

ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

«Εντοπισμός βραχόδους θέσης με ανάλυση καταγραφών μικροθορύβου στις θέσεις εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών του τοπικού σεισμολογικού δικτύου HSNC της Κρήτης»



ΦΛΟΥΡΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Καθηγητής: Δρ. Μακρής Ιωάννης

Δρ. Μουσίδη Μαργαρίτα (Επίβλεψη)

Δρ. Μόσχου Αλεξάνδρα

Χανιά 2020

Περιεχόμενα

Εισαγωγή

Κεφάλαιο 1

- 1.1 Γεωτεκτονικό καθεστώς στην Ελλάδα
- 1.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς, γεωλογία και Σεισμικότητα Κρήτης
- 1.3 Σεισμολογικά δίκτυα καταγραφής σεισμών στην Κρήτη
 - 1.3.1.Ευρωμεσογειακό Σεισμολογικό Δίκτυο EMSC
 - 1.3.2.Σεισμολογικό δίκτυο Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών NOA
 - 1.3.3 Σεισμολογικό δίκτυο Θεσσαλονίκης
 - 1.3.4 Σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης HJSNC
- 1.4 Μικροθόρυβος
 - 1.4.1 Μέθοδος φασματικού λόγου των οριζόντιων συνιστωσών προς την κατακόρυφη συνιστώσα HVSR

Κεφάλαιο 2

- 2.1 Αποτελέσματα απο το σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης
- 2.2 Συμπεράσματα
- 2.3 Μελλοντική συμβολή

Εισαγωγή

Σκοπός της Εργασίας

Στην παρούσα εργασία γίνεται χρήση καταγραφών μικροθορύβου με σκοπό την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών και συγκεκριμένα τον εντοπισμό βραχώδους/συνεκτικού υποβάθρου στις θέσεις εγκατάστασης των σεισμολογικών σταθμών του Ελληνικού σεισμολογικού δικτύου Κρήτης HSNC.

1.1 Γεωτεκτονικό καθεστώς στην Ελλάδα

Η γεωλογική εξέλιξη έχει χωριστεί σε δύο περιόδους: 1) **την παλαιότερη, που είναι γνωστή ως αλπική** : εντάσσονται όλα τα γεωλογικά γεγονότα που εξελίχθηκαν στο διάστημα πριν από 250 εκατομμύρια χρόνια και μέχρι πριν από 20 εκατομμύρια χρόνια. Την περίοδο αυτή δημιουργήθηκαν τα αλπικά πετρώματα που αποτέθηκαν σ' ένα μεγάλο ωκεανό, που είναι γνωστός ως ωκεανός της Τηθύος, και 2) τη νεότερη την μεταλπική: Αντιστοιχεί στην περίοδο των τελευταίων 20 εκατομμυρίων ετών. Τα τελευταία 10 εκατομμύρια χρόνια αντιστοιχούν στην λεγόμενη Νεοτεκτονική περίοδο κατά την οποία διαμορφώθηκε το λεγόμενο Ελληνικό τόξο. Το Ελληνικό τόξο είναι ένα σεισμικά, τεκτονικά και ηφαιστειακά ενεργό τόξο. Το Ελληνικό τόξο αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθосφαιρικής πλάκας, τμήμα της οποίας είναι το Αιγαίο, και της Αφρικανικής πλάκας τμήμα της οποίας είναι η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου.



Εικόνα 1: Το Ελληνικό τόξο αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθосφαιρικής πλάκας, και της Αφρικανικής πλάκας. Οι συμπιεστικές δυνάμεις που ασκούνται από τις γειτονικές λιθосφαιρικές πλάκες στην πλάκα του Αιγαίου συμβολίζονται με τα κόκκινα βέλη (Παπαζάχος, 1989).

Το Ελληνικό τόξο αποτελείται από: 1) την ελληνική τάφρο που είναι ένα σύστημα τάφρων, μία σειρά από βαθιές θαλάσσιες λεκάνες από τη Ρόδο έως και την Κεφαλλονιά. Το μέγιστο βάθος της εντοπίστηκε νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στο Ιόνιο πέλαγος (βάθος περίπου 4.500m). 2) Το

νησιωτικό τόξο αποτελείται από μία σειρά διαδοχικών νησιών όπως η Ρόδος, η Κρήτη, τα Κύθηρα και από την Πελοπόννησο. Τοποθετείται παράλληλα ως προς την τάφρο. 3) την Οπισθοτάφρο είναι μία θαλάσσια λεκάνη (Κρητικό πέλαγος),. Το μέγιστο βάθος της φτάνει τα 2.000m περίπου και 4) το ηφαιστειακό τόξο που αποτελείται από διαδοχικά ηφαίστεια Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος (Εικόνα2).

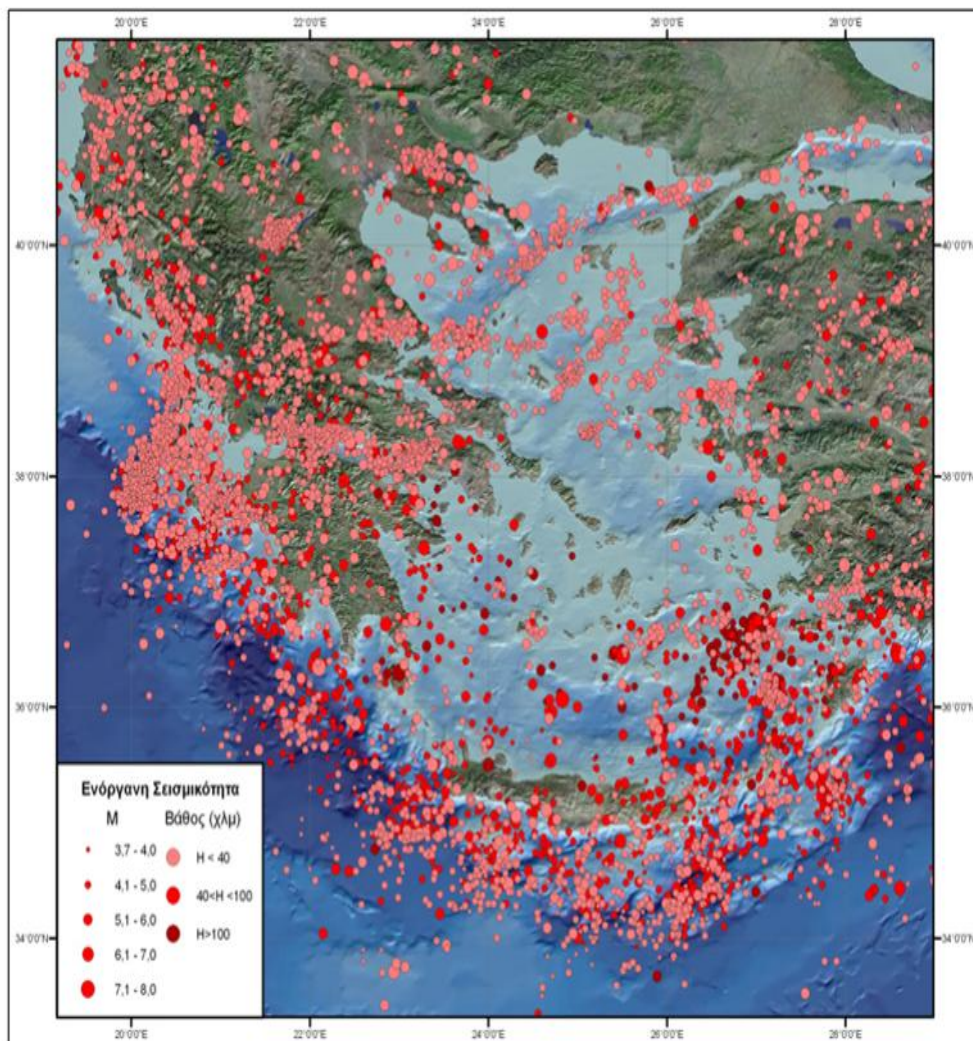


Εικόνα 2: Το Ελληνικό τόξο και η θέση της Κρήτης.

Σύμφωνα με τον Παπαζάχο (1990), περισσότερο από το 60% της σεισμικότητας στον Ευρωπαϊκό χώρο αναμένεται σε αυτήν την περιοχή, με μεγέθη σεισμών έως και $M_w=8.2$, γεγονός που οφείλεται στην κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών στον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. Μία γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών στον ελληνικό χώρο οδηγεί στα ακόλουθα: 1) τα epicέντρα των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο και στις γύρω περιοχές εμφανίζουν σημαντική διασπορά. Παρόλα αυτά όμως, τα περισσότερα διατάσσονται κατά μήκος μίας τοξοειδούς ζώνης στην περιοχή του ελληνικού τόξου (Δ. Αλβανία – νησιά Ιονίου πελάγους – Κρήτη – Κάρπαθος – Ρόδος – Ν.Δ. Τουρκία). Σημαντική σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται επίσης και στην περιοχή του Β. Αιγαίου και της Β.Δ. Ανατολίας

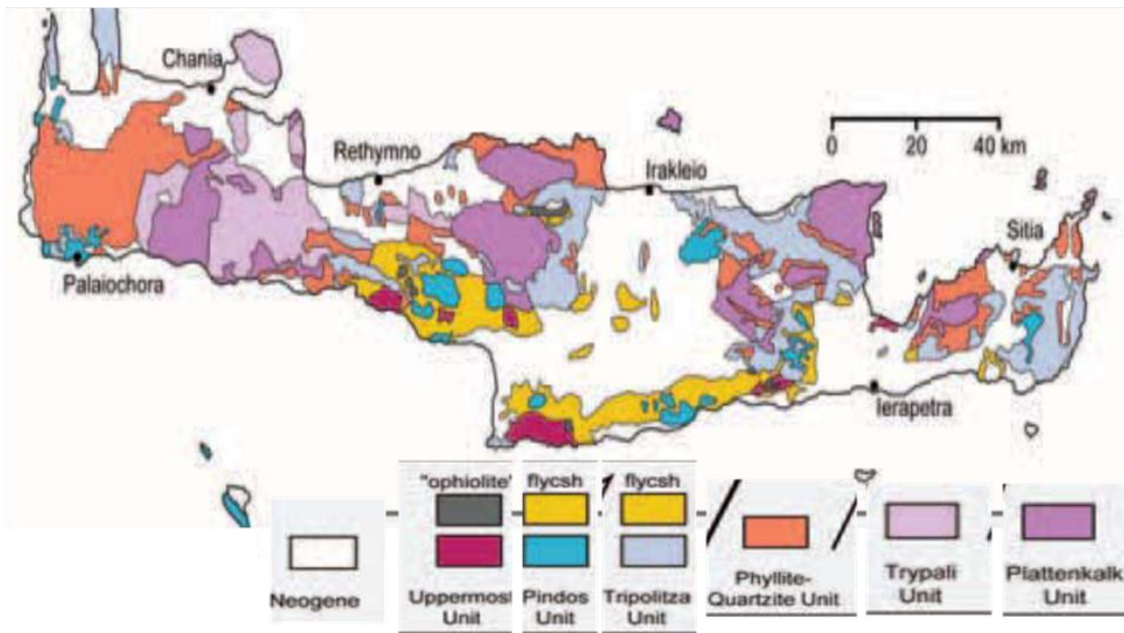
2) οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους εκδηλώνονται στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Τα epicέντρα διατάσσονται σε μία ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο, ενώ οι εστίες βρίσκονται πάνω στη ζώνη Benioff η οποία κλίνει με γωνία περίπου 35° από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του τόξου,

από την Ανατ. Μεσόγειο προς το Αιγαίο πέλαγος. Τα εστιακά τους βάθη φτάνουν έως 160km περίπου. Το θέμα της σεισμικής δραστηριότητας στο Αιγαίο και των αιτιών της είναι αρκετά πολύπλοκο. Πρόσφατα στοιχεία δείχνουν ότι η σεισμική δραστηριότητα στο Αιγαίο είναι αυξημένη εξαιτίας: 1) συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στη σύγκλιση της Αφρικανικής – Ανατ. Μεσογείου λιθοσφαιρικής πλάκας με την αντίστοιχη Ευρασιατική – Αιγαίο. Η σύγκλιση αυτή προκαλεί τους επιφανειακούς σεισμούς κατά μήκος του Ελληνικού τόξου καθώς και τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους στο Ν. Αιγαίο. 2) συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στην αριστερόστροφη περιστροφή της Αδριατικής – Απουλίας πλάκας. Η περιστροφή προκαλεί τη γένεση επιφανειακών σεισμών κατά μήκος των δυτικών ακτών της Κεντρικής Ελλάδας, της Αλβανίας και της πρώην Γιουγκοσλαβίας. 3) συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται κυρίως στην κίνηση της Τουρκικής – Ανατολίαςλιθοσφαιρικής πλάκας προς τα δυτικά, που με τη σειρά της η κίνηση αυτή οφείλεται στην προς Βορρά κίνηση της Αραβικής πλάκας. 4) οριζόντιων εφελκυστικών δυνάμεων που έχουν διεύθυνση βορρά – νότου και αναπτύσσονται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας του Αιγαίου εξαιτίας της οριζόντιας κίνησης των ρευμάτων μεταφοράς. Σεισμοί μεγαλύτερου βάθους παρατηρούνται κυρίως βόρεια της Κρήτης (Εικόνα 3).



