με χαλαρά εδάφη σε συνάρτηση με τη διεύθυνση της κυματικής διάδοσης έγινε από τον Chen και τους συνεργάτες του (1981). Η εδαφική ενίσχυση σε σχέση με τον κατευθυντικό συντονισμό των εδαφικών στρώσεων μελετήθηκε αναλυτικά για τις Η.Π.Α. (Bonamassa and Vidale, 1991; Vidale et al., 1991).

Η σημασία της κατευθυντικής εστίασης για την πρόβλεψη της ισχυρής σεισμικής κίνησης έχει αποδειχθεί στην πράξη. Προβλέψεις της ισχυρής κίνησης για θέσεις κοντά σε σεισμικά ρήγματα χωρίς να ληφθεί υπόψη η κατευθυντικότητα είναι δυνατό να υποεκτιμήσουν τα αποτελέσματα. Έχει ήδη τονισθεί ότι κατευθυντική εστίαση της ισχυρής σεισμικής κίνησης παρουσιάζει γεωτεχνικό ενδιαφέρον κυρίως για σεισμικές κινήσεις κοντινού πεδίου όπου η εξεταζόμενη θέση είναι στην κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης. Μελέτες της δυναμικής απόκρισης σημαντικών κατασκευών (γέφυρες, υψηλά κτίρια) έχουν χρησιμοποιήσει ανάλυση κυματομορφών της σεισμικής κίνησης. Η συλλογή καταγραφών από ειδικά δίκτυα επιταχυνσιογράφων έχει καταστήσει σαφές ότι το φαινόμενο της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από την πηγή μέχρι τη θέση καταγραφής είναι καθοριστικό για μεγάλης περιόδου κατασκευές. Για το σκοπό αυτό τα επιλεγόμενα φάσματα σχεδιασμού είναι πολυκατευθυντικά φάσματα απόκρισης τα οποία αντιστοιχούν κάθε φορά στη διεύθυνση της κατευθυντικότητας σε σχέση με τη διεύθυνση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από την πηγή μέχρι την κατασκευή (Singh and Tabatabaie, 1991; Tabatabaie et al., 1992; Singh, 1993).

1.4.2. Αζιμουθιακή μεταβολή της μακροσεισμικής έντασης.

Σύμφωνα με τους θεωρητικούς υπολογισμούς, τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται προς την κατεύθυνση της διάρρηξης θα είναι μιάς τάξης μεγέθους μεγαλύτερα από αυτά που διαδίδονται προς την αντίθετη κατεύθυνση. Τέτοια θεωρητικά αποτελέσματα μπορούν να ερμηνευθούν με βάση το περιεχόμενο των συχνοτήτων των σεισμικών κυμάτων και τις καταστάσεις που επικρατούν κατά τη

διάρρηξη. Ένα άλλο ενδιαφέρον φαινόμενο είναι η ταυτόχρονη εξάρμωση προς διάφορες κατευθύνσεις κατά μήκος της επιφάνειας του ρήγματος. Είναι γνωστό ότι σεισμικά ρήγματα μπορεί να είναι δικάτευθυντικά, με τη διάρρηξη να διαδίδεται από την εστία και προς τις δύο αντίθετες κατευθύνσεις του σεισμικού ρήγματος. Ένα τέτοιο παράδειγμα δικάτευθυντικής διάρρηξης, αποτελεί η γένεση του σεισμού του S.Francisco του 1906 (Bolt, 1981), ενώ μονοκατευθυντικές διαρρήξεις παρουσιάσθηκαν σε πολλούς σεισμούς κατά μήκος του ρήγματος της Β. Ανατόλιας, στην Τουρκία (Richter, 1958).

Λαμβάνοντας υπόψη αυτές τις μελέτες για τη σεισμική πηγή, παρατηρήσεις των μακροσεισμικών εντάσεων από μεγάλους σεισμούς είναι δυνατόν να εξασφαλίσουν χρήσιμες πληροφορίες για τον καθορισμό της σεισμικής κίνησης εξαιτίας της κατευθυντικότητας. Επίσης, η ύπαρξη ενός μεγάλου αριθμού ισοσειστών χαρτών είναι δυνατόν να συμβάλει ουσιαστικά στον καθορισμό της κατευθυντικότητας. Το σχήμα των ισοσειστών χαρτών κοντά στην σεισμική πηγή επηρεάζεται σημαντικά από τη διεύθυνση του διανύσματος ολίσθησης. Για ρήγματα διεύθυνσης μία επιμήκυνση των ισοσειστών μεγάλων εντάσεων παρατηρούνται μπροστά από το επίκεντρο. Τέτοιες επιδράσεις είναι δυνατόν να παρουσιασθούν και σε ανάστροφα σεισμικά ρήγματα όπου η επιμήκυνση των ισοσειστών του κοντινού πεδίου ευθυγραμμίζεται με τη διεύθυνση της ολίσθησης.

Ο Bollinger (1973), μελετώντας την σεισμικότητα των νοτιοανατολικών Η.Π.Α, καθόρισε ότι το σχήμα των ισοσειστών είναι δυνατό να προσομοιωθεί με ελλείψεις οι οποίες ευθυγραμμίζονται με τις τοπικές γεωλογικές δομές. Ένα παράδειγμα μεγάλου σεισμού με επιφανειακή διάρρηξη αποτελεί αυτός που έγινε στη Γουατεμάλα το 1976. Ο Espinosa (1976) καθόρισε με προσοχή την ασυμμετρία των ισοσειστών του σεισμού αυτού και διαπίστωσε καλή συμφωνία με το σεισμικό ρήγμα. Παραδείγματα σεισμών των οποίων οι μακροσεισμικές τους παρατηρήσεις επιβεβαιώνουν την κατευθυντική εστίαση δίνει ο Bolt (1981) για σεισμούς που έγιναν στην Καλιφόρνια των Η.Π.Α. (Kern County 1952, Parkfield 1966). Ο σεισμός του San Fernando το 1971 παρουσίασε μία συνδυασμένη ανάστροφη και αριστερόστροφη κίνηση του σεισμικού ρήγματος. Η κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων, I_{MM} , φαίνεται στο σχήμα (1.8). Η ισόσειστη VII της επικεντρικής περιοχής εκτείνεται προς νοτιοανατολικά με ένα ελλειπτικό σχήμα και είναι μάλλον ευθυγραμμισμένη με την διεύθυνση της ολίσθησης. Για άλλους δύο σεισμούς, της Coyote Lake το 1979 και του Livermore το 1980 που έγιναν στην Καλιφόρνια, οι χάρτες ισοσειστών δίνονται στα σχήματα (1.9α και 1.11γ). Αυτοί οι σεισμοί καταγράφηκαν από σημαντικό αριθμό επιταχυνσιογράφων. Οι χάρτες ισοσειστών στα ίδια σχήματα επιβεβαιώνουν μία σημαντική επίδραση της κατευθυντικότητας στο κοντινό πεδίο (Bolt, 1981). Παρόμοιες αναφορές υπάρχουν



Σχ. 1.8. Χάρτης ισοσειστών του σεισμού του San Fernando του 1971 (Bolt, 1981).

για σεισμούς της Ευρώπης , της Irpinia το 1980 (Panza and Cuscito, 1982) και της Αυστραλίας (Greenhalgh et al., 1988). Στο σχήμα (1.12α) παρουσιάζεται ο χάρτης ισοσειστών του σεισμού της Loma Prieta του 1989, και οι μέγιστες τιμές των εδαφικών επιταχύνσεων, a_g , σε ποσοστό του g (Benuska, 1990). Η καλή συμφωνία της κατανομής των μακροσεισμικών εντάσεων σε σχέση με τις παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης αποτελεί μία ακόμη απόδειξη της κατευθυντικής εστίασης των σεισμικών κυμάτων.

1.4.3. Επίδραση της κατευθυντικότητας στην ισχυρή σεισμική κίνηση.

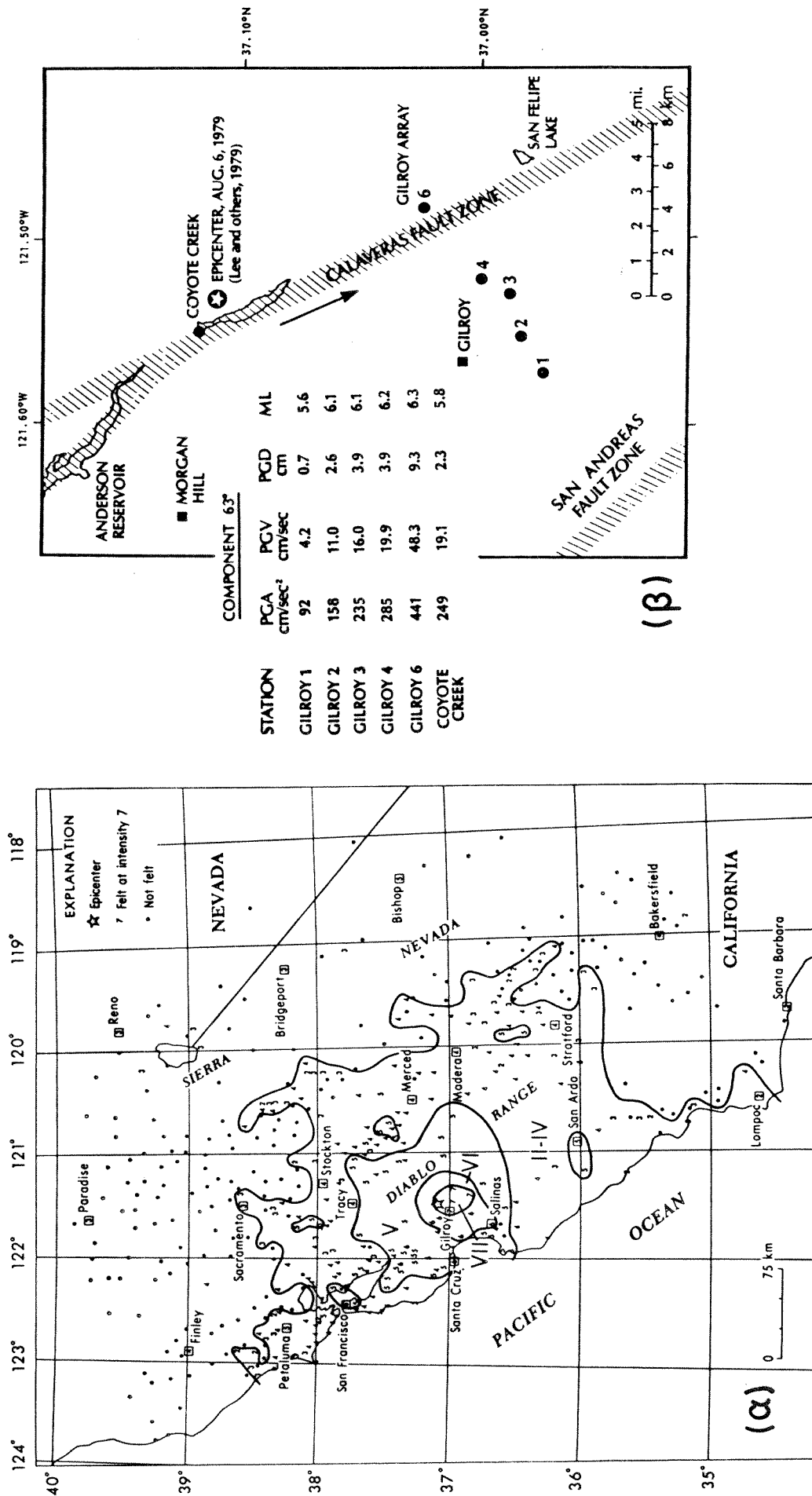
Τα τελευταία χρόνια η ανάπτυξη ειδικών δικτύων οργάνων καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης και η συστηματική καταγραφή ισχυρών σεισμών οι οποίοι έγιναν στην Καλιφόρνια, επέτρεψαν τη μελέτη της κατευθυντικότητας των σεισμικών κυμάτων. Οι σεισμοί αυτοί είναι του Parkfield το 1966, του San Fernando το 1971, του Coyote Lake το 1979, της Imperial Valley το 1979, του Livermore το 1980 και της Loma Prieta το 1989. Σ'όλες τις περιπτώσεις η ισχυρή σεισμική κίνηση καταγράφηκε από δίκτυο επιταχυνσιογράφων εγκατεστημένο στο κοντινό πεδίο. Εγινε, έτσι, δυνατό να εκτιμηθεί ποιοτικά το μοντέλο της ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων από μία κινούμενη εξάρμωση.

Ο σεισμός του Parkfield έγινε στις 28 Ιουνίου 1966 και είχε μέγεθος $M_L = 5.5$ και $M_0 = 1.9 \cdot 10^{25}$ dyn-cm (Bolt, 1981). Η μέση πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, του σεισμού εκτιμήθηκε αρκετά μικρή, περίπου 5 bar. Από το σεισμό αυτό έγινε διάρρηξη στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος του S. Andreas, με μία επικρατούσα κίνηση διεύθυνσης. Ένα μικρό δίκτυο επιταχυνσιογράφων υπήρχε στο βόρειο τμήμα του σεισμικού ρήγματος με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατός ο καθορισμός της κατευθυντικότητας. Μελέτη, όμως, του φάσματος των καταγραφέντων σεισμικών κυμάτων από σειсмоγράφους μεγάλης περιόδου στο Berkeley (Filson and McEvilly, 1967) έδειξε ότι η φασματική συνάρτηση της κατευθυντικότητας ήταν σε καλή συμφωνία με την αντίστοιχη θεωρητική μίας κινούμενης πηγής.

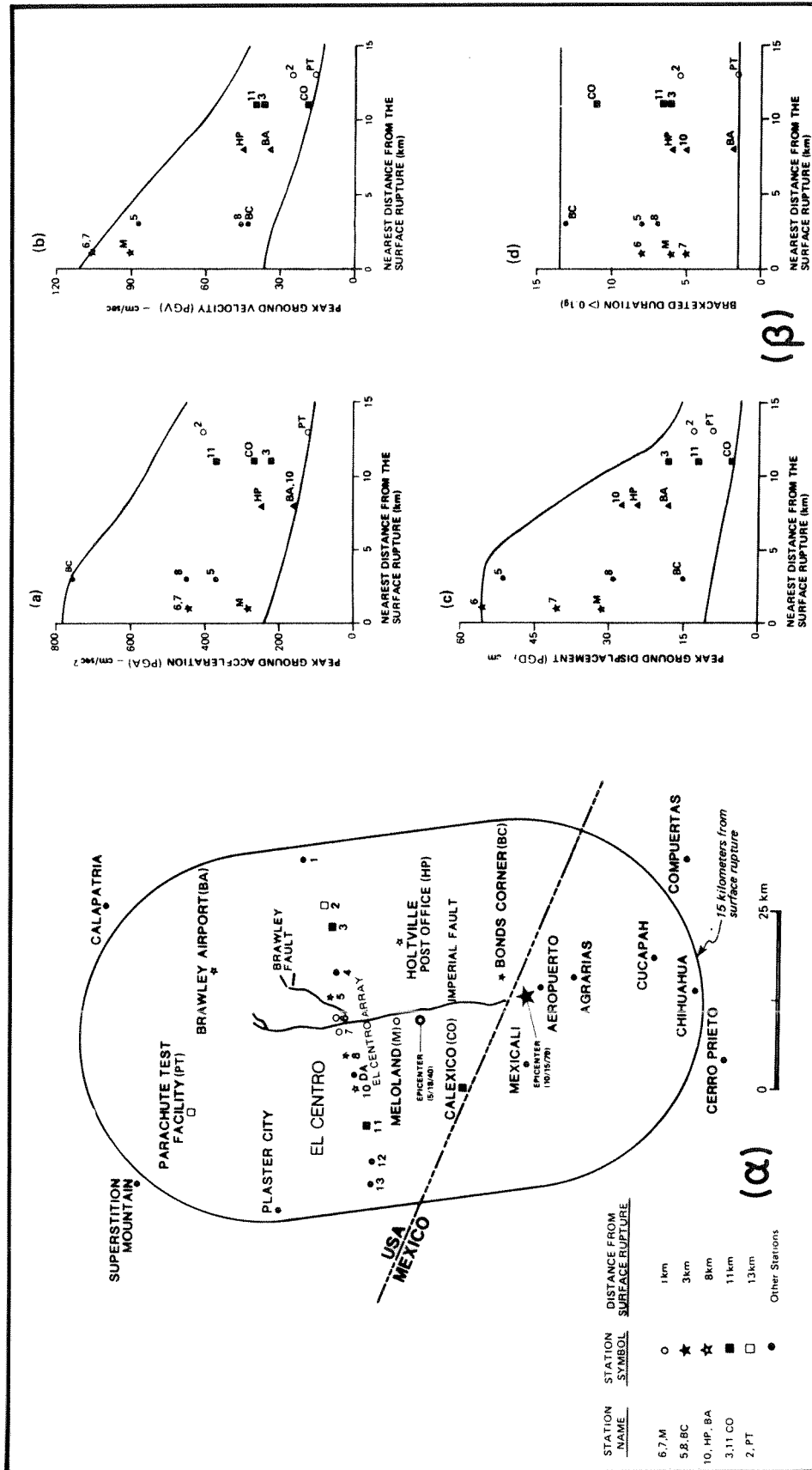
Ο σεισμός του San Fernando έγινε στις 9 Φεβρουαρίου 1971 και είχε μέγεθος $M_L = 6.5$ και $M_0 = 1.5 \cdot 10^{26}$ dyn-cm. Διάφορες τιμές πτώσης τάσης υπολογίσθηκαν για το σεισμό αυτό με μία μέση τιμή περίπου 50 bar (Bolt, 1981). Στο σχήμα (1.8) φαίνεται ο χάρτης των ισοσειστών του σεισμού αυτού, ενώ μία μεγάλη τιμή εδαφικής επιτάχυνσης η οποία καταγράφηκε στο φράγμα Pacoima είναι δυνατόν να οφείλεται σε επίδραση της κατευθυντικής εστίασης (Heaton and Helmberger, 1978; McGuire and Hanks, 1980).

Ο σεισμός του Coyote Lake παρουσίασε έντονη επίδραση της κατευθυντικής εστίασης των σεισμικών κυμάτων στην ισχυρή σεισμική κίνησή του, η οποία καταγράφηκε από ένα δίκτυο 24 επιταχυνσιογράφων, στο οποίο περιλαμβάνονταν και ένα γραμμικό δίκτυο 5 οργάνων καταγραφής. Ο σεισμός αυτός έγινε στις 6 Αυγούστου 1979 και είχε μέγεθος $M_L=5.9$ και σεισμική ροπή $M_0=6 \cdot 10^{24}$ dyn-cm (Bolt, 1981). Δευτερεύουσες επιφανειακές ρωγμές παρατηρήθηκαν κατά μήκος του ρήγματος Calaveras για περίπου 8 έως 10 km, με μία δεξιόστροφη μετάθεση περίπου 10 cm. Η γεωμετρία του σεισμικού ρήγματος, η διάδοση της διάρρηξης και η κατανομή των επιταχυνσιογράφων παρουσιάζεται στο σχήμα (1.9β). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσίασε η σύγκριση των καταγραφών της ισχυρής κίνησης των θέσεων Coyote Creek, κοντά στο επίκεντρο και η θέση (6) προς νότο. Παρουσιάσθηκε μία αύξηση των τιμών των εδαφικών επιταχύνσεων, a_g , ταχυτήτων, v_g , και μεταθέσεων, d_g , στη θέση(6) σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές που παρουσιάσθηκαν στη θέση Coyote Creek, κοντά στο επίκεντρο, γεγονός το οποίο βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την επίδραση της κατευθυντικής εστίασης (Singh, 1981; Singh, 1982a). Η αύξηση αυτή ήταν μεγαλύτερη στην εδαφική μετάθεση, d_g , με έναν συντελεστή ενίσχυσης περίπου 4, ενώ η εδαφική ταχύτητα, v_g , είχε ένα συντελεστή ενίσχυσης περίπου 2 και η εδαφική επιτάχυνση, a_g , ένα συντελεστή ενίσχυσης περίπου 1.8. Ανάλογα συμπεράσματα προέκυψαν από τον καθορισμό του τοπικού μεγέθους, M_L .

Ο σεισμός της Imperial Valley συνέβη στις 15 Οκτωβρίου 1979. Είχε μέγεθος $M_L=6.6$ και σεισμική ροπή $M_0=8.7 \cdot 10^{25}$ dyn-cm. Όπως και ο σεισμός του Parkfield, παρουσίασε μικρή πτώση τάσης, περίπου 5.5 bar (Bolt, 1981). Η διάρρηξη καθορίσθηκε σε μία απόσταση 35 km κατά μήκος των σεισμικών ρηγμάτων Imperial και Brawley (Σχ. 1.10α). Η κίνηση του ρήγματος ήταν δεξιόστροφη (περίπου 55 cm). Ένας μεγάλος αριθμός επιταχυνσιογράφων κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση, στους οποίους περιλαμβάνονταν και ένα γραμμικό ειδικό δίκτυο αποτελούμενο από 13 όργανα (Σχ. 1.10α). Το δίκτυο αυτό κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση στο κοντινό πεδίο και εξασφάλισε πληροφορίες για το μοντέλο της ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων στην επιφάνεια. Η διάδοση της διάρρηξης καθορίσθηκε με μία κίνηση από τα σύνορα Η.Π.Α - Μεξικού προς τα βόρεια και πέρα από το El Centro. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον είχε η μελέτη των καταγραφών από τις θέσεις Bonds Corner κοντά στο επίκεντρο και των θέσεων (6) και (7) όπως φαίνεται στο σχήμα (1.10α). Όπως και με το σεισμό του Coyote Lake, παρουσιάσθηκε μία ενίσχυση των τιμών της ισχυρής σεισμικής κίνησης με τη διάδοση της διάρρηξης, γεγονός το οποίο αποδόθηκε στην επίδραση της κατευθυντικότητας (Singh, 1981). Στο σχήμα (1.10β) παρουσιάζεται η μεταβολή των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης (a_g , v_g , d_g , BD_g) με την απόσταση



Σχ. 1.9. Σεισμός του Coyote Lake το 1979. (α) Χάρτης ισοσειστών καμπύλων και κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων, I_m (Bolt, 1981). (β) Καθορισμός της γεωμετρίας του ρήγματος, (κατεύθυνσης διάδοσης της διάρρηξης) και κατανομή των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση (Singh, 1981).



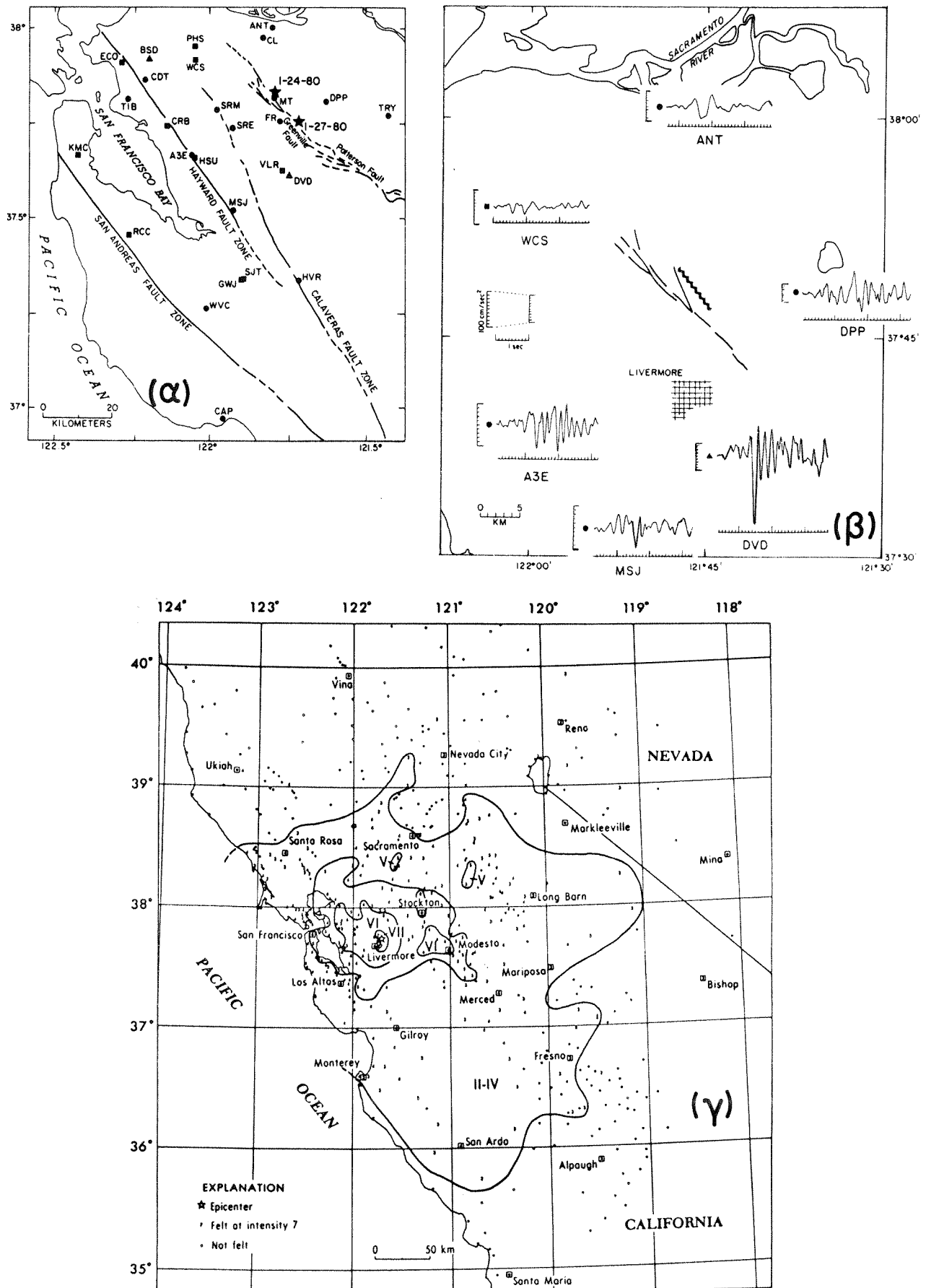
Σχ. 1.10. Σεισμός της Imperial Valley το 1979. (α) Χάρτης κατανομής του δικτύου επιταχυνσιογράφων στην Imperial Valley και επικεντρά των σεισμών του El Centro του 1940 και της Imperial Valley του 1979. (β) Μεταβολή των μεγίστων τιμών, PGA, PGV, PGD και περιβάλλουσα διάρκειας (Bracketed Duration) σε συνάρτηση με την απόσταση από την επιφανειακή διάρρηξη για το σεισμό της Imperial Valley του 1979 (Singh, 1985).

από την επιφανειακή διάρρηξη του ρήγματος Imperial. Προέκυψε, επίσης, το σημαντικό συμπέρασμα, ότι οι φασματικές τιμές των εδαφικών μεταθέσεων, d_g , που καταγράφηκαν στις θέσεις (6) και (7) στην άμεση γειτονία με το ρήγμα Imperial, ήταν μεγαλύτερες μέχρι τη συχνότητα 0.8 Hz, από τις αντίστοιχες τιμές που καταγράφηκαν στη θέση Bonds Corner η οποία βρισκόταν δίπλα στο επίκεντρο (Singh, 1985). Το αντίθετο συνέβη για συχνότητα μεγαλύτερη από 0.8 Hz, γεγονός το οποίο είναι σε συμφωνία με τα προηγούμενα συμπεράσματα (Singh, 1982b).

Ο σεισμός του Livermore ουσιαστικά αποτελείται από δύο σεισμικές δονήσεις οι οποίες συνέβησαν με διαφορά 3 ημερών μεταξύ των. Ο πρώτος κύριος σεισμός συνέβη στις 24 Ιανουαρίου 1980, είχε μέγεθος $M_L=5.5$ και $M_0=5.3 \cdot 10^{24}$ dyn-cm. Ο δεύτερος κύριος σεισμός ($M_L=5.6$), συνέβη στις 27 Ιανουαρίου 1980 και είχε σεισμική ροπή $M_0=1.3 \cdot 10^{24}$ dyn-cm (Bolt, 1981). Στο σχήμα (1.11α) παρουσιάζονται τα επικρατούντα σεισμικά ρήγματα στην περιοχή, το δίκτυο των επιταχυνσιογράφων και τα επίκεντρα των δυο σεισμών (Boatwright and Boore, 1982). Η πρώτη επιφανειακή ρηγμάτωση παρατηρήθηκε κατά μήκος του ρήγματος Greenville, για περίπου 6 km. Η κίνηση του ρήγματος ήταν δεξιόστροφη.

Το μοντέλο της ακτινοβολίας της μακροσεισμικής έντασης ήταν διαφορετικό για τους δύο σεισμούς. Η διάρρηξη κατά τον πρώτο σεισμό (24/1/1980) πραγματοποιήθηκε με διάδοση της διάρρηξης προς τα νοτιοανατολικά (Σχ. 1.11β). Αντίθετα, ο δεύτερος κύριος σεισμός (27/1/1980) γεννήθηκε με διάδοση της διάρρηξης προς τα βορειοδυτικά. Στο σχήμα (1.11γ) παρουσιάζονται οι ισόσειστες καμπύλες του σεισμού στις 24 Ιανουαρίου 1980, όπου φαίνεται ένα ασύμμετρο μοντέλο ακτινοβολίας της μακροσεισμικής έντασης. Η μεταβολή των τιμών των εδαφικών επιταχύνσεων, a_g , των εδαφικών ταχυτήτων, v_g , και της ενεργειακής ροής με το αζιμούθιο παρουσιάζεται αντίστροφη για τους δύο σεισμούς και συμφωνεί ικανοποιητικά με το μοντέλο ακτινοβολίας των μακροσεισμικών εντάσεων (Boatwright and Boore, 1982). Οι μέγιστες τιμές των εδαφικών επιταχύνσεων, a_g , κατά τον πρώτο σεισμό (24/1/1980) παρουσιάσθηκαν προς νότο, ενώ το αντίθετο συνέβη για τον κύριο μετασεισμό. Υπολογίσθηκαν, επίσης, οι λόγοι των μεγίστων επιταχύνσεων από τους δύο σεισμούς σε κάθε θέση καταγραφής. Η κατανομή των λόγων αυτών στις διάφορες θέσεις καταγραφής έδειξε ότι η κατευθυντικότητα μπορεί να προκαλέσει συνολική μεταβολή της εδαφικής επιτάχυνσης μέχρι ένα συντελεστή ενίσχυσης ίσο περίπου με 5. Επίσης, η συνάρτηση της κατευθυντικότητας (σχέση 1.8) είναι δυνατόν να δώσει αποτελέσματα τα οποία βρίσκονται σε ικανοποιητική συμφωνία με τις παρατηρημένες από τους δύο σεισμούς τιμές.

Από τους πλέον πρόσφατους σεισμούς που έγιναν στην Καλιφόρνια είναι αυτός που έγινε στην περιοχή Loma Prieta στις 17 Οκτωβρίου 1989. Αυτός είχε μέγεθος $M_L=7.0$, όπως υπολογίσθηκε από τους σειсмоγράφους Wood - Anderson του

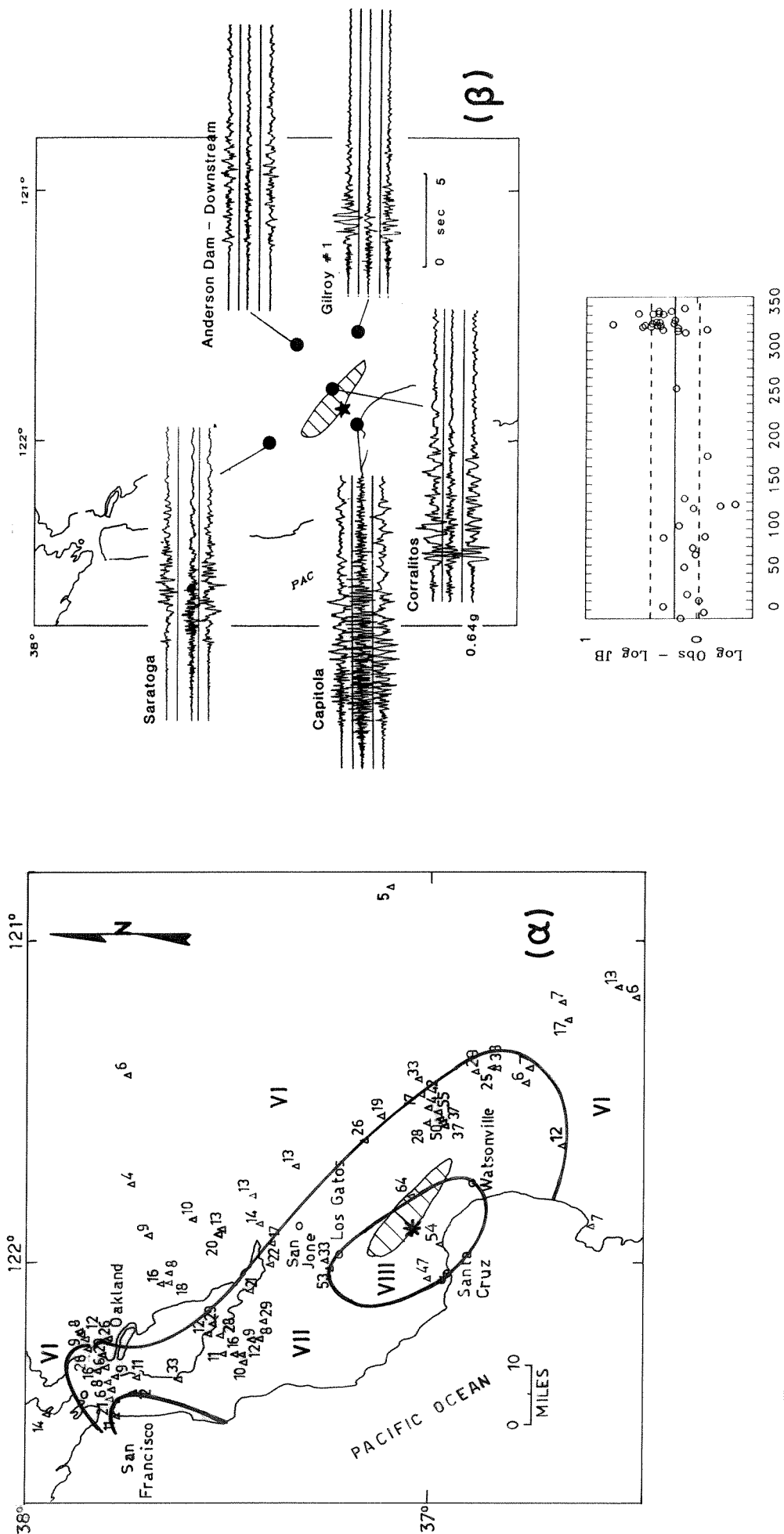


Σχ. 1.11. Σεισμός του Livermore το 1980. (α) Σεισμικά ρήγματα της περιοχής, δίκτυο των επιταχυνσιογράφων που κατέγραψε την ισχυρή σεισμική κίνηση και τα επίκεντρα των δύο κύριων σεισμών. (β) Μηχανισμός διάρρηξης του κύριου σεισμού 24/1/1980 και οι κύριες καταγραφές ισχυρής κίνησης (Boatwright and Boore, 1982). (γ) Χάρτης ισοσειστών (Bolt, 1981).

Πανεπιστημίου του Berkeley. Το επίκεντρο του σεισμού εντοπίστηκε στην περιοχή Santa Cruz, περίπου 15 km ανατολικά-βορειοανατολικά από την ομώνυμη πόλη. Ο σεισμός δημιούργησε ένα μοντέλο εδαφικής διάρρηξης χαρακτηριστικό μεγάλων σεισμών, οι οποίοι γίνονται σε τμήματα του ρήγματος S. Andreas. Επιφανειακές ρηγματώσεις εξαιτίας του σεισμού παρουσιάστηκαν σε λίγες μόνο περιπτώσεις, ενώ ροδοδιαγράμματα των ρωγμών αυτών παρουσίασαν επικρατούσα διεύθυνση βορειοδυτική - νοτιοανατολική.

Μακροσεισμικές παρατηρήσεις από το σεισμό αυτό, παρουσιάζονται στο σχήμα (1.12α). Οι μέγιστες εντάσεις της τροποποιημένης κλίμακας Mercalli, $I_{MM} = VIII$, εντοπίστηκαν στην επικεντρική περιοχή η οποία κάλυπτε και το σειсмоγόνο χώρο της σεισμικής ακολουθίας του σεισμού αυτού. Κάποιες υψηλές εντάσεις που παρουσιάστηκαν στην παραλιακή περιοχή της πόλης S. Francisco αποδόθηκαν στην επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Ο σεισμός διέγειρε 131 επιταχυνσιογράφους οι οποίοι ήταν εγκατεστημένοι σε αποστάσεις μέχρι 175 km μακριά από το σεισμικό ρήγμα.

Στο σχήμα(1.12α) φαίνονται ταυτόχρονα με τις ισόσειστες καμπύλες του σεισμού και οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g (σε ποσοστό του g) στις διάφορες θέσεις καταγραφής της ισχυρής κίνησης (Benuska, 1990). Είναι προφανές ότι το μοντέλο ακτινοβολίας της μακροσεισμικής έντασης βρίσκεται σε καλή συμφωνία με αυτό της εδαφικής επιτάχυνσης. Στο σχήμα (1.12β) φαίνονται μερικές επιλεγμένες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης από την επικεντρική περιοχή του σεισμού. Συγκεκριμένες διαφορές στο περιεχόμενο των συχνοτήτων, στο πλάτος της κίνησης και στη διάρκεια της ισχυρής κίνησης είναι φανερές στις καταγραφές αυτές και οφείλονται, κατά κύριο λόγο, στο μοντέλο της ακτινοβολίας, στις επιδράσεις της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και στην κατευθυντική εστίαση. Στο σχήμα (1.12γ) παρουσιάζεται επίσης η κατανομή των υπολοίπων με το αζιμούθιο για τις θέσεις καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε βράχο. Το φαινόμενο της κατευθυντικότητας παρουσιάζεται έντονα στο σχήμα αυτό (Boore et al., 1989). Την κατευθυντική εστίαση των σεισμικών κυμάτων και την ευθυγραμμισμένη διάδοσή τους κατά την διάρκεια του σεισμού της Loma Prieta μελέτησαν ο Kanedo και οι συνεργάτες του (1992).



ΣΧ. 1.12. Σεισμός της Loma Prieta το 1989. (α) Χάρτης ισοσειστών και κατανομή των μεγίστων επιταχύνσεων, a_g , σε ποσοστό του g (Benuska, 1991). (β) Κατανομή καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης στην επικεντρική περιοχή, οι μεγενθύνσεις και οι κλίμακες είναι ίδιες για όλα τα επιταχυνσιογράμματα. (γ) Μεταβολή των υπολοίπων σε συνάρτηση με το a_g (Boore et al., 1989).

1.5. Πρόβλεψη της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.

1.5.1. Εμπειρικά μοντέλα πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Στις μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας είναι απαραίτητο να καθορισθούν μοντέλα πρόβλεψης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Ένα από τα μοντέλα το οποίο βρήκε μεγάλη εφαρμογή στην τεχνική σεισμολογία είναι το εμπειρικό. Αυτό μπορεί να παρουσιασθεί υπο μορφή αντιπροσωπευτικών σχέσεων της ισχυρής σεισμικής κίνησης ως γράφημα ή ως μαθηματική συνάρτηση. Ένα τέτοιο παράδειγμα μίας σχέσης, η οποία προτάθηκε από τους Schnabel and Seed (1973), βρήκε μεγάλη εφαρμογή στον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας των Η.Π.Α. από τους Algermissen and Perkins (1976), τον Algermissen και τους συνεργάτες του (1982), καθώς και στο χάρτη σεισμικών ζωνών κατά ATC-3 (Applied Technology Council, 1978).

Σκόπιμο είναι να αναφερθούν οι μεθοδολογίες που αναπτύχθηκαν προκειμένου να καθορισθούν αντιπροσωπευτικά επιταχυνσιογράμματα (Guzman and Jennings, 1976; Heaton et al., 1986). Η μέθοδος βασίστηκε στην επιλογή μιάς σειράς από χρονοσειρές επιταχύνσεων ή φάσματα απόκρισης τα οποία καταγράφηκαν για διάφορα σεισμικά μεγέθη, αποστάσεις και εδαφικές συνθήκες, παρόμοια με αυτά τα οποία θα καθορισθούν με το σεισμό σχεδιασμού. Κάθε επιταχυνσιογράμμα ή το αντίστοιχο φάσμα του ανάγεται με βάση κάποιο παράγοντα αναγωγής. Η επιλογή των καταγραφών καθώς και τα φάσματα απόκρισης προϋποθέτουν ότι θα έχουν χαρακτηριστικά (μέγεθος, απόσταση, εδαφικές συνθήκες) παρόμοια με αυτά που αναμένονται για το σεισμό σχεδιασμού. Βασικό μειονέκτημα της μεθόδου είναι η υποκειμενικότητα της επιλογής των καταγραφών της ισχυρής κίνησης ή των αντιστοιχών φασμάτων απόκρισης (Newmark and Hall, 1969; Mohraz et al., 1972, Mohraz, 1976; Gasparini and Vanmarcke, 1976).

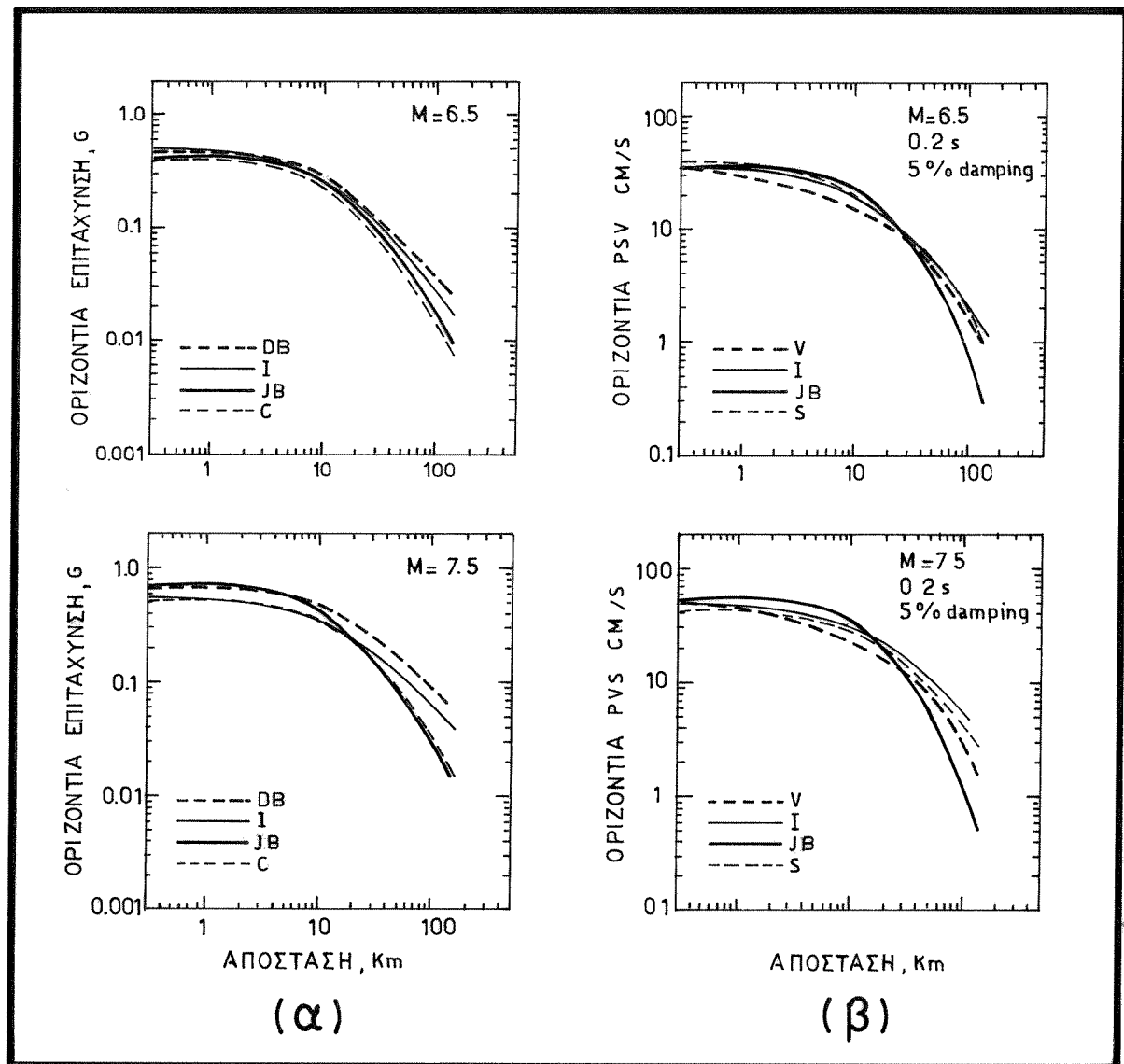
Προκειμένου να αντιμετωπισθεί η αδυναμία αυτή, υιοθετήθηκε η στατιστική επεξεργασία όλων των διαθεσίμων δεδομένων της ισχυρής σεισμικής κίνησης, με μεθόδους στατιστικής παλινδρόμησης. Σε κάθε περίπτωση σχέσης, η οποία εκφράζεται ως μαθηματική συνάρτηση, αυτή περιέχει παραμέτρους οι οποίες είναι δυνατόν να καθορισθούν ώστε να συμφωνούν με τα διαθέσιμα δεδομένα της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η εκτίμηση της μέγιστης πιθανότητας υιοθετήθηκε στην στατιστική ανάλυση δεδομένων της ισχυρής σεισμικής κίνησης (Brillinger and Preisler, 1985; McLaughlin, 1991; Joyner and Boore, 1993). Η χρησιμοποίηση της στατιστικής παλινδρόμησης με εφαρμογή βάρους χρησιμοποιήθηκε από τους Askins and Cornell (1979) και τον Campbell (1981, 1987).

Συνοπτική παρουσίαση των σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης

μέχρι το 1979 για τις Η.Π.Α., παρουσίασε ο Idriss (1979). Βασικό μειονέκτημα των σχέσεων αυτών ήταν η σημαντική έλλειψη καταγραφών κοντινού πεδίου (< 20 Km). Ο σεισμός της Imperial Valley το 1979 εμπλούτισε την τράπεζα δεδομένων των καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης με ένα μεγάλο αριθμό καταγραφών κυρίως κοντινού πεδίου. Ένας μεγάλος αριθμός μελετών των σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης παρουσιάσθηκε για τις Η.Π.Α. Σχετικές είναι ορισμένες εργασίες ανασκόπησης (Boore and Joyner, 1982; Campbell, 1985). Στην Ιαπωνία, ο καθορισμός σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης παρουσιάσθηκε με μία σειρά εργασιών (Kawashima et al., 1986; Kawashima and Aizawa, 1989; Fukushima and Tanaka, 1990). Για την Ευρώπη, καθοριστικό ρόλο στην εκτίμηση της απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης έπαιξε η συλλογή των καταγραφών από τα υπάρχοντα δίκτυα επιταχυνσιογράφων (Chiaruttini and Siro, 1981; Sabetta and Pugliese, 1987; Ambraseys and Bommer, 1991, 1992).

Στον καθορισμό της σχέσης απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης ένας σημαντικός παράγοντας είναι η επιλογή της κατάλληλης μαθηματικής διατύπωσης της σχέσης αυτής. Διάφοροι τύποι σχέσεων απόσβεσης έχουν χρησιμοποιηθεί στη εμπειρική πρόβλεψη της ισχυρής σεισμικής κίνησης των επιφανειακών σεισμών. Κάποιες από τις σχέσεις αυτές χρησιμοποιούν ως εξεταζόμενο μέγεθος το μέγεθος ροής, M , (Joyner and Boore, 1981, 1982; Sadigh et al., 1986), ενώ κάποιες άλλες, τα μεγέθη M_S και M_L (Donovan and Borstein, 1978; Campbell, 1981, 1987, 1988, 1989; Idriss, 1985, 1987; Sabetta and Pugliese, 1987). Διάφοροι ορισμοί της απόστασης χρησιμοποιήθηκαν στην εκτίμηση της απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι παρακάτω ορισμοί της απόστασης είναι οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενοι στις διάφορες μελέτες : (α) η κοντινότερη απόσταση από την κατακόρυφη προβολή της διάρρηξης στην επιφάνεια (Joyner and Boore, 1981, 1982; Sabetta and Pugliese, 1987), (β) η απόσταση από το κέντρο έκλυσης ενέργειας (Donovan and Borstein, 1978), (γ) η απόσταση από την επιφάνεια της σεισμογενούς διάρρηξης (Campbell, 1987, 1988), (δ) η απόσταση από την επιφάνεια της διάρρηξης (Vyas et al., 1988) και (ε) η απόσταση από τη σεισμική πηγή (Idriss, 1985, 1987).

Μία σύγκριση διαφορετικών σχέσεων απόσβεσης της οριζόντιας επιτάχυνσης, a_g , των επιφανειακών σεισμών, για δύο σεισμικά μεγέθη, 6.5 και 7.5, δίνεται στο σχήμα (1.13α), όπως προτάθηκαν από τους Donovan and Borstein (1978), τον Idriss (1987), τους Joyner and Boore (1982) και τον Campbell (1988). Αντίστοιχα, στο σχήμα (1.13β) παρουσιάζεται μία σύγκριση διαφορετικών σχέσεων απόσβεσης της οριζόντιας ψευδοταχύτητας, PSRV, για ιδιοπερίοδο $T=0.2$ sec, των επιφανειακών σεισμών, όπως προτάθηκαν από διάφορους ερευνητές (Joyner and Boore, 1982; Sadigh et al., 1986; Idriss, 1987; Vyas et al., 1988).



Σχ. 1.13. (α) Σύγκριση διαφόρων σχέσεων απόσβεσης της μέγιστης οριζόντιας επιτάχυνσης για δύο σεισμικά μεγέθη (6.5 και 7.5), όπως προτάθηκαν από διάφορους ερευνητές, DB- (Donovan and Bornstein, 1978), I- (Idriss, 1987), JB- (Joyner and Boore, 1982), C- (Campbell, 1988). (β) Σύγκριση διαφόρων σχέσεων απόσβεσης των φασματικών τιμών της ψευδοταχύτητας για δύο σεισμικά μεγέθη (6.5 και 7.5) και για 5% απόσβεση, όπως προτάθηκαν από διάφορους ερευνητές, V- (Vyas et al., 1988), I- (Idriss, 1987), JB- (Joyner and Boore, 1982), S- (Sadigh et al., 1986) (Joyner and Boore, 1988).

Η αζιμουθιακή εξάρτηση της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε συνδυασμό με την απόσβεση έχει επίσης μελετηθεί. Η χρησιμοποίηση των ισοσειστών χαρτών και η προσομοίωσή τους με ελλειπτικά μοντέλα έγινε σε διάφορες περιοχές της Γης, όπως στις Η.Π.Α. (Chandra, 1979), Μεξικό (Sbar and Dubois, 1984), Ιαπωνία (Ohta et al., 1987) και Νέα Ζηλανδία (Dowrick, 1991). Η ελλειπτική προσομοίωση των ισοσειστών καμπύλων και η χρησιμοποίησή τους στον καθορισμό σχέσεων απόσβεσης έγινε από διάφορους ερευνητές (Alvarez and Chuy, 1985; Levret et al., 1988; Grandori et al., 1991; Maugeri and Motta, 1993). Την αζιμουθιακή εξάρτηση της απόσβεσης των επιφανειακών κυμάτων για ηπειρωτικούς σεισμούς, μελέτησαν οι Herrmann and Nuttli (1975a,b). Ο Bureau (1978) επιχείρησε να καθορίσει την επίδραση του μηχανισμού γένεσης και της διεύθυνσης της διάρρηξης στην απόσβεση της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g . Θεωρητικές αναλύσεις της επίδρασης της αζιμουθιακής εξάρτησης και της κατευθυντικής εστίασης στη απόσβεση της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , πραγματοποίησαν ο Faccioli (1983) και οι Suhadolc and Chiaruttini (1987). Τον καθορισμό της απόσβεσης της οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , σε συνάρτηση με την αζιμουθιακή εξάρτηση των σεισμικών κυμάτων του σεισμού Whittier Narrows του 1987 επιχείρησε ο Campbell (1988). Τη μελέτη της αζιμουθιακής εξάρτησης της απόσβεσης της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , του σεισμού της Loma Prieta του 1989, πραγματοποίησαν διάφοροι ερευνητές (Boore et al., 1989; Campbell, 1991; Niazi et al., 1992).

Ιδιαίτερη αναφορά πρέπει να γίνει για τις σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης των σεισμών βάθους. Τα δεδομένα των σεισμών που γίνονται σε ζώνες κατάδυσης χρησιμοποιούνται σε ανεξάρτητες αναλύσεις επειδή παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές στις ιδιότητες της σεισμικής πηγής και του δρόμου διάδοσης. Οι Jacob and Mori (1984) πρότειναν ότι η έντονη μεταβολή της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, τυπική για τους σεισμούς βάθους, είναι η κύρια αιτία της μεγάλης διασποράς που παρουσιάζουν οι τιμές των μεγίστων επιταχύνσεων, a_g , του σεισμού της Αλάσκας σε σχέση με τους επιφανειακούς σεισμούς των δυτικών ακτών των Η.Π.Α. Σχέσεις απόσβεσης της μέγιστης οριζόντιας επιτάχυνσης, a_g , ταχύτητας, v_g , μετάθεσης, d_g , και των φασματικών τιμών της επιτάχυνσης, S_a , καθορίστηκαν για τους σεισμούς της Ιαπωνίας (Kawashima et al., 1984; Crouse et al., 1988) και για τους σεισμούς της ζώνης κατάδυσης Cascadia (Crouse, 1991).

1.5.2. Θεωρητικά μοντέλα πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Τα τελευταία χρόνια, το ενδιαφέρον των σεισμολόγων και των μηχανικών έχει εστιασθεί στην πρόβλεψη της ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση θεωρητικά μοντέλα. Αυτά τα αναλυτικά μοντέλα, έχουν αναπτυχθεί με σκοπό την εκτίμηση των χαρακτηριστικών της ισχυρής σεισμικής κίνησης, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δεδομένο εισόδου στη μελέτη της απόκρισης των κατασκευών. Τρία είναι τα βασικά μοντέλα τα οποία έχουν προταθεί για την περιγραφή της χρονικής μεταβολής της ολίσθησης, $u(t)$, σε ένα σημείο του ρήγματος (Παπαζάχος, 1990). Το απλούστερο είναι το μοντέλο της βηματικής χρονικής συνάρτησης, κατά το οποίο η ολίσθηση, $u(t)$, σε ένα σημείο του ρήγματος αποκτά αμέσως τη μέγιστη τιμή (Knopoff and Gilbert, 1959). Τα δύο επόμενα μοντέλα, διαφέρουν ως προς τον τρόπο μεταβολής της ολίσθησης, $u(t)$, σε ένα σημείο του ρήγματος με το χρόνο. Ο Haskell (1964) πρότεινε τη γραμμική μεταβολή της ολίσθησης, $u(t)$, με το χρόνο (χρόνος ανάδυσης), ενώ η εκθετική μεταβολή της ολίσθησης, $u(t)$, με το χρόνο είναι το τρίτο μοντέλο (Brune, 1970). Στο σχήμα (1.14) δίνονται σχηματικά τα τρία μοντέλα της χρονικής μεταβολής της ολίσθησης στο σεισμικό ρήγμα.

Τα αποτελέσματα από τη χρησιμοποίηση των μοντέλων αυτών, είναι σημαντικά στον καθορισμό κατάλληλων κινηματικών μοντέλων. Τα κινηματικά μοντέλα είναι δυνατόν να χωρισθούν σε δύο κατηγορίες : τα αιτιοκρατικά και τα στοχαστικά. Η εξάρτηση των αιτιοκρατικών μοντέλων από την απόσταση της σεισμικής πηγής και το συχνотικό περιεχόμενο της σεισμικής κίνησης είναι δυνατόν να περιορίσει την εφαρμογή τους. Σεισμικές κινήσεις οι οποίες καταγράφηκαν σε πολύ κοντινές αποστάσεις από τη διάρρηξη, όπως αυτές του σεισμού του Parkfield του 1966, του Coyote Lake του 1979, της Imperial Valley του 1979, μπορούν να προσομοιωθούν με βάση αιτιοκρατικά μοντέλα μίας απλής κινούμενης εξάρμωσης με ομοιόμορφη ταχύτητα διάρρηξης και ολίσθησης (Lucio and Anderson, 1985). Αυτό συμβαίνει, γιατί η ολίσθηση ενός μικρού τμήματος του ρήγματος κοντά στη θέση καταγραφής επηρεάζει τη σεισμική κίνηση. Γενικά, η αιτιοκρατική προσομοίωση των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης απαιτεί ανομοιόμορφη ολίσθηση του ρήγματος και της ταχύτητας διάρρηξης (Hartzell and Helmberger, 1982; Archuleta, 1984).

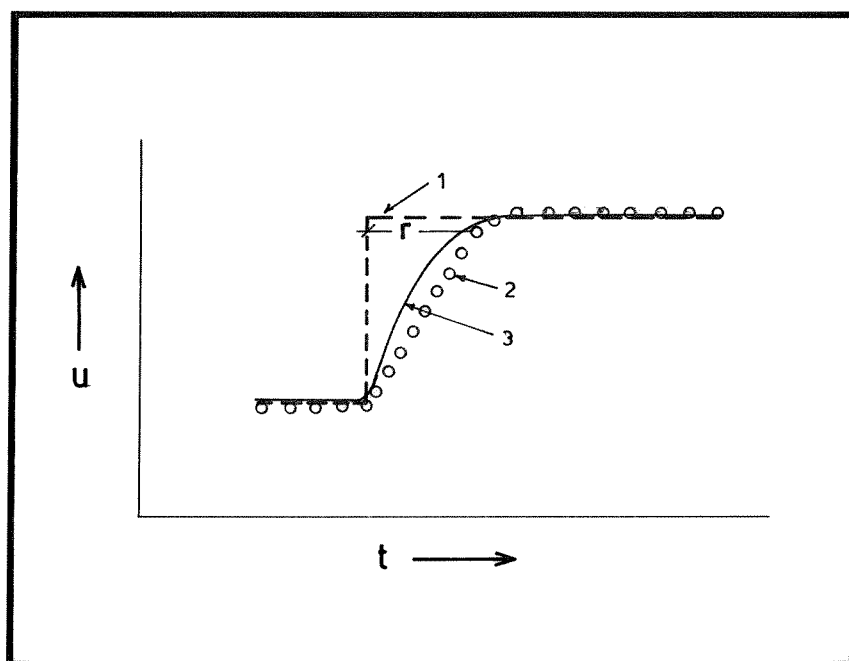
Τα στοχαστικά μοντέλα προσομοίωσης καταγραφών υψηλής συχνότητας έχουν εφαρμοσθεί σε ευρεία κλίμακα. Δύο τέτοια μοντέλα είναι γνωστά: το ω -τετράγωνο μοντέλο (Hanks and McGuire, 1981) και το μοντέλο των φραγμάτων (Papageorgiou and Aki, 1983a,b). Το μοντέλο των φραγμάτων θεωρεί μία τετραγωνική ρηγματική επιφάνεια, η οποία καλύπτεται από κυκλικές ρωγμές ίσης ακτίνας, ενώ ο

ενδιάμεσος χώρος αποτελεί τὰ άθραυστα φράγματα. Το φάσμα Fourier της σεισμικής κίνησης που προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου αυτού έχει τυχαία φάση και για το λόγο αυτό το μοντέλο θεωρήθηκε ως στοχαστικό (Joyner and Boore, 1988). Οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν το μοντέλο είναι το μήκος και το πλάτος του ρήγματος, η μέγιστη ολίσθηση, η ταχύτητα διάρρηξης και το διάστημα των φραγμάτων.

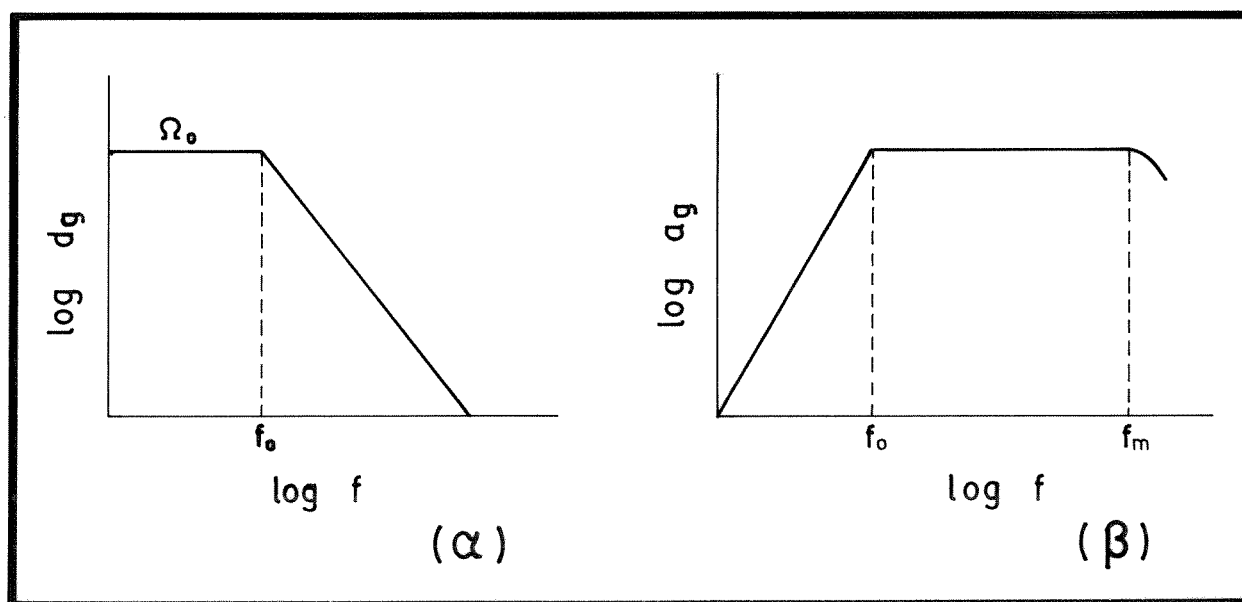
Το στοχαστικό μοντέλο ω-τετράγωνο (Hanks and McGuire, 1981), έχει μία γενικότερη αποδοχή από τη σεισμολογική κοινότητα για την πρόβλεψη των παραμέτρων υψηλής συχνότητας ισχυρής σεισμικής κίνησης, a_{rms} . Αυτή η στοχαστική προσομοίωση βασίζεται στο μοντέλο της σεισμικής πηγής που προτάθηκε από τον Brune (1970, 1971). Το μοντέλο αυτό θεωρείται ότι προκύπτει από την διαθέσιμη ενεργή τάση, σ_e , η οποία επιταχύνει τις δύο πλευρές του ρήγματος. Το φάσμα μακρινού πεδίου του μοντέλου αυτού αποτελεί το επίπεδο τμήμα του πλάτους, Ω_0 (Σχ. 1.15α), και είναι ανάλογο με τη σεισμική ροπή, M_0 , και τη γωνιακή συχνότητα, f_0 . Τα φάσματα του κοντινού και του μακρινού πεδίου για τις υψηλές συχνότητες απομειώνονται ως ω^{-2} (Aki, 1967). Το φάσμα των επιταχύνσεων που προτάθηκε από τον Brune (1970, 1971), τροποποιήθηκε από τον Hanks (1979) κατά τέτοιο τρόπο ώστε τα πλάτη των επιταχύνσεων να παραμένουν σταθερά στο διάστημα $f_0 < f < f_m$, όπου f είναι η συχνότητα σε Hz (Σχ. 1.15β).

Μία σημαντική παράμετρος του μοντέλου αυτού είναι η υψηλής αποκοπής συχνότητα, f_m . Ο Hanks (1979, 1982) θεωρεί ότι η παράμετρος αυτή καθορίζεται τόσο από τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας όσο και από την τοπική γεωλογία του σταθμού καταγραφής. Την εξάρτηση της παραμέτρου αυτής από τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας πρότειναν οι Papageorgiou and Aki (1983a,b) και ο Παπαγεωργίου (1988). Οι Anderson and Hough (1984) βρήκαν ότι η f_m εξαρτάται από τις γεωλογικές συνθήκες του σταθμού καταγραφής. Ο Kinoshita (1994) μελέτωντας τη παράμετρο f_m , μέσα σε βαθιές γεωτρήσεις (περίπου 3 km) στο βραχώδες υπόβαθρο της Ιαπωνίας, εντόπισε μία ισχυρή εξάρτηση της παραμέτρου αυτής από τη θέση της σεισμικής πηγής.

Η ιδέα της πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, a_{rms} , ξεκίνησε αρχικά από τον Hanks (1979), ο οποίος θεώρησε ότι με μία τυχαία διαδικασία είναι δυνατόν να προβλεφθεί η σεισμική κίνηση ως τυχαίος λευκός θόρυβος τύπου Gauss με περιορισμένο διάστημα και καθορισμένη διάρκεια. Η διαδικασία αυτή επεκτάθηκε από τους McGuire and Hanks (1980), οι οποίοι καθόρισαν τη μέση τετραγωνική ρίζα της επιτάχυνσης, a_{rms} . Οι Hanks and McGuire (1981) συνέκριναν το μοντέλο αυτό με 300 οριζόντιες συνιστώσες εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , χρησιμοποιώντας σταθερή τιμή πτώσης τάσης, $\Delta\sigma = 100$ bar. Ο Boore (1983) τροποποίησε το μοντέλο αυτό με τη χρησιμοποίηση της θεωρίας των τυχαίων



Σχ. 1.14. Χρονικές συναρτήσεις σεισμικής πηγής όπως προτάθηκαν από διάφορους ερευνητές, 1- (Knoroff and Gilbert, 1959), 2- (Haskell, 1964) και 3- (Brune, 1970).



Σχ. 1.15. (α) Φάσμα πλατών εδαφικής μετάθεσης, d_g , σε σταθερή απόσταση (Brune, 1970). (β) Φάσμα πλατών εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , σε σταθερή απόσταση (Brune, 1970; Hanks, 1979).

δονήσεων και πρόβλεψε καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , της εδαφικής ταχύτητας, v_g , και της εδαφικής μεταθέσης σε σειсмоγράφο Wood-Anderson, με εξαιρετική ακρίβεια. Ο Joyner (1984) εισήγαγε μία στοχαστική κινηματική πηγή η οποία καθοριζόταν από δύο γωνιακές συχνότητες. Η μία, f_A , καθοριζόταν από το μήκος και η άλλη, f_B , από το πλάτος του ρήγματος. Ο Lucio (1985), με βάση την προηγούμενη μεθοδολογία (Hanks and McGuire, 1981; Boore, 1983), χρησιμοποίησε αντί την υψηλής αποκοπής συχνότητα, f_m , το φάσμα εκθετικής απομείωσης (Anderson and Hough, 1984). Σημαντική μελέτη της εφαρμογής του στοχαστικού μοντέλου, με βάση τις χρησιμοποιούμενες παραμέτρους, έγινε από διάφορους ερευνητές (Boore and Atkinson, 1987, 1989, 1992; Rovelli et al., 1988a, 1991; Cocco and Rovelli, 1989; Atkinson, 1993b; Schneider et al., 1993). Το ίδιο μοντέλο χρησιμοποιήθηκε στη στοχαστική προσομοίωση καταγραφών από ζώνες κατάδυσης (Singh et al., 1989; Cohee et al., 1991; Somerville et al., 1991; Ordaz and Singh, 1992).

Με βάση το στοχαστικό μοντέλο της προσομοίωσης των καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης, έγιναν προσπάθειες να ληφθεί υπόψη στους υπολογισμούς η κατευθυντική εστίαση των σεισμικών κυμάτων. Ο Singh (1986) με βάση το μοντέλο αυτό και το φάσμα Fourier, επιχείρησε να υπολογίσει συνθετικές καταγραφές της ισχυρής κίνησης, παίρνοντας υπόψη επιδράσεις της κατευθυντικής εστίασης και του δρόμου διάδοσης. Την επίδραση της κατευθυντικότητας σε σχέση με τη μεταβολή των τιμών της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, για τη στοχαστική προσομοίωση, μελέτησαν οι Boore and Joyner (1989).

Σημαντικά στοχαστικά μοντέλα αναπτύχθηκαν με σκοπό να καθορίσουν την χωρική μεταβολή της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η Ζέρβα και οι συνεργάτες της (1985, 1986) ανέπτυξαν ένα μοντέλο στοχαστικής προσομοίωσης το οποίο υπολογίζει τη φασματική πυκνότητα της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , τους συντελεστές διασυσχέτισης και τη χωρική μεταβολή της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι Shinozuka and Deodatis (1988) παρουσίασαν μερικά στοχαστικά μοντέλα τα οποία στηρίζονταν κυρίως σε φιλτραρισμένη διαδικασία λευκού θορύβου, διαδικασία Poisson, φασματική στοχαστική διαδικασία και στοχαστική κυματική θεωρία.

Στην Ιαπωνία, σημαντική προσπάθεια έγινε με σκοπό την πρόβλεψη της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Τρεις είναι οι βασικές προσεγγίσεις που παρουσιάστηκαν τα τελευταία χρόνια στη χώρα αυτή. Η εμπειρική προσέγγιση στηρίχθηκε κυρίως στις εμπειρικά υπολογισμένες παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Υπολογίσθηκαν συνθετικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης οι οποίες θα πρέπει να ήταν σε ικανοποιητική συμφωνία με τις εμπειρικές παραμέτρους (Ohsaki, 1979). Η δεύτερη μέθοδος, η θεωρητική, βασί-

οθηκε σε σεισμολογικά δεδομένα της σεισμικής πηγής και του δρόμου διάδοσης. Για να υπολογισθούν οι συνθετικές καταγραφές, τα θεωρητικά μοντέλα της σεισμικής πηγής εκφράσθηκαν με πιθανολογική κατανομή των παραμέτρων του σεισμικού ρήγματος (Sato, 1984). Η τελευταία μέθοδος, η ημιεμπειρική, βασίσθηκε στην τεχνική των συναρτήσεων Green. Στην μέθοδο αυτή, έγινε η παραδοχή ότι τα κύματα που παράγονται από μικρού μεγέθους σεισμούς, που γίνονται στη γειτονία μεγάλων σεισμών, είναι δυνατόν να υποστούν τις ίδιες επιδράσεις στο δρόμο διάδοσης όπως αυτά που προέρχονται από μεγάλους σεισμούς. Για το λόγο αυτό, οι καταγραφές των μικρού μεγέθους σεισμών χρησιμοποιούνται ως συναρτήσεις Green για την εκτίμηση των καταγραφών μεγάλου μεγέθους σεισμών. Εάν οι σχέσεις αναγωγής είναι γνωστές, είναι δυνατόν να προβλεφθεί η ισχυρή σεισμική κίνηση ενός σεισμού. Η τελευταία προσέγγιση παρουσιάζει ενδιαφέρον από πρακτικής πλευράς (Hartzell and Heaton, 1983; Irikura, 1983, 1986, 1992).

1.6. Πιθανολογική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας.

Η πιθανολογική ανάλυση έχει χρησιμοποιηθεί σε ευρεία κλίμακα από μηχανικούς, σχεδιαστές και επιτροπές κανονισμών μείωσης των απωλειών από το σεισμικό φαινόμενο. Τα τελευταία χρόνια, ο καθορισμός αντισεισμικών κανονισμών, ο υπολογισμός της σεισμικής ασφάλειας των υπάρχουσών κατασκευών, η σχεδίαση κοινωνικών και οικονομικών μέτρων έκτακτης ανάγκης και ο καθορισμός προτεραιοτήτων για τη μείωση της σεισμικής επικινδυνότητας, Η, και του σεισμικού κινδύνου, R, έχουν γίνει με βάση την πιθανολογική ανάλυση. Η πιθανολογική ανάλυση αποτελεί συμπλήρωμα του αιτιοκρατικού αντισεισμικού σχεδιασμού και δίνει τη δυνατότητα προσδιορισμού του σεισμικού κινδύνου, R. Με τον όρο σεισμικό κίνδυνο, R, εννοούμε τον αναμενόμενο βαθμό της σεισμικής βλάβης την οποία πρόκειται να υποστεί μία κατασκευή. Ο όρος σεισμική επικινδυνότητα, H, ενός τόπου, είναι η αναμενόμενη στον τόπο αυτό τιμή της σεισμικής έντασης (υπό την γενική της σημασία), σε καθορισμένο χρονικό διάστημα και με ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης της τιμής αυτής. Η αναμενόμενη απόκριση μίας κατασκευής κατά την επίδραση των σεισμικών δυνάμεων ονομάζεται τρωτότητα, V. Η εξάρτηση του σεισμικού κινδύνου, R, από τις δύο άλλες παραμέτρους δίνεται από την σχέση:

$$R = H * V \quad (1.9)$$

όπου * μπορεί να θεωρηθεί ως το μαθηματικό σύμβολο του πολλαπλασιασμού ή της

συνέλιξης (Παπαζάχος, 1990). Από τη σχέση (1.9) φαίνεται ότι ο σεισμικός κίνδυνος ενός τόπου μπορεί να ελαττωθεί εάν μειώσουμε την τρωτότητα, V , ή την σεισμική επικινδυνότητα, H . Όμως, η σεισμική επικινδυνότητα, H , καθορίζεται από φυσικούς παράγοντες (π.χ. σεισμικότητα, κλπ) και επομένως δεν είναι δυνατό να μειωθεί, αλλά μπορεί να υπολογισθεί με σχετική ακρίβεια. Συνεπώς ο σεισμικός κίνδυνος, R , ενός τόπου, μπορεί να μειωθεί με την καλύτερη απόκριση των κατασκευών, δηλαδή, με τη μείωση της τρωτότητας, V (Παπαζάχος, 1990).

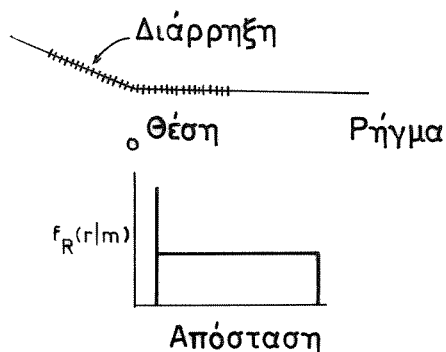
Η πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας εξαρτάται από τις πιθανές επιδράσεις μελλοντικών σεισμών σε μία εξεταζόμενη θέση. Η πλέον έντονη σεισμική επίδραση η οποία λαμβάνεται υπόψη στους αντισεισμικούς υπολογισμούς είναι η εδαφική κίνηση. Γενικά με τον όρο σεισμική επίδραση, εννοούμε την απόκριση της κατασκευής σε οποιασδήποτε μορφής κίνηση.

Οι πιθανότητες των σεισμικών επιδράσεων μπορούν να υπολογισθούν με διάφορες μεθόδους τόσο εμπειρικές όσο και θεωρητικές (Cornell, 1968, 1980). Οι μέθοδοι αυτές είναι δυνατόν να διακριθούν σε δύο γενικές κατηγορίες (Toro and McGuire, 1987). Η πρώτη κατηγορία σχετίζεται με τη μελέτη των ιστορικών σεισμικών επιδράσεων σε μία θέση ή των ενόργανων παρατηρήσεων που καταγράφηκαν στη θέση αυτή (Milne and Davenport, 1969; Veneziano et al., 1984; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989). Η δεύτερη κατηγορία σχετίζεται με τα συμπεράσματα τα οποία συνάγονται από τη μελέτη της σεισμικής πηγής, του δρόμου διάδοσης των κυμάτων και της θέσης της κατασκευής, τα οποία σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση των πιθανοτήτων (Basham et al., 1979, 1983, 1985; Algermissen et al., 1982; Thenhaus et al., 1987).

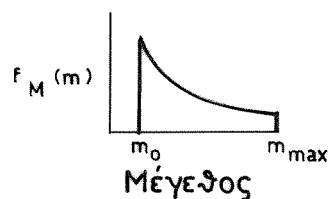
Τα διάφορα στάδια καθορισμού της σεισμικής επικινδυνότητας παρουσιάζονται στο σχήμα (1.16), όπου τα Α, Β και Γ αποτελούν τις απαιτούμενες κατηγορίες δεδομένων εισόδου για τον υπολογισμό του αποτελέσματος Δ. Το πρώτο στάδιο περιλαμβάνει τον καθορισμό του χώρου μέσα στον οποίο συμβαίνουν οι σεισμοί που πρόκειται να επηρεάσουν την εξεταζόμενη θέση. Σε περιοχές όπου έχουν εντοπισθεί ενεργά σεισμικά ρήγματα, αυτά πρέπει να παρασταθούν ως πιθανές σεισμικές πηγές. Σε περιοχές όπου τα ρήγματα δεν είναι με σαφή τρόπο καθορισμένα, οι σεισμικές πηγές μπορούν να παρασταθούν ως εδαφικές επιφάνειες (σεισμογόνες πηγές) οι οποίες θεωρούνται ως πιθανές θέσεις μελλοντικών σεισμών. Σε κάθε περίπτωση, η κατανομή των ρηγμάτων ή των υποκέντρων μπορεί να είναι χωρικά ομοιόμορφη ή ανομοιόμορφη (Howell, 1974, 1984; Chung and Bernreuter, 1979; Kaul, 1979).

Το δεύτερο στάδιο περιλαμβάνει την εκτίμηση της κατανομής του σεισμικού μεγέθους και του ρυθμού εμφάνισης των σεισμών σε κάθε πηγή. Διάφορα

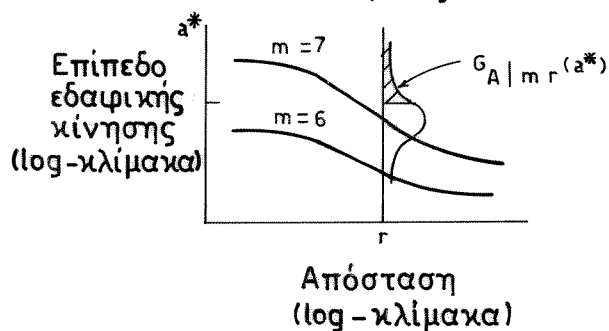
A. Σεισμική πηγή



B. Κατανομή μεγέθους και
ρυθμός εμφάνισης για
την πηγή i
 $f_M(m), \nu_i$

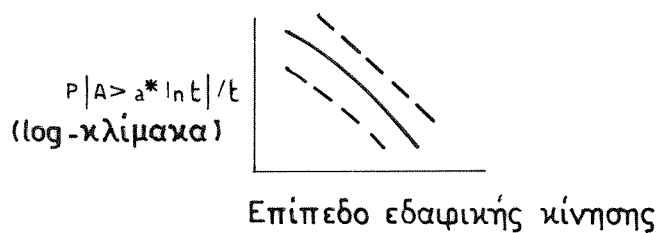


C. Υπολογισμός της
εδαφικής κίνησης
 $G_{A|m,r}(a^*)$



D. Πιθανολογική ανάλυση

$$P[A > a^* \text{ in time } t] / t \approx \sum_i \nu_i \iint G_{A|m,r}(a^*) f_M(m) f_R(r|m) dm dr$$



Σχ. 1.16. Τα διάφορα βήματα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας.

πιθανολογικά μοντέλα εμφάνισης σεισμών έχουν προταθεί για την εφαρμογή τους στην σεισμική επικινδυνότητα. Το μοντέλο Poisson, "χωρίς μνήμη", βρήκε σημαντική εφαρμογή στη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (Cornell, 1968; Merz and Cornell, 1973; Mortgat and Shah, 1979). Πρόσφατα, χρησιμοποιήθηκαν χρονικά εξαρτημένα μοντέλα γένεσης σεισμών. Διαπιστώθηκε, από μελέτες που αφορούσαν τα σεισμικά κενά, ότι τα χαρακτηριστικά σεισμικά συμβάντα και ο χρόνος που μεσολάβησε από τον τελευταίο σεισμό παίζουν σημαντικό ρόλο στους υπολογισμούς της σεισμικής επικινδυνότητας. Έτσι αναπτύχθηκαν διάφορα χρονικώς εξαρτημένα μοντέλα, όπως τα μοντέλα Markov και semi-Markov (Veneziano and Cornell, 1974; Patwardhan et al., 1980, Anagnos and Kiremidjian, 1984, 1985), τα μοντέλα ανανέωσης (Bender, 1984; Kiremidjian and Anagnos, 1984). Μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες κατανομές του σεισμικού μεγέθους. Το πλέον σύνηθες μοντέλο είναι η εκθετική κατανομή των Gutenberg and Richter (1944). Όμως, διάφορα άλλα μοντέλα προτάθηκαν, όπως είναι το μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού σε κάθε σεισμική πηγή (Cornell and Vanmarcke, 1969; Cosentino et al., 1977) και ο δευτεροβάθμιος νόμος κατανομής των σεισμικών μεγεθών (Merz and Cornell, 1973). Μία εξέλιξη των τελευταίων χρόνων στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας ήταν η συσχέτιση του ρυθμού εμφάνισης των σεισμών, ν , με το ρυθμό σεισμικής ολίσθησης στο ρήγμα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα ιστορικές ή ενόργανες παρατηρήσεις να συσχετισθούν με μεγάλης διάρκειας ρυθμούς ολίσθησης και να βρεθούν σε ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ τους (Papastamatiou, 1980; Youngs and Coppersmith, 1985; Papastamatiou and Sarma, 1988).

Ο καθορισμός ενός εμπειρικού μοντέλου πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι η τρίτη κατηγορία δεδομένων εισόδου (Σχ. 1.16). Όπως ήδη έχει αναφερθεί, η εκτίμηση της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε μία εξεταζόμενη θέση ως συνάρτηση του σεισμικού μεγέθους, της απόστασης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών, καθορίζει ένα εμπειρικό μοντέλο πρόβλεψης.

Ο υπολογισμός της πιθανολογικής εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας γίνεται με βάση το θεώρημα της ολικής πιθανότητας (McGuire, 1976) το οποίο δίνεται από την παρακάτω σχέση (Σχ. 1.16) :

$$P[A > a : t] / t = \sum_i \nu_i \int_M \int_R G_{A/m,r}(a^*) f_M(m) f_R(r/m) dm dr \quad (1.10)$$

όπου ν_i είναι ο μέσος ετήσιος ρυθμός εμφάνισης σεισμών σε μία σεισμική πηγή, i , $G_{A/m,r}(a^*)$ είναι το εμπειρικό μοντέλο της ισχυρής σεισμικής κίνησης, $f_M(m)$ είναι η συνάρτηση πυκνότητας του μεγέθους σε μία πηγή, i , $f_R(r/m)$ είναι η συνάρτηση πυκνότητας της απόστασης σε μία πηγή. Στους υπολογισμούς, το A παρουσιάζει μία παράμετρο της ισχυρής σεισμικής κίνησης της οποίας υπολογίζεται η πιθανότητα υπέρβασης ενός καθορισμένου επιπέδου της ισχυρής

κίνησης, a , για καθορισμένο σεισμικό μέγεθος, m , και απόσταση, r , από την εξεταζόμενη θέση. Η μέθοδος αυτή είναι προσεγγιστική, γιατί κάθε φορά υπολογίζονται για κάθε σεισμική πηγή οι αναμενόμενοι αριθμοί των υπερβάσεων του επιπέδου a .

Η σχέση (1.10) παρουσιάζεται ως συνάρτηση του σεισμικού μεγέθους, m , και της απόστασης, r , αλλά μπορεί να επεκταθεί και να περιλαμβάνει και άλλα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης, π.χ. την πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, και τη σεισμική ροπή, M_0 (Toro et al., 1992). Επίσης, είναι δυνατόν να περιλαμβάνει την εξάρτηση της ισχυρής κίνησης από τις τοπικές εδαφικές και γεωλογικές συνθήκες καταγραφής (Anderson and Trifunac, 1977, 1978; Katayama, 1982; Gupta, 1991).

Μία σημαντική παράμετρος η οποία μπορεί να περιληφθεί στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι η κατευθυντικότητα ή η αζιμουθιακή μεταβολή της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε σχέση με τη θέση καταγραφής. Η διεύθυνση της διάρρηξης του ρήγματος του S. Andreas λήφθηκε υπόψη στους υπολογισμούς της σεισμικής επικινδυνότητας (Douglas and Ryall, 1977). Με την προτεινόμενη μεθοδολογία, καθορίσθηκε το μήκος της διάρρηξης το οποίο με βάση το σεισμικό μέγεθος επέτρεψε ακριβή υπολογισμό της περιόδου επανάληψης των παραμέτρων της ισχυρής κίνησης, με βάση γνωστή σχέση απόσβεσης. Ένα μοντέλο σεισμικής διάρρηξης το οποίο λαμβάνει υπόψη την κατευθυντικότητα, εφαρμόσθηκε στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας από τους DerKiureghian and Ang (1977). Το μοντέλο αυτό επιχείρησε να διορθώσει κάποιες αβεβαιότητες που υπεισέρχονταν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και βασίσθηκε κυρίως στη θεωρία της δομικής αξιοπιστίας (DerKiureghian, 1981; Araya and DerKiureghian, 1986, 1988; Moghtaderi-Zadeh and Diamantidis, 1986; Mohammadi and Suen, 1991). Η αζιμουθιακή εξάρτηση των μακροσεισμικών εντάσεων και η επίδρασή της στην σεισμική επικινδυνότητα μελετήθηκαν αναλυτικά με σκοπό τον καθορισμό της μη γραμμικής απόκριση των κατασκευών για την περιοχή της Πορτογαλίας (Oliveira and Costa, 1984; Costa et al., 1992). Η χρησιμοποίηση οριοθετημένου μοντέλου σεισμικής διάρρηξης στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας υιοθετήθηκε για την περιοχή της Taiwan (Loh et al., 1991). Η μη ομοιόμορφη απόσβεση των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης και η διεύθυνση της διάρρηξης, λήφθηκε υπόψη στους υπολογισμούς της σεισμικής επικινδυνότητας (Toki et al., 1988; Ejiri et al., 1991; Jiang, 1991). Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση την αζιμουθιακή απόσβεση της μακροσεισμικής έντασης πραγματοποιήθηκε για την περιοχή της Φλωρεντίας της Ιταλίας (Crespellani et al., 1992).

Εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας που βασίζεται σε φασματικές τιμές της ισχυρής σεισμικής κίνησης, πραγματοποιήθηκε παίρνοντας υπόψη στους

υπολογισμούς και τη διεύθυνση διάδοσης της σεισμικής διάρρηξης (Kobayashi and Midorikawa, 1982). Το συντελεστή ενίσχυσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης και τον προσανατολισμό αυτής ως προς μονοβάθμια στρεπτικά συστήματα διπλής μάζας καθόρισαν ο Mohraz (1992) και οι Tiv and Mohraz (1992).

Στη διαδικασία της πιθανολογικής εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, υπεισέρχονται διάφορες αβεβαιότητες (Toro and McGuire, 1987). Στις διάφορες εκτιμήσεις της σεισμικής επικινδυνότητας, οι σεισμοί παρουσιάζονται ως ανεξάρτητα στατιστικά γεγονότα τα οποία συμβαίνουν τυχαία μέσα σε σεισμικά ομογενείς πηγές ή κατά μήκος γραμμικών ρηγμάτων. Οι αβεβαιότητες οι οποίες υπεισέρχονται στους υπολογισμούς είναι δυνατόν να διακριθούν σ' αυτές που οφείλονται στον καθορισμό των θέσεων των σεισμικών πηγών, στον υπολογισμό των σεισμικών παραμέτρων και στον καθορισμό της σχέσης απόσβεσης.

Μία κύρια πηγή αβεβαιότητας στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας είναι ο καθορισμός του μοντέλου των σεισμικών πηγών (Atkinson and Charlwood, 1983; Bender, 1984a, 1986; Bender and Perkins, 1993). Με στόχο τον περιορισμό των αβεβαιοτήτων αυτών εναλλακτικά μοντέλα σεισμικών ζωνών είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (Thenhaus et al., 1987). Η αβεβαιότητα καθορισμού των σεισμικών παραμέτρων, όπως είναι η πληρότητα του καταλόγου των ιστορικών σεισμών (McGuire, 1977), η ακριβής εκτίμηση του μέγιστου και του ελάχιστου σεισμού μίας σεισμικής πηγής (Bender, 1984b) και η στατιστική επάρκεια των προτεινόμενων μοντέλων σεισμικότητας (McGuire and Shedlock, 1981; McGuire and Stepp, 1986; Lamarre et al., 1992), είναι από τις βασικές πηγές σφαλμάτων κατά την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Ο καθορισμός της σχέσης απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι δυνατόν να εμφανίσει δύο κατηγορίες αβεβαιοτήτων. Η πρώτη οφείλεται στη μη κατάλληλη επιλογή της σχέσης απόσβεσης (Joyner and Boore, 1981; Campbell, 1987; Algermissen et al., 1990). Η δεύτερη κατηγορία αβεβαιοτήτων προέρχεται από τη μεταβολή της ισχυρής κίνησης των διαφορετικών σεισμών που υιοθετούνται στον καθορισμό της σχέσης απόσβεσης. Η μεταβολή αυτή είναι δυνατόν να αποδοθεί με τιμές τυπικής απόκλισης (Σχ. 1.16) στους διάφορους υπολογισμούς (Algermissen et al., 1982; McVerry, 1986; Campbell, 1987). Τα αποτελέσματα της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας παρουσιάζουν ευαισθησίες στις διάφορες υποθέσεις που υιοθετούνται στους υπολογισμούς. Η κατανόηση της ευαισθησίας αυτής είναι δυνατόν να βελτιστοποιήσει τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας (Toro and McGuire, 1987; Rabinowitz and Steinberg, 1991).

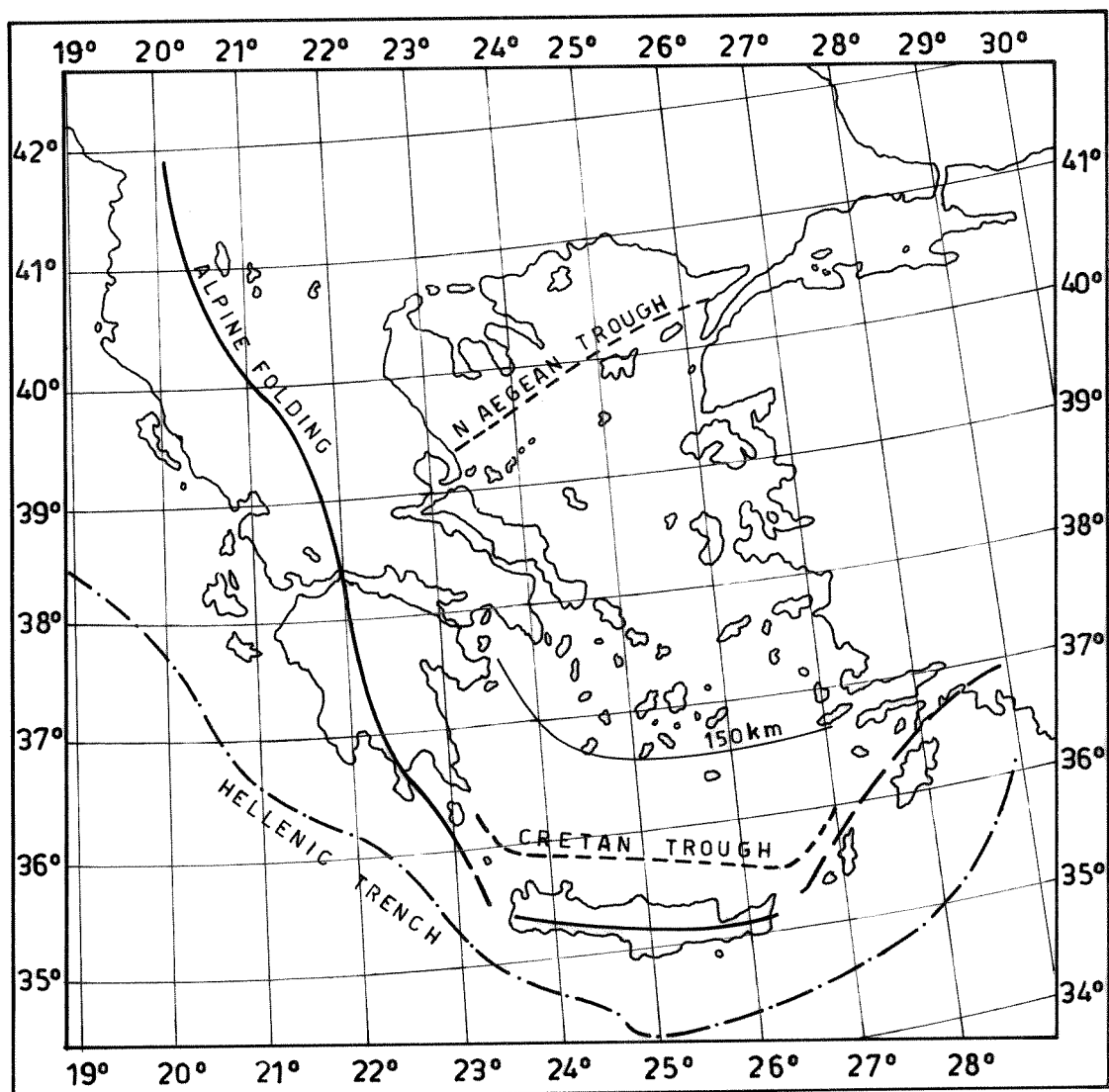
Διάφοροι κώδικες Η/Υ έχουν παρουσιασθεί για την εκτίμηση της σεισμικής

επικινδυνότητας. Ο McGuire (1976, 1978) παρουσίασε δύο κώδικες οι οποίοι είχαν μεγάλη εφαρμογή. Η βάση των υπολογισμών των δύο προγραμμάτων βασίζεται στη σχέση (1.10), όπου στο πρώτο πρόγραμμα (McGuire, 1976) οι σεισμικές πηγές αναπαρίστανται ως κανονικά τετράπλευρα. Στο δεύτερο πρόγραμμα οι σεισμικές πηγές δίνονται υπό μορφή σεισμικών ρηγμάτων. Ο κώδικας αυτός είναι δυνατόν να εκτιμήσει τη σεισμική επικινδυνότητα σε ένα πλέγμα εξεταζόμενων θέσεων και για όλες τις παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Ο κώδικας EQRISK προτάθηκε με σκοπό τον υπολογισμό πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης (Anderson, 1978; Anderson and Trifunac, 1978). Ο κώδικας SEISRISK III είναι μία αντικατάσταση των αρχικών προγραμμάτων SEISRISK I και II (Bender and Perkins, 1982). Η διαφορά της τελευταίας τροποποίησης από τις αντίστοιχες προηγούμενες είναι ότι, αυτή επιτρέπει τους σεισμούς σε μία σεισμική ζώνη να είναι κανονικά αντί ομοιόμορφα κατανεμημένοι. Ο κώδικας STASHA αναπτύχθηκε στο Πανεπιστήμιο του Stanford (Chiang et al., 1984), με βασική διαφορά από τους προηγούμενους ότι λαμβάνει υπόψη μία τυχαία αριθμητική προσομοίωση προκειμένου να χρησιμοποιήσει πλήρη δεδομένα. Ο DerKiureghian (1978), με τον κώδικα SRAP, έλαβε υπόψη στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας την κατευθυντικότητα.

1.7. Σεισμοτεκτονικά Στοιχεία της Νότιας Βαλκανικής.

Ο γεωγραφικός χώρος του οποίου μελετάμε την απόσβεση των σεισμικών εντάσεων και τη σεισμική επικινδυνότητα ανήκει την Νότια Βαλκανική. Αυτή απαρτίζεται κυρίως από τον Ελληνικό χώρο, από περιοχές της Νότιας Αλβανίας, Γιουγκοσλαβίας και Βουλγαρίας και από τα δυτικά παράλια της Τουρκίας. Ο Ελληνικός χώρος και οι γύρω περιοχές βρίσκονται στην Μεσογειακή-Μελανησιακή ζώνη του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης και στο όριο σύγκλισης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα. Για το λόγο αυτό, η ενεργός τεκτονική του χώρου είναι αρκετά έντονη, όπως προκύπτει από την υψηλή σεισμικότητα, την παραμόρφωση των γεωλογικών ζωνών και τα ηφαιστειακά φαινόμενα τα οποία εκδηλώνονται στην περιοχή (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989).

Το Ελληνικό τόξο (Hellenic arc) αποτελεί βασικό τεκτονικό γνώρισμα του χώρου. Στο σχήμα (1.17) παρουσιάζονται τα μορφολογικά χαρακτηριστικά τεκτονικής σημασίας, τα οποία σχετίζονται με το χώρο του Αιγαίου και τις γύρω περιοχές. Τα χαρακτηριστικά αυτά από το νότο προς το βορρά είναι : η Μεσογειακή ράχη (Mediterranean ridge), η Ελληνική τάφρος (Hellenic trench), τὸ Ελληνικό τόξο (Hellenic arc) και η τάφρος του βορείου Αιγαίου (N. Aegean trough) (Παπαζάχος

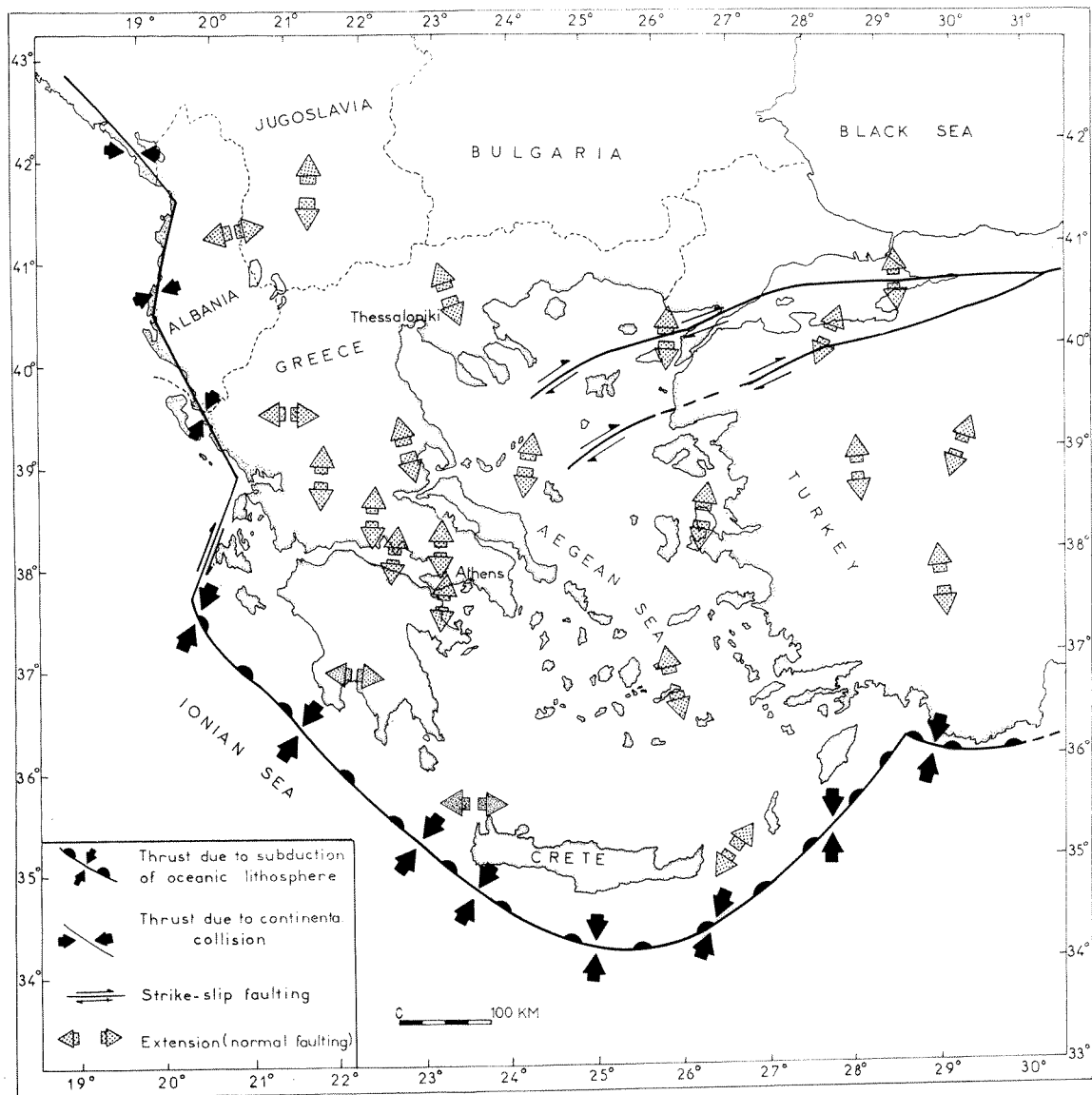


Σχ. 1.17. Τα κύρια γεωμορφολογικά στοιχεία τεκτονικής προελεύσεως στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (Παπαζάχος κ.α., 1987).

κ.α., 1987). Η Μεσογειακή ράχη (Comninakis and Papazachos, 1972) είναι ένα υποθαλάσσιο κύρτωμα, συμπιεστικού χαρακτήρα, του φλοιού της ανατολικής Μεσογείου παράλληλο προς την Ελληνική τάφρο. Η Ελληνική τάφρος, με μέγιστο βάθος υδάτων 5 km, είναι μία σειρά από μικρότερες υποθαλάσσιες τάφρους παράλληλες προς το Ελληνικό τόξο. Το Ελληνικό τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο (Αλπική πτύχωση, Κρήτη, Ρόδος), το οποίο συνδέει της Δυναρικές Άλπεις με τις Τουρκικές Ταυρίδες και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο το οποίο βρίσκεται σε μία μέση απόσταση από το ιζηματογενές περίπου 120 km (Papazachos and Comninakis, 1971). Μεταξύ των δύο μορφολογικών χαρακτηριστικών υπάρχει η Κρητική τάφρος (Cretan trough) με ένα μέγιστο βάθος περίπου 2 km. Στο βόρειο Αιγαίο υπάρχει η ομώνυμη τάφρος (North Aegean trough) με ένα μέσο βάθος υδάτων περίπου 1500 μέτρα (Papazachos, 1986).

Η δομή του φλοιού του Αιγαίου και των γύρω περιοχών μελετήθηκε με διάφορες γεωφυσικές μεθόδους από διάφορους ερευνητές (Papazachos et al., 1966; Papazachos, 1969; Makris, 1978; Παναγιωτόπουλος 1984, Panagiotopoulos and Papazachos, 1985, Κ. Παπαζάχος, 1994). Το πάχος του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου είναι μεταξύ 20-34 km, δηλαδή πρόκειται για ηπειρωτικό φλοιό παρότι το Ελληνικό τόξο και η περιοχή εσωτερικά αυτού παρουσιάζουν ομοιότητες με άλλα νησιωτικά τόξα και περιθωριακές θάλασσες (π.χ. Ιαπωνική) των οποίων ο φλοιός έχει ωκεάνια δομή (Papazachos and Comninakis, 1971). Το πεδίο τάσεων και τα σεισμικά ρήγματα τα οποία είναι αποτέλεσμα της ενεργού τεκτονικής, είναι δυνατόν να μελετηθούν με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των μεγάλων σεισμών που έγιναν στην περιοχή. Προσπάθεια καθορισμού των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, του πεδίου των τάσεων και του είδους των ρηγμάτων έχει γίνει από διάφορους ερευνητές (Papazachos and Delibasis, 1969; McKenzie, 1970, 1972, 1978; Papazachos and Comninakis, 1971; Papadimitriou, 1988; Kiratzi and Langston, 1989, 1991; Ioannidou 1989; Papazachos et al., 1991a; Kiratzi et al., 1991; Taymaz et al., 1991).

Τα αποτελέσματα των ερευνών αυτών από τους μηχανισμούς γένεσης των επιφανειακών σεισμών οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι ο χώρος της νότιας Βαλκανικής μπορεί γενικά να χωρισθεί σε δύο μεγάλες περιοχές. Στην πρώτη περιοχή η οποία καλύπτει κυρίως το Ελληνικό τόξο και την επέκτασή του μέχρι τις ακτές της Γιουγκοσλαβίας, στην οποία ασκούνται οριζόντιες τάσεις συμπίεσης και συνεπώς επικρατούν ανάστροφα (thrust) ρήγματα, και στην περιοχή που καλύπτει τον υπόλοιπο χώρο, όπου ασκούνται οριζόντιες εφελκυστικές τάσεις που δημιουργούν κανονικά ή βαρύτητας(normal) ρήγματα (Σχ. 1.18). Στην περιοχή του νησιού της Κεφαλονιάς και στην περιοχή της τάφρου του Βορείου Αιγαίου επικρατούν δεξιόστροφα ρήγματα διεύθυνσης(strike-slip) με μικρή κανονική ή ανάστροφη



Σχ. 1.18. Τα κύρια χαρακτηριστικά της ενεργούς τεκτονικής στο Αιγαίο και την γύρω περιοχή (Papazachos et al., 1991).

συνιστώσα (Papazachos et al., 1991).

Με βάση τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των διαφόρων γεωφυσικών μεθόδων και τη βελτίωση των υπολογισμών των μηχανισμών γένεσης μεγάλων σεισμών έγιναν διάφορες προσπάθειες ερμηνείας της ενεργού τεκτονικής βάθους που επικρατεί στο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών. Μερικοί ερευνητές προσπαθούν να ερμηνεύσουν τα δεδομένα αυτά αποδίδοντάς τα σε εξωτερικές δυνάμεις που οφείλονται στη σχετική κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών (Dewey and Sengor, 1979) ή σε εσωτερικές βαρυτικές δυνάμεις ολίσθησης (Berckhemer, 1976; Makris, 1978) ή σε δυνάμεις που επενεργούν στον πυθμένα του Αιγαίου (Papazachos, 1977; McKenzie, 1978). Το τελευταίο προτεινόμενο λιθοσφαιρικό μοντέλο εξετάστηκε λεπτομέρως με σκοπό να ερμηνεύσει τη διαδικασία γένεσης των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στην ζώνη Benioff, αμφιθεατρικού σχήματος, του Νοτίου Αιγαίου, με αποτελέσματα αρκετά ικανοποιητικά (Papazachos et al., 1991).

Σημαντικές προσπάθειες με σκοπό τον υπολογισμό του ρυθμού της ενεργής παραμόρφωσης του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου και των γύρω περιοχών έγιναν από πολλούς ερευνητές (Tselentis and Makropoulos, 1986; Ambraseys and Jackson, 1990; Papazachos et al., 1991b; Kiratzi, 1991). Ο υπολογισμός του ρυθμού παραμόρφωσης του φλοιού της Γης αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα στη μελέτη σεισμολογικών προβλημάτων. Πρόσφατη έρευνα για το θέμα αυτό κυρίως για την κεντρική Ελλάδα καθώς και για 26 ζώνες επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών, πραγματοποιήθηκε από τους Κ. Παπαζάχο και Κυρατζή (1992) και τον Κ. Παπαζάχο και τους συνεργάτες του (1993).

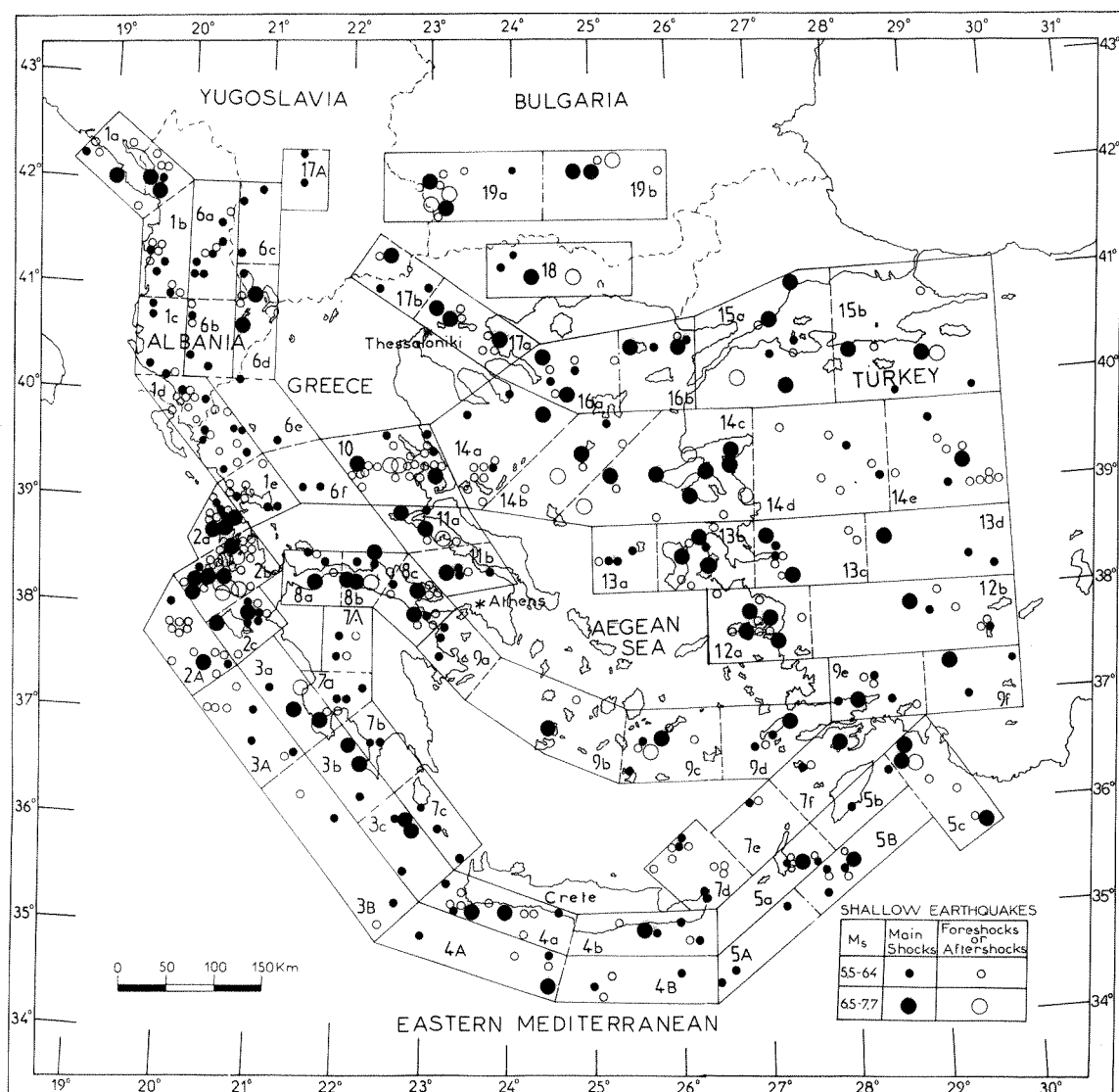
Η σεισμικότητα ενός χώρου εξαρτάται άμεσα από τα μεγέθη των σεισμών που γίνονται στο χώρο αυτό και από την συχνότητα (π.χ. ετήσιος αριθμός) των σεισμών κάθε μεγέθους (Παπαζάχος, 1989). Ο καθορισμός της σεισμικότητας σε μία περιοχή μπορεί να γίνει τόσο ποιοτικά, με βάση τη γεωγραφική κατανομή της, όσο και ποσοτικά με βάση τη γνωστή σχέση των Gutenberg and Richter (1944). Η γεωγραφική κατανομή της σεισμικότητας μπορεί να αποδοθεί με χάρτες όπου με κατάλληλους συμβολισμούς σημειώνονται τα επίκεντρα των σεισμών με ταυτόχρονη παράσταση των μεγεθών των σεισμών. Παίρνοντας υπόψη τη γεωγραφική κατανομή των επίκεντρων σε μία περιοχή και τα διάφορα τεκτονικά χαρακτηριστικά της, είναι δυνατόν να χωρισθεί η περιοχή σε ομογενή σεισμοτεκτονικά τμήματα (ίδιας σεισμικότητας, τύπου ρηγμάτων, κλπ) και να προσδιορισθούν τα μέτρα σεισμικότητας για κάθε τμήμα. Τα τμήματα αυτά ονομάζονται σεισμικές ζώνες ή σεισμικές πηγές. Ο ακριβής χωρισμός μιας περιοχής σε σεισμικές ζώνες βοηθά ουσιαστικά στον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας της εξεταζόμενης περιοχής.

