Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΓΡΕΝΔΑΣ ΙΩΑΝΝΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

Προσδιορισμός ιδιοτήτων σεισμικής εστίας, δρόμου διάδοσης και επίδρασης τοπικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, με αντιστροφή δεδομένων επιταχυνσιογράφων του Ελληνικού χώρου.

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΓΡΕΝΔΑΣ ΙΩΑΝΝΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

Προσδιορισμός ιδιοτήτων σεισμικής εστίας, δρόμου διάδοσης και επίδρασης τοπικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, με αντιστροφή δεδομένων επιταχυνσιογράφων του Ελληνικού χώρου

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Δρ. Χατζηδημητρίου Παναγιώτης, καθηγητής Σεισμολογίας Α.Π.Θ, Επιβλέπων
Δρ. Θεοδουλίδης Νικόλαος, Δ\ντης Ερευνών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ. – Ο.Α.Σ.Π), Μέλος Συμβουλευτικής Επιτροπής
Δρ. Μάργαρης Βασίλειος, Δ\ντης Ερευνών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ. – Ο.Α.Σ.Π), Μέλος Συμβουλευτικής Επιτροπής

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου, ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής, ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ 5

ΠΕΡΙΛΗΨΗ 8

ABSTRACT 10

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 12

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ 18

2.1 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ 18

2.2 HVSR (Φασματικός λόγος Οριζόντιας προς Κατακόρυφης συνιστώσας) 25

2.3 SSR (Τυπικός λόγος φασμάτων) 26

3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ 29

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 29

3.2 ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ - ΣΤΑΘΜΟΙ 29

3.3 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ 30

3.4 ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΜΜΑΤΑ – ΦΑΣΜΑΤΑ FOURIER 32

3.5 ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ - ΤΕΛΙΚΑ ΦΑΣΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ 36

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ 43

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 43

4.2 ΣΥΝΑΡΤΗΣΗ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ 44

4.3 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ 45

4.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΗΓΗΣ 48

4.5 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΔΡΟΜΟΥ ΔΙΑΔΟΣΗΣ 53

4.6 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ 55

4.6.1 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ 55

4.6.2 ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΣ ΛΟΓΟΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΠΡΟΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ (HVSR) 77

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

4.6.3 ΤΥΠΙΚΟΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΣ ΛΟΓΟΣ (SSR) 79

4.7 ΕΠΙΛΥΣΗ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ 81

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ 95

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 99

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 133

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία», με ειδίκευση στον κλάδο της εφαρμοσμένης Γεωφυσικής και Σεισμολογίας. Το αντικείμενο μελέτης της εργασίας εστιάζεται κυρίως σε θέματα τεχνικής σεισμολογίας, διερευνώντας και προσδιορίζοντας παραμέτρους σχετικές με τη σεισμική πηγή, το δρόμο διάδοσης των κυμάτων και την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, συμβάλλοντας στην εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου. Αξίζει να σημειωθεί ότι η εργασία αυτή εκπονήθηκε στο πλαίσιο ερευνητικού έργου του ιδίου αντικειμένου, από το Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.). Η επιλογή του θέματος έγινε λαμβάνοντας υπόψη την προσωπική μου βούληση για ενασχόληση με θέματα τεχνικής σεισμολογίας και ύστερα από συνεννόηση με τους καθηγητές της συμβουλευτικής επιτροπής, η βοήθεια των οποίων ήταν ανεκτίμητη.

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή της διατριβής αυτής, Χατζηδημητρίου Παναγιώτη για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και ανέλαβε την επίβλεψη της εργασίας, αλλά και για τις συμβουλές και τις παρατηρήσεις κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της εργασίας, μέσω της πολύχρονης εμπειρίας και γνώσεων του. Για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε στην ανάθεση τμήματος ερευνητικού έργου, για τη ουσιαστική καθοδήγηση και τις συμβουλές κατά τη διάρκεια της διεκπεραίωσης της, αλλά και για το καθημερινό κλίμα εξαιρετικής συνεργασίας θέλω να ευχαριστήσω θερμά τον δάσκαλό μου, Θεοδουλίδη Νικόλαο, υπεύθυνο του έργου μελέτης και Διευθυντή Ερευνών του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. Θέλω επίσης να ευχαριστήσω τον Μάργαρη Βασίλειο, Διευθυντή Ερευνών του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. για τις συμβουλές και τις υποδείξεις του στα ζητήματα της εργασίας, προσφέροντας ουσιαστική βοήθεια στη δουλειά μου, αλλά επίσης για το σημαντικά ευχάριστο και ουσιώδες κλίμα συνεργασίας κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της μελέτης.

Ευχαριστώ επίσης, όλους τους διδάσκοντες του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών για τις γνώσεις που μου μετέδωσαν μέσα σε ένα εποικοδομητικό και ευχάριστο κλίμα διδασκαλίας, αλλά και για τον χρόνο που αφιέρωσαν και συνεχίζουν να αφιερώνουν κατά τη διάρκεια του διδακτικού έτους, στους φοιτητές. Θέλω ιδιαίτερα να ευχαριστήσω τους καθηγητές Γεωφυσικής, Παπαζάχο Κωνσταντίνο και Τσούρλο Παναγιώτη, για τη σημαντική διδασκαλία

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

του μαθήματος της αντιστροφής, η γνώση του οποίου με βοήθησε σε μεγάλο βαθμό στην κατανόηση και στην ερμηνεία του αντικειμένου της μελέτης αυτής, το οποίο αφορά ζητήματα επίλυσης μη γραμμικής αντιστροφής.

Ευχαριστώ ακόμη τους εργαζομένους του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. για το ουσιαστικό κλίμα εργασίας που έχουν δημιουργήσει και για την φιλοξενία τους κατά τη διάρκεια του έτους εργασίας μου στο Ινστιτούτο. Δε θα παραλείψω να ευχαριστήσω το Δρ. Σεισμολογίας Drouet Stephane, για την παραχώρηση του άρτια δομημένου αλγορίθμου της αντιστροφής, αλλά και για τις διαδικτυακές συζητήσεις σχετικά με ζητήματα της μελέτης αυτής, καθώς επίσης και τον καθηγητή Σεισμολογίας κύριο Σκορδύλη Εμμανουήλ για την παραχώρηση σεισμολογικών δεδομένων. Ευχαριστώ ακόμη, τον αδελφό μου Γρένδα Νικόλαο για τις προτάσεις του για βελτίωση του κειμένου, ύστερα από ανάγνωσή του.

Τέλος θέλω να ευχαριστήσω ξεχωριστά την οικογένειά μου, για την ανεκτίμητη και ανεξάντλητη στήριξη τους, τόσο σε πνευματικό, όσο φυσικά και σε οικονομικό επίπεδο, καθώς επίσης δε θα παραλείψω να ευχαριστήσω τους φίλους μου, οι οποίοι είναι αρωγοί σε αυτή την μακρόχρονη διάρκεια των σπουδών μου, με τον δικό τους τρόπο.

Σχετικά με τη δομή της εργασίας, στο 1ο κεφάλαιο γίνεται μία εισαγωγή στο θέμα μελέτης της εργασίας, στον έμμεσο στόχο της αλλά και στους παράγοντες που μελετώνται και στις μεθοδολογίες που εφαρμόζονται.

Στο 2ο κεφάλαιο γίνεται αναλυτική αναφορά στην κύρια μεθοδολογία της μη γραμμικής αντιστροφής που εφαρμόζεται, αλλά και στις δύο εναλλακτικές μεθοδολογίες (HVSR, SSR), που χρησιμοποιήθηκαν\για τη συγκριτική μελέτη της παραμέτρου των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Το 3ο κεφάλαιο αφορά τα σεισμολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν κατά την εφαρμογή των μεθόδων, αναλύοντας εκτενώς τους τρόπους συλλογής και επεξεργασίας των αρχικών δεδομένων και τους περιορισμούς που εφαρμόστηκαν σε αυτά στοχεύοντας στην μεγαλύτερη αξιοπιστία της χρήσης τους.

Στο 4ο κεφάλαιο, απεικονίζονται όλα τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τις μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν, γίνεται η μεταξύ τους σύγκριση, αλλά και σύγκριση με προηγούμενες σχετικές μελέτες, οδηγώντας τελικά σε παρατηρήσεις και ερμηνείες.

Το 5ο κεφάλαιο είναι το κεφάλαιο των συμπερασμάτων της μελέτης, αλλά και της συζήτησης επάνω στα σχετικά ζητήματα που προέκυψαν και αποτελούν αντικείμενο μελλοντικής διερεύνησης. Επίσης, στο κεφάλαιο αυτό προσδιορίζονται το μέγεθος σεισμικής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ροπής και η γωνιακή συχνότητα δύο σεισμών που εξετάστηκαν εκ των ύστερων, βάση των παραμέτρων της απόσβεσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών που προέκυψαν από την αντιστροφή. Τα υπολογισμένα αυτά μεγέθη συγκρίνονται με τα αντίστοιχα που βρίσκονται στους καταλόγους του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. και του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Ε.Α.Α., αξιολογώντας έτσι την αξιοπιστία του συνολικού μοντέλου της επίδρασης των σεισμικών κυμάτων, όπως αυτό προέκυψε από την αντιστροφή.

Στο 6ο κεφάλαιο παρατίθενται οι βιβλιογραφικές αναφορές των εργασιών που χρησιμοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της εργασίας για την διεκπεραίωσή της.

Η εργασία αυτή συνοδεύεται από Παράρτημα, το οποίο εμπεριέχει τους πίνακες των δεδομένων των σεισμών και των σταθμών-επιταχυνσιογράφων που χρησιμοποιήθηκαν, αλλά και σχημάτων που απεικονίζουν του υπολογισμούς των παραμέτρων των τοπικών εδαφικών συνθηκών, όπως αναφέρονται μέσα στο κείμενο. Επίσης εμπεριέχει τα Σχήματα που δείχνουν πληροφορίες σχετικά με τον εκ των υστέρων προσδιορισμό του μεγέθους σεισμικής ροπής για τους δύο σεισμούς που εξετάστηκαν κα αναφέρονται στα Συμπεράσματα.

Για την δημιουργία των σχημάτων που περιλαμβάνουν χάρτες χρησιμοποιήθηκε το προγραμματιστικό περιβάλλον Generic Mapping Tools version 4.5.3 (www.soest.hawaii.edu/gmt, Wessel and Smith, 1998), ενώ για την επεξεργασία των δεδομένων και των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα MATLAB and Statistics Toolbox Release 2012b, The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States. Ο αλγόριθμος της αντιστροφής που χρησιμοποιήθηκε είναι γραμμένος σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran 99.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Είναι γνωστό ότι η σεισμική πηγή, ο δρόμος διάδοσης των κυμάτων και η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών, είναι οι παράγοντες που διαμορφώνουν την εδαφική σεισμική κίνηση σε μία θέση. Συνεπώς, οι σεισμικές καταγραφές σε κάποιον σταθμό, αποτελούν τη συμβολή των τριών αυτών παραγόντων. Σε αυτή την εργασία, επιλεγμένα φάσματα Fourier των S-κυμάτων της εδαφικής επιτάχυνσης, που καταγράφηκαν από το δίκτυο επιταχυνσιογράφων του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.) την χρονική περίοδο 2010-2016, θεωρήθηκαν ως το γινόμενο της σεισμικής πηγής, του δρόμου διάδοσης (συμπεριλαμβανομένων των παραμέτρων της γεωμετρικής και της ανελαστικής απόσβεσης) και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Τα δεδομένα αποτελούνται από 136 επιφανειακούς σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, με μεγέθη $4.2 \leq M_w \leq 6.5$ κα επικεντρικές αποστάσεις $20km \leq R \leq 350km$, καταγεγραμμένους από 112 επιταχυνσιογράφους ευρέως φάσματος, εγκατεστημένους σε θέσεις με ποικίλες γεωλογικές συνθήκες. Βασισμένη σε αυτά τα δεδομένα, χρησιμοποιήθηκε η επαναληπτική μέθοδος αντιστροφής Gauss-Newton για την επίλυση του μη-γραμμικού προβλήματος και τον υπολογισμό των παραμέτρων της πηγής, του δρόμου διάδοσης και της επίδρασης της θέσης. Η μέθοδος αυτής χρησιμοποιεί ένα αρχικό μοντέλο στοχεύοντας στην καλύτερη και ταυτόχρονα σταθερή επίλυση των παραμέτρων, οι οποίες είναι το μέγεθος σεισμικής ροπής (M_w), η γωνιακή συχνότητα (f_c), ο παράγοντας ανελαστικής απόσβεσης ($Q=Q_0f^{\alpha}$), η παράμετρος της γεωμετρικής απόσβεσης ($1/R^{\gamma}$) και η εδαφική ενίσχυση σε συνάρτηση με τη συχνότητα (S(f)). Οι τιμές του αρχικού μοντέλου μπορεί να είναι είτε γνωστές από άλλες μελέτες, είτε να βρίσκονται μέσα σε ένα ρεαλιστικό εύρος διακύμανσης. Ανάλογα με το επίπεδο γνώσης των παραμέτρων αυτών, οι αρχικές τιμές της διακύμανσής τους μπορούν να προσαρμοστούν (μεγάλες τιμές για άγνωστες παραμέτρους, ή μικρές τιμές για παραμέτρους καλά μελετημένες). Τα αποτελέσματα των παραμέτρων της σεισμικής πηγής παρουσιάζουν ικανοποιητική συμφωνία με τα αντίστοιχα που προτείνονται από Σεισμολογικά κέντρα στην Ελλάδα και οι παράμετροι του δρόμου διάδοσης έχουν παρόμοιες τιμές με εκείνες που προσδιορίστηκαν από ανάλογες εργασίες για την περιοχή μελέτης. Επιπλέον, τα υπολογισμένα από τη μη-γραμμική αντιστροφή φάσματα ενίσχυσης της κάθε θέσης μελέτης, είναι συγκρίσιμα με εκείνα που υπολογίστηκαν για τις ίδιες θέσεις εφαρμόζοντας τη μέθοδο τυπικού λόγου φασμάτων (SSR) και τη μέθοδο του φάσματος της ορίζοντας προς την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR). Τα αποτελέσματα αυτά είναι ενθαρρυντικά για την αξιόπιστη εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών με τη χρήση μεθόδων χωρίς τη χρήση σταθμών αναφοράς, σε περιοχές μέσης έως υψηλής σεισμικότητας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ABSTRACT

It is well known that source, propagation path and site conditions are the factors affecting seismic ground motion. Consequently, recordings acquired at a seismic station are formed by convolution of these three factors. In this work S-wave acceleration Fourier spectra of earthquakes recorded at regional scale, by the Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering (ITSAK) accelerometric network for the period 2010-2016, are modeled as a product of source, propagation path (including geometric and anelastic attenuation) and site effects. The data set consists of 158 crustal earthquakes occurred in the broader Aegean area, with magnitudes $4.5 \leq M \leq 6.5$ and epicentral distances $20km \leq R \leq 350km$, recorded at 112 broadband accelerometric stations installed at sites with various geologic conditions. Based on this data set, an iterative Gauss-Newton inversion method to solve the non-linear problem and retrieve the different terms of source, propagation path and site, is used. This method uses an initial input model trying to find the best and at the same time a stable solution for the inverted parameters, which are, moment magnitude (M), corner frequency (f_c), anelastic attenuation quality factor ($Q=Q_0f^{\alpha}$), slope of the geometric attenuation ($1/R^{\gamma}$) and site transfer function (S(f)). The initial values of the starting model can be either known from other studies or inferred within a reasonable range. Depending on the level of knowledge on these input parameters, the associated standard deviation can be adjusted (large values for unknown parameters or small values for parameters which are well characterized). Results of the analyses exhibit satisfactory agreement of estimated source parameters with those determined by seismological centers in Greece and propagation path properties similar to the ones determined in relevant previous studies for the same region. In addition, the site transfer functions obtained by the non-linear inversion are satisfactorily comparable with those calculated for the same sites using either standard spectral ratio (SSR) or horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSR - receiver function) techniques. The aforementioned results are encouraging in using such non-reference station methods for reliable site effect assessment in areas of high to intermediate seismicity.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εργασία αυτή αποτελεί μία μελέτη της σεισμικής εδαφικής κίνησης, διερευνώντας τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας, της απόσβεσης του δρόμου διάδοσης των κυμάτων και την ανεξάρτητη από τον δρόμο διάδοσης επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Οι τρείς αυτοί παράγοντες οι οποίοι αποτελούνται από επιμέρους παραμέτρους που αναφέρονται παρακάτω, είναι αυτοί που διαμορφώνουν τη σεισμική κίνηση σε κάθε θέση και η μελέτη τους αποτελεί συμβολή στην εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου. Εκτός από τη σεισμική πηγή, που είναι η αιτία ενός σεισμού και από τη σημαντική απόσβεση που υφίσταται ένα σεισμικό κύμα από τον δρόμο διάδοσης, ένα εξίσου σημαντικό αντικείμενο μελέτης στην σεισμολογία και ιδιαίτερα στην τεχνική σεισμολογία αποτελεί η παράμετρος της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Τα τελευταία χρόνια έχει γίνει γνωστό ότι ιδίως στις επιφανειακές θέσεις αλλουβιακών λεκανών, δηλαδή σε θέσεις οι οποίες δεν βρίσκονται άμεσα επάνω σε βραχώδες υπόβαθρο, η σεισμική κίνηση ενισχύεται έντονα και μάλιστα με συγκεκριμένο τρόπο, που εξαρτάται από τις διαστάσεις και τις μηχανικές και δυναμικές ιδιότητες των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων. Πρακτικά, το πάχος και η γεωμετρία της απόθεσης των ιζημάτων καθώς και η συνοχή τους, που εκφράζεται κυρίως μέσω της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων $\boldsymbol{v_s}$ και της πυκνότητας $\boldsymbol{\rho}$, σε σχέση με τις αντίστοιχες ιδιότητες του υποβάθρου, είναι οι παράγοντες που οδηγούν σε φασματικές ενισχύσεις.

Στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές επιτάχυνσης εγκαρσίων κυμάτων, που προέρχονται από μία σειρά επιφανειακών σεισμών στον Ελληνικό χώρο και κατεγράφησαν στο δίκτυο επιταχυνσιογράφων του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. (Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών). Σκοπός της μελέτης αυτής είναι ο προσδιορισμός των παραμέτρων των σεισμικών πηγών και των παραμέτρων του δρόμου διάδοσης των κυμάτων καθώς και η ταυτόχρονη εκτίμηση της επίδρασης στην σεισμική κίνηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις θέσεις μελέτης. Η επίτευξη των παραπάνω προσεγγίστηκε με τη διαδικασία της αντιστροφής ενός συστήματος εξισώσεων το οποίο δομήθηκε με αγνώστους τις παραπάνω παραμέτρους και γνωστούς τις φασματικές τιμές Fourier των καταγραφών, με κατάλληλο τρόπο ακολουθώντας τις ευρέως αποδεκτές σχέσεις που συνδέουν τους τρεις παραπάνω κύριους παράγοντες του σεισμού με τη σεισμική καταγραφή. Βέβαια, ο υπολογισμός όλων των παραπάνω παραμέτρων ταυτόχρονα, αποτελεί ένα μη γραμμικό πρόβλημα, το οποίο δεν έχει

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

μοναδικές λύσεις για τις παραμέτρους αυτές και γι' αυτό δεν μπορεί να λυθεί με γραμμική αντιστροφή. Παραταύτα, το πρόβλημα αυτό, ακολουθώντας τη μέθοδο Gauss-Newton μπορεί να γραμμικοποιηθεί γύρω από ένα αρχικό μοντέλο, δηλαδή να θεωρηθεί γραμμικό πρόβλημα επίλυσης ελαχίστων τετραγώνων, με τη χρήση αρχικών τιμών για τις παραμέτρους που εξετάζονται, περιορίζοντας έτσι την λύση «κοντά» στις τιμές του αρχικού μοντέλου. Το μοντέλο αυτό, εμπεριέχει και ένα αρχικό εύρος διακύμανσης της κάθε παραμέτρου σε σχέση με την αρχική τιμή, επιτρέποντάς της να «κινείται» γύρω από αυτή την τιμή.

Τελικά στη μελέτη αυτή χρησιμοποιείται η επαναληπτική μέθοδος Gauss-Newton, όπου εφαρμόζεται η διαδικασία της γραμμικοποίησης που αναφέρθηκε παραπάνω, επαναληπτικά, με αρχικό μοντέλο κάθε φορά το υπολογισμένο μοντέλο της προηγούμενης αντιστροφής. Οι επαναλήψεις γίνονται μέχρις ότου οι τιμές των παραμέτρων να συγκλίνουν σε μία λύση η οποία πρακτικά δεν βελτιώνεται περισσότερο.

Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε αρχικά από τους ***Drouet et al. (2008a)*** για φασματικά δεδομένα ισχυρής κίνησης στις Γαλλικές Άλπεις και στα Πυρηναία, καθώς και από τους ***Drouet et al. (2010)*** για τα ίδια δεδομένα καθώς και για δεδομένα από την λεκάνη του Ρήνου. Οι πρώτοι καταλήγουν σε τιμές υψηλής σχετικά απόσβεσης (γ=1, Q= 322 $f^{0.21}$, και γ=1.2, Q= 376 $f^{0.46}$, αντίστοιχα), με τις παραμέτρους αυτές να έχουν ισχυρή συσχέτιση μεταξύ τους, επηρεάζοντας τον προσδιορισμό της σεισμικής ροπής και τις υπόλοιπες παραμέτρους του μοντέλου να ταιριάζουν αρκετά καλά στα δεδομένα. Επίσης καταλήγουν σε σχετικά σταθερές εκτιμήσεις των εδαφικών ενισχύσεων, βάση του πίνακα συμμεταβλητότητας. Η δεύτερη εργασία λαμβάνοντας και την παράμετρο της ενίσχυσης του φλοιού (generic amplification) στα ανώτερα στρώματα (***Boore and Joyner, 1997)***, σε κάθε θέση μελέτης, καταλήγει σε τιμές απόσβεσης για τις τρεις περιοχές (γ=1.06, Q= 336 $f^{0.32}$, γ=1.19, Q= 790 $f^{0.15}$ και γ=1.06, Q= 1163 $f^{0.19}$) δείχνοντας ότι οι ιδιότητες της απόσβεσης ποικίλουν στην ευρύτερη περιοχή της Γαλλίας. Τα αποτελέσματα των εδαφικών ενισχύσεων παραμένουν και σε αυτήν την περίπτωση σχετικά σταθερά. Παρόμοια αποτελέσματα προκύπτουν και από τους ***Drouet et al. (2011)*** για δεδομένα ισχυρής κίνησης στις Γαλλικές Δυτικές Ινδίες. Στην τελευταία εργασία επισημάνεται η υπολογισμένη διαφορά των παραγόντων της απόσβεσης, για σεισμικά δεδομένα στου ίδιους σταθμούς, αλλά από διαφορετικές ομαδοποιημένες σεισμικές πηγές στην Μαρτινίκη και στην Γουαδελούπη.

Στον Ελληνικό χώρο οι ***Drouet et al. (2008b)*** χρησιμοποίησαν τη μέθοδο αυτή στους σεισμούς της μετασεισμικής ακολουθίας του κύριου σεισμού στο νησί της Λευκάδας, στις 14

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Αυγούστου, 2003 με μέγεθος M_w=6.2, με κύριο στόχο την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών ενισχύσεων και τον προσδιορισμό των παραμέτρων της απόσβεσης. Χρησιμοποιώντας τα εγκάρσια κύματα χώρου για του σεισμούς αυτούς και έχοντας σταθμό αναφοράς, προέκυψαν παράμετροι απόσβεσης (γ=1.40, Q= 433 $f^{(-0.04)}$), που επιβεβαιώνουν την υψηλή σχετικά απόσβεση που επικρατεί στον Ελληνικό χώρο. Ωστόσο, λόγω του όχι ιδιαίτερα μεγάλου πλήθους καταγραφών, τα αποτελέσματα των παραμέτρων της απόσβεσης παρουσιάζουν σχετικά μεγάλη αβεβαιότητα, η οποία αποτυπώνεται και στη θετική συσχέτιση του παράγοντα ποιότητας με τις συχνότητες (μείωση της απόσβεσης με την αύξηση των συχνοτήτων). Σχετικά με την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών φασματικών ενισχύσεων, τα αποτελέσματα συγκρινόμενα με άλλες μεθόδους (HVSR, SSR), παρουσιάζουν αρκετά μεγάλη αξιοπιστία ιδιαίτερα όσον αφορά το «σχήμα» τους.

Παρόμοιες μελέτες για τον προσδιορισμό των παραγόντων της σεισμικής πηγής, της απόσβεσης του δρόμου διάδοσης και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, έχουν πραγματοποιηθεί αρχικά από τους ***Andrews (1986)*** και ***Castro et al. (1990)***, οι οποίοι χρησιμοποίησαν την τεχνική γενικευμένης αντιστροφής (G.I.T.) (***Oth et al. 2008, Oth et al. 2009, Ameri et al. 2011, Hassani et al. 2011)***, με την οποία ωστόσο δεν επιλύονται ταυτόχρονα όλες οι παράμετροι. Η μέθοδος αυτή χωρίζεται σε δύο βήματα γραμμικής επίλυσης εξισώσεων ακολουθώντας την ίδια σχέση των τριών κύριων παραγόντων του σεισμού που χρησιμοποιείται κοινώς. Στο πρώτο βήμα τα δεδομένα επιλύονται με γραμμική αντιστροφή για τον παράγοντα της απόσβεσης και για έναν παράγοντα ο οποίος αφορά την σεισμική πηγή, αλλά εμπεριέχει και την συνολική επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Ο παράγοντας της απόσβεσης, εμπεριέχει κάθε είδους απόσβεση (γεωμετρική εξάπλωση, ανελαστική απόσβεση, διασπορά κλπ) και δεν ακλουθεί κάποια συγκεκριμένη συνάρτηση. Η επίλυση είναι μη παραμετρική. Σε δεύτερο στάδιο, αφού τα δεδομένα διορθωθούν για τον παράγοντα της απόσβεσης, το σύστημα επιλύεται εκ νέου για την σεισμική πηγή και την παράμετρο της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης, με την χρήση σταθμών αναφοράς έτσι ώστε να μειωθεί ένας βαθμό ελευθερίας στο σύστημα. Με παρόμοιο τρόπο, απαλείφοντας ωστόσο με διαίρεση κατά μέλη των παράγοντα της σεισμικής πηγής στις καταγραφές κάθε σεισμού και χρησιμοποιώντας σταθμό αναφοράς σε κάθε ζεύγος καταγραφών οι ***Matsunami et al. (2003)*** επιλύουν ένα γραμμικό σύστημα στοχεύοντας στον προσδιορισμό της απόσβεσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Οι παραπάνω μελέτες δεν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

επιλύουν συνήθως την παράμετρο της γεωμετρικής διασποράς των κυμάτων θεωρώντας την ίση με r^{-1} (σφαιρική εξάπλωση κύματος).

Επίσης, παρόμοια διαδικασία με αυτή της γενικευμένης γραμμικής αντιστροφής προτάθηκε από τους ***Scherbaum and Wyss (1990)***, για να προσδιορισθούν οι παράμετροι της σεισμικής πηγής, της απόσβεσης του δρόμου διάδοσης και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών και εφαρμόστηκε από τους ***Drouet et al. (2005)*** σε δεδομένα επιταχυνσιογράφων από τα Πυρηναία όρη στη Γαλλία. Όπως και η γενικευμένη μέθοδος αντιστροφής, έτσι και αυτή η μέθοδος χωρίζεται σε δύο μέρη στα οποία εκτελούνται γραμμικές παλινδρομήσεις των δεδομένων. Στο πρώτο μέρος επιλύονται η παράμετρος γεωμετρικής απόσβεσης, η σεισμική ροπή και ο ανεξάρτητος της συχνότητας παράγοντας που αφορά τη σεισμική πηγή και την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών, ενώ στο δεύτερο σκέλος επιλύεται η γωνιακή συχνότητα, η ανελαστική απόσβεση και η ενίσχυση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Ωστόσο, και αυτή η μέθοδος, παρότι εφαρμόζει γραμμική επίλυση, απαιτεί ορισμένες απλοποιήσεις στη μορφή της παραμετροποίησης, όπως έναν ανεξάρτητο της συχνότητας παράγοντα ανελαστικής απόσβεσης, καθώς επίσης δεν επιλύει συγχρόνως παραμέτρους, οι οποίες είναι συσχετισμένες μεταξύ τους, όπως οι παράμετροι της γεωμετρικής και της ανελαστικής απόσβεσης, ή η σεισμική ροπή και η γωνιακή συχνότητα.

Σε αντίθεση με τις παραπάνω μεθόδους γραμμικής αντιστροφής, η μέθοδος μη γραμμικής αντιστροφής Gauss-Newton, επιλύει ταυτόχρονα για όλες τις παραμέτρους, χρησιμοποιώντας μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης εξαρτώμενο από τις συχνότητες, έχοντας βέβαια το μειονέκτημα της μη γραμμικότητας της λύσης, το οποίο όπως αναφέρθηκε επιλύεται με τη χρήση ενός αρχικού μοντέλου.

Τα αποτελέσματα που αφορούν τη σεισμική πηγή και την απόσβεση του δρόμου διάδοσης σε αυτή την εργασία αξιολογούνται μέσω της σύγκρισής τους με αντίστοιχα αποτελέσματα για τον Ελληνικό χώρο από ανεξάρτητες μελέτες, ενώ τα αποτελέσματα των τοπικών εδαφικών ενισχύσεων της σεισμικής κίνησης συγκρίνονται με τις αντίστοιχα υπολογισμένες, στην εργασία αυτή, φασματικές ενισχύσεις που προέκυψαν από τη μέθοδο HVSR (οριζόντιο προς κατακόρυφο φάσμα), και από τη μέθοδο SSR (τυπικός λόγος φασμάτων), όπου ήταν δυνατός ο υπολογισμός της.

Η μέθοδος HVSR είναι μία ευρέως διαδεδομένη τεχνική εκτίμησης τοπικών εδαφικών ενισχύσεων ανεξάρτητη από την χρήση σταθμού αναφοράς. Εφαρμόστηκε αρχικά από τον

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Nakamura (1989) σε φασματικά δεδομένα μικροθορύβου, ο οποίος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα, ενώ επεκτάθηκε στην χρήση καταγραφών της ισχυρής εδαφικής κίνησης από τους ***Lermo and Chavez-Garcia*** (***1993***). Μελέτες σχετικές με αυτή τη μέθοδο τόσο σε δεδομένα εκτός Ελλάδας (***Seekins et al. 1996***, ***Lachet et al. 1996,)***, όσο και σε θέσεις στον Ελληνικό χώρο (***Theodulidis and Bard 1995, Raptakis et al. 1998, Dimitriu et al. 1998, Dimitriu et al. 1999, Dimitriu 2000, Theodulidis 2006, Haghshenas et al., 2008, Papadopoulos et al. 2016***), δείχνουν ότι η τεχνική αυτή παρέχει αρκετά αξιόπιστα αποτελέσματα των σχετικών ενισχύσεων των συχνοτήτων, υποδεικνύοντας κυρίως τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα της θέσης, με τα απόλυτα πλάτη, συνήθως να υποεκτιμώνται σε σχέση με τα υπολογισμένα πλάτη από τη μέθοδο SSR. Η τελευταία μέθοδος αποτελεί την τυπική μέθοδο προσδιορισμού των τοπικών φασματικών ενισχύσεων, συγκρίνοντας το φάσμα ενός σεισμού σε μία θέση με το αντίστοιχο φάσμα σε γειτονική θέση ενός σταθμού αναφοράς, δηλαδή σταθμού εγκατεστημένου σε βραχώδες υπόβαθρο. Απαλείφοντας την επίδραση του δρόμου διάδοσης και της σεισμικής πηγής, τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου θεωρούνται τα πλέον αξιόπιστα. Η μέθοδος SSR εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία, όπου υπήρχαν ζεύγη σταθμών και σταθμών αναφοράς.

Αφού υπολογίστηκαν οι ζητούμενες τιμές των παραμέτρων, εφαρμόστηκε εκ των υστέρων η επίλυση του ευθέως προβλήματος, διορθώνοντας τα φασματικά δεδομένα για τις παραμέτρους της απόσβεσης του δρόμου διάδοσης και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, ανάγοντας τα αποτελέσματα σε μηδενική υποκεντρική απόσταση, δηλαδή στην πηγή. Τα διορθωμένα αυτά δεδομένα συγκρίθηκαν με τα υπολογισμένα δεδομένα για την φασματική πηγή με την χρήση του μοντέλου της σεισμικής πηγής του Brune (***Brune, 1970, 1971***) κατανέμοντας και αξιολογώντας τις αποκλίσεις μεταξύ των φασμάτων σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση, τις συχνότητες και τους σεισμούς.

Τέλος, λόγω της ιδιαιτερότητας που παρουσιάζουν στις υψηλές συχνότητες τα φάσματα ενίσχυσης των σταθμών στην πλειονότητα των θέσεων, μελετήθηκε εκ των υστέρων ο παράγοντας ***κ*** (***Anderson and Hough, 1984***) που ελέγχει την κλίση των φασμάτων σε αυτές τις συχνότητες, αντλώντας χρήσιμα συμπεράσματα για το μοντέλο απόσβεσης και για την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Σχετικά με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, το οποίο προκαλεί την διέγερση των σεισμικών πηγών, έχουν γίνει πολλές και ποικίλες μελέτες.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Συνοψίζοντας πολλές εξ αυτών οι ***Papazachos et al. (1998)*** και ***Papazachos et al. (1999)***, αναφέρουν τρία ως βασικά και κυρίαρχα γεωτεκτονικά καθεστώτα, σαν αποτέλεσμα των τεκτονικών κινήσεων, βασισμένοι στην ομαδοποίηση των υπολογισμένων μηχανισμών γένεσης πληθώρας σεισμών. Η οριζόντια συμπίεση κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της δυτικής κεντρικής Ελλάδας, καθώς και κατά μήκος του κυρτού μέρους το Ελληνικού τόξου υποβύθισης, οδηγεί κυρίως σε ανάστροφης συνιστώσας διαρρήξεις. Ακόμη, οι κυρίως Βορρά-Νότου εφελκυστικές τάσεις στη θάλασσα του Αιγαίου αλλά και στη βόρεια Ελλάδα, καθώς και οι εφελκυστικές τάσεις που τείνουν να έχουν διεύθυνση εγκάρσια της οροσειράς των Ελληνίδων, δημιουργούν ρήγματα με παράταξη Α-Δ και ΒΑ-ΝΔ, αντίστοιχα. Τέλος χαρακτηριστικής σεισμικότητας είναι το ρήγματα μετασχηματισμού της Βόρειας Ανατολίας (NAF) (***Barka, 1992***) που εισέρχεται στον Ελληνικό χώρο μέσω της θάλασσας του Μαρμαρά και εκτείνεται μέχρι τις Βόρειες Σποράδες, καθώς επίσης και η ζώνη ρηγμάτων μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTF) (***Scordilis et al., 1985***), που επεκτείνεται κατά μήκος των Δυτικών ακτών του νησιού της Λευκάδας (***Louvari et al., 1999***).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ

Το φαινόμενο του σεισμού είναι η εδαφική ταλάντωση (***A***) μίας θέσης, εξαιτίας της διέλευσης σεισμικών κυμάτων, που δημιουργήθηκαν από την διέγερση μίας σεισμικής πηγής (ρήγματος) και διαδόθηκαν μέσα στα ανώτερα στρώματα της Γης (φλοιός – ανώτερος μανδύας). Η ένταση και η διάρκεια αυτής της ταλάντωσης εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής (***Ω***), από την απόσβεση (***D***) με την απόσταση που υφίσταται το μέτωπο του κύματος λόγω της γεωμετρικής διασποράς (spreading), από την ανελαστική - εγγενή απόσβεση που οφείλεται στης μηχανικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης, καθώς και από την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (***S***), των ανώτερων δηλαδή επιφανειακών εδαφικών στρωμάτων στη θέση καταγραφής. Η συσχέτιση των παραπάνω παραμέτρων, εκφράζεται με την συνέλιξη τους στο πεδίο του χρόνου (***t***) με την ακόλουθη σχέση:

$$\mathrm{A(t)} = \Omega\mathrm{(t)} * \mathrm{D(t)} * \mathrm{S(t)} \qquad [1]$$

η οποία στο πεδίο των συχνοτήτων γράφεται ως γινόμενο των τριών αυτών παραγόντων:

$$A_{ij}(f) = \Omega_i(f) \times D(f) \times S_j(f) \qquad [2]$$

όπου, $\boldsymbol{A_{ij}}$, το φάσμα Fourier της μετάθεσης για κάθε καταγραφή σε σταθμό ***j***, από σεισμό ***i***, το οποίο προκύπτει διαιρώντας με ω^2 ($\boldsymbol{\omega = 2\pi f}$) το φάσμα Fourier της επιτάχυνσης που υπολογίστηκε από τις καταγραφές της επιτάχυνσης. Η παράμετρος ***D*** θεωρήθηκε συμβατικά, για την επίλυση της αντιστροφής, ίδια για όλες τις καταγραφές, σύμβαση η οποία είναι εκ των προτέρων αβέβαιη, όμως σχολιάζεται και ερμηνεύεται για την χρήση της μέσω της κατανομής των αποκλίσεων, που υπολογίστηκαν εκ των υστέρων.

Οι παραπάνω τρεις παράμετροι, αναλύονται σε επιμέρους συναρτήσεις ακολουθώντας τους ***Drouet et al. (2008a)***. Όσον αφορά την παράμετρο της σεισμικής πηγής (***Ω***), χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του Brune (***Brune 1970, 1971***), το οποίο για κάθε σεισμό ***i***, είναι συνάρτηση των συχνοτήτων ***f***, της σεισμικής ροπής $\boldsymbol{M_{oi}}$ και της γωνιακής συχνότητας $\boldsymbol{f_{ci}}$, και εκφράζεται από σχέση:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$\Omega_i(f) = \frac{M_{0_i}}{\left[1 + (f/f_{c_i})^2\right]} \qquad [3]$$

Η παράμετρος ***D***, η οποία εμπεριέχει την γεωμετρική απόσβεση με την απόσταση, αλλά και την ανελαστική, εγγενή απόσβεση λόγω των μηχανικών ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης όπως δίνεται από τον ***Futternman, (1962)***, αναλύεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$D(r_{ij}, f) = exp\left(-\frac{\pi\, r_{ij} f}{Q(f) v_s}\right) \times \frac{1}{{r_{ij}}^{\gamma}} \qquad [4]$$

όπου $\boldsymbol{r_{ij}}$ η υποκεντρική απόσταση για κάθε σεισμό ***i*** και σταθμό ***j***, $\boldsymbol{v}_s$ η μέση ταχύτητα των S – κυμάτων κατά μήκος του δρόμου διάδοσης, ***γ*** η παράμετρος που ελέγχει την γεωμετρική διασπορά του κύματος (γ = 1 για σφαιρική διάδοση των κυμάτων χώρου) και

$$Q(f) = Q_s \times f^a \qquad [5]$$

ο παράγοντας ποιότητας για κάθε συχνότητα ***f***. Το πρώτο σκέλος του γινομένου της εξίσωσης [4] αφορά την ανελαστική απόσβεση, η οποία είναι εκθετική σε σχέση με τις συχνότητες και εξαρτάται από την τιμή του $\boldsymbol{Q_s}$ και του ***α***, ενώ το δεύτερο σκέλος αφορά την γεωμετρική απόσβεση και χαρακτηρίζεται από την τιμή του ***γ***. Στον παράγοντα ***D***, δεν περιλαμβάνεται ξεχωριστά η απόσβεση που υφίστανται τα σεισμικά κύματα λόγω διασποράς εξαιτίας ύπαρξης ασυνεχειών. Η παράμετρος αυτή της διασποράς που οφείλεται σε φαινόμενα διάθλασης, ανάκλασης και περίθλασης στις ασυνέχειες του δρόμου διάδοσης (φλοιού), παρότι δεν μελετάται ξεχωριστά, αναμένεται να «εκφράζεται» μέσω μίας μικρής σχετικά αύξησης, ή μείωσης της παραμέτρου ***γ***, ή της παραμέτρου ***Q***, αντίστοιχα, εφόσον η διασπορά αυτή είναι σταθερή σε σχέση με τη συχνότητα, ή μεταβάλλεται. Έτσι, η τιμές που θα προκύψουν για τις τρεις παραπάνω παραμέτρους (γ, Q_s και α) θα οφείλονται σε ένα μικρό ποσοστό στην απόσβεση από την διασπορά αυτή των κυμάτων.