Εικόνα 3: Ενόργανη Σεισμικότητα στην Ελλάδα

Η γεωλογία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη κυρίως αλπικών και προ-αλπικών πετρωμάτων τα οποία συνθέτουν ένα πολύπλοκο οικοδόμημα τεκτονικών καλυμμάτων. Επιπλέον χαρακτηρίζεται και από την εμφάνιση πολλών μετά-αλπικών ιζημάτων. Το οικοδόμημα αυτό δημιουργείται από ένα αριθμό τεκτονικών ενότητων που τοποθετούνται η μια πάνω στην άλλη και ανάλογα με την τεκτονο-στρωματογραφική τους θέση και τη μεταμορφική τους ιστορία. Οι τεκτονικές ενότητες χωρίζονται σε δύο μεγάλες ομάδες, τα ανώτερα και τα κατώτερα καλύμματα (Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001). Το κατώτερο κάλυμμα είναι οι Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι. Αυτοί περιλαμβάνουν κυρίως τυπικούς πλακώδεις ασβεστόλιθους, δολομίτες, ασβεστολιθικά κροκαλοπαγή και φυλλίτες-χαλαζίτες. Η ηλικία της σειράς αυτής είναι από το Πέρμιο μέχρι το Ηώκαινο και τελικά με την απόθεση του Ολιγοκαινικού φλύσχη. Μεγάλες μάζες των ορεινών όγκων των Λευκών όρεων και της Ίδης, δομούνται από τη σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων (Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001). Πάνω στη σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων βρίσκεται ένα κάλυμμα κροκαλοπαγών-λατυποπαγών ασβεστόλιθων και δολομιτών που ονομάζεται σειρά Τρυπαλίου. Η ηλικία του καλύμματος είναι Άνω Τριαδική-Κάτω Ιουρασική. Πάνω στην ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων και στη σειρά Τρυπαλίου βρίσκεται το κάλυμμα Φυλλιτών-Χαλαζιτών σειράς ηλικίας Περμίου-Τριαδικού, που αποτελείται κυρίως από φυλλίτες, χαλαζίτες, μετακροκαλοπαγή, μετα-ψαμίτες. Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούνται από τεκτονικές ενότητες που μπορούν να συσχετισθούν με τις λιθοτεκτονικές ενότητες της κεντρικής Ελλάδας και των Κυκλάδων. Πάνω στη φυλλιτική σειρά τοποθετείται η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως με τους γνωστούς νηριτικούς ασβεστόλιθους και σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται επωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Πίνδου. Πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου και κάτω από τα κρυσταλλικά πετρώματα του καλύμματος των Αστερουσίων βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένες και ανακατεμένες μεταξύ τους οι ενότητες του Βάτου, Μιαμούς, Άρβης, Σπηλίου και Πρέβελι. Στη συνέχεια, στην κορυφή των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης βρίσκονται τα πετρώματα των Αστερουσίων και των Οφιολίθων (Creutzburg et al., 1977 and Thomson et al., 1999 Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001). Τέλος, πάνω σε αυτούς τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται τα ιζήματα του Νεογενούς. Στα Νεογενή ιζήματα της Κρήτης έχουν καταγραφεί δεκάδες λιθοστρωματογραφικές ενότητες, από τις οποίες άλλες έχουν τοπική εξάπλωση ενώ άλλες εμφανίζονται σε όλο το νησί (Creutzburg et al., 1977 and Thomson et al., 1999 Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001). Οι ενότητες αυτές έχουν ταξινομηθεί σε 6 ομάδες σχηματισμών (Meulenkamp 1979): Πρίνα, Τεφελίου, Βρυσών, Ελληνικού, Φοινικιά και Αγίας Γαλήνης. Στην εικόνα 4 παρουσιάζεται η γεωλογία της Κρήτης (Creutzburg et al., 1977 and Thomson et al., 1999).



Εικόνα 4: Η γεωλογία της Κρήτης (Creutzburg et al., 1977 and Thomson et al., 1999).

1.3 Σεισμολογικά Δίκτυα

Τα σημαντικότερα Σεισμολογικά Δίκτυα που παρέχουν πληροφορίες για το σεισμοτεκτονικό καθεστώς στην Κρήτη είναι:

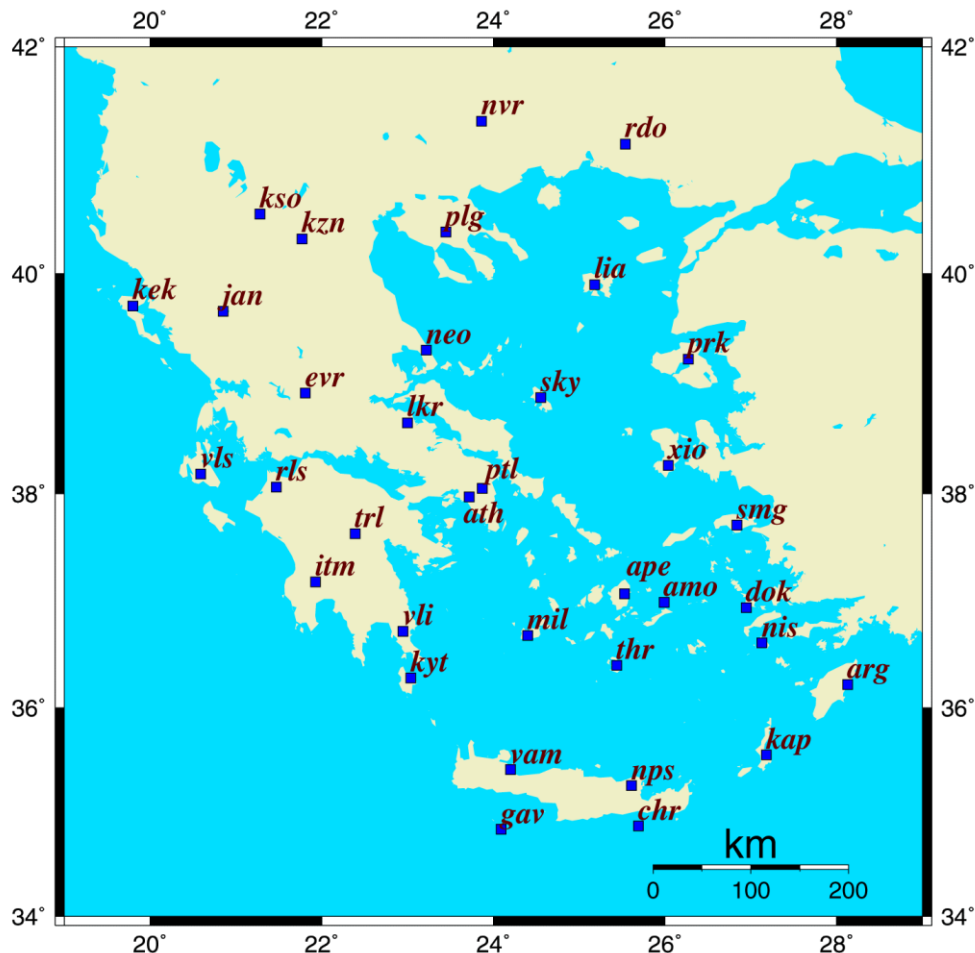
1.3.1 Ευρωπαϊκό Μεσογειακό Σεισμολογικό Κέντρο (EMSC)

Ιδρύθηκε από το Εργαστήριο Ανίχνευσης και Γεωφυσικής της Γαλλίας (LDG, Bruyères-le-Châtel, France). Αποτελεί μη κερδοσκοπικό οργανισμό και παρέχει έγκαιρη πληροφορία σχετικά με σεισμικά γεγονότα παγκοσμίως. Γίνεται χρήση διάφορων μέσων ενημέρωσης (website, email services, Twitter, smartphone application) Ο οργανισμός απαρτίζεται από 86 σεισμολογικά ινστιτούτα από 57 χώρες κυρίως Ευρωπαϊκού-Μεσογειακού χώρου αλλά και παγκοσμίως που συμβάλλουν με 2.459 σεισμολογικούς σταθμούς. Οι κύριες επιστημονικές δραστηριότητες είναι οι υπηρεσίες εκτίμησης σεισμολογικών παραμέτρων πραγματικού χρόνου (π.χ επιλογή P-S κυμάτων).

1.3.2 Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Αθηνών (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών) NOA

Το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, είναι ένα από τα τρία Ινστιτούτα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, που αποτελεί Εθνικό Ερευνητικό Κέντρο και υπάγεται στην Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας του Υπουργείου Παιδείας, Δια Βίου Μάθησης και Θρησκευμάτων. Το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο είναι ένα από τα παλαιότερα ερευνητικά ινστιτούτα στην Ελλάδα, ιδρύθηκε το 1893. Οι κεντρικές του εγκαταστάσεις βρίσκονται στην Αθήνα. Το σεισμολογικό δίκτυο αποτελείται από: 1) Μόνιμο Σεισμολογικό δίκτυο με 45 σταθμούς που καλύπτουν όλο τον Ελληνικό χώρο. 2) Δίκτυο επιταχυνσιογράφων που έχει εγκατασταθεί στις μεγαλύτερες πόλεις του Ελληνικού χώρου με 70 ψηφιακά όργανα. 3) Δίκτυο φορητών σεισμογράφων για την καταγραφή των μικροσεισμών, τον έλεγχο της δυναμικής κατάστασης των ρηγμάτων, καθώς και την

παρακολούθηση της μετασεισμικής εξέλιξης. Ο σταθμός των Ανωγείων Κρήτης IDI ανήκει στο δίκτυο IMS (International Monitoring System) του ΟΗΕ καθώς και στο Μεσογειακό Δίκτυο MEDNET. Η κατανομή Σεισμολογικών Σταθμών Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών παρουσιάζεται στην εικόνα 5.



Εικόνα 5: Η κατανομή Σεισμολογικών Σταθμών Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών.

1.3.3. Σεισμολογικό δίκτυο Θεσσαλονίκης (AUTH)

Ο Σεισμολογικός Σταθμός του ΑΠΘ ιδρύθηκε το 1978 και υπάγεται στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ. Σήμερα το σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ αποτελείται από 22 σεισμολογικούς σταθμούς οι περισσότεροι των οποίων είναι εγκατεστημένοι στη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, ενώ 8 εξ αυτών βρίσκονται σε νησιά του Αιγαίου και του Ιονίου πελάγους. Όλοι οι σταθμοί μεταδίδουν τα δεδομένα τους στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό της Θεσσαλονίκης σε πραγματικό χρόνο (real-time).

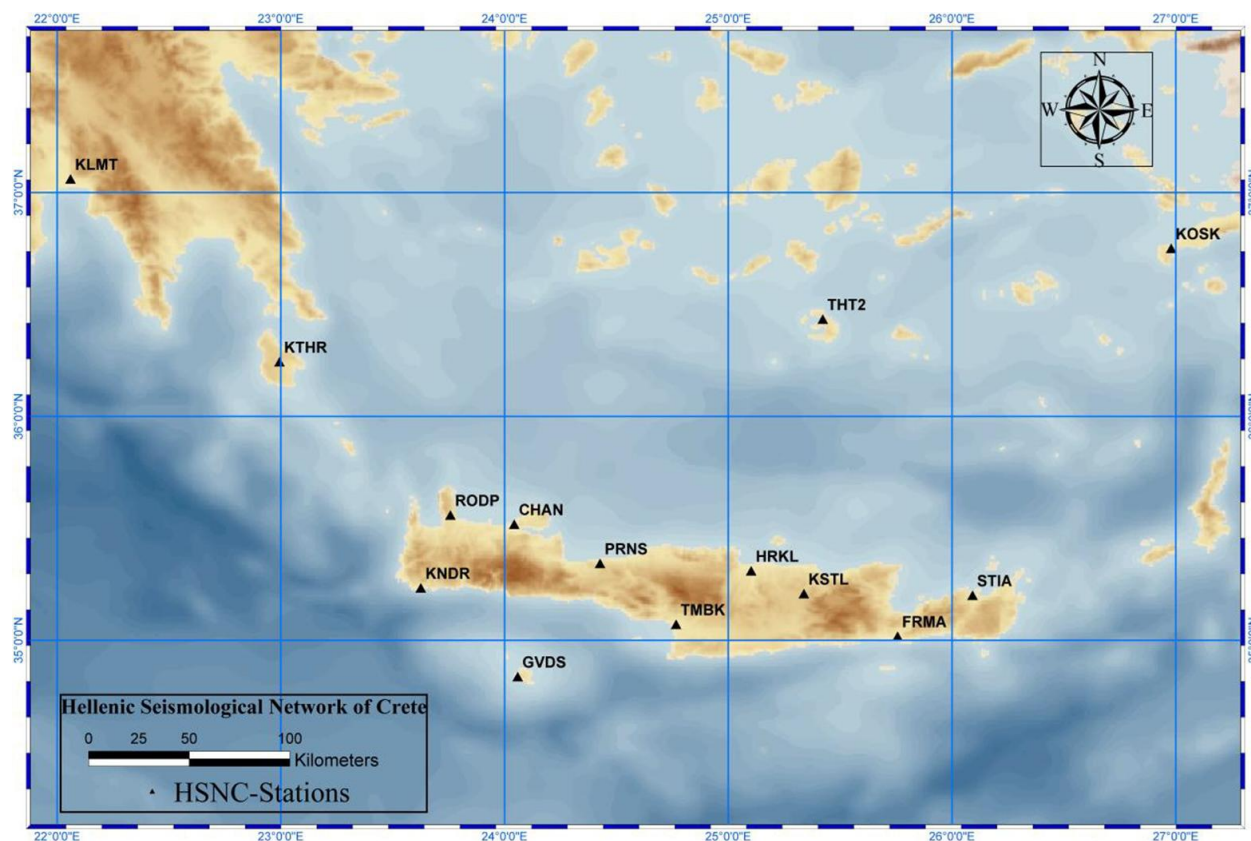
1.2.4. Σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης (HSNC)

Το Εργαστήριο Γεωφυσικής & Σεισμολογίας (HSNC) δραστηριοποιείται σε ευρύ τμήμα της έρευνας που διενεργείται στα πεδία της Σεισμολογίας, της Φυσικής του Εσωτερικού της Γης και της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής. Ιδιαίτερα, εστιάζει τις ερευνητικές του προσπάθειες στην πολυπαραμετρική μελέτη των σεισμικών καταστροφών, στη σεισμοτεκτονική, στην πρόγνωση των σεισμών, στην χωροχρονική εκτίμηση και διαχείριση της σεισμικής επικινδυνότητας, στις μικροζωνικές μελέτες, στη φυσική των γεωυλικών, στη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης με σεισμολογικές και γεωφυσικές μελέτες, στον καθορισμό της δομής των ανώτερων στρωμάτων που παρουσιάζουν οικονομικό, περιβαλλοντικό και αρχαιολογικό ενδιαφέρον. Το **HSNC** ξεκίνησε την πρώτη του λειτουργία το 2004 με 4 αισθητήρες. Εντός μιας περιόδου λιγότερο από μια δεκαετία (2004-2012) επεκτάθηκε σε 12 online σταθμούς (Κουνδουρα Παλαιόχωρα - KNDR, Φέρμα Ιεράπετρα-FRMA, Χανιά-CHAN, Καστέλλι, Ηράκλειο- KSTL, Πρινές, Ρέθυμνο - PRNS, Κύθηρα-KTHR, Τυμπάκι- TMBK, Σητεία-STIA, Κώ-KOSK, Ροδοπός-Κολυμπάρι-RODP, Σαντορίνη -THT2 και Γαύδο – GVDS). Οι γεωγραφικές θέσεις των σταθμών λειτουργίας του Σεισμολογικού δικτύου Κρήτης παρουσιάζονται στον πίνακα 1. Οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών HSNC παρουσιάζονται στην Εικόνα 6 (Chatzopoulos et al. 2013). Στο τέλος του 2013 έγιναν διμερείς συμφωνίες μεταξύ του HSNC και Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA), Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.), εξασφαλίζοντας συνεχή ανταλλαγή δεδομένων.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1 : ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΙ ΣΤΑΘΜΟΙ HSNC (πηγή : Chatzopoulos et al. 2013)

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΙ ΣΤΑΘΜΟΙ HSNC				
Κωδικοί	Θέσεις	Γ.Μήκος	Γ.Πλάτος	Υψόμετρο
KNDR	Κουντούρα	23.6248	35.2348	13.5
FRMA	Φέρμα	25.8555	35.0187	21.5
CHAN	Χανιά	24.0429	35.5193	36
KSTL	Καστέλλι	25.3374	35.2092	335
HRKL	Ηράκλειο	25.1015	35.2115	81
PRNS	Πρινές	24.426	35.345	325

ΚΤΗΡ	Κύθηρα	22.9938	36.2447	270
ΤΜΒΚ	Τυμπάκι	24.7662	35.0724	12
ΣΤΙΑ	Σητεία	26.0909	35.2021	93
ΚΟΣΚ	Κώς	26.9785	36.7516	10
ΚΛΜΤ	Καλαμάτα	22.0597	37.0613	6
ΤΗΤ2	Σαντορίνη	25.4218	36.4351	24
ΡΟΔΡ	Ροδοπός	23.7577	35.5604	308
ΓΒΔΣ	Γαύδος	24.0585	34.8389	348



Εικόνα 6: Οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών HSNC (Chatzopoulos et al. 2013).

