

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«Υπολογισμός της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης για την πόλη
των Χανίων»**



ΒΛΑΧΟΠΟΥΛΟΣ ΣΩΤΗΡΗΣ

ΠΑΠΑΣΤΕΦΑΝΑΚΗΣ ΔΗΜΗΤΡΗΣ

ΙΟΥΝΙΟΣ 2014

TECHNOLOGICAL EDUCATIONAL INSTITUTE OF CRETE

NATURAL RECOURCES AND ENVIRONMENT

LABORATORY OF GEOPHYSICS AND SEISMOLOGY

PRE-GRADUATE THESIS

«Estimation of Peak Ground Acceleration for the area of Chania.»



VLACHOPOYLOS SOTIRIS

PAPASTEFANAKIS DIMITRIS

JUNE 2014

ΠΡΟΛΟΓΟΣ:

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία γίνεται μια προσπάθεια για την ανάπτυξη μιας μεθόδου επαναπροσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου και την εφαρμογή της στη βελτίωση της ακρίβειας των εστιακών παραμέτρων σεισμών για τους οποίους υπάρχουν διαθέσιμες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης. Επίσης προσδιορίζονται για την περιοχή του Αιγαίου εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης των μέγιστων τιμών της εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης με σκοπό τον έλεγχο της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων από την εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου επαναπροσδιορισμού εστιακών παραμέτρων σεισμών, αλλά κυρίως την επίπτωση της μεθοδολογίας αυτής στις ίδιες τις σχέσεις απόσβεσης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο της εργασίας αυτής υπολογίστηκαν οι εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης για τους σεισμούς για τους οποίους είχε γίνει νέος υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων. Έγινε η σύγκριση των νέων σχέσεων που προτείνονται από την εργασία αυτή με τις προϋπάρχουσες για την περιοχή του Αιγαίου με σκοπό την ανάδειξη της επίδρασης των ακριβέστερων εστιακών παραμέτρων στους συντελεστές και στις τυπικές αποκλίσεις των σχέσεων.

ABSTRACT:

In this pre-thesis an effort is made to calculate the PGA of a specific area by recalculating the earthquake parameters of the broader Aegean area and using equations being proposed by scientists for the attenuation of the seismic signal in the area. By using the mentioned equations and knowing the fundamental frequency of an area we can calculate the maximum expected Peak Ground Acceleration (PGA) in an area, thus making a seismic hazard and risk scenario.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο :

1.1. Δομή της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου – χρονικές διορθώσεις

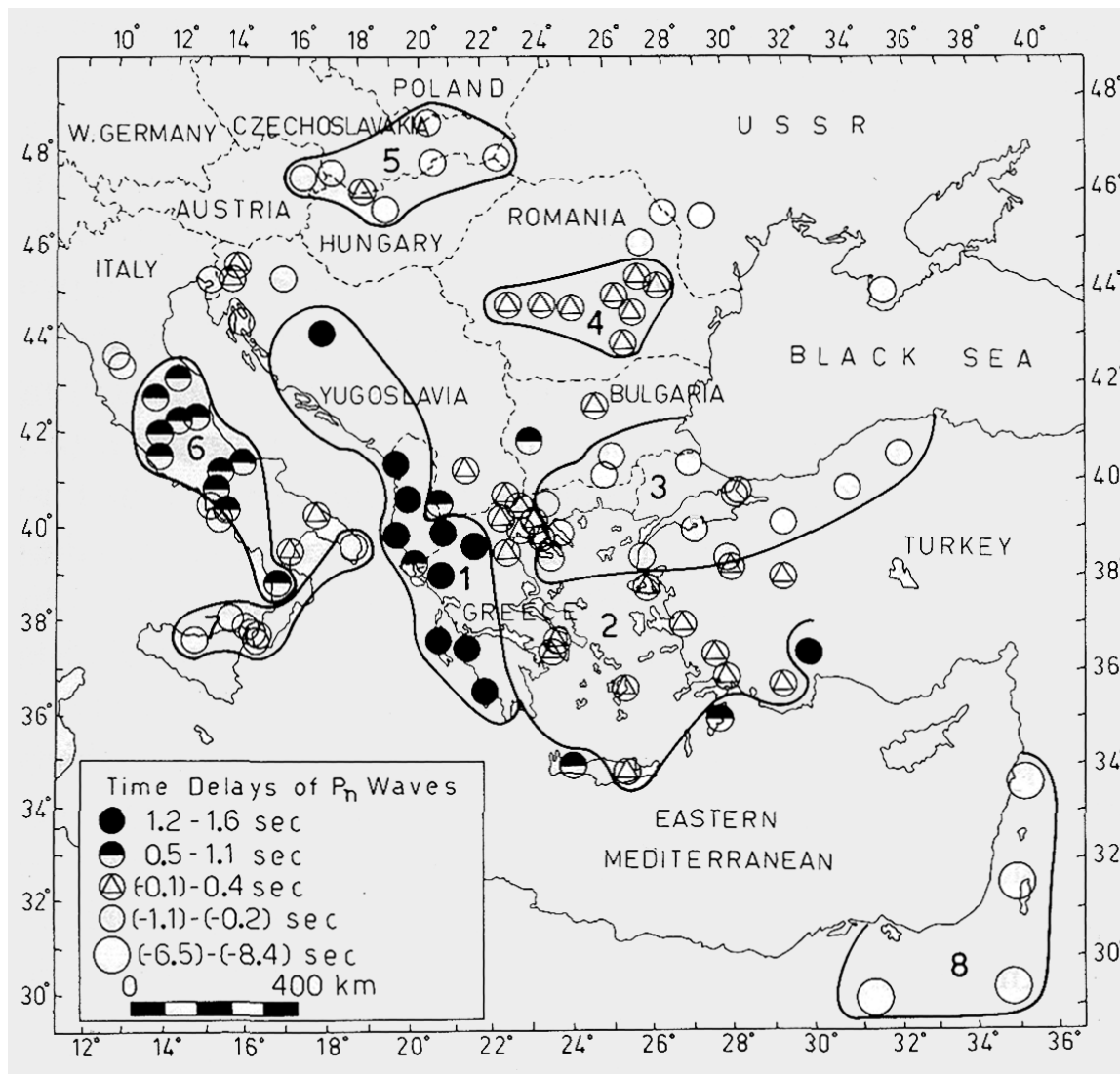
Διάφορα μοντέλα έχουν προταθεί για τη δομή της λιθόσφαιρας στη Ν.Α. Ευρώπη και τη σχέση της με την ενεργό τεκτονική της. Το κύριο χαρακτηριστικό των περισσότερων μοντέλων αφορά την επίδραση της βύθισης της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική (Parazachos and Comninakis, 1969/70; McKenzie, 1970, 1972, 1978; Wortel et al., 1990). Λόγω του φαινομένου αυτού, το Αιγαίο παρουσιάζει χαρακτηριστική δομή περιθωριακής θάλασσας με ηφαιστειακή δραστηριότητα (Georgalas, 1962), υψηλή ροή θερμότητας, μαγνητικές ανωμαλίες και έντονες θετικές ισοστατικές ανωμαλίες (Makris, 1976). Διακρίνεται από υψηλή σεισμικότητα που οφείλεται τόσο σε επιφανειακούς σεισμούς από κανονικά κυρίως ρήγματα, σεισμούς ενδιάμεσου βάθους σε μια καλά καθορισμένη ζώνη Benioff (Parazachos et al., 2000) καθώς και από την έντονη απόσβεση της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων προς το κοίλο μέρος του ελληνικού τόξου.

Συνοψίζοντας τα διαθέσιμα αποτελέσματα σχετικά με τη δομή του φλοιού του ελληνικού χώρου, (Parazachos, 1993) μπορούμε να πούμε ότι υπάρχουν μεγάλα πάχη φλοιού (40-45 Km) κάτω από τις Ν. Διναρίδες και τις Ελληνίδες μέχρι την κεντρική Πελοπόννησο, ενώ στο νότιο Αιγαίο έχουμε μια λεπτύνση φλοιού (20-25 Km) που οφείλεται κυρίως στην άνοδο θερμού υλικού από τον πάνω μανδύα λόγω της βύθισης της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου. Ανάλογη λεπτύνση παρουσιάζεται και πάνω από τη γειτονική Τυρρηνική ζώνη όπου ο φλοιός λεπταίνει τοπικά στα 10 Km, ενώ παρουσιάζονται πολύ χαμηλές ταχύτητες των P κυμάτων στον πάνω μανδύα. Μια λεπτύνση του φλοιού (25 km) παρουσιάζεται και στο βόρειο Αιγαίο κατά μήκος της τάφρου του βορείου Αιγαίου. Το μέσο πάχος του φλοιού στις υπόλοιπες περιοχές του Αιγαίου κυμαίνεται από 30 ως 35 Km. Στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου εξωτερικά του Ελληνικού τόξου το πάχος του φλοιού είναι περίπου 20 Km. Στην εργασία των Parazachos and Nolet, (1997) μελετήθηκαν τα χαρακτηριστικά της κατάδυσης με τη μέθοδο της μη γραμμικής αντιστροφής των χρόνων διαδρομής σεισμικών κυμάτων. Μερικά σημαντικά χαρακτηριστικά της κατάδυσης είναι η μικρή γωνία βύθισης στο δυτικό κομμάτι της πλάκας (περίπου 10°), η οποία αυξάνεται (περίπου 25°) στο βαθύτερο σημείο της κατάδυσης. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα μια χαρακτηριστική ανωμαλία περίπου σε βάθος 80 Km η οποία συμφωνεί με τα γενικότερα χαρακτηριστικά της ζώνης Benioff (Parazachos et al., 2000). Το πάχος του ωκεάνιου φλοιού του ανώτερου τμήματος της κατάδυσης είναι τοπικά αρκετά λεπτό (κοντά στα 20 Km) αλλά αυτό αλλάζει για το βαθύτερο τμήμα της κατάδυσης (περίπου 65 Km).

Ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών επηρεάζεται από δύο κύριες κατηγορίες σφαλμάτων, τα σφάλματα στην μέτρηση των φάσεων και τα σφάλματα στο χρησιμοποιούμενο μοντέλο ταχυτήτων λόγω της απόκλισης του από το πραγματικό. Τα σφάλματα αυτά υπεισέρχονται στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων και εμφανίζονται

στους υπολογισμένους χρόνους διαδρομής. Η απόκλιση των υπολογισμένων χρόνων διαδρομής από τους θεωρητικούς (χρονικά υπόλοιπα) δείχνει ποσοτικά το μέγεθος των σφαλμάτων αυτών. Κατά συνέπεια είναι προφανές ότι η μελέτη των χρονικών υπολοίπων των σεισμικών κυμάτων μπορεί να συνεισφέρει στη λύση κλασικών προβλημάτων δομής, όπως για παράδειγμα η μελέτη της δομής του φλοιού και του ανώτερου μανδύα με κλασικές ή τομογραφικές μεθόδους, όπως επίσης και στον ακριβέστερο προσδιορισμό των εστιών των σεισμών.

Η πρώτη προσπάθεια μελέτης της δομής του φλοιού και του ανώτερου μανδύα για την περιοχή της Ελλάδας με τη χρήση χρονικών υπολοίπων έγινε από τους Delibasis and Galanopoulos (1965), που ερεύνησαν τα χρονικά υπόλοιπα των P κυμάτων από καταγραφές στο σεισμολογικό σταθμό της Αθήνας και έδειξαν ότι τα θετικά υπόλοιπα από τη Δυτική Ελλάδα οφείλονταν στον παχύ ηπειρωτικό φλοιό λόγω της Αλπικής ορογένεσης, ενώ τα αρνητικά υπόλοιπα από τη βορειοδυτική Ελλάδα οφείλονται στον λεπτότερο φλοιό. Οι Papazachos et al (1966) μελέτησαν τη δομή του φλοιού και του ανώτερου μανδύα με τη χρήση χρόνων διαδρομής σεισμών στην νοτιοανατολική Ευρώπη. Ο Οικονομίδης (1972) μελέτησε την αζιμουθιακή εξάρτηση των χρονικών υπολοίπων των σταθμών καταγραφής, για την περιοχή του Αιγαίου προσπαθώντας να υπολογίσει το πάχος του φλοιού στην περιοχή αυτή. Ο Παναγιωτόπουλος (1984) χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από δύο μεγάλες σεισμικές ακολουθίες, στη Θεσσαλονίκη το 1978 ($M_w=6.5$) και στις Αλκυονίδες το 1981 ($M_w=6.7$) υπολόγισε τη δομή του φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο και χρονικές διορθώσεις, για τα Pn κύματα για σεισμολογικούς σταθμούς καταγραφής στην ίδια περιοχή. Επίσης οι Panagiotopoulos et al. (1985) χρησιμοποιώντας χρονικά υπόλοιπα των Pn κυμάτων, υπολόγισαν διαφορετικά πάχη φλοιού σε επτά περιοχές, ενώ υπολόγισαν ακριβέστερα τις εστιακές παραμέτρους στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Στο σχήμα 1.1 φαίνεται ο χάρτης των περιοχών με ίσα χρονικά υπόλοιπα για τα διαθλώμενα κύματα του ανώτερου μανδύα (Pn). Παρατηρούμε ότι γενικά οι περιοχές ίσων χρονικών υπολοίπων ορίζουν και περιοχές με διαφορετική δομή φλοιού ή με διαφορετικά γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά, π.χ. περιοχή 1 που περιλαμβάνει τις Ελληνίδες οροσειρές ή την περιοχή 2 που είναι το εσωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου.

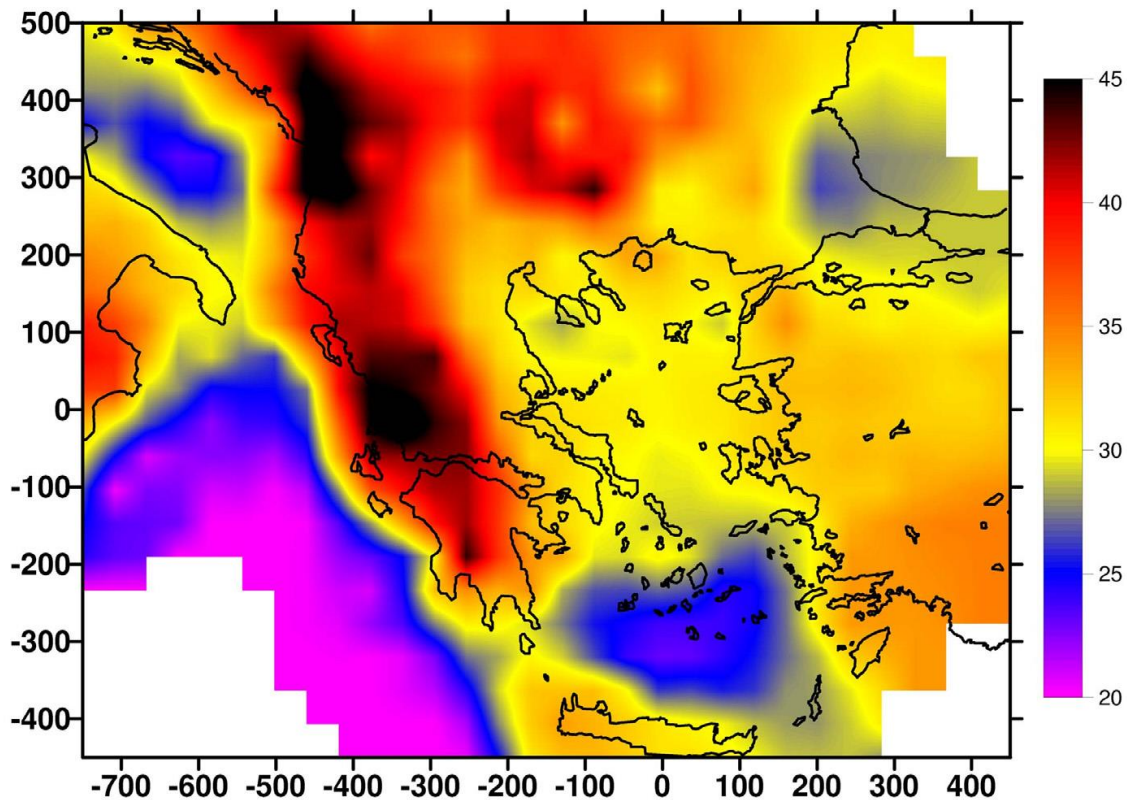


Σχήμα 1.1. Χάρτης των περιοχών με ίδιες χρονικές καθυστερήσεις των P_n κυμάτων (Panagiotopoulos et al., 1985).