Η εξίσωση [2] μπορεί επομένως να γραφεί με την μορφή:

$$A_{ij\kappa} = \frac{M_{0_i}}{\left[1 + (f_k/f_{c_i})^2\right]} \times \left(-\frac{\pi\, r_{ij} f_k}{Q_s\, f_k^a v_s}\right) \times \frac{1}{{r_{ij}}^{\gamma}} \times S_{jk} \qquad [6]$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

όπου $\boldsymbol{S_{jk}}$ η ενίσχυση των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε κάθε θέση καταγραφής $\boldsymbol{j}$, για κάθε συχνότητα $\boldsymbol{f_k}$, όπου $\boldsymbol{k}$ το πλήθος των συχνοτήτων που μελετώνται. Η παράμετρος M_{0_i} πολλαπλασιάζεται με τον συντελεστή $\frac{2R_{\theta\varphi}}{4\pi\rho\beta^3}$, όπου $\boldsymbol{R_{\theta\varphi}}$ ο παράγοντας ακτινοβολίας της πηγής ($R_{\theta\varphi}$ = 0.55 ***Boore and Boatwright, 1984***), $\boldsymbol{\beta}$ η ταχύτητα των S - κυμάτων στο μέσο διάρρηξης κοντά στην πηγή και $\boldsymbol{\rho}$ η μέση πυκνότητα του. Το γινόμενο αυτό της παραπάνω συνάρτησης και του M_{0_i}, αποτελεί την διόρθωση του για την ανάκλαση των σεισμικών κυμάτων στην ελεύθερη επιφάνεια στο σταθμό καταγραφής, υποθέτοντας σχεδόν κατακόρυφη πρόσπτωση της σεισμική ακτίνας (***Aki and Richards, 2002***). Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκε η τιμή $\beta=v_s$=3.5 km/sec και ρ=2.800 kg/m^{-3} (***Papazachos 1998, Karagianni et al. 2005, Karagianni and Papazachos 2007***).

Λογαριθμίζοντας τα δύο μέλη τη εξίσωσης [6] προκύπτει:

$$y_{ijk} = m_{0_i} - log_{10}\left[1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_i}}\right)^2\right] - \gamma\, log_{10}(r_{ij}) - \frac{\pi\, r_{ij}\, f_k}{log_e(10)\ Q_s f_k^a v_s} + s_{jk} \qquad [7]$$

όπου:

$$m_{0_i} = log_{10}\left[M_{0_i} \times \frac{2R_{\theta\varphi}}{4\pi\rho\beta^3}\right] \ , \qquad [8]$$

$$y_{ijk} = log_{10} A_{ijk} \ , \qquad [9]$$

και

$$s_{jk} = log_{10}[S_{jk}] \qquad [10]$$

Η εξίσωση [7] αποτελεί το κύριο προσομοίωμα της σεισμικής κίνησης που χρησιμοποιείται για την αντιστροφή στη μελέτη αυτή και συνδέει μεταξύ τους τις παραμέτρους με τα δεδομένα, δηλαδή τα φάσματα Fourier της μετάθεσης. Περιλαμβάνει, για κάθε ζεύγος σεισμού ($\boldsymbol{i}$) – σταθμού ($\boldsymbol{j}$) δύο αγνώστους ($\boldsymbol{m_{oi}}$, $\boldsymbol{f_{ci}}$) που αφορούν την σεισμική πηγή, τρεις αγνώστους ($\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$, $\boldsymbol{\gamma}$) που αφορούν τη γεωμετρική και ανελαστική απόσβεση του δρόμου διάδοσης και $\boldsymbol{\kappa}$ αγνώστους ($\boldsymbol{s_{kj}}$) που αφορούν τη θέση μέτρησης, για σε κάθε συχνότητα $\boldsymbol{f_k}$ που επιλέχθηκε. Έτσι, για κάθε φάσμα Fourier μετάθεσης ενός σεισμού σε μία θέση καταγραφής,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

προέκυψαν $\boldsymbol{\kappa}$ εξισώσεις [7] και επομένως για το συνολικό πλήθος $\boldsymbol{y}$ των καταγραφών δομήθηκε ένα σύστημα $\boldsymbol{\kappa} \times \boldsymbol{y}$ εξισώσεων. Θεωρήθηκε για όλες τις καταγραφές μία κοινή παράμετρος απόσβεσης, δηλαδή κοινό $\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$ και $\boldsymbol{\gamma}$. Τελικά το σύστημα αυτό των εξισώσεων, στη λύση του οποίου βασίζονται τα αποτελέσματα της μελέτης, εμπεριέχει συνολικά $\boldsymbol{i}$ άγνωστες παραμέτρους $\boldsymbol{m_o}$ και γωνιακής συχνότητας, $\boldsymbol{f_c}$ για το σύνολο των σεισμών, 3 άγνωστες παραμέτρους $\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$ και $\boldsymbol{\gamma}$ που αφορούν την απόσβεση και $\boldsymbol{\kappa} \times \boldsymbol{j}$ αγνώστους που αφορούν τον συντελεστή τοπικής εδαφικής ενίσχυσης, $\boldsymbol{S_{kj}}$ σε κάθε θέση $\boldsymbol{j}$ για κάθε συχνότητα $\boldsymbol{k}$. Επομένως το σύνολο των άγνωστων παραμέτρων είναι: $\boldsymbol{\Sigma} = 2\times\boldsymbol{i} + 3 + \boldsymbol{k}\times\boldsymbol{j}$.

Λόγω της μορφής της εξίσωσης [7] σε σχέση με τις άγνωστες παραμέτρους που αναφέρθηκαν παραπάνω, το σύστημα των εξισώσεων αυτών, **δεν** μπορεί να λυθεί άμεσα σαν ένα γραμμικό πρόβλημα με την ακόλουθη μορφή:

$$d_{obs} = B * m = g(m) \qquad [11]$$

όπου $\boldsymbol{d_{obs}}$ ο πίνακας που περιλαμβάνει τα δεδομένα $\boldsymbol{A_{ijk}}$, με διαστάσεις $\boldsymbol{\Lambda}\times\mathbf{1}$, όπου Λ = k × y), $\boldsymbol{m}$ ο πίνακας των αγνώστων ($\boldsymbol{m_{oi}}$, $\boldsymbol{f_{ci}}$, $\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$, $\boldsymbol{\gamma}$ $\boldsymbol{S_{kj}}$)και με διαστάσεις $\boldsymbol{\Sigma}\times 1$ και $\boldsymbol{B}$ ένας κατάλληλα διαμορφωμένος πίνακας με διαστάσεις $\boldsymbol{\Sigma}\times\boldsymbol{\Lambda}$.

Έτσι, η συνάρτηση $\boldsymbol{g(m)}$ θεωρείται ως μη γραμμική συνάρτηση και η λύση του συστήματος, στην περίπτωση που δεν είναι ισχυρά μη γραμμικό, προσεγγίζεται με γραμμικοποίηση (linearization) του $\boldsymbol{g(m)}$ γύρω από ένα $\boldsymbol{m_{prior}}$, δηλαδή ενός πίνακα $\boldsymbol{m}$ με αρχικές τιμές για τις άγνωστες παραμέτρους. Για την διαδικασία της γραμμικοποίησης ισχύει (***Tarantola, 2004***):

$$g(m) \approx g(m_{prior}) + G\ (m - m_{prior}) \qquad [12]$$

όπου

$$G_a^i = \left(\frac{\partial g^i}{\partial m^a}\right)_{mprior} \qquad [13]$$

ο πίνακας που συντίθεται από τις μερικές παραγώγους του μοντέλου $\boldsymbol{g(m)}$, δηλαδή του $\boldsymbol{y_{ij\kappa}}$, ως προς τις $\boldsymbol{\alpha}$**=6** άγνωστες παραμέτρους ($\boldsymbol{m_o}$, $\boldsymbol{f_c}$, $\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$, $\boldsymbol{\gamma}$, $\boldsymbol{s}$). Οι μερικές αυτές παράγωγοι είναι:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial m_o} = 1, \qquad \frac{\partial y_{ijk}}{\partial f_{c_i}} = \frac{2\, f_k^2}{log_e(10) f_{c_i}\,({f_{c_i}}^2 + f_k^2)}, \qquad \frac{\partial y_{ijk}}{\partial \gamma} = -log_{10}(r_{ij}),$$

$$\frac{\partial y_{ijk}}{\partial Q_s} = \frac{\pi\, r_{ij}\, f_k^{1-\alpha}}{log_e(10)\, u_s\, Q_s^2}, \qquad \frac{\partial y_{ijk}}{\partial \alpha} = \frac{\pi\, r_{ij}\, f_k^{1-\alpha}\, log_{10}(f_k)}{log_e(10)\, u_s Q_s}, \qquad \frac{\partial y_{ijk}}{\partial s_{jk}} = 1$$

και υπολογίζονται για τις τιμές του αρχικού μοντέλου $\boldsymbol{m_{prior}}$.

Για να θεωρηθεί ότι το σύστημα δεν είναι έντονα μη-γραμμικό, η πυκνότητα της πιθανότητας ρ_M (posterior probability density) στο χώρο που κινείται το μοντέλο, πρέπει να ακολουθεί όσον το δυνατό περισσότερο την κατανομή Gauss. Ισχύει (***Tarantola, 2004***):

$$\rho_M = exp\big(-S(m)\big) \qquad [14]$$

όπου ***S(m)***, (misfit function), η συνάρτηση που συνδυάζει τις απόλυτες αποκλίσεις των παραμέτρων του μοντέλου από το αρχικό μοντέλο $\mathbf{m_{prior}}$ και των παραγόμενων δεδομένων **g(m)** από τα πραγματικά δεδομένα:

$$S(m) = \frac{1}{2}\, \|g(m) - d_{obs}\|_D^2 + \left\|m - m_{prior}\right\|_M^2 \qquad [15]$$

στον χώρο ***D*** και ***M*** που κινούνται τα δεδομένα $\mathbf{d_{obs}}$ και το μοντέλο ***m***, αντίστοιχα. Στο συγκεκριμένο πρόβλημα, για να εφαρμοστεί η διαδικασία της γραμμικοποίησης, γίνεται η υπόθεση ότι οι παράμετροι ακολουθούν την στατιστική Gauss, εφόσον το σύστημα δεν θεωρείται έντονα μη-γραμμικό κοντά στο αρχικό μοντέλο $\boldsymbol{m_{prior}}$. Η υπόθεση αυτή πρέπει να επαληθευτεί από την σύγκριση του ***g(m)***, με τα διορθωμένα $\mathbf{d_{obs}}$, από της τιμές των παραμέτρων του **m**.

Από τις σχέσεις [11] και [12], προκύπτει (***Tarantola, 2004***) ότι οι παράμετροι του μοντέλου δίνονται από την ακόλουθη σχέση:

$$m = m_{prior} + C_M G^T (G\, C_M G^T + C_D)^{-1} \Big(d_{obs} - g\big(m_{prior}\big)\Big) \qquad [16]$$

όπου $\boldsymbol{C_D}$ και $\boldsymbol{C_M}$ οι πίνακες αρχικής συμμεταβλητότητας των δεδομένων και του μοντέλου, αντίστοιχα. Ισχύει $(C_D)_{ij} = (\sigma_D)_i^2$ όπου $\boldsymbol{\sigma_D}$ το αρχικό σφάλμα των δεδομένων και $(C_M)_{ij} =$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

$(\sigma_M)_i^2$, όπου $\boldsymbol{\sigma_M}$ το αρχικό σφάλμα της κάθε παραμέτρου $\boldsymbol{i}$. Τα αρχικά σφάλματα σ_D και σ_M αναφέρονται παρακάτω στο Κεφάλαιο 3.3 και στο Κεφάλαιο 4, αντίστοιχα.

Όσον αφορά την διαδικασία της γραμμικοποίησης, μετά το πέρας της, η συνάρτηση ***g(m)*** μπορεί να συνεχίσει να τείνει να είναι γραμμική μέσα στην περιοχή του ***M×D*** χώρου, με πυκνότητα πιθανότητας $\boldsymbol{\rho_M}$ (posterior probability density), η οποία μπορεί να βελτιωθεί (αυξηθεί) περαιτέρω, προσεγγίζοντας καλύτερα την κατανομή Gauss, δηλαδή μειώνοντας περισσότερο την τιμή της συνάρτησης ***S(m)***, των αποκλίσεων. Έτσι, μπορεί να εφαρμοστεί ξανά η διαδικασία της γραμμικοποίησης του ***g(m)*** γύρω από ένα νέο αρχικό μοντέλο $\boldsymbol{m_{prior}}$. Το νέο αυτό αρχικό μοντέλο, θα πάρει τις τιμές του προσδιορισμένου πλέον μοντέλου ***m***, που προέκυψε από την πρώτη γραμμικοποίηση. Η διαδικασία αυτή μπορεί να επαναληφθεί μέχρι οι τιμές που θα παίρνει η συνάρτηση ***S(m)*** να μην μειώνονται ουσιαστικά, και η τιμή της παραμέτρου $\boldsymbol{\rho_M}$ να έχει σταθεροποιηθεί σε μία γενικότερα μέγιστη δυνατή τιμή.

Η επαναληπτική μέθοδος που βασίζεται στα παραπάνω και εφαρμόστηκε στην εργασία αυτή είναι η μέθοδος **Gauss –Newton**, στην οποία ο επαναληπτικός αλγόριθμος έχει την μορφή:

$$m_{n+1} = m_n - \mu_n \left(G_n^T C_D^{-1} G_n + C_M^{-1}\right) \left[G_n^T C_D^{-1}(d_n - d_{obs}) + C_M^{-1}\left(m_n - m_{prior}\right)\right] \qquad [17]$$

όπου ***n*** ο αριθμός της επανάληψης, $\mathbf{d_n} = \mathbf{g}(\mathbf{m_n})$, και $\boldsymbol{\mu_n}$ το μήκος της «μετακίνησης» της λύσης σε κάθε επανάληψη ***n***.

Η παράμετρος $\boldsymbol{\mu_n}$ έχει πρακτικό νόημα στην εφαρμογή της αντιστροφής, αφού ελέγχει το μήκος μετακίνησης της λύσης. Παίρνοντας μικρή τιμή, η σύγκλιση στην λύση είναι πολύ μικρή, ενώ παίρνοντας μεγάλη τιμή μπορεί να μην υπάρξει σύγκλιση, για αυτό και επιλέχθηκε $\mu_n = 1$, σύμφωνα με τον ***Tarantola,*** (***2004***).

Σχετικά με την πρώτη επανάληψη (*n=0*) και το σύνολο των επαναλήψεων, θεωρήθηκε $m_0 = m_{prior}$ και *n=10* όπως προτείνεται επίσης από τον ***Tarantola, 2004***. Φυσικά, η τιμή του ***n*** εάν κριθεί απαραίτητο, για την καλύτερη επίλυση του συστήματος, δηλαδή την ελαχιστοποίηση και σταθεροποίηση της συνάρτησης ***S(m)*** (misfit function) και την σταθεροποίηση της μέγιστης δυνατής πυκνότητας πιθανότητας $\boldsymbol{\rho_M}$, μπορεί να πάρει μεγαλύτερη τιμή. Για το ίδιο λόγο εάν η λύση σταθεροποιηθεί γρήγορα μπορεί να πάρει και μικρότερη τιμή μειώνοντας έτσι το κόστος του χρόνου των υπολογισμών. Σχετική αναφορά του αριθμού των επαναλήψεων σε σχέση με την τιμή της συνάρτησης ***S(m)*** (misfit function), για την εκτέλεση της αντιστροφής στην παρούσα εργασία γίνεται στο Κεφάλαιο 4.4.1.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Μετά το πέρας της επίλυσης της αντιστροφής, υπολογίζεται ο οριστικός πίνακας συμμεταβλητότητας $\widetilde{C_M}$ (posteriori covariance matrix) των εξεταζόμενων παραμέτρων του μοντέλου ***g(m)*** στον χώρο ***M*** που κινήθηκε με βάση την σχέση (***Tarantola, 2004***):

$$\widetilde{C_M} = (G^T\, C_D^{-1}\, G + C_M^{-1})^{-1} \qquad [18]$$

για τον οποίο υπολογίζεται ο πίνακας συσχέτισης $\boldsymbol{Corr_{ij}}$ μεταξύ των παραμέτρων αυτών:

$$Coor_{ij} = \frac{\widetilde{C_{M_{ij}}}}{C_{M_{ii}}\, C_{M_{jj}}} \qquad [19]$$

Στον υπολογισμό της παραμέτρου $\mathbf{s_{jk}}$, των τοπικών εδαφικών συνθηκών, ενσωματώθηκε και η ενίσχυση στο πάνω τμήμα του φλοιού (crustal amplification), προκειμένου να βελτιωθούν οι απόλυτες τιμές της εδαφικής ενίσχυσης. Χρησιμοποιήθηκε ταχύτητα διατμητικών κυμάτων που αντιστοιχεί στα επιφανειακά 30 μέτρα, v_{s30} = 2000m/s (***Boore and Joyner, 1997***).

Όσον αφορά το αρχικό μοντέλο, η παράμετρος $\boldsymbol{m_o}$ για κάθε σεισμό ***i*** που χρησιμοποιήθηκε καθορίστηκε για δοσμένα μεγέθη σεισμικής ροπής $\boldsymbol{M_W}$ (Παράρτημα 1), μέσω της σχέσης (***Hanks and Kanamori, 1979***), λαμβάνοντας υπόψη τον συντελεστή διόρθωσης [8] της σεισμικής ροπής M_o:

$$m_o = \left[1.5 \times M_w + 9.1 + log_{10}\sigma\left(\frac{2\, R_{\theta\varphi}}{4\pi\rho v_s^3}\right)\right] \qquad [20]$$

Η παράμετρος $\boldsymbol{f_{ci}}$ εκτιμήθηκε εκ των προτέρων για αυτά τα μεγέθη μέσω της σχέσης (***Brune, 1970***):

$$f_c = 10^{(2-0.5\, M_w)} \qquad [21]$$

και οι τιμές που προέκυψαν χρησιμοποιήθηκαν στο αρχικό μοντέλο, με μεγάλο εύρος αβεβαιότητας (Κεφάλαιο 4.4.2), όπως και οι τιμές και τα αρχικά σφάλματα των παραμέτρων της απόσβεσης $\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$ και $\boldsymbol{\gamma}$, οι οποίες αναφέρονται εκτενώς στο κεφάλαιο των αποτελεσμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Τέλος, οι αρχικές τιμές της παραμέτρου της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης s_{jk}, οι οποίες επίσης αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4 θεωρήθηκαν μέσα σε ένα μεγάλο σχετικά εύρος διακύμανσης.

Επιπλέον, λόγω της ανάγκης να μειωθεί ένας βαθμός ελευθερίας στο σύστημα των εξισώσεων (***Boatwright et al. 1991, Field and Jacob 1995***), έπρεπε να τεθεί ένας περιορισμός στην παράμετρο της τοπική εδαφικής ενίσχυσης, όπου θα πρέπει να ορισθεί κάποιος/κάποιοι σταθμοί αναφοράς. Όπως δείχθηκε από τον ***Bonilla et al., (1997***), η μέση απόκριση ενός συνόλου σταθμών τοποθετημένοι σε βράχο, είναι μία καλή αναφορά. Οι σταθμοί που επιλέχθηκαν ως αναφορά στην εργασία αυτή αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.

Τα αρχικά σφάλματα τόσο των δεδομένων, όσο και των αρχικών παραμέτρων που επιλύονται στην αντιστροφή, από τα οποία καθορίζονται οι πίνακες αρχικής διακύμανσης C_D και C_M αντίστοιχα, δίνονται μαζί με τις αρχικές τιμές των παραμέτρων αυτών, καθώς και με τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν ως σταθμοί αναφοράς, στο Κεφάλαιο 4 των αποτελεσμάτων.

2.2 HVSR (Φασματικός λόγος Οριζόντιας προς Κατακόρυφης συνιστώσας)

Η δεύτερη μεθοδολογία που εφαρμόστηκε στην εργασία αυτή (***HVSR***), αποκλειστικά για την εκτίμηση της παραμέτρου της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης S_j, είναι αυτή του λόγου των φασμάτων, της οριζόντιας εδαφικής κίνησης H, προς την αντίστοιχη κατακόρυφη εδαφική κίνηση V:

$$S_j(f) = \frac{H(f)}{V(f)} \qquad [22]$$

για κάθε σταθμό j, όπου f η κάθε συχνότητα που εξετάζεται. Η μεθοδολογία αυτή εφαρμόστηκε σε καταγραφές της επιτάχυνσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης που οφείλεται στα S-κύματα χώρου, για το ίδιο δείγμα που χρησιμοποιήθηκε και στην αντιστροφή.

Η συγκεκριμένη τεχνική χρησιμοποιήθηκε πρώτα από τον ***Nakamura (1989)*** σε καταγραφές μικροθορύβου, δηλαδή με χρήση κυρίως επιφανειακών κυμάτων, βασισμένη στην υπόθεση ότι η κατακόρυφη συνιστώσα V της κίνησης δεν παρουσιάζει σχετική ενίσχυση από τα επιφανειακά στρώματα της τοπική γεωλογίας της θέσης καταγραφής (***Nogoshi and Igarashi 1971***), σε αντίθεση με την οριζόντια συνιστώσα H της κίνησης. Αποτελεί μία μεθοδολογία εκτίμησης της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, χωρίς την χρήση σταθμού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

αναφοράς, με αναφορά την κατακόρυφη συνιστώσα, σε ένα σταθμό. Η τεχνική αυτή, επεκτάθηκε στις σεισμικές καταγραφές από τους ***Lernmo and Chavez-Garcia*** (***1993***), και ειδικά για το τμήμα των εγκαρσίων κυμάτων, ακολουθώντας ανάλογη προσέγγιση (π.χ. ***Seekins et al. 1996, Drouet et al., 2008a***).

Η εμπειρική αυτή τεχνική, σε σύγκριση με τα αντίστοιχα αποτελέσματα της μέθοδο του τυπικού λόγου φασμάτων, η οποία αναπτύσσεται παρακάτω φαίνεται να συμφωνεί σε μεγάλο βαθμό στις θεμελιώδεις συχνότητες που παρουσιάζουν φασματική ενίσχυση (***μεταξύ άλλων Lermo and Chavez-Garcia 1993, Field 1996, Molnar and Cassidy 2006***). Σε μερικές περιπτώσεις μάλιστα, τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR παρέχουν αξιόπιστες ενισχύσεις, αλλά συνήθως παρουσιάζουν χαμηλότερους συντελεστές ενίσχυσης (π.χ. ***Theodulidis and Bard 1995, Seekins et al. 1996, Raptakis et al. 1998, Triantafyllidis et al. 2006***).

Η εφαρμογή της μεθόδου αυτής στην εργασία, έγινε, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, σε όλες τις καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή, για κάθε σταθμό ***j,*** ανεξάρτητα. Πιο συγκεκριμένα, για κάθε συχνότητα f_k των φασμάτων που χρησιμοποιήθηκαν, υπολογίστηκε η σχέση [23] για κάθε μία από τις δύο οριζόντιες συνιστώσες ξεχωριστά. Μεμονωμένα, σε κάθε σταθμό ***j***, υπολογίστηκε η μέση τιμή σε λογαριθμική κλίμακα του λόγου H(f_k) / V(f_k) κάθε καταγραφής, εφόσον υπήρχε καταγραφή και στις δύο οριζόντιες συνιστώσες για κάθε σεισμό, ενώ σε αντίθετη περίπτωση δεν λήφθηκαν υπόψη. Επιπλέον, για τις παραπάνω λογαριθμικές τιμές που αντιστοιχούν σε κάθε συχνότητα f_k, υπολογίστηκε η τυπική απόκλιση (σ) βάση της σχέσης:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(x_\lambda - \bar{x})^2}{N-1}} \qquad [23]$$

όπου N το πλήθος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν, για κάθε υπολογισμό, x_λ ο λογάριθμος του λόγου H/V για $\lambda=1$ μέχρι N και $\bar{x}$ η μέση τιμή των x_λ.

2.3 SSR (Τυπικός λόγος φασμάτων)

Η τρίτη μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε στην μελέτη αυτή και αφορά, όπως και η μέθοδος HVSR, αποκλειστικά την εκτίμηση της εδαφικής ενίσχυσης σε μία θέση, είναι η μέθοδος ***SSR*** (Standard Spectra Ratio), η οποία υπολογίζει τον λόγο του φάσματος Fourier της καταγραφής

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ενός σεισμού στη θέση μελέτης, με το φάσμα της αντίστοιχης καταγραφής σε μία θέση σε βράχο (σταθμός αναφοράς), κοντά στην θέση μελέτης (***Borcherdt, 1970***). Οι δύο αυτές καταγραφές πρέπει να είναι απαλλαγμένες από την επίδραση του τοπικού θορύβου, ή από την επίδραση κυμάτων από άλλη πηγή. Ο σταθμός αναφοράς πρέπει να είναι εγκατεστημένος σε κοντινή θέση, όπου υπάρχει επιφανειακή εμφάνιση του υποβάθρου, έτσι ώστε να γίνει η υπόθεση ότι η καταγραφή στην θέση αναφοράς αντιστοιχεί στην αναμενόμενη καταγραφή στην επιφάνεια του υποβάθρου κάτω από τη θέση μελέτης, στην οποία θεωρητικά δεν υπάρχει ενίσχυση. Για να υπάρχει μεγαλύτερη εγκυρότητα σε αυτή την υπόθεση, πρέπει η σεισμική πηγή, να βρίσκεται αρκετά μακριά από τις θέσεις που εξετάζονται, έτσι ώστε ο δρόμος διάδοσης του κύματος στη θέση αναφοράς, να θεωρείται ο ίδιος, όσον αφορά την επίδραση του, με αυτόν που αντιστοιχεί στην επιφάνεια του υποβάθρου κάτω από την θέση μελέτης, καθώς επίσης η κατευθυντικότητα της πηγής να μην επηρεάζει έντονα τις καταγραφές.

Η μέθοδος αυτή, εκτιμά την εδαφική ενίσχυση υπολογίζοντας τον λόγο των φασμάτων Fourier δύο καταγραφών, εκ των οποίων η μία προέρχεται όπως αναφέρθηκε παραπάνω από έναν σταθμό αναφοράς (***A***). Βασίζεται στην υπόθεση ότι ένας σεισμός με φάσμα σεισμικής πηγής $\boldsymbol{\Omega}$ καταγράφεται σε δύο θέσεις με φασματικές ενισχύσεις $\boldsymbol{S_1}$ και $\boldsymbol{S_{2(A)}}$, με αντίστοιχα φάσματα Fourier των καταγραφών $\boldsymbol{A_1}$ και $\boldsymbol{A_{2(A)}}$, αλλά η επίδραση του δρόμου διάδοσης ***D*** των κυμάτων είναι η ίδια ($\boldsymbol{D_1 \approx D_{2(A)}}$),καθώς επίσης η επίδραση της ακτινοβολίας της πηγής θεωρείται αμελητέα. Έτσι, από την εξίσωση [2] για κάθε συχνότητα ***f*** ισχύει:

$$\frac{S_1}{S_{2(A)}} = \frac{A_1}{A_{2(A)}} \qquad [24]$$

Θεωρώντας ότι η ενίσχυση στην θέση αναφοράς (A) είναι μηδενική, δηλαδή $S_{2(A)} = 1$, προκύπτει η ακόλουθη σχέση που εφαρμόζεται στην μέθοδο αυτή:

$$S_1 = \frac{A_1}{A_{2(A)}} \qquad [25]$$

Εφαρμόζοντας τη συγκεκριμένη μέθοδο στην μελέτη αυτή και λαμβάνοντας υπόψη τα κριτήρια που αναφέρθηκαν για να ισχύει η βασική υπόθεση της μεθόδου, κρίθηκε απαραίτητο η υποκεντρική απόσταση μεταξύ της σεισμικής πηγής και των δύο θέσεων που εξετάζονται να

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

είναι τουλάχιστον δέκα φορές μεγαλύτερη από την απόσταση μεταξύ των δύο σταθμών, δηλαδή η δεύτερη απόσταση να είναι μικρότερη από το 10% της υποκεντρικής απόστασης.

Η τεχνική αυτή δεν εφαρμόστηκε ξεχωριστά για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες, αλλά για το «μέσο φάσμα» [31], όπως αναφέρεται αναλυτικά στο Κεφάλαιο 3.5.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, ως δεδομένα για την επίλυση της αντιστροφής του συστήματος των εξισώσεων, χρησιμοποιούνται τα φάσματα Fourier της μετάθεσης, των S – κυμάτων ενός σεισμού. Ωστόσο τα φάσματα αυτά δεν προέρχονται απευθείας από καταγραφές μετάθεσης, αλλά υπολογίζονται από μετατροπή φασμάτων Fourier επιτάχυνσης. Τα τελευταία προκύπτουν από τα επιταχυνσιογραφήματα, δηλαδή από καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης σε μία θέση.

Ο οπτικός έλεγχος των καταγραφών που συλλέχθησαν, έγινε μέσω του προγράμματος ***Scream***. Η επεξεργασία των καταγραφών αυτών, για την μετατροπή τους σε φάσματα Fourier και την δημιουργία των τελικών αρχείων που χρησιμοποιήθηκαν σαν δεδομένα στην αντιστροφή, έγινε μέσω του προγραμματιστικού περιβάλλοντος ***MATLAB 2012b*** (***FFTW***, ***Frigo and Johnson 1998),*** με τη δημιουργία κατάλληλων αλγορίθμων.

3.2 ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ - ΣΤΑΘΜΟΙ

Οι επιταχυνσιογράφοι είναι τα όργανα που καταγράφουν την επιτάχυνση της εδαφικής ταλάντωσης λόγω ενός σεισμού, σε μία θέση. Στον Ελληνικό χώρο η πλειονότητα των οργάνων που χρησιμοποιούνται από το Ι.Τ.Σ.Α.Κ. για την καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης, αποτελούν οι επιταχυνσιογράφοι ***GURALP 5TDE*** (Σχήμα 1), οι οποίοι είναι νέας γενιάς και υψηλής ανάλυσης. Τα χαρακτηριστικά της ποιότητας καταγραφής, αφορούν, μεταξύ άλλων, το μεγάλο εύρος ευαισθησίας του πλάτους καταγραφής **($\pm 10^{-5}$ *g* μέχρι ±4.0 *g*)**, καθώς και το μεγάλο εύρος καταγραφής κυμάτων με περιόδους 0.01 sec - 20 sec. Είναι όργανα κατάλληλα για την έρευνα στη σεισμολογία και ειδικότερα στην τεχνική σεισμολογία κατά τη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας. Φέρουν σύστημα καταγραφής τριών συνιστωσών και είναι εφοδιασμένα με ψηφιοποιητές διακριτικής ικανότητας 24 - bit και λειτουργικό σύστημα LINUX. Πρόκειται για 116 επιταχυνσιογράφους (Παράρτημα 2), οι οποίοι εγκαταστάθηκαν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο (Σχήμα 2), προοδευτικά, από τις αρχές του 2010 μέχρι το 2015. Πλέον, καλύπτουν σε μεγάλο ποσοστό τη χερσαία Ελληνική επικράτεια, καθώς επίσης και μεμονωμένα νησιά και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

περιοχές υψηλής σεισμικότητας και κοινωνικού ενδιαφέροντος. Οι καταγραφές που προσφέρουν είναι συνεχείς, σε πραγματικό χρόνο και βρίσκονται στη βάση δεδομένων του Ι.Τ.Σ.ΑΚ. Όσον αφορά του σταθμούς τα δεδομένα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν, λαμβάνοντας υπόψη ορισμένα περιοριστικά κριτήρια που αναφέρονται παρακάτω, επιλέχθησαν τελικά **112** σταθμοί.

Σχήμα 1. Εικόνα επιταχυνσιογράφου (GURALP 5TDE), του Ι.Τ.Σ.Α.Κ., από το οποίο προέρχονται οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία αυτή.

3.3 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Οι σεισμικές καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν αρχικά στη μελέτη αυτή προέρχονται από 157 επιφανειακούς σεισμούς (εστιακό βάθος < 30 km) που συνέβησαν στον Ελληνικό χώρο και τις περιοχές περιφερειακά αυτού (Σχήμα 2), από τις 08/08/2010 μέχρι 15/10/2016, σε υποκεντρικές αποστάσεις $20 \leq R_{hyp} \leq 350$ km, οι οποίες υπολογίστηκαν με βάση τη σχέση:

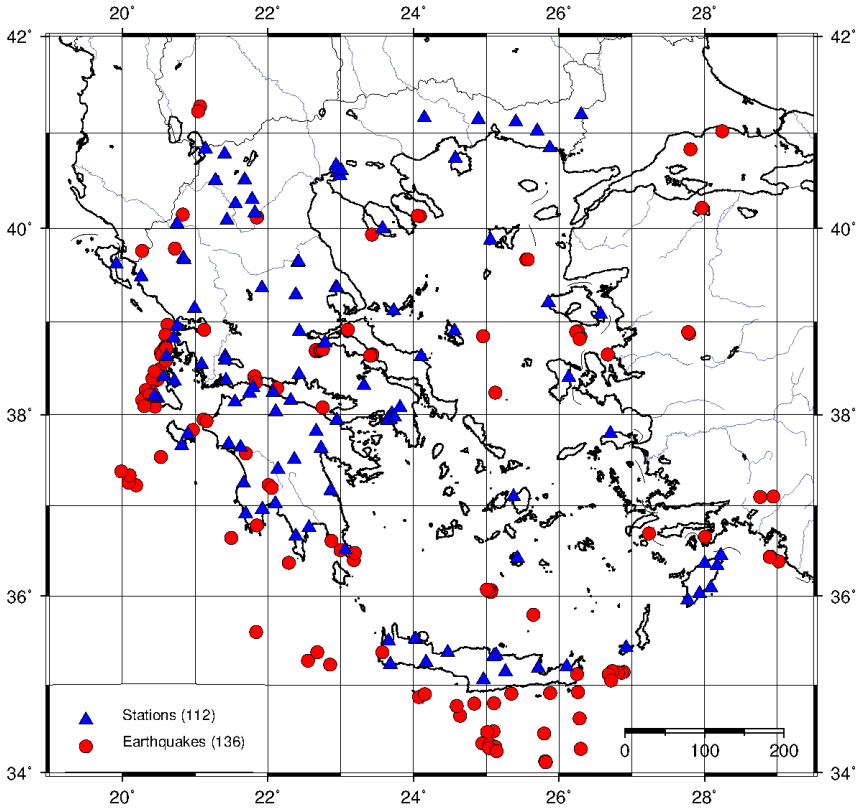
$$R_{Hyp} = \sqrt{{R_{Epic}}^2 + H^2} \qquad [26]$$

όπου $\boldsymbol{R_{Epic}}$ η επικεντρική απόσταση και $\boldsymbol{H}$ το εστιακό βάθος του σεισμού. Πρόκειται για σεισμούς με τοπικό μέγεθος $M_L \geq 4.5$, τα στοιχεία των οποίων δίνονται στους καταλόγους του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. (Παράρτημα 1). Από αυτούς του σεισμούς, με τα περιοριστικά κριτήρια που αναφέρονται παρακάτω, επιλέχθησαν τελικά **136** σεισμοί από του οποίους προέρχονται τα τελικά δεδομένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Όσον αφορά τις υποκεντρικές αποστάσεις, τα βάθη που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό [26] είναι αυτά που δίνονται στο Παράρτημα 1. Οι τιμές αυτές χρησιμοποιούνται για χάρη απλοποίησης των υπολογισμών, αφού είναι γνωστό ότι οι σεισμικές πηγές δεν αποτελούν σημεία στον χώρο, αλλά επιφάνειες οι οποίες εκτείνονται σε βάθος. Έτσι, συμβατικά και χωρίς να επηρεάζονται ουσιαστικά οι τιμές των υποκεντρικών αποστάσεων, στις περιπτώσεις όπου το εστιακό βάθος ήταν μικρότερο από 1 km, θεωρήθηκε ίσο με 1 km.



Σχήμα 2. Τα επίκεντρα των σεισμών και οι θέσεις των επιταχυνσιογράφων τα δεδομένα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη. Πρόκειται για 136 επιφανειακούς σεισμούς με τοπικό μέγεθος $4.2 \leq M_w \leq 6.5$.

Σχετικά με τα μεγέθη των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία, η επεξεργασία και η χρήση των καταγραφών έγινε με αναφορά σε μεγέθη σεισμικής ροπής M_w. Έτσι, χρησιμοποιήθηκαν τα μεγέθη, M_w, που προέκυψαν από τους καταλόγους του Α.Π.Θ., για όσους σεισμούς είχαν υπολογιστεί οι παράμετροι της σεισμικής εστίας, ενώ για τους υπόλοιπους χρησιμοποιήθηκε η ακόλουθη εμπειρική σχέση που συνδέει γραμμικά τα υπολογιζόμενα μεγέθη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

M_{new} από τον Σ.Σ του Α.Π.Θ. και τα αντίστοιχα μεγέθη σεισμικής ροπής M_w (***Scordilis et al. 2016***):

$$M_{new} = 1.027(\pm 0.043)M_W - 0.144(\pm 0.181) \quad [27]$$

όπου $M_{new} = M_L$ (τοπικό μέγεθος). Αυτή η διαδικασία ακολουθήθηκε με σκοπό τη μέγιστη δυνατή ομοιογένεια των μεγεθών, η οποία κρίθηκε απαραίτητη. Το σφάλμα μίας τυπικής απόκλισης, των υπολογισμένων μεγεθών σεισμικής ροπής M_w του καταλόγου του Α.Π.Θ. εκτιμάται ίσο με ±0.2 (***Scordilis 2017***, προσωπική επικοινωνία), παρόμοιο με το σφάλμα 0.181 [27]. Έτσι, στο δείγμα των δεδομένων της παρούσας μελέτης συμπεριελήφθησαν τελικά σεισμοί με $M_w \geq 4.2$ (Παράρτημα 1).