Μικρόθρομβος

Σε περίπτωση που οι καταγραφές σεισμών δεν είναι διαθέσιμες χρησιμοποιούνται διάφορες τεχνικές για μελέτη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική κίνηση (π.χ Frankel and Vidale 1992; Seekins and Boatwright, 1994; Kawase, 1996; Nakamura, 1989;

Mucciarelli & Monacheri, 1998; Bard, 1999). Ο μικροθόρυβος αποτελεί αποτέλεσμα των συχνών ταλαντώσεων του εδάφους και οφείλεται σε φυσικούς περιβαλλοντικούς παράγοντες για παράδειγμα άνεμος, οι μετεωρολογικές συνθήκες και τα παλιρροϊκά κύματα, ή σε ανθρωπογενείς παράγοντες όπως για παράδειγμα τα βιομηχανικά μηχανήματα, τα αυτοκίνητα τα τρένα (κ.α). Το πλάτος του εδαφικού θορύβου κυμαίνεται συνήθως 10^{-5} - 10^{-3} cm και η καταγραφή του γίνεται με σεισμόμετρων υψηλής ευαισθησίας. Οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου αποτελούν μια αξιόπιστη, μη - επεμβατικού χαρακτήρα τεχνική γεωφυσικής διασκόπησης. Η αξιοπιστία της μεθόδου του φασματικού λόγου των οριζόντιων πορος την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) χρησιμοποιώντας είτε εδαφικό θόρυβο είτε σεισμικά γεγονότα για την εκτίμηση τοπικών εδαφικών συνθηκών έχει επιβεβαιωθεί σε διαφορετικές περιπτώσεις μελετών παγκοσμίως (π.χ Field et al. 1995; Köhler *et al* (2004); Chavez-Garcia et al. 1995; Pilz et al. 2009; Strollo et al. 2011). Στον πίνακα 2 παρουσιάζεται σύνοψη πηγών προέλευσης εδαφικού θορύβου σύμφωνα με το συχνοτικό τους. Στην παρούσα εργασία γίνεται χρήση του εδαφικού θορύβου απο του σεισμολογικούς σταθμούς του δικτύου HSNC και της μεθόδου HVSR με σκοπό την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών και συγκεκριμένα βραχόδους υποβαθρου στις θέσεις εγκαταστασης των σεισμολογικών σταθμών του HSNC.

Πίνακας 2. Σύνοψη πηγών προέλευσης εδαφικού θορύβου σύμφωνα με το συχνοτικό τους (απο Bonnefoy-Claudet, 2004 λαμβανοντας υπόψη τις μελέτες των Gutenberg (1958) και Asten (1978, 1984)

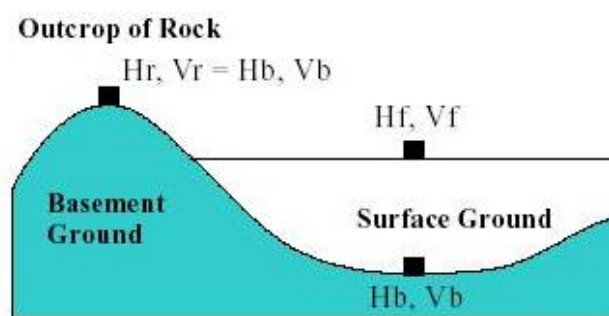
Πηγές προέλευσης	Ερευνητές	
	Gutenberg (1958)	Asten (1978, 1984)
Δράση των ωκεανών	0.05–0.1 Hz	0.05–0.1 Hz
Μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα.(Μουσώνες)	0.1–0.25 Hz	0.16–0.5 Hz
Ωκεάνιοι κυκλώνες	0.3–1 Hz	0.5–3 Hz
Τοπικά μετεωρολογικά φαινόμενα	1.4–5 Hz	
Ηφαιστειακή δράση	2–10 Hz	
Ανθρωπογενείς θόρυβοι	1–100 Hz	1.4–30 Hz

Μέθοδος HVSR

Αρχικά, οι Nogoshi και Igarashi το 1971 πρότειναν την εφαρμογή του φασματικού λόγου των οριζόντιων προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V) χρησιμοποιώντας ένα σεισμολογικό σταθμό. Αργότερα, ο Nakamura (1989) μετά από πειραματικές παρατηρήσεις και σύγκριση από δεδομένα γεωτρήσεων σεισμούς και εδαφικό θόρυβο πρότεινε μια συνάρτηση μεταφοράς που χαρακτηρίζει την εδαφική στήλη. Ο Nakamura τοποθέτησε σειсмоγράφους σε σταθμούς τρένων στην Ιαπωνία και κατέγραψε την σεισμική κίνηση. Παρατήρησε ότι όταν περνούσε το τρένο το πλάτος της σεισμικής ενίσχυσης ήταν μεγαλύτερο. Αυτό το απέδωσε στην επίδραση των Rayleigh κυμάτων. Τα κύματα αυτά τα θεώρησε θόρυβο ο οποίος θα πρέπει να αφαιρεθεί από την ερμηνεία. Η ερμηνεία βασίζεται στο γεγονός ότι η μέγιστη τιμή του φασματικού λόγου σχετίζεται με τις πολλαπλές διαθλάσεις των κατακόρυφων προσπιπτόντων SH κυμάτων, εξαλείφοντας την επίδραση των Rayleigh κυμάτων από τον H/V φασματικό λόγο. Η αξιοπιστία της μεθόδου του φασματικού λόγου των οριζόντιων προς την κατακόρυφη συνιστώσα χρησιμοποιώντας εδαφικό θόρυβο ή/και σεισμικά γεγονότα για την εκτίμηση τοπικών εδαφικών συνθηκών και μικροζωνικών μελετών έχει επιβεβαιωθεί παγκοσμίως (π.χ Field et al. 1995; Pilz et al. 2009; Bindi et al. 2011; Strollo et al. 2011; Moisiidi et al. 2012). Παρακάτω περιγράφεται η απλοποιημένη παρουσίαση της μεθοδολογίας Nakamura (1989). Η επίδραση του εδάφους στην σεισμική κίνηση εκφράζεται ως ο λόγος (ή το φάσμα) μεταφοράς της σεισμικής κίνησης από το σεισμικό υπόβαθρο στην ελεύθερη επιφάνεια του εδάφους. Η συνάρτηση μεταφοράς επιφανειακού στρώματος ορίζεται ως :

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}$$

S_{HS} και S_{HB} είναι τα οριζόντια φάσματα του εδαφικού θορύβου στην επιφάνεια (S) και στο μητρικό πέτρωμα (B) αντίστοιχα.



Εικόνα 1 Τυπική ιζηματογενής λεκάνη από το άρθρο του Nakamura, 2000.

Οι υποθέσεις στις οποίες στηρίζεται η μέθοδος παρουσιάζονται παρακάτω:

1. Ο εδαφικός θόρυβος συνίσταται από Rayleigh κύματα που διαδίδονται σε ελαστικό εδαφικό στρώμα το οποίο υπέρκειται πάνω από βραχώδες υπόστρωμα.

2. Η επίδραση των Rayleigh κυμάτων (E_{RW}) στον εδαφικό θόρυβο περιλαμβάνεται στο φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας στην επιφάνεια του ελαστικού στρώματος (S_{VS}) και όχι στο φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας στο μητρικό πέτρωμα (S_{VB}). Υποθέτοντας ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του μικροθορύβου δεν ενισχύεται καθώς διαδίδεται από το επιφανειακό στρώμα, η επίδραση των Rayleigh κυμάτων (E_S), δίνεται από την σχέση:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}}$$

3. Για ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων (0.2-20Hz), ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας στο βραχώδες υπόστρωμα είναι ίσος με 1, δηλαδή:

$$R_B = \frac{SH_B}{SV_B} \approx 1$$

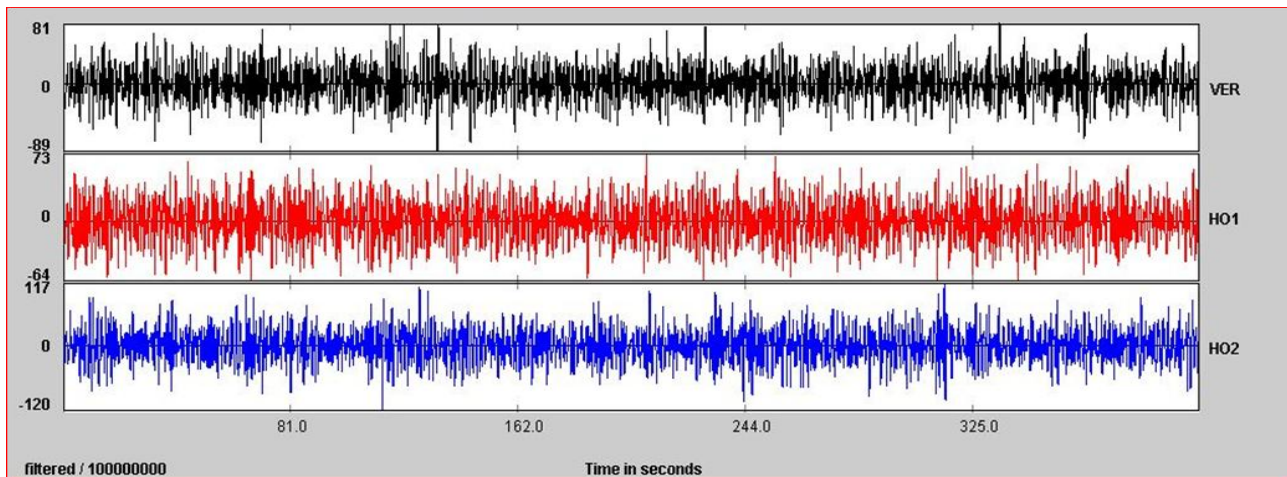
4. Με βάση τα παραπάνω ο λόγος (S_T/E_S) θεωρείται μια συνάρτηση μεταφοράς της γεωλογικής στήλης έχοντας αφαιρέσει την επίδραση των Rayleigh κυμάτων.

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{VB}}}{\frac{S_{HB}}{S_{VS}}} = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} = \frac{R_S}{R_B}$$

Η σχέση αυτή δείχνει ότι ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα μπορεί να αποτυπώσει τα δυναμικά χαρακτηριστικά της εδαφικής στήλης. Ο Nakamura το 1996 και το 2000 επανεξέτασε την μεθοδολογία θεωρώντας και την επίδραση των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων και κατέληξε στα αρχικά του συμπεράσματα (σημειώσεις Μωυσίδη).

Παράδειγμα χρονοσειράς μικροθορύβου από το σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης παρουσιάζεται στην Εικόνα 7. Η επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου και τον υπολογισμό του μέσου φασματικού λόγου H/V έγινε στα εξής: 1) Επιλογή χρονικών παραθύρων 50 sec χωρίς αλληλοκάλυψη μεταξύ τους μη παροδικού θορύβου με οπτική επιλογή (manual selection) στις τρεις συνιστώσες καταγραφής του εδαφικού θορύβου. 2) Αφαίρεση μέσης στάθμης με συνημητονικό φίλτρο απόληξης (“taper” με εύρος 5%. 3) Για την εξομάλυνση των φασμάτων Fourier, επιλέχθηκε η εφαρμογή του φίλτρου εξομάλυνσης Konno & Ohmachi (1998) με τιμή $b=20$. 4) Υπολογισμός του φάσματος με μετασχηματισμό Fourier για κάθε παράθυρο και

κάθε συνιστώσα. Η μέση τιμή των φασμάτων Fourier των οριζόντιων συνιστωσών υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την τεχνική του γεωμετρικού μέσου όρου (geometric average). Η μέση οριζόντια συνιστώσα προκύπτει από τη ρίζα του αθροίσματος των οριζόντιων συνιστωσών. 5) Ζωνοδιαβατό φίλτρο (Bandpass Filtering) στο εύρος συχνοτήτων 0.2-20 Hz. 6) Για κάθε χρονικό παράθυρο υπολογίζονται οι φασματικοί λόγοι H/V , H_{ew}/V και H_{ns}/V και οι μέσοι φασματικοί λόγοι H_{av}/V , H_{ew}/V και H_{ns}/V . Επιπρόσθετα υπολογίζεται ο μέσος φασματικός λόγος H/V και η **τυπική απόκλιση (standard deviation, \pm std).**

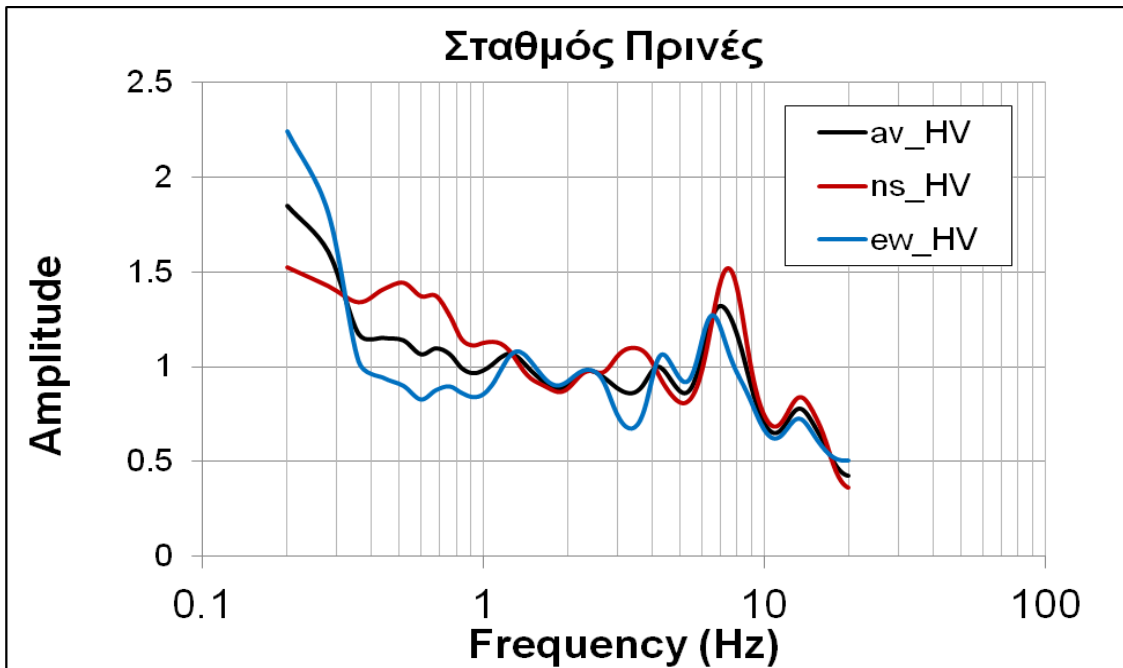


Εικόνα 7: Παράδειγμα χρονοσειράς μικροθρόμβου απο το σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