Ο Ελληνικός χώρος και οι γύρω περιοχές έχουν υψηλή σεισμικότητα, όπως

προκύπτει τόσο από στοιχεία του παρόντα αιώνα (Comninakis and Papazachos, 1978, 1986, 1989; Makropoulos, 1978; Makropoulos et al., 1989) όσο και από ιστορικά στοιχεία (Papazachos and Comninakis, 1982; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989). Με βάση τα δεδομένα αυτά, έχουν γίνει σημαντικές προσπάθειες χωρισμού του Ελληνικού χώρου σε σεισμικές ζώνες, παίρνοντας υπόψη ανεξάρτητα τους επιφανειακούς και τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους (Papazachos, 1980; Drakopoulos and Makropoulos, 1983; Χατζηδημητρίου, 1984; Makropoulos and Burton, 1984; Hatzidimitriou et al., 1985; Papazachos, 1990). Πρόσφατα, με βάση το χωρισμό του Ελληνικού χώρου σε σεισμικές ζώνες (Papazachos, 1990) και με πρόσθετα στοιχεία χωρίσθηκε ο χώρος αυτός σε σεισμογόνες πηγές (Papazachos, 1992; Papazachos and Papaioannou, 1993). Ο χωρισμός αυτός έγινε με βάση την κατανομή των επικέντρων των ισχυρών επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών, το επίπεδο σεισμικότητας, το μέγιστο παρατηρημένο σεισμό, τον τύπο των επικρατούντων ρηγμάτων και τα διάφορα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά. Επίσης, οι σεισμοί που περιλαμβάνονται σε κάθε σεισμογόνο πηγή εξετάσθηκαν με λεπτομέρεια ώστε να διαπιστωθεί αν ακολουθούν το μοντέλο " πρόγνωσης χρόνου" (Time predictable model) (Παπαζάχος, 1988a, Papazachos, 1988b, 1989, 1992). Κάθε σεισμογόνο πηγή περιλαμβάνει ένα κύριο σεισμικό ρήγμα στο οποίο γίνεται ο μέγιστος (χαρακτηριστικός) σεισμός της πηγής, αλλά επίσης περιλαμβάνει και άλλα μικρότερα σεισμικά ρήγματα στα οποία γίνονται μικρότεροι κύριοι σεισμοί. Κατ' αυτόν τον τρόπο ολόκληρη η περιοχή του Αιγαίου και των γύρω περιοχών χωρίσθηκε σε 69 σεισμογόνες πηγές των επιφανειακών σεισμών. Από τον Καρακώστα (1988) και τους Καρακώστα και Παπαζάχο (1989) καθορίσθηκε με ακρίβεια το μέσο εστιακό βάθος των επιφανειακών σεισμών της νότιας Βαλκανικής, που δίνει τις κατακόρυφες διαστάσεις των πηγών αυτών.

Στο σχήμα (1.19) παρουσιάζονται οι 69 σεισμογόνες πηγές των επιφανειακών σεισμών μαζί με τα επίκεντρα των σεισμών που εξασφαλίζουν την απαιτούμενη πληρότητα των δεδομένων. Το ίδιο σχήμα παρουσιάζει μία διάκριση μεταξύ κυρίων και των προ- και μετα- σεισμών. Ο όρος προ- και μετα- σεισμός χρησιμοποιήθηκε με την ευρύτερη έννοια προκειμένου να γίνει μελέτη σε κάθε σεισμογόνο πηγή του μοντέλου της " πρόγνωσης χρόνου ".

Ενά βασικό σεισμολογικό πρόβλημα για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου αποτελούν οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι είναι μία σημαντική απειλή για την ευρύτερη περιοχή της νότιας Βαλκανικής (Comninakis and Papazachos, 1980; Papazachos, 1990). Τέτοιοι ισχυροί σεισμοί ($M_s \geq 8$) παρατηρήθηκαν τόσο κατά τους ιστορικούς χρόνους όσο και κατά τον παρόντα αιώνα (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989). Στο σχήμα (1.20) παρουσιάζονται οι σεισμογόνες πηγές των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($60 \text{ km} < h < 180 \text{ km}$) (Papazachos and Papaioannou,

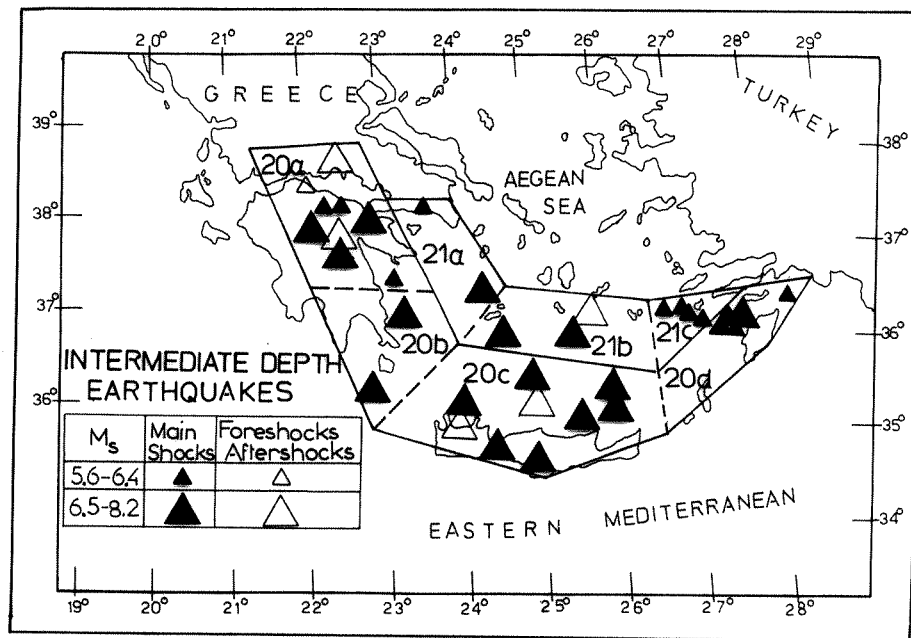


Σχ. 1.19. Οι 69 σεισμογόνες πηγές των επιφανειακών σεισμών του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Papazachos and Papaioannou, 1993).

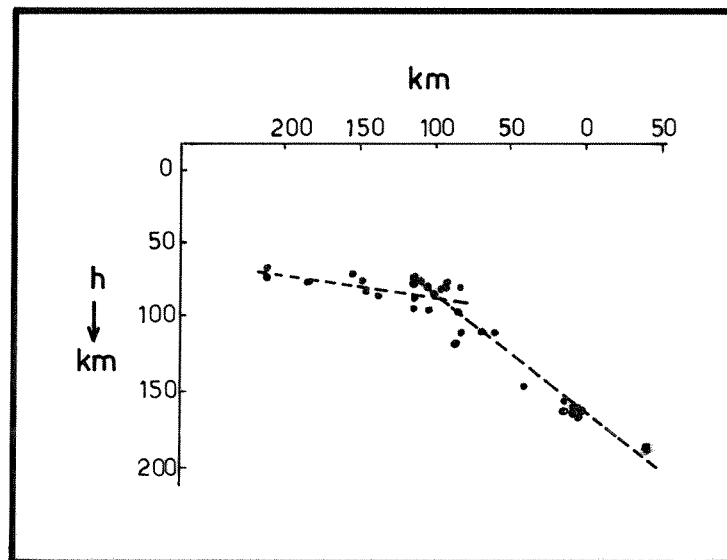
1993) όπως αυτές προέκυψαν από το χωρισμό των αντίστοιχων σεισμικών ζωνών του ίδιου χώρου (Papazachos, 1990). Οι πηγές (20a, 20b, 20c, 20d) περιλαμβάνουν σεισμούς με μέσο εστιακό βάθος από 60 km έως 100km, ενώ οι σεισμογόνες πηγές (21a, 21b, 21c) σχετίζονται με σεισμούς με μέσο εστιακό βάθος από 100 km έως 180 km. Στο σχήμα(1.21) παρουσιάζεται, σε κατακόρυφη τομή, η κατανομή των σεισμών ενδιάμεσου βάθους της ζώνης Benioff του νοτίου Αιγαίου με σεισμούς $M_s > 5.0$ οι οποίοι έγιναν μεταξύ 1964 και 1985. Οι οριζόντιες αποστάσεις στο σχήμα (1.21) μετρώνται από την ισοβαθή των 160km. Παρατηρείται καθαρά ότι οι εστίες των σεισμών ενδιάμεσου βάθους σχηματίζουν δύο βυθιζόμενα τμήματα, με διαφορετική γωνία βύθισης της ζώνης Benioff. Η πρώτη κλίση (10°) αντιστοιχεί στις εξωτερικές σεισμογόνες πηγές(20a, 20b, 20c, 20d) με ένα μέσο εστιακό βάθος των σεισμών περίπου 80km. Η δεύτερη κλίση (38°) αντιστοιχεί στις εσωτερικές σεισμογόνες πηγές (21a, 21b, 21c) με ένα μέσο εστιακό βάθος των σεισμών περίπου 140 km (Papazachos, 1990).

1.8. Αντικείμενο της Διατριβής.

Στην διατριβή αυτή γίνεται προσπάθεια για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με βάση την αζιμουθιακή μεταβολή των σεισμικών εντάσεων στο χώρο αυτό. Για τον σκοπό αυτό υιοθετήθηκαν δύο βασικά μοντέλα απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων, το μοντέλο της αζιμουθιακής απόσβεσης και το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας στην εστία χρησιμοποιήθηκε στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , την εδαφική επιτάχυνση, a_g , την εδαφική ταχύτητα, v_g , τη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g , και τις φασματικές τιμές της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a . Με βάση τα στοιχεία που προέκυψαν χωρίσθηκε ο Ελληνικός χώρος σε 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας. Εφαρμόσθηκε το μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης και καθορίσθηκαν συνθετικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g .



Σχ. 1.20. Οι σεισμογόνες πηγές των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στη περιοχή του νοτίου Αιγαίου (Papazachos and Papaioannou, 1993).



Σχ. 1.21. Οι δύο κλάδοι της σεισμικής ζώνης Benioff του νοτίου Αιγαίου σε μία κάθετη τομή του Ελληνικού τόξου (Papazachos, 1990).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΑΖΙΜΟΥΘΙΑΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΤΑΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

2.1. Προηγούμενες Σχετικές Ερευνες στον Ελληνικό Χώρο και τις Γύρω Περιοχές.

Ενα από τα σημαντικότερα βήματα στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας είναι ο καθορισμός της κατάλληλης σχέσης απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων. Η σχέση απόσβεσης κατά μήκος του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, η οποία εκφράζεται με τους διάφορους ορισμούς αποστάσεων (επικεντρική, υποκεντρική, κοντινότερη απόσταση από τη ζώνη διάρρηξης, κλπ), αποτελεί το συνδετικό κρίκο μεταξύ της σεισμικής πηγής, η οποία εκφράζεται με τις διάφορες κλίμακες μεγεθών (M_S , M_L , M_W , M_{JMA} , κλπ), και των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε κάποια εξεταζόμενη θέση. Ως τέτοιες παράμετροι θεωρούνται συνήθως η μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , I_{MCS} , κλπ, οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , εδαφικής ταχύτητας, v_g , εδαφικής μετάθεσης, d_g , οι φασματικές τιμές της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a , και η διάρκεια της ισχυρής κίνησης, D_g . Επίσης μπορούν να χρησιμοποιηθούν παράμετροι οι οποίες σχετίζονται με την εκλυόμενη ενέργεια κατά τη διάρκεια της ισχυρής κίνησης όπως η ένταση κατά Arias, η μέση τετραγωνική ρίζα της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} , και τιμές από τα φάσματα Fourier και απόκρισης. Όπως έχει αναφερθεί, ένας μεγάλος αριθμός αβεβαιοτήτων υπεισέρχονται στον καθορισμό των σχέσεων απόσβεσης και διαμέσου αυτής στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας συγκεκριμένης θέσης.

Η μεγάλη σημασία της σχέσης απόσβεσης και η επίδρασή της στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είχε ως αποτέλεσμα, πολλοί ερευνητές τόσο στον διεθνή όσο και στον Ελληνικό χώρο, να ασχοληθούν συστηματικά με τον ακριβή καθορισμό της απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων και των παραγόντων οι οποίοι την επηρεάζουν. Ήδη στο πρώτο κεφάλαιο έχει παρουσιασθεί μία γενική επισκόπηση της διεθνούς ερευνητικής δραστηριότητας για το θέμα αυτό.

Ο μεγάλος αριθμός αξιόπιστων μακροσεισμικών πληροφοριών, από τους ιστορικούς χρόνους, είχε ως αποτέλεσμα να ξεκινήσουν, από πολύ νωρίς, σημαντικές προσπάθειες καθορισμού της απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων στην νότια Βαλκανική. Διάφοροι ερευνητές μελέτησαν την απόσβεση της σεισμικής έντασης για τον εξεταζόμενο χώρο, κυρίως ως συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, το σεισμικό μέγεθος και το εστιακό βάθος. Η ύπαρξη των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο των οποίων η απόσβεση καθορίζεται κυρίως

από τη δομή βάθους του χώρου, ανέδειξε σημαντικά προβλήματα στο θέμα της απόσβεσης και στον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

Η μακροσεισμική ένταση αποτέλεσε από πολύ νωρίς μία βασική παράμετρο μελέτης της ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών. Τη μελέτη της απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης εξέτασαν πολλοί ερευνητές (Galanopoulos, 1961a,b; Drakopoulos, 1976a,b, 1982; Chandra, 1982; Papazachos et al., 1982; Comninakis et al., 1983). Ο Παπαιωάννου (1984) μελέτησε την απόσβεση των σεισμικών εντάσεων της νοτίου Βαλκανικής στηριζόμενος στον αναλυτικό χωρισμό του χώρου σε 21 σεισμικές ζώνες (Hatzidimitriou et al., 1985), και επίσης πρότεινε σχέσεις απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης με βάση τους τύπους οι οποίοι προτάθηκαν από τους Kovesligethy (1907), Blake (1941), Cornell (1968) και Chandra (1979). Ο ίδιος ερευνητής καθόρισε μέση σχέση απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης ως συνάρτηση του σεισμικού μεγέθους, M_S , και της επικεντρικής απόστασης, R , για τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές

$$I_i = 6.59 + 1.18 M_S - 4.50 \log(R+17) \quad (2.1)$$

Ο Παπαιωάννου και οι συνεργάτες του (1985a) μελέτησαν τη μεταβολή της απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων με βάση το συντελεστή της γεωμετρικής διασποράς, v , της παρακάτω σχέσης του Blake (1941):

$$I_0 - I_i = v \log (1 + R^2/h^2)^{1/2} \quad (2.2)$$

όπου v είναι ο συντελεστής γεωμετρικής απόσβεσης, R είναι η επικεντρική απόσταση και h είναι το εστιακό βάθος του σεισμού. Η Παπούλια (1988) με σκοπό να εκτιμήσει τη σεισμική επικινδυνότητα διαφόρων πόλεων της Ελλάδας καθόρισε τοπικές σχέσεις απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης. Σχέσεις απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης των χωρών της Νότιας Βαλκανικής καθορίστηκαν από πολλούς ερευνητές (Grigorova and Grigorov, 1962; Grigorova, 1964, 1976; Ergin, 1969, Sulstarova and Kociaj, 1969; Sulstarova, 1974; Shebalin, 1974a; Sulstarova et al., 1982; Christoskov et al., 1982; Erdik et al., 1984; Trifunac and Todorovska, 1989; Lee et al., 1990; Timionvska, 1993). Σημαντική προσπάθεια στον καθορισμό σχέσεων απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους έγινε από τον Τάσσο (1984) και τον Παπαιωάννου (1988).

Η χρησιμοποίηση του σεισμικού μεγέθους (M_S , M_L) σε συνάρτηση με την μακροσεισμική ένταση και τον καθορισμό σχέσεων απόσβεσης για τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια σημαντικών ερευνητικών

εργασιών (Δρακόπουλος, 1978a, Κυρατζή κ.α., 1984, Scordilis et al., 1989b; Ambraseys, 1988).

Από τις αρχές της δεκαετίας του 1970 αρχίζει η σταδιακή ανάπτυξη και επέκταση δικτύων επιταχυνσιογράφων στην περιοχή της Βαλκανικής και ειδικότερα του Ελληνικού χώρου. Όμως ένας περιορισμένος αριθμός καταγραφών ήταν διαθέσιμος μέχρι την αρχή του 1980 ο οποίος δεν επέτρεψε τον καθορισμό αξιόπιστων εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , ταχύτητας, v_g , και μετάθεσης, d_g . Παρ' όλα αυτά όμως έγιναν ορισμένες προσπάθειες υιοθέτησης τέτοιων σχέσεων από άλλες περιοχές (Algermissen et al., 1976; Makropoulos, 1978; Drakopoulos and Makropoulos, 1985a,b). Με την χρησιμοποίηση των πρώτων καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου, καθορίστηκαν σχέσεις απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , (Παπαιωάννου, 1984, 1986; Παπαϊοαννου et al., 1985b). Οι Σταυρακάκης και Δρακόπουλος (1990) καθόρισαν σχέση απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , σε συνάρτηση με παραμέτρους σεισμικής πηγής (πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, γωνιακή συχνότητα, f_0 , και την υψηλής αποκοπής συχνότητα, f_m).

Σημαντική συμβολή στη μελέτη της απόσβεσης των μεγίστων τιμών των οριζοντίων και κατακορύφων συνιστωσών της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , ταχύτητας, v_g , μετάθεσης, d_g , και των φασματικών τιμών, PSRV, για διάφορες ιδιοπεριόδους ενός μονοβάθμιου ταλαντωτή, με βάση το πρώτο ενιαίο δείγμα Ελληνικών επιταχυνσιογραμμάτων καθώς και στον καθορισμό σχέσεων μεταξύ των τιμών αυτών και της μακροσεισμικής έντασης, προτάθηκαν από τους Θεοδοουλίδη και Παπαζάχο (1992a, 1994). Η παραπάνω έρευνα έλαβε σοβαρά υπόψη όλα τα υπάρχοντα δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου καθώς και τα ιδιάζοντα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής.

Τη διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης, D_g , μελέτησαν οι Θεοφανόπουλος και Δρακόπουλος (1986). Η απόσβεση της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, BD_g , καθώς και τη σχέση της με το σεισμικό μέγεθος, M_s , την μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , και την μέγιστη επιτάχυνση, a_g , μελετήθηκε αναλυτικά, με σκοπό την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Margaris et al., 1990; Papazachos et al., 1992).

Τα προαναφερθέντα μοντέλα απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης κυρίως βασίσθηκαν στην ομοιόμορφη διάδοση των σεισμικών κυμάτων προς διάφορες κατευθύνσεις. Αυτό όμως, όπως έχει καταδειχθεί από την πρακτική εφαρμογή, ισχύει μόνο κατά προσέγγιση. Τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων μεταβάλλονται συνήθως και αζιμουθιακά. Στο παρόν κεφάλαιο θα παρουσιασθούν δύο μοντέλα αζιμουθιακής μεταβολής των σεισμικών εντάσεων. Το ένα υποθέτει αζιμουθιακή απόσβεση και το άλλο ανισότροπη ακτινοβολία στη εστία.

Η περιοχή της νότιας Βαλκανικής χαρακτηρίζεται από υψηλή σεισμικότητα και γι' αυτό πολλοί σεισμοί έχουν πλήξει μεγάλα πληθυσμιακά κέντρα κατά τους ιστορικούς χρόνους και τον παρόντα αιώνα. Αποτέλεσμα αυτού ήταν, να δημιουργηθεί ένα αξιόλογο δείγμα μακροσεισμικών πληροφοριών και να συνταχθούν χάρτες ισοσειστών καμπύλων (Sieberg, 1932; Galanopoulos, 1961a,b; Ergin et al., 1967; Shebalin, 1974b; Παπαζάχος και Κομνηνάκης, 1972, Comninakis and Papazachos, 1978, 1982, 1986, 1989; Papazachos et al., 1982; Papazachos and Comninakis, 1982; Ambraseys and Finkel, 1987a,b; Ambraseys and Pantelopoulos, 1989; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989, Ambraseys and Jackson, 1990). Το διαθέσιμο αυτό μακροσεισμικό υλικό χρησιμοποιήθηκε σε μελέτες σεισμικότητας, καθορισμού σχέσεων απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης και στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Εξετάζοντας με λεπτομέρεια τη γεωγραφική κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων και τους χάρτες ισοσειστών καμπύλων, διαπιστώνεται εύκολα μία αζιμουθιακή εξάρτηση των σεισμικών εντάσεων με την επικεντρική απόσταση. Παρουσιάζεται, δηλαδή, μία διαφοροποίηση στην εξασθένιση της ίδιας σεισμικής έντασης σε διαφορετικές κατευθύνσεις. Συνήθως παρουσιάζουν επιμήκυνση οι ισόσειστες καμπύλες κατά μία κύρια διεύθυνση σε μικρές όσο και σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις (>150 km). Για το λόγο αυτό, οι ισόσειστες καμπύλες των διαφόρων σεισμών παρουσιάζονται με διάφορα γεωμετρικά σχήματα, όπως κυκλικά, ελλειπτικά, κυκλικά με επιμήκυνση στη μία διεύθυνση, συνδιασμός των προηγούμενων σχημάτων (Drakopoulos, 1978b).

Τη μέλετη της αζιμουθιακής απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων για ελλειπτικά μοντέλα ισοσειστών χαρτών παρουσίασαν οι Δρακόπουλος και Καρυδάκης (1977) και ο Δρακόπουλος (1978b). Στις εργασίες αυτές χρησιμοποιήθηκαν ελλειπτικές ισόσειστες καμπύλες από επιφανειακούς σεισμούς του Ελληνικού χώρου και κυρίως της δυτικής Ελλάδας (Ιόνια νησιά, Δ. Πελοπόννησος κλπ) όπου η αζιμουθιακή απόσβεση των σεισμικών εντάσεων παρατηρείται περισσότερο έντονα. Ο Δρακόπουλος (1978b) καθόρισε σχέσεις μεταξύ της μέσης επικεντρικής απόστασης, R , των σεισμικών εντάσεων και των αντιστοίχων του ελλειπτικού μοντέλου, κατά μήκος του μεγάλου άξονα ($R_{\max}$) και του μικρού άξονα ($R_{\min}$)

$$R = (R_{\max} R_{\min})^{1/2} \quad (2.3)$$

$$R_{\max} / R_{\min} = 1.5 \quad (2.4)$$

Ενας απλός υπολογισμός για τις ισόσειστες μεγάλων εντάσεων των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου έδωσε τιμές για τη σχέση (2.4) οι οποίες κυμαίνονταν από 1.2 μέχρι 1.5, ενώ για τις ισόσειστες μικρών εντάσεων των ιδίων σεισμών έδωσε τιμές που κυμαίνονταν μεταξύ 1.5 και 1.8. Αυτό αποδόθηκε από τον Δρακόπουλο (1978b) στο ότι οι ισόσειστες μεγάλων εντάσεων καθορίζονται

κυρίως από μοντέλο ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων ενώ οι ισόσειστες μικρών εντάσεων κυρίως επηρεάζονται από την απορρόφηση των σεισμικών κυμάτων. Ο Ohashi και οι συνεργάτες του (1983) υπολόγισαν εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων για την περιοχή της Τουρκίας παίρνοντας υπόψη το διαφορετικό σχήμα των ισοσειστών (κυκλικό, ελλειπτικό). Ο Χατζηδημητρίου (1984) καθόρισε σειсмоγόνους χώρους στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου σε σχήμα έλλειψης.

Την απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων στην Τουρκία μελέτησαν ο Yasar και οι συνεργάτες του (1984), χωρίζοντας τους χάρτες ισοσειστών των επιφανειακών σεισμών της Τουρκίας σε αυτούς που παρουσιάζουν ελλειπτική συμπεριφορά και συνδέονται με σεισμικά ρήγματα διεύθυνσης, της Β. Ανατόλιας και σε αυτούς που παρουσιάζουν κυκλικό σχήμα και συνδέονται με ρηξιγενείς τεκτονικές δομές. Ο Tilford και οι συνεργάτες του (1985) καθόρισαν σχέσεις απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων και την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις παρατηρημένες εντάσεις, κατά τη διάρκεια του σεισμού της Κορίνθου 1981. Οι ίδιοι ερευνητές συσχέτισαν την αζιμουθιακή εξάρτηση των σεισμικών εντάσεων με τη διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος, την επίδραση των ορίων της σεισμικής πηγής και τη διάδοση της διάρρηξης.

Αναλυτική μελέτη της απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων στον Ελληνικό χώρο για περιοχές που οι ισόσειστες καμπύλες παρουσιάζουν έντονα ελλειπτική μορφή έγινε από τη Σταμέλου (1985) και τους Δρακόπουλο και Σταμέλου (1986). Οι παραπάνω ερευνητές εστίασαν την προσοχή τους κυρίως στην περιοχή της δυτικής Ελλάδας (Ιόνια νησιά, δυτική Ελλάδα) όπου οι ισόσειστες καμπύλες παρουσιάζουν έντονο ελλειπτικό σχήμα, ενώ έγινε προσπάθεια να εξηγηθεί εάν το φαινόμενο οφείλεται στο μηχανισμό γένεσης του σεισμού (τρόπος ακτινοβολίας στην εστία) ή στο διαφορετικό συντελεστή απόσβεσης (δρόμος διάδοσης των σεισμικών κυμάτων). Η Κουσκουνά και οι συνεργάτες της (1988) μελέτησαν την επίδραση της τοπικής γεωλογίας στην απόσβεση της μακροσεισμικής έντασης στην κεντρική Ελλάδα. Αυτοί επιχείρησαν να εκτιμήσουν για διάφορα αζιμούθια από το μακροσεισμικό επίκεντρο, την επίδραση του μοντέλου ακτινοβολίας των σεισμών σε σχέση με το ρυθμό εξασθένησης των σεισμικών κυμάτων. Συστηματική μελέτη της δομής της περιοχής του Αιγαίου με βάση τη μακροσεισμική ένταση και με εφαρμογή της τεχνικής της αντιστροφής (Inversion) πραγματοποίησαν ο Hashida και συνεργάτες του (1988). Αυτοί υπέθεσαν μία μέση τιμή του συντελεστή απόσβεσης και καθόρισαν τη σχετική χωρική μεταβολή της απόσβεσης και της τάσης κάθε σεισμού στην εστία. Στη μελέτη αυτή χρησιμοποιήθηκε το ισότροπο μοντέλο ακτινοβολίας στην πηγή.

Απλό μακροσεισμικό μοντέλο απόσβεσης και υπολογισμός της "μακρο-

σεισμικής" εδαφικής επιτάχυνσης καθορίσθηκε για την περιοχή της Σλοβενίας (Lapažne, 1988, 1990). Το μοντέλο αυτό εύκολα επεκτάθηκε για ανισότροπη εξασθένηση των μακροσεισμικών εντάσεων χρησιμοποιώντας το ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης.

Την αζιμουθιακή απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων της νότιας Βαλκανικής μελέτησαν ο Μάργαρης (1988) και οι Μάργαρης και Παπαζάχος(1991). Με βάση τη γεωγραφική κατανομή των σεισμικών πηγών των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών (Papazachos, 1990) καθορίσθηκαν για κάθε σεισμική πηγή ο κύριος και ο δευτερεύων άξονας του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης. Σε κάθε σεισμική πηγή καθορίσθηκε ένα ελλειπτικό αζιμουθιακό μοντέλο απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών. Σημαντική προσπάθεια πραγματοποιήθηκε από τον Κ.Παπαζάχο (1992a) για τον καθορισμό ενός μοντέλου ανισότροπης ακτινοβολίας των μακροσεισμικών εντάσεων. Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της απόσβεσης και τον καθορισμό της δομής του ανώτερου φλοιού της Ελλάδος. Η μέθοδος αυτή βασίσθηκε στο μοντέλο το οποίο υποθέτει ότι οι παρατηρημένες εντάσεις εξαρτώνται από τις ιδιότητες της σεισμικής πηγής (μοντέλο ακτινοβολίας, μέγεθος, εστιακό βάθος), τη γεωμετρική διάδοση και την ανελαστική απόσβεση. Στη εργασία αυτή υπολογίσθηκαν μέσες τιμές για τον Ελληνικό χώρο του παράγοντα γεωμετρικής διάδοσης ίσο με $v=-3.39$ και του συντελεστή ανελαστικής απόσβεσης ίσο με $c=-0.0039\pm0.0016$ καθώς και του παράγοντα ποιότητας $Q=350\pm140$ για τα πρώτα 20km του φλοιού της περιοχής.

2.2. Δεδομένα Παρατήρησης.

Η νότια Βαλκανική υπήρξε χώρος έντονης πολιτιστικής δραστηριότητας από αρχαιολογικών χρόνων με αποτέλεσμα στην περιοχή αυτή να αναπτυχθούν μεγάλα πληθυσμιακά κέντρα και να παρουσιασθεί άνθηση στις επιστήμες και τις τέχνες. Η έντονη σεισμικότητα οδήγησε τους κατοίκους της περιοχής από πολύ νωρίς να ενδιαφερθούν για το καταστροφικό φαινόμενο του σεισμού και να αρχίσουν τη συστηματική καταγραφή των αποτελεσμάτων των σεισμικών δονήσεων. Μακροσεισμικές παρατηρήσεις στην περιοχή περιλαμβάνουν την καταστροφή του Μινωικού Πολιτισμού κατά τη 2η χιλιετηρίδα π.Χ. Κατ' αυτόν τον τρόπο έχει συγκεντρωθεί ένα αξιόλογο δείγμα μακροσεισμικών πληροφοριών το οποίο αφορά τους ιστορικούς χρόνους. Βασικό μειονέκτημα της συλλογής των πληροφοριών αυτών είναι ότι έχουν καταγραφεί κυρίως μακροσεισμικές πληροφορίες από σεισμικές δονήσεις κοντά σε

σημαντικά ιστορικά κέντρα, αγνοώντας μεγάλους σεισμούς οι οποίοι έγιναν στην υπόλοιπη περιοχή.

Στην παρούσα διατριβή, προκειμένου να καθορισθεί η αζιμουθιακή απόσβεση χρησιμοποιήθηκε ως παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης η μακροσεισμική ένταση και κυρίως οι χάρτες ισοσειστών. Τα διαθέσιμα μακροσεισμικά στοιχεία για τη νότια Βαλκανική είναι αρκετά και καλύπτουν σημαντικό χρονικό διάστημα του παρελθόντος. Δύο είναι οι βασικοί άτλαντες ισοσειστών χαρτών στην εξεταζόμενη περιοχή, χωρίς φυσικά να αγνοούνται σημαντικές εργασίες οι οποίες εκπονήθηκαν στα πλαίσια τοπικών μελετών. Κατά τη διάρκεια του προγράμματος UNDP/UNESCO συγκεντρώθηκαν από όλα τα κράτη της Βαλκανικής όλες οι διαθέσιμες μακροσεισμικές πληροφορίες και αφού αξιολογήθηκαν, σχεδιάστηκαν χάρτες ισοσειστών καμπύλων των σεισμών των Βαλκανίων μέχρι το 1970 (Shebalin, 1974b). Το Εργαστήριο Γεωφυσικής του ΑΠΘ, στα πλαίσια σχετικού προγράμματος (Papazachos et al., 1982), δημοσίευσε συλλογή 125 χαρτών ισοσειστών που συνέβησαν στον Ελληνικό χώρο μέχρι το 1981. Με σκοπό τον εμπλουτισμό του δείγματος των δεδομένων, χρησιμοποιήθηκαν χάρτες ισοσειστών οι οποίοι περιλαμβάνονται στα μηνιαία δελτία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών. Για την περιοχή της δυτικής Τουρκίας χρησιμοποιήθηκαν χάρτες ισοσειστών που δημοσιεύθηκαν από τον Ergin και τους συνεργάτες του (1967). Πρόσθετες πληροφορίες χαρτών ισοσειστών πάρθηκαν από σεισμικές μελετές τοπικού χαρακτήρα οι οποίες εκπονήθηκαν από διάφορους ερευνητές (Galanopoulos, 1950; Papazachos et al., 1984; Ambraseys and Finkel, 1987a,b; Ambraseys and Pantelopoulos, 1989; Ambraseys and Jackson, 1990).

Με βάση τη γεωγραφική κατανομή των σεισμογόνων πηγών (Papazachos and Papaioannou, 1993) των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών, η οποία παρουσιάζεται στο σχήμα(1.19) και με την χρησιμοποίηση κατάλληλα διαμορφωμένου λογισμικού πακέτου, POLYGONA.FTN (Papazachos, pers. com.), καθορίστηκαν οι επιφανειακοί σεισμοί κάθε σεισμογόνου πηγής που διέθεταν χάρτες ισοσειστών. Με λεπτομερή αξιολόγηση υιοθετήθηκαν για κάθε σεισμογόνο πηγή οι σεισμοί με τις πλέον αξιόπιστες ισόσειστες (Margaris and Papazachos, 1991). Η διαδικασία επαναλήφθηκε για όλες τις σεισμογόνες πηγές του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών. Τελικά καθορίστηκε ένα δείγμα από 263 επιφανειακούς σεισμούς οι οποίοι συνέβησαν στην εξεταζόμενη περιοχή, οι οποίοι περιλάμβαναν ένα σύνολο 786 ισοσειστών καμπύλων.

Με στόχο τη μελέτη της αζιμουθιακής εξασθένησης των σεισμικών εντάσεων του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών, υιοθετήθηκε το ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης. Θεωρήθηκαν, δηλαδή, ότι γενικά, οι ισόσειστες καμπύλες των επιφανειακών σεισμών του εξεταζόμενου χώρου μπορούν να προσομοιωθούν με

ελλείψεις των οποίων ο κύριος άξονας απόσβεσης συμπίπτει με το μεγάλο άξονα και ο δευτερεύων άξονας απόσβεσης με το μικρό άξονα της έλλειψης. Για κάθε σεισμό κάθε σεισμογόνου πηγής καθορίσθηκαν αρχικά οι σεισμολογικές παράμετροί του, δηλαδή ο χρόνος γένεσης του σεισμού, οι γεωγραφικές συντεταγμένες, και το επιφανειακό μέγεθος, M_s . Οι παράμετροι αυτές καθορίσθηκαν με βάση τον κατάλογο των Κορνηνάκη και Παπαζάχου (1986) και τα μηνιαία δελτία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών. Για τους σεισμούς όπου υπήρχαν μακροσεισμικές παρατηρήσεις αλλά δεν είχαμε τις σεισμολογικές παραμέτρους από τους δύο προαναφερόμενους καταλόγους, χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές από τον κατάλογο της UNESCO (Shebalin, 1974a).

Σημαντική παράμετρος στον υπολογισμό της αζιμουθιακής απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων ήταν ο καθορισμός της μέγιστης σεισμικής έντασης, I_{oc} , η οποία δημιουργήθηκε από το σεισμό στο επίκεντρο και όχι η μέγιστη παρατηρημένη. Ο υπολογισμός της μέγιστης σεισμικής έντασης, I_{oc} , έγινε με βάση τη μεθοδολογία που πρότεινε ο Κ. Παπαζάχος (1992a), κατά την οποία γίνεται η υπόθεση ότι οι παρατηρημένες σεισμικές εντάσεις εξαρτώνται από ιδιότητες της σεισμικής εστίας (μοντέλο ακτινοβολίας, μέγεθος και εστιακό βάθος), τη γεωμετρική εξασθένηση και την ανελαστική απόσβεση των σεισμικών κυμάτων.

Εχουμε αναφέρει ήδη ότι η εξέλιξη του υπολογισμού των σεισμολογικών πληροφοριών, η βελτίωση στην κατασκευή των κτιρίων και η καλύτερη γνώση της τοπικής γεωλογίας έχουν συμβάλει ουσιαστικά στη βελτιστοποίηση των εφαρμοζόμενων μακροσεισμικών κλιμάκων (Παπασταματίου κ.α., 1989). Σημαντική φροντίδα σε κάθε μελέτη σεισμικών εντάσεων είναι η ομοιογένεια των χρησιμοποιημένων μακροσεισμικών κλιμάκων. Στο σημείο αυτό είναι σημαντικό να αναφερθεί η υπόθεση (Shebalin, 1974b) ότι οι ισόσειστες δεν αντιστοιχούν σε ακέραιες τιμές έντασης αλλά κατά 0.25 μικρότερες από αυτές που αναφέρονται (Παπαιωάννου, 1984). Με αυτή την βασική αρχή, εκτιμήθηκαν όλες οι εντάσεις των ισοσειστών καμπύλων όλων των σεισμών κάθε σεισμογόνου πηγής. Με σκοπό τη χρησιμοποίηση κοινής μακροσεισμικής κλίμακας εντάσεων, έγινε προσπάθεια μετατροπής των σεισμικών εντάσεων κάθε ισοσειστού καμπύλης στην τροποποιημένη μακροσεισμική κλίμακα Mercalli, MM (Wood and Neumann, 1931). Οι χάρτες ισοσειστών του άτλαντα του Εργαστηρίου Γεωφυσικής (Papazachos et al., 1982) καθώς και οι χάρτες οι οποίοι πάρθηκαν από τα μηνιαία δελτία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών, εκτιμήθηκαν με την τροποποιημένη κλίμακα Mercalli, MM. Το σύνολο όμως των ισοσειστών χαρτών, από τον άτλαντα της UNDP/UNESCO (Shebalin, 1974b) καθώς και οι ισόσειστες καμπύλες των σεισμών από τις διάφορες μελέτες τοπικού χαρακτήρα έχουν εκτιμηθεί με διαφορετικές μακροσεισμικές κλίμακες (MSK-64, MCS, MCS-M, FMM). Εγινε προσπάθεια μετατροπής

όλων αυτών των μακροσεισμικών κλιμάκων (Κ.Παπαζάχος, προσ. επικοινων.) στην τροποποιημένη κλίμακα Mercalli, MM, χρησιμοποιώντας το γνωστό πίνακα συσχέτισης μακροσεισμικών κλιμάκων (Σχ. 2.1), στην Βαλκανική περιοχή (Shebalin, 1974a).

Από τον πίνακα αυτό, για κάθε τύπο μακροσεισμικής κλίμακας σε σχέση με την τροποποιημένη κλίμακα Mercalli (MM), προέκυψαν αντίστοιχα δύο εξισώσεις. Οι εξισώσεις συσχέτισης των κλιμάκων MSK-64, MCS με την MM είναι :

$$I \leq 4 \quad I_{MM} = 1.45 I - 1.62 \quad (2.5)$$

$$I > 4 \quad I_{MM} = 1.04 I + 0.13 \quad (2.6)$$

Οι εξισώσεις συσχέτισης την μακροσεισμικής κλίμακας MCS-M με την MM είναι :

$$I \leq 5 \quad I_{MM} = 1.30 I - 1.65 \quad (2.7)$$

$$I > 5 \quad I_{MM} = 0.79 I + 1.22 \quad (2.8)$$

Ενώ οι εξισώσεις συσχέτισης της κλίμακας FMM με τη MM είναι :

$$I \leq 5 \quad I_{MM} = 1.56 I - 2.71 \quad (2.9)$$

$$I > 5 \quad I_{MM} = 0.81 I + 1.31 \quad (2.10)$$

Από τις σχέσεις αυτές είναι εύκολο να μετατραπεί μία μακροσεισμική ένταση κάποιας κλίμακας στην τροποποιημένη κλίμακα Mercalli, MM. Έτσι, σαν παράδειγμα, μπορούμε να αναφέρουμε ότι, εάν σε ένα χάρτη ισοσειστών εντοπισθεί μία ισόσειστη καμπύλη έντασης $I = 6$ της κλίμακας MSK-64, τότε από τη σχέση (2.6) προκύπτει ότι η αντίστοιχη έντασή της σε κλίμακα, MM, είναι ίση με $I = 6.37$. Παίρνοντας υπόψη και τη βασική υπόθεση των ισοσειστών καμπύλων του Shebalin (1974a), η παρατηρημένη ένταση της συγκεκριμένης ισόσειστης καμπύλης στην κλίμακα, MM, είναι $I_{MM} = 6.37 - 0.25 = 6.12$. Με αυτό τον τρόπο τροποποιήθηκαν όλες οι μακροσεισμικές εντάσεις των ισοσειστών καμπύλων σε αντίστοιχη κλίμακα, MM, και ταυτόχρονα πάρθηκε υπόψη στην εκτίμηση αυτή και η βασική υπόθεση του Shebalin (1974a).

Οι ισόσειστες καμπύλες των σεισμών κάθε σεισμογόνου πηγής ψηφιοποιήθηκαν και κατόπιν με κατάλληλο λογισμικό πακέτο, ISODIG.F77 (Margaris and Papazachos, 1991) υπολογίσθηκαν οι επικεντρικές αποστάσεις κάθε ισόσειστης κατά μήκος του κυρίου και δευτερεύοντα άξονα του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης. Από τους υπολογισμούς αυτούς αποκλείσθηκαν ισόσειστες καμπύλες με επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες από 150 km. Ο κύριος λόγος για τον οποίο πάρθηκε υπόψη ο περιορισμός, είναι ότι τα μοντέλα απόσβεσης πρόκειται να χρησιμοποιηθούν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και αυτές οι επικεντρικές αποστάσεις (> 150 km) δεν ενδιαφέρουν από πρακτικής πλευράς.

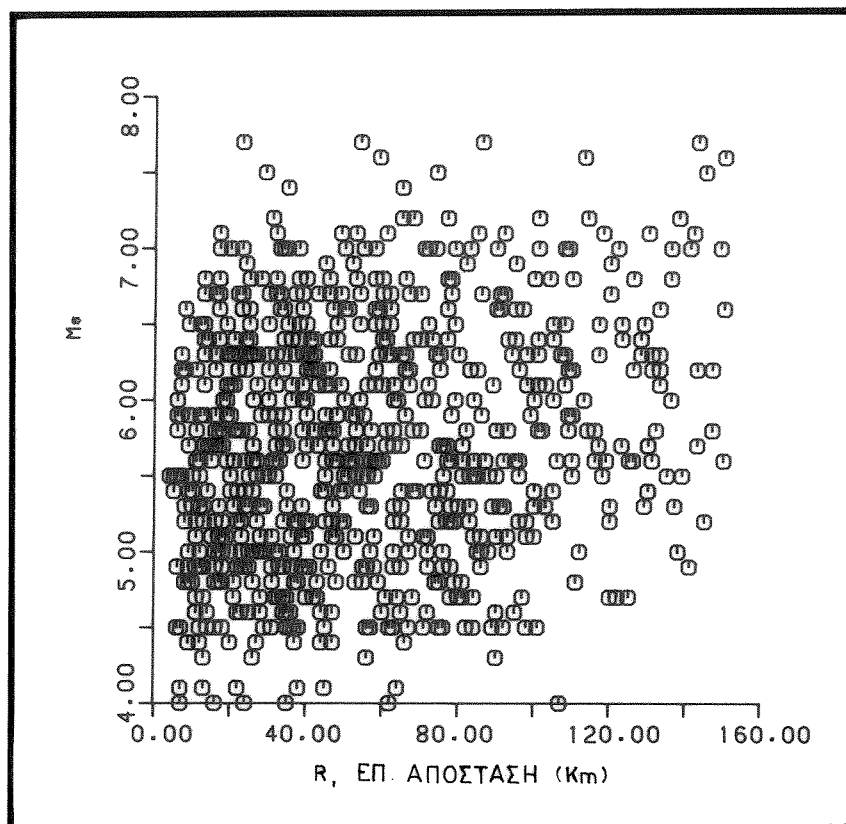
Intensity Scale	D e g r e e s o f i n t e n s i t y															
	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6	6-7	7	7-8	8	8-9	9	9-10
MSK-64	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6	6-7	7	7-8	8	8-9	9	9-10
MCS	2	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10
MM	1	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	11
RF	2	3	3	4	4	5	5	6	7	7	8	8	9	9	10	11
FM	1	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	11
RF-M	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11
FM-M	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	11	12
MCS-M	2	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	11	12

Σχ. 2.1. Συσχέτιση των μακροσεισμικών κλιμάκων στην περιοχή των Βαλκανίων
(Shebalin, 1974a).

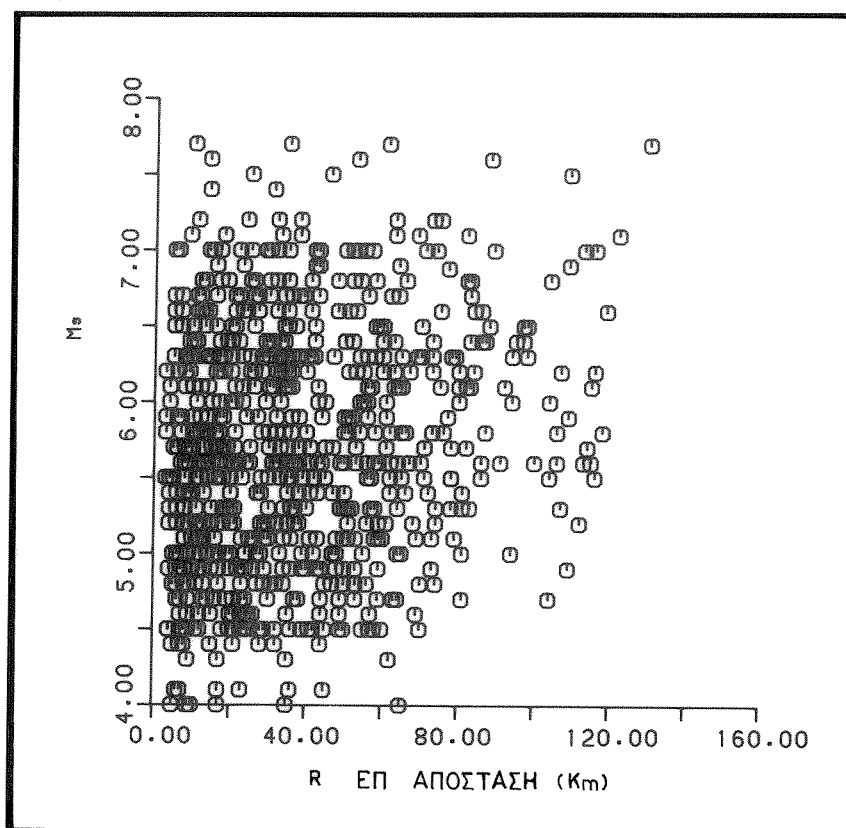
Στο σχήμα(2.2) φαίνεται η κατανομή των εντάσεων κατά μήκος του κύριου άξονα απόσβεσης του ελλειπτικού μοντέλου ($L=Long$) του επιφανειακού μεγέθους, M_S , σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, $RepL$. Η κατανομή των εντάσεων κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα απόσβεσης ($S=Short$) του ελλειπτικού μοντέλου, του επιφανειακού μεγέθους, M_S , σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, $RepS$, παρουσιάζεται στο σχήμα(2.3). Από τα σχήματα αυτά είναι δυνατόν να διαπιστωθεί ότι τα δεδομένα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν καλύπτουν ένα ικανοποιητικό δείγμα σεισμικών μεγεθών, M_S , από 4.5-7.3 και επικεντρικών αποστάσεων, κατά μήκος του κυρίου άξονα απόσβεσης, $RepL$, από 5-150 km, και κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα απόσβεσης, $RepS$, από 3-120 km. Στον πίνακα(2.1) παρουσιάζονται οι επιφανειακοί σεισμοί της κάθε σεισμογόνου πηγής οι οποίοι πάρθηκαν υπόψη στον καθορισμό της αζιμουθιακής απόσβεσης της νότιας Βαλκανικής. Αναλυτικά στον πίνακα αυτό δίνεται ο κωδικός αριθμός της σεισμογόνου πηγής, η ονομασία και οι γεωγραφικές συντεταγμένες της. Για κάθε σεισμό της σεισμογόνου πηγής δίνονται, η ημερομηνία γένεσης του σεισμού, οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου του σεισμού, το επιφανειακό μέγεθος, M_S , η μέγιστη υπολογισμένη μακροσεισμική ένταση, I_{OC} , η παρατηρημένη μακροσεισμική ένταση για κάθε ισόσειστη, I_1 , οι επικεντρικές αποστάσεις (σε km), κατά μήκος του κύριου άξονα του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης, $RepL$, του δευτερεύοντα άξονα, $RepS$, και τέλος αναφέρεται η πηγή, REF, από την οποία έχουν παρθεί οι χάρτες ισοσειστών.

2.3. Οι Διευθύνσεις των Μεγίστων Αξόνων των Ισοσειστών.

Με σκοπό να χρησιμοποιήσουμε στη μελέτη της αζιμουθιακής απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων του Ελληνικού χώρου ένα δείγμα σεισμών οι οποίοι χρονικά θα κάλυπταν ένα μεγάλο διάστημα, και με διάφορα σεισμικά μεγέθη, υιοθετήθηκε το μοντέλο των 69 επιφανειακών και 7 ενδιαμέσου βάθους σεισμογόνων πηγών του Ελληνικού χώρου (Parazachos and Papaioannou, 1993). Κάθε σεισμογόνος πηγή έχει προσομοιωθεί με ένα χώρο ενός σεισμικού ρήγματος το οποίο μπορεί να προκαλέσει ένα χαρακτηριστικό μέγιστο σεισμό στη συγκεκριμένη πηγή. Επομένως είναι δυνατόν να υιοθετηθεί σε ένα τέτοιο σεισμογόνο χώρο το ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων και με βάση τις υπάρχουσες ισόσειστες καμπύλες που περιλαμβάνονται σε κάθε πηγή να καθορισθούν ο κύριος (μέγιστος) και ο δευτερεύων (ελάχιστος) άξονας απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων. Οι ισόσειστες καμπύλες των επιφανειακών σεισμών, κάθε σεισμογόνου πηγής,



Σχ. 2.2. Κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων κατά μήκος του κύριου άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης, του επιφανειακού μεγέθους, M_s , σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, R (km) .



Σχ. 2.3. Κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης, του επιφανειακού μεγέθους, M_s , σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, R (km).

Πίνακας 2.1. Στοιχεία των επιφανειακών σεισμών τα οποία χρησιμοποιούνται για την μελέτη της αζιμουθιακής απόσβεσης.

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 1a MONTE NEGRO								
41.60N 19.40E, 42.00N 20.00E 42.60N 19.00E, 42.15N 18.50E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1905, Jun. 1,044215	42.0	19.5	6.6	9.8	6.12 7.16 8.20	150 77 50	86 51 27	2
1961, Jun.22,005605	42.4	19.3	5.2	7.4	5.08 6.12 7.16	75 41 11	38 18 4	2
1966, Aug. 6,023103	42.2	18.8	5.4	8.1	2.48 3.93 5.08 6.12 7.16	75 35 22 9 5	43 20 10 6 4	2
1966, Aug.20,120519	42.2	18.6	5.7	8.5	3.93 5.08 6.12	63 35 16	35 18 10	2
1966, Dec. 8,113121	42.2	18.9	5.3	7.7	3.93 5.08 6.12	57 28 13	40 19 6	2
1968, Nov. 3,044934	42.1	19.3	5.3	9.4	5.08 6.12 7.16	103 65 29	78 51 21	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 1b DIRRACHIO								
40.85N 19.40E, 40.85N 20.00E 42.00N 20.00E, 41.60N 19.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1926, Dec.17,113955	41.3	19.5	6.1	9.5	5.08 6.12 7.16 8.20 9.24	108 72 45 20 7	92 57 36 14 4	2
1959, Sep. 1,113740	40.9	19.8	6.4	10.1	5.08 6.12 7.16	101 61 36	87 50 31	2

					8.20	21	17	
1970, Jun.27,185715	41.5	19.4	4.8	7.4	3.93 5.08 6.12 7.16	59 38 21 10	53 31 17 8	2
1970, Aug.19,020152	41.1	19.8	5.4	7.9	5.08 6.12 7.16	105 65 14	66 38 8	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 1c AVLONA								
40.10N 19.40E, 40.10N 20.00E 40.85N 20.00E, 40.85N 19.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	Ms	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1893, Jun.14,	40.1	19.8	6.4	10.1	5.08 6.12 7.16 8.20 9.24	105 73 46 25 14	95 63 33 17 9	2
1930, Nov.21,020025	40.2	19.6	6.3	10.4	3.93 5.08 6.12 7.16	131 61 34 21	98 58 33 18	2
1962, Mar.18,153030	40.7	19.6	6.0	8.9	6.12 7.16 8.20	64 36 18	61 15 11	2
1966, May 25,090657	40.3	19.8	5.0	7.6	3.93 5.08 6.12 7.16	50 33 18 12	39 24 14 6	2
1966, Aug.16,035342	40.2	19.7	5.1	7.5	3.93 5.08 6.12	58 39 23	43 25 13	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 1d IGOUMENITSA								
39.10N 20.45E, 39.40N 21.00E 40.10N 20.30E, 40.10N 19.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	Ms	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1967, Feb. 9,140818	39.9	20.3	5.8	8.0	3.93 5.08 6.12	70 45 22	50 28 13	2

1969, Oct.13,010231	39.8	20.6	5.8	7.8	4.75 5.75 6.75	90 42 21	58 36 14	1
1972, Nov.24,034834	39.4	20.4	5.3	7.1	3.75 4.75 5.75	100 35 12	51 21 8	1
1973, Feb.26,222312	39.8	20.3	4.7	6.8	3.75 4.75	122 28	44 14	3
1979, Nov. 6,052616	39.6	20.3	5.5	8.2	3.75 4.75 5.75 6.75	76 32 20 12	56 23 14 8	1
1979, Nov.11,011806	39.5	20.3	5.1	7.2	3.75 4.75 5.75	71 39 17	48 26 10	1
1981, Mar.10,151620	39.4	20.8	5.6	7.5	3.75 4.75 5.75 6.75	95 52 21 12	43 32 15 7	3
1985, Aug.31,060347	39.2	20.6	5.2	6.1	2.75 3.75 4.75	78 40 23	37 18 13	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 1e PREVEZA								
38.70N 20.90E, 38.95N 21.50E 39.40N 21.00E, 39.10N 20.45E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1960, Feb.23,073431	39.0	20.6	5.6	7.8	3.75 4.75 5.75	92 57 21	64 36 14	1
1960, Nov. 5,202048	39.1	20.6	5.7	7.8	4.75 5.75 6.75	81 47 14	53 15 9	1
1966, Oct.29,023925	38.9	21.1	6.0	8.4	3.75 4.75 5.75	113 71 26	94 56 21	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 2a LEFKADA								
38.40N 20.30E, 38.70N 20.90E 39.10N 20.45E, 38.60N 20.15E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1914, Nov.27,143946	38.8	20.6	6.3	9.0	4.75 5.75 6.75	74 42 26	40 25 14	2
1948, Apr.22,104245	38.7	20.5	6.5	9.1	5.08 6.12 7.16	123 54 25	88 35 10	2
1973, Nov. 4,155213	38.9	20.5	5.8	7.6	3.75 4.75 5.75	116 46 17	62 34 11	1
1976, Dec.27,075413	39.0	20.5	5.1	6.3	2.75 3.75 4.75	100 40 15	50 30 11	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 2b CEPHALONIA								
37.80N 20.40E, 38.30N 21.30E 38.70N 20.90E, 38.25N 20.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1912, Jan.24,162251	38.1	20.8	6.8	8.6	5.08 6.12 7.16 8.20	100 60 32 13	82 52 30 13	2
1915, Jan.27,010956	38.5	20.7	6.6	9.1	4.75 5.75 6.75 7.75	90 51 34 17	48 32 21 11	1
1915, Aug. 7,150403	38.5	20.7	6.7	8.7	4.75 5.75 6.75 7.75	91 67 46 33	62 43 26 12	2
1915, Aug.10,004808	38.5	20.7	5.7	7.8	3.75 4.75 5.75 6.75	123 61 43 13	61 30 18 6	1
1953, Aug, 9,074107	38.5	20.7	6.4	9.1	5.75 6.75 7.75	68 41 17	42 20 10	1

1953, Aug.11,033222	38.1	20.6	6.8	10.5	5.75 6.75 7.75 8.75	110 77 58 40	83 48 35 17	1
1953, Sep.14,145614	38.5	20.9	5.7	7.8	3.75 4.75 5.75 6.75	143 51 26 9	71 33 17 6	1
1953, Oct.21,183952	38.5	20.9	6.3	8.5	4.75	117	54	1
1955, Oct.24,201034	38.5	21.1	4.5	7.0	3.75 4.75	62 36	39 20	1
1972, Sep.17,140715	38.3	20.3	6.3	7.5	4.75 5.75	41 20	18 11	1
1972, Oct.30,143211	38.3	20.3	5.4	7.2	3.75	45	38	3
1974, Dec.14,023638	38.2	20.7	5.4	6.5	3.75 4.75	73 26	41 8	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 2c ZAKYNTHOS								
37.40N 20.80E, 37.80N 21.40E 38.15N 21.00E, 37.80N 20.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1953, Nov. 3,222925	37.8	21.2	5.2	7.4	3.75 4.75 5.75	77 38 22	56 28 13	1
1954, Jan.18,141610	37.7	21.2	5.3	7.4	2.75 3.75 4.75 5.75	129 78 54 22	74 49 36 15	1
1954, Dec.23,162718	37.9	21.1	5.8	7.8	3.93 5.08 6.12	109 63 23	66 40 17	2
1955, Mar.28,144550	37.7	21.2	5.7	7.7	4.75 5.75 6.75	77 34 18	41 17 8	1
1959, Nov.15,170843	37.8	20.5	6.8	9.6	5.75	38	25	1
1968, Mar.28,073959	37.8	20.9	5.9	8.0	4.75 5.75	52 6	38 3	1
1973, Jan.10,032412	37.7	21.4	5.1		3.75 4.75	75 39	56 29	1

					5.75	12	7	
1979, Mar.26,080602	37.7	21.6	4.9	7.0	3.75 4.75 5.75	46 31 16	34 24 13	1
1985, Aug.13,134914	37.9	21.2	5.0	6.2	2.75 3.75	109 8	48 5	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 2A IONIAN SEA								
37.10N 20.30E, 37.40N 20.80E 38.25N 20.00E, 37.70N 19.70E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1958, Aug.27,151634	37.4	20.7	6.4	8.8	3.75 4.75	93 36	73 20	2
1962, Apr.10,213707	37.8	20.1	6.3	8.7	4.75 5.75	98 20	58 14	2
1962, Jul. 6,091616	37.8	20.2	6.1	8.7	5.08	49	35	2
1969, Jul. 8,080913	37.5	20.3	5.9	6.9	3.75 4.75	99 34	61 12	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 3a PYLOS								
36.60N 21.60E, 36.85N 22.05E 37.70N 21.25E, 37.40N 20.80E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1947, Oct. 6,195534	36.9	22.0	7.0	9.3	4.75 5.75 6.75 7.75	141 72 35 17	74 35 14 5	2
1985, Sep. 7,102050	37.5	21.2	5.6	6.4	2.75 3.75	110 51	58 25	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 4a SOUTHWESTERN CRETA								
34.70N 24.70E, 35.10N 24.80E 35.50N 23.40E, 35.20N 23.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1959, May 14,063656	35.1	24.6	6.3	8.5	4.75 5.75	107 66	78 42	1

					6.75 7.75	30 19	17 10	
1965, Apr. 9, 235702	35.1	24.3	6.1	8.5	4.75 5.75	103 63	65 30	1
1973, Nov. 29, 105744	35.2	23.8	6.0	8.1	3.75 4.75 5.75 6.75	73 30 19 6	- - - 4	1
1984, Jun. 21, 104346	35.4	23.3	6.2	6.4	2.75 3.75 4.75	133 67 30	55 34 16	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 4b SOUTHEASTERN CRETA								
34.65N 26.40E, 35.10N 26.40E 35.10N 24.80E, 34.70N 24.70E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1970, Feb. 22, 154831	35.2	25.2	5.0	7.2	2.75 3.75 4.75 5.75	93 63 32 20	64 42 24 16	1
1972, Oct. 10, 043140	35.2	25.4	4.8	6.0	2.75 3.75 4.75	81 53 9	47 27 6	1
1972, Oct. 10, 192339	35.2	25.5	4.7	5.7	2.75 3.75 4.75	61 35 11	37 21 7	1
1972, Nov. 5, 192543	35.0	24.8	5.3	7.1	3.75 4.75 5.75	74 39 25	52 20 8	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 5c GULF OF FETIYE (MARMARIS)								
35.50N 29.20E, 35.80N 29.70E 36.80N 28.90E, 36.45N 28.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1957, Apr. 24, 191013	36.4	28.6	6.8	9.0	7.16	126	58	2
1957, Apr. 25, 022542	36.5	28.6	7.2	9.5	7.16 8.20 9.24	101 65 31	73 32 11	2
1969, Jan. 14, 231206	36.1	29.2	6.2	8.6	5.75	126	73	2

6.75 75 40

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 6a ELBASAN								
40.85N 20.60E, 42.00N 20.60E 42.00N 20.00E, 40.85N 20.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	φ_N	λ_E	M_s	I_{0c}	I_j	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1921, Mar.30,150530	41.7	20.5	5.8	8.4	5.08 6.12 7.16 8.20	114 57 32 18	76 32 17 10	2
1942, Aug.27,061415	41.6	20.4	5.9	8.9	6.12 7.16 8.20	78 45 28	52 27 17	2
1967, Nov.30,072350	41.4	20.4	6.3	9.6	6.12 7.16 8.20	80 53 32	65 35 17	2
1967, Dec. 2,124443	41.3	20.3	5.5	8.6	6.12 7.16 8.20	50 25 7	35 12 4	2
1969, Aug.26,021537	41.7	20.0	5.1	6.7	3.93 5.08 6.12	90 48 19	60 29 8	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 6b TEPELENI								
40.10N 20.00E, 40.10N 20.60E 40.85N 20.60E, 40.85N 20.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	φ_N	λ_E	M_s	I_{0c}	I_j	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1920, Nov.26,085100	40.3	20.0	6.3	10.0	6.12 7.16 8.20	65 40 25	60 36 17	2
1969, Apr. 3,221222	40.7	20.0	5.8	8.1	5.08 6.12 7.16	93 53 16	65 32 11	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 6c MALIQ								
42.00N 20.60E, 42.00N 21.10E 41.20N 21.10E, 41.20N 20.60E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1922, Dec. 7,162210	41.8	20.6	6.1	9.4	5.08 6.12 7.16	98 60 27	82 43 23	2
1922, Dec. 7,163706	41.7	20.7	5.4	7.0	3.93 5.08 6.12	100 50 24	62 27 13	2
1953, Jan. 7,011854	41.3	20.6	5.6	8.6	5.08 6.12	48 24	25 13	2
1960, Mar.12,115400	41.9	20.9	5.7	8.9	3.93 5.08 6.12 7.16 8.20	130 81 56 32 16	114 71 38 16 8	2
1967, Sep.26,050537	41.5	20.9	4.5	6.8	3.93 5.08 6.12	98 37 16	57 29 7	2
1970, Mar.17,170057	41.4	21.1	4.6	6.8	3.93 5.08	72 28	57 26	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 6d OCHRIDA								
40.10N 20.60E, 40.10N 21.10E 41.20N 21.10E, 41.20N 20.60E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1906, Sep.28,023030	40.9	20.7	5.9	8.8	7.16 8.20	48 19	24 10	2
1911, Feb.18,213512	40.9	20.8	6.7	9.9	6.12 7.16 8.20 9.24	120 70 43 16	83 38 27 12	2
1931, Jan. 4,055515	40.6	20.7	5.9	9.6	6.12 7.16 8.20	55 30 13	51 24 6	2
1958, Mar.15,062708	40.9	21.2	5.4	8.4	3.95 5.08 6.12	130 77 49	81 47 28	2

					7.16	26	9	
1960, May 26,051011	40.6	20.7	6.5	8.5	5.08	117	97	2
					6.12	72	58	
					7.16	48	34	
					8.20	19	13	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 6e JANNENA								
39.40N 21.00E, 39.55N 21.70E 40.10N 21.10E, 40.10N 20.30E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1967, May 1,070902	39.5	21.2	6.4	8.9	3.75	128	83	1
					4.75	77	52	
					5.75	48	29	
					6.75	34	19	
					7.75	17	10	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 6f KARPENISI								
38.95N 21.50E, 38.95N 22.35E 39.55N 21.70E, 39.40N 21.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1915, Jun. 4,172202	39.1	21.5	5.8	8.3	3.93	147	118	4
					5.08	82	73	
					6.12	47	40	
					7.16	22	17	
1955, Jan. 8,075301	39.2	22.0	5.1	7.3	3.75	72	53	1
					4.75	47	34	
					5.75	17	10	
1966, Feb. 5,020145	39.1	21.7	6.2	8.7	4.75	83	51	1
					5.75	46	32	
					6.75	34	20	
					7.75	11	8	
1969, Apr.14,051145	38.9	21.8	4.6	6.8	4.75	35	21	1
					5.75	11	7	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 7A MEGALOPOLIS									
37.35N 21.80E, 37.35N 22.40E 38.00N 22.40E, 38.00N 21.80E									
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER	
1954, May 4,083344	37.7	21.9	5.0	7.3	3.75 4.75 5.75 6.75	72 37 17 9	47 24 12 7	1	
1962, May 19,204829	37.8	22.5	4.7	6.7	3.75 4.75	84 33	53 13	1	
1962, Oct. 4,194609	37.9	22.3	5.2	7.7	3.75 4.75	120 65	68 37	1	
1965, Apr. 5,031255	37.7	22.0	6.1	9.0	4.75 5.75 6.75 7.75	101 56 43 32	75 35 26 12	1	
1966, Sep. 1,142257	37.5	22.1	6.0	8.3	4.75 5.75	54 26	45 17	1	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 7a KALAMATA									
36.85N 22.05E, 37.10N 22.40E 37.35N 22.40E, 37.35N 21.55E									
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER	
1955, Apr.13,204546	37.2	22.3	5.9	7.9	3.75 4.75 5.75 6.75	110 66 32 9	109 56 14 6	1	
1959, Aug.16,184159	37.2	22.0	5.3	7.1	2.75 3.75 4.75 5.75	120 83 56 12	81 50 37 8	1	
1961, Oct. 2,072144	37.0	22.0	5.7	8.0	3.75 4.75 5.75 6.75	117 75 40 17	82 47 19 6	1	
1986, Sep.13,172435	37.11	22.14	6.2	7.9	3.75 4.75 5.75	96 66 22	60 36 18	3	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 8a PATRA								
38.00N 21.30E, 38.00N 22.00E 38.50N 22.00E, 38.50N 21.30E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1953, Mar. 4,153032	38.5	21.8	5.1	7.7	3.75 4.75 5.75	98 53 28	79 41 23	1
1953, Nov.30,132058	38.5	21.4	5.2	7.8	4.75 5.75 6.75	47 23 13	35 15 9	1
1975, Jun.30,132655	38.5	21.6	5.7	7.0	3.75 4.75 5.75	76 34 15	53 21 5	1
1975, Dec.21,160751	38.5	21.7	5.5	6.4	2.75 3.75 4.75 5.75	90 53 29 5	45 28 18 4	3
1975, Dec.31,094547	38.5	21.7	5.7	9.0	4.75 5.75 6.75	53 26 13	41 16 9	1
1984, Feb.11,080251	38.3	21.9	5.6	7.4	3.75 4.75 5.75	81 58 19	50 31 9	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 8b W CORINTHIAKOS GULF								
38.00N 22.40E, 38.50N 22.80E 38.50N 22.00E, 38.00N 22.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1870, Aug. 1,004100	38.5	22.5	6.8	10.4	6.12 7.16 8.20	100 53 25	77 35 19	11
1909, May 30,061430	38.4	22.2	6.2	7.7	3.93 5.08 6.12	85 41 16	67 25 9	2
1962, Jan.19,221827	38.1	22.1	5.3	7.2	3.75 4.75	80 24	64 18	1
1965, Jul. 6,031842	38.4	22.4	6.3	8.8	4.75 5.75 6.75	98 41 25	73 30 15	1

1967, Jan. 4,055852	38.4	22.0	5.5		3.75 4.75 5.75 6.75	85 36 16 8	65 26 11 5	1
1970, Apr. 8,135028	38.3	22.6	6.2	8.4	3.75 4.75 5.75	147 83 40	116 53 26	1
1974, Dec. 2,230219	38.4	22.3	4.9	7.3	3.75 4.75	76 39	50 26	1
1975, Apr. 4,051616	38.1	22.0	5.5	6.6	3.75	81	62	3
1975, May 19,032620	38.3	22.3	5.0	6.3	2.75 3.75 4.75	85 44 25	55 24 11	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 8c E. CORINTHIAKOS GULF								
37.60N 22.90E, 38.00N 23.40E 38.50N 22.80E, 38.00N 22.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1928, Apr.22,201346	37.9	23.0	6.3	8.9	4.75 5.75 6.75 7.75	94 59 26 13	69 38 20 9	1
1930, Apr.17,200639	37.8	23.1	5.9	8.6	4.75 5.75 6.75	66 40 12	50 32 7	1
1931, Jan. 4,000035	37.9	22.9	5.6	8.6	4.75 5.75	106 32	53 22	1
1953, Jun.13,183858	38.1	22.6	5.5	7.9	3.75 4.75 5.75	118 45 30	65 30 17	1
1953, Sep. 5,141841	37.9	23.1	5.8	8.0	4.75 5.75 6.75	47 34 11	32 21 7	1
1954, Apr.17,205246	38.0	22.8	5.3	7.7	4.75 5.75 6.75	92 17 8	34 11 4	1
1962, Jan.10,021150	37.9	22.9	4.5	6.7	3.75 4.75	71 18	50 12	1
1970, Oct. 1,222157	38.0	22.8	4.9	6.7	3.75 4.75	55 18	36 12	1

1975, Jan. 8,193234	38.2	22.6	5.5	7.6	2.75 3.75 4.75	139 85 51	116 71 36	1
1975, Oct.12,082313	37.9	23.1	5.0	6.0	3.75 4.75	29 18	19 11	3
1977, Jan.16,091649	37.9	22.9	4.9	6.3	2.75 3.75 4.75 5.75	65 40 23 9	40 23 13 7	3
1981, Feb.24,205337	38.1	23.0	6.7	9.2	5.75 6.75 7.75 8.75	86 54 32 13	56 36 21 7	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 9a METHANA								
37.10N 23.50E, 37.50N 23.90E 38.00N 23.40E, 37.60N 22.90E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1966, Jan. 2,231218	37.7	23.3	5.1	7.0	3.75 4.75	67 31	51 26	1
1968, Jul. 4,214754	37.8	23.2	5.5	7.8	3.75 4.75 5.75	110 56 32	86 45 17	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 10 THESSALIA								
38.95N 22.35E, 38.95N 23.50E 39.70N 23.00E, 39.55N 21.70E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1930, Mar.31,123348	39.5	23.0	6.1	9.0	3.93 5.08	133 67	115 63	4
1941, Mar. 1,035247	39.6	22.5	6.3	6.8	3.75 4.75 5.75 6.75	108 80 22 16	56 34 13 8	6
1952, Oct.13,164227	39.0	23.4	5.3	7.5	2.75 3.75 4.75 5.75	137 91 63 21	107 83 57 15	1
1954, Apr.30,130236	39.3	22.2	7.0	9.5	4.75	149	116	1

					5.75	83	53	
					6.75	55	32	
					7.75	23	17	
1954, May 25,220332	39.3	22.2	5.6	8.0	4.75	87	62	1
					5.75	19	13	
1955, Jan. 3,010703	39.2	22.1	5.6	7.8	3.75	131	113	1
					4.75	71	49	
					5.75	27	13	
1955, Feb.21,134644	39.4	23.1	4.9	7.4	4.75	41	29	1
					5.75	24	12	
					6.75	11	6	
1955, Apr.19,164719	39.3	23.0	6.2	8.4	4.75	131	80	1
					5.75	43	28	
					6.75	24	17	
					7.75	7	6	
1955, Apr.21,071819	39.3	23.1	5.8	7.9	4.75	90	51	1
1956, Nov. 2,160433	39.3	23.1	5.6	7.7	3.75	84	59	1
					4.75	53	33	
					5.75	27	21	
					6.75	11	8	
1957, Mar. 8,122113	39.3	22.6	6.8	9.6	4.75	104	66	1
					5.75	78	41	
					6.75	46	32	
					7.75	28	19	
					8.75	17	12	
1957, May 21,132418	39.4	22.8	5.6	8.0	3.75	119	86	1
					4.75	87	56	
					5.75	47	35	
					6.75	33	24	
1957, Nov.26,081524	39.3	22.7	5.2	7.4	3.75	96	74	1
					4.75	27	21	
1976, Feb.22,120253	39.4	22.1	5.2	6.9	4.75	37	17	3
					5.75	16	8	
1980, Jul. 9,021157	39.3	22.9	6.5	8.5	4.75	105	70	1
					5.75	60	42	
					6.75	35	20	
1985, Apr.30,181413	39.3	22.8	5.8	7.8	3.75	132	106	3
					4.75	101	73	
					5.75	25	12	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 11a N. ΕΒΟΙΚΟΣ								
38.50N 22.80E, 38.60N 23.80E 38.95N 23.50E, 38.95N 22.35E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	Repl (km)	RepS (km)	REFER
1894, Apr.20,165200	38.6	23.2	6.7	10.4	6.12 7.16 8.20 9.24	92 62 37 23	64 39 22 12	2
1894, Apr.27,192100	38.7	23.0	7.0	11.5	8.20 9.24 10.28	58 38 20	42 25 6	2
1953, Nov. 8,144548	38.7	23.6	5.2	7.2	3.75 4.75 5.75	83 50 8	59 30 6	1
1961, Sep. 5,003931	38.6	23.6	4.5	6.9	3.75 4.75	82 63	45 18	1
1976, Oct.17,002727	38.6	23.1	4.5	5.7	2.75 3.75	56 29	36 23	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 11b S. ΕΒΟΙΚΟΣ								
38.10N 23.30E, 38.20N 24.10E 38.60N 23.80E, 38.50N 22.80E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	Repl (km)	RepS (km)	REFER
1893, May 23,220200	38.3	23.4	6.2	9.0	3.93 5.08 6.12	143 83 42	107 63 33	4
1914, Oct.17,062232	38.3	23.4	6.0	9.2	5.08 6.12 7.16	100 63 30	80 43 20	4
1938 Jul.20,002335	38.3	23.8	6.0	9.0	5.08 6.12	105 50	80 33	4
1955, Feb. 9,015338	38.3	23.9	4.8	6.4	3.75 4.75 5.75	43 26 8	29 13 5	1
1957, Dec.13,095954	38.2	23.7	4.6	7.1	3.75 4.75	65 34	44 23	1
1961, Mar. 6,082036	38.6	24.0	4.5	6.5	3.75 4.75	76 18	49 12	1

					5.75	6	4	
1961, Sep. 5,011652	38.6	23.6	4.5	7.1	3.75 4.75 5.75	75 38 7	60 28 4	1
1962, Jan. 4,004600	38.5	23.8	4.5	6.6	3.75 4.75	84 14	42 9	1
1974, Nov.14,132235	38.5	23.1	5.1	7.6	3.75 4.75 5.75	86 48 18	69 36 12	1
1974, Nov.14,142647	38.5	23.0	5.2	6.9	3.75 4.75 5.75	79 49 18	61 32 12	1
1974, Nov.14,152947	38.5	23.1	5.1	7.3	3.75 4.75 5.75	84 48 11	58 34 8	1
1978, Sep. 9,163201	38.4	23.2	4.7	6.1	2.75 3.75 4.75	68 40 13	64 24 6	1
1981, Mar. 4,215807	38.2	23.2	6.3	9.6	4.75 5.75 6.75 7.75 8.75	101 51 37 24 7	79 41 29 14 5	1

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 12a SAMOS								
37.40N 27.60E, 38.10N 27.60E 38.10N 26.40E, 37.40N 26.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1955, Jul.16,070710	37.6	27.2	6.9	9.3	4.75 5.75 6.75 7.75	120 82 52 24	109 64 42 16	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 12b AIDIN								
37.40N 27.60E, 37.40N 30.00E 38.10N 30.00E, 38.10N 27.60E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1899, Sep.20,022200	37.9	28.8	7.0	10.2	6.12 7.16 8.20	122 71 55	55 29 15	5

1914, Oct. 3,220600	37.8	30.3	7.0	10.8	6.12 7.16 8.20	109 74 50	89 50 30	5
1965, Jun.13,200151	37.8	29.3	5.6	7.9	3.75 4.75 5.75 6.75	126 77 39 21	91 44 19 9	2
1966, May 4,214902	37.7	27.7	4.9	7.6	3.75 4.75 5.75 6.75	86 56 34 18	73 44 23 12	2
1967, Jul.19,090622	38.1	28.9	5.0	7.4	2.75 3.75 4.75 5.75	138 86 50 23	94 48 27 9	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 13b CHIOS								
38.10N 25.80E, 38.10N 26.95E 38.75N 26.95E, 38.75N 25.80E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1881, Apr. 3,114000	38.2	26.1	6.4	10.1	5.08 6.12 7.16 8.20 9.24	95 60 38 24 13	86 60 34 22 11	2
1949, Jul.23,150330	38.6	26.3	6.7	10.1	7.16 8.20 9.24	49 30 17	30 16 5	2
1953, May 2,054151	38.7	26.5	5.2	8.0	5.08 6.12 7.16	63 34 18	51 29 11	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 13c ISMIR								
38.10N 26.95E, 38.10N 28.30E 38.75N 28.30E, 38.75N 26.95E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1928, Mar.31,002947	38.1	27.4	6.5	8.9	5.75 6.75 7.75	62 40 13	37 16 5	2
1966, Jun.19,175530	38.5	27.3	4.8	6.6	3.75	79	74	2

4.75	37	34
5.75	17	9

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 13d ALASEHIR								
38.10N 28.30E, 38.10N 30.00E 38.75N 30.00E, 38.75N 28.30E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1963, Mar.11,072721	38.1	29.1	5.5	7.8	4.75 5.75 6.75	83 58 20	78 39 16	2
1969, Mar.28,014829	38.5	28.5	6.6	8.6	5.08 6.12 7.16 8.20	133 97 58 23	119 84 41 13	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 14a SKOPELOS								
38.95N 23.50E, 38.90N 23.70E 39.80N 24.80E, 40.15N 23.85E 39.70N 23.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1923, Dec. 5,205635	39.8	23.5	6.4	9.7	5.08 6.12 7.16	123 70 42	97 50 30	2
1964, Feb.23,224104	39.2	23.7	5.4	7.8	4.75 5.75 6.75	69 20 10	35 13 8	1
1964, Apr.29,042105	39.2	23.7	5.6	7.8	4.75 5.75	59 26	38 20	1
1965,Mar. 9,175754	39.3	23.8	6.1	8.7	4.75 5.75 6.75	98 46 19	64 21 10	1
1972, Dec. 5,120015	39.1	23.6	4.7	5.7	2.75 3.75	78 43	49 30	3
1977, May 13,181744	39.1	23.5	5.0	6.5	3.75 4.75	50 29	33 12	3
1982, Jan.18,192725	39.8	24.4	7.0	9.7	5.75	90	43	9

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 14b AG. EUSTRATIOS								
38.90N 23.70E, 38.80N 24.60E 39.80N 25.90E, 39.80N 24.80E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1967, Mar. 4,175809	39.2	24.6	6.6	9.0	4.75	59	27	2
1968, Feb.19,224542	39.4	24.9	7.1	9.7	5.75	130	63	1
					6.75	85	38	
					7.75	49	18	
					8.75	17	9	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 14c LESBOS								
38.75N 25.00E, 38.75N 26.95E 39.80N 26.95E, 39.80N 25.90E, 38.80N 24.60E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1939, Sep.22,003632	39.0	26.9	6.6	9.1	5.08	95	75	2
					6.12	47	24	
					7.16	33	14	
					8.20	23	7	
1959, Nov.19,140028	38.9	26.6	5.3	7.1	3.75	89	58	1
					4.75	47	30	
					5.75	10	8	
1981, Dec.19,141051	39.2	25.2	7.2	10.6	5.75	114	75	9
					6.75	77	38	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 14d DEMIRCI								
38.75N 26.95E, 38.75N 28.60E 39.80N 28.60E, 39.80N 26.95E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1967, May 9,040513	39.6	27.1	4.5	6.3	3.75	92	58	2
					4.75	45	25	
1969, Mar.23,210842	39.1	28.5	6.1	8.2	6.12	101	83	2
					7.16	39	34	
					8.20	13	8	
1969, Aug.14,215105	39.5	27.9	4.8	6.9	3.75	111	70	2
					4.75	75	45	
					5.75	31	23	

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 14e GEDIZ								
38.75N 28.60E, 38.75N 30.00E 39.80N 30.00E, 39.80N 28.60E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	φ_N	λ_E	Ms	I_{0c}	I_i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1970, Mar.28,210223	39.2	29.5	7.1	10.2	6.75 8.75 8.75	118 53 32	82 33 18	2
1970, Apr.19,132936	39.0	29.8	6.0	8.1	6.75 7.75	84 40	55 23	2
1970, Apr.23,090127	39.1	28.6	5.6	8.2	4.75 5.75 6.75 7.75	125 78 45 19	106 67 35 14	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 15a HELLISPONDOS								
39.80N 26.30E, 39.80N 28.00E 41.10N 28.00E, 41.10N 27.60E, 40.70N 26.30E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	φ_N	λ_E	Ms	I_{0c}	I_i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1912, Aug. 9,012900	40.6	27.2	7.6	10.4	7.16 8.20 9.24	150 113 59	88 53 14	2
1953, Mar.18,190616	40.0	27.4	7.4	9.8	6.75 7.75	65 35	31 14	10
1968, Sep.28,005328	40.5	26.4	4.7	6.7	5.08 6.12	97 40	59 23	2
1969, Mar. 3,005910	40.1	27.5	5.9	8.2	5.08 6.12 7.16	109 48 20	77 36 18	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 15b PRUSA								
39.80N 28.00E, 39.80N 30.00E 41.10N 30.00E, 41.10N 28.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	φ_N	λ_E	Ms	I_{0c}	I_i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1855, Feb.28,030000	40.2	29.1	7.2	12.4	8.20 9.24	138 68	63 24	2
1963, Sep.18,165808	40.8	29.1	6.3	8.7	6.12	133	70	2

					7.16 8.20	62 27	28 8	
1964, Oct. 6,143123	40.3	28.2	6.9	9.2	7.16 8.20	95 45	43 23	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 16a ATHOS								
40.15N 23.85E, 39.80N 24.80E 39.80N 25.35E, 40.60N 25.35E, 40.45N 24.35E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1905, Nov. 8,220630	40.3	24.4	7.5	11.8	7.16 8.20 9.24	145 74 29	109 46 25	2
1954, Aug. 3,181813	40.1	24.5	5.9	8.0	5.08	53	38	2
1965, Dec.20,000816	40.2	24.8	5.6	8.4	3.93 5.08	150 60	115 41	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 16b SAMOTHRAKI								
39.80N 25.35E, 39.80N 26.30E 40.70N 26.30E, 40.60N 25.35E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1965, Aug.23,140859	40.5	26.2	5.6	8.5	5.08 6.12	116 31	100 17	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 17a VOLVI								
40.15N 23.85E, 40.45N 24.35E 41.10N 23.20E, 40.70N 22.80E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1902, Jul. 5,145630	40.8	23.1	6.6	8.2	3.75 4.75 5.75 6.75 7.75	91 62 39 25 8	53 35 23 12 5	1
1932, Sep.26,192042	40.5	23.9	7.0	10.1	5.75 6.75 7.75	108 79 34	71 52 22	1
1932, Sep.29,035726	40.8	23.3	6.2	9.1	5.08 6.12	110 58	84 35	2

					7.16 8.20	22 7	16 3	
1933, May 11,190950	40.4	23.7	6.3	9.0	5.08 6.12 7.16	128 75 39	94 47 23	2
1952, Jun.27,130918	40.7	23.5	5.0	7.0	3.75 4.75 5.75	88 57 28	65 28 14	1
1954, Dec.30,020722	40.6	22.7	4.7	6.9	3.75 4.75	64 32	38 19	1
1958, Jun.17,053706	40.7	23.4	5.6	7.9	3.75 4.75 5.75 6.75	96 48 26 11	70 31 13 8	1
1960, Jul.13,102031	40.6	23.4	4.8	7.4	3.75 4.75 5.75	74 48 18	50 34 11	1
1960, Jul.13,130101	40.6	23.4	5.4	8.2	4.75 5.75 6.75	68 26 14	50 20 10	1
1974, Sep.13,182457	40.5	23.4	4.5	5.9	2.75 3.75 4.75	57 31 12	41 24 8	1
1978, May 23,233411	40.7	23.2	5.8	7.5	4.75 5.75 6.75	68 23 6	30 13 3	1
1978, Jun. 2,223125	40.8	23.2	5.0	6.9	3.75 4.75 5.75	76 26 16	47 17 6	1
1978, Jun.20,200321	40.8	23.2	6.5	8.4	4.75 5.75 6.75 7.75	108 58 30 9	60 35 21 5	1
1978, Jul. 4,222328	40.7	23.1	5.1	7.4	3.75 4.75 5.75	93 53 11	73 30 8	1
1984, Feb.19,034723	40.5	23.4	4.9	7.3	3.75 4.75 5.75	78 58 12	59 39 7	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 17b DOIRANI								
40.70N 22.80E, 41.10N 23.20E 41.50N 22.40E, 41.10N 22.00E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	Repl (km)	RepS (km)	REFER
1907, Aug.17,115100	41.3	22.5	4.9	7.9	5.08 6.12 7.16	33 22 12	23 15 8	2
1929, Aug.10,094000	41.4	22.3	4.5	7.0	3.93 5.08	67 35	32 11	2
1931, Mar. 7,001652	41.3	22.4	6.0	9.4	5.08 6.12 7.16	136 79 39	104 54 29	2
1931, Mar. 8,015028	41.3	22.5	6.7	10.4	6.12 7.16 8.20 9.24	78 60 39 22	62 34 22 11	2
1974, Jun.22,233012	41.2	23.0	5.2	5.7	2.75 3.75	105 63	61 32	3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 17A SKOPJE								
41.70N 21.10E, 41.70N 21.70E 42.30N 21.70E, 42.30N 21.10E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	Repl (km)	RepS (km)	REFER
1905, Oct.24,043700	42.1	21.8	5.0	8.3	3.93 5.08 6.12	112 67 27	81 47 20	2
1914, Mar.22,125100	41.8	22.0	4.7	7.4	2.48 3.93 5.08	125 81 34	104 63 16	2
1920, Apr. 9,203200	42.1	21.6	4.6	7.8	3.93 5.08 6.12	95 47 23	49 24 12	2
1920, Oct. 5,122500	42.3	21.4	4.6	7.7	5.08	36	25	2
1921, Aug.10,141032	42.3	21.4	5.8	8.3	5.08 6.12 7.16 8.20	102 61 39 21	87 54 32 16	2
1921, Aug.20,192800	42.1	21.4	4.3	8.1	3.93	90	62	2

					5.08 6.12 7.16	56 26 13	35 17 9	
1921, Sep. 2,094100	42.4	21.4	4.4	7.6	3.93 5.08 6.12 7.16	66 37 20 9	44 21 15 7	2
1921, Sep.11,154700	42.1	21.4	4.1	6.9	3.93 5.08 6.12	45 22 7	36 17 6	2
1921, Oct. 3,123000	42.1	21.4	4.4	7.1	3.93 5.08 6.12	44 27 12	32 15 8	2
1921, Nov. 7,222300	42.1	21.4	4.4	7.4	5.08 6.12	47 9	28 5	2
1921, Nov. 8,025700	42.1	21.4	4.0	7.4	5.08 6.12 7.16	35 16 7	17 9 5	2
1963, Jul.26,041712	42.0	21.4	6.1	9.5	5.08 6.12 7.16 8.20	89 58 36 21	80 56 31 10	2

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 18 DRAMA								
40.90N 23.70E, 40.90N 25.50E 41.40N 25.50E, 41.40N 23.70E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1905, Oct.23,023848	41.4	24.0	5.5	9.0	5.08 6.12 7.16	96 53 6	57 30 5	2
1985, Nov. 9,233043	41.8	24.1	5.5	7.5	3.75 4.75 5.75 6.75	135 55 30 4	104 33 20 3	8

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 19a KRESNA								
41.70N 22.40E, 41.70N 24.40E 42.31N 24.40E, 42.31N 22.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	Φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1903, Nov.25,231642	42.1	23.2	5.6	8.0	6.12 7.16	55 15	37 12	2
1904, Apr. 4,100234	41.8	23.0	7.1	10.1	6.12 7.16 8.20	142 92 61	122 69 38	2
1904, Apr. 4,102555	41.8	23.1	7.7	10.4	7.16 8.20 9.24 10.28	143 86 54 23	130 61 35 10	2
1904, Apr.19,181430	42.0	23.1	5.9	8.0	5.08 6.12 7.16	86 16 7	44 14 6	2
1905, Sep. 5,042200	42.1	23.3	4.8	7.6	3.93 5.08 6.12	111 59 16	56 27 6	2
1905, Oct. 8,072730	41.8	23.1	6.5	9.2	5.08 6.12 7.16 8.20	129 79 38 12	98 59 26 7	2
1907, Apr. 9,023500	42.3	24.0	4.0	6.7	2.48 3.93 5.08	107 62 24	65 35 10	2
1909, Mar.10,223600	41.8	24.3	4.8	8.6	5.08	55	32	2
1911, Mar.11,204018	42.0	23.0	5.5	9.3	5.08	88	42	2
1912, Nov. 7,195258	41.9	24.0	5.5	7.5	3.93 5.08 6.12	84 27 10	78 23 8	2
1927, Jul.23,191400	41.7	22.7	4.9	7.4	3.93 5.08 6.12	78 40 16	43 20 10	2
1931, Jul.23,030800	41.6	22.4	4.1	7.3	3.93 5.08 6.12	64 38 13	45 23 7	2
1944, Mar.14,235926	41.7	23.9	5.1	7.3	5.08 6.12	86 36	59 16	2

1962, Oct. 8, 142637	41.9	24.3	4.9	7.9	2.48 3.93 5.08 6.12	141 63 36 18	109 53 17 8	2
1964, Jul. 4, 111118	42.0	23.4	4.9	7.6	3.93 5.08 6.12 7.16	72 25 13 6	48 22 8 4	2

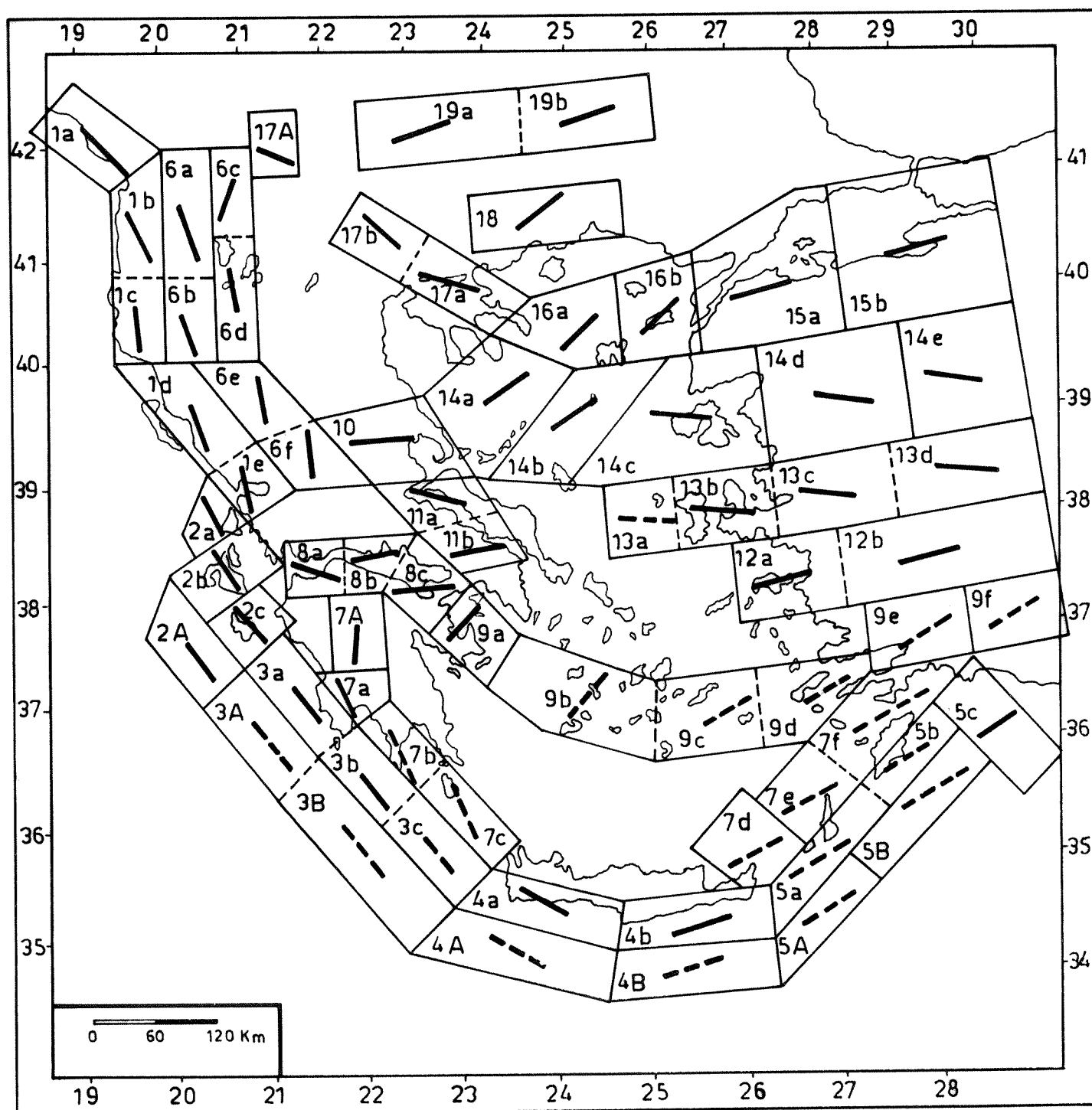
ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΗΓΗ 19b PHILIPPOUPOLIS								
41.70N 24.40E, 41.70N 26.00E 42.30N 26.00E, 42.30N 24.40E								
ΣΕΙΣΜΟΣ	φ _N	λ _E	M _s	I _{0c}	I _i	RepL (km)	RepS (km)	REFER
1924, Dec. 23, 170450	42.1	24.7	5.2	7.7	2.48 3.93 5.08	145 98 45	112 59 20	2
1928, Apr. 14, 090001	42.2	25.3	6.8	9.8	5.08 6.12 7.16	136 66 32	104 54 26	2
1928, Apr. 18, 192248	42.2	25.0	7.0	10.1	6.12 7.16 8.20	136 101 33	113 57 17	2
1928, Apr. 18, 194058	42.2	25.0	5.4	8.0	3.93 5.08	130 44	72 27	2
1928, Apr. 25, 092540	42.1	25.9	5.7	8.7	5.08 6.12 7.16 8.20	130 65 40 26	78 45 25 13	2
1940, May 14, 004500	41.8	24.5	4.7	7.4	2.48 3.93 5.08 6.12	120 80 42 21	81 49 23 9	2
1947, Jun. 20, 220800	42.2	25.3	4.6	7.0	2.48 3.93 5.08 6.12	90 60 25 14	69 49 20 9	2
1947, Jul. 15, 143000	42.0	25.5	4.6	6.6	2.48 3.93 5.08 6.12	44 34 22 11	35 26 15 9	2

1967, Jul.25,083726	41.9	25.0	4.5	6.6	1.03	101	70	2
					2.48	89	55	
					3.93	31	21	
					5.08	16	9	

1. (Papazachos et al., 1982).
2. (Shebalin, 1974b).
3. Μηνιαία Δελτία Γ.Ι. Αστεροσκοπείου Αθηνών.
4. (Ambraseys and Jackson, 1990).
5. (Ambraseys and Finkel, 1987).
6. (Galanopoulos, 1950).
7. (Papaioannou, pers. commun.)
8. (Margaris and Papazachos, pers. commun.)
9. (Papazachos et al., 1984).
10. (Ergin et al., 1967).
11. (Ambraseys and Pantelopoulos, 1989).

ψηφιοποιήθηκαν και έγινε επεξεργασία με κατάλληλο λογισμικό πακέτο, ISODIG.F77 (Margaris and Papazachos, 1991). Από την επεξεργασία αυτή υπολογίσθηκαν οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων του ελλειπτικού μοντέλου της αζιμουθιακής απόσβεσης της κάθε σεισμικής πηγής. Στο σχήμα(2.4) παρουσιάζονται οι 69 επιφανειακές σεισμογόνες πηγές της νότιας Βαλκανικής (Papazachos and Papaioannou, 1993) και σε κάθε πηγή απεικονίζεται η διεύθυνση του κυρίου άξονα του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης (συνεχής γραμμή μέσα στη πηγή). Υπό γωνία 90° , βρίσκονται οι διευθύνσεις των δευτερευόντων αξόνων του ελλειπτικού μοντέλου. Στο ίδιο σχήμα(2.4) με τη διακεκομμένη γραμμή απεικονίζονται οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων απόσβεσης του ελλειπτικού μοντέλου των σεισμογόνων πηγών (3c, 3A, 3B, 4A, 4B, 5a, 5b, 5A, 5B, 7b, 7c, 7d, 7e, 7f, 9b, 9c, 9d, 9e, 9f, 13a), οι οποίες παρουσίασαν ελλειπείς μακροσεισμικές πληροφορίες και δεν ήταν δυνατό να υπολογισθεί ο κύριος άξονας της αζιμουθιακής απόσβεσης με ακρίβεια. Οι κύριοι άξονες του ελλειπτικού μοντέλου της αζιμουθιακής απόσβεσης για αυτές τις σεισμογόνες πηγές εκτιμήθηκαν με βάση τα διαθέσιμα σεισμοτεκτονικά στοιχεία. Στον πίνακα(2.2) παρουσιάζονται τα αζιμούθια, Z° , του κύριου άξονα αζιμουθιακής απόσβεσης των διαφόρων σεισμογόνων πηγών του Ελληνικού χώρου. Αυτά είναι οι γωνίες που σχηματίζονται από το γεωγραφικό βορρά και τον κύριο άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης. Οι γωνίες αυτές μετρούνται από -90° ως 0° , εφόσον η διεύθυνση του κύριου άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης είναι ΒΔ-ΝΑ ενώ μετρούνται από 0° ως $+90^{\circ}$ όταν η αντίστοιχη διεύθυνση είναι ΒΑ-ΝΔ.

Οι διευθύνσεις των κυρίων αξόνων του αζιμουθιακού μοντέλου απόσβεσης που παρουσιάζονται στο σχήμα(2.4) συγκρίθηκαν με τις διευθύνσεις άλλων ελλειπτικών μακροσεισμικών μοντέλων, που προτάθηκαν για την ίδια περιοχή. Το



Σχ. 2.4. Η διεύθυνση του κύριου άξονα της αζιμουθιακής μεταβολής των σεισμικών εντάσεων των 69 σεισμογόνων πηγών του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών.

προτεινόμενο μοντέλο (Σχ. 2.4) βρίσκεται σε καλή συμφωνία με το μοντέλο του Δρακόπουλου (1978b), του Χατζηδημητρίου (1984), της Σταμέλου (1985) και το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των μακροσεισμικών εντάσεων του Κ.Παπαζάχου (1992a). Επίσης έγινε σύγκριση των διευθύνσεων των κυρίων αξόνων της αζιμουθιακής απόσβεσης με τις διευθύνσεις των αντιστοιχών σεισμικών ρηγμάτων (Parazachos et al., 1991a) για κάθε σεισμογόνο πηγή και βρέθηκαν σε καλή συμφωνία.

Στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου, έχουμε ήδη αναφέρει, την ύπαρξη των σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Παρότι οι σεισμοί αυτοί διαθέτουν μακροσεισμικές πληροφορίες λόγω του μη κανονικού σχήματος των ισοσειστών καμπυλών τους και του μικρού αριθμού των μακροσεισμικών στοιχείων σε κάθε σεισμογόνο πηγή, δεν έγινε δυνατό να καθορισθεί ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων. Για το λόγο αυτό, οι σεισμογόνες πηγές των σεισμών ενδιαμέσου βάθους μελετήθηκαν με την ομοιόμορφη προς τις διάφορες κατευθύνσεις εξασθένιση των σεισμικών κυμάτων.

Η αζιμουθιακή μεταβολή των μακροσεισμικών εντάσεων μπορεί να αποδοθεί σε αζιμουθιακή μεταβολή της απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων ή σε ανισότροπη ακτινοβολία των κυμάτων αυτών στην εστία του σεισμού. Το πρόβλημα θα μελετηθεί και στις δύο περιπτώσεις και θα υπολογισθούν οι παράμετροι των αντιστοιχών θέσεων.

2.4. Μεθοδολογία Καθορισμού Σχέσεων Αζιμουθιακής Απόσβεσης.

Διάφοροι τύποι έχουν χρησιμοποιηθεί για την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων (Kovesligethy, 1907; Blake, 1941; Cornell, 1968; Chandra, 1979). Η πιο γενική μορφή τέτοιας σχέσης προτάθηκε από τον Campbell (1985) και είναι η ακόλουθη :

$$Y = b'_0 f_1(M) f_2(R) f_3(M,R) f_4(P_i) \varepsilon \quad (2.11)$$

όπου Y είναι η παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης, b'_0 σταθερά, $f_1(M)$ είναι συνάρτηση του μεγέθους του σεισμού, $f_2(R)$ είναι συνάρτηση της απόστασης, $f_3(M, R)$ είναι συνάρτηση του μεγέθους και της απόστασης, $f_4(P_i)$ είναι συνάρτηση που σχετίζεται με παραμέτρους της σεισμικής εστίας, του δρόμου διάδοσης, της θέσης και του κτιρίου καταγραφής και ε είναι μία τυχαία μεταβλητή που παρουσιάζει την αβεβαιότητα της παραμέτρου Y κατά τους υπολογισμούς.

Συνήθως η συνάρτηση $f_1(M)$ είναι μία εκθετική συνάρτηση του μεγέθους

$$f_1(M) = \exp(b_1 M) \quad (2.12)$$

η οποία προκύπτει από το βασικό ορισμό του σεισμικού μεγέθους ως λογαριθμική μέτρηση του πλάτους της εδαφικής κίνησης (Richter, 1958). Η συνάρτηση $f_2(R)$ είναι :

$$f_2(R) = \exp(b'_2 R) [R + R_0]^{b_2} \quad (2.13)$$

όπου ο πρώτος εκθετικός παράγοντας εκφράζει το συντελεστή της ανελαστικής απόσβεσης, ο οποίος στη συγκεκριμένη ανάλυση δεν πάρθηκε υπόψη διότι η τιμή του για τον Ελληνικό χώρο είναι πολύ μικρή (Kiratzi and Papazachos, 1984) και διότι η επίδραση του συντελεστή αυτού λαμβάνεται υπόψη μόνο για αποστάσεις $R > 150$ km. Ομως έχουμε αναφέρει ότι τα δεδομένα ανάλυσης περιορίζονται σε αποστάσεις $R < 150$ km. Ο δεύτερος όρος της σχέσης (2.13) απεικονίζει την γεωμετρική απόσβεση με b_2 τον αντίστοιχο συντελεστή. Ο συντελεστής R_0 υιοθετείται από διάφορες σχέσεις απόσβεσης προκειμένου να περιορισθεί η παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης, Y , σε πολύ μικρές αποστάσεις λόγω κορεσμού της Y στις αποστάσεις αυτές (Campbell, 1985).

Οι διαφορές που προκύπτουν από την αναγωγή των δεδομένων σε ορισμένη απόσταση σε συνάρτηση με το σεισμικό μέγεθος είναι δυνατόν να δοθεί από τη συνάρτηση $f_3(M, R)$. Συνήθως η συνάρτηση αυτή ισούται με τη μονάδα (Campbell, 1981) ενώ όπου λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς έχει τη μορφή

$$f_3(M, R) = [R + b_5 \exp(b_6 M)]^{b_7} \quad (2.14)$$

Η συνάρτηση $f_4(P_i)$ απεικονίζει τις παραμέτρους οι οποίες σχετίζονται με τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες του σταθμού καταγραφής και των χαρακτηριστικών της σεισμικής εστίας (Campbell, 1983). Η γενική μορφή της συνάρτησης αυτής είναι

$$f_4(P_i) = \sum \exp(b_i P_i) \quad (2.15)$$

Στην προκειμένη περίπτωση επειδή μελετούμε μακροσεισμικές εντάσεις, τις εξετάζουμε ανεξάρτητα των εδαφικών συνθηκών και των χαρακτηριστικών της σεισμικής εστίας, οπότε η συνάρτηση αυτή θεωρείται ίση με τη μονάδα. Η τυχαία μεταβλητή, ϵ , παρουσιάζει μία λογαριθμοκανονική κατανομή όπως προκύπτει από διάφορους στατιστικούς υπολογισμούς (Donovan and Bornstein, 1978; McGuire, 1978; Campbell, 1981).

Με βάση τη σχέση (2.11) και παίρνοντας υπόψη ότι η $f_3(M, R) = 1$, η $f_4(P_i) = 1$ και ότι ο συντελεστής της ανελαστικής απόσβεσης δεν υπεισέρχεται στους υπολογισμούς, αντικαθιστούμε όλες τις παραπάνω συναρτήσεις στη βασική σχέση

απόσβεσης(2.11) και λογαριθμούμε και τα δύο μέλη της σχέσης αυτής. Τελικά προκύπτει μία σχέση της μορφής

$$\ln Y = b_0 + b_1 M + b_2 \ln (R + R_0) \quad (2.16)$$

όπου M είναι το σεισμικό μέγεθος και R είναι η απόσταση (επικεντρική, υποκεντρική, κλπ). Με βάση την υπόθεση ότι ο λογάριθμος της παραμέτρου της ισχυρής σεισμικής κίνησης (επιτάχυνση, ταχύτητα, μετατόπιση, κλπ) συνδέεται γραμμικά με τη μακροσεισμική ένταση (Ambraseys, 1974; Trifunac and Brady, 1975b; Murphy and O'Brien, 1977; Παπαϊωάννου, 1984, Theodulidis and Papazachos, 1992a) θεωρούμε σχέση της μορφής

$$\ln Y = a_1 + a_2 I_i \quad (2.17)$$

όπου I_i είναι η μακροσεισμική ένταση. Από τις σχέσεις(2.16) και (2.17) και με τους κατάλληλους μετασχηματισμούς προκύπτει τελικά η ακόλουθη σχέση απόσβεσης (Cornell, 1968) της μακροσεισμικής έντασης

$$I_i = c'_1 + c'_2 M + c'_3 \ln (R + R_0) \quad (2.18)$$

όπου M είναι το σεισμικό μέγεθος, R είναι η απόσταση (επικεντρική, κλπ) και R_0 είναι η σταθερά της σχέσης(2.16) προκειμένου να περιορισθεί η τιμή της έντασης, I_i , λόγω κορεσμού της μέσα στην πλειόσειστη περιοχή. Οι δύο πρώτοι όροι του δευτέρου μέλους της σχέσης(2.18) είναι δυνατόν να αντικατασταθούν από τη μέγιστη μακροσεισμική ένταση, I_{oc} , του σεισμού στο επίκεντρο. Δηλαδή

$$I_{oc} = c'_1 + c'_2 M \quad (2.19)$$

Από τις σχέσεις(2.18) και (2.19) προκύπτει η ακόλουθη τελική σχέση η οποία υιοθετήθηκε στην παρούσα εργασία

$$I_{oc} - I_i = c_1 + c_2 \ln (R + R_0) \quad (2.20)$$

όπου c_1 και c_2 είναι συντελεστές αναγωγής οι οποίοι καθορίζονται με γραμμική παλινδρόμηση, R είναι η απόσταση και R_0 είναι η σταθερά.

Με σκοπό να καθορίσουμε την σταθερά R_0 της σχέσης(2.20) παίρνοντας υπόψη τους δύο άξονες του ελλειπτικού μοντέλου της αζιμουθιακής μεταβολής της έντασης ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία. Με βάση τον πίνακα(2.1), όπου δίνονται οι τιμές της μέγιστης σεισμικής έντασης, I_{oc} , οι τιμές της παρατηρημένης έντασης των ισοσειστών καμπύλων κάθε σεισμού, I_i , και οι επικεντρικές αποστάσεις, $RepL$ και $RepS$, κατά μήκος του κύριου και του δευτερεύοντα άξονα αντίστοιχα, υπολογίσθηκαν με γραμμική παλινδρόμηση οι σταθερές, c_1 , c_2 και R_0 , της σχέσης(2.20). Οι υπολογισμοί αυτοί έγιναν για τις

παρατηρήσεις αφ' ενός μὲν κατὰ μήκος του κυρίου και αφ' ετέρου κατὰ μήκος του δευτερεύοντα άξονα. Χρησιμοποιώντας το ίδιο δείγμα δεδομένων για τους δύο άξονες ελλειπτικής απόσβεσης και διατηρώντας σταθερές τις, c_1 και c_2 , έγινε προσπάθεια υπολογισμού της σταθεράς, R_0 , με ταυτόχρονη εκτίμηση της τυπικής απόκλισης, SD , για κάθε τιμή της σταθεράς, R_0 . Στα σχήματα(2.5) και (2.6) δίδονται οι μεταβολές της τυπικής απόκλισης, SD , σε συνάρτηση με την σταθερά, R_0 , για τιμές της έντασης κατὰ μήκος μεγάλου και του μικρού άξονα των ισοσειστών αντίστοιχα. Φαίνεται από τα σχήματα αυτά ότι καλύτερη εκτίμηση (μικρότερη SD) της σταθεράς, R_0 , κατὰ μήκος του κυρίου άξονα απόσβεσης είναι η τιμή $R_0=18$, ενώ η τιμή του δευτερεύοντα άξονα απόσβεσης, είναι $R_0=13$.

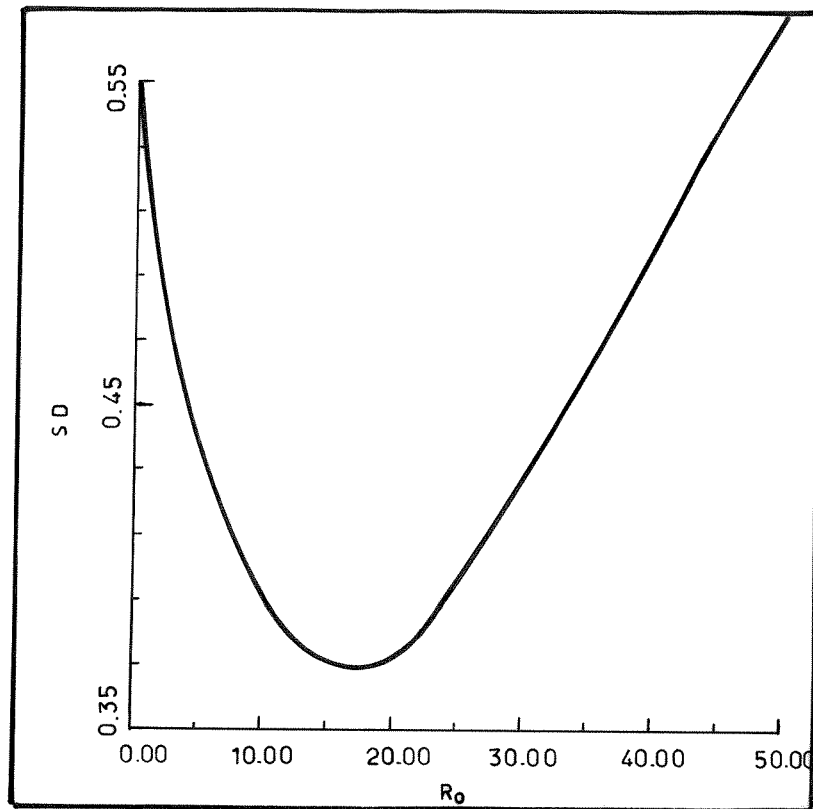
Ο υπολογισμός των σταθερών c_1 και c_2 της σχέσης(2.20) έγινε με βάση τις τιμές του πίνακα(2.1) και με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν από τον πίνακα(2.1) οι τιμές των μεγίστων σεισμικών εντάσεων, I_{0c} , των παρατηρημένων εντάσεων σε κάθε ισόσειστη καμπύλη, I_1 , οι επικεντρικές αποστάσεις κατὰ μήκος του κυρίου, $RepL$, και του δευτερεύοντα άξονα, $RepS$, και η τιμή, R_0 , όπως υπολογίσθηκε κατὰ μήκος του κυρίου άξονα, $R_0=18$, και του δευτερεύοντα άξονα, $R_0=13$. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων για κάθε σεισμογόνο πηγή και κατὰ μήκος των δύο άξόνων του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης, υπολογίσθηκαν οι ζητούμενες σταθερές. Προσεκτική εξέταση, για κάθε σεισμογόνο πηγή, της σταθεράς της γεωμετρικής απόσβεσης, c_2 , της σχέσης (2.20), έδειξε ότι οι τιμές αυτές δέν διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους. Στα σχήματα(2.7) και (2.8) παρουσιάζονται τα διαγράμματα συχνότητας της κατανομής της παραμέτρου, c_2 , κατὰ μήκος των δύο άξόνων της αζιμουθιακής απόσβεσης. Οι αντίστοιχες μέσες τιμές για κάθε άξονα του ελλειπτικού μοντέλου είναι:

Κύριος άξονας (L) $c_2 = 2.00$ και τυπική απόκλιση $SD=0.33$

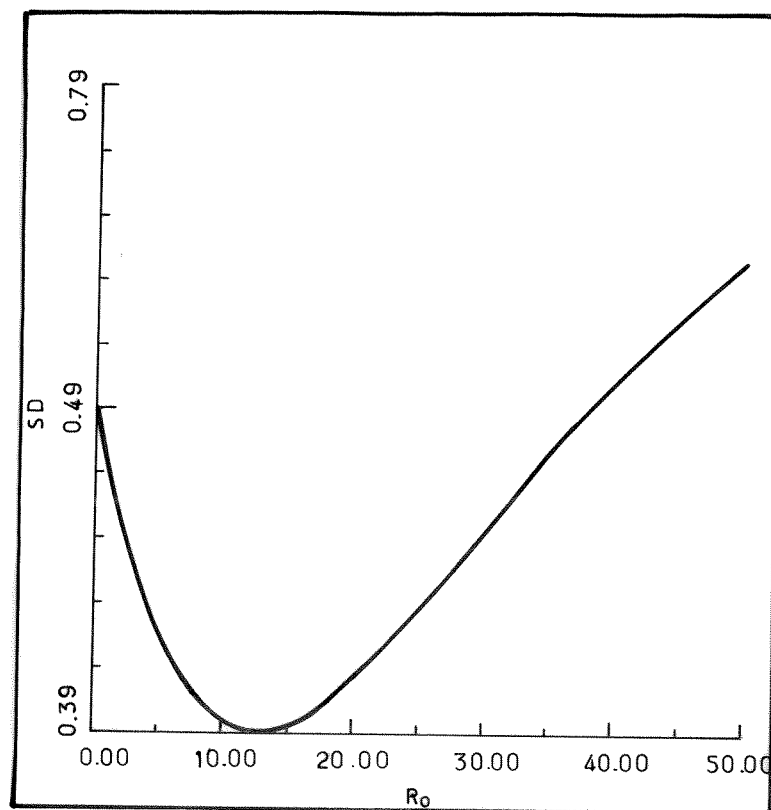
Δευτερ. άξονας (S) $c_2 = 1.92$ και τυπική απόκλιση $SD=0.28$

Λόγω της μικρής μεταβολής της παραμέτρου c_2 , η αζιμουθιακή μεταβολή περιγράφεται κυρίως από την σταθερά c_1 . Αυτό ουσιαστικά σημαίνει ότι ο καθοριστικός παράγοντας της αζιμουθιακής μεταβολής για μικρές αποστάσεις, $R<150$ km, είναι η ανισότροπη ακτινοβολία της εστίας του σεισμού. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με το προηγούμενο συμπέρασμα ότι οι διευθύνσεις των σεισμικών ρηγμάτων βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τις διευθύνσεις των μεγάλων άξόνων της αζιμουθιακής απόσβεσης και αποτελεί την πρώτη ένδειξη ότι η ακτινοβολία στη σεισμική εστία είναι ο βασικός παράγοντας της αζιμουθιακής μεταβολής των σεισμικών εντάσεων.