3.4 ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΜΜΑΤΑ – ΦΑΣΜΑΤΑ FOURIER

Για τη δημιουργία του συνόλου των δεδομένων συλλέχθησαν και ταξινομήθηκαν οι καταγραφές από την ψηφιακή βάση δεδομένων που διαθέτει το Ι.Τ.Σ.Α.Κ., όπου ήταν δυνατό, ανάλογα με την ποιότητα της καταγραφής τόσο ψηφιακά (χρονικά συνεχής) όσο και σε σχέση με το επίπεδο του θορύβου. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, τα φάσματα που χρησιμοποιήθηκαν ως τελικά δεδομένα προέρχονται από καταγραφές τις ισχυρής κίνησης, και συγκεκριμένα των εγκαρσίων (S) κυμάτων χώρου (Σχήμα 3). Έτσι για το παρόν δείγμα σεισμών, εντοπίστηκαν οι αφίξεις αυτών των κυμάτων και ταξινομήθηκαν σε φύλλο excel.

Η επιλογή του χρονικού παραθύρου των S κυμάτων εξαρτάται από την άφιξή τους, αλλά και από τη διάρκειά τους. Η άφιξη επιλέχθηκε οπτικά, λαμβάνοντας υπόψη τα έντονα πλάτη ταλάντωσης και τις χαμηλότερες συχνότητες που παρουσιάζουν τα εγκάρσια κύματα. Η επιλογή της διάρκειας της ισχυρής κίνησης αποτελεί θέμα διερεύνησης και δεν είναι προφανής. Είναι γνωστό ότι η διάρκεια της σεισμικής κίνησης εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού, καθώς επίσης και από την επικεντρική απόσταση (μεταξύ άλλων, ***Hermann 1985***, ***PEER 2016***). Στη μελέτη αυτή, η διάρκεια του χρονικού παραθύρου των S κυμάτων δεν επιλέχθηκε οπτικά, αλλά εφαρμόστηκε ο εμπειρικός τύπος του ***Hermann (1985)***, με σκοπό την σταθερή και συνεπή επιλογή του στον μεγάλο όγκο καταγραφών:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$T_d = \frac{1}{f_c} + 0.05\,R \qquad [28]$$

όπου $\boldsymbol{T_d}$ είναι η διάρκεια του παραθύρου των S κυμάτων, $\boldsymbol{f_c}$ είναι η γωνιακή συχνότητα του σεισμού, και $\boldsymbol{R}$ είναι η επικεντρική απόσταση. Ο όρος $\boldsymbol{1/f_c}$ αποτελεί τη διάρκεια σε μηδενική επικεντρική απόσταση, η οποία σχετίζεται με τη διάρκεια διάρρηξης (***Hanks and McGuire 1981***). Εδώ, ο όρος $\boldsymbol{1/f_c}$, δηλαδή προσεγγιστικά η διάρκεια διάρρηξης της σεισμική πηγής, επιδιώκεται να προσδιορισθεί απλά, με βάση τα χαρακτηριστικά της πηγής (μήκος ρήγματος, ταχύτητα διάρρηξης), τα οποία εξαρτώνται από το μέγεθος της, βάση τη σχέση $\boldsymbol{x = v_{rup}\, t}$, όπου $\boldsymbol{t}$ είναι ο χρόνος, $\boldsymbol{v_{rup}}$ η ταχύτητα διάρρηξης και $\boldsymbol{x}$ το μήκος του ρήγματος.

Παρότι δεν αντιπροσωπεύει κάθε είδος διάρρηξης θεωρήθηκε σε όλες τις περιπτώσεις, μονοκατευθυντική διάρρηξη, με ταχύτητα (***Madariaga, 1976***)**:**

$$V_{Rup} = 0.75\,V_S \qquad [29]$$

όπου $\boldsymbol{V_s}$ = 3.5 km, η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (***Papazachos 1998, Karagianni et al. 2005, Karagianni and Papazachos 2007***) σε βάθη που φιλοξενούν σεισμικές πηγές, δηλαδή στο τμήμα του μέσου - κατώτερου φλοιού, το οποίο έχει τη δυνατότητα διάρρηξης και δημιουργίας ισχυρών σχετικά σεισμών. Ο συνδυασμός των παραπάνω με τα μήκη ρήγματος που προέκυψαν από την εμπειρική σχέση [30] των ***Wells and Coppersmith (1994)*** για κάθε είδος ρήγματος και για σεισμούς με μεγέθη 4.8 - 8.1, οδήγησε στον υπολογισμό της αναμενόμενης θεωρητικά διάρκειας διάρρηξης (Πίνακας 1).

$$log_{10}(RLD) = -2.44 + 0.59\,M_W \qquad [30]$$

όπου $\boldsymbol{RLD}$ το μήκος του ρήγματος και $\boldsymbol{M_W}$ το μέγεθος σεισμικής ροπής του σεισμού.

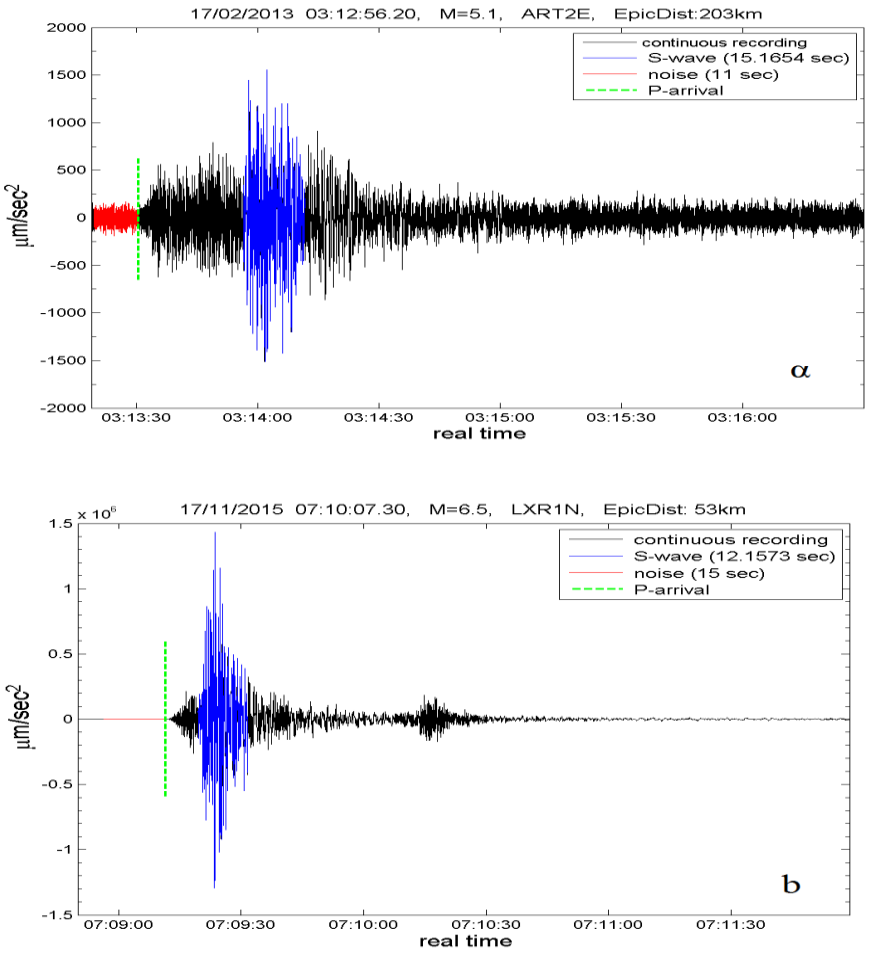
Παρόμοια σχέση έχει υπολογιστεί από τους ***Papazachos et al. (2004)***, στην οποία μελετήθηκαν και ρήγματα από τον Ελληνικό χώρο. Ωστόσο η σχέση αυτή δεν χρησιμοποιήθηκε λόγω του ότι αναφέρεται σε σεισμούς με μέγεθος M > 6.0.

Λαμβάνοντας υπόψη το εύρος διακύμανσης (0.2), οι σεισμοί κατηγοριοποιήθηκαν σε τρεις κατηγορίες, όπως φαίνεται στον αντίστοιχο Πίνακα 1, με σκοπό την εξομάλυνση της συσχέτισης της διάρκειας διάρρηξης με την απόλυτη τιμή του μεγέθους M_W. Οι τιμές της διάρκειας διάρρηξης στον Πίνακα 1, αντιστοιχούν στις τιμές που έχει η διάρκεια για τα μέγιστα μεγέθη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

κάθε διαστήματος μεγεθών και βρίσκονται σε καλή συμφωνία με μελέτες που αφορούν την διάρκεια διάρρηξης (***Margaris et al., 1990, Papazachos et al., 1992***). Για τους σεισμούς με μέγεθος $M_W \leq 4.7$, παρότι δεν υπολογίστηκαν μήκη ρήγματος, συνεπώς και διάρκειες διάρρηξης, τελικά συμπεριελήφθησαν στον πρώτο εύρος τιμών, λόγω της μικρής διάρκειας διάρρηξης (~1 sec).



Σχήμα 3. Παραδείγματα καταγραφών επιτάχυνσης και επιλογής του παραθύρου των S κυμάτων, ενός σεισμού στις 17/02/2013, μεγέθους M_W=5.1 με επίκεντρο νότια της Ζακύνθου στον σταθμό ART2 στην Άρτα (**α**) και του σεισμού στις 17/11/2015 με μέγεθος M_W=6.5, με επίκεντρο στη Λευκάδα, στον σταθμό LXR1 στο Ληξούρι (**b**). Με κόκκινο χρώμα και μπλε χρώμα απεικονίζονται οι καταγραφές του θορύβου και των S κυμάτων, ενώ με πράσινη διακεκομμένη γραμμή η άφιξη των επιμήκων P κυμάτων.

Η επιλογή της διάρκειας του χρονικού παραθύρου των S κυμάτων με εμπειρικούς τύπους είναι σαφές ότι δεν είναι μοναδική. Ωστόσο, η διαδικασία που αναφέρθηκε παραπάνω και εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία, πραγματοποιήθηκε επιδιώκοντας την επιλογή των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

εγκαρσίων κυμάτων χώρου κάθε καταγραφής ενός σεισμού, με αντικειμενικά και ενιαία κριτήρια, η οποία μέσω οπτικού ελέγχου σε επόμενο στάδιο αξιολόγησης, κρίθηκε, για τον σκοπό αυτόν, ικανοποιητική.

Πίνακας 1. Πίνακας με τις τιμές του μήκους ρήγματος και της αντίστοιχης διάρκειας διάρρηξης για το αναγραφόμενο εύρος μεγεθών σεισμών.

Εύρος μεγεθών (M_w)	**Μήκος ρήγματος (μέγιστου μεγέθους) (km)**	**Χρόνος διάρρηξης (μέγιστου μεγέθους) (sec)**
≤ 5.0	3.2	~ 1
5.1 – 6.0	12.6	~ 5
6.1 – 6.5	24.8	~ 9.5

Τελικά, επιλέχθησαν συνολικά 4.328 καταγραφές για κάθε μία από τις δύο οριζόντιες συνιστώσες για περαιτέρω επεξεργασία και χρήση στην τελική αντιστροφή, μέσω διαφόρων περιορισμών που αναφέρονται στη συνέχεια.

Η παραπάνω διαδικασία προσδιορισμού της διάρκειας των S κυμάτων, επιλέχθηκε επίσης, με στόχο την αποφυγή των εξαιρετικά μικρών χρονικών παραθύρων, **T**, τα οποία οδηγούν σε δυσκολίες υπολογισμού των φασματικών πλατών στις μικρές συχνότητες στα φάσματα Fourier. Αυτό συμβαίνει, διότι ο λόγος ***1/T*** ορίζει την πρώτη συχνότητα του αντίστοιχου φάσματος Fourier και επίσης αποτελεί και το βήμα αύξησης των συχνοτήτων. Έτσι, γίνεται σαφές ότι όσο μεγαλύτερη η διάρκεια του χρονικού παραθύρου των S κυμάτων, τόσο περισσότερες θα είναι οι διακριτές συχνότητες του φάσματος, από τη συχνότητα 0 (μηδέν), μέχρι τη συχνότητα Nyquist (=1/2δt ,όπου δt το διάστημα δειγματοληψίας της καταγραφής).

Τα αρχικά φάσματα Fourier που προέκυψαν από τις καταγραφές (Σχήμα 4), εξομαλύνθηκαν με τη χρήση της συνάρτησης «βαρύτητας» ***W***(f_c, f) των ***Konno and Ochmachi (1998)***:

$$W(f_c, f) = \left(\frac{sin(b\ log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right))}{b\ log_{10}(\frac{f}{f_c})} \right)^4 \qquad [31]$$

όπου, ***f*** είναι η κάθε συχνότητα του φάσματος Fourier, $\boldsymbol{f_c}$ είναι η κεντρική συχνότητα που επιλέγεται για την εξομάλυνση και ***b*** είναι ο συντελεστής του πλάτους «ζώνης», όπου για την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκε b=40, η οποία δεν είναι μικρή προκαλώντας μεγάλη εξομάλυνση, αλλά ούτε και μεγάλη η οποία οδηγεί σε μικρή εξομάλυνση.

3.5 ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ - ΤΕΛΙΚΑ ΦΑΣΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

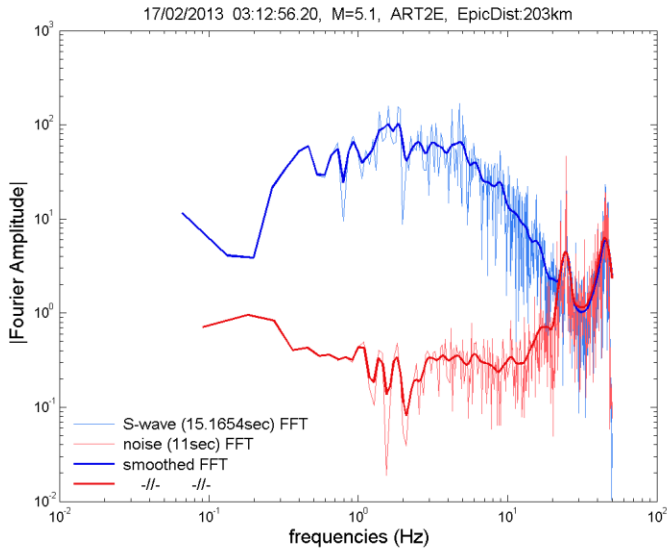
Αφού προσδιορίσθηκαν τα φάσματα Fourier της κάθε καταγραφής, εφαρμόστηκαν ορισμένοι περιορισμοί, για την περαιτέρω χρησιμοποίησή τους. Ένας τέτοιος περιορισμός που αφορά στην αξιοπιστία της καταγραφής των S κυμάτων, προκύπτει από την σύγκρισή της με τα φασματικά πλάτη καταγραφής του θορύβου (εδαφικός ή/και ηλεκτρονικός). Είναι σαφές ότι ο θόρυβος που καταγράφεται σε κάθε θέση τη στιγμή του σεισμού, δεν μπορεί να αποσυνελιχθεί από την καταγραφή του τελευταίου, γιατί είναι άγνωστος σε απόλυτο χρόνο. Για το λόγο αυτό, θεωρήθηκε ότι ο θόρυβος που επικρατεί ελάχιστα δευτερόλεπτα πριν την καταγραφή του σεισμικού γεγονότος, έχει παρόμοιο φασματικό περιεχόμενο και κατά την διάρκεια της καταγραφής. Αυτό αποτελεί μία συνήθη σύμβαση (π.χ. ***Drouet et al. 2005, Kastelic et al. 2010, PEER 2014***), με σκοπό τη σύγκριση των φασματικών πλατών του θορύβου και της καταγραφής των S κυμάτων, με στόχο την εκτίμηση της αξιοπιστίας, της καταγραφής ως αποτέλεσμα του σεισμού και όχι του θορύβου. Τα φάσματα Fourier που υπολογίστηκαν για την καταγραφή του θορύβου (Σχήμα 4), εξομαλύνθηκαν με τον ίδιο τρόπο με αυτά που προέκυψαν από τις σεισμικές καταγραφές, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Όσον αφορά την αξιοπιστία της καταγραφής, είναι λογικό να θεωρήσουμε ότι ένα κομμάτι των P-κυμάτων εμπεριέχεται στην καταγραφή των S-κυμάτων. Το τμήμα αυτό των επιμήκων κυμάτων θα έπρεπε να χρησιμοποιηθεί ως θόρυβος στην καταγραφή των εγκαρσίων. Ωστόσο, η σύγκριση αυτή δεν είναι διαδεδομένη για τον έλεγχο της αξιοπιστίας της καταγραφής. Το ζήτημα αυτό αποτελεί αντικείμενο διερεύνησης σε επόμενο επίπεδο για την εγκυρότερη χρήση, αποκλειστικά εγκαρσίων κυμάτων.

Στη μελέτη αυτή ο λόγος $FA_{\Sigma}(f)/FA_{\Theta}(f)$ των πλατών του εξομαλυμένου φάσματος των διατμητικών κυμάτων (FA_{Σ}) προς αυτό του θορύβου (FA_{Θ}), για κάθε συχνότητα, επιλέχθηκε να είναι μεγαλύτερος από 3 (Σχήμα 5). Επίσης το κομμάτι του θορύβου που επιλέχθηκε είχε συνήθως ως τέλος την άφιξη των επιμήκων κυμάτων P και διάρκεια 15 sec, με λίγες εξαιρέσεις. Οι εξαιρέσεις αυτές αφορούν περιπτώσεις όπου πριν από το σεισμό ο θόρυβος δε θα μπορούσε να αντιπροσωπεύει τον θόρυβο κατά τη διάρκεια του σεισμού, συνήθως λόγω της ύπαρξης κάποιου άλλου σεισμικού γεγονότος που προηγείτο του σεισμού μελέτης. Έτσι, σαν θόρυβος

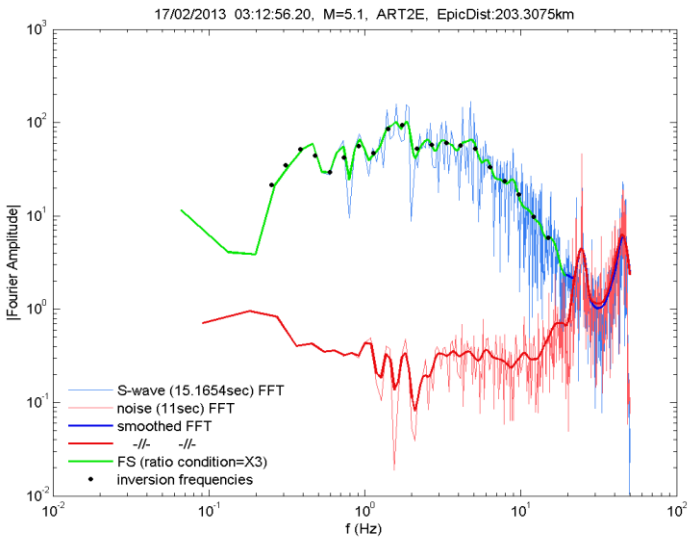
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

επιλέχθηκε συμβατικά ένα κομμάτι καταγραφής 15 δευτερολέπτων αρκετά λεπτά μετά την καταγραφή του σεισμού.



Σχήμα 4. Εξομαλυμένα (έντονα) και μη (αραιά) φάσματα Fourier της επιτάχυνσης της ισχυρής κίνησης (μπλε) και του θορύβου (κόκκινο) αντίστοιχα, όπως επιλέχθηκαν στο Σχήμα 3 (α).



Σχήμα 5. Φάσματα Fourier της καταγραφής που φαίνεται στο Σχήμα 4 (α). Με πράσινο χρώμα απεικονίζονται οι τιμές του εξομαλυμένου φάσματος των εγκαρσίων κυμάτων, που είναι 3 φορές μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες τιμές του φάσματος του θορύβου, ενώ με μαύρα σημεία, απεικονίζονται οι συχνότητες, που επιλέχτηκαν για την αντιστροφή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Ένας ακόμη περιορισμός αφορά το μήκος κύματος που αντιστοιχεί στη μικρότερη συχνότητα (0.25 Hz). Πιο συγκριμένα, θεωρώντας ως μέση ταχύτητα διατμητικών κυμάτων στον ανώτερο φλοιό $\boldsymbol{v}$ = 2.5 km/sec (***Novotny et al. 2001, Papazachos 1998, Karagianni et al. 2005, Karagianni and Papazachos 2007***), προκύπτει ότι το μήκος του κύματος $\boldsymbol{\lambda = v/f}$ **= 10 km** και επομένως η ελάχιστη απόσταση για την αξιόπιστη χρήση των φασματικών πλατών αυτής της συχνότητας (0.25 Hz), πρέπει να είναι τουλάχιστον μία φορά μεγαλύτερη από την απόσταση ενός μήκους κύματος δηλαδή 10 km (***Aki and Richards, 2002***). Στην προκειμένη περίπτωση επιλέχθηκαν, με πιο αυστηρό κριτήριο, δύο μήκη κύματος για αυτόν τον περιορισμό και αυτός είναι ο λόγος που καταγραφές με υποκεντρικές αποστάσεις μικρότερες από 20 km (2×10 km) δεν περιλαμβάνονται στο δείγμα.

Οι συχνότητες που μελετήθηκαν στην εργασία αυτή, λόγω της ανάγκης να είναι για κάθε φάσμα οι ίδιες και εξαιτίας του περιορισμού στην υπολογιστική μνήμη λόγω του ιδιαίτερα μεγάλου όγκου δεδομένων, επιλέχθηκαν να είναι 20 ισοκατανεμημένες σε λογαριθμική κλίμακα συχνότητες, μεταξύ 0.25-15 Hz (Πίνακας 2). Το εύρος αυτό επιλέχθηκε διότι περιλαμβάνει το κύριο φάσμα συχνοτήτων που αφορά την τεχνική σεισμολογία. Για τον προσδιορισμό της μικρότερης συχνότητας (0.25 Hz), η απαιτούμενη διάρκεια των S κυμάτων είναι 4 sec και επομένως όταν η διάρκεια που προέκυψε από την σχέση [28] ήταν μικρότερη από 4 δευτερόλεπτα, επιλέγονταν διάρκεια ίση με 4 δευτερόλεπτα.

Πίνακας 2. Οι 20, ισοκατανεμημένες, σε λογαριθμική κλίμακα συχνότητες, στο διάστημα 0.25 Hz – 15 Hz, που επιλέχθηκαν για τη διαδικασία της αντιστροφής.

Α/Α	Συχνότητες (Hz)	Παράθυρο συχνοτήτων	Α/Α	Συχνότητες (Hz)	Παράθυρο συχνοτήτων
1	0.250	0.224-0.278	11	2.157	1.936-2.402
2	0.310	0.278-0.345	12	2.675	2.402-2.980
3	0.385	0.345-0.428	13	3.319	2.980-3.696
4	0.477	0.428-0.531	14	4.117	3.696-4.585
5	0.592	0.531-0.659	15	5.107	4.585-5.688
6	0.734	0.659-0.818	16	6.335	5.688-7.056
7	0.911	0.818-1.015	17	7.858	7.056-8.752
8	1.130	1.015-1.258	18	9.748	8.752-10.857
9	1.402	1.258-1.561	19	12.092	10.857-13.468
10	1.739	1.561-1.936	20	15.000	13.468-16.706

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Τα φασματικά πλάτη που αντιστοιχούν στις σταθερές αυτές 20 συχνότητες που επιλέχθηκαν για την αντιστροφή, δεν υπολογίζονται απαραίτητα από την διαδικασία του γρήγορου μετασχηματισμού Fourier. Για το λόγο αυτό και για να προσδιορισθούν τα φασματικά πλάτη για αυτές τις συγκεκριμένες συχνότητες, υπολογίστηκε για κάθε μία, η μέση τιμή όλων εκείνων των φασματικών πλατών που αντιστοιχούν σε συχνότητες που βρίσκονται εκατέρωθεν των επιλεγμένων, σε σταθερή λογαριθμική απόσταση, ίση με την μισή λογαριθμική απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών συχνοτήτων, η οποία είναι σταθερή (Σχήμα 5).

Τα τελικά φασματικά δεδομένα για κάθε ζεύγος σεισμού – σταθμού αποτελούνται από ένα ενιαίο φάσμα, το οποίο προέκυψε από το συνδυασμό των φασμάτων των δύο οριζόντιων συνιστωσών, σύμφωνα με τη σχέση:

$$FA(f) = \sqrt{NS^2(f) + EW^2(f)} \qquad [32]$$

όπου ***FA, NS*** και ***EW*** είναι το φασματικό πλάτος του τελικού φάσματος που χρησιμοποιείται στην αντιστροφή, της συνιστώσας Βορρά – Νότου (**NS**) και της συνιστώσας Ανατολή – Δύσης (**EW**), αντίστοιχα (Σχήμα 6). Όπως είναι αναμενόμενο, τα τελικά αυτά φάσματα ***FA*** είναι μεγαλύτερα σε πλάτη και από τις δύο συνιστώσες μεμονωμένα. Στις περιπτώσεις όπου για τη μία από τις δύο συνιστώσες δεν υπήρχε φασματική τιμή, τότε δεν υπολογίστηκε τιμή για το τελικό φάσμα. Ο τρόπος συμβολής των δύο συνιστωσών για την χρήση μίας τελικής φασματικής τιμής δεν είναι δεδομένη. Ορισμένες μελέτες χρησιμοποιούν την μέση τετραγωνική ρίζα των δύο συνιστωσών, καταλήγοντας σε μία μέση τιμή μικρότερη από αυτή που προκύπτει από την σχέση [32]. Εδώ επιλέχθηκε η παραπάνω σχέση με στόχο την αποφυγή μίας μέση τιμής και την επιδίωξη μίας αντιπροσωπευτικής τιμής στην οποία συμβάλουν δυναμικά και οι δύο συνιστώσες.

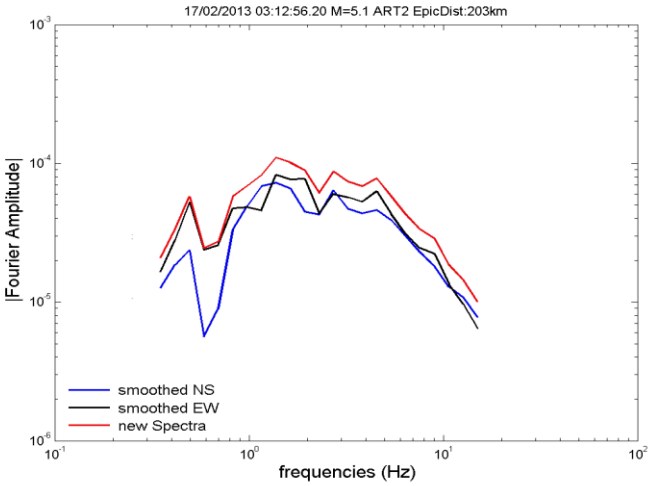
Αφού υπολογίστηκαν τα φασματικά δεδομένα ακολουθώντας του υπολογισμούς και τους περιορισμούς, με τη σειρά που αναφέρθηκε παραπάνω, για την ανάγκη μεγαλύτερης αξιοπιστίας στα αποτελέσματα, κρίθηκε απαραίτητο να εφαρμοστούν δύο επιπλέον περιοριστικά κριτήρια στα δεδομένα, πριν την τελική τους χρήση στην αντιστροφή. Οι περιορισμοί αυτοί, σχετίζονται με το πλήθος των καταγραφών που αφορούν κάθε σταθμό και κάθε σεισμό. Επιλέχθηκε, με σχετικά αυστηρό κριτήριο, ο αριθμός αυτός να αντιστοιχεί σε 5 καταγραφές. Στις περιπτώσεις όπου το πλήθος των καταγραφών ήταν μικρότερο τότε ο αντίστοιχος σεισμός, ή σταθμός και οι καταγραφές τους, δεν συμπεριελήφθησαν στο τελικό δείγμα και δεν εξετάστηκαν. Στην εργασία

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

αυτή, από το σύνολο τον 116 σταθμών (Παράρτημα 2) που εξετάστηκαν αρχικά, οι 112 κρίθηκαν τελικά κατάλληλοι για μελέτη βάση των παραπάνω κριτηρίων και από τους 157 σεισμούς (Παράρτημα 1) για τους οποίους υπάρχουν καταγραφές, οι 136 πληρούσαν τελικά τα παραπάνω κριτήρια. Έτσι, από τις 4.328 ενιαίες οριζόντιες καταγραφές – φάσματα Fourier επιλέχθηκαν οι 4.204, βάση των περιορισμών που αναφέρθηκαν (Σχήμα 7, 8). Φαίνεται ότι οι καταγραφές κατανέμονται σε ολόκληρο το εύρος μελέτης των υποκεντρικών αποστάσεων (20-350 km) όσον αφορά τους σταθμούς (Σχήμα 8), ενώ όσον αφορά τους σεισμούς (Σχήμα 7) ισχύει το ίδιο με ορισμένους να παρουσιάζουν έλλειψη καταγραφών σε κοντινές αποστάσεις (π.χ. 19, 20, 21 ,22) ή έλλειψη μακρινών καταγραφών (π.χ. 45 ,46, 47).

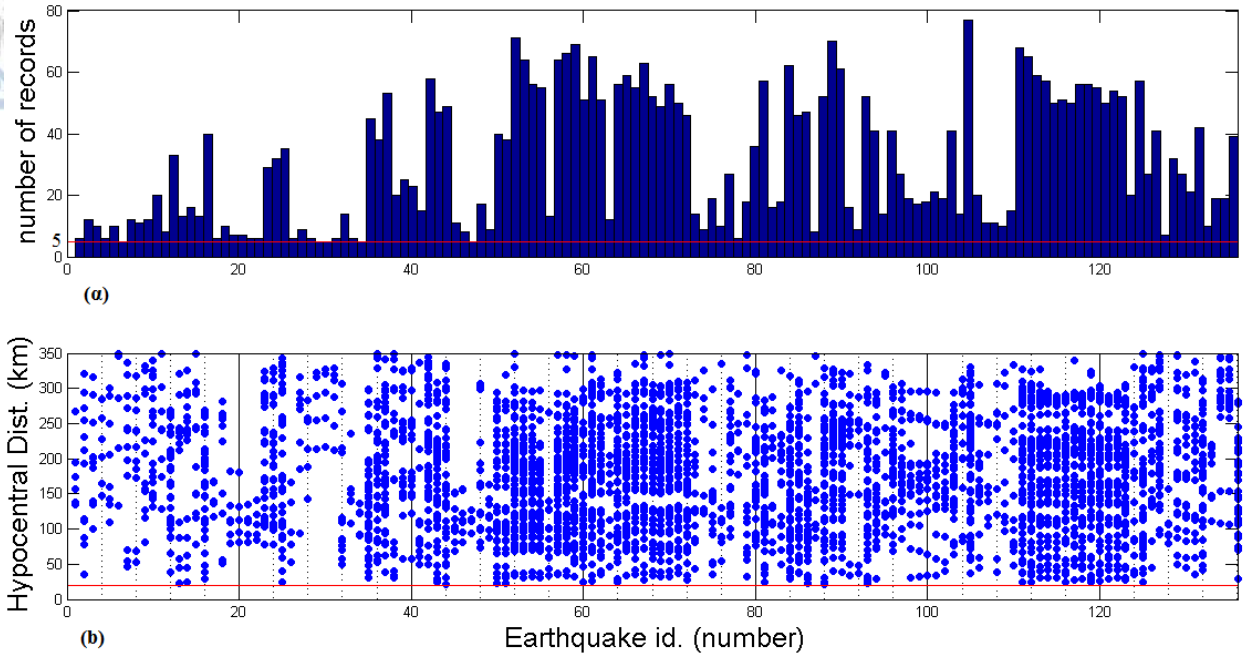
Σχετικά με τα χαρακτηριστικά του δείγματος, παρότι το σύνολο των δεδομένων καλύπτει υποκεντρικές αποστάσεις μεταξύ 20-350 km, ο κύριος όγκος των καταγραφών (~95%) αντιστοιχεί σε υποκεντρικές αποστάσεις μεταξύ 30-310 km (Σχήμα 9), με το 85% του συνόλου να βρίσκεται μεταξύ 70-300 km. Επιπλέον, το ~90% των δεδομένων, προέρχεται από σεισμούς με μεγέθη σεισμικής ροπής M_w=4.5– 5.4 (Σχήμα 10), στο σύνολο του δείγματος το οποίο εμπεριέχει σεισμούς με M_w=4.2– 6.5.



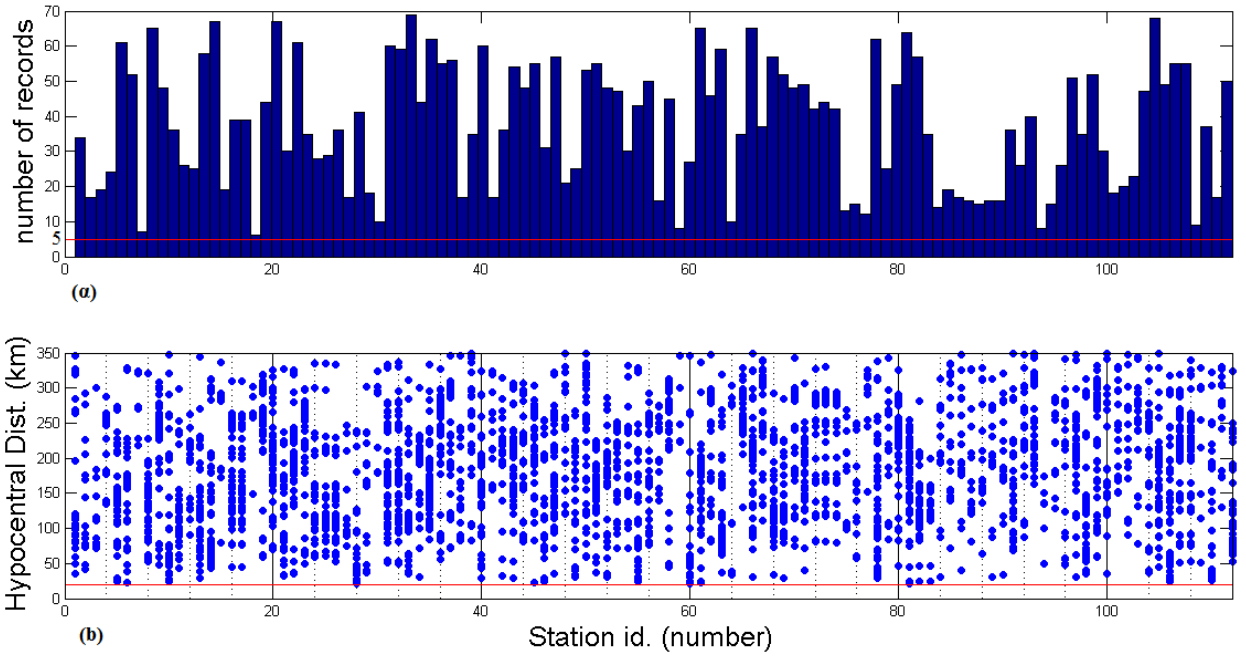
Σχήμα 6. Φάσματα Fourier της καταγραφής των S – κυμάτων των δύο οριζόντιων συνιστωσών (μαύρο, μπλε) και του τελικού φάσματος (κόκκινο) όπως υπολογίστηκε με βάση τη σχέση [32], στον σταθμό ART2 στην Άρτα, του σεισμού Α.Α. 58 (Παράρτημα 1), με επίκεντρο νότια της Ζακύνθου (Σχήμα 3α). Το νέο φάσμα (κόκκινο) αποτελεί το τελικό δεδομένο που χρησιμοποιείται στην αντιστροφή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



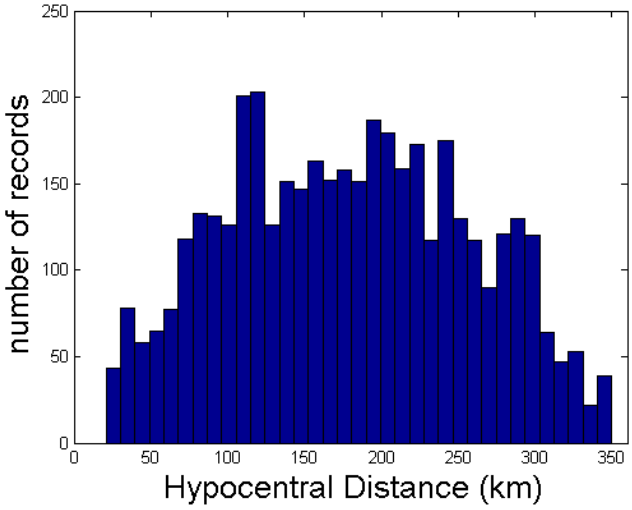
Σχήμα 7. (**α**) Κατανομή πλήθους καταγραφών για κάθε σεισμό (Παράρτημα 1). (**b**) Κατανομή καταγραφών με την υποκεντρική απόσταση για κάθε σεισμό.



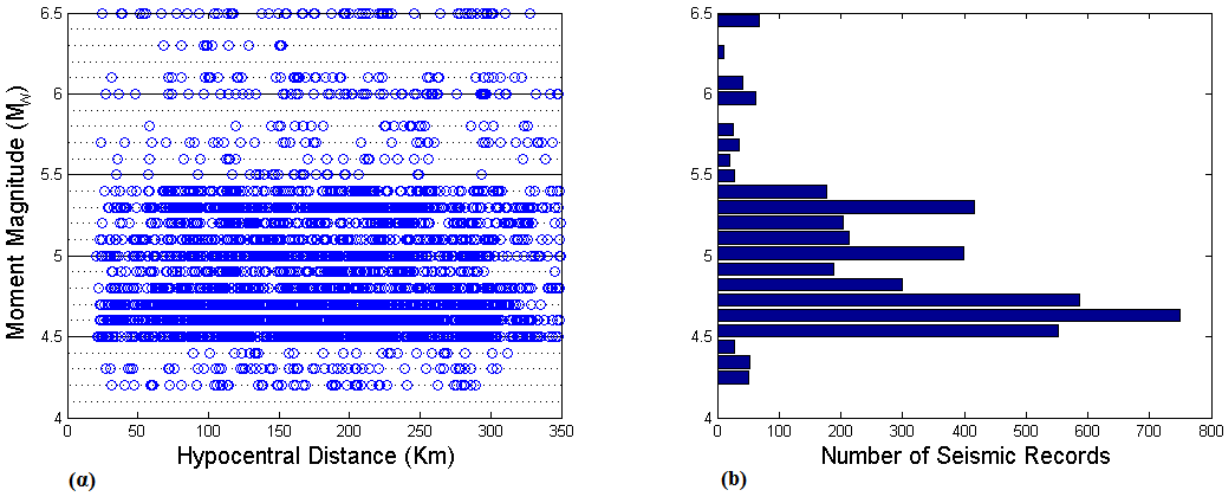
Σχήμα 8. (**α**) Κατανομή πλήθους καταγραφών για κάθε σταθμό (Παράρτημα 1). (**b**) Κατανομή καταγραφών με την υποκεντρική απόσταση για κάθε σταθμό.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλ
Α.Π.Θ



Σχήμα 9. Κατανομή του πλήθους των καταγραφών από τις οποίες προέρχεται το τελικό δείγμα των δεδομένων, σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση.