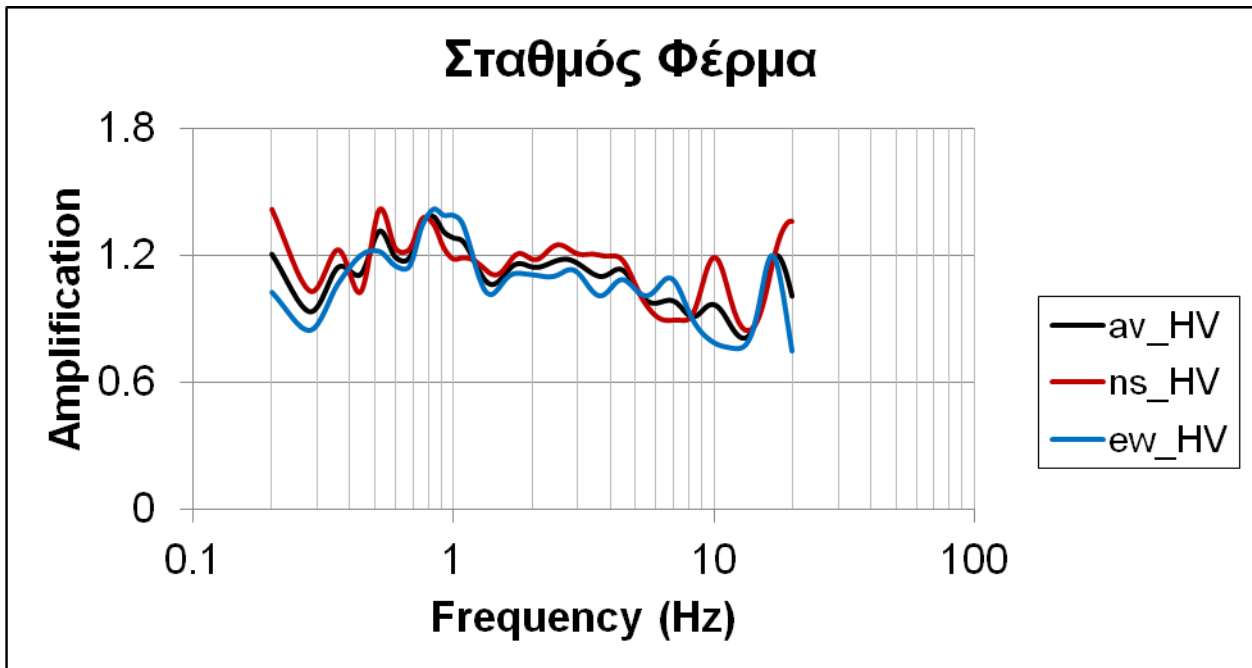
2.1 Αποτελέσματα

2.1.1 Σεισμολογικός Σταθμός Πρινές (PRNS, Ρέθυμνο)



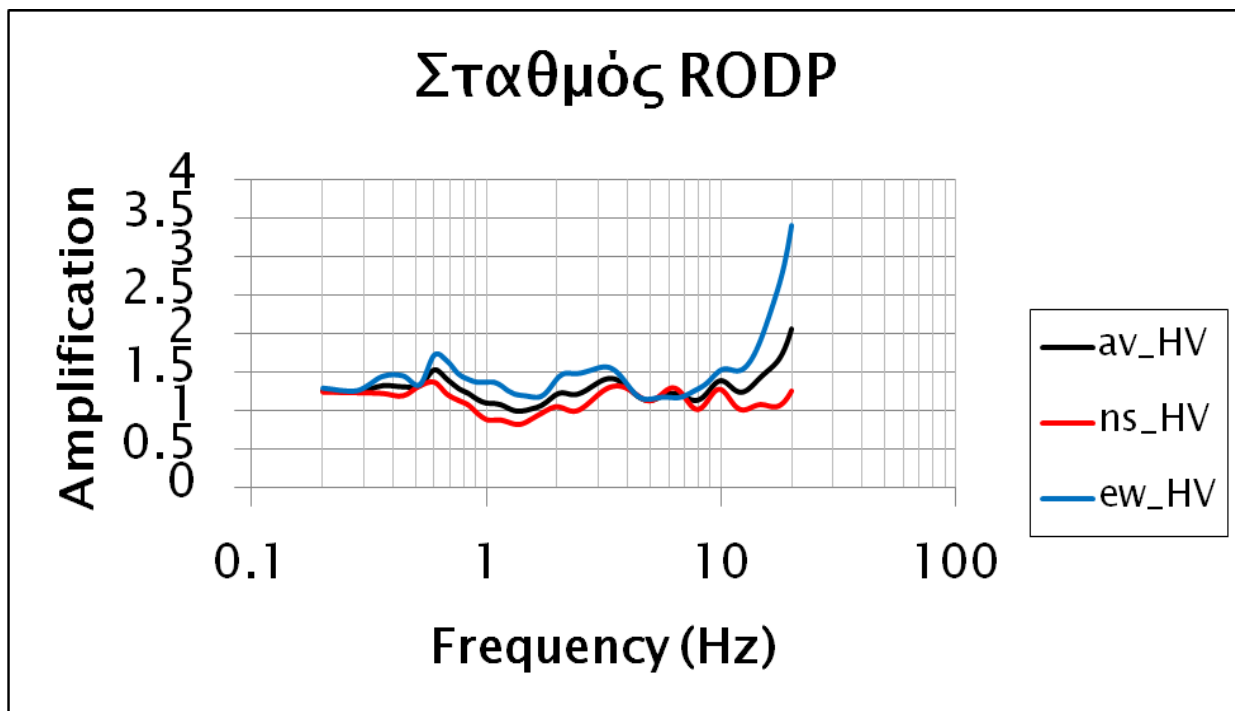
Σχήμα 1: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Πρινές (Ρέθυμνο)

2.1.2 Σεισμολογικός Σταθμός Φέρμα (FRMA, Ιεράπετρα)



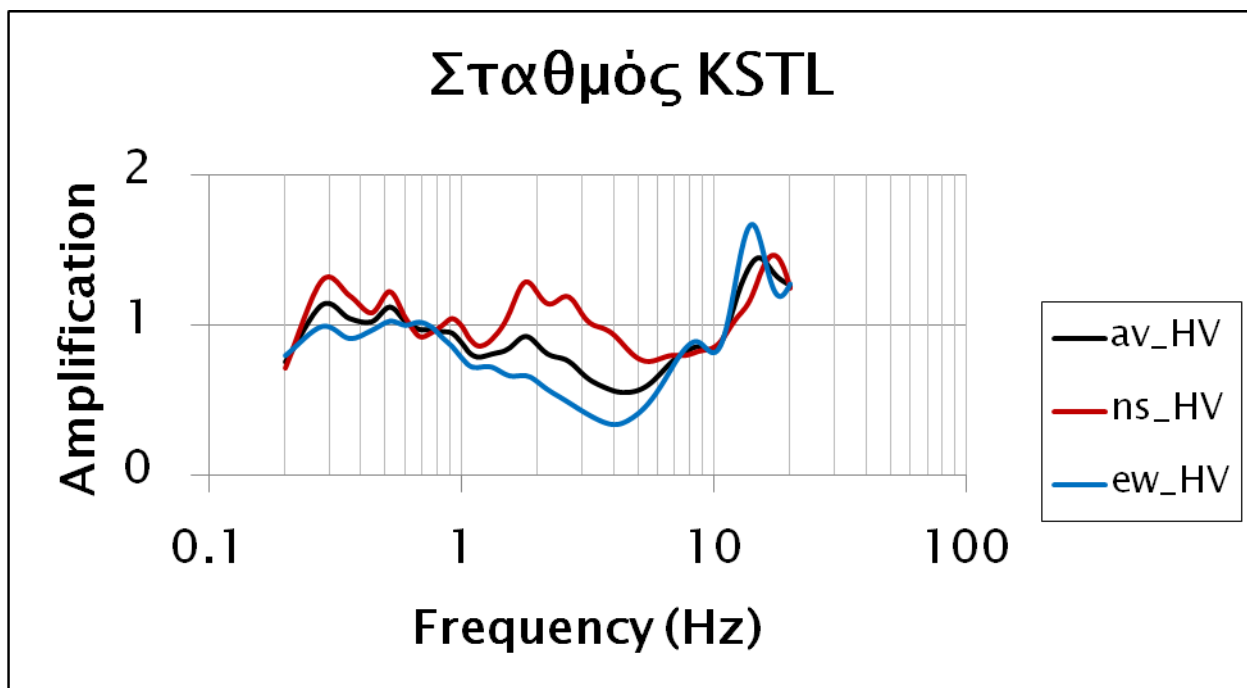
Σχήμα 2: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Φερμα (Ιεράπετρα)

2.1.3 Σεισμολογικός Σταθμός Ροδοπός (RODP,Κολυμπάρι)



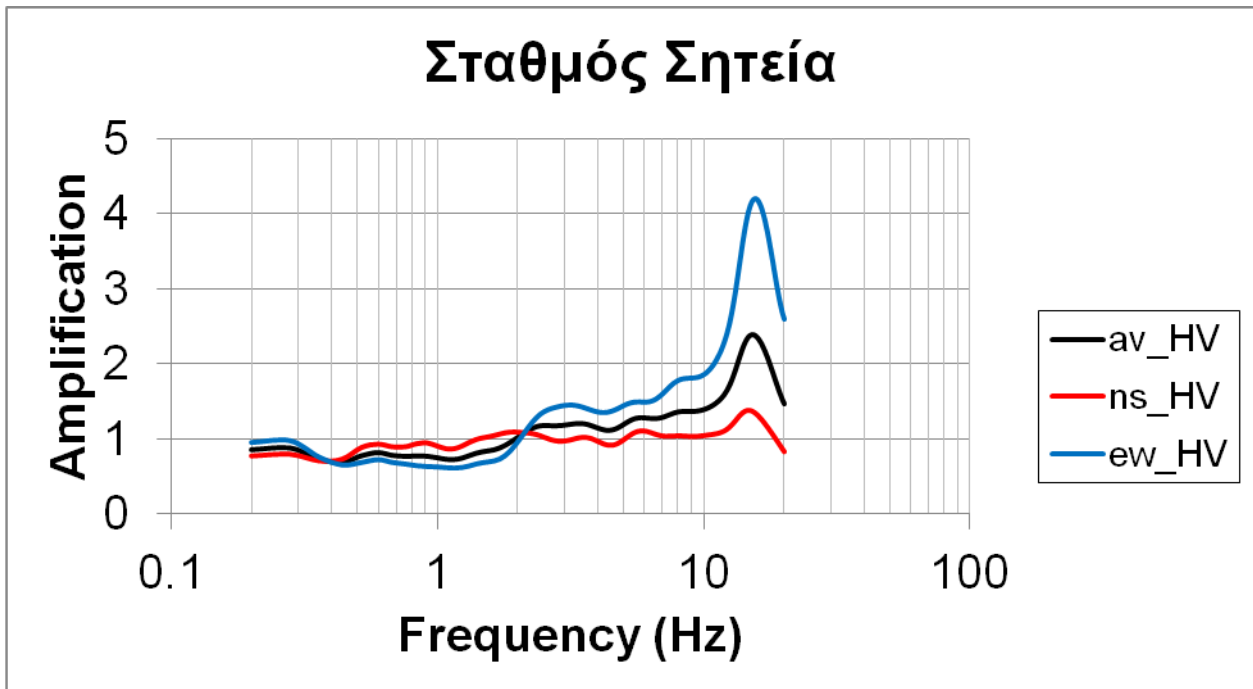
Σχήμα 3: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Ροδοπός (Κολυμπάρι)

2.1.4 Σεισμολογικός Σταθμός Καστέλλι (KSTL,Ηράκλειο)



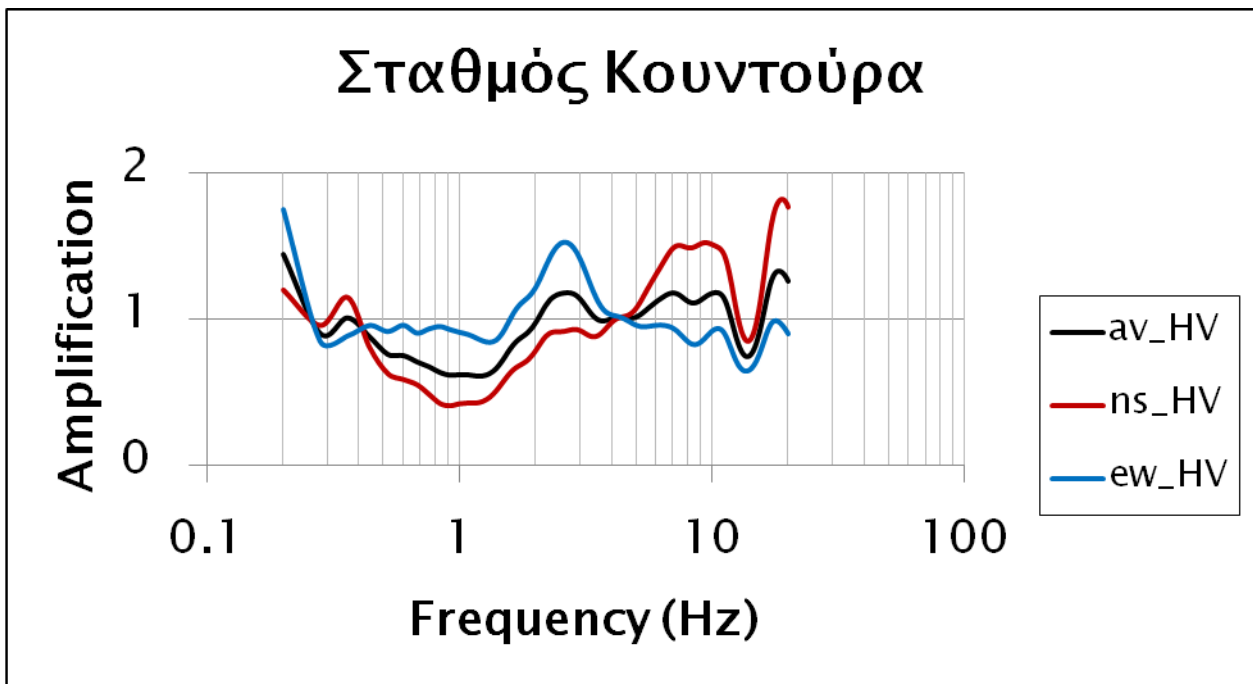
Σχήμα 4: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Καστέλλι (Ηράκλειο)

2.1.5 Σεισμολογικός Σταθμός Σητεία (SIT)