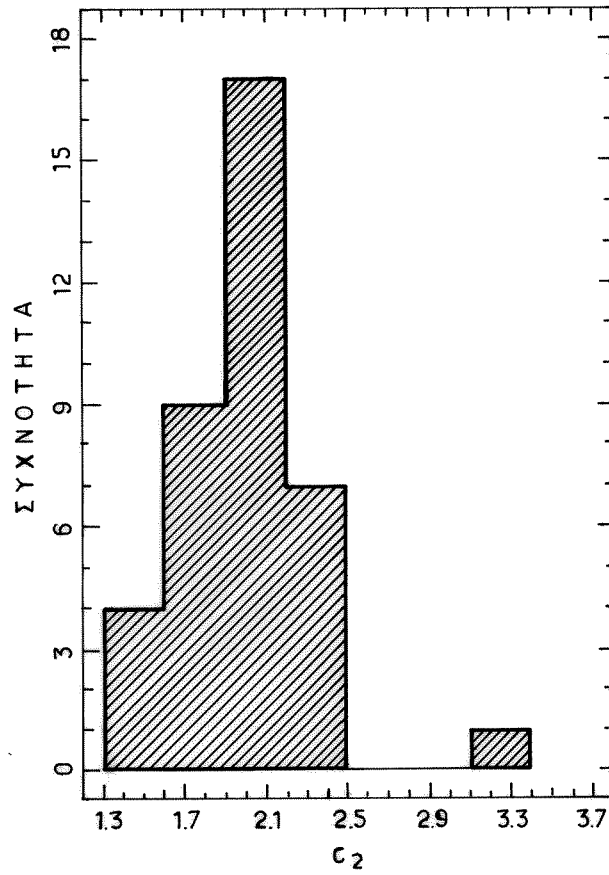
Η μέση τιμή της σταθεράς της γεωμετρικής απόσβεσης, c_2 , για τους δύο κύριους άξονες της αζιμουθιακής απόσβεσης είναι $c_2 = 1.96$. Η τιμή αυτή είναι σε



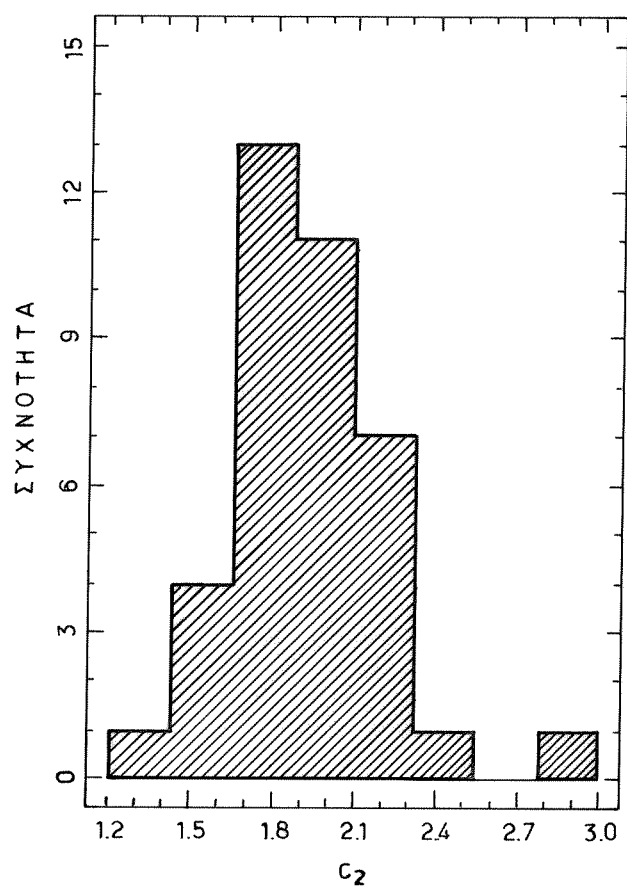
Σχ. 2.5. Μεταβολή της τυπικής απόκλισης, SD, σε συνάρτηση με την σταθερά R_0 , κατά μήκος του κύριου άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης.



Σχ. 2.6. Μεταβολή της τυπικής απόκλισης, SD, σε συνάρτηση με την σταθερά R_0 , κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης.



Σχ. 2.7. Διάγραμμα συχνότητας της κατανομής της παραμέτρου, c_2 , κατά μήκος του κύριου άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης.



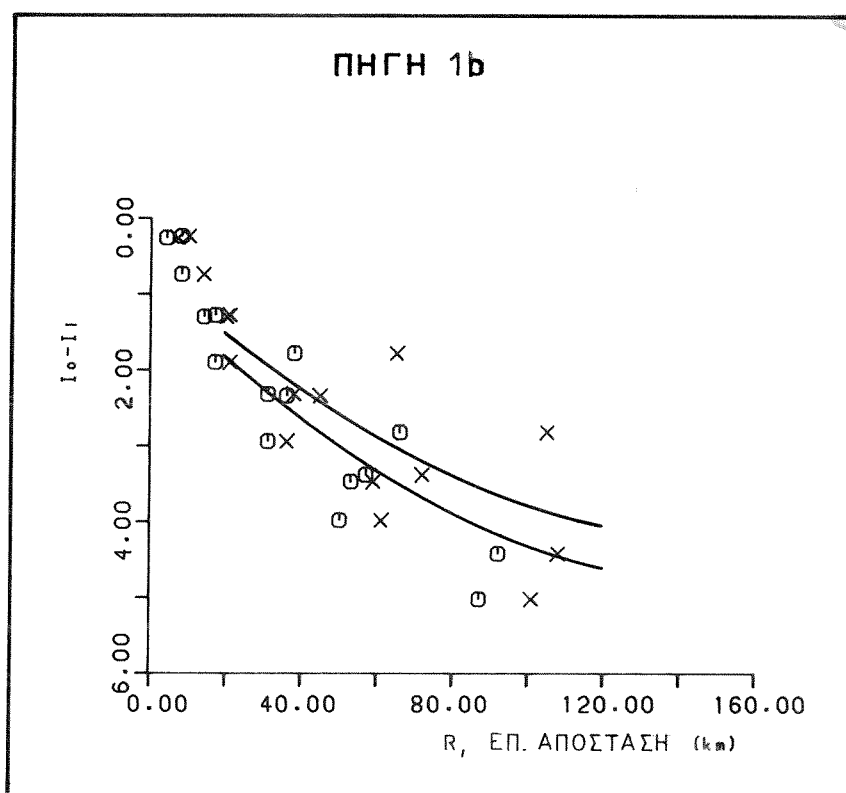
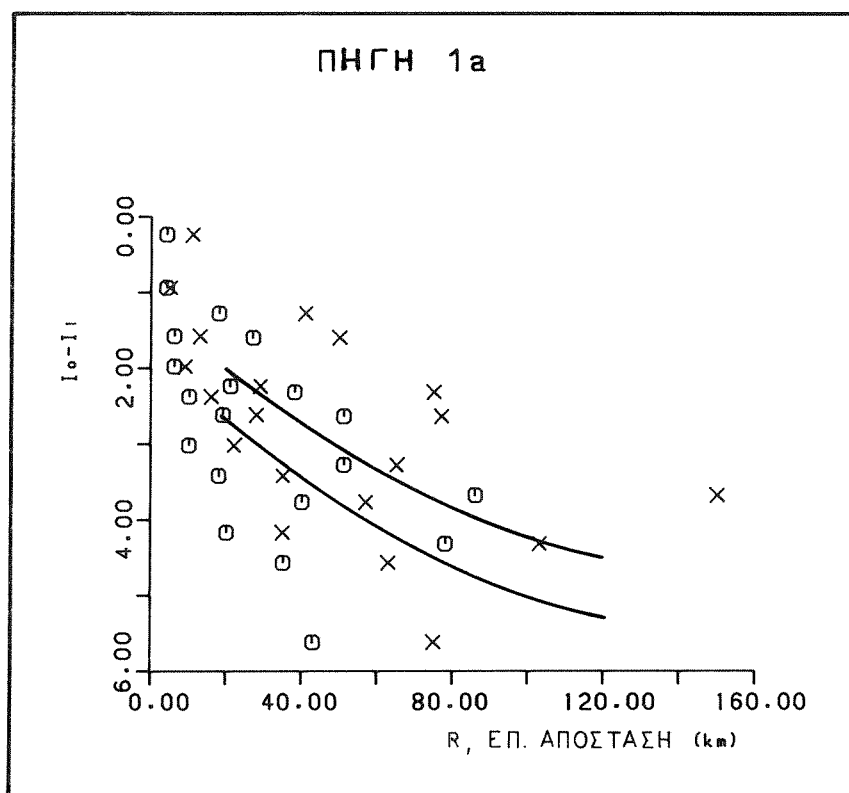
Σχ. 2.8. Διάγραμμα συχνότητας της κατανομής της παραμέτρου, c_2 , κατά μήκος του δευτερεύοντα άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης.

πολύ καλή συμφωνία με την αντίστοιχη που υπολόγισε ο Παπαϊωάννου (1984) για τον ίδιο τύπο σχέσης για τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές ($c_2 = 1.95$). Η τιμή αυτή της σταθεράς, $c_2 = 1.96$, χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της παραμέτρου, c_1 , της σχέσης (2.20). Στα σχήματα (2.9) παρουσιάζονται για κάθε σειсмоγόνο πηγή στην οποία υπήρχαν επαρκή μακροσεισμικά στοιχεία, η μεταβολή των διαφορών $I_{oc} - I_i$, με την επικεντρική απόσταση κατά μήκος του κύριου και του δευτερεύοντα άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης. Στον πίνακα (2.2) παρουσιάζονται οι τιμές της παραμέτρου, c_1 , της σχέσης (2.20) καθώς και το αζιμούθιο, Z^0 , του κυρίου άξονα του ελλειπτικού μοντέλου. Οι τιμές των τυπικών αποκλίσεων, SD, κατά τους υπολογισμούς των παραπάνω σταθερών παρουσιάζονται επίσης στον ίδιο πίνακα (2.2).

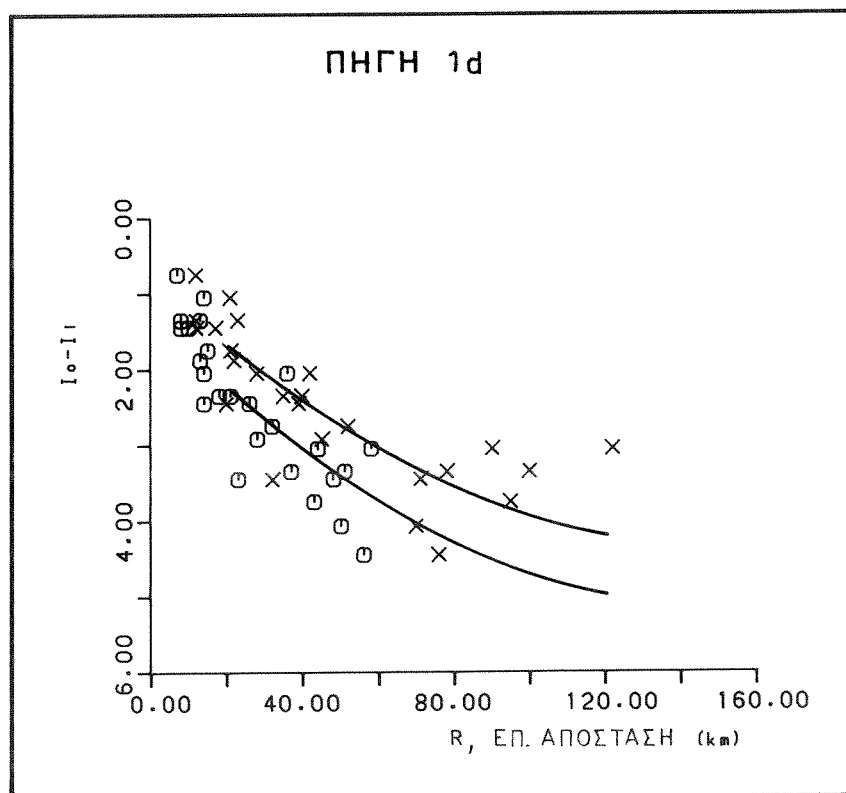
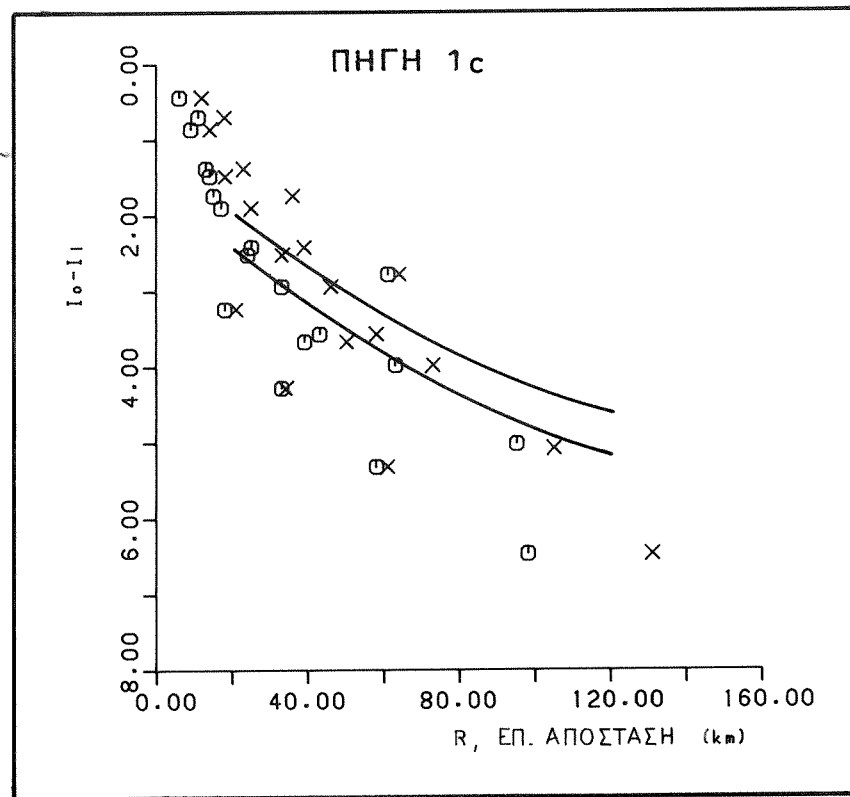
Στον πίνακα (2.2) παρουσιάζονται οι αντίστοιχες τιμές των παραμέτρων της σχέσης (2.20) για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους όπως υπολογίσθηκαν από τους Παπαζάχο και Παπαϊωάννου (1993). Όπως φαίνεται από τον ίδιο πίνακα οι σειсмоγόνες πηγές των σεισμών ενδιαμέσου βάθους χωρίζονται σ' αυτές που βρίσκονται κατά μήκος του Ελληνικού τόξου και σ' αυτές που βρίσκονται εσωτερικά του τόξου. Έχει ήδη αναφερθεί ότι η έλλειψη επαρκών μακροσεισμικών στοιχείων για τις πηγές αυτές δεν κατέστησε δυνατό να εφαρμοσθεί το ελλειπτικό μοντέλο της αζιμουθιακής απόσβεσης. Επομένως για τις πηγές αυτές υιοθετήθηκε το μοντέλο της ομοιόμορφης διάδοσης των σεισμικών κυμάτων προς τις διάφορες κατευθύνσεις με αζιμούθιο, $Z = 0^\circ$. Οι τιμές της σταθεράς, c_2 , για τις σειсмоγόνες πηγές των σεισμών ενδιαμέσου βάθους καθορίσθηκαν, για αυτές που βρίσκονται κατά μήκος του Ελληνικού τόξου ίση με $c_2 = 1.45$ και για τις αντίστοιχες, εσωτερικά του Ελληνικού τόξου ίση με $c_2 = 1.87$. Η τιμή της σταθεράς, R_0 , για τους ίδιους σεισμούς καθορίσθηκε ίση με $R_0 = 30$ (Papazachos and Papaioannou, 1993).

2.5. Ανισότροπη Ακτινοβολία των Σεισμικών Κυμάτων.

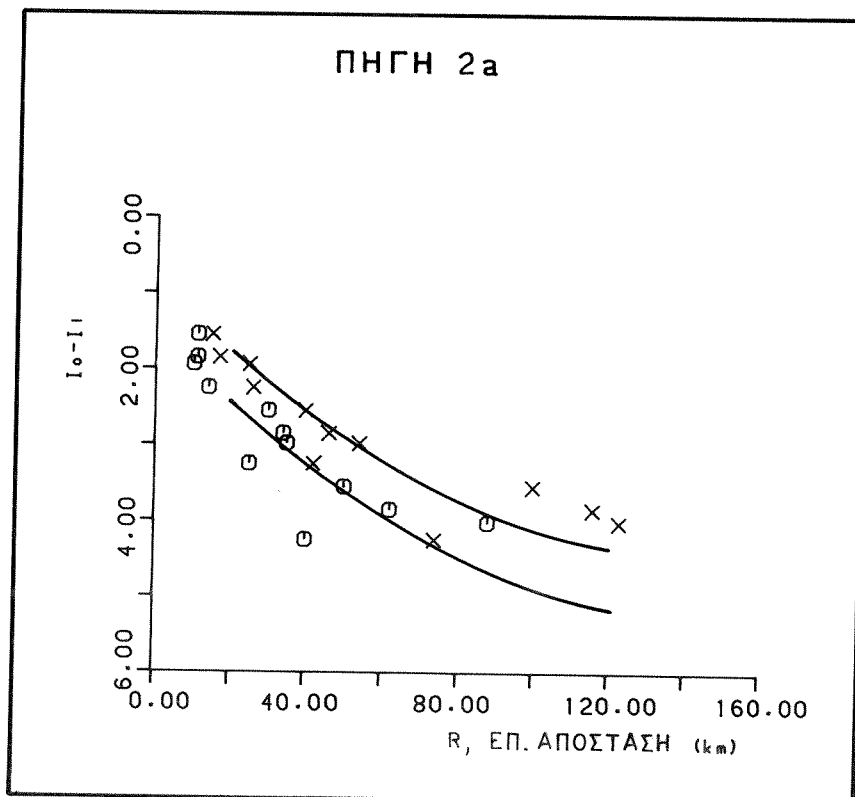
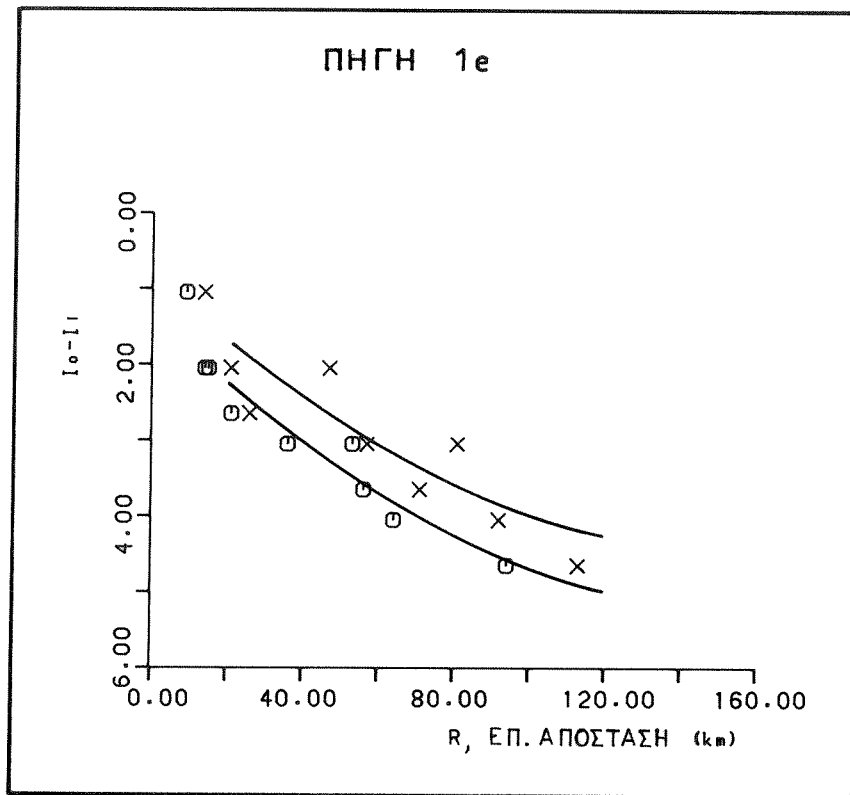
Η γεωγραφική κατανομή των επικεντρικών και των μεγάλων εντάσεων ενός σεισμού είναι δυνατόν να καθορίζεται άμεσα από την κύρια κατεύθυνση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στην περιοχή της ζώνης διάρρηξης του σεισμικού ρήγματος. Έχει ήδη αναφερθεί ότι η ανισότροπη ακτινοβολία των σεισμικών κυμάτων είναι μία συνάρτηση της κατεύθυνσης της διάρρηξης και των αποτελεσμάτων της κατευθυντικής εστίασης (Boft, 1983). Η ανισότροπη ακτινοβολία των σεισμικών κυμάτων οφείλεται κατά κύριο λόγο στην σεισμική διάρρηξη και στις επιδράσεις του κοντινού πεδίου της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

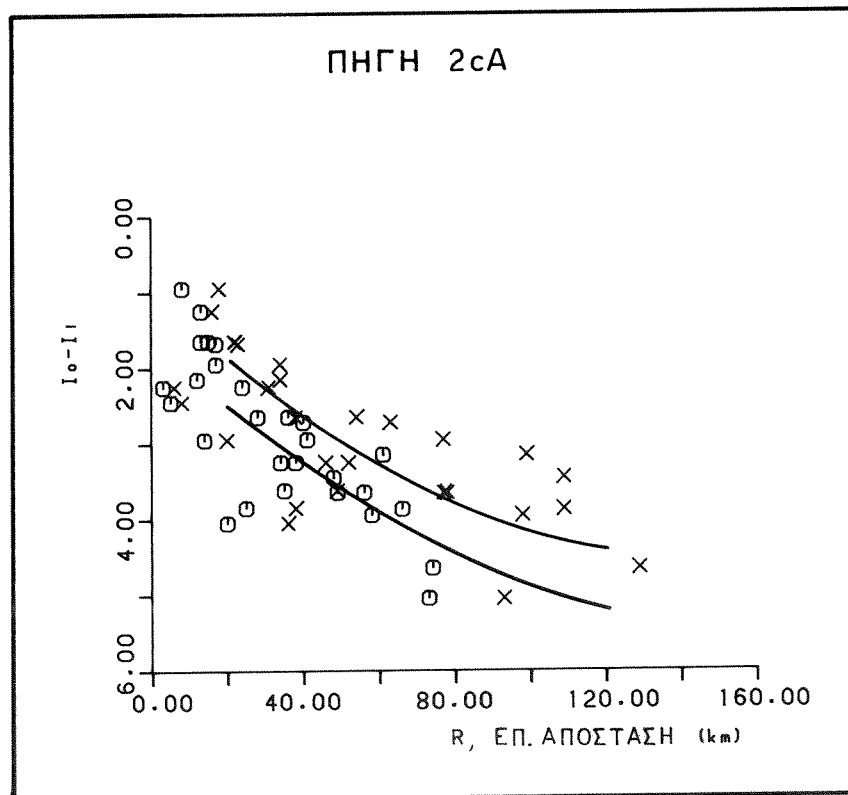
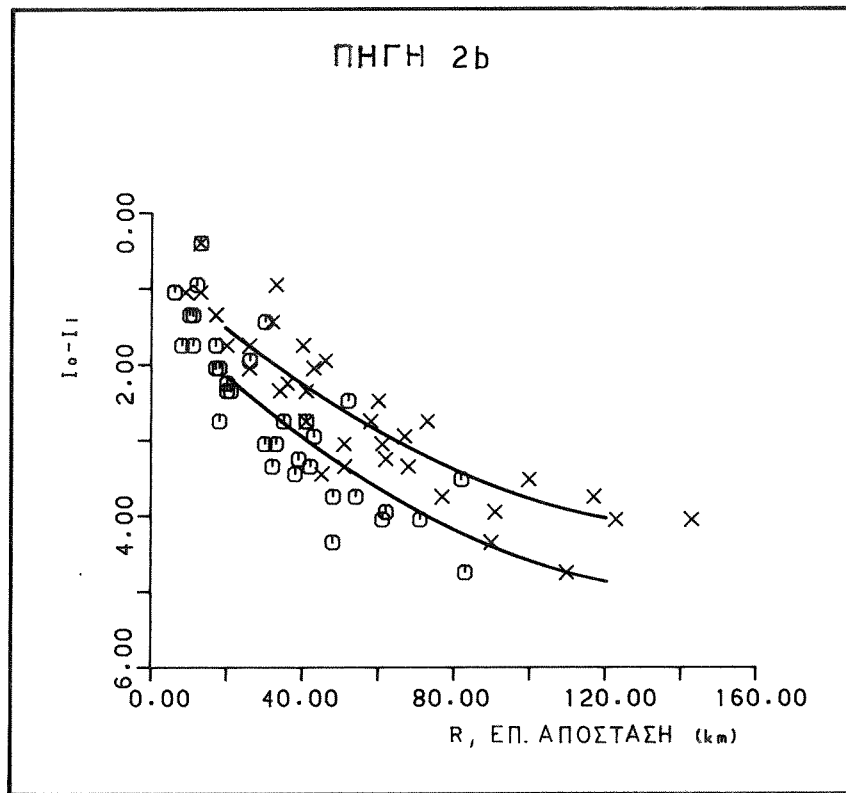


Σχ. 2.9. Μεταβολή των διαφορών των μακροσεισμικών εντάσεων, $I_{0c} - I_i$, με την επικεντρική απόσταση, R (km), κατά μήκος του κύριου, (σύμβολο-x), και του δευτερεύοντα, (σύμβολο-o), άξονα της αζιμουθιακής απόσβεσης.

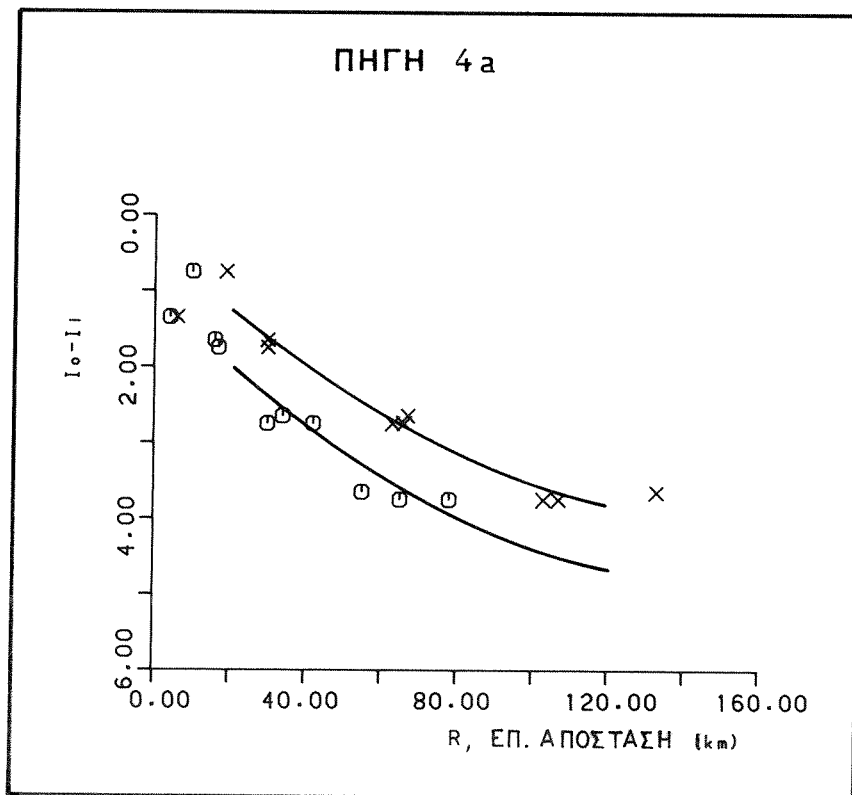
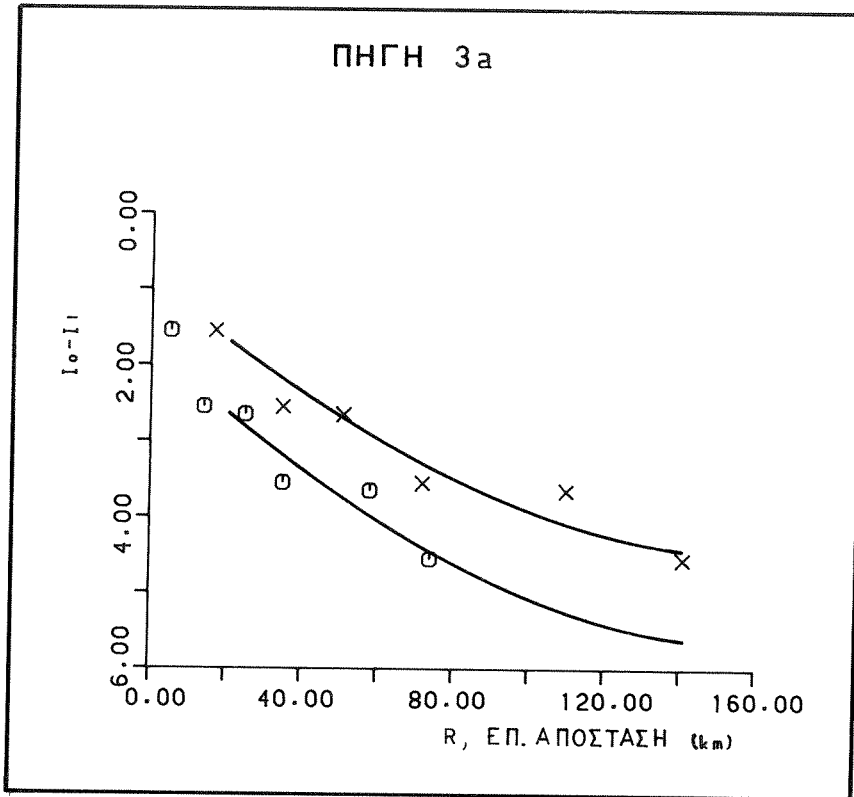


(Συνέχεια Σχ. 2.9)

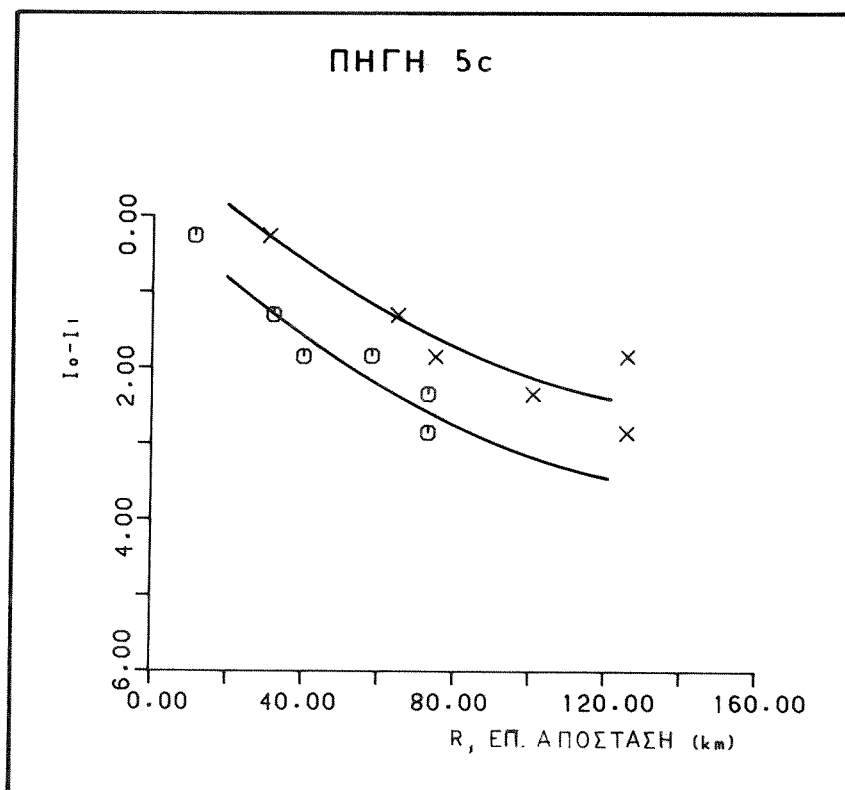
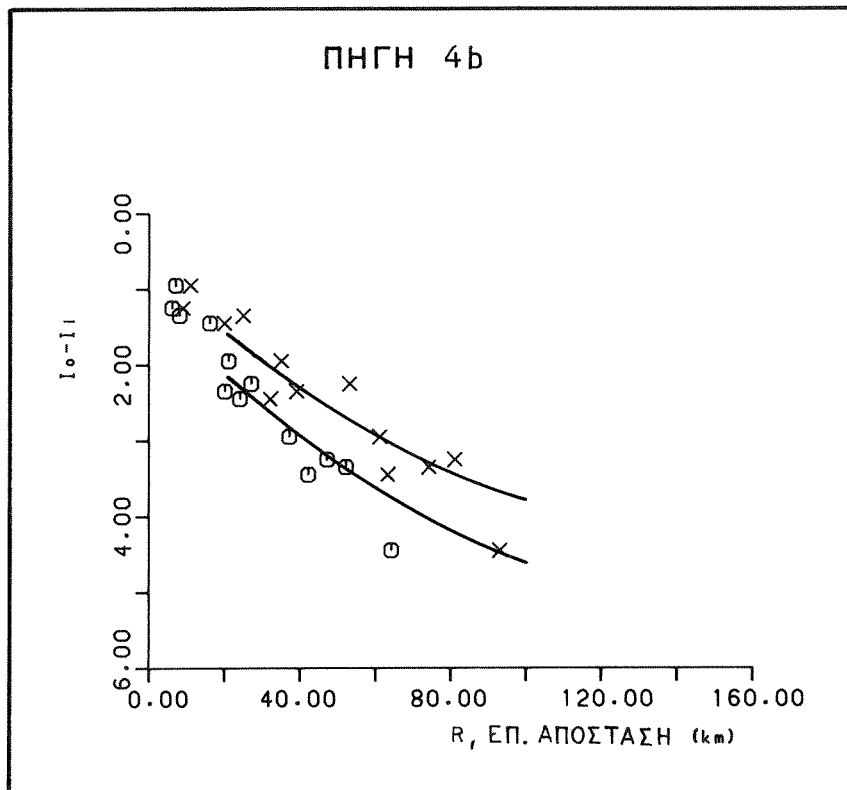




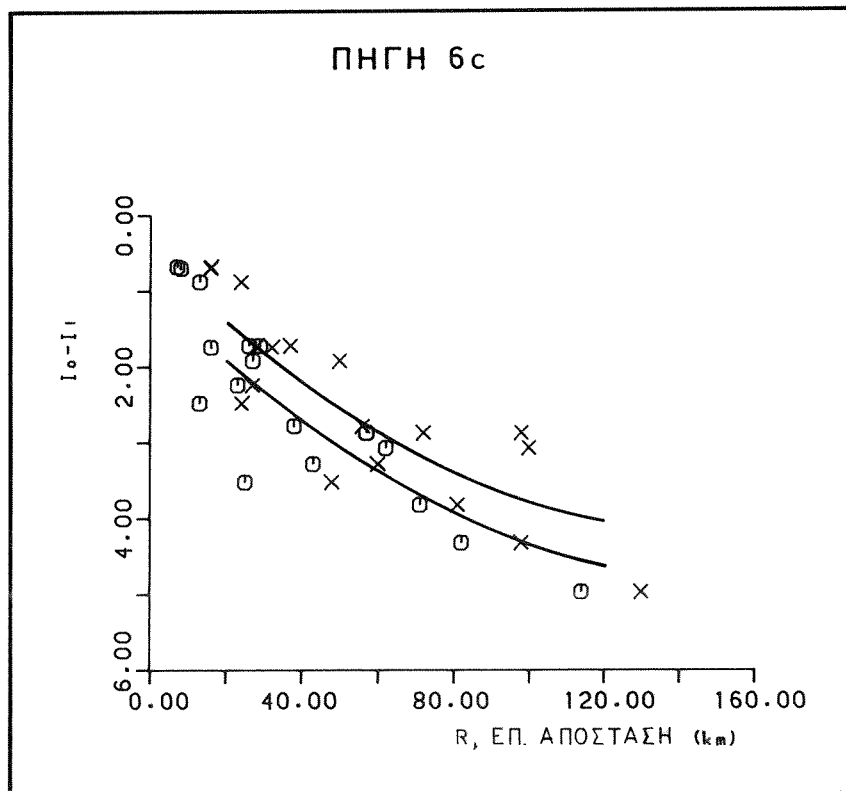
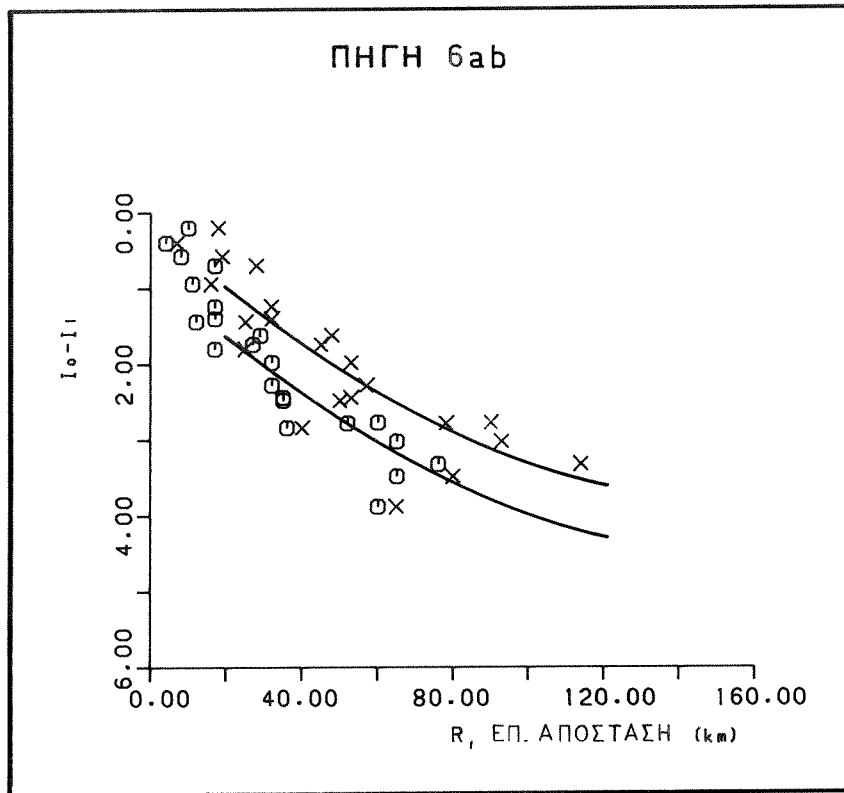
(Συνέχεια Σχ. 2.9)

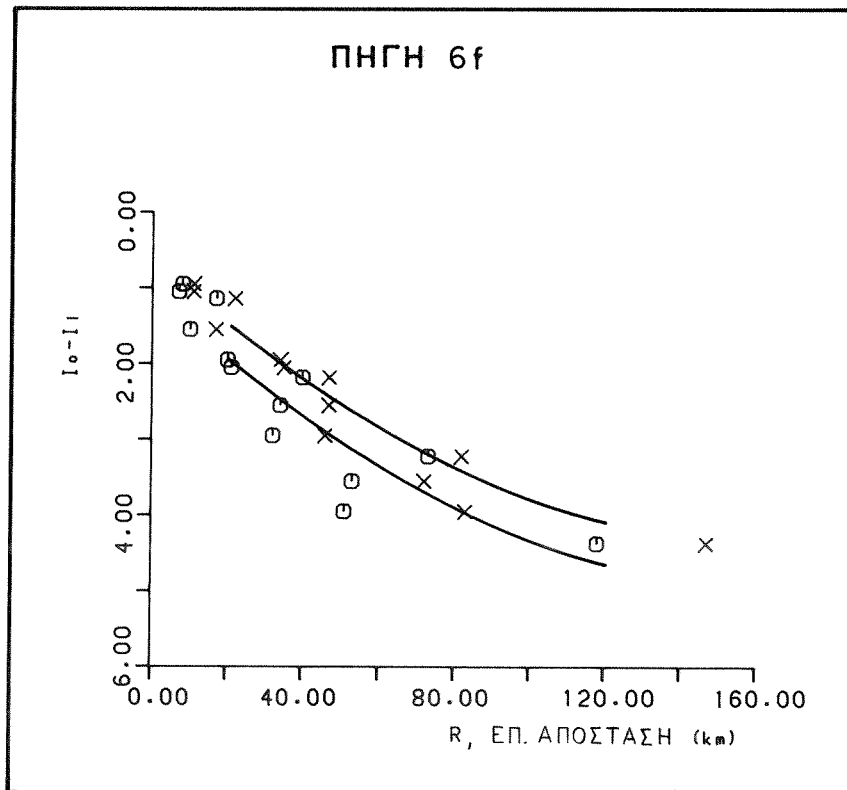
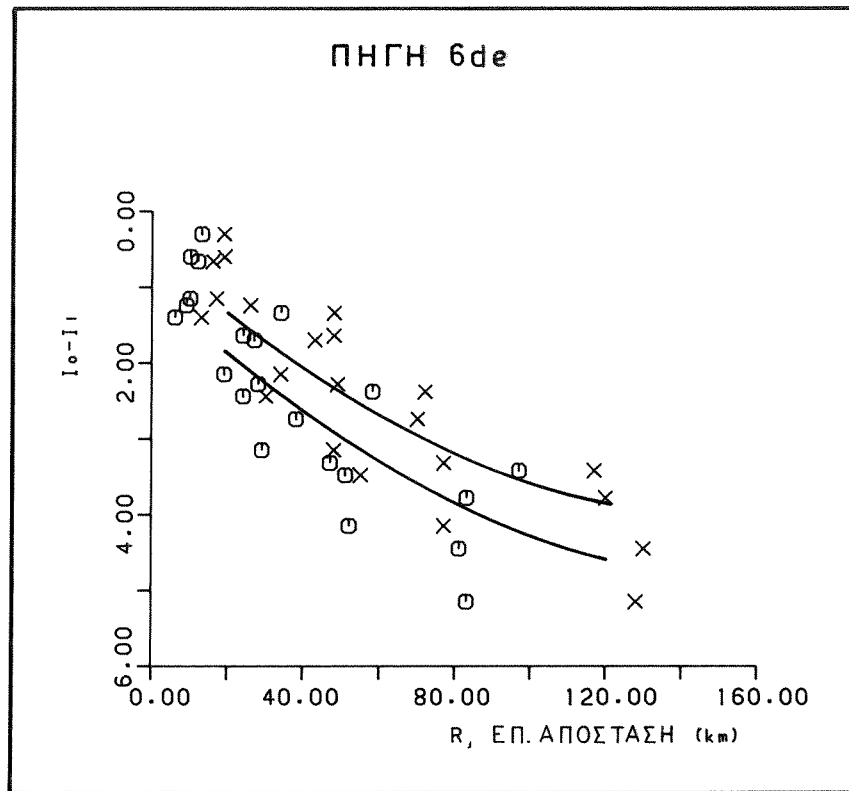


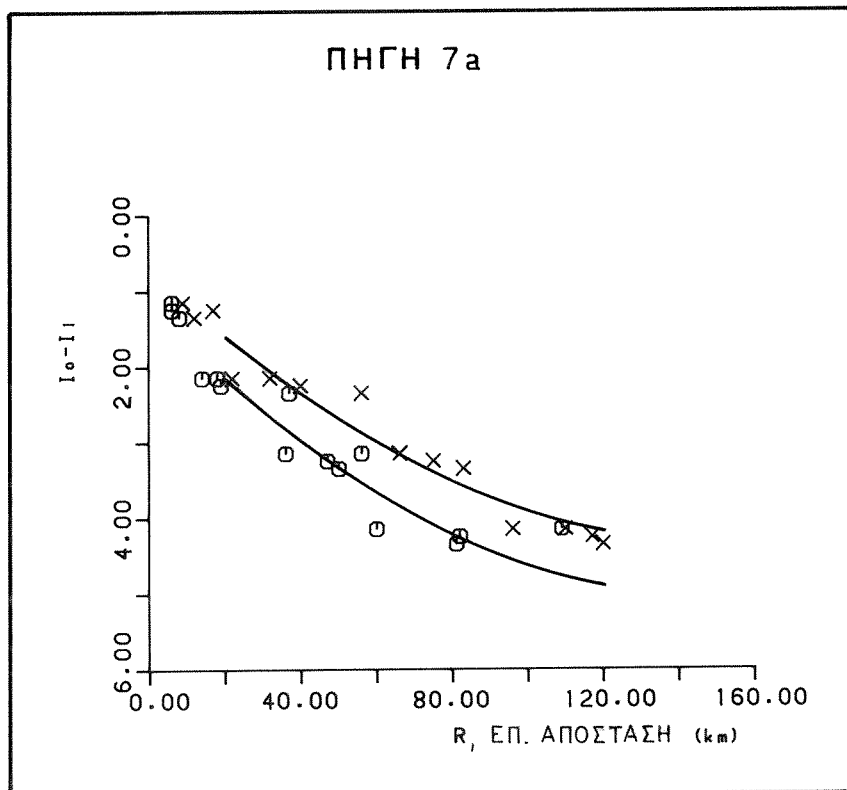
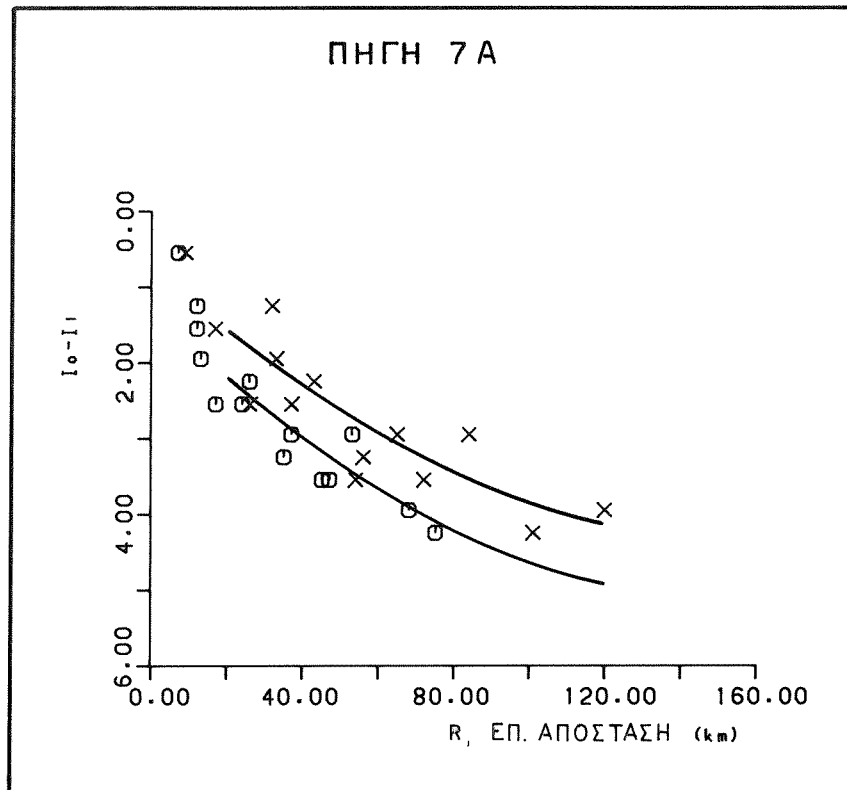
(Συνέχεια Σχ. 2.9)



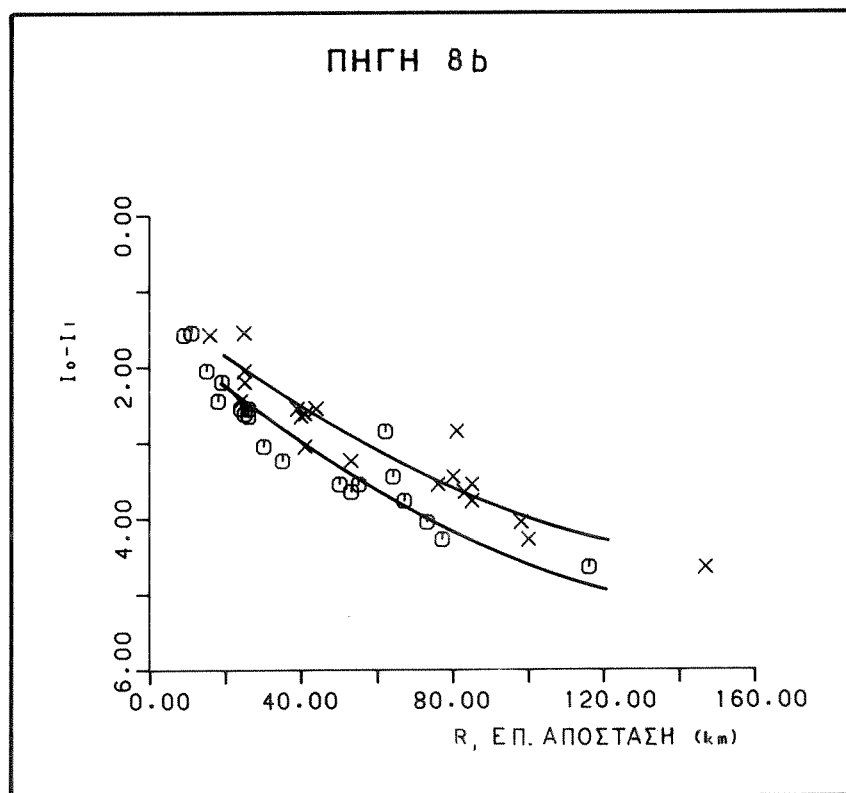
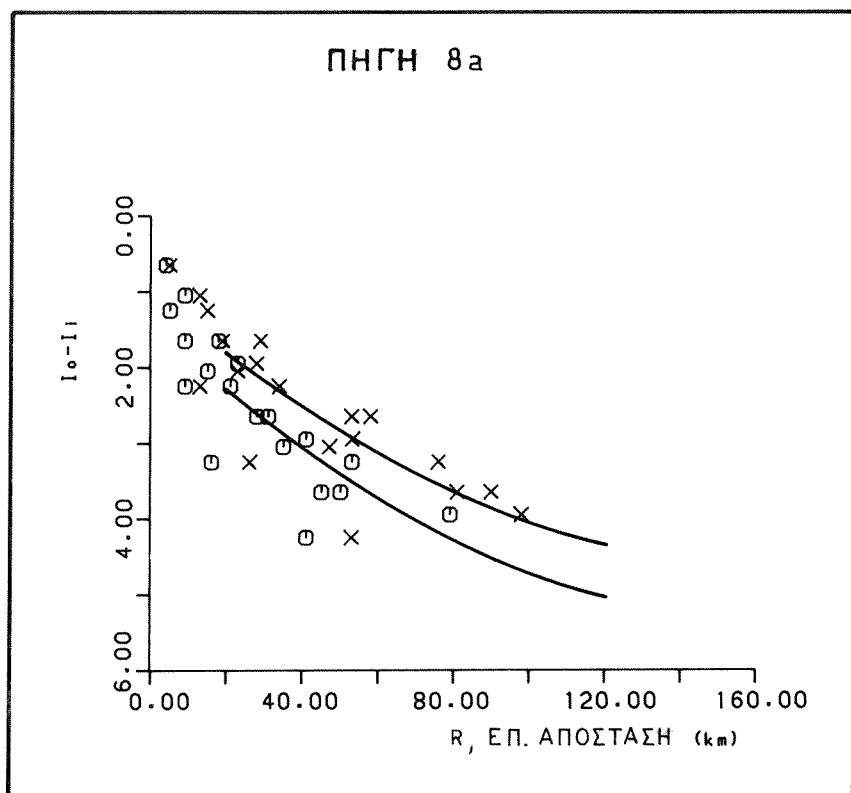
(Συνέχεια Σχ. 2.9)

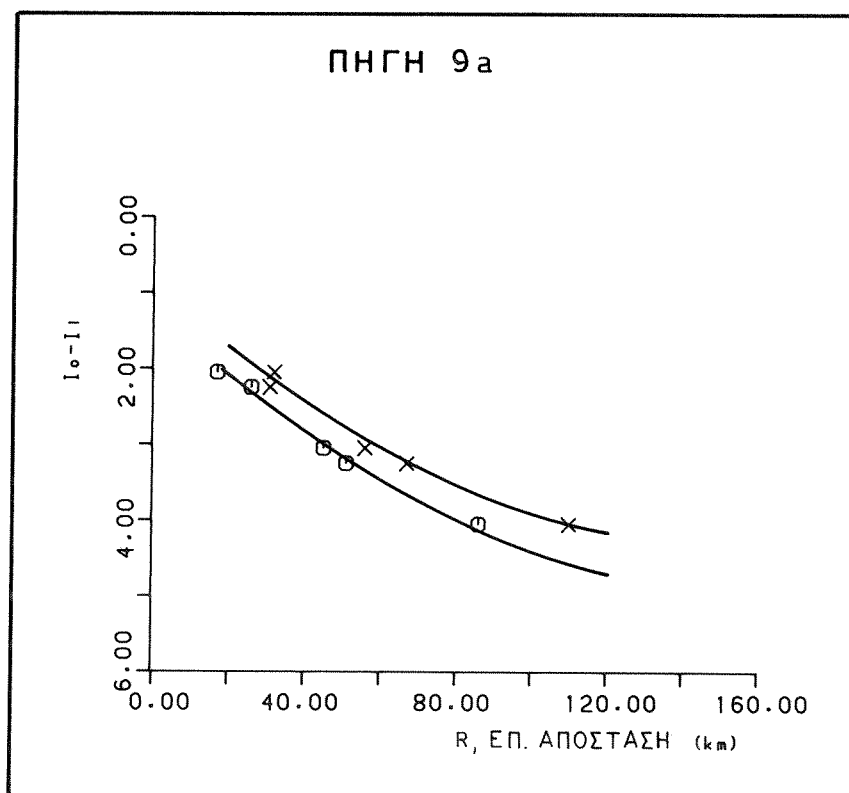
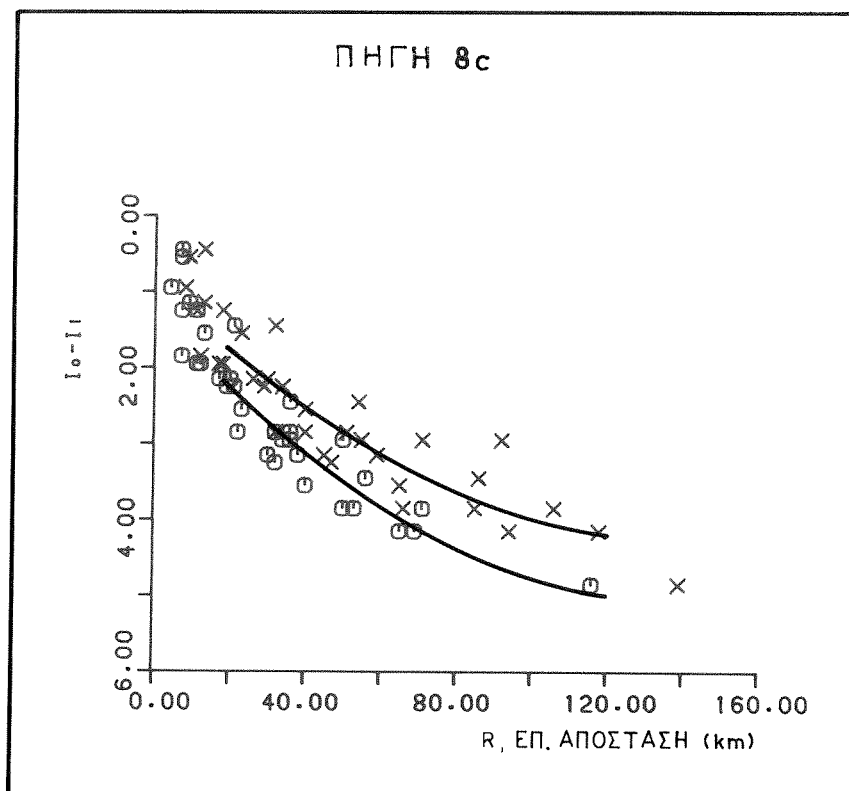




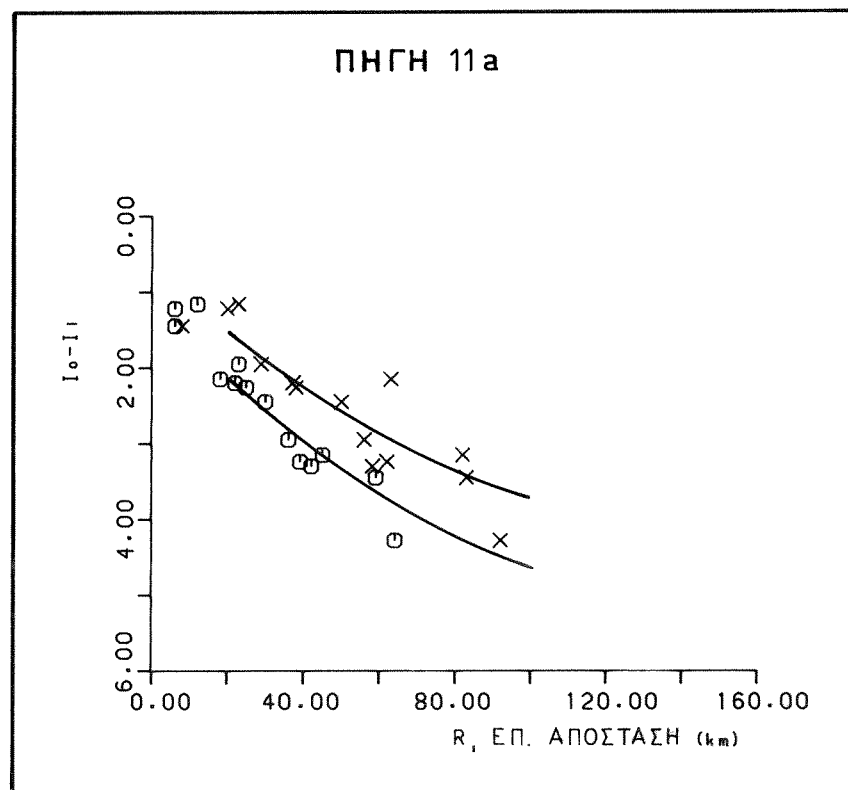
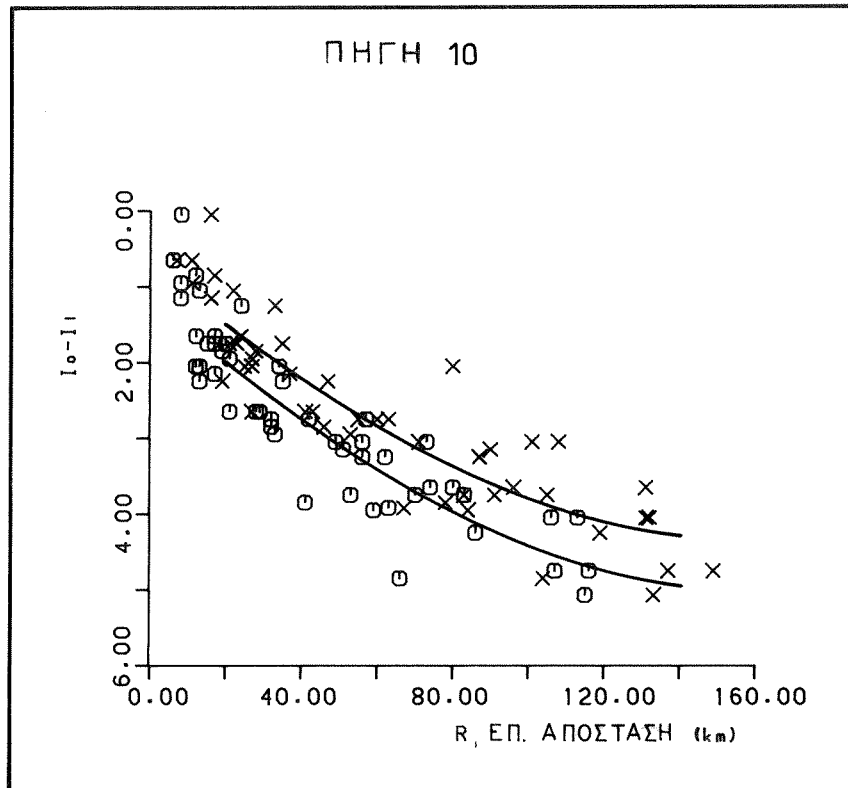


(Συνέχεια Σχ. 2.9)

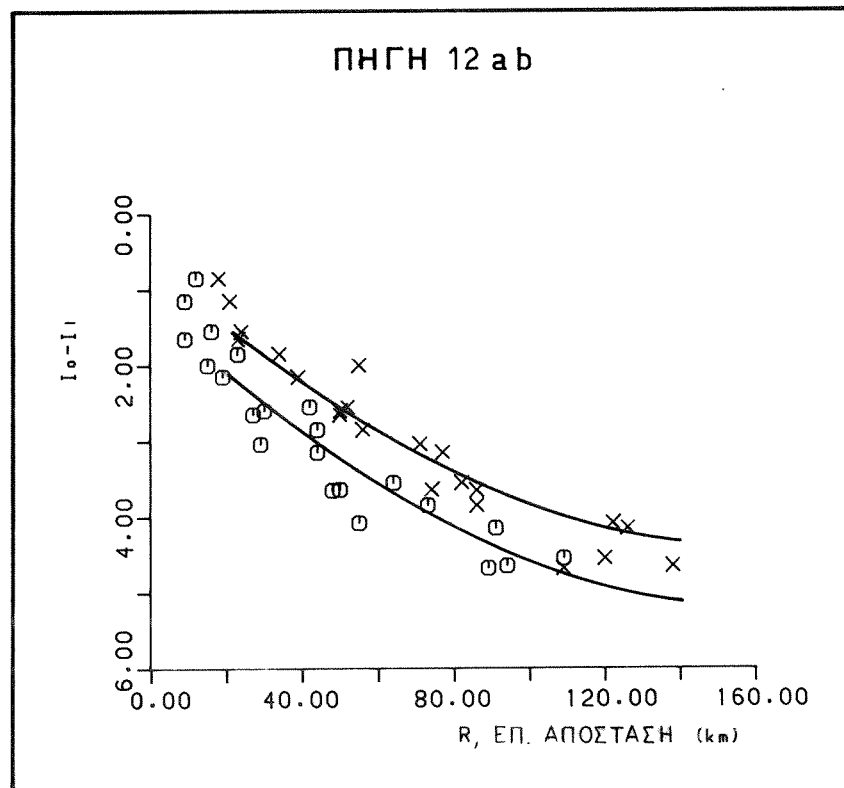
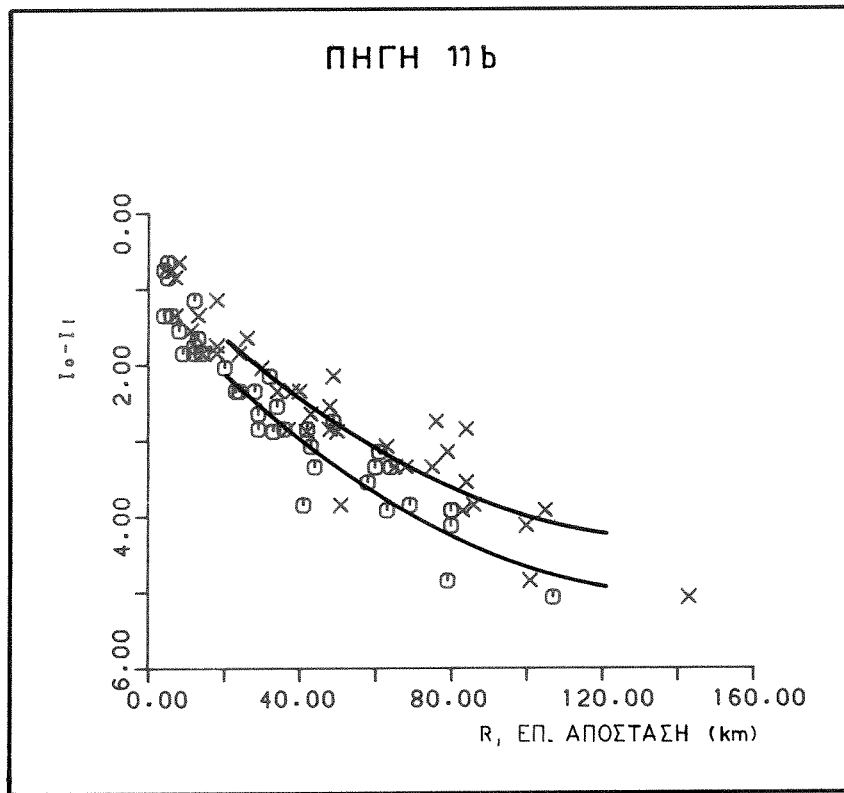




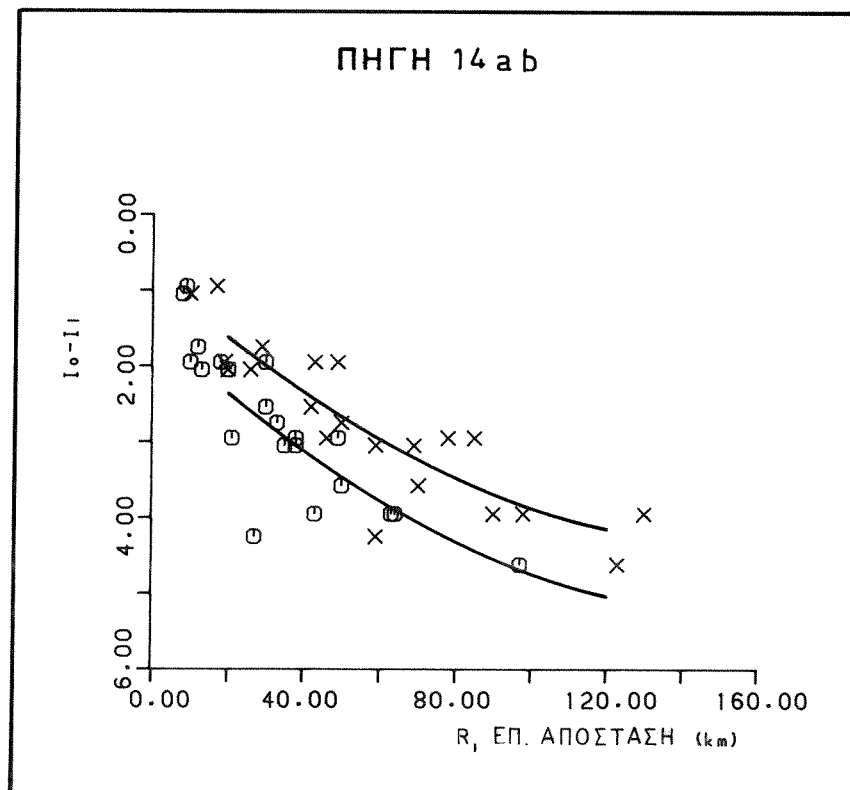
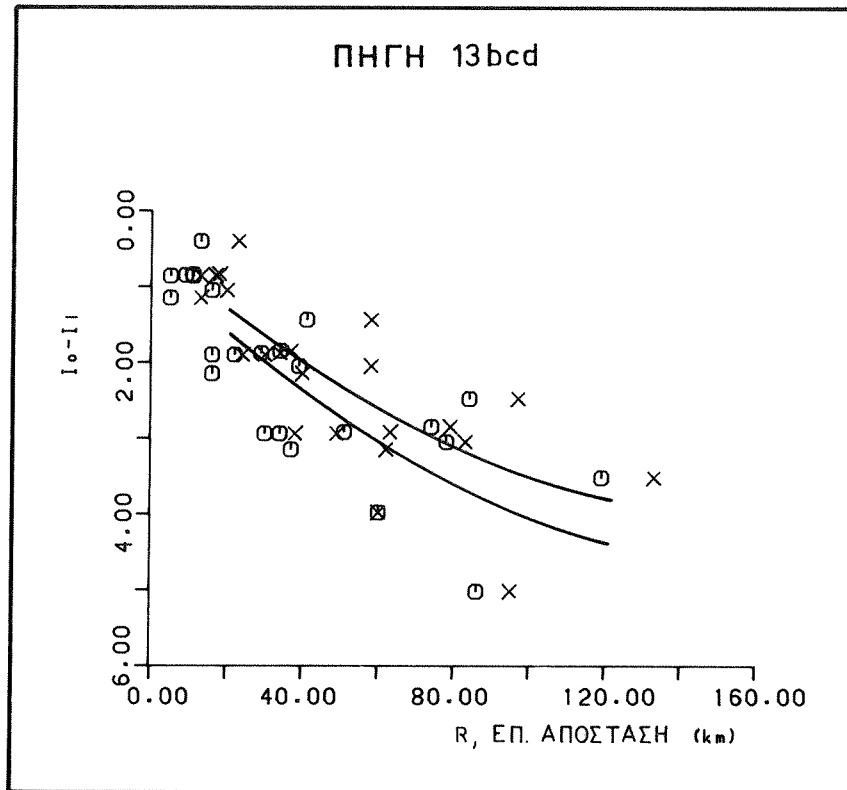
(Συνέχεια Σχ. 2.9)

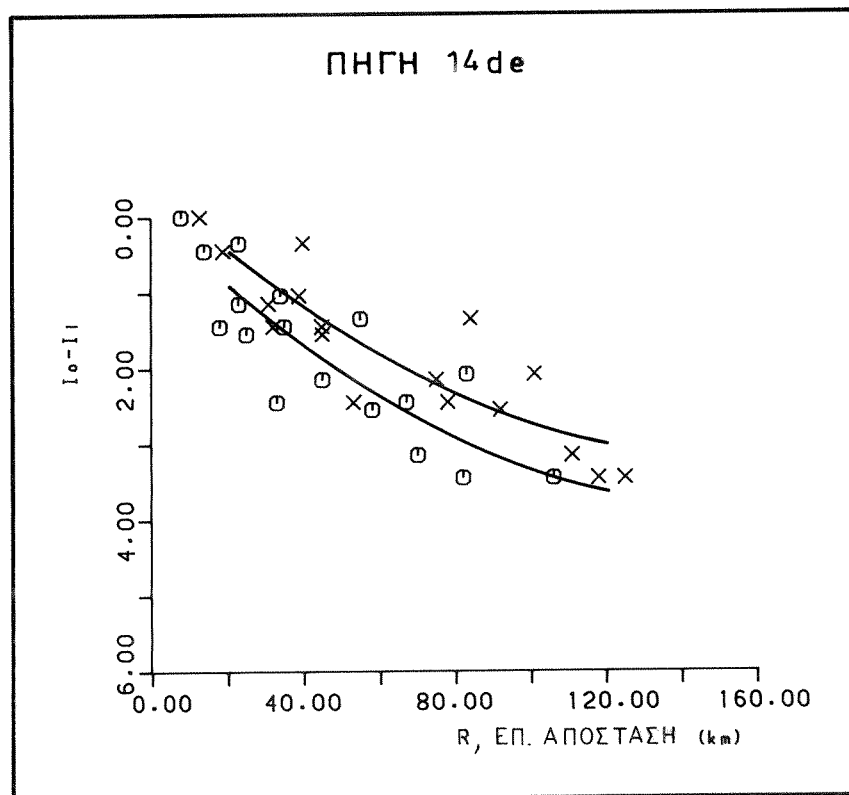
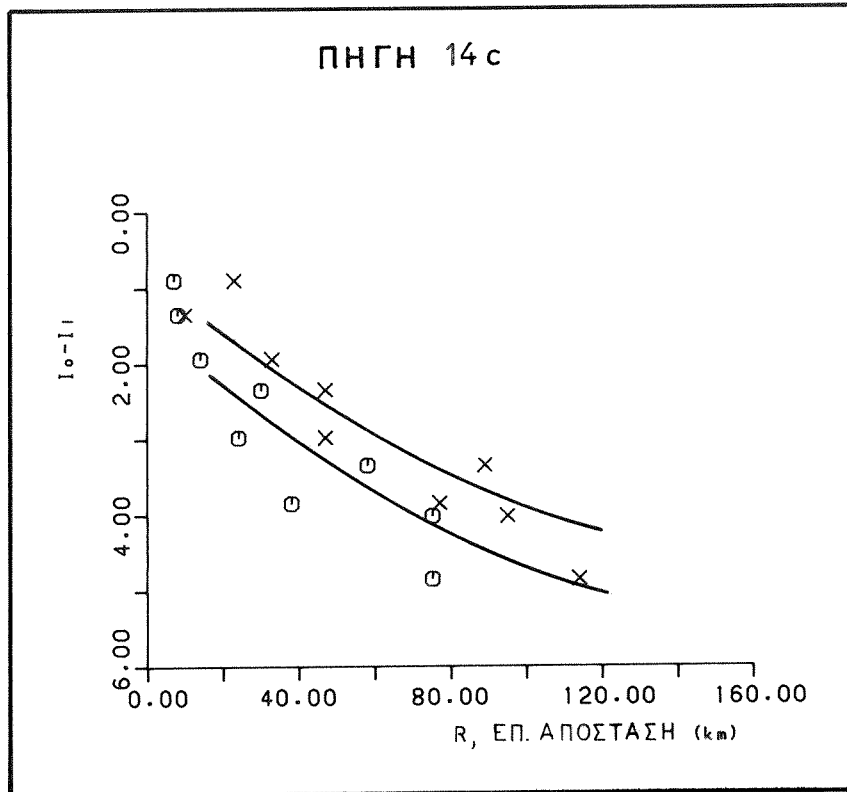


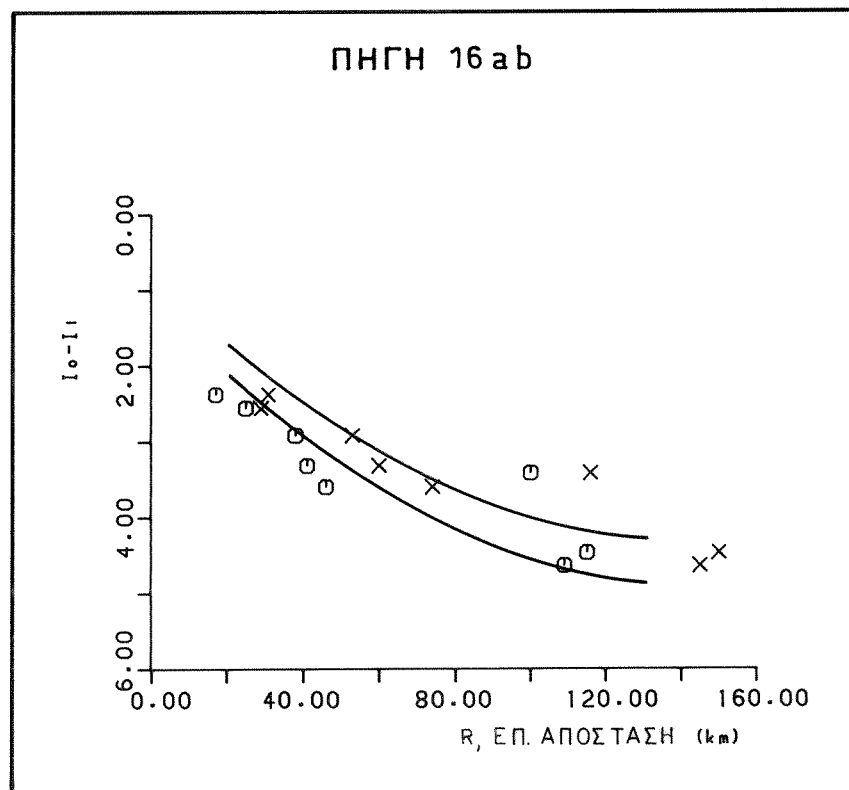
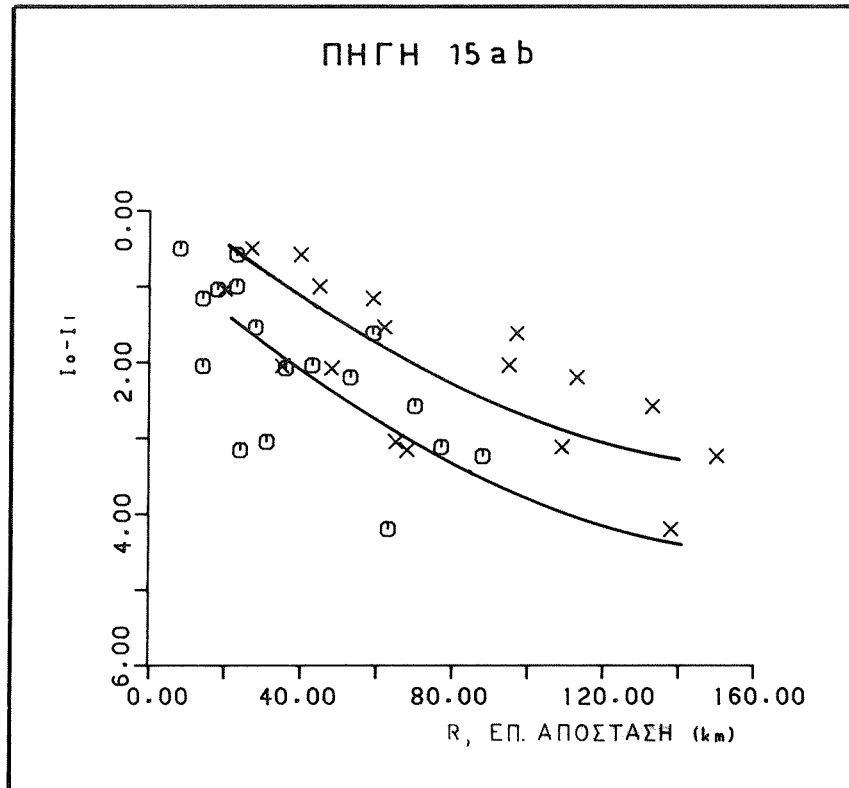
ΛΥΣΗ Σχ. 2.9)

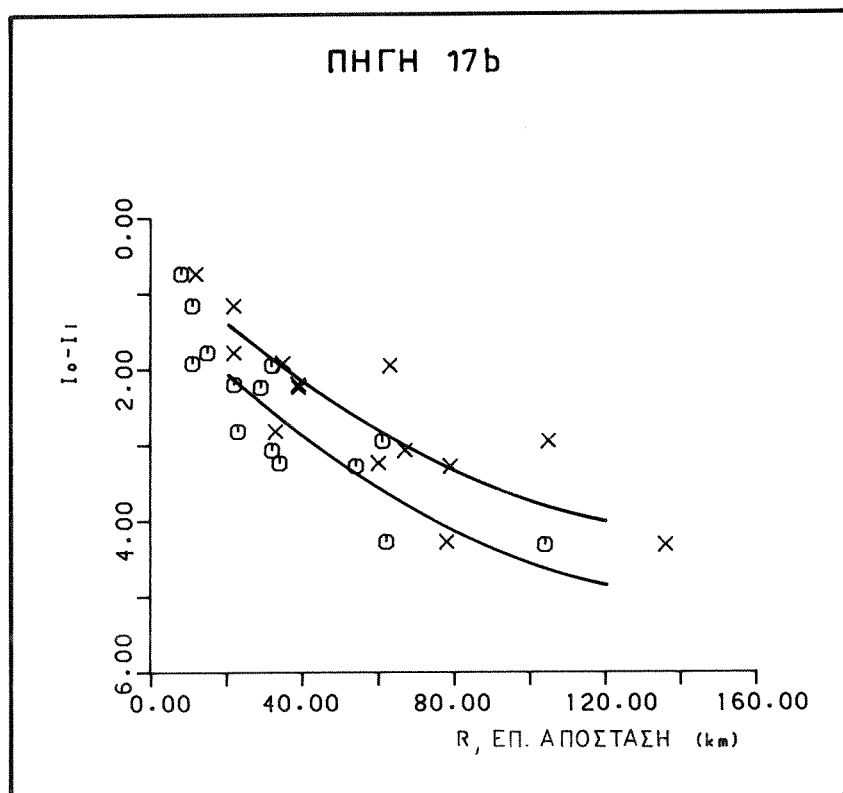
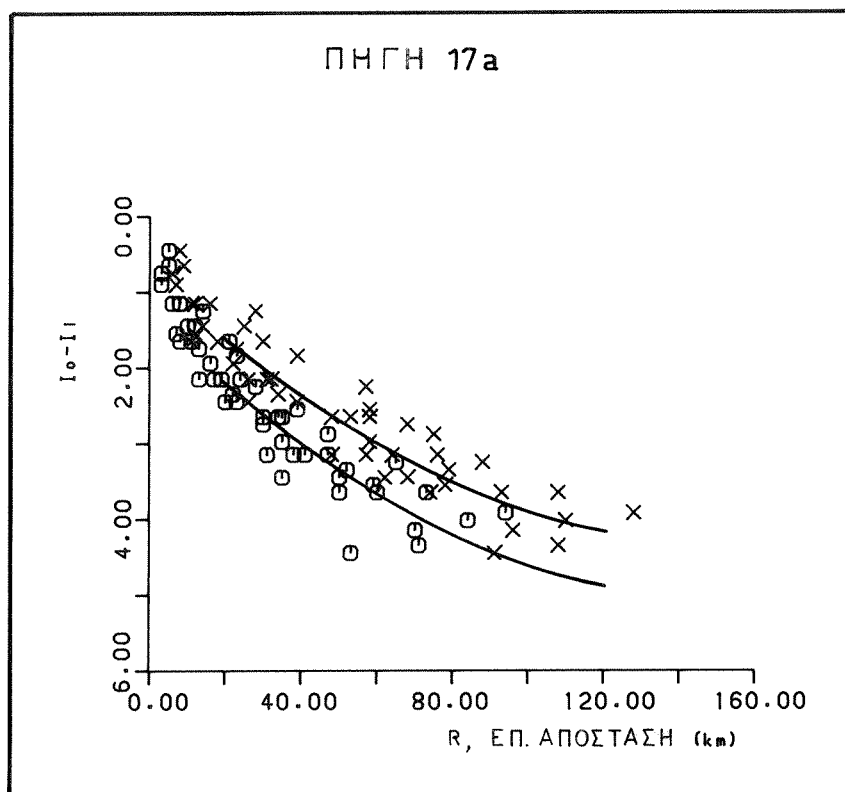


(Συνέχεια Σχ. 2.9)

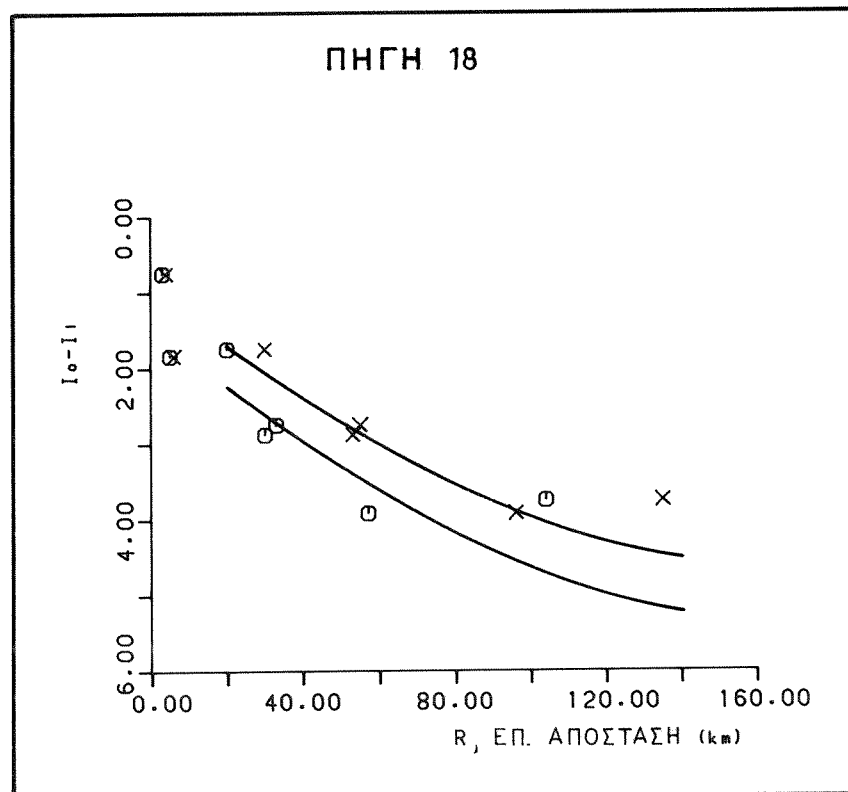
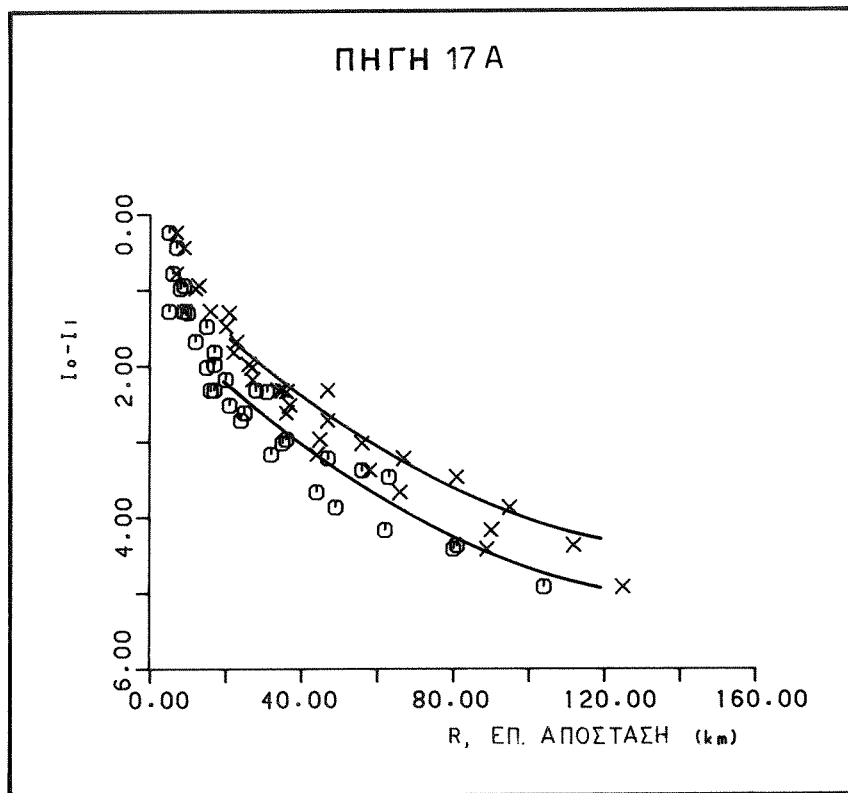




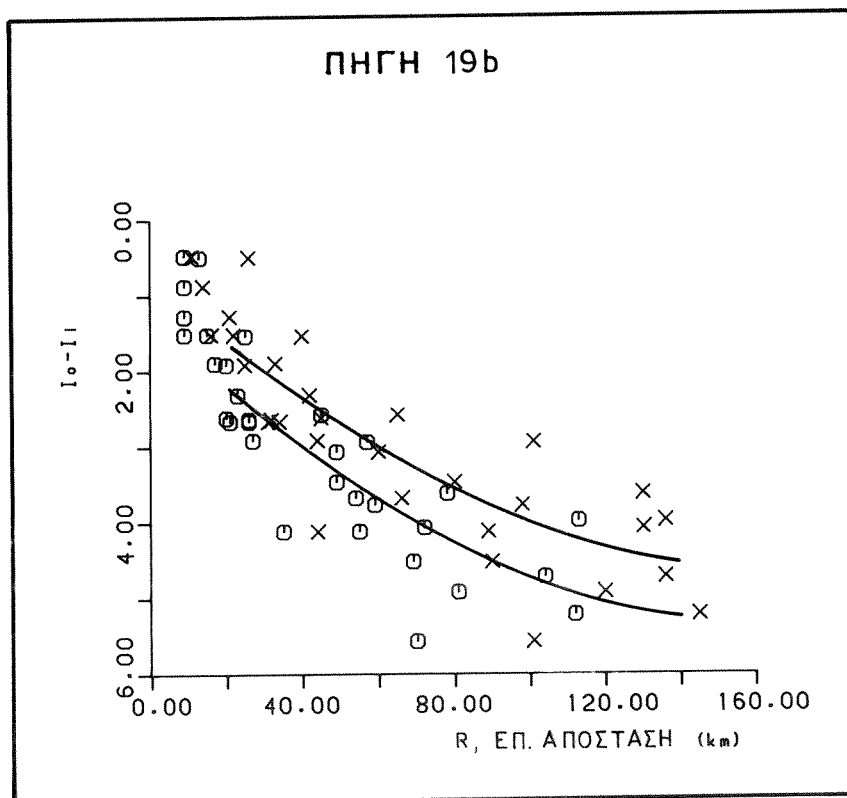
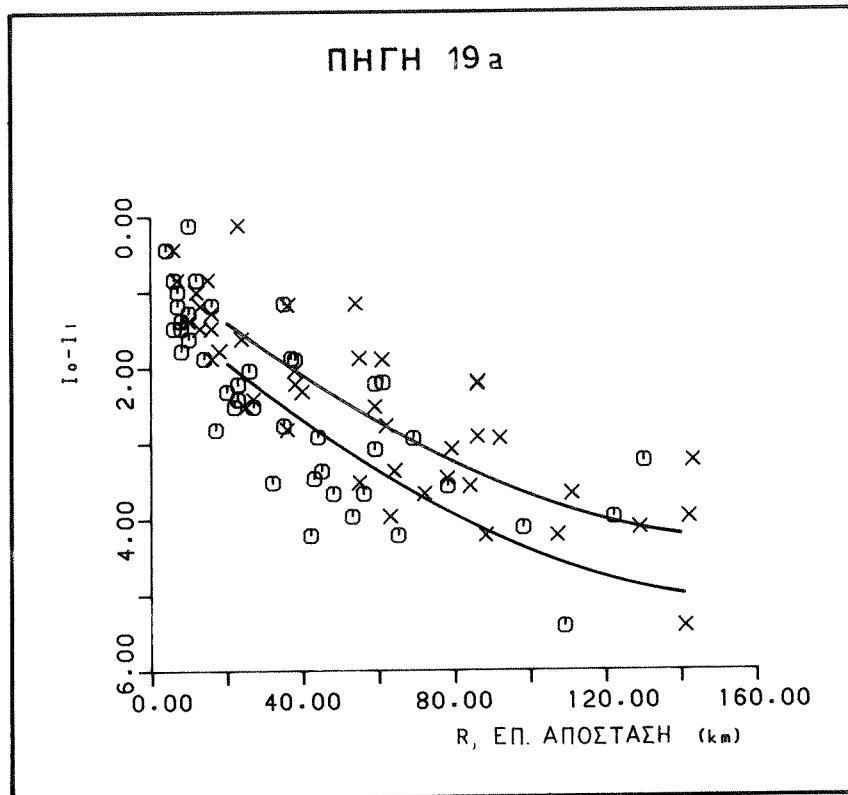




(Συνέχεια Σχ. 2.9)



(Συνέχεια Σχ. 2.9)



(Συνέχεια Σχ. 2.9)

Πίνακας 2.2. Οι τιμές των σταθερών, c_1 , της σχέσης(2.20) κατά μήκος του κύριου, L, και του δευτερεύοντα, S, άξονα του μοντέλου απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης I_{MM} , και του αζιμούθιου, Z^0 , του κύριου άξονα.

Σεισμ. Πηγή	c_1	SD	Z^0
1a L	-5.16	1.02	-42.3
1a S	-4.28	1.00	
1b L	-5.60	0.69	-25.1
1b S	-5.04	0.53	
1c L	-5.05	0.96	-8.0
1c S	-4.46	0.81	
1d L	-5.47	0.54	-17.7
1d S	-4.60	0.47	
1e L	-5.37	0.45	-12.5
1e S	-4.61	0.27	
2a L	-5.31	0.35	-23.5
2a S	-4.43	0.40	
2b L	-5.61	0.46	-30.8
2b S	-4.70	0.51	
2c L	-5.20	0.71	-34.1
2c S	-4.38	0.66	
2A L	-5.20	0.71	-34.1
2A S	-4.38	0.66	
3a L	-5.47	0.22	-34.1
3a S	-4.24	0.27	
3b L	-5.47	0.22	-34.1
3b S	-4.24	0.27	
* 3c L	-5.47	0.22	-34.1
* 3c S	-4.24	0.27	
* 3A L	-5.47	0.22	-34.1
* 3A S	-4.24	0.27	
* 3B L	-5.47	0.22	-34.1
* 3B S	-4.24	0.27	
4a L	-5.84	0.37	-55.8
4a S	-4.86	0.31	

Σεισμ. Πηγή	c_1	SD	Z^0
4b L	-5.55	0.36	78.3
4b S	-4.70	0.28	
* 4A L	-5.84	0.37	-55.8
* 4A S	-4.86	0.31	
* 4B L	-5.55	0.36	78.3
* 4B S	-4.70	0.28	
* 5a L	-7.26	0.34	67.9
* 5a S	-6.14	0.24	
* 5b L	-7.26	0.34	67.9
* 5b S	-6.14	0.24	
5c L	-7.26	0.34	67.9
5c S	-6.14	0.24	
* 5A L	-7.26	0.34	67.9
* 5A S	-6.14	0.24	
* 5B L	-7.26	0.34	67.9
* 5B S	-6.14	0.24	
6a L	-6.09	0.49	-18.1
6a S	-5.30	0.35	
6b L	-6.09	0.49	-18.1
6b S	-5.30	0.35	
6c L	-5.69	0.60	24.8
6c S	-4.96	0.54	
6d L	-5.83	0.64	-11.8
6d S	-5.03	0.64	
6e L	-5.83	0.64	-11.8
6e S	-5.03	0.64	
6f L	-5.61	0.29	-6.1
6f S	-4.95	0.40	
7A L	-5.53	0.45	8.2
7A S	-4.68	0.34	
7a L	-5.49	0.25	-22.3
7a S	-4.70	0.31	
* 7b L	-5.49	0.25	-22.3
* 7b S	-4.70	0.31	

Σεισμ. Πηγή	c_1	SD	Z^0
* 7c L	-5.49	0.25	-22.3
* 7c S	-4.70	0.31	
* 7d L	-7.26	0.34	67.9
* 7d S	-6.14	0.24	
* 7e L	-7.26	0.34	67.9
* 7e S	-6.14	0.24	
* 7f L	-7.26	0.34	67.9
* 7f S	-6.14	0.24	
8a L	-5.32	0.50	-68.9
8a S	-4.54	0.48	
8b L	-5.36	0.28	82.2
8b S	-4.64	0.29	
8c L	-5.41	0.40	88.9
8c S	-4.64	0.36	
9a L	-5.46	0.09	44.8
9a S	-4.86	0.12	
* 9b L	-5.46	0.09	44.8
* 9b S	-4.86	0.12	
* 9c L	-7.26	0.34	67.9
* 9c S	-6.14	0.24	
* 9d L	-7.26	0.34	67.9
* 9d S	-6.14	0.24	
* 9e L	-7.26	0.34	67.9
* 9e S	-6.14	0.24	
* 9f L	-7.26	0.34	67.9
* 9f S	-6.14	0.24	
10 L	-5.64	0.49	89.0
10 S	-4.91	0.46	
11a L	-5.61	0.41	-72.2
11a S	-4.71	0.26	
11b L	-5.40	0.38	-82.1
11b S	-4.72	0.33	
12a L	-5.62	0.35	83.0
12a S	-4.75	0.33	

Σεισμ. Πηγή	c_1	SD	Z^0
12b L	-5.62	0.35	83.0
12b S	-4.75	0.33	
* 13a L	-5.86	0.65	-77.7
* 13a S	-5.24	0.67	
13b L	-5.86	0.65	-77.7
13b S	-5.24	0.67	
13c L	-5.86	0.65	-77.7
13c S	-5.24	0.67	
13d L	-5.86	0.65	-77.7
13d S	-5.24	0.67	
14a L	-5.51	0.46	59.2
14a S	-4.57	0.50	
14b L	-5.51	0.46	59.2
14b S	-4.57	0.50	
14c L	-5.47	0.48	-80.0
14c S	-4.53	0.44	
14d L	-6.67	0.47	-65.7
14d S	-5.97	0.52	
14e L	-6.67	0.47	-65.7
14e S	-5.97	0.52	
15a L	-6.67	0.70	82.5
15a S	-5.49	0.77	
15b L	-6.67	0.70	82.5
15b S	-5.49	0.77	
16a L	-5.41	0.33	51.1
16a S	-4.77	0.46	
16b L	-5.41	0.33	51.1
16b S	-4.77	0.46	
17a L	-5.53	0.34	-69.8
17a S	-4.73	0.32	
17b L	-5.69	0.52	-44.2
17b S	-4.80	0.45	
17A L	-5.41	0.32	-64.1
17A S	-4.69	0.33	

Σεισμ. Πηγή	c_1	SD	Z^0
18 L	-5.45	0.50	57.7
18 S	-4.69	0.51	
19a L	-5.72	0.67	70.5
19a S	-4.93	0.70	
19b L	-5.45	0.67	76.8
19b S	-4.69	0.61	
ΣΕΙΣΜΟΙ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ (Papazachos et al., 1993)			
Κατά μήκος του Ελλ. Τόξου			
20a	-4.01	0.35	0.0
20b	-4.01	0.35	0.0
20c	-4.01	0.35	0.0
20d	-4.01	0.35	0.0
Εσωτερικά του Ελλ. Τόξου			
21a	-5.65	0.35	0.0
21b	-5.65	0.35	0.0
21c	-5.65	0.35	0.0

Ο αστερίσκος (*) μπροστά από κάθε σεισμογόνο πηγή δηλώνει ότι η συγκεκριμένη πηγή παρουσιάζει ελλειπή μακροσεισμικά στοιχεία. Οι παράμετροι των πηγών αυτών υιοθετήθηκαν από γειτονικές πηγές με πλήρη δεδομένα.

Ενόργανες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές υπάρχουν σε σχετικά περιορισμένο αριθμό, διότι η συστηματική λειτουργία του εθνικού δικτύου επιταχυνσιογράφων ξεκίνησε σχετικά πρόσφατα, δηλαδή στις αρχές της προηγούμενης δεκαετίας. Αποτέλεσμα αυτού είναι να μην έχει γίνει η ανάπτυξη ειδικών δικτύων καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης με στόχο τον καθορισμό φαινομένων κατευθυντικής εστίασης των σεισμικών κυμάτων στη νότια Βαλκανική. Η παράμετρος, η οποία χρησιμοποιήθηκε κατά κύριο λόγο για τη μελέτη της δομής του φλοιού της περιοχής και του καθορισμού της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων, είναι η μακροσεισμική ένταση. Για την εξεταζόμενη περιοχή υπάρχει ένας μεγάλος αριθμός μακροσεισμικών

πληροφοριών οι οποίες καθορίζουν με σημαντική ακρίβεια τον τρόπο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Η μελέτη της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων του Ελληνικού χώρου έγινε με βάση το προτεινόμενο μοντέλο από τον Κ. Παπαζάχο (1992a). Το μοντέλο αυτό στηρίχθηκε κυρίως στην αξιοποίηση ενός μεγάλου αριθμού μακροσεισμικών παρατηρήσεων των πλέον αξιόπιστων της εξεταζόμενης περιοχής. Μεμονωμένες εφαρμογές του μοντέλου για τον καθορισμό συνθετικών ισοσειστών σε συγκεκριμένες περιοχές του Ελληνικού χώρου, έδωσαν αξιόπιστα αποτελέσματα (C. Papazachos, 1992b). Οι βασικές αρχές της μεθοδολογίας αυτής είναι δυνατόν να παρουσιασθούν σε συντομία, προκειμένου να καθορισθούν σχέσεις απόσβεσης με βάση την ανισότροπη ακτινοβολία, για να χρησιμοποιηθούν στη σεισμική επικινδυνότητα.

Η χρησιμοποίηση μακροσεισμικών στοιχείων προϋποθέτει την προσομοίωση της σεισμικής πηγής ως σημείο. Σε μία σημειακή πηγή, η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, a , η απόσταση, R , από το επίκεντρο και η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, a_f , στην εστία συνδέονται με τη σχέση που πρότειναν οι Hashida and Shimazaki (1984):

$$a = a_f g G \exp(qr) \quad (2.21)$$

όπου g είναι ένας συντελεστής ενίσχυσης στη θέση καταγραφής της σεισμικής κίνησης, G είναι ο παράγων γεωμετρικής εξασθένισης, r είναι το μήκος του δρόμου διάδοσης από την πηγή στη θέση καταγραφής και q είναι ο συντελεστής ανελαστικής απόσβεσης. Ο συντελεστής ανελαστικής απόσβεσης, q , είναι δυνατόν να δοθεί από την παρακάτω σχέση

$$q = -(n f) / Q \beta \quad (2.22)$$

όπου f είναι η συχνότητα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, β είναι η ταχύτητα των S κυμάτων στο γρανιτικό στρώμα ($\beta=3.5$ km/sec) (Papazachos et al., 1966) και Q είναι η τιμή του παράγοντα ποιότητας. Ο παράγοντας της γεωμετρικής διάδοσης, G , δίνεται από τη σχέση

$$G = r^n \quad (2.23)$$

όπου $n=-1$ για τα κύματα χώρου και για τα επιφανειακά κύματα (Ewing et al., 1957). Η σχέση (2.17) η οποία συνδέει την εδαφική επιτάχυνση, a , με τη μακροσεισμική ένταση, I_j , μπορεί να γραφεί με την παρακάτω μορφή:

$$\log a = A + B I_j \quad (2.24)$$

Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση στη σεισμική εστία, a_f , θα σχετίζεται με τιμή της

μακροσεισμικής έντασης στη σεισμική εστία, I_f , με αντίστοιχη σχέση. Δηλαδή,

$$\log a_f = A + B I_f \quad (2.25)$$

Από τις σχέσεις (2.21), (2.23), (2.24) και (2.25) προκύπτει τελικά η σχέση

$$I = I_f + v \log r + cr + d \quad (2.26)$$

όπου $d = \log g/B$, $v = n/B$ και $c = (q \log e)/B$. Το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων προτάθηκε (C. Papazachos, 1992a) για επιφανειακούς σεισμούς με ένα μέσο εστιακό βάθος, $h = 20$ km, και επομένως όλοι οι σεισμοί αυτοί γίνονται σε ένα ημιχώρο όπου η υποκεντρική απόσταση r , είναι ίση με $r = (R^2 + h^2)^{1/2}$. Εάν η σχέση (2.26) διατυπωθεί για $R = 0$ και $r = h$ τότε έχουμε :

$$I_0 = I_f + v \log h + ch + d \quad (2.27)$$

Η τιμή, I_f , απεικονίζει "μακροσεισμικό μέγεθος" του σεισμού και συσχετίζεται άμεσα με άλλες σχετικές παραμέτρους της σεισμικής πηγής (Μέγεθος M_s , σεισμική ροπή M_0 , κλπ). Με αφαίρεση κατά μέλη των σχέσεων (2.26) και (2.27) προκύπτει

$$I - I_0 = v \log(1 + R^2/h^2)^{1/2} + c[(R^2 + h^2)^{1/2} - h] \quad (2.28)$$

Η σχέση αυτή είναι ο γνωστός τύπος που προτάθηκε από τον Kovesligethy (1907). Η σχέση αυτή στηρίζεται στην υπόθεση ότι η σεισμική ενέργεια είναι ομοιόμορφα ακτινοβολούμενη προς τις διάφορες κατευθύνσεις και οι αντίστοιχες ισόσειστες καμπύλες ακολουθούν το κυκλικό μοντέλο απόσβεσης. Αυτό όμως, όπως έχει ήδη δειχθεί, συμβαίνει σε λίγες μόνο περιπτώσεις. Συνήθως οι ισόσειστες καμπύλες ακολουθούν το ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης. Για το σκοπό αυτό έγινε προσπάθεια καθορισμού της ανισότροπης ακτινοβολίας της σεισμικής έντασης στο επίκεντρο, $I_0(\varphi)$. Η φ^0 ($\varphi^0 = Z^0 - \theta^0$) είναι η γωνία που σχηματίζει ο γεωγραφικός βορράς με την απόσταση επικέντρου-θέσης καταγραφής, OA , Z^0 είναι η γωνία που σχηματίζει ο μεγάλος άξονας της έλλειψης με τον γεωγραφικό βορρά και θ^0 είναι η γωνία που σχηματίζει ο μεγάλος άξονας της έλλειψης με την απόσταση επίκεντρου-θέσης καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης (Σχ. 2.10). Σε μικρές αποστάσεις (< 150 km) η ανελαστική απόσβεση καθίσταται αμελητέα και ο δεύτερος όρος της σχέσης (2.28) μπορεί να παραλειφθεί. Η σχέση (2.28) μπορεί να διατυπωθεί

$$I - I_0(\varphi) = v/2 \log(1 + R^2/h^2) \quad (2.29)$$

η οποία αποτελεί τη γνωστή σχέση του Blake (1941). Υποθέτουμε μία ισόσειστη καμπύλη με ένταση, I_i , η οποία ακολουθεί το ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης με άξονες της έλλειψης α και β ($\alpha > \beta$) και ελλειπτικότητα, ϵ (Σχ. 2.10). Θεωρώντας

την εξίσωση της έλλειψης σε πολικές συντεταγμένες προκύπτει

$$R^2 [1 - \varepsilon^2 \cos^2 (\theta)] = \beta^2 \quad (2.30)$$

Εάν λυθεί η σχέση(2.30) ως προς R^2 και αντικατασταθεί στην σχέση(2.29) τότε προκύπτει ότι

$$I - I_0(\varphi) = v/2 \log (1 + \beta^2/S_\theta h^2) \quad (2.31)$$

$$\text{όπου} \quad S_\theta = 1 - \varepsilon^2 \cos^2 (\theta) \quad (\theta = Z - \varphi) \quad (2.32)$$

η σχέση(2.32) αποτελεί τον παράγοντα της κατευθυντικότητας για το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας (C. Papazachos, 1992a). Εάν διατυπωθεί η σχέση(2.31) για τον μικρό άξονα του ελλειπτικού μοντέλου, όπου $I_0(\varphi)$ είναι η μικρότερη τιμή (I_{0min}) και αφαιρεθεί η σχέση αυτή από τη σχέση(2.31) η προκύπτουσα σχέση είναι μία απλουστευμένη σχέση του τύπου

$$I_0(\varphi) = I_{0min} + v/2 \log S_\theta \quad (2.33)$$

Ως μεταβαλλόμενη, αζιμουθιακώς, παράμετρο μπορούμε να θεωρήσουμε το μέγεθος, M , του σεισμού. Έτσι, από τη σχέση(2.19) η οποία συνδέει την μέγιστη επικεντρική ένταση, I_{0c} , με το μέγεθος του σεισμού, M , και με αντικατάσταση στη σχέση(2.33) για τις ποσότητες $I_0(\varphi)$ και I_{0min} , προκύπτει ότι

$$a + b M(\varphi) = a + b M_{min} + v/2 \log S_\theta \quad (2.34)$$

όπου a και b είναι οι σταθερές της σχέσης(2.19). Η σχέση που προκύπτει μετά από τις απαραίτητες πράξεις είναι

$$M(\varphi) = M_{min} + v/2b \log S_\theta \quad (2.35)$$

Το σεισμικό μέγεθος το οποίο αντιστοιχεί στο μικρό άξονα του ελλειπτικού μοντέλου, M_{min} , είναι δυνατόν να αναχθεί στη γωνία των 45° μεταξύ του μικρού και του μεγάλου άξονα της έλλειψης η οποία αποτελεί το σεισμικό μέγεθος, M , ενός κυκλικού μοντέλου απόσβεσης. Οπότε προκύπτει ότι

$$M_{min} = M - v/2b \log S_{45} \quad (2.36)$$

όπου S_{45} είναι ο παράγοντας κατευθυντικότητας (σχέση 2.32) για γωνία $\theta=45^\circ$. Με αντικατάσταση της σχέσης(2.36) στη σχέση(2.35) προκύπτει ότι

$$M(\varphi) = M + v/2b \log (S_\theta/S_{45}) \quad (2.37)$$

Απλό παράδειγμα υπολογισμού της ανισότροπης ακτινοβολίας σε ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης με βάση τη σχέση(2.37) μπορεί να παρουσιασθεί παρακάτω. Θεωρείται

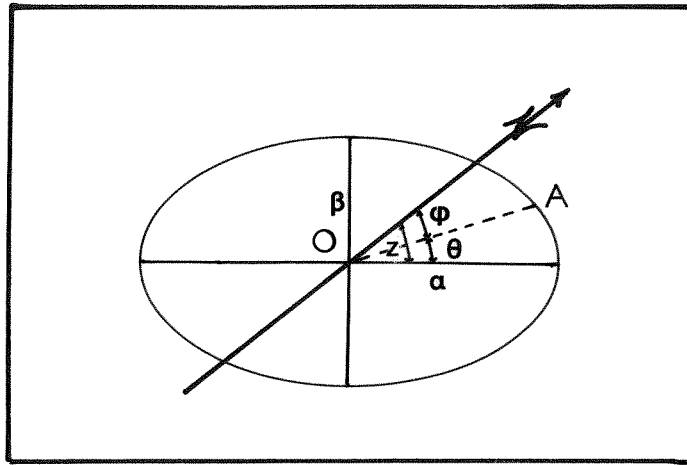
ότι στη γωνία $\theta=45^0$ όπου η απόσταση επικέντρου-θέσης καταγραφής, OA , βρίσκεται στη διχοτόμο της γωνίας που σχηματίζουν ο μεγάλος, a , και ο μικρός, b , άξονας του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης, το σεισμικό μέγεθος είναι, $M=6.5$ (Σχ. 2.10). Εάν η διεύθυνση διάδοσης συμπίπτει με το μεγάλο άξονα, a , ($\theta=0^0$), του ελλειπτικού μοντέλου τότε με βάση την σχέση(2.37) το σεισμικό μέγεθος είναι $M=6.68$, ενώ όταν η διεύθυνση διάδοσης συμπίπτει με το μικρό άξονα, b , της έλλειψης, ($\theta=90^0$) τότε το $M=6.37$. Είναι κατανοητό ότι για οποιαδήποτε γωνία, θ^0 , του ελλειπτικού μοντέλου της ανισότροπης ακτινοβολίας είναι δυνατόν να καθορισθεί το αντίστοιχο σεισμικό μέγεθος, $M(\phi)$.

Είναι χρήσιμο να αναφερθεί στο σημείο αυτό ότι, ο υπολογισμός του παράγοντα της γεωμετρικής διάδοσης v , καθορίσθηκε για το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων με ακρίβεια (C. Papazachos, 1992a). Αρχικά υπολογίσθηκε με γραμμική παλινδρόμηση μία μέση τιμή, $v=-3.55$ με χρησιμοποίηση ολόκληρου του δείγματος των εξεταζόμενων σεισμών. Μία παραπέρα ακριβέστερη εκτίμηση του συντελεστή ανελαστικής απόσβεσης, c , είχε ως αποτέλεσμα την επανεκτίμηση της τιμής, $v=-3.39$ για τον Ελληνικό χώρο. Η τιμή αυτή βρέθηκε σε ικανοποιητική συμφωνία με την αντίστοιχη θεωρητικά υπολογισμένη, $v=-3.45$ (C. Papazachos, 1992a).