Σχήμα 10. (α) Κατανομή των καταγραφών για κάθε μέγεθος σεισμού, σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση, **(b)** Κατανομή του πλήθους των καταγραφώ, για κάθε μέγεθος σεισμού.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

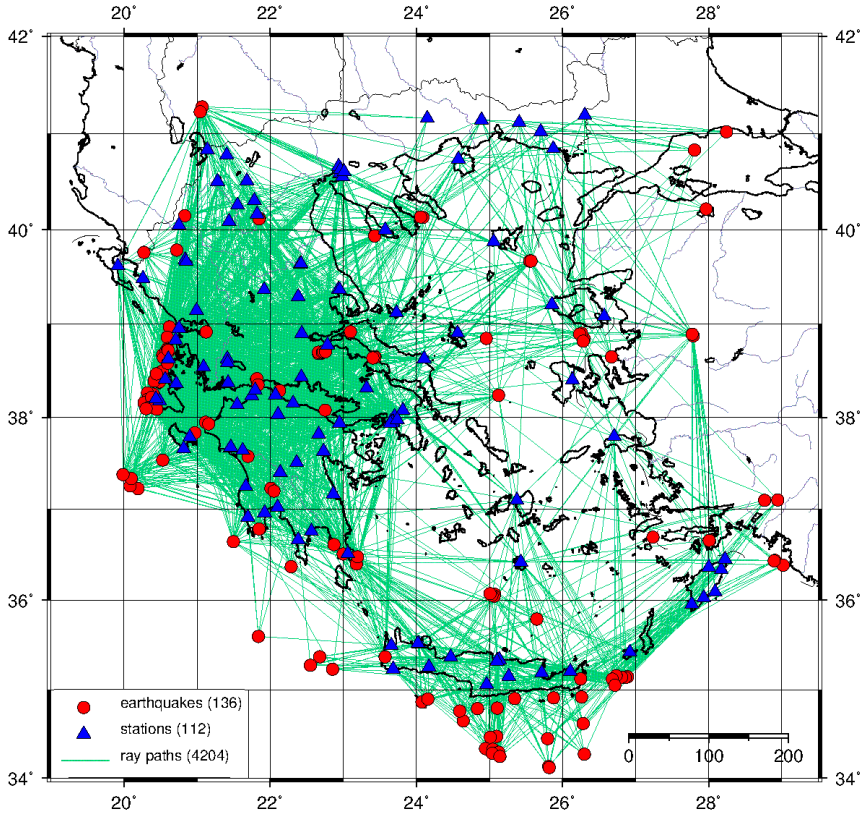
Η διατριβή ειδίκευσης αυτή, όπως αναφέρθηκε, αφορά στον προσδιορισμό της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης (***S***) σε κάθε θέση μελέτης, δηλαδή σε κάθε θέση όπου είχε εγκατασταθεί επιταχυνσιογράφος, καθώς επίσης στην εκτίμηση των παραμέτρων της σεισμικής πηγής (M_o, f_c) και της επίδρασης (απόσβεσης) του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (Q_s, α και γ). Επιπλέον, στόχος της εργασίας είναι η σύγκριση των παραπάνω εξαγόμενων παραμέτρων, με εκείνες που προέκυψαν από άλλες μελέτες και αφορούν στις παραμέτρους της σεισμικής πηγής και του δρόμου διάδοσης. Ακόμη, τα αποτελέσματα του παράγοντα της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής, συγκρίθηκαν, με τα αντίστοιχα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου **HVSR** (Κεφάλαιο 2.2) για όλους τους σταθμούς μελέτης και από την εφαρμογή της μεθόδου **SSR** για περιορισμένο αριθμό σταθμών, όπου ήταν εφικτή η σύγκριση με κάποιον κοντινό σταθμό αναφοράς. Οι συγκρίσεις αυτές αποτελούν αρκετά σημαντικές ενδείξεις της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων του παράγοντα της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης, που προσδιορίσθηκαν στην εργασία αυτή.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν, όπως έχει ήδη αναφερθεί, αποτελούνται από 4.204 φάσματα Fourier που υπολογίστηκαν για 136 επιφανειακούς σεισμούς και 112 σταθμούς στον Ελληνικό χώρο (Σχήμα 11). Για τις λογαριθμικές φασματικές αυτές τιμές οι οποίες αποτελούν το γνωστό σκέλος της εξίσωσης [7] δόθηκε αρχικό εύρος διακύμανσης σ_D=0.2.

Σχετικά με τα αποτελέσματα της μεθόδου τις αντιστροφής, όπως έχει επίσης αναφερθεί στο Κεφάλαιο 2, χρησιμοποιήθηκαν αρχικές τιμές για όλες τις εξεταζόμενες παραμέτρους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα
Α.



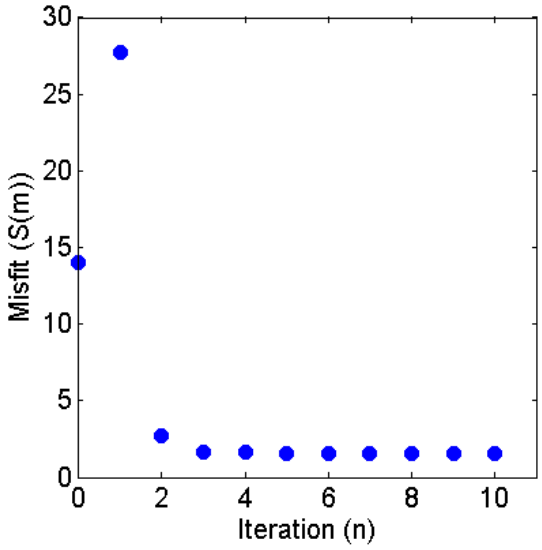
Σχήμα 11. Απεικόνιση των δρόμων διάδοσης (πράσινη γραμμής), που αντιστοιχούν στις καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν σαν δεδομένα στην αντιστροφή. Οι σεισμοί συμβολίζονται με κόκκινους κύκλους και σταθμοί με μπλε τρίγωνα.

4.2 ΣΥΝΑΡΤΗΣΗ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ

Κατά τη διάρκεια της επίλυσης της αντιστροφής, μέσω της επαναληπτικής μεθόδου Gauss-Newton (Κεφάλαιο 2.1), κύριος στόχος είναι η εκτίμηση των παραμέτρων, με το μικρότερο συνδυαστικό σφάλμα που προκύπτει από τη συνάρτηση ελαχίστων τετραγώνων ***S(m)*** (misfit) [15]. Σκοπός βέβαια της ολοκληρωμένης επίλυσης είναι η ελαχιστοποίηση της τιμής της παραπάνω συνάρτησης, με την εφαρμογή τέτοιου αριθμού επαναλήψεων, ώστε η μείωση να μην είναι σημαντική και η πυκνότητα πιθανότητας του μοντέλου [14] να μην βελτιώνεται (αυξάνεται) περισσότερο. Στην εργασία αυτή εφαρμόστηκαν n=10 επαναλήψεις της επίλυσης της μεθόδου της μη γραμμικής αντιστροφής [16], [17], με την τιμή του ***S(m)*** να φθάνει σε ικανοποιητικό αποτέλεσμα, ήδη από την τρίτη επανάληψη (Σχήμα 12), όπου n=0 η επίλυση στο αρχικό μοντέλο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεω
Α.Π.Θ



Σχήμα 12. Μεταβολή της τιμής της συνάρτηση ελαχίστων τετραγώνων S(m) (misfit) σε συνάρτηση με τον αριθμό επανάληψης της μεθόδου της αντιστροφής.

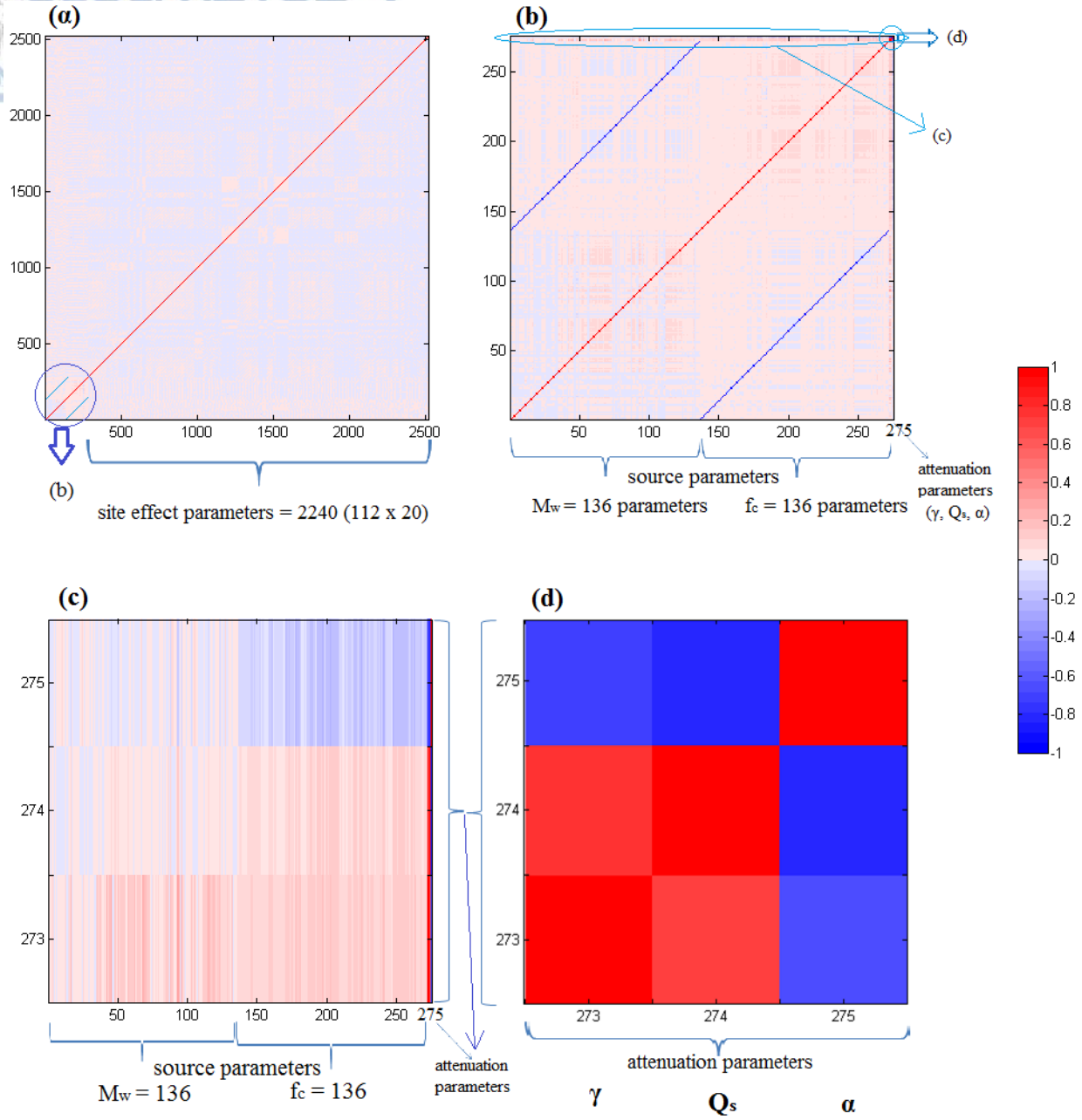
4.3 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

Αφού ολοκληρώθηκε η διαδικασία της αντιστροφής για την επίλυση των παραμέτρων που εξετάζονται στην παρούσα εργασία, υπολογίστηκε ο πίνακας συμμεταβλητότητας [18] των παραμέτρων αυτών, και στη συνέχεια μέσω αυτού υπολογίστηκε ο πίνακας συσχέτισης της κάθε παραμέτρου με τις υπόλοιπες [19]. Στο Σχήμα 13α απεικονίζεται η συσχέτιση των παραμέτρων βάση του αντίστοιχου συμμετρικού πίνακα, με τις παραμέτρους να ακολουθούν την εξής σειρά κατά την απεικόνισή τους από κάτω προς τα πάνω και από αριστερά προς τα δεξιά: παράμετροι σεισμικής πηγής $\mathbf{log_{10}(Mo_i)}$ και $\mathbf{log_{10}(f_{ci})}$ (136 και 136 παράμετροι, αντίστοιχα), παράμετροι απόσβεσης $\boldsymbol{\gamma}$, $\mathbf{Q_s}$ και $\boldsymbol{\alpha}$ (3 παράμετροι) και παράμετροι τοπικών εδαφικών συνθηκών $\mathbf{s_j}$ (112 × 20 = 2240 παράμετροι).

Από το Σχήμα 13α φαίνεται ότι οι παράμετροι της εδαφικής ενίσχυσης $\mathbf{s_j}$ έχουν μικρή συσχέτιση μεταξύ τους, αλλά και με τις υπόλοιπες παραμέτρους, με τις τιμές συσχέτισης να κυμαίνονται μεταξύ 0.1και -0.1, όπου οι τιμές 1 και (-1) υποδεικνύουν ισχυρή συσχέτιση ανάλογη και αντιστρόφως ανάλογη, αντίστοιχα. Πρακτικά, η συσχέτιση δείχνει το ποσοστό κατά το οποίο επηρεάζεται κάθε παράμετρος, σε σχέση με τις υπόλοιπες, αλλά και τον τρόπο που αυτή επηρεάζεται, κατά τη διάρκεια της αντιστροφής. Θετική συσχέτιση συνεπάγεται ότι με την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 13. (α) Απεικόνιση του **συμμετρικού** πίνακα συσχέτισης των παραμέτρων (2515) της αντιστροφής, από αριστερά προς τα δεξιά και από κάτω προς τα πάνω: παράμετροι πηγής $\mathbf{log_{10}(Mo_i)}$ και $\mathbf{log_{10}(f_{ci})}$ (136 και 136), παράμετροι απόσβεσης **γ**, $\mathbf{Q_o}$ και **α** (3) και παράμετροι τοπικών εδαφικών συνθηκών $\mathbf{s_j}$ (112 × 20 = 2240). **(b)** Μεγέθυνση της κάτω αριστερής γωνίας του σχήματος (α) όπου απεικονίζονται οι συσχετίσεις των παραμέτρων της πηγής και της απόσβεσης μεταξύ τους. **(c)** Μεγέθυνση του πάνω τμήματος του σχήματος (b), στο οποίο απεικονίζεται η συσχέτιση των παραμέτρων της σεισμικής πηγής και της απόσβεσης (272 + 3), με τις παραμέτρους τις απόσβεσης. **(d)** Μεγέθυνση της πάνω δεξιάς γωνίας του σχήματος (b) όπου απεικονίζεται η συσχέτιση των τριών παραμέτρων τις απόσβεσης (**γ**, $\mathbf{Q_o}$ και **α**). Η συσχέτιση των παραμέτρων κυμαίνεται από 1 (απόλυτη θετική συσχέτιση) μέχρι -1 (απόλυτη αρνητική συσχέτιση).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

αύξηση μία παραμέτρου επιτυγχάνεται αύξηση και της αντίστοιχης που μελετάται, ενώ η αρνητική συσχέτιση συνεπάγεται αντιστρόφως ανάλογη σχέση των δύο παραμέτρων.

Στο Σχήμα 13b το πρώτο που παρατηρείται είναι η ισχυρή αρνητική συσχέτιση (μπλε) μεταξύ των παραμέτρων της σεισμικής ροπής $\mathbf{log_{10}(Mo_i)}$ και της γωνιακής συχνότητας $\mathbf{log_{10}(f_{ci})}$, για κάθε σεισμό μεμονωμένα. Το αποτέλεσμα αυτό είναι αναμενόμενο, εφόσον οι δύο αυτές παράμετροι συνδέονται άμεσα με αντίστροφη αναλογία στο φάσμα της σεισμικής πηγής του ***Brune, (1970)*** [3], το οποίο χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή. Επιπλέον, στο ίδιο σχήμα διακρίνεται η μικρή συσχέτιση που εμφανίζουν μεταξύ τους οι παράμετροι της σεισμικής ροπής. Η μικρή αυτή συσχέτιση οφείλεται ενδεχομένως στη χρήση του αρχικού μοντέλου και του αρκετά μικρού (0.2) εύρους διακύμανσης των παραμέτρων της σεισμικής ροπής, με την διατήρησή της σε μικρές τιμές να αποτελεί μία ενθαρρυντική ένδειξη της σταθερότητας των παραμέτρων αυτών. Εφόσον οι παράμετροι έχουν εύρος διακύμανσης κατά τη διάρκεια της επίλυσης της αντιστροφής και δεν είναι ορισμένοι απόλυτα εκ των προτέρων, η συσχέτιση που παρουσιάζουν είναι αναπόφευκτη, αφού αφενός οι σεισμοί έχουν καταγραφεί σε κοινούς σταθμούς και αφετέρου κάθε εξίσωση [7] του συστήματος των εξισώσεων που επιλύεται, έχει κοινές παραμέτρους απόσβεσης του δρόμου διάδοσης ($\boldsymbol{\gamma}$, $\boldsymbol{Q_s}$, $\boldsymbol{\alpha}$). Παρόμοιο αποτέλεσμα παρουσιάζουν και οι παράμετροι των γωνιακών συχνοτήτων των σεισμών μεταξύ τους, καθώς επίσης και οι παράμετροι της σεισμικής ροπής με εκείνες των γωνιακών συχνοτήτων.
Λαμβάνοντας υπόψη το αρχικό, σχετικά μεγάλο, ορισμένο εύρος διακύμανσης (5.0) των παραμέτρων της γωνιακής συχνότητας, η ασθενής, είτε θετική είτε αρνητική συσχέτιση που παρουσιάζουν οι παράμετροι αυτές μεταξύ τους, είναι μία επιπλέον ενθαρρυντική ένδειξη για την σταθερότητα των αποτελεσμάτων, η οποία επιδιώκεται κατά την επίλυση της μεθόδου της μη-γραμμικής αντιστροφής με γραμμικοποίηση γύρω από το αρχικό μοντέλο των παραμέτρων.

Στο Σχήμα 13c παρατηρείται αρχικά η μικρή, αλλά όχι αμελητέα συσχέτιση που παρουσιάζουν οι παράμετροι της σεισμικής ροπής με τις παραμέτρους $\boldsymbol{Q_s}$ και $\boldsymbol{\alpha}$ της απόσβεσης και η μεγαλύτερη, κατά κύριο λόγο θετική συσχέτιση των παραμέτρων της σεισμικής ροπής, ορισμένων σεισμών με την παράμετρο $\boldsymbol{\gamma}$ της απόσβεσης. Παρόμοιο ποσοστό συσχέτισης παρουσιάζουν και οι παράμετροι των γωνιακών συχνοτήτων με τις παραμέτρους της απόσβεσης, παρουσιάζοντας θετική συσχέτισης με τις παραμέτρους $\boldsymbol{\gamma}$ και $\boldsymbol{Q_s}$, και αρνητική με την παράμετρο $\boldsymbol{\alpha}$.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Τέλος, στο Σχήμα 13d, είναι εμφανής η μεγάλη συσχέτιση που εμφανίζουν μεταξύ τους οι τρεις παράμετροι της απόσβεσης (**γ, Q_s** και **α**). Το αποτέλεσμα αυτό είναι επίσης αναμενόμενο, μιας και η σχέση που συνδέει τις τρεις αυτές παραμέτρους στην εξίσωση [7] είναι ένας από τους σημαντικούς λόγους που καθιστά το σύστημα των εξισώσεων της αντιστροφής ([7] και [11]) ως ένα μη γραμμικό σύστημα.

Οι παραπάνω συσχετίσεις των παραμέτρων, αποτέλεσαν εάν ισχυρό εργαλείο στην κατανόηση και στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων καθώς και στα εξαγόμενα συμπεράσματα που προκύπτουν στην μελέτη αυτή σχετικά με την επίλυση του μη-γραμμικού συστήματος εξισώσεων.

4.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΗΓΗΣ

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι αρχικές τιμές που αφορούν τη σεισμική πηγή (m_{oi}, f_{Ci}), προσδιορίστηκαν από τις εξισώσεις [20], [21] αντίστοιχα, για τα αρχικά μεγέθη εισόδου M_w (Παράρτημα 1). Το αρχικό σφάλμα των μεγεθών θεωρήθηκε 0.2 όπως έχει ήδη αναφερθεί στο κεφάλαιο 3, ενώ το σφάλμα της παραμέτρου της γωνιακής συχνότητας θεωρήθηκε μεγάλο (5.0), με σκοπό τον ελεύθερο προσδιορισμό του από την αντιστροφή μιας και δεν υπήρχαν αρχικές τιμές για τις γωνιακές συχνότητες.

Το μέγεθος σεισμικής ροπής M_w για κάθε σεισμό i, υπολογίστηκε από τις τιμές της παραμέτρου της σεισμικής ροπής M_o που προέκυψαν από την αντιστροφή, μέσω της σχέσης των ***Hanks and Kanamori (1979):***

$$M_w = \frac{log_{10}(M_o) - 9.1}{1.5} \qquad [33]$$

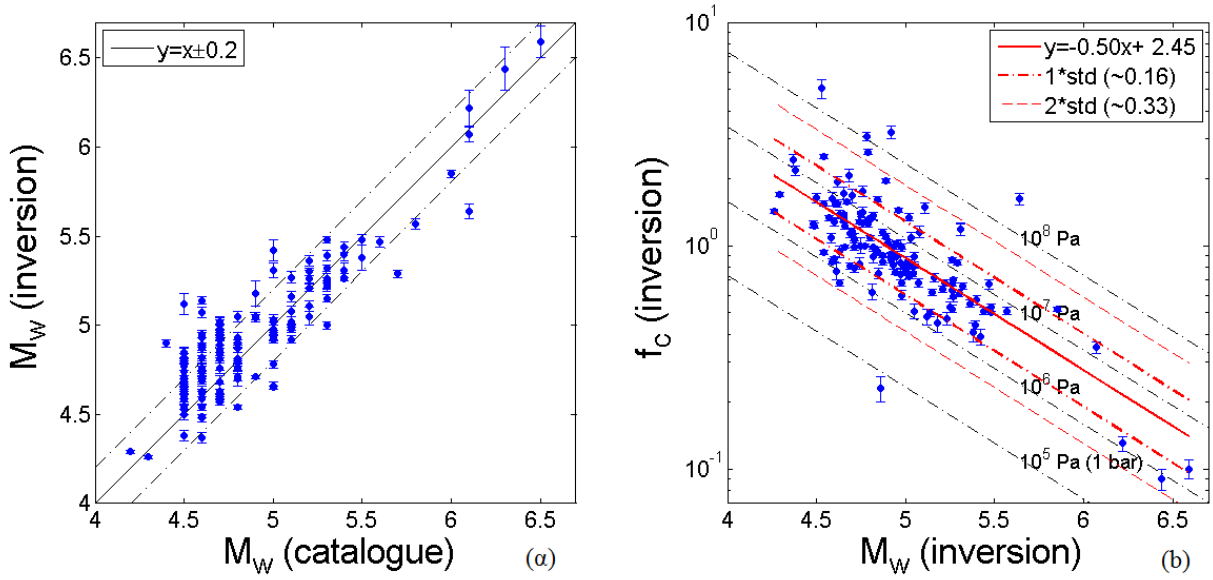
Στο Σχήμα 14α απεικονίζονται τα έμμεσα υπολογισμένα μεγέθη $M_{o(inv)}$ σύμφωνα με την παραπάνω σχέση, σε σύγκριση με τα αντίστοιχα μεγέθη του καταλόγου $M_{w(cat)}$ (Παράρτημα 1). Φαίνεται ότι τα μεγέθη που προέκυψαν από την αντιστροφή βρίσκονται κατά κύριο λόγο μέσα στα όρια του ± 0.2 που ορίζει το αρχικό σφάλμα των μεγεθών του καταλόγου.

Παρότι για την επίλυση της αντιστροφής δόθηκαν αρχικά μεγέθη σεισμικής ροπής υπολογισμένα με αρκετή ακρίβεια μέσα στα όρια του παραπάνω σφάλματος, το οποίο αποτελεί μία τυπική απόκλιση της αρχικής τιμής, φαίνεται ότι τα μεγέθη αυτά επαναπροσδιορίστηκαν,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

ξεπερνώντας σε κάποιες περιπτώσεις και το αρχικό σφάλμα, με σκοπό την ιδανικότερη προσαρμογή των αποτελεσμάτων στις τελικές λύσεις.



Σχήμα 14. **(α)** Σύγκριση των τιμών του μεγέθους σεισμικής ροπής (M_w), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με το αντίστοιχο μέγεθος του καταλόγου (Παράρτημα 1), όπου η διαγώνιος αποτελεί έναν δείκτη σύγκρισης και το εύρος διακύμανσης (0.2) αποτελεί το αρχικό σφάλμα των μεγεθών του καταλόγου. **(b)** Σύγκριση των τιμών του μεγέθους σεισμικής ροπής (M_w), με την υπολογισμένη γωνιακή συχνότητα (f_c) όπως προέκυψε από την αντιστροφή, καθώς και η υπολογισμένη γραμμική συσχέτιση τους (κόκκινη γραμμή). Στο σχήμα αυτό απεικονίζεται επίσης η υπολογισμένη πτώση τάσης από τη σχέση [35] **(*Brune, 1970*).**

Για τη γωνιακή συχνότητα (***f_c***) που προέκυψε από την αντιστροφή για κάθε σεισμό ***i*** (Σχήμα 14b), υπολογίστηκε η ακόλουθη σχέση:

$$log_{10}(f_c) = -0.501\, M_w + 2.447\ (\pm 0.164) \qquad [34]$$

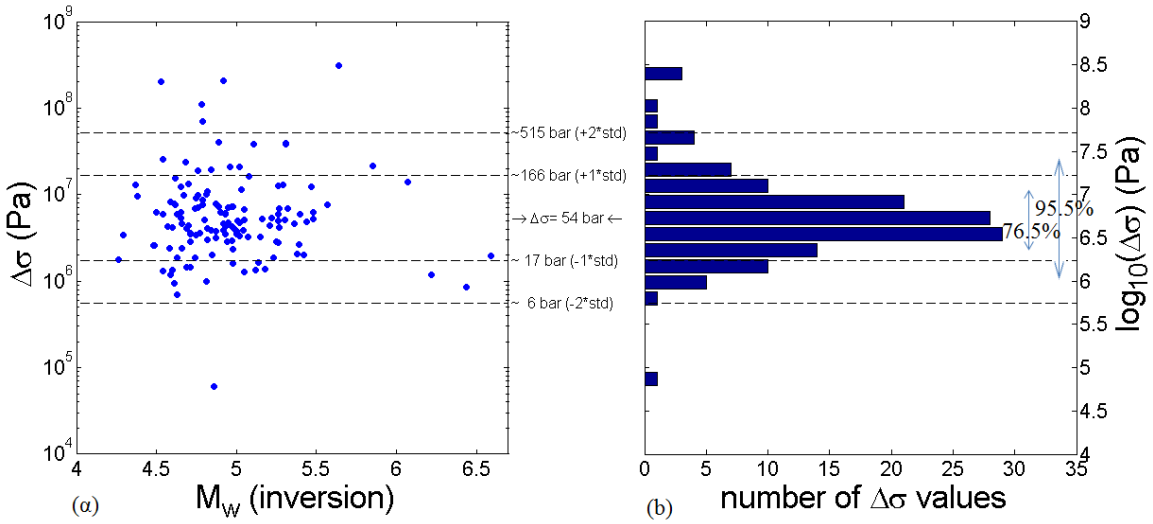
όπου $\boldsymbol{M_w}$ τα υπολογισμένα μεγέθη σεισμικής ροπής [33]. Η σχέση αυτή είναι σε αρκετά καλή συμφωνία με την αντίστοιχη σχέση [21] του ***Brune (1970)***. Στο Σχήμα 14b απεικονίζεται επίσης η σχέση που συνδέει τη γωνιακή συχνότητα $\boldsymbol{f_c}$,το μέγεθος σεισμικής ροπής $\boldsymbol{M_w}$ και την πτώση τάσης $\boldsymbol{\Delta\sigma}$ μέσω της ακόλουθης σχέσης (***Brune, 1970***):

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_o \left(\frac{f_c}{0.37\,\beta}\right)^3 \qquad [35]$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

και της σχέσης [34], όπου $\beta = v_{s(m)}$=3.5 km/sec, για $\Delta\sigma = 10^5, 10^6, 10^7$ και 10^8 Pa (10^5 Pa = 1 bar). Για την ίδια σχέση [35], στο Σχήμα 15α συγκρίνονται τα μεγέθη σεισμικής ροπής που προέκυψαν από την αντιστροφή για κάθε σεισμό, με την αντίστοιχη υπολογισμένη πτώση τάσης.



Σχήμα 15. Σύγκριση των υπολογισμένων μεγεθών σεισμικής ροπής (M_w) από την αντιστροφή, με την πτώσης τάσης όπως υπολογίστηκε από την σχέση [35] **(α)**, καθώς και ιστόγραμμα των λογαριθμικών τιμών της πτώσης τάσης, Δσ **(b)**.

Παρατηρείται ότι οι τιμές παρουσιάζουν διασπορά, δηλαδή ότι τα δύο αυτά μεγέθη δεν εμφανίζουν κάποια συσχέτιση. Επιπλέον φαίνεται ότι οι τιμές της πτώσης τάσης τείνουν να κατανέμονται κανονικά (Σχήμα 15b), με μέση τιμή $\overline{\Delta\sigma} = 54$ bar. Το 76.5% των τιμών της πτώσης τάσης βρίσκονται μεταξύ 17 -166 bar, ενώ το 95.5% μεταξύ 6 – 515 bar.

Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται σε καλή συμφωνία με εκείνα που προέκυψαν από τους ***Margaris and Hatzidimitriou (2002)***, οι οποίοι μελέτησαν επιταχυνσιογραφήματα ισχυρής εδαφικής κίνησης από 18 σεισμούς ($5.2 \leq M_w \leq 6.9$) στον Ελληνικό χώρο. Πιο συγκεκριμένα για σεισμούς σε κανονικά και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα βρήκαν αντίστοιχη πτώση τάσης Δσ = 55 ± 16 bar, ενώ μελετώντας ένα μικρό δείγμα 2 σεισμών σε ανάστροφα ρήγματα βρήκαν πτώση τάσης Δσ = 257 ± 49 bar. Παρόμοια μέση τιμή (~56 bar) για σεισμούς στον Ελληνικό χώρο από κανονικά ρήγματα και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης επιβεβαιώνεται και από τους ***Margaris and Boore (1998)***, ενώ οι ***Drouet et al. (2008α)*** που χρησιμοποίησαν την ίδια μεθοδολογία αντιστροφής που χρησιμοποιήθηκε στην εργασία αυτή, για δεδομένα στη Γαλλία, βρίσκουν τιμές πτώσης τάσης κυρίως μεταξύ 1-100 bar.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

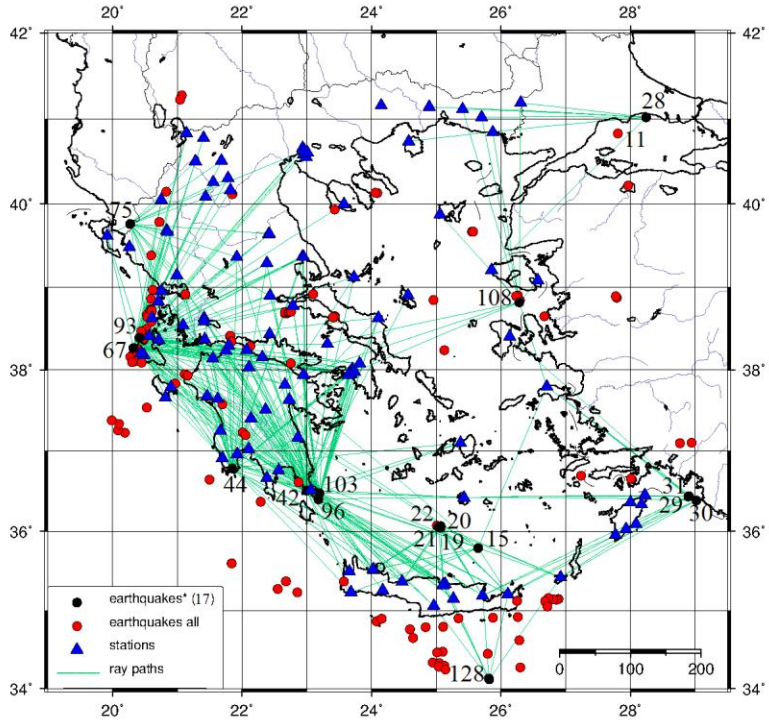
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω κρίθηκε αναγκαίο να εξεταστούν οι σεισμοί εκείνοι που παρουσιάζουν πτώση τάσης μεγαλύτερη από μία τυπική απόκλιση, καθώς και η ακραία περίπτωση του σεισμού για τον οποίο υπολογίστηκε πολύ μικρή πτώση τάσης (<1bar). Οι σεισμοί αυτοί είναι οι: 15, 19, 20, 21, 28, 29, 30, 31, 42, 44, 67, 75, 93, 96, 103, 108, 128 (Παράρτημα 1, Σχήμα 16), ορισμένοι εκ των οποίων φαίνεται ότι παρουσιάζουν ιδιαιτερότητες σε σχέση με το υπόλοιπο δείγμα. Πιο συγκεκριμένα οι 3 σεισμοί (29, 30, 31) ανατολικά της Ρόδου, οι 4 σεισμοί (15, 19, 20, 21) νότια της Σαντορίνης και ο σεισμός (28) ο οποίος βρίσκεται στη θάλασσα του Μαρμαρά, παρουσιάζουν κατά κύριο λόγο έντονα μεγάλη πτώση τάσης (3109, 2037, 2050, 1096, 380, 384, 235 και 394 bar, αντίστοιχα) και σχετικά μεγάλες γωνιακές συχνότητες. Αξίζει να σημειωθεί ότι ο σεισμός 11 που βρίσκεται κοντά στο σεισμό 28 και ο σεισμός 22 που βρίσκεται κοντά στους 19, 20, 21, παρότι δεν ανήκουν στους παραπάνω 17 σεισμούς, παρουσιάζουν επίσης μεγάλη πτώση τάσης 161 και 129 bar, αντίστοιχα. Χαρακτηριστικό των σεισμών αυτών είναι ότι δεν έχουν γειτονικούς σεισμούς, δηλαδή αποτελούν μεμονωμένες περιπτώσεις στο δείγμα. Επίσης όπως φαίνεται στο Σχήμα 17 οι σεισμοί 19, 20, 21, 29, 30 και 31 δεν έχουν μεγάλο πλήθος καταγραφών, καθώς επίσης δεν έχουν κοντινές καταγραφές (<100km). Έλλειψη σε σχετικά κοντινές καταγραφές έχει και ο σεισμός 15.

Οι τιμές της πτώσης τάσης που υπολογίστηκαν για τους σεισμούς αυτούς αποτελεί ζήτημα μελλοντικής διερεύνησης, μιας και τα εξαγόμενα μεγέθη σεισμικής ροπής φαίνεται να είναι σε αρκετά καλή συμφωνία με τα μεγέθη του καταλόγου (Παράρτημα 1). Μία ακόμη ιδιάζουσα περίπτωση της οποίας τα αποτελέσματα ενδεχομένως να οφείλονται στο μικρό πλήθος καταγραφών και στην όχι τόσο καλή κατανομή των υποκεντρικών αποστάσεων (Σχήμα 17), ή ακόμη και στη θέση του στον χώρο, είναι ο σεισμός 128 (Σχήμα 16), ο οποίος είναι ο πλέον απομακρυσμένος σεισμός του δείγματος προς τα νότια. Ο σεισμός αυτός παρότι υπολογίστηκε με μέγεθος σεισμικής ροπής M_w σε καλή συμφωνία με το αντίστοιχο του καταλόγου, η γωνιακή συχνότητα προέκυψε αρκετά μικρή (f_c = 0.23 Hz), με αποτέλεσμα και η πτώση τάσης να έχει εξαιρετικά μικρή τιμή ($\Delta\sigma$ = 0.6 bar) συγκριτικά και με το υπόλοιπο δείγμα (Σχήμα 15α).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γε
Α.Π.

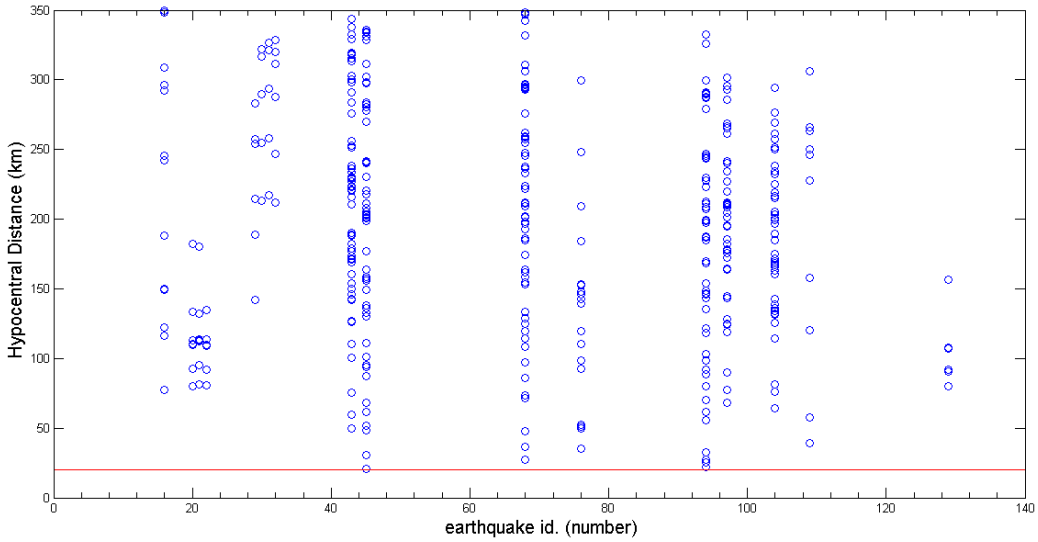


Σχήμα 16. Επίκεντρα των 17 σεισμών (μαύροι κύκλοι) οι οποίοι εξετάστηκαν περαιτέρω λόγω των μεγάλων αποκλίσεων που παρουσίασε η υπολογισμένη τιμή της πτώσης τάσης (Σχήμα 15), καθώς και οι αντίστοιχοι δρόμοι διάδοσης (πράσινη γραμμή).