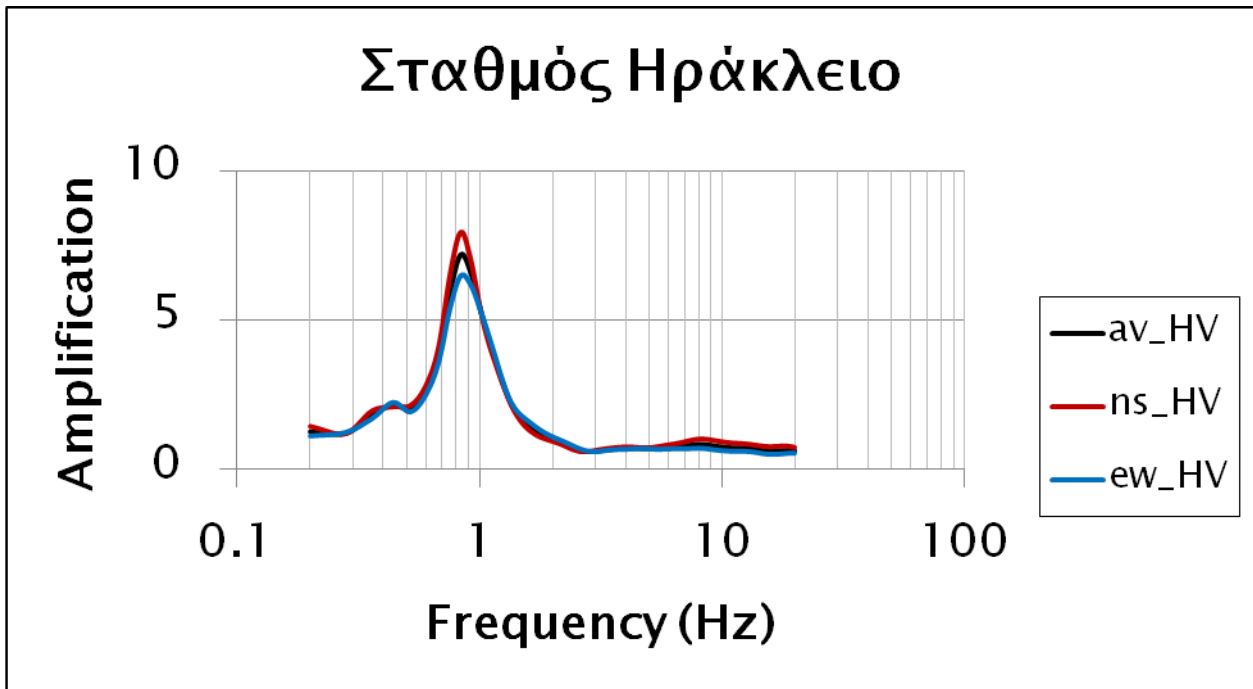
Σχήμα 5: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Σητεία

2.1.6 Σεισμολογικός Σταθμός Κουντούρα (KNDR, Παλαιόχωρα)



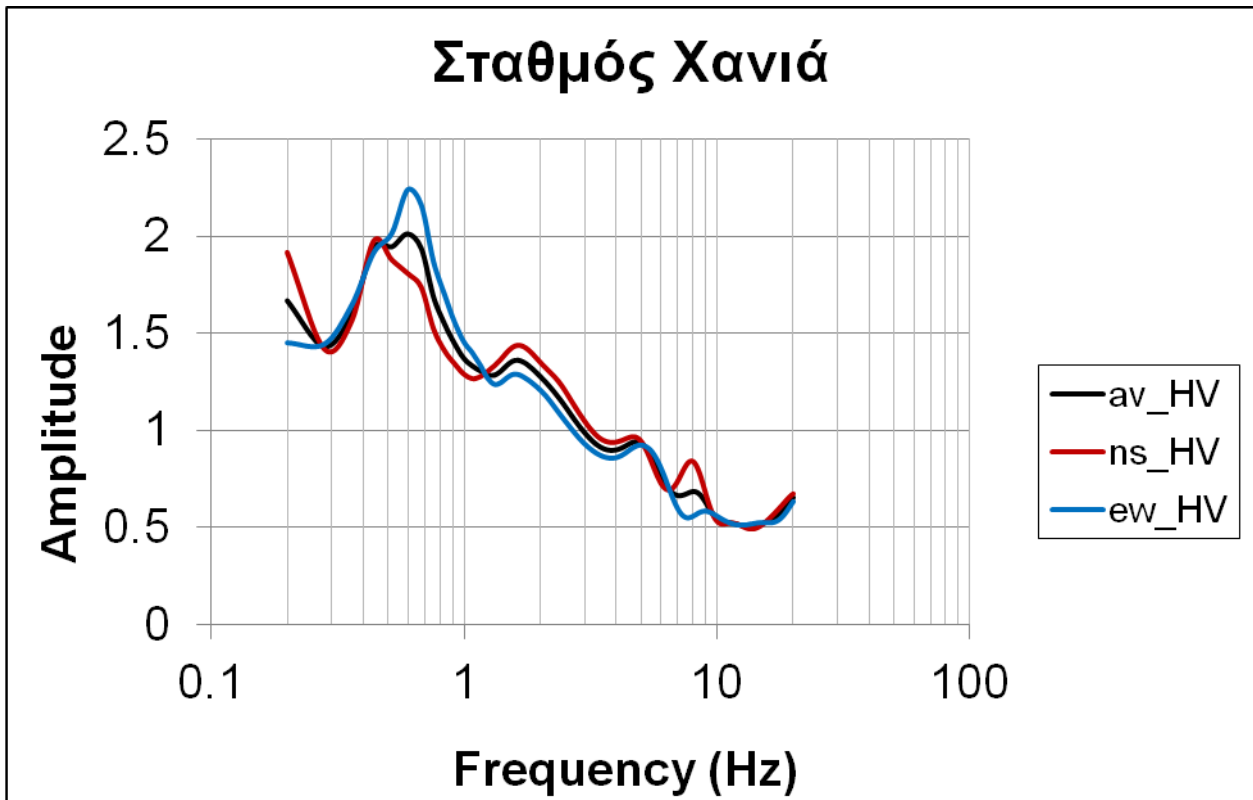
Σχήμα 6: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Κουντούρα Παλαιόχωρα.

2.1.7 Σεισμολογικός Σταθμός Ηράκλειο (HRKL)



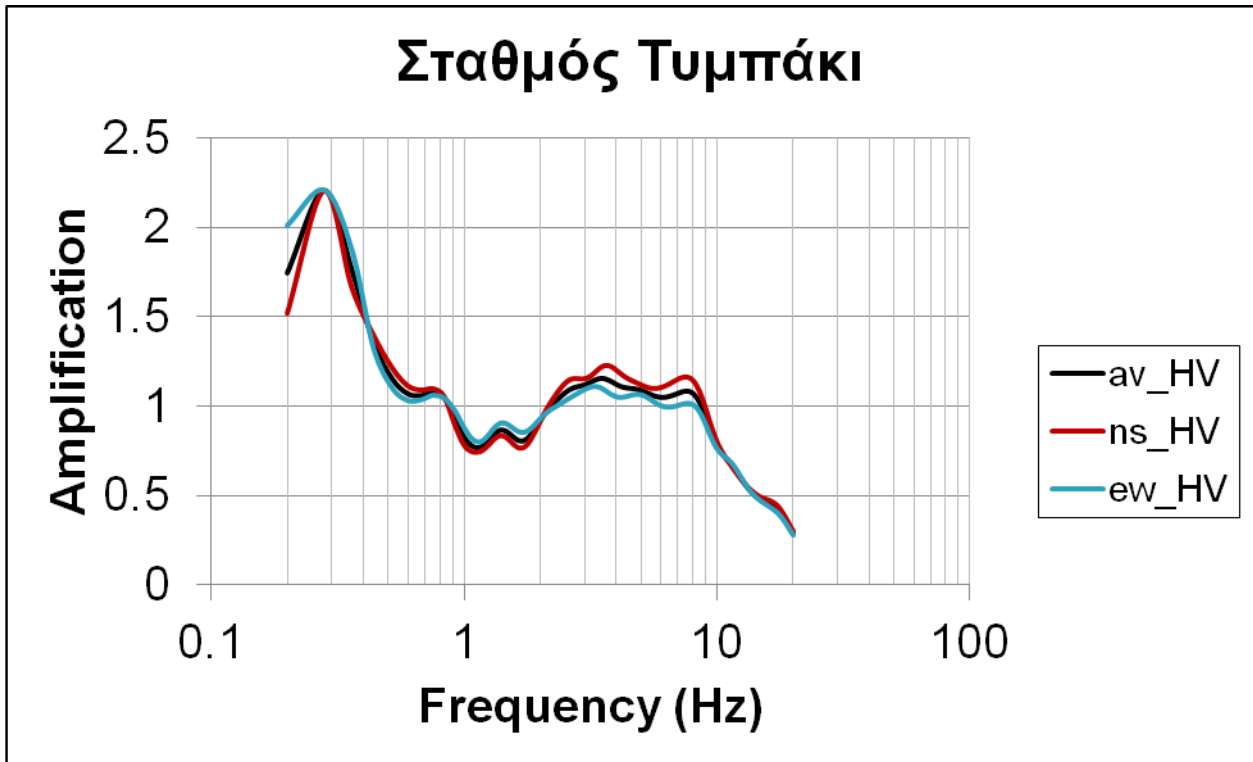
Σχήμα 7: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Ηράκλειο

2.1.8 Σεισμολογικός Σταθμός Χανιά (CHAN)



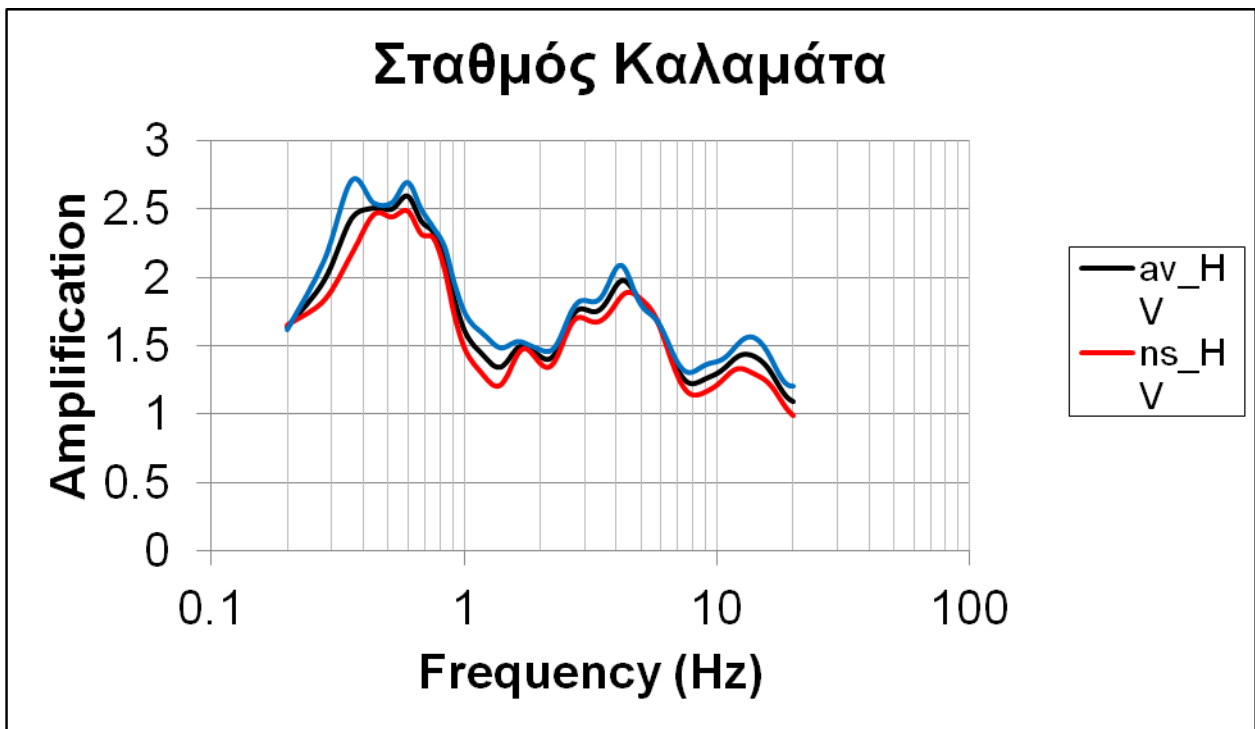
Σχήμα 8: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Χανιά

2.1.9 Σεισμολογικός Σταθμός Τυμπάκι (ΤΜΒΚ, Ηράκλειο)



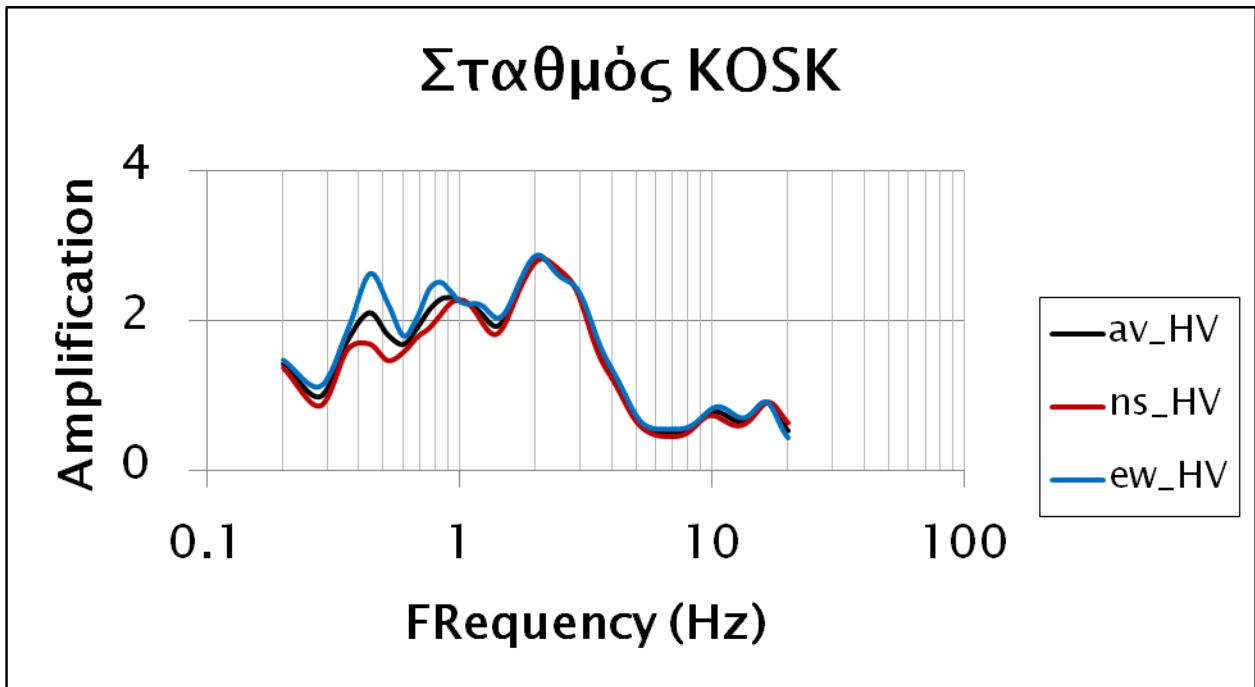
Σχήμα 9: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Τυμπάκι.