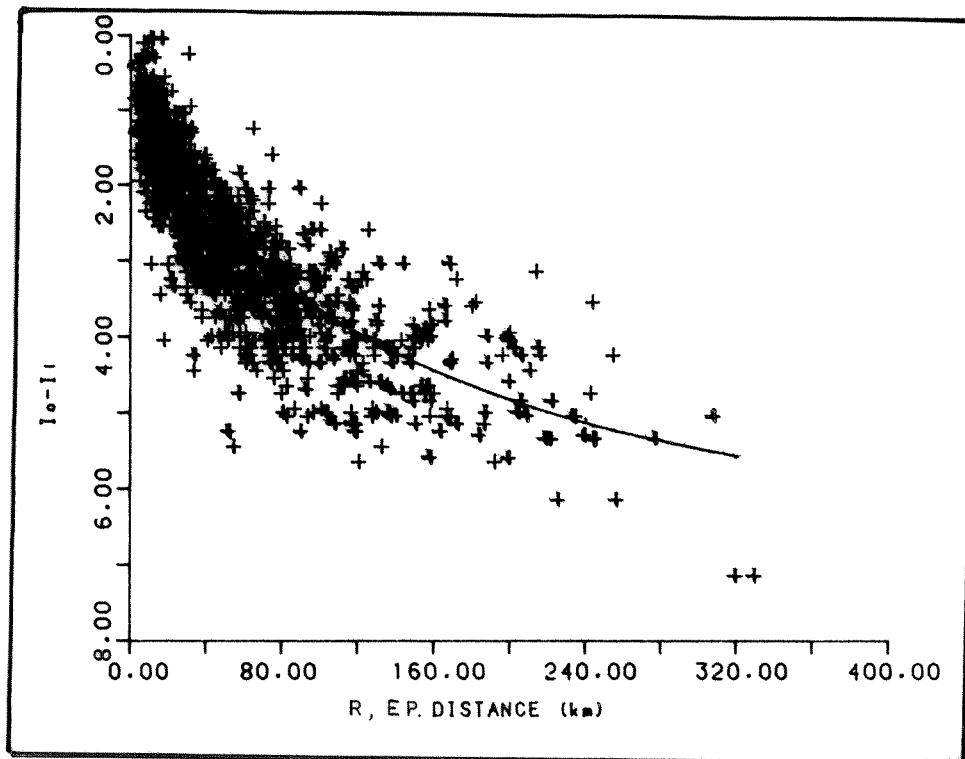
Από τη μεθοδολογία η οποία αναπτύχθηκε παραπάνω προκύπτει ότι είναι δυνατόν να μελετήσουμε την ανισότροπη ακτινοβολία των σεισμικών εντάσεων στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Το βασικό πλεονέκτημα της μεθοδολογίας αυτής είναι ότι μία μέση σχέση απόσβεσης είναι αρκετή στον καθορισμό της ανισότροπης ακτινοβολίας της σεισμικής έντασης. Επίσης με βάση το μοντέλο αυτό είναι δυνατόν να υπολογίσουμε της ανισότροπη κατανομή των παραμέτρων της ισχυρής εδαφικής κίνησης (επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g , μεταθεση, d_g , περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g) καθώς και τις αντίστοιχες φασματικές τιμές, $PSRV$.

2.6. Καθορισμός Σχέσης Απόσβεσης της Μακροσεισμικής Εντάσης, I_{MM} , της Ανισότροπης Ακτινοβολίας.

Για τη μελέτη της ανισότροπης ακτινοβολίας των μακροσεισμικών εντάσεων, I_{MM} , στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές υιοθετήθηκε ο τύπος της γενικής σχέσης(2.20). Στην ευρύτερη περιοχή της Βαλκανικής έχει καθορισθεί ένας σημαντικός αριθμός σχέσεων απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων. Οι Μάργαρης και Παπαζάχος (1991) με βάση τη γενική σχέση(2.20) καθόρισαν σχέση απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων της νότιας Βαλκανικής. Στο σχήμα(2.11) δίνεται η



Σχ. 2.10. Ισόσειστη καμπύλη ελλειπτικού σχήματος και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της (C.Papazachos, 1992a).



Σχ. 2.11. Μέση σχέση απόσβεσης των διαφορών των μακροσεισμικών εντάσεων, $I_{0C} - I_i$, σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, R (km), του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών (Margaris and Papazachos, 1991).

μεταβολή της διαφοράς των μακροσεισμικών εντάσεων, $I_{0C}-I_i$, σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, $R(km)$. Η σχέση αυτή χρησιμοποιήθηκε για τον καθορισμό της ανισότροπης ακτινοβολίας της μακροσεισμικής έντασης στον Ελληνικό χώρο. Ιδίου τύπου σχέσεις καθόρισαν και άλλοι ερευνητές για τη νότια Βαλκανική (Παπαιωάννου, 1984, Erdik et al., 1984; Trifunac and Todorovska, 1989; Lee et al., 1990; Timionvska, 1993). Οι σχέσεις αυτές παρουσιάζονται στο σχήμα(2.12). Όπως φαίνεται από το σχήμα αυτό οι απεικονιζόμενες σχέσεις για την εξεταζόμενη περιοχή βρίσκονται σε καλή συμφωνία, πλην της σχέσης 5 (Lee et al., 1990) η οποία αναφέρεται στην περιοχή της Βουλγαρίας και Ρουμανίας, και περιέχονται μακροσεισμικές παρατηρήσεις από μεγάλου μεγέθους σεισμούς.

Όλες οι προαναφερόμενες σχέσεις των διαφορών, $I_{0C}-I_i$, σε συνάρτηση με την απόσταση (επικεντρική, υποκεντρική, κλπ) δέν παρουσιάζουν εξάρτηση ως προς το σεισμικό μέγεθος, M . Η μελέτη όμως της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών εντάσεων του Ελληνικού χώρου, βασίσθηκε στην ελλειπτική μεταβολή του σεισμικού μεγέθους. Για να εισαχθεί το σεισμικό μέγεθος στη σχέση απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων και να προκύψει η τελική σχέση απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης σε συνάρτηση με το σεισμικό μέγεθος και την απόσταση, δόθηκαν σχέσεις της μέγιστης επικεντρικής έντασης, I_{0C} , σε συνάρτηση με το σεισμικό μέγεθος (σχέση 2.19). Τέτοιες σχέσεις δόθηκαν για την εξεταζόμενη περιοχή καθώς και για ολόκληρη την Ευρώπη. Στο σχήμα(2.13) παρουσιάζονται οι μεταβολές των μεγίστων εντάσεων σε συνάρτηση με το σεισμικό μέγεθος, για διάφορες προτεινόμενες σχέσεις (Ambraseys, 1985; Grigorova, 1976; Παπαιωάννου, 1984, Erdik et al., 1984; Margaritis and Papazachos, 1991; C.Papazachos, 1992a).

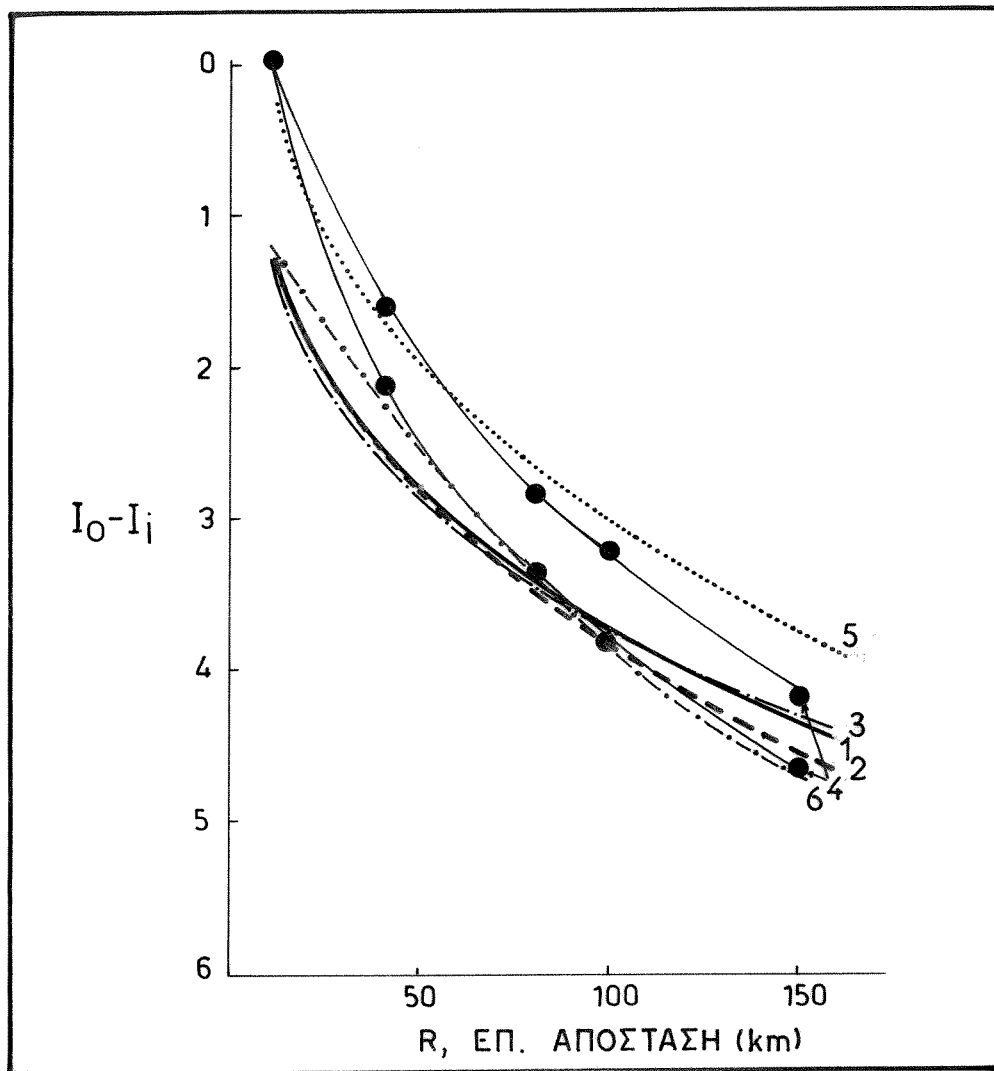
Με βάση τη σχέση απόσβεσης της διαφοράς, $I_{0C}-I_i$, της μακροσεισμικής έντασης σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, R , η οποία προτάθηκε από τους Μάργαρη και Παπαζάχο (1991) και τη σχέση της επικεντρικής έντασης σε συνάρτηση με το επιφανειακό μέγεθος, M_S , η οποία προτάθηκε από τον Κ.Παπαζάχο (1992a):

$$I_0 = -1.36 + 1.61 M_S \quad (2.38)$$

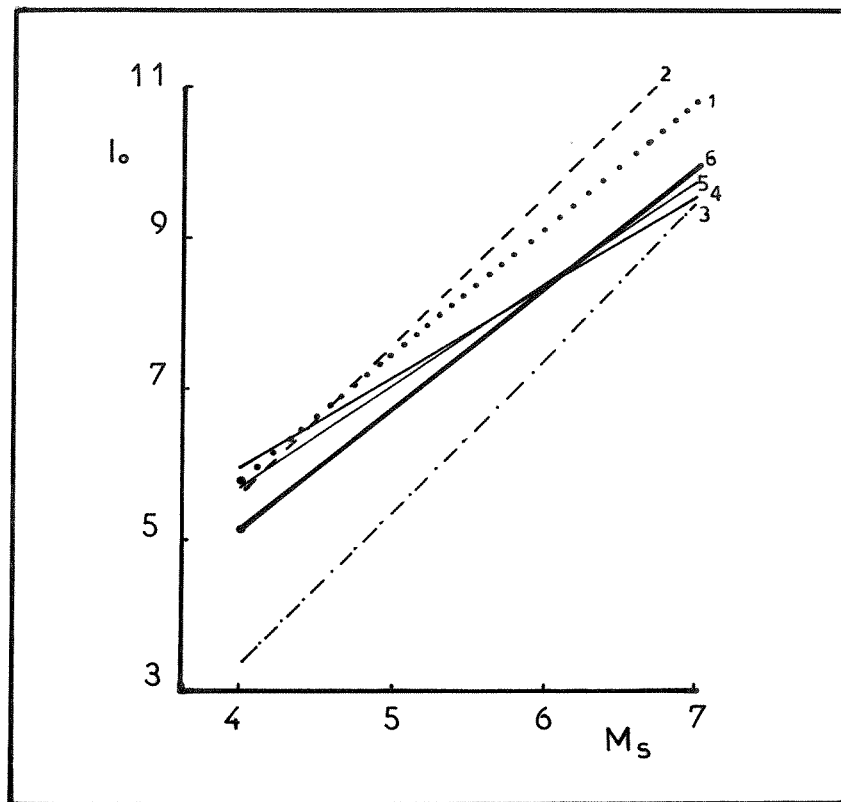
προέκυψε η τελική σχέση απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή

$$I_i = 2.90 + 1.61 M_S - 1.69 \ln(R+16) \quad (2.39)$$

όπου M_S είναι το επιφανειακό σεισμικό μέγεθος, R είναι η επικεντρική απόσταση, $R_0=16$ είναι η σταθερά η οποία υιοθετείται προκειμένου να περιορίσει την τιμή της μακροσεισμικής έντασης, I_i , σε πολύ μικρές αποστάσεις λόγω κορεσμού της στις αποστάσεις αυτές (Campbell, 1985).



Σχ. 2.12. Σύγκριση των σχέσεων απόσβεσης των διαφορών των μακροσεισμικών εντάσεων, $I_{0c} - I_i$, σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση, R (km), του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών.
 1-(Margaris and Papazachos, 1991), 2-(Παπαιωάννου, 1984),
 3-(Erdik et al., 1984), 4-(Trifunac and Todorovska, 1989),
 5-(Lee et al., 1990), 6-(Timionvska, 1993).



Σχ. 2.13. Σύγκριση της μεταβολής της επικεντρικής έντασης, I_0 , σε συνάρτηση με το επιφανειακό μέγεθος, M_s , για διάφορες προτεινόμενες σχέσεις. 1-(Ambraseys, 1985), 2-(Grigorova, 1976), 3-(Erdik et al., 1984), 4-(Παπαιωάννου, 1984), 5-(Margaris and Papazachos, 1991), 6-(C.Papazachos, 1992a).

2.7. Καθορισμός Σχέσεων Απόσβεσης της Εδαφικής Επιτάχυνση, a_g , της Εδαφικής Ταχύτητας, v_g , και της Περιβαλλόμενης Διάρκειας, BD_g , της Ανισότροπης Ακτινοβολίας.

Οι παράμετροι της ισχυρής σεισμικής κίνησης (επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα v_g , μετάθεση d_g και περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g) μπορούν να χρησιμοποιηθούν με σκοπό να μελετηθεί η ανισότροπη ακτινοβολία στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Αναλυτική μελέτη της απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης (επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g και μετάθεση, d_g) στον Ελληνικό χώρο έγινε από τους Θεοδουλίδη και Παπαζάχο (1992a). Για το σκοπό αυτό, αξιοποιήθηκε το διαθέσιμο δείγμα των Ελληνικών επιταχυνσιογραμμάτων επιφανειακών σεισμών για τη χρονική περίοδο 1972-1986 και καθορίστηκαν σχέσεις απόσβεσης τόσο για τις οριζόντιες όσο και για τις κατακόρυφες συνιστώσες των καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης. Με σκοπό την ενίσχυση του Ελληνικού δείγματος των επιταχυνσιογραμμάτων των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου προστέθηκαν οριζόντιες συνιστώσες επιφανειακών σεισμών με μεγέθη ροπής $7.0 < M_w < 7.5$, από περιβάλλοντα ζωνών κατάδυσης λιθοσφαιρικών πλακών και προτάθηκαν, επίσης, σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης (επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g και μετάθεση, d_g). Για να συγκριθούν τα αποτελέσματα της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , με αυτά της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις απόσβεσης που προέκυψαν με τη χρήση των ενισχυμένων δεδομένων ισχυρής σεισμικής κίνησης. Το μαθηματικό μοντέλο της σχέσης το οποίο υιοθετήθηκε, ήταν της μορφής της σχέσης (2.16) παίρνοντας υπόψη και τον παράγοντα των εδαφικών συνθηκών.

$$\ln Y = b_0 + b_1 M + b_2 \ln(R + R_0) + b_3 S + \sigma_{\ln Y} P \quad (2.40)$$

όπου Y είναι η εξεταζόμενη παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης, M είναι το σεισμικό μέγεθος (M_s, M_L), R είναι η απόσταση, S είναι η παράμετρος των εδαφικών συνθηκών (0 για "αλλουβιακές αποθέσεις" και 1 για "σκληρό" πέτρωμα), $\sigma_{\ln Y}$ είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των υπολοίπων της σχέσης, P είναι μηδέν για το μέσο όρο των τιμών $\ln Y$ και μονάδα για το μέσο όρο ($\pm$) ένα μέσο τετραγωνικό σφάλμα, που για κανονική κατανομή των υπολοίπων εκφράζει αντίστοιχα 0.50 και 0.84 πιθανότητα μη υπέρβασης των τιμών της $\ln Y$. Οι $b_0, \dots, b_4$ είναι σταθερές αναγωγής οι οποίες υπολογίζονται με γραμμική παλινδρόμηση.

Η απόσβεση της ισχυρής σεισμικής κίνησης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους του νοτίου Αιγαίου ($h > 35$ km) μελετήθηκε με τη χρήση οριζοντίων συνιστωσών

επιταχυνσιογραμμάτων αναλόγων σεισμών από περιοχές ζωνών κατάδυσης λιθοσφαιρικών πλακών (Theodulidis and Papazachos, 1992a). Οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν, προέρχονται από μεγάλους σεισμούς, M_w ή M_{JMA} , (5.2-7.9). Το μαθηματικό μοντέλο το οποίο υιοθετήθηκε είναι παρόμοιο με αυτό της σχέσης (2.40) στο οποίο δεν περιλαμβάνεται η σταθερά, R_0 , διότι στους σεισμούς αυτούς, χρησιμοποιείται κυρίως η απόσταση του σταθμού καταγραφής από το κέντρο έκλυσης ενέργειας, R_{CER} (42-231 km) .

$$\ln Y = b_0 + b_1 M + b_2 \ln(R_{CER}) + b_3 S + \sigma_{\ln Y} P \quad (2.41)$$

όπου M είναι το μέγεθος M_w . Στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας αποκλείστηκε ο υπολογισμός της αναμενόμενης μετάθεσης, λόγω της έντονης αβεβαιότητας που υπεισέρχεται στους υπολογισμούς της διόρθωσης των επιταχυνσιογραμμάτων και τον καθορισμό των διορθωμένων τιμών της εδαφικής μετάθεσης, d_g (Trifunac, 1976; Theodulidis and Papazachos, 1992). Στον πίνακα(2.3) δίνονται οι τιμές των σταθερών των σχέσεων απόσβεσης(2.40) και (2.41) της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , και εδαφικής ταχύτητας, v_g , για τους επιφανειακούς και τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς του Ελληνικού χώρου.

Πίνακας 2.3. Τιμές των σταθερών των σχέσεων απόσβεσης(2.40) και(2.41) της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , και ταχύτητας, v_g , των επιφανειακών και ενδιάμεσου βάθους σεισμών (Theodulidis and Papazachos, 1992).

Σεισ. Παραμ.	b_0	b_1	b_2	b_3	R_0	$\sigma_{\ln Y}$
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
a_g	3.88	1.12	-1.65	0.41	15.	0.71
v_g	-0.79	1.41	-1.62	-0.22	10.	0.80
Σχέσεις απόσβεσης ενδιάμεσου βάθους σεισμών						
a_g	3.47	0.75	-0.85	0.27	0.	0.66
v_g	-1.05	0.88	-0.58	-0.26	0.	0.75

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1992) μελέτησαν την απόσβεση της περιβαλλόμενης διάρκειας, BD_g , της ισχυρής κίνησης στον Ελληνικό χώρο. Η μελέτη αυτή έγινε με βάση τον ορισμό της διάρκειας της ισχυρής κίνησης ο οποίος προτάθηκε από τον Bolt (1974). Το μαθηματικό μοντέλο της σχέσης

απόσβεσης της διάρκειας της ισχυρής κίνησης το οποίο υιοθετήθηκε είναι της μορφής της σχέσης(2.40). Οι παραπάνω ερευνητές (Parazachos et al., 1992) εξάρτησαν τον νεπέριο λογάριθμο ($\ln$) της περιβαλλόμενης διάρκειας, BD_g και από μία ακόμη σταθερά, b_4 , η οποία συνδέεται από το επίπεδο, L , πάνω από το οποίο καθορίζεται η διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η μορφή της σχέσης αυτής, είναι όμοια με αυτήν που προτείνεται για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση και ταχύτητα και είναι η παρακάτω:

$$\ln BD_g = b_0 + b_1 M + b_2 \ln(R+R_0) + b_3 S + b_4 L + \sigma_{\ln D} P \quad (2.42)$$

όπου M είναι το επιφανειακό μέγεθος (M_S), R είναι η επικεντρική απόσταση, R_0 είναι η σταθερά της επικεντρικής περιοχής η οποία υιοθετήθηκε ίση με την αντίστοιχη τιμή της εδαφικής επιτάχυνσης, $R_0=15$. S είναι η παράμετρος των εδαφικών συνθηκών(0 για "αλλουβιακές αποθέσεις" και 1 για "σκληρό" πέτρωμα), L είναι η παράμετρος που συνδέεται με το επίπεδο καθορισμού της ισχυρής διάρκειας και $\sigma_{\ln BD_g}$ το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των υπολοίπων της σχέσης και P είναι μηδέν για το μέσο όρο του $\ln BD_g$ και μονάδα για το μέσο όρο () ένα μέσο τετραγωνικό σφάλμα, που για κανονική κατανομή των υπολοίπων εκφράζει αντίστοιχα 0.50 και 0.84 πιθανότητα μη υπέρβασης των τιμών της $\ln BD_g$. Στον πίνακα(2.4) δίνονται οι σταθερές της σχέσης(2.42) της απόσβεσης της ισχυρής διάρκειας των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου.

Πίνακας 2.4. Οι τιμές των σταθερών της σχέσης(2.42) της απόσβεσης της περιβαλλόμενης διάρκειας, BD_g , των επιφανειακών σεισμών του Ελληνικού χώρου.

Σεισ. Παραμ.	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	R_0	$\sigma_{\ln Y}$
BD_g	1.84	0.81	-1.04	-0.19	-27.7	15.	0.76

2.8. Καθορισμός Σχέσεων Απόσβεσης των Φασματικών Τιμών της Ψευδοταχύτητας, PSRV, της Ανισότροπης Ακτινοβολίας.

Μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του 1980, δεν υπήρχε για τον Ελληνικό χώρο ένας επαρκής διαθέσιμος αριθμός φασμάτων απόκρισης. Για το λόγο αυτό δεν ήταν δυνατή η στατιστική επεξεργασία των φασμάτων απόκρισης προκειμένου να εξαχθούν

εμπειρικά μοντέλα πρόβλεψης των φασματικών τιμών. Βασική έρευνα με σκοπό να διερευνηθούν τα χαρακτηριστικά των υπαρχόντων φασμάτων απόκρισης έγινε από τον Καρύδη (1977). Σύγκριση των Ελληνικών φασμάτων απόκρισης με προβλεπόμενα φάσματα από το εμπειρικό μοντέλο των Trifunac and Anderson (1978) έδειξαν ομοιότητες και διαφορές (Θεοδουλίδης κ.α., 1986).

Σχέσεις απόσβεσης της οριζόντιας φασματικής ψευδοταχύτητας (PSRV) για 73 τιμές περιόδου T , και για παράγοντες απόσβεσης $\zeta = 0\%, 2\%, 5\%, 10\%$ και 20% πρότειναν οι Θεοδουλίδης και Παπαζάχος (1994). Στην έρευνα αυτή, προτάθηκαν σχέσεις απόσβεσης της ψευδοταχύτητας, PSRV, σε συνάρτηση με το σεισμικό μέγεθος (M_S, M_L), την απόσταση, R , και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες, S . Η διαδικασία έγινε τόσο με τη χρήση Ελληνικών μόνο φασμάτων απόκρισης όσο και με ενισχυμένα δεδομένα σεισμών μεγέθους ροπής, $7.0 < M_W < 7.5$, άλλων περιοχών κατάδυσης λιθοσφαικών πλακών. Στην παρούσα διατριβή, χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις απόσβεσης οι οποίες προέκυψαν από τα ενισχυμένα φασματικά δεδομένα. Η σχέση, της οποίας προσδιορίστηκαν οι σταθερές αναγωγής είναι ίδια με τη σχέση (2.40), και έχει την ακόλουθη μορφή:

$$\ln \text{PSRV} = b_0(T) + b_1(T)M + b_2(T)\ln(R+R_0) + b_3(T)S + \sigma \ln \text{PSRV}(T)^P \quad (2.43)$$

όπου PSRV είναι η ψευδοταχύτητα, M είναι το σεισμικό μέγεθος (M_S, M_L), R είναι η απόσταση, R_0 είναι η σταθερά της επικεντρικής περιοχής που στην περίπτωση αυτή θεωρείται ίση με 15. S είναι η παράμετρος που εκφράζει τις εδαφικές συνθήκες (0 για "αλλουβιακές αποθέσεις" και 1 για "σκληρό" πέτρωμα), $\sigma \ln \text{PSRV}(T)$ είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) για κάθε περίοδο, T , και P είναι μηδέν για το μέσο όρο των τιμών $\ln \text{PSRV}(T)$, και μονάδα για τον μέσο όρο ($\pm$) ένα μέσο τετραγωνικό σφάλμα, που για κανονική κατανομή των υπολοίπων εκφράζει αντίστοιχα 0.50 και 0.84 πιθανότητα μη υπέρβασης των τιμών της $\ln \text{PSRV}(T)$. Οι $b_0(T), \dots, b_3(T)$ είναι οι σταθερές αναγωγής που υπολογίζονται με γραμμική παλινδρόμηση της σχέσης (2.43) για κάθε περίοδο, T .

Ανάλογη προσπάθεια, με αυτή του καθορισμού σχέσεων απόσβεσης των μεγίστων τιμών των σεισμών ενδιαμέσου βάθους, πραγματοποιήθηκε και για τις αντίστοιχες φασματικές τιμές. Χρησιμοποιήθηκε σχέση ανάλογη με τη σχέση (2.41) η οποία εξαρτήθηκε από διάφορες περιόδους, T , και διάφορους παράγοντες απόσβεσης, $\zeta = 0\%, 2\%, 5\%, 10\%$ και 20% . Στην περίπτωση αυτή η απόσταση μεταξύ της σεισμικής εστίας και της θέσης καταγραφής μετρήθηκε από το κέντρο έκλυσης ενέργειας, R_{CER} .

$$\ln \text{PSRV} = b_0(T) + b_1(T)M + b_2(T)\ln(R_{\text{CER}}) + b_3(T)S + \sigma \ln \text{PSRV}(T)^P \quad (2.44)$$

Οι σχέσεις απόσβεσης της ψευδοταχύτητας, PSRV, χρησιμοποιήθηκαν κατά

κύριο λόγο για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Ο κύριος στόχος αυτού ήταν να καθορισθούν πιθανολογικά φάσματα απόκρισης στον Ελληνικό χώρο. Τα φάσματα αυτά υπολογίσθηκαν για 8 διαφορετικές ιδιοπεριόδους, T , (0.05, 0.10, 0.15, 0.2, 0.3, 0.5, 1.0 και 2.0) και δύο συντελεστές απόσβεσης, ζ (5% και 10%). Οι τιμές της ιδιοπεριόδου, T , θεωρήθηκαν αντιπροσωπευτικές για τον καθορισμό πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης και οι δύο τιμές του συντελεστή απόσβεσης, ζ , ως καθοριστικοί για δύο διαφορετικές κατηγορίες κατασκευών στον Ελληνικό χώρο. Στον πίνακα(2.5) δίνονται οι σταθερές αναγωγής των σχέσεων(2.43) και (2.44) της απόσβεσης της φασματικής ψευδοταχύτητας, $PSRV$, για 8 περιόδους, T , και δύο συντελεστές απόσβεσης, ζ , παίρνοντας υπόψη το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον των επιφανειακών και των ενδιαμέσου βάθους σεισμών.

Πίνακας 2.5. Σταθερές αναγωγής των σχέσεων(2.43) και (2.44) της απόσβεσης της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, στον Ελληνικό χώρο (Theodulidis and Papazachos, 1994).

ζ	b_0	b_1	b_2	b_3	R_0	$\sigma_{\ln Y}$
$T=0.05$						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	-0.71	1.15	-1.73	0.55	15.	0.71
10%	-0.75	1.13	-1.69	0.52	15.	0.71
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάθους σεισμών						
5%	-1.03	0.69	-0.78	0.31	0.	0.80
10%	-1.13	0.68	-0.73	0.29	0.	0.79
$T=0.10$						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	0.46	1.13	-1.75	0.67	15.	0.71
10%	0.32	1.12	-1.73	0.61	15.	0.70
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάθους σεισμών						
5%	0.32	0.66	-0.82	0.26	0.	0.76
10%	0.08	0.65	-0.79	0.23	0.	0.75

ζ	b_0	b_1	b_2	b_3	R_0	$\sigma_{\ln Y}$
T=0.15						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	0.88	1.18	-1.78	0.76	15.	0.71
10%	0.79	1.16	-1.76	0.67	15.	0.70
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάρους σεισμών						
5%	0.81	0.65	-0.81	0.23	0.	0.75
10%	0.69	0.65	-0.80	0.20	0.	0.73
T=0.20						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	1.22	1.09	-1.59	0.43	15.	0.74
10%	1.10	1.09	-1.62	0.40	15.	0.73
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάρους σεισμών						
5%	0.83	0.64	-0.70	0.11	0.	0.73
10%	0.61	0.63	-0.67	0.10	0.	0.70
T=0.30						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	1.46	1.15	-1.64	-0.09	15.	0.79
10%	1.27	1.15	-1.65	-0.06	15.	0.78
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάρους σεισμών						
5%	0.66	0.68	-0.63	-0.05	0.	0.67
10%	0.58	0.69	-0.68	-0.04	0.	0.65
T=0.50						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	0.47	1.37	-1.67	-0.46	15.	0.81
10%	0.36	1.34	-1.66	-0.43	15.	0.80
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάρους σεισμών						
5%	0.28	1.01	-0.99	-0.19	0.	0.72
10%	0.19	0.97	-0.96	-0.20	0.	0.71

ζ	b_0	b_1	b_2	b_3	R_0	$\sigma_{\ln Y}$
T=1.00						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	-0.70	1.68	-1.91	-0.84	15.	0.95
10%	-0.73	1.65	-1.90	-0.77	15.	0.91
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάρους σεισμών						
5%	-1.96	1.31	-0.89	-0.44	0.	0.82
10%	-1.97	1.27	-0.88	-0.45	0.	0.82
T=2.00						
Σχέσεις απόσβεσης επιφανειακών σεισμών						
5%	-3.14	2.11	-2.12	-0.99	15.	1.05
10%	-2.94	2.04	-2.09	-0.94	15.	1.00
Σχέσεις απόσβεσης ενδιαμέσου βάρους σεισμών						
5%	-4.22	1.08	-0.21	-0.58	0.	0.92
10%	-4.14	1.09	-0.27	-0.55	0.	0.91

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

3.1. Προηγούμενες Σχετικές Ερευνες στον Ελληνικό Χώρο και τις Γύρω Περιοχές.

Προσπάθειες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας στον Ελληνικό χώρο έχουν γίνει σε εθνική, περιφερειακή και τοπική κλίμακα με πιθανολογικό και αιτιοκρατικό τρόπο (Ambraseys and Jackson, 1981). Η πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μπορεί να πραγματοποιηθεί επιτυχώς σε όλες τις κλίμακες, ενώ ο αιτιοκρατικός υπολογισμός πραγματοποιείται μόνο για τοπικής κλίμακας μελέτες. Παρότι ένας μεγάλος αριθμός ισχυρών σεισμών έχουν συμβεί στην Ελλάδα τόσο κατά τον παρόντα αιώνα όσο και κατά τους ιστορικούς χρόνους (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989), σχετικά πρόσφατα άρχισε η συστηματική μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας στο χώρο αυτό.

Η μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , αποτέλεσε τη βασική παράμετρο στις πρώτες μελέτες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών λόγω του μεγάλου αριθμού διαθέσιμων μακροσεισμικών παρατηρήσεων. Στις αρχές της δεκαετίας του 1970 έγιναν οι πρώτες προσπάθειες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , και η υιοθέτηση όχι καλά τεκμηριωμένων μοντέλων σεισμικότητας του χώρου (Galanopoulos and Delibasis, 1972; Shebalin et al., 1976). Πρόσφατη αξιοποίηση των μακροσεισμικών παρατηρήσεων με στόχο τον καθορισμό σχέσεων απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , αζιμουθιακά ανεξάρτητης για τον Ελληνικό χώρο, έγινε με βάση αξιόπιστα μετέλα κατανομής σεισμικών πηγών. Η εφαρμογή των σχέσεων αυτών στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας πραγματοποιήθηκε από διάφορους ερευνητές (Sulstarova, 1980; Γαλανόπουλος, 1981, Παπαιωάννου, 1984, 1986, 1988, Παπαιωάννου κ.α., 1984a, 1985b, Drakopoulos et al., 1988; Stavrakakis and Papoulia, 1990a; Papazachos et al., 1993). Με βάση τη μεθοδολογία του Cornell (1968), ο Erdik και οι συνεργάτες του (1984) πρότειναν πιθανολογικούς χάρτες μέγιστης μακροσεισμικής έντασης για την περιοχή της Τουρκίας για διάφορες περιόδους επανάληψης των 225, 475 και 10000 χρόνων. Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1985, 1990, 1993) πραγματοποίησαν με βάση την μακροσεισμική ένταση, αναλυτικές μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας.

Το σεισμικό μέγεθος (M_S , M_L , κλπ) έχει επίσης χρησιμοποιηθεί στον Ελληνικό χώρο ως παράμετρος εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας. Από τους πρώτους που χρησιμοποίησαν την παράμετρο αυτή είναι ο Μακρόπουλος (1978). Ο Σταυρακάκης (1985a) εφάρμοσε τη μέθοδο Bayes στη σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής της Κρήτης, και θεώρησε ότι τα μεγέθη των σεισμών ακολουθούν την κατανομή Bernoulli. Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1987a) επιχείρησαν να εκτιμήσουν τη σεισμική επικινδυνότητα στην Ελληνική επικράτεια με βάση το τοπικό μέγεθος, M_L . Η ίδια παράμετρος χρησιμοποιήθηκε στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου από διάφορους ερευνητές (Drakopoulos et al., 1986; Stavrakakis and Tselentis, 1987; Stavrakakis et al., 1987; Stavrakakis, 1988, 1990; Makropoulos et al., 1988; Scordilis et al., 1989a; Stavrakakis and Papoulia, 1992).

Η περιορισμένη εγκατάσταση επιταχυνσιογράφων στην Ελληνική επικράτεια μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του 1980 είχε ως αποτέλεσμα την έλλειψη μέχρι τότε καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης. Το γεγονός αυτό κατέστησε αδύνατη την έγκαιρη πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με βάση τις παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης (εδαφική επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g , μετάθεση, d_g , διάρκεια της ισχυρής κίνησης, D_g , φασματικές τιμές, S_a και PSRV). Για το λόγο αυτό και προκειμένου να αντιμετωπισθεί η έλλειψη σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης για τον Ελληνικό χώρο, έγινε προσπάθεια να υιοθετηθούν σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων αυτών από άλλες περιοχές (Algermissen et al., 1976; Drakopoulos et al., 1982; Drakopoulos and Makropoulos, 1983; Makropoulos and Burton, 1985; Makropoulos et al., 1986; Drakopoulos and Stavrakakis, 1988; Stavrakakis and Drakopoulos, 1991a,b). Η πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, με βάση τις σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής κίνησης από άλλες περιοχές, έδωσε σε πρώτη φάση, καλά αποτελέσματα.

Η εγκατάσταση δικτύου επιταχυνσιογράφων στον Ελληνικό χώρο, από τα μέσα της δεκαετίας του 1970, άρχισε να δίνει τα πρώτα επιταχυνσιογράμματα. Περιορισμένος αριθμός καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό σχέσεων απόσβεσης. Οι σχέσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν στην πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Παπαιωάννου κ.α., 1984a, 1985b, Παπαιωάννου, 1984, 1986). Η ορθολογική ανάπτυξη του εθνικού δικτύου επιταχυνσιογράφων στον Ελληνικό χώρο είχε ως αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό της τράπεζας καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης με ικανοποιητικό αριθμό επιταχυνσιογραμμάτων επιφανειακών σεισμών. Αυτά χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με βάση διάφορες παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης, όπως η μέση

εδαφική επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g , και περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g (Theodulidis and Papazachos, 1992, Papazachos et al., 1992, 1993). Για τις γειτονικές χώρες με την Ελλάδα λεπτομερείς μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας πραγματοποιήθηκαν επίσης με βάση τις παραμέτρους της ισχυρής κίνησης (Michailov, 1982; Petkovski et al., 1982; Erdik et al., 1984).

Τα πιθανολογικά φάσματα απόκρισης, S_a , και $PSRV$, αποτελούν μία επίσης βασική παράμετρο του αντισεισμικού κανονισμού. Με σκοπό τον καθορισμό πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης, ο Παπαιωάννου και οι συνεργάτες του (1984b) χρησιμοποίησαν ένα περιορισμένο δείγμα φασμάτων απόκρισης του Ελληνικού χώρου. Εξ' αιτίας του περιορισμένου αριθμού φασμάτων απόκρισης των καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης, έγιναν προσπάθειες καθορισμού πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης με βάση φασματικές σχέσεις απόσβεσης από άλλες περιοχές (Theofanopoulos and Tselentis, 1989). Ο Θεοδουλίδης (1988) χρησιμοποιώντας το σύνολο σχεδόν των καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου, πρότεινε πιθανολογικά φάσματα απόκρισης τόσο για τους επιφανειακούς όσο και για τους ενδιαμέσου βάθους σεισμούς. Οι Σταυρακάκης και Παπούλια (1989) πρότειναν πιθανολογικά φάσματα απόκρισης της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, με βάση τη μεθοδολογία των Anderson and Trifunac (1978). Ο Μακρόπουλος και οι συνεργάτες του (1990) πρότειναν μία ολοκληρωμένη μεθοδολογία εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας με άμεσο αποτέλεσμα τον καθορισμό πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης και συνθετικών καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης. Μία αναλυτική παρουσίαση όλων των εργασιών οι οποίες σχετίζονται με την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας καθώς και οι άμεσες προοπτικές στον Ελληνικό χώρο παρουσιάστηκαν από το Μακρόπουλο και τους συνεργάτες του (1993).

Η αναλυτική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τα υπάρχοντα μοντέλα απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων χρησιμοποιήθηκε σε ευρεία κλίμακα στον Ελληνικό χώρο στη εκπόνηση μελετών μεγάλων τεχνικών έργων (Δρακόπουλος κ.α., 1986, 1989, Αναγνωστόπουλος κ.α., 1988).

Το 1989 τέσσερεις σεισμολογικοί φορείς της χώρας (Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου της Αθήνας, Εργαστήριο Γεωφυσικής του ΑΠΘ, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών) πρότειναν χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας για τον Ελληνικό χώρο στα πλαίσια του προγράμματος για το νέο Αντισεισμικό Κανονισμό (Χάρτης Σεισμικής Επικινδυνότητας της Ελλάδας 1989). Στο ίδιο πρόγραμμα προτάθηκαν, για τις κυριότερες πόλεις του Ελληνικού χώρου, πιθανολογικά φάσματα απόκρισης της φασματικής επιτάχυνσης.

Ο Ελληνικός χώρος διαθέτει ένα σημαντικό αριθμό στοιχείων ιστορικών σεισμών (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989) τα οποία αποτέλεσαν το κίνητρο της

διερεύνησης χρονικά εξαρτημένων μοντέλων γένεσης σεισμών μέσα σε συγκεκριμένους σεισμογόνους χώρους, σε αντίθεση με τα προηγούμενα "χωρίς μνήμη" μοντέλα (Papazachos, 1988a, b, 1989, 1992; Papazachos and Papaioannou, 1993). Μία εφαρμογή τέτοιου μοντέλου γένεσης σεισμών στη σεισμική επικινδυνότητα έδειξε σημαντική διαφορά από εκείνο του Poisson, κυρίως σε ζώνες υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας (Papaioannou et al., 1992; Παπασταματίου κ.α., 1992).

Διάφοροι παράγοντες υπεισέρχονται στη διαμόρφωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης από τη σεισμική πηγή μέχρι το σταθμό καταγραφής. Ορισμένοι από τους παράγοντες αυτούς λαμβάνονται υπόψη στην τελική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας ενώ κάποιοι από αυτούς αγνοούνται με άμεσο αποτέλεσμα διάφορες αβεβαιότητες να υπεισέρχονται κατά τους υπολογισμούς. Με σκοπό να απομακρυνθούν οι αβεβαιότητες αυτές, ένας αριθμός από βελτιωμένα μοντέλα σεισμικής επικινδυνότητας υιοθετήθηκαν στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές.

Ο Gurrinar και οι συνεργάτες του (1979) μελέτησαν τη σεισμική επικινδυνότητα του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας υιοθετώντας μοντέλο ελλειπτικών ισοσειστών για τον καθορισμό της σχέσης απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων. Την ίδια υπόθεση έκαναν ο Ohashi και οι συνεργάτες του (1983), μελετώντας την σεισμική επικινδυνότητα της Τουρκίας.

Η Παπούλια και οι συνεργάτες της (1985), με σκοπό να μελετήσουν τη σεισμική επικινδυνότητα της πόλης της Πάτρας, χρησιμοποίησαν διαφορετικές σχέσεις απόσβεσης για τις διάφορες σεισμικές ζώνες που περιβάλουν την εξεταζόμενη θέση. Την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του κόλπου της Κορίνθου και της περιοχής της Μεσσηνίας (ΝΔ Πελοπόννησος) με μεγαλύτερη ακρίβεια, επιχείρησαν ο Σταυρακάκης και οι συνεργάτες του (1986a, 1989), υιοθετώντας βελτιωμένα μοντέλα διάρρηξης των εξεταζόμενων ρηγμάτων. Οι Σταυρακάκης και Δρακόπουλος (1988), με σκοπό να εκτιμήσουν τη σεισμική επικινδυνότητα σε μία αρχαιολογική θέση, επιχείρησαν να αναπτύξουν ένα μοντέλο διάρρηξης ρήγματος. Την υιοθέτηση διαφορετικών σχέσεων απόσβεσης για διάφορες σεισμικές πηγές στον Ελληνικό χώρο, χρησιμοποίησε η Παπούλια (1988) και οι Παπούλια και Σταυρακάκης (1990) με σκοπό την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Τις σεισμικές ζώνες διάρρηξης (Papazachos et al., 1987b) στον Ελληνικό χώρο υιοθέτησαν για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας οι Σταυρακάκης και Παπούλια (1990b). Με βάση βελτιωμένα σεισμοτεκτονικά μοντέλα ρηγμάτων, έγινε προσπάθεια εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας από τους Παπούλια και Slejko (1990, 1992).

Η υιοθέτηση σχέσεων απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής

κίνησης με βάση το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών εντάσεων του Ελληνικού χώρου, για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας πραγματοποιήθηκε από τους Μάργαρη και Παπαζάχο (1992a,b). Εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και καθορισμός πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης με βάση το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας, για τις θέσεις Θεσσαλονίκη, Φλώρινα, Πύργος, Κυπαρισσία και Πάτρα, πραγματοποιήθηκαν στον Ελληνικό χώρο (Theodulidis and Papazachos, 1992b; Tsapanos et al., 1993; Μάργαρης κ.α., 1993). Το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας χρησιμοποιήθηκε στην μελέτη μεγάλων κρίσιμων κατασκευών (φραγμάτων, διυλιστηρίων, κλπ) με σκοπό τον περιορισμό των αβεβαιοτήτων στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (Βαργεμέζης κ.α., 1992; Θεοδουλίδης κ.α., 1993).

Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει προσπάθεια εφαρμογής δύο μοντέλων αζιμουθιακής εξάρτησης της σεισμικής κίνησης για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Θα παρουσιασθεί ο κώδικας H/Y ο οποίος χρησιμοποιεί τα βελτιωμένα αυτά μοντέλα της αζιμουθιακής απόσβεσης. Τα αποτελέσματα από την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τα δύο αζιμουθιακά μοντέλα θα συγκριθούν με το μοντέλο της ομοιόμορφης απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων στον Ελληνικό χώρο. Τέλος, θα παρουσιασθούν τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου για διάφορες παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

3.2. Τροποποιημένος Κώδικας Εκτίμησης της Σεισμικής Επικινδυνότητας.

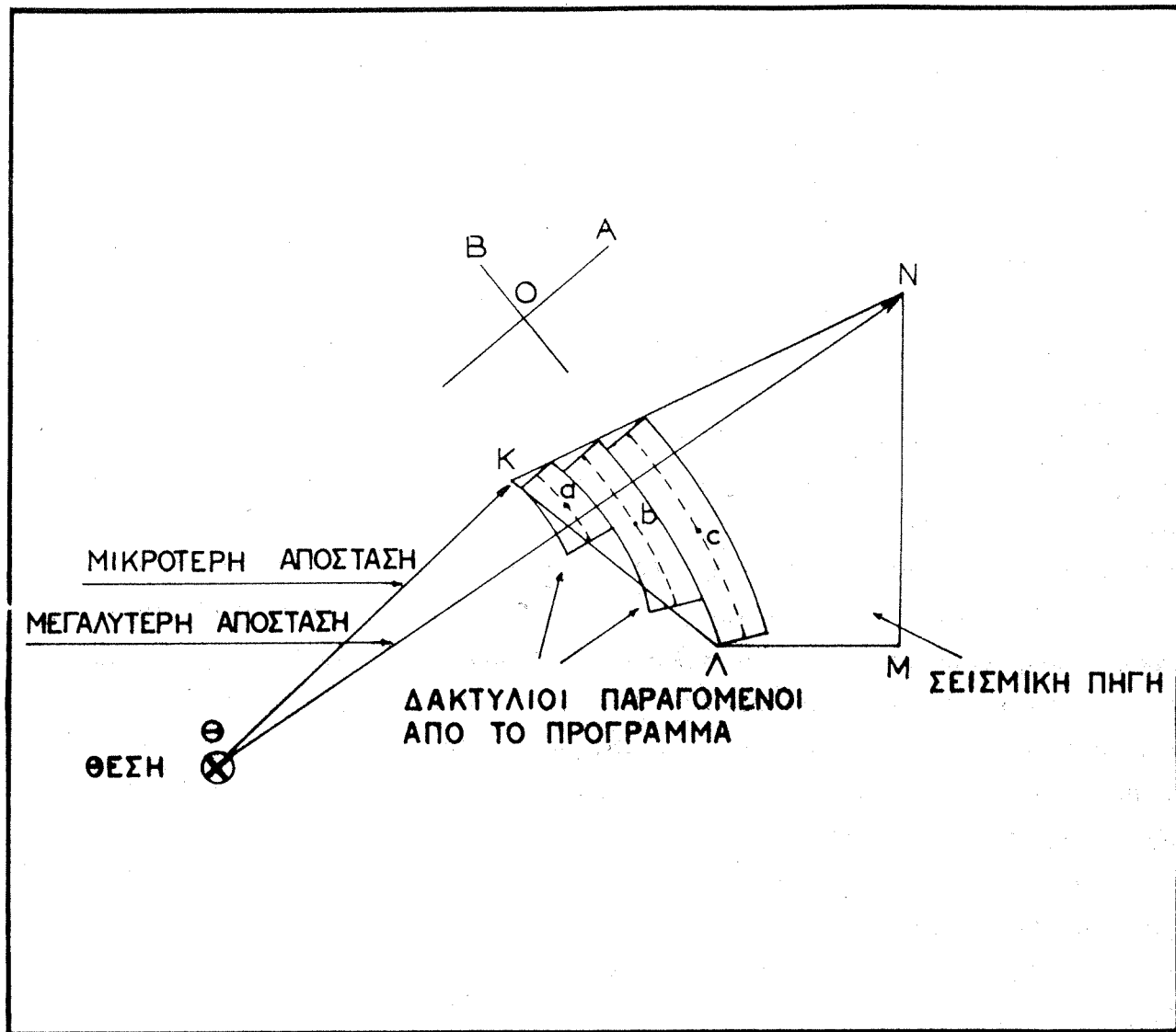
Ο καθορισμός της σεισμικής επικινδυνότητας μίας θέσης εκτός των άλλων προϋποθέτει και την ύπαρξη του κατάλληλου λογισμικού κώδικα H/Y, που βασίζεται σε αντίστοιχο αλγόριθμο με βάση τον οποίο γίνονται οι υπολογισμοί. Ένας μεγάλος αριθμός λογισμικών κωδίκων για H/Y έχουν χρησιμοποιηθεί και δημοσιευθεί στη διεθνή βιβλιογραφία. Οι κώδικες αυτοί σχεδιάστηκαν με σκοπό να υπολογίσουν τη σεισμική επικινδυνότητα με τη χρήση διαφόρων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας H/Y (McGuire, 1976), με τον οποίο εκτιμάται η σεισμική επικινδυνότητα σε μία θέση με βάση τη μεθοδολογία του Cornell (1968, 1971) και των Merz and Cornell (1973). Οι υπολογισμοί στον κώδικα αυτό γίνονται με βάση το θεώρημα της ολικής πιθανότητας, το οποίο δίνεται από τη σχέση (1.10). Με τη σχέση αυτή υπολογίζεται η πιθανότητα εμφάνισης ενός σεισμικού γεγονότος, ολοκληρώνοντας

ως προς δύο συνεχείς ανεξάρτητες τυχαίες μεταβλητές, το σεισμικό μέγεθος και την απόσταση, οι οποίες επηρεάζουν την πιθανότητα. Η ολοκλήρωση ως προς την απόσταση γίνεται αριθμητικά, ενώ η αποκομμένη εκθετική κατανομή καθορίζει το μοντέλο επανάληψης των σεισμικών μεγεθών. Η βασική αρχή στην οποία βασίζεται ο κώδικας (McGuire, 1976) είναι αυτή, σύμφωνα με την οποία γίνεται υπολογισμός της πιθανότητάς ώστε η τιμή μιας τυχαίας μεταβλητής (π.χ. της σεισμικής έντασης, I), να υπερβαίνει ένα καθορισμένο επίπεδο (π.χ. $I > i$) με χρήση της κανονικής κατανομής. Όταν η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας γίνεται με βάση τις παραμέτρους της σεισμικής κίνησης (εδαφική επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g , περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g , φασματικές τιμές, PSRV), οι παράμετροι θεωρούνται ότι παρουσιάζουν λογαριθμοκανονική κατανομή.

Η επικινδυνότητα του προτεινόμενου κώδικα, συνδέεται με ένα καθορισμένο επίπεδο έντασης, i , σε μία θέση, που έχει υπολογισθεί από ένα σεισμό με κάποιο μέγεθος και επίκεντρο μέσα στη σεισμική πηγή. Ο υπολογισμός του ετήσιου αναμενόμενου αριθμού σεισμών στην εξεταζόμενη σεισμική πηγή, οι οποίοι προκαλούν σεισμική ένταση, i , ή μεγαλύτερη, γίνεται με πολλαπλασιασμό της τιμής της επικινδυνότητας ενός σεισμού επί τον αναμενόμενο αριθμό των σεισμικών συμβάντων κατά την διάρκεια ενός χρόνου. Ο συνολικός αναμενόμενος αριθμός των σεισμικών συμβάντων τα οποία προκαλούν ένταση $I > i$, υπολογίζεται με άθροιση όλων των αναμενόμενων αριθμών από κάθε σεισμική πηγή. Οι τιμές επικινδυνότητας υπολογίζονται θεωρώντας ότι οι σεισμοί ακολουθούν το μοντέλο του Poisson (χρονικά ανεξάρτητο). Καθοριστικό στους υπολογισμούς της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας μίας θέσης είναι ο καθορισμός του μικρότερου, m_0 , και του μεγαλύτερου, m_1 , σεισμικού μεγέθους σε κάθε σεισμική πηγή. Ο κώδικας αυτός μπορεί να δεχθεί διάφορους τύπους σχέσεων απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής κίνησης και της κατανομής των υπολοίπων. Επίσης, υπάρχει η δυνατότητα των πολλαπλών εξεταζόμενων θέσεων (πλέγμα) με αποτέλεσμα να λαμβάνονται εύκολα χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας.

Η βασική λειτουργία του προγράμματος παρουσιάζεται στο σχήμα (3.1) όπου δείχνεται μία σεισμική πηγή, KLMN, η οποία επηρεάζει την εξεταζόμενη θέση, θ . Οι σεισμικές πηγές παριστάνονται ως τετράπλευρα, ενώ σε περιπτώσεις όπου οι σεισμικές πηγές έχουν γραμμικό σχήμα (ρήγματα) ή τριγωνικό είναι δυνατόν να προσεγγισθούν με κανονικά τετράπλευρα. Ο καθορισμός των κορυφών των τετράγωνων των σεισμικών πηγών και των εξεταζόμενων θέσεων γίνεται με βάση το Καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων το οποίο όμως είναι εύκολο να μετατραπεί σε σύστημα γεωγραφικών συντεταγμένων με κατάλληλες αλλαγές του κώδικα (McGuire, 1976). Ως εισερχόμενα δεδομένα, ο κώδικας απαιτεί για κάθε πηγή, το μικρότερο σεισμικό μέγεθος, m_0 , το μεγαλύτερο σεισμικό μέγεθος, m_1 , το ρυθμό



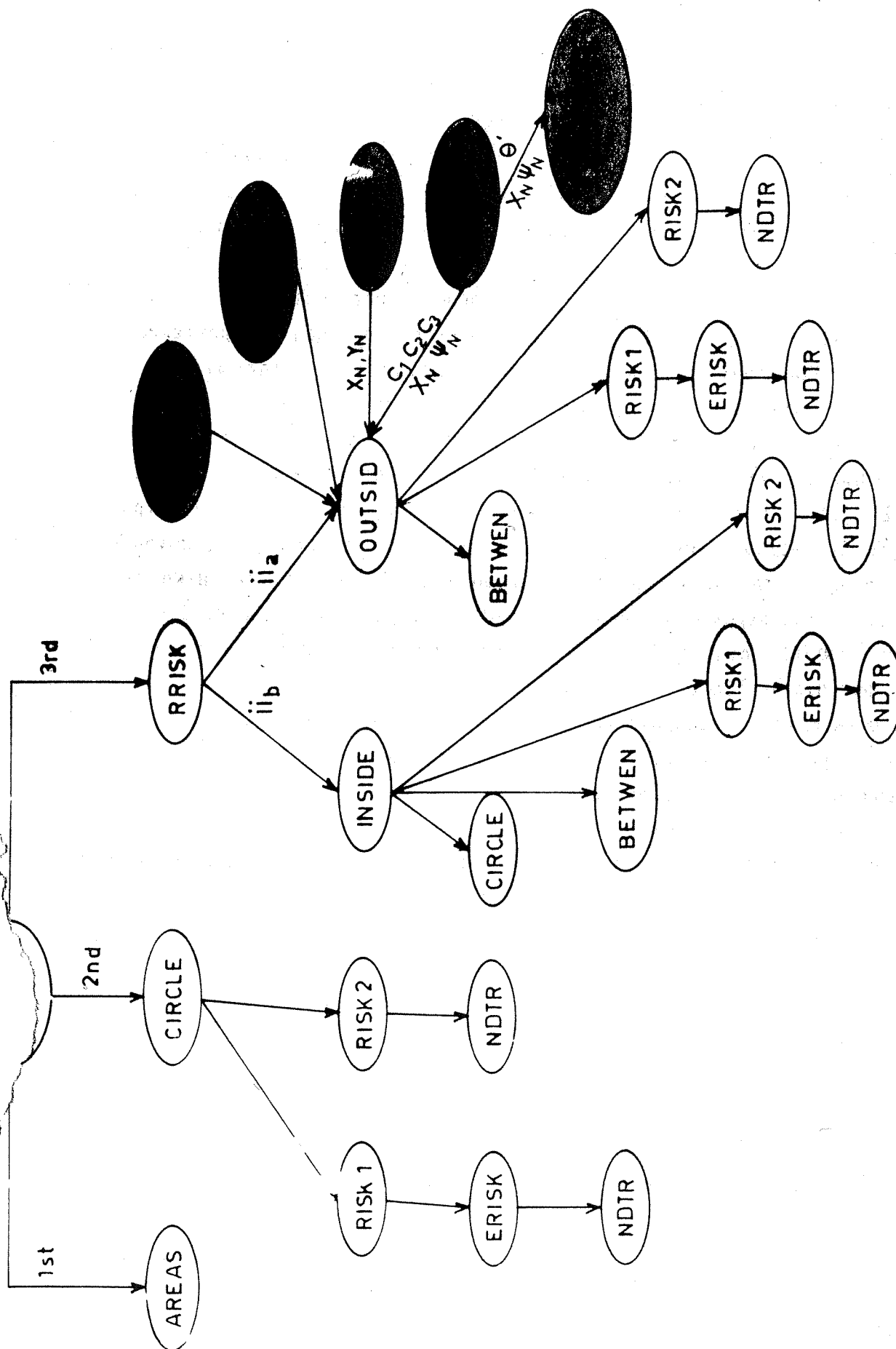
Σχ. 3.1. Τοξοειδείς επιφάνειες (δακτύλιοι) στις οποίες χωρίζεται η σεισμική πηγή, $KLMN$, από το πρόγραμμα με σκοπό τον υπολογισμό της σεισμικότητας μέσα στη σεισμογόνο πηγή, και της σεισμικής επικινδυνότητας στη θέση Θ (McGuire, 1976).

επανάληψης των σεισμικών συμβάντων, το μέσο εστιακό βάθος, τη σταθερά $b(b=\beta/\ln 10)$ της γνωστής σχέσης των Gutenberg and Richter (1944) και τις καρτεσιανές συντεταγμένες των κορυφών κάθε τετραπλεύρου σεισμικής πηγής. Για ολόκληρο τον εξεταζόμενο χώρο, το πρόγραμμα υιοθετεί μία σχέση απόσβεσης των παραμέτρων της σεισμικής κίνησης. Επίσης καθορίζεται η εξεταζόμενη θέση ή το πλέγμα των εξεταζόμενων θέσεων με σκοπό τη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας.

Για κάθε εξεταζόμενη θέση και την αντίστοιχη σεισμική πηγή, το πρόγραμμα υπολογίζει την μικρότερη απόσταση θέσης - σεισμικής πηγής, θK και τη μεγαλύτερη απόσταση, θN (Σχ 3.1). Με βάση αυτούς τους υπολογισμούς, χωρίζεται η επιφάνεια της σεισμικής πηγής σε προκαθοριζόμενες τοξοειδείς επιφάνειες (δακτυλίους) (Σχ. 3.1). Το άθροισμα των τοξοειδών επιφανειών κάθε σεισμικής πηγής δεν θα είναι προφανώς ίσο με την αρχική συνολική επιφάνεια της σεισμικής πηγής, διότι εφαρμόζεται προσεγγιστική μέθοδος υπολογισμού κάθε τοξοειδούς επιφάνειας. Σε περίπτωση που η εξεταζόμενη θέση βρίσκεται μέσα στο τετράπλευρο της σεισμικής πηγής, τότε, με κέντρο τη θέση καθορίζονται ομόκεντροι κύκλοι με διαφορετικές ακτίνες μέχρι να καλυφθεί ολόκληρη η επιφάνεια της σεισμικής πηγής. Για κάθε τοξοειδή επιφάνεια της σεισμικής πηγής υπολογίζεται ο αναμενόμενος αριθμός των σεισμικών συμβάντων τα οποία προκαλούν εντάσεις $I > i$. Με άθροιση όλων αυτών των αναμενόμενων αριθμών σεισμικών συμβάντων κάθε τοξοειδούς επιφάνειας, υπολογίζεται ο αναμενόμενος αριθμός σεισμικών συμβάντων με ένταση $I > i$, για κάθε σεισμική πηγή. Εφ' όσον υπάρχουν περισσότερες από μία σεισμικές πηγές, υπολογίζεται ο συνολικός αναμενόμενος αριθμός για όλες τις σεισμικές πηγές. Ο αριθμός αυτός θα καθορίσει την τελική τιμή της πιθανότητας υπέρβασης της αναμενόμενης σεισμικής έντασης στην εξεταζόμενη θέση. Το βασικό διάγραμμα ροής του παραπάνω κώδικα παρουσιάζεται στον σχήμα(3.2).

Η εκτεταμένη εφαρμογή αυτού του κώδικα οφείλεται σε κάποια σημαντικά πλεονεκτήματά του κατά την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Σημαντικό πλεονέκτημα είναι η χρησιμοποίηση της καλά τεκμηριωμένης γεωγραφικής κατανομής των σεισμογόνων πηγών (Papazachos and Papaioannou, 1993) του Ελληνικού χώρου. Επίσης, η υιοθέτηση διαφόρων σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής κίνησης, κατέστησε το πρόγραμμα αυτό ένα ευέλικτο εργαλείο στον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας. Πολλές μελέτες εκπονήθηκαν με βάση το πρόγραμμα αυτό (Παπαϊωάννου κ.α., 1984a, 1985b, Θεοδοσίδης κ.α., 1986).

Η μεγάλη σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου καθώς και η έντονη διαφοροποίησή της (επιφανειακοί σεισμοί, σεισμοί ενδιάμεσου βάθους) επέβαλαν σε μία πρώτη φάση τη διαφοροποίηση του προγράμματος αυτού, με στόχο να υιοθετήσει κατά τους υπολογισμούς περισσότερες από μία σχέσεις απόσβεσης της



ΣΧ. 3.2. Διαγράμμα ροής του προγράμματος εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας (McGuire, 1976), τροποποιημένο για το μοντέλο της αζιμουθιακής μεταβολής της σεισμικής κίνησης (έντονη διαγράμμιση).

ισχυρής σεισμικής κίνησης. Κατ' αυτόν τον τρόπο, μία πρώτη τροποποίηση του κώδικα ήταν η αλλαγή των δεδομένων εισόδου με περισσότερες από μία σχέσεις απόσβεσης (θεοδουλίδης και Παπαιωάννου, προσ. επικ.). Αυτό βοήθησε σημαντικά στην ταχύτητα των υπολογισμών της σεισμικής επικινδυνότητας υιοθετώντας διαφορετικές σχέσεις απόσβεσης για τις διάφορες σειсмоγόνες πηγές των επιφανειακών και των ενδιαμέσου βάθους σεισμών. Η βελτίωσή στον κώδικα βοήθησε σημαντικά στην αξιοποίηση των τεκμηριωμένων σχέσεων απόσβεσης του Ελληνικού χώρου και στην ακριβή συσχέτιση των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση διάφορα μοντέλα εκτίμησης (Papazachos et al., 1990).

Το επόμενο βήμα αξιοποίησης του κώδικα ήταν η υιοθέτηση του μοντέλου της αζιμουθιακής εξάρτησης της απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων και της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων από τη σεισμική εστία. Για το λόγο αυτό, ήταν σκόπιμο να γίνουν κάποιες παραδοχές σχετικά με την εκτέλεση των υπολογισμών και να εξετασθεί αναλυτικά ο αλγόριθμος του κώδικα. Πρώτο βήμα ήταν να εξετασθεί αν τα μοντέλα της αζιμουθιακής απόσβεσης και ανισότροπης ακτινοβολίας θα εφαρμόζονταν και στις δύο περιπτώσεις εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας με την εξεταζόμενη θέση μέσα και έξω από τη σεισμική πηγή. Αυτό θα σήμαινε ταυτόχρονες μεταβολές στον αλγόριθμο του κώδικα (Σχ. 3.2) στις υπορουτίνες "INSIDE" όταν η θέση είναι μέσα στην σεισμική πηγή και "OUTSID" όταν είναι αντίστοιχα έξω από αυτή (McGuire, 1976).

Στη συγκεκριμένη εφαρμογή οι σειсмоγόνοι χώροι που χρησιμοποιούνται, θεωρούνται ζώνες ρηγμάτων οι οποίες συνδέονται με χαρακτηριστικά σεισμικά μεγέθη (Papazachos and Papaioannou, 1993). Η μελέτη όμως της κατευθυντικότητας με τη χρήση ενόργανων μετρήσεων στις ΗΠΑ, έχει δείξει ότι η υψηλής συχνότητας ενέργεια, η οποία σχετίζεται άμεσα με τις παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης, παρουσιάζεται εντονότερα σε κάποιες αποστάσεις (15-25 km) από το σεισμικό ρήγμα από ότι στην άμεση γειτονία αυτού (Singh, 1981, 1982a,b). Από τον ίδιο ερευνητή, το φαινόμενο αυτό αποδίδεται κατά κύριο λόγο στη διάδοση της υψίσυχνης ενέργειας μέσα στα υψηλής ταχύτητας και υψηλού Q, σκληρά υλικά τα οποία περιβάλλουν τη ρηγματική ζώνη. Σε παρόμοια αποτελέσματα κατέληξαν ο Chen και οι συνεργάτες του (1981), οι οποίοι έδειξαν ότι τα επιφανειακά κύματα (Rayleigh) κατά την διάδοσή τους μέσα σε χαλαρές εδαφικές στρώσεις αποσβένονται έντονα σε κάποια απόσταση από τη σεισμική πηγή, κατά τη διεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης. Το ίδιο φαινόμενο συμβαίνει μέσα σε σκληρές εδαφικές στρώσεις αλλά σε μικρότερο ρυθμό. Από την άλλη πλευρά, η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας γίνεται με βάση εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Οι σχέσεις αυτές προϋποθέτουν σημαντική αβεβαιότητα μέσα στα πρώτα 20-25 km από την επιφανειακή σεισμική διασπαραξη λόγω της

σημαντικής έλλειψης καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης στις αποστάσεις αυτές (Trifunac and Brady, 1976; Boore et al., 1980; Joyner and Boore, 1981; Campbell, 1981; Bolt and Abrahamson, 1982; Theodulidis and Papazachos, 1992). Για όλους τους προαναφερόμενους λόγους, τα μοντέλα της αζιμουθιακής εξάρτησης της ισχυρής σεισμικής κίνησης υιοθετήθηκαν, στην παρούσα εργασία, μόνο για την περίπτωση όπου η εξεταζόμενη θέση βρισκόταν έξω από τη σεισμογόνο πηγή. Για την περίπτωση κατά την οποία η θέση, θ , βρισκόταν μέσα στη σεισμογόνο πηγή, υιοθετήθηκε η ομοιόμορφη προς όλες τις διευθύνσεις απόσβεσης.

Οι τροποποιήσεις οι οποίες επιχειρήθηκαν στον αλγόριθμο του κώδικα (McGuire, 1976) με σκοπό την υιοθέτηση των μοντέλων της αζιμουθιακής απόσβεσης της σεισμικής έντασης και της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων από τη σεισμική πηγή, έγιναν με βάση τη γενική φιλοσοφία των υπολογισμών του παραπάνω κώδικα. Προκειμένου να ληφθεί υπόψη στους υπολογισμούς η αζιμουθιακή απόσβεση σε κάθε σεισμογόνο πηγή (KLMN), καθορίστηκε το μέσο κάθε τοξοειδούς επιφάνειας, a , b , c (Σχ.3.1) και σε κάθε τέτοιο μέσο εφαρμόσθηκε το μοντέλο της ελλειπτικής απόσβεσης (OA μεγάλος άξονας, OB μικρός άξονας) με διαφορετικό αζιμούθιο του μεγάλου άξονα του ελλειπτικού μοντέλου για κάθε σεισμογόνο πηγή. Έτσι, για κάθε τοξοειδή επιφάνεια κάθε σεισμογόνου πηγής, υπολογίσθηκε η σεισμική επικινδυνότητα, παίρνοντας υπόψη το αζιμούθιο, Z^0 , της εξεταζόμενης θέσης ως προς την πηγή αυτή.

Η διαδικασία αυτή πέρασε στον αλγόριθμο του κώδικα με κατάλληλες τροποποιήσεις όπως φαίνονται στο σχήμα(3.2). Με την έντονη διαγράμμιση παρουσιάζονται οι υπορουτίνες οι οποίες γράφηκαν για το σκοπό αυτό. Η υπορουτίνα "ANL" καθορίζει το μέσο της τοξοειδούς επιφάνειας σε καρτεσιανές συντεταγμένες (X_N , Y_N). Στη υπορουτίνα "CSEINT" και διαμέσου αυτής στην "CALCART" υπολογίζονται η γωνία, θ^0 , την οποία σχηματίζει κάθε φορά ο μεγάλος άξονας απόσβεσης του ελλειπτικού μοντέλου. Με βάση τη γωνία θ^0 , καθορίζεται κάθε φορά μία ειδική σχέση απόσβεσης για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας στην εξεταζόμενη τοξοειδή επιφάνεια. Οι υπορουτίνες "RRISK1" και "RRISK2" είναι απλές τροποποιήσεις των αντίστοιχων "RISK1" και "RISK2" και έχουν βοηθητικό χαρακτήρα. Η υπόλοιπη διαδικασία εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας μίας θέσης, με βάση τον κώδικα (McGuire, 1976), παρέμεινε στην αρχική της μορφή. Το βασικό πλεονέκτημα του προτεινόμενου κώδικα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας είναι ότι διατηρεί πλήρως τη γενική φιλοσοφία του αρχικού αλγορίθμου (McGuire, 1976). Αυτός ο αλγόριθμος έχει τεκμηριωθεί από ένα μεγάλο αριθμό εφαρμογών τόσο στο διεθνές όσο και στον Ελληνικό χώρο και με μικρή τροποποίηση των δεδομένων εισόδου είναι δυνατόν να υπολογισθεί η σεισμική επικινδυνότητα μίας θέσης με βάση το μοντέλο της αζιμουθιακής

εξάρτησης της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Δοκιμές του τροποποιημένου αλγορίθμου του παραπάνω κώδικα επαληθεύτηκαν με βάση το κυκλικό μοντέλο απόσβεσης (Margaris and Papazachos, 1992a).

3.3. Σύγκριση των Αποτελεσμάτων των Μοντέλων Αζιμουθιακής Μεταβολής της Μακροσεισμικής Εντασης, ΙΜΜ.

Η πρόσφατη εμπειρία από τη μελέτη της ισχυρής σεισμικής κίνησης έχει δείξει ότι η αζιμουθιακή μεταβολή της σεισμικής έντασης γύρω από τη σεισμική πηγή μπορεί να είναι σημαντική. Συνήθως, παρατηρούνται μεγάλες τιμές σεισμικών εντάσεων και υψηλές συχνότητες σε θέσεις οι οποίες βρίσκονται προς την κατεύθυνση που διαδίδεται η διάρρηξη. Η αζιμουθιακή μεταβολή των σεισμικών εντάσεων (κατευθυντική εστίαση των σεισμικών κυμάτων), επηρεάζει άμεσα την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Ο επισφαλής τρόπος πρόβλεψης του μηχανισμού γένεσης των σεισμών και οι πολλές αβεβαιότητες στον εντοπισμό της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από την εστία και μέχρι το σημείο παρατήρησης, επιβάλλουν μία πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Μοντέλα σεισμικών πηγών και σχέσεις απόσβεσης δεν λάμβαναν, μέχρι πρόσφατα, υπόψη την επίδραση της κατευθυντικής εστίασης των σεισμικών κυμάτων.

Στον Ελληνικό χώρο, προκειμένου να περιοσθεί η αβεβαιότητα της μεταβολής των σεισμικών εντάσεων προς τις διάφορες κατευθύνσεις, χρησιμοποιήθηκαν μέσες σχέσεις απόσβεσης διαφορετικές για κάθε σεισμική ζώνη. Αυτό, όμως, δεν έπαιρνε υπόψη την διαφορετική διάδοση των σεισμικών κυμάτων από την ίδια σεισμική πηγή προς τις διάφορες κατευθύνσεις. Εγιναν προσπάθειες καθορισμού της αζιμουθιακής απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων στον Ελληνικό χώρο, χωρίς αυτές οι σχέσεις να χρησιμοποιηθούν αναλυτικά στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

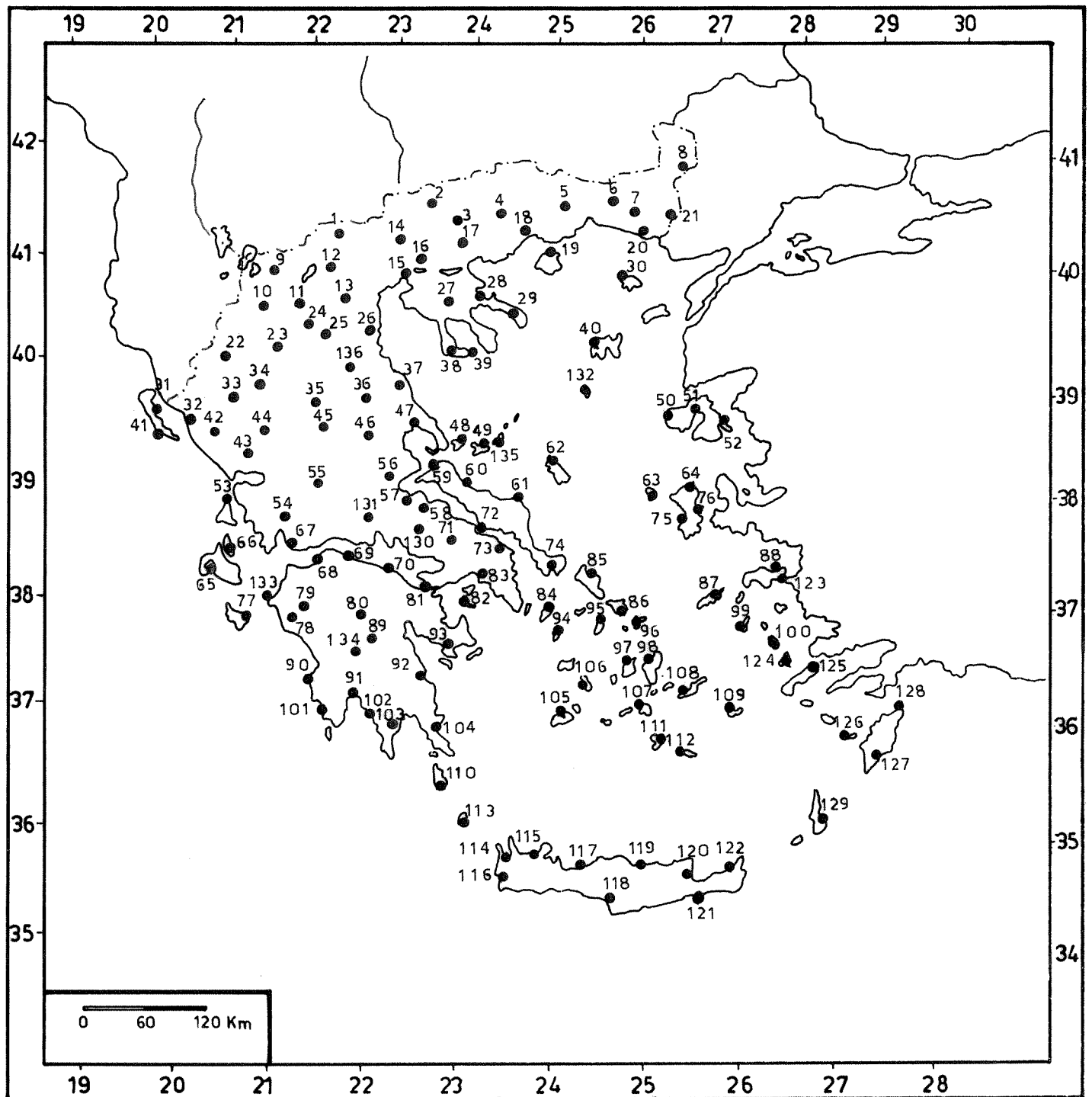
Στο προηγούμενο κεφάλαιο, καθορίστηκαν δύο μοντέλα αζιμουθιακής μεταβολής των σεισμικών εντάσεων στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές. Τα μοντέλα αυτά βασίζονται στην αζιμουθιακή απόσβεση των σεισμικών κυμάτων και στην ανισότροπη ακτινοβολία των κυμάτων αυτών στην εστία του σεισμού. Με σκοπό να μελετηθεί η σεισμική επικινδυνότητα, με βάση τα μοντέλα αυτά, χρησιμοποιήθηκε ο τροποποιημένος κώδικας H/Y (McGuire, 1976) ο οποίος δέχεται τα προαναφερόμενα αζιμουθιακά μοντέλα απόσβεσης. Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, επιλέχθηκαν 136 θέσεις του Ελληνικού χώρου οι οποίες αποτελούν συγκεκριμένους οικισμούς. Στον πίνακα(3.1) αναφέρονται τα ονόματα των θέσεων αυτών, οι γεωγραφικές τους συντεταγμένες και ένας κωδικός

αριθμός για κάθε θέση. Οι ίδιες θέσεις χρησιμοποιήθηκαν σε προηγούμενες μελέτες εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Parazachos et al., 1985; Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας, 1989). Στο σχήμα(3.3) φαίνεται η γεωγραφική κατανομή των 136 θέσεων του Ελληνικού χώρου όπου έγινε εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Οι θέσεις αυτές παρουσιάζουν μία ομοιόμορφη κατανομή στην Ελληνική επικράτεια.

Επιχειρήθηκε σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο προαναφερθέντων μοντέλων αζιμουθιακής μεταβολής της σεισμικής έντασης με τα αποτελέσματα του μοντέλου της ομοιόμορφης απόσβεσης. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκε η μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , ως παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Αυτό έγινε, κατά κύριο λόγο, γιατί μόνο για τη μακροσεισμική ένταση υπήρχαν διαθέσιμες σχέσεις απόσβεσης για τα δύο μοντέλα της αζιμουθιακής μεταβολής (αζιμουθιακό και ανισότροπο). Όπως έχει τονισθεί στο προηγούμενο κεφάλαιο, η έλλειψη καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο δεν επέτρεψε τον υπολογισμό αζιμουθιακών σχέσεων απόσβεσης κατά μήκος του κύριου και δευτερεύοντα άξονα για την εδαφική επιτάχυνση, a_g , την ταχύτητα, v_g , τη περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g , και τις αντίστοιχες φασματικές τιμές, $PSRV$.

Με βάση τον κώδικα H/Y (McGuire, 1976) και παίρνοντας υπόψη την ομοιόμορφη απόσβεση της μακροσεισμικής έντασης(σχέση 2.44), υπολογίσθηκε η σεισμική επικινδυνότητα στις εξεταζόμενες θέσεις του πίνακα (3.1). Η σεισμική επικινδυνότητα, εκτιμήθηκε για διάφορες περιόδους επανάληψης ($T_R = 10$ μέχρι 1000 χρόνια) με βάση την πιθανότητα υπέρβασης της μακροσεισμικής έντασης.

Με τη χρησιμοποίηση των παραμέτρων της σχέσης (2.20), οι οποίες δίνονται στον πίνακα(2.2) για κάθε σειсмоγόνο πηγή (Parazachos and Papaioannou, 1993), και της σχέσης της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , σε συνάρτηση με το επιφανειακό μέγεθος, M_s , (C.Parazachos, 1992), υπολογίσθηκαν αζιμουθιακές σχέσεις της μακροσεισμικής έντασης κατά μήκος του κύριου και δευτερεύοντα άξονα απόσβεσης. Οι τιμές του αζιμούθιου, Z^0 , του κύριου άξονα απόσβεσης οι οποίες δίνονται στον πίνακα(2.2), χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της αζιμουθιακής μεταβολής της έντασης σε κάθε σειсмоγόνο πηγή, χρησιμοποιώντας διαφορετική σχέση απόσβεσης για διαφορετικά αζιμούθια. Η σεισμική επικινδυνότητα με βάση την αζιμουθιακή μεταβολή της σεισμικής έντασης για τις εξεταζόμενες θέσεις του πίνακα(3.1), υπολογίσθηκε από τον τροποποιημένο κώδικα H/Y (Margaris and Parazachos, 1992a) για τις ίδιες πιθανότητες υπέρβασης, T_R , που χρησιμοποιήθηκαν και στο ισότροπο μοντέλο. Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση το ανισότροπο μοντέλο απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων, όπως ήδη έχουμε αναφέρει στο κεφάλαιο 2, χρησιμοποιεί μία μέση σχέση απόσβεσης για ολόκληρο τον εξεταζόμενο χώρο (σχέση 2.44). Με βάση δε τα αζιμούθια, Z^0 , (Πιν.

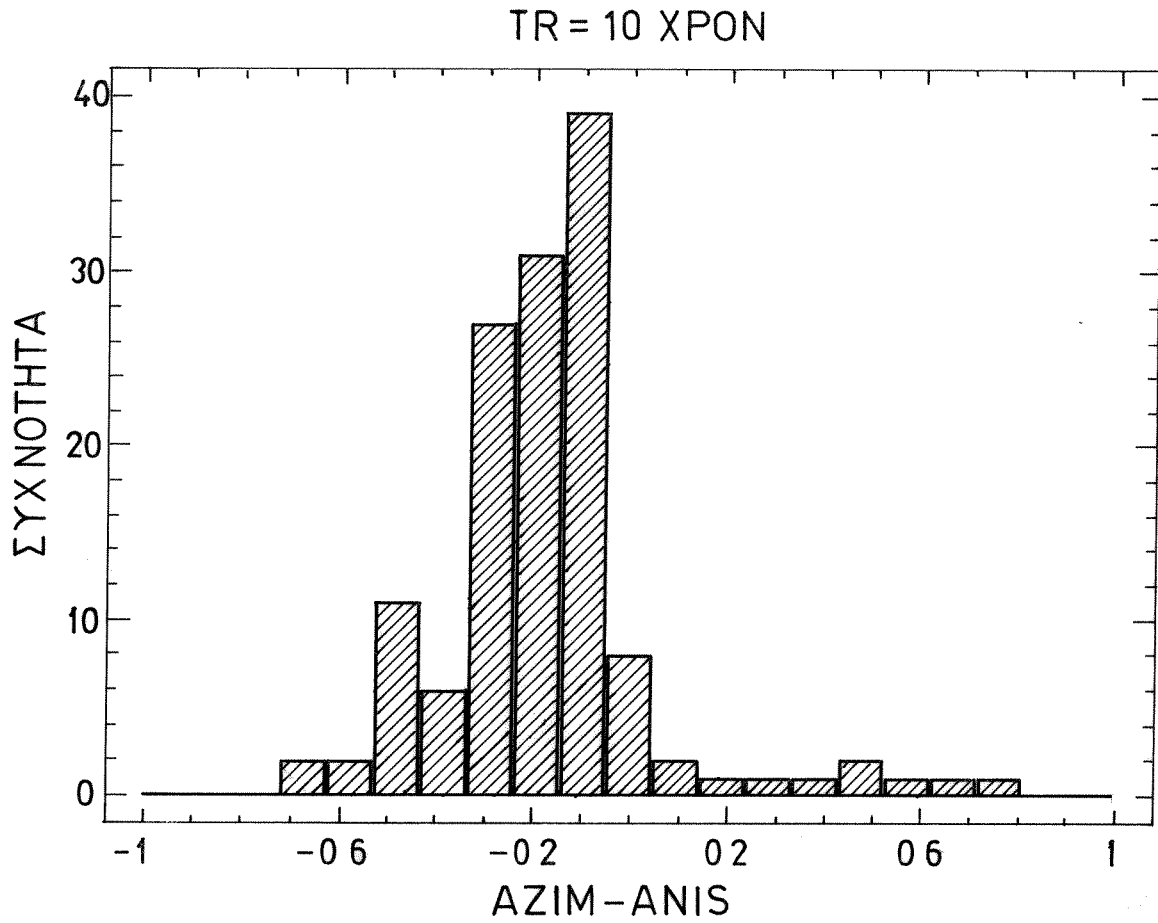


Σχ. 3.3. Γεωγραφική κατανομή των 136 οικισμών της Ελληνικής επικράτειας όπου έγινε εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

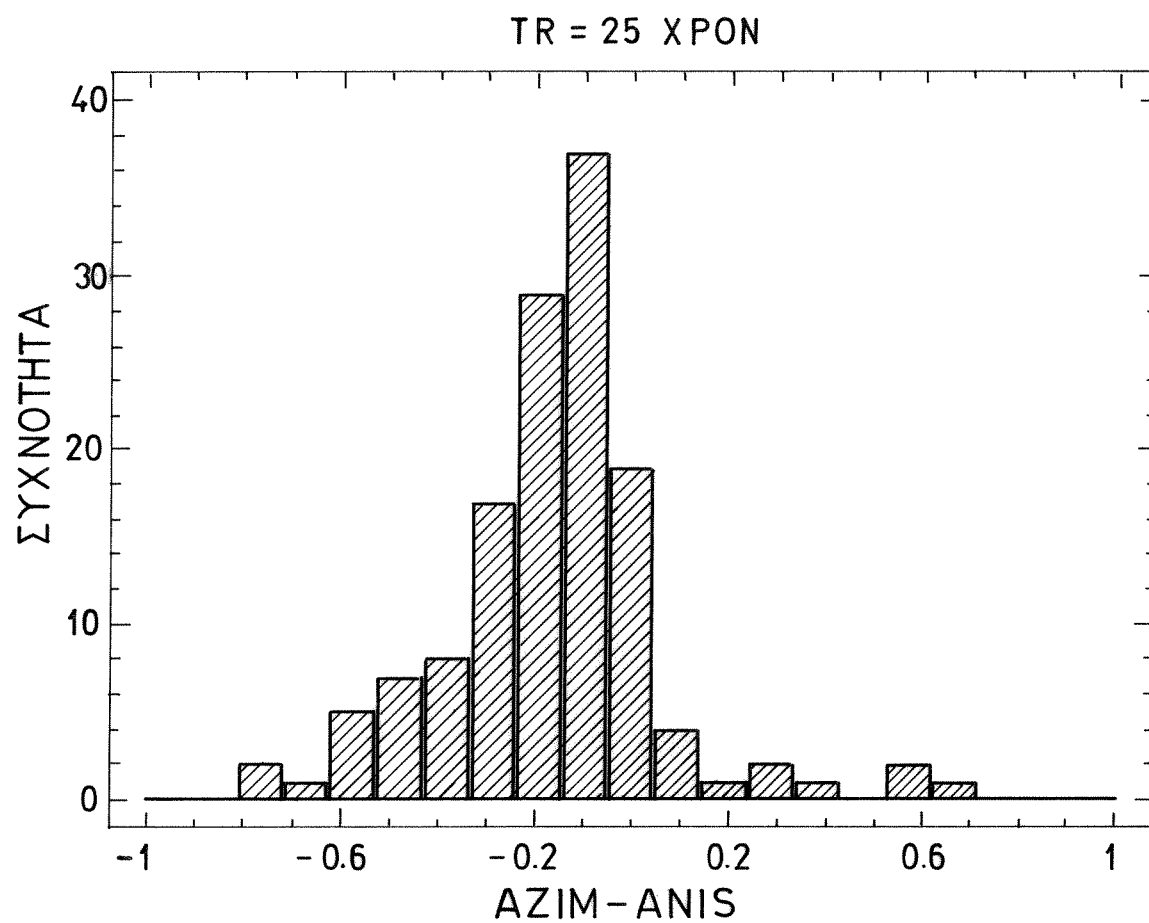
2.2) των κυρίων αξόνων του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης κάθε σεισμογόνου πηγής, έγινε δυνατή η εφαρμογή της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων από την εστία. Ως αζιμουθιακά μεταβαλλόμενο θεωρήθηκε το σεισμικό μέγεθος, $M(\varphi)$, της σεισμογόνου πηγής. Κατ' αυτόν τον τρόπο, εκτιμήθηκε η σεισμική επικινδυνότητα των 136 θέσεων (Πιν. 3.1) του Ελληνικού χώρου, για τις ίδιες περιόδους επανάληψης, T_R .

Τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας που προέκυψαν από διαφορετικά μοντέλα απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης, (ΑΖΙΜΟΥΘΙΑΚΟ-ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ, ΜΕΣΟ-ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ) συγκρίθηκαν μεταξύ τους. Δηλαδή, υπολογίσθηκαν οι διαφορές των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας σε κάθε εξεταζόμενη θέση. Κατόπιν, υπολογίσθηκαν τα διαγράμματα συχνότητας των διαφορών αυτών για κάθε περίοδο επανάληψης, T_R (10, 25, 50, 100, 200, 500 και 1000 χρόνια). Στα σχήματα(3.4) φαίνονται τα διαγράμματα συχνότητας των διαφορών (ΑΖΙΜΟΥΘΙΑΚΟ-ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ) των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας κάθε θέσης του πίνακα(3.1) για διάφορες περιόδους επανάληψης. Κατά τον ίδιο τρόπο τα διαγράμματα συχνότητας των διαφορών (ΜΕΣΟ-ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΟ) των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας για διάφορες περιόδους επανάληψης, φαίνονται στο σχήμα(3.5). Τα σχήματα αυτά (3.4), (3.5), δείχνουν ότι τόσο τα αποτελέσματα της ομοιόμορφης απόσβεσης όσο και τα αποτελέσματα του μοντέλου της αζιμουθιακής απόσβεσης διαφέρουν από τα αποτελέσματα του μοντέλου της ανισότροπης ακτινοβολίας. Από φυσικής πλευράς το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας υπερτερεί σαφώς των δύο άλλων μοντέλων, επειδή λαμβάνει υπόψη και τη διαδικασία διάρρηξης στην σεισμική εστία. Εξ' άλλου η σύμπτωση σχεδόν των μεγάλων αξόνων των ισοσειστών με τις διευθύνσεις των ρηγμάτων αποδεικνύει ότι η αζιμουθιακή μεταβολή των εντάσεων οφείλεται σε ανισότροπη ακτινοβολία. Για τον λόγο αυτό στην παρούσα διατριβή εφαρμόζεται το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας.

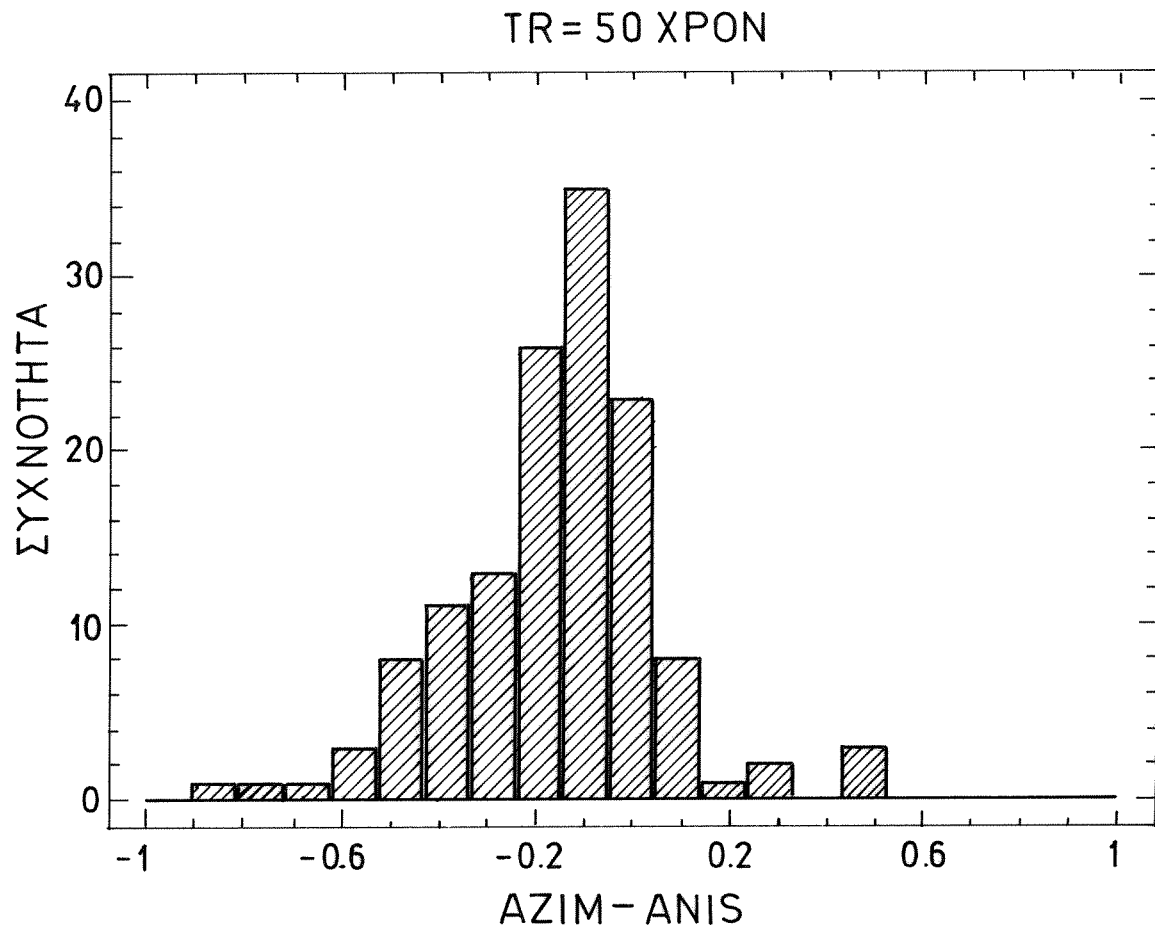
Η υιοθέτηση δε μίας σχέσης απόσβεσης για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων αποτελεί επίσης πλεονέκτημα, γιατί έχει δείχθει ότι η χρησιμοποίηση τοπικού χαρακτήρα σχέσεων απόσβεσης στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας επιφέρει μία σημαντική αβεβαιότητα στους υπολογισμούς (McGuire, 1987). Για τους λόγους αυτούς, στην παρούσα διατριβή εφαρμόζουμε το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας στον Ελληνικό χώρο με βάση και τις διάφορες παραμέτρους της ισχυρής κίνησης (π.χ. εδαφική επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g , περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g και φασματικές τιμές, $PSRV$).



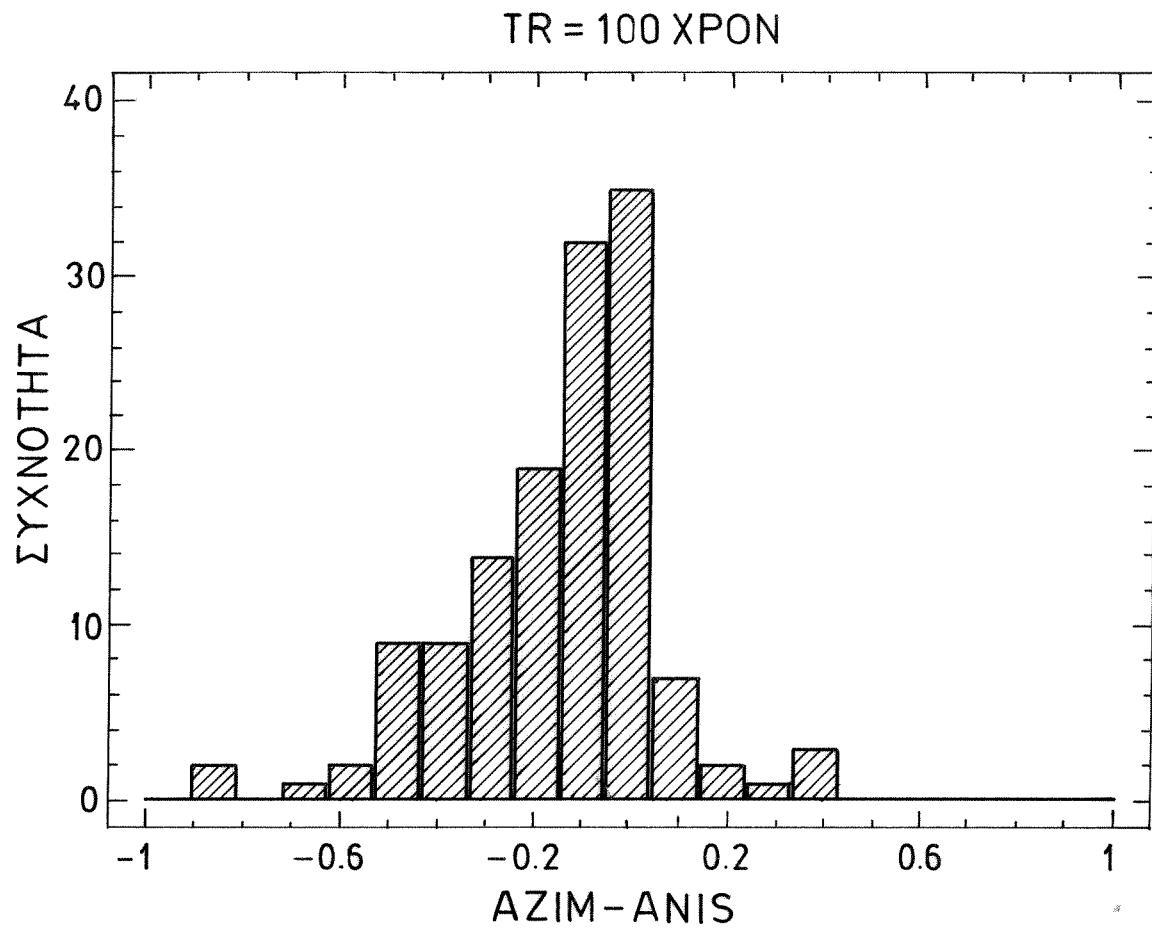
Σχ. 3.4. Διαγράμματα συχνότητας των διαφορών των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση το αζιμουθιακό και το ανισότροπο μοντέλο απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων για διάφορες περιόδους επανάληψης, T_R .



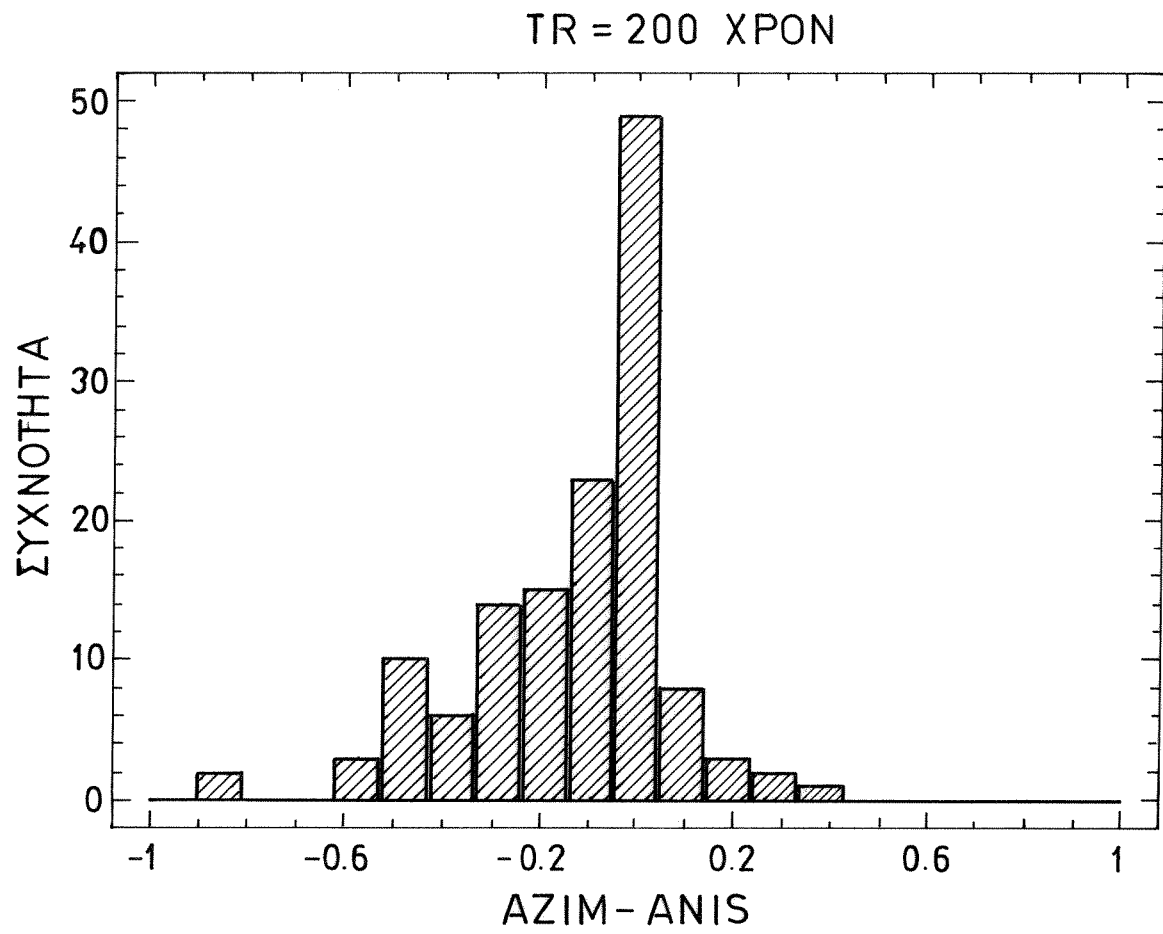
(Συνέχεια Σχ. 3.4)



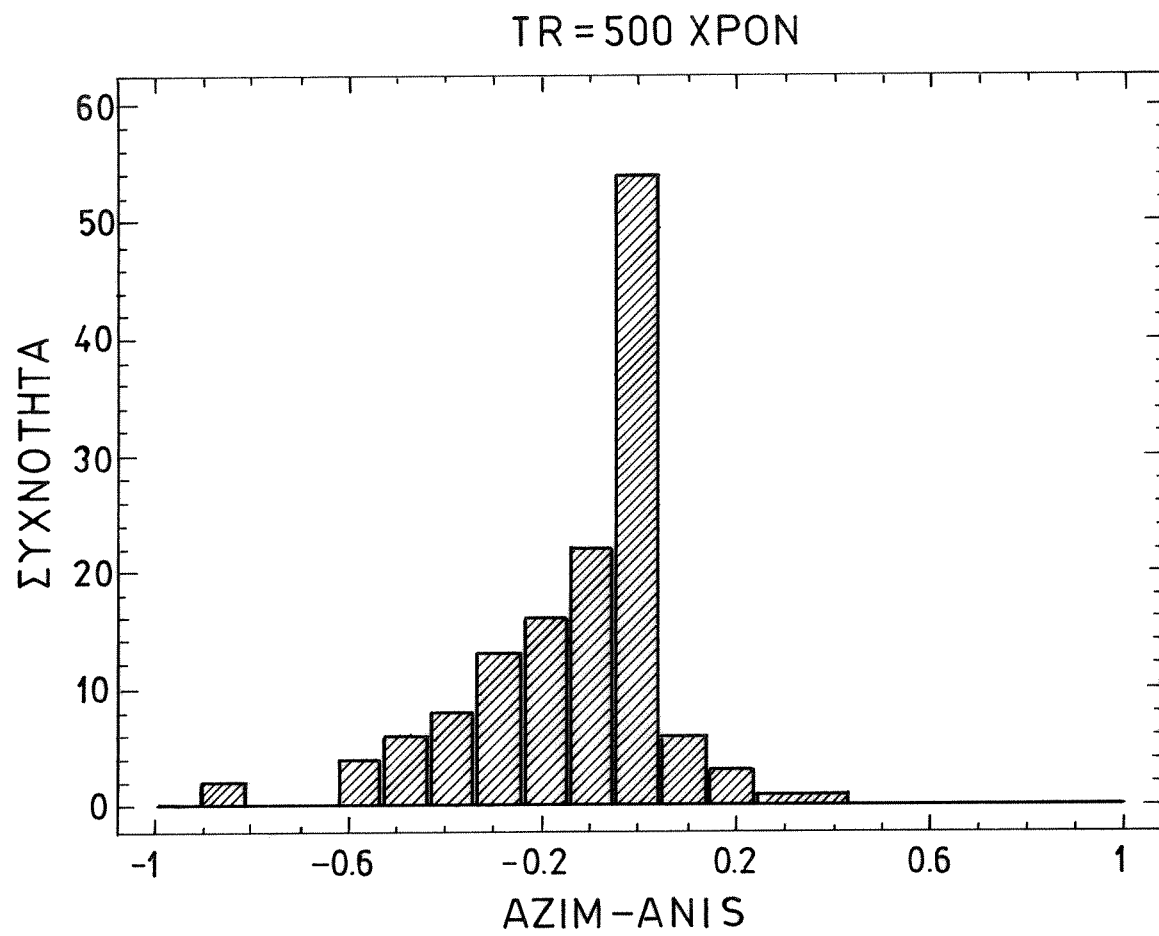
(Συνέχεια Σχ. 3.4)



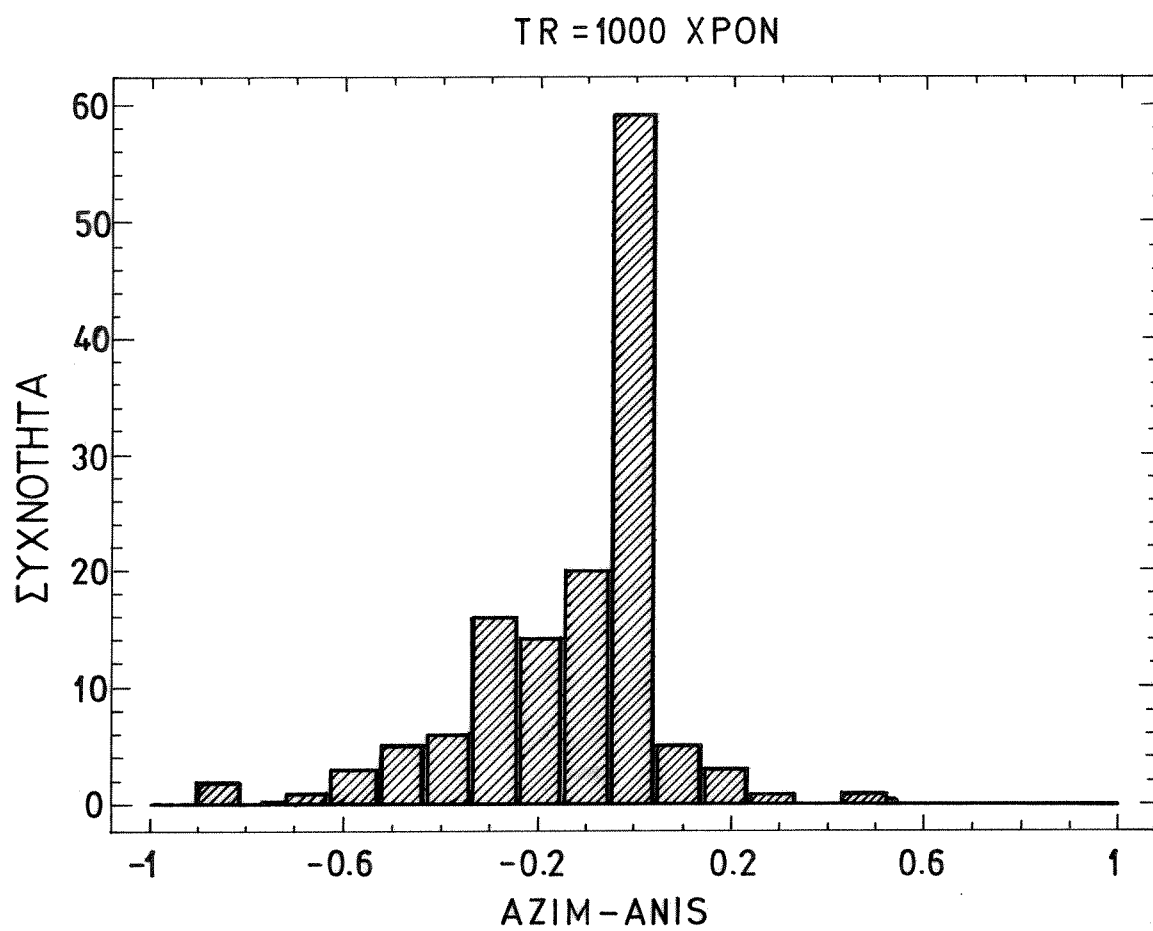
(Συνέχεια Σχ. 3.4)



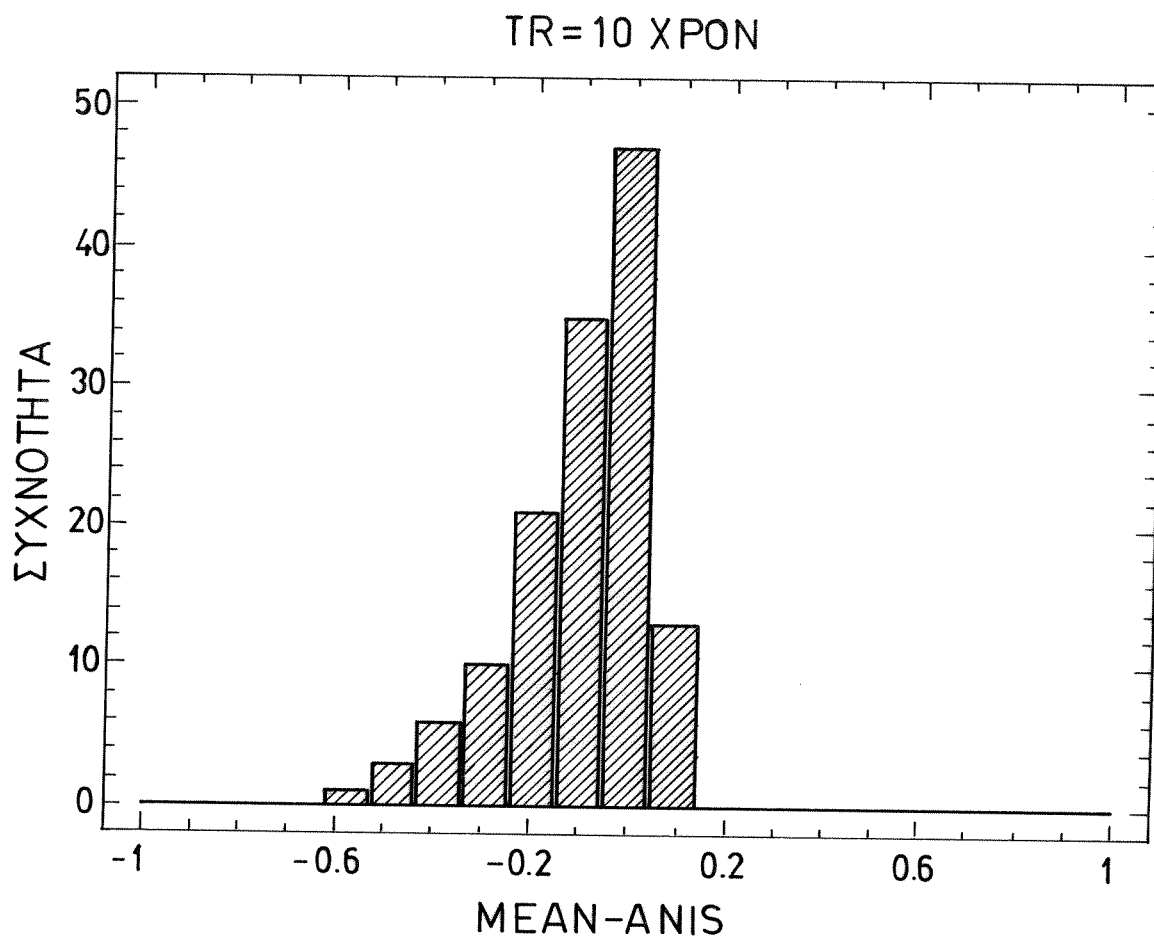
(Συνέχεια Σχ. 3.4)



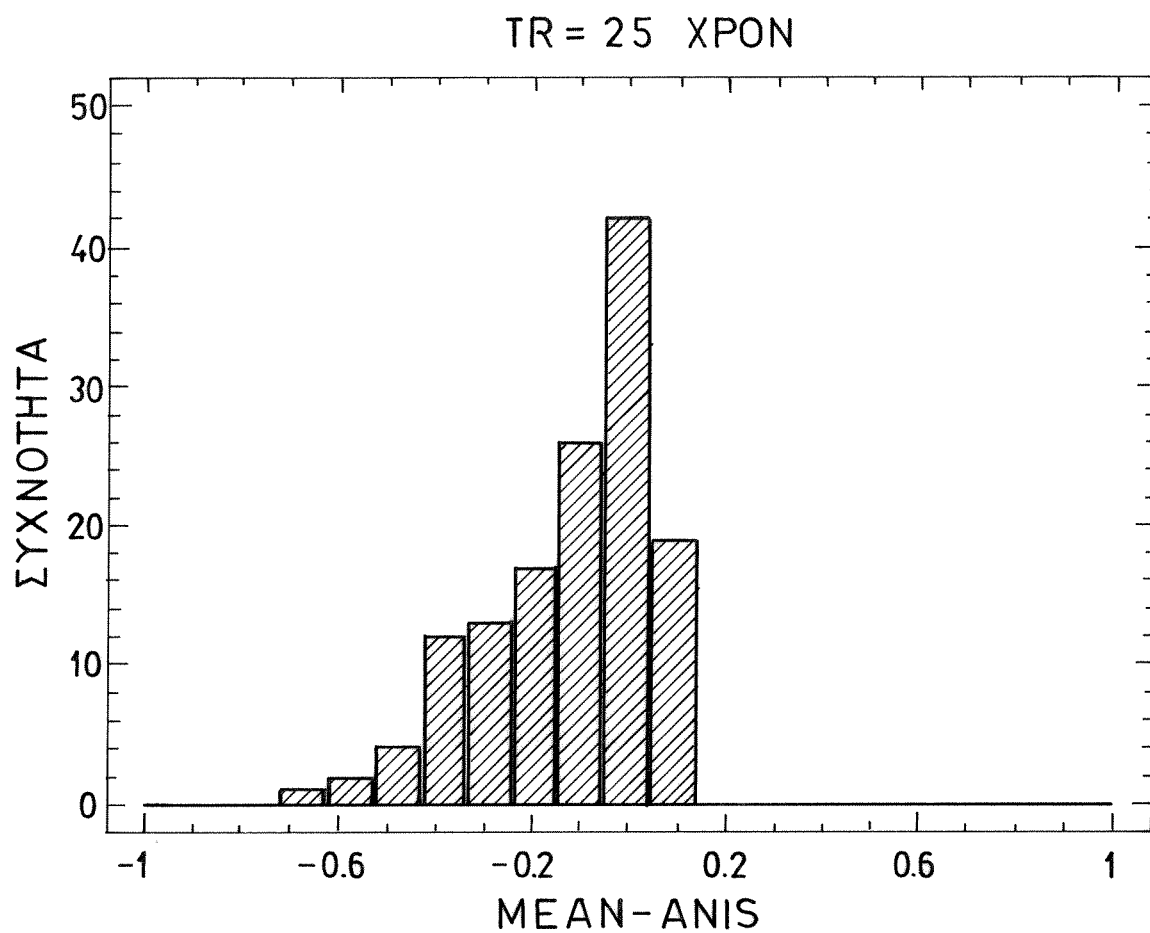
(Συνέχεια Σχ. 3.4)



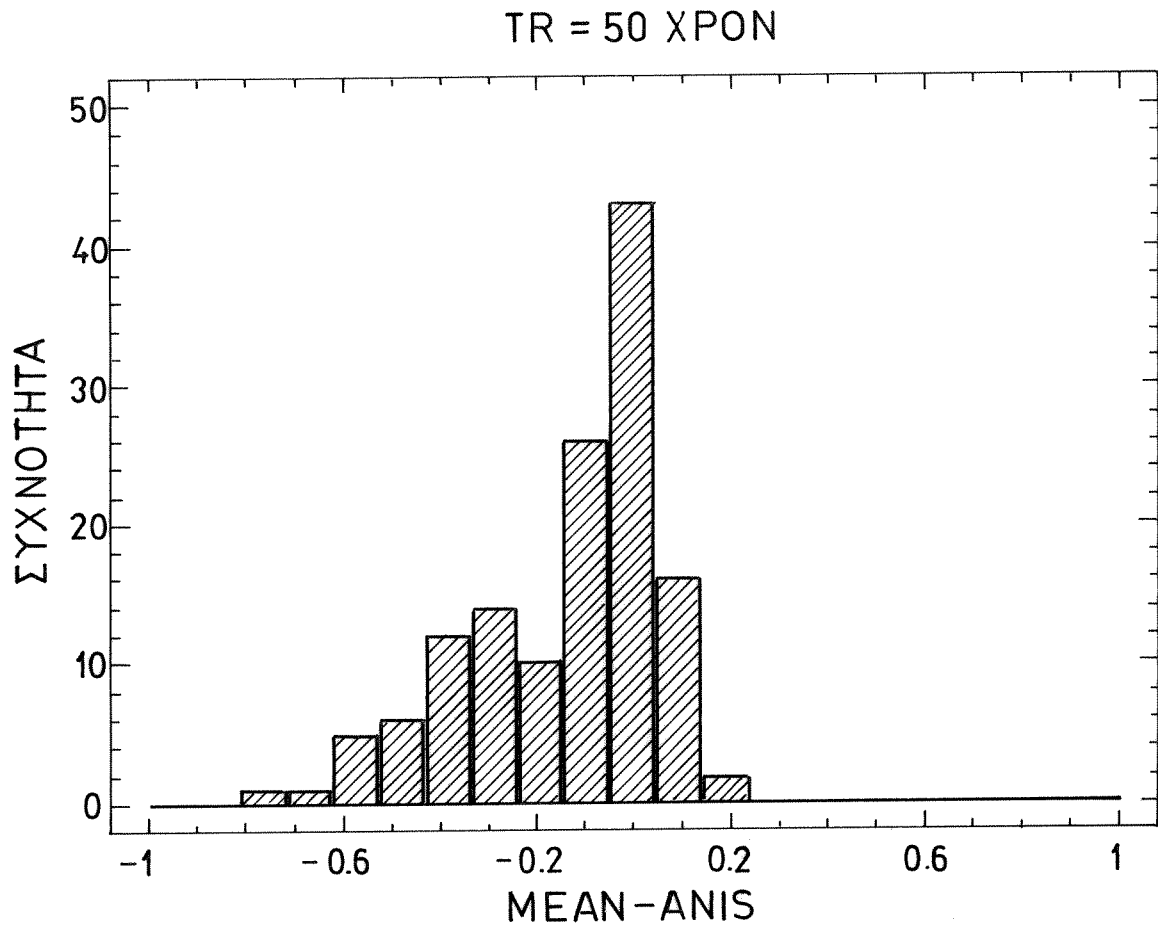
(Συνέχεια Σχ. 3.4)



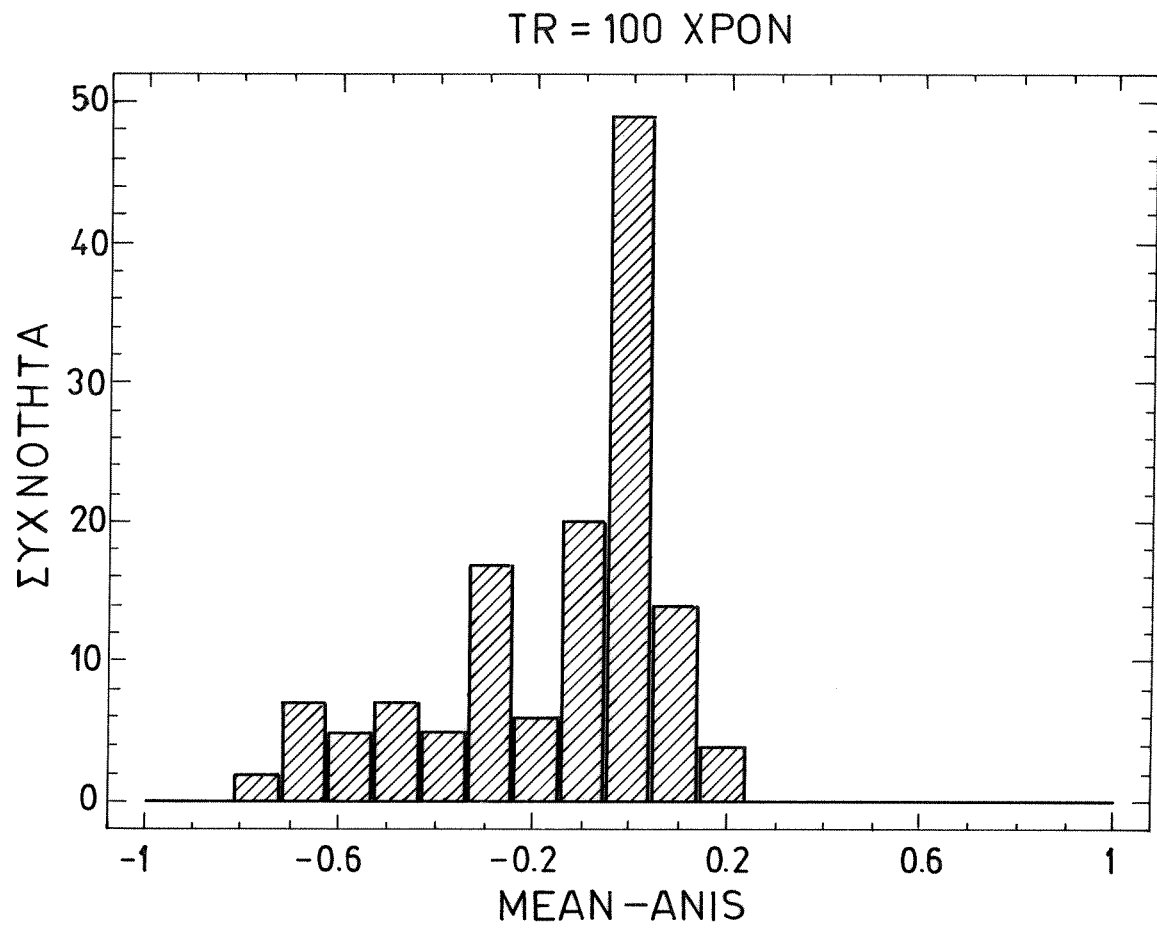
Σχ. 3.5. Διαγράμματα συχνότητας των διαφορών των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση το ομοιόμορφο (μέση σχέση) και το ανισότροπο μοντέλο απόσβεσης των σεισμικών εντάσεων για διάφορες περιόδους επανάληψης, T_R .