Για τους υπόλοιπους 8 σεισμούς (42, 44, 67, 75, 93, 96, 103, 108) (Σχήμα 16), με εξαίρεση τους σεισμούς 42 και 93, υπολογίστηκαν μεγέθη M_w τα οποία βρίσκονται σε αρκετά καλή συμφωνία με τα μεγέθη του καταλόγου και με τιμές της πτώσης τάσης, Δσ, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 187-258 bar. Οι σεισμοί αυτοί λόγω του ότι δεν είναι μεμονωμένοι στον χώρο, αλλά υπάρχουν γειτονικοί σεισμοί για τους οποίους υπολογίστηκε μικρότερη πτώση τάσης, καθώς επίσης και λόγω του ότι η κατανομή των υποκεντρικών αποστάσεων είναι αρκετά καλή, με μεγάλο πλήθος καταγραφών, αποτελούν ενδεχομένως ένδειξη ότι η πτώση τάσης μπορεί να φθάσει και σε αρκετά μεγαλύτερες τιμές από αυτή του μέσου όρου των 54 bar. Επίσης, οι σεισμοί αυτοί με εξαίρεση τον 108, βρίσκονται κατά μήκος του τόξου υποβύθισης. Οι σεισμοί 42 και 93, παρουσιάζουν αρκετά μεγάλες τιμές γωνιακών συχνοτήτων και πτώσης τάσης ,406 και 706 bar, αντίστοιχα, καθώς επίσης τα υπολογισμένα μεγέθη M_w της αντιστροφής, δεν βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τα μεγέθη του καταλόγου, παρότι οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν για τους σεισμούς αυτούς είναι αρκετές (58 και 52, αντίστοιχα).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 17. Κατανομή των υποκεντρικών αποστάσεων των καταγραφών, των 17 σεισμών που εξετάστηκαν περαιτέρω (Σχήμα 16).

4.5 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΔΡΟΜΟΥ ΔΙΑΔΟΣΗΣ

Όσον αφορά τις αρχικές τιμές του παράγοντα της απόσβεσης (***Q_s, γ, α***), όπως έχει αναφερθεί ήδη, η εύρεση μίας τιμής για κάθε μία από τις τρεις παραμέτρους, αποτελεί μία αρχική σύμβαση, η οποία ωστόσο δεν είναι απόλυτα σωστή, αφού είναι γνωστό ότι ολόκληρος ο χώρος που μελετάται δεν έχει την ίδια απόσβεση σε σχέση με τους επιμέρους χώρους που μπορεί να χωριστεί, επειδή η απόσβεση εξαρτάται από την γεωλογική δομή τόσο επιφανειακά όσο και σε βάθος. Για τον λόγο αυτόν και η επιλογή μίας αρχικής τιμής για κάθε μία από τις παραμέτρους εμπεριέχει αυτή την αβεβαιότητα, η οποία εκφράζεται με ένα σχετικά μεγάλο σφάλμα που συνοδεύει αυτή την τιμή. Η παραπάνω σκέψη, επιβεβαιώνεται από τις διάφορες μελέτες που έχουν γίνει και αφορούν την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων χώρου στο φλοιό, το τμήμα δηλαδή της Γης, που κατά κύριο λόγο γίνεται η διάδοση των σεισμικών κυμάτων που μελετώνται στην παρούσα εργασία. Οι περισσότερες από αυτές τις μελέτες έχουν εστιάσει στην εκτίμηση του παράγοντα ποιότητας (***Q***) της απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων χώρου θεωρώντας ότι η γεωμετρική διασπορά, δηλαδή το δεύτερο σκέλος της εξίσωσης [4] εκφράζεται με την τιμή ***γ=1*** (σφαιρική εξάπλωση κύματος) και ότι ***α=1*** [5].

Οι ***Hatzidimitriou et al. (1993)***, μελετώντας τον ανώτερο φλοιό της ηπειρωτικής Ελλάδας, χρησιμοποιώντας επιταχυνσιογραφήματα της ισχυρής κίνησης από σεισμούς με μεγέθη 4.0 –

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

6.1, κατέληξαν σε τιμές υψηλής απόσβεση, με τον παράγοντα ποιότητας να μεταβάλλεται με την απόσταση, παίρνοντας τιμές που κυμαίνονται μεταξύ **30 -360** ($\bar{Q} = 130$), για συχνότητες μεταξύ 4-10 Hz, θεωρώντας την ύπαρξη ενός «ιζηματογενούς» επιφανειακού στρώματος, το οποίο επηρεάζει έντονα την μέση απόσβεση των κυμάτων. Οι ***Hashida et al. (1988)*** μελετώντας την περιοχή γύρω από το Αιγαίο με μακροσεισμικά δεδομένα, κατέληξαν σε μία μέση τιμή του παράγοντα ποιότητας για τα ανώτερα 40 km του φλοιού $\bar{Q} = 400$, καθώς και $Q = 60$ για συχνότητες f=1 Hz στην περιοχή του νοτιοανατολικού Αιγαίου. Μελετώντας παρόμοια μακροσεισμικά δεδομένα ο ***Papazachos (1992)***, κατέληξε σε τιμή του παράγοντα ποιότητας ***Q = 350±140*** για τα ανώτερα 20 km του φλοιού στον Ελληνικό χώρο γενικότερα, καθώς επίσης οι ***Kovatchev et al. (1991)*** για το νοτιότερο τμήμα του Αιγαίου πελάγους και για συχνότητες 8 Hz υπολόγισαν Q_s **= 200-300**. Πιο πρόσφατη μελέτη των ***Polatidis et al. (2003)***, μελετώντας καταγραφές της ισχυρής κίνησης των διατμητικών κυμάτων χώρου, από σεισμούς με μεγέθη M_w = 3.9 -5.1, σε επικεντρικές αποστάσεις 65-515 km, στο εσωτερικό του Ελληνικού τόξου και στην οπισθοτόξια περιοχή, για συχνότητες (0.6-16 Hz) κατέληξαν στην σχέση $Q(f) = 55f^{0.91}$.

Οι παραπάνω τιμές της παραμέτρου του παράγοντα ποιότητας (***Q***) που αφορά την απόσβεση των διατμητικών κυμάτων, είναι σε καλή συμφωνία με μελέτες που έχουν γίνει για την απόσβεση των κυμάτων ουράς (coda waves). Χρησιμοποιώντας διαφορετικά χρονικά παράθυρα (αυξανόμενα) των κυμάτων ουράς ο ***Hatzidimitriou, (1993)*** κατέληξε σε τιμές, Q_c**=33-140** και ***α=0.71-1.01***, για δεδομένα από την Βόρεια Ελλάδα. Όμοια ο ***Baskoutas (1996)*** για ένα χρονικό παράθυρο κυμάτων ουράς (30 sec) κατέληξε σε τιμές , Q_c**=62** και ***α=0.83***, για την κεντρική Ελλάδα. Επίσης ο ***Martin, (1988)*** μελετώντας κύματα ουράς για συχνότητες ~ 3 Hz υπολόγισε **Q=150** για την Μυγδονία λεκάνη (Βόρεια Ελλάδα) και **Q=200** για το νότιο Αιγαίο και την Πελοπόννησο (Νότια Ελλάδα).

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, θεωρήθηκε ότι η παράμετρος Q_s κυμαίνεται μεταξύ 30 – 400. Έτσι ως αρχική τιμή δόθηκε Q_s**=200** και ως σφάλμα επί της αρχική αυτής τιμής σ_{Qs}**=200**. Η παράμετρος ***α*** θεωρήθηκε με αρχική τιμή ***α=0.80*** με εύρος διακύμανσης **±0.20** και τέλος όσον αφορά τη γεωμετρική απόσβεση, η αρχική τιμή της παραμέτρου ***γ*** που ελέγχει αυτήν την απόσβεση είναι ***1.0***, κυμαινόμενη ωστόσο μεταξύ 0.8 και 1.2.

Οι τιμές των παραμέτρων της ανελαστικής – εγγενούς απόσβεσης του δρόμου διάδοσης που υπολογίστηκαν στην εργασία αυτή από τη μέθοδο της αντιστροφής είναι 97.6 και 0.67, για το Q_s και το ***α***, αντίστοιχα [5]. Η τιμή του Q_s είναι συγκρίσιμη με τις τιμές που προέκυψαν από

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

τις σχετικές μελέτες στον Ελληνικό χώρο που αναφέρθηκαν παραπάνω, επιβεβαιώνοντας την υψηλή απόσβεση που διέπει τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Ακόμη, η τιμή του $\boldsymbol{\alpha}$ είναι συγκρίσιμη με τις αντίστοιχες τιμές από τις παραπάνω μελέτες, αν και είναι λίγο μικρότερη, το οποίο υποδεικνύει μία μικρότερη εξάρτηση μεταξύ των συχνοτήτων και του παράγοντα ποιότητας $\boldsymbol{Q}$. Η τιμή της παραμέτρου $\boldsymbol{\gamma}$ που ελέγχει την γεωμετρική απόσβεση των κυμάτων υπολογίστηκε ίση με 1.15. Η τιμή αυτή αποκλίνει από την «ιδανική» τιμή γ=1, η οποία αντιστοιχεί σε απόσβεση από σφαιρική εξάπλωση του κύματος, υποδεικνύοντας, μεγαλύτερη απόσβεση. Το αποτέλεσμα αυτό μπορεί να οφείλεται σε παράγοντες που σχετίζονται με την επιλογή του παραθύρου των S – κυμάτων, τα οποία σε μακρινές αποστάσεις είναι φυσικό να μην αποτελούνται μόνο από απευθείας κύματα χώρου, αλλά και από διαθλώμενα κύματα S_g, S_n, τα οποία έχουν διανύσει απόσταση μεγαλύτερη από την υποκεντρική, που υπολογίστηκε και χρησιμοποιήθηκε στην εργασία. Έτσι, η χρήση αυτής της υποκεντρικής απόστασης και όχι της πραγματικής, η οποία είναι προσεγγιστικά μία τεθλασμένη διαδρομή μεγαλύτερη της υποκεντρικής, οδηγεί σε υπολογισμό μεγαλύτερης απόσβεσης, η οποία περιγράφεται από την παράμετρο γ με τιμή μεγαλύτερη του 1, αλλά και από χαμηλότερη τιμή του παράγοντα ποιότητας Q_s.

Τέλος από τον πίνακα συμμεταβλητότητας $\widetilde{\boldsymbol{C_M}}$ [18] προκύπτουν πολύ μικρά σφάλματα (0.001, 0.392, 0.002 για $\boldsymbol{\gamma}$, $\boldsymbol{Q_s}$ και $\boldsymbol{\alpha}$ αντίστοιχα), τα οποία όμως είναι πλασματικά και οφείλονται στην επίλυση της αντιστροφής, μέσω της διαδικασίας της γραμμικοποίησης.

4.6 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ

4.6.1 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ

Οι παράμετροι της τοπικής εδαφική ενίσχυσης $\boldsymbol{S_{jk}}$, για κάθε συχνότητα $\boldsymbol{k}$ σε κάθε θέση $\boldsymbol{j}$, έχουν άγνωστες τιμές. Ωστόσο όπως έχει ήδη αναφερθεί η μέθοδος επίλυσης που ακολουθήθηκε απαιτούσε αρχικές τιμές για τις παραμέτρους μέσα ένα εύρος αβεβαιότητας. Έτσι, λαμβάνοντας υπόψη, την τάξη μεγέθους των τοπικών εδαφικών ενισχύσεων από παρατηρήσεις ανάλογων εργασιών, θεωρήθηκε ως αρχική τιμή της παραμέτρου αυτής $S_{jk} = 1$, δηλαδή ότι δεν υπάρχει ενίσχυση ($log_{10}(s_{jk}) = 0$), με το εύρος διακύμανσης της τιμής να είναι μεγάλο, $S_{jk} = 1 \pm 10$ ($log_{10}(s_{jk}) = 0 \pm 1$), έτσι ώστε το αποτέλεσμα να μην επηρεάζεται έντονα από την αρχική

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

τιμή. Στις περιπτώσεις όπου η τιμή αυτή μπορεί να είναι μεγαλύτερη λόγω κάποιας έντονης γεωφυσικής ιδιότητας του εδάφους (πολύ χαμηλή ταχύτητα $\boldsymbol{v_s}$ εγκαρσίων κυμάτων), ή ακόμη και του μεγάλου βάθους της λεκάνης απόθεσης ιζημάτων, η τιμή της παραμέτρου $\boldsymbol{S_{jk}}$, μπορεί να φθάσει, ή να προσεγγίσει την πραγματική μεγάλη τιμή, αφού το αρχικό σφάλμα δεν αποτελεί ένα απόλυτο όριο διακύμανσης της τιμής, αλλά προσδιορίζει το εύρος διακύμανσης μία τυπικής απόκλισης από την αρχική τιμή. Το σφάλμα των αρχικών τιμών έχει την ίδια έννοια και για τις υπόλοιπες παραμέτρους. Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην μεθοδολογία, για να μετακινηθεί ένας βαθμός ελευθερίας στο σύστημα έπρεπε να ορισθούν σταθμοί αναφοράς. Μάλιστα, για τους σταθμούς αυτούς, οι λογαριθμικές τιμές $\boldsymbol{y_{ijk}}$ [6], [7] των φασμάτων Fourier των καταγραφών θεωρήθηκαν ότι είχαν μικρότερο σφάλμα (**0.01**), από το δεδομένο σφάλμα (**0.2**) για τις καταγραφές στους υπόλοιπους σταθμούς, θέτοντας στα δεδομένα αυτά μεγαλύτερη αξιοπιστία. Το αρχικό αυτό σφάλμα (0.2), εισήχθη στα δεδομένα $\boldsymbol{y_{ijk}}$ και σχετίζεται με την αρχική εξομάλυνση των φασματικών δεδομένων.

Η επιλογή των σταθμών ως θέσεις αναφοράς, έγινε αρχικά βασισμένη στα εξαγόμενα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR (Παράρτημα 3), η οποία παρέχει ανεξάρτητα αποτελέσματα για κάθε σταθμό και αναφέρεται αναλυτικότερα παρακάτω. Ο υπολογισμένος φασματικός λόγος των θέσεων αυτών, έπρεπε να είναι σταθερό σε όλες τις συχνότητες, με τιμές κοντά στο 1, δηλαδή να μην εμφανίζονται σχετικές ενισχύσεις. Οι σταθμοί που παρουσιάζουν αυτά τα χαρακτηριστικά ενίσχυσης είναι οι *ART2, ATH5, CH01, FRS1, KYP2, LEO1, NAX1, PIR1, PIR3, PYL1, SEIS, SIA1, SKO1, TRP1, VSK1*. Επιπλέον, για την τελική επιλογή των σταθμών αναφοράς υπολογίστηκαν οι παράμετροι $\boldsymbol{S_{jk}}$ με τη μέθοδο της αντιστροφής (Παράρτημα 4) θεωρώντας το σύνολο των σταθμών ως αναφορά για όλες τις συχνότητες και παρατηρώντας για ποιους σταθμούς τα εξαγόμενα αποτελέσματα απέκλιναν από το αναμενόμενο αποτέλεσμα, δηλαδή παρουσίαζαν απόλυτες και σχετικές ενισχύσεις μεταξύ των συχνοτήτων. Φαίνεται αρχικά, ότι κανένας σταθμός δεν παρουσιάζει επίπεδη ενίσχυση σε όλες τις συχνότητες. Ωστόσο μέχρι τα 4 Hz οι σταθμοί *ARE2, ATH5, CH01, CH02, KNS2, KRI1, KSS1, NMA1, RLN1, VSK1*, φαίνεται ότι μπορούν να θεωρηθούν ως σταθμοί αναφορά. Ο σταθμός *PIR1* λόγω της ύπαρξης του γειτονικού σταθμού *ATH5*, ο οποίος είναι γνωστό ότι είναι εγκατεστημένος σε βραχώδες περιβάλλον (***Θεοδουλίδης 2017,*** *προσωπική επικοινωνία*), επιλέχθηκε να μην συμπεριληφθεί στους σταθμούς αναφοράς. Επιπλέον, οι σταθμοί KYP2 και SEIS είναι γνωστό ότι είναι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

εγκατεστημένοι σε περιβάλλον όπου υπάρχει επιφανειακή εμφάνιση του υποβάθρου και γι' αυτό θεωρήθηκαν ως σταθμοί αναφοράς.

Συνδυάζοντας τα παραπάνω αποτελέσματα, επιλέχθηκε τελικά οι σταθμοί ***ATH5***, ***KYP2***, ***NAX1***, ***SEIS***, ***VSK1***, να χρησιμοποιηθούν ως σταθμοί αναφοράς μέχρι τα 4 Hz.

Από τα εξαγόμενα αποτελέσματα της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών (Σχήμα 18), παρατηρείται ότι αρκετές θέσεις παρουσιάζουν σχετικές ενισχύσεις για ορισμένες συχνότητες. Το γεγονός αυτό ενθαρρύνει τη λειτουργία της επίλυσης της μη γραμμικής αντιστροφής με την χρήση αρχικού μοντέλου, αφού τα αποτελέσματα φαίνεται ότι μπορούν να αποκλίνουν από τις αρχικές, ίδιες, τιμές ($S_{jk} = 1$) της παραμέτρου αυτής για όλους τους σταθμούς, οι οποίες, σαφώς, δεν είναι οι πραγματικές. Τα συγκεκριμένα αποτελέσματα όπως φαίνεται στον πίνακα συσχέτισης των παραμέτρων (Σχήμα 13α), είναι ιδιαίτερα σταθερά, αφού παρουσιάζουν αρκετά μικρή συσχέτιση μεταξύ τους αλλά και σε σχέση με τις υπόλοιπες παραμέτρους.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί τόσο για την υπόδειξη ορισμένων σταθμών αναφοράς, όσο για την επιβεβαίωση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων της αντιστροφής που αφορούν την παράμετρο της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης, επιλέχθηκαν να εφαρμοστούν οι μέθοδοι HVSR και SSR (Κεφ. 2). Η πρώτη αποτελεί μία εύκολη στην εφαρμογή της μέθοδο, καθώς δεν απαιτείται κάποια συσχέτιση μεταξύ των καταγραφών των σταθμών όπως στην μέθοδο της αντιστροφής, παρέχοντας σχετικά αξιόπιστα αποτελέσματα και η δεύτερη, παρότι προϋποθέτει κάποιον γειτονικό σταθμό αναφοράς, παρέχει ίσως τα πλέον αξιόπιστα αποτελέσματα της εκτίμησης της τοπική εδαφικής ενίσχυσης. Η μέθοδος HVSR εφαρμόστηκε για όλους τους σταθμούς, ενώ η μέθοδος SSR εφαρμόστηκε μόνο στους σταθμούς *KLR1, LSM0, ITS1, PLA1, PRF0, STL1* και *KIF1, MOS1, PER1, PIR1, PIR2, PIR,* της πόλης της Θεσσαλονίκης και της Αθήνας αντίστοιχα (Σχήμα 25), όπου υπήρχαν γειτονικοί σταθμοί εγκατεστημένοι σε βράχο. Παρακάτω αναλύονται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια οι δύο αυτές μέθοδοι.

Η βασική παρατήρηση από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των τριών μεθόδων (Σχήμα 18), είναι η αρκετά καλή συμφωνία που παρουσιάζουν όσον αφορά τον οπτικό προσδιορισμό της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας της κάθε θέσης, αλλά και γενικότερα το παρόμοιο σχήμα που εμφανίζουν οι φασματικοί λόγοι ενίσχυσης μέχρι περίπου τα 5-6 Hz. Ιδιαίτερα ενθαρρυντικό είναι το σχεδόν ίδιο «σχήμα» που παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της αντιστροφής με αυτά της μεθόδου SSR για την οριζόντια συνιστώσα (μαύρη γραμμή). Οι 6 σταθμοί της Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

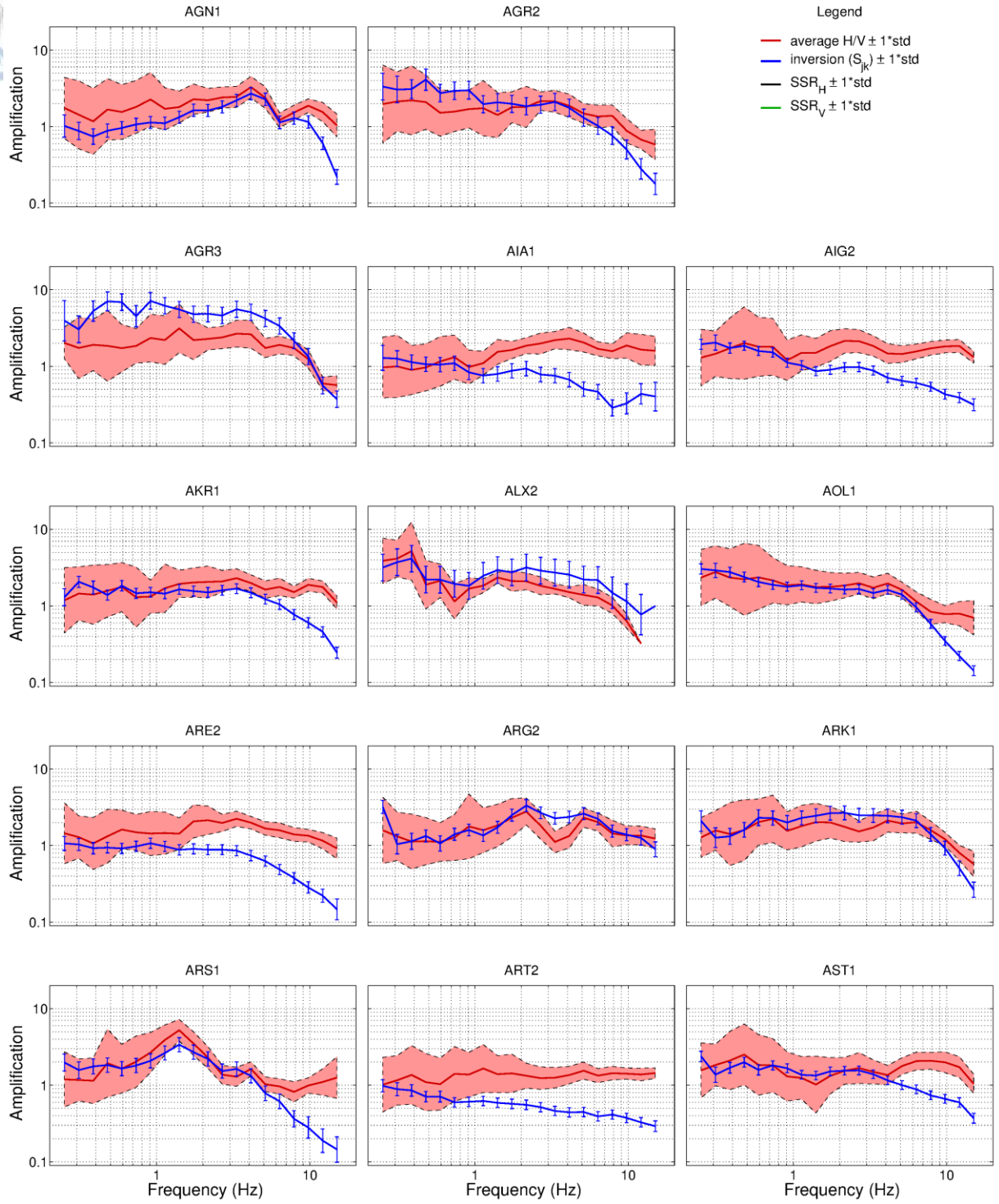
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

φαίνεται ότι βρίσκονται σχεδόν σε απόλυτη συμφωνία για όλες τις συχνότητες, όσον αφορά τις σχετικές ενισχύσεις, ενώ οι 6 σταθμοί της Αθήνας βρίσκονται σε αρκετά καλή συμφωνία μέχρι και τα 5-6 Hz. Μάλιστα, οι σταθμοί της πόλης της Αθήνας για αυτές τις συχνότητες (<~5-6 Hz) παρουσιάζουν και παρόμοιες απόλυτες ενισχύσεις. Σχετικά με τις απόλυτες ενισχύσεις στους 6 σταθμούς στην πόλη της Θεσσαλονίκης που υπολογίστηκαν από την αντιστροφή, φαίνεται ότι παρουσιάζουν σταθερά χαμηλότερες τιμές σε σχέση με τις αντίστοιχες των μεθόδων SSR και HVSR. Η «συνέπεια» αυτή στην υποεκτίμηση των ενισχύσεων, αποτελεί ένδειξη της συσχέτισης των παραμέτρων της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης με της παραμέτρους της απόσβεσης. Φαίνεται δηλαδή ότι λειτουργούν ως διορθωτικός παράγοντας στην μοναδική μέση τιμή των παραμέτρων της απόσβεσης οι οποίες πιθανόν δεν αντιπροσωπεύουν τους δρόμους διάδοσης των κυμάτων που φθάνουν στους 6 σταθμούς της Θεσσαλονίκης. Η παραπάνω υπόθεση, ενισχύεται παρατηρώντας (Σχήμα 18, Σχήμα 25) τους 6 αυτούς σταθμούς, που είναι σχετικά απομονωμένοι από το υπόλοιπο δείγμα, με την χωρική κατανομή των δρόμων διάδοσης των σεισμών (Σχήμα 11) που γράφθηκαν σε αυτούς να μην συνδέεται σημαντικά με το υπόλοιπο δείγμα. Ο ***Hatzidimitriou, (1993)***, υπολόγισε τη φασματική ενίσχυση για την θέση στον σταθμό SEIS (Σχήμα 19), με την χρήση των φασμάτων που προέκυψαν από τα κύματα ουράς για διάφορα χρονικά παράθυρα, συγκρινόμενα με το αντίστοιχο μέσο φάσμα που υπολογίστηκε για σταθμούς οι οποίοι είναι εγκατεστημένοι σε βράχο. Φαίνεται από τη σύγκριση με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εργασία αυτή, ότι το φάσμα ενίσχυσης (μπλε γραμμή) υποεκτιμάται, ενισχύοντας την παραπάνω υπόθεση που συνδέει το φάσμα ενίσχυσης με τις παραμέτρους της απόσβεσης.

Ένα ενθαρρυντικό αποτέλεσμα της μεθόδου της αντιστροφής, είναι ο προσδιορισμός συχνοτήτων οι οποίες ενισχύονται έντονα και δεν προσδιορίζονται από την ανεξάρτητη μέθοδο, μονού σταθμού HVSR. Χαρακτηριστικές περιπτώσεις αποτελούν οι σταθμοί *ARG2, HER1, HER2, HER3, KAL3, LEF2, LXR1, MOS1, PIR2, SFIR, SFK1, SIT2, SPP1, VAS2, RKL1*, οι οποίοι παρουσιάζουν τέτοιες ενισχύσεις σε ορισμένες συχνότητες πέρα της κυρίαρχης συχνότητας, και δεν εμφανίζονται στα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR. Οι ενισχύσεις αυτές συνδέονται ενδεχομένως με δισδιάστατα, ή/και τρισδιάστατα φαινόμενα, τα οποία παρατηρούνται σε περιβάλλοντα λεκανών (***Bard and Bouchon, 1985, Philips and Aki, 1986, Chavez-Garcia et al., 1990, Makra et al. 2001, Makra et al., 2005, Maufroy et al., 2016***)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

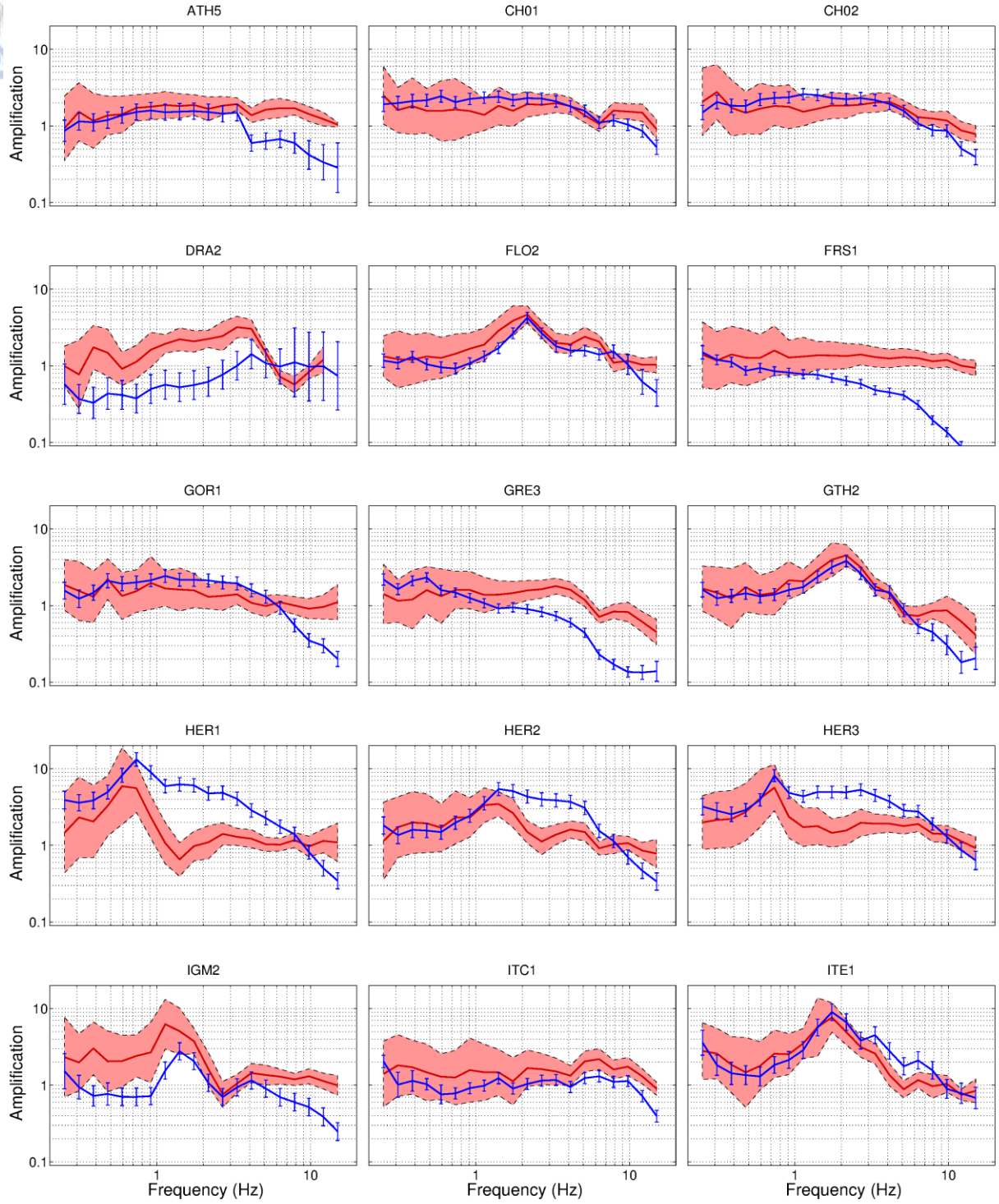
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων της παραμέτρου S_{jk} της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών (φασματικές ενισχύσεις) για κάθε συχνότητα κ, σε κάθε θέση j επιταχυνσιογράφου, όπως προέκυψαν από την μέθοδο της αντιστροφής (μπλε γραμμή), από την μέθοδο HVSR (κόκκινη γραμμή) και από την μέθοδο SSR όπου ήταν δυνατό (μαύρη και πράσινη γραμμή).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

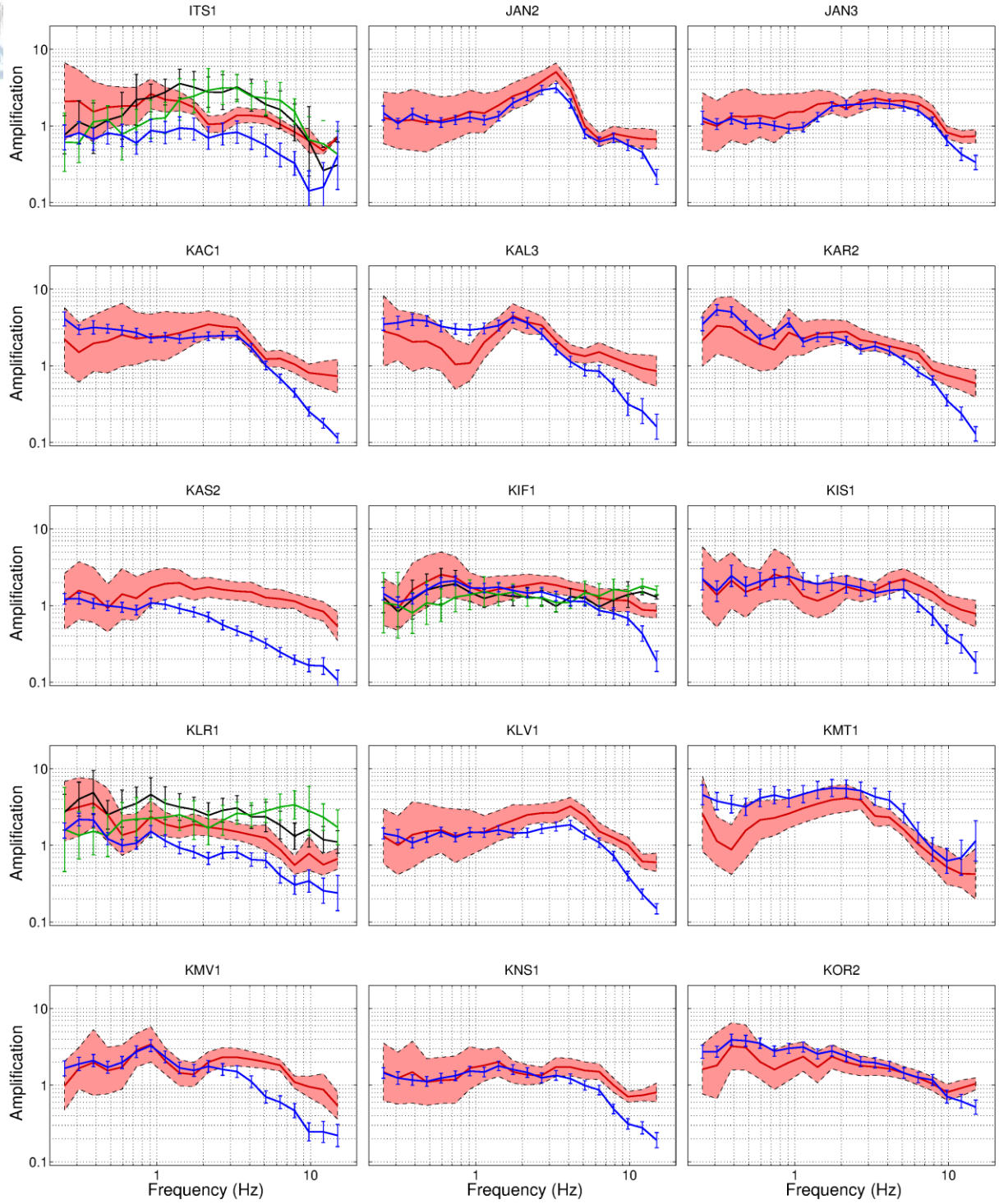
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

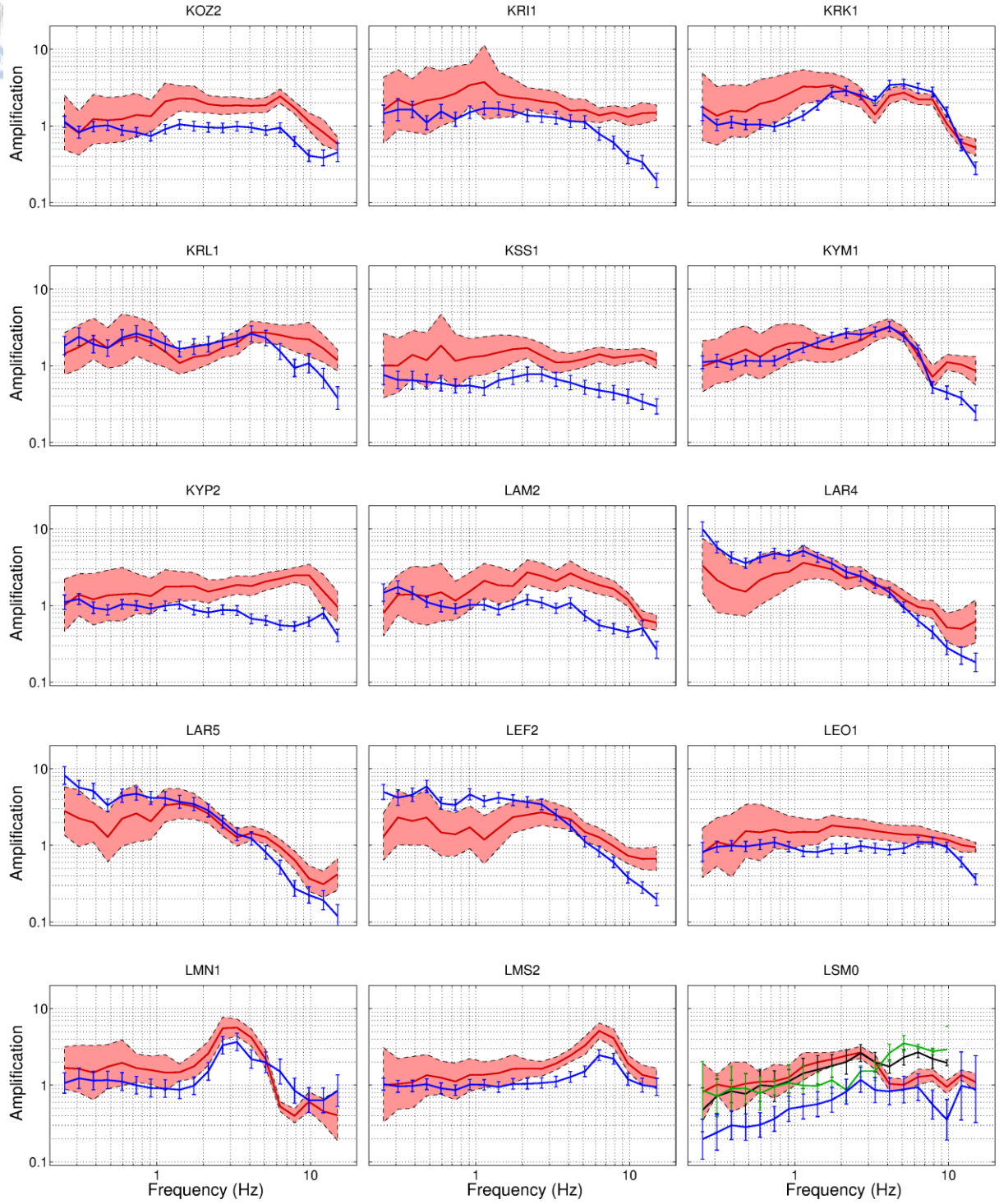
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