Η μελέτη αυτή τόσο για τον υπολογισμό του πάχους του φλοιού όσο και για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων των P_n κυμάτων ήταν πολύ σημαντική αφού μέχρι και σήμερα πολλά από τα αποτελέσματα της χρησιμοποιούνται στην καθημερινή εφαρμογή. Για το λόγο αυτό αποτέλεσε, μαζί με άλλες παρόμοιες εργασίες (π.χ. Parazachos et al, 1998), το μέτρο σύγκρισης για τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας. Στο σχήμα 1.2 φαίνεται η χωρική κατανομή του πάχους του φλοιού για την περιοχή του Αιγαίου όπως αυτή υπολογίστηκε από τον Parazachos (1993) με συνδυασμό σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων. Παρατηρούμε τα μεγάλα πάχη φλοιού στην ηπειρωτική Ελλάδα κάτω από τις Ελληνίδες οροσειρές, ενώ μια λέπτυνση του φλοιού παρατηρείται στο εσωτερικό του Ελληνικού τόξου, όπως και στο βόρειο Αιγαίο στην κατάληξη του δυτικού τμήματος του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας.

Τοπικό μοντέλο δομής του φλοιού καθώς και χρονικά υπόλοιπα P_g κυμάτων για την ευρύτερη περιοχή της Σερβομακεδονικής ζώνης προσδιόρισε και ο Σκορδύλης (1985) με τη χρήση καταγραφών τοπικών σεισμών που έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1981-1984 από τους σταθμούς του μόνιμου τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.

Ο Καρακώστας (1988) στα πλαίσια της μελέτης της σχέσης της σεισμικής δράσης με γεωλογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου προσδιόρισε με μεγαλύτερη ακρίβεια τις εστίες των επιφανειακών σεισμών μέχρι το 1984 υπολογίζοντας μια μέση τιμή χρονικής διόρθωσης για τα P_g και P_n σεισμικά κύματα από την κατανομή των χρονικών υπολοίπων για τους σταθμούς καταγραφής που χρησιμοποίησε στα πλαίσια της διδακτορικής του διατριβής.



Σχήμα 1.2. Χάρτης μεταβολών του πάχους του φλοιού για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου (Papazachos, 1993) .

Στην τελευταία δεκαπενταετία έχει δημοσιευτεί σημαντικός αριθμός εργασιών που αναφέρονται σε τομογραφικές μελέτες χρησιμοποιώντας υπόλοιπα από τελεσεισμικά γεγονότα με σκοπό τη μελέτη των γενικότερων χαρακτηριστικών του ανώτερου μανδύα (Sprakman, 1986, 1988, Ligdas et al., 1990). Στις περισσότερες περιπτώσεις οι τομογραφικές μελέτες αφορούν τη μελέτη της δομής του φλοιού σε

τοπική κλίμακα ή σε μεγαλύτερη αλλά με σχετικά μειωμένη διακριτική ικανότητα όσον αφορά το φλοιό και τον ανώτερο μανδύα. Οι Papazachos and Nolet (1997) χρησιμοποίησαν τους χρόνους διαδρομής τοπικών σεισμών για τη λεπτομερή μελέτη του μοντέλου ταχυτήτων στη λιθόσφαιρα, για την ευρύτερη περιοχή Αιγαίου. Επίσης παρουσίασαν για πρώτη φορά τομογραφικά αποτελέσματα για την τρισδιάστατη κατανομή των ταχυτήτων των S κυμάτων

1.2. Εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης ισχυρής εδαφικής κίνησης.

Η σεισμική εδαφική κίνηση η οποία έχει τη δυνατότητα να προκαλέσει βλάβες στα δομικά στοιχεία μιας κατασκευής καθώς και ανθρώπινες απώλειες, περιγράφεται συνήθως με τον όρο ισχυρή σεισμική κίνηση. Η εδαφική αυτή κίνηση είναι το κύριο αίτιο καταπόνησης των κατασκευών κατά τη διάρκεια του σεισμού.

Δεν είναι με ακρίβεια γνωστή η κατώτατη τιμή κάποιας παραμέτρου της κίνησης αυτής για την οποία μπορούν να προκληθούν υλικές ζημιές ή μπορεί να εκδηλωθεί σε αστοχία της κατασκευής, αφού η πραγματική τιμή εξαρτάται από τη συχνότητα και τη διάρκεια της κίνησης καθώς επίσης και από τα δυναμικά χαρακτηριστικά της κατασκευής (Campbell, 1985). Το κύριο μέσο καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης είναι ο επιταχυνσιογράφος που καταγράφει σε αναλογική (π.χ. φωτογραφική ταινία) ή ψηφιακή μορφή (π.χ. σκληρός δίσκος) την εδαφική επιτάχυνση. Για ερευνητικούς σκοπούς καθώς και για τις ανάγκες των εφαρμογών της αντισεισμικής τεχνολογίας είναι ευκολότερη η περιγραφή των σύνθετων κυματομορφών του επιταχυνσιογράμματος με απλές παραμέτρους. Τέτοιες παράμετροι αποτελούν τη βάση στους περισσότερους αντισεισμικούς κανονισμούς. Η πλέον συχνά χρησιμοποιούμενη παράμετρος στην περιοχή του χρόνου είναι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (peak ground acceleration), PGA. Η ευρεία χρήση της παραμέτρου αυτής από τους μηχανικούς οφείλεται στην άμεση σχέση της επιτάχυνσης με τη δύναμη που επιδρά στην κατασκευή. Αντίστοιχα μεγέθη με την μέγιστη εδαφική επιτάχυνση είναι και η μέγιστη εδαφική ταχύτητα, (peak ground velocity), PGV και η μέγιστη εδαφική μετάθεση, (peak ground displacement), PGD.

Με τον όρο πρόβλεψη συνήθως εννοείται ο προσδιορισμός ορισμένων παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής εδαφικής κίνησης σε μια θέση όταν είναι γνωστά τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής, οι ιδιότητες του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τα γεωλογικά-εδαφοδυναμικά χαρακτηριστικά στη θέση καταγραφής. Η εκτίμηση αυτών των παραμέτρων βασίζεται κυρίως στις σχέσεις απόσβεσης που προκύπτουν από την επεξεργασία των παρατηρημένων τιμών σε συνάρτηση με το μέγεθος του σεισμού, την απόσταση μεταξύ της

εστίας και της θέσης καταγραφής του σεισμού και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες στη θέση καταγραφής. Οι εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης βασίζονται σε επιταχυνσιογραφήματα που κατέγραψαν την ισχυρή σεισμική κίνηση, ενώ οι θεωρητικές σχέσεις απόσβεσης βασίζονται στη θεωρία διάρρηξης της σεισμικής πηγής και διάδοσης των κυμάτων σε ελαστικά μέσα. Η γενική μορφή του μαθηματικού μοντέλου για τις εμπειρικές σχέσεις απόσβεσης που έχει προταθεί από τον Campbell είναι της μορφής:

$$Y=c_1f_1(M)f_2(R)f_3(M,R)f_4(Pi)\varepsilon \quad (1.1)$$

όπου $f_1(M)$ ο παράγοντας της σχέσης που εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού, $f_2(R)$ ο παράγοντας που εξαρτάται από την απόσταση (π.χ. επικεντρική, υποκεντρική, κοντινότερη απόσταση από το ρήγμα), $f_3(M, R)$ ένας παράγοντας που εξαρτάται από την επικεντρική απόσταση και το μέγεθος, $f_4(Pi)$ ο παράγοντας που εξαρτάται από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες και ε η τυπική απόκλιση.

Ο Makropoulos (1978) πρότεινε μια «μέση» σχέση απόσβεσης με βάση τις 8 πιο αξιόπιστες καταγραφές ισχυρής σεισμικής κίνησης και στη συνέχεια έλεγξε την ακρίβεια της με βάση τις περιορισμένες καταγραφές του Ελληνικού χώρου εκείνη την εποχή. Η πρώτη σχέση από καταγραφές του Ελληνικού χώρου προτάθηκε από τον Παπαϊωάννου (1984) και προσδιορίστηκε χρησιμοποιώντας 14 επιταχυνσιογράμματα.

Για τον Ελληνικό χώρο η πρώτη προσπάθεια προσδιορισμού εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης με μεγάλο αριθμό δεδομένων έγινε από τον Θεοδουλίδη (1991) και Theodoulidis and Papazachos (1992). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης του συνόλου των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν τότε φαίνονται στις σχέσεις (1.2) ως (1.4).

$$\ln PGA = 4.37 + 1.02M_s - 1.65 \ln(R + 15) + 0.31S \pm 0.66 \quad (1.2)$$

$$\ln PGV = -0.18 + 1.29M_s - 1.62 \ln(R + 10) - 0.22S \pm 0.73 \quad (1.3)$$

$$\ln PGD = -4.05 + 1.74M_s - 1.85 \ln(R + 5) - 0.98S \pm 1.19 \quad (1.4)$$

όπου M_s το επιφανειακό μέγεθος, R η επικεντρική απόσταση και S η παράμετρος που εξαρτάται από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

Η πιο πρόσφατη προσπάθεια προσδιορισμού εμπειρικών σχέσεων απόσβεσης για τον Ελληνικό χώρο έγινε από τους Margaritis et al. (2001), τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται και συγκρίνονται με αυτά της παρούσας διατριβής στο 2ο κεφάλαιο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο:

Είναι γνωστό ότι οι μεγάλοι σεισμοί που συμβαίνουν σε κατοικημένες περιοχές προκαλούν θανάτους και τραυματισμούς ανθρώπων και ζώων και καταστροφές σε τεχνικά έργα και στο φυσικό περιβάλλον. Οι οικονομικές συνέπειες των σεισμών δεν οφείλονται μόνο στις βλάβες των τεχνικών κατασκευών (κτίρια , γέφυρες , κτλ) αλλά και στο γεγονός ότι για σημαντικό χρονικό διάστημα, κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης, ορισμένα μέσα παραγωγής δε λειτουργούν και οι άνθρωποι δεν εργάζονται. Το οικονομικό αυτό κόστος είναι σαφώς μεγαλύτερο από το επιπλέον κόστος το οποίο απαιτείται για αντισεισμική κατασκευή. Το τελευταίο αυτό κόστος για κτίρια ανέρχεται κατά μέσο όρο στο 5% του συνολικού κόστους της κατασκευής με μια μέγιστη τιμή της τάξης του 10% (για ψηλά κτίρια σε περιοχές μεγάλης σεισμικότητας). Για το λόγο αυτό και επειδή η αντισεισμική κατασκευή κτιρίων ή άλλων τεχνικών έργων αποτελεί τον αποτελεσματικότερο τρόπο προστασίας της ζωής μας και της περιουσίας μας από τους σεισμούς, προς το παρόν τουλάχιστον, ο αντισεισμικός σχεδιασμός των τεχνικών κατασκευών αποτελεί εξαιρετικά σημαντικό πρόβλημα για περιοχές υψηλής σεισμικότητας όπως είναι ο Ελληνικός χώρος .

Ο σχεδιασμός αντισεισμικών κατασκευών απαιτεί σεισμολογικές πληροφορίες, που αφορούν τις αναμενόμενες εδαφικές κινήσεις στις θέσεις των κατασκευών, καθώς και πληροφορίες που αφορούν τις ίδιες τις κατασκευές. Τις βασικές πληροφορίες του πρώτου είδους τις δίνει η Τεχνική Σεισμολογία, ενώ τις πληροφορίες του δεύτερου είδους τις δίνει η Σεισμική Μηχανική. Σχετικές πληροφορίες δίνουν επίσης και άλλες επιστήμες, όπως είναι η Γεωλογία, άλλοι κλάδοι της Γεωφυσικής, κλπ.

Το παρόν κεφάλαιο αποτελεί, βασικά, εισαγωγή στην Τεχνική Σεισμολογία. Συνεπώς, κύριο αντικείμενο αυτού είναι η μελέτη των παραγόντων που επηρεάζουν τη σεισμική κίνηση από την εστία της μέχρι τα θεμέλια των τεχνικών κατασκευών και η περιγραφή των στατιστικών και άλλων μεθόδων με τις οποίες καθορίζονται τα στοιχεία της αναμενόμενης σεισμικής κίνησης στις θέσεις των θεμελίων των τεχνικών έργων που πρόκειται να κατασκευαστούν. Επίσης, στο παρόν κεφάλαιο, δίνονται μερικές θεμελιώδεις πληροφορίες που αφορούν την απόκριση των αναμενόμενων σεισμικών δυνάμεων στις οποίες πρέπει να αντέξει μια τεχνική κατασκευή.

2.1 : ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ

Λέγοντας σεισμική ένταση, εννοούμε ένα μέτρο, Y , των σεισμικών βλαβών. Ο καθορισμός ενός φυσικού μεγέθους ως μέτρου των σεισμικών βλαβών είναι αδύνατος. Αυτό οφείλετε όχι μόνο στο ότι οι σεισμικές βλάβες εξαρτώνται από διάφορα στοιχεία της σεισμικής κίνησης (επιτάχυνση, ταχύτητα, μετάθεση, περίοδο διάρκειας) και της κατασκευής (ιδιοπερίοδος, συντελεστής απόσβεσης, πλαστιμότητα) αλλά και στο ότι οι βλάβες οι βλάβες αυτές εξαρτώνται από την ιστορία της εδαφικής κίνησης στα θεμέλια του κτιρίου κατά τη διάρκεια του σεισμού.

Για το λόγο αυτό, αντί της μέτρησης των σεισμικών βλαβών, γίνεται, συνήθως, ποιοτική εκτίμηση αυτών με βάση εμπειρικές κλίμακες μακροσεισμικών εντάσεων. Τρεις είναι οι χρησιμοποιούμενες σήμερα βασικές μακροσεισμικές κλίμακες. Η δωδεκαβάθμια κλίμακα Mercalli Sieberg μετά την αναθεώρηση της (MM), η Ιαπωνική επταβάθμια κλίμακα (JMA) και αυτή που προτάθηκε πρόσφατα από τους Medvedev, Sponheur και Karnik (1969) κλίμακα (MSK), που μοιάζει με την MM κλίμακα. Η σχέση

$$I_M = 0,5 + 1,5 I_J \quad (2.1)$$

Ισχύει μεταξύ των εντάσεων, I_M , της κλίμακας MM των εντάσεων, I_J , της κλίμακας JMA.

Όμως, οι μακροσεισμικές κλίμακες, εκτός από το ότι είναι εμπειρικές, παρουσιάζουν διάφορα άλλα μειονεκτήματα, όπως είναι το ότι αυτές περιγράφουν τα συνολικά μακροσεισμικά αποτελέσματα, και γι' αυτό δε μπορούμε με βάση αυτές να διακρίνουμε πάντοτε τα αποτελέσματα των σεισμών στις τεχνικές κατασκευές, δηλαδή, τις σεισμικές βλάβες από τα άλλα μακροσεισμικά αποτελέσματα.

Φαίνεται ότι ορισμένα από τα στοιχεία της σεισμικής κίνησης έχουν μεγαλύτερη σημασία για τις σεισμικές βλάβες από τα άλλα στοιχεία και γι' αυτό αυτά χρησιμοποιούνται ως μέτρα των σεισμικών βλαβών. Τέτοια στοιχεία είναι η μέγιστη εδαφική σεισμική επιτάχυνση και η μέγιστη εδαφική σεισμική ταχύτητα.

Ακριβής προσδιορισμός της εδαφικής σεισμικής επιτάχυνσης σε μια θέση είναι δυνατός μόνο όταν διαθέτουμε επιταχυνσιόγραμμα του σεισμού που λήφθηκε με επιταχυνσιόμετρο στη θέση αυτή. Υπάρχουν όμως ορισμένοι άλλοι τρόποι με τους οποίους μπορούμε απώς να εκτιμήσουμε τη μέγιστη σεισμική επιτάχυνση, με βάση την ανατροπή ή εκσφενδόνηση αντικειμένων από τις σεισμικές δυνάμεις. Έτσι, αν υποθέσουμε ότι πάνω σε ένα σώμα που έχει σχήμα ορθογωνίου παραλληλεπίπεδου, ασκείτε οριζόντια δύναμη η οποία δίνει στο σώμα σεισμική επιτάχυνση γ και το ανατρέπει, θα είναι

$$\gamma/g > d/h \quad (2.2)$$

όπου h είναι το ύψος του σώματος και d η οριζόντια διάσταση αυτού κατά τη διεύθυνση της σεισμικής κίνησης. Η σχέση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της μέγιστης σεισμικής επιτάχυνσης με προσέγγιση, γιατί μπορούμε να υπολογίσουμε το λόγο d/h διαφόρων σωμάτων που ανατράπηκαν και άλλων που δεν ανατράπηκαν (επιτύμβιες πλάκες, κλπ.) και να ορίσουμε τα όρια της μέγιστης σεισμικής επιτάχυνσης.