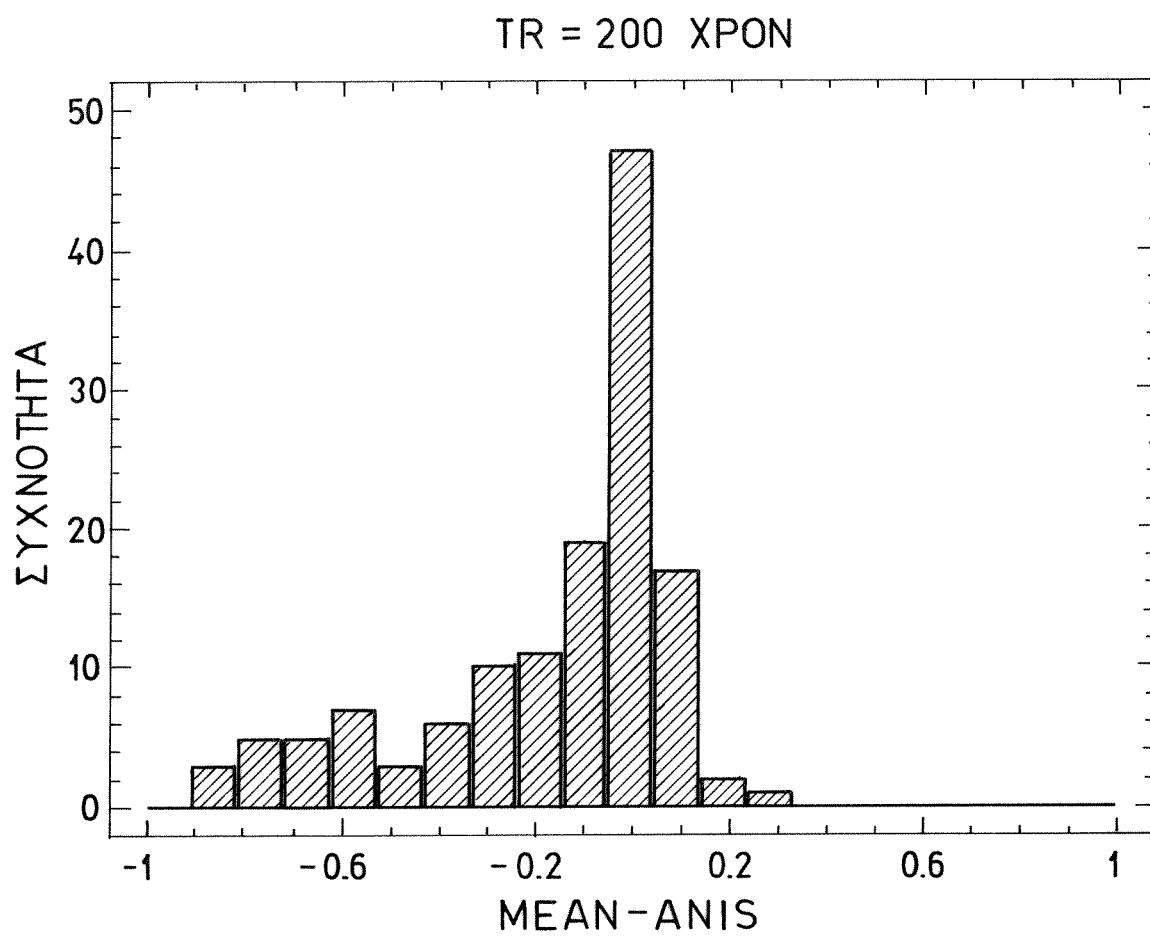
(Συνέχεια Σχ. 3.5)



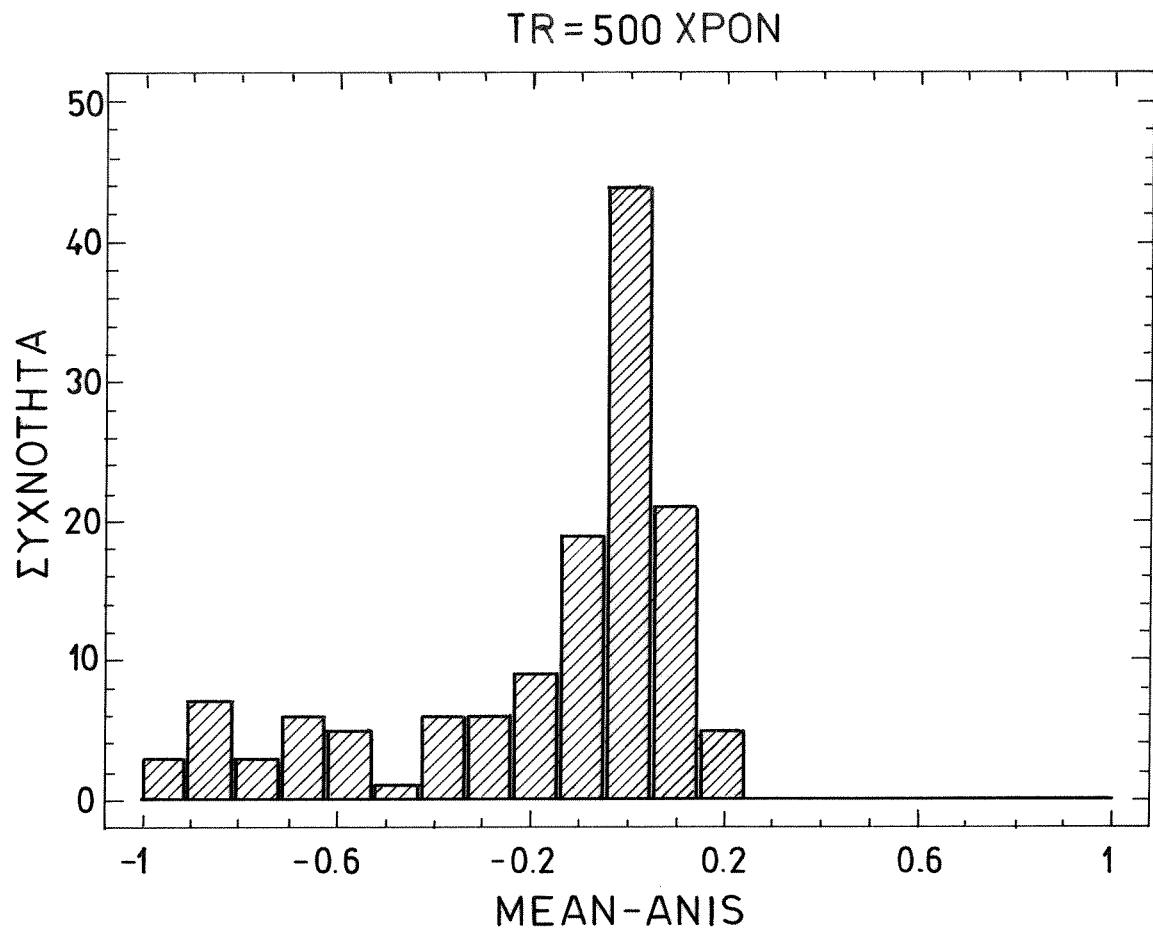
(Συνέχεια Σχ. 3.5)



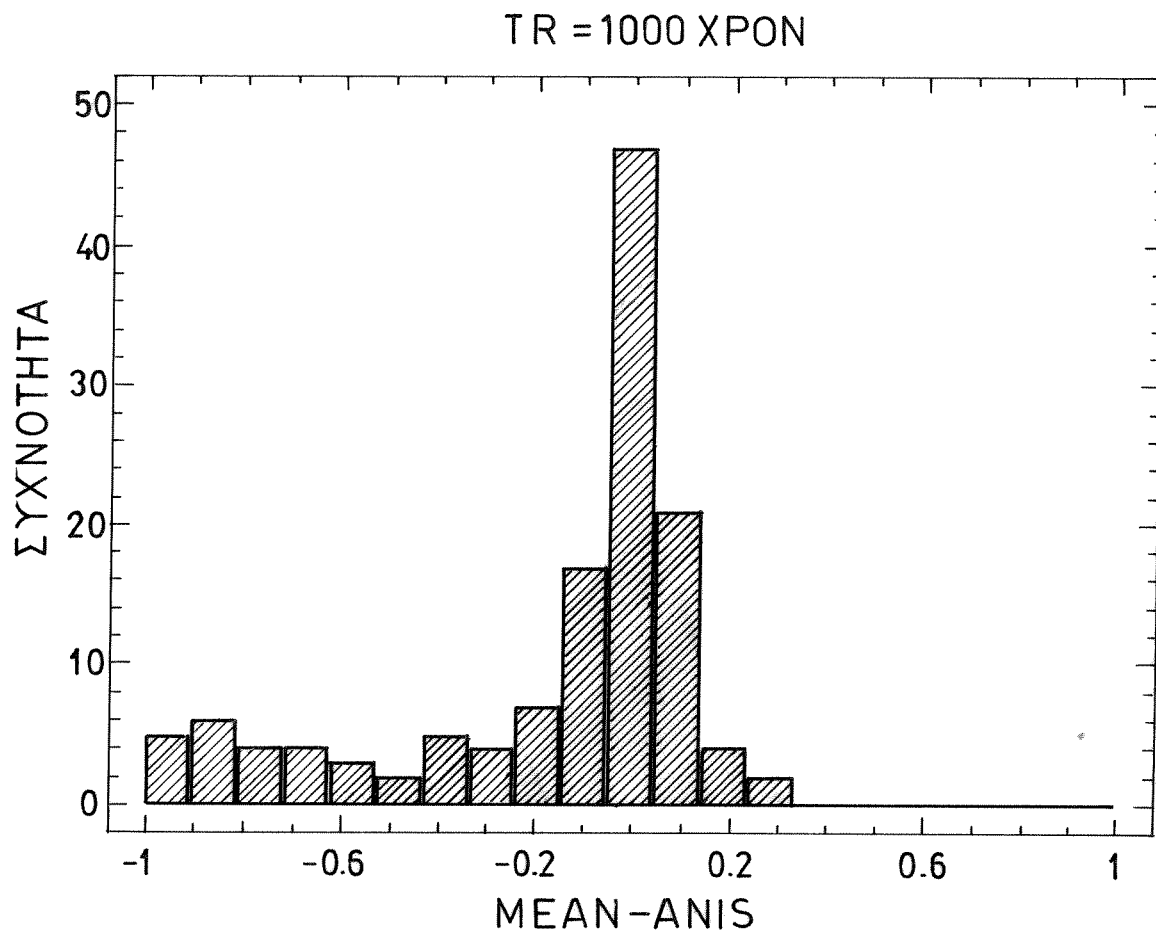
(Συνέχεια Σχ. 3.5)



(Συνέχεια Σχ. 3.5)



(Συνέχεια Σχ. 3.5)



(Συνέχεια Σχ. 3.5)

Πίνακας 3.1. Πίνακας οικισμών του Ελληνικού χώρου στους οποίους υπολογίσθηκε η σεισμική επικινδυνότητα, χρησιμοποιώντας το μοντέλο της αζιμουθιακής μεταβολής των σεισμικών εντάσεων.

A/A	ΓΕΩΓΡΑΦ. φ°	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ λ°	ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
1	41.11	22.20	ΝΟΤΙΑ
2	41.27	23.29	ΠΕΤΡΙΤΣΙ
3	41.09	23.47	ΣΕΡΡΕΣ
4	41.15	24.14	ΔΡΑΜΑ
5	41.14	24.89	ΞΑΝΘΗ
6	41.13	25.42	ΚΟΜΟΤΗΝΗ
7	41.02	25.70	ΣΑΠΠΕΣ
8	41.34	26.50	ΔΙΔΥΜΟΤΕΙΧΟ
9	40.78	21.42	ΦΛΩΡΙΝΑ
10	40.52	21.25	ΚΑΣΤΟΡΙΑ
11	40.51	21.67	ΠΤΟΛΕΜΑΙΔΑ
12	40.80	22.05	ΕΔΕΣΣΑ
13	40.52	22.20	ΒΕΡΟΙΑ
14	40.99	22.87	ΚΙΛΚΙΣ
15	40.64	22.93	ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
16	40.75	23.06	ΛΑΓΚΑΔΑΣ
17	40.89	23.75	ΜΑΥΡΟΘΑΛΑΣΣΑ
18	40.95	24.41	ΚΑΒΑΛΑ
19	40.77	24.71	ΘΑΣΟΣ
20	40.85	25.88	ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΥΠΟΛΗ
21	40.89	26.19	ΦΕΡΡΕΣ
22	40.05	20.75	ΚΟΝΙΤΣΑ
23	40.08	21.42	ΓΡΕΒΕΝΑ
24	40.30	21.80	ΚΟΖΑΝΗ
25	40.18	22.00	ΣΕΡΒΙΑ
26	40.30	22.51	ΚΑΤΕΡΙΝΗ
27	40.38	23.44	ΠΟΛΥΓΥΡΟΣ
28	40.39	23.87	ΙΕΡΙΣΣΟΣ
29	40.25	24.25	ΚΑΡΥΕΣ
30	40.48	25.53	ΣΑΜΟΘΡΑΚΗ

Α/Α	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
	φ ^ο	λ ^ο	
31	39.62	19.90	ΚΕΡΚΥΡΑ
32	39.50	20.27	ΗΓΟΥΜΕΝΙΤΣΑ
33	39.67	20.85	ΙΩΑΝΝΙΝΑ
34	39.77	21.13	ΜΕΤΣΟΒΟ
35	39.56	21.77	ΤΡΙΚΑΛΑ
36	39.63	22.42	ΛΑΡΙΣΑ
37	39.72	22.76	ΑΓΙΑ
38	39.97	23.40	ΚΑΛΑΝΔΡΑ
39	39.94	23.66	ΠΑΛΙΟΥΡΙ
40	39.88	25.08	ΜΥΡΙΝΑ
41	39.44	19.98	ΑΡΓΥΡΑΔΕΣ
42	39.36	20.57	ΜΑΡΓΑΡΙΤΙ
43	39.16	21.00	ΑΡΤΑ
44	39.38	21.19	ΔΡΟΣΟΠΗΓΗ
45	39.36	21.92	ΚΑΡΔΙΤΣΑ
46	39.30	22.38	ΦΑΡΣΑΛΑ
47	39.36	22.93	ΒΟΛΟΣ
48	39.16	23.49	ΣΚΙΑΘΟΣ
49	39.13	23.72	ΣΚΟΠΕΛΟΣ
50	39.20	25.87	ΣΙΓΡΙ
51	39.23	26.23	ΚΑΛΛΟΝΗ
52	39.11	26.55	ΜΥΤΙΛΗΝΗ
53	38.83	20.71	ΛΕΥΚΑΔΑ
54	38.62	21.40	ΑΓΡΙΝΙΟ
55	38.91	21.79	ΚΑΡΠΕΝΗΣΙ
56	38.90	22.43	ΛΑΜΙΑ
57	38.77	22.78	ΚΑΜΕΝΑ ΒΟΥΡΛΑ
58	38.65	23.00	ΑΤΑΛΑΝΤΗ
59	38.95	23.16	ΙΣΤΙΑΙΑ
60	38.77	23.60	ΠΗΛΙΟ (ΕΥΒΟΙΑ)
61	38.63	24.12	ΚΥΜΗ
62	38.90	24.57	ΣΚΥΡΟΣ
63	38.54	25.57	ΨΑΡΑ

Α/Α	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
	φ ^ο	λ ^ο	
64	38.52	26.10	ΚΑΡΔΑΜΥΛΑ
65	38.18	20.52	ΑΡΓΟΣΤΟΛΙ
66	38.16	20.71	ΙΘΑΚΗ
67	38.38	21.44	ΜΕΣΟΛΟΓΓΙ
68	38.24	21.75	ΠΑΤΡΑ
69	38.25	22.10	ΑΙΓΙΟ
70	38.07	22.61	ΞΥΛΟΚΑΣΤΡΟ
71	38.32	23.31	ΘΗΒΑ
72	38.47	23.60	ΧΑΛΚΙΔΑ
73	38.22	23.87	ΚΑΠΑΝΔΡΙΤΙ
74	38.02	24.43	ΚΑΡΥΣΤΟΣ
75	38.29	25.94	ΛΙΜΕΝΑΣ (ΧΙΟΣ)
76	38.36	26.15	ΧΙΟΣ
77	37.77	20.89	ΖΑΚΥΝΘΟΣ
78	37.68	21.44	ΠΥΡΓΟΣ
79	37.79	21.56	ΜΟΥΖΑΚΙ
80	37.72	22.25	ΒΛΑΧΕΡΝΑ
81	37.94	22.93	ΚΟΡΙΝΘΟΣ
82	37.75	23.43	ΑΙΓΙΝΑ
83	37.96	23.72	ΑΘΗΝΑ
84	37.64	24.35	ΚΕΑ
85	37.84	24.93	ΑΝΔΡΟΣ
86	37.54	25.18	ΤΗΝΟΣ
87	37.61	26.30	ΑΓ. ΚΗΡΥΚΟΣ (ΙΚΑΡΙΑ)
88	37.76	26.99	ΣΑΜΟΣ
89	37.51	22.38	ΤΡΙΠΟΛΗ
90	37.16	21.58	ΦΙΛΙΑΤΡΑ
91	37.05	22.11	ΚΑΛΑΜΑΤΑ
92	37.17	22.84	ΛΕΩΝΙΔΙ
93	37.40	23.24	ΕΡΜΙΟΝΗ
94	37.41	24.43	ΚΥΘΝΟΣ
95	37.43	24.94	ΣΥΡΟΣ
96	37.45	25.34	ΜΥΚΟΝΟΣ

Α/Α	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
	φ ^ο	λ ^ο	
97	37.08	25.17	ΠΑΡΟΣ
98	37.10	25.39	ΝΑΞΟΣ
99	37.31	26.55	ΠΑΤΜΟΣ
100	37.15	26.88	ΑΓ. ΜΑΡΙΝΑ (ΛΕΡΟΣ)
101	36.91	21.70	ΠΥΛΟΣ
102	36.83	22.30	ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ (ΜΕΣΣΗΝΙΑ)
103	36.74	22.55	ΓΥΘΕΙΟ
104	36.68	23.03	ΜΟΝΕΜΒΑΣΙΑ
105	36.75	24.43	ΜΥΛΟΣ
106	36.97	24.73	ΣΙΦΝΟΣ
107	36.72	25.29	ΙΟΣ
108	36.82	25.87	ΚΑΤΑΠΟΛΑ (ΑΜΟΡΓΟΣ)
109	36.54	26.36	ΑΣΤΥΠΑΛΑΙΑ
110	36.11	22.98	ΚΥΘΗΡΑ
111	36.42	25.44	ΘΗΡΑ
112	36.34	25.79	ΑΝΑΦΗ
113	35.88	23.28	ΓΑΛΑΜΙΑΝΟΣ (ΑΝΤΙΚΥΘΗΡΑ)
114	35.50	23.66	ΚΙΣΣΑΜΟΣ
115	35.52	24.00	ΧΑΝΙΑ
116	35.30	23.61	ΣΚΛΑΒΟΠΟΥΛΑ (ΧΑΝΙΑ)
117	35.37	24.47	ΡΕΘΥΜΝΟ
118	35.07	24.78	ΤΥΜΠΑΚΙΟ
119	35.34	25.13	ΗΡΑΚΛΕΙΟ
120	35.19	25.71	ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ
121	35.02	25.75	ΙΕΡΑΠΕΤΡΑ
122	35.21	26.11	ΣΗΤΕΙΑ
123	37.74	26.99	ΒΑΘΥ (ΣΑΜΟΣ)
124	36.96	27.00	ΚΑΛΥΜΝΟΣ
125	36.89	27.30	ΚΩΣ
126	36.23	27.61	ΧΑΛΚΗ
127	36.02	27.70	ΓΕΝΑΔΙΟ
128	36.45	28.22	ΡΟΔΟΣ
129	35.51	27.19	ΚΑΡΠΑΘΟΣ

Α/Α	ΓΕΩΓΡΑΦ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
	φ°	λ°	
130	38.44	22.86	ΛΕΙΒΑΔΙΑ
131	38.53	22.38	ΑΜΦΙΣΣΑ
132	39.54	25.01	ΑΓ. ΕΥΣΤΡΑΤΙΟΣ
133	37.94	21.14	ΚΥΛΛΗΝΗ
134	37.41	22.13	ΜΕΓΑΛΟΠΟΛΗ
135	39.15	23.84	ΑΛΟΝΝΗΣΟΣ
136	39.89	22.19	ΕΛΑΣΣΩΝΑ

3.4. Σεισμική Επικινδυνότητα του Ελληνικού Χώρου με Βάση το Μοντέλο της Ανισότροπης Ακτινοβολίας των Σεισμικών Κυμάτων.

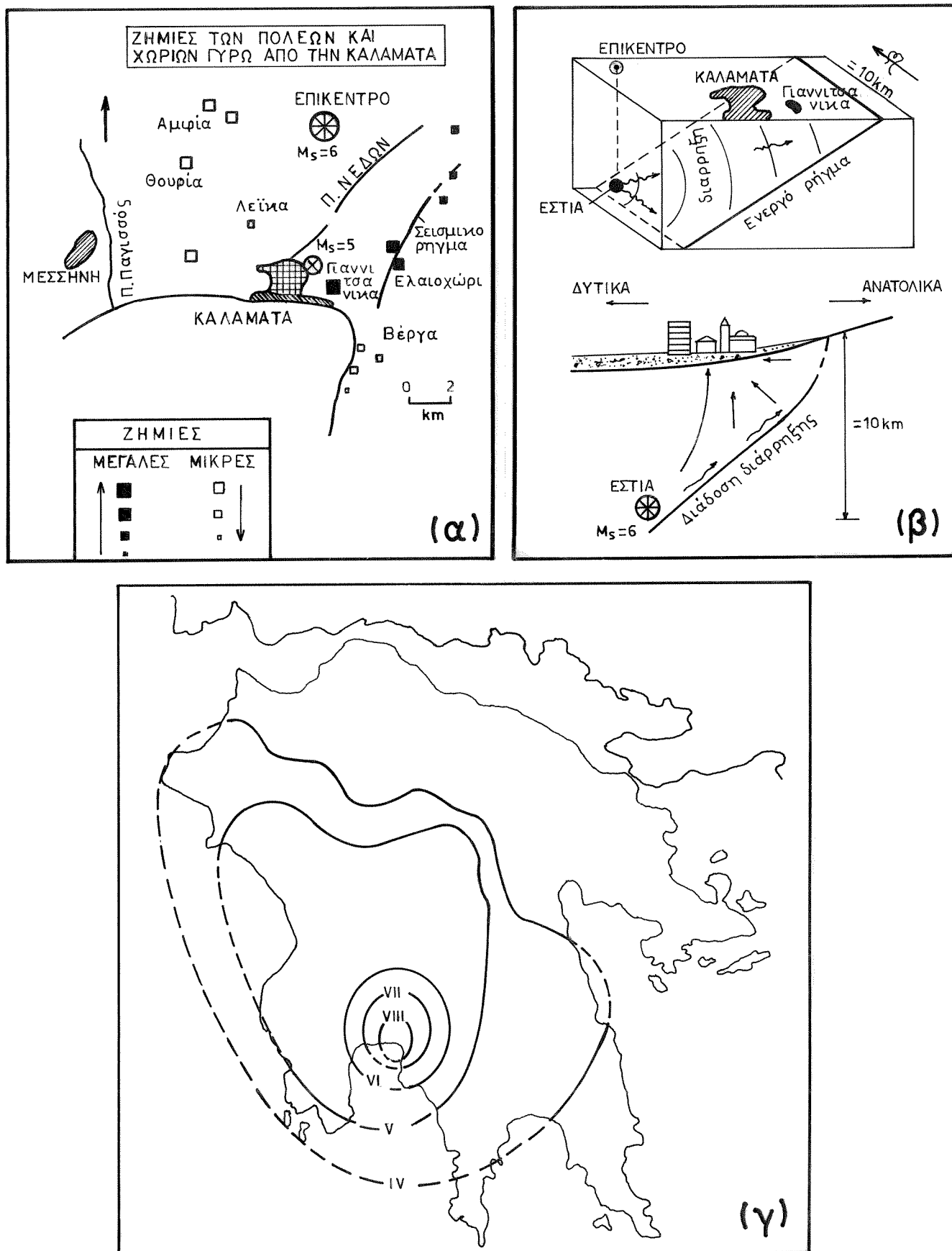
Όπως έχει δειχθεί, η χρήση του μοντέλου της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών εντάσεων εξασφαλίζει το πλεονέκτημα της χρησιμοποίησης μίας γενικής σχέσης απόσβεσης στους υπολογισμούς της σεισμικής επικινδυνότητας. Έτσι με βάση τις διαθέσιμες γενικές σχέσεις απόσβεσης των διαφόρων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο και τον καθορισμό της αζιμουθιακής μεταβολής της κίνησης αυτής μπορεί να υπολογισθούν ακριβέστερες τιμές των μέτρων της σεισμικής επικινδυνότητας.

Καθοριστικό σημείο στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση την ανισότροπη ακτινοβολία των σεισμικών κυμάτων είναι και ο υπολογισμός του αζιμούθιου, Z° , των κυρίων αξόνων του αζιμουθιακού μοντέλου απόσβεσης κάθε σεισμογόνου πηγής του Ελληνικού χώρου (Parazachos and Papaioannou, 1993). Τα αζιμούθια αυτά με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , υπολογίσθηκαν για τις 69 σεισμογόνες πηγές του Ελληνικού χώρου (Σχ. 2.4). Η έλλειψη, όμως, επαρκών καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης για τον Ελληνικό χώρο είχε ως αποτέλεσμα να είναι πρακτικά αδύνατος ο καθορισμός των κυρίων αξόνων του ελλειπτικού μοντέλου απόσβεσης για τις υπόλοιπες παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης (εδαφική επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα, v_g , περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g , φασματικές τιμές, PSRV). Για να αντιμετωπισθεί η έλλειψη αυτή, έγινε η υπόθεση ότι η αζιμουθιακή μεταβολή της μακροσεισμικής έντασης παρουσιάζεται όμοια και

στις υπολοίπες παραμέτρους της ισχυρής κίνησης (π.χ. εδαφική επιτάχυνση, a_g , κλπ). Αυτό στηρίχθηκε κυρίως σε αναλυτικές εργασίες σεισμών των ΗΠΑ, του Coyote Lake 1979, της Imperial Valley 1979, του Greenville-Livermore 1980, της Loma Prieta 1989, (Σχ. 1.9, 1.10, 1.11, 1.12), στους οποίους παρουσιάσθηκε κατευθυντική εστίαση της σεισμικής κίνησης και μελετήθηκαν με βάση τις καταγραφές επιταχυνσιογράφων (Singh, 1981, 1982a,b; Boatwright and Boore, 1982; Bolt, 1983). Ο Singh (1981, 1982a,b), μελετώντας το σεισμό της Imperial Valley 1979 με βάση ένα μεγάλο αριθμό καταγραφών από ένα ειδικά εγκατεστημένο δίκτυο επιταχυνσιογράφων, έδειξε ότι η κύρια διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων, (κατευθυντική εστίαση) από την εστία του σεισμού είναι όμοια για τις διάφορες παραμέτρους της ισχυρής κίνησης (a_g , v_g , d_g , BD_g , PSRV) (Σχ. 1.10).

Συστηματική μελέτη, με βάση τις καταγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο, του φαινομένου της κατευθυντικότητας πραγματοποιήθηκε από τον Γκαζέτα και τους συνεργάτες του (1990) για το σεισμό της Καλαμάτας 1986. Στα σχήματα (3.6α) και (3.6β) παρουσιάζονται οι κατανομές των ζημιών των πόλεων και χωριών της περιοχής καθώς και το μοντέλο της κατευθυντικότητας το οποίο προτάθηκε από την παραπάνω μελέτη (Gazetas et al., 1990). Στο μοντέλο αυτό το οποίο βασίσθηκε σε παραμέτρους της εστίας του σεισμού (Papazachos et al., 1988), στην κατανομή των ζημιών στην επικεντρική περιοχή και σε καταγραφές της ισχυρής κίνησης του σεισμού, προτείνεται μονοκατευθυντική διάρρηξη του ρήγματος του κυρίου σεισμού της Καλαμάτας (13/9/1986) με διεύθυνση σχεδόν βορρά-νότου. Ταυτόχρονα, στο ίδιο σχήμα (3.6γ) παρουσιάζονται οι ισόσειστες του ίδιου σεισμού (Καλαμάτα 1986) όπως προτάθηκαν από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Μην. Δελ. Γ.Ι. Αστερ. Αθηνών, 1986). Οι ισόσειστες αυτές παρουσιάζουν επίσης ένα κύριο άξονα απόσβεσης των μεγάλων κυρίως εντάσεων διεύθυνσης βορρά-νότου. Με βάση τις παρατηρήσεις αυτές, υιοθετήθηκε και για τις υπόλοιπες παραμέτρους της ισχυρής κίνησης (εδαφική επιτάχυνση, a_g , ταχύτητα v_g , περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g , φασματικές τιμές, PSRV) το ίδιο μοντέλο αζιμουθιακής μεταβολής με αυτό των μακροσεισμικών εντάσεων, I_{MM} (Σχ. 2.4), ενώ οι τιμές του αζιμουθίου, Z^0 , του κύριου άξονα απόσβεσης της ισχυρής κίνησης δόθηκαν στον πίνακα (2.2).

Με σκοπό τα αποτελέσματα από την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας να χρησιμοποιηθούν σε μελλοντικές βελτιώσεις του Ελληνικού Αντισεισμικού Κανονισμού (ΕΑΚ), έγινε προσπάθεια καθορισμού κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Προηγούμενες προσπάθειες απεικόνισης της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με χάρτες, έγιναν από πολλούς ερευνητές (Drakopoulos and Makropoulos, 1983, Παπαιωάννου, 1984, 1986, Makropoulos et al., 1986). Όλοι οι προταθέντες χάρτες έχουν βασισθεί στην



Σχ. 3.6. Συνέπειες της κατευθυντικότητας των σεισμικών κυμάτων του σεισμού της Καλαμάτας (13/9/1986). (α) Κατανομή βλαβών. (β) Μοντέλο διάρρηξης του ρήγματος (Gazetas et al., 1990). (γ) Ισοσειστές καμπύλες του ιδίου σεισμού (Μην. Δελ. Γ.Ι.Α.Α., 1986).

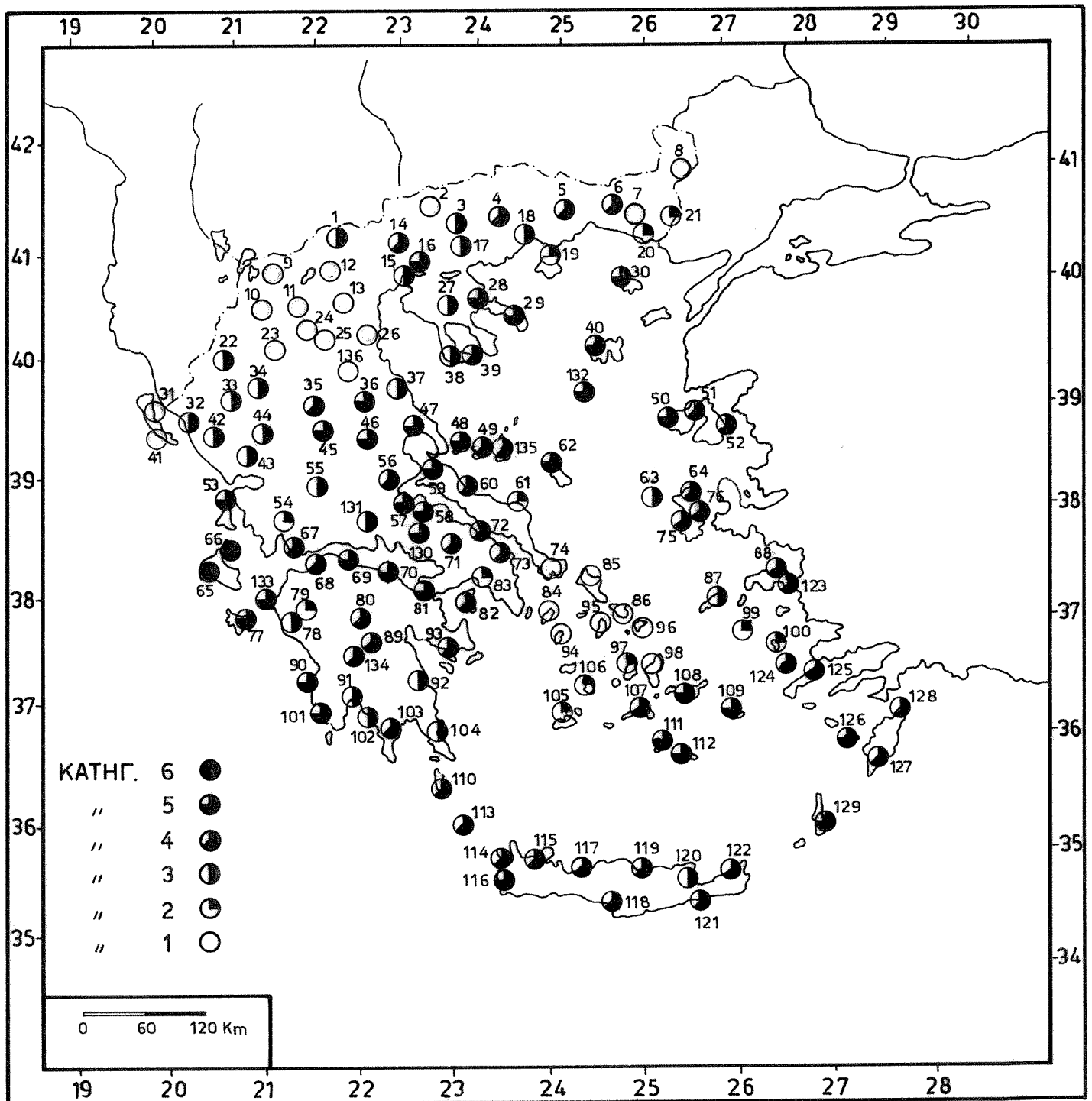
απεικόνιση της γεωγραφικής κατανομής μιάς παραμέτρου της ισχυρής κίνησης για συγκεκριμένη περίοδο επανάληψης, T_R .

Μία ρεαλιστική πιθανολογική απεικόνιση της σεισμικής έντασης μπορεί να γίνει με τη χρησιμοποίηση ολόκληρης της καμπύλης, $I=f(T_R)$, των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας για κάθε εξεταζόμενη θέση. Η αρχή αυτή βασίζεται στη γενική προτροπή του Cornell (1968), ότι ο πολιτικός μηχανικός προκειμένου να προχωρήσει σε αντισεισμικό σχεδιασμό πρέπει να έχει στη διάθεσή του όλες τις διαθέσιμες γεωλογικές και σεισμολογικές πληροφορίες. Οι πληροφορίες απεικονίζονται στην καμπύλη της αναμενόμενης σεισμικής έντασης, I , σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R . Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1985) πρότειναν μεθοδολογία καθορισμού κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας με χρησιμοποίηση ολόκληρης της καμπύλης της σεισμικής έντασης σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης. Για κάθε εξεταζόμενη θέση καθορίζεται η καμπύλη της σεισμικής έντασης σε συνάρτηση με την περίοδο επανάληψης. Κατόπιν, ορίζονται κριτήρια διάκρισης των καμπύλων με βάση την τυπική απόκλιση των εξεταζόμενων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Συγκεντρώνονται έτσι οι όμοιες καμπύλες, $I=f(T_R)$, διαφόρων θέσεων και καθορίζονται κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας. Κατ' αυτόν τον τρόπο, έγινε δυνατός ο καθορισμός κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Παπαιωάννου, 1988, Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, 1989, Papazachos et al., 1993). Το βασικό πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής, είναι η αξιοποίηση ολόκληρης της καμπύλης της σεισμικής επικινδυνότητας, μιάς θέσης, θεωρώντας τόσο το μέγεθος των τιμών της έντασης όσο και τις κλίσεις των καμπυλών αυτών.

Στην παρούσα διατριβή η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας έγινε με βάση τον τροποποιημένο κώδικα H/Y που περιγράφηκε παραπάνω (Margaris and Papazachos, 1992a). Η εκτίμηση αυτή έγινε για τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, a_g , τη μέγιστη εδαφική ταχύτητα, v_g , την περιβαλλόμενη διάρκεια, BD_g , και τις φασματικές τιμές της ψευδοταχύτητας, $PSRV$. Στο προηγούμενο κεφάλαιο δίνονται οι γενικές σχέσεις απόσβεσης οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Οι τιμές της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τις προαναφερόμενες παραμέτρους υπολογίσθηκαν για 8 διαφορετικές περιόδους επανάληψης, T_R , της ισχυρής κίνησης από 10 μέχρι 1000 χρόνια. Η επιλογή αυτή βρίσκεται σε συμφωνία με τα συμπεράσματα των Wiechert and Milne (1979) ότι εκτιμήσεις της σεισμικής επικινδυνότητας για περιόδους επανάληψης, $T_R > 1000$ χρόνων θα πρέπει να γίνονται με αιτιοκρατικές μεθόδους. Σε ίδιο συμπέρασμα κατέληξε και ο McGuire (1987), μελετώντας τις αβεβαιότητες στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας των ΗΠΑ.

Ο καθορισμός ζωνών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας στον Ελληνικό χώρο επιχειρήθηκε με βάση την εξέταση της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , και της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , στις θέσεις του πίνακα(3.1) (Σχ. 3.3). Με τη χρησιμοποίηση των παραμέτρων αυτών, εκτιμήθηκε η σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου χρησιμοποιώντας το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων στην εστία του σεισμού. Οι χρησιμοποιημένες σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων αυτών καθώς και τα αποτελέσματα του καθορισμού των κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας παρουσιάζονται αναλυτικά στις επόμενες ενότητες του κεφαλαίου. Με βάση τη μεθοδολογία η οποία προτάθηκε από τους Παπαζάχο και τους συνεργάτες του (1985) και με κριτήριο διάκρισης των κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας για μεν τη μακροσεισμική ένταση την τιμή $I_{MM}=0.4$, για δε την εδαφική επιτάχυνση την τιμή $a_g=50 \text{ cm/s}^2$ καθορίστηκαν 9 κατηγορίες, για κάθε μία από τις δύο αυτές παραμέτρους της ισχυρής κίνησης. Το κριτήριο της μακροσεισμικής έντασης, $I_{MM}=0.4$, είναι μικρότερο από το σφάλμα εκτίμησης των μακροσεισμικών εντάσεων (0.5), ενώ το κριτήριο της εδαφικής επιτάχυνσης, $a_g=50 \text{ cm/s}^2$, είναι το όριο πάνω από το οποίο η σεισμική κίνηση θεωρείται ισχυρή. Η σύγκριση των κατηγοριών με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , και την εδαφική επιτάχυνση, a_g , παρουσίασαν ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ τους. Προηγούμενες ερευνές στον Ελληνικό χώρο έδωσαν παρόμοιο χωρισμό κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} (Papazachos et al., 1985).

Η συγχώνευση των αποτελεσμάτων των δύο χαρτών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , και την εδαφική επιτάχυνση, a_g , έδωσε ένα χάρτη 6 κατηγοριών (Σχ. 3.7). Λόγω του πρακτικού ενδιαφέροντος του καθορισμού των παραπάνω κατηγοριών, έγινε σύγκριση αυτών με άλλους παρόμοιους χωρισμούς κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας που έγιναν στον Ελληνικό χώρο και διαπιστώθηκε ικανοποιητική συμφωνία (Papazachos et al., 1985; Χάρτης Σεισμικής Επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, 1989). Στο χάρτη αυτό η κατηγορία 6 είναι με την υψηλότερη σεισμική επικινδυνότητα, και περιλαμβάνει, κυρίως τα νησιά της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης. Η αμέσως χαμηλότερης σεισμικής επικινδυνότητας κατηγορία 5, περιέχει την ευρύτερη περιοχή των Επτανήσων, τον Πατραϊκό και τον Κορινθιακό κόλπο, την περιοχή της Στερεάς Ελλάδος γύρω από τη Αταλάντη, την ευρύτερη περιοχή του Βόλου, τμήμα των Δωδεκανήσων (Ρόδου-Καρπάθου) και τμήμα του βορείου Αιγαίου που περιλαμβάνει τα νησιά Λήμνο, Σαμοθράκη, τη χερσόνησο του Αγ. Ορους και την περιοχή της Μυγδονίας. Η κατηγορία 4 περιλαμβάνει περιοχές της Θεσσαλίας και της Στερεάς Ελλάδας, περιοχή του νοτίου Αιγαίου και την Κρήτη, τα δυτικά παράλια της Μ. Ασίας και την περιοχή της Θράκης (Δράμα - Κομοτηνή). Μεταξύ



Σχ. 3.7. Οι 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Με υψηλότερες αναμενόμενες τιμές είναι η κατηγορία-6 και με μικρότερες η κατηγορία-1.

των κατηγοριών υψηλής σεισμικής επικινδυνότητας 5 και 4 και των αντίστοιχων χαμηλής 1 και 2 παρεμβάλεται η κατηγορία 3. Η ζώνη αυτή περιλαμβάνει την ευρύτερη περιοχή της Ηπείρου, τμήματα του βορείου και κεντρικού Αιγαίου και τμήμα της νότιας Πελοποννήσου. Οι κατηγορίες χαμηλής σεισμικής επικινδυνότητας 1 και 2 περικλείουν θέσεις των νησιών των Κυκλάδων, την περιοχή της δυτικής Μακεδονίας και την περιοχή των Ελληνο-τουρκικών συνόρων στον Εβρο. Στον πίνακα(3.2) δίνονται οι εξεταζόμενες θέσεις που αντιστοιχούν στις 6 προτεινόμενες κατηγορίες σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Στην πρώτη στήλη του πίνακα(3.2) δίνεται ο κωδικός κάθε θέσης από το σχήμα(3.3).

3.4.1. Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} .

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με βάση τη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , και το ανισότροπο μοντέλο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων υπολογίσθηκε για τις 136 θέσεις του Ελληνικού χώρου (Πιν. 3.1). Η σχέση (2.44) είναι η μέση σχέση απόσβεσης της παραμέτρου αυτής η οποία χρησιμοποιήθηκε για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας που οφείλεται στους επιφανειακούς σεισμούς. Οι σχέσεις απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του νοτίου Αιγαίου (Πιν. 2.2), χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας που οφείλεται σ'αυτούς τους σεισμούς. Για τις πηγές αυτές όπως έχει ήδη αναφερθεί, υιοθετήθηκε το μοντέλο της ομοιόμορφης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων προς τις διάφορες κατευθύνσεις.

Για κάθε μία από τις έξι κατηγορίες σεισμικής επικινδυνότητας υπολογίσθηκε η μέση καμπύλη, $I=f(T_R)$, και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις των υπολογισμών αυτών για κάθε περίοδο επανάληψης. Στον πίνακα(3.3) δίνονται οι μέσες τιμές και οι τυπικές αποκλίσεις, SD , των αναμενόμενων μακροσεισμικών εντάσεων, I_{MM} , για τις διάφορες περιόδους επανάληψης, T_R , των 6 κατηγοριών σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Στα σχήματα(3.8) παρουσιάζονται η μέση αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , σε συνάρτηση με την περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε κατηγορία ίσης σεισμικής επικινδυνότητας, ενώ οι μπάρες σε κάθε τιμή απεικονίζουν τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις, SD . Στο σχήμα(3.9) παρουσιάζονται σε κοινή απεικόνιση οι αναμενόμενες μακροσεισμικές εντάσεις, I_{MM} , σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , των 6 κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

Πίνακας 3.2. Κατανομή των εξεταζόμενων θέσεων σε 6 κατηγορίες
ίσης σεισμικής επικινδυνότητας.

ΚΑΤΗΓ. Σ.ΕΠΙΚ.	ΚΩΔΙΚΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
		φ°	λ°	
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 6	65	38.18	20.52	ΑΡΓΟΣΤΟΛΗ
	66	38.16	20.71	ΙΘΑΚΗ
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 5	53	38.83	20.71	ΛΕΥΚΑΔΑ
	77	37.77	20.89	ΖΑΚΥΝΘΟΣ
	133	37.94	21.14	ΚΥΛΛΗΝΗ
	69	38.25	22.10	ΑΙΓΙΟ
	70	38.07	22.61	ΞΥΛΟΚΑΣΤΡΟ
	81	37.94	22.93	ΚΟΡΙΝΘΟΣ
	130	38.44	22.86	ΛΕΙΒΑΔΙΑ
	58	38.65	23.00	ΑΤΑΛΑΝΤΗ
	57	38.77	22.78	ΚΑΜΕΝΑ ΒΟΥΡΛΑ
	59	38.95	23.16	ΙΣΤΙΑΙΑ
	45	39.36	21.92	ΚΑΡΔΙΤΣΑ
	46	39.30	22.38	ΦΑΡΣΑΛΑ
	47	39.36	22.93	ΒΟΛΟΣ
	48	39.16	23.49	ΣΚΙΑΘΟΣ
	36	39.63	22.42	ΛΑΡΙΣΑ
	90	37.16	21.58	ΦΙΛΙΑΤΡΑ
	101	36.91	21.70	ΠΥΛΟΣ
	116	35.30	23.61	ΣΚΛΑΒΟΠΟΥΛΑ (ΧΑΝΙΑ)
	108	36.82	25.87	ΚΑΤΑΠΟΛΑ (ΑΜΟΡΓΟΣ)
	109	36.54	26.36	ΑΣΤΥΠΑΛΛΙΑ
	111	36.42	25.44	ΘΗΡΑ
	112	36.34	25.79	ΑΝΑΦΗ
	126	36.23	27.61	ΧΑΛΚΗ
	129	35.51	27.19	ΚΑΡΠΑΘΟΣ
	16	40.75	23.06	ΛΑΓΚΑΔΑΣ
	28	40.39	23.87	ΙΕΡΙΣΣΟΣ
	29	40.25	24.25	ΚΑΡΥΕΣ
	30	40.48	25.53	ΣΑΜΟΘΡΑΚΗ
	40	39.88	25.08	ΜΥΡΙΝΑ

ΚΑΤΗΓ. Σ.ΕΠΙΚ.	ΚΩΔΙΚΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
		φ ^ο	λ ^ο	
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 4	50	39.20	25.87	ΣΙΓΡΙ
	62	38.90	24.57	ΣΚΥΡΟΣ
	132	39.54	25.01	ΑΓ. ΕΥΣΤΡΑΤΙΟΣ
	4	41.15	24.14	ΔΡΑΜΑ
	5	41.14	24.89	ΞΑΝΘΗ
	6	41.13	25.42	ΚΟΜΟΤΗΝΗ
	14	40.99	22.87	ΚΙΛΚΙΣ
	39	39.94	23.66	ΠΑΛΙΟΥΡΙ
	35	39.56	21.77	ΤΡΙΚΑΛΑ
	56	38.90	22.43	ΛΑΜΙΑ
	67	38.38	21.44	ΜΕΣΟΛΟΓΓΙ
	68	38.24	21.75	ΠΑΤΡΑ
	49	39.13	23.72	ΣΚΟΠΕΛΟΣ
	135	39.15	23.84	ΑΛΟΝΝΗΣΟΣ
	60	38.77	23.60	ΠΗΛΙΟ (ΕΥΒΟΙΑ)
	71	38.32	23.31	ΘΗΒΑ
	72	38.47	23.60	ΧΑΛΚΙΔΑ
	73	38.22	23.87	ΚΑΠΑΝΔΡΙΤΙ
	82	37.75	23.43	ΑΙΓΙΝΑ
	80	37.72	22.25	ΒΛΑΧΕΡΝΑ
	89	37.51	22.38	ΤΡΙΠΟΛΗ
	93	37.40	23.24	ΕΡΜΙΟΝΗ
	134	37.41	22.13	ΜΕΓΑΛΟΠΟΛΗ
	103	36.74	22.55	ΓΥΘΕΙΟ
	110	36.11	22.98	ΚΥΘΗΡΑ
	113	35.88	23.28	ΓΑΛΑΜΙΑΝΟΣ (ΑΝΤΙΚΥΘΗΡΑ)
	114	35.50	23.66	ΚΙΣΣΑΜΟΣ
	115	35.52	24.00	ΧΑΝΙΑ
	117	35.37	24.47	ΡΕΘΥΜΝΟ
	118	35.07	24.78	ΤΥΜΠΑΚΙΟ
	119	35.34	25.13	ΗΡΑΚΛΕΙΟ
	121	35.02	25.75	ΙΕΡΑΠΕΤΡΑ
	122	35.21	26.11	ΣΗΤΕΙΑ

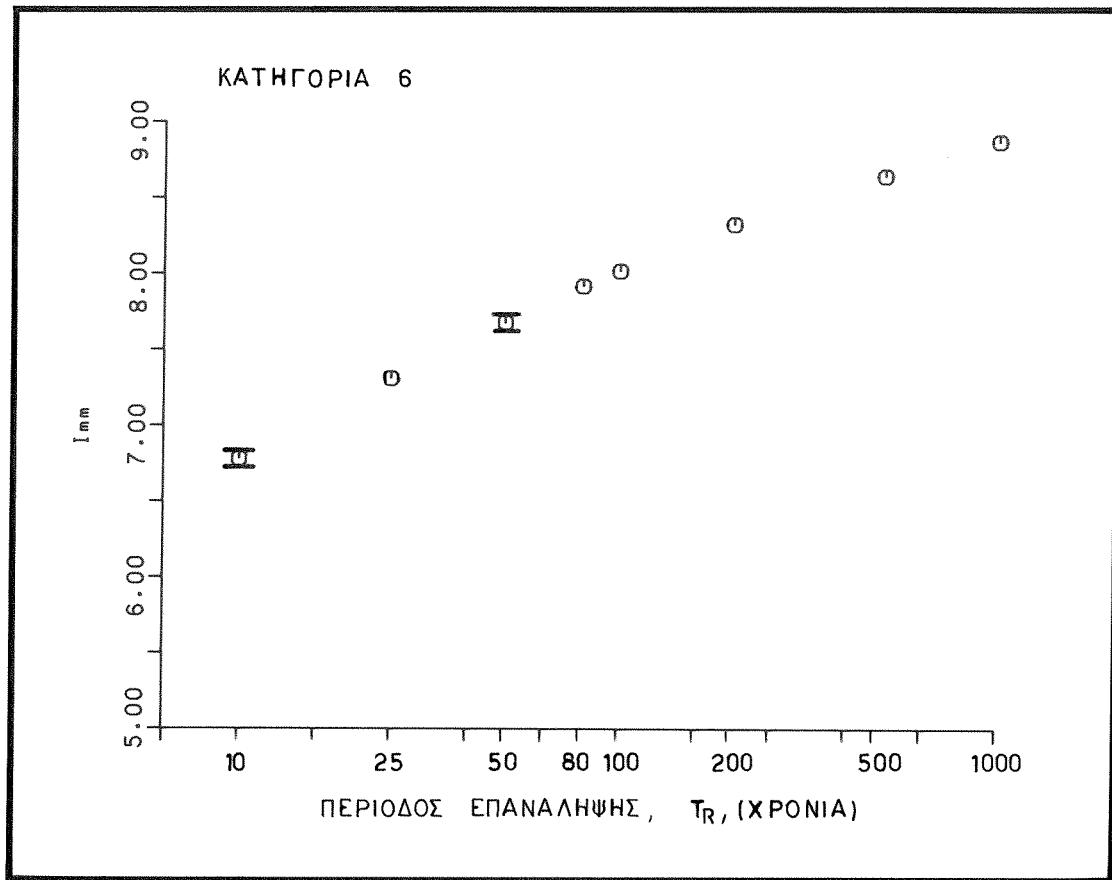
ΚΑΤΗΓ. Σ.ΕΠΙΚ.	ΚΩΔΙΚΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
		φ ^ο	λ ^ο	
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 3	107	36.72	25.29	ΙΟΣ
	51	39.23	26.23	ΚΑΛΛΟΝΗ
	52	39.11	26.55	ΜΥΤΙΛΗΝΗ
	64	38.52	26.10	ΚΑΡΔΑΜΥΛΑ
	75	38.29	25.94	ΛΙΜΕΝΑΣ (ΧΙΟΣ)
	76	38.36	26.15	ΧΙΟΣ
	88	37.76	26.99	ΣΑΜΟΣ
	123	37.74	26.99	ΒΑΘΥ (ΣΑΜΟΣ)
	124	36.96	27.00	ΚΑΛΥΜΝΟΣ
	125	36.89	27.30	ΚΩΣ
	127	36.02	27.70	ΓΕΝΑΔΙΟ
	128	36.45	28.22	ΡΟΔΟΣ
	1	41.11	22.20	ΝΟΤΙΑ
	3	41.09	23.47	ΣΕΡΡΕΣ
	15	40.64	22.93	ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
	17	40.89	23.75	ΜΑΥΡΟΘΑΛΑΣΣΑ
	18	40.95	24.41	ΚΑΒΑΛΑ
	27	40.38	23.44	ΠΟΛΥΓΥΡΟΣ
	38	39.97	23.40	ΚΑΛΑΝΔΡΑ
	37	39.72	22.76	ΑΓΙΑ
	22	40.05	20.75	ΚΟΝΙΤΣΑ
	32	39.50	20.27	ΗΓΟΥΜΕΝΙΤΣΑ
	33	39.67	20.85	ΙΩΑΝΝΙΝΑ
	34	39.77	21.13	ΜΕΤΣΟΒΟ
	42	39.36	20.57	ΜΑΡΓΑΡΙΤΙ
	43	39.16	21.00	ΑΡΤΑ
	44	39.38	21.19	ΔΡΟΣΟΠΗΓΗ
	55	38.91	21.79	ΚΑΡΠΕΝΗΣΙ
	131	38.53	22.38	ΑΜΦΙΣΣΑ
	63	38.54	25.57	ΨΑΡΑ
	87	37.61	26.30	ΑΓ. ΚΗΡΥΚΟΣ (ΙΚΑΡΙΑ)
	78	37.68	21.44	ΠΥΡΓΟΣ
	91	37.05	22.11	ΚΑΛΑΜΑΤΑ

ΚΑΤΗΓ. Σ.ΕΠΙΚ.	ΚΩΔΙΚΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
		φ ^ο	λ ^ο	
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 2	92	37.17	22.84	ΛΕΩΝΙΔΙ
	102	36.83	22.30	ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ (ΜΕΣΣΗΝΙΑ)
	104	36.68	23.03	ΜΟΝΕΜΒΑΣΙΑ
	120	35.19	25.71	ΑΓ. ΝΙΚΟΛΑΟΣ
	19	40.77	24.71	ΘΑΣΟΣ
	20	40.85	25.88	ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΥΠΟΛΗ
	21	40.89	26.19	ΦΕΡΡΕΣ
	54	38.62	21.40	ΑΓΡΙΝΙΟ
	61	38.63	24.12	ΚΥΜΗ
	97	37.08	25.17	ΠΑΡΟΣ
	99	37.31	26.55	ΠΑΤΜΟΣ
	100	37.15	26.88	ΑΓ. ΜΑΡΙΝΑ (ΛΕΡΟΣ)
	105	36.75	24.43	ΜΥΛΟΣ
	106	36.97	24.73	ΣΙΦΝΟΣ
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ 1	79	37.79	21.56	ΜΟΥΖΑΚΙ
	83	37.96	23.72	ΑΘΗΝΑ
	2	41.27	23.29	ΠΕΤΡΙΤΣΙ
	7	41.02	25.70	ΣΑΠΠΕΣ
	8	41.34	26.50	ΔΙΔΥΜΟΤΕΙΧΟ
	9	40.78	21.42	ΦΛΩΡΙΝΑ
	10	40.52	21.25	ΚΑΣΤΟΡΙΑ
	11	40.51	21.67	ΠΤΟΛΕΜΑΙΔΑ
	12	40.80	22.05	ΕΔΕΣΣΑ
	13	40.52	22.20	ΒΕΡΟΙΑ
	23	40.08	21.42	ΓΡΕΒΕΝΑ
	24	40.30	21.80	ΚΟΖΑΝΗ
	25	40.18	22.00	ΣΕΡΒΙΑ
	26	40.30	22.51	ΚΑΤΕΡΙΝΗ
	31	39.62	19.90	ΚΕΡΚΥΡΑ
	41	39.44	19.98	ΑΡΓΥΡΑΔΕΣ
	74	38.02	24.43	ΚΑΡΥΣΤΟΣ
	84	37.64	24.35	ΚΕΑ
	85	37.84	24.93	ΑΝΔΡΟΣ

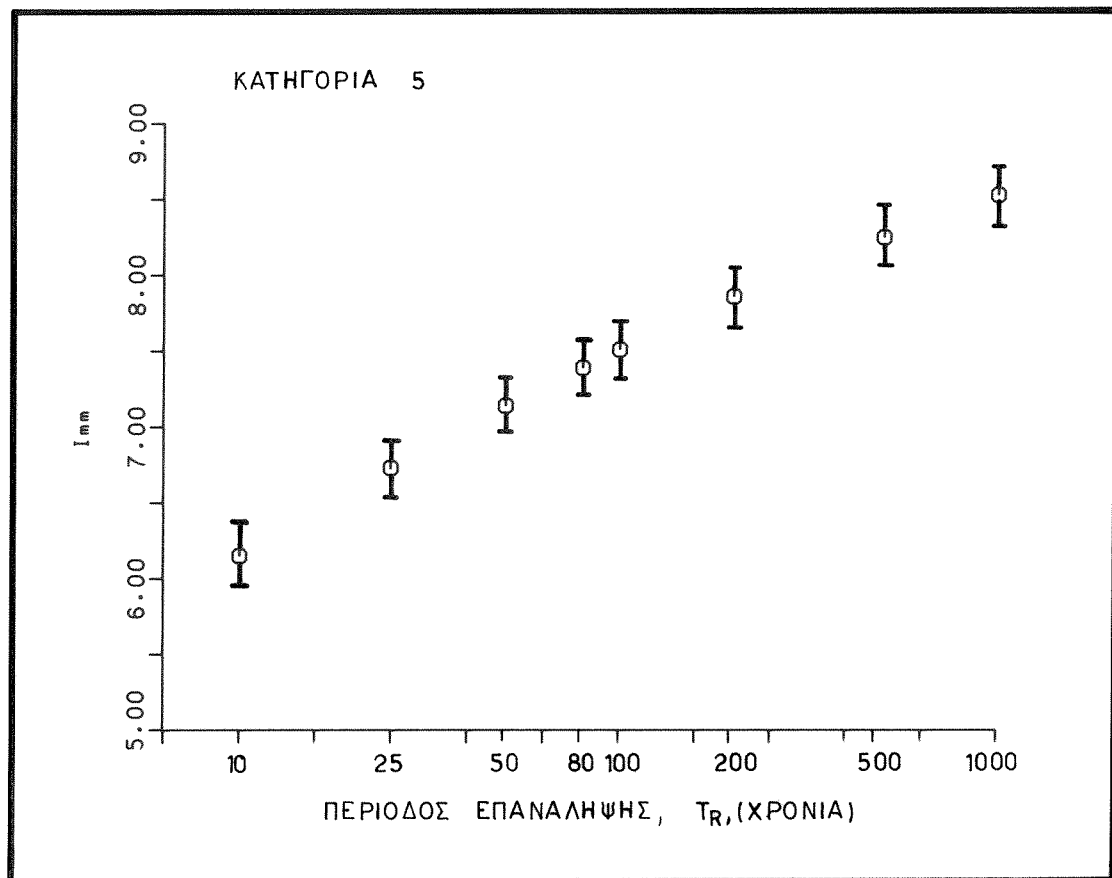
ΚΑΤΗΓ. Σ.ΕΠΙΚ.	ΚΩΔΙΚΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ φ° λ°	ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΟΙΚΙΣΜΟΥ
	86	37.54 25.18	ΤΗΝΟΣ
	94	37.41 24.43	ΚΥΘΝΟΣ
	95	37.43 24.94	ΣΥΡΟΣ
	96	37.45 25.34	ΜΥΚΟΝΟΣ
	98	37.10 25.39	ΝΑΞΟΣ
	136	39.89 22.19	ΕΛΑΣΣΩΝΑ

Πίνακας 3.3. Μέση αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

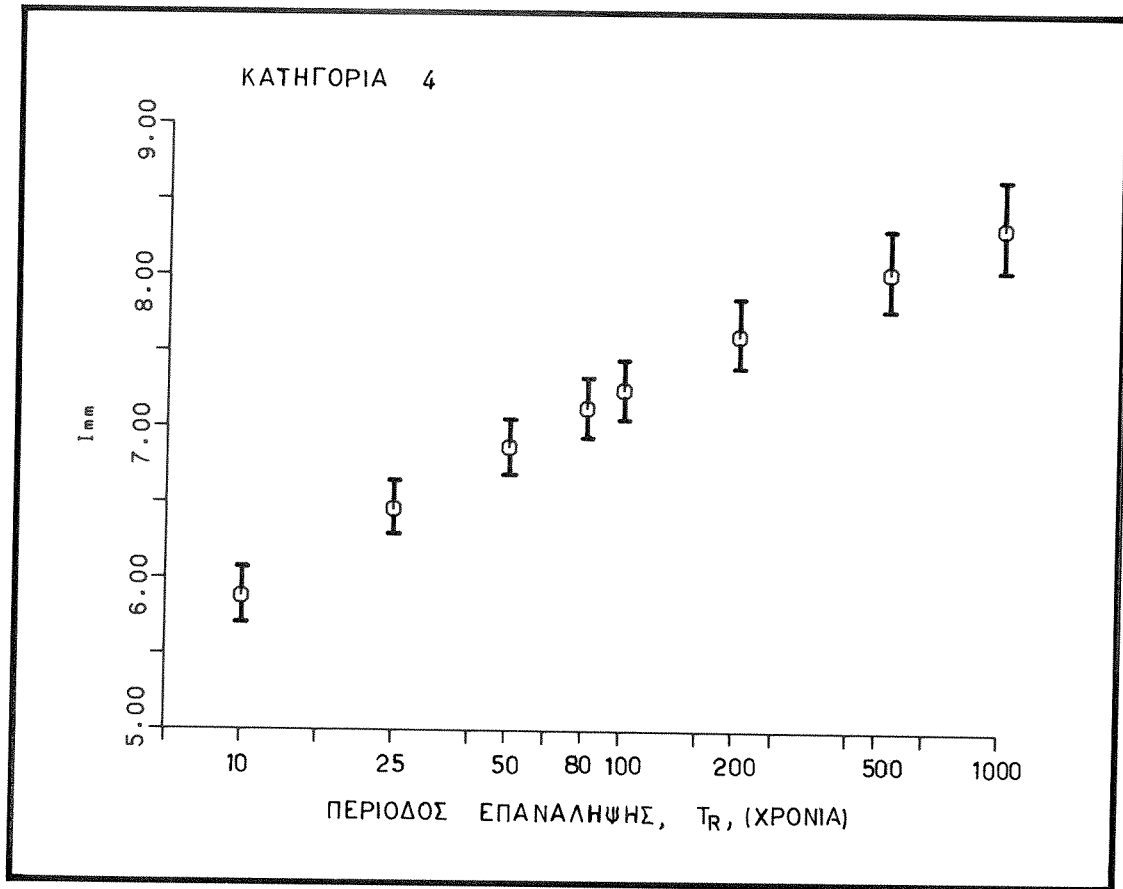
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ		ΜΕΣΕΣ ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ, T_R (ΧΡΟΝΙΑ)							
		10	25	50	80	100	200	500	1000
6	I_{MM}	6.8	7.3	7.7	7.9	8.0	8.3	8.7	8.9
	SD	0.01	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	I_{MM}	6.2	6.7	7.1	7.4	7.5	7.9	8.3	8.5
	SD	0.20	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.19
4	I_{MM}	5.9	6.5	6.9	7.1	7.3	7.6	8.0	8.3
	SD	0.18	0.17	0.18	0.19	0.20	0.23	0.27	0.30
3	I_{MM}	5.7	6.3	6.7	6.9	7.0	7.3	7.7	7.9
	SD	0.18	0.16	0.17	0.18	0.19	0.23	0.28	0.32
2	I_{MM}	5.6	6.2	6.5	6.7	6.8	7.1	7.5	7.7
	SD	0.15	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.15
1	I_{MM}	5.3	5.7	6.0	6.2	6.3	6.6	6.9	7.1
	SD	0.12	0.15	0.17	0.19	0.19	0.22	0.24	0.25



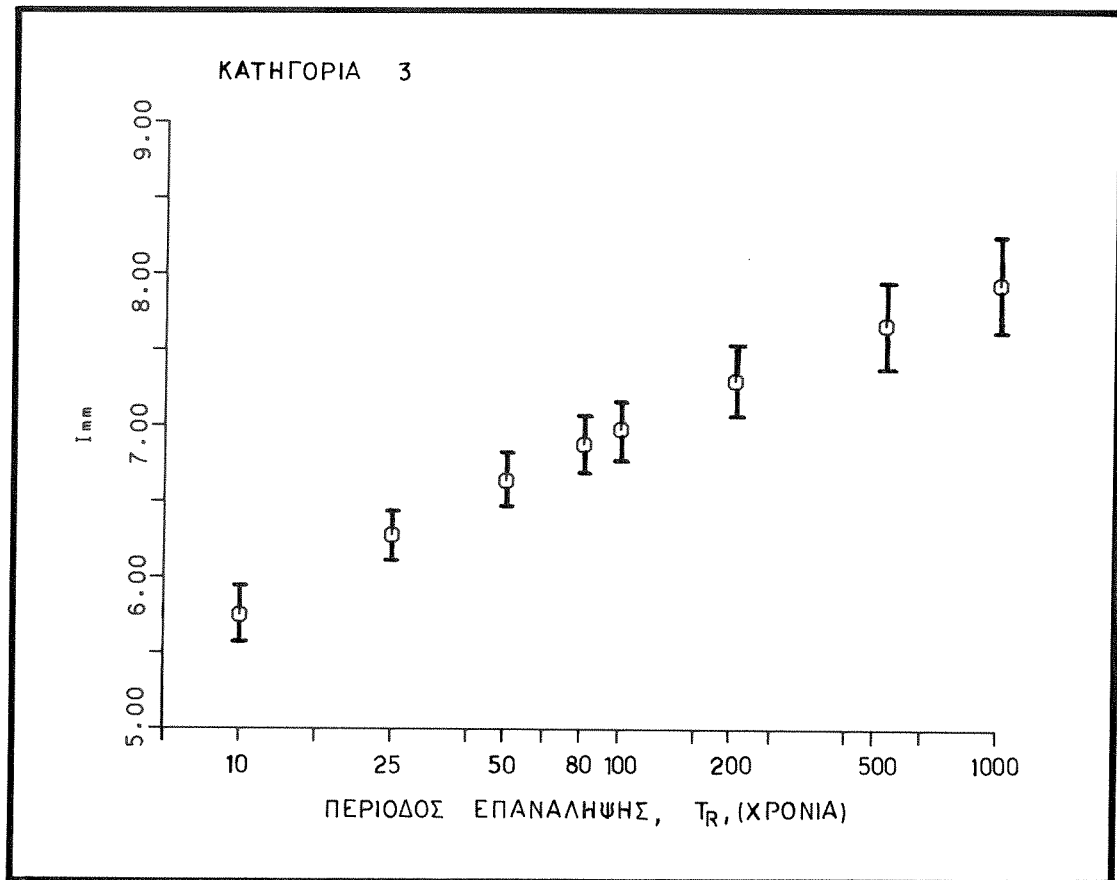
Σχ. 3.8. Τιμές των αναμενόμενων μακροσεισμικών εντάσεων, I_{MM} , και της αντίστοιχης τυπικής απόκλισης, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



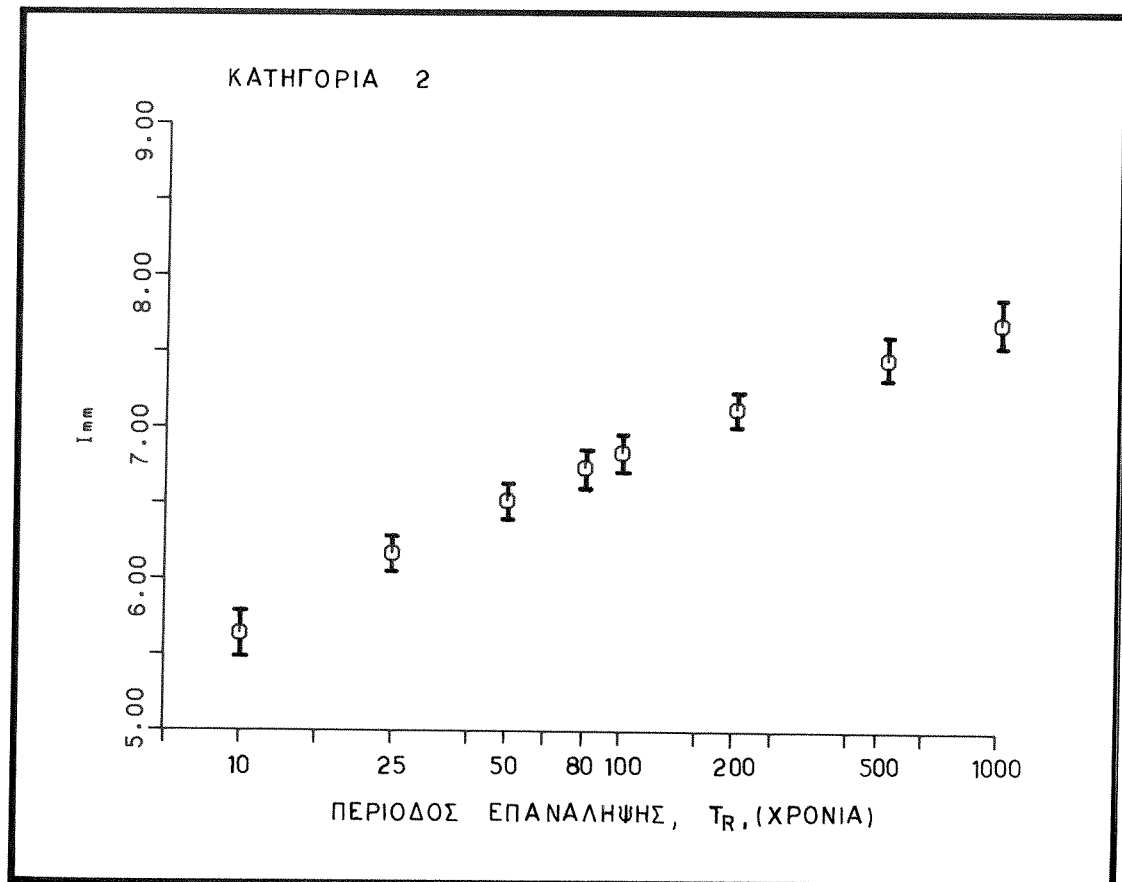
(Συνέχεια Σχ. 3.8)



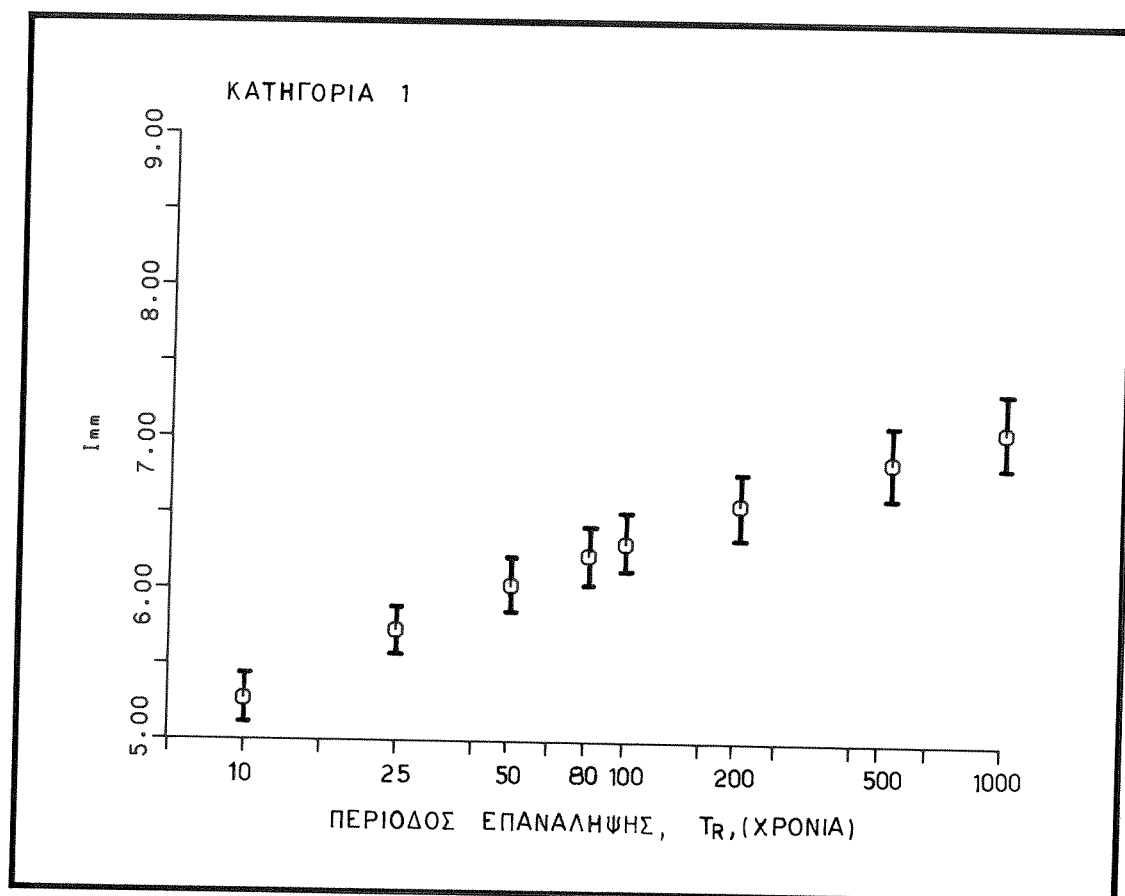
(Συνέχεια Σχ. 3.8)



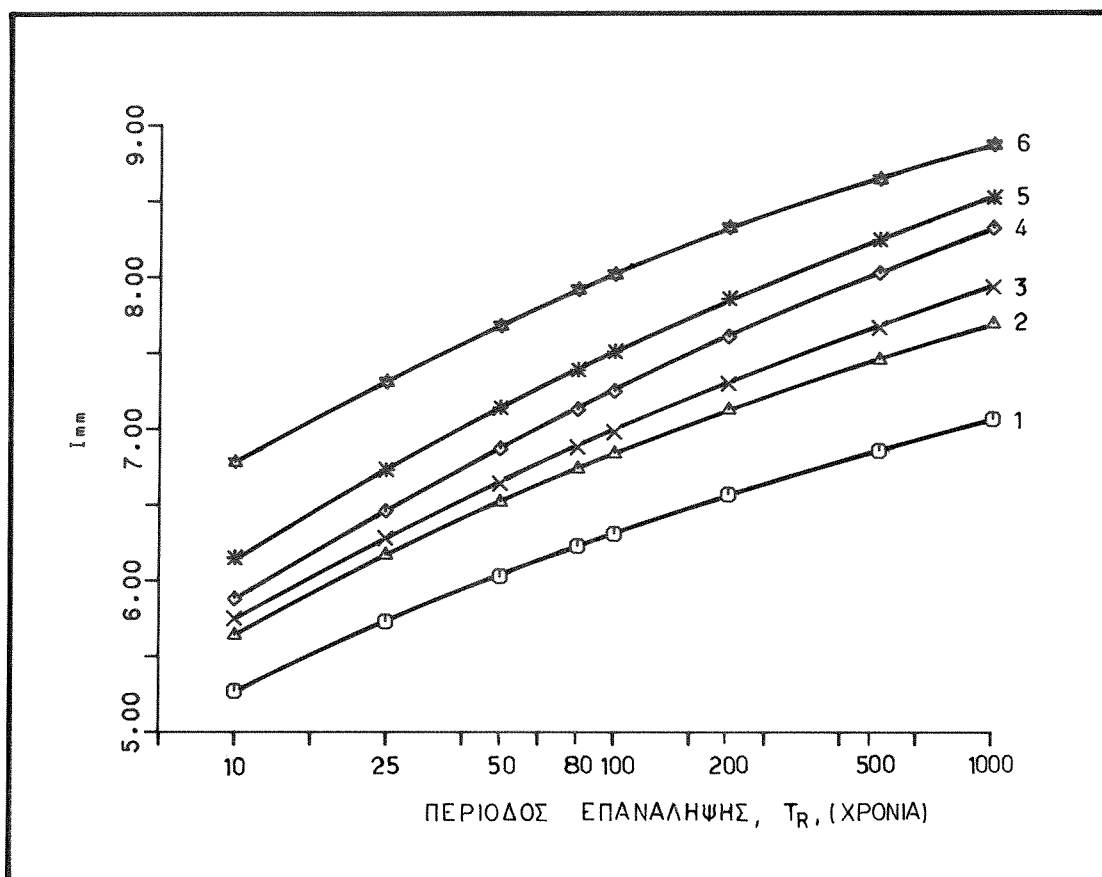
(Συνέχεια Σχ. 3.8)



(Συνέχεια Σχ. 3.8)



(Συνέχεια Σχ. 3.8)



Σχ. 3.9. Μέσες αναμενόμενες μακροσεισμικές εντάσεις, I_{MM} , σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

3.4.2. Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση την εδαφική επιτάχυνση, a_g , και την εδαφική ταχύτητα, v_g .

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τις παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης, όπως είναι οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , και της εδαφικής ταχύτητας, v_g , υπολογίσθηκε στον Ελληνικό χώρο χρησιμοποιώντας το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων στην εστία του σεισμού. Οι σχέσεις απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκαν έχουν το γενικό τύπο της μορφής (2.40) και οι σταθερές της σχέσης δίνονται στον πίνακα (2.3) (Theodulidis and Papazachos, 1992a). Στο μοντέλο αυτό λήφθηκαν υπόψη και οι αντίστοιχες παράμετροι της ισχυρής κίνησης (a_g , v_g) για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους (σχέση 2.41) για τις οποίες οι σταθερές της σχέσης δίνονται στον πίνακα (2.3). Οι σχέσεις απόσβεσης της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , και εδαφικής ταχύτητας, v_g , υπολογίσθηκαν για ενδιαμέσες εδαφικές συνθήκες ($S=0.5$) προκειμένου να γίνει σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών με τα αντίστοιχα της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} .

Για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες της σεισμικής επικινδυνότητας υπολογίσθηκαν οι μέσες τιμές του νεπέριου λογαρίθμου ($\ln$) των αναμενόμενων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , και της εδαφικής ταχύτητας, v_g , σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R . Οι μεταβολές των αναμενόμενων τιμών του νεπέριου λογαρίθμου της εδαφικής επιτάχυνσης σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης δίνονται στον πίνακα (3.4), ενώ οι αντίστοιχες τιμές της εδαφικής ταχύτητας δίνονται στον πίνακα (3.5). Στα σχήματα (3.10) φαίνονται οι μεταβολές των μέσων τιμών του νεπέριου λογαρίθμου της αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας, ενώ οι μπάρες σε κάθε τιμή δίνουν την τυπική απόκλιση, SD , των υπολογισμών. Το σχήμα (3.11) απεικονίζει τις μεταβολές των τιμών του νεπέριου λογαρίθμου των αναμενόμενων εδαφικών επιταχύνσεων, a_g , σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , και για τις 6 κατηγορίες σεισμικής επικινδυνότητας. Οι αντίστοιχες μεταβολές των τιμών της εδαφικής ταχύτητας, v_g , δίνονται στα σχήματα (3.12) και (3.13).

Τα αποτελέσματα των αναμενόμενων τιμών για την εδαφική επιτάχυνση, a_g , και την εδαφική ταχύτητα, v_g , συσχετίσθηκαν με τις αναμενόμενες τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων I_{MM} , για τις αντίστοιχες μέσες περιόδους επανάληψης, T_R , και για τις 6 κατηγορίες. Τα δεδομένα ακολουθούν την σχέση:

$$\ln Y = a + b I \quad (3.1)$$

όπου Y είναι η αναμενόμενη παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης (a_g , v_g)

Πίνακας 3.4. Ο νεπέριος λογάριθμος των αναμενόμενων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g (cm/s^2), σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ		ΜΕΣΕΣ ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ, T_R (ΧΡΟΝΙΑ)							
		10	25	50	80	100	200	500	1000
6	$\ln a_g$	5.03	5.42	5.68	5.58	5.93	6.17	6.41	6.59
	SD	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	$\ln a_g$	4.41	4.85	5.15	5.35	5.44	5.69	5.98	6.20
	SD	0.19	0.17	0.16	0.15	0.14	0.13	0.12	0.11
4	$\ln a_g$	4.10	4.52	4.81	4.99	5.08	5.32	5.60	5.79
	SD	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.23	0.24	0.27
3	$\ln a_g$	4.01	4.41	4.68	4.86	4.94	5.17	5.43	5.60
	SD	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.25	0.26
2	$\ln a_g$	3.75	4.14	4.40	4.57	4.64	4.87	5.12	5.29
	SD	0.13	0.09	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.10
1	$\ln a_g$	3.39	3.76	4.01	4.18	4.26	4.50	4.79	5.00
	SD	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.15	0.12

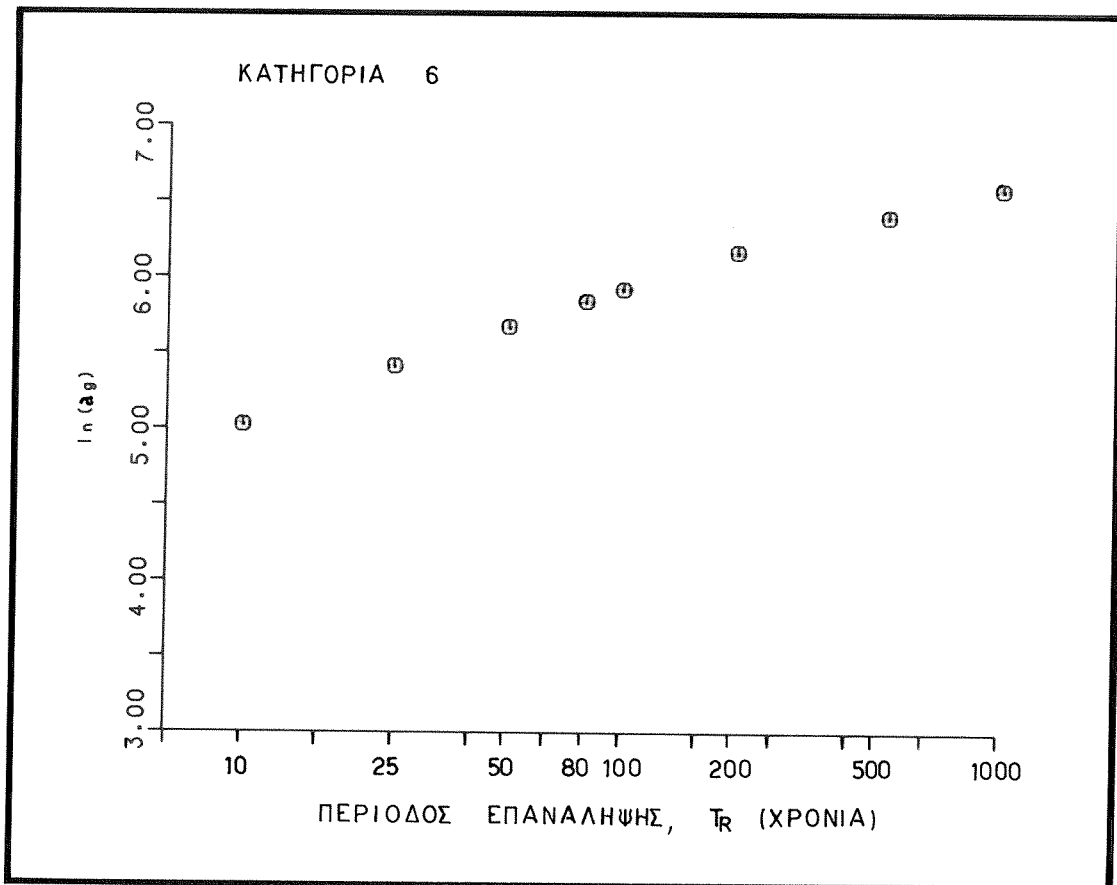
και I είναι η αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση. Οι σταθερές a και b υπολογίσθηκαν με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Πιν. 3.6). Στα σχήματα (3.14) και (3.15) φαίνονται οι αναμενόμενες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , και της εδαφικής ταχύτητας, v_g , σε συνάρτηση με τις αναμενόμενες τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} . Από τα σχήματα αυτά προκύπτει ότι οι συσχετίσεις των παραμέτρων αυτών είναι αρκετά ικανοποιητικές. Η σύγκριση των συσχετίσεων αυτών με προηγούμενες (Parazachos et al., 1993), παρουσιάζουν μία βελτίωση των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας που καθορίσθηκε με βάση το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των παραμέτρων της ισχυρής κίνησης (I_{MM} , a_g , v_g).

Πίνακας 3.5. Ο νεπέριος λογάριθμος των αναμενόμενων τιμών της εδαφικής ταχύτητας, v_g (cm/s), σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

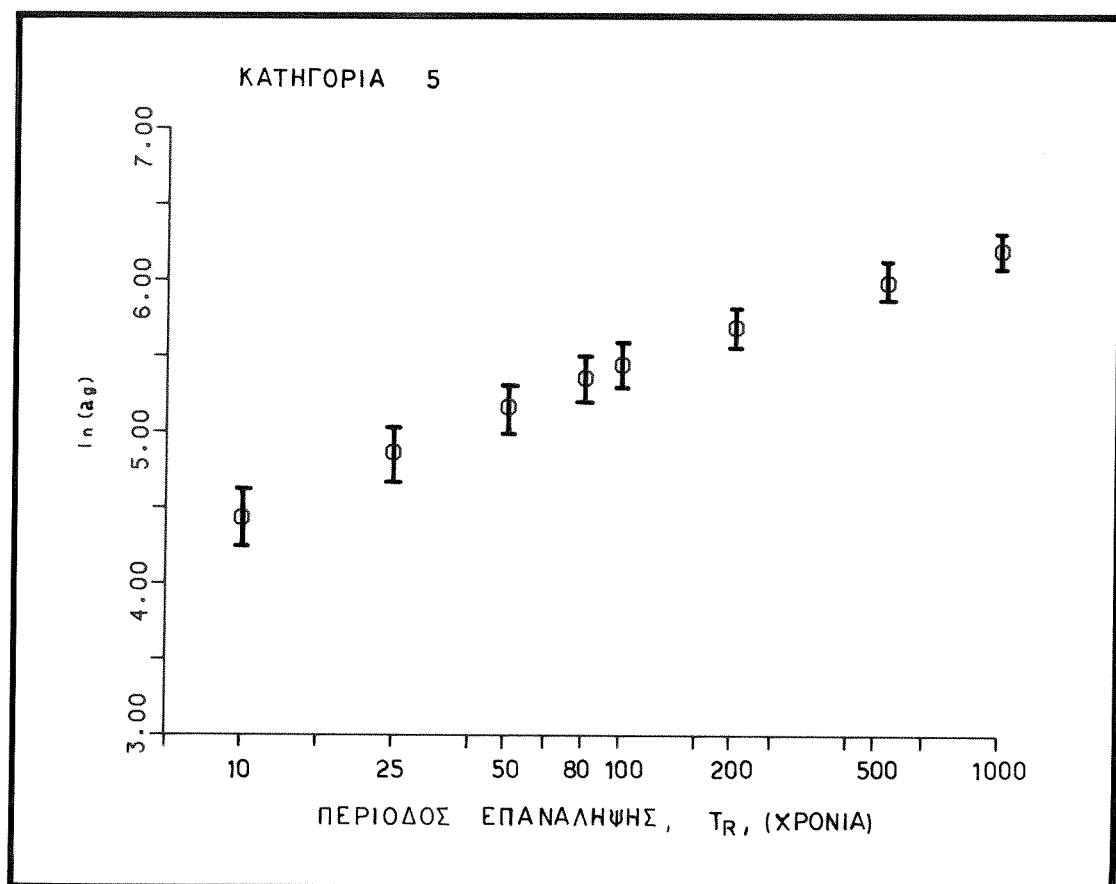
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ		ΜΕΣΕΣ ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ, T_R (ΧΡΟΝΙΑ)							
		10	25	50	80	100	200	500	1000
6	$\ln v_g$	2.16	2.64	2.97	3.19	3.28	3.57	3.89	4.13
	SD	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	$\ln v_g$	1.44	1.96	2.33	2.56	2.67	2.98	3.34	3.61
	SD	0.22	0.20	0.18	0.17	0.17	0.16	0.15	0.14
4	$\ln v_g$	1.10	1.60	1.94	2.16	2.26	2.55	2.89	3.13
	SD	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.23	0.27	0.30
3	$\ln v_g$	1.00	1.47	1.79	2.00	2.09	2.37	2.68	2.91
	SD	0.23	0.21	0.21	0.21	0.21	0.23	0.26	0.29
2	$\ln v_g$	0.76	1.22	1.52	1.71	1.79	2.05	2.33	2.54
	SD	0.16	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12
1	$\ln v_g$	0.40	0.80	1.07	1.25	1.32	1.57	1.89	2.14
	SD	0.15	0.17	0.20	0.21	0.22	0.22	0.20	0.18

Πίνακας 3.6. Οι τιμές των σταθερών a και b της σχέσης(3.1) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, RMS, των υπολογισμών.