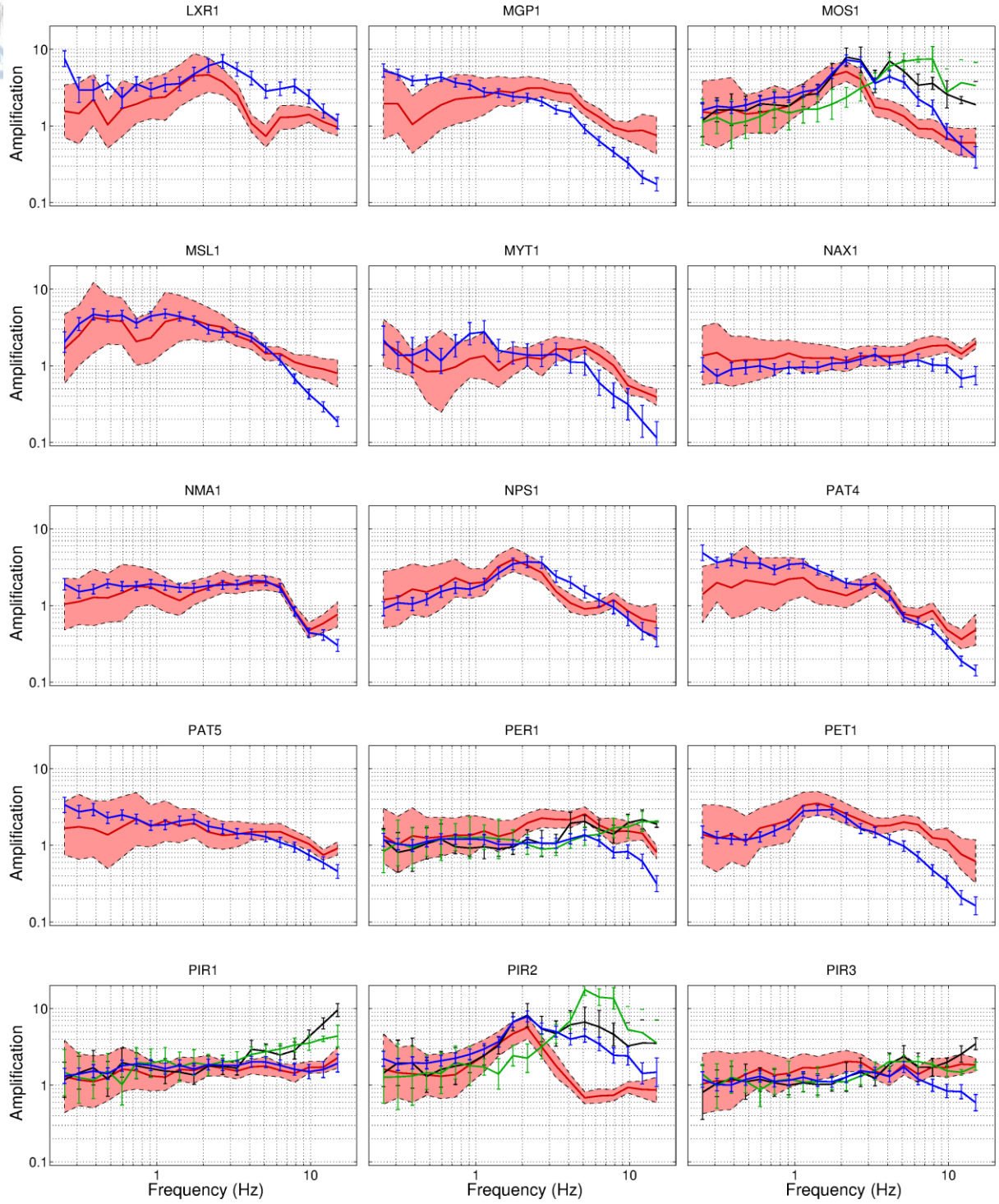
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

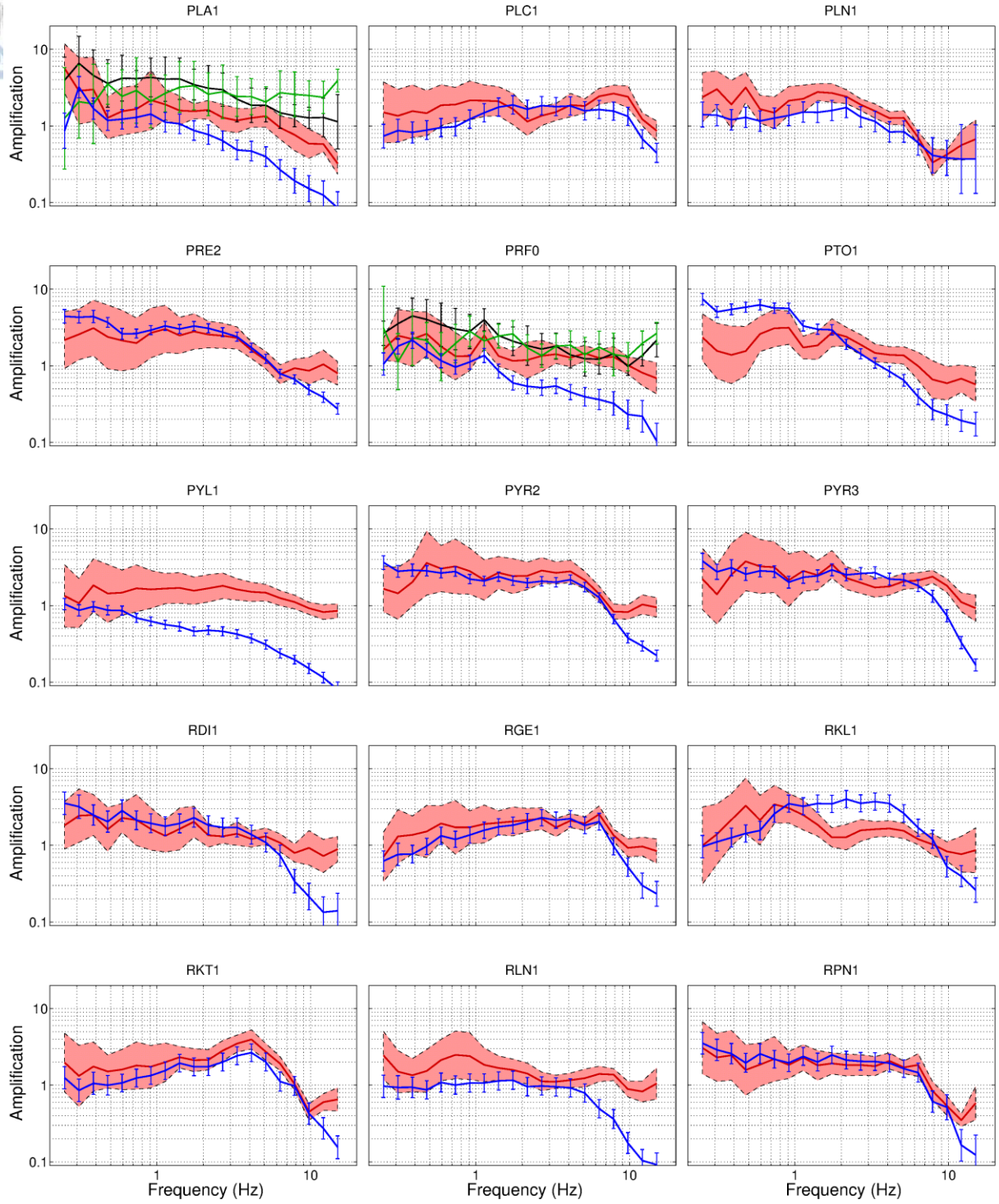
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

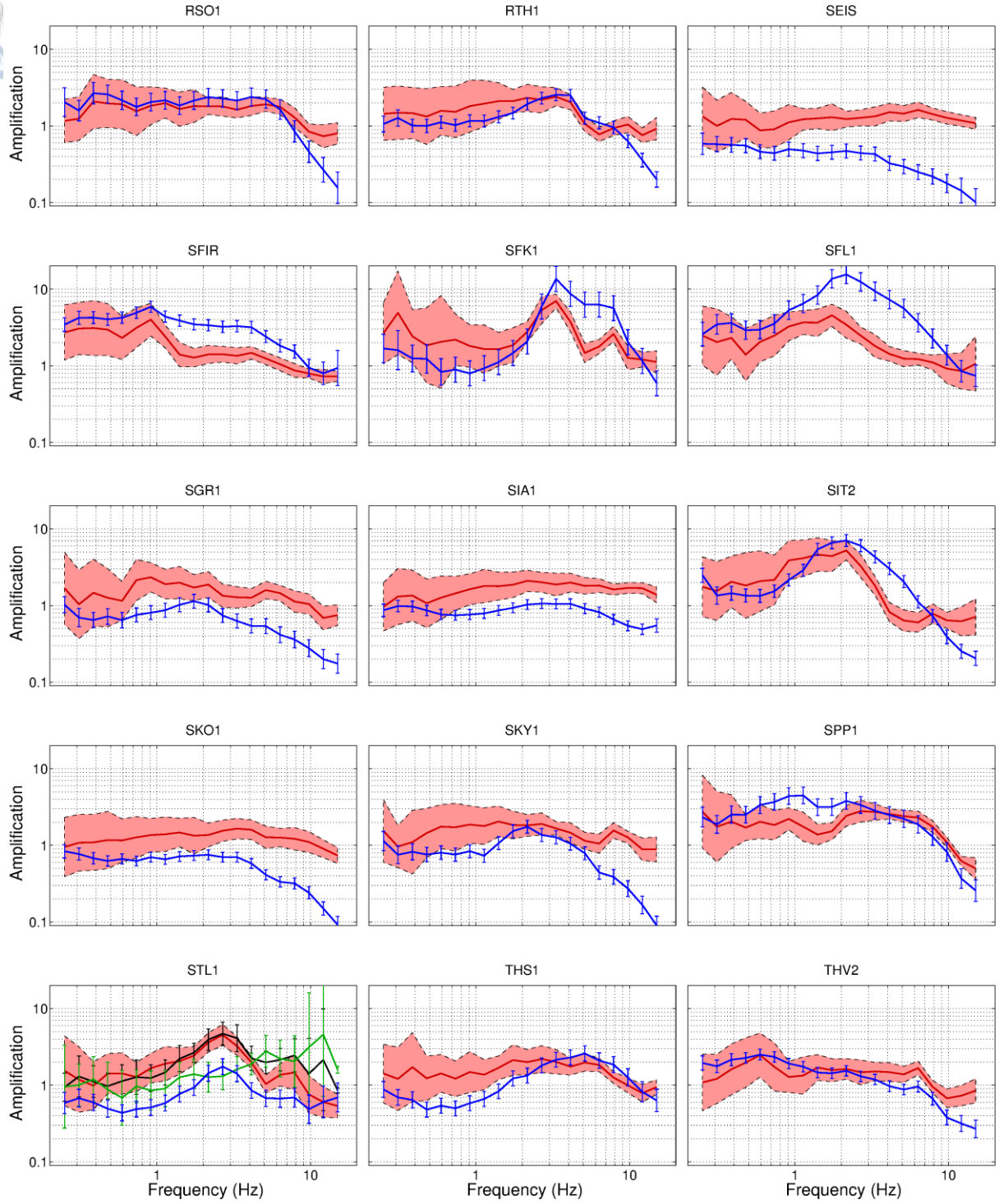
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

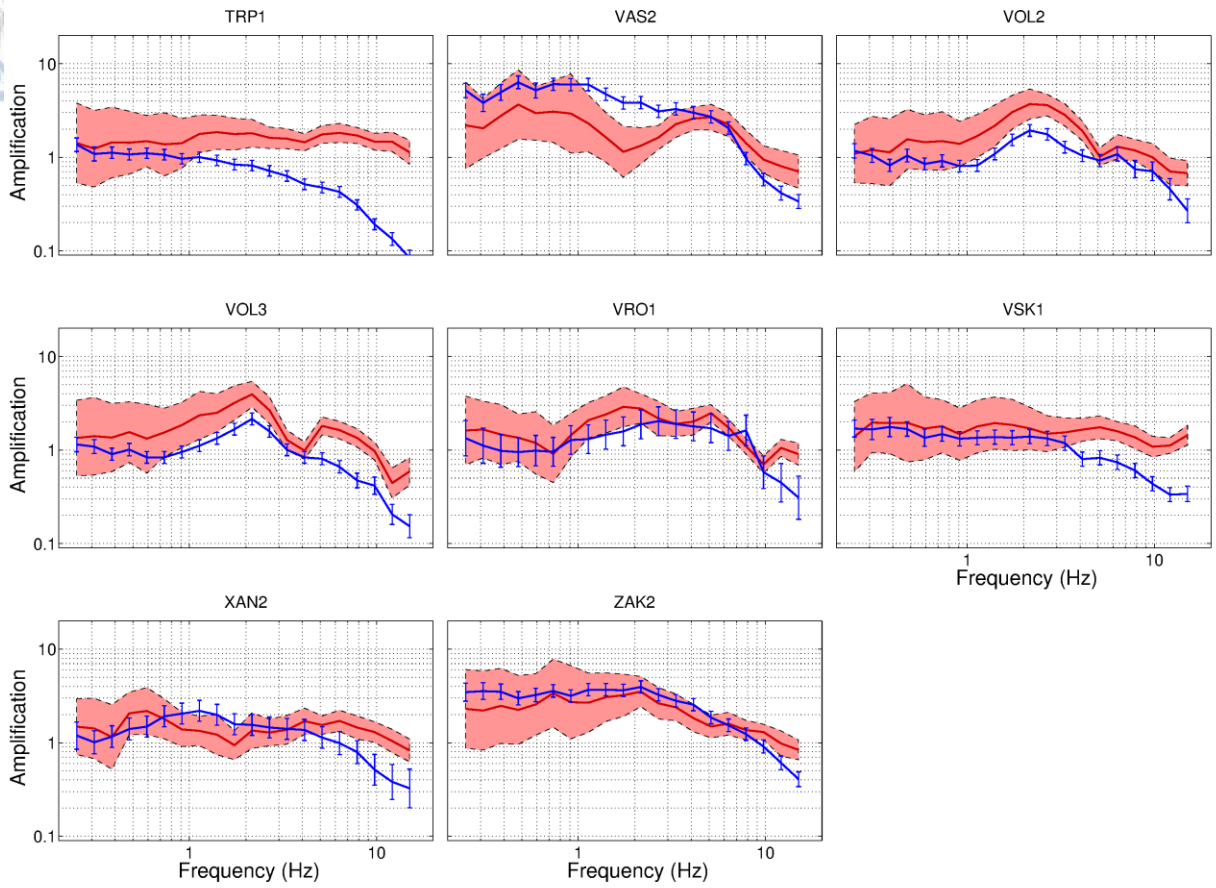
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



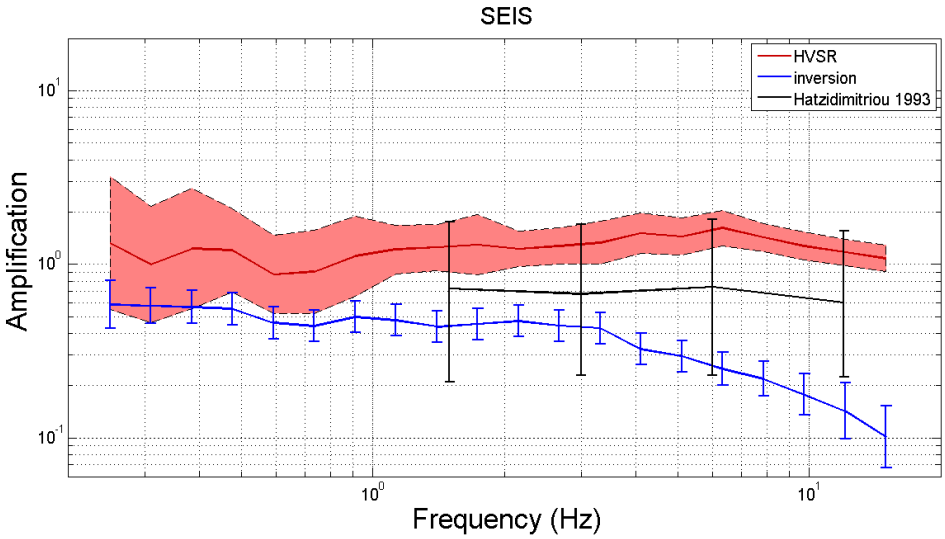
Σχήμα 18. (Συνέχεια)

Έντονη ενίσχυση, όπως προέκυψε από την αντιστροφή, σε ορισμένα εύρη συχνοτήτων, φαίνεται να παρουσιάζουν οι σταθμοί *AGR3, HER1, HER2, HER3, ITE1, KMT1, LAR4, LAR5, LEF2, MOS1, LXR1, PIR2, PTO1, SFK1, SFL1, SIT2*, ενώ αντίθετα για ορισμένες θέσεις όπως αναφέρθηκε και παραπάνω υπολογίστηκε ακόμη και απόσβεση, όπως οι: *DRA2, KSS1, KLR1, PLA1, PRF0, LSM0, SEIS, STL1, ITS1*. Πέρα από του 6 σταθμούς της Θεσσαλονίκης και οι σταθμοί *DRA2* και *KSS1* είναι απομονωμένοι από το υπόλοιπο δείγμα με τους δρόμους διάδοσης των κυμάτων που αντιστοιχούν στις καταγραφές τους, να έχουν επίσης ιδιαίτερη χωρική κατανομή (Πίνακας 2) σε σχέση με το υπόλοιπο δείγμα (Σχήμα 11). Αυτή η παρατήρηση ενισχύσει την υπόθεση ότι η παράμετρος $\boldsymbol{S_{jk}}$, ανάλογα με τη χωρική κατανομή των δρόμων διάδοσης των κυμάτων, αποτελεί ταυτόχρονα και μία «διόρθωση» των μοναδικών μέσων παραμέτρων της απόσβεσης. Άλλωστε οι παράμετροι της απόσβεσης, με εκείνες των τοπικών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εδαφικών επιδράσεων, όπως φαίνεται στον πίνακα συσχέτισης (Σχήμα 13α) δεν είναι ασυσχέτιστες.



Σχήμα 19. Το υπολογισμένο φάσμα ενίσχυσης από τη μέθοδο HVSR και από την αντιστροφή στην εργασία αυτής (κόκκινη, μπλε γραμμή) και από τον ***Hatzidimitriou, (1993)***, για την θέση στον σταθμό SEIS.

Απόσβεση επίσης, στις εδαφικές συνθήκες, ή γενικότερα μείωση της ενίσχυσης, παρατηρείται συστηματικά σχεδόν σε όλους τους σταθμούς, σε συχνότητες μεγαλύτερες των 5-6 Hz. Η τάση αυτή παρατηρείται και στους φασματικούς λόγους H/V των περισσοτέρων σταθμών, αλλά με σαφώς μικρότερη κλίση. Η μείωση αυτή μπορεί να ερμηνευθεί ως φαινόμενο το οποίο συμβαίνει σταθερά σε κάθε θέση και εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της, ή ως αστοχία της συνολικής επίλυσης του συστήματος των εξισώσεων να αποδώσει την ραγδαία απόσβεση των υψηλών σχετικά συχνοτήτων του φάσματος Fourier, στο μοντέλο της απόσβεσης του δρόμου διάδοσης, ή ακόμη και στην ύπαρξη ενός μοντέλου σεισμικής πηγής με χαμηλότερες φασματικές τιμές στις υψηλές συχνότητες.

Μέσω φασματικών παρατηρήσεων, οι ***Anderson and Hough (1984)***, εισήγαγαν τον εμπειρικό παράγοντα ***κ***, για να μοντελοποιήσουν τη ραγδαία απόσβεση του φάσματος Fourier της επιτάχυνσης που παρουσιάζεται εμφανώς στις υψηλές συχνότητες, πάνω από μία συχνότητα f_e, με τα φασματικά πλάτη να μειώνονται εκθετικά σε σχέση με τις συχνότητες, ακολουθώντας τη σχέση:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$A(f) = A_o\, exp(-\pi\kappa f)\,, \qquad f > f_e \qquad [36]$$

Η σχέση αυτή βασίζεται στην υπόθεση ότι ο παράγοντας ποιότητας Q, που ελέγχει την απόσβεση είναι σταθερός και ανεξάρτητος των συχνοτήτων, με τον παράγοντα ***κ***, να μην προσδιορίζεται εάν είναι χαρακτηριστικό της πηγής, του δρόμου διάδοσης, ή της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Οι ίδιοι μάλιστα, παρατήρησαν μία γραμμική συσχέτιση του παράγοντα ***κ*** με την απόσταση ***R***, μέσω της σχέσης:

$$\kappa = \kappa_o + \kappa_R\, R, \qquad [37]$$

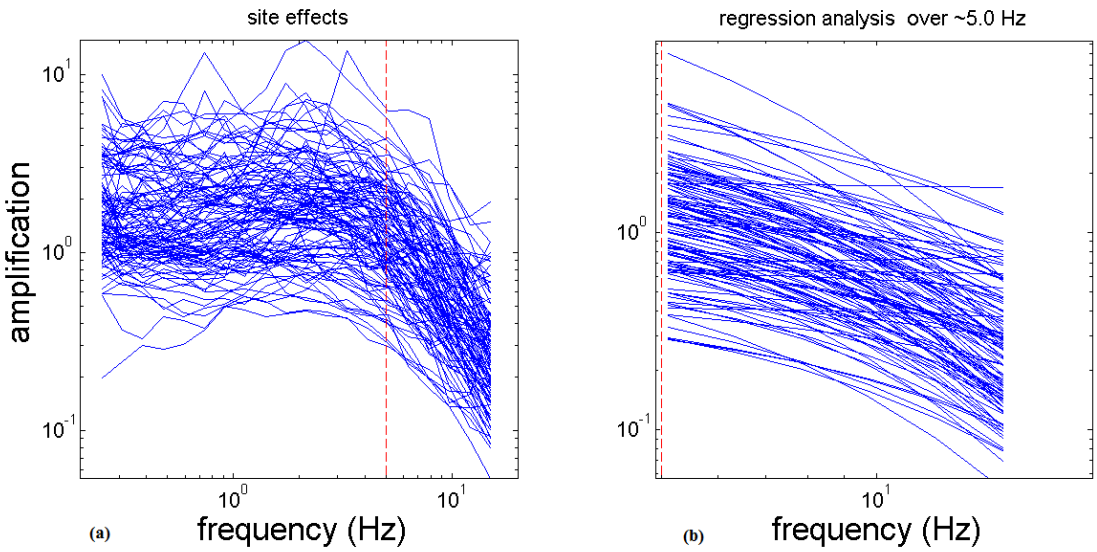
Ανάλογη παρατήρηση σε σχέση με τη μείωση των φασματικών πλατών πέρα από μια συχνότητα, έγινε από τον ***Hanks, (1982),*** ο οποίος πρότεινε από τους πρώτους την ύπαρξη μίας συχνότητας f_{max}, μεγαλύτερη της γωνιακής συχνότητας f_c ***(Brune , 1970)***, πάνω από την οποία το φάσμα Fourier της επιτάχυνσης αποκτά μεγαλύτερη αρνητική κλίση. Οι ***Papageorgiou and Aki (1983)***, θεώρησαν ότι η συχνότητα αυτή είναι χαρακτηριστικό της σεισμικής πηγής και όχι της τοπική απόσβεσης όπως προτάθηκε από τον ***Hanks, (1982)***. Οι ***Ktenidou et al. (2013)***, βασισμένοι στην σχέση [37], και θεωρώντας την παραπάνω υπόθεση για τον παράγοντα ποιότητας Q, χρησιμοποίησαν στην εργασία τους την παραπάνω σχέση όπου κ_o θεωρήθηκε χαρακτηριστικό της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Στην παρούσα εργασία, παρότι ο παράγοντας ποιότητας εξαρτάται από τις συχνότητες εκθετικά, μέσω της παραμέτρου ***α*** [5], το αποτέλεσμα όπως φαίνεται στο σύνολο των τοπικών εδαφικών ενισχύσεων (Σχήμα 18) στις υψηλότερες συχνότητες (f>5Hz), ενισχύει την άποψη ότι στις συχνότητες αυτές υπάρχει μία, εντονότερη μείωση των φασματικών πλατών.

Ακολουθώντας την εκθετική μείωση που προτείνεται στην εξίσωση [36], εφαρμόστηκε εκθετική παλινδρόμηση για τα φάσματα της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης, για συχνότητες > 5 Hz, για κάθε σταθμό ξεχωριστά, (Σχήμα 20α). Φαίνεται (Σχήμα 20b), ότι τα φάσματα παρουσιάζουν κατά κύριο λόγο παρόμοια κλίση, με μέσο κ_o = 0.048±0.021 (Σχήμα 21). Οι ***Drouet et al. (2010)*** υπολόγισαν με παρόμοιο τρόπο, στα εξαγόμενα φάσματα ενίσχυσης από την ίδια μεθοδολογία αντιστροφής, τιμές του παράγοντα κ_o μεταξύ 0-0.05, για σταθμούς στην Γαλλία, χρησιμοποιώντας ίδιο μοντέλο απόσβεσης στον φλοιό με ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων του υποβάθρου που αντιστοιχεί σε v_{s30} = 2000m/s (***Boore and Joyner, 1997***).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 20. (**α**) Απεικόνιση όλων των φασμάτων ενίσχυσης της παραμέτρου της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης για κάθε σταθμό όπως προέκυψαν από την μέθοδο της αντιστροφής (Σχήμα 18) και (**b**) αποτελέσματα της παλινδρόμησης των φασματικών ενισχύσεων του Σχήματος (α) για συχνότητες > 5 Hz, βασισμένη στην εξίσωση [36].

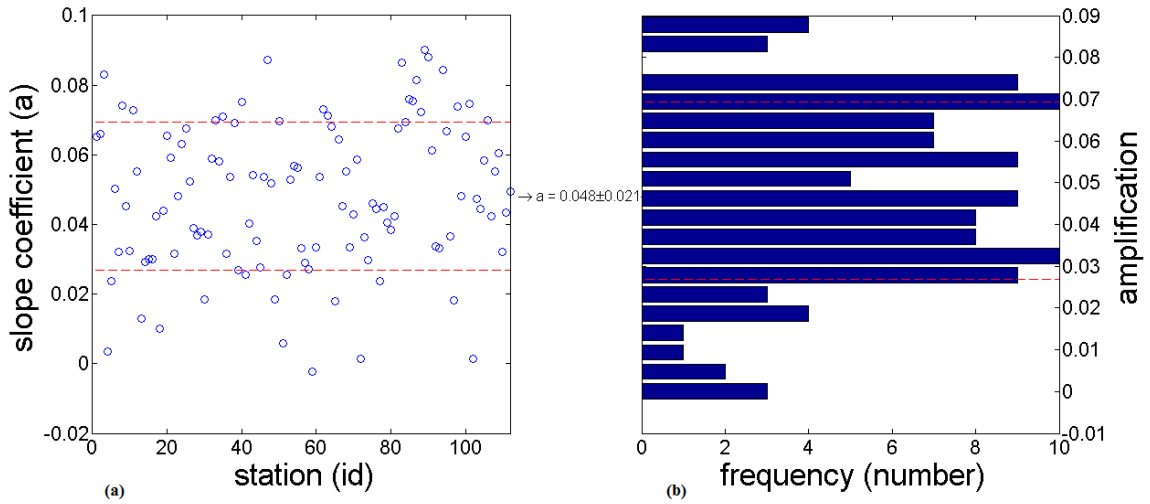
Η απότομη αυτή κλίση των φασματικών ενισχύσεων, μπορεί να οφείλεται αφενός στην έλλειψη του μοντέλου της απόσβεσης να προσδιορίσει μία επιπλέον απόσβεση σε υψηλότερες συχνότητες και αφετέρου στην ύπαρξη ενός μοντέλου σεισμικής πηγής στο οποίο οι φασματικές τιμές πάνω από μία συχνότητα σύμφωνα με τους ***Papageorgiou and Aki (1983)***, μειώνονται πιο έντονα από τη μείωση που προτείνεται στο μοντέλο του ***Brune, (1970)***.

Πιο συγκεκριμένα, όσον αφορά το μοντέλο της απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε, δεν συμπεριελήφθη ξεχωριστά ο παράγοντα ποιότητας που ελέγχει την απόσβεση λόγω διασποράς των κυμάτων εξαιτίας των ανακλάσεων, διαθλάσεων, ή περιθλάσεων, στις διάφορες ασυνέχειες του δρόμου διάδοσης, αποτέλεσμα του οποίου είναι τα κύματα ουράς (coda waves) μίας καταγραφής. Η εισαγωγή στο μοντέλο αυτής της παραμέτρου, θα οδηγούσε ενδεχομένως σε μεγαλύτερη απόσβεση στις υψηλότερες συχνότητες, εάν θεωρήσουμε εκθετική αύξηση του πλήθους των ασυνεχειών σε σχέση με την μείωση της κλίμακας μεγέθους των, όπως γενικότερα επικρατεί στη φύση, ανάλογη φυσικά και της υποκεντρικής απόστασης. Βέβαια παρότι δεν είναι ξεχωριστός, ο παράγοντας της διασποράς εμπεριέχεται κατά μία έννοια στον παράγοντα ανελαστικής απόσβεσης [36], λόγω του ότι εξαρτάται από τις συχνότητες, μέσω της παραμέτρου ***α***. Έτσι, τελικά, η απόσβεση που παρουσιάζεται στα φάσματα ενίσχυσης των τοπικών εδαφικών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

συνθηκών, ίσως αποτελεί κυρίως χαρακτηριστικό της θέσης και όχι αποτέλεσμα έλλειψης ενός μοντέλου απόσβεσης λόγω διασποράς.



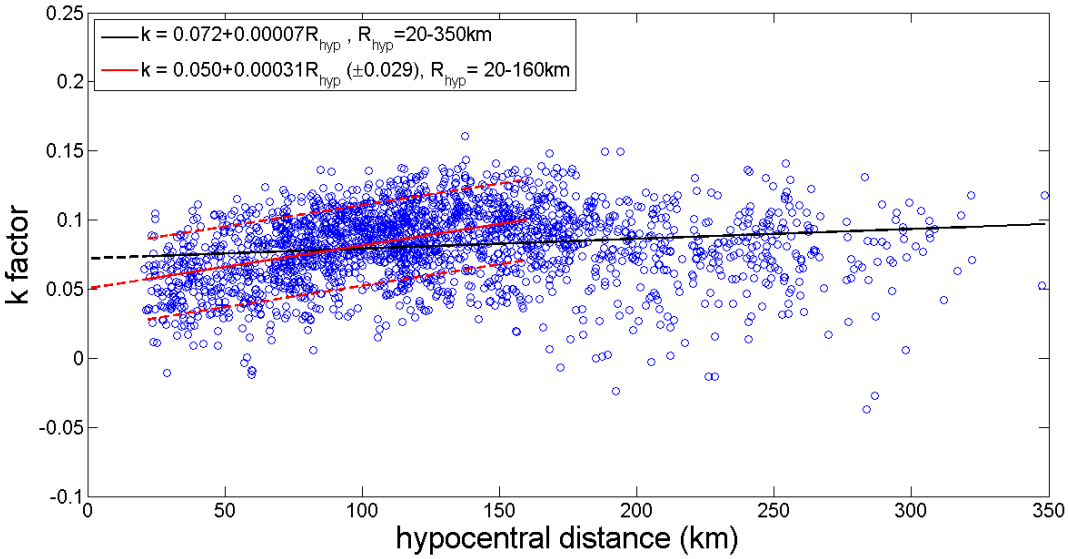
Σχήμα 21. (**α**) ο παράγοντα ***κ*** όπως υπολογίστηκε από την εξίσωση [36] στο Σχήμα 20b για κάθε σταθμό και (**b**) η κατανομή τους.

Μελετώντας το σύνολο των φασματικών δεδομένων, εφαρμόζοντας εκθετική παλινδρόμηση στις 6 υψηλότερες συχνότητες (> 5 Hz) (Πίνακας 3) του ενιαίου οριζόντιου εξομαλυμένου φάσματος Fourier της επιτάχυνσης, κάθε καταγραφής σύμφωνα με την εξίσωση [36], παρατηρείται (Σχήμα 22) κατά κύριο λόγο μείωση των φασματικών πλατών αυτών των συχνοτήτων. Μάλιστα επιβεβαιώνεται η αύξηση της παραμέτρου ***κ*** που υπολογίστηκε, με την απόσταση. Σε ορισμένα φασματικά δεδομένα υπολογίστηκαν αρνητικές, ή πολύ μικρές τιμές της παραμέτρου ***κ***. Ελέγχοντας οπτικά κάποιες από αυτές τις καταγραφές, φαίνεται ότι υπάρχουν σταθμοί οι οποίοι παρουσιάζουν τη μείωση αυτή των φασματικών τιμών σε συχνότητες > 15 Hz, με αποτέλεσμα ο υπολογισμός της παραμέτρου ***κ*** να μην είναι αντιπροσωπευτικός της πραγματικής τιμής για συχνότητες 5-15 Hz. Ο σταθμός *ART2* αποτελεί μία τέτοια περίπτωση ειδικά για καταγραφές σε κοντινές υποκεντρικές αποστάσεις (Σχήμα 23α). Ακόμη, υπάρχουν ορισμένες περιπτώσεις στις οποίες οι αρνητικές τιμές του ***κ*** οφείλονται σε παρεμβαλλόμενο θόρυβο στην καταγραφή των S-κυμάτων, ο οποίος δεν εμφανίζεται στο κομμάτι του θορύβου που επιλέχθηκε για σύγκριση. Έτσι, τα δεδομένα αυτά, παρότι συμπεριελήφθησαν στο συνολικό δείγμα, αποτελούν περιπτώσεις περαιτέρω διερεύνησης για την αξιοπιστία τους και την χρήση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

τους ως δεδομένα. Συνήθως οι περιπτώσεις αυτές εμφανίζονται σε μεγάλες υποκεντρικές αποστάσεις όπου το επίπεδο το θορύβου μπορεί είναι συγκρίσιμο με αυτό της καταγραφής. Στο Σχήμα 23b, παρουσιάζεται μία ανάλογη περίπτωση του δείγματος των δεδομένων, που υπολογίστηκε με αρνητικό ***κ***.



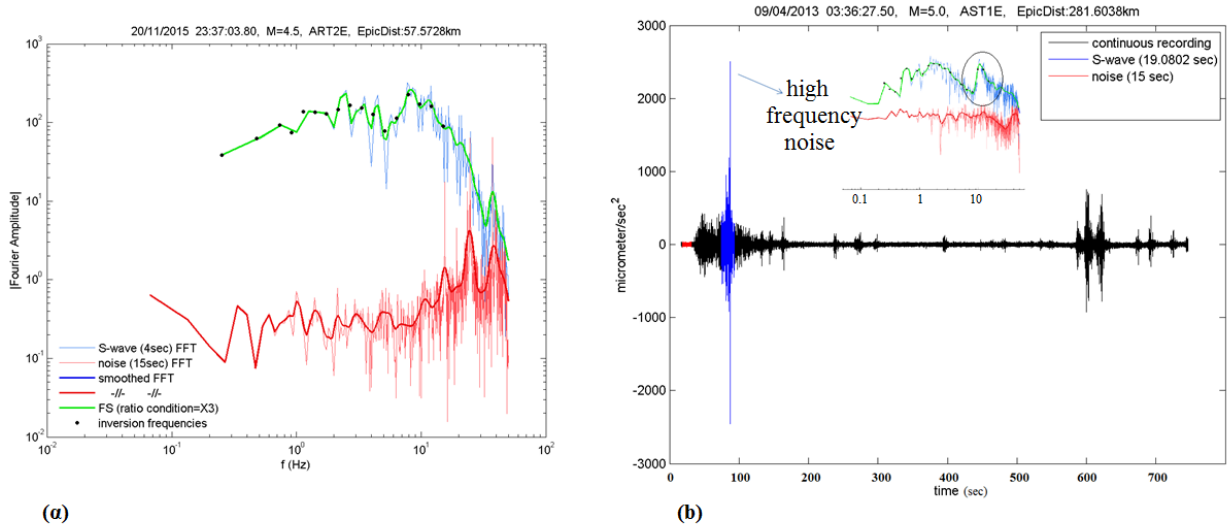
Σχήμα 22. Κατανομή της εφαπτομένης της κλίσης των φασμάτων Fourier (κ), στις υψηλές συχνότητες (>5 Hz) των καταγραφών της εδαφικής επιτάχυνσης που χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα στην εργασία αυτή, σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση.

Ακολουθώντας τη γραμμική σχέση της εξίσωσης [36] για όλο το εύρος των υποκεντρικών αποστάσεων, υπολογίστηκε ***κ*** = 0.072 + 0.00007 R_{hyp} (±0.028) (μαύρη γραμμή). Ωστόσο, είναι σαφές από την κατανομή των τιμών στο Σχήμα 22, ότι η αύξηση αυτή είναι πιο έντονη μέχρι τα ~160 km, με τις τιμές της παραμέτρου ***κ*** να έχουν μεγάλη διασπορά σε αποστάσεις >~160 km. Η διασπορά αυτή οφείλεται κυρίως στους λόγους που αναφέρθηκαν παραπάνω, σε συνδυασμό με το υψηλό επίπεδο του θορύβου των σταθμών επιταχυνσιογράφων σε σχέση το επίπεδο των σεισμικών καταγραφών σε μεγάλες αποστάσεις, ειδικότερα στις υψηλές συχνότητες. Έτσι, εφαρμόζοντας εκ νέου γραμμική παλινδρόμηση για αποστάσεις <160 km, προκύπτει ***κ*** = 0.050 + 0.00031R_{hyp} (±0.029) (κόκκινη γραμμή), με $\boldsymbol{\kappa_o}$ = 0.050 ±0.029 σύμφωνα με την εξίσωση [37]. Η τιμή αυτή βρίσκεται σε εξαιρετικά καλή συμφωνία με την αντίστοιχη μέση τιμή του ***κ*** που υπολογίστηκε παραπάνω από τις τιμές της εδαφικής ενίσχυσης ($\boldsymbol{\kappa_o}$ = 0.048±0.021), υποδηλώνοντας ότι η απότομη αυτή κλίση (Σχήμα 20) δεν είναι αποτέλεσμα της αδυναμίας του μοντέλου της αντιστροφής, αλλά οφείλεται στα χαρακτηριστικά της κάθε θέσης, ή στις

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

φασματικές τιμές της σεισμικής πηγής, με την αύξηση που υποδεικνύεται από τον συντελεστή 0.00031 να «καλύπτεται» από το μοντέλο της απόσβεσης το οποίο εξαρτάται από την απόσταση.



Σχήμα 23. (α) Υπολογισμένο φάσμα Fourier της καταγραφής του σεισμού στις 20/11/2015 μεγέθους 4.5 στον σταθμός ART2 σε κοντινή υποκεντρική απόσταση (~57.5 km) όμοιο με το Σχήμα 5, (β) καταγραφή του σεισμού στις 09/04/2013 μεγέθους 5.0 στη συνιστώσα Ανατολή-Δύσης στο σταθμό AST1 σε επικεντρική απόσταση ~281 km και το υπολογισμένο φάσμα των εγκαρσίων κυμάτων και του θορύβου που επιλέχτηκε, όμοιο με το Σχήμα 5.

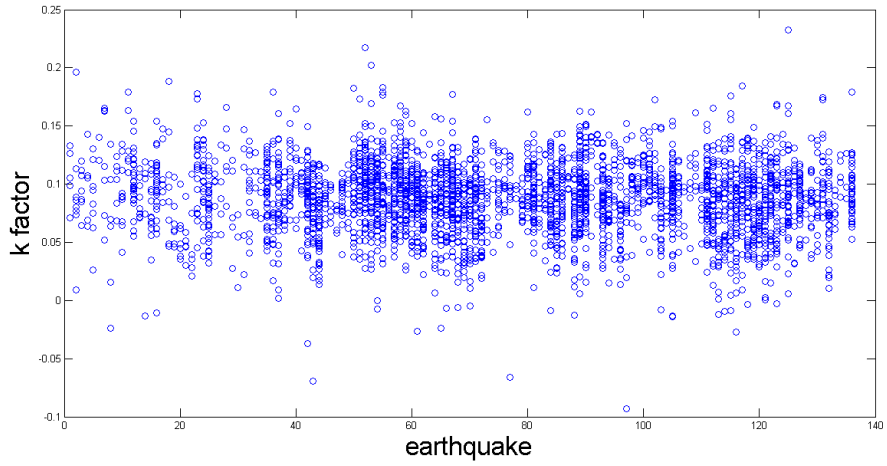
Από την κατανομή των τιμών της παραμέτρου ***κ*** για κάθε σεισμό (Σχήμα 24), φαίνεται ότι δεν υπάρχει κάποια ουσιαστική συσχέτιση μεταξύ τους, ενώ αντίθετα στο Σχήμα 25 φαίνεται ότι οι σταθμοί μεταξύ τους παρουσιάζουν διαφορετικά εύρη των τιμών της παραμέτρου ***κ***. Τα παραπάνω υποδηλώνουν ότι η μείωση αυτή (Σχήμα 20) των φασματικών ενισχύσεων στις υψηλές συχνότητες, δεν αποτελεί πιθανό χαρακτηριστικό των σεισμικών πηγών, αλλά είναι κυρίως χαρακτηριστικό της θέσης καταγραφής με το εύρος που παρουσιάζει κάθε σταθμός να οφείλεται ενδεχομένως στις καταγραφές με διαφορετικές υποκεντρικές αποστάσεις.