Σήμερα είναι εγκατεστημένος μεγάλος αριθμός επιταχυνσιόμετρων σε διάφορες σεισμικές περιοχές και υπάρχει ήδη σημαντικός αριθμός επιταχυνσιογραμμάτων από τα οποία μπορεί να υπολογισθούν οι επιταχύνσεις με ακρίβεια.

Παρατηρήθηκε, όμως, ότι σε ορισμένες περιπτώσεις, αν και η σεισμική επιτάχυνση ήταν η ίδια, οι βλάβες ήταν διαφορετικές, λόγω του ότι οι περίοδοι των κυμάτων ήταν διαφορετικές. Μετά από λεπτομερείς παρατηρήσεις δείχθηκε ότι οι υψηλές επιταχύνσεις είναι υπεύθυνες για τις βλάβες στις οικοδομές χαμηλών ιδιοπεριόδων ($T_0 < 0,5 \text{ sec}$). Στις οικοδομές ενδιάμεσων ιδιοπεριόδων ($0,5 \text{ Sec} \leq T_0 \leq 3 \text{ sec}$), οι βλάβες οφείλονται στις μεγάλες σεισμικές ταχύτητες, ενώ σε οικοδομές μεγάλων ιδιοπεριόδων ($T_0 > 3 \text{ sec}$) προκαλούν βλάβες οι μεγάλες μεταθέσεις της σεισμικής κίνησης.

Επειδή οι μεγάλες τιμές της σεισμικής ταχύτητας προκαλούν σημαντικές βλάβες σε ένα μεγάλο φάσμα οικοδομών (πολυκατοικιών, κλπ.) των σύγχρονων πόλεων, η ταχύτητα θεωρείται ως ένα ικανοποιητικό μέτρο της σεισμικής έντασης για αυτές τις οικοδομές. Η ταχύτητα ταλάντωσης, S_u , μιας τεχνικής κατασκευής εξετάται από την ιδιοπερίοδο, T_0 , και τον παράγοντα απόσβεσης, ζ , της κατασκευής. Το σχήμα παριστάνει τη γραφική παράσταση της ταχύτητας σε συνάρτηση με την ιδιοπερίοδο. Παρατηρούμε ότι η ταχύτητα είναι σχεδόν ανεξάρτητη από την περίοδο για τιμές της T μέσα σε ορισμένο, αρκετά μεγάλο διάστημα περιόδων. Ως μέτρο των βλαβών (ένταση) θεωρείται η μέση τιμή, SI , της ταχύτητας στο διάστημα (T_1, T_2) για το οποίο η ταχύτητα δε μεταβάλλεται σημαντικά. Το μέτρο αυτό λέγεται μέση φασματική ταχύτητα και υπολογίζεται από τη σχέση

$$SI = \frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} S_v dT \quad (2.3)$$

Οι τιμές της S_u σε συνάρτηση με την T μπορούν να υπολογισθούν με φασματική ανάλυση

εγγραφημάτων που παριστάνουν την ταχύτητα της σεισμικής κίνησης σε συνάρτηση με το χρόνο.

2.2: ΙΣΧΥΡΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ ΚΑΙ ΜΕΤΡΗΣΗ ΑΥΤΩΝ

Τη Σεισμική Μηχανική ενδιαφέρουν οι ισχυρές εδαφικές κινήσεις που μπορούν να προκαλέσουν βλάβες στις τεχνικές κατασκευές. Οι κινήσεις αυτές διακρίνονται, σε αργές ή ημιστατικές και σε γρήγορες ή δυναμικές εδαφικές κινήσεις.

Οι αργές κινήσεις έχουν ημιστατικά γνωρίσματα και τα μακροσεισμικά αποτελέσματα τους στο έδαφος είναι μόνιμα. Τέτοιες είναι οι ολισθήσεις που προκαλούνται από τις απότομες σχετικές μετατοπίσεις των πλευρών των σεισμικών ρηγμάτων, οι μεγάλης έκτασης παραμορφώσεις των επιφανειακών και υπόγειων τεμαχών (λόγω συμπίεσεων κλπ.) που μπορούν να προκαλέσουν παραμορφώσεις των θεμελίων των οικοδομών, οι κατολισθήσεις ή άλλες τοπικές μεταθέσεις επιφανειακών τεμαχών που μπορούν να μεταθέσουν τα θεμέλια των οικοδομών κλπ. Στην κατηγορία των κινήσεων αυτών μπορούν να υπαχθούν και οι πολύ αργές κινήσεις των πλευρών μεγάλων ρηγμάτων, κατά την πραγματοποίηση, κατά την πραγματοποίηση των οποίων δε γεννιούνται σεισμοί. Στοιχεία τέτοιων κινήσεων μετρήθηκαν σε διάφορα μέρη, όπως η Καλιφόρνια. Τέτοιες κινήσεις έχουν προκαλέσει, σε ορισμένες περιπτώσεις, σημαντικές βλάβες. Οι αργές κινήσεις εκτείνονται σε μικρές σχετικά αποστάσεις και μπορούν να μελετηθούν με γεωλογικές μεθόδους και γεωδαιτικές μεθόδους.

Οι γρήγορες κινήσεις είναι εδαφικοί κραδασμοί που παράγονται κατά τη διέλευση των σεισμικών κυμάτων από τον τόπο της παρατήρησης. Αυτές, έχουν δυναμικά χαρακτηριστικά και τα αποτελέσματα τους στο έδαφος είναι παροδικά. Οι κινήσεις αυτές ενδιαφέρουν περισσότερο τη Σεισμική Μηχανική, γιατί δημιουργούν πολύ σημαντικές δυνάμεις αδράνειας στις τεχνικές κατασκευές και εκτείνονται σε μεγάλες αποστάσεις.

Τα σεισμόμετρα, που βρίσκονται σε συνεχή λειτουργία στους σεισμολογικούς σταθμούς, έχουν κατασκευασθεί για τη συλλογή παρατηρήσεων κατάλληλων για τη λύση διαφόρων γεωφυσικών προβλημάτων, όπως είναι ο προσδιορισμός των παραμέτρων των σεισμικών εστιών και η μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης. Γι' αυτό, τα σεισμόμετρα αυτά κατασκευάζονται κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να είναι πολύ ευαίσθητα σε ασθενείς εδαφικές δονήσεις και επιδιώκεται η εγκατάσταση αυτών σε σκληρό πέτρωμα, ώστε να είναι, βασικά, δυνατές ακριβείς μετρήσεις της μετάθεσης ή άλλων στοιχείων της εδαφικής κίνησης.

Αντίθετα, με τα όργανα που χρησιμοποιούνται για τους σκοπούς της σεισμικής

Μηχανικής, επιδιώκουμε την αξιόπιστη μέτρηση των σεισμικών κινήσεων του εδάφους και ενδιαφερόμαστε λίγο για την μέτρηση του απόλυτου χρόνου άφιξης των σεισμικών κυμάτων. Από το άλλο μέρος, τα όργανα αυτά δε βρίσκονται σε συνεχή λειτουργία αλλά μπαίνουν συνήθως σε λειτουργία, από τις ισχυρές εδαφικές κινήσεις και η εγκατάστασή τους γίνεται μέσα στα κτίρια ή σε ελεύθερο πεδίο πάνω σε αλλούβιο ή σε οποιοδήποτε άλλο πέτρωμα. Χρησιμοποιούνται διάφορα όργανα για τις μετρήσεις των ημιστατικών και δυναμικών ισχυρών κινήσεων.

A) Μετρήσεις ημιστατικών κινήσεων. Μετρήσεις ολισθήσεων, που οφείλονται σε σχετικές μετατοπίσεις των πλευρών του ρήγματος, έχουν πραγματοποιηθεί με κατάλληλα όργανα, που έχουν μεγεθύνσεις της τάξης των 10-30. Με τέτοια όργανα βρέθηκε ότι οι μετρούμενες μεταθέσεις είναι της τάξης του 1 cm ανά έτος.

Μετρήσεις παραμορφώσεων του φλοιού της Γής κοντά σε επίκεντρα μεγάλων σεισμών έχουν πραγματοποιηθεί με παραμορφωσιόμετρα καθώς και με γεωδαιτικές μεθόδους.

Τοπικές κινήσεις επιφανειακών τεμαχών, όπως είναι οι κατολισθήσεις, βυθίσεις, κλπ, μπορούν να μετρηθούν με όργανα που γράφουν αργές κινήσεις του φλοιού της Γής. Τέτοιες όμως μετρήσεις παρουσιάζουν σημαντικές δυσκολίες λόγω του τοπικού χαρακτήρα των κινήσεων αυτών. Για το λόγο αυτό, δεν υπάρχουν προς το παρόν επαρκείς πληροφορίες γι' αυτές τις κινήσεις που να βασίζονται σε ακριβείς μετρήσεις.

B) Μετρήσεις δυναμικών κινήσεων. Κατά τη γένεση των σεισμών τα υλικά σημεία του εδάφους κοντά στο επίκεντρο ταλαντώνονται με μεγάλες επιταχύνσεις. Συνέπεια αυτού είναι η ανάπτυξη δυνάμεων αδράνειας οι οποίες είναι ικανές να προκαλέσουν σημαντικές βλάβες. Για το λόγο αυτό, τα βασικά όργανα μέτρησης των δυναμικών εδαφικών κινήσεων είναι τα επιταχυνσιόμετρα, δηλαδή, όργανα που γράφουν εδαφικές επιταχύνσεις.

Θεωρητικά, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν σεισμόμετρα που γράφουν εδαφικές μεταθέσεις ή ταχύτητες και από τις αναγραφές αυτές να βρίσκεται η επιτάχυνση με μία ή δύο αριθμητικές παραγωγίσεις. Επειδή, όμως, η αριθμητική παραγωγή παρουσιάζει σημαντικές πρακτικές δυσκολίες, προτιμάται η αναγραφή της σεισμικής επιτάχυνσης και με μία ή δύο αριθμητικές ολοκληρώσεις βρίσκεται η ταχύτητα ή η μετάθεση, αντίστοιχα. Κατά την αριθμητική ολοκλήρωση μπαίνουν επίσης σφάλματα (επειδή δεν καθορίζεται με ακρίβεια η γραμμή μηδενικού πλάτους, κλπ.), αλλά τα σφάλματα αυτά είναι σημαντικώς μικρότερα.

Η γνώση της εδαφικής ταχύτητας και της εδαφικής μετάθεσης είναι πολλές φορές χρήσιμη, γιατί αυτές αποτελούν, σε πολλές περιπτώσεις τα αίτια σοβαρών βλαβών. Αυτό

εξηγείται, αφού η ταχύτητα συνδέεται απευθείας με την ενέργεια και η μετάθεση συνδέεται με τις προκαλούμενες παραμορφώσεις σε μεγάλες τεχνικές κατασκευές, όπως είναι τα τεχνητά φράγματα, κλπ.

Όταν η περίοδος του εκκρεμούς, T_a , είναι μικρή σε σχέση με την περίοδο της εδαφικής κίνησης, η αναγραφόμενη κίνηση είναι ανάλογη προς τη επιτάχυνση και το σεισμόμετρο λειτουργεί σαν επιταχυνσιόμετρο. Ο παράγοντας αναλογίας, όμως, εξαρτάται από την περίοδο του κύματος και γι' αυτό τα αναγραφόμενα πλάτη δε θα είναι, γενικά, ανάλογα προς τις εδαφικές επιταχύνσεις με συνέπεια να παραμορφώνεται το σεισμόγραμμα σε σχέση με την πραγματική εδαφική επιτάχυνση, κατά τη διεύθυνση του άξονα των τεταγμένων. Από το άλλο μέρος, η διαφορά φάσης μεταξύ πραγματικής κίνησης και σειсмоγράμματος δεν είναι ανάλογη της περιόδου, με συνέπεια να παραμορφώνεται το σεισμόγραμμα κατά τη διεύθυνση του άξονα των χρόνων.

Από ορισμένες αναγραφές προκύπτει ότι οι περίοδοι των εδαφικών κινήσεων κοντά στα επίκεντρα μεγάλων σεισμών βρίσκονται συνήθως μεταξύ 0,1 sec και 4 sec περίπου. Στο ίδιο διάστημα βρίσκονται επίσης οι ιδιοπερίοδοι των τυπικών τεχνικών κατασκευών. Από το άλλο μέρος όταν ο παράγοντας απόσβεσης είναι μεταξύ 0,6 και 0,7 και η περίοδος είναι μικρή, η δυναμική μεγέθυνση είναι σχεδόν ανεξάρτητη της περιόδου και η ολίσθηση φάσης είναι σχεδόν γραμμική συνάρτηση της περιόδου της εδαφικής κίνησης.

Γι' αυτό, περίοδος των επιταχυνσιόμετρων πρέπει να είναι μικρότερη του 0,1 sec ο δε παράγοντας απόσβεσης μεταξύ 0,6 και 0,7 ώστε το επιταχυνσιόγραμμα να είναι πιστή (υπό σταθερή μεγέθυνση) εικόνα της εδαφικής επιτάχυνσης σε συνάρτηση με το χρόνο.

Το επάνω μέρος του σχήματος παριστάνει επιταχυνσιόγραμμα του σεισμού που έγινε στη Lima του Περού στις 17 Οκτωβρίου του 1966. Το μεσαίο και το κάτω μέρος του ίδιου σχήματος παριστάνουν τη μεταβολή της εδαφικής μετάθεσης με το χρόνο, όπως αυτές καθορίστηκαν με αριθμητική ολοκλήρωση. Από το σχήμα αυτό προκύπτει ότι τα μεγαλύτερα πλάτη των τριών αυτών στοιχείων της σεισμικής κίνησης δεν αντιστοιχούν στις ίδιες περιόδους. Τα μεγάλα πλάτη της μετάθεσης αντιστοιχούν σε σημαντικά μεγαλύτερες περιόδους.

Με τα επιταχυνσιόμετρα επιδιώκεται η μελέτη της σεισμικής κίνησης για να καθορισθεί θεωρητικά η αναμενόμενη επίδραση της κίνησης αυτής στις κατασκευές. Κατασκευάστηκαν, όμως, απλούστερα όργανα που η περίοδος τους και ο συντελεστής απόσβεσης είναι ίσα με τις αντίστοιχες παραμέτρους των κτιρίων. Γι' αυτό, τα όργανα αυτά αντιδρούν στη σεισμική κίνηση όπως τα κτίρια και γίνεται έτσι δυνατή η πειραματική μελέτη της αντίδρασης των κτιρίων στην κίνηση αυτή. Τέτοιο όργανο είναι το σειμοσκόπιο της Αμερικανικής Γεωλογικής Υπηρεσίας (USGS). Αυτό αποτελείται από εκκρεμές περιόδους 0,75 sec στο οποίο εφαρμόζεται μαγνητική απόσβεση με $\zeta=0,1$. Η περίοδος και ο παράγοντας απόσβεσης αυτού είναι κατά προσέγγιση ίσα με την περίοδο και τον παράγοντα απόσβεσης σύγχρονων πολυόροφων οικοδομών. Η αναγραφή

της κίνησης του εκκρεμούς γίνεται πάνω σε ακίνητη αιθαλωμένη πλάκα. Πάνω σ' αυτή μπορεί να μετρηθεί μόνο η μέγιστη μετάθεση. Αυτό είναι και το μειονέκτημα των απλών και φθινών αυτών οργάνων, γιατί απλώς δίνουν τη μέγιστη μετάθεση όχι όμως και πληροφορίες για όλη τη σεισμική κίνηση, όπως δίνει το επιταχυνσιόγραμμα.

2.3: ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΚΑΘΟΡΙΖΟΥΝ ΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

Οι σεισμικές βλάβες, που υφίσταται η τεχνική κατασκευή, εξαρτώνται τόσο από τα στοιχεία της σεισμικής κίνησης όσο και από παραμέτρους που αφορούν τη τεχνική κατασκευή. Τα βασικά στοιχεία της σεισμικής κίνησης είναι η μετάθεση, η ταχύτητα και η επιτάχυνση των υλικών σημείων του εδάφους, καθώς και η περίοδος και η διάρκεια της ισχυρής κίνησης.