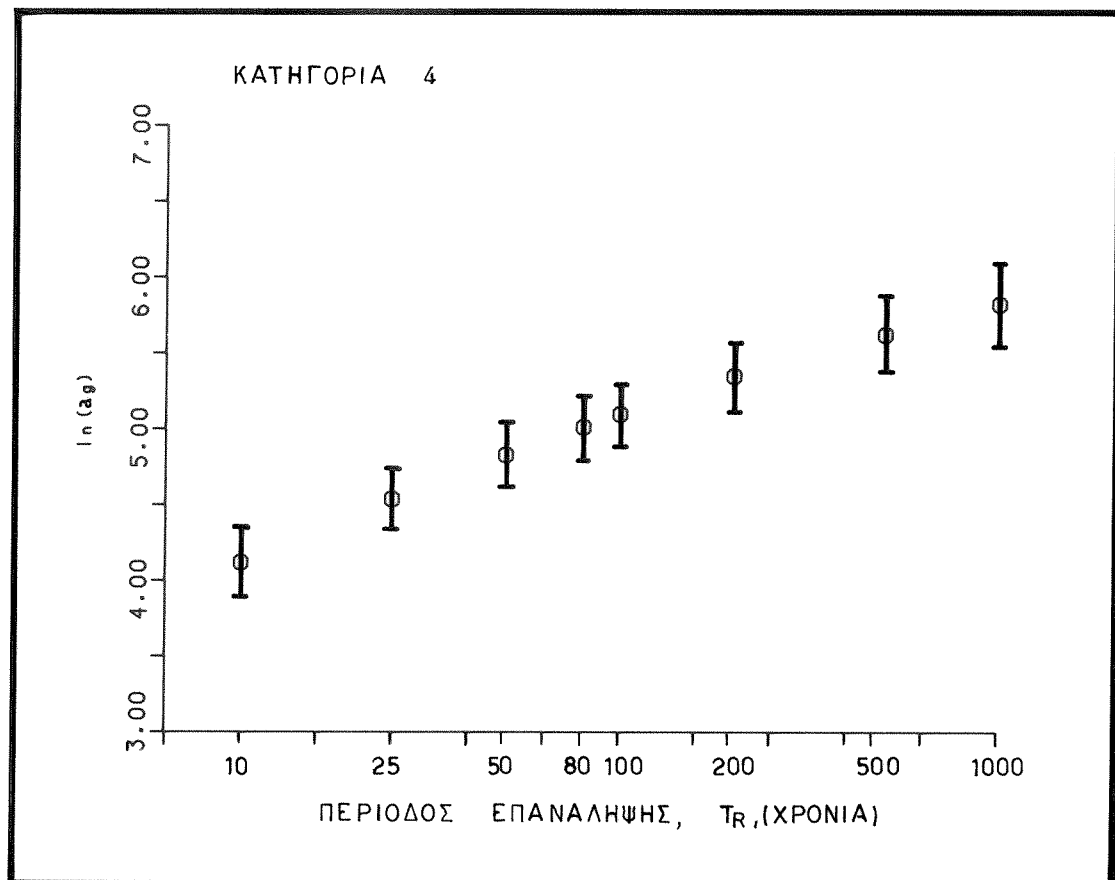
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ I.K	a	b	RMS
a_g	-0.98	0.84	0.13
v_g	-4.83	0.99	0.13



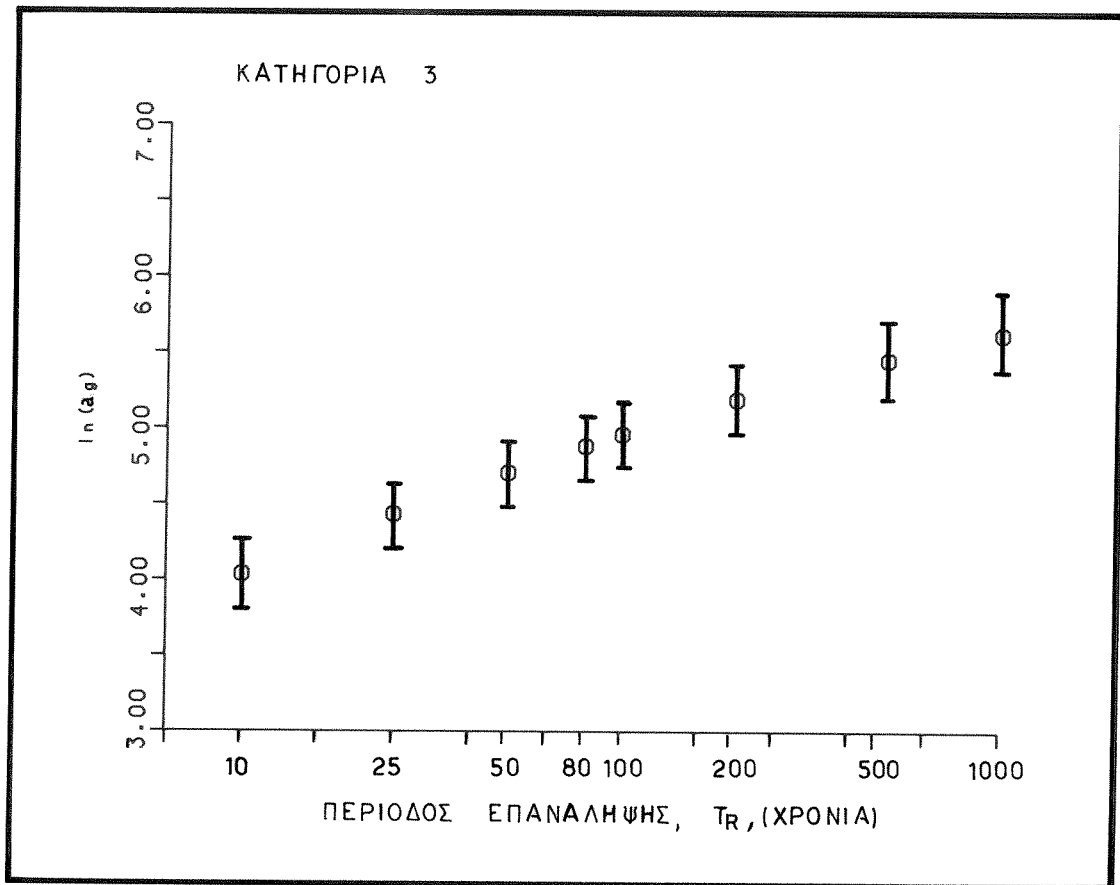
Σχ. 3.10. Ο νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση κάθε τιμής, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



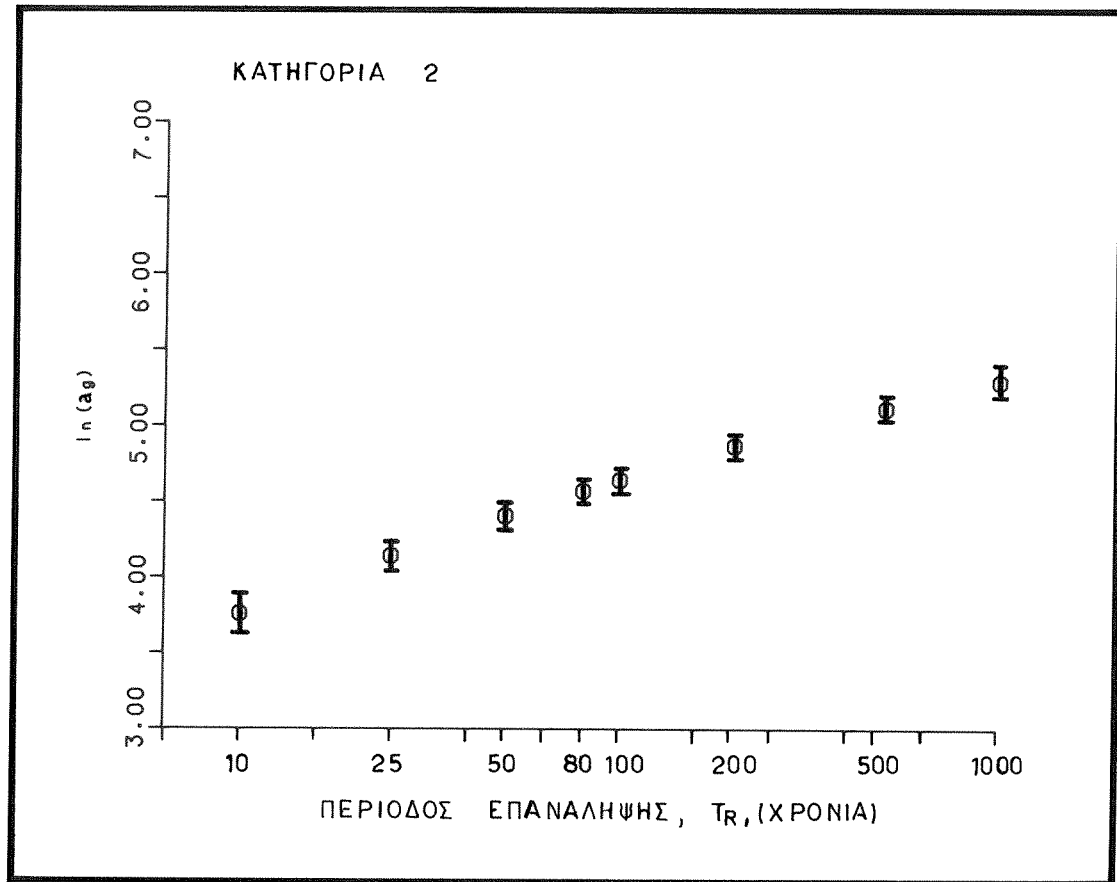
(Συνέχεια Σχ. 3.10)



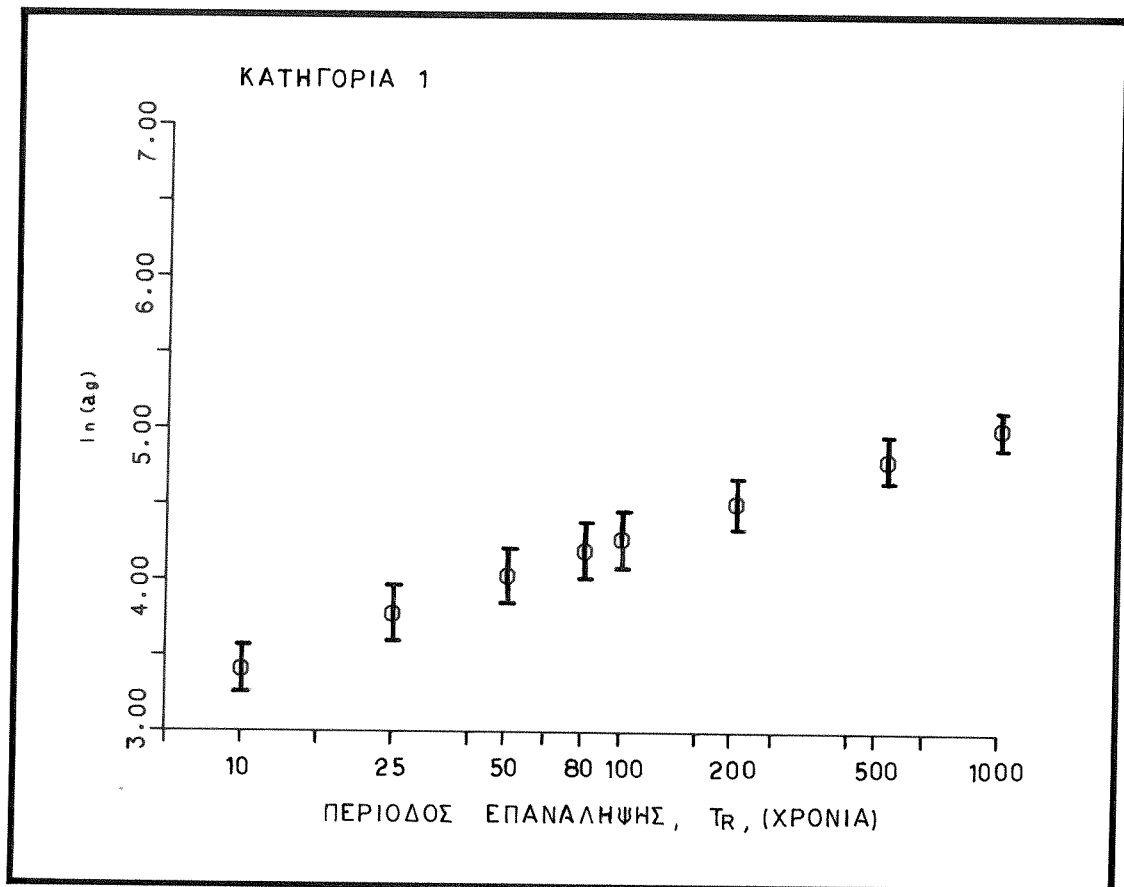
(Συνέχεια Σχ. 3.10)



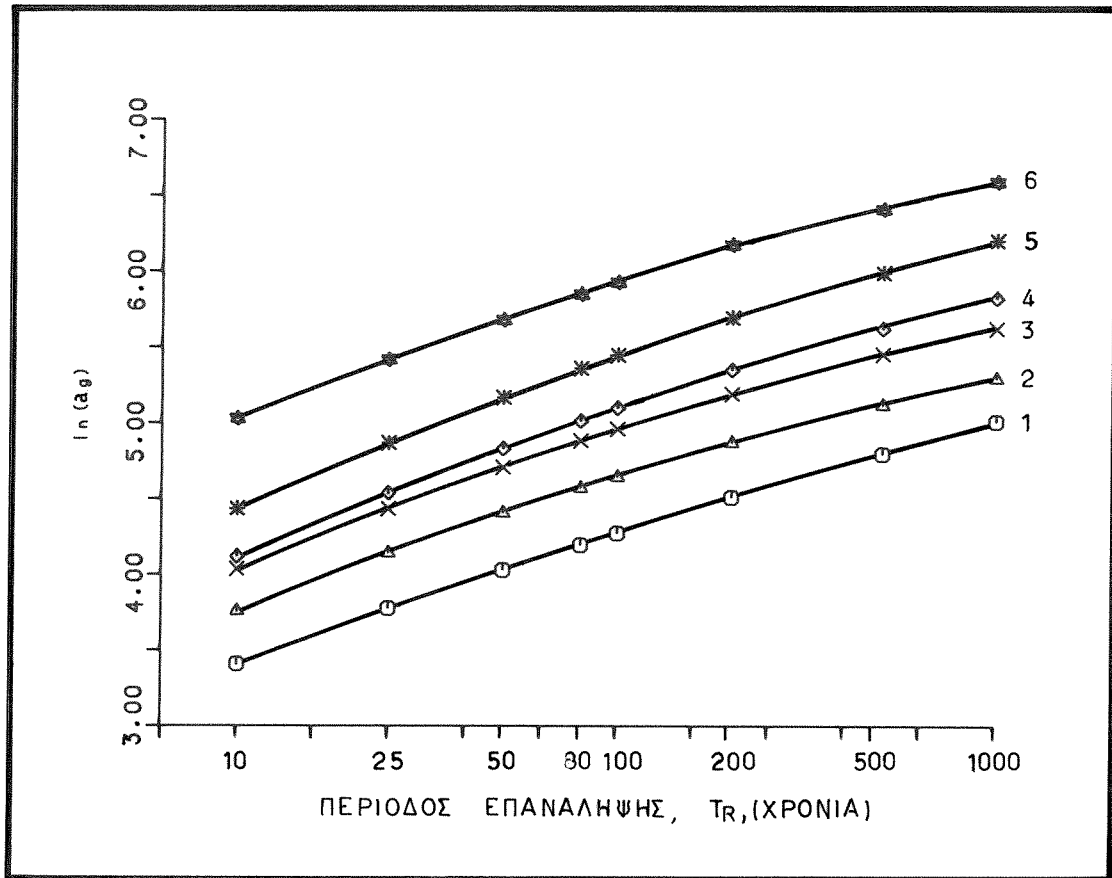
(Συνέχεια Σχ. 3.10)



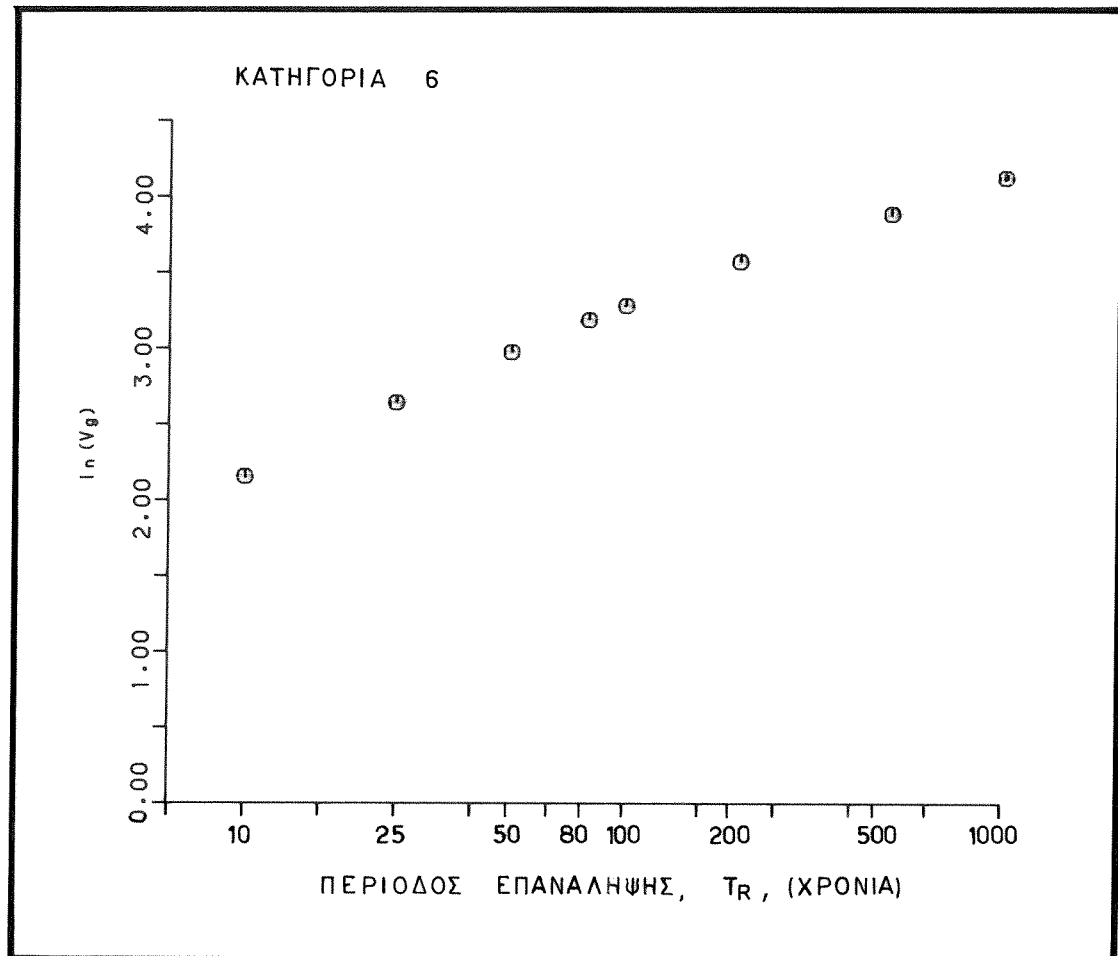
(Συνέχεια Σχ. 3.10)



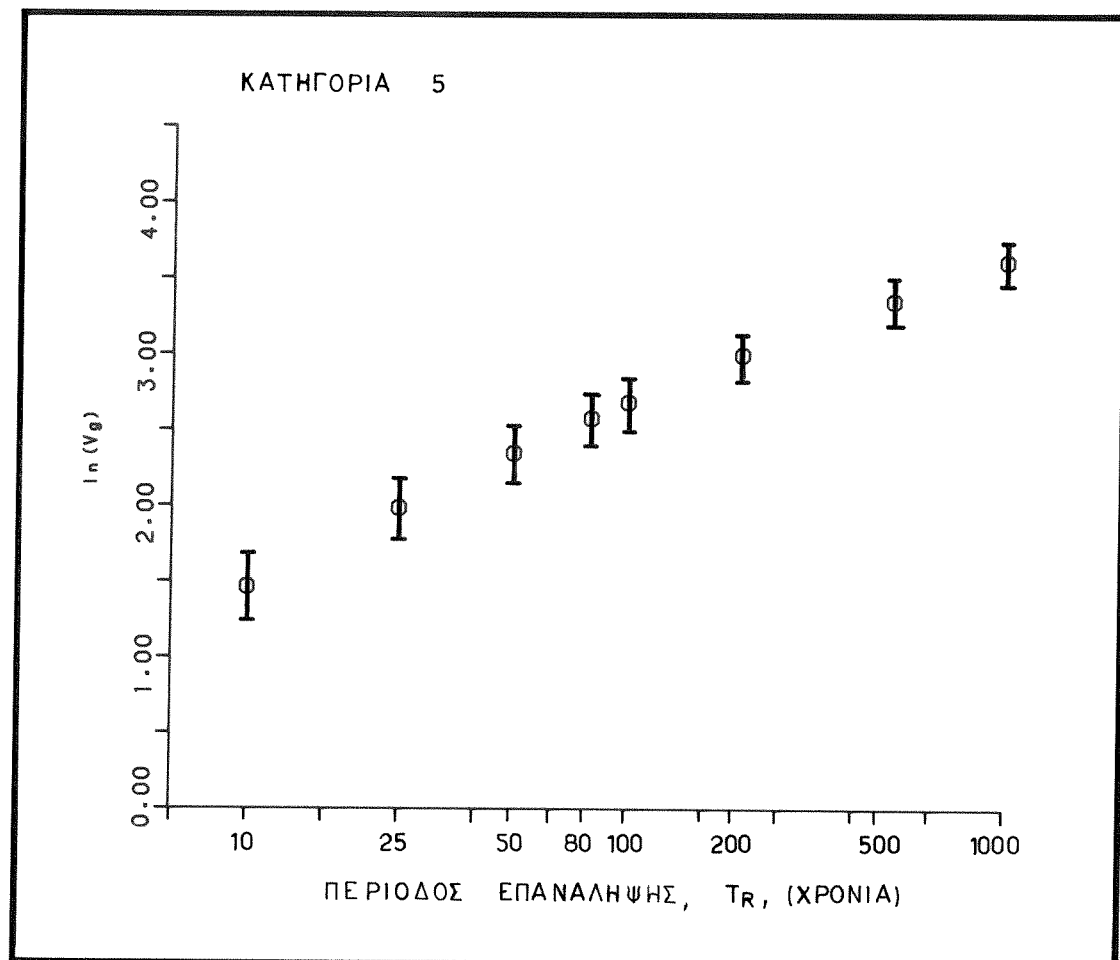
(Συνέχεια Σχ. 3.10)



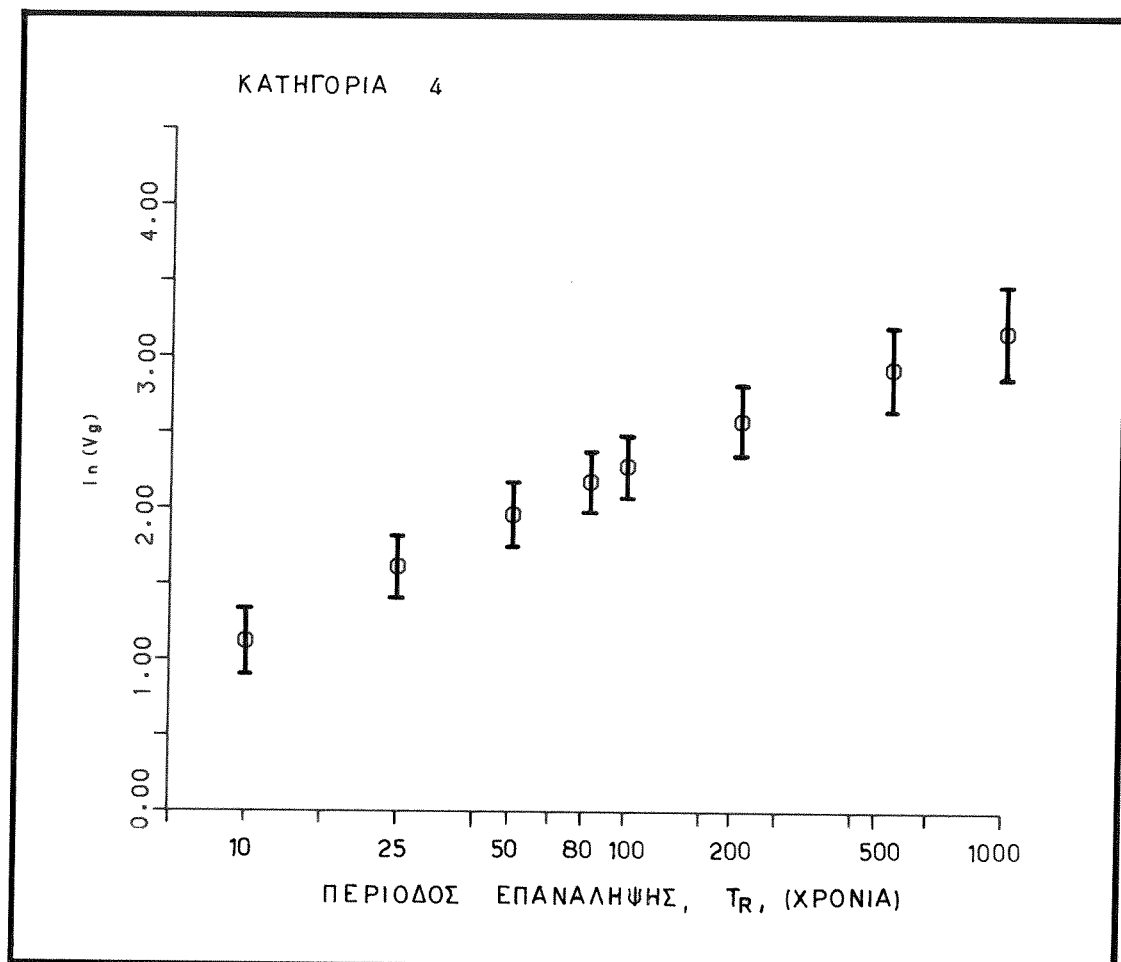
Σχ. 3.11. Ο μέσος νεπέριος λογαριθμός της αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



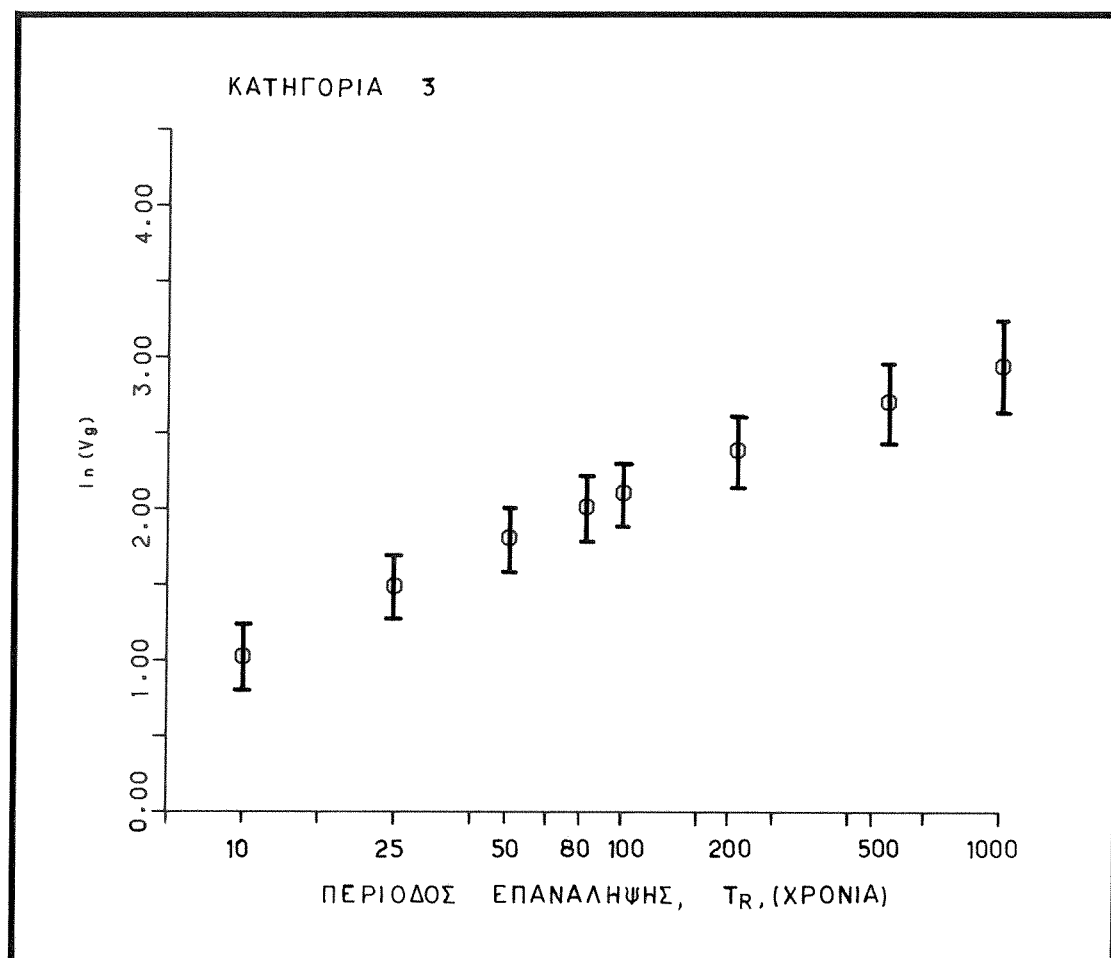
Σχ. 3.12. Ο νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης εδαφικής ταχύτητας, v_g , με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση κάθε τιμής, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



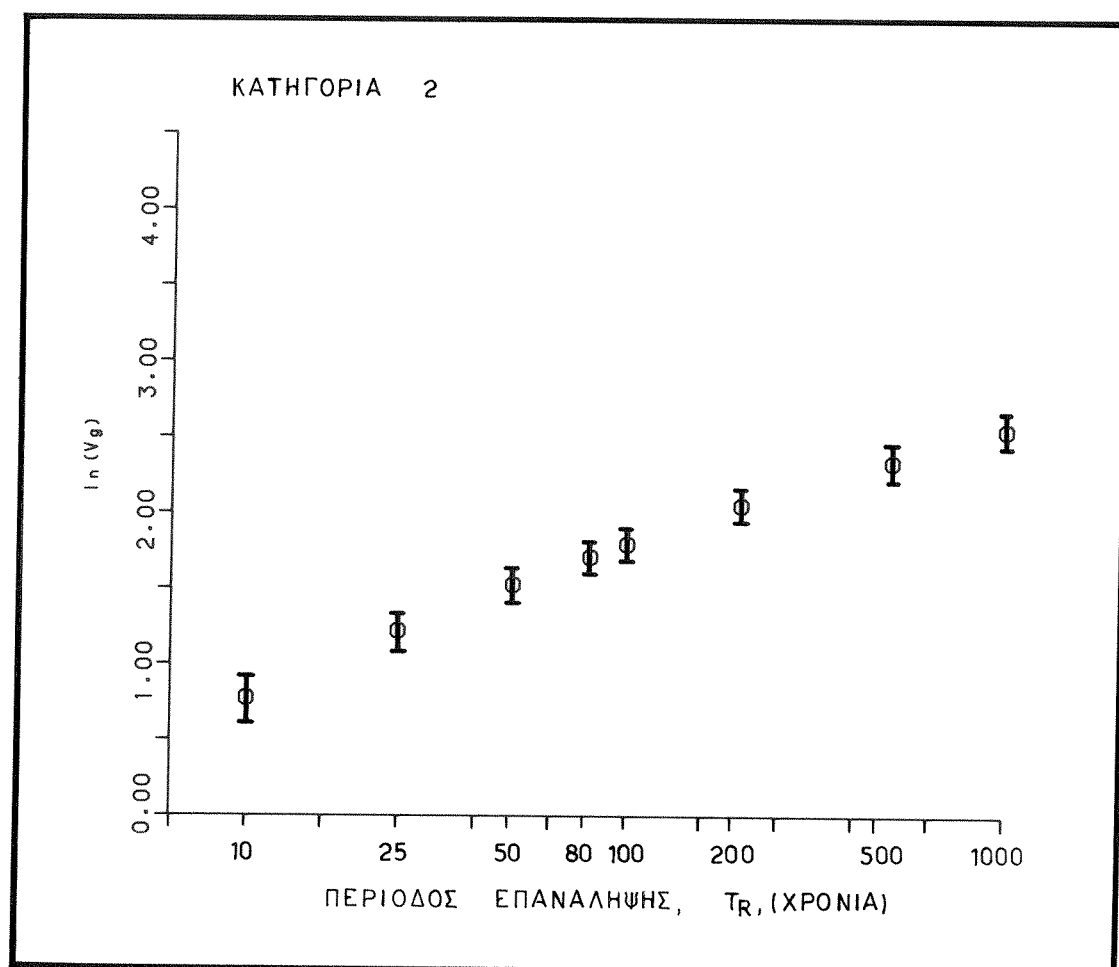
(Συνέχεια Σχ. 3.12)



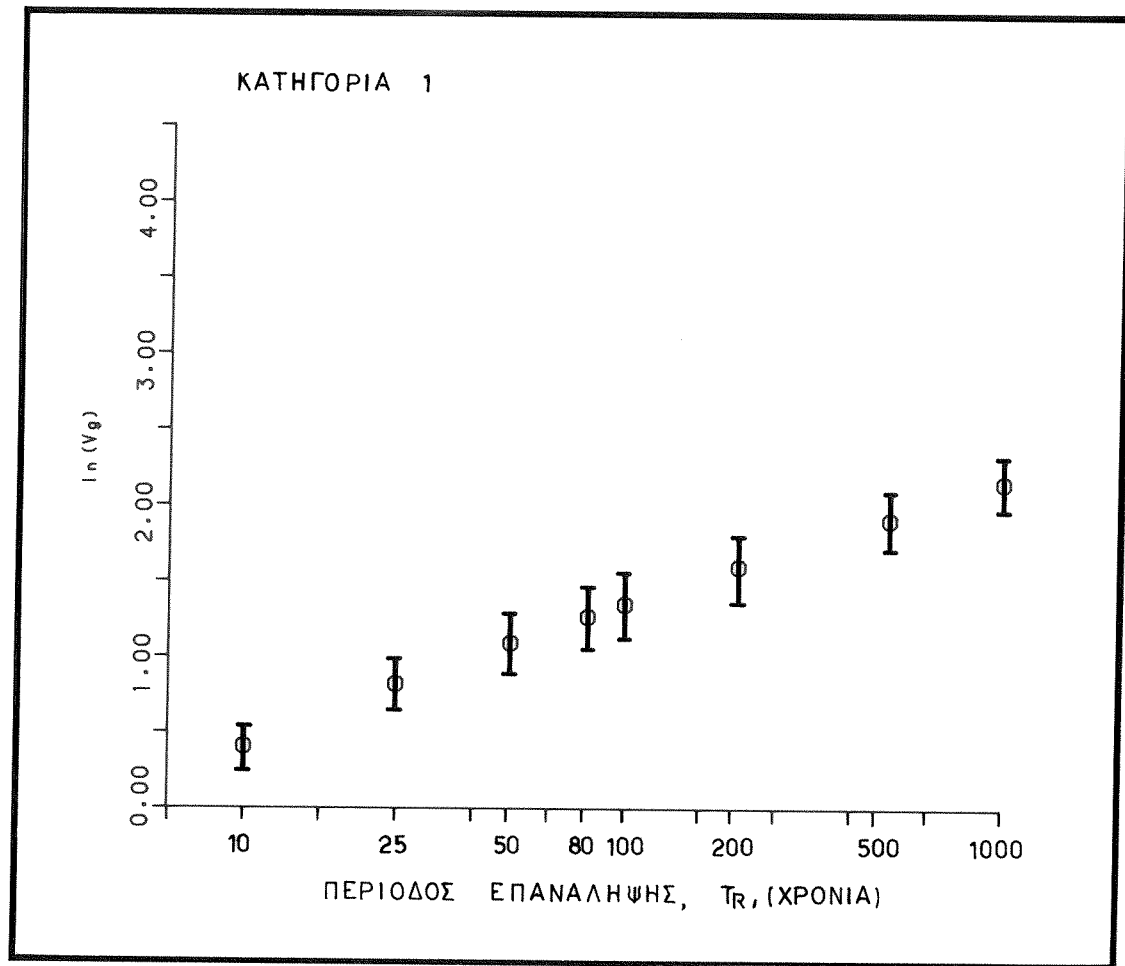
(Συνέχεια Σχ. 3.12)



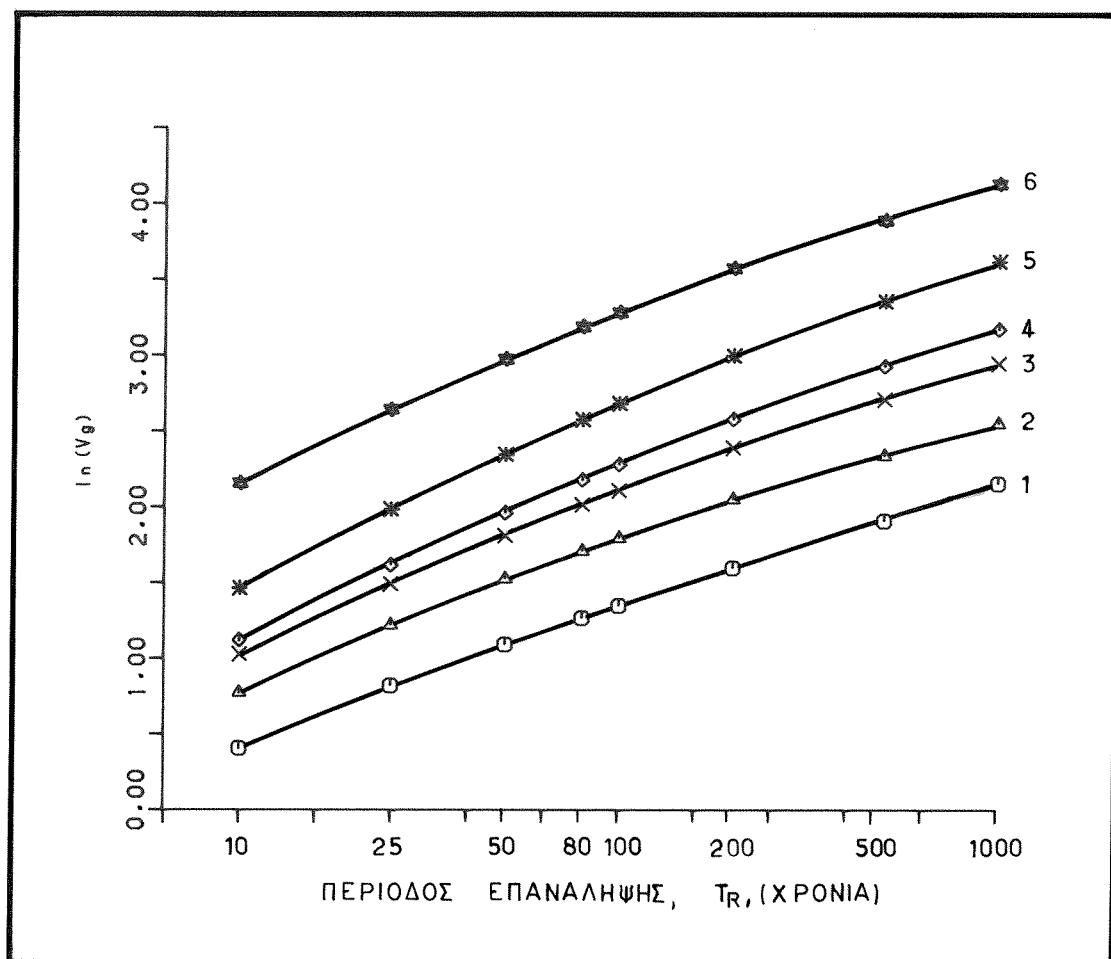
(Συνέχεια Σχ. 3.12)



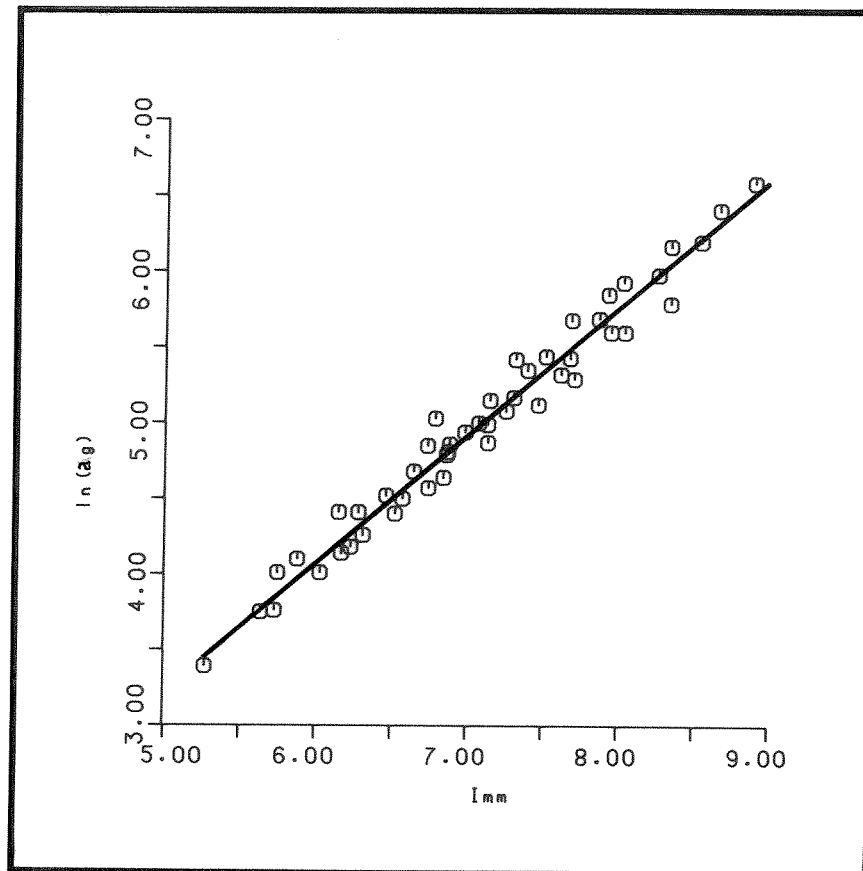
(Συνέχεια Σχ. 3.12)



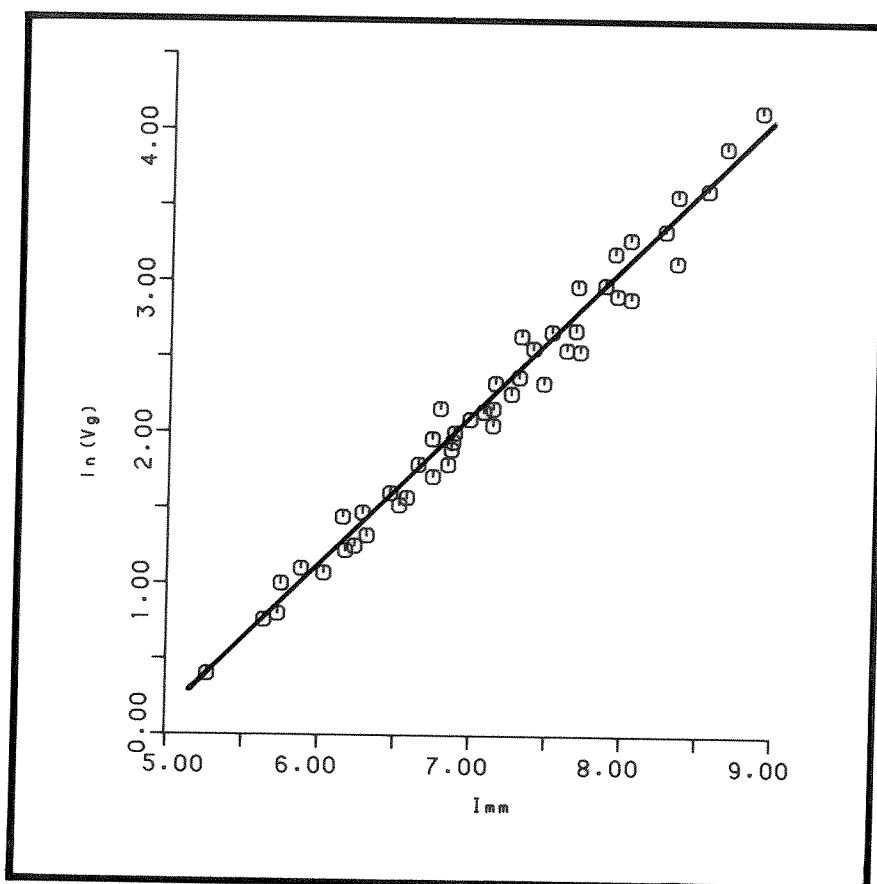
(Συνέχεια Σχ. 3.12)



Σχ. 3.13. Ο μέσος νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης εδαφικής ταχύτητας, v_g , σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



Σχ. 3.14. Νεπέριος λογάριθμος της αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , σε συνάρτηση με τις αναμενόμενες τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I_{mm} .



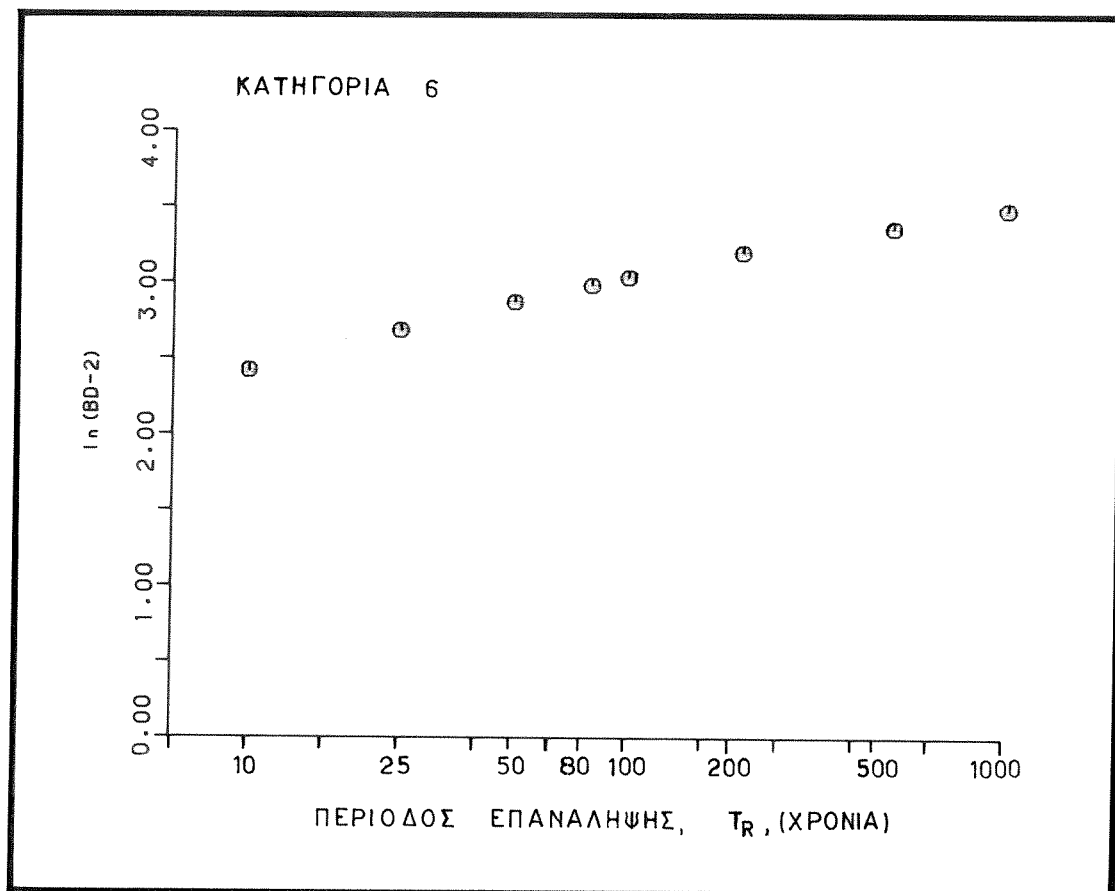
Σχ. 3.15. Νεπέριος λογάριθμος της αναμενόμενης εδαφικής ταχύτητας, v_g , σε συνάρτηση με τις αναμενόμενες τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} .

3.4.3. Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση την περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης, BD_g .

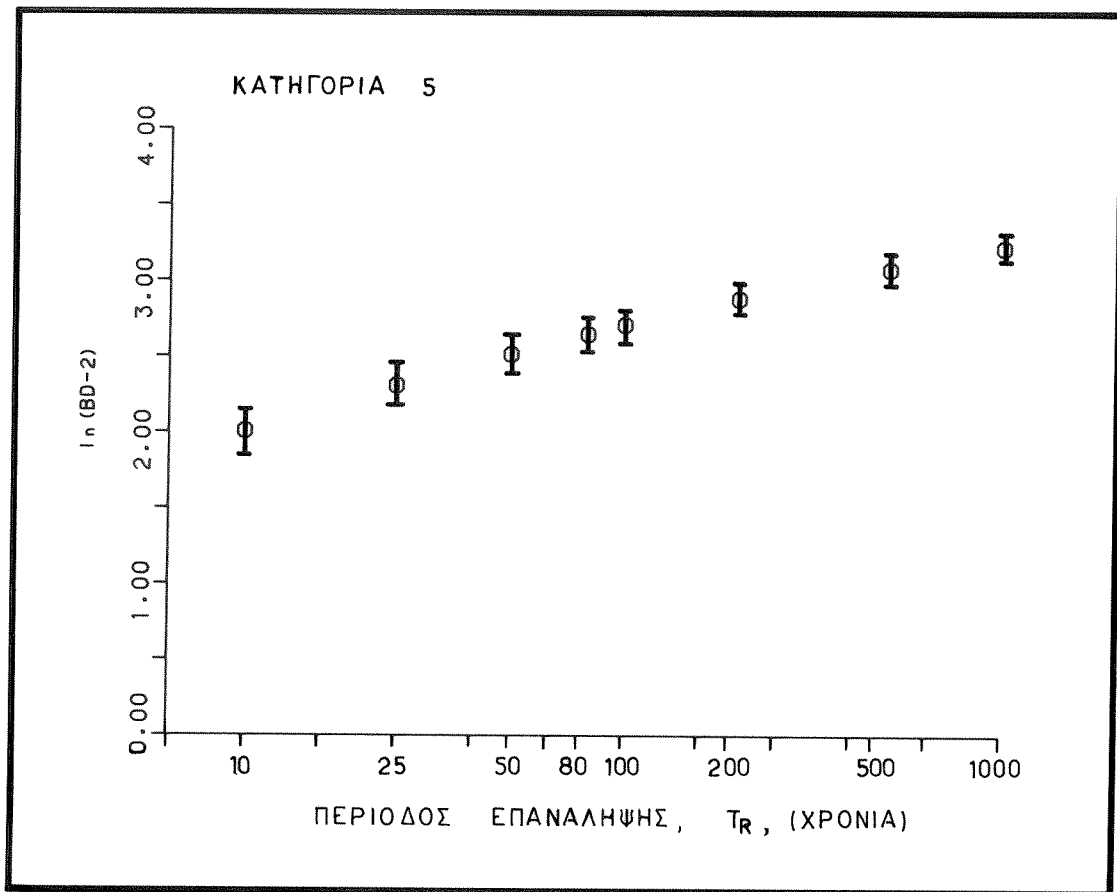
Προηγούμενη έρευνα (Papazachos et al., 1992) έχει δείξει ότι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με τη χρησιμοποίηση της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, BD_g , (Bolt 1974), δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα. Για το λόγο αυτό, εκτιμήθηκε η σεισμική επικινδυνότητα των 136 οικισμών του Ελληνικού χώρου (Πιν. 3.1) με τη χρησιμοποίηση της παραμέτρου αυτής και την εφαρμογή του μοντέλου της ανισότροπης ακτινοβολίας.

O Singh (1981, 1982a,b), χρησιμοποιώντας καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η διάδοση των κυμάτων από την εστία του σεισμού παρουσιάζουν τις ίδιες μεταβολές στην καταγραφόμενη εδαφική επιτάχυνση, a_g , και την περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g . Η σχέση (2.42) και οι τιμές του πίνακα (2.4) χρησιμοποιήθηκαν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου με βάση την περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής κίνησης, BD_g . Όπως φαίνεται από τη σχέση (2.42), η παράμετρος αυτή, BD_g , εξαρτάται εκτός των άλλων και από το επίπεδο μέτρησης (L) της διάρκειας της ισχυρής κίνησης (Papazachos et al., 1992). Στην προκειμένη περίπτωση χρησιμοποιήθηκαν δύο τιμές επιπέδου (L) της μέτρησης της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης. Η τιμή $L > 0.02g$, $BD_g(2)$ περιλαμβάνει μετρήσεις της ισχυρής διάρκειας η οποία καλύπτει ολόκληρη σχεδόν την καταγραφή της σεισμικής κίνησης, ενώ η $L > 0.05g$, $BD_g(5)$, περιλαμβάνει μόνο το τμήμα της καταγραφής με την ισχυρή κίνηση και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον από πρακτικής πλευράς. Για τον ίδιο λόγο όπως και προηγούμενα, θεωρήσαμε ενδιάμεσες ($S=0.5$) εδαφικές συνθήκες για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

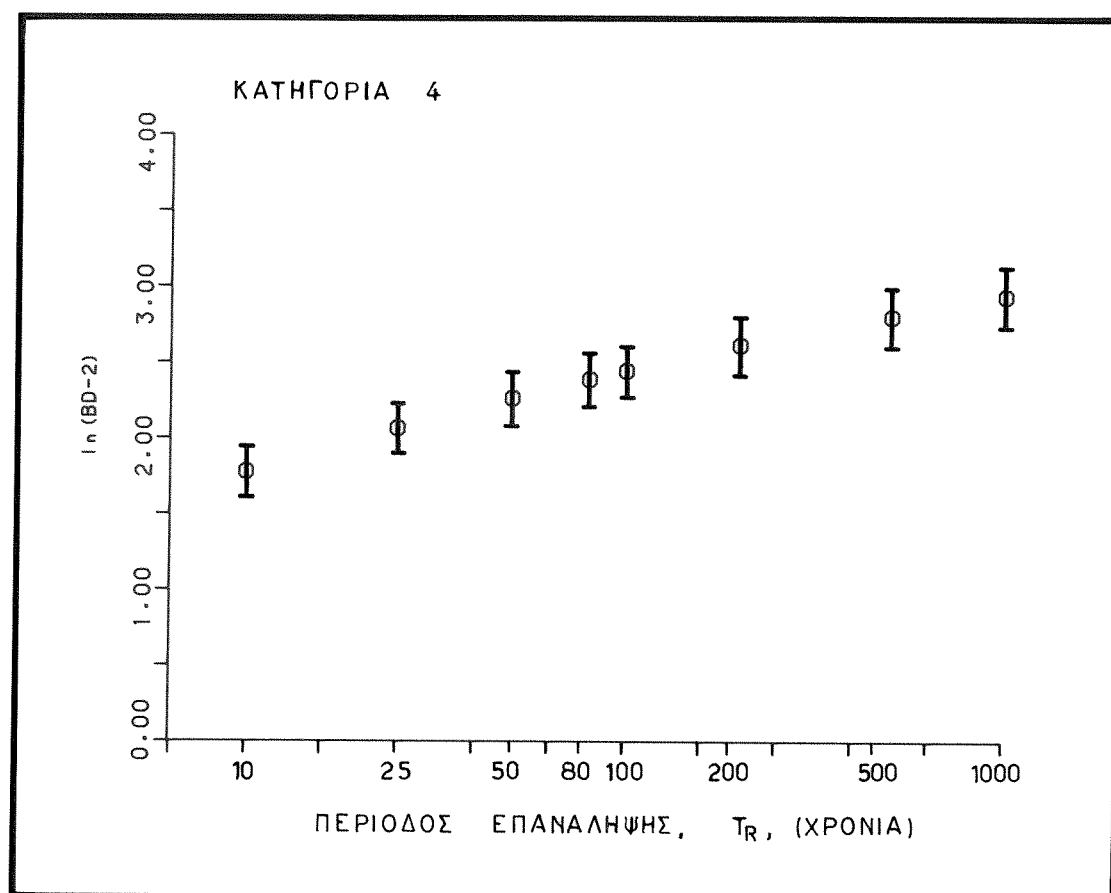
Οι τιμές του νεπέριου λογαρίθμου των αναμενόμενων περιβαλλόμενων διαρκειών της ισχυρής σεισμικής κίνησης για τα δύο επίπεδα μέτρησης, $BD_g(2)$ και $BD_g(5)$ σε συνάρτηση με τις μέσες περιόδους επανάληψης, T_R , για κάθε κατηγορία ίσης σεισμικής επικινδυνότητας δίνονται στα σχήματα (3.16) και (3.17). Οι μπάρες σε κάθε μία από τις αναμενόμενες τιμές παρουσιάζουν τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις, SD , των υπολογισμών. Οι παραπάνω τιμές για τα δύο επίπεδα μέτρησης της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, δίνονται στους πίνακες (3.7α) και (3.7β), αντίστοιχα. Τα σχήματα (3.18) και (3.19) παρουσιάζουν, για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, τις τιμές του νεπέριου λογαρίθμου της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης για τα δύο επίπεδα μέτρησης αυτής, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R .



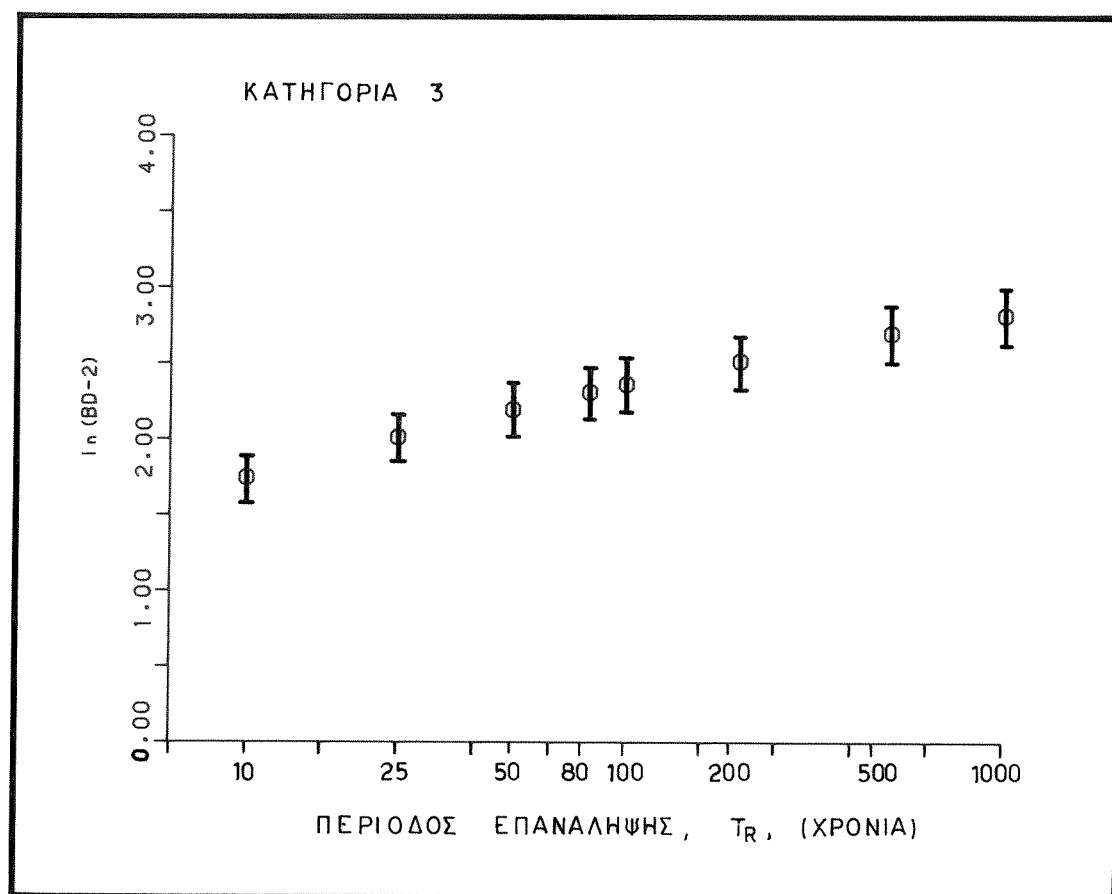
Σχ. 3.16. Ο νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(2)$, για επίπεδο μέτρησης της ισχυρής διάρκειας, $L > 0.02g$, με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση κάθε τιμής, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



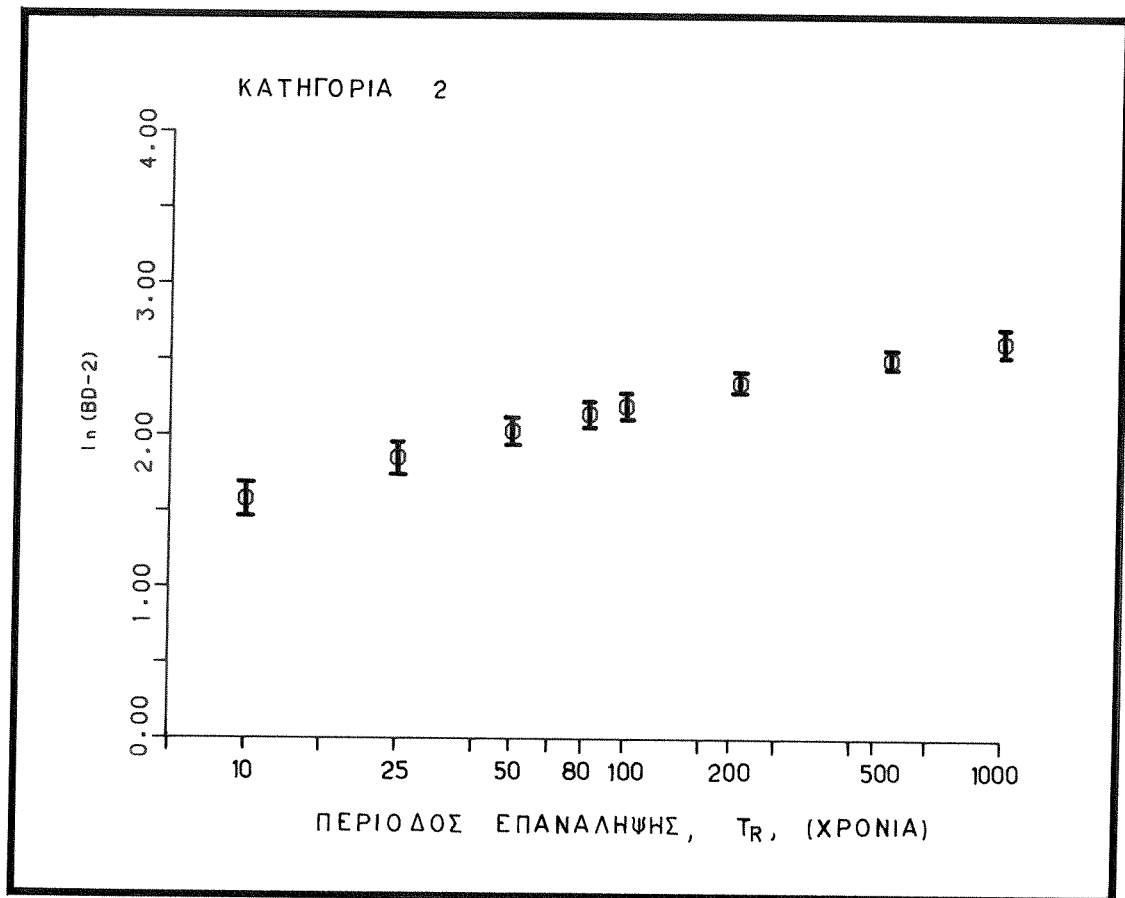
(Συνέχεια Σχ. 3.16)



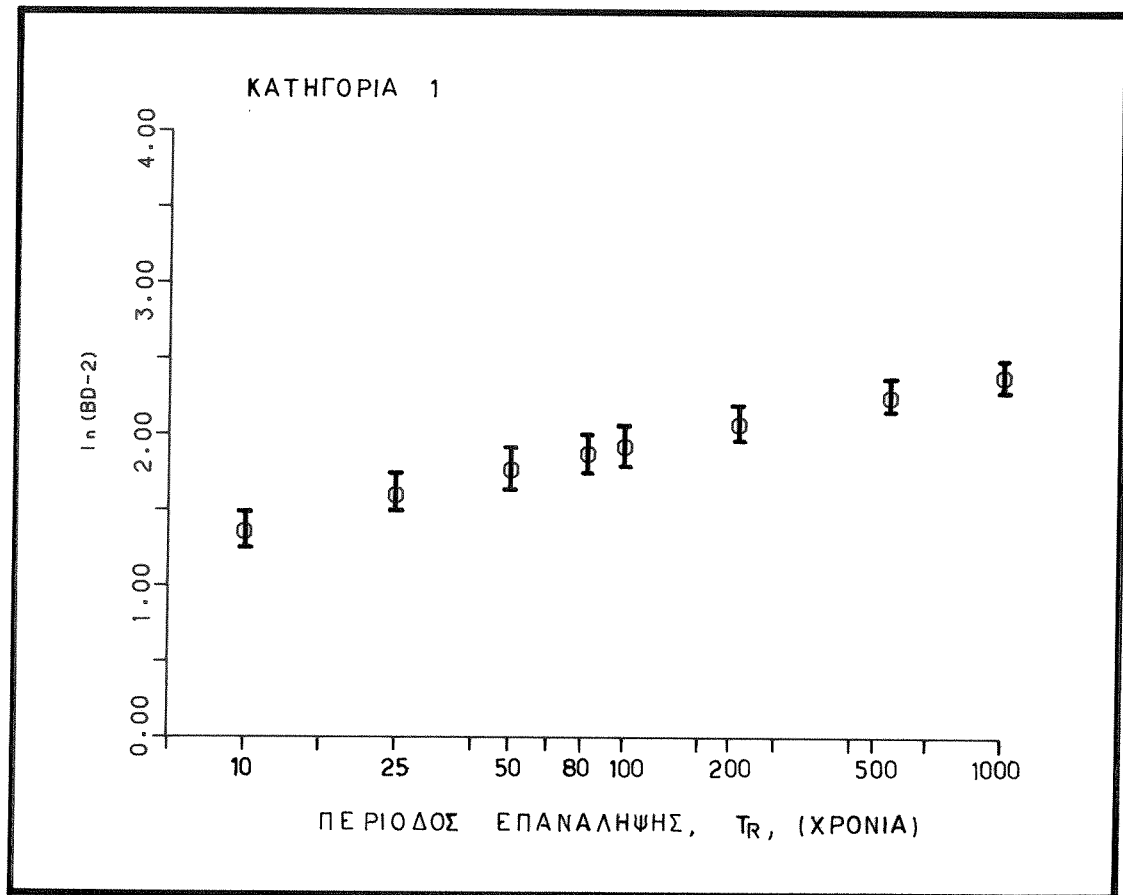
(Συνέχεια Σχ. 3.16)



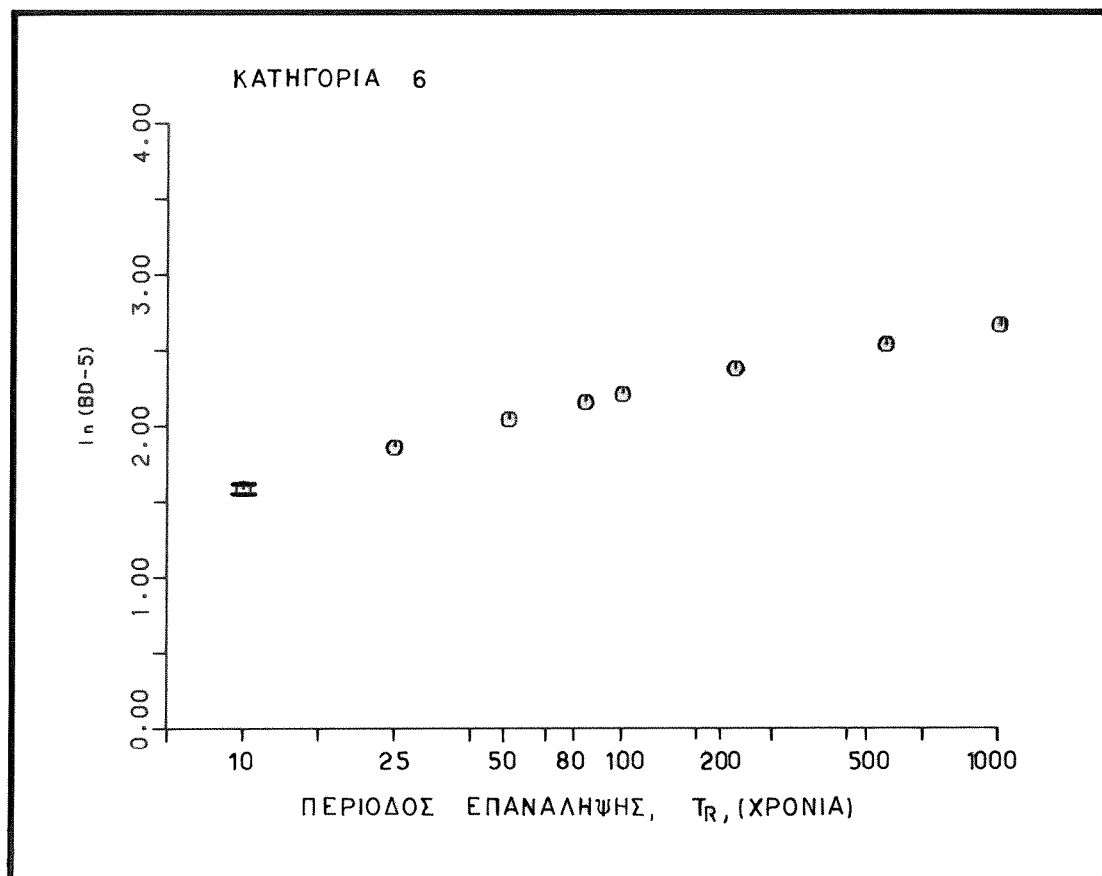
(Συνέχεια Σχ. 3.16)



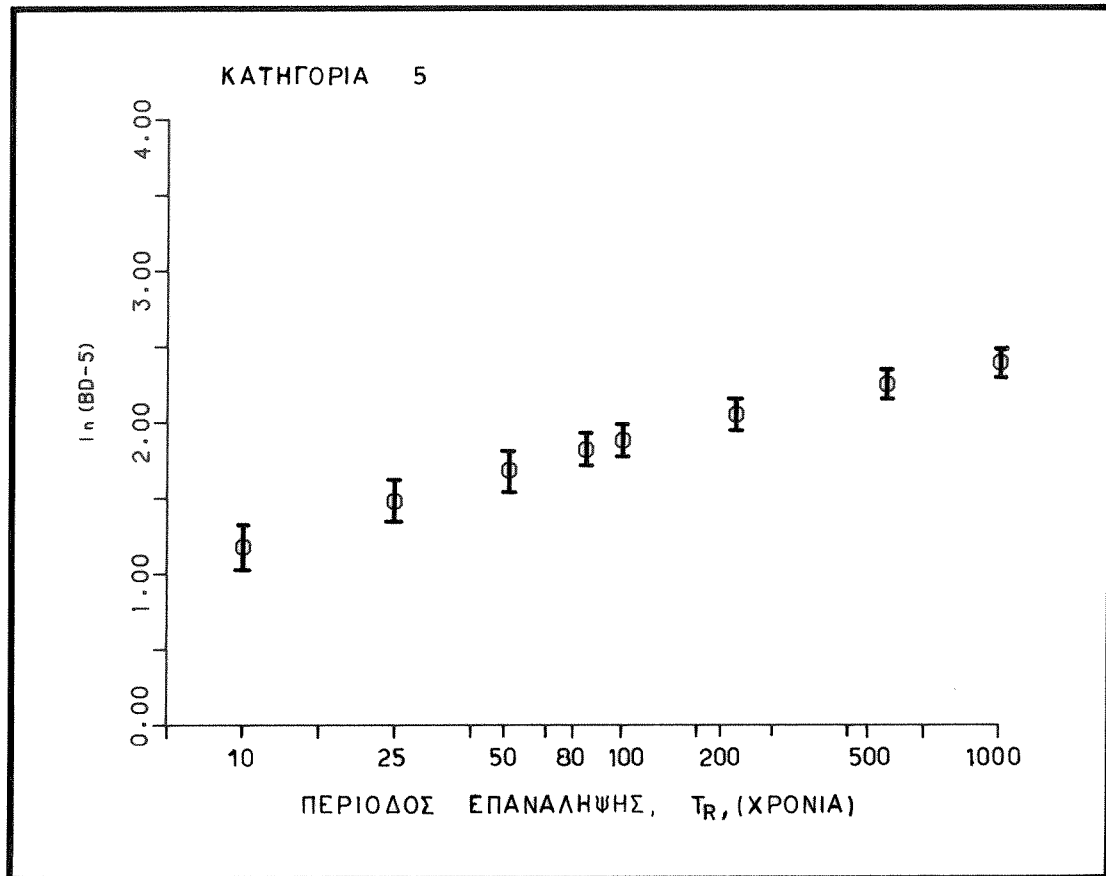
(Συνέχεια Σχ. 3.16)



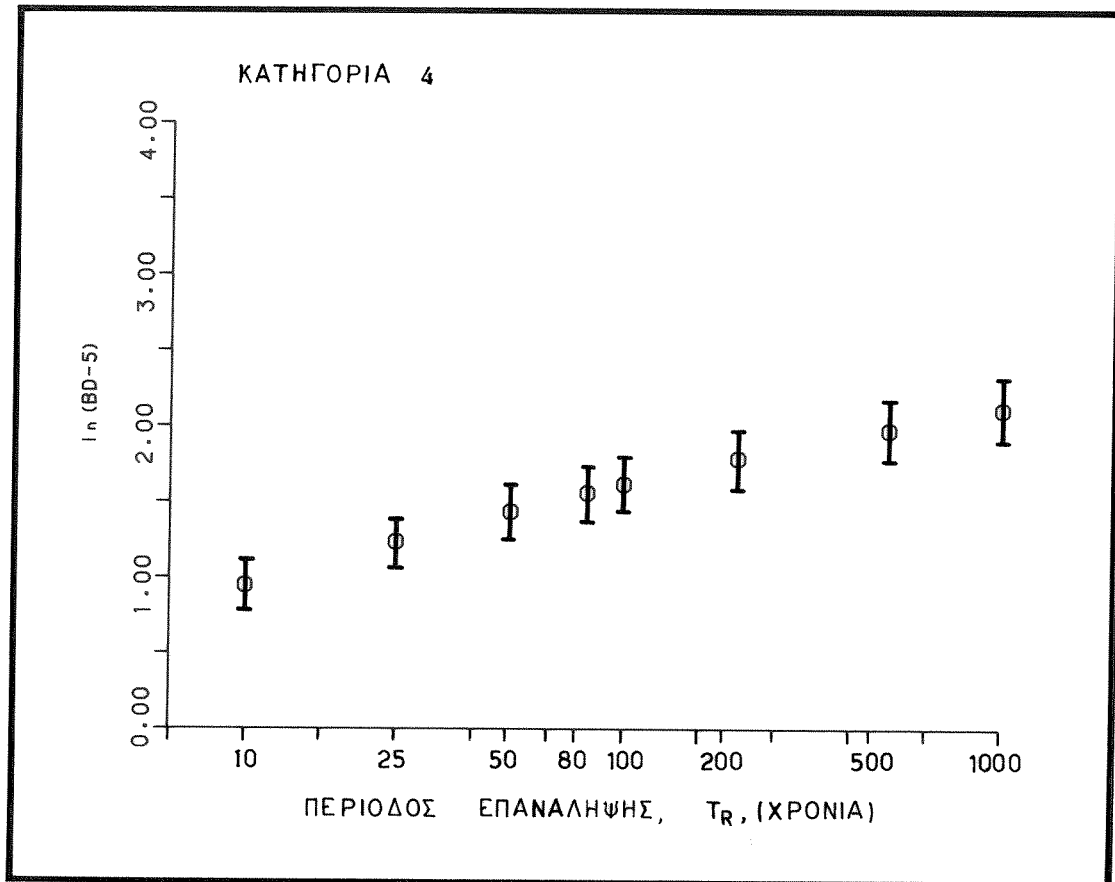
(Συνέχεια Σχ. 3.16)



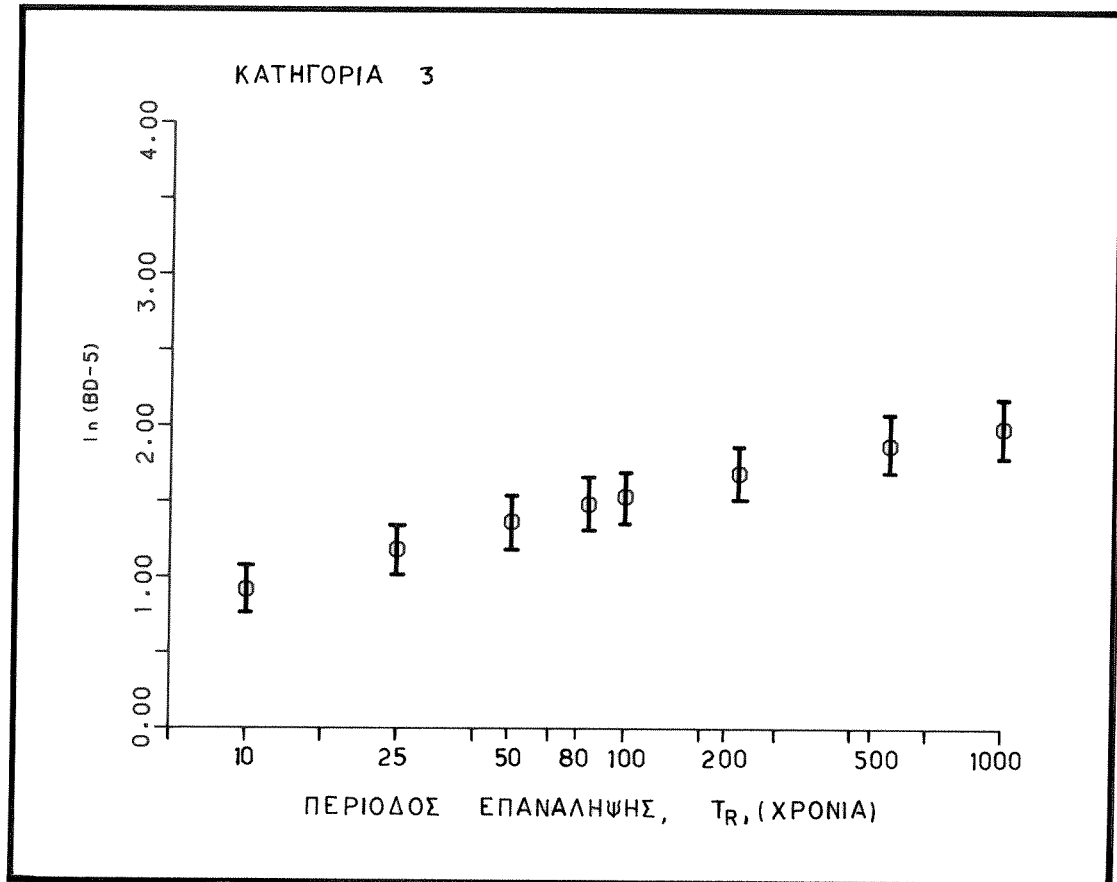
Σχ. 3.17. Ο νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(5)$, για επίπεδο μέτρησης της ισχυρής διάρκειας, $L > 0.05g$, με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση κάθε τιμής, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



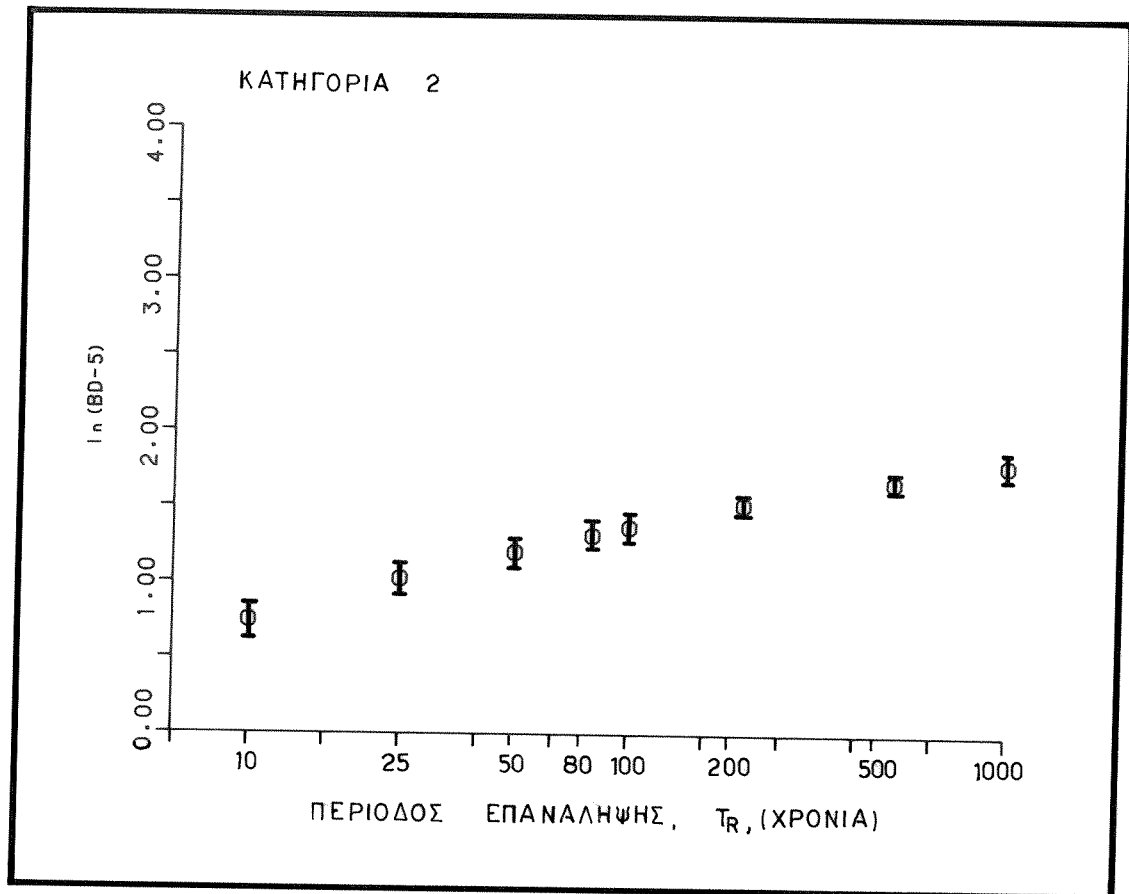
(Συνέχεια Σχ. 3.17)



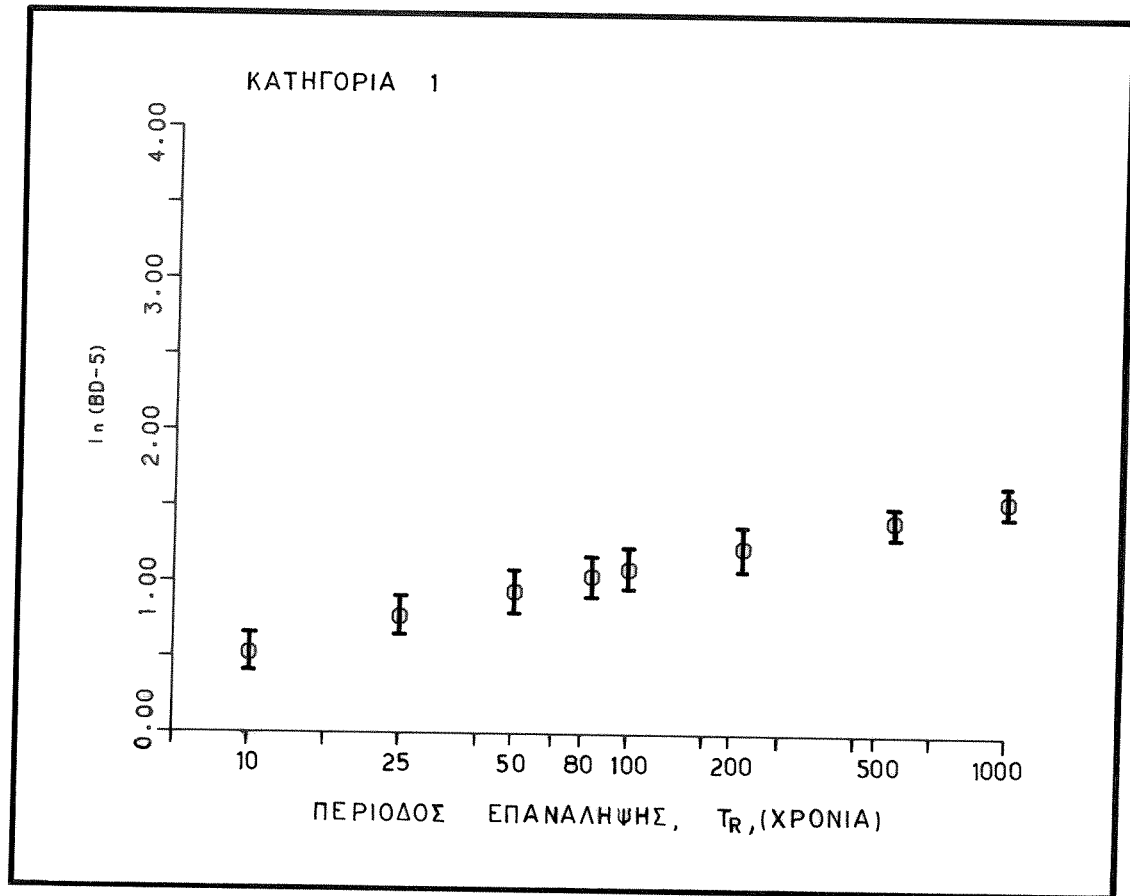
(Συνέχεια Σχ. 3.17)



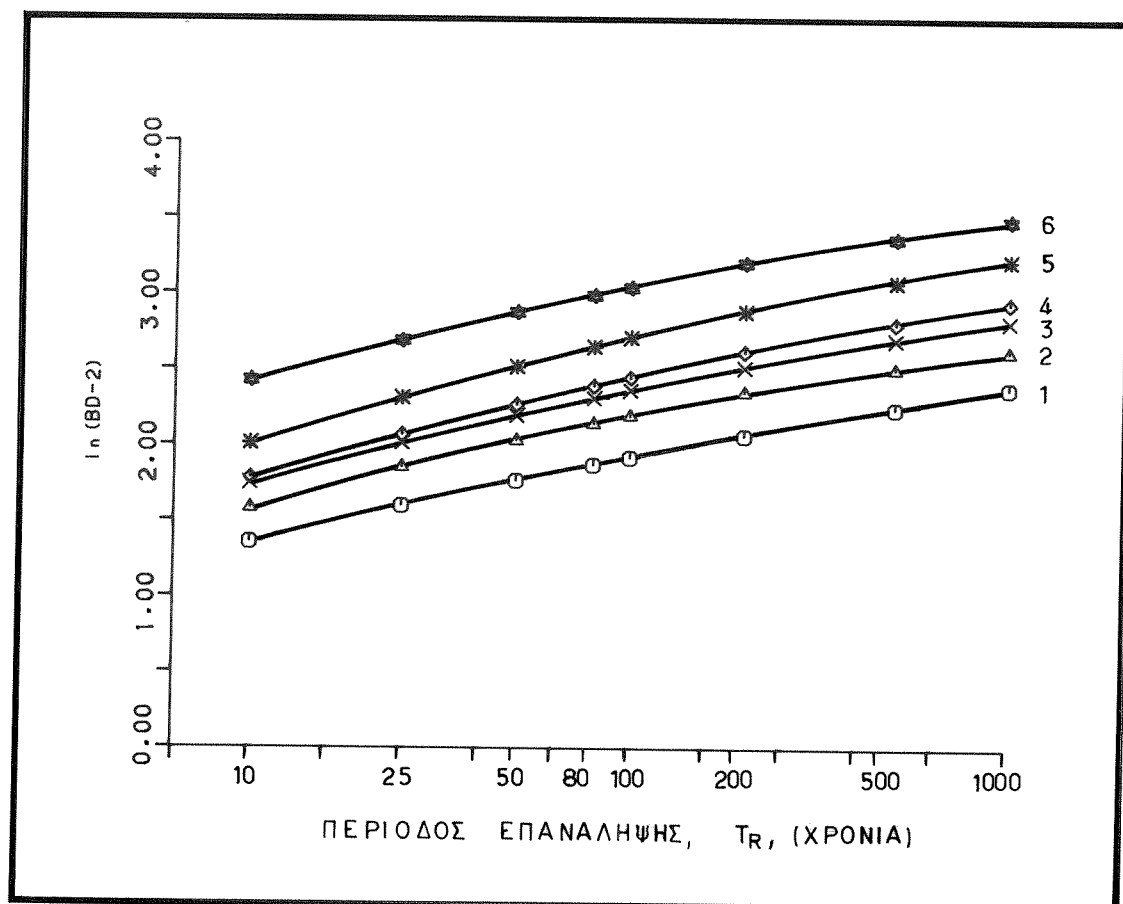
(Συνέχεια Σχ. 3.17)



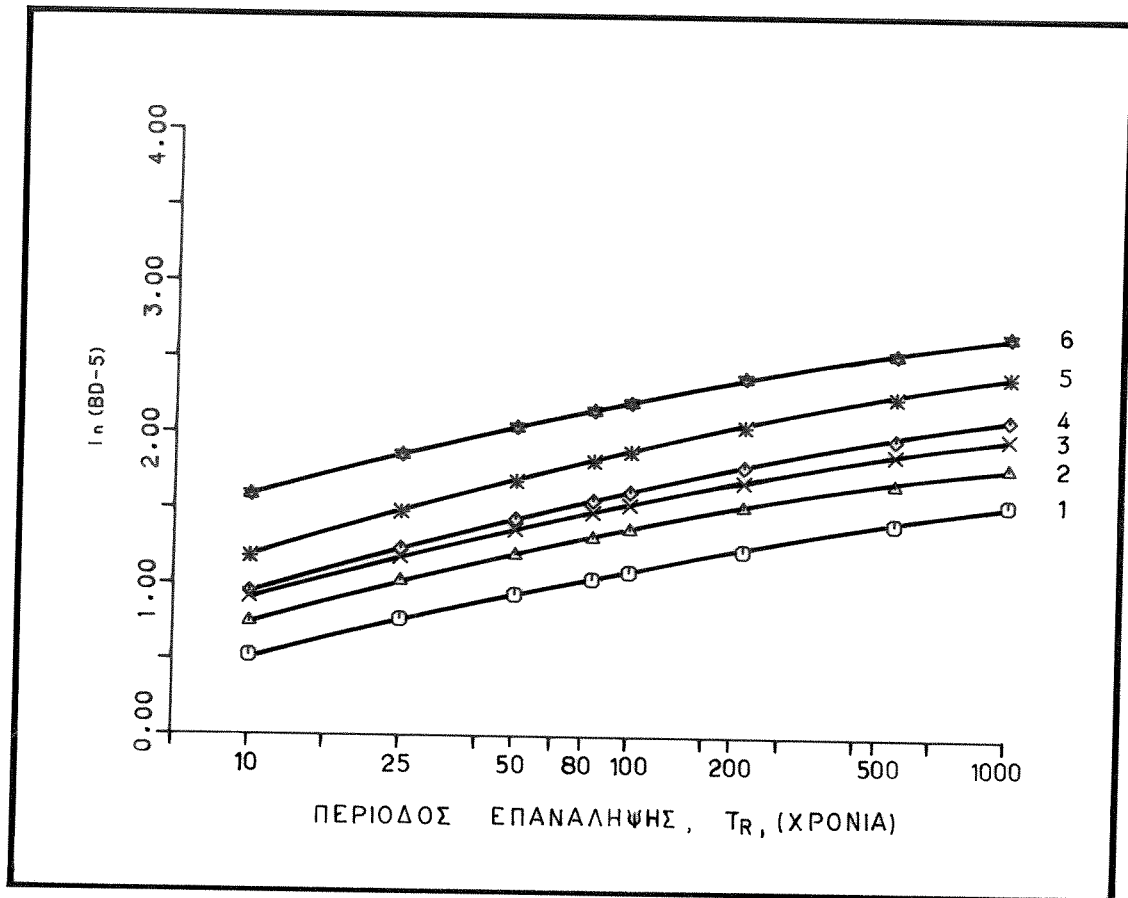
(Συνέχεια Σχ. 3.17)



(Συνέχεια Σχ. 3.17)



Σχ. 3.18. Ο μέσος νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(2)$, για επίπεδο μέτρησης της ισχυρής διάρκειας, $L > 0.02g$, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.



Σχ. 3.19. Ο μέσος νεπέριος λογαρίθμος της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(5)$, για επίπεδο μέτρησης της ισχυρής διάρκειας, $L > 0.05g$, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

Πίνακας 3.7α. Ο νεπέριος λογάριθμος των αναμενόμενων τιμών της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(2)$ (sec), για επίπεδο μέτρησης της διάρκειας, $L > 0.02g$, σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ		ΜΕΣΕΣ ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ, T_R (ΧΡΟΝΙΑ)							
		10	25	50	80	100	200	500	1000
6	$\ln BD_g(2)$	2.42	2.69	2.87	2.98	3.04	3.20	3.37	3.49
	SD	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	$\ln BD_g(2)$	2.00	2.30	2.51	2.64	2.70	2.88	3.08	3.22
	SD	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.09	0.09	0.08
4	$\ln BD_g(2)$	1.77	2.05	2.25	2.38	2.43	2.60	2.79	2.92
	SD	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20
3	$\ln BD_g(2)$	1.73	2.00	2.18	2.30	2.35	2.50	2.69	2.81
	SD	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18
2	$\ln BD_g(2)$	1.57	1.85	2.03	2.14	2.19	2.35	2.51	2.62
	SD	0.12	0.11	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07
1	$\ln BD_g(2)$	1.35	1.59	1.76	1.86	1.91	2.06	2.24	2.38
	SD	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.09

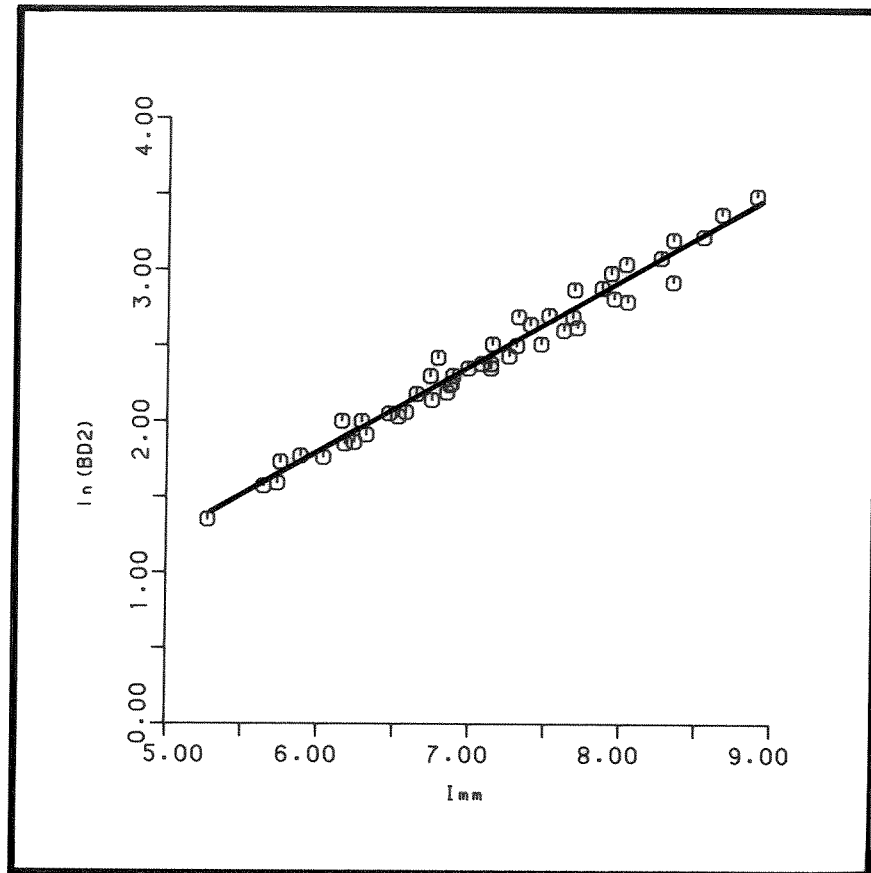
Η συσχέτιση των αναμενόμενων τιμών της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής σεισμικής κίνησης, $BD_g(2)$ και $BD_g(5)$, με τις αναμενόμενες τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} , δίνονται στα σχήματα (3.20) και (3.21). Οι τιμές των σταθερών της γραμμικής σχέσης (3.1), a και b , και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, RMS, των υπολογισμών δίνονται στον πίνακα (3.8). Όπως φαίνεται από τα σχήματα αυτά η συσχέτιση των αναμενόμενων τιμών της διάρκειας της ισχυρής κίνησης με την αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση είναι ικανοποιητική.

Πίνακας 3.7β. Ο νεπέριος λογάριθμος των αναμενόμενων τιμών της περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(5)$ (sec), για επίπεδο μέτρησης της διάρκειας, $L > 0.05g$, σε συνάρτηση με την μέση περίοδο επανάληψης, T_R , για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου.

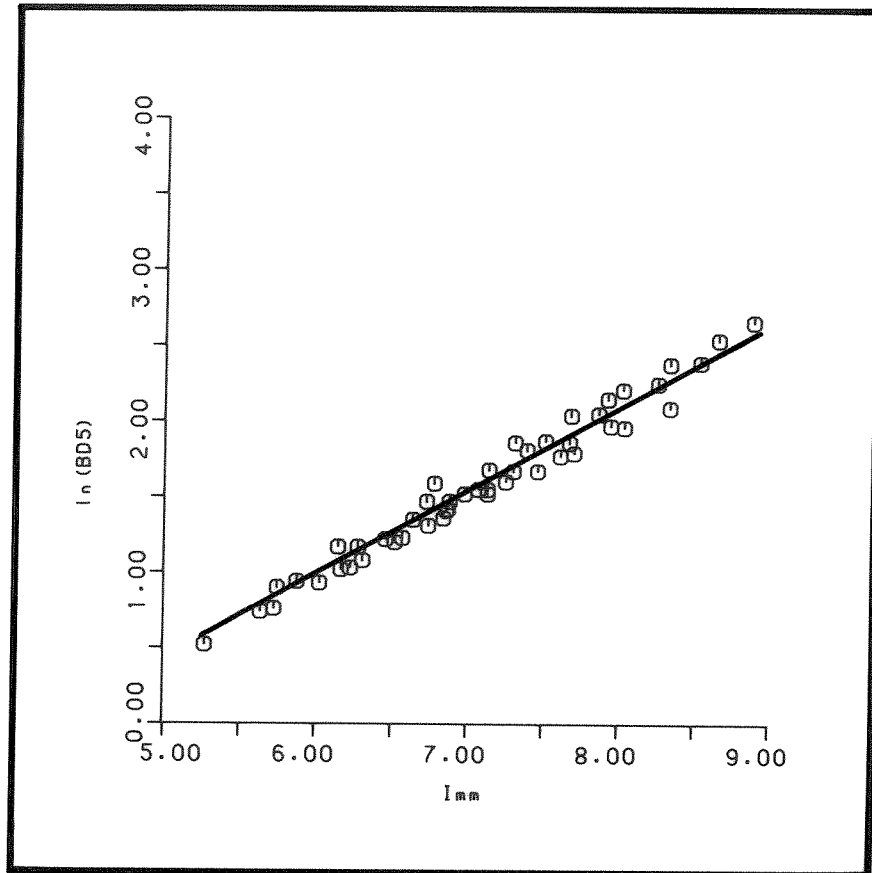
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ		ΜΕΣΕΣ ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ, T_R (ΧΡΟΝΙΑ)							
		10	25	50	80	100	200	500	1000
6	$\ln BD_g(5)$	1.59	1.86	2.04	2.15	2.21	2.38	2.54	2.66
	SD	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	$\ln BD_g(5)$	1.17	1.47	1.68	1.81	1.87	2.05	2.25	2.39
	SD	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.09	0.09	0.08
4	$\ln BD_g(5)$	0.94	1.22	1.42	1.55	1.60	1.77	1.96	2.09
	SD	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.21
3	$\ln BD_g(5)$	0.90	1.17	1.35	1.47	1.52	1.67	1.86	1.97
	SD	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18
2	$\ln BD_g(5)$	0.74	1.02	1.20	1.31	1.36	1.52	1.67	1.79
	SD	0.12	0.11	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.08
1	$\ln BD_g(5)$	0.52	0.76	0.93	1.03	1.08	1.23	1.41	1.55
	SD	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.09

Πίνακας 3.8. Οι τιμές των σταθερών a και b της σχέσης (3.1) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, RMS, των υπολογισμών για την σχέση μεταξύ έντασης και περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ Ι.Κ	a	b	RMS
$BD_g(2)$	-1.62	0.57	0.08
$BD_g(5)$	-2.45	0.57	0.08



Σχ. 3.20. Ο νεπέριος λογάριθμος της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(2)$, για επίπεδο μέτρησης της ισχυρής διάρκειας, $L > 0.02g$, σε συνάρτηση με τις αναμενόμενες τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I_{MM} .



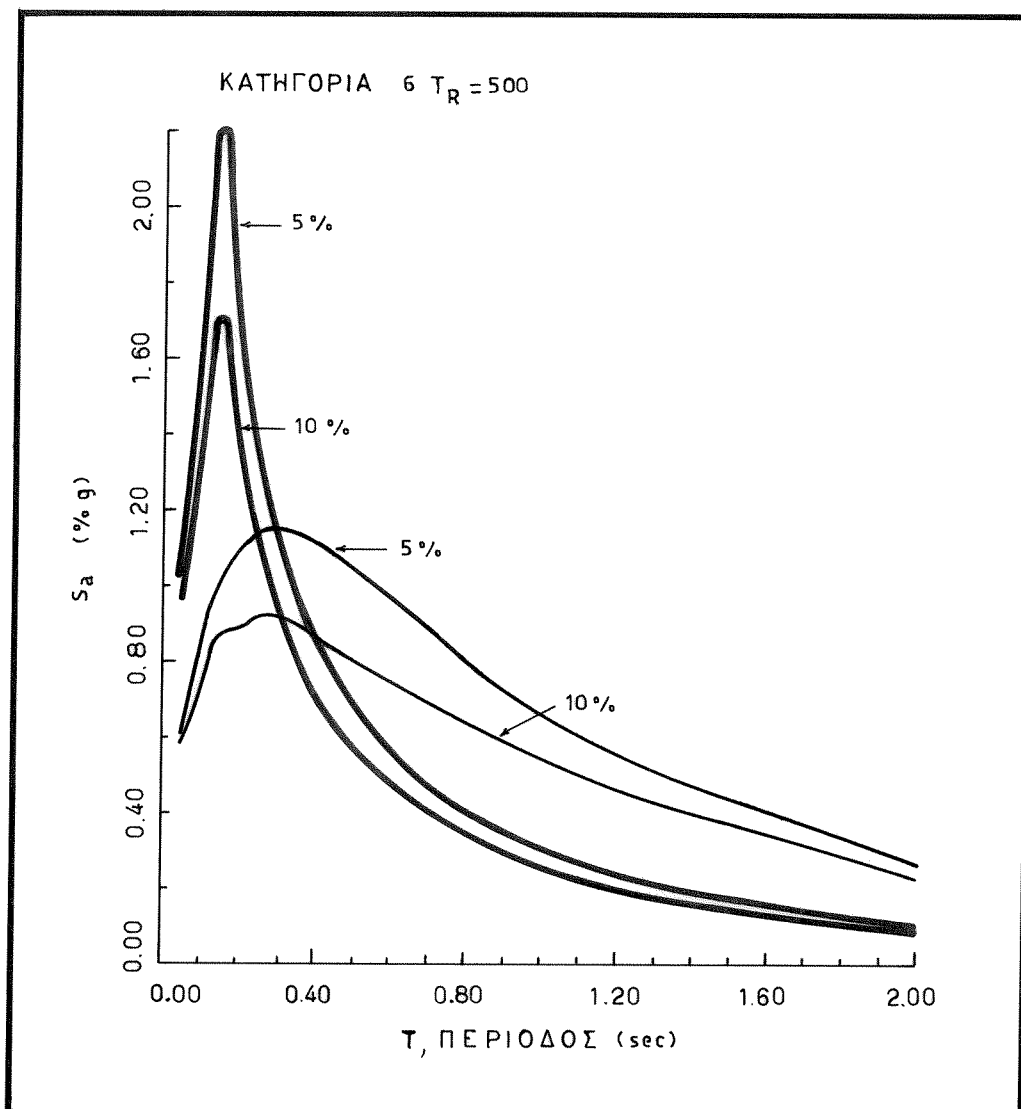
Σχ. 3.21. Ο νεπέριος λογάριθμος της αναμενόμενης περιβαλλόμενης διάρκειας της ισχυρής κίνησης, $BD_g(5)$, για επίπεδο μέτρησης της ισχυρής διάρκειας, $L > 0.05g$, σε συνάρτηση με τις αναμενόμενες τιμές της μακροσεισμικής έντασης, I_{mm} .

3.4.4. Σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου με βάση τη φασματική επιτάχυνση, S_a .

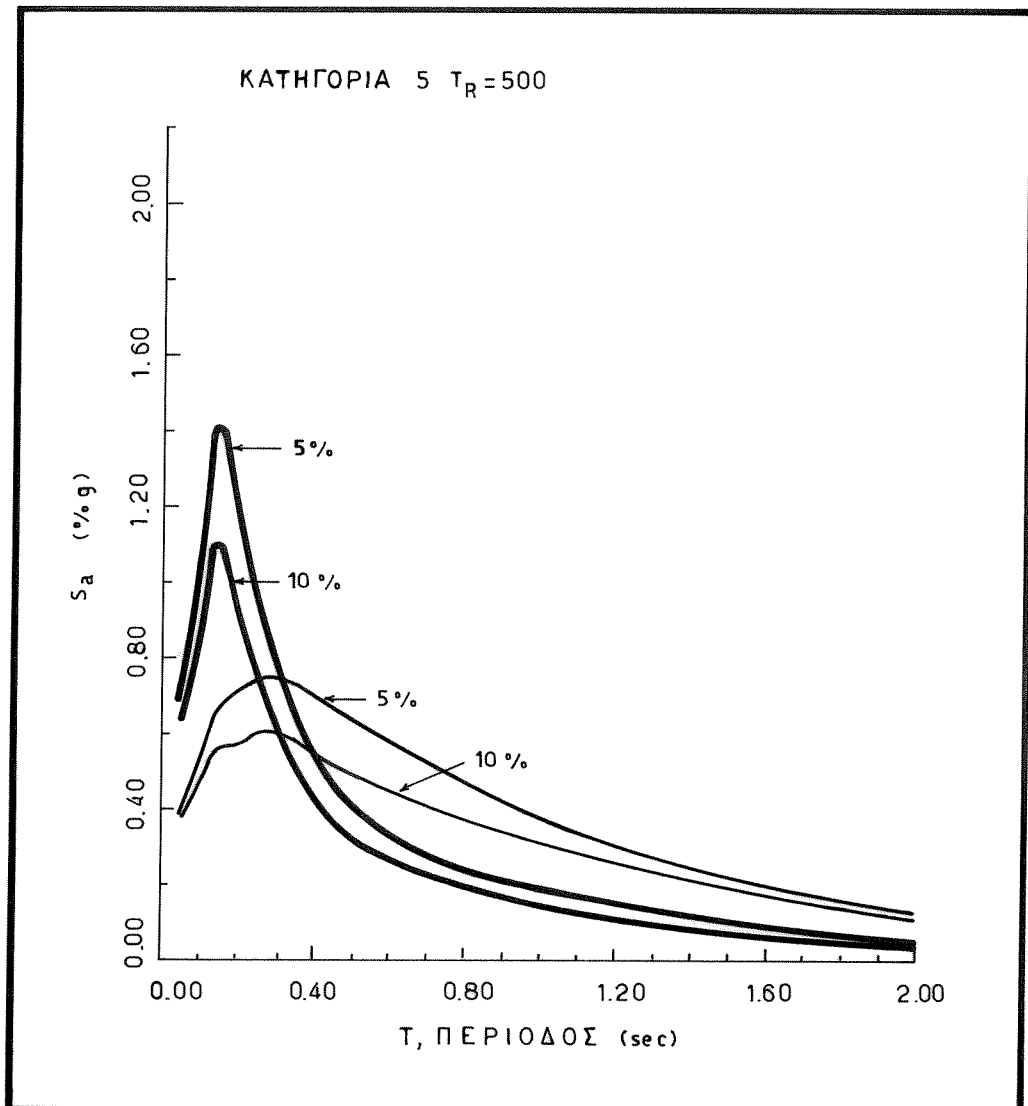
Η ολοκλήρωση μιάς μελέτης σεισμικής επικινδυνότητας προϋποθέτει τον υπολογισμό και πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης. Έχει ήδηδειχθεί ότι η ανισότροπη ακτινοβολία των σεισμικών κυμάτων επηρεάζει τις φασματικές τιμές της ισχυρής κίνησης. Η κατευθυντική εστίαση των κυμάτων από την εστία του σεισμού σε μικρές κυρίως επικεντρικές αποστάσεις ενισχύει τις φασματικές τιμές χαμηλής συχνότητας, ενώ αντίθετα οι υψηλής συχνότητας φασματικές τιμές υφίστανται μικρή μόνο ενίσχυση (Singh, 1985; Mohraz, 1992).

Η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τις φασματικές τιμές, της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, και της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a , υπολογίσθηκαν με βάση το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας των κυμάτων. Η σχέση(2.43) της απόσβεσης της ψευδοταχύτητας, $PSRV$, σε συνάρτηση με την ιδιοπερίοδο του μονοβάθμιου ταλαντωτή, T , από φάσματα απόκρισης επιφανειακών σεισμών και η σχέση(2.44) της ίδιας παραμέτρου σε συνάρτηση με την ιδιοπερίοδο, T , των φασμάτων απόκρισης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους, χρησιμοποιήθηκαν στην εκτίμηση πιθανολογικών φάσματος της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a , του Ελληνικού χώρου (Theodulidis and Papazachos, 1994). Οι τιμές των σταθερών των σχέσεων (2.43) και (2.44), δόθηκαν στον πίνακα(2.5). Αυτά τα πιθανολογικά φάσματα προκειμένου να αξιοποιηθούν σε μεταγενέστερες απαιτήσεις του Ελληνικού Αντισεισμικού Κανονισμού, υπολογίσθηκαν για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R = 50$ και 500 χρόνια αντίστοιχα, και για δύο συντελεστές, $\zeta = 5\%$ και 10% , της κρίσιμης απόσβεσης. Οι υπολογισμοί έγιναν για δύο εδαφικές συνθήκες, για "χαλαρό έδαφος", $S=0$, και για σκληρό πέτρωμα, $S=1$.

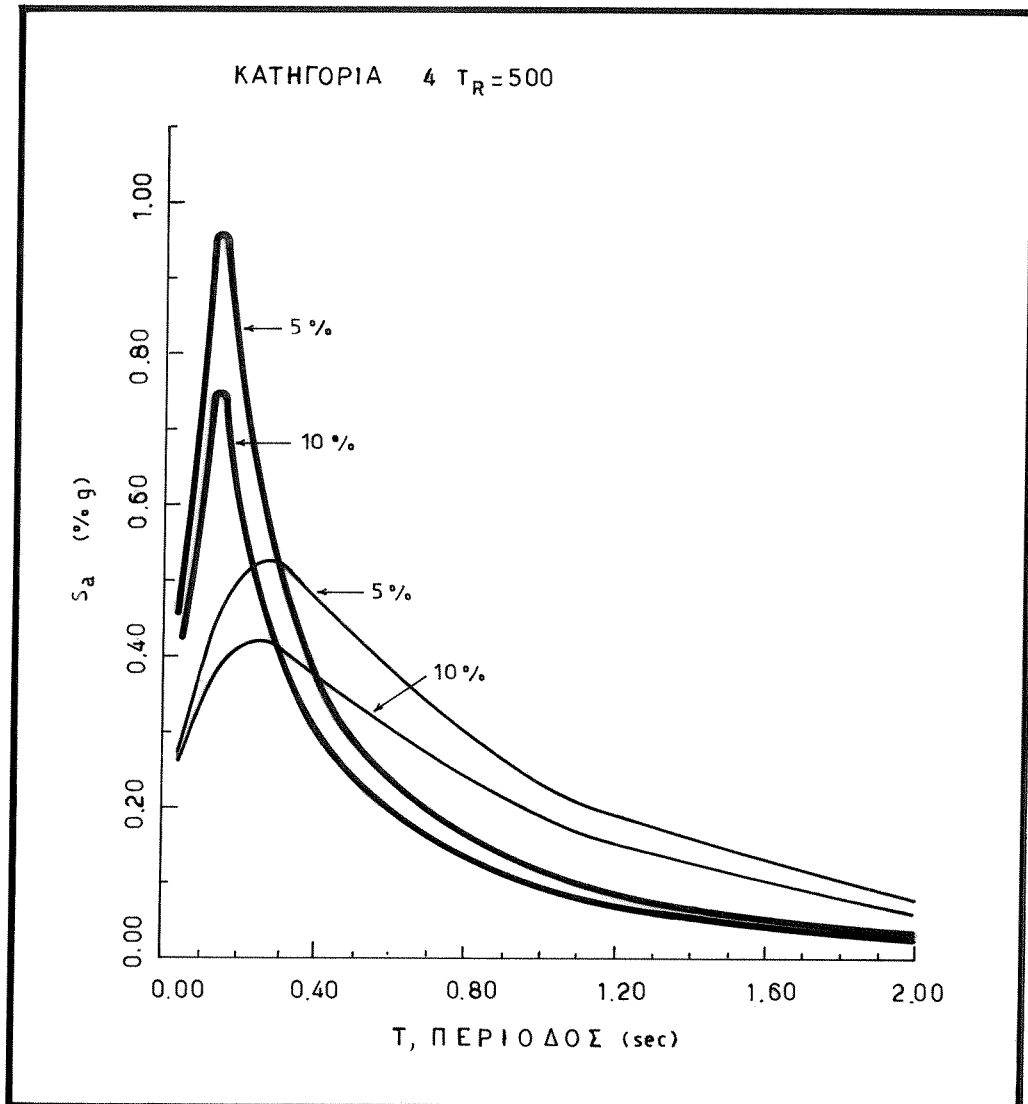
Τα αποτελέσματα της πιθανολογικής εκτίμησης της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a , ταξινομήθηκαν στις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Σχ. 3.7). Όπως και προηγούμενα, υπολογίσθηκαν μέσα πιθανολογικά φάσματα απόκρισης για κάθε ζώνη ίσης σεισμικής επικινδυνότητας, για δύο εδαφικές συνθήκες, $S=0$ (χαλαρό έδαφος) και $S=1$ (σκληρό πέτρωμα), για δύο συντελεστές της κρίσιμης απόσβεσης, $\zeta = 5\%$ και 10% , και για δύο μέσες περιόδους επανάληψης, T_R , 500 και 50 χρόνια αντίστοιχα. Στα σχήματα(3.22) και (3.23) φαίνονται τα πιθανολογικά φάσματα απόκρισης των 6 κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Οι τιμές των πιθανολογικών φασμάτων αυτών για τις δύο περιόδους επανάληψης, T_R , 500 και 50 χρόνια, παρουσιάζονται στους πίνακες(3.9α,β) και (3.10α,β), αντίστοιχα.



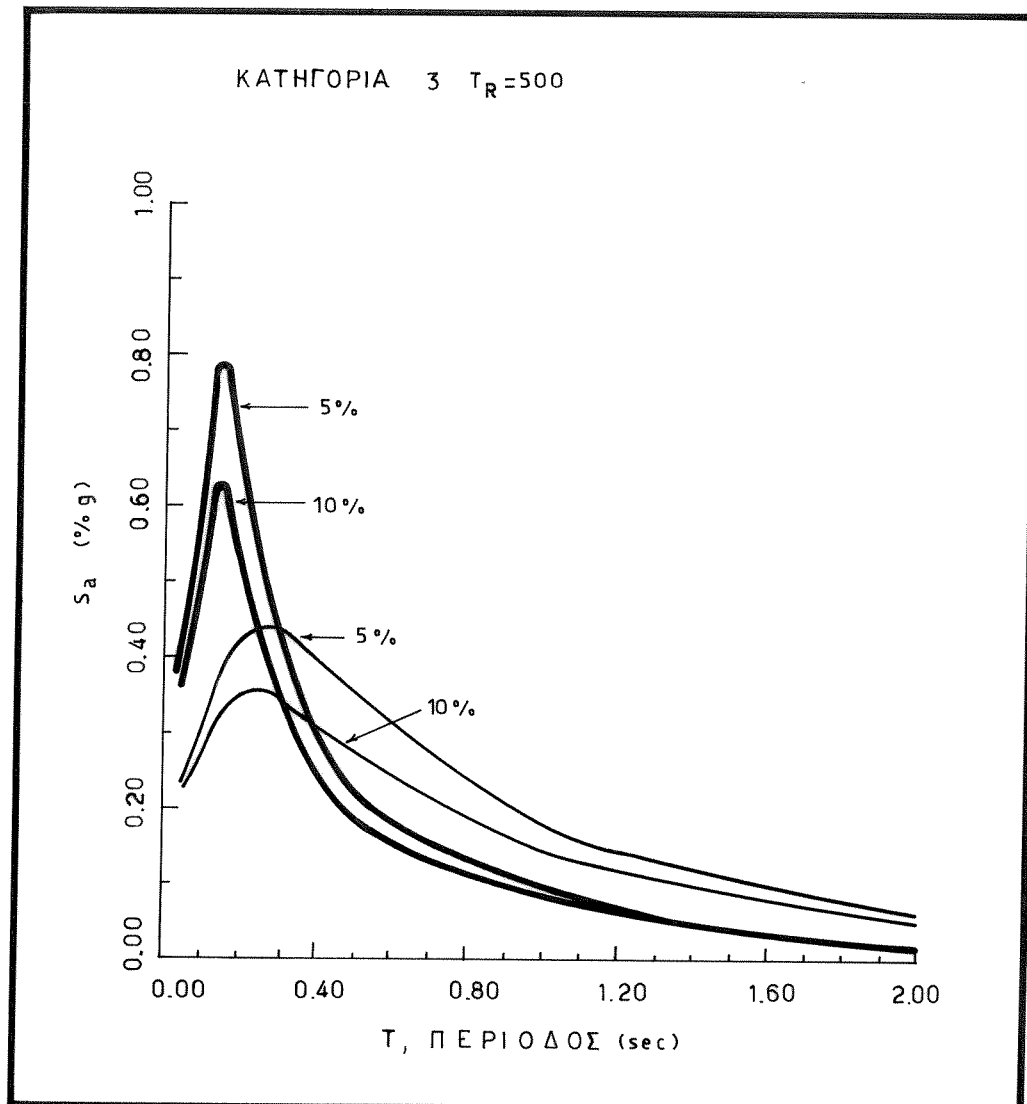
Σχ. 3.22. Μέσα πιθανολογικά φάσματα απόκρισης για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, για δύο συντελεστές απόβεσης, $\zeta = 5\%$ και 10% , για δύο εδαφικές συνθήκες, σκληρό πέτρωμα (έντονη γραμμή) και χαλαρό έδαφος (λεπτή γραμμή), και για μέση περίοδο επανάληψης, $T_R = 500$ χρόνια.