2.1.10 Σεισμολογικός Σταθμός Καλαμάτα (KLMT)



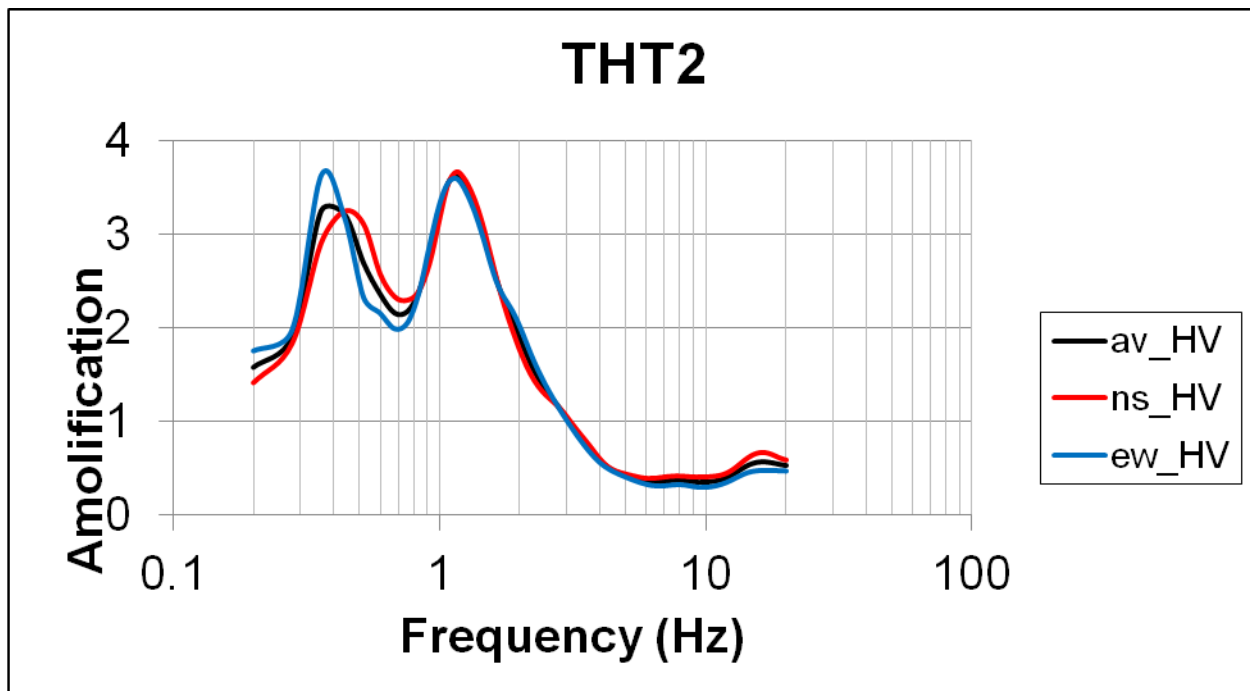
Σχήμα 10: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Καλαμάτα.

2.1.11 Σεισμολογικός Σταθμός Κώς (ΚΟΣΚ)



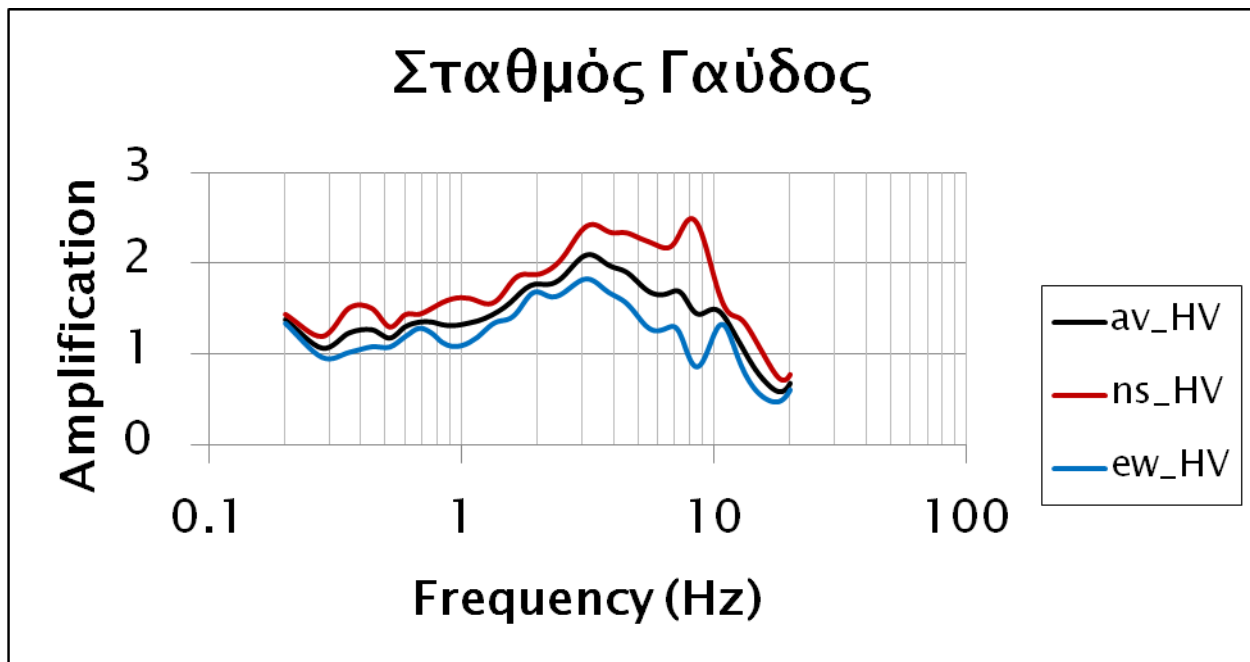
Σχήμα 11: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Κώς.

2.1.12 Σεισμολογικός Σταθμός Σαντορίνη (THT2)



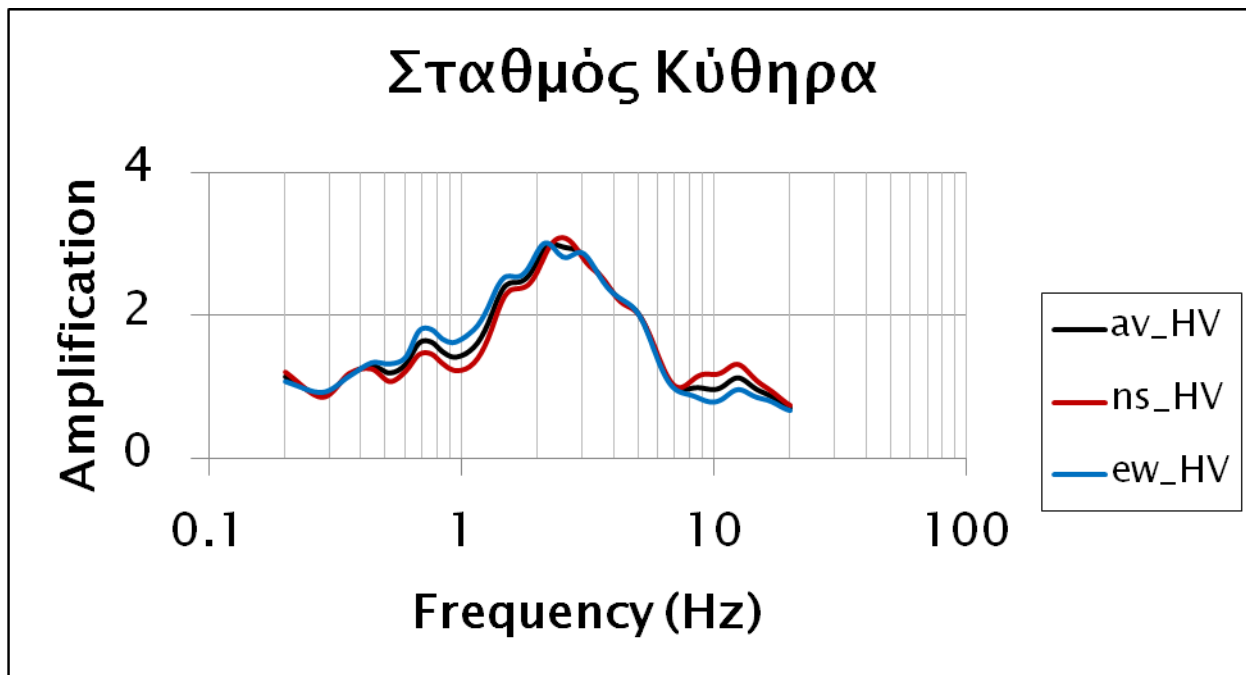
Σχήμα 12: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Καλαμάτα.

2.1.13 Σεισμολογικός Σταθμός Γαύδος (GVDS)



Σχήμα 13: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Γάυδο.

2.1.14 Σεισμολογικός Σταθμός Κύθηρα (KTHR)



Σχήμα 14: Φασματικά χαρακτηριστικά στον σταθμό Κύθηρα.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3: Συγκριτικό περιεχόμενο και Φασματικό πλάτος (ενίσχυση) μικροθορύβου στους σεισμολογικούς σταθμούς του HSCN δικτύου της Κρήτης.

ΣΤΑΘΜΟΙ	Frequency H/V (Hz)	Amplitude
Πρινές (PRNS)	0.2-20	1.3
Φέρμα (FRMA)	0.2-20	1.4
Ροδοπός (ROPD)	0.2-20	1
Καστέλλι (KSTL)	0.2-10	1-1.2
Ηράκλειο (HRKL)	10-20	1.2-1.6
	0.8	7.2
Χανιά (CHAN)	0.6	2.0
Τυμπάκι (TMBK)	0.3	2.2
Καλαμάτα (KLMT)	0.6	2.6

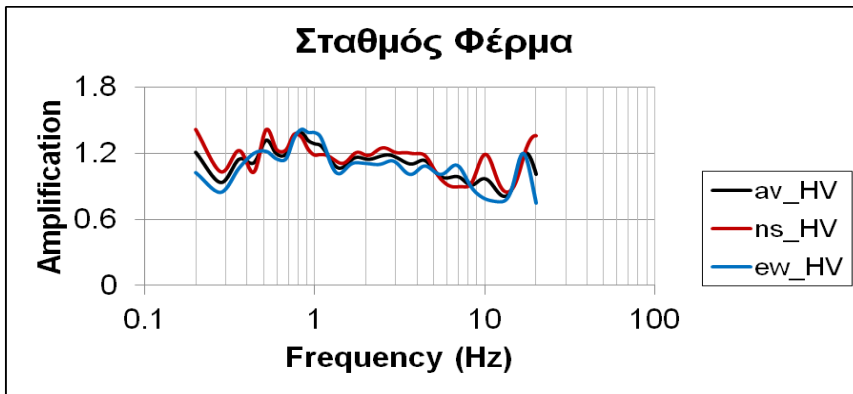
Κως (KOSK)	4.3	2.0
	2.1	2.9
Σαντορίνη (THT2)	1.0	2.3
	1.1	3.7
Γαύδος (GVDS)	0.4	2.2
	3.2	2.4
Κύθηρα (KTHR)	2.5	3.0

Σητεία (SIT)	Frequency (Hz)		
	F_H/V(Hz)	F_Hns/V(Hz)	F_Hew/V(Hz)
		0.2-10 Hz	14.67 Hz
Amplitude H/V	1-1.5		
Amplitude (Hns/V)		1.38	
Amplitude (Hew/V)			4.21

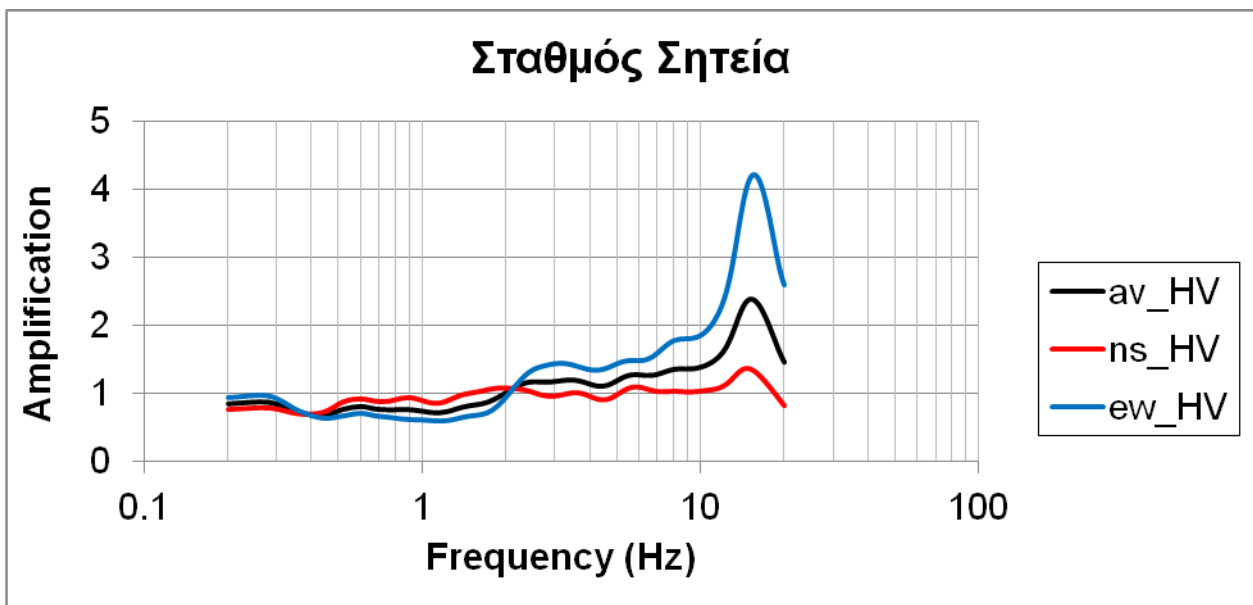
Κουντούρα (KNDR)	Frequency H/V(Hz)	Frequency Hns/V(Hz)	Frequency Hew/V(Hz)
		0.2-10 Hz	9.42 Hz
Amplitude H/V	1-1.2		
Amplitude (Hns/V)		1.51	
Amplitude (Hew/V)			1.52

Στους σταθμούς καταγραφής οι επικρατούσες συχνότητες κυμαίνονται απο 0.3 Hz εως 3.2 Hz, ενώ το πλάτος (ενίσχυση σεισμικού κύματος) κυμαίνεται απο 2 εως 8. Απο τους φασματικές καμπύλες παρατηρείται οτι:

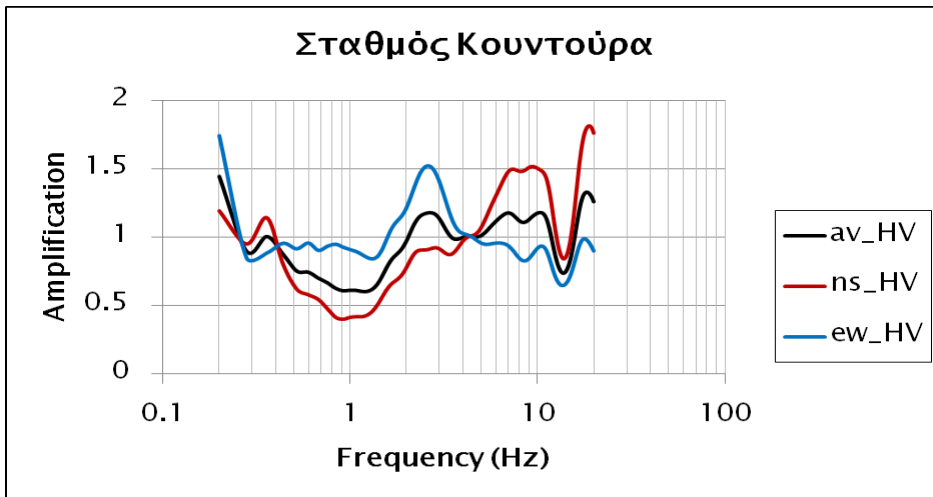
1. Οι σεισμολογικοί σταθμοί Πρινές, Φέρμα, Ροδοπός και Καστέλλι (Πίνακας 2) εγκαταστάθηκαν σε θέσεις συνεκτικού πετρώματος ή σε βραχώδεις θέσεις ($A = 1-1.5$).