Τα στοιχεία της σεισμικής κίνησης σε μια τοποθεσία καθορίζονται από διάφορους παράγοντες που αφορούν:

σχημα

- a. Τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας (μέγεθος, σεισμική ροπή, μηχανισμός γένεσης, φάσμα της εστίας, κλπ.)
- b. Τις ιδιότητες του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, ο οποίος βρίσκεται μεταξύ της εστίας του σεισμού και της τοποθεσίας (μήκος δρόμου, απόσβεση σεισμικών κυμάτων, κλπ.) και
- c. Από τις ιδιότητες της ίδιας της τοποθεσίας (σκληρότητα του εδάφους θεμελίωσης, εδαφικά ρήγματα, μορφολογία, κλπ.)

Σχηματική παράσταση των βασικών παραγόντων που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση σε μία τοποθεσία βλέπουμε στο σχήμα

2.4: ΕΞΑΡΤΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΤΟΠΙΚΕΣ ΕΛΑΦΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Το είδος και το μέγεθος των σεισμικών βλαβών εξαρτώνται από τις μηχανικές ιδιότητες του εδάφους θεμελίωσης των τεχνικών κατασκευών. Αυτό οφείλεται σε δύο λόγους. Από το ένα μέρος, το είδος θεμελίωσης επηρεάζει τη μορφή και το πλάτος του σεισμικού κύματος καθώς και το συντελεστή απόσβεσης των κατασκευών και από το άλλο μέρος, η αντοχή και η δυσκαμψία των διαφόρων εδαφικών στρώσεων μεταβάλλονται κατά διαφορετικό τρόπο όταν

ταλαντώνονται οι στρώσεις αυτές.

Δε μπορούμε να προσδιορίσουμε με ακριβή τρόπο την εξάρτηση των σεισμικών βλαβών από το έδαφος θεμελίωσης, γιατί η εξάρτηση αυτή επηρεάζεται πολύ από το είδος της τεχνικής κατασκευής. Έχει, γενικά, παρατηρηθεί ότι, όταν η κατασκευή έχει μεγάλο βάρος και βρίσκεται σε χαλαρό έδαφος ή είναι εύκαμπτη, οι σημαντικότερες βλάβες είναι η ολική κλίση, μετάθεση ή ανατροπή αυτής, ενώ, όταν η κατασκευή είναι δύσκαμπτη και βρίσκεται σε στέρεο έδαφος, οι βλάβες είναι, κατά κύριο λόγο, οριζόντιες μεταθέσεις στο τμήμα της κατασκευής που συνδέει αυτή με το έδαφος, καθώς και ρωγμές στο κύριο μέρος της κατασκευής.

Μεγάλη σημασία έχει η γεωλογική μελέτη των επιφανειακών στρωμάτων στη θέση όπου πρόκειται να γίνει μια κατασκευή, γιατί οι σεισμικές βλάβες εξαρτώνται, βασικά, από τις μηχανικές ιδιότητες των στρωμάτων αυτών. Παρατηρήθηκε όμως, ότι σε πολλές περιπτώσεις οι βλάβες εξαρτώνται από τις φυσικές ιδιότητες των βαθύτερων στρωμάτων. Η μελέτη των στρωμάτων αυτών απαιτεί την εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης (σεισμικών, βαρυτομετρικών, κλπ.)

Το πρόβλημα της εξάρτησης της ισχυρής σεισμικής κίνησης από το έδαφος θεμελίωσης της κατασκευής και από τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες και δύσκολο, γιατί υπάρχει μεγάλη ποικιλία εδαφών θεμελίωσης και γεωλογικών συνθηκών και γιατί δε γνωρίζουμε με λεπτομέρεια το ρόλο των συνθηκών αυτών στη διαμόρφωση της σεισμικής κίνησης στα θεμέλια της κατασκευής.

Το πάχος και η δυσκαμψία του επιφανειακού ιζηματογενούς στρώματος είναι από τις παραμέτρους που επηρεάζουν αποφασιστικά την ισχυρή σεισμική κίνηση. Η κλίση των διαφόρων στρωμάτων και η τοπογραφία γενικότερα είναι από τους σημαντικούς παράγοντες που διαμορφώνουν τη σεισμική κίνηση στα θεμέλια της κατασκευής. Άλλος σοβαρός παράγοντας από τον οποίο εξαρτάται η ισχυρή σεισμική κίνηση είναι η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό (βάθος υδροφόρου ορίζοντα, κλπ.). Έχει παρατηρηθεί ότι όταν λεπτόκοκκο υλικό του εδάφους, το οποίο περιέχει σημαντική ποσότητα νερού, τεθεί σε έντονη ταλάντωση από τα σεισμικά κύματα χάνει τη συνοχή του και συμπεριφέρεται σε ρευστό. Το φαινόμενο ονομάζεται ρευστοποίηση του εδάφους και είναι εξαιρετικά επικίνδυνο για τις τεχνικές κατασκευές. Το φαινόμενο αυτό εμφανίζεται με την άνοδο νερού και άμμου, με την εμφάνιση στην επιφάνεια του εδάφους εξογκωμάτων και βυθισμάτων στην άμμο ή με τη μορφή υπογείων ολισθήσεων μεταξύ στρωμάτων άμμου και κατολισθήσεων στις πλαγίες λόφων ή στις όχθες ποταμών. Χαρακτηριστικό παράδειγμα ρευστοποίησης αποτελεί η περίπτωση του σεισμού της Niigata (Ιαπωνία) το 1964 όπου προκλήθηκαν, λόγω του φαινομένου αυτού, εκτεταμένες καταστροφές.

Για την κατανόηση του τρόπου εξάρτησης της σεισμικής κίνησης από τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους θεμελίωσης, ας θεωρήσουμε την απλή περίπτωση κατά την οποία στρώμα χαλαρού εδάφους επικάθεται σε βράχο. Η περίπτωση αυτή έχει εξαιρετικό ενδιαφέρον, γιατί οι

παραλιακές περιοχές και οι περιοχές κοντά σε ποταμούς έχον τέτοια γεωλογική δομή και είναι συνήθως πυκνοκατοικημένες. Έχουν προταθεί μέθοδοι καθορισμού του πλάτους της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια του εδάφους, όταν είναι γνωστό το πλάτος αυτό στο μητρικό πέτρωμα.

2.5: ΤΡΟΠΟΙ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΘΕΜΕΛΙΩΔΟΥΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Η θεμελιώδης περίοδος του εδάφους στη θέση ανέγερσης ενός δομήματος μπορεί να υπολογισθεί θεωρητικά με τη χρησιμοποίηση των αναγραφών σεισμών που τυχόν γράφτηκαν στη θέση αυτή και, πιθανώς, με τη χρησιμοποίηση αναγραφών εδαφικού θορύβου.

Αν το επιφανειακό χαλαρό πέτρωμα αποτελείται από ένα οριζόντιο στρώμα πάχους, H , η επικρατούσα ιδιοπερίοδος του στρώματος αυτού δίνεται από τη σχέση

$$T_G = 4 H/\beta \quad (2.4)$$

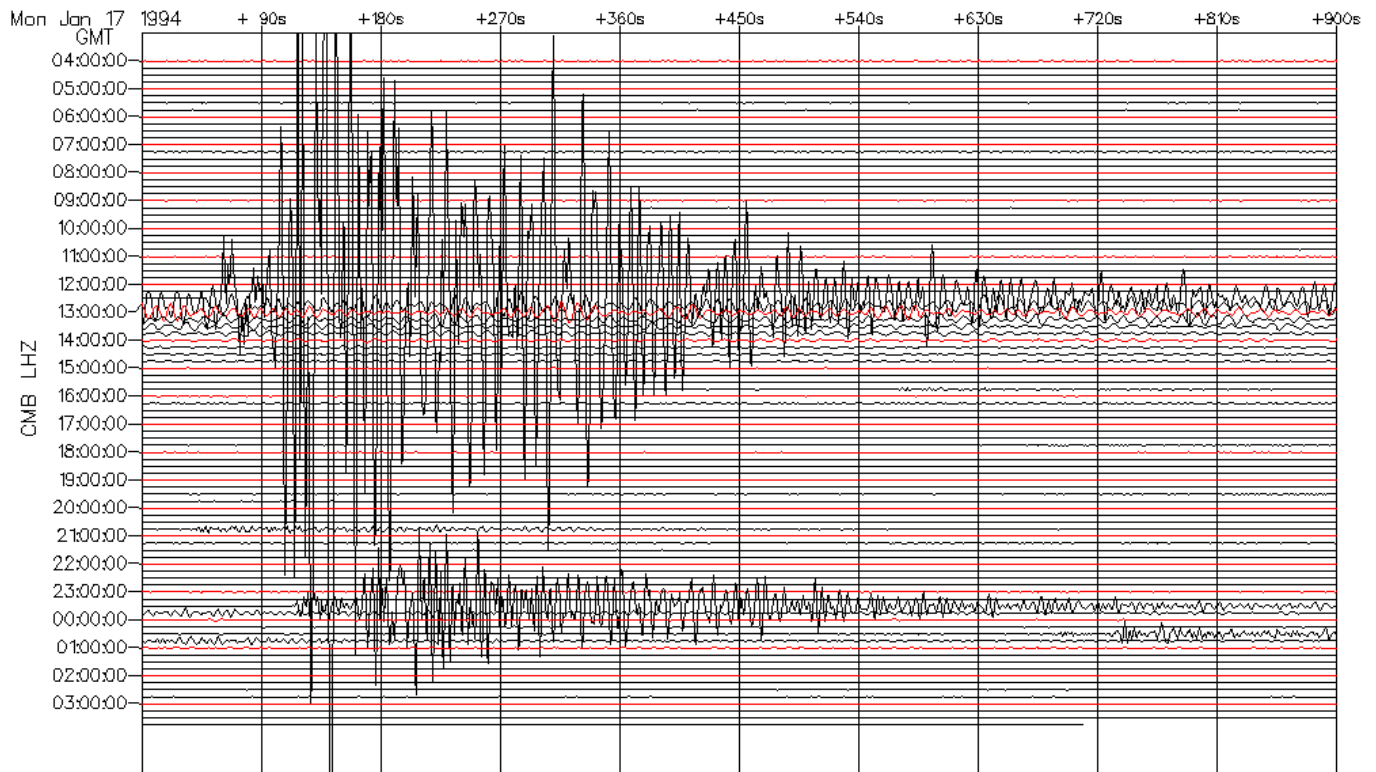
Όπου β η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων μέσα στο στρώμα. Όταν το επιφανειακό έδαφος αποτελείται από n στρώματα και το ολικό πάχος του πετρώματος είναι τότε, η χρησιμοποιούμενη στον τύπο ταχύτητα, β , υπολογίζεται από τη σχέση

$$\frac{H}{\beta} = \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{\beta_i} \quad (2.5)$$

Όπου H_i είναι το πάχος του i στρώματος και β_i η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο στρώμα αυτό.

Παρατηρήθηκε ότι στις αναγραφές των μεγάλων σεισμών ($M > 6$), που γίνονται σε χαλαρό έδαφος, επαναλαμβάνονται κύματα περιόδου ίσης με τη δεσπόζουσα περίοδο του χαλαρού στρώματος. Το σχήμα παριστάνει τέτοια αναγραφή, ενώ το σχήμα 16.6(β) παριστάνει αναγραφή του ίδιου σεισμού που λήφθηκε στην ίδια απόσταση αλλά σε σκληρό έδαφος. Παρατηρούμε ότι η επαναλαμβανόμενη περίοδος εμφανίζεται στην πρώτη, αλλά όχι στη δεύτερη αναγραφή. Στις αναγραφές μικρότερων σεισμών εμφανίζεται η περίοδος αυτή, αλλά δεν

μπορεί να διακριθεί εύκολα από άλλες περιόδους που είναι επικρατέστερες και ανήκουν, πιθανώς, σε ανώτερους αρμονικούς. Είναι φανερό ότι η μέθοδος αυτή μπορεί να εφαρμοστεί μόνο σε περιοχές μεγάλης σεισμικότητας, γιατί μόνο τότε ένα σεισμόμετρο, που εγκαταστάθηκε στη θέση όπου θα γίνει μια οικοδομή, υπάρχει σημαντική πιθανότητα να γράψει μεγάλο σεισμό.



Σχήμα 2.1: Σεισμόγραμμα που λήφθηκε σε χαλαρό έδαφος (πάνω) και άλλο από τον ίδιο σεισμό που λήφθηκε σε σκληρό έδαφος (κάτω) (Okamoto 1973)

Κατά τον Kanai, η δεσπόζουσα περίοδος στις αναγραφές του εδαφικού σάλου είναι ίση με τη δεσπόζουσα περίοδο στις αναγραφές των μεγάλων σεισμών και ίση με τη μία από τις δεσπόζουσες περιόδους στις αναγραφές των μικρών σεισμών. Συνεπώς, κατά τον Kanai με καθορισμό της δεσπόζουσας περιόδου του εδαφικού σάλου (ή θορύβου) μπορούμε να καθορίσουμε τη δεσπόζουσα περίοδο του εδάφους. Η μέθοδος αυτή είναι εύκολη, γρήγορη και φθηνή, αφού εδαφικός σάλος συμβαίνει συνεχώς. Αρκεί η αναγραφή αυτού για ορισμένα λεπτά για να καθορισθεί η δεσπόζουσα περίοδος. Η αναγραφή του εδαφικού σάλου πραγματοποιείται με ειδικά κατασκευασμένα σεισμόμετρα, που είναι ευαίσθητα στην ταχύτητα της εδαφικής ταλάντωσης. Υπάρχουν όμως ορισμένες αντιρρήσεις ως προς τη δυνατότητα καθορισμού των ιδιοτήτων του εδάφους με βάση τις αναγραφές του εδαφικού σάλου (Cherry 1974). Οι

αντιρρήσεις αυτές βασίζονται, κυρίως, στη σύγκριση των φασμάτων του εδαφικού σάλου με φάσματα σεισμών. Το πρόβλημα πάντως χρειάζεται παραπέρα μελέτη.

2.6: ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΣΤΙΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Από τη σχέση (4) προκύπτει ότι η ιδιοπερίοδος του εδάφους αυξάνεται όταν το πάχος του επιφανειακού στρώματος, H , και όσο ελαττώνεται η δυσκαμψία του υλικού του εδάφους. Αναμένεται, συνεπώς, εδάφη τα οποία είναι δύσκαμπτα (βράχος, κλπ.) να ενισχύουν έντονα τις σεισμικές κινήσεις βραχείας περιόδου, ενώ εδάφη τα οποία έχουν μεγάλο πάχος χαλαρών ιζημάτων να ενισχύουν έντονα τις σεισμικές κινήσεις μακράς περιόδου. Το θεωρητικό αυτό αποτέλεσμα έχει επαληθευτεί και με πειραματικά δεδομένα τα οποία προέκυψαν από επιταχυνσιογράμματα που λήφθηκαν σε διάφορα είδη εδαφών. Χωρίστηκαν τα επιταχυνσιογράμματα αυτά σε κατηγορίες ανάλογα με τις ιδιότητες του εδάφους θεμελίωσης. Έγιναν στη συνέχεια φασματικές αναλύσεις των επιταχυνσιογραμμάτων και για κάθε κατηγορία υπολογίστηκε ένα <<μέσο>> φάσμα. Το σχήμα δείχνει, με απλοποιημένο τρόπο, το λόγο των σεισμικών φασματικών επιταχύνσεων απλού κτιρίου προς τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση σε συνάρτηση με τη περίοδο (φάσμα απόκρισης της επιτάχυνσης) για τρία είδη του εδάφους θεμελίωσης. Παρατηρούμε πράγματι ότι τα μέγιστα των φασματικών επιταχύνσεων παρουσιάζονται σε τόσο μεγαλύτερες περιόδους όσο το επιφανειακό ιζηματογενές στρώμα είναι χαλαρότερο και παχύτερο. Για μαλακή ως μέτρια σκληρή άργιλλο και άμμο οι φασματικές επιταχύνσεις έχουν υψηλή τιμή για όλο το φάσμα από 0,3 sec μέχρι 1 sec, ενώ για σκληρότερα εδάφη τα μέγιστα εμφανίζονται σε μικρές περιόδους (<0,5 sec).