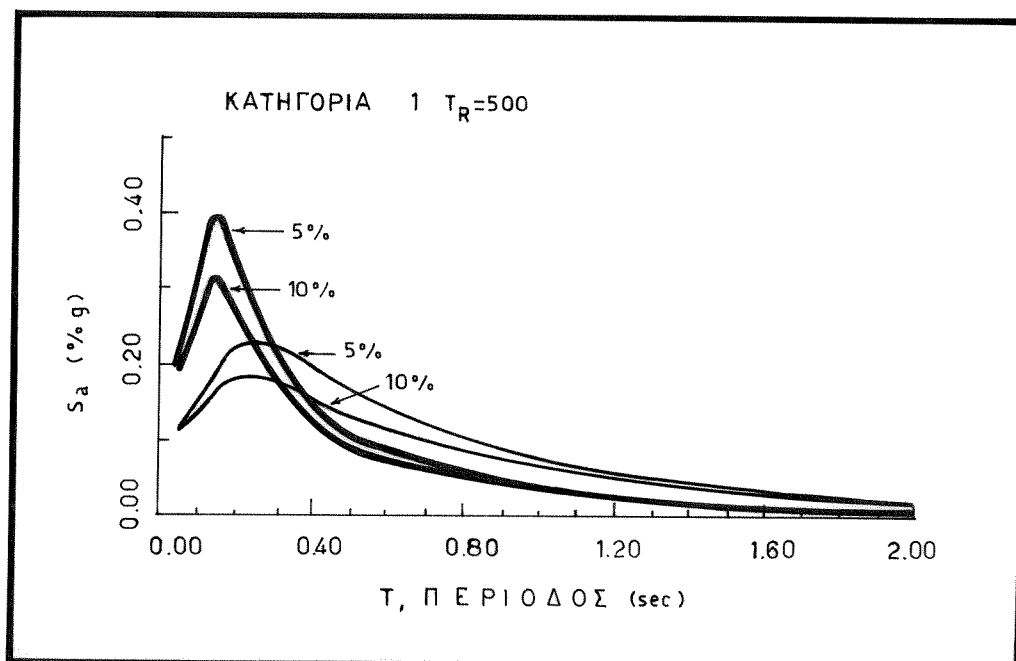
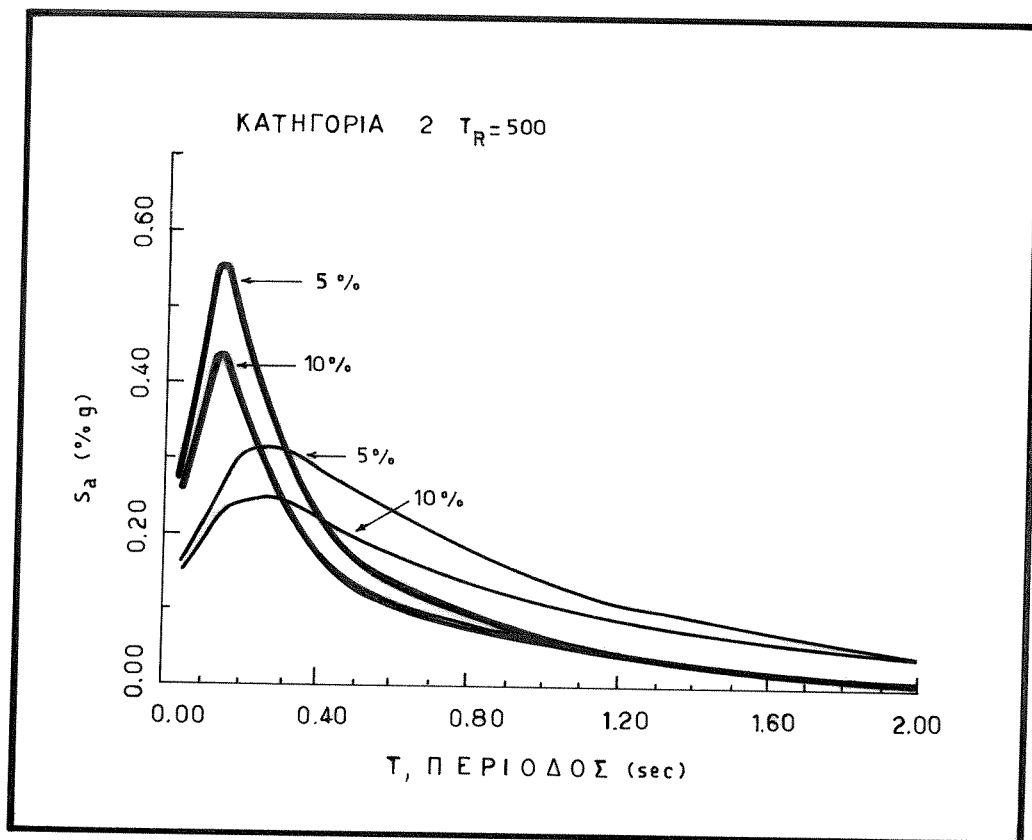
(Συνέχεια Σχ. 3.22)



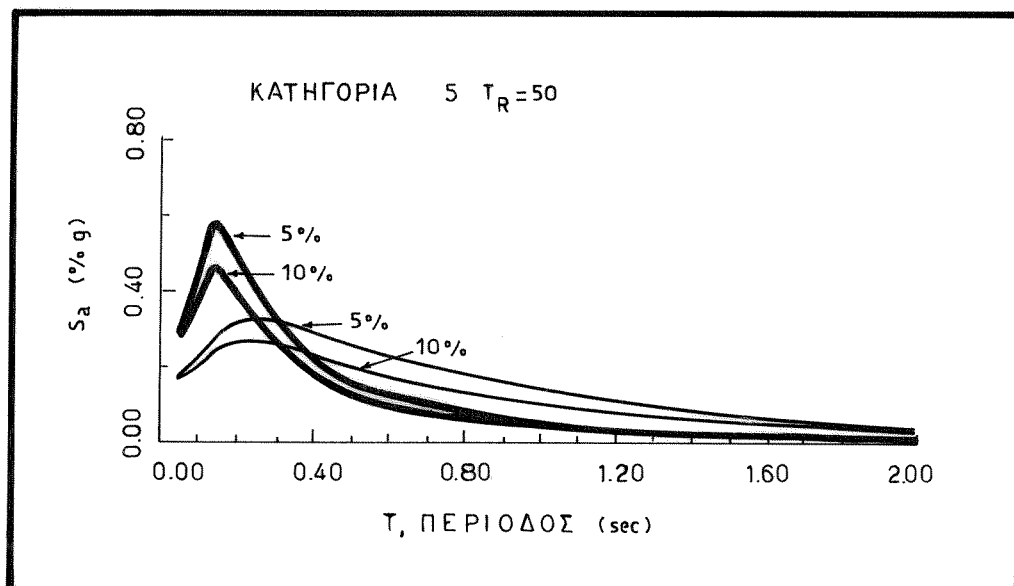
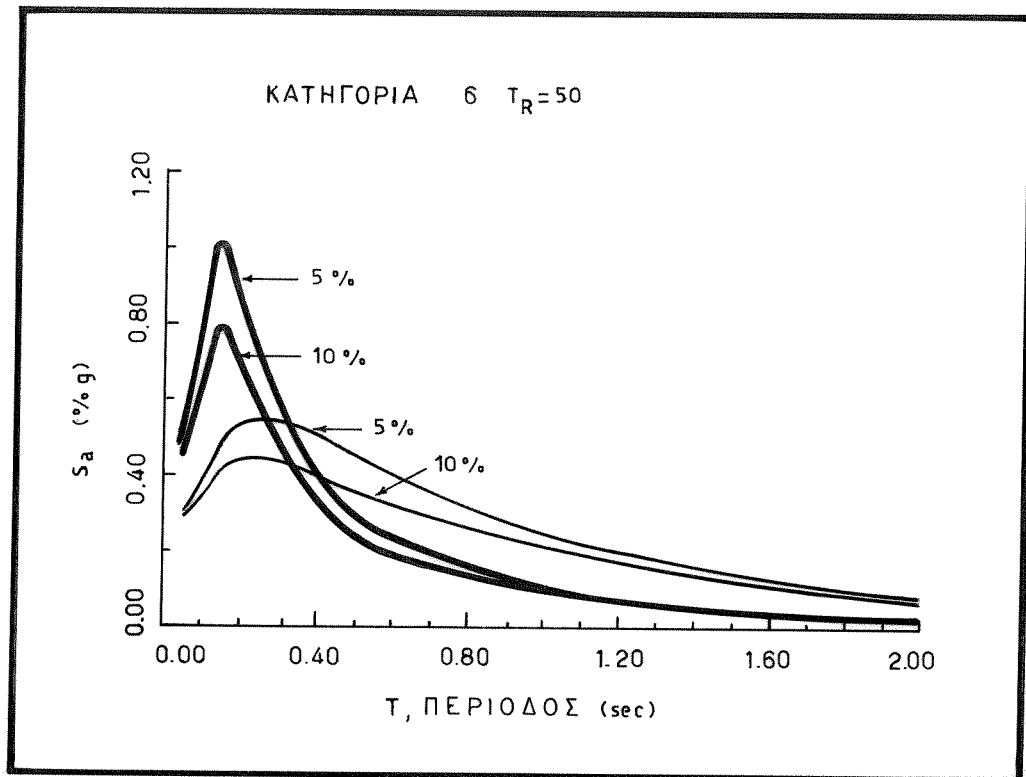
(Συνέχεια Σχ. 3.22)



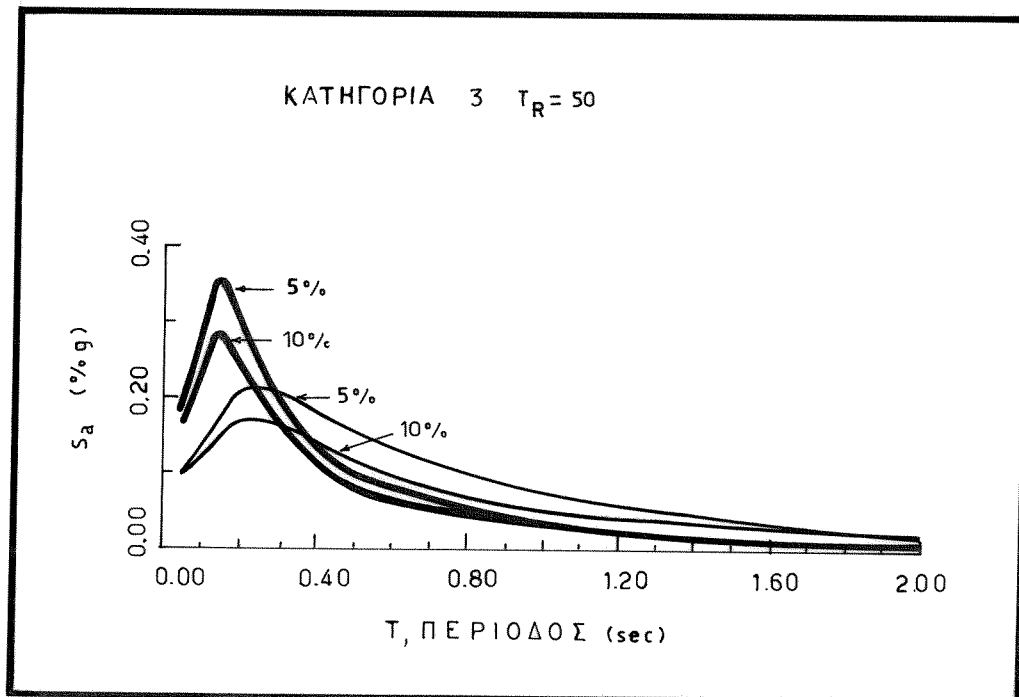
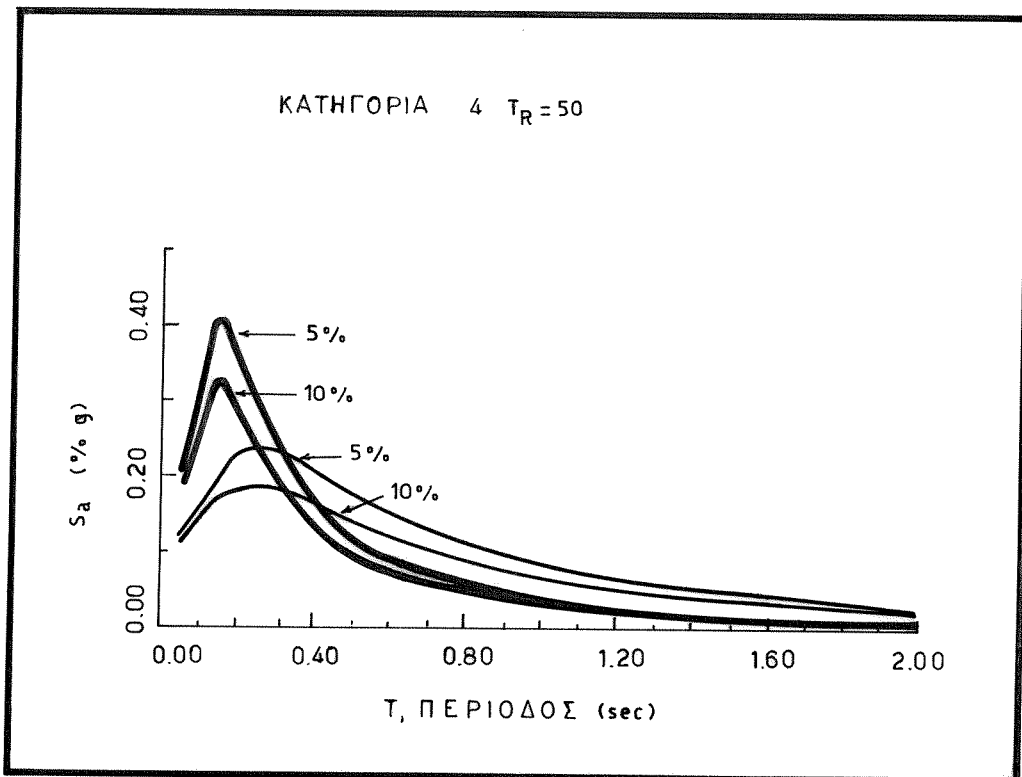
(Συνέχεια Σχ. 3.22)



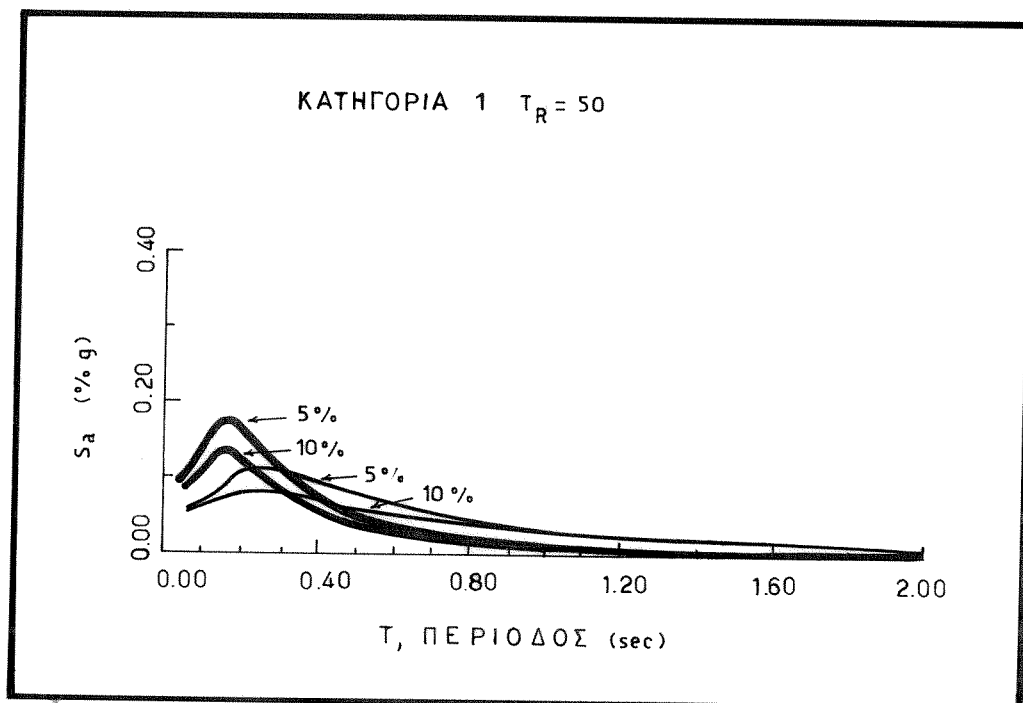
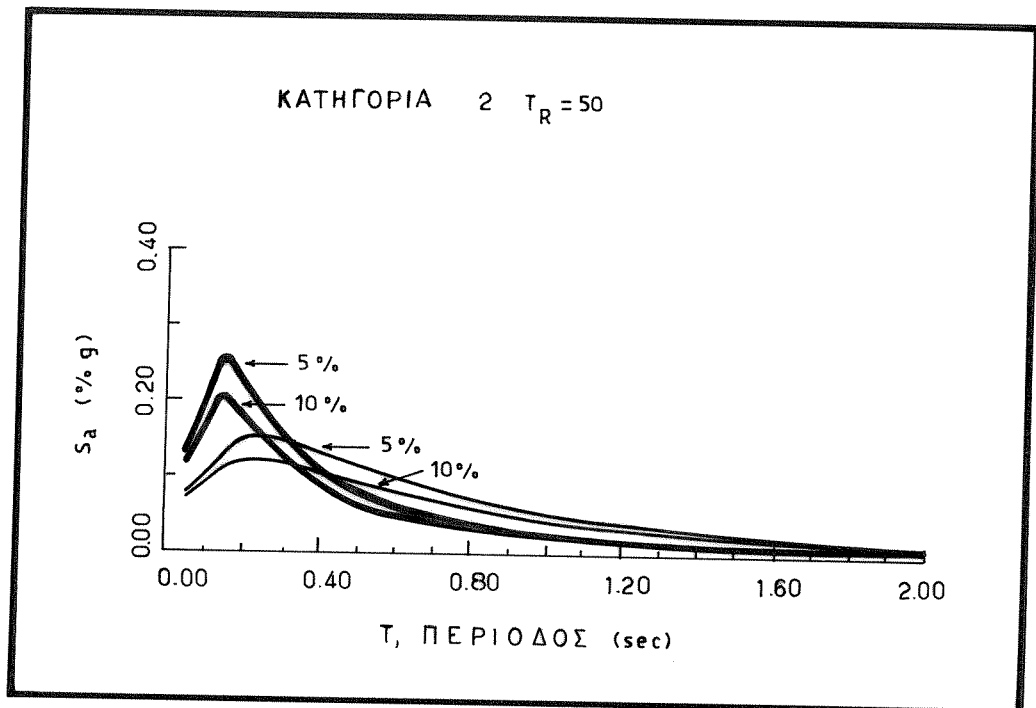
(Συνέχεια Σχ. 3.22)



Σχ. 3.23. Μέσα πιθανολογικά φάσματα απόκρισης για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, για δύο συντελεστές απόσβεσης, $\zeta=5\%$ και 10% , για δύο εδαφικές συνθήκες, σκληρό πέτρωμα (έντονη γραμμή) και χαλαρό έδαφος (λεπτή γραμμή), και για μέση περίοδο επανάληψης, $T_R=50$ χρόνια.



(Συνέχεια Σχ. 3.23)



(Συνέχεια Σχ. 3.23)

Πίνακας 3.9α. Πίνακας μέσων πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης της ψευδο-επιτάχυνσης, $S_a(\%g)$, για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, για δύο εδαφικές συνθήκες ($S=1$ σκληρό πέτρωμα) και ($S=0$ χαλαρό έδαφος), για συντελεστή απόσβεσης, $\zeta=5\%$, και για μέση περιόδου επανάληψης, $T_R=500$ χρόνια.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ			ΙΔΙΟΠΕΡΙΟΔΟΙ, $T(\text{sec})$							
S			0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.50	1.00	2.00
$\zeta=5\%$										
6	Sa	1	1.04	1.58	2.21	1.65	1.07	0.66	0.27	0.10
	SD		0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Sa	0	0.61	0.83	1.04	1.09	1.17	1.06	0.63	0.27
	SD		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	Sa	1	0.69	1.01	1.42	1.10	0.70	0.41	0.15	0.05
	SD		0.08	0.11	0.16	0.11	0.07	0.05	0.03	0.01
	Sa	0	0.39	0.52	0.66	0.71	0.76	0.65	0.35	0.13
	SD		0.04	0.06	0.07	0.08	0.08	0.09	0.06	0.03
4	Sa	1	0.46	0.71	0.96	0.78	0.48	0.27	0.09	0.03
	SD		0.11	0.17	0.23	0.17	0.11	0.06	0.02	0.01
	Sa	0	0.27	0.36	0.46	0.50	0.53	0.43	0.22	0.08
	SD		0.06	0.08	0.11	0.10	0.12	0.10	0.05	0.02
3	Sa	1	0.38	0.58	0.79	0.65	0.40	0.22	0.07	0.02
	SD		0.08	0.13	0.17	0.13	0.08	0.04	0.02	0.01
	Sa	0	0.23	0.30	0.37	0.43	0.44	0.36	0.17	0.06
	SD		0.05	0.07	0.08	0.08	0.09	0.07	0.04	0.01
2	Sa	1	0.28	0.41	0.56	0.47	0.29	0.17	0.05	0.01
	SD		0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
	Sa	0	0.16	0.21	0.26	0.30	0.32	0.26	0.13	0.04
	SD		0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
1	Sa	1	0.20	0.30	0.40	0.35	0.21	0.11	0.03	0.01
	SD		0.03	0.05	0.07	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.11	0.15	0.19	0.22	0.23	0.17	0.07	0.02
	SD		0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01

Πίνακας 3.9β. Πίνακας μέσων πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης της ψευδο-επιτάχυνσης, $S_a(\%g)$, για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, για δύο εδαφικές συνθήκες ($S=1$ σκληρό πέτρωμα) και ($S=0$ χαλαρό έδαφος), για συντελεστή απόσβεσης, $\zeta = 10\%$, και για μέση περιόδου επανάληψης, $T_R=500$ χρόνια.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ			ΙΔΙΟΠΕΡΙΟΔΟΙ, T							
S			0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.50	1.00	2.00
$\zeta = 10\%$										
6	Sa	1	0.96	1.26	1.71	1.29	0.88	0.51	0.24	0.09
	SD		0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Sa	0	0.58	0.70	0.88	0.89	0.93	0.81	0.52	0.23
	SD		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	Sa	1	0.64	0.84	1.11	0.87	0.58	0.32	0.13	0.04
	SD		0.08	0.09	0.14	0.10	0.07	0.05	0.02	0.01
	Sa	0	0.37	0.45	0.57	0.57	0.62	0.49	0.29	0.11
	SD		0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.02
4	Sa	1	0.43	0.57	0.75	0.60	0.39	0.21	0.08	0.03
	SD		0.10	0.13	0.17	0.13	0.09	0.05	0.02	0.01
	Sa	0	0.26	0.32	0.39	0.41	0.42	0.33	0.18	0.06
	SD		0.06	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.05	0.02
3	Sa	1	0.36	0.47	0.63	0.50	0.33	0.18	0.07	0.02
	SD		0.07	0.10	0.13	0.10	0.06	0.03	0.01	0.00
	Sa	0	0.22	0.26	0.32	0.35	0.35	0.27	0.14	0.05
	SD		0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.03	0.01
2	Sa	1	0.26	0.34	0.44	0.37	0.24	0.13	0.05	0.01
	SD		0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.15	0.18	0.23	0.24	0.25	0.20	0.10	0.04
	SD		0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
1	Sa	1	0.19	0.25	0.32	0.27	0.17	0.09	0.03	0.01
	SD		0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.11	0.13	0.16	0.18	0.18	0.13	0.06	0.02
	SD		0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01

Πίνακας 3.10α. Πίνακας μέσων πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης της ψευδο-επιτάχυνσης, $S_a(\%g)$, για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, για δύο εδαφικές συνθήκες ($S=1$ σκληρό πέτρωμα) και ($S=0$ χαλαρό έδαφος), για συντελεστή απόσβεσης, $\zeta=5\%$, και για μέση περιόδου επανάληψης, $T_R=50$ χρόνια.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ			ΙΔΙΟΠΕΡΙΟΔΟΙ, $T(\text{sec})$							
S			0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.50	1.00	2.00
$\zeta=5\%$										
6	Sa	1	0.49	0.74	1.02	0.82	0.51	0.29	0.10	0.03
	SD		0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Sa	0	0.29	0.38	0.48	0.53	0.56	0.46	0.23	0.08
	SD		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
5	Sa	1	0.29	0.43	0.59	0.50	0.30	0.16	0.05	0.01
	SD		0.05	0.07	0.10	0.07	0.05	0.03	0.01	0.00
	Sa	0	0.17	0.22	0.27	0.32	0.33	0.26	0.12	0.04
	SD		0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.02	0.01
4	Sa	1	0.20	0.31	0.41	0.36	0.22	0.11	0.03	0.01
	SD		0.04	0.07	0.09	0.07	0.04	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.12	0.16	0.19	0.23	0.24	0.18	0.08	0.02
	SD		0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.00
3	Sa	1	0.18	0.27	0.36	0.32	0.19	0.10	0.03	0.01
	SD		0.04	0.06	0.08	0.06	0.04	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.10	0.14	0.17	0.21	0.21	0.16	0.07	0.02
	SD		0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.00
2	Sa	1	0.13	0.19	0.26	0.24	0.14	0.08	0.02	0.01
	SD		0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
	Sa	0	0.07	0.10	0.12	0.16	0.15	0.12	0.05	0.01
	SD		0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
1	Sa	1	0.09	0.13	0.18	0.17	0.10	0.05	0.01	0.00
	SD		0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
	Sa	0	0.05	0.07	0.08	0.11	0.11	0.08	0.03	0.01
	SD		0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00

Πίνακας 3.10β. Πίνακας μέσων πιθανολογικών φασμάτων απόκρισης της ψευδο-επιτάχυνσης, $S_a(\%g)$, για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου για δύο εδαφικές συνθήκες ($S=1$ σκληρό πέτρωμα) και ($S=0$ χαλαρό έδαφος), για συντελεστή απόσβεσης, $\zeta=10\%$ και για μέση περιόδου επανάληψης, $T_R=50$ χρόνια.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ			ΙΔΙΟΠΕΡΙΟΔΟΙ, $T(\text{sec})$							
S			0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.50	1.00	2.00
$\zeta=10\%$										
6	Sa	1	0.46	0.60	0.80	0.63	0.42	0.23	0.09	0.03
	SD		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Sa	0	0.28	0.33	0.41	0.44	0.44	0.36	0.20	0.07
	SD		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0
5	Sa	1	0.28	0.36	0.47	0.39	0.25	0.13	0.05	0.01
	SD		0.04	0.06	0.08	0.06	0.04	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.16	0.19	0.24	0.26	0.27	0.20	0.10	0.03
	SD		0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01
4	Sa	1	0.19	0.25	0.33	0.28	0.18	0.09	0.03	0.01
	SD		0.04	0.05	0.07	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00
	Sa	0	0.11	0.14	0.17	0.18	0.19	0.14	0.06	0.02
	SD		0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.00
3	Sa	1	0.17	0.22	0.29	0.24	0.16	0.08	0.03	0.01
	SD		0.03	0.05	0.06	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00
	Sa	0	0.10	0.12	0.15	0.17	0.17	0.12	0.05	0.02
	SD		0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00
2	Sa	1	0.12	0.16	0.21	0.18	0.12	0.06	0.02	0.01
	SD		0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
	Sa	0	0.07	0.09	0.11	0.12	0.12	0.09	0.04	0.01
	SD		0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
1	Sa	1	0.09	0.11	0.14	0.13	0.08	0.04	0.01	0.00
	SD		0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
	Sa	0	0.05	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.03	0.01
	SD		0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ.

4.1. Προηγούμενες Σχετικές Ερευνες στον Ελληνικό χώρο και τις Γύρω Περιοχές.

Η Τεχνική Σεισμολογία έχει πραγματοποιήσει τελευταία σοβαρά βήματα προς την κατεύθυνση της ακριβούς εκτίμησης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων. Η αποτελεσματικότητα των αντισεισμικών κωδίκων και η αξιοπιστία των χαρτών κατανομής της σεισμικής έντασης έχουν επαληθευθεί μετά από τους μεγάλους σεισμούς που έγιναν σε διάφορες περιοχές της Γης (Spitac Αρμενία, 1988, Loma Prieta ΗΠΑ, 1989, Erzincan Τουρκία, 1992, Landers California 1992). Η αζιμουθιακή μεταβολή της ισχυρής σεισμικής κίνησης έχει πλέον καθορισθεί με αξιόπιστο τρόπο με βάση τα νέα επιταχυνσιογράμματα από την Καλιφόρνια, Ιαπωνία, Ευρώπη και αλλού. Ταυτόχρονα δοκιμές σε κρίσιμες κατασκευές (φράγματα, γέφυρες, κλπ) απέδειξαν την ανάγκη μελέτης μη γραμμικής απόκρισής τους στο πεδίο του χρόνου και της συχνότητας. Αποτέλεσμα όλων αυτών είναι η αναζήτηση, πέρα από τις απλές φασματικές αναγωγές που χρησιμοποιήθηκαν μέχρι τώρα, του αναλυτικού καθορισμού των κυματομορφών (σειсмоγραμμάτων - επιταχυνσιογραμμάτων) με βάση την εξάρτηση των σεισμικών εντάσεων από τη συχνότητα των σεισμικών κινήσεων, από την απόσβεση της κίνησης αυτής και από τις παραμέτρους της σεισμικής εστίας.

Ο καθορισμός της χρονοϊστορίας (κυματομορφής) της κίνησης έχει ως στόχο την εκτίμηση της απόκρισης των κατασκευών σε τέτοια κίνηση και την πρόβλεψη των μεγίστων τιμών οι οποίες απαιτούνται στην κατασκευή χαρτών σεισμικής επικινδυνότητας. Σε μερικές περιπτώσεις, η εκτίμηση αυτή μπορεί να βασίζεται σε εμπειρική ανάλυση των υπαρχόντων δεδομένων, ενώ όταν αυτό δεν είναι εφικτό, χρησιμοποιούνται θεωρητικά μοντέλα πρόβλεψης της σεισμικής κίνησης. Οι υπάρχουσες τράπεζες δεδομένων διαθέτουν ένα σημαντικό αριθμό καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης, οι οποίες είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν με διάφορους τρόπους προκειμένου να προβλεφθεί η εδαφική κίνηση. Η πλέον σύνηθης χρήση είναι αυτή η οποία υιοθετείται όταν υπάρχουν καταγραφές ισχυρής κίνησης διαθέσιμες σε διάφορα σεισμικά μεγέθη και αποστάσεις από την εστία. Τις περισσότερες όμως φορές έχουμε έλλειψη καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης

και έτσι οι κινήσεις σχεδιασμού για τις περιπτώσεις αυτές βασίζονται σε επέκταση των ήδη υπάρχοντων δεδομένων. Αυτό συνήθως πραγματοποιείται με την εφαρμογή μεθόδων γραμμικής παλινδρόμησης για τον καθορισμό μαθηματικών συναρτήσεων. Με βάση τα σεισμικά μεγέθη και τις αποστάσεις των υπάρχοντων δεδομένων και χρησιμοποιώντας τις συναρτήσεις αυτές γίνονται εμπειρικές προβλέψεις της ισχυρής κίνησης. Οι εμπειρικές προβλέψεις παρουσιάζουν τις μέσες τιμές της εδαφικής κίνησης για καθορισμένο επίπεδο σεισμικού μεγέθους και απόστασης και είναι χρήσιμες στον έλεγχο των θεωρητικών προβλέψεων στα αντίστοιχα επίπεδα σεισμικού μεγέθους και απόστασης.

Τα θεωρητικά μοντέλα πρόβλεψης της ισχυρής σεισμικής κίνησης παρουσιάζουν ένα μεγάλο αριθμό εφαρμογών στην Τεχνική Σεισμολογία. Θεωρητικές προβλέψεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν στον καθορισμό συνθετικών καταγραφών (χρονοϊστορίες), οι οποίες μπορούν να αξιοποιηθούν στη δυναμική ανάλυση των κατασκευών. Επίσης, οι καταγραφές αυτές είναι δυνατόν να αξιοποιηθούν για την κατανόηση των φυσικών χαρακτηριστικών των σεισμικών πηγών και της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, για περιοχές όπου παρουσιάζεται έλλειψη επιταχυνσιογραμμάτων. Μία σημαντική προσπάθεια στον καθορισμό συνθετικών καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης επιχειρήθηκε με την αιτιοκρατική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης από συγκεκριμένα ρήγματα, σε γεωλογικά στρώματα των οποίων οι ιδιότητες ήταν συνάρτηση του βάθους. Οι προσομοιώσεις αυτές είναι χρήσιμες για την πρόβλεψη εδαφικών κινήσεων μικρών συχνοτήτων. Συνηθέστερα όμως, χρησιμοποιούνται στοχαστικά μοντέλα προκειμένου να υπολογισθούν συνθετικές καταγραφές που θα χρησιμοποιηθούν στον αντισεισμικό σχεδιασμό. Οι παράμετροι που καθορίζουν τη διάρκεια, το συχνотικό περιεχόμενο και τα πλάτη των εδαφικών κινήσεων, υπολογίζονται από εμπειρικές αναλύσεις των υπάρχοντων δεδομένων. Πρόσφατα έχουν προταθεί στοχαστικές προσεγγίσεις τυχαίων εδαφικών κινήσεων των οποίων οι ιδιότητες καθορίζονται από μοντέλα σεισμικών πηγών και διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (McGuire and Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981; Boore, 1983, 1986; Joyner, 1984).

Η προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι ένα πολύ συνηθισμένο εργαλείο στην ανάλυση και σχεδίαση της απόκρισης των κατασκευών. Η προσομοίωση αυτή γίνεται συνήθως με τον καθορισμό συνθετικών σειсмоγραμμάτων (χρονοϊστοριών) της κίνησης αυτής. Παράμετροι όπως η διάρκεια, το συχνотικό περιεχόμενο και το φασματικό σχήμα της καταγραφής της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι απαραίτητα στον υπολογισμό συνθετικών χρονοϊστοριών. Αυτή η στοχαστική προσομοίωση της σεισμικής κίνησης προϋποθέτει τον ακριβή καθορισμό παραμέτρων της σεισμικής εστίας καθώς και του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Στον Ελληνικό χώρο, σημαντική προσπάθεια καταβλήθηκε για τη λύση προβλημάτων που σχετίζονται με την προσομοίωση της σεισμικής κίνησης. Τις ιδιότητες των σεισμικών εστιών των ισχυρών σεισμών της Θεσσαλονίκης το 1978, μελέτησαν ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1980). Για τον ίδιο σεισμό, ο Σουφλέρης (1980) καθόρισε τις ιδιότητες της εστίας του και με βάση τη μέθοδο της αντιστροφής υπολόγισε συνθετικά σειсмоγράμματα. Τους κύριους μηχανισμούς γένεσης σεισμών του Ελληνικού χώρου κατά τη χρονική περίοδο 1947-1981 παρουσίασαν οι Δρακόπουλος και Δελημπασής (1982).

Με τη χρησιμοποίηση κυματομορφών μακρινών αποστάσεων των σεισμών της Θεσσαλονίκης του 1978, ο Σταυρακάκης (1985b) και ο Σταυρακάκης και οι συνεργάτες του (1987a), επιχείρησαν να ερμηνεύσουν τη διαδικασία διάρρηξης χρησιμοποιώντας τα μοντέλα του κλείθρου (asperity) και του φράγματος (barrier) και καθόρισαν συνθετικές καταγραφές της ισχυρής κίνησης για εδαφικές συνθήκες βράχου. Εμπειρικές σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων της σεισμικής εστίας, όπως είναι η σεισμική ροπή, M_0 , το επιφανειακό μέγεθος, M_s , το χωρικό μέγεθος, m_b , η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, το μήκος του ρήγματος, L , και η επιφάνεια του ρήγματος, S , δόθηκαν από την Κυρατζή και τους συνεργάτες της (1985) για σεισμούς του Ελληνικού χώρου. Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1986) καθόρισαν τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του Αιγαίου με βάση τις διαθέσιμες λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών του Ελληνικού χώρου.

Ένα μοντέλο διάρρηξης της σεισμικής ακολουθίας της Κορίνθου 1981 με τη χρησιμοποίηση κυματομορφών μακρινών αποστάσεων καθορίσθηκε από τον Σταυρακάκη και τους συνεργάτες του (1986b). Οι ίδιοι ερευνητές (Stavrakakis et al., 1987b) καθόρισαν ένα μοντέλο σεισμικής επικινδυνότητας για την ΝΔ Πελοπόννησο με σκοπό τον υπολογισμό συνθετικών καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης για την πόλη της Καλαμάτας. Με την εξάρτηση του σεισμικού μεγέθους από παραμέτρους του σεισμικού ρήγματος, ο Σταυρακάκης και οι συνεργάτες του (1987) εκτίμησαν τη σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού τόξου. Οι Δρακόπουλος και Σταυρακάκης (1987) εκτίμησαν τη σεισμική επικινδυνότητα του Κορινθιακού κόλπου, χρησιμοποιώντας ως παραμέτρους ανάλυσης, τη σεισμική ροπή, M_0 , και την ενεργειακή ροή, E_f . Τις σεισμικές ροπές, M_0 , των σεισμών του Ελληνικού τόξου και την εφαρμογή τους στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας επιχείρησαν ο Τσελέντης και οι συνεργάτες του (1988). Μία παραμετρική ανάλυση του σεισμικού μεγέθους και της σεισμικής ροπής, M_0 , έδειξε ότι η δεύτερη παράμετρος αποδίδει καλύτερα την εκτίμηση του μέσου ρυθμού, ν , εμφάνισης των σεισμικών συμβάντων (Stavrakakis, 1988).

Μερικές σημαντικές παράμετροι της σεισμικής εστίας, όπως οι διαστάσεις της πηγής, η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, η φαινόμενη τάση, σ_a , και η ενεργή τεκτονική

τάση, σ_f , του σεισμού της Κορίνθου (1981), εκτιμήθηκαν από το Σταυρακάκη και τους συνεργάτες του (1988). Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1988), μελέτησαν τις παραμέτρους του σεισμικού ρήγματος της ακολουθίας του σεισμού της Καλαμάτας (1986). Με βάση το μοντέλο του Brune (1970,1971), καθορίσθηκαν από το Σταυρακάκη και τους συνεργάτες του (1989a,b) τα φασματικά χαρακτηριστικά του σεισμού της Καλαμάτας του 1986, χρησιμοποιώντας τη σεισμική ροπή, M_0 , την πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, την εκλυόμενη ενέργεια, E_s , και τη φαινομένη τάση, σ_a . Ο Λατουσσάκης και οι συνεργάτες του (1989), χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους των εστιών μερικών πρόσφατων σεισμών του Ελληνικού χώρου και το μοντέλο του Brune (1970,1971), καθόρισαν τα φασματικά χαρακτηριστικά των σεισμών αυτών. Τη μεταβολή της μέσης τετραγωνικής ρίζας της εδαφικής επιτάχυνσης, a_{rms} , με παραμέτρους της σεισμικής πηγής και με βάση την θεωρία των τυχαίων δονήσεων, επιχείρησαν να υπολογίσουν για τον Ελληνικό χώρο οι Σταυρακάκης και Δρακόπουλος (1990).

Ο Παπαζάχος (1990) χώρισε τον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές σε ζώνες και καθόρισε τη σεισμικότητα της περιοχής αυτής χρησιμοποιώντας την έκλυση της ετήσιας σεισμικής ροπής, M_0 , ανά 10000 km² επιφάνεια. Οι παράμετροι της εστίας του σεισμού της Κορίνθου 1981, υπολογίσθηκαν από το Σταυρακάκη και τους συνεργάτες του (1991) με βάση ένα ταχύ μετασχηματισμό Fourier (FFT) και μία επαναληπτική τεχνική μέγιστης εντροπίας, χρησιμοποιώντας κυματομορφές μακρυνών αποστάσεων. Ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής, M_0 , του Πατραϊκού και του Κορινθιακού κόλπου, για σεισμούς με επιφανειακά μεγέθη $M_s > 6.1$ και για χρονική περίοδο 240 χρόνων, καθορίσθηκε από τον Παπαζάχο και τους συνεργάτες του (1991b). Μηχανισμοί γένεσης σεισμών του Αιγαίου και των γύρω περιοχών καθορίσθηκαν από τον Παπαζάχο και τους συνεργάτες του (1991). Τις παραμέτρους της σεισμικής πηγής του σεισμού της Κεφαλονιάς του 1983, μελέτησαν οι Κυρατζή και Langston (1991). Οι Κ.Παπαζάχος και Κυρατζή (1992) μελέτησαν την ενεργή παραμόρφωση για την περιοχή της κεντρικής Ελλάδος με βάση την σεισμική ροπή, M_0 , και τους μηχανισμούς γένεσης σεισμών της ίδιας περιοχής. Οι ίδιοι ερευνητές καθόρισαν σχέση μεταξύ του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής, M_0 , και του επιφανειακού μεγέθους, M_s , χρησιμοποιώντας δεδομένα της περιοχής του Αιγαίου. Ο Κ.Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1993) καθόρισαν τους ρυθμούς της ενεργής παραμόρφωσης του Αιγαίου και των γύρω περιοχών με βάση τις παραμέτρους των σεισμικών πηγών και τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών της ίδιας περιοχής.

Με την χρησιμοποίηση φασμάτων επιτάχυνσης της ζώνης υψηλών συχνοτήτων, ο Τσελέντης (1993) επιχείρησε να υπολογίσει τον παράγοντα φασματικής απόσβεσης, κ , εξαρτώντας τον από την επικεντρική απόσταση. Ο Χατζηδημητρίου (1993)

μελέτησε την απόσβεση των κυμάτων ουράς για το Βορειοελλαδικό χώρο και διαπίστωσε μία ισχυρή εξάρτηση της απόσβεσης του παράγοντα Q από τη συχνότητα. Την εκτίμηση της δομής απόσβεσης και τον καθορισμό τοπικού σεισμικού μεγέθους με βάση Ελληνικές καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης πραγματοποίησαν ο Χατζηδημητρίου και οι συνεργάτες του (1993). Από τους Τόλη και Πιτιλάκη (1993) προτάθηκε αλγόριθμος υπολογισμού συνθετικών καταγραφών σε εδαφικές συνθήκες βράχου. Την εφαρμογή του στοχαστικού μοντέλου προσομοίωσης καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση το μοντέλο του Boore (1983) για τη σεισμική ακολουθία του σεισμού της Κεφαλονιάς (1983), παρουσίασαν ο Παπασταματίου και οι συνεργάτες του (1993). Ταυτόχρονα έγινε μία πρώτη εκτίμηση της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, σεισμών του Ελληνικού χώρου με βάση καταγραφές της ισχυρής κίνησης.

Στο παρόν κεφάλαιο επιχειρείται στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης για κάθε μία κατηγορία ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Σχ. 3.7). Παρουσιάζεται η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης και γίνεται εφαρμογή της με τη χρησιμοποίηση παραμέτρων των εστιών σεισμών του Ελληνικού χώρου. Δίνονται συνθετικές καταγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R=500$ και 50 χρόνια αντίστοιχα, για κάθε μία από τις έξι κατηγορίες σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Οι μέγιστες τιμές των εδαφικών επιταχύνσεων, a_g , των προβλεπόμενων συνθετικών καταγραφών, συγκρίνονται με τις αντίστοιχες τιμές που υπολογίσθηκαν με βάση την πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. Οι τιμές αυτές βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία μεταξύ τους, γεγονός το οποίο επαληθεύει την αξιοπιστία των δύο χρησιμοποιούμενων μοντέλων.

4.2. Μέθοδος Προσομοίωσης της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης.

Ο υπολογισμός συνθετικών καταγραφών εδαφικής κίνησης μελλοντικών σεισμών απαιτεί τον καθορισμό της κατανομής της ολίσθησης και της ταχύτητας διάρρηξης στο μελλοντικό ρήγμα (Brune, 1970, 1971; Boatwright, 1982). Η υπόθεση της ομοιόμορφης ολίσθησης και της ταχύτητας διάρρηξης σε ολόκληρη τη ρηγματική επιφάνεια είναι δυνατόν να δώσει μη ρεαλιστικά σειсмоγράμματα (Archuleta, 1984). Υπολογισμοί έχουν δείξει ότι τα πλάτη των εδαφικών κινήσεων που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον από πλευράς πολιτικού μηχανικού καθορίζονται κατά κύριο λόγο από τις διάφορες ετερογένειες της επιφάνειας διάρρηξης (Boore and Joyner, 1986). Επειδή δεν υπάρχει συγκεκριμένη μεθοδολογία καθορισμού των

ετερογενειών των μελλοντικών διαρρήξεων, στοχαστικά εστιακά μοντέλα χρησιμοποιούνται για τη θεωρητική πρόβλεψη της εδαφικής κίνησης. Τα βασικότερα από τα μοντέλα αυτά είναι τα προτεινόμενα από τους Parageorgiou and Aki (1983a,b) μοντέλο των φραγμάτων (barrier) και το στοχαστικό ω -τετράγωνο (ω -square) μοντέλο των Hanks and McGuire (1981).

Στην παρούσα διατριβή, ο υπολογισμός συνθετικών καταγραφών σεισμικής κίνησης βασίσθηκε στο στοχαστικό ω -τετράγωνο μοντέλο το οποίο θεωρεί τη σεισμική επιτάχυνση ως λευκό θόρυβο περιορισμένου διαστήματος (band-limited white noise) (Hanks and McGuire, 1981). Το φασματικό σχήμα αυτού καθορίζεται από την γωνιακή συχνότητα, f_0 , και την υψηλής αποκοπής συχνότητα, f_m , (Brune, 1970, 1971). Δύο σημαντικές εστιακές παράμετροι που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς του μοντέλου αυτού είναι η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, και η σεισμική ροπή, M_0 . Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκε από τους Hanks and McGuire (1981) για την πρόβλεψη της τιμής της μέγιστης οριζόντιας επιτάχυνσης, a_g , και της μέσης τετραγωνικής ρίζας της επιτάχυνσης, a_{rms} (σχέση 1.3). Τα προβλεπόμενα αποτελέσματα ήταν σε καλή συμφωνία με τα εμπειρικά δεδομένα για σεισμικά μεγέθη από 4.0 μέχρι 7.7. Ο Boore (1983), χρησιμοποιώντας το μοντέλο αυτό και με βάση τη στοχαστική προσομοίωση και τη θεωρία των τυχαίων δονήσεων, επιχείρησε να υπολογίσει συνθετικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης, εδαφικής ταχύτητας και καταγραφές από σειсмоγράφο Wood-Anderson. Η συμφωνία των προβλεπόμενων αποτελεσμάτων με τα πραγματικά δεδομένα ήταν ικανοποιητική (Hanks and Boore, 1984; Boore, 1986).

Βασική αρχή της μεθοδολογίας αυτής είναι ο υπολογισμός μίας παροδικής χρονοσειράς της οποίας το φάσμα θα βρίσκεται σε συμφωνία με ένα καθορισμένο φάσμα πλατών (Boore, 1983). Διάφορες προσεγγίσεις έχουν επιχειρηθεί με κύριο στόχο τον καθορισμό μίας χρονοσειράς πεπερασμένης διάρκειας με καθορισμένο φάσμα πλατών. Η διαδικασία αυτή ξεκινά με τον καθορισμό ενός συγκεκριμένου παράθυρου μίας τυχαίας χρονοασκολουθίας λευκού θορύβου τύπου Gauss περιορισμένης ζώνης (band-limited random white Gaussian noise), της οποίας η αναμενόμενη μέση τιμή και η διακύμανση παρουσιάζουν μέσο φασματικό πλάτος ίσο με τη μονάδα. Το παράθυρο το οποίο επιλέγεται για το θόρυβο καθορίζεται είτε από μία συνάρτηση σχήματος ή ένα boxcar, του οποίου η διάρκεια είναι συνάρτηση της απόστασης (McGuire and Hanks, 1980; Joyner, 1984). Το φάσμα της χρονοσειράς του επιλεγμένου παράθυρου, πολλαπλασιάζεται με το καθορισμένο φάσμα και μετασχηματίζεται στο πεδίο του χρόνου για να αποδώσει την τελική χρονοσειρά. Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής απαιτείται το φασματικό σχήμα να εκφράζεται ως συνάρτηση του σεισμικού μεγέθους. Μόνο τα εγκάρσια κύματα λαμβάνονται υπόψη στην εφαρμογή της μεθοδολογίας αυτής, επειδή στις

περισσότερες περιπτώσεις τα κύματα αυτά επικρατούν στις οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης (Boore, 1986). Η συνήθης μορφή ενός φάσματος ως συνάρτηση της συχνότητας, f , είναι:

$$R(f) = C S(f) A(f) D(f) I(f) \quad (4.1)$$

Η παράμετρος C καθορίζεται από το μέσο μοντέλο ακτινοβολίας και από τη διεύθυνση του ρήγματος, και δίνεται από την σχέση:

$$C = (R_{\theta\phi} F V)/(4\pi\rho_0 \beta_0^3 G) \quad (4.2)$$

όπου $R_{\theta\phi}$ είναι ένα μέσο μοντέλο ακτινοβολίας, F είναι παράγοντας που καθορίζει την επίδραση της ελεύθερης επιφάνειας και V είναι παράγοντας που παριστάνει τον διαμερισμό της ενέργειας ανάμεσα στις οριζόντιες συνιστώσες της σεισμικής κίνησης. Τα ρ_0 και β_0 είναι η πυκνότητα και η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων, αντίστοιχα, ενώ G είναι ο παράγοντας γεωμετρικής εξασθένισης. Οι τιμές των F και V είναι 2 και $1/\sqrt{2}$ αντίστοιχα (Boore, 1983). Για κύματα χώρου και για αποστάσεις μέχρι 100 km το $G=r$ όπου r είναι η υποκεντρική απόσταση.

Η παράμετρος $S(f)$ στη σχέση(4.1) παριστάνει το φάσμα της σεισμικής πηγής το οποίο συνήθως δίνεται από την παρακάτω σχέση (Aki, 1967; Brune, 1970; McGuire and Hanks, 1980) :

$$S(f) = M_0 / [1 + (f/f_0)^2] \quad (4.3)$$

όπου M_0 είναι η σεισμική ροπή (dyn-cm) και f_0 είναι η γωνιακή συχνότητα. Η γωνιακή συχνότητα δίνεται από την σχέση (Brune, 1970,1971) :

$$f_0 = 4.9 \cdot 10^6 \beta_0 (\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (4.4)$$

όπου $\Delta\sigma$ είναι η πτώση τάσης (bar), β_0 είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (km/s). Το σύμβολο * ενέχει θέση συμβόλου πολλαπλασιασμού.

Η παράμετρος $A(f)$ της σχέσης(4.1) σχετίζεται με τον παράγοντα ενίσχυσης (Amplification factor) της σεισμικής κίνησης. Στον καθορισμό της σεισμικής κίνησης υπεισέρχονται ουσιαστικά οι επιδράσεις της τοπικής γεωλογίας. Οι επιδράσεις αυτές είναι δυνατόν να προκαλέσουν δύο είδη τοπικής ενίσχυσης. Το πλέον συνηθισμένο από τα δύο είδη είναι η ενίσχυση συντονισμού (resonant) η οποία προκύπτει από εξαναγκασμένες πολλαπλές ανακλάσεις εγκαρσίων κυμάτων μέσα σε χαμηλής ταχύτητας στρώματα κοντά στην επιφάνεια (Joyner and Boore, 1984). Η ενίσχυση αυτή εξαρτάται σημαντικά από τη συχνότητα και μπορεί να παρουσιασθεί ως τοπική κυματική αντίσταση (site impedance). Η διατήρηση της ενέργειας απαιτεί τα πλάτη των κυμάτων να αυξάνουν όσο η κυματική αντίσταση μειώνεται.

Ο παράγοντας ενίσχυσης δίνεται από την παρακάτω σχέση (Παπαζάχος, 1990):

$$A_o/A_r = (\rho_o \beta_o / \rho_r \beta_r)^{1/2} \quad (4.5)$$

όπου ρ και β είναι, αντίστοιχα, η πυκνότητα και η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων, ενώ ο δείκτης (o) αναφέρεται στο υλικό κοντά στην πηγή και ο δείκτης (r) κοντά στη θέση καταγραφής, αντίστοιχα. Ο Boore (1986) καθόρισε συντελεστές διόρθωσης του παράγοντα ενίσχυσης για ένα τυπικό έδαφος των βορείων Η.Π.Α. Το δεύτερο είδος του παράγοντα ενίσχυσης δεν απαιτεί απότομες επιφάνειες ανάκλασης των εγκαρσίων κυμάτων και δεν είναι ευαίσθητο στη συχνότητα. Η ενίσχυση αυτή προκύπτει από μικρή ταχύτητα διάδοσης και μικρή κυματική αντίσταση κοντά στην επιφάνεια.

Η παράμετρος $D(f)$ αποτελεί ένα παράγοντα απομείωσης (Diminution) της σεισμικής κίνησης, η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$D(f) = \exp [-\pi f r / Q(f) \beta] P(f) \quad (4.6)$$

όπου f είναι η συχνότητα, r η απόσταση πηγής-θέσης καταγραφής, $Q(f)$ είναι μία συνάρτηση απόσβεσης εξαρτώμενη από τη συχνότητα, β είναι μία μέση ταχύτητα για ολόκληρο το δρόμο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και $P(f)$ είναι ένα φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων. Ο Boore (1984) καθόρισε τη συνάρτηση, Q , ως :

$$Q = 29.4 [1 + (f/0.3)^{2.9}] / (f/0.3)^2 \quad (4.7)$$

Το φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων, $P(f)$, απαιτείται γιατί γενικά τα φάσματα επιταχύνσεων παρουσιάζουν μία απότομη μείωση της ενέργειας υψηλής συχνότητας, πάνω από κάποια συχνότητα, f_m (Hanks, 1982). Αυτό μπορεί να παρουσιασθεί με ένα Butterworth φίλτρο με απότομη ράμπα (rolloff) πάνω από μία υψηλής αποκοπής συχνότητα, f_m . Το φίλτρο υψηλής αποκοπής, $P(f)$, καθορίζει στα φάσματα επιταχύνσεων την απότομη πτώση της ενέργειας υψηλής συχνότητας για συχνότητα $f > f_m$ (Hanks, 1982).

Ενας άλλος τύπος φίλτρου αποκοπής υψηλών συχνοτήτων, $P(f)$, προτάθηκε από τους Anderson and Hough (1984) με τον παρακάτω τύπο:

$$P(f) = \exp(-\pi k f) \quad (4.8)$$

όπου k είναι σταθερά εξαρτώμενη από την απόσταση και τις εδαφικές συνθήκες (Anderson and Hough, 1984; Tselentis, 1993; Hatzidimitriou et al., 1993). Ο παράγοντας, $P(f)$, μπορεί να θεωρηθεί ότι εκφράζει την απόσβεση κοντινού πεδίου.

Η παράμετρος $I(f)$ υιοθετείται προκειμένου να δοθεί το κατάλληλο φασματικό σχήμα στη προβλεπόμενη κίνηση η οποία αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη

εδαφική κίνηση (επιτάχυνση, ταχύτητα, ή σειсмоγράμμο Wood-Anderson). Εάν για παράδειγμα, πρόκειται να υπολογισθούν φάσματα απόκρισης κάποιας εδαφικής κίνησης (επιτάχυνσης, κλπ), τότε, η $I(f)$ είναι η απόκριση της εδαφικής μετάθεσης, η οποία δίνεται από την παρακάτω σχέση :

$$I(f) = M_F f^2 / [(f^2 - f_r^2) - i(2\zeta f f_r)] \quad (4.9)$$

όπου f_r είναι η συχνότητα του ταλαντωτή, M_F είναι η μεγέθυνση του οργάνου καταγραφής, και ζ είναι η απόσβεση. Η μεγέθυνση, M_F , δίνεται από την σχέση :

$$M_F = (2\pi f_i)^n \quad (4.10)$$

όπου $n=1$ ή 2 , αντίστοιχα, για τον υπολογισμό της ταχύτητας ή της επιτάχυνσης. Ο υπολογισμός του τοπικού μεγέθους, M_L , γίνεται με βάση τη σχέση (4.9), χρησιμοποιώντας ως $f_r=1.25$, $\zeta=0.8$ και $M_F=2800$, δηλαδή τις χαρακτηριστικές τιμές που καθορίζουν ένα σειсмоγράφο Wood-Anderson (Joyner and Boore, 1988).

Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται για διάφορες τιμές τυχαίων αριθμών, όπου μεταξύ 20-100 προσομοιώσεων τα αποτελέσματα παρουσιάζουν ικανοποιητική ακρίβεια στον υπολογισμό της μέγιστης τιμής. Το φάσμα μίας επαναληπτικής διαδικασίας δε θα συμφωνεί με ικανοποιητική ακρίβεια με το αναμενόμενο φάσμα. Ο μέσος όρος όμως ενός αριθμού επαναληπτικών διαδικασιών συμφωνεί με ικανοποιητική ακρίβεια (Boore, 1983). Η ακρίβεια της πρόβλεψης των χρονοσειρών μπορεί να καθορισθεί με τη χρησιμοποίηση της μεθόδου των τυχαίων δονήσεων. Η εδαφική κίνηση για να χρησιμοποιηθεί στον αντισεισμικό σχεδιασμό, μπορεί να παρουσιασθεί ως στοχαστική πρόβλεψη. Το στοχαστικό - θεωρητικό μοντέλο μπορεί να προβλέψει τιμές της εδαφικής κίνησης για μεγάλους σεισμούς οι οποίοι χρησιμοποιούνται στην πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (Atkinson, 1984; Boore and Atkinson, 1987).

4.3. Συνθετικά Σειсмоγράμματα της Ισχυρής Σεισμικής Κίνησης για τον Ελληνικό Χώρο με Βάση το Μοντέλο της Στοχαστικής Προσομοίωσης.

Για την πιθανολογική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, καθορίζεται συνήθως μία παράμετρος της ισχυρής κίνησης χωρίς να λαμβάνονται υπόψη παράμετροι που διαμορφώνουν την ένταση και την καταστροφικότητα της σεισμικής κίνησης (διάρκεια της κίνησης, συχνотικό και φασματικό περιεχόμενο της κίνησης). Οι μέγιστες ή οι ενεργές αναμενόμενες τιμές της ισχυρής σεισμικής κίνησης δεν επαρκούν για αξιόπιστο αντισεισμικό σχεδιασμό. Για το σκοπό αυτό, είναι απαραίτητο να υιοθετούνται στους αντισεισμικούς υπολογισμούς

αναμενόμενες χρονοϊστορίες της σεισμικής κίνησης. Το μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης έχει αποδειχθεί αρκετά επαρκές για τον καθορισμό των αναμενόμενων συνθετικών καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Για τον καθορισμό των αναμενόμενων καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου υιοθετήθηκε το μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης της ισχυρής κίνησης (Boore, 1983, 1986; Joyner, 1984). Το πρόγραμμα H/Y το οποίο χρησιμοποιήθηκε στους υπολογισμούς είναι το STOCH.F77 (DiBonna and Rovelli, 1990). Ο κώδικας αυτός βασίζεται στην μεθοδολογία που ήδη έχει περιγραφεί. Στην συγκεκριμένη εφαρμογή ως διάρκεια της ισχυρής κίνησης στην εστία, θεωρήθηκε το αντίστροφο της γωνιακής συχνότητας, f_0 , (Hanks and McGuire, 1981), και ως φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων, $P(f)$ αυτό το οποίο προτάθηκε από τους Andreson and Hough (1984). Κύριος στόχος της μελέτης αυτής ήταν ο καθορισμός αντιπροσωπευτικών αναμενόμενων καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης, των 6 κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Σχ. 3.7), για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R = 500$ και 50 χρόνια αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας παραμέτρους σεισμικών εστιών του Ελληνικού χώρου.

Βασική προϋπόθεση για τον υπολογισμό των συνθετικών καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση το μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης, είναι ο καθορισμός μίας σειράς παραμέτρων της σεισμικής εστίας και του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Οι παράμετροι αυτές θεωρούνται δεδομένα εισόδου στους υπολογισμούς του κώδικα H/Y, STOCH.F77, για τον καθορισμό της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η παράμετρος $R_{\theta\phi}$ της σχέσης (4.2) δίνεται από τους Boore and Boatwright (1984) ίση με 0.63. Η παράμετρος F καθορίσθηκε ίση με 2 και η παράμετρος V καθορίσθηκε ίση με $1/\sqrt{2}$ (Joyner and Boore, 1988). Η πυκνότητα, ρ_0 , του μέσου διάδοσης και η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων, β_0 , καθορίσθηκαν ίση με 2.7 g/cm^3 και 3.4 km/sec , αντίστοιχα, για τον Ελληνικό χώρο (Παπαζάχος, 1990). Οι παράμετροι αυτές θεωρήθηκαν σταθερές για όλες τις στοχαστικές προσομοιώσεις ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου.

Οι βασικές παράμετροι, οι οποίες διαμορφώνουν την τελική καταγραφή της εδαφικής κίνησης με βάση το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης είναι ο παράγοντας ποιότητας Q (σχέση 4.6), η σταθερά κ της σχέσης (4.8) η οποία προτάθηκε από τους Anderson and Hough (1984), η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, η σεισμική ροπή, M_0 , και η απόσταση πηγής - θέσης καταγραφής, R .

Συστηματική μελέτη του παράγοντα ποιότητας Q έχει γίνει από πολλούς ερευνητές τόσο στο διεθνή όσο και στον Ελληνικό χώρο. Στην περιοχή της Καλιφόρνιας η τιμή του παράγοντα ποιότητας Q κυμαίνεται από 60 - 300 (Singh et

al., 1982; Boore, 1983; Joyner, 1984). Οι ανατολικές ακτές των ΗΠΑ παρουσίασαν υψηλότερες τιμές του παράγοντα $Q=200-1100$ (Boore and Atkinson, 1987; Boore and Joyner, 1991). Οι Hough and Anderson (1988) εξάρτησαν τον παράγοντα Q από το βάθος και διαπίστωσαν μία μεταβολή της τιμής του παράγοντα ποιότητας από 300 έως 1000 περίπου. Για την περιοχή της Ιταλίας, οι Console and Rovelli (1981) καθόρισαν μία τιμή του παράγοντα $Q=80$, ενώ ο Rovelli (1982) και ο Rovelli και οι συνεργάτες του (1988b) επανεκτίμησαν την τιμή του παράγοντα $Q=100$. Η τιμή του παράγοντα ποιότητας Q ο οποίος υιοθετήθηκε για την ίδια περιοχή προκειμένου να χρησιμοποιηθεί στην στοχαστική προσομοίωση, θεωρήθηκε ίσος με 100 (Rovelli et al., 1988a, 1991; Coco and Rovelli, 1989; Capuano et al., 1992). Για τον Ελληνικό χώρο, ο Hasida και οι συνεργάτες του (1988) υπολόγισαν τιμές του παράγοντα Q οι οποίες κυμαίνονταν από 40 - 1000. Ο Κ. Παπαζάχος (1992a) με βάση τις μακροσεισμικές εντάσεις καθόρισε για την Ελλάδα και τις γύρω περιοχές τιμές, $Q=350 \pm 140$. Ο Χατζηδημητρίου (1993), μελετώντας την απόσβεση στο βορειοελλαδικό χώρο με βάση τα κύματα ουράς, καθόρισε για διάφορα χρονικά παράθυρα διάφορες τιμές του παράγοντα ποιότητας, με μία μέση τιμή ίση με 100. Η τιμή αυτή βρίσκεται σε ικανοποιητική συμφωνία με την αντίστοιχη που χρησιμοποιήθηκε στην Ιταλία (Rovelli et al., 1988a,b) για ανάλογη εφαρμογή καθώς και με τις άλλες τιμές που εκτιμήθηκαν για τον Ελληνικό χώρο. Η τιμή αυτή του παράγοντα ποιότητας, $Q=100$, χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα μελέτη.

Η παράμετρος της φασματικής εξασθένισης, κ , (σχέση 4.8), θεωρείται ως συνάρτηση της απόστασης, R , και των εδαφικών συνθηκών, S , (Anderson, 1991). Ο Singh και οι συνεργάτες του (1982) υπολόγισαν την τιμή της παραμέτρου κ και βρήκαν ότι κυμαίνεται μεταξύ 0.027 και 0.047. Την εξάρτηση της παραμέτρου κ της φασματικής εξασθένισης με την απόσταση πρότειναν οι Anderson and Hough (1984), καθορίζοντας την τιμή αυτή για εδαφικές συνθήκες αλλουβίων ως $\kappa=0.066$ και για εδαφικές συνθήκες βράχου ως $\kappa=0.040$. Για την περιοχή Anza της Καλιφόρνιας η παράμετρος κ μελετήθηκε ως συνάρτηση της υποκεντρικής απόστασης, της θέσης και των χαρακτηριστικών της πηγής, η μέση δε τιμή της βρέθηκε ίση με $\kappa=0.0003$ (Hough et al., 1988). Ο Reboljar (1990) καθόρισε για την βόρεια Καλιφόρνια τιμή της παραμέτρου $\kappa=0.0025-0.0033$, ενώ ο Reboljar και οι συνεργάτες του (1991) για κρυσταλοσχιστώδη πετρώματα κοντά στη Μεξικανική ζώνη κατάδυσης έδωσαν την τιμή της παραμέτρου $\kappa=0.016-0.035$. Για τις ανατολικές Η.Π.Α, η τιμή της παραμέτρου της αυτής καθορίσθηκε μεταξύ 0.01 και 0.02 (Boore and Joyner, 1991; Hough and Seeber, 1991). Την εξάρτηση της παραμέτρου από την πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, μελέτησαν ο Boore και οι συνεργάτες του (1992) βρίσκοντας ότι η καλύτερη τιμή της κ για μία πτώση τάσης $\Delta\sigma=70$ bar είναι ίση 0.02. Για την

σεισμική ακολουθία της Loma Prieta καθορίσθηκαν τιμές της παραμέτρου κ , οι οποίες κυμάνθηκαν μεταξύ 0.061 και 0.042 για εδαφικές συνθήκες βράχου.

Για την περιοχή της Ιταλίας διαπιστώθηκε μία διαφοροποίηση της τιμής της κ για διαφορετικά σεισμοτεκτονικά περιβάλλοντα. Για περιοχή όπου επικρατεί πεδίο εφελκυστικών τάσεων (κανονικά ρήγματα) η μέση τιμή της παραμέτρου ήταν $\kappa=0.07$, ενώ για περιοχές με ανάστροφα ρήγματα (πεδίο συμπίεστικών τάσεων) η τιμή της παραμέτρου ήταν $\kappa=0.042$ (Rovelli et al., 1988a, 1991; Coco and Rovelli, 1989). Αντίστοιχες έρευνες πραγματοποιήθηκαν για τις περιοχές Apennines και Irpinia της Ιταλίας (πεδίο εφελκυστικών τάσεων) και καθορίσθηκε μέση τιμή της παραμέτρου $\kappa=0.036-0.050$ (Caruano et al., 1992). Στον Ελληνικό χώρο, σχέση εξάρτησης της παραμέτρου της φασματικής εξασθένισης, κ , από την επικεντρική απόσταση, με βάση τις καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης, προτάθηκε από το Χατζηδημητρίου και τους συνεργάτες του (1993). Η μέση τιμή της παραμέτρου αυτής, είναι περίπου 0.06 για τον Ελληνικό χώρο. Είναι πιθανό η τιμή αυτή της παραμέτρου κ να οφείλεται κατά κύριο λόγο, στο ότι σημαντικός αριθμός καταγραφών ισχυρής κίνησης πραγματοποιήθηκε κυρίως σε αλλουβιακές αποθέσεις. Ο Τσελέντης (1993), χρησιμοποιώντας σεισμικές καταγραφές από σεισμόμετρα μικρής περιόδου (1 sec), υπολόγισε για δύο εδαφικές συνθήκες (αλλουβία και βράχο) την τιμή της παραμέτρου κ . Η τιμή της παραμέτρου αυτής για εδαφικές συνθήκες βράχου ήταν, $\kappa=0.036$, ενώ η αντίστοιχη για εδαφικές συνθήκες αλλουβίων ήταν $\kappa=0.044$. Στη μελέτη αυτή χρησιμοποιήθηκε ως μέση τιμή της παραμέτρου κ για τον Ελληνικό χώρο, η ενδιάμεση τιμή η οποία προτάθηκε από τον Τσελέντη (1993), $\kappa=0.04$, και βρίσκεται σε ικανοποιητική συμφωνία με την αντίστοιχη που υπολογίσθηκε για τον Ιταλικό χώρο ($\kappa=0.043$).

Η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, είναι μία από τις βασικότερες παραμέτρους οι οποίες υπεισέρχονται στον καθορισμό συνθετικών καταγραφών σεισμικής κίνησης με βάση το στοχαστικό μοντέλο. Η παράμετρος αυτή αναφέρεται κατά κύριο λόγο στη σεισμική πηγή και τα χαρακτηριστικά αυτής. Έχειδειχθεί ότι η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, σχετίζεται άμεσα με το σεισμικό μέγεθος το οποίο επειδή στην προκειμένη περίπτωση σχετίζεται άμεσα με τη σεισμική πηγή, αντιπροσωπεύεται από τη σεισμική ροπή, M_0 (Papastamatiou, 1977; Madariaga, 1979; McGuire and Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981). Την αύξηση της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, με τη σεισμική ροπή, M_0 , και τις παραμέτρους της ισχυρής σεισμικής κίνησης (a_g , a_{rms} , v_g κλπ) έχουν παρουσιάσει διάφοροι ερευνητές (Bernreuter, 1981; Frankel, 1981; Boatwright, 1984). Οι Boore and Atkinson (1992), κατά τον καθορισμό φασμάτων της εστίας του σεισμού Saguenay 1988, διαπίστωσαν τη μεταβολή της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, στον κύριο σεισμό ($\Delta\sigma=500$ bar) σε σχέση με τον προσεισμό και μετασεισμό, η οποία ήταν περίπου $\Delta\sigma=100$ bar.

Στο στοχαστικό μοντέλο καθορισμού συνθετικών καταγραφών της σεισμικής κίνησης έχει υιοθετηθεί η σταθερή πτώση τάσης, $\Delta\sigma$. Η βασική αρχή του Brune (1968, 1970, 1971) ότι σεισμοί κοντινού και μακρινού πεδίου είναι δυνατόν να περιγραφούν με φάσματα των οποίων η πτώση τάσης είναι 100 bar βρήκε σημαντική εφαρμογή στη στοχαστική προσομοίωση της σεισμικής κίνησης. Σταθερές τιμές πτώσης τάσης, $\Delta\sigma=30, 100$ και 60 bar, καθορίστηκαν αντίστοιχα για τους οριοπλακικούς, ενδοπλακικούς και ενδιάμεσους σεισμούς (Kanamori and Anderson, 1975). Σε μία σειρά από μελέτες καθορισμού συνθετικών σεισμικών κινήσεων με βάση τη στοχαστική προσομοίωση χρησιμοποιήθηκε πτώση τάσης, $\Delta\sigma=100$ bar (Boore, 1983; Joyner, 1984; Atkinson, 1984; Boore and Atkinson, 1987; Boore and Joyner, 1991). Χρησιμοποιώντας καταγραφές από σεισμόμετρα μικρής περιόδου, ο Boore (1986) επιχείρησε να καθορίσει φασματικές σχέσεις αναγωγής με βάση το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης. Ο ίδιος ερευνητής διαπίστωσε ότι η πτώση τάσης ήταν χαμηλότερη ($30-60$ bar) όταν χρησιμοποιούσε σεισμολογικές καταγραφές. Οι Silva and Green (1989), προκειμένου να μελετήσει τα φασματικά σχήματα θέσεων με εδαφικές συνθήκες βράχου για της βόρεια Αμερική, υιοθέτησε διαφορετικές τιμές πτώσης τάσης, για τις ανατολικές ($\Delta\sigma=100$ bar) και τις δυτικές Πολιτείες ($\Delta\sigma=50$ bar) των Η.Π.Α. Αναλυτική μελέτη της σεισμικής ακολουθίας της Loma Prieta 1989 έγινε με βάση το στοχαστικό μοντέλο του Boore (1983). Υιοθετήθηκαν τρία διαφορετικά μοντέλα σεισμικής πηγής, δρόμου διάδοσης και θέσης καταγραφής με τιμή πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, κυμαινόμενη μεταξύ 146 και 229 bar.

Το ω -τετράγωνο μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης εφαρμόσθηκε με σημαντική επιτυχία για σεισμούς ενδιάμεσου βάθους του Μεξικού (1985). Τα φάσματα πηγών και οι φασματικές αποσβέσεις των σεισμικών κυμάτων βρίσκονταν σε ικανοποιητική ακρίβεια για τιμές πτώσης τάσης οι οποίες κυμαίνονταν από 90 έως 770 bar (Singh et al., 1989; Ordaz and Singh, 1992).

Με βάση τις δύο σεισμοτεκτονικές ενότητες (πεδίο εφελκυστικών-συμπιεστικών τάσεων) καθορίστηκαν για τον Ιταλικό χώρο δύο διαφορετικές τιμές πτώσης τάσης. Για την περιοχή της κεντρικής Ιταλίας (Apennines) όπου επικρατούν κυρίως κανονικά ρήγματα, υιοθετήθηκε η τιμή της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma=200$ bar, ενώ αντίστοιχα στις περιοχές των αναστρέφων ρηγμάτων (Friuli) η τιμή της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma=250-450$ bar (Rovelli et al., 1988a, 1991; Coco and Rovelli, 1989; Capuano et al., 1992). Ταυτόχρονα για τους μεγάλους σεισμούς του Friuli 1976, και του Montenegro 1979, από ίδιους ερευνητές υπολογίσθηκαν τιμές πτώσης τάσης $\Delta\sigma=800-900$ bar, ενώ διαπιστώθηκε μία συστηματική αύξηση της πτώσης τάσης (κατά Brune και φαινόμενη τάση) στις περιοχές όπου επικρατούν ανάστροφα ρήγματα σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές που υπολογίζονται σε

περιοχές που επικρατούν κανονικά ρήγματα.

Στον Ελληνικό χώρο έχει διαπιστωθεί ότι υπολογισμένες τιμές πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, είναι σχετικά μικρές, για σεισμούς με παρόμοια σεισμικά μεγέθη άλλων περιοχών (Kiritzi et al., 1985). Κατά κύριο λόγο η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, υπολογίσθηκε στον Ελληνικό χώρο μετά από μεγάλους καταστροφικούς σεισμούς. Έτσι, η σεισμική ακολουθία του σεισμού της Θεσσαλονίκης του 1978 έδωσε τιμές πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, του κυρίου σεισμού και του προσεισμού, οι οποίες κυμάνθηκαν από 7- 20 bar (Soufleris, 1980). Η σεισμική ακολουθία του σεισμού της Κορίνθου του 1981 έδωσε τιμές πτώσης τάσης οι οποίες κυμάνθηκαν από 4.5-33.6 bar (Jackson et al., 1982), και από 7-60 bar (Stavrakakis et al., 1988). Τα φασματικά χαρακτηριστικά της σεισμικής ακολουθίας της Καλαμάτας 1986, με βάση τα φάσματα από καταγραφές P- και S- κυμάτων μακρινού πεδίου, υπολογίσθηκαν από τον Σταυρακάκη και τους συνεργάτες του (1989a). Ταυτόχρονα, με βάση τα δύο αυτά μοντέλα, υπολογίσθηκαν οι τιμές της πτώσης τάσης και εκτιμήθηκαν ίσες με 6 και 7 bar, αντίστοιχα. Η πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, μικρών σεισμών ($3.4 < M_L < 4.9$) υπολογίσθηκε στον Ελληνικό χώρο και βρέθηκε να κυμαίνεται μεταξύ 3.7 και 67 bar (Latoussakis et al., 1989). Από τους Σταυρακάκη και Δρακόπουλο (1990) καθορίσθηκε η απόσβεση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο με βάση τη θεωρία των τυχαίων δονήσεων. Καθορίσθηκαν επίσης οι τιμές της πτώσης τάσης διαφόρων σεισμών του Ελληνικού χώρου, οι οποίες κυμαίνονται από 4 έως 15 bar. Στην ίδια μελέτη καθορίσθηκε η εδαφική επιτάχυνση σε συνάρτηση με το σεισμικό μέγεθος, M_S , και την πτώση τάσης, $\Delta\sigma$.

Τον υπολογισμό της πτώσης τάσης με βάση καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης για τον Ελληνικό χώρο, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί στην στοχαστική προσομοίωση συνθετικών καταγραφών, πρότειναν ο Παπασταματίου και οι συνεργάτες του (1993). Μία μέση τιμή της πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, του Ελληνικού χώρου εκτιμήθηκε ίση με 50 bar. Οι συνθετικές καταγραφές που προέκυψαν με βάση την τιμή αυτή, ήταν σε καλή συμφωνία με αντίστοιχες πραγματικές καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης. Από την παραπάνω ανάλυση φαίνεται ότι οι τιμές πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, για τον Ελληνικό χώρο κυμαίνονται από 4-60 bar περίπου. Επομένως μία μεση τιμή πτώσης τάσης, $\Delta\sigma=30$ bar, μπορεί να θεωρηθεί ως αρκετά ικανοποιητική για τον Ελληνικό χώρο, παρόλο που σε σχέση με άλλες περιοχές, η τιμή αυτή μπορεί να θεωρηθεί αρκετά μικρή. Προκειμένου να εφαρμοσθεί η στοχαστική προσομοίωση στις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Σχ. 3.7) και να καθορισθούν αναμενόμενες συνθετικές καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης για κάθε μία από τις κατηγορίες αυτές, υιοθετήθηκαν τιμές πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, οι οποίες κυμάνθηκαν μεταξύ 25 και 50 bar. Για τις ζώνες σεισμικής επικινδυνότητας οι οποίες αναφέρονται σε περίοδο επανάλληψης, $T_R=500$ χρόνια, οι

τιμές της πτώσης τάσης ήταν, $\Delta\sigma=30 - 50$ bar. Αντίθετα, για τις ζώνες που αναφέρονται σε περίοδο επανάληψης $T_R=50$ χρόνια εκτιμήθηκε τιμή πτώσης τάσης $\Delta\sigma=25$ bar. Οι τιμές αυτές είναι σε συμφωνία με τις μέσες τιμές που έχουν υπολογισθεί για τον Ελληνικό χώρο, ενώ για τις μεγάλες περιόδους επανάληψης ($T_R=500$ χρόνια) η υιοθέτηση τιμών πτώσης τάσης, $\Delta\sigma$, οι οποίες καθορίστηκαν με βάση τις καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης του Ελληνικού χώρου, θεωρούνται περισσότερο αποδεκτές.

Δύο βασικές παράμετροι της στοχαστικής προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης, οι οποίες υπεισέρχονται στο υπολογισμό των συνθετικών καταγραφών είναι το σεισμικό μέγεθος, που στη προκειμένη περίπτωση εκφράζεται με τη σεισμική ροπή, M_0 , και η απόσταση πηγής - θέσης καταγραφής, R . Στη μελέτη αυτή, προκειμένου να υπολογισθούν συνθετικές καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση της προτεινόμενες 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας (Σχ. 3.7), έπρεπε να καθορισθεί μία αντιπροσωπευτική απόσταση, R , από την οποία είναι δυνατόν να απειληθεί μία εξεταζόμενη θέση. Για τον Ελληνικό χώρο, θεωρήθηκε ότι η απόσταση $R=20$ km είναι καθοριστική στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μίας θέσης. Η απόσταση αυτή χρησιμοποιήθηκε σε ολόκληρη τη διαδικασία καθορισμού συνθετικών καταγραφών με βάση το μοντέλο της στοχαστικής προσομοίωσης, για τις 6 κατηγορίες σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Σχ. 3.7) και για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R=500$, 50 χρόνια.

Η τελευταία παράμετρος η οποία υπεισέρχεται στους υπολογισμούς του στοχαστικού μοντέλου προσομοίωσης καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι το σεισμικό μέγεθος. Επειδή το συγκεκριμένο μοντέλο χρησιμοποιεί στους υπολογισμούς παραμέτρους σεισμικής εστίας, αντί για το σεισμικό μέγεθος χρησιμοποιείται στους υπολογισμούς η σεισμική ροπή, M_0 . Προκειμένου να δοθεί στους υπολογισμούς της στοχαστικής προσομοίωσης η διάσταση της επικινδυνότητας, χρησιμοποιήθηκε το επιφανειακό μέγεθος, M_S , για κάθε μία από τις κατηγορίες του σχήματος (3.7). Ο καθορισμός των επιφανειακών μεγεθών, M_S , κάθε κατηγορίας ίσης σεισμικής επικινδυνότητας (Σχ. 3.7) έγινε με βάση τα μέγιστα μεγέθη κάθε σεισμογόνου πηγής (Parazachos and Papaioannou, 1993). Οι Παπαζάχος και Παπαιωάννου (1993) καθόρισαν για κάθε σεισμογόνο πηγή ένα μέγιστο μέγεθος, το οποίο και θεωρήθηκε ως το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος για περίοδο επανάληψης, $T_R=500$ χρόνων. Με βάση τη γεωγραφική κατανομή των 69 σεισμογόνων πηγών του Ελληνικού χώρου και το χάρτη των 6 κατηγοριών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας (Σχ. 3.7), καθορίστηκαν αντίστοιχα για κάθε κατηγορία ίσης σεισμικής επικινδυνότητας το μέγιστο επιφανειακό μέγεθος, M_S , για περίοδο επανάληψης, $T_R=500$ χρόνια. Με τη χρησιμοποίηση της σχέσης η οποία

καθορίζει τη μέση περίοδο επανάληψης, T_R ,

$$T_R = 10^{bM}/10^a \quad (4.11)$$

όπου a, b , είναι οι σταθερές της σχέσης των Gutenberg and Richter (1944) και M το μέγεθος του σεισμού, ήταν δυνατόν (με αναγωγή από τα αντίστοιχα μέγιστα μεγέθη για περίοδο επανάληψης, $T_R=500$ χρόνια), να υπολογισθεί για κάθε κατηγορία ίσης σεισμικής επικινδυνότητας η αντίστοιχη μέγιστη τιμή του επιφανειακού μεγέθους, M_S , για περίοδο επανάληψης, $T_R=50$ χρόνια. Τα αντίστοιχα επιφανειακά μεγέθη, M_S , κάθε ζώνης ίσης σεισμικής επικινδυνότητας (Σχ.3.7) και για τις δύο περιόδους επανάληψης $T_R=500$ και 50 χρόνια αντίστοιχα, μετατράπηκαν σε μεγέθη σεισμικής ροπής με βάση την σχέση που πρότειναν οι Κ.Παπαζάχος και Κυρατζή (1992). Στον πίνακα(4.1) περιλαμβάνονται αναλυτικά όλες οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς του στοχαστικού μοντέλου προσομοίωσης των καταγραφών ισχυρής κίνησης με βάση τη σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου.

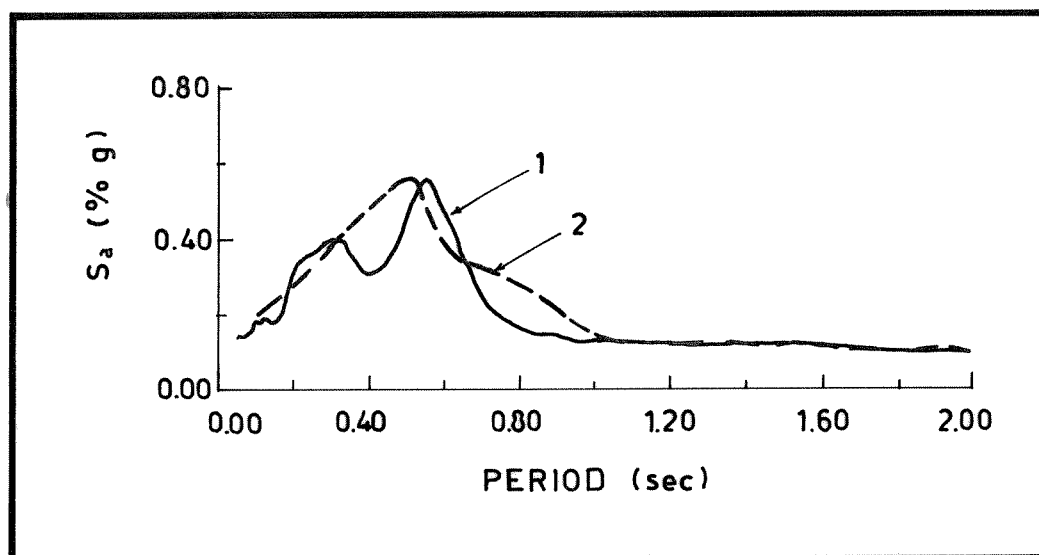
Προκειμένου να δοκιμασθεί η αξιοπιστία του προτεινόμενου στοχαστικού μοντέλου, υπολογίσθηκε το φάσμα απόκρισης (απόσβεση 5%) ενός συνθετικού σειсмоγράμματος της ισχυρής κίνησης η οποία υπολογίσθηκε με βάση το μοντέλο αυτό. Για τον σκοπό αυτό θεωρήθηκε η απόσταση σεισμικής πηγής - θέσης καταγραφής $R=20$ km το επιφανειακό μέγεθος $M_S=6.5$, η τιμή της πτώσης τάσης $\Delta\sigma=25$ bar, ενώ οι υπόλοιποι παράμετροι ήταν ίδιες με αυτές που δίδονται στον πίνακα(4.1). Κατόπιν, το υπολογισμένο φάσμα απόκρισης συσχετίσθηκε με το αντίστοιχο πιθανολογικό φάσμα απόκρισης για την ίδια απόσβεση (5%) το οποίο πρότειναν ο Παπαιωάννου και οι συνεργάτες του (1984b) χρησιμοποιώντας ένα δείγμα καταγραφών ισχυρής σεισμικής κίνησης για τον Ελληνικό χώρο. Στο σχήμα(4.1) παρουσιάζονται για σύγκριση τα δύο αυτά φάσματα απόκρισης. Παρατηρούμε ότι υπάρχει ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων των δύο ανεξάρτητων εφαρμοζόμενων μεθοδολογιών.

Με βάση το προτεινόμενο στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης και με τη χρησιμοποίηση των παραμέτρων του πίνακα(4.1) καθορίσθηκαν συνθετικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , για κάθε κατηγορία ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου (Σχ. 3.7). Στο σχήμα(4.2) παρουσιάζονται οι χρονοϊστορίες των συνθετικών καταγραφών οι οποίες προέκυψαν για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου και για περίοδο επανάληψης, $T_R= 500$ χρόνια. Κατά τον ίδιο τρόπο, οι χρονοϊστορίες των συνθετικών καταγραφών για περίοδο επανάληψης, $T_R= 50$ χρόνια φαίνονται στο σχήμα(4.3). Στον πίνακα(4.2) δίνονται οι μέγιστες τιμές της

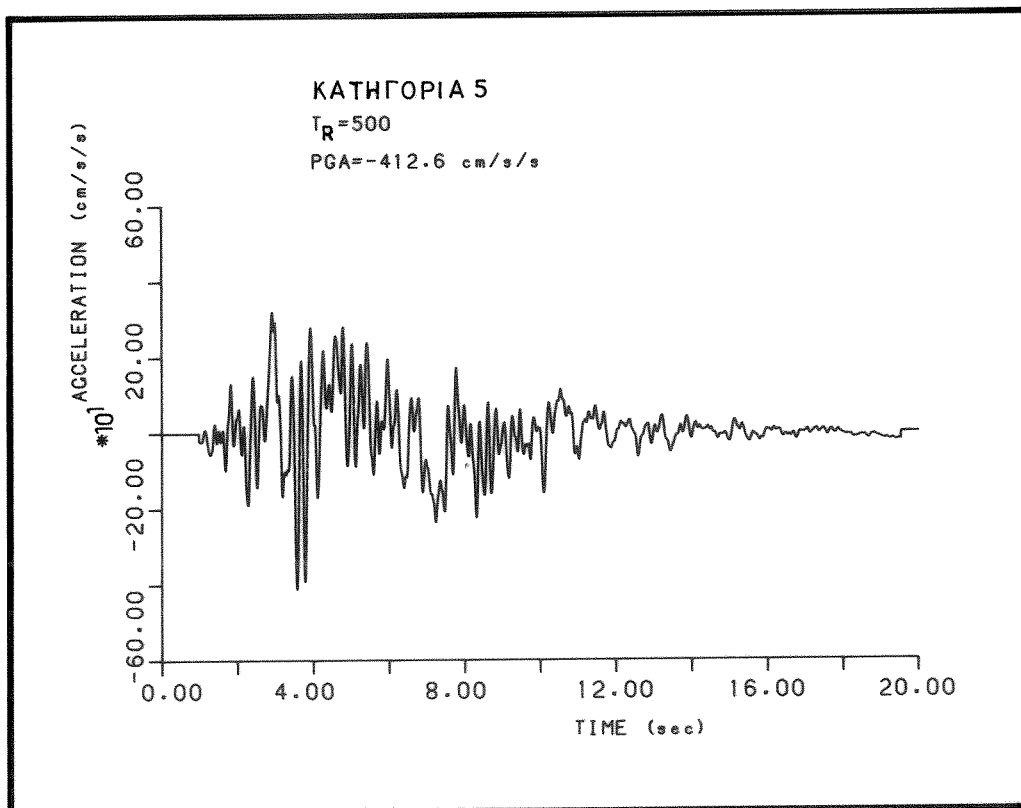
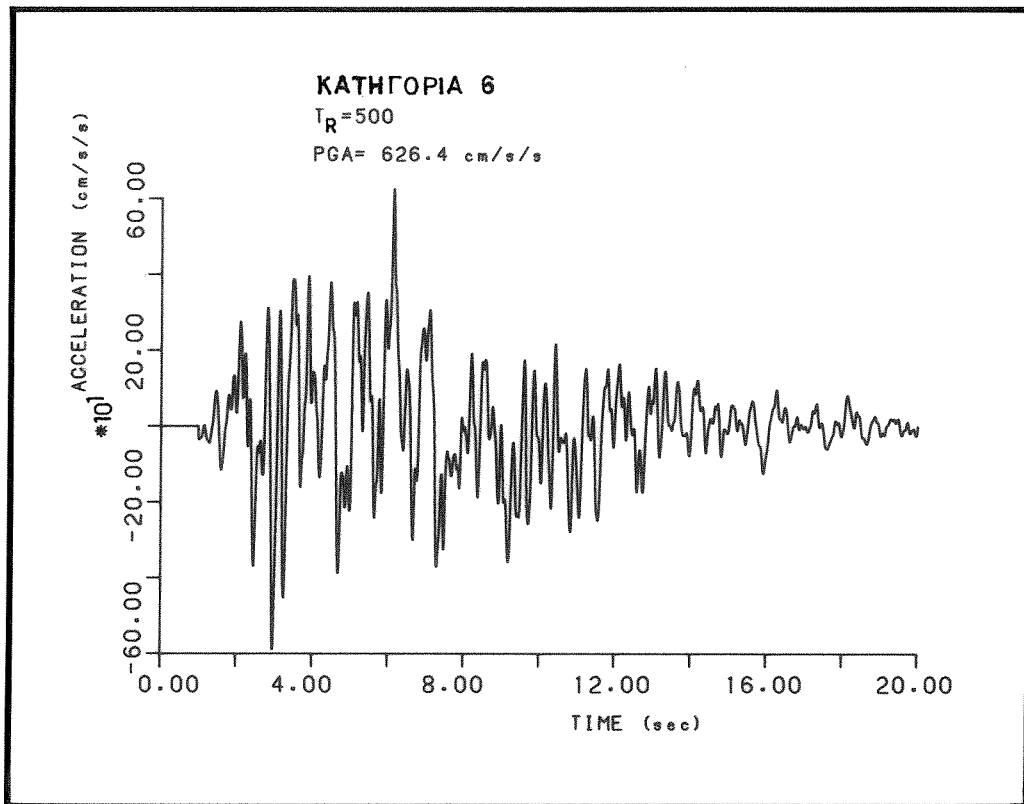
ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1 Παράμετροι του στοχαστικού μοντέλου προσομοίωσης καταγραφών ισχυρής κίνησης για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου, για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R = 500$ και 50, χρόνια αντίστοιχα.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΟΥ ΔΡΟΜΟΥ ΔΙΑΔΟΣΗΣ					
Q = 100			R = 20 km		
Διάρκεια Διάρρηξης = 1/f ₀					
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΗΣ ΘΕΣΗΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ					
F = 2			κ = 0.04		
V = 1/√2					
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΗΓΗΣ					
ρ ₀ = 2.7 g/cm ³			β ₀ = 3.4 km/sec		
R _{θφ} = 0.63					
T _R = 500 χρόνια			T _R =50 χρόνια		
KAT.	Δσ (bar)	M _S	KAT.	Δσ (bar)	M _S
6	50	7.1	6	25	6.1
5	40	6.8	5	25	5.8
4	30	6.4	4	25	5.4
3	30	6.3	3	25	5.3
2	30	6.0	2	25	5.0
1	30	5.7	1	25	4.7

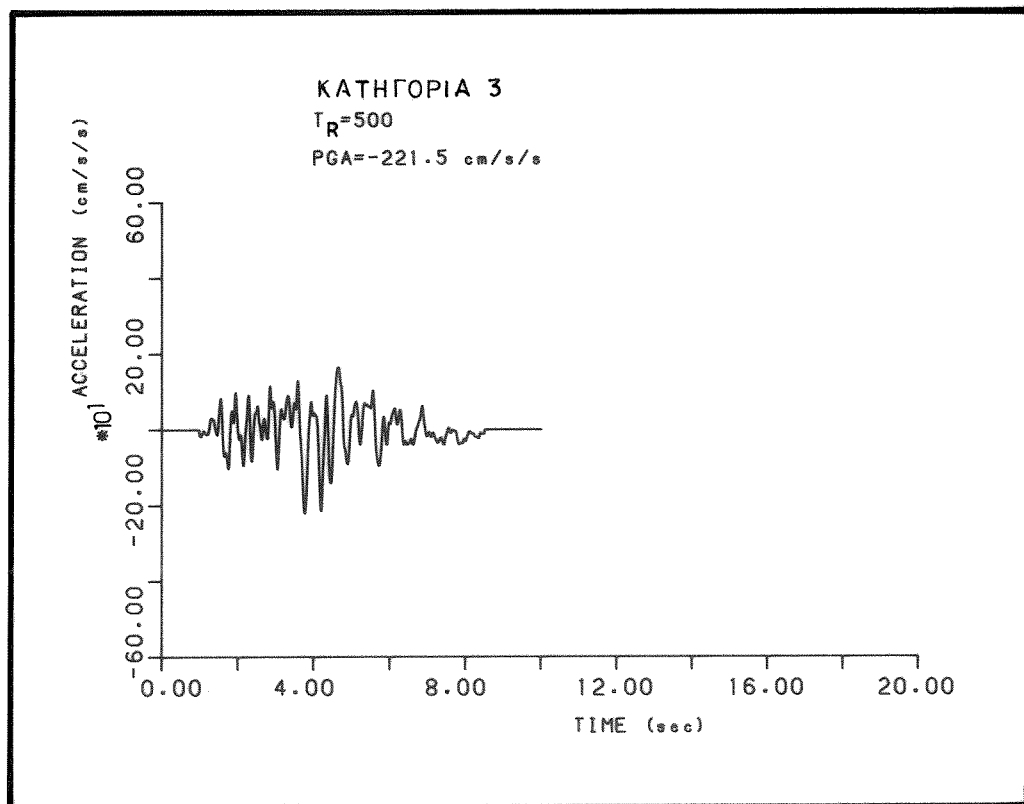
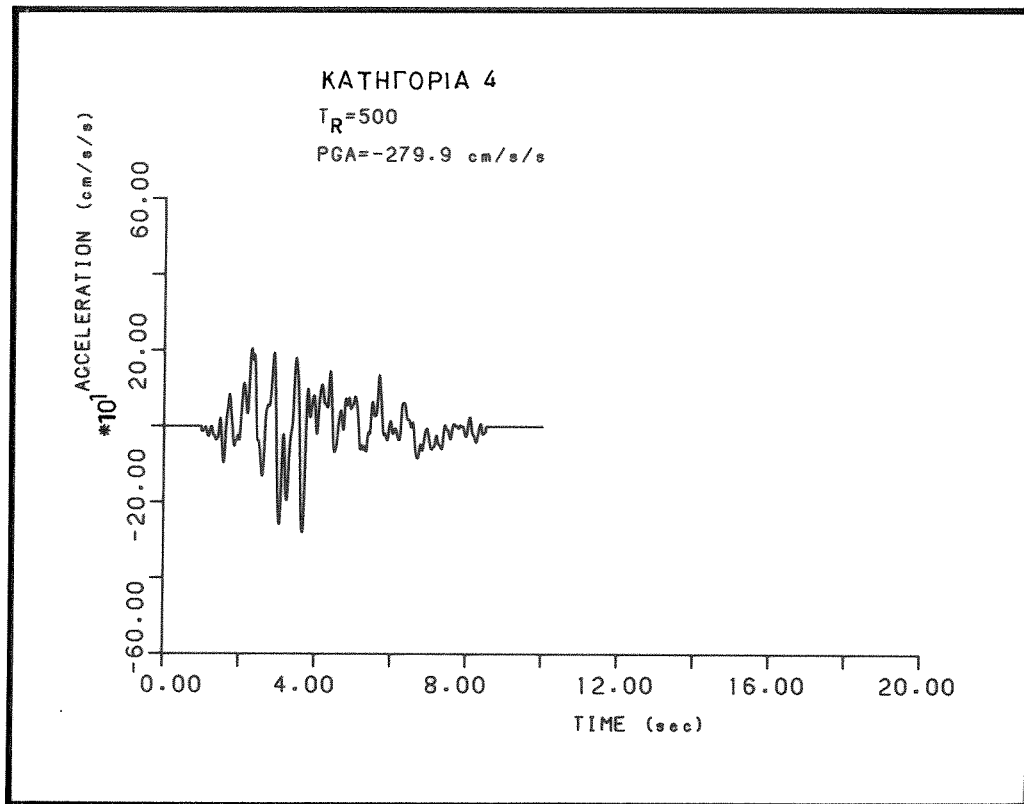
εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , οι οποίες προβλέφθηκαν με τη χρήση του στοχαστικού μοντέλου προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης. Οι τιμές αυτές δίνονται για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R = 500$ και 50 χρόνια αντίστοιχα.



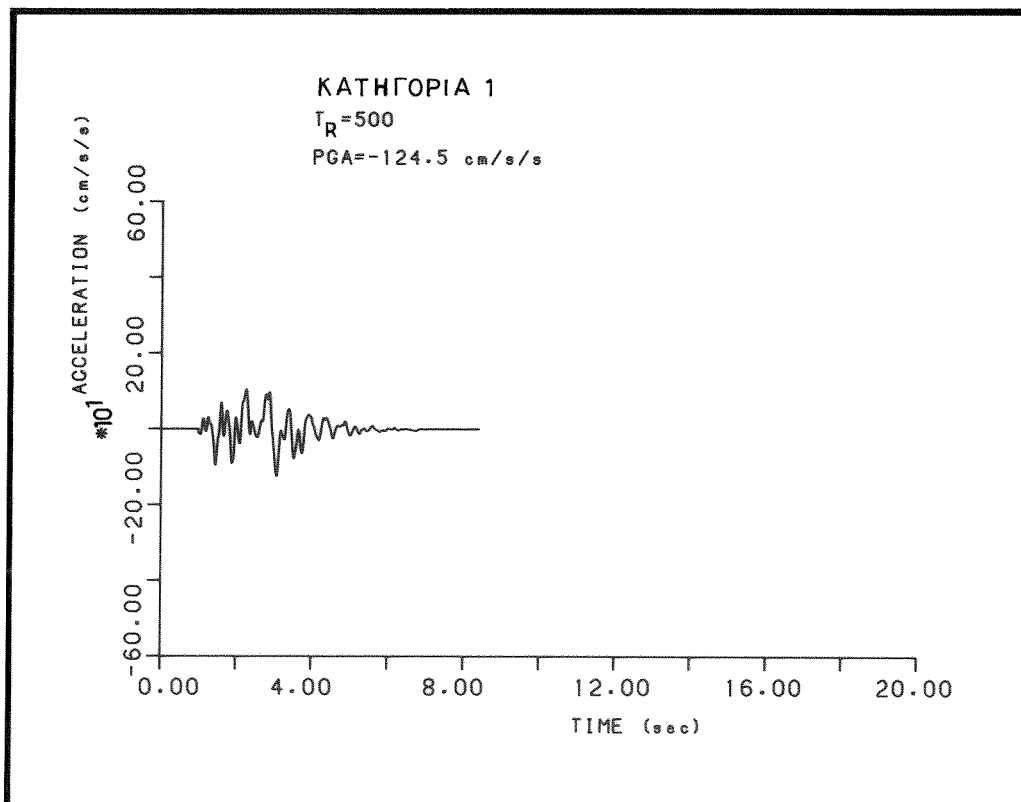
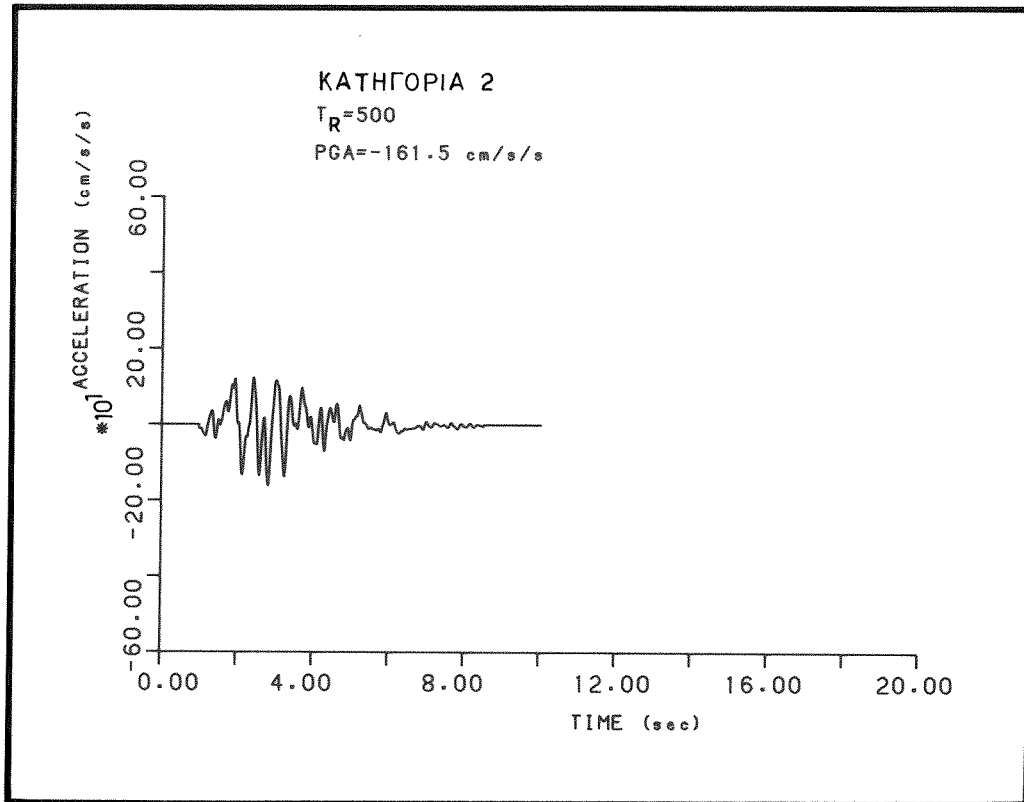
Σχ. 4.1 Σύγκριση των δύο φασμάτων απόκρισης (για απόσβεσης 5%, απόσταση $R=20$ km, επιφανειακό μέγεθος $M_S=6.5$), τα οποία προέκυψαν: (1) με βάση το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης και (2) ως μέσο φάσμα απόκρισης από τις καταγραφές της ισχυρής σεισμικής κίνησης στον Ελληνικό χώρο σύμφωνα με τον Παπαϊωάννου και τους συνεργάτες (1984b).



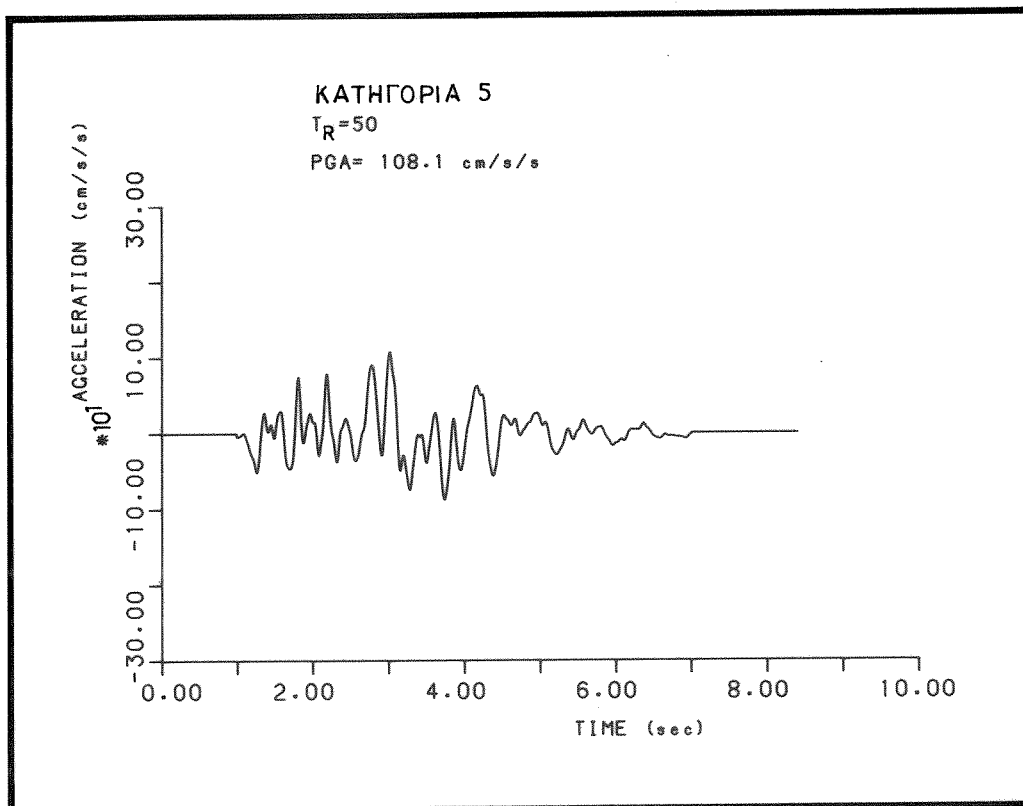
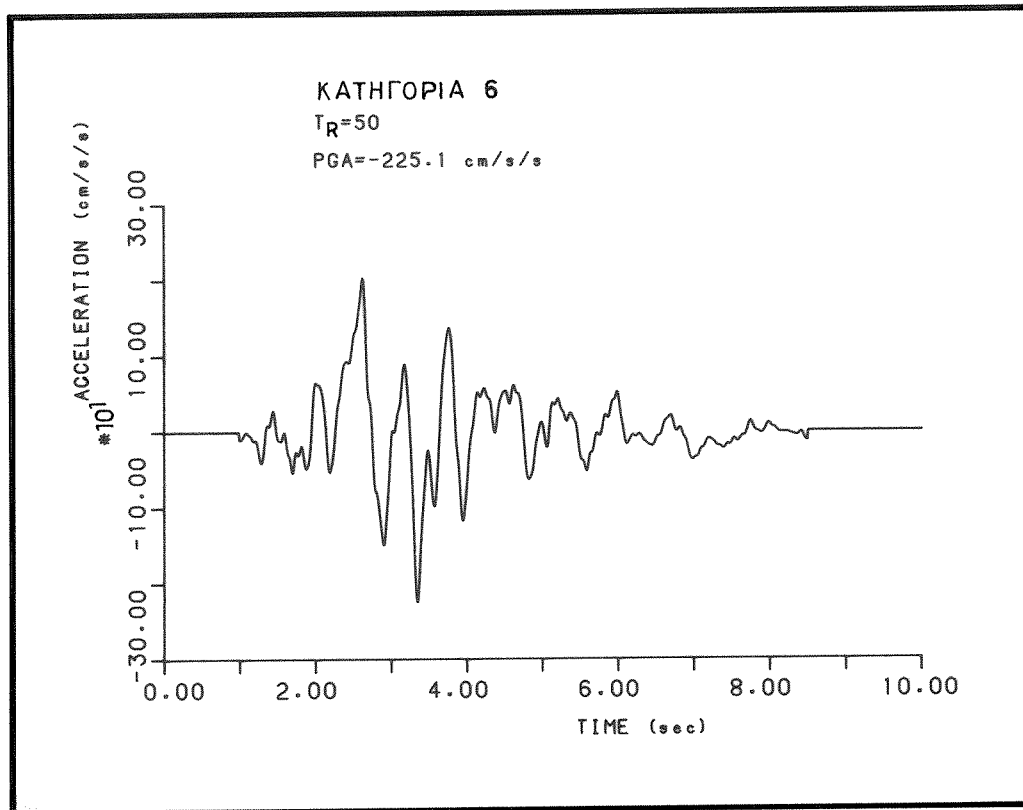
Σχ. 4.2 Συνθετικές καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου και για περίοδο επανάληψης, $T_R = 500$ χρόνια.



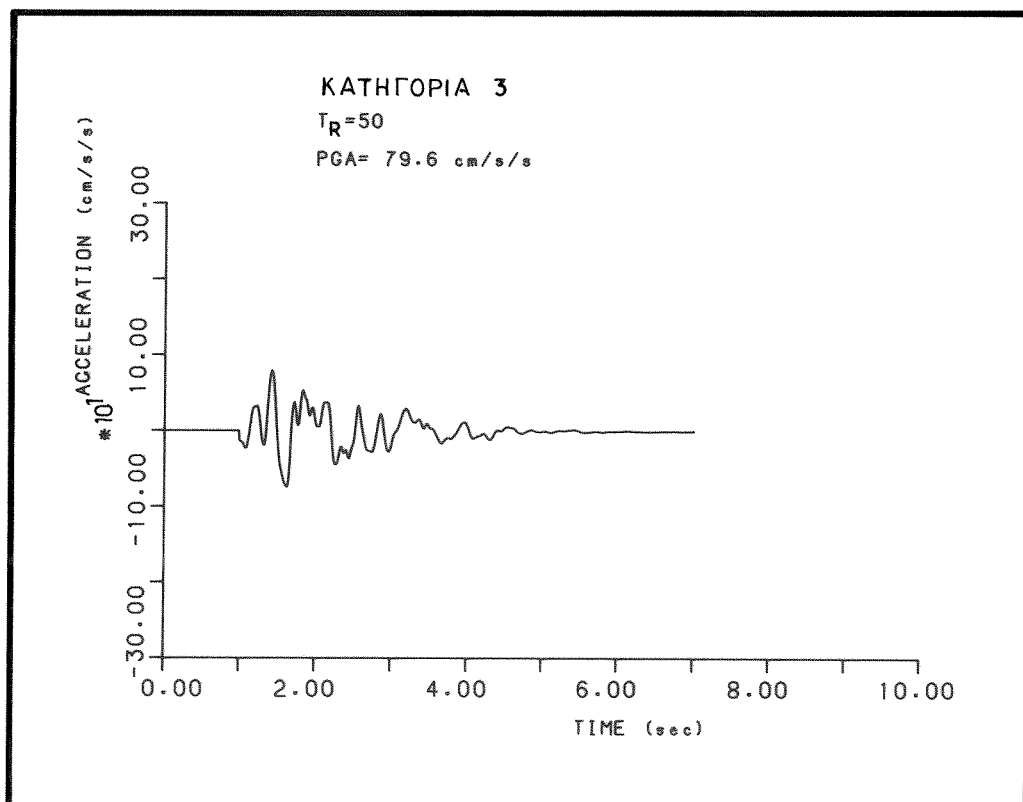
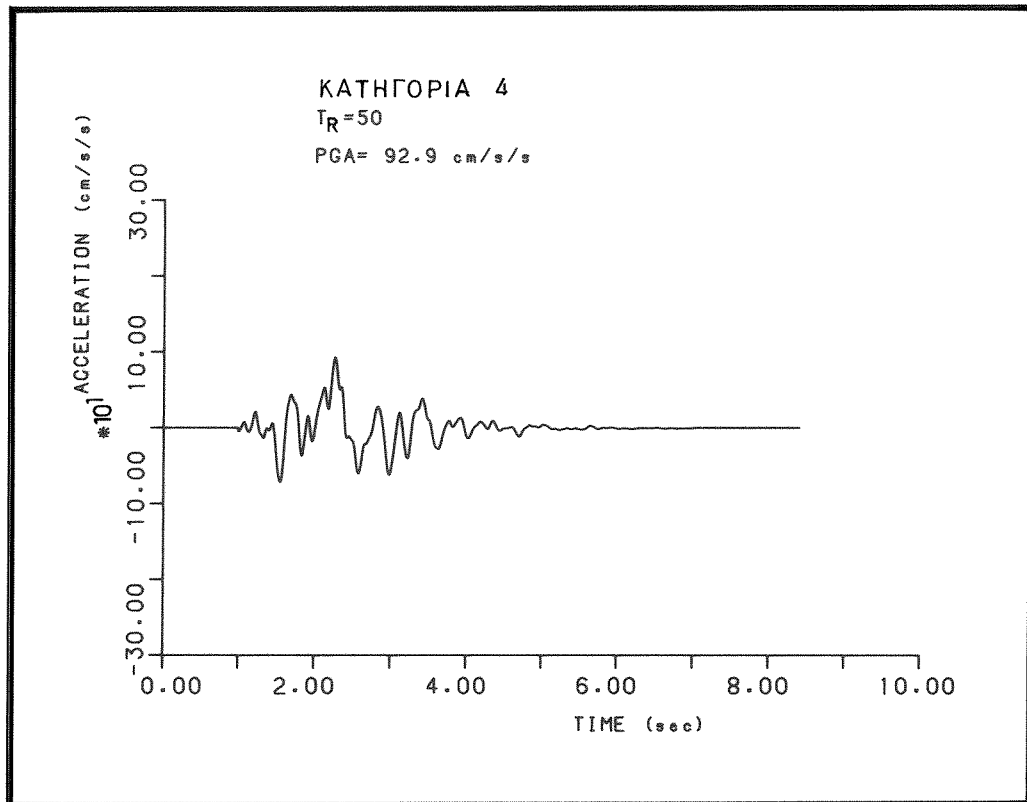
(Συνέχεια Σχ. 4.2)



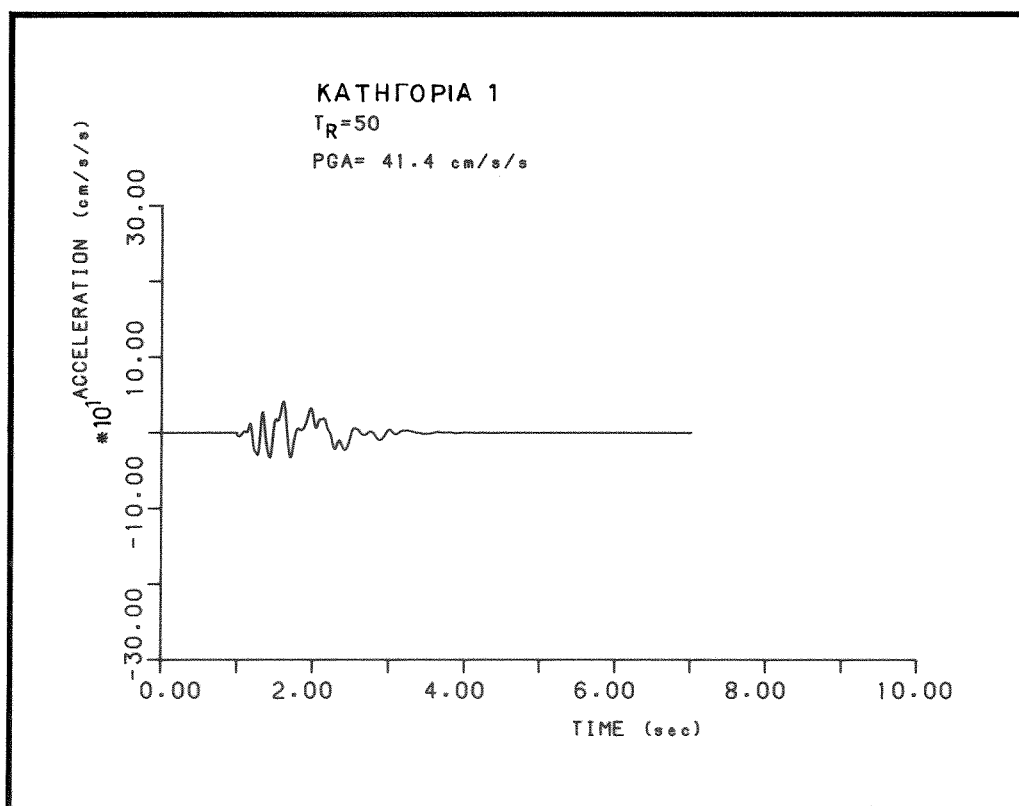
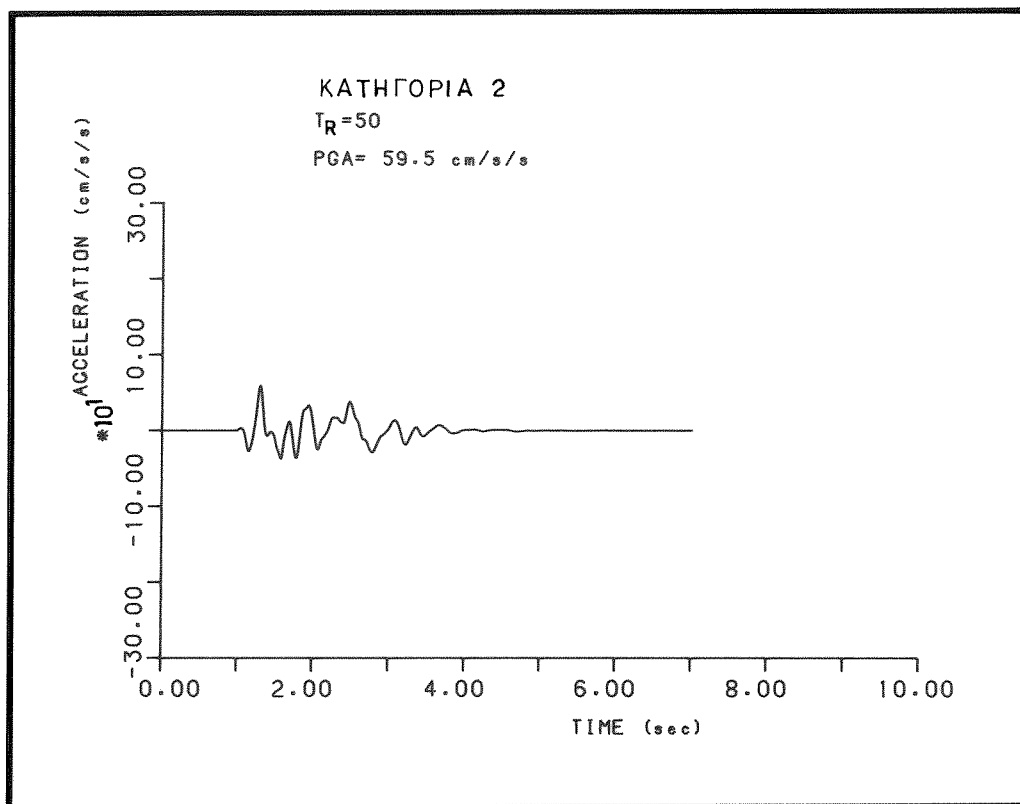
(Συνέχεια Σχ. 4.2)



Σχ. 4.3 Συνθετικές καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου και για περίοδο επανάληψης, $T_R = 50$ χρόνια.