Οι ***Ktenidou et al. 2013*** μελετώντας φάσματα Fourier σε διάφορες επικεντρικές αποστάσεις (R_{epic} = 1-255 Km) για εύρος μεγεθών (M=1.9-6.5) βρήκαν τιμές του ***κ*** που κυμαίνονται μεταξύ 0.017-0.031s για επιφανειακές καταγραφές σε συνθήκες που ποικίλουν ανάμεσα σε μαλακά και σκληρά εδάφη, με τις τιμές του ***κ*** για τα σκληρότερα εδάφη να είναι μικρότερες απ' ότι για τα πιο μαλακά. Στην μελέτη των ***Pavel and Vacareanu (2015)*** για σταθμούς στο Βουκουρέστι στην Ρουμανία, βρέθηκε ***k***=0.071. Επιπλέον, οι ***Margaris and Hatzidimitriou, (2002)*** μελετώντας καταγραφές ισχυρών σεισμών στον Ελληνικό χώρο σε

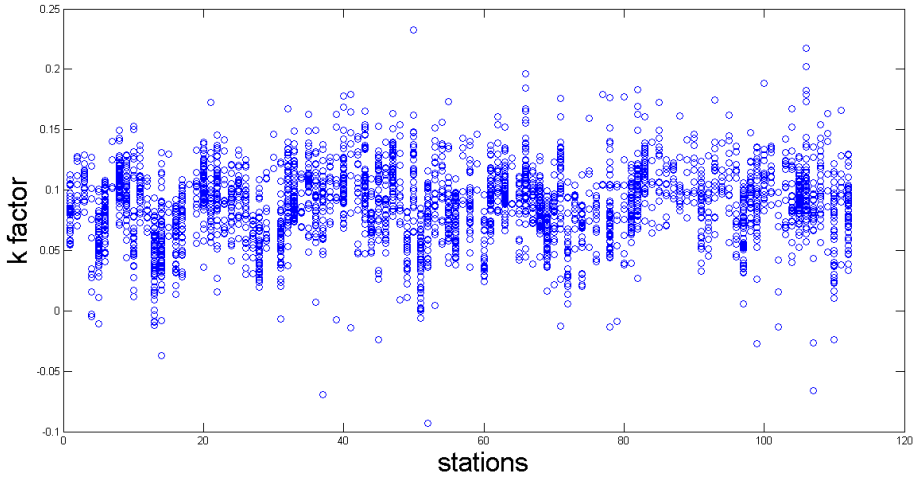
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

διάφορες επικεντρικές αποστάσεις μέχρι τα 116 km και διαχωρίζοντας τις εδαφικές συνθήκες των σταθμών καταγραφής σε B,C, D σύμφωνα με το (NEHRP), βρίσκουν $\boldsymbol{\kappa_o}$ = 0.035±0.007, $\boldsymbol{\kappa_o}$ = 0.050±0.009 και $\boldsymbol{\kappa_o}$ = 0.065±0.008, αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα των παραπάνω μελετών επιβεβαιώνουν τη διακύμανση των τιμών της παραμέτρου $\boldsymbol{\kappa_o}$ ανάλογα με τις εδαφικές συνθήκες, υποδεικνύοντας τις ποικίλες εδαφικές συνθήκες που επικρατούν στους σταθμούς τις μελέτης αυτής.



Σχήμα 24. Κατανομή της εφαπτομένης της κλίσης των φασμάτων Fourier στις υψηλές συχνότητες (>5 Hz) των καταγραφών της εδαφικής επιτάχυνσης που χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα στην εργασία αυτή, για κάθε σεισμό από τους 136.



Σχήμα 25. Κατανομή της εφαπτομένης της κλίσης των φασμάτων Fourier στις υψηλές συχνότητες (>5 Hz) των καταγραφών της εδαφικής επιτάχυνσης που χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα στην εργασία αυτή, για κάθε σταθμό από τους 112.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

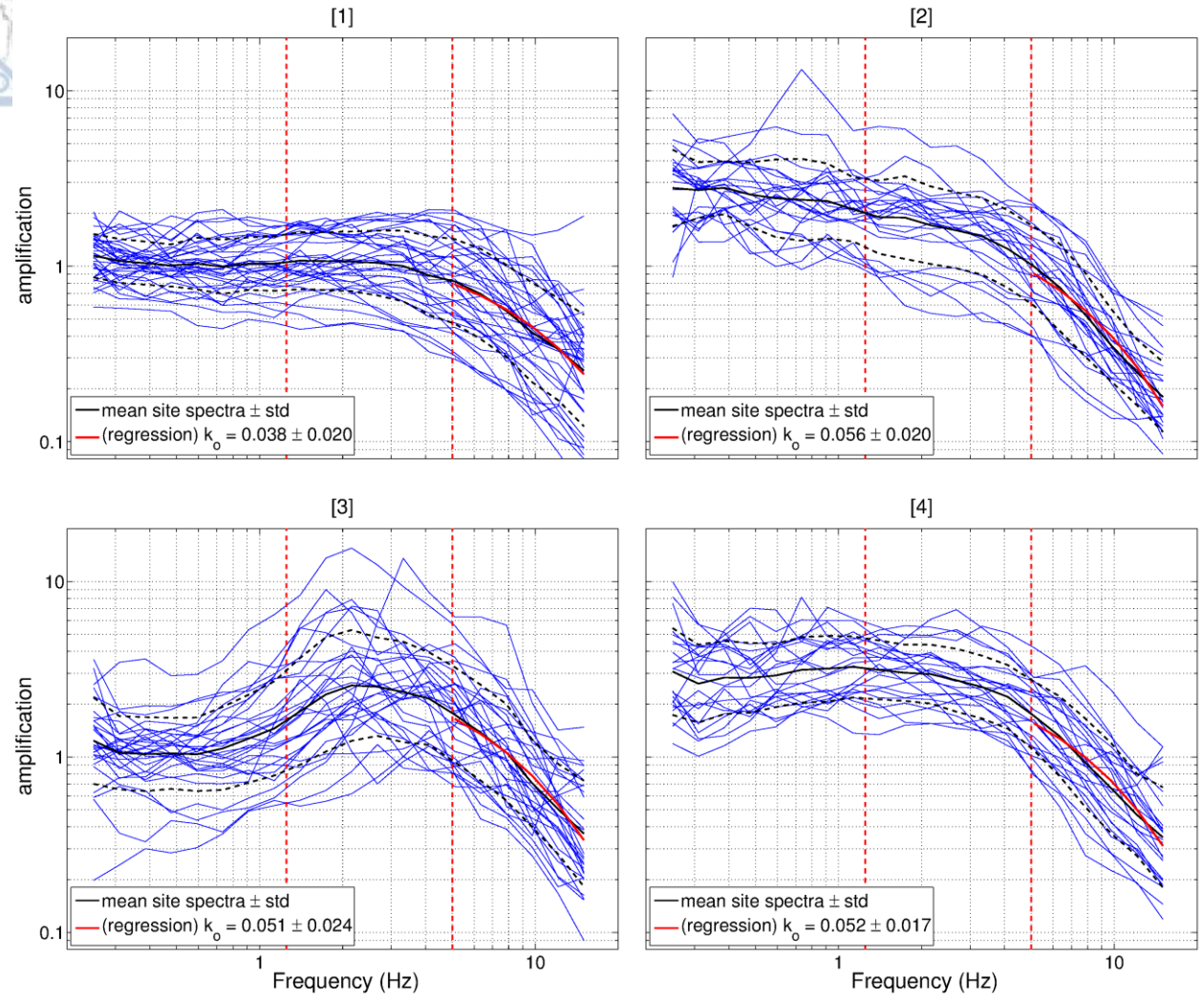
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Ταξινομώντας οπτικά τα 112 φάσματα ενίσχυσης που υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό (Σχήμα 26), για συχνότητες μέχρι τα 5Hz, με βάση το επίπεδο της ενίσχυσης, αλλά και τις σχετικές ενισχύσεις προέκυψαν τέσσερις κατηγορίες. Η $1^{η}$ κατηγορία αποτελείται από εκείνους τους σταθμούς, τα φάσματα ενίσχυσης των οποίων παρουσίαζαν επίπεδη μορφή και οι απόλυτες ενισχύσεις κυμαίνονταν μεταξύ 0.5-2. Η κατηγορία αυτή αντιστοιχεί εμπειρικά σε τοποθεσία σκληρού σχετικά εδάφους. Οι υπόλοιπες τρεις κατηγορίες αφορούν τα φάσματα τα οποία παρουσίαζαν ενισχύσεις μεγαλύτερες από 2 σε ορισμένα εύρη συχνοτήτων, μέχρι τα 5 Hz και αντιστοιχούν σε τοποθεσίες πιο μαλακών εδαφών σε περιβάλλοντα απόθεσης λεκανών. Λαμβάνοντας υπόψη το ελαστικό φάσμα απόκρισης επιτάχυνσης, για το σχεδιασμό των κατασκευών σύμφωνα με τον ευροκώδικα08, οι μέγιστες επιταχύνσεις πραγματοποιούνται σε συχνότητες από 1.25 Hz για εδαφικές συνθήκες κατηγοριών D (v_s < 180km/s), συχνότητα που δεν διαφέρει σημαντικά από εκείνες για τις υπόλοιπες κατηγορίες μη συμπαγών εδαφών (1.6 Hz και 2Hz για κατηγορίες C και B, αντίστοιχα), μέχρι 5 Hz (5Hz και 6.6 Hz, C και B,αντίστοιχα). Έτσι, η $2^{η}$ κατηγορία αφορά τους σταθμούς με φασματικές ενισχύσεις μεγαλύτερες από 2 για συχνότητες <1.25Hz, η $3^{η}$ κατηγορία για ενισχύσεις σε συχνότητες μεταξύ 1.25Hz-5Hz και η $4^{η}$ για ενισχύσεις σε όλο το εύρος συχνοτήτων μέχρι τα 5 Hz.

Για τις τέσσερις αυτές κατηγορίες υπολογίστηκε η μέση παράμετρος $κ_o$ για συχνότητες μεγαλύτερες από 5Hz, με παλινδρόμηση βασισμένη στην εξίσωση [36]. Για την $1^{η}$ κατηγορία υπολογίστηκε $κ_o$ =0.038±0.020, για την $2^{η}$ $κ_o$ =0.056±0.020, για την $3^{η}$ $κ_o$ =0.051±0.024 και για την $4^{η}$ $κ_o$ =0.052±0.017. Φαίνεται ότι η $1^{η}$ κατηγορία που αφορά του σταθμού που δεν παρουσίαζαν έντονες ενισχύσεις έχει μέσο $κ_o$=0.038, μικρότερη από τον μέσο όρο που υπολογίστηκε παραπάνω για όλα τα αντίστοιχα φάσματα ενίσχυσης (0.048) (Σχήμα 20) αλλά και από το μέσο όρο που υπολογίστηκε για όλα τα φάσματα των καταγραφών (0.050) (Σχήμα 22), σε αντίθεση με τις υπόλοιπες τρεις κατηγορίες που παρουσιάζουν μεγαλύτερη μέση τιμή του $κ_o$. Φαίνεται δηλαδή ότι η τιμή του $κ_o$ σχετίζεται με το επίπεδο ενίσχυσης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, παίρνοντας μικρότερη τιμή στις περιπτώσεις όπου η ενίσχυση δεν είναι έντονη και αφορά κυρίως σταθμούς εγκατεστημένους σε σκληρό έδαφος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

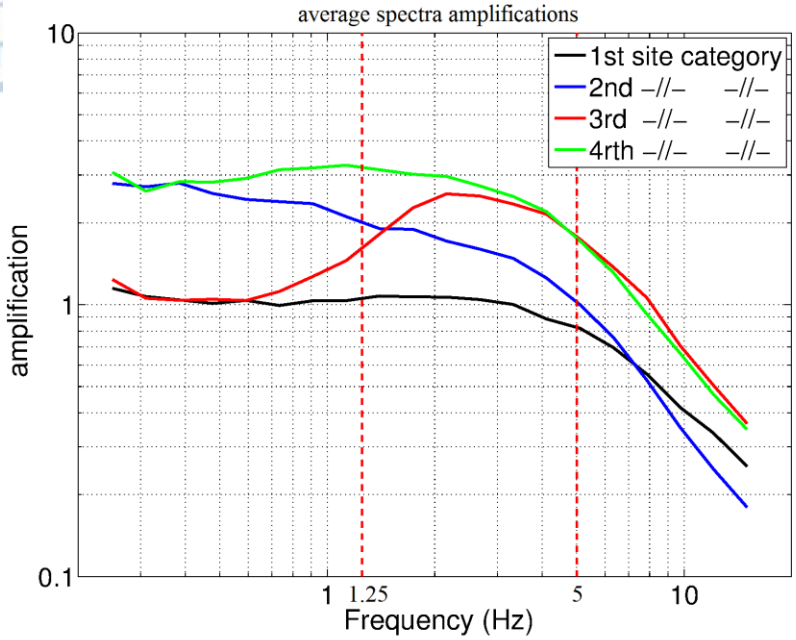


Σχήμα 26. Τα 112 φάσματα ενίσχυσης (μπλε) των σταθμών που εξετάστηκαν (Σχήμα 18), χωρισμένα σε 4 κατηγορίες βάση των σχετικών και απόλυτων ενισχύσεων που παρουσιάζουν σε εύρη συχνοτήτων μέχρι τα 5 Hz (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή), χωρισμένα από τη συχνότητα 1.25 Hz (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή), όπως αναφέρονται μέσα στο κείμενο. Η 1η κατηγορία αφορά σταθμούς που δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερα έντονη ενίσχυση σε καμία συχνότητα, σε αντίθεση με τις υπόλοιπες τρεις κατηγορίες. Με μαύρο χρώμα απεικονίζεται το μέσο υπολογισμένο φάσμα ενίσχυσης για κάθε μία κατηγορία συνοδευόμενο από την τυπική απόκλιση (διακεκομμένη μαύρη γραμμή), ενώ με πράσινη γραμμή απεικονίζεται η παλινδρόμηση βάση της εξίσωσης [36], για τον προσδιορισμό του μέσου κ_o.

Στο Σχήμα 27 απεικονίζονται τα τέσσερα μέσα φάσματα ενίσχυσης που υπολογίστηκαν παραπάνω (Σχήμα26) και διακρίνονται οι διαφορές τους στο σχήμα, στις απόλυτες τιμές, καθώς επίσης και η κλίση τους σε συχνότητες >5Hz, με την 1η κατηγορία να παρουσιάζει μικρότερο κο, και τις υπόλοιπες τρεις κατηγορίες να παρουσιάζουν παρόμοια κλίση.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γ
Α.Π

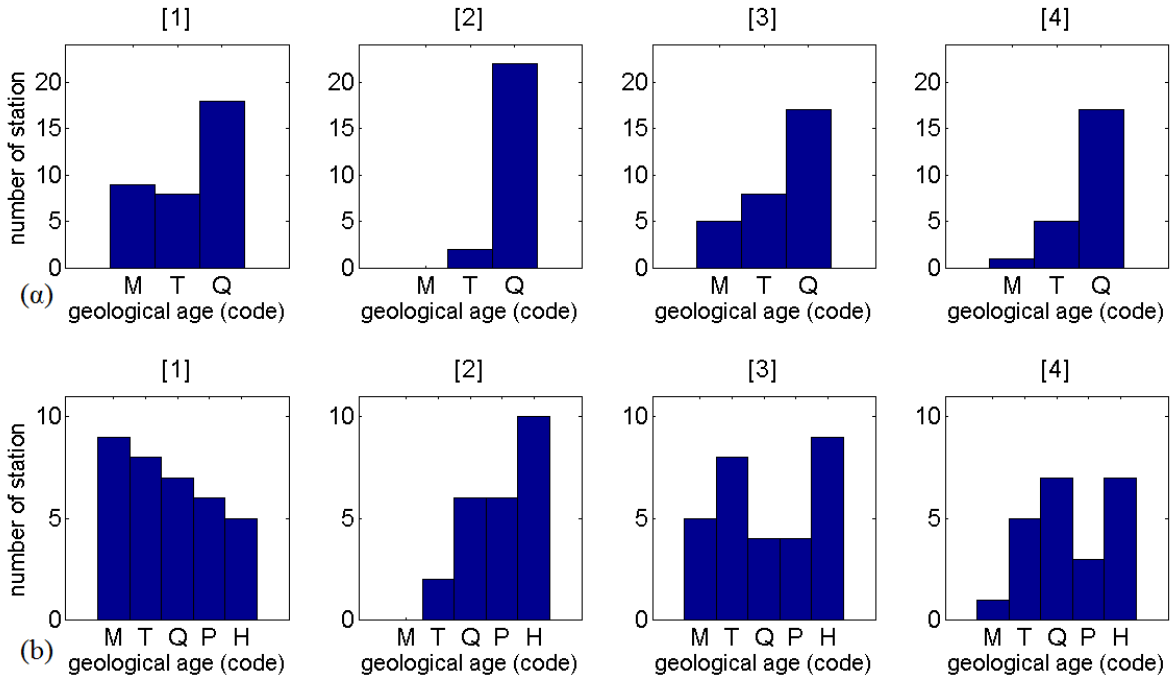


Σχήμα 27. Οι μέσες φασματικές τιμές των ενισχύσεων όπως προέκυψαν στο Σχήμα 26 για τις 4 κατηγορίες.

Γνωρίζοντας την επιφανειακή γεωλογία από γεωλογικούς χάρτες 1:50.000 και την ηλικία όπως αυτή αναφέρεται (Παράρτημα 2), τα πετρώματα χαρακτηρίζονται από ηλικίες Μεσοζωικού αιώνα (M), Τριτογενούς (T), Τεταρτογενούς (Q) και ορισμένα από αυτά χωρίζονται περαιτέρω σε δύο υποκατηγορίες του Τεταρτογενούς (Q), το Πλειστόκαινο (P) και το Ολόκαινο (H). Οι ηλικίες αναφέρονται από τη μεγαλύτερη προς τη μικρότερη. Στο Σχήμα 28α φαίνεται ότι για τις τρεις κατηγορίες ([1], [2], [3]) οι οποίες παρουσιάζουν έντονες ενισχύσεις, οι θέσεις χαρακτηρίζονται κυρίως από πετρώματα ηλικίας τεταρτογενούς (Q), τα νεότερα δηλαδή πετρώματα, ενώ η $1^{η}$ κατηγορία παρότι δεν αποτελείται αποκλειστικά από πετρώματα μεγαλύτερης ηλικίας, τα μισά χαρακτηρίζονται από πετρώματα μεγαλύτερης ηλικίας. Οι κατανομές αυτές δεν αποτελούν απόδειξη της συσχέτισης της γεωλογικής ηλικίας με τα επίπεδα της ενίσχυσης, αλλά είναι μία ένδειξη ότι τα η γεωλογική ηλικία και η ενίσχυση σε μία θέση δεν είναι ασυσχέτιστα. Στο Σχήμα 28b, η κατηγορία των Τεταρτογενών χωρίζεται στις δύο επιμέρους κατηγορίες που αναφέρθηκαν παραπάνω, για όσες θέσεις είχαν χαρακτηριστεί.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 28. Κατανομή των σταθμών με τη γεωλογική ηλικία (Μεσοζωικός (M), Τριτογενές (T), Τεταρτογενές (Q), Πλειστόκαινο (P) και Ολόκαινο (H)), για κάθε μία από τις 4 κατηγορίες (Σχήμα 26). Οι ηλικίες P και H αποτελούν υποκατηγορίες του Q.

4.6.2 ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΣ ΛΟΓΟΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΠΡΟΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ (HVSR)

Για την εφαρμογή της μεθόδου του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) στην εργασία αυτή, χρησιμοποιήθηκαν τα εξομαλυμένα φασματικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν και στην μέθοδο της αντιστροφής, χωρίς ωστόσο να εφαρμοστεί το κριτήριο που αφορά το πλήθος των καταγραφών που αντιστοιχούν σε κάθε σεισμό και σε κάθε σταθμό. Το κριτήριο αυτό δεν κρίθηκε απαραίτητο να χρησιμοποιηθεί, λόγω της φύσης της μεθόδου, η οποίο όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, δεν εμπεριέχει συσχέτιση μεταξύ των σταθμών, μελετώντας τους ανεξάρτητα. Οι 112 σταθμοί για τους οποίους προέκυψαν τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου είναι εκείνοι (Παράρτημα 2) που μελετήθηκαν και με τη μέθοδο της αντιστροφής για τις 20 συχνότητες μελέτης (Πίνακας 2).

Λόγω του ότι η πλειονότητα των θέσεων δεν έχει μελετηθεί μέχρι στιγμής με κάποια άλλη μέθοδο, οι απόλυτες τιμές της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης δεν μπορούν να επιβεβαιωθούν, ή να διαψευσθούν σε σύγκριση με ήδη υπάρχουσες τιμές, παρά μόνο πλέον με τα αποτελέσματα της μεθόδου της αντιστροφής. Βέβαια, οι σχετικές ενισχύσεις που παρουσιάζουν οι διάφορες

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

συχνότητες με την μέθοδο HVSR, εμπεριέχουν μεγάλο βαθμό αξιοπιστίας, ειδικότερα όσον αφορά τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα της θέσης, δηλαδή τη συχνότητα, ή το εύρος συχνοτήτων, που παρουσιάζουν έντονη ενίσχυση σε σχέση με τις υπόλοιπες συχνότητες (μεταξύ άλλων ***Theodulidis and Bard 1995***, ***Lachet et al. 1996***, ***Bonilla et al. 1997, Yamazaki and Ansary 1997, Raptakis et al. 1998, Dimitriou et al. 1998, Triantafyllidis et al. 1999, Haghshenas et al., 2008, Papadopoulos et al. 2016***). Οι παραπάνω μελέτες συγκρίνουν τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου με τη μέθοδο SSR, ή οποία αποτελεί στην ουσία ένα αξιόπιστο μέτρο σύγκρισης των πραγματικών ενισχύσεων για μεγάλο εύρος συχνοτήτων και επιβεβαιώνουν την αξιοπιστία της μεθόδου ειδικότερα στην εκτίμηση της κυρίαρχης συχνότητας.

Οι θέσεις *ARS1, DRA2, FLO2, GTH2, HER1, HER2, HER3, IGM2, ITE1, JAN2, KAL3, KAR2, KLV1, KMT1, KMV1, KRI1, KYM1, LMN1, LMS2, LYXR1, MOS1, NPS1, PET1, PIR2, SFIR, SFK1,SFL1, SIT2, STL1, VAS2, VOL2, VOL3* (Παράρτημα 2, Σχήμα 18) παρουσιάζουν εμφανώς ορισμένες δεσπόζουσες συχνότητες, σε αντίθεση με τις θέσεις *ARE2, ATH5, KLV1, KNS2, KOZ2, KRI1, KSS1, KYP2, LEO1, NAX1, NMA1, PER1, PIR1, PIR3, RLN1, SEIS, SIA1, VSK,* οι οποίες όπως έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω, στην επιλογή των σταθμών αναφοράς, δεν παρουσιάζουν κάποια έντονη ενίσχυση μέχρι τουλάχιστον τα 4 Hz, γεγονός το οποίο αποτελεί ένδειξη ότι είναι τοποθετημένοι σε σκληρό πέτρωμα. Η υπόθεση αυτή ενισχύεται από τα αποτελέσματα της εργασίας των ***Theodoulidis and Bard (1995***), οι οποίοι χρησιμοποιώντας την ίδια μέθοδο για γνωστές θέσεις μόνιμων επιταχυνσιογράφων στον Ελληνικό χώρο και στην Ταϊβάν, εγκατεστημένους σε βράχο, παρατηρούν σε συχνότητες <5 Hz ενίσχυση μικρότερη από 3, ενώ για συχνότητες μεταξύ 5-8 Hz, στις ίδιες θέσεις παρατηρούν μεγαλύτερες ενισχύσεις, οι οποίες πιθανό οφείλονται σε επιφανειακή διάβρωση του βράχου.

Από την ίδια μελέτη και την εφαρμογή της μεθόδου HVSR σε επιταχυνσιογράφους εγκατεστημένους σε αλλουβιακές αποθέσεις, παρατηρείται έντονη ενίσχυση (>3) στις συχνότητες 1-4 Hz, ενώ για μεγαλύτερες συχνότητες η ενίσχυση δεν είναι το ίδιο μεγάλη. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τα φάσματα ενίσχυσης που προέκυψαν από τη μέθοδο HVSR και τη μέθοδο SSR για έναν σταθμό σε αλλουβιακές αποθέσεις να τέμνονται στις συχνότητες μεταξύ 4-5 Hz, με το φάσμα της μεθόδου SSR να έχει μεγαλύτερες τιμές ενίσχυσης σε συχνότητες < 4Hz. Το ίδιο αποτέλεσμα προκύπτει και από τους ***Raptakis et al.*** (***1998***) οι οποίοι μελέτησαν επιταχυνσιογραφήματα στην λεκάνη της Μυγδονίας (EUROSEISTEST) κοντά στην πόλη της Θεσσαλονίκης, για αντίστοιχες συχνότητες 0.6-5 Hz και 5-15 Hz. Τα αποτελέσματά τους είναι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

συγκρίσιμα και με τα συνθετικά φάσματα ενίσχυσης που προέκυψαν από μονοδιάστατη προσωμοίωση. Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, η επιλογή των 18 σταθμών που εκτιμήθηκαν ως σταθμοί αναφοράς, μέσω της μεθόδου HVSR στην εργασία αυτή, φαίνεται ότι είναι ενθαρρυντική, αφού δεν παρουσιάζουν εκείνα τα χαρακτηριστικά των σταθμών οι οποίοι είναι εγκατεστημένοι σε αλλουβιακές αποθέσεις.

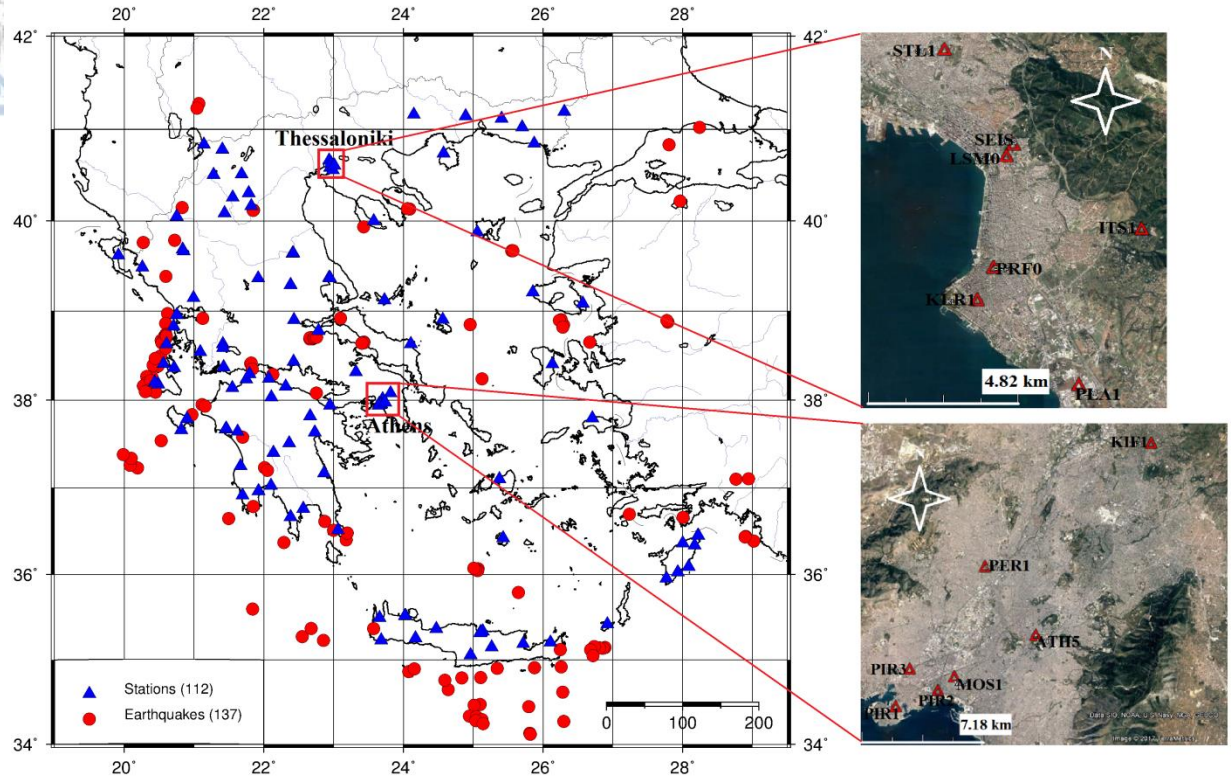
4.6.3 ΤΥΠΙΚΟΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΣ ΛΟΓΟΣ (SSR)

Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε σε εκείνους τους σταθμούς, όπου σε κοντινή σχετικά απόσταση υπήρχε σταθμός αναφοράς, δηλαδή σταθμός για τον οποίο ήταν γνωστό ότι είναι εγκατεστημένος σε σκληρό πέτρωμα και ότι οι ενισχύσεις που παρουσιάζει τείνουν να έχουν τιμή κοντά στη μονάδα. Είναι σαφές ότι για να εφαρμοστεί η μέθοδος αυτή, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η ύπαρξη αντίστοιχων καταγραφών σε κάθε σταθμό που εξετάζεται και στον σταθμό αναφοράς. Οι λόγοι SSR υπολογίστηκαν για την ενιαία οριζόντια συνιστώσα [31], αλλά και για την κατακόρυφη, ανεξάρτητα (Παράρτημα 5). Τα περιοριστικά κριτήρια που εφαρμόστηκαν σχετικά με την αξιοπιστία στην χρήση των καταγραφών, είναι δύο. Το πρώτο κριτήριο είναι εκείνο που εφαρμόστηκε και στις καταγραφές της μεθόδου HVSR, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, σε σχέση με την ελάχιστη υποκεντρική (20km) και το μήκος του κύματος που αντιστοιχεί στην μικρότερη συχνότητα μελέτης (0.25 Hz) και το δεύτερο αφορά την ελάχιστη υποκεντρική απόσταση σε σχέση με την απόσταση του σταθμού μελέτης και του σταθμού αναφοράς. Η ελάχιστη αυτή απόσταση επιλέχθηκε να είναι 10 φορές μεγαλύτερη από την μεταξύ τους απόσταση, όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφάλαιο 2.3.

Οι σταθμοί οι ***SEIS*** και ***ATH5*** στην πόλη της Θεσσαλονίκης και της Αθήνας αντίστοιχα (Σχήμα 29), είναι οι μόνοι δύο σταθμοί για τους οποίους είναι γνωστό ότι είναι εγκατεστημένοι σε επιφανειακή εμφάνιση του συμπαγούς υποβάθρου, ενώ παράλληλα υπάρχουν κοντινοί σταθμοί σε αυτούς, για τους οποίους μπορεί να εφαρμοστεί η μέθοδος αυτή. Οι σταθμοί αυτοί είναι οι*: KLR1, LSM0, ITS1, PLA1, PRF0, STL1* και οι *KIF1, MOS1, PER1, PIR1, PIR2, PIR3,* στην Θεσσαλονίκη και στην Αθήνα, αντίστοιχα (Σχήμα 29).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 29. Τοποθεσία της πόλης της Θεσσαλονίκης (επάνω) και της Αθήνας (κάτω), με τους εγκατεστημένους επιταχυνσιογράφους, αντίστοιχα (Εικόνες από Google Earth), που χρησιμοποιήθηκαν στη μέθοδο SSR (τυπικός λόγος φασμάτων).

Βέβαια, είναι απαραίτητο να αναφερθεί, ότι η συνάρτηση της εδαφικής ενίσχυσης στις δύο θέσεις αναφοράς (SEIS, ATH5), δεν είναι γνωστή με απόλυτες τιμές και έτσι η χρήση τους ως σταθμοί αναφοράς, εμπεριέχει μία σχετική αβεβαιότητα. Ωστόσο μέσω της μεθόδου HVSR που αναφέρθηκε παραπάνω, οι υπολογισμένες τιμές για τους δύο αυτούς σταθμούς, επιβεβαιώνουν τη σχετικά «επίπεδη» μορφή της φασματικής ενίσχυσης, με τιμές κοντά στο 1, τουλάχιστον μέχρι τη συχνότητα των 4-5 Hz. Το αποτέλεσμα αυτό ενισχύει την επιλογή τους ως σταθμούς αναφοράς.

Τα αποτελέσματα τόσο της οριζόντιας, όσο και της κατακόρυφης συνιστώσας υποδεικνύουν σε όλους του σταθμούς από τους 12 που εξετάζονται, πέρα των PIR1, PIR3, PER1 και KIF1, ότι πρόκειται για σταθμούς εγκατεστημένους σε αλλουβιακές αποθέσεις, αφού παρουσιάζουν σχετικά έντονες ενισχύσεις. Οι 4 σταθμοί που αναφέρθηκαν παραπάνω δεν παρουσιάζουν έντονες ενισχύσεις υποδηλώνοντας παρόμοιες γεωλογικές συνθήκες με τον σταθμό *ATH5*, που θεωρήθηκε ως σταθμός αναφοράς.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

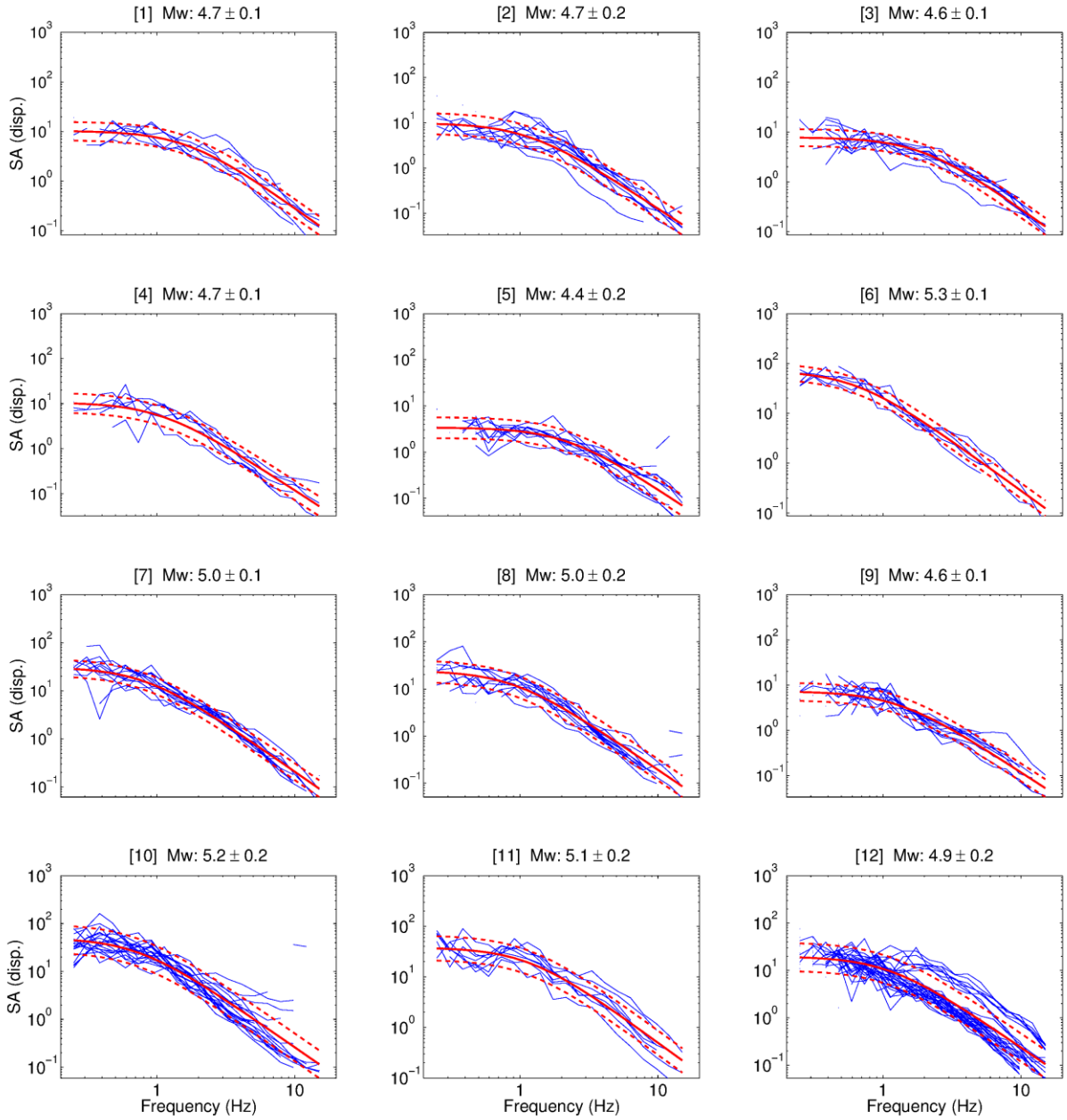
4.7 ΕΠΙΛΥΣΗ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Προκείμενου να ελεγχθεί η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων των παραμέτρων που προέκυψαν από την αντιστροφή, η παράμετρος $\boldsymbol{A_{ij}}$ [6] που αποτελείται από τα φασματικά δεδομένα της μετάθεσης, διορθώθηκε για τους παράγοντες της απόσβεσης $\boldsymbol{D}$(Q_s,α και γ) και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών $\boldsymbol{S_j}$, για την υποκεντρική απόσταση και συγκρίθηκε με το υπολογισμένο με την μέθοδο της αντιστροφής φάσμα $\boldsymbol{\Omega_i}$ της πηγής, για κάθε σεισμό $\boldsymbol{i}$. Στο Σχήμα 30 απεικονίζονται τα παραπάνω φάσματα καθώς και η τυπική απόκλιση του λογαρίθμου του φάσματος $\boldsymbol{\Omega_i}$ της σεισμικής πηγής για κάθε σεισμό υπολογισμένη σε σχέση με τα διορθωμένα φάσματα. Η τιμή της τυπικής αυτής απόκλισης, ανήχθη στην παράμετρο του μεγέθους της σεισμικής ροπής για κάθε σεισμό προσδιορίζοντας έτσι το εκ των υστέρων υπολογισμένο σφάλμα του μεγέθους το οποίο αναγράφεται στον τίτλο κάθε σχήματος (Σχήμα 30). Τα σφάλματα αυτά των παραμέτρου της σεισμικής πηγής, τείνουν να ακολουθούν κανονική κατανομή γύρω από την τιμή 0.245, με το 66% των τυπικών αυτών αποκλίσεων να βρίσκεται μεταξύ 0.201-0.288, και το 96% μεταξύ 0.158-0.332 (Σχήμα 31). Οι αντίστοιχες τιμές των σφαλμάτων του μεγέθους της σεισμική ροπής κυμαίνονταν μεταξύ 0.97-0.24 με μέση τιμή 0.163±0.029. Οι τιμές αυτές είναι σε πολύ καλή συμφωνία με την τυπική αβεβαιότητα (~0.2) των υπολογισμένων μεγεθών από τον Σ.Σ. του Α.Π.Θ., όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφ. 3.3, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εισόδου στο αρχικό μοντέλο της μεθόδου της αντιστροφής.