2.7: ΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ, ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΤΡΩΤΟΤΗΤΑ

Τα αναμενόμενα αποτελέσματα των σεισμών σε ένα τόπο (βλάβες στις τεχνικές κατασκευές, θάνατοι, κλπ) καθορίζονται από τις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις στον τόπο αυτόν και από τις ιδιότητες των κατασκευών οι οποίες πρόκειται να υποστούν τις σεισμικές κινήσεις. Προέκυψε έτσι η ανάγκη να καθορισθούν τρεις αντίστοιχοι σεισμολογικοί όροι, οι οποίοι να αντιπροσωπεύουν τα αναμενόμενα αποτελέσματα των σεισμών στις κατασκευές, την αναμενόμενη απόκριση των κατασκευών στη σεισμική κίνηση και τις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις στα θεμέλια των κατασκευών. Ως τέτοιοι όροι έχουν σχεδόν καθιερωθεί ο <<σεισμικός κίνδυνος>>, η <<τρωτότητα>> και η <<σεισμική επικινδυνότητα>>, αντίστοιχα.

Ως σεισμικό κίνδυνο, R , (seismic risk) ορίζουμε τον αναμενόμενο βαθμό σεισμικής

βλάβης τον οποίο πρόκειται να υποστεί μια τεχνική κατασκευή. Ο σεισμικός κίνδυνος εξαρτάται από τις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις στα θεμέλια της κατασκευής (σεισμική επικινδυνότητα) και από τον τρόπο απόκρισης της κατασκευής στις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις (τρωτότητα)

Ονομάζουμε σεισμική επικινδυνότητα, H , (seismic hazard) ενός τόπου την αναμενόμενη στον τόπο αυτό τιμή της σεισμικής έντασης, Y , σε καθορισμένο χρονικό διάστημα, με ορισμένη πιθανότητα υπέρβασης της τιμής αυτής. Ο όρος σεισμική ένταση έχει εδώ τη γενική του σημασία και μπορεί να είναι μακροσεισμική ένταση ή μέτρο μιας από τις παραμέτρους της σεισμικής κίνησης (π.χ ο λογάριθμος της εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας, μετάθεσης), ενώ το χρονικό διάστημα το οποίο συνήθως θεωρούμε είναι το ένα έτος ή ο χρόνος ζωής των κατασκευών (π.χ. 60 χρόνια)

Η μακροσεισμική ένταση μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μέτρο της σεισμικής επικινδυνότητας, γιατί υπολογίζεται με τέτοιο τρόπο ώστε να εκφράζει το μέσο αποτέλεσμα του σεισμού σε μια πόλη ή οικισμό και συνεπώς αποτελεί μέτρο της εδαφικής σεισμικής κίνησης. Ορισμένες φορές όμως οι μακροσεισμικές κλίμακες τροποποιούνται κατάλληλα ώστε να χρησιμοποιούνται για την ποσοτική εκτίμηση των βλαβών συγκεκριμένης κατασκευής. Στις περιπτώσεις αυτές η μακροσεισμική ένταση αποτελεί μέτρο του σεισμικού κινδύνου.

Ο αναμενόμενος τρόπος απόκρισης μιας τεχνικής κατασκευής στις σεισμικές κινήσεις ονομάζονται συνήθως τρωτότητα, V , (vulnerability) της τεχνικής κατασκευής. Η τρωτότητα της κατασκευής εξαρτάται από την ποιότητα των υλικών της κατασκευής, από την ιδιοπερίοδο της, τον παράγοντα απόσβεσης, την πλαστιμότητα, κλπ.

Την εξάρτηση του σεισμικού κινδύνου, R , από τη σεισμική επικινδυνότητα, H , και την τρωτότητα, V , τη συμβολίζουμε συνήθως με τη σχέση

$$R=H*V \quad (2.6)$$

Όπου * να θεωρηθεί ως το σύμβολο του πολλαπλασιασμού ή το μαθηματικό σύμβολο της συνέλιξης.

Από τη σχέση (6) προκύπτει ότι θεωρητικά μπορούμε να ελαττώσουμε το σεισμικό κίνδυνο R (μείωση βλαβών, θανάτων, κλπ.), αν ελαττώσουμε τη σεισμική επικινδυνότητα, H , ή την τρωτότητα, V . Όμως, δεν υπάρχει δυνατότητα να ελαττώσουμε τη σεισμική επικινδυνότητα, γιατί αυτή καθορίζεται από φυσικούς παράγοντες (ιδιότητες των σεισμικών εστιών, του μέσου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και της δομής του υπεδάφους στη θέση της κατασκευής). Μπορούμε, όμως, να μειώσουμε την τρωτότητα των κατασκευών. Όμως, για να κατασκευαστούν οι μηχανικοί τεχνικά έργα μειωμένης τρωτότητας, δηλαδή, να πετύχουν

κατάλληλη απόκριση των κατασκευών στις αναμενόμενες σεισμικές κινήσεις χωρίς υπέρμετρη οικονομική επιβάρυνση, πρέπει να γνωρίζουν τις ιδιότητες των κινήσεων αυτών. Πρέπει, δηλαδή, να τους παρέχουν οι σεισμολόγοι όσο το δυνατόν περισσότερες πληροφορίες για τη σεισμική επικινδυνότητα. Για το λόγο αυτό, ο ακριβής καθορισμός της σεισμικής επικινδυνότητας είναι πρωταρχικής σημασίας για τον αντισεισμικό σχεδιασμό. Εξίσου μεγάλης σημασίας είναι ο καθορισμός της τρωτότητας των κατασκευών. Για το λόγο αυτό, θα ασχοληθούμε παρακάτω με τα μέτρα της σεισμικής επικινδυνότητας και τον τρόπο καθορισμού τους και στη συνέχεια θα ασχοληθούμε με θέματα που αφορούν την απόκριση των τεχνικών κατασκευών στη σεισμική κίνηση.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.1 ΣΧΕΣΕΙΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Ο προσδιορισμός σχέσεων απόσβεσης των τιμών των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης (μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, PGA, μέγιστη εδαφική ταχύτητα, PGV και μέγιστη εδαφική μετάθεση, PGD) αποτελεί ένα στάδιο κάθε μελέτης σεισμικής επικινδυνότητας. Οι σχέσεις αυτές περιγράφουν τη μεταβολή της παραμέτρου της ισχυρής σεισμικής κίνησης με την απόσταση και το μέτρο ισχύος του σεισμού.

Στο παρελθόν έχουν γίνει αρκετές προσπάθειες για τον υπολογισμό τέτοιων σχέσεων στην Ελλάδα αλλά και στο εξωτερικό. Οι δύο πιο πρόσφατες εργασίες που αναφέρονται στον υπολογισμό σχέσεων απόσβεσης για τον Ελληνικό χώρο με σημαντικό αριθμό δεδομένων έχουν γίνει από τους Θεοδουλίδη (1991) και από τους Margaris et al. (2001).

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται ο υπολογισμός των σχέσεων απόσβεσης στον ελληνικό χώρο. Κύριος σκοπός του επαναπροσδιορισμού των σχέσεων αυτών είναι η σύγκριση τους με τις σχέσεις που προσδιορίστηκαν από τις προηγούμενες εργασίες, με σκοπό την ανάδειξη της επίδρασης των επανυπολογισμένων εστιακών παραμέτρων των σεισμών, με τη μέθοδο που προτάθηκε από την εργασία αυτή, στις σχέσεις απόσβεσης των παραμέτρων της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

3.2 .ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΚΑΤΑ ΤΙΣ ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΤΟΥ NEHRP (1996)

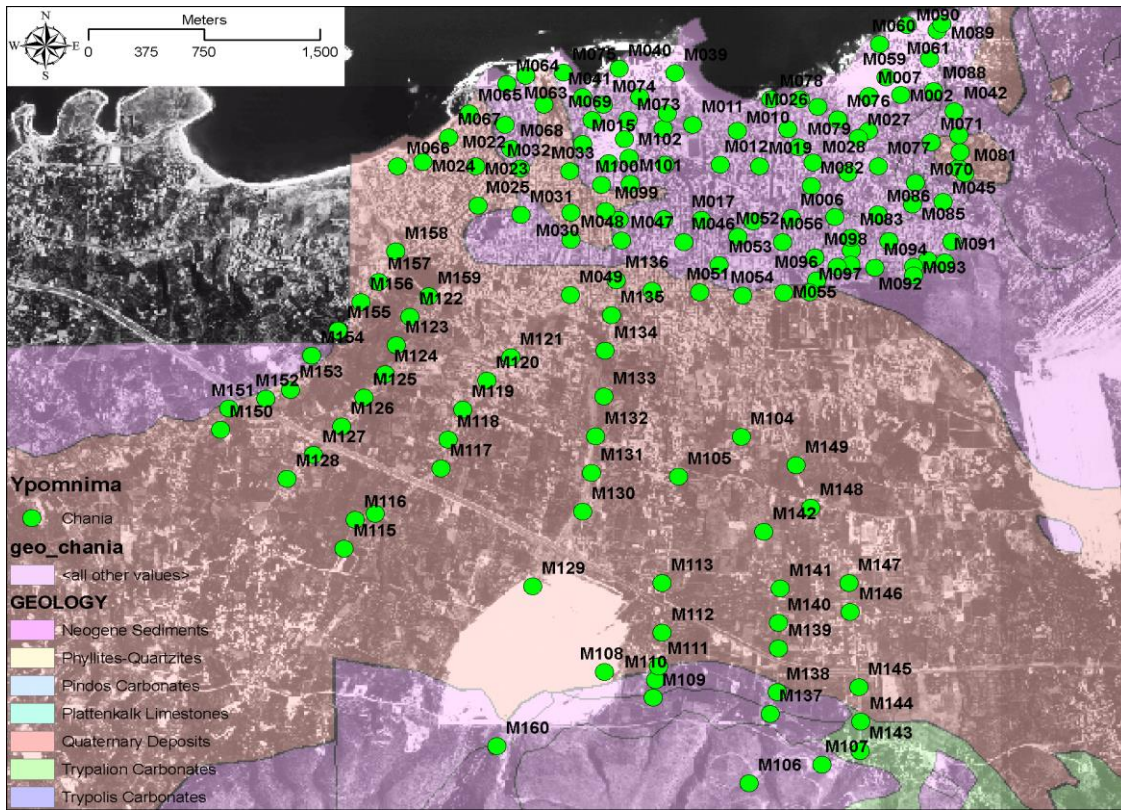
Όσον αφορά την κατάταξη των σταθμών καταγραφής της ισχυρής κίνησης ως προς τις εδαφικές τους συνθήκες ακολουθήθηκε η κατάταξη κατά NEHRP (1994) και UBC (1997). Βασιζόμενοι σε υπάρχουσες γεωτεχνικές πληροφορίες (Klimis et al., 1999), οι εδαφικές συνθήκες στους σταθμούς καταγραφής κατατάχθηκαν στις πέντε κατηγορίες A, B, C, D, E του UBC. Οι κατηγορίες αυτές συνήθως ορίζονται από τη μέση ταχύτητα των S κυμάτων στα

πρώτα 30 μέτρα από την επιφάνεια. Στον πίνακα 2.1 παρουσιάζονται αναλυτικά οι κατηγορίες εδαφικών συνθηκών κατά NEHRP(1996) των σταθμών καταγραφής του ΙΤΣΑΚ και του Γ.Ι.Ε.Α.Α.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1

<u>ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ</u>	<u>ΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΤΗΓΟΡΙΩΝ</u>
A	Πολύ σκληρά, συνεκτικά πετρώματα με διατμητική ταχύτητα $>1500 S V m/sec$
B	Συνεκτικά πετρώματα με διατμητική ταχύτητα $760 < <1500 S V m/sec$
C	Πολύ συμπαγή ή πολύ σκληρά εδάφη ή όχι πολύ συνεκτικά πετρώματα με διατμητική ταχύτητα $360 < < 760 S V m/sec$
D	Χαλαρά εδάφη με $180 < < 360 S V m/sec$

•Σχεδόν αποκλειστικά τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία αυτή αντιστοιχούν σε καταγραφές σε σταθμούς με εδαφικές συνθήκες που αντιστοιχούν σε κατηγορίες B, C και D. Μερικοί μόνο από τους σταθμούς καταγραφής που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία αυτή βρίσκονται στο όριο των κατηγοριών A και B (A/B).



Σχήμα 3.1: Γεωλογικός χάρτης των Χανίων με επισήμανση στους σταθμούς.

Για λόγους απλότητας και αλλά και λόγω της μικρής διαφοράς B και A/B στα επόμενα στάδια της επεξεργασίας οι σταθμοί αυτοί ενσωματώθηκαν στην κατηγορία B. Συγκεκριμένα 35 από τους σταθμούς καταγραφής ανήκουν στην κατηγορία B, 88 ανήκουν στην κατηγορία C και 27 στην κατηγορία D. Ο προσδιορισμός αυτός έγινε με βάση τα γεωτεχνικά στοιχεία που υπήρχαν διαθέσιμα για του περισσότερους από τους σταθμούς του Ι.Τ.Σ.Α.Κ., ενώ για όσους σταθμούς δεν υπήρχαν διαθέσιμες γεωτεχνικές πληροφορίες και για τους περισσότερους σταθμούς του Γ.Ι.Ε.Α.Α. η κατηγοριοποίηση έγινε με βάση τους γεωλογικούς χάρτες για την περιοχή των σταθμών.

3.3. Μεθοδολογία και αποτελέσματα

Για τον προσδιορισμό των σχέσεων απόσβεσης χρησιμοποιήθηκε μια τεχνική βελτιστοποίησης που βασίστηκε στη θεωρία των ελαχίστων τετραγώνων σε ένα βήμα, με τη μέθοδο της ανάλυσης ιδιαιζουσών τιμών. Με την ανάλυση αυτή είναι δυνατός ο έλεγχος της σταθερότητας της λύσης και ο καλύτερος υπολογισμός των σφαλμάτων της. Η σχέση που υιοθετήθηκε για την απόσβεση της εξεταζόμενης μέγιστης εδαφικής κίνησης είναι:

$$\log y = c_0 + c_1 M_w + c_2 (\Delta^2 + h^2)^{1/2} + c_3 S \quad (3.1)$$

$$\log y = c_0 + c_1(M_w + c) + c_2(M_w + c)^2 + c_3 \log(\Delta^2 + h^2)^{1/2} + c_4 S \quad (3.1a)$$

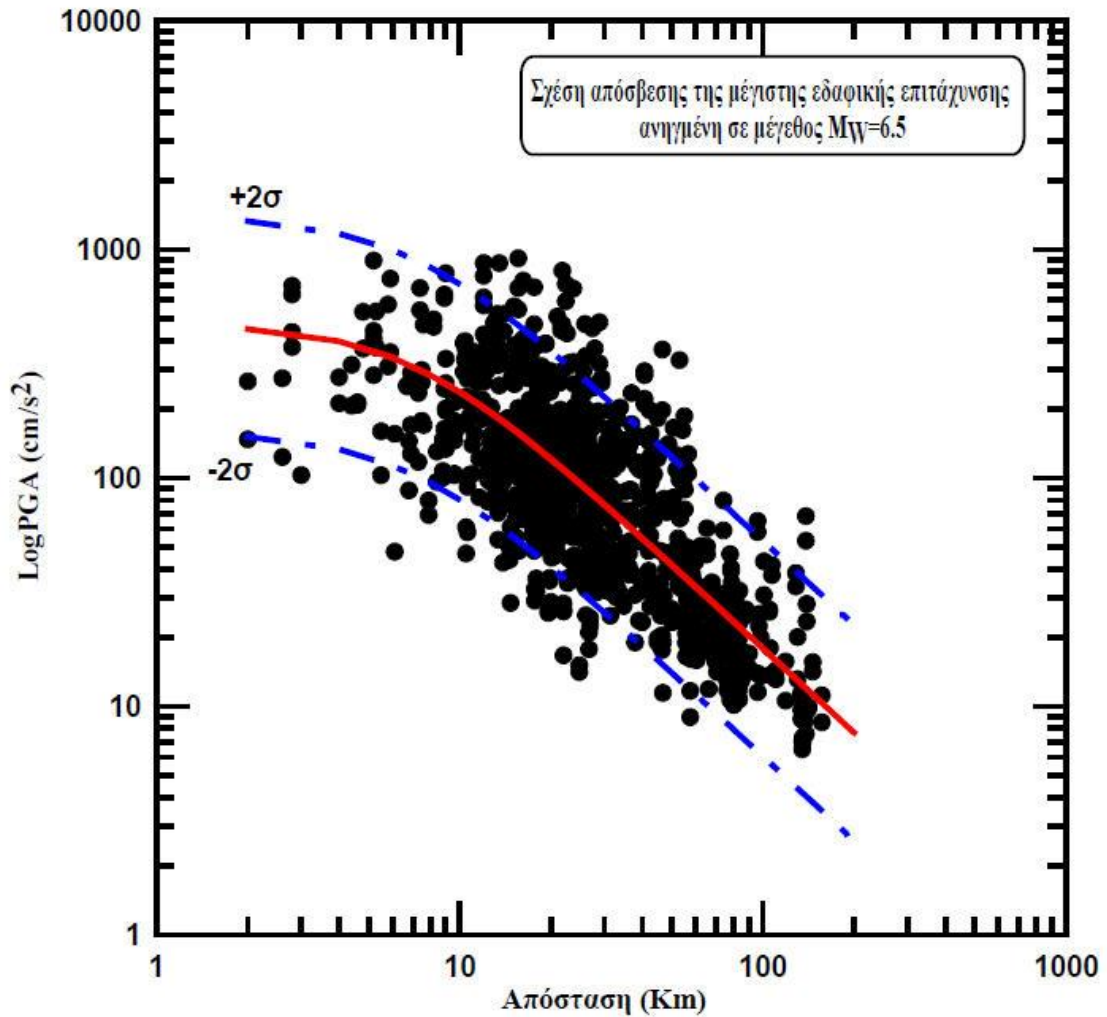
$$\log y = c_0 + c_1 M_w + c_2 \log(\Delta + c) + c_3 S \quad (3.1b)$$