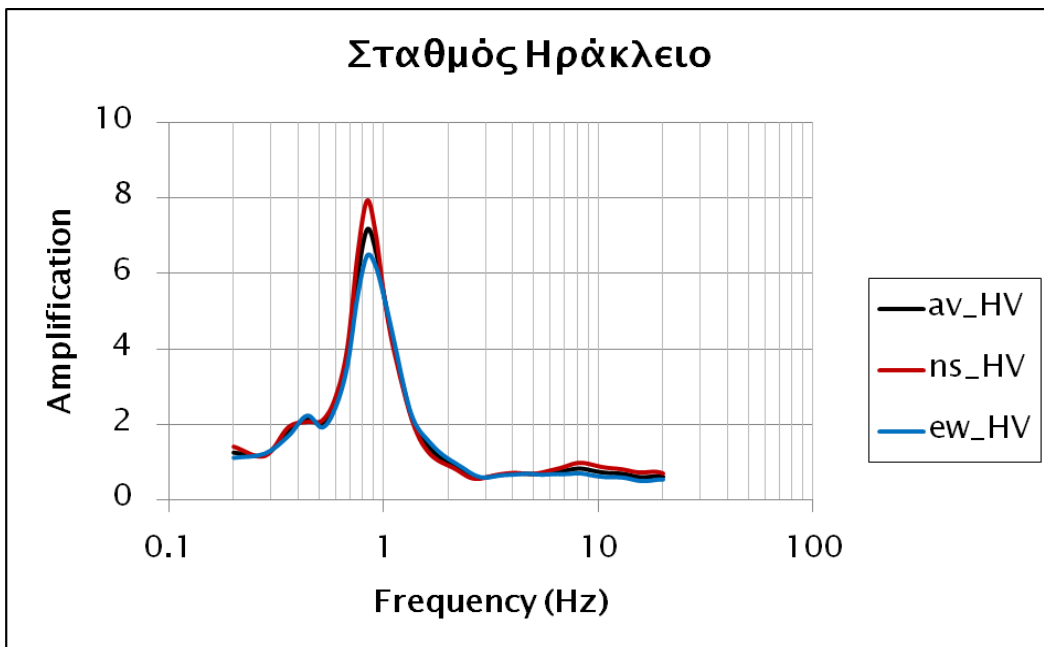
2. Στον σταθμό της Σητείας (Πίνακας 3) στο εύρος συχνοτήτων 0.2-10Hz, δεν παρατηρείται ενίσχυση ($A=1-1.5$). Στην συχνότητα 15.54 Hz ο φασματικός λόγος της οριζόντιας συνιστώσας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην EW διεύθυνση έχει πολύ μεγαλύτερο πλάτος (4.21) σε σχέση με το πλάτος (1.38) του φασματικού λόγου της οριζόντιας συνιστώσας προς την κατακόρυφη στην NS διεύθυνση (στην συχνότητα 14.67 Hz).



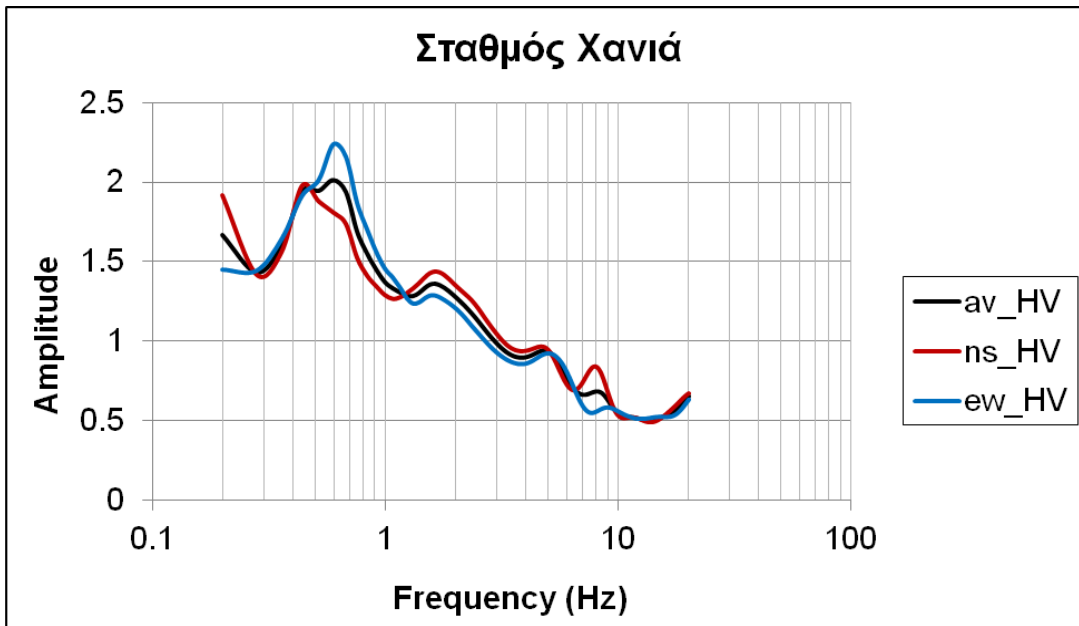
3. Στον σταθμό της Κουντούρας (Πίνακας 3) στο εύρος συχνοτήτων 0.2-10Hz, δεν παρατηρείται καμία ενίσχυση ($A=1-1.2$). Στην συχνότητα 9.42 Hz, ο φασματικός λόγος της οριζόντιας συνιστώσας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην **NS διεύθυνση** εμφανίζει καθαρή κορυφή μικρού πλάτους (1.51). Ο φασματικός λόγος της οριζόντιας συνιστώσας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην **EW διεύθυνση** εμφανίζει καθαρή κορυφή μικρού πλάτους (1.52) στην συχνότητα 2.58 Hz.



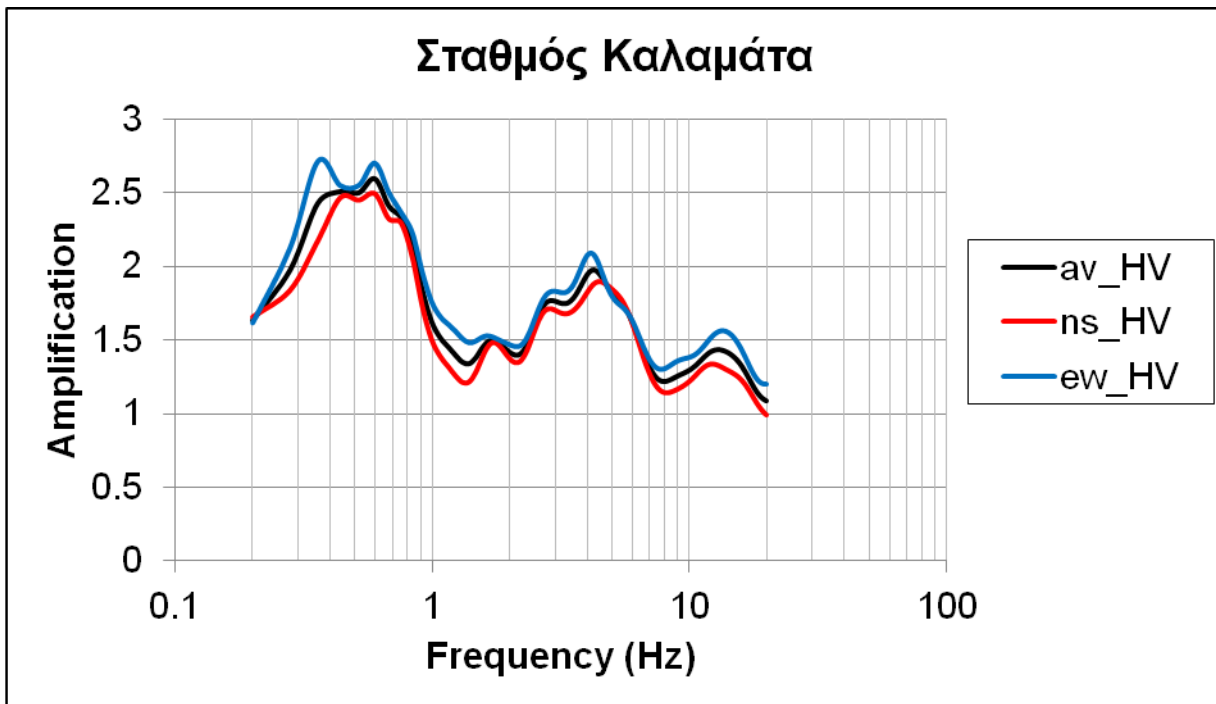
4. Στον σταθμό Ηρακλείου παρατηρείται μια ενισχυμένη κορυφή στις χαμηλές συχνότητες (0.3-0.8 Hz). Το πλάτος της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στον σταθμό του Ηρακλείου είναι από 6.5 (στην EW διεύθυνση) έως 8 (στην NS διεύθυνση).



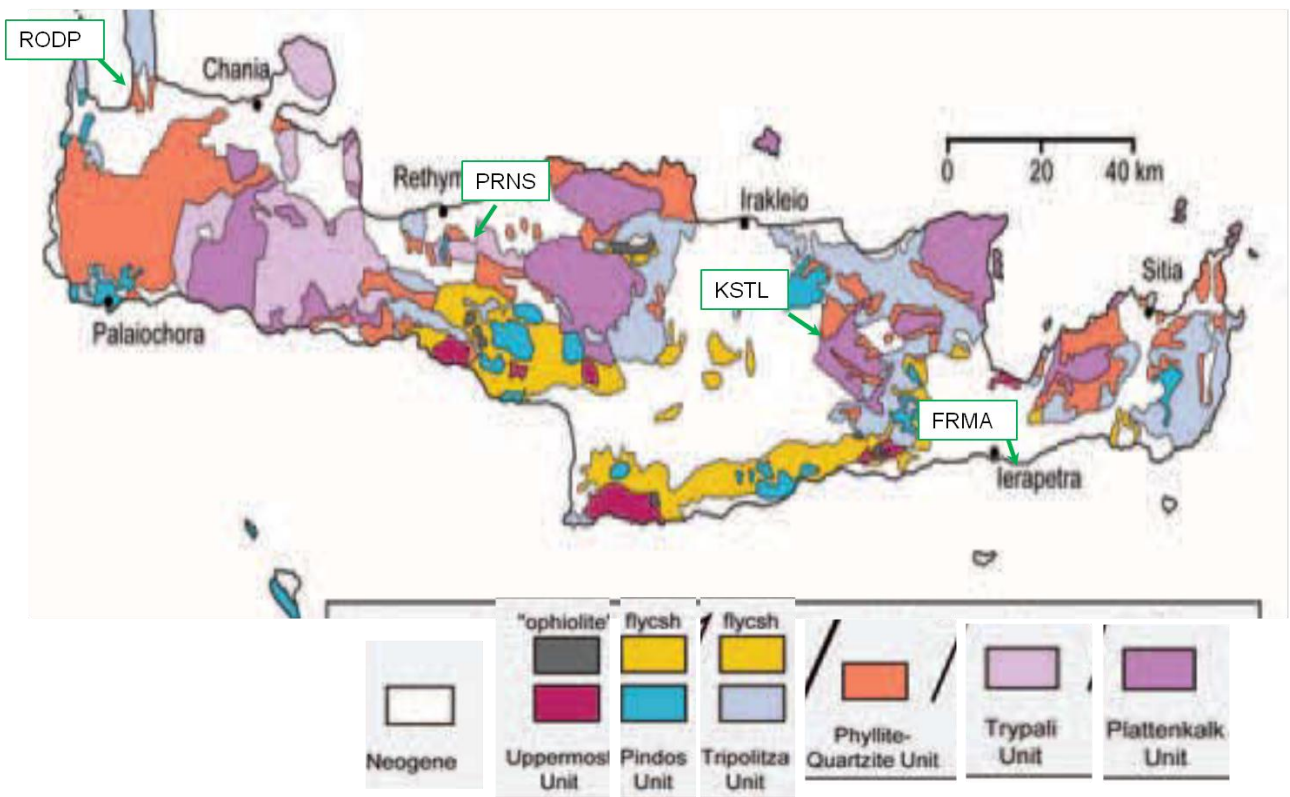
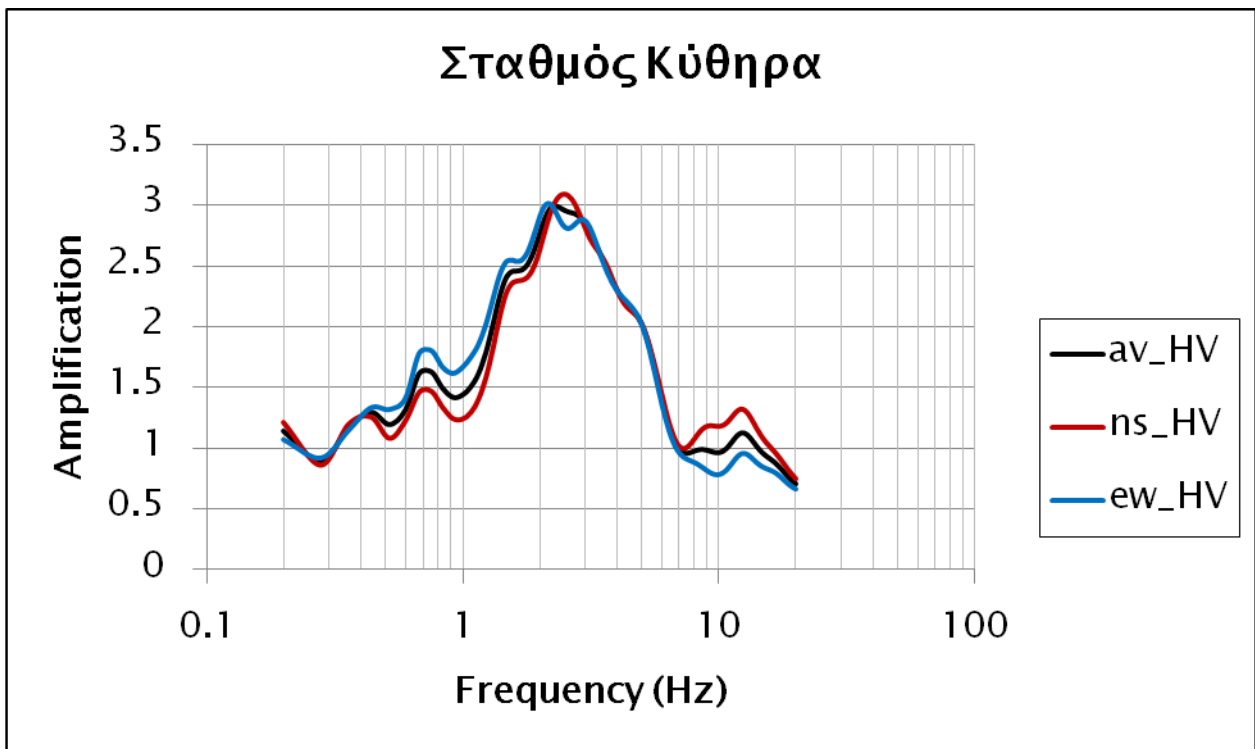
4. Στους σταθμούς Χανίων, Τυμπακίου (Πίνακας 2) παρατηρείται μια ενισχυμένη κορυφή στις χαμηλές συχνότητες (0.3-0.8 Hz). Το πλάτος της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στους σταθμούς **Χανίων και Τυμπακίου** είναι $A=2$.