(Συνέχεια Σχ. 4.3)

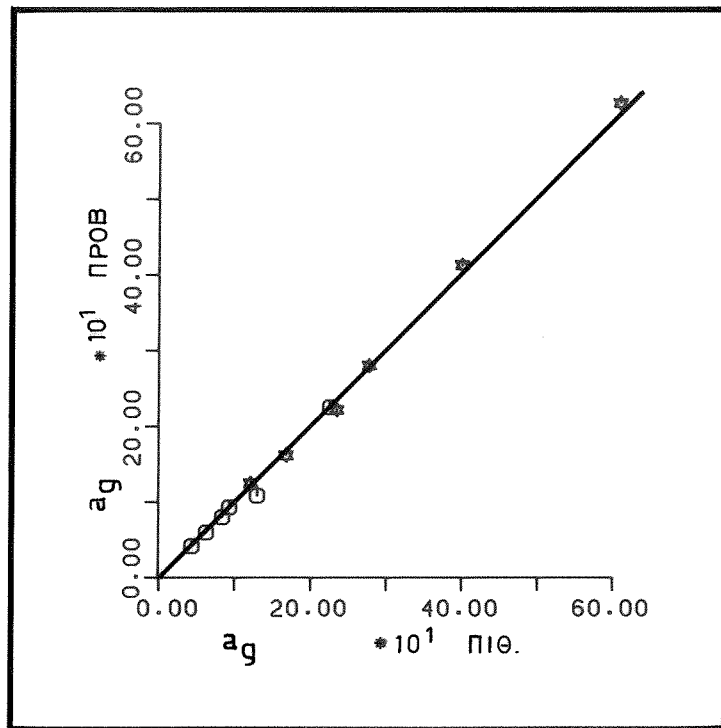


(Συνέχεια Σχ. 4.3)

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2 Προβλεπόμενες μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , όπως υπολογίσθηκαν από το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης για τις 6 κατηγορίες ίσης σεισμικής επικινδυνότητας και για δύο περιόδους επανάληψης, $T_R=500$, 50 χρόνια.

$T_R= 500$ ΧΡΟΝΙΑ		$T_R= 50$ ΧΡΟΝΙΑ	
KAT.	PGA (cm/s^2)	KAT.	PGA (cm/s^2)
6	626.4	6	-225.1
5	-412.6	5	108.1
4	-279.9	4	92.9
3	-221.5	3	79.6
2	-161.5	2	59.5
1	-124.5	1	41.4

Στο σχήμα(4.4) παρουσιάζεται η συσχέτιση των μέγιστων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , όπως καθορίσθηκαν από το στοχαστικό μοντέλο προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης και από την πιθανολογική σεισμική επικινδυνότητα, για τις δύο περιόδους επανάληψης, $T_R= 500$ και 50 χρόνια αντίστοιχα. Όπως φαίνεται από το σχήμα(4.4), τα αποτελέσματα των δύο ανεξάρτητων μεθοδολογιών είναι σε πολύ καλή συμφωνία μεταξύ τους.



Σχ. 4.4 Σύγκριση των μεγίστων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , (cm/s^2) του μοντέλου της στοχαστικής προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης με το πιθανολογικό μοντέλο εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, για δύο περιόδους επανάληψης, T_R , 500 χρόνια (σύμβολο - *) και 50 χρόνια (σύμβολο - o).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΣΥΝΟΨΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Η ανάπτυξη και η πυκνωση των δικτύων επιταχυνσιογράφων έχει δώσει τη δυνατότητα να διαπιστωθεί η κατευθυντική διάδοση των σεισμικών κυμάτων προς την κατεύθυνση της διάρρηξης του σεισμικού ρήγματος. Παράλληλα, μελέτη των ισοσειστών χαρτών ισχυρών σεισμών σε διάφορες περιοχές έχει δείξει ότι η αζιμουθιακή μεταβολή των μακροσεισμικών εντάσεων έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ελλειπτικών ισοσειστών καμπύλων.

Στον Ελληνικό χώρο, η έλλειψη πυκνών δικτύων επιταχυνσιογράφων έχει ως αποτέλεσμα τον ανεπαρκή αριθμό καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Για το λόγο αυτό, ο καθορισμός της αζιμουθιακής μεταβολής της ισχυρής σεισμικής κίνησης βασίσθηκε στη μακροσεισμική ένταση, I_{MM} . Ο Ελληνικός χώρος θεωρήθηκε χωρισμένος σε διάφορες σειсмоγόνες πηγές (Papazachos and Papaioannou, 1993), και χρησιμοποιήθηκε ένα δείγμα 263 επιφανειακών σεισμών οι οποίοι έγιναν στις πηγές αυτές και έδωσαν τις πλέον αξιόπιστες ισόσειστες καμπύλες. Με βάση τις καμπύλες αυτές και υιοθετώντας το ελλειπτικό μοντέλο απόσβεσης των μακροσεισμικών εντάσεων καθορίσθηκε για κάθε σειсмоγόνο πηγή ο κύριος και ο δευτερεύων άξονας της αζιμουθιακής μεταβολής. Το μοντέλο αυτό βρέθηκε σε ικανοποιητική συμφωνία με άλλα προτεινόμενα μοντέλα για την ίδια περιοχή.

Για την μελέτη της αζιμουθιακής εξάρτησης των σεισμικών εντάσεων χρησιμοποιήθηκαν δύο μοντέλα. Το πρώτο ήταν το μοντέλο της αζιμουθιακής απόσβεσης (Margaris and Papazachos, 1991). Το δεύτερο μοντέλο προτάθηκε από τον Κ. Παπαζάχο (1992a) και είναι ένα μοντέλο ανισότροπης ακτινοβολίας στην εστία της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Για κάθε ένα από τα μοντέλα αυτά, καθορίσθηκαν σχέσεις απόσβεσης των διαφόρων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Από τη χρησιμοποίηση των δύο μοντέλων απόσβεσης της σεισμικής έντασης προέκυψε ότι η ανισότροπη ακτινοβολία στην εστία του σεισμού για μικρές επικεντρικές αποστάσεις είναι η κύρια αιτία της αζιμουθιακής εξάρτησης της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Στο ίδιο συμπέρασμα κατέληξαν και άλλοι ερευνητές μελετώντας την ίδια περιοχή (Drakopoulos, 1978a; C.Papazachos, 1992a). Βασικό πλεονέκτημα στη χρησιμοποίηση του μοντέλου απόσβεσης της ανισότροπης ακτινοβολίας στην εστία της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι ότι το μοντέλο αυτό απαιτεί κατά τους υπολογισμούς γενικές σχέσεις απόσβεσης. Αυτό καθιστά ευκολότερη τη θεώρηση της αζιμουθιακής μεταβολής της ισχυρής σεισμικής κίνησης κατά τη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας.

Με τη χρησιμοποίηση των δύο μοντέλων αζιμουθιακής μεταβολής των

σεισμικών εντάσεων στον Ελληνικό χώρο, εκτιμήθηκε η σεισμική επικινδυνότητα. Τα αποτελέσματα των δύο μοντέλων συγκρίθηκαν μεταξύ τους και βρέθηκε ότι δεν δίνουν παρόμοια αποτελέσματα. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της σεισμικής επικινδυνότητας που προκύπτουν από το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας στην εστία και από το μοντέλο της ομοιόμορφης ακτινοβολίας προς τις διάφορες κατευθύνσεις παρουσίασε διαφορές.

Για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο της ανισότροπης ακτινοβολίας στην εστία της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Ως παράμετροι της ισχυρής σεισμικής κίνησης θεωρήθηκαν η μακροσεισμική ένταση, I_{MM} , η εδαφική επιτάχυνση, a_g , η εδαφική ταχύτητα, v_g , η περιβαλλόμενη διάρκεια της ισχυρής σεισμικής κίνησης, BD_g και η φασματική ψευδοεπιτάχυνση, S_a . Η αζιμουθιακή μεταβολή των σεισμικών εντάσεων, υιοθετήθηκε και για τον υπολογισμό των υπολοίπων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης. Η υπόθεση αυτή βασίστηκε σε ομοιότητες που παρουσίασε το μοντέλο της ακτινοβολίας των μακροσεισμικών εντάσεων με τα αντίστοιχα μοντέλα ακτινοβολίας των υπολοίπων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης, διαφόρων επιφανειακών σεισμών. Τα αποτελέσματα από την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας παρουσιάστηκαν υπό μορφή πινάκων και γραφημάτων της αναμενόμενης παραμέτρου της ισχυρής σεισμικής κίνησης ως συνάρτηση των διαφόρων περιόδων επανάληψης, T_R . Οι αναμενόμενες τιμές των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης (a_g , v_g , BD_g) συσχετίστηκαν με τις αντίστοιχες αναμενόμενες τιμές των μακροσεισμικών εντάσεων.

Με βάση τα αποτελέσματα της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας καθορίστηκαν 6 κατηγορίες ζωνών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας για τον Ελληνικό χώρο. Ο χωρισμός της εξεταζόμενης περιοχής σε 6 κατηγορίες βρέθηκε σε καλή συμφωνία με παρόμοιους χωρισμούς της ίδιας περιοχής από προηγούμενες μελέτες. Πιθανολογικά φάσματα απόκρισης της ψευδοεπιτάχυνσης, S_a , προτάθηκαν για τις 6 κατηγορίες ζωνών και για δύο συντελεστές $\zeta=5\%$ και 10% της κρίσιμης απόσβεσης και δύο εδαφικές συνθήκες ($S=0$ χαλαρό έδαφος και $S=1$ βράχος).

Επιχειρήθηκε καθορισμός συνθετικών καταγραφών της ισχυρής σεισμικής κίνησης με βάση τη στοχαστική προσομοίωση. Για κάθε μία από τις 6 κατηγορίες ζωνών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου και για δύο περιόδους επανάληψης, T_R , ίσες με 500 και 50 χρόνια, αντίστοιχα, καθορίστηκαν συνθετικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , με βάση τη μεθοδολογία που πρότειναν οι McGuire and Hanks (1980), οι Hanks and McGuire (1981) και ο Boore (1983). Οι μέγιστες προβλεπόμενες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης, a_g , οι οποίες υπολογίστηκαν με βάση τη στοχαστική προσομοίωση, συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες πιθανολογικά υπολογισμένες τιμές και βρέθηκαν σε καλή συμφωνία.

AZIMUTHAL DEPENDENCE OF THE SEISMIC WAVES AND ITS INFLUENCE
IN THE SEISMIC HAZARD ASSESSMENT IN THE AREA OF GREECE

by

V.N. Margaris

ABSTRACT

The directivity and the azimuthal dependence of the seismic intensities have been recognized as an important factor in strong ground motion. The development and installation of strong ground motion instruments contribute to a better understanding of the influence of the directivity of the seismic waves in the recording motion. On the other hand, the distribution of the macroseismic intensities of various earthquakes have shown elliptical shapes.

A great number of isoseismals were available for the southern Balkan region and they were used in order to determine the azimuthal variation of the macroseismic intensities. Based on a well documented geographical distribution of seismogenic sources (Papazachos and Papaioannou, 1993), the azimuthal variation of the intensities in each seismogenic source was defined. A sample of data for 263 shallow earthquakes were utilized in order to estimate the long and the short elliptical axis of the azimuthal model.

The azimuthal dependent attenuation of the seismic intensities was studied by two models. The first was the azimuthal attenuation model (Margaris and Papazachos, 1991), and the second one, proposed by C. Papazachos (1993), was the anisotropic radiation model of the strong ground motion. Attenuation relationships were calculated for the strong motion parameters, and for both models.

Based on these attenuation relationships, seismic hazard assessment was carried out for the area of Greece. For this reason, the macroseismic intensity, I_{MM} , the peak ground acceleration, a_g , the peak ground velocity, v_g , the bracketed duration, BD_g , and the spectral values of pseudoacceleration, S_a , were considered as the strong motion parameters. Regionalization of the seismic hazard was attempted and the area of Greece was divided in 6 seismic hazard zones. This regionalization was in good agreement with previous ones which have been proposed for the same area. Probabilistic response spectra

were calculated based on these 6 seismic hazard zones, for two damping values ($\zeta = 5\%$ and 10%) and two soil conditions ($S=1$: rock and $S=0$: alluvium).

Stochastic simulation was applied in order to estimate synthetic strong ground motions. The methodology proposed by McGuire and Hanks (1980), Hanks and McGuire (1981) and Boore (1983) was adopted and artificial accelerograms were calculated. Different synthetic time histories were estimated taking into account the 6 seismic hazard zones and two return periods ($T_R = 500$ and 50 years). The results of the stochastic simulation were compared to those derived from the probabilistic seismic hazard assessment and a good agreement was observed.

B I B Λ I O Γ P A Φ I A

- Aki, K. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 44, 23-88, 1966.
- Aki, K. Scaling law of seismic spectrum, J. Geophys. Res., 72, 1217-1231, 1967.
- Aki, K. Seismic displacement near a fault, J. Geophys. Res., 73, 5359-5376, 1968.
- Aki, K. Characterization of barriers on an earthquake fault, J. Geophys. Res., 84, 6140-6148, 1979.
- Aki, K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, J. Geophys. Res., 85, 6496-6504, 1980.
- Aki, K. Strong motion prediction using mathematical modeling techniques, Bull. Seism. Soc. Am., 72, S29-S41, 1982.
- Aki, K. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, J. Geophys. Res., 89, 5867-5872, 1984.
- Aki, K. Local site effects on strong ground motion, Proc. of Earthq. Eng. and Soil Dyn. II, GT Div/ASCE, 103-155, 1988.
- Aki, K. and Chouet, B. Origin of coda-waves: source attenuation, and scattering effects, J. Geophys. Res., 3322-3342, 1975.
- Aki, K. and Richards, P.G. Quantitative Seismology: theory and methods, I and II, Freeman, W.H. Publ. Co, 910pp, 1980.
- Alessandrini, B., Rovelli, A., Cocco, M. and Mazza, S. Computation of ground displacement from strong-motion accelerograms using the exact deconvolution technique, Bull. Seism. Soc. Am., 80, 1753-1761, 1990.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Isherwood, W., Gordon, D., Reagor, G. and Howard, C. Seismic risk evaluation of the Balkan region, Proc. of the Sem. on Seismic Zoning Maps, UNESCO, Skopje, II, 172-240, 1976.
- Algermissen, S.T. and Perkins, D.M. A probabilistic estimate of maximum acceleration in rock in the contiguous United States, U.S. Geol. Surv., Open File Rept. 76-416, 1-45, 1976.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Thenhaus, P.C., Hanson, S.L. and Bender, B.L. Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguous United States, U.S. Geol. Surv., Open File Rept.

- 82-1033, 1-99, 1982.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Thenhaus, P.C., Hanson, S.L. and Bender, B.L. Acceleration and velocity maps for the United States and Puerto Rico, U.S. Geol. Surv., Miscel. Field Map MF-2120, Scale 1: 7.500.000, 1990.
- Alvarez, L. and Chuy, T. Isoseismal model for greater Antilles, Proc. of 3d Int. Sym. on the Analys. of Seism. and Seism. Risk, 134-141, 1985.
- Ambraseys, N.N. The correlation of intensity with ground motions, Proc. XIV Gen. Ass. E.S.C., 335-241, 1974.
- Ambraseys, N.N. Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest European earthquakes, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 13, 733-778, 1985.
- Ambraseys, N.N. Data for the investigation of the long-term seismicity of the Central Greece, Proc. 1st Eur. Sch. on Seism. Haz. Ass., 1988.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. Earthquake hazard and vulnerability in the northeastern Mediterranean: the Corinth earthquake sequence of February-March 1981, Disaster, 5, 355-368, 1981.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, Geophys. J. Int., 101, 663-708, 1990.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 15, 189-211, 1987a.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. Seismicity of the Turkey and neighbouring regions, 1899-1915, Ann. Geophysicae, 5B, 701-726, 1987b.
- Ambraseys, N.N. and Pantelopoulos, P. The Fokis (Greece) earthquake of 1 August 1870, Eur. Earthq. Eng., 1, 10-18, 1989.
- Ambraseys, N.N. and Bommer, J.J. The attenuation of ground acceleration in Europe, Earthq. Eng. Struc. Syn., 20, 1179-1202, 1991.
- Ambraseys, N.N. and Bommer, J.J. On the attenuation of ground acceleration in Europe, Proc. 10th W.C.E.E., 1, 675-678, 1992.
- Amini, A. and Trifunac, M. Analysis of a force balance accelerometer, Soil Dyn. Earthq. Eng., 4, 82-90, 1985.
- Amini, A., Trifunac, M.D. and Nigbor, R.L. A note on the noise amplitudes in some strong motion accelerographs, Soil Dyn. Earthq. Eng., 6, 180-185, 1987.
- Anagnos, T. and Kiremidjian, A.S. Stochastic time-predictable model for earthquake occurrences, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2593-2611, 1984.
- Anagnos, T. and Kiremidjian, A.S. Stochastic earthquake recurrence model with temporal and spatial dependence, J.A. Blume Earthq. Eng. Cent., Rept.

No. 76, 189pp, 1985.

Αναγνωστόπουλος, Σ.Α. Στοιχεία αντισεισμικής δυναμικής ανάλυσης κατασκευών με φάσματα απόκρισης-σχεδιασμού, Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ : 86-01, 1-56, 1986.

Anagnostopoulos, S.A. Methods of assessing seismic hazard for uniform selection of regional parameters in Eurocode No.8, Background Documents for Eurocode 8, Part 1, Vol 1, Seismic input data, 83-157, 1988.

Αναγνωστόπουλος, Σ.Α., Θεοδουλίδης, Ν.Π., Λεκιδης, Β.Α. και Μάργαρης, Β.Ν. Οι σεισμοί της Καλαμάτας του Σεπ 86: Αποτελέσματα από την ανάλυση των επιταχυνσιογραφημάτων, συσχετισμός με τον αντισεισμικό κανονισμό, επισκόπηση βλαβών και συμπερασμάτων, Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ 86-05, 103, 1986.

Αναγνωστόπουλος, Σ.Α., Θεοδουλίδης, Ν.Π., Μάργαρης, Β.Ν., Παπαζάχος, Β.Κ., Παπαϊωάννου, Χ.Α. και Τσακαλίδης, Κ.Χ. Μέλετη σεισμικής επικινδυνότητας και φάσματα σχεδιασμού για τις εγκαταστάσεις του Ολυμπιακού Αθλητικού Κέντρου, Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ 88-01, 1-82, 1988.

Anderson, J.G. Program EQRISK: A computer program for finding uniform risk spectra of strong earthquake ground motion, Univ. South. Calif. Dept. of Civil Eng., 1-120, 1978.

Anderson, J.G. The 4 September 1981 Santa Barbara island, California, earthquake: Interpretation of strong motion data, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 995-1010, 1984.

Anderson, J.G. Preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 2186-2193, 1991.

Anderson, J.G. and Trifunac, M.D. On uniform risk functionals which describe strong earthquake ground motion: Definition, numerical, estimation, and an application to the Fourier amplitude of acceleration, Univ. South. Calif., Dept. of Civil Eng., Rept No. CE 77-02, 1-100, 1977.

Anderson, J.G. and Trifunac, M.D. Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 205-218, 1978.

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

Applied Technology Council. An evaluation of a response spectrum approach to seismic design of buildings, Applied Technology Council Publ.ATC 2, 1974.

- Applied Technology Council. Tentative Provisions for the Development of Seismic Regulations for Buildings, Applied Technology Council Publ. ATC 3-06 505pp, 1978.
- Araya, R. and DerKiureghian, A. Seismic hazard analysis including source directivity effect, Proc. 3d Nat. Conf. on Earthq. Eng., I, 269-280, 1986.
- Araya, R. and DerKiureghian, A. Seismic hazard analysis: Improved models, uncertainties and sensitivities, Earthq. Eng. Res. Cent., Rept. No., UBC/EERC-90/11, 1-147, 1988.
- Arias, A. A measure of earthquake intensity, Seis. Des. for Nucl. Power Pl. (Hansen, J. edit), M.I.T. Press, 438-482, 1969.
- Archuleta, R.J. A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, J. Geophys. Res., 89, 4459-4585, 1984.
- Archuleta, R.J. and Brune, J.N. Surface strong motion associated with stick-slip event in a foam rubber model of earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 1059-1071, 1975.
- Arnold, P., Vanmarcke, E.H. and Gazetas, G. Frequency content of ground motions during the 1971 San Fernando earthquake, Dept. of Civ. Eng., Publ. R76-3, 1976.
- Askins, R.C. and Cornell, C.A. SHA-based attenuation model parameter estimation, Proc. 2d U.S. Nat. Conf. on Earthq. Eng., 703-712, 1979.
- Atkinson, G.M. Attenuation of strong ground motion in Canada from a random vibration approach, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2629-2653, 1984.
- Atkinson, G.M. Notes on ground motion parameters for eastern north America: Duration and H/V ratio, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 587-596, 1993a.
- Atkinson, G.M. Earthquake source spectra in eastern north America. Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1778-1798, 1993b.
- Atkinson, G.M. and Charlwood, R.G. Uncertainties in probabilistic seismic hazard assessment as a function of probability level: A case history for Vancouver, British Columbia, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1225-1241, 1983.
- Bakun, W.H., Stewart, R.M. and Bufe, C.G. Directivity in the high-frequency radiation of small earthquakes, Bull. Seim. Soc. Am., 68, 1253-1264, 1978.
- Βαργεμέζης, Γ., Παπαϊωάννου, Χ., Μάργαρης, Β., Θεοδοουλίδης, Ν., Λεκιδης, Β., Παπαζάχος, Κ. Μελέτη σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή του φράγματος "Κόρης Γεφύρι" Ν. Χίου, Υπουρ. Γεωργ. Διευθ. Τεχν. Εργων, 1-127, 1992.
- Bard, P.Y. Les effets de site d'origine structurale en sismologie: Modélisation et interpretation. Application au risque sismique. These d'Etat,

- Univ. Scient. et Medic. de Grenoble, 260pp, 1983.
- Bard, P.Y. and Bouchon, M. The seismic response of sediment-filled valleys, The case of incident SH waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1263-1286, 1980.
- Bard, P.Y. and Bouchon, M. The two-dimensional response of sediment-filled valleys, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 519-541, 1985.
- Bard, P.Y., Campillo, M., Chavez-Garcia, F.J. and Sanchez-Sesma, F.J. Strong ground motion in Mexico city during the great Michoacan earthquake. Part B: A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects, *Earthq. Spectra*, 4, 609-633, 1988.
- Basham, P.W., Weichert, D.H. and Berry, M.J. Regional assessment of seismic risk in eastern Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1567-1602, 1979.
- Basham, P.W., Adams, J. and Anglin, F.M. Earthquake source models for estimating seismic risk on the eastern Canadian continental margin, *Proc. 4th Can. Conf. on Earthq. Eng.*, 495-508, 1983.
- Basham, P.W., Weichert, D.H., Anglin, F.M. and Berry, M.J. New probabilistic strong seismic ground motion maps of Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 563-595, 1985.
- Basili, M. Data acquisition and processing in strong motion seismology. *Strong Ground Motion Seismology*, (Erdik, M.O. and Toksoz, M.N. edits), Reidel Publ. Co, 251-331, 1987.
- Basili, M. and Brady, G. Low frequency filtering and the selection of limits for accelerogram corrections, *Proc. 6th E.C.E.E.*, 1-8, 1978.
- Bender, B. A two-state Poisson model for seismic hazard estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1463-1468, 1984.
- Bender, B. Seismic hazard estimation using a finite-fault rupture model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1899-1923, 1984a.
- Bender, B. Incorporating acceleration variability into seismic hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1451-1462, 1984b.
- Bender, B. Modeling source zone boundary uncertainty in seismic hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 329-341, 1986.
- Bender, B. and Perkins, D. SEISRISK II, A computer program for seismic hazard estimation, *U.S. Geol. Surv., Open File Rept.* 82-293, 1982.
- Bender, B.K. and Perkins, D.M. Treatment of parameter uncertainty and variability for a single seismic hazard map, *Earthq. Spectra*, 9, 165-194, 1993.
- Benioff, H. Mechanism and strain characteristics of the White Wolf fault as indicated by the aftershock sequence earthquakes in Kern County, Califo-

- nia during 1952, Div. of Min., Bull. 171, II, 1955.
- Ben-Menahem, A. Radiation patterns of seismic surface waves from finite moving sources, Bull. Seism. Soc. Am., 51, 401-435, 1961.
- Benuska, L., (edit). Loma Prieta earthquake reconnaissance report, Earthq. Spectra, 90-01, 1-80, 1990.
- Berckhemer, H. Some aspects to the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region, Proc. XXV Congr. and Plan. Assem. of ICSE, 303-314, 1976.
- Bernreuter, D.L. Scaling and estimation of earthquake ground motion as a function of the earthquake source parameters and distance, Lawr. Liver. Lab., NUREG/GR-2103, UCRL-53020, 1-72, 1981.
- Blake, A. On the estimation of focal depth from macroseismic data, Bull. Seism. Soc. Am., 31, 225-231, 1941.
- Blondet, J.M., Yep, J.F. and Kelly, J.M. Shaking table evaluation of strong motion data processing techniques, Earthq. Eng. Res. Cent., Rept. No. UCB/EERC-88/17, 47-51, 1988.
- Boatwright, J. A dynamic model for far-field acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 4, 1049-1068, 1982.
- Boatwright, J. Seismic estimates of stress release, J. Geophys. Res., 89, 6961-6968, 1984.
- Boatwright, J. The seismic radiation from composite models of faulting, Earthq. Eng. Res. Inst., Publ. No. 85-02, 14/1-14/9, 1985.
- Boatwright, J. The seismic radiation from composite models of faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 489-508, 1988.
- Boatwright, J. and Boore, D.M. Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquakes for directivity and dynamic source characteristics, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1843-1865, 1982.
- Bollinger, G.A. Seismicity of the southeastern United States, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 1785-1808, 1973.
- Bolt, B.A. Duration of strong ground motion, Proc. 5th W.C.E.E., 1304-1313, 1974.
- Bolt, B.A. The local magnitude M_L of the Kern County earthquake of July 21, 1952, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 513-515, 1978.
- Bolt, B.A. Interpretation of strong ground motion records, State-of-the-Art for Assessing Earthq. Haz. in the U.S., US Army Eng. Waterways Exper. Stat. Geot. Lab., Pap., 1981.
- Bolt, B.A. The contribution of directivity focusing to earthquake intensities. State-of-the-Art for Assessing Earthq. Haz. in the U.S., US Army Eng.

- Waterways Exper. Stat. Geot. Lab., Pap. S-73-1, 1-87, 1983.
- Bolt, B.A. and Abrahamson, N.A. New attenuation relations for peak and expected accelerations of strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2307-2321, 1982.
- Bonamassa, O. and Vidale, J.E. Directional site resonances observed from aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta earthquake, 81, 1945-1957, 1991.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. and Lienkaemper, J.J. Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length and surface fault displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2379-2411, 1984.
- Boore, D.M. The effects of simple topography on seismic waves: Implications for the acceleration recorded at Pacoima dam, San Fernando valley, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1603-1609, 1973.
- Boore, D.M. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1865-1894, 1983.
- Boore, D.M. Use of seismoscope records to determine M_L and peak velocities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 315-324, 1984.
- Boore, D.M. Short-period P- and S-wave radiation from large earthquakes: Implications for spectral scaling relations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 43-64, 1986.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M. Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern north America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 440-467, 1987.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M. Spectral scaling of the 1985 to 1988 Nahanni, northwest territories earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1736-1761, 1989.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M. Source spectra for the 1989 Saguenay, Quebec, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 683-719, 1992.
- Boore, D.M. and Boatwright, J. Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1615-1621, 1984.
- Boore, D.M. and Joyner, W.B. The influence of rupture incoherence on seismic directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 283-300, 1978.
- Boore, D.M. and Joyner, W.B. The empirical prediction of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, S43-S60, 1982.
- Boore, D.M. and Joyner, W.B. Prediction of earthquake ground motion at periods of interest for base-isolated structures, *Proc. Sem. and Works. on Base Isolation and Passive Energy Diss.*, ATC, 355-370, 1986.

- Boore, D.M. and Joyner, W.B. The effect of directivity on the stress parameter determined from ground motion observations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1984-1988, 1989.
- Boore, D.M. and Joyner, W.B. Estimation of ground motion at deep-soil sites in eastern north America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2167-2185, 1991.
- Boore, D.M., Joyner, W.B., Oliver III, A.A. and Page, R.A. Peak acceleration, velocity and displacement from strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 305-321, 1980.
- Boore, D.M., Joyner, W.B. and Wennerberg, L. Fitting the stochastic ω^{-2} source model to observed response spectra in western north America: Trade-offs between $\Delta\sigma$ and κ , *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1956-1963, 1992.
- Boore, M.D., Seekins, L. and Joyner, W.B. Peak accelerations from the 17 October 1989 Loma Prieta earthquake, *Seism. Res. Lett.*, 60, 151-166, 1989.
- Borcherdt, R.D., Maxwell, G.L., Mueller, C.S., McClearn, R., Sembera, G. and Wennerberg, L. Digital strong-motion data recorded by U.S. Geological Survey near Coalinga, California, in *The Coalinga Earthquake Sequence Commencing*, U. S. Geol. Surv., Open file Rept. 83-511, 61-76, 1983.
- Borcherdt, R.D., Anderson, J.G., Crouse, C.B., Donovan, N.C., McEvelly, T.V. and Shakal, A.F. National planning for the acquisition of strong-ground motion data, *Earthq. Eng. Res. Inst.*, Publ. No. 84-08, 1-57, 1984.
- Borcherdt, R.D., Fletcher, J.B., Jensen, E.G., Maxwell, G.L., VanSchaack, J.R., Warrick, R.E., Cranswick, E., Johnston, M.J.S. and McClearn, R. A general earthquake-observation system (GEOS), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1783-1825, 1985.
- Bouchon, M. The importance of the surface or interface P wave in near-earthquake studies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1293-1311, 1978.
- Bouchon, M. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances, *J. Geophys. Res.*, 87, 1735-1741, 1982.
- Brady, A.G., Perez, V. and Mork, P.N. The Imperial Valley earthquake, October 15, 1979, *Seismic Engineering Report*, U.S. Geol. Surv., Open file Rept. 80-703, 1980.
- Brady, A.G., Porcella, R.L., Bycroft, G.N., Etheredge, E.C., Mork, P.N., Silverstein, B. and Shakal, A.F. Strong motion results from the main shock of April 24, 1984, in *The Morgan Hill California earthquake of April 24, 1984 (A Preliminary Report)*, 1, U.S. Geol. Surv., Open file Rept. 82-498A, 18-26, 1984a.
- Brady, A.G., Porcella, R.L., Bycroft, G.N., Etheredge, E.C., Mork, P.N., Silverstein, B. and Shakal, A.F. Strong motion results from the main shock

- of April 24, 1984- computer plots. The Morgan Hill California earthquake of April 24, 1984 (A Preliminary Report), 2, U.S. Geol. Surv., Open file Rept. 84-498B, 1-118, 1984b.
- Branzee, R. Reevaluation of Modified Mercalli intensity scale for earthquakes using distance as determinant, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 911-924, 1979.
- Brillinger, D.R. and Preisler, H.K. Further analysis of the Joyner-Boore attenuation data, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 611-614, 1985.
- Brune, J.N. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones, J. Geophys. Res., 73, 777-784, 1968.
- Brune, J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009, 1970.
- Brune, J.N. Correction, J. Geophys. Res., 76, 5002, 1971.
- Brune, J.N. Earthquake modelling by stick-slip along pre-cut surfaces in stressed foam rubber, Bull. Seism. Soc. Am., 63, 2105-2119, 1973.
- Brune, J.N. Contention 3 ground motion, testimony on behalf of intervenors before USNRC Atomic Safety and Licensing Board in Matter of Diablo Canyon Nuclear Power Plants, Un. 1 & 2, Docket Nos. STN 50-275, 50-323, 1978.
- Bureau, G.J. Influence of faulting on earthquake attenuation, Proc. on the Spec. Conf. on Earthq. Eng. Soil Dyn., ASCE, 290-307, 1978.
- Bycroft, G.N. The effects of soil-structure interaction on seismometer recordings, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 823-843, 1978.
- Campbell, K.W. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2039-2070, 1981.
- Campbell, K.W. The effects of site characteristics on near-source recordings of strong ground motion, Proc. XXII- Worksh. on Site Spec. Eff. of Soil and Rock on Ground Motion and Their Implications for Earthq. Resis. Des., U.S. Geol. Surv., Open File Rept. 83-845, 280-309, 1983.
- Campbell, K.W. Strong motion attenuation relations : A ten-year perspective, Earthq. Spectra, 1, 759-804, 1985.
- Campbell, K.W. An empirical estimate of near-source ground motion for a major $m_b=6.8$, earthquake in the eastern United States, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1-17, 1986.
- Campbell, K.W. Predicting strong ground motion in Utah, in Evaluation of Regional and Urban Earthquake Hazards and Risk in Utah, (Hays, W.W. and Gori, P.L. edits), U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, 1-57, 1987.
- Campbell, K.W. The Whittier Narrows, California earthquake of October 1, 1987- Preliminary analysis of peak horizontal acceleration, Earthq. Spectra, 4, 115-137, 1988.

- Campbell, C.W. The dependence of peak horizontal acceleration on magnitude, distance, and site effects for small-magnitude earthquakes in California and eastern north America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1311-1346, 1989.
- Campbell, C.W. An empirical analysis of peak horizontal acceleration for the Loma Prieta, California earthquake of October 18, 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1838-1858, 1991.
- Capuano, P., Gasparini, P., Peronaci, M. and Scarpa, R. Strong ground motion and source parameters for earthquakes in the Apennines, Italy, *Earthq. Spectra*, 8, 529-554, 1992.
- Carydis, P.G. Features of Greek strong motion records and response spectra, *Proc. of the Inter. Symp. on Anal. of Seism. and Seismic Risk.*, 219-238 1977.
- Celebi, M. Topographical and geological amplifications determined from strong motion and aftershock records of the 3 March 1985 Chile earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1147-1167, 1987.
- Chandra, U. Attenuation of intensities in the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 6, 2003-2024, 1979.
- Chandra, U. Attenuation of intensity with distance in Greece, *Proc. 3d Inter. Earthq. Microz. Confer.*, Seattle, II, 541-552, 1982.
- Chen, C-C., Bonowitz, D. and Astaneh-Asl, A. Studies of a 49-story instrumented steel structure shaken during the Loma Prieta earthquake, *Earthq. Eng. Res. Lab.*, Rept. No. UBC/EERC-92/01, 1-130, 1992.
- Chen, J-C., Lysmer, J. and Seed, B.H. Analysis of local variations in free field seismic ground motion, *Earthq. Eng. Res. Cent.*, Rep. No. UBC/EERC 81/03, 1-247, 1981.
- Chiang, W-L., Guidi, G.A., Mortgat, C.P., Schoof, C.C. and Shah, H.C. Computer programs for seismic hazard analysis, A user manual (STAnford Seismic Hazard Analysis STASHA), The J.A. Blume Earthq. Eng. Cent., Rept. No. 62, 1984.
- Chiarutini, C. and Siro, L. The correlation of peak ground horizontal acceleration with magnitude, distance, and seismic intensity for Friuli and Ancona, Italy, and the Alpidic belt, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1993-2009, 1981.
- Chiu, H-C. and Huang, H-C. Effects of the canyon topography on ground motions at the Feirsui Damsite, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1646-1660, 1992.
- Christoskov, L., Sokerova, D. and Rizhikova, S. National report of Bulgaria, *Earthq. Risk Reduction in the Balkan region*, UNESCO, A47-A63, 1982.
- Chung, D.H. and Bernreuter, D.L. On the regionalization of ground motion atte-

- uation in the conterminous United States, Proc. 2d Nat. Conf. on Earthq. Eng., 753-762, 1979.
- Cocco, M. and Rovelli, A. Evidence for the variation of stress drop between normal and thrust faulting earthquakes in Italy, J. Geophys. Res., 94, 9399-9416, 1989.
- Cohee, B., Somervill, P.G. and Abrahamson, N.A. Simulated ground motions for hypothesized $M_w=8$ subduction earthquakes in Washington and Oregon, Bull. Seism. Soc. Am., 81, 28-56, 1991.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge, Bull. Geol. Soc. Am., 83, 1093-1102, 1972.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and the surrounding area for the period 1901-1975, Univ. of Thess. Geoph. Lab., Publ. No. 5, 961pp, 1978.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc, Tectonophysics, 70, T/35-47, 1980.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980, Univ. of Thess. Geoph. Lab., Pub. No. 5, 1-146, 1982.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985, Univ. of Thess. Geoph. Lab., Pub. No. 1, 1-167, 1986.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Aftershock and foreshock sequences in Greece and surrounding area during the period 1911-1985, Univ. of Thess. Geoph. Lab., Pub. No. 5, 1-156, 1989.
- Comninakis, P.E., Papaioannou, Ch.A. and Papazachos, B.C. Distribution of macroseismic intensities of the 1978 major Thessaloniki earthquakes. In Papazachos, B.C. and Carydis, P.G. (edits), Thessaloniki, northern Greece, earthquake of June 29, 1978 and its seismic sequence, 223-230, 1983.
- Console, R. and Rovelli, A. Attenuation parameters for Friuli region from strong-motion accelerogram spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1981-1991, 1981.
- Converse, A. AGRAM: A series of computer programs for processing digitized strong-motion accelerograms, U. S. Dept. of the Inter. Geol. Surv., Open file Rept. 84-525, 1984.
- Cornell, C.A. Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1503-1606, 1968.

- Cornell, C.A. Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads. *Dyn. Waves in Civ. Eng.* (Howells, D.A, Haigh, I.P. and Taylor, C. : edits), J. Wiley Publ. Co, 1971.
- Cornell, C.A. Probabilistic seismic hazard analysis: A 1980 assessment, *Res. Conf. on Earthq. Eng.*, 3-17, 1980.
- Cornell, C.A. and Vanmarcke, E.H. The major influence on seismic risk, *Proc. 4th W.C.E.E.*, 69-83, 1969.
- Cosentino, P., Ficarra, V. and Luzio, D. Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1615-1623, 1977.
- Costa-C, A., Oliveira, C.S. and Sousa, M.L. Seismic hazard-consistent studies for Portugal, *Proc. 10th W.C.E.E.*, 1, 477-482, 1992.
- Crespellani, T., Vannucchi, G. and Zeng, X. Seismic hazard analysis in the Florence area, *Eur. Earthq. Eng.*, 3, 33-42, 1992.
- Crouse, C.B. Ground-motion attenuation equations for earthquakes on the Cascadia subduction zone, *Earthq. Spectra*, 7, 201-236, 1991.
- Crouse, C.B., Liang, C. and Martin, G.R. Experimental study of soil-structure interaction at an accelerograph station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1995-2013, 1984.
- Crouse, C.B., Vyas, Y.K. and Schell, B.A. Ground motions from subduction-zone earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1-25, 1988.
- Crouse, C.B. and Hushmand, B. Soil-structure interaction at CDMG and USGS accelerograph stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1-14, 1989.
- Das, S. and Kostrov, B.V. Breaking a single asperity: rupture process and seismic radiation, *J. Geophys. Res.*, 88, 4277-4288, 1983.
- DerKiureghian, A. SRAP- Seismic risk analysis program, Agbabian Assoc., 1978.
- DerKiureghian, A. Seismic risk analysis of structural systems, *J. Eng. Mech.*, 107, 1133-1153, 1981.
- DerKiureghian, A. and Ang A.H-S. A fault-rupture model for seismic risk analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1173-1194, 1977.
- Dewey, J.F. and Sengor, C. Aegean and surrounding region: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 90, 84-92, 1979.
- Di Bonna, M. and Rovelli, A. Simulazione stocastica del movimento del suolo basata su un modello spettrale della radiazione sismica, *Inst. Naz. di Geof., Pubbl. n. 522*, 1-19, 1990.
- Dobry, R., Idriss, I.M. and Ng, E. Duration characteristics of the horizontal components of strong-motion earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*,

- 68, 1487-1520, 1978.
- Donovan, N.C. and Bornstein, A.E. Uncertainties in seismic risk procedures, Geotech. Eng. Div., ASCE, 104, 869-887, 1978.
- Douglas, A., Hudson, J.A. and Marshall, P.D. Earthquake seismograms that show Doppler effects due to crack propagation, Geophys. J. R. Astr., 64, 163-185, 1981.
- Douglas, A., Hudson, J.A. and Pearce, R.G. Directivity and Doppler effect, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1367-1372, 1988.
- Douglas, B.M. and Ryall, A. Seismic risk in linear source regions, with application to the San Andreas fault, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 233-241, 1977.
- Dowrick, D.J. A revision of attenuation relationships for Modified Mercalli intensity in New Zealand earthquakes, Bull. of the New Zeal. Nat. Soc. for Earthq. Eng., 24, 210-224, 1991.
- Drakopoulos, J. On the seismic zoning problems in Greece, Proc. of the Sem. on Seismic Zoning Maps, UNESCO, Skopje, I, 300-335, 1976a.
- Drakopoulos, J. On the completeness of macroseismic data a) in the major area of Greece, b) in the Balkan area, Proc. of the Sem. on Seismic Zoning Maps, UNESCO, Skopje, I, 132-155, 1976b.
- Drakopoulos, J. Magnitude estimation as a function of intensities for shallow shocks in the area of Greece, Proc. of the Inter. Symp. on Anal. of Seism. and Seismic Risk., 159-172, 1978a.
- Drakopoulos, J. Attenuation of intensities with distance for shallow earthquakes in area of Greece, Boll. Geof. Teor. Appl., 20, 235-250, 1978b.
- Drakopoulos, J. and Delibasis, N. The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981, Univ. of Athens Seism. Lab., Publ. No.2, 1-72, 1982.
- Δρακόπουλος, Ι. και Καρυδάκης, Φ. 1) Χάρτης σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου. 2) Διάδοση των κανονικών σεισμών στην Ελλάδα, ΤΕΕ Επιστ. Επιτρ. Αντισ. Μηχ. Τεχν. Σεισμ., 1-28, 1977.
- Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. Seismicity and seismic hazard analysis studies in the area of Greece, Univ. of Athens Seism. Lab., Publ. No. 1, 1-126, 1983.
- Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. Uncertainties in hazard assessment due to attenuation laws, Proc. Int. Conf. on Reconstr., Restor. and Urban Plan. of Towns and Regions in Seismic Prone Areas, Yugoslavia, 1-14, 1985a.
- Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. Attenuation laws and their influence in

- seismic hazard assessment, Proc. 12th Reg. Sem. on Earthq. Eng., 1-37, 1985b.
- Drakopoulos, J. and Stamelou, If. Intensity-distance relations along max and min axis of a proposed elliptical isoseismal map in western Greece, Proc. 8th E.C.E.E., 1, 3.1/79-86, 1986.
- Drakopoulos, J. and Stavrakakis, G. Energy flux, seismic moment and their influence on the seismic hazard analysis, Proc. Int. Sem. on Seism. Zon., 401-410, 1987.
- Drakopoulos, J. and Stavrakakis, G. Seismic hazard assessment in Greece based on different seismic source models, Proc. XXI Gen. Ass. E.S.C., 23-27, 1988.
- Drakopoulos, J., Carydis, P., Makropoulos, K. and Delibasis, N. National report of Greece, Earthq. Risk Reduction in the Balkan region, UNESCO, A65-A98, 1982.
- Δρακόπουλος, Ι., Μακρόπουλος, Κ. και Σταυρακάκης, Γ. Μελέτη φράγματος Πλακίω-
τισσας Μεσσαράς Κρήτης, Υπουρ. Γεωργ. Διευθ. Τεχν. Εργων, 1-143, 1986.
- Drakopoulos, J., Makropoulos, K. and Latousakis, J. The influence of maximum expected magnitude in seismic hazard assessment, Proj. Seism. Hazard Map for the area of Greece, 1-9, 1986.
- Drakopoulos, J., Makropoulos, K., Papoulia, J., Stamelou, I. and Stavrakakis, G. Seismic hazard evaluation for the region of Amfissa and a theoretical model for estimating expected macroseismic intensities (In Greek with an English abstract), Bull. Geol. Soc. Greece, XX/3, 271-284, 1988.
- Drakopoulos, J., Papazachos, B., Makropoulos, K., Stavrakakis, G., Voulgaris, N., Papaioannou, Ch., Theodulidis, N. and Margaris, V. Seismicity studies and seismic hazard assessment at Platanovrysi-Thisavros dam-sites, Publ. Power Corp., 1-85, 1989.
- EERI Committee. The basics of seismic risk analysis, Earthq. Spectra, 5, 675-702, 1989.
- Eisenberg, A. and McEvelly, T.V. Comparison of some widely-used strong-motion earthquake accelerometers, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 383-397, 1971.
- Ejiri, J., Wakamatsu, K., Nakayama, T., Goto, Y. and Yasui, Y. Bedrock motion characteristics during the 1989 Loma Prieta earthquake in Northwest area from epicenter, Proc. 4th Int. Conf. on Seism. Zon., III, 327-334, 1991.
- Erdik, M., Doyuran, V., Akkas, N. and Gulkan, P. A probabilistic assessment of the seismic hazard in Turkey, Earthq. Eng. Res. Cent., Middle East Tech. Univ., Ankara, 1-48, 1984.
- Ergin, K. Observed intensity-epicentral distance relations in earthquakes,

- Bull. Seism. Soc. Am., 59, 1227-1238, 1969.
- Ergin, K., Guslu, U. and Uz. Z. A catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.), Techn. Univ. of Istanbul, Fac. of Min. Eng., 169pp, 1967.
- Ergunay, O., Inan, E., Bayulke, N., Kosan, U. Strong motion accelerograph records of Turkey, Rep. of Turkey Minis. of Public Works and Hous., 1-15, 1985.
- Espinosa, A.F. The Guatemalan earthquake of February 4, 1976, U.S. Geol. Surv., A preliminary Rept., Profes. Paper 1002, 1976.
- Esteva, L. Microzoning: models and reality, Proc. of 6th W.C.E.E., 1977.
- Ewing, W.M., Jardetzky, W.S. and Press, F. Elastic waves in layered media, McGraw Hill Publ. Co, 374pp, 1957.
- Faccioli, E. Measures of strong ground motion derived from a stochastic source model, Soil Dyn. Earthq. Eng., 2, 135-149, 1983.
- Filson, J. and McEvelly, T.V. Love wave spectra and the mechanism of the 1966 Parkfield sequence, Bull. Seism. Soc. Am., 57, 1245-1259, 1967.
- Fletcher, J.B., Brady, A.G. and Hanks, T.C. Strong-motion accelerograms of the Oroville, California, aftershocks: Data processing and the aftershock of 0350 August 6, 1975, Bull. Seim. Soc. Am., 70, 243-267, 1980.
- Frankel, A. Source parameters and scaling relationships of small earthquakes in the northeastern Caribbean, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1173-1190, 1981.
- Fukushima, Y. and Tanaka, T. A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 80, 757-783, 1990.
- Galanopoulos, A.G. Die beiden schadenbringenden Beben von Larissa aus den Jahren 1892 und 1941, Gerlands Beitrage zur Geophysik, 62, 27-38, 1950.
- Galanopoulos, A. G. On magnitude determination by using macroseismic data, Annali di Geofisica, 3, 225-253, 1961a.
- Galanopoulos, A. G. On magnitude determination by using macroseismic data - second paper, Annali di Geofisica, 3, 403-408, 1961b.
- Galanopoulos, A.G. and Delibasis, N. Map of maximum observed intensities in Greece (period 1800-1970), Athens, 1972.
- Γαλανόπουλος, Α.Γ. Οι βλαβεροί σεισμοί και το σεισμικόν δυναμικόν της Ελλάδος, Ann. Geol. Pays. Hellen., 2, 647-720, 1981.
- Gariel, J.C., Irikura, K. and Kudo, K. Rupture process of the 1989 Ito-Oki earthquake, J. Phys. of the Earth, 1991 (Submitted for Public.).
- Gasparini, D.A. and Vanmarcke, E.H. Simulated earthquake motions compatible

- with prescribed response spectra, Mass. Inst. Techn., Publ. No. R76-4, 1-65, 1976.
- Gazetas, G., Dakoulas, P. and Papageorgiou, A. Local-soil and source-mechanism effects in the 1986 Kalamata (Greece) earthquake, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 19, 431-456, 1990.
- Grandori, G., Drei, A., Perotti, F. and Tagliani, A. Macroseismic intensity versus epicentral distance: the case of central Italy, *Tectonophysics*, 193, 165-171, 1991.
- Greenhalgh, S.A., McDougall, D.R. and Rynn, J.M.W. Magnitude-intensity relations for Australian earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 374-379, 1988.
- Grigorova, E. *Über die Seismizität Bulgariens*, *Geoph. Inst. Vortage*, 195-201, 1964.
- Grigorova, E. On the seismic zoning problems of Bulgaria, *Proc. of the Sem. on Seismic Zoning Maps*, UNESCO, Skopje, I, 289-299, 1976.
- Grigorova, E.I. and Grigorov, B. Determination des magnitudes des seismes proches d'après les observations des appareils de la station seismique de Sofia, *Izv. Geoph. Inst.*, 3, 193-202, 1962.
- Gupta, I.D. A note on computing uniform risk spectra from intensity data on earthquake occurrences, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 407-413, 1991.
- Gurpinar, A., Erdik, M., Yucemen, S. and Oner, M. Seismic risk analysis of northern Anatolia based on intensity attenuation, *Proc. 2d Nat. Conf. on Earthq. Eng.*, 72-81, 1979.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. On seismic waves (3d paper), *Gerl. Beitr. Zur Geophys.*, 47, 73-131, 1936.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188, 1944.
- Guzman, R.A. and Jennings, P.C. Design spectra for nuclear power plants, *Proc. Am. Soc. Civil Eng., J. Power Div.*, 102, 165-178, 1976.
- Hanks, T.C. Strong ground motion of the San Fernando, California, earthquake: Ground displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 193-225, 1975.
- Hanks, T.C. b Values and ω^{-Y} seismic source models: Implications for Tectonic stress variation along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. Geophys. Res.*, 84, 2235-2242, 1979.
- Hanks, T.C. f_{max} , *Bull. Seim. Soc. Am.*, 72, 1867-1879, 1982.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350, 1979.

- Hanks, T.C. and McGuire, R.K. The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2071-2095, 1981.
- Hanks, T.C. and Boore, D.M. Moment-magnitude relations in theory and practice, *J. Geophys. Res.*, 89, 6229-6235, 1984.
- Hartzell, S.H. and Archuleta, R.J. Rupture propagation and focussing of energy in a foam rubber model of stick-slip earthquake, *J. Geophys. Res.*, 84, 3623-3636, 1979.
- Hartzell, S.H. and Heaton, T.H. Inversion of strong ground motion and the teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1553-1583, 1983.
- Hartzell, S.H. and Heaton, T.H. Teleseismic time functions for large, shallow subduction zone earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 965-1004, 1985.
- Hartzell, S.H. and Helmberger, D.V. Strong-motion modelling of the Imperial Valley earthquake of 1979, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 571-596, 1982.
- Hashida, T. and Shimazaki, K. Determination of seismic attenuation structure and source strength by inversion of seismic intensity data: Method and numerical experiments, *J. Phys. Earth.*, 29, 299-316, 1984.
- Hashida, T., Stavrakakis, G. and Shimazaki, K. Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication, *Tectonophysics*, 145, 43-54, 1988.
- Haskell, N.A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1811-1842, 1964.
- Haskell, N.A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation. Part II, A statistical source model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 125-141, 1966.
- Haskell, N.A. Elastic displacement in the near field of a propagating fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 865-908, 1969.
- Hatzidimitriou, P.M., Attenuation of coda waves in northern Greece, *Pageoph*, 140, 64-78, 1993.
- Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Moutrakis, D.M. and Papazachos, B.C. The seismic parameter b of the frequency magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece, *Tectonophysics*, 120, 141-151, 1985.
- Hatzidimitriou, P., Papazachos, C., Kiratzi, A. and Theodulidis, N. Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece, *Tectonophysics*, 217, 243-253, 1993.
- Heaton, T.H. and Hartzell, S.H. Source characteristics of hypocentral subduction earthquakes in the northwestern United States, *Bull. Seism. Soc.*

- Am., 76, 675-708, 1986.
- Heaton, T.H. and Hartzell, S.H. Estimation of strong ground motion from hypothetical earthquakes on the Cascadia subduction zone, Pacific Northwest, *Pageoph*, 129, 131-200, 1989.
- Heaton, T.H. and Helmlinger, D.V. Predictability of strong ground motion in the Imperial valley: Modeling the M4.9, November 4, 1976 Brawley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 31-48, 1978.
- Heaton, T.H., Tajima, F. and Mori, A.W. Estimating ground motions using recorded accelerograms, *Surv. in Geophys.*, 8, 25-83, 1986.
- Herrmann, R.B. and Kijko, A. Modeling some empirical vertical component Lg relations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 157-171, 1983.
- Herrmann, R.B. and Nuttli, O.W. Ground-motion modeling at regional distances for earthquakes in a continental interior, I. Theory and observations, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 4, 49-58, 1975.
- Herrmann, R.B. and Nuttli, O.W. Ground-motion modeling at regional distances for earthquakes in a continental interior, II. Effect of focal depth, azimuth and attenuation, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 4, 59-72, 1975.
- Hough, S.E. and Anderson, J.G. High-frequency spectra observed at Anza, California: Implications for Q structure. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 692-707, 1988.
- Hough, S.E. and Seeber, S.E. Seismological constraints on source properties of the $m_b=4.0$, 1985 Ardsley, New York, earthquake: A Characteristic rupture ?, *J. of Geophys. Res.*, 96, 18183-18195, 1991.
- Hough, S.E., Anderson, J.G., Brune, J., Vernon III, F., Berger, J., Fletcher, J., Haar, L., Hanks, T. and Baker, L. Attenuation near Anza, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 672-691, 1988.
- Housner, G.W. Spectrum intensities of strong-motion earthquakes. *Proc. of the Sym. on Earthq. and Blast Eff. on Struct*, *Earthq. Eng. Res. Inst.*, 1-9, 1952.
- Housner, G.W. Properties of strong-motion earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 45, 197-218, 1955.
- Housner, G.W. Strong ground motion, *Earthq. Eng.* (Wiegel, R.L. edit), 75-91, 1970.
- Housner, G.W. and Jennings, P.C. Generation of artificial earthquakes, *J. Eng. Mech. Div.*, ASCE, 90, 109-112, 1964.
- Howell JR, B.F. Seismic regionalization in north America based on average regional seismic hazard index, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 1509-1528, 1974.
- Howell JR, B.F. On the variation of seismic hazard along the San Andreas fault,

- Bull. Seism. Soc. Am., 74, 709-723, 1984.
- Hudson, D.E. Strong motion earthquake measurements in epicentral regions, Proc. 6th W.C.E.E., I, 323-329, 1977.
- Hudson, D.E. Reading and interpreting strong motion accelerograms, Earthq. Eng. Res. Inst., 1-112, 1979.
- Husid, R.L. Analisis de terremotos, Analisi General. Revista del IDIEM, 8, 21-42, 1969.
- Θεοδουλίδης, Ν.Π. Φάσματα απόκρισης σεισμών του Ελληνικού χώρου, Πρακ. 1ου Συμπ., Για τις Νέες Εξελίξεις στη Σεισμολογία και Γεωφυσική του Ελληνικού Χώρου. 225-240, 1988.
- Θεοδουλίδης, Ν.Π., Μάργαρης, Β.Ν. και Παπασταματίου, Δ.Ι. Σχεδιασμός δικτύου επιταχυνσιογράφων, Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ 86-04, 1-147, 1986.
- Θεοδουλίδης, Ν., Μάργαρης, Β. και Μάνος, Γ. Μελέτη σεισμικής επικινδυνότητας για τη θέση των εγκαταστάσεων της Ε.Κ.Ο-Θεσσαλονίκης, Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ 93-17, 1-19, 1993.
- Idriss, I.M. Characteristics of earthquake ground motions, Proc. Earthq. Eng. and Soil Dyn., Am. Soc. Civil Eng. Div. Spec. Conf., 3, 1151-1265, 1979.
- Idriss, I.M. Evaluating seismic risk in engineering practice, Proc. 11th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng., 1, 225-320, 1985.
- Idriss, I.M. Earthquake ground motions, Lecture Notes, Course on Strong Ground Motion, Earthq. Eng. Res. Inst., 1987.
- Idriss, I.M. Response of soft soil sites during earthquakes, Proc. of Seed, H.B. Memorial Symp., (Duncan, J.M. edit), BiTech Publ., 273-290, 1990.
- Ioannidou, H. Seismic source parameters determined by the inversion of body waves: Greece and surrounding area, Ph. D. Thesis Univ. of Athens, 185pp, 1989.
- Irikura, K. Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Dis. Prev. Res. Inst., 33, 63-104, 1983.
- Irikura, K. Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Jap. Earthq. Eng. Sym., 151-156, 1986.
- Irikura, K. The construction of large earthquake by a superposition of small events, Proc. 10th W.C.E.E., 727-730, 1992.
- Iwan, W.D. (edit). Strong-motion earthquake instrument arrays. Proc. of Int. Works, on Strong-motion Earthq. Instrum. Arrays, 1-103, 1978.
- Iwan, W.D. (edit). U.S. Strong-motion earthquake instrumentation, Proc. of the U.S. Nat. Works. on Strong-motion Earthq. Instrum., 1-55, 1981.
- Jackson, J.A., Gagnepain, G., Houseman, G., King, G.P., Papadimitriou, G.,

- Soufleris, G. and Virieux, J. Seismicity normal faulting and geomorphological development of the gulf of Corinth (Greece): The Corinth earthquakes of February and March 1981, *Earth and Plan. Scien. Let.*, 57, 377-397, 1982.
- Jacob, K.H. and Mori, J. Strong motions in Alaska-type subduction zone environments, *Proc. 8th W.C.E.E.*, 2, 311-317, 1984.
- Jiang, T-Y. The non-uniform probabilistic method for seismic hazard estimation, *Proc. 4th Int. Conf. on Seism. Zon.*, III, 603-610, 1991.
- Joyner, W.B. A scaling law for the spectra of large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1167-1188, 1984.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. Peak horizontal acceleration and velocity from strong - motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038, 1981.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. Prediction of earthquake response spectra, *U.S. Geol. Surv.*, Open file Rept. 82-977, 1-16, 1982.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. A scaling law for the spectra of large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1167-1188, 1984.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. Magnitude saturation, *Earthq. Eng. Res. Inst.*, Publ. No. 85-02, 12/1-12/8, 1985.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. Measurement, characterization and prediction of strong ground motion, *Proc. Earthq. Eng. and Soil Dyn. II*, GT Div/ASCE, 43-102, 1988.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M. Methods for regression analysis of strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 469-487, 1993.
- Kamiyama, M. and Yanagisawa, E. A statistical model for estimating response spectra of strong earthquake ground motions with emphasis on local soil conditions, *Soil and Foundations*, 26, 16-32, 1986.
- Kanai, K. On the spectrum of strong earthquake motions, *Bull. ERI*, 40, 1962.
- Kanamori, H. The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-1987, 1977.
- Kanamori, H. The nature of seismicity patterns before major earthquakes, *Earthq. Predict.* (Simpson, D.W. and Richards, P.G. edits), *Maur. Ewing* 4, *Am. Geophys. Union*, 1-19, 1981.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095, 1975.
- Kanamori, H. and Stewart, G. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *J. Geophys. Res.*, 83, 3427-3434, 1978.
- Kaneko, T., Mikami, T., Hayashikawa, T. and Matsui, Y. Directional behavior of

- strong ground motions during the Loma Prieta earthquake, Proc. 10th W.C.E.E., 2, 605-610, 1992.
- Καρακώστας, Β.Γ. Σχέση της σεισμικής δράσης με γεωλογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, Διδασκ. Διατρ. Παν. Θεσ/νίκης, 243pp, 1988.
- Καρακώστας, Β.Κ. και Παπαζάχος, Β.Κ. Τα εστιακά βάθη των σεισμών του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών, Πρακ. 1ου Ελλην. Γεωφ. Συνεδρ., 474-483, 1989.
- Katayama, T. An engineering prediction model of acceleration response spectra and its application to seismic hazard mapping, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 10, 149-163, 1982.
- Kaul, M.K. Use of fault displacement in the evaluation of seismic risk, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 7, 529-542, 1979.
- Kawashima, K. and Aizawa, K. Bracketed and normalized durations of earthquake ground acceleration, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 18, 1041-1051, 1989.
- Kawashima, K., Aizawa, K. and Takahashi, K. Attenuation of peak ground motion and absolute acceleration response spectra, Proc. 8th W.C.E.E., 2, 257-264, 1984.
- Kawashima, K., Aizawa, K. and Takahashi, K. Attenuation of peak ground acceleration, velocity and displacement based on multiple regression analysis of Japanese strong motion records, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 14, 199-215, 1986.
- Khemici, O. and Shah, H.C. Frequency domain corrections of earthquake accelerograms with experimental verifications, J.A. Blume Earthq. Eng. Cent., Rep. No. 55, 1-103, 1982.
- Kinoshita, S. Frequency dependent attenuation of shear waves in the crust of southern Kanto area, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 5, 1387-1396, 1994.
- King, J.L. and Tucker, B.E. Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 137-151, 1984.
- Kiratzi, A.A. Rates of crustal deformation in the north Aegean trough north Anatolian fault deduced from seismicity, Pageoph, 136, 412-432, 1991.
- Kiratzi, A. and Langston, C. Estimation of earthquake source parameters of the May 4, 1972 event of the Hellenic arc by the inversion of waveform data, Phys. Earth Planet. Inter., 57, 225-232, 1989.
- Kiratzi, A.A. and Langston, C.A. Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of the Ionian island (Greece), Geophys. J. Int., 105, 529-535, 1991.

- Kiratzí, A.A. and Papazachos, B.C. Magnitude scales for earthquakes in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 969-985, 1984.
- Κυρατζή, Α., Σκορδύλης, Ε., Θεοδουλίδης, Ν. και Παπαζάχος, Β. Ιδιότητες των σεισμικών εστιών και του μέσου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων που καθορίζουν τις σεισμικές βλάβες στον Ελληνικό χώρο, *Σεισμοί και Κατασκευές*, Αθήνα, 1, 262-274, 1984.
- Kiratzí, A.A., Karakaisis, G.F., Papadimitriou, E.E. and Papazachos, B.C. Seismic source-parameter relations for earthquakes in Greece, *Pageoph*, 123, 27-41, 1985.
- Kiratzí, A., Wagner, G. and Langston, C. Source parameters of some large earthquakes in northern Aegean determined by body waveform inversion, *Pur. Appl. Geophys.*, 105, 515-527, 1991.
- Kiremidjian, A. and Anagnos, T. Stochastic slip-predictable model of earthquake occurrences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 739-755, 1984.
- Knopoff, L. and Gilbert, F. Radiation from a strike-slip fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 46, 175-184, 1959.
- Kobayashi, H. and Midorikawa, S. A semi-empirical method for estimating response spectra of near-field ground motions with regard to fault rupture, *Proc. 7th E.C.E.E.*, 161-168, 1982.
- Kovesligethy, R. von. Seismischer Starkegrad und intensitat der beben, *Gerlands Beitr. 2, Geophysik.* 8, 363-366, 1907.
- Kouskouna, V., Makropoulos, K., Drakopoulos, J. and Burton, P. Effects of site geology on the attenuation of macroseismic intensity in central Greece, *Geofizika*, 5, 49-62, 1988.
- Lamarre, M., Townshend, B. and Shah, H.C. Application of the bootstrap method to quantify uncertainty in seismic hazard estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 104-119, 1992.
- Lapajne, J. A simple macroseismic attenuation model, *Geologija*, 30, 391-409, 1988.
- Lapajne, J. Generalization of the Kovesligethy equation for non-circular macroseismic fields, *Geologija*, 31,32, 577-580, 1990.
- Latoussakis, J., Stavrakakis, G., Drakatos, G., Papanastasiou, D. and Drakopoulos, J. Source parameters of some recent earthquakes in Greece based on their spectral chracteristics, *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXIII/3, 173-187, 1989.
- Lay, T., Kanamori, H. and Ruff, L. The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, in *Earhq. Predic. Res*, 1, Terra Scient. Publ. Co., 3-71, 1982.

- Lee, V.W. Recent developments on data processing of strong-motion accelerograms: interpolation of uniform and non-uniform sampling from digitized acceleration data, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 8, 202-212, 1989.
- Lee, W., Herd, D.G., Cagnetti, V., Bakun, W.H. and Rapport, A. A preliminary study of the Coyote Lake earthquake of August 6, 1979 and its major afterchocks, *U.S. Geol. Sur., Open file Rept.* 79-1621, 1979.
- Lee, V.W. and Trifunac, M.D. Automatic digitization and processing of accelerograms using PC, *Univ. of South. California, Dept. of Civ. Eng., Rept No.* 90-02, 1990.
- Lee, V.W., Cao, H. and Paskaleva, I. A note on the attenuation of seismic intensity in Bulgaria and Romania, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 9, 151-161, 1990.
- Levret, A., Loup, C. and Goula, X. The provence earthquake of 11th June 1909 (France). A new assessment of near field effects, *Seis. Haz. in Mediterranean Reg.*, (Bonin, J. et al., edits), 383-399, 1988.
- Λεκιδης, Β.Α. Επιτόπιες μετρήσεις σε τεχνικά έργα από σεισμική διέγερση, *Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ*, 88-05, 1-22, 1988.
- Loh, C.H., Yeh, Y.T., Jean, W.Y. and Yeh, Y.H. Seismic hazard analysis in the Taiwan area using a bounded fault-rupture model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 265-272, 1991.
- Luco, J.E. On strong ground motion estimates based on models of the radiated spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 641-649, 1985.
- Luco, J.E. and Anderson, J.G. Near-source ground motion from kinematic faults models, *Earthq. Eng. Res. Inst., Publ. No.* 85-02, 18/1-18/20, 1985.
- Luco, J.E., Anderson, J.G. and Georgevich, M. Soil-structure interaction effects on strong motion accelerograms recorded on instrument shelters, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 19, 119-131, 1990.
- Madariaga, R. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. of Geophys. Res.*, 84, 2243-2250, 1979.
- Madariaga, R. High frequency radiation from dynamic earthquake fault models, *Ann. Geophys.*, 1, 17-23, 1983.
- Makris, J. The crust and the upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings, *Tectonophysics*, 46, 269-284, 1978.
- Makropoulos, K.C. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity, *Ph. D. thesis, Univ. of Edinburg*, 193p, 1978.
- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W. Greek tectonics and seismicity, *Tectophysics*, 106, 275-304, 1984.

- Makropoulos, K.C. and Burton, P.W. Seismic hazard in Greece. II. Ground acceleration. *Tectonophysics*, 117, 259-294, 1985.
- Makropoulos, K.C., Stavrakakis, G., Latoussakis, J. and Drakopoulos, J. A comparative seismic hazard study for the area of Greece, *Proc. 2d Int. Sem. Earthq. Prognostics* (Vogel, A., edit), 179-197, 1986.
- Makropoulos, K., Stavrakakis, G., Latoussakis, J. Drakopoulos, J. Seismic zoning studies in the area of Greece based on the most perceptible earthquake magnitude, *Geofizika*, 5, 37-48, 1988.
- Makropoulos, K.C., Drakopoulos, J.K. and Latousakis, J.B. A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900, *Geophys. J. Int.*, 98, 391-394, 1989.
- Makropoulos, K.C., Voulgaris, N. and Likiardopoulos, A. A multi-methodological approach to seismic hazard assessment. An application for Athens (Greece), *Proc. XXII Gen. Ass. E.S.C.*, II, 585-590, 1990.
- Μακρόπουλος, Κ., Θεοδουλίδης, Ν., Μάργαρης, Β. και Βούλγαρης, Ν. Σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο : Ανασκόπηση αποτελεσμάτων-Προοπτικές, *Πρακτ. 2ου Ελλην. Γεωφ. Συνεδρ.*, 1, 114-135, 1993.
- Μάργαρης, Β.Ν. Σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης, *Πρακ. 1ου Συμπ., Για τις Νέες Εξελίξεις στη Σεισμολογία και Γεωφυσική του Ελληνικού Χώρου*. 265-276, 1988.
- Margaris, V.N. Digitization and correction procedure of strong ground motion, *Inst. Eng. Seism. Earthq. Eng.*, (under publication), 1994.
- Margaris, V.N. and Papazachos, B.C. Azimuthal dependent attenuation in the southern Balkan region, *Univ. of Thess. Geoph. Lab., Publ. No. 12*, 1-36, 1991.
- Margaris, V.N. and Papazachos, B.C. Seismic hazard for the city of Thessaloniki, *Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ 92-02*, 1-33, 1992a.
- Margaris, V.N. and Papazachos, B.C. Seismic hazard in Greece based on radiation and attenuation models of strong motion, *Proc. XXII Gen. Ass. E.S.C.*, II, (Abstact), 1992b.
- Μάργαρης, Β.Ν., Παπασταματίου, Δ.Ι. και Θεοδουλίδης, Ν.Π. ΙΤΣΑΚ : Μεθοδολογία επεξεργασίας επιταχυνσιογραμμάτων, *Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ: 89-02*, 1-27, 1989.
- Margaris, V.N., Theodulidis, N.P., Papaioannou, Ch.A. and Papazachos, B.C. Strong motion duration of earthquakes in Greece, *Proc. XXII Gen. Ass. E.S.C.*, II, 865-871, 1990.
- Μάργαρης, Β.Ν., Θεοδουλίδης, Ν.Π. και Μαρίνος, Α.Ι. Σεισμική επικινδυνότητα - Πιθανολογικά φάσματα απόκρισης : Πύργου, Κυπαρισσίας και Πάτρας,

- Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ., Εργ. ΙΤΣΑΚ 93-15, 1-16, 1993.
- Maugeri, M. and Motta, E. Attenuation laws of the seismic intensity in the regions of Sicily and Calabria., Soil Dyn. Earthq. Eng., 12, 25-35, 1993.
- McCann, M.W. and Boore, D.M. Variability in ground motions: Root mean square acceleration and peak acceleration for the 1971 San Fernando, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 615-632, 1983.
- McCann, M.W. and Shah, H.C. Determining strong-motion duration of earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 69, 1253-1265, 1979.
- McGarr, A. Analysis of peak ground motion in terms of a model of inhomogeneous faulting, J. Geophys. Res., 86, 3901-3912, 1981.
- McGarr, A. Scaling of ground motion parameters, state of stress and focal depth, J. Geoph. Res., 89, 6969-6979, 1984.
- McGarr, A. Some observations indicating complications in the nature of earthquake scaling, in Earthquake Source Mechanisms, Maurice Ewing Ser., (S. Das et al., edits), Am. Geophys. Union, 217-225, 1986.
- McGuire, R.K. FORTRAN computer program for seismic risk analysis, U. S. Dept. of the Inter. Geol. Surv., Open File Rept. 76-67, 1-90, 1976.
- McGuire, R.K. Effects of uncertainty in seismicity on estimates of seismic hazard for the east coast of the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 827-848, 1977.
- McGuire, R.K. FRISK: Computer program for seismic risk using faults as earthquake source, U.S. Dept. of the Inter. Geol. Surv., Open File Rept. 78-107, 1978.
- McGuire, R.K. Seismic hazard analysis methodology, Recent Advances in Earthq. Resist. Des., Univ. of Calif. Berkeley, 1-21, 1987.
- McGuire, R.K. and Hanks, T.C. RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1907-1919, 1980.
- McGuire, R.K. and Shedlock, K.M. Statistical uncertainties in seismic hazard evaluations in the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1287-1308, 1981.
- McGuire, R.K. and Stepp, J.C. Sensitivity of earthquake hazard in the central and eastern U.S. to alternative input interpretations, Proc. 3d U.S. Nat. Conf. on Earthq. Eng., I, 293-300, 1986.
- McLaughlin, K.L. Maximum likelihood estimation of strong-motion attenuation relationships, Earthq. Spectra, 7, 267-279, 1991.
- McKenzie, D.P. The plate tectonics of the Mediterranean region, Nature, 226,

- 239-243, 1970.
- McKenzie, D.P. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 30, 109-185, 1972.
- McKenzie, D.P. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 55, 217-254, 1978.
- McVerry, G.H. Uncertainties in attenuation relations for New Zealand seismic hazard analysis, *Bull. New Zeal. Nat. Soc. for Earthq. Eng.*, 19, 28-39, 1986.
- Merz, H.A. and Cornell, C.A. Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1999-2006, 1973.
- Μηνιαίο Δελτίο Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αστεροσκοπείου Αθηνών, Μην. Σεπτέμβριος, 1986.
- Mihailov, N. Seismic hazard studies- Data, maps and related problems, *Proc. 7th E.C.E.E.*, 51-60, 1982.
- Mihailov, V. Yugoslav strong motion network, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 38, 110-122, 1985.
- Miklofsky, H.A. and Mancini, W.B. Digitization and integration of strong motion accelerograms, *Univ. of Arizona, Dept. of Civil Eng.*, 1-295, 1977.
- Milne, W.G. and Davenport, A.G. Distribution of earthquake risk in Canada, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 729-754, 1969.
- Moghtaderi-Zadeh, M. and Diamantidis, D. Full probabilistic seismic risk evaluation, *Proc. 8th E.C.E.E.*, 2.5/25-32, 1986.
- Mohammadi, J. and Suen, S-J. Seismic source parameters and their impact on seismic hazard analysis, *Eur. Earthq. Eng.*, 2, 54-61, 1991.
- Mohraz, B., Hall, W.J. and Newmark, N.M. A study of vertical and horizontal earthquake spectra, *Newmark, M.N. Cons. Eng. Serv., AEC Rept. WASH-1255*, 1-151, 1972.
- Mohraz, B. A study of earthquake response spectra for different geological conditions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 915-935, 1976.
- Mohraz, B. Recent studies of earthquake ground motion and amplification, *Proc. 10th W.C.E.E.*, 11, 6695-6704, 1992.
- Mori, A.W. and Crouse, C.B. Strong motion data from Japanese earthquakes, *World Data Center A for Solid Earth Geophys., Rept. SE-29*, 1-341, 1981.
- Mortgat, C.P. A probabilistic definition of effective acceleration, *Proc. 2d U.S. Nat. Conf. on Earthq. Eng.*, 743-752, 1979.
- Mortgat, C.P. and Shah, H.C. A bayesian model for seismic hazard mapping, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1237-1251, 1979.
- Moslem, K. and Trifunac, M.D. Spectral amplitudes of strong earthquake accele-

- rations recorded in Buildings, Soil Dyn. Earthq. Eng., 6, 100-107, 1987.
- Murphy, J.R. and O'Brien, L.J. The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 877-915, 1977.
- Newmark, N.M. and Hall, W.J. Seismic design criteria for nuclear reactor facilities, Proc. 4th W.C.E.E., 2, B/37-50, 1969.
- Niazi, M., Mortgat, C.P. and Schneider, J.F. Attenuation of peak ground acceleration in central California from observations of the 17 October, 1989 Loma Prieta earthquake, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 21, 493-507, 1992.
- Nigam, N.C. and Jennings, P.C. Digital calculation of response spectra from strong-motion earthquakes records, Earthq. Eng. Res. Lab., NISEE/ Comp. Applications, 1-65, 1968.
- Nigbor, R.L. and Kodama, D.A. Scanner-based film accelerogram digitization system user's manual, KINEMATRICS /Systems, 1.1-6.2, 1990.
- Ohashi, H., Ohta, Y., Ergunay, O. and Tabban, A. Empirical derivation of seismic intensity distribution laws based upon earthquake data in Turkey. (Ohta, Y., edit.), A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey in View of Seismic Risk Reduction, 167-202, 1983.
- Ohsaki, Y. Guideline for evaluation of basic design earthquake ground motions, App. to Reg. Guide for Aseismic Des. of N.P.R.F, 1979.
- Ohta, Y., Kagami, H. and Okada, S. Seismic intensity and its application to engineering: A study in Japan, Strong Ground Motion Seismology, (Erdik, M.O. and Toksoz, M.N., edits), D. Reidel Publ. Co., 369-401, 1987.
- Okamoto, S. Introduction to earthquake engineering, Univ. of Tokyo Press, J. Willey Publ. Co., 320pp, 1973.
- Oliveira, C.S. and Costa, A.C. Updating seismic hazard maps, Proc. 8th W.C.E.E., I, 303-310, 1984.
- Ordaz, M. and Singh, S.K. Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes and evidence of amplification in the hill zone of Mexico city, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 24-43, 1992.
- Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ. Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στον νότιο Βαλκανικό χώρο. Διδ. Διατρ. Παν. Θεσ/νίκης, 173pp, 1984.
- Panagiotopoulos, D.G. and Papazachos, B.C. Travel times of Pn-waves in the Aegean and surrounding area, Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, 165-176, 1985.
- Panza, G.F. and Cuscito, M. Influence of focal mechanism on shape of isoseismals: Irpinia earthquake of November 23, 1980, Pageoph, 120, 577-582,

- 1982.
- Papadimitriou, P. Etude de la structure du manteau superieur de l' Europe et modelisation des ondes de volume engendrees par seismes Egeens, Ph. D. Thesis, Univ. of Paris, VII, 211pp, 1988.
- Papageorgiou, A.S. On two characteristic frequencies of acceleration spectra: Patch corner frequency and f_{max} , Bull. Seism. Soc. Am., 78, 509-530, 1988.
- Papageorgiou, A.S. and Aki, K. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 693-722, 1983a.
- Papageorgiou, A.S. and Aki, K. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Part II. Applications of the model, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 953-978, 1983b.
- Παπαϊωάννου, Χ.Α. Απόσβεση των σεισμικών εντάσεων και σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο, Διδακτ. Διατρ. Παν. Θεσ/νίκης, 200pp, 1984.
- Papaioannou, Ch.A. Seismic hazard assessment and long-term earthquake prediction in southern Balkan region, Proc. 2d Int. Sem. Earthq. Prognostics (Vogel A., edit), 223-241, 1986.
- Παπαϊωάννου, Χ.Α. Η σεισμική επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου, Πρακ. 1ου Συμπ., Για τις Νέες Εξελίξεις στη Σεισμολογία και Γεωφυσική του Ελληνικού Χώρου, 277-291, 1988.
- Παπαϊωάννου, Χ.Α., Χατζηδημητρίου, Π.Μ. Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ. και Παπαζάχος, Β.Κ. Εφαρμογή διαφόρων μεθόδων για τον καθορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας σε μεγάλες πόλεις του Ελληνικού χώρου, Πρακ. Συν. Σεισμοί και Κατασκευές, I, 251-261, 1984a.
- Papaioannou, Ch.A., Kiratzi, A.A., Papazachos, B.C. and Theodulidis, N.P. Seismic hazard and scaling of earthquake response spectra in Greece, Presented at the XIX Gen. Ass. E.S.C., 1-17, 1984b.
- Papaioannou, C., Kiratzi, A., Papazachos, B. and Theodulidis, N. Regionalization of the attenuation of intensities in the southern Balkan region, Proc. of the 3d Inter. Symp. on Anal. of Seism. and Seismic Risk., 306-312, 1985a.
- Papaioannou, Ch.A., Hatzidimitriou, P.M., Papazachos, B.C. and Theodulidis, N.P. Seismic hazard assessment for southern Balkan region based on the seismic sources, Proc. of the 3d Inter. Symp. on Anal. of Seism. and Seismic Risk., 394-400, 1985b.

- Papaioannou, Ch.A., Papazachos, B.C. and Scordilis, E.M. Application of time dependent and non-time dependent seismicity models in seismic hazard assessment in Greece, *Tire a part des cah. du Centr. Eur. de Geodyn. et de seism.*, 6, 53-69, 1992.
- Papastamatiou, D. On the attenuation of strong ground motion, *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A-5, 171-179, 1977.
- Papastamatiou, D. Incorporation of crustal deformation to seismic hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 4, 1321-1335, 1980.
- Papastamatiou, D. and Sarma, S. Physical constraints in engineering seismic hazard analysis, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 16, 967-984, 1988.
- Παπασταματίου, Δ., Θεοδοουλίδης, Ν., Μάργαρης, Β. και Λεκίδης, Β. Ανάλυση μακροσεισμικών κλιμάκων για χρήση στον Ελληνικό χώρο, *Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ.*, Εργ. ΙΤΣΑΚ 89-01, 1-19, 1989.
- Παπασταματίου, Δ., Θεοδοουλίδης, Ν. και Μάργαρης, Β. Χρονικά εξαρτημένη σεισμική επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο, *Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντισ. Κατ.*, (Εργ. ΙΤΣΑΚ υπο δημοσίευση), 1992.
- Papastamatiou, D., Margaris, V., and Theodulidis, N. Estimation of the parameters controlling strong ground motion from shallow earthquakes in Greece, *Proc. 2d Hell. Geoph. Congr.*, 1, 192-201, 1993.
- Papazachos, B.C. Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europe and eastern Mediterranean sea, *Pure and Appl. Geophys.*, 75, 47-55, 1969.
- Papazachos, B.C. A lithospheric model to interpret focal properties of intermediate and shallow shocks in central Greece, *Pageoph*, 115, 655-666, 1977.
- Papazachos, B.C. Seismicity rates and long term earthquake prediction in the Aegean area, *Quater. Geodaes.*, 3, 171-190, 1980.
- Papazachos, B.C. Active tectonics in the Aegean and surrounding area, *Summ. Schol. on Seism. Haz. in Mediterr. Reg.*, 1-44, 1986.
- Παπαζάχος, Β.Κ. Σεισμογόνοι χώροι και μακράς διάρκειας πρόγνωση σεισμών στην Ελλάδα, *Πρακ. 1ου Συμπ.*, Για τις Νέες Εξελίξεις στη Σεισμολογία και Γεωφυσική του Ελληνικού Χώρου, 90-102, 1988a.
- Papazachos, B.C. Long-term prediction of earthquakes in the major seismogenic volumes in Greece, *Sem. on the Prediction of Earthq.*, 1-10, 1988b.
- Papazachos, B.C. A time-predictable model for earthquake generation in Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 77-84, 1989.
- Papazachos, B.C. Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*. 178, 287-308, 1990.

- Παπαζάχος, Β. Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Εκδ. Ζήτη, 382pp, 1990.
- Papazachos, B.C. A time- and magnitude-predictable model for the generation of shallow earthquakes in the Aegean area, *Pageoph*, 138, 287-308, 1992.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533, 1971.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Κομνηνάκης, Π.Ε. Η σεισμική δράσις εις τον Ελληνικό χώρο κατά την χρονικήν περιόδον 1911-1971, Αθήνα, 1-60, 1972.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E. A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area, *Univ. of Thess. Geoph. Lab., Pub. No. 5*, 1-24, 1982.
- Papazachos, B.C. and Delibasis, N.D. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece, *Tectonophysics*, 231-255, 1969.
- Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ. Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδ. Ζήτη, 356p, 1989.
- Papazachos, B.C. and Papaioannou, Ch.A. Long-term earthquake prediction in the Aegean area based on a time and magnitude predictable model, *Pageoph*, 140, 595-612, 1993.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E. and Drakopoulos, J.C. Preliminary results of an investigation of crustal structure in southeastern Europe, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 1241-1268, 1966.
- Papazachos, B., Mountrakis, D., Psilivikos, A. and Leventakis, G. Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area, *Bulg. Geoph. Journ.*, 6, 72-80, 1980.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Hatzidimitriou, P.M., Kiriakidis, E.G., Kiratzi, A.A., Panagiotopoulos, D.G., Papadimitriou, E.E., Papaioannou, Ch.A., Pavlides, S.B. and Tzanis, E.P. Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece 1902-1981, *Univ. of Thess. Geoph. Lab., Publ.* 4, 1-7, 1982.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, B.C., Voidomatis, A.A., Papaioannou, Ch.A. A study of the December 1981- January 1992 seismic activity in northern Aegean sea, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 26, 101-118, 1984.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M., Papaioannou, Ch.A. and Theodulidis, N.P. Regionalization of seismic hazard in Greece, *Proc. 12th Reg. Sem. on Earthq. Eng.*, 1-12, 1985.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Hatzidimitriou, P.M. and Karakostas, B.C. Seismotectonic properties of the Aegean area that restrict valid geodynamic models, *Proc. 2d Wegener/Medlas Conf. Hell. Comm. of Geod. and Geoph.*, 1-16, 1986.
- Παπαζάχος, Β., Κυρατζή, Α., Παπαϊωάννου, Χ. και Θεοδουλίδης, Ν. Σύγχρονη μεθο-

- δολογία αντιμετώπισης του σεισμικού κινδύνου με αξιοποίηση των σεισμοτεκτονικών δεδομένων και δυνατότητες εφαρμογής της στην Ελλάδα, Δελτ., Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XIX, 347-363, 1987a.
- Papazachos, B., Hatzidimitriou, P. and Karakostas, B. Seismic fracture zones in the Aegean and surrounding area, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, XXIX, 75-83, 1987b.
- Papazachos, B., Kiratzi, A., Karakostas, B., Papagiorgopoulos, D., Scordilis, E. and Mountrakis, D.M. Surface fault traces, fault plane solution and spatial distribution of the aftershocks of the September 13, 1986 earthquake of Kalamata (Southern Greece), *Pageoph*, 126, 55-68, 1988.
- Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch.A., Papastamatiou, D.J., Margaritis, V.N. and Theodulidis, N.P. On the reliability of different methods of seismic hazard in Greece, *Natural Hazards*, 3, 141-151, 1990.
- Papazachos, B., Kiratzi, A. and Papadimitriou, E. Regional focal mechanisms for earthquakes, in the Aegean area, *Pageoph*, 136, 405-420, 1991a.
- Papazachos, B.C., Kiratzi, A.A., Papaioannou, Ch.A. and Panagiotopoulos, D.G. Average regional seismic strain release rates in the Patraikos-Saronikos gulfs (central Greece) based on historical instrumental data, *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/3, 225-238, 1991b.
- Papazachos, B.C., Margaritis, V.N., Theodulidis, N.P. and Papaioannou, Ch. A. Seismic hazard assessment in Greece based on strong motion duration, *Proc. 10th W.C.E.E.*, 1, 425-430, 1992.
- Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch.A., Margaritis, V.N. and Theodulidis, N.P. Regionalization of seismic hazard in Greece based on seismic sources, *Natural Hazards*, 8, 1-18, 1993.
- Παπαζάχος, Κ.Β. Μελέτη της δομής του φλοιού και του άνω μανδύα στην νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων, Διδακτ. Διατρ. Παν. Θεσ/νίκης, 202pp, 1994.
- Papazachos, C.B. Anisotropic radiation modelling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece, *Pageoph*, 138, 445-469, 1992a.
- Papazachos, C.B. A report on modelling of macroseismic intensities, Univ. of Thess. Geoph. Lab., 1-11, 1992b.
- Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece, *Geophys. J. Int.*, 111, 424-432, 1992.
- Papazachos, C.B., Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C. Rates of active crustal deformation in the Aegean and the surrounding area, *J. of Geodyn.*, (Re-

- vised), 1993.
- Παπούλια, Ι.Ε. Στατιστικά και στατιστικά μοντέλα εκτίμησης του σεισμικού κινδύνου με παράμετρο τη μακροσεισμική ένταση, Διδακτ. Διατρ. Παν. Θεσσ., 266pp, 1988.
- Papoulia, J.E. and Stavrakakis, G.N. Attenuation laws and seismic hazard assessment, *Natural Hazards*, 3, 49-58, 1990.
- Papoulia, J.E. and Slejko, D. Seismic hazard of northeastern Italy using a cautious neotectonic hypothesis, *Proc. XXII Gen. Ass. E.S.C.*, II, 591-594, 1990.
- Papoulia, J.E. and Slejko, D. Shakeability assessment in the gulf of Corinth and surrounding region using different models, *Proc. XXIII Gen. Ass. E.S.C.*, II, 135-138, 1992.
- Papoulia, J.E., Drakopoulos, J.K. and Makropoulos, K.C. Seismic intensity hazard assessment of the city of Patras, Greece, *Proc. of the 3d Inter. Symp. on Anal. of Seism. and Seismic Risk.*, 412-423, 1985.
- Patwardhan, A.S., Kulkarni, R.B. and Tocker, D.A. A semi-Markov model for characterizing recurrence of great earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 323-347, 1980.
- Peng, C-Y. and Iwan, W.D. Some observation on data compression for digital strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 252-266, 1990.
- Petkovski, R., Koceva, B. and Mihailov, V. Seismotectonic characteristics and their influence on seismic hazard, *Proc. 7th E.C.E.E.*, 13-20, 1982.
- Phillips, W.S. The separation of source, path and site effects on high frequency seismic waves: An analysis using code wave technique, Ph. D., Thesis, Massach. Inst. Techn., 195pp, 1985.
- Phillips, W.S. and Aki, K. Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 627-648, 1986.
- Rabinowitz, N. and Steinberg, D.M. Seismic hazard sensitivity analysis: A multi-parameter approach, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 796-817, 1991.
- Rebollar, C.J. Estimates of shallow attenuation of the San Miguel fault, Baja California, *Bull. Seim. Soc. Am.*, 80, 743-746, 1990.
- Rebollar, C.J., Munguia, L., Reyes, A., Uribe, A. and Jimenez, O. Estimates of shallow attenuation and apparent stresses from aftershocks of the Oaxaca earthquake of 1978, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 99-108, 1991.
- Reid, H.F. The mechanisms of the earthquake, the California earthquake of April 18, 1906, *Rept. to the State Invest. Commission*, 2, 16-28, 1910.
- Richter, C.F. An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 25, 1-32, 1935.

- Richter, C.F. Elementary seismology, W.H. Freeman and Co., 768p, 1958.
- Rinaldis, D., Menu, J.M.H. and Goula, X. A study of various uncorrected versions of the same ground acceleration signal, Proc. 8th E.C.E.E., 1-8, 1986.
- Rogers, A.M., Borchardt, R.D., Covington, P.A. and Perkins, D.M. A comparative ground response study near Los Angeles using recordings of Nevada nuclear tests and the 1971 San Fernando earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1925-1949, 1984.
- Rovelli, A. On the frequency dependence of Q in Friuli from short-period digital records, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 2369-2372, 1982.
- Rovelli, A., Bonamassa, O., Cocco, M., DiBona, M. and Mazza, S. Scaling laws and spectral parameters of the ground motion in active extensional areas in Italy, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 530-560, 1988a.
- Rovelli, A., Marcucci, S. and Miliana, G. The objective determination of the instantaneous predominant frequency of seismic signals and inferences on Q of coda waves, Pageoph, 128, 281-293, 1988b.
- Rovelli, A., Cocco, M., Console, R., Alessandrini, B. and Mazza, S. Ground motion waveforms and source spectral scaling from close-distance accelerograms in a compressional regime area (Friuli northeastern Italy), Bull. Seism. Soc. Am., 81, 57-80, 1991.
- Ruff, L. and Kanamori, H. Seismicity and the subduction process, Phys. Earthq. Planet. Inter., 23, 240-252, 1980.
- Sabetta, F. Data processing in strong ground motion seismology, Proc. Works. on the Invest. of Strong Motion Proc. Proced., I, 140-166, 1985.
- Sabetta, F. and Pugliese, A. Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 1491-1513, 1987.
- Sadigh, K., Egan, J. and Youngs, R. Specification of ground motion for seismic design of long period structures, Abstract, Earthq. Notes, 57, 13, 1986.
- Sanchez-Sesma, F.J., Faccioli, E. and Fregonese, R. An index for measuring the effects of topography on seismic ground motion intensity, Earthq. Eng. Struc. Dyn., 14, 719-731, 1986.
- Sarma, S.K. and Yang, K.S. An evaluation of strong motion records and a new parameter A_{g5} , Earthq. Eng. Struc. Dyn., 15, 119-132, 1987.
- Sarma, S.K. and Casey, B.J. Duration of strong motion in earthquakes, Proc. 9th E.C.E.E., 1-10, 1990.
- Sato, R. Strong ground motion from an irregular faulting model, Study on Short-Period behavior in Fault Motion and Estim. og Imp. Seism. Mot.

- (in Japanese), Final Techn. Rept. No. A-59-3, 117-138, 1984.
- Sato, T. and Hirasawa, T. Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earthq.*, 21, 415-431, 1973.
- Savage, J.C. and Wood, M.D. The relation between apparent stress and stress drop, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1381-1388, 1971.
- Sbar, M.L. and DuBois, S.M. Attenuation of intensity for the 1887 northern Sonora, Mexico earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 2613-2628, 1984.
- Schnabel, P.B. and Seed, H.B. Accelerations in rock for earthquakes in the western United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 501-516, 1973.
- Schneider, J.F., Silva, W.J. and Stark, C. Ground motion model for the 1989 M 6.9 Loma Prieta earthquake including effects of source, path, and site, *Earthq. Spectra*, 9, 251-287, 1993.
- Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Papadimitriou, E.E and Margaris, V.N. A microseismicity study of the Servomacedonian zone and the surrounding area, *Geologica Rodopica*, I, 79-83, 1989a.
- Scordilis, E.M., Theodulidis, N.P., Hatzidimitriou, P.M., Panagiotopoulos, D.G. and Hatzfeld, D. Microearthquake study and near-field seismic wave attenuation in the Mygdonia Graben (Northern Greece), *Geologica Rodopica*, I, 84-92, 1989b.
- Scott, R.F. Liquefaction, *Eng. and Science*, LIII, 20-26, 1990.
- Seed, B.H. and Idriss, I.M. Rock motion accelerograms for high magnitude earthquakes, *Earthq. Eng. Res. Lab.*, Rept. No. EERC 69-7, 1-8, 1969.
- Seed, B.H., Murarka, R., Lysmer, J. and Idriss, I.M. Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1323-1342, 1976.
- Shakal, A.F. and Bernreuter, D.L. Empirical analysis of near source ground motion, *U.S. Nucl. Reg. Comm.*, Rept. NUREG/ CR-2095, 1981.
- Shakal, A.F., Huang, M.J., Ventura, C.E., Parke, D.L., Cao, T.Q., Sherburne, R.W. and Blazquez, R. CSMIP strong-motion records from the Whittier, California earthquake of 1 October 1987, *Off. of Strong Motion Studies Calif. Div. Mines and Geol.*, 87-05, 1-198, 1987.
- Shebalin, N.V. Principles and procedures of cataloguing, in: Shebalin, N.V., Karnik, V. and Hadzievski, D. (edits), *Catalogue of earthquakes*, UNESCO, Skopje, 1-65, 1974a.
- Shebalin, N.V. (edit). *Atlas of isoseismal maps*, Part III of the catalogue. UNESCO, Skopje, I-V, 1974b.
- Shebalin, N.V., Reisner, G.I., Drumea, A.V., Aptekman, J.Y., Sholpo, V.N.,

- Stepaneks, N.Y. and Zacharova, A.J. Earthquake origin zones and distribution of maximum expected seismic intensity for the Balkan region, Proc. Sem. on Seismic Zoning Maps, UNESCO, Skopje, II, 68-171, 1976.
- Shen, J-H. and Astaneh-Asl, A. Seismic response evaluation of an instrumented six-story steel building, Earthq. Eng. Res. Cent., Rept. No. UBC/EERC-90/20, 8-46, 1990.
- Shinozuka, M. and Deodatis, G. Stochastic process models for earthquake ground motion, Prob. Eng. Mech., 3, 114-123, 1988.
- Shyam-Sunder, S. and Connor, J.J. A new procedure for processing strong-motion earthquake signals, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 643-661, 1982.
- Sieberg, A. Erdbebenkunde. Fischer, Jena, 102-104, 1923.
- Sieberg, A. Untersuchungenuber Erdbeben und Bruchschollenbau im ostlichen mittelmeergebiet, Medizisch - Naturwiss. Ges. zu Jena, Denkschriften, 1-18, 1932.
- Silva, W.J. and Green, R.K. Magnitude and distance scaling of response spectral shapes for rock sites with applications to north American tectonic environment, Earthq. Spectra, 5, 591-624, 1989.
- Singh, J.P. The influence of seismic source directivity on strong ground motion, Ph. D. Thesis Univ. of California, Berkeley, 183pp, 1981.
- Singh, J.P. Seismic source directivity evidence from the August 6, 1979 Coyote Lake earthquake, Proc. on Earthq. Haz. of Eastern S. Franc. Bay Area, California, CDMG, 103-114, 1982a.
- Singh, J.P. Importance of local structure and source characteristics in estimation of near field strong ground motions, Proc. 1st Int. Earthq. Microz. Conf., 623-636, 1982b.
- Singh, J.P. Earthquake ground motion: Implications for designing structures and reconciling structural damage, Earthq. Spectra, 1, 239-269, 1985.
- Singh, J.P. A simple method for generating synthetic time histories for design of base isolation systems, Proc. Sem. and Works. on Base Isol. and Passive Energy Dissip., ATC, 391-402, 1986.
- Singh, J.P. Ground motions for seismic retrofit design, Proc. 1st U.S. Sem. Seism. Eval. and Retrofit of Steel Bridg., 1-20, 1993.
- Singh, J.P. and Tabatabaie, M. Strong motion data- application to multiple support structures, Geotech. News, 9, 38-41, 1991.
- Singh, S.K., Apsel, R.J., Fried, J. and Brune, J.N. Spectral attenuation of SH waves along the Imperial fault, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 2003-2016, 1982.
- Singh, S.K., Ordaz, M., Anderson, J.G., Rodriguez, M., Quaas, R., Mena, E.,

- Ottaviani, M. and Almora, D. Analysis of near-source strong motion recordings along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1697-1717, 1989.
- Snoke, J.A. Stable determination of (Brune) stress drop, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 530-538, 1987.
- Somerville, P., Sen, M. and Cohee, B. Simulation of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan Mexico and Valparaiso Chile earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1-27, 1991.
- Soufleris, Ch. The Thessaloniki (North Greece) 1978 earthquake sequence, Ph. D. thesis Wolfson Coll. Cambridge, 299pp, 1980.
- Σταμέλου, Ι. Εξασθένιση των εντάσεων σε διάφορες σεισμοτεκτονικές ενότητες του Ελληνικού χώρου, Διδ. Διατρ. Παν. Αθηνών, 314pp, 1985.
- Σταυρακάκης, Γ.Ν. Συμβολή της στατιστικής Bayes στην εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης και προσομοίωση των αναμενόμενων ισχυρών εδαφικών κινήσεων, Διδ. Διατρ. Παν. Αθηνών, 294pp, 1985a.
- Stavarakakis, G. Strong ground motion due to the strong earthquakes in Greece, *Proc. 12th Reg. Sem. on Earthq. Eng.*, 1-14, 1985b.
- Stavarakakis, G. Earthquake magnitude or seismic moment in seismic hazard evaluation ?, *Pageoph*, 127, 21-31, 1988.
- Stavarakakis, G.N. Seismicity gaps and seismic hazard in Greece and surrounding area, *Proc. 9th E.C.E.E.*, I, 143-151, 1990.
- Stavarakakis, G. and Drakopoulos, J. An improved model for evaluating seismic hazard in a archeological site, *Proc. Int. Sym. on Eng. Geol. of Ancient Works, Monum. and Hist. Sites. 1273-1277*, 1988.
- Stavarakakis, G.N. and Drakopoulos, J. Attenuation of strong ground motion in Greece based on random vibration theory, *Proc. 9th E.C.E.E.*, 1, 245-250, 1990.
- Stavarakakis, G.N. and Drakopoulos, J. A Bayesian seismic hazard model for Greece and surrounding area, *Proc. 6th Int. Sem. Earthq. Prognostics*, 1991a.
- Stavarakakis, G.N. and Drakopoulos, J. A Bayesian model for seismic hazard mapping in Greece, *Proc. 1st Int. Conf. on Earthq. Eng.*, 1991b.
- Stavarakakis, G.N. and Papoulia, J.E. Uniform risk spectrum of strong earthquake ground motion, *Proc. 4th Int. Sym. on the Anal. of Seism. and Seism Risk*, 417-424, 1989.
- Stavarakakis, G. and Papoulia, J.E. Prediction of seismic intensities at a site, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, XXXII, 57-65, 1990a.

- Stavrakakis, G.N. and Papoulia, J.E. A linear source model for seismic hazard analysis in Greece, Proc. 9th E.C.E.E., 1, 237-244, 1990b.
- Stavrakakis, G.N. and Papoulia, J.E. A Bayesian estimation of the maximum expected earthquake magnitude, Proc. XXIII Gen. Ass. E.S.C., (Abstract), 1992.
- Stavrakakis, G.N. and Tselentis, G.A. Bayesian probabilistic prediction of strong earthquakes in the main seismogenic zones of Greece, Boll. Geof. Teor. Appl., XXIX, 51-63, 1987.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. A rupture model for the Corinth earthquake sequence of 1981, Proc. 2d Int. Sem. Earthq. Prognostics (Vogel A., edit), 67-94, 1986a.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. Complex rupture process and strong ground motion prediction, Proc. 8th E.C.E.E., 1, 2.1/23-30, 1986b.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Latoussakis, J. A seismic hazard model based on the expected earthquake magnitude from a fault, Proc. Int. Sem. on Seism. Zoning, 260-271, 1987.
- Stavrakakis, G.N., Tselentis, G. and Drakopoulos, J. Iterative deconvolution of teleseismic P waves from the Thessaloniki (N. Greece) earthquake of June 20, 1978, Pageoph, 124, 1039-1050, 1987a.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. A model for seismic hazard assessment in SW Peloponnesos and synthesized ground motions for the city of Kalamata, Ann. Geol. des Pays Hell., XXXIII/1, 226-242, 1987b.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Makropoulos, K. Effective tectonic stress and dynamic energy from source-time functions of the 24 February, Corinth earthquake sequence, Bull. Geol. Soc. Greece, XX/3, 243-253, 1988.
- Stavrakakis, G., Papoulia, J. and Drakopoulos, J. A fault rupture model for seismic hazard analysis in the area of Messinia, southwestern Peloponnesos, Bull. Geol. Soc. Greece, XXIII/3, 365-371, 1989.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Latoussakis, J., Papanastasiou, D. and Drakatos, G. Spectral characteristics of the 1986 Sep. 13, Kalamata (southern Greece) earthquake, Geophys. J. Int., 98, 149-157, 1989a.
- Stavrakakis, G., Drakopoulos, J. and Papanastasiou, D., Drakatos, G. and Latoussakis, J. Teleseismic P-2 wave spectra for the Kalamata earthquake of Sep. 13, 1986, Bull. Geol. Soc. Greece, XXIII/3, 349-363, 1989b.
- Stavrakakis, G.N., Blionas, S.V. and Goutis, C.E. Dynamic source parameters of the 1981 gulf of Corinth (central Greece) earthquake sequence based

- on FFT and iterative maximum entropy techniques, *Tectonophysics*, 185, 261-275, 1991.
- Suhadolc, P. and Chiaruttini, C. A theoretical study of the dependence of the peak acceleration on source and structure parameters, *Strong Ground Motion Seismology*, (Erdik, M.O. and Toksoz, M.N., edits), D. Reidel Publ. Co., 143-183, 1987.
- Sulstarova, E. Sizmiciteti i Shquiperise. Disertation, Akad. e Shkencave e RSPH, Quendra Sizmologjike, 1974.
- Sulstarova, E. and Kociaj, S. Termeti i 30 nentorit 1967 dhe brezi sismogjen Vlore-Diber, *Bull. UT, ser. shh. nat.*, Nr. 2, 1969.
- Sulstarova, E., Kociaj, S. and Aliaj, S. Seismic regionalization of the PSR of Albania, *Acad. of Science of PSR Albania- Seismological Center*, Tirana, 169-297, 1980.
- Sulstarova, E., Aliaj, S. and Kociaj, S. National report of Albania, *Earthq. Risk Reduction in the Balkan region*, UNESCO, A13-A46., 1982.
- Tabatabaie, M., Sing, J.P., Porter, L.D. and Crosby, P. Importance of coda motions to the seismic response of lightly-damped structures with torsional irregularities, *Proc. 10th W.C.E.E.*, 1-4, 1992.
- Τάσσοϋ, Σ.Τ. Στατικές και δυνάμικες ιδιότητες του πάνω μανδύα στο νότιο Αιγαίο, *Διδασκ. Διατρ. Παν. Θεσ/νίκης*, 155pp, 1984.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D.P. Active tectonics of the north and central Aegean sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 432-490, 1991.
- Thenhaus, P.C., Perkins, D.M., Algermissen, S.T. and Hanson, S.L. Earthquake hazard in eastern United States: Consequences of alternatives seismic source zones, *Earthq. Spectra*, 3, 227-261, 1987.
- Theodulidis, N.P. and Papazachos, B.C. Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: I, Peak horizontal acceleration, velocity and displacement, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 11, 387-402, 1992a.
- Theodulidis, N. and Papazachos, B. Microzoning of Thessaloniki: Expected-recommended acceleration spectra, *Ινστ. Τεχν. Σεισμ. Αντιστ. Κατ.*, Εργ. ΙΤΣΑΚ 92-01, 1-19, 1992b.
- Theodulidis, N.P. and Papazachos, B.C. Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: II, Horizontal pseudo-velocity, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, (in press), 1994.
- Theofanopoulos, N. and Drakopoulos, J. A study of strong ground motion duration of earthquakes in Greece, *Proc. 8th E.C.E.E.*, 1, 3.2/65-72, 1986.

- Theofanopoulos, N. and Tselentis, G. Generation of the maximum credible earthquake motion at Athens-Greece using the probability theory, Presented at 1st Hell. Geoph. Congr., 1989.
- Tilford, N.R., Chandra, U., Amick, D.C., Moran, R. and Snider, F. Attenuation of intensities and the effects of local site conditions on observed intensities during the Corinth, Greece, earthquakes of 24 and 25 February and 4 March 1981, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 923-937, 1985.
- Timiovska, L.S. A note on the attenuation of earthquake intensity in Macedonia, Soil Dyn. Earthq. Eng., 11, 457-463, 1993.
- Tinelli, G., Zonetti, L., Basili, M. and Berardi, R. Manuali d'uso del codice "PRACMA" con esempi di applicazione, Comm. ENEA-ENEL per lo Studio dei Problemi Sismici Connessi con la Realizz. di Impianti Nucleari, 1-36, 1985.
- Tiv, M. and Mohraz, B. Influence of orientation of earthquake ground motion on response of single-mass torsionally coupled frames, Proc. Int. Conf. on Eng. Applic. of Mechn., 239-246, 1992.
- Toki, K., Sato, T., Kiyono, J. and Matuoka, T. Attenuation of peak acceleration taking into account multiple fault rupture mechanisms, Proc. 9th W.C.E.E., II, 373-384, 1988.
- Toksoz, M.N., Wu, R.S. and Schmitt, D.P. Physical mechanisms contributing to seismic attenuation in the crust, Strong Ground Motion Seismology, (Erdik, M.O. and Toksoz, M.N., edits), D. Reidel Publ. Co., 225-247, 1987.
- Τόλης, Σ.Β. και Πιτιλάκης, Κ. Σεισμός : Ένας αλγόριθμος για τον υπολογισμό συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων στο βραχώδες υπόβαθρο, Πρακτ. 2ου Ελλην. Γεωφ. Συνεδρ., 1, 236-247, 1993.
- Toro, G.R. and McGuire, R.K. An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern north America, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 468-489, 1987.
- Toro, G.R., Silva, W.J., McGuire, R.K. and Herrmann, R.B. Probabilistic seismic hazard mapping of the Mississippi embayment, Seism. Res. Lett., 63, 449-475, 1992.
- Trifunac, M.D. Zero baseline correction of strong-motion accelerograms, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1201-1211, 1971a.
- Trifunac, M.D. Surface motion of a semi-cylindrical alluvian valley for incident plane SH waves, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 1755-1770, 1971b.
- Trifunac, M.D. A note on correction of strong-motion accelerograms for instruments response, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 401-409, 1972.

- Trifunac, M.D. Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion- Dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance and recording site conditions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 189-219, 1976.
- Trifunac, M.D. Dependence of Fourier spectrum amplitudes of recorded earthquake accelerations on magnitude, soil conditions and on depth of sediments, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 18, 999-1016, 1989.
- Trifunac, M.D. How to model amplification of strong earthquake motions by local soil and geologic site conditions, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 19, 833-846, 1990a.
- Trifunac, M.D. Empirical scaling of Fourier spectrum amplitudes of recorded strong earthquake accelerations in terms of Modified Mercalli intensity local soil conditions and depth of sediments, *Comput. Mech. Public.*, (Cakmak, A.S., edit), 65-72, 1990b.
- Trifunac, M.D. and Anderson, J.G. Preliminary empirical models for scaling pseudorelative velocity spectra, *Univ. South. Calif.*, Rept No. CE 78-04 1-84, 1978.
- Trifunac, M.D. and Brady, A.G. A study of the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 581-626, 1975a.
- Trifunac, M.D. and Brady, A.G. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 139-162, 1975b.
- Trifunac, M.D. and Brady, G.A. Correlations of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 4, 455-471, 1976.
- Trifunac, M.D. and Lee, V.W. Routine computer processing of strong motion accelerograms, *Earthq. Eng. Res. Lab.*, EEPL 73-03, 1973.
- Trifunac, M.D. and Lee, V.W. Automatic digitization and processing of strong motion accelerograms, *Univ. of South. California, Dept. of Civ. Eng.*, I, II, 1-379, 1979.
- Trifunac, M.D., Udawadia, F.E. and Brady, A.G. Analysis of errors in digitized strong-motion accelerograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 157-187, 1973.
- Trifunac, M.D., Marcus, D.K. and Moslem, K. A note on controlling the optical density on analog film records in strong motion accelerograms, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 4, 31-34, 1985.
- Trifunac, M.D. and Todorovska, M.I. Attenuation of seismic intensity in Albania and Yugoslavia, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.*, 18, 617-631, 1989.
- Trifunac, M.D. and Zivcic, M. A note on instrumental comparison of the modified Mercalli intensity (MMI) in the western United States and the Mer-

- calli-Cancani-Sieberg (MCS) intensity in Yugoslavia, *Eur. Earthq. Eng.*, 1, 22-26, 1991.
- Tsapanos, T.M., Papaioannou, Ch.A. and Margaris, V.N. Seismicity and seismic hazard for the city of Florina, *Proc. 2d Hell. Geoph. Congr.*, 1993.
- Tselentis, G-A. Shallow attenuation in the west Corinth-Patras rift, Greece, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 603-609, 1993.
- Tselentis, G. and Makropoulos, K. Rates of crustal deformation in the gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity, *Tectonophysics*, 124, 55-66, 1986.
- Tselentis, G.-A., Stavrakakis, G., Makropoulos, K., Latoussakis, J. and Drakopoulos, J. Seismic moments at the western Hellenic arc and their application to the seismic hazard of the area, *Tectonophysics*, 73-82, 1988.
- Tucker, B.E. and King, J.L. Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 153-165, 1984.
- Tucker, B.E., King, J.L., Hatzfeld, D. and Nersesov, I.L. Observations of hard-rock site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 121-136, 1984.
- USGS. 1971 records, strong-motion earthquake accelerograms, digitization and analysis: Seismic engineering data report, Open-file Rept 76-609, 1-117, 1976.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. Back-arc opening and the mode of subduction, *J. Geophys. Res.*, 84, 1049-1061, 1979.
- Vanmarcke, E.H. and Lai, S-S.P. Strong-motion duration and RMS amplitude of earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1293-1307, 1980.
- Veneziano, D. and Cornell, C.A. Earthquake models with spatial and temporal memory for engineering seismic risk analysis, Dept. of Civil Eng. Mass. Inst. Techn, Rept. R74-18, 1974.
- Veneziano, D., Cornell, C.A. and O'Hara, T.F. Historical methods of seismic hazard analysis, EPRI Report, No. NP-3438, 1984.
- Vidale, J.E., Bonamassa, O. and Houston, H. Directional site resonances observed from the 1 October 1987 Whittier Narrows California, earthquake and the 4 October aftershock, *Earthq. Spectra*, 7, 107-125, 1991.
- Vyas, Y.K., Crouse, C.B. and Schell, B.A. Regional design ground motion criteria for the southern Bering sea, *Proc. Conf. Offsh. Mech. and Arctic Eng.*, 1-9, 1988.
- Weichert, D.H. and Milne, W.G. On Canadian methodologies of probabilistic seismic risk estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1549-1566, 1979.

- Westaway, R. and Smith, R.B. Strong motion parameters for normal-faulting earthquakes (Abs), EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 68, 1348, 1987.
- Wong, W.L. and Trifunac, M.D. Surface motion of a semi-elliptical alluvian valley for incident plane SH wave, Bull. Seism. Soc. Am., 64, 1389-1408, 1974.
- Wong, H.L. and Trifunac, M.D. Effects of cross-axis sensitivity and misalignment on the response of the mechanical-optical accelerographs, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 929-956, 1977.
- Wong, H.L. Effects of surface topography on the diffraction of P, S and Rayleigh waves, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 1167-1183, 1982.
- Wood, H.O. and Neumann, F. Modified Mercalli intensity scale of 1931, Bull. Seism. Soc. Am., 21, 411-429, 1931.
- Wu, F.T., Thompson, K.C. and Kuenzler, H. Stick-slip propagation velocity and seismic source mechanism, Bull. Seis. Soc. Am., 62, 1612-1628, 1972.
- Χάρτης Σεισμικής Επικινδυνότητας της Ελλάδας, Εργ. Γεωφ. και Γεωθ. Παν. Αθηνών, Εργ. Γεωφ. Παν. Θεσ/νίκης, Γεωδυναμικό Ινστ. Εθν. Αστ. Αθηνών, ΙΤΣΑΚ, (πρόγραμμα ΟΑΣΠ), 1-14, 1989.
- Χατζηδημητρίου, Π.Μ. Σεισμογόνοι χώροι και σεισμικές πηγές στο χώρο του Αιγαίου και τις γύρω περιοχές, Διδ. Διατρ. Παν. Θεσ/νίκης, 162pp, 1984.
- Yarar, R., Ergunay, O., Erdik, M. and Eren, K. Attenuation of intensities in Turkey, Proc. 8th W.C.E.E.. II, 343-350, 1984.
- Youngs, R.R. and Coppersmith, K.J. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 939-964, 1985.
- Zerva, A., Ang, A.H-S. and Wen, Y.K. Study of seismic ground motion for lifeline response analysis, Civ. Eng. Stud., Struct. Res. Ser. No. 521, 1985.
- Zerva, A., Ang, A.H-S. and Wen, Y.K. Development of differential response spectra for lifeline seismic analysis, Prob. Eng. Mechn., 1, 208-218, 1986.