όπου Y η παράμετρος της ισχυρής σεισμικής κίνησης που θα υπολογιστεί, M_w είναι το μέγεθος σεισμική ροπής, Δ είναι η επικεντρική απόσταση, h το βάθος του σεισμού και S είναι η μεταβλητή που αναφέρεται στις εδαφικές συνθήκες των σταθμών καταγραφής και παίρνει τιμές 0 για τις κατηγορίες εδαφών A/B και B, 1 για την κατηγορία εδαφών C και 2 για την D. Εκτός από τη σχέση (3.1) έχουν προταθεί και σχέσεις διαφορετικής μορφής από άλλους ερευνητές όπως οι σχέσεις (3.1a) και (3.1b) που περιλαμβάνουν όρους δευτέρας τάξης ως προς το μέγεθος (Spudich et al., 1999) ή χρησιμοποιούν σαν απόσταση του σταθμού από την εστία του σεισμού την επικεντρική απόσταση (Margaris et al., 2001). Στην παρούσα εργασία επιλέχθηκε να μην συμπεριληφθούν όροι μεγαλύτερης τάξης ως προς το μέγεθος γιατί ο συντελεστής τους συνήθως έχει πολύ μικρή αρνητική τιμή και δεν παίζει σημαντικό ρόλο στην ανάλυση. Επίσης επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί η υποκεντρική απόσταση από την εστία του σεισμού $(\Delta^2 + h^2)^{1/2}$ για να μελετηθεί και η επίδραση των επανυπολογισμένων βαθών των σεισμών. Στην ανάλυση ελαχίστων τετραγώνων υπολογίστηκαν οι συντελεστές c_0 , c_1 , c_2 και c_3 .

Με βάση όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως προσδιορίστηκαν οι σχέσεις απόσβεσης των οριζόντιων συνιστωσών, για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση, ταχύτητα και μετάθεση :

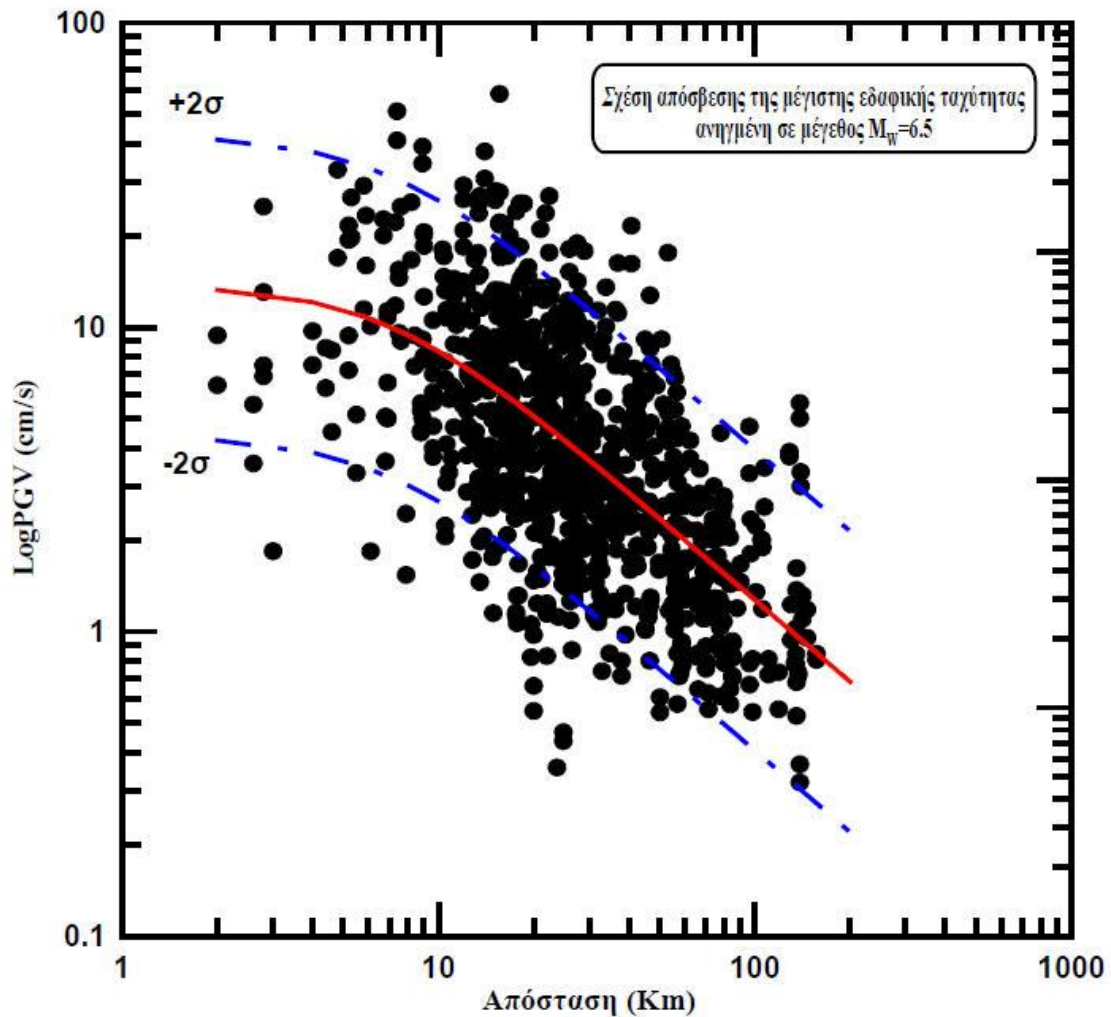
$$\log \text{PGA} = 0.90 + 0.43 M_w - 1.23 \log(\Delta^2 + h^2)^{1/2} + 0.08 S \pm 0.236 \quad (3.2)$$

Ο τελευταίος όρος των εξισώσεων είναι η τυπική απόκλιση που υπολογίστηκε για κάθε σχέση. Στα σχήματα που ακολουθούν για το βάθος του σεισμού υιοθετήθηκε η τιμή $h_0 = 7 \text{ km}$ που αντιστοιχεί στο μέσο ενεργό βάθος. Με τον όρο «ενεργό» βάθος του σεισμού, περιγράφουμε το μέσο βάθος που εκλύεται η σεισμική ενέργεια. Το «ενεργό» βάθος του σεισμού, h_0 , είναι δύσκολο να υπολογιστεί άμεσα από την ανάλυση των ελαχίστων τετραγώνων λόγω της ισχυρής συσχέτισης του με τον συντελεστή c_2 . Για το λόγο αυτό υιοθετήθηκε η τιμή που υπολογίστηκε από μακροσεισμικά δεδομένα για τον χώρο του Αιγαίου (Parazachos and Papaioannou, 1998).



Σχήμα 3.2. Σύγκριση της σχέσης για τον υπολογισμό της οριζόντιας μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, ανηγμένες σε μέγεθος $M_w=6.5$ για εδάφη κατηγορίας B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, με τις παρατηρημένες τιμές.

Στο σχήμα 3.2 φαίνεται η σχέση για τον υπολογισμό της οριζόντιας μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης ανηγμένη για μέγεθος σεισμού $M_w=6.5$ και συνεκτικά εδάφη κατηγορία B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, σε συνάρτηση με την απόσταση. Στα σχήματα 6.5 και 6.6 φαίνονται αντίστοιχα οι σχέσεις για τον υπολογισμό της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας και μετάθεσης ανηγμένες σε μέγεθος σεισμού $M_w=6.5$ και για εδάφη κατηγορίας B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, σε συνάρτηση με την απόσταση.

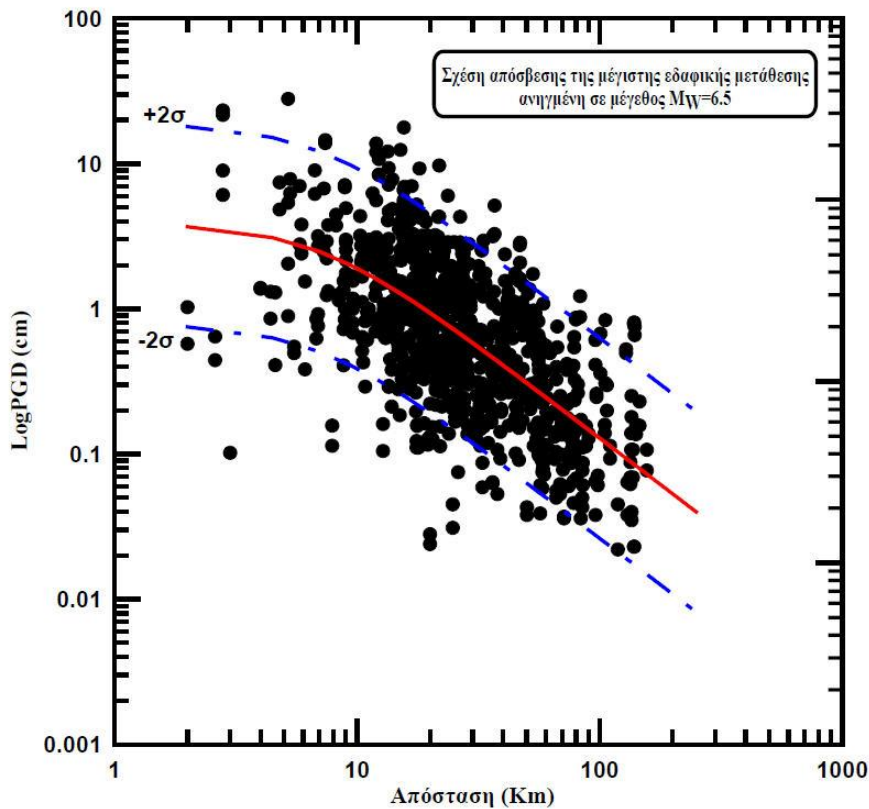


Σχήμα 3.3. Σύγκριση της σχέσης για τον υπολογισμό της οριζόντιας μέγιστης εδαφικής ταχύτητας ανηγμένη σε μέγεθος $M_w=6.5$ για εδάφη κατηγορίας B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, με τις παρατηρημένες τιμές

Από την εξίσωση (3.2) προκύπτει ότι υπάρχει μια συστηματική αύξηση των προβλεπόμενων τιμών των ισχυρών εδαφικών κινήσεων από τα «συνεκτικά» προς τα μαλακά εδάφη. Αυτή η αύξηση είναι μεγαλύτερη για την ταχύτητα και ακόμα μεγαλύτερη για τη μετάθεση όπως φαίνεται και από το συντελεστή c_3 . Είναι γνωστό ότι τα επιφανειακά στρώματα των ιζημάτων επηρεάζονται πολύ περισσότερο από τις χαμηλές συχνότητες των σεισμικών κυμάτων, λόγω των σχετικά χαμηλών ιδιοσυχνοτήτων συντονισμού τους (μικρά μέτρα ελαστικότητας, σημαντικό πάχος σχηματισμών). Επίσης οι καταγραφές της εδαφικής ταχύτητας και της εδαφικής μετάθεσης είναι πολύ πιο περιεκτικές σε χαμηλές συχνότητες από αυτή της επιτάχυνσης. Άλλωστε για τον υπολογισμό των εδαφικών ταχυτήτων και μεταθέσεων από την εδαφική επιτάχυνση, εκτελείται η πράξη της αριθμητικής ολοκλήρωσης η οποία οδηγεί ενίσχυση

των χαμηλών συχνοτήτων, γεγονός που δικαιολογεί τα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν για το συντελεστή των εδαφικών συνθηκών από την προηγούμενη ανάλυση.

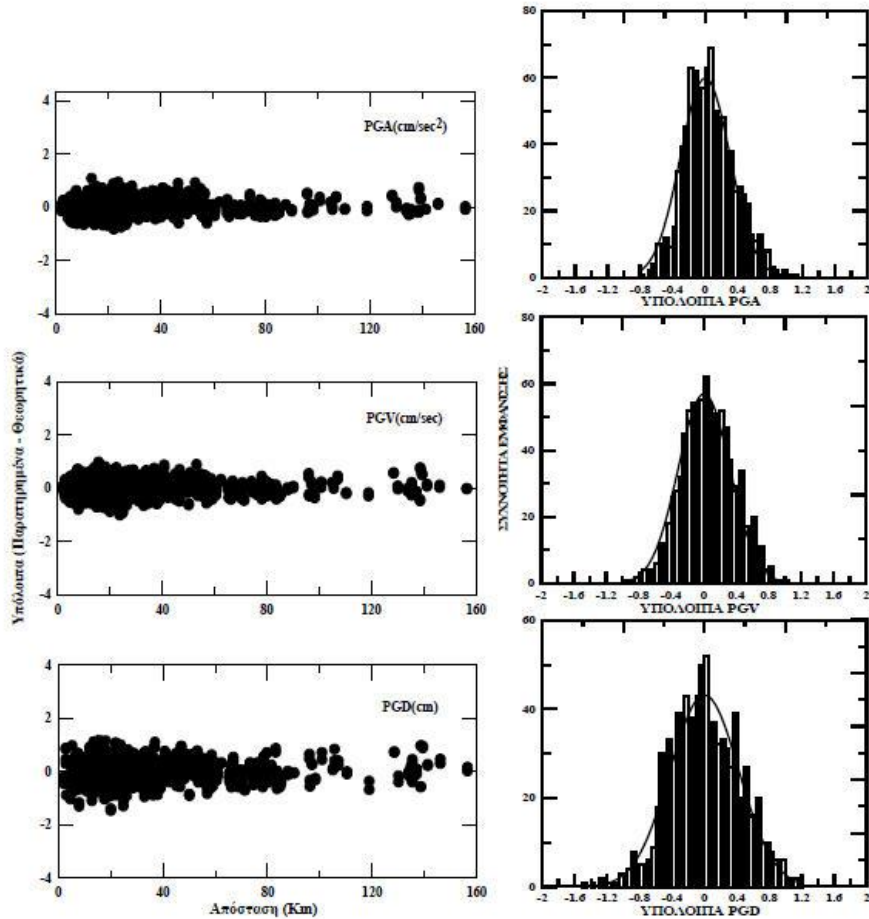
Επίσης παρατηρούμε ότι η τυπική απόκλιση των εξισώσεων αυξάνει από τις επιταχύνσεις προς τις μεταθέσεις αφού κατά τον υπολογισμό των τιμών της εδαφικής ταχύτητας και μετάθεσης από την εδαφική επιτάχυνση υπεισέρχονται πολλοί παράγοντες, π.χ. επεξεργασία-φιλτράρισμα, αριθμητική ολοκλήρωση των καταγραφών, που εισάγουν σφάλματα στις υπολογιζόμενες τιμές. Τα σφάλματα αυτά είναι μεγαλύτερα για τις ταχύτητες και ακόμα μεγαλύτερα για τις μεταθέσεις αφού μεγεθύνονται από την αριθμητική ολοκλήρωση μια και συνήθως είναι πιο σημαντικά στις χαμηλές συχνότητες.