5. Στους σταθμούς KLMT, KOSK και ΤΗΤ2 (Πίνακας 2) παρατηρούνται δυο ή περισσότερες ενισχυμένες κορυφές (είτε στις χαμηλές ή /και μέσες συχνότητες). Το πλάτος της σεισμικής κίνησης κυμαίνεται απο 2 έως 3.0 (ενώ στον σταθμό ΤΗΤ2 το πλάτος είναι 3.7 στην συχνότητα 1.1 Hz).

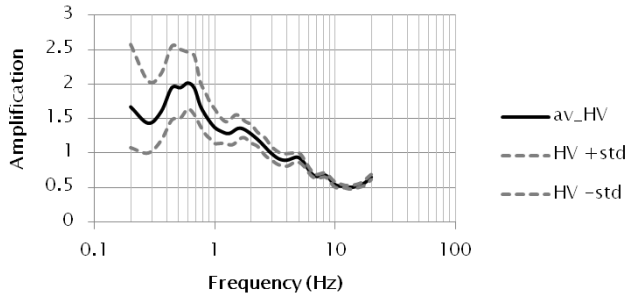


6. Στους σταθμούς Γαύδου και Κυθήρων παρατηρείται μια ενισχυμένη κορυφή στις μέσες συχνότητες (3.2 Hz και 2.5 Hz αντίστοιχα) με πλάτος 2.4 και 3.0 αντίστοιχα (Πίνακας 3).

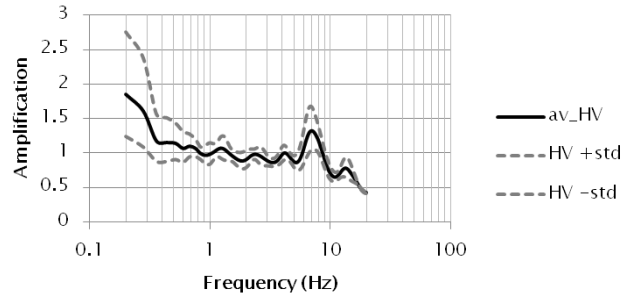


Εικόνα 9: Χάρτης σταθμών σε βραχώδες ή συνεκτικό πέτρωμα.

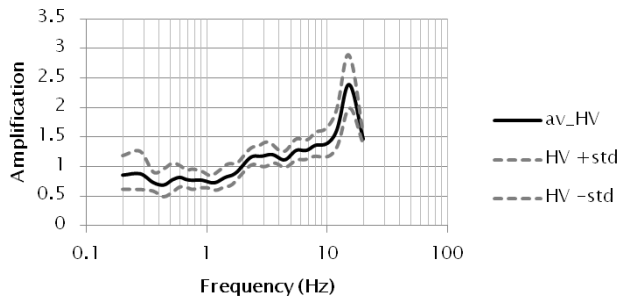
Σταθμός CHAN



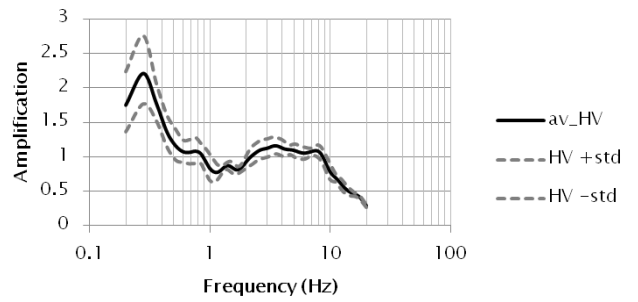
Σταθμός PRNS



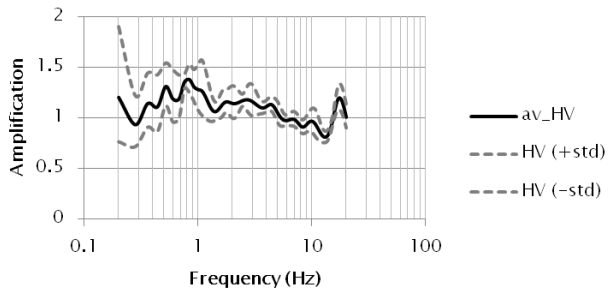
Σταθμός SIT



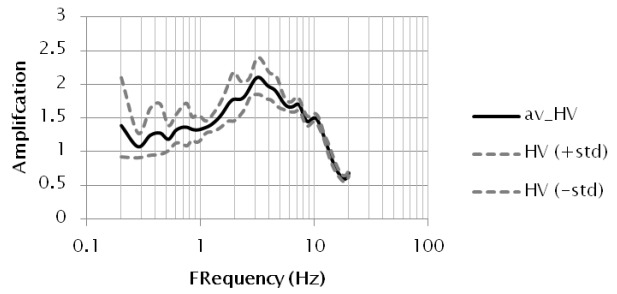
Σταθμός TMBK



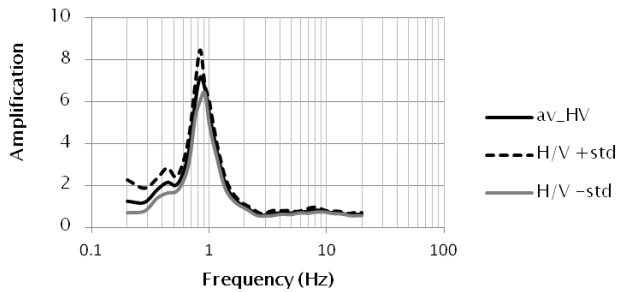
Σταθμός FRMA



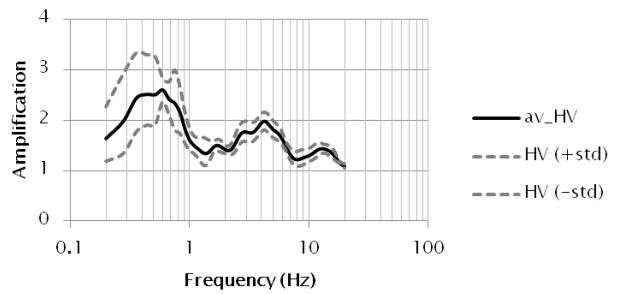
Σταθμός GVDS

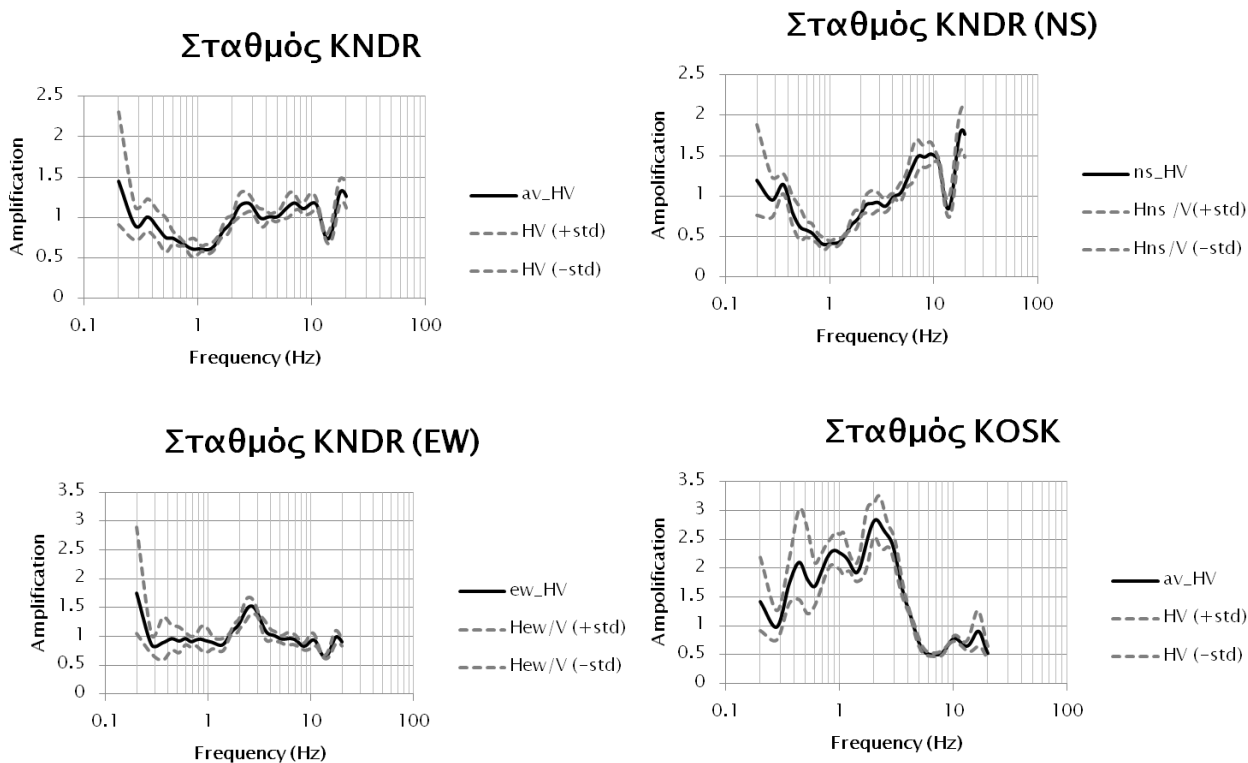


Σταθμός HRKL



Σταθμός KLMT





Σχήμα 15: Τυπική απόκλιση φασματικών λόγων σε κάθε σταθμό.

Συμπεράσματα

Η ανάλυση βασίζεται στην τεχνική του φασματικού λόγου των οριζόντιων προς την κατακόρυφη συνιστώσα των καταγραφών και τα αποτελέσματα συσχετίζονται με τα γεωλογικά δεδομένα της περιοχής μελέτης για την εξαγωγή συμπερασμάτων.

1. Οι σταθμοί στις θέσεις Πρινές, Φέρμα, Ροδοπός Γαύδο και Καστέλλι εγκαταστάθηκαν σε συνεκτικούς εδαφικούς σχηματισμούς ή σε βραχώδεις θέσεις (π.χ δολομιτικοί ασβεστόλιθοι ανωτερο Τριαδικό-Κατώτερο Ιουρασιτικό).
2. Στον σταθμό της Σητείας επιφανειακές ετερογένειες ενισχύουν την σεισμική κίνηση της εδαφικής στήλης περισσότερο κατα την EW διεύθυνση σε σχέση με την NS διεύθυνση. Ενδεχομένως, ετερογένειες της επιφανειακής γεωλογίας ενισχύουν την σεισμική κίνηση της εδαφικής στήλης περισσότερο κατα την EW διεύθυνση.
3. Ο σταθμός στην Κουντούρα πιθανότατα έχει εγκατασταθεί σε θέση που χαρακτηρίζεται από τη παρουσία ετερογενειών ή και ρηγμάτων διεύθυνσης NS και EW.
4. Ο σταθμός Χανιών έχει εγκατασταθεί είτε σε συνεκτικό ψαμμίτη (Πλειστόκαινο) είτε σε μαργαϊκό ψαμμίτη (σαθρό που εκλύει θαλάσσια απολιθώματα) μεγάλου πάχους (Πλειστόκαινο) ή μαργαϊκούς ασβεστολίθους (Μειόκαινο), (Ινστιτούτο Γεωλογικών Ερευνών Υπεδάφους, 1969).
5. Ο σταθμός Τυμπακίου πιθανότατα έχει εγκατασταθεί σε θαλάσσιες αποθέσεις (αμμοί, μαργες ή άργιλοι).
6. Από την φασματική καμπύλη συμπεραίνεται ότι ο σταθμός του Ηρακλείου έχει εγκατασταθεί σε χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς. Σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη (ΠΓΜΕ, 1983) η επιφανειακή γεωλογία στην θέση εγκατάστασης χαρακτηρίζεται τοπικά από μάργες (Κατώτερο-Μέσο Πλειόκαινο, Νεογενές), ποτάμιες αποθέσεις (Τεταρτογενές Ολόκαινο).

7. Οι θέσεις εγκατάστασης των μόνιμων σταθμών στην Κουντούρα, Σητεία, KLMT, KOSK και THT2 χαρακτηρίζονται από πιθανά ρήγματα ή/και τοπικές ετερογένειες.
8. Μελλοντική γεωφυσική / γεωτεχνική μελέτη στην περιοχή κοντά στις θέσεις εγκατάστασης των σεισμολογικών σταθμών θα συμβάλλει στον εντοπισμό ετερογενειών ή πιθανών ρηγμάτων
9. Μελλοντική μελέτη η οποία θα περιλαμβάνει καταγραφές σεισμών με σκοπό την σύγκριση των φασματικών λόγων των οριζόντιων προς την κατακόρυφη συνιστώσα χρησιμοποιώντας μικροθούβο και σεισμούς στις θέσεις εγκατάστασης των σεισμολογικών σταθμών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ (ΣΥΜΠΛΗΡΩΣΗ)

- Φασουλάς, Χ.Γ. 2001, οδηγός υπαίθρου Κρήτης Μουσείο Φυσικής Ιστορίας της Κρήτης, Πανεπιστήμιο Κρήτης, σ. 2013.
- Fassoulas, C., 2001. The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin, Crete, Greece. *Journal of Geodynamics* 31, 49-70
- Bindi D, Parolai S, Cara F, Di Giulio G, Ferretti G, Luzi L, Monachesi G, Pacor F, Rovelli A (2009) Site amplifications observed in the Gubbio Basin, Central Italy: hints for lateral propagation effects. *Bull Seismol Soc Am* 99:741–760. doi:10.1785/0120080238
- Chatzopoulos et al 2013
- Chavez-Garcia FJ, Guenca G, Sanchez-Sesma FJ (1995) Site effects in Mexico City urban zone, a complementa study. *Soil Dyn Earthq Eng* 15:141–146
- BLYTH, F. G. H. and de FREITAS, M.H.,(1976) «A Geology for engineers», 6th edition. Edward Arnold, London.
- Van Hinsbergen, D., Meulenkamp, J., 2006. Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. *Basin Research*, 103-124.
- Μουντράκης Δ.Μ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, σ. 207