Σχήμα 3.4. Σύγκριση της σχέσης για τον υπολογισμό της οριζόντιας μέγιστης εδαφικής μετάθεσης ανηγμένη σε μέγεθος $M_w=6.5$ για εδάφη κατηγορίας B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, με τις παρατηρημένες τιμές.

Η κατανομές των διαφορών παρατηρημένων-θεωρητικών τιμών από την ανάλυση ελαχίστων τετραγώνων για τις οριζόντιες μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις, ταχύτητες και μεταθέσεις σε συνάρτηση με την απόσταση και οι αντίστοιχες στατιστικές κατανομές τους φαίνονται στα σχήματα 6.7. Είναι εμφανές ότι δεν υπάρχει κάποια συστηματική εξάρτηση των

υπολοίπων από την απόσταση, ενώ από τη στατιστική τους κατανομή φαίνεται ότι ακολουθούν κανονική κατανομή με Στο σχήμα 6.4 φαίνεται η σχέση για τον υπολογισμό της οριζόντιας μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης ανηγμένη για μέγεθος σεισμού $M_w=6.5$ και συνεκτικά εδάφη κατηγορία B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, σε συνάρτηση με την απόσταση. Στα σχήματα 6.5 και 6.6 φαίνονται αντίστοιχα οι σχέσεις για τον υπολογισμό της μέγιστης εδαφικής ταχύτητας και μετάθεσης ανηγμένες σε μέγεθος σεισμού $M_w=6.5$ και για εδάφη κατηγορίας B ($S=0$), ± 2 τυπικές αποκλίσεις, σε συνάρτηση με την απόσταση.



Σχήμα 3.5. α) Κατανομή των διαφορών παρατηρημένων-θεωρητικών τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης σε σχέση με την απόσταση (αριστερά).β) ιστογράμματα των διαφορών αυτών (δεξιά)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο :

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ:

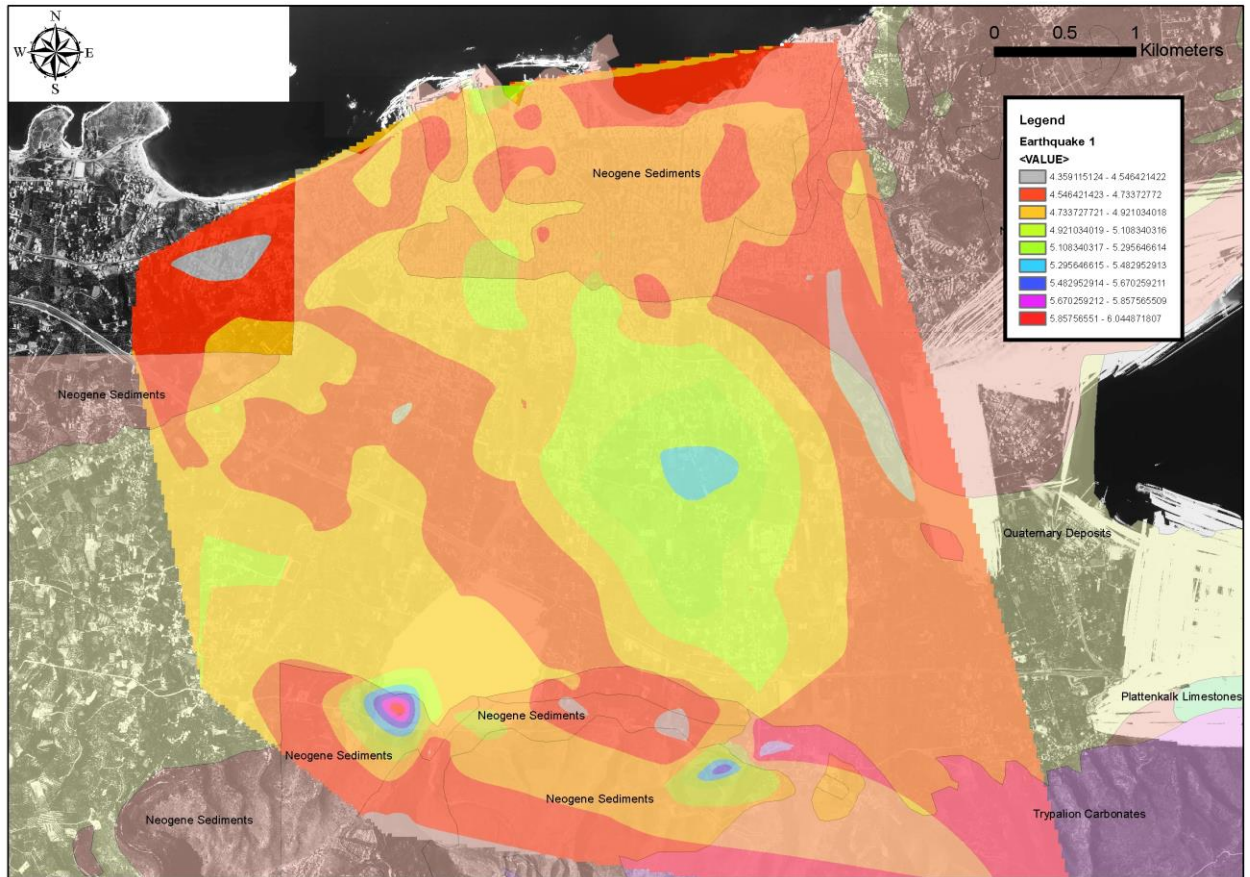
Πίνακας 1^{ος}

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των παραπάνω υπολογισμών για την εδαφική επιτάχυνση με τις δυο σχέσης απόσβεσης για την περιοχή των Χανίων με τους εξής τέσσερις σεισμούς :

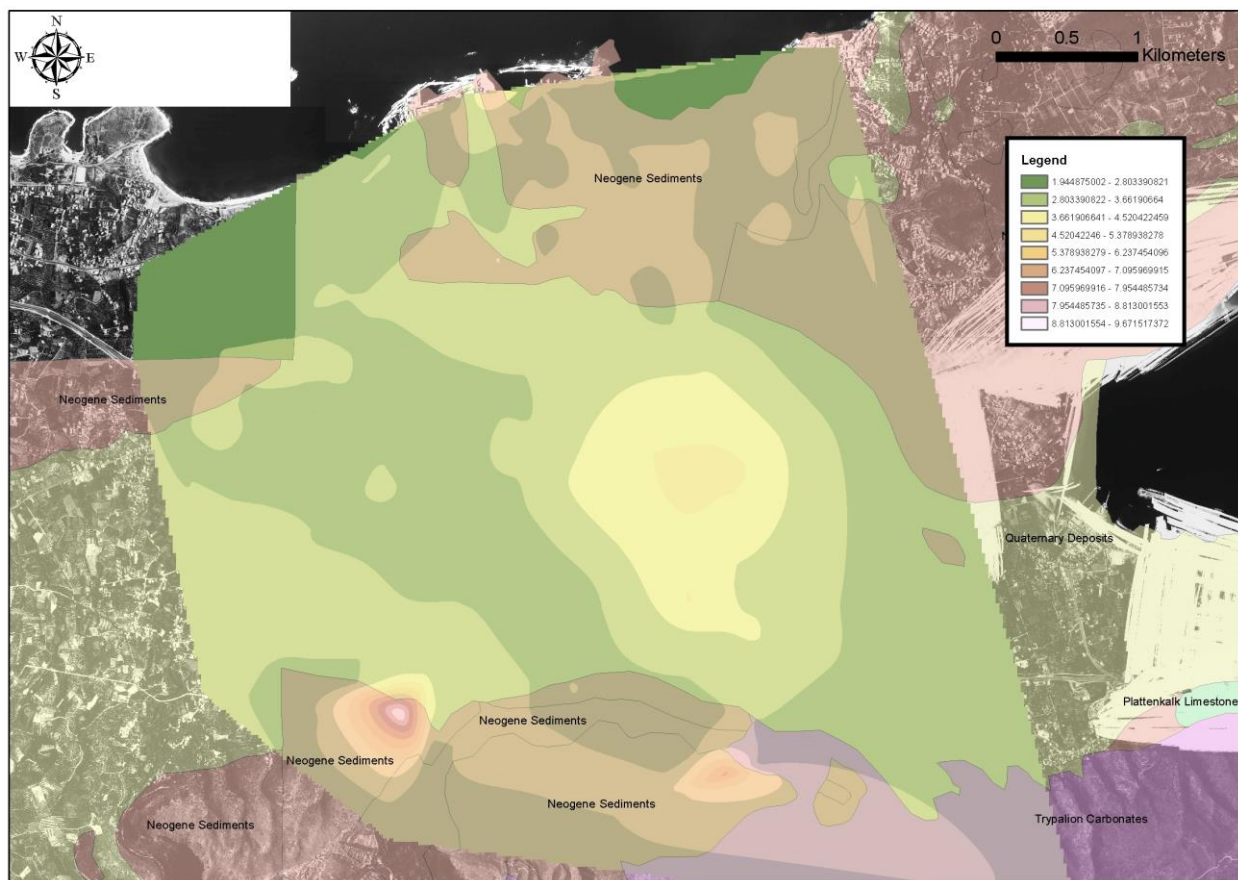
	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ	ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
A	2009.07.01	34.13 / 25.42	30 Km	6.4
B	2008.01.06	37.16 / 22.64	72 Km	6.2
C	2007.09.23	35.09 / 27.15	10 Km	5.3
D	2008.06.12	34.92 / 26.24	15 Km	5.3



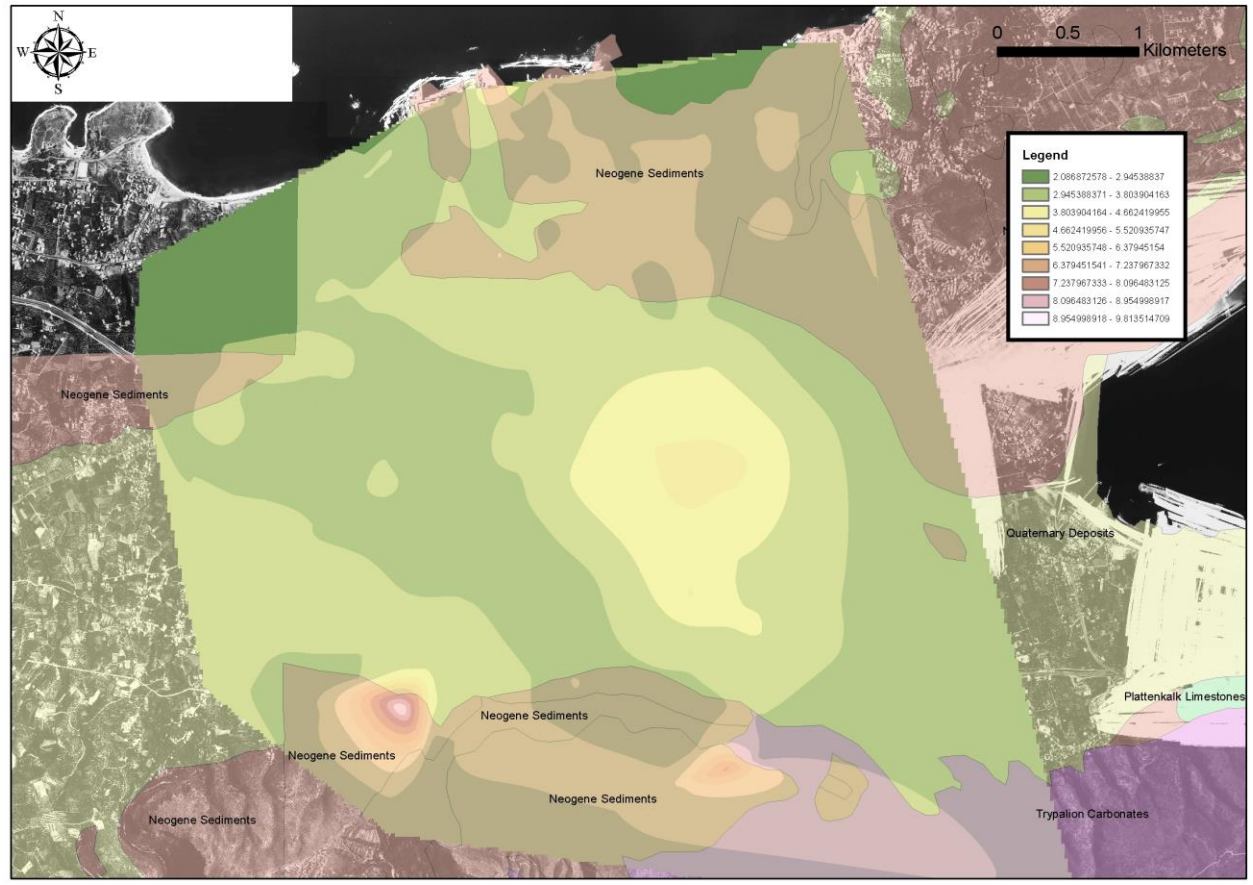
Σχήμα 4.1. Η γεωγραφική θέση των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της εδαφικής επιτάχυνσης.



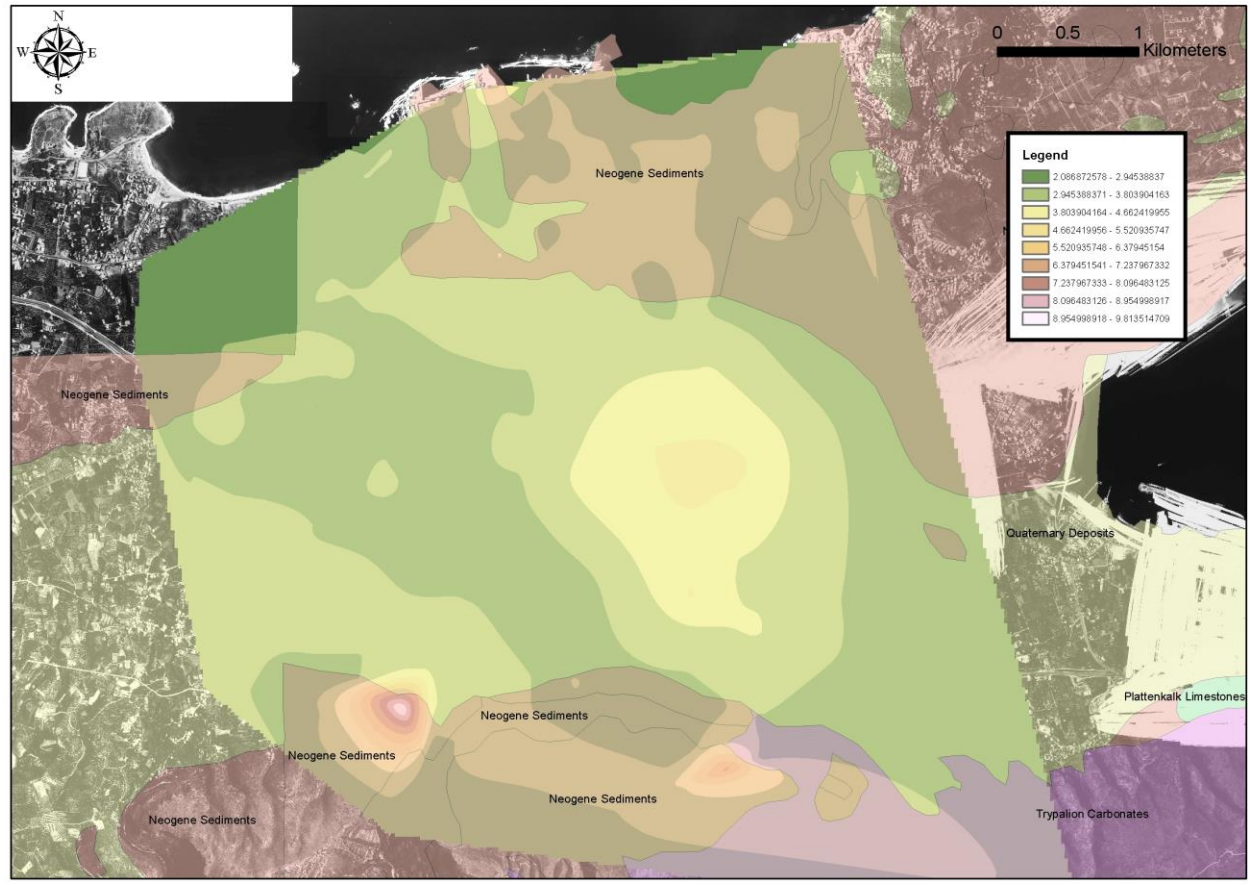
Σχήμα 4.2. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (A) με χρήση της σχέσης (3.1).



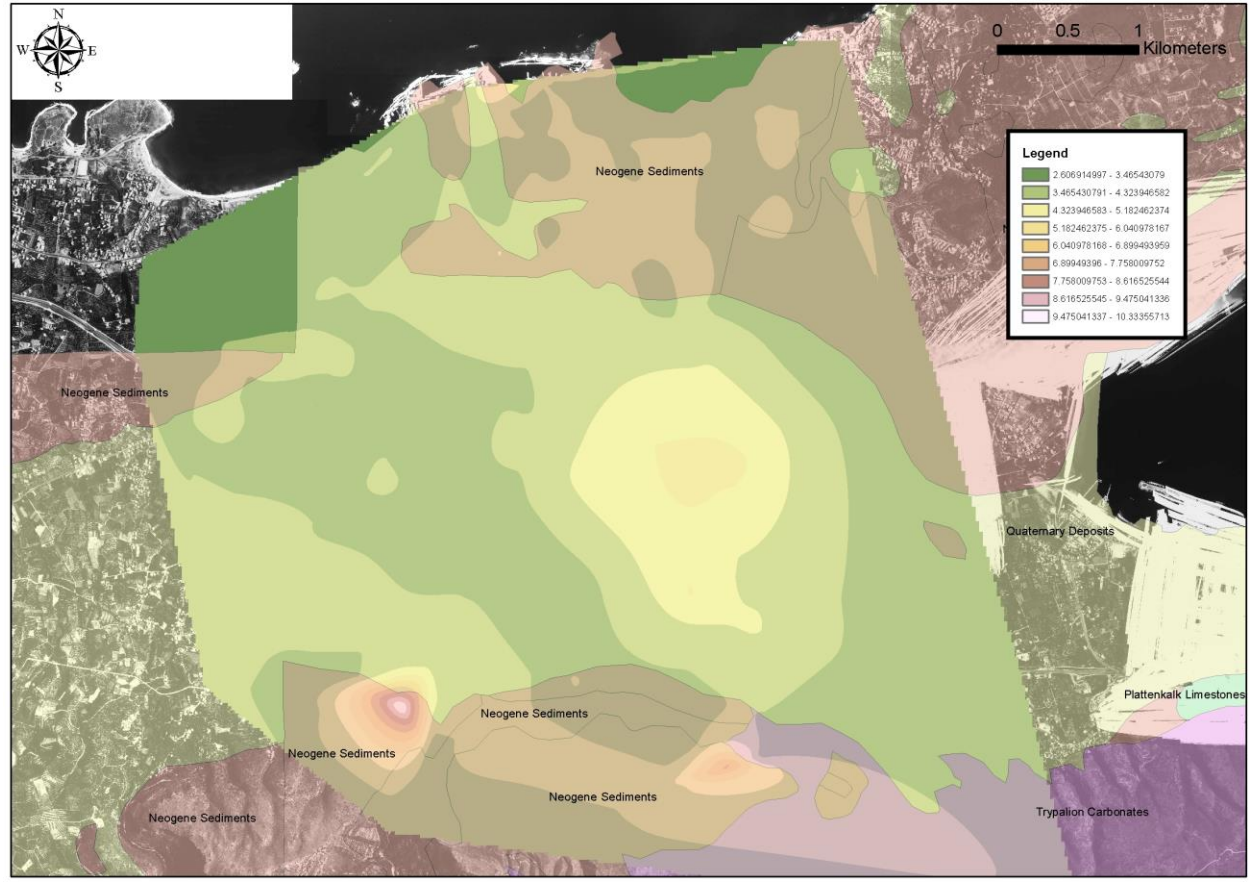
Σχήμα 4.3. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (A) με χρήση της σχέσης (3.2).



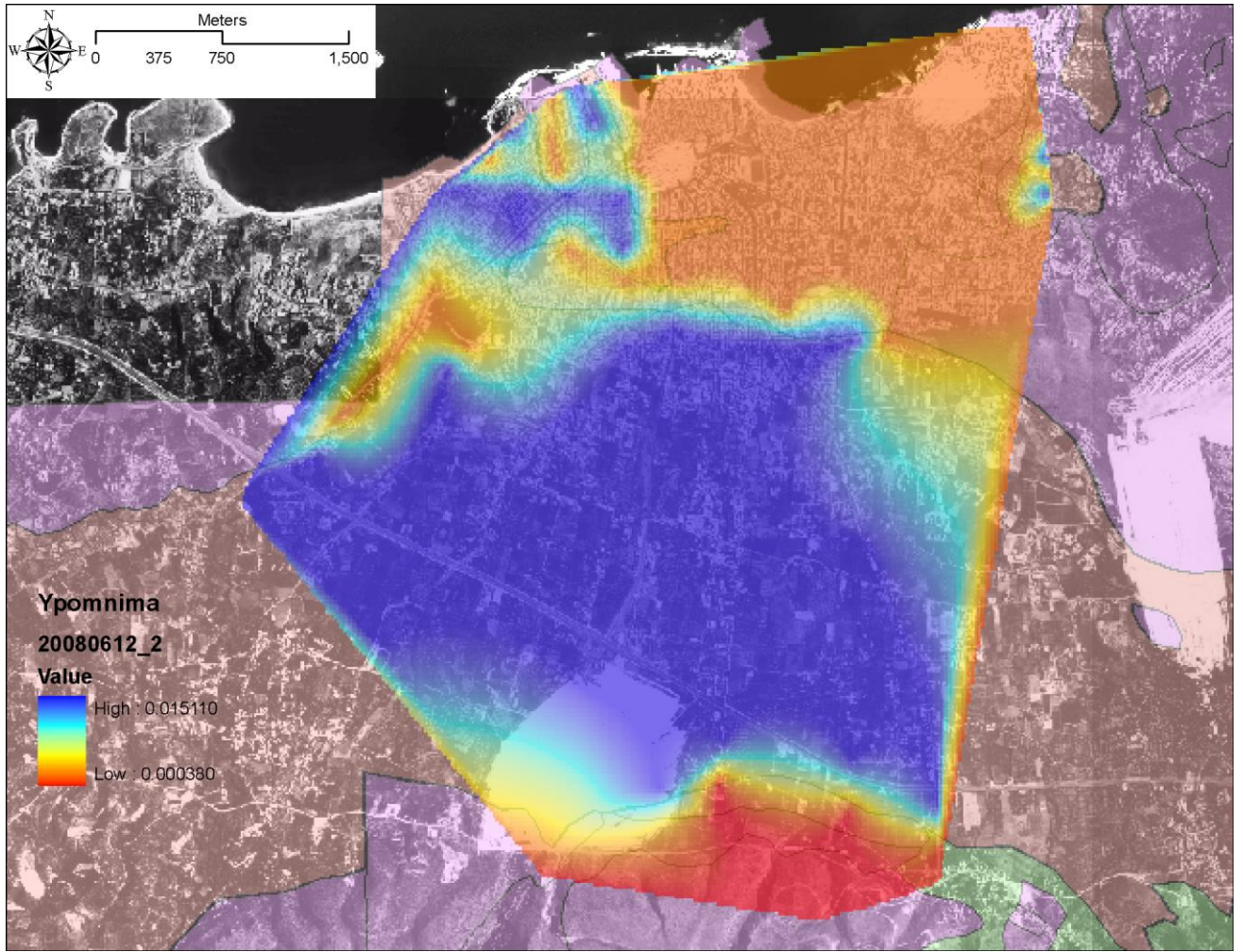
Σχήμα 4.4. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (B) με χρήση της σχέσης (3.1).



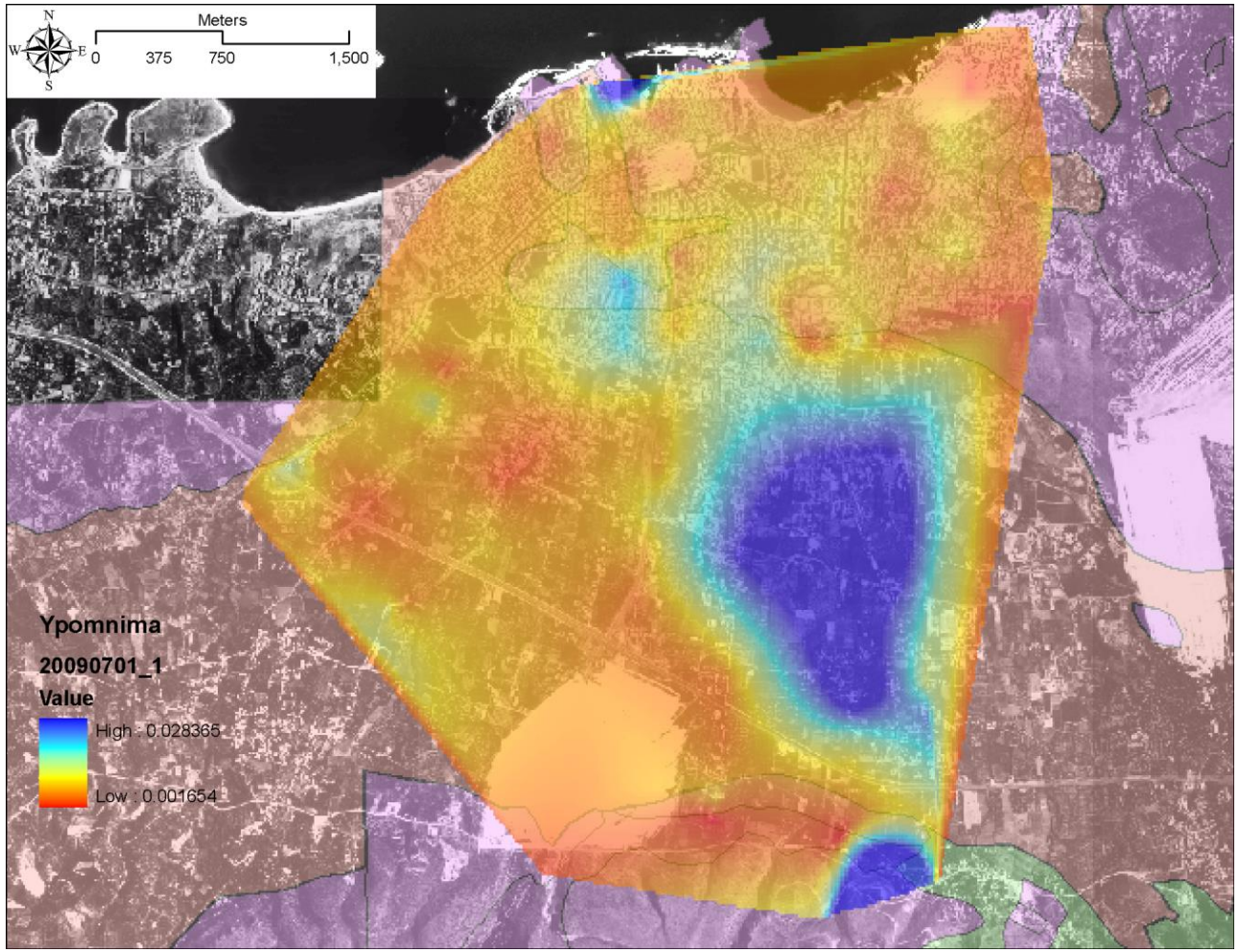
Σχήμα 4.5 Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (B) με χρήση της σχέσης (3.2).



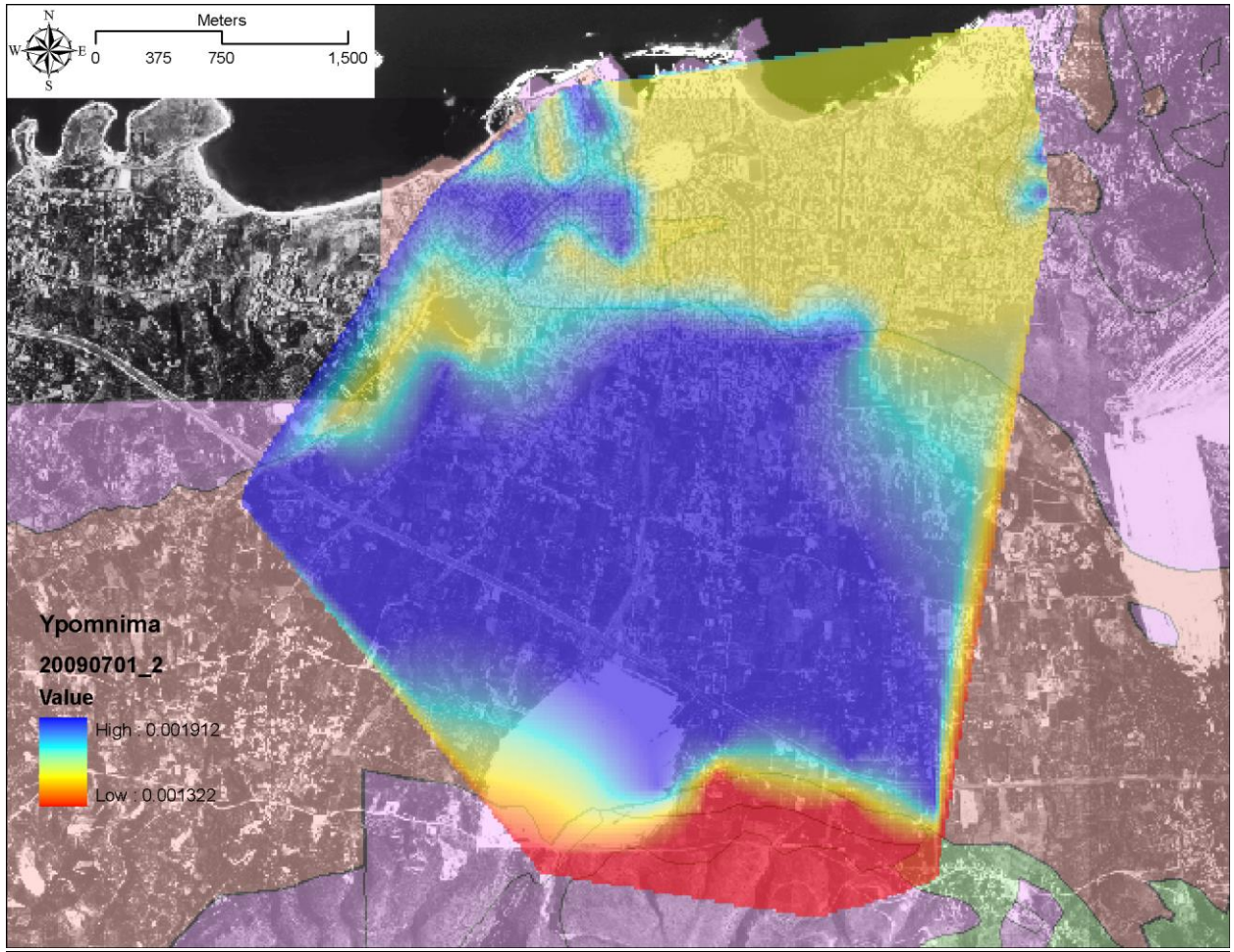
Σχήμα 4.6. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (C) με χρήση της σχέσης (3.1).



Σχήμα 4.7. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (C) με χρήση της σχέσης (3.2).



Σχήμα 4.8. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (D) με χρήση της σχέσης (3.1).



Σχήμα 4.9. Η περιοχή των Χανίων. Στο σχήμα απεικονίζονται η γεωλογία της περιοχής καθώς και η εδαφική επιτάχυνση για το σεισμό (D) με χρήση της σχέσης (3.2).

Όπως μπορεί να διαπιστωθεί από τα σχήματα, η περιοχή που παρουσιάζει μέγιστη εδαφική επιτάχυνση ορίζεται νοτίως της πόλης των Χανίων, όπου και οι επιφανειακοί σχηματισμοί είναι περισσότερο χαλαροί. Αναλόγως με τη σχέση που χρησιμοποιείται η περιοχή αυτή τροποποιείται από Νοτιοανατολικά σε Νοτιοδυτικά. Θα πρέπει να σημειωθεί πως οι σχέσεις που έχουν εφαρμοστεί είναι για σεισμούς μικρού βάθους και απόστασης μικρότερης των 30 χιλιομέτρων, κάτι που στη δική μας περίπτωση δεν συμβαίνει. Διαπιστώνεται όμως σε κάθε περίπτωση η διαφορετική απόκριση των σχηματισμών και περιοχών σε σχέση με το σεισμικό σήμα.