Έτσι, τόσο από τις τιμές των σφαλμάτων και την κατανομή τους (Σχήμα 31), όσο και από την εικόνα που παρουσιάζουν τα διορθωμένα φάσματα σε σχέση με το αντίστοιχο φάσμα της σεισμικής πηγής (Σχήμα 30) φαίνεται ότι η επίλυση με τη μέθοδο της αντιστροφής δίνει ένα αρκετά αξιόπιστο αποτέλεσμα των τιμών των παραμέτρων που εξετάζονται, συνοδευόμενο φυσικά από το εύρος διακύμανσής τους. Το ίδιο συμπέρασμα ενισχύεται και από την περισσότερο «λεπτομερή» κατανομή των αποκλίσεων κάθε φασματικής τιμής των διορθωμένων φασματικών λογαριθμικών τιμών από το υπολογισμένο φάσμα της πηγής $\boldsymbol{\Omega}$ (Σχήμα 32α, b), όπου οι τιμές κατανέμονται κανονικά γύρω από το μηδέν με τυπική απόκλιση 0.25. Ταυτόχρονα από την παραπάνω κατανομή των αποκλίσεων παρατηρείται ότι η κατανομή του σφάλματος δεν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

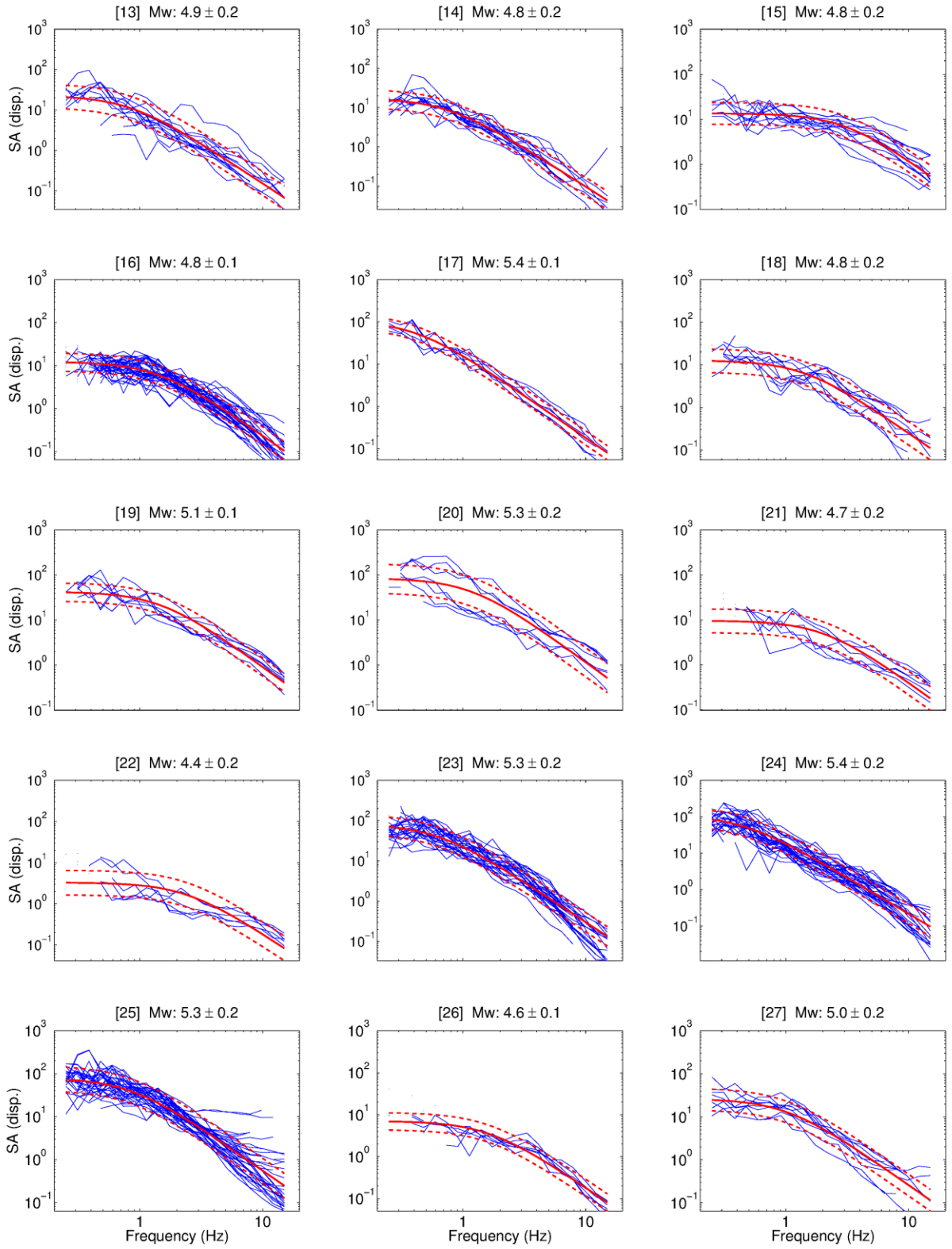
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια) Σύγκριση των διορθωμένων φασματικών δεδομένων Fourier (A_{ij}) της μετάθεσης (μπλε γραμμή) από τις παραμέτρους της απόσβεσης του δρόμου διάδοσης (D) και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών (S_j) για κάθε σεισμό i, με τα φάσματα της σεισμικής πηγής (Ω_i) (κόκκινη γραμμή) του ***Brune, (1970)*** [3], βάση των τιμών του μεγέθους σεισμικής ροπής M_{wi} και της γωνιακής συχνότητας (f_{ci}) που υπολογίστηκαν από τη μέθοδο της αντιστροφής. Επίσης, για τα διορθωμένα φασματικά δεδομένα, για κάθε σεισμό υπολογίστηκε η μέση τυπική απόκλιση (διακεκομμένη γραμμή) σε σχέση με το φάσμα της σεισμικής πηγής Η μέση αυτή τυπική απόκλιση ανήχθη στην παράμετρο του μεγέθους της σεισμικής ροπής, όπως φαίνεται στον τίτλο των σχημάτων, ως το εκ των υστερών υπολογισμένο σφάλμα των μεγεθών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

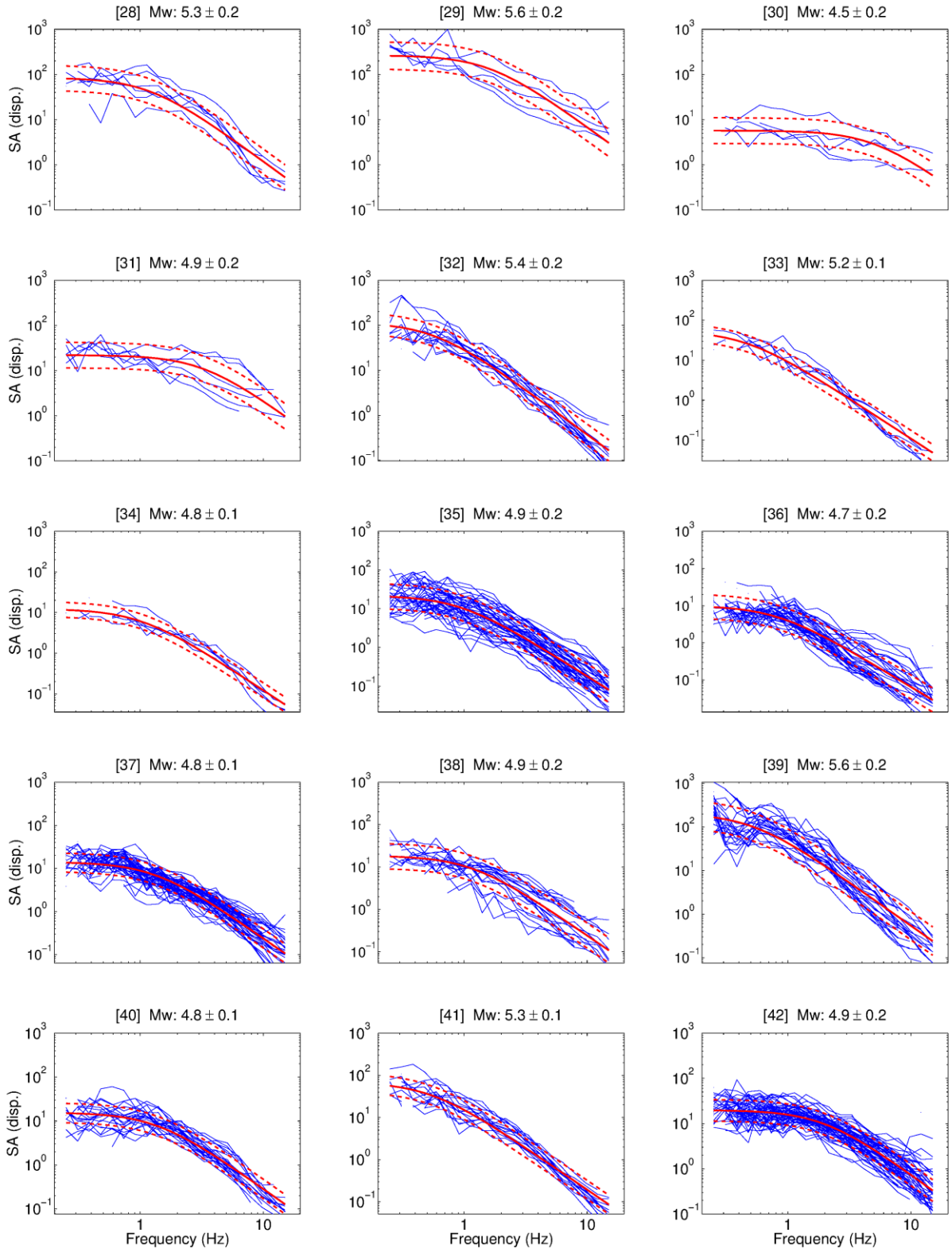
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

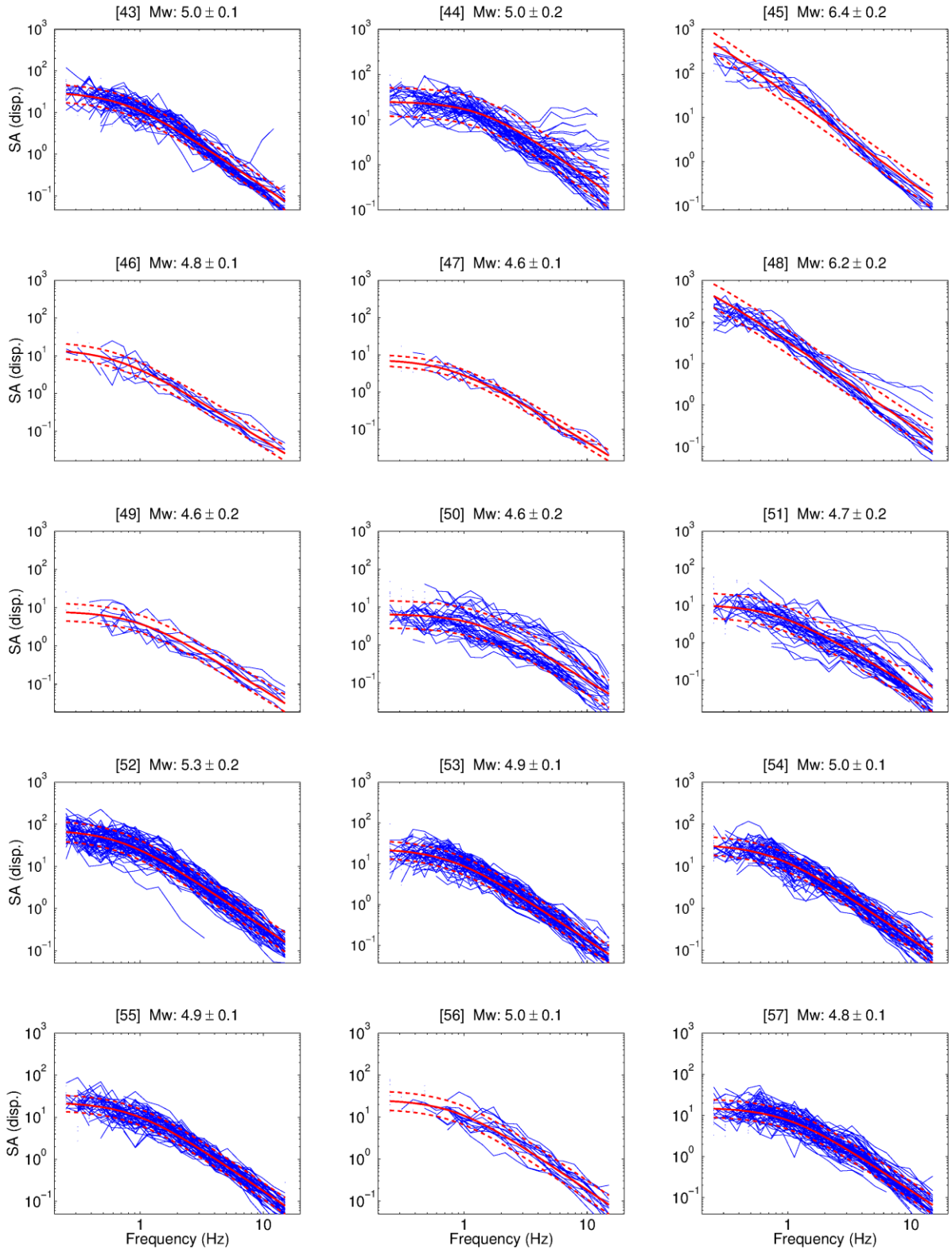
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

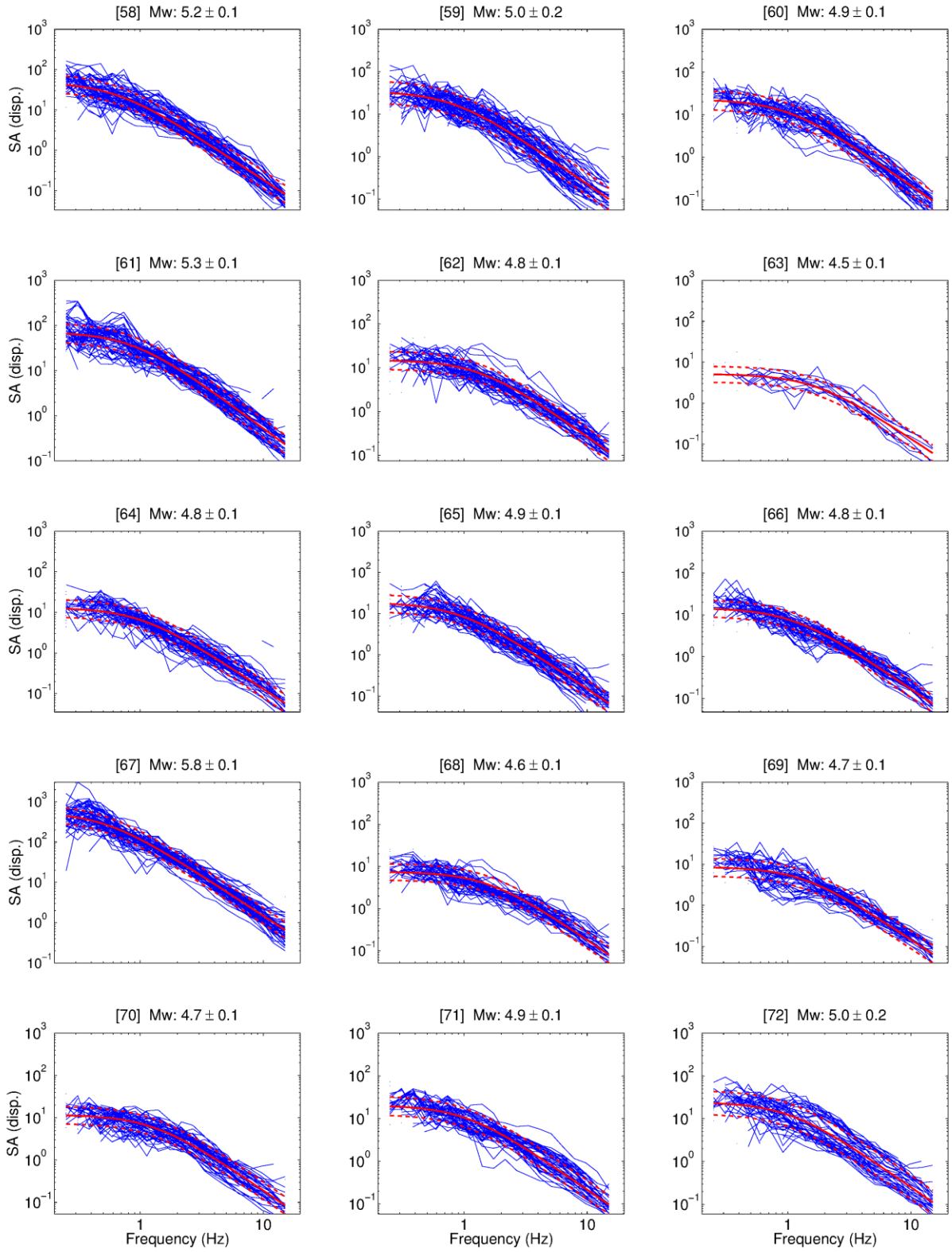
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

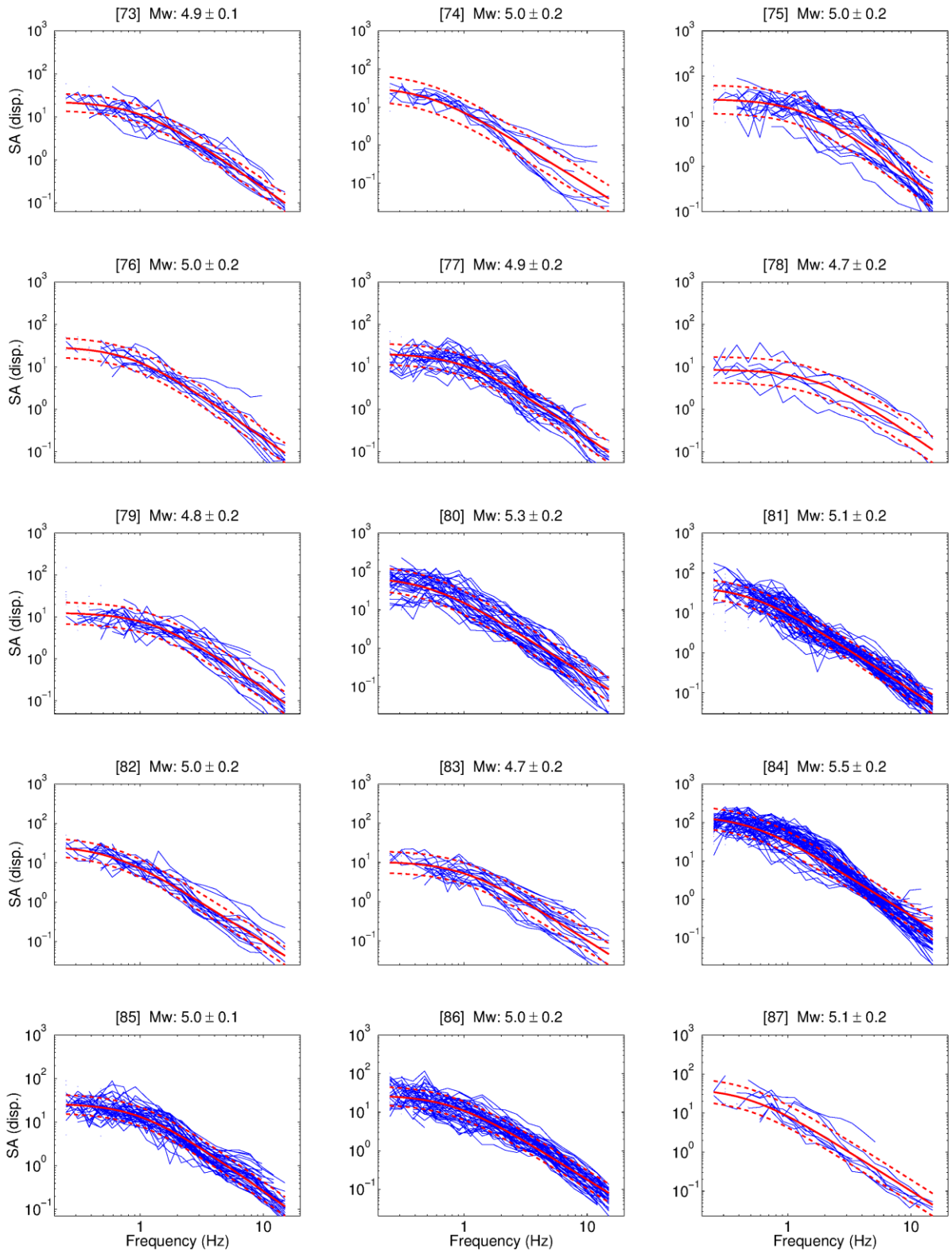
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

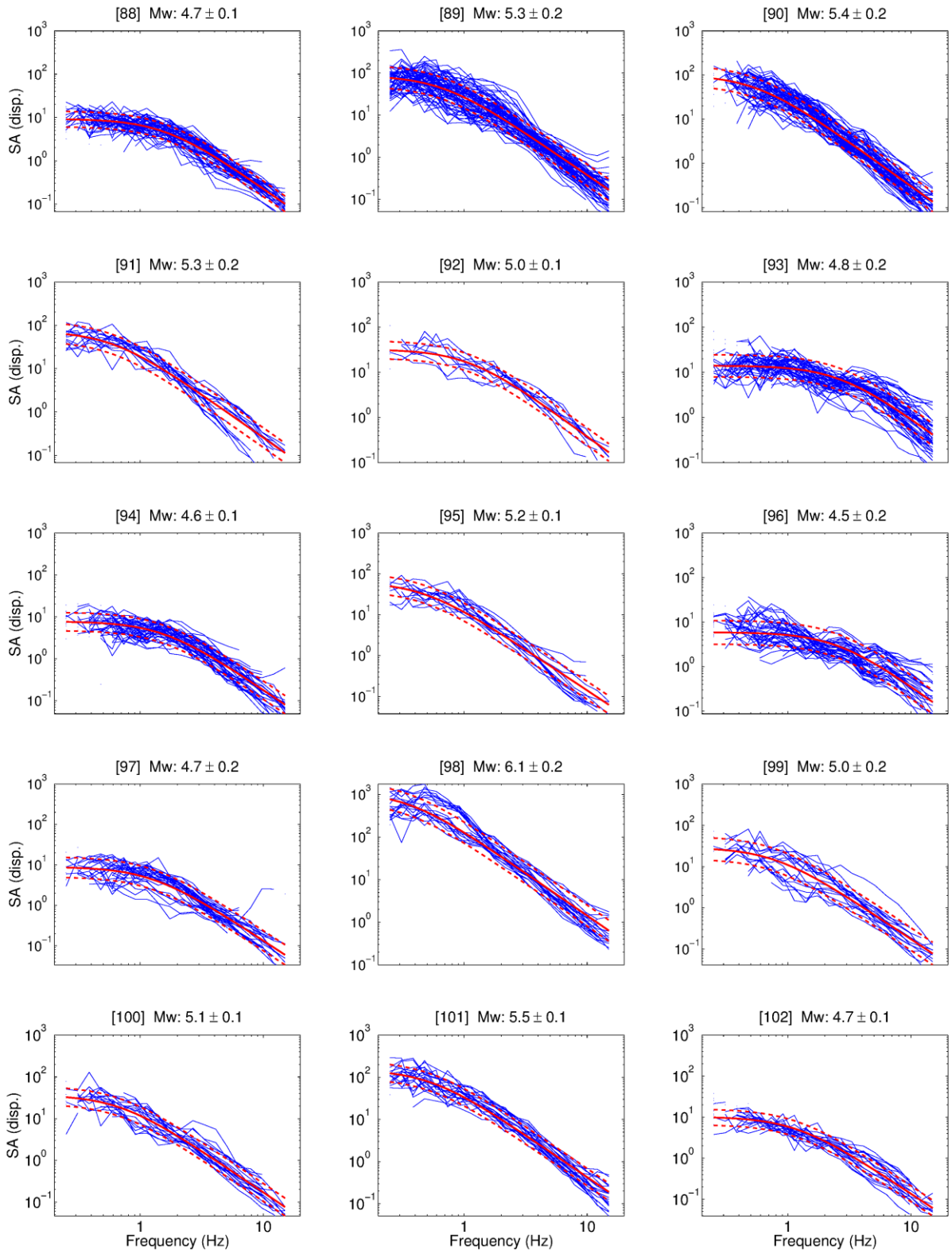
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

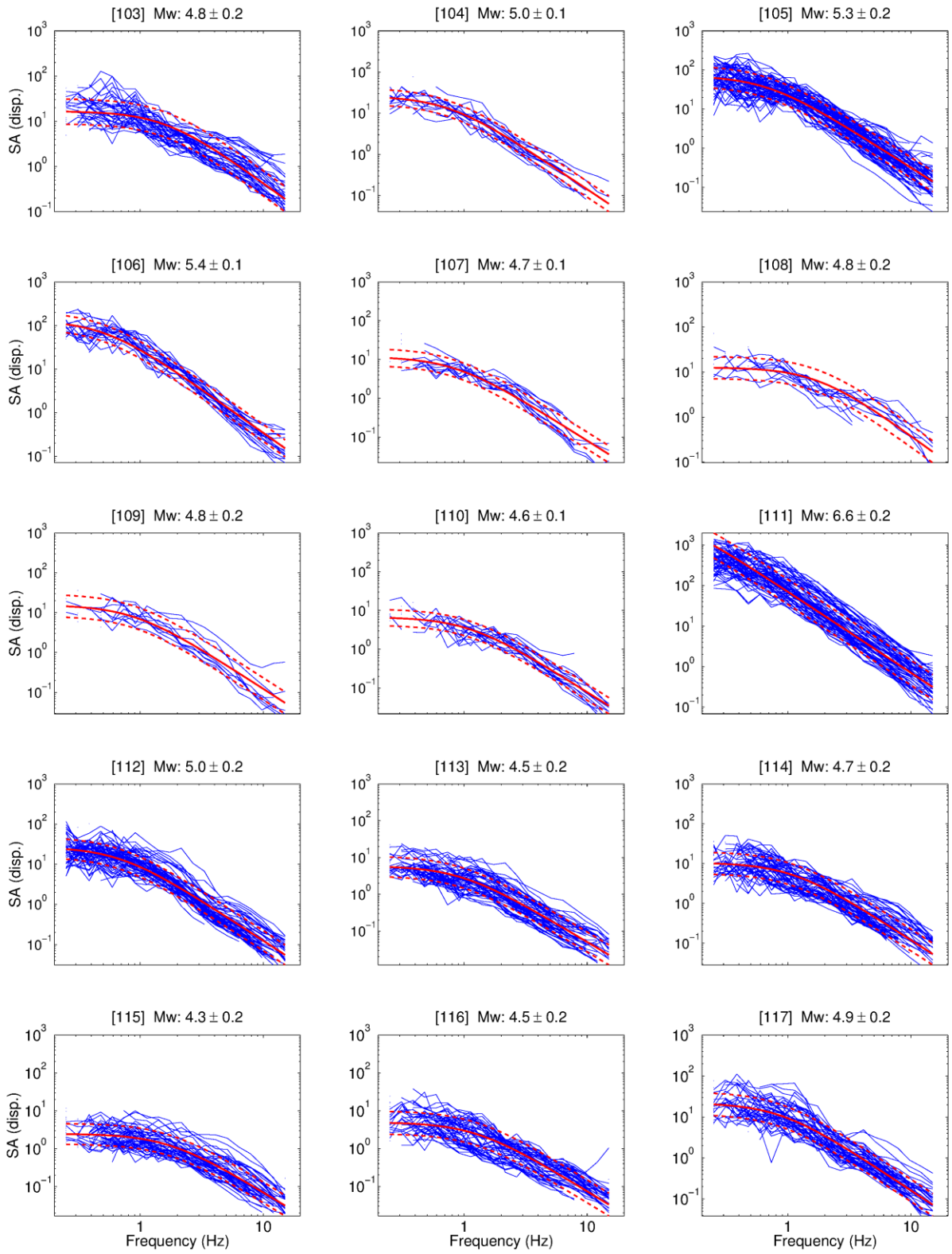
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

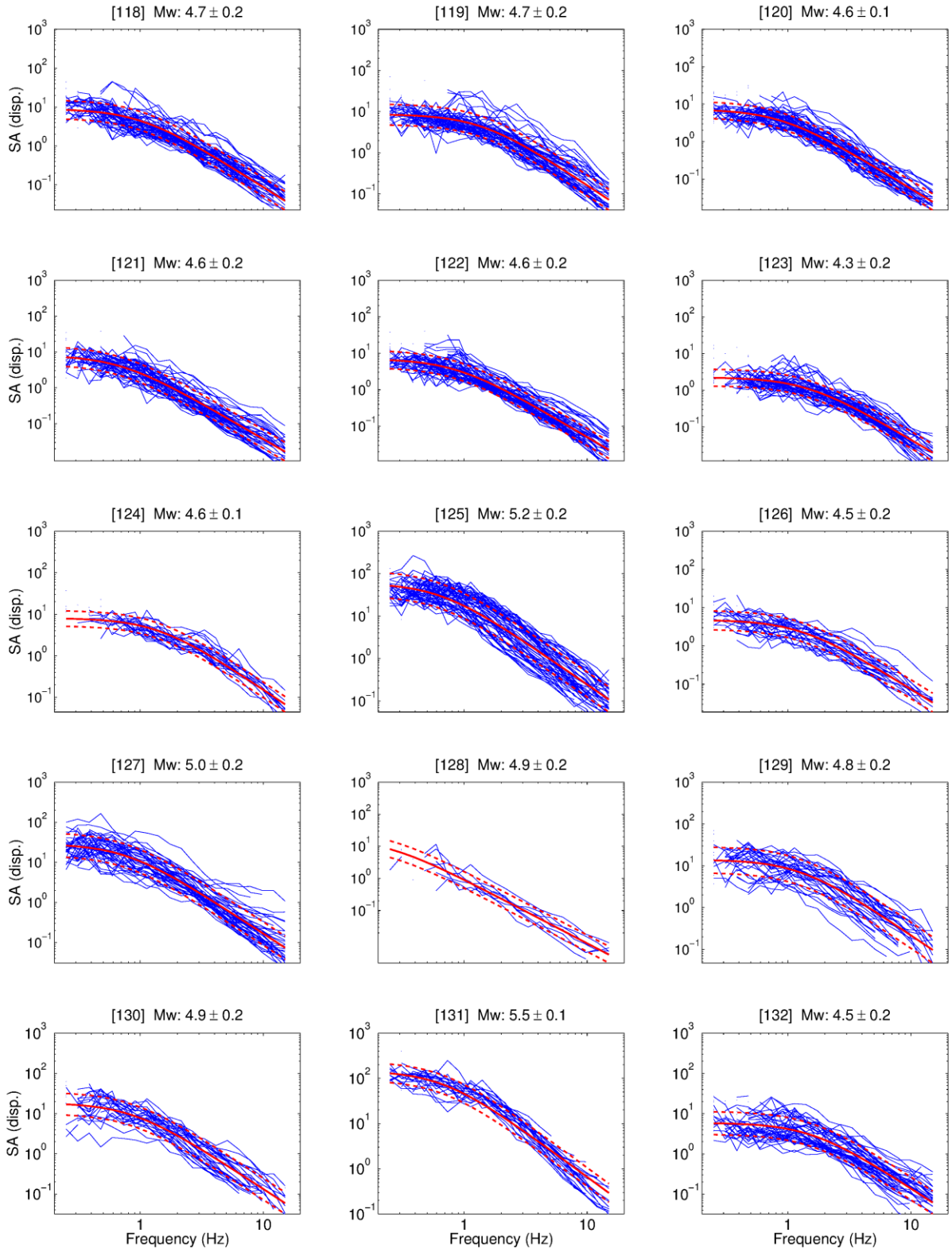
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

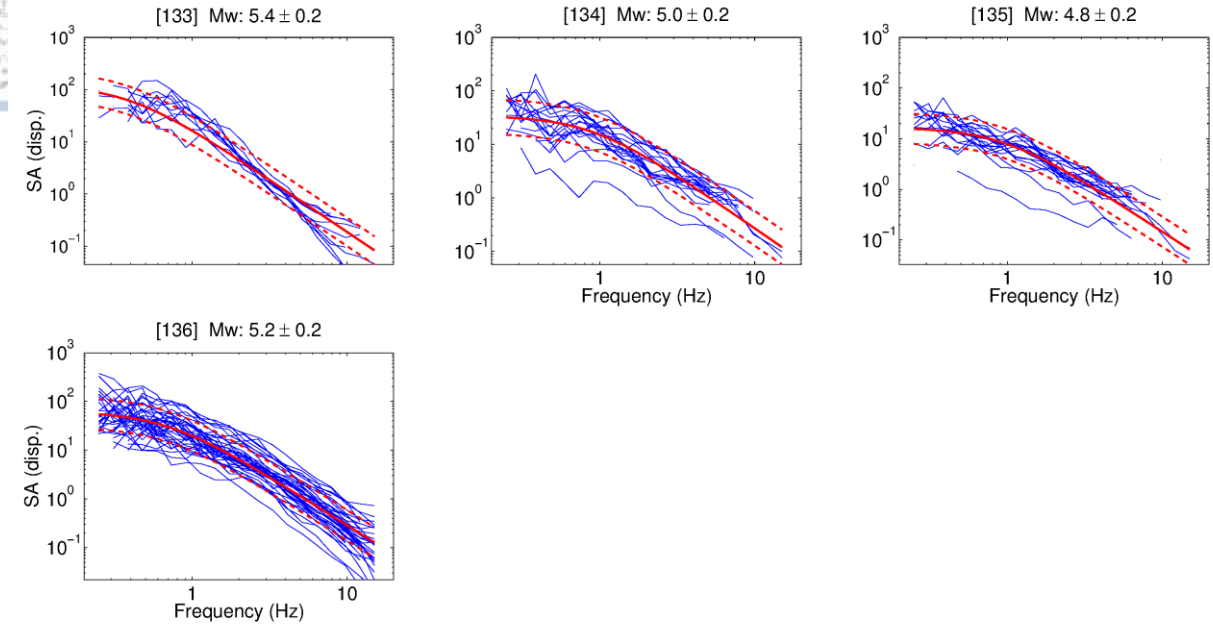
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 30. (Συνέχεια)

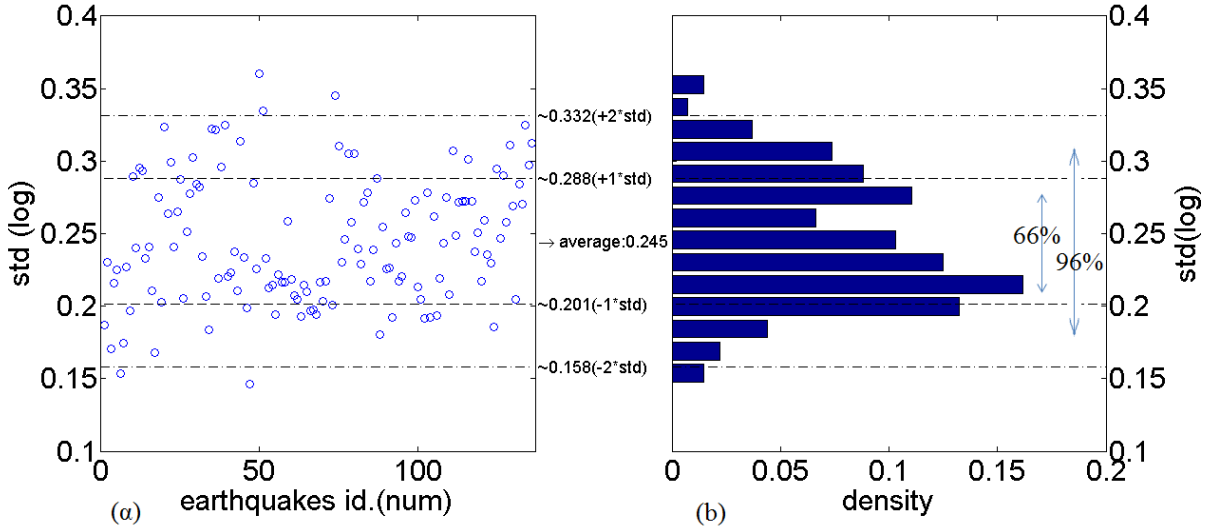
μεταβάλλεται με την υποκεντρική απόσταση, ενθαρρύνοντας την χρήση της μίας τιμής των παραμέτρων της απόσβεσης ανεξαρτήτως της υποκεντρικής απόστασης μέχρι τουλάχιστον τα 350 km. Φαίνεται ότι η χρήση μίας τιμής αυτών των παραμέτρων λαμβάνοντας υπόψη τις κατανομές των σφαλμάτων, αποτελεί μία αποδεκτή μέση λύση, των πραγματικών τιμών. Ωστόσο, σε ορισμένες περιπτώσεις η «ποικιλία» των διαφορετικών μοντέλων απόσβεσης είναι εμφανής όπως στις χαρακτηριστικές περιπτώσεις των σεισμών: 12, 50, 51, 72, 75, 78, 119 (Σχήμα 30), όπου φαίνεται τα δεδομένα να ικανοποιούνται τουλάχιστον για δύο διαφορετικά μοντέλα απόσβεσης.

Από την κατανομή των ίδιων σφαλμάτων για κάθε συχνότητα ξεχωριστά (Σχήμα 33), φαίνεται ότι η μέση τιμή της απόκλισης είναι σταθερή στο μηδέν, το οποίο υποδηλώνει ότι ο συνδυασμός του μοντέλου της σεισμικής πηγής του ***Brune (1970, 1971)*** με το ενιαίο μοντέλο απόσβεσης που χρησιμοποιήθηκε το οποίο μεταβάλλεται και με την συχνότητα ($Q(f)=Q_s*f^{-\alpha}$), καθώς και με τη χρήση της παραμέτρου της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, προσφέρει ένα «μέσο» αποτέλεσμα το οποίο προσεγγίζει ικανοποιητικά, το πραγματικό μοντέλο που ελέγχει τη γένεση, την απόσβεση και την ενίσχυση ενός σεισμού. Επίσης, από την ίδια κατανομή φαίνεται ότι παρότι η μέση τυπική απόκλιση για όλες της συχνότητες επιβεβαιώνεται ότι είναι 0.25, η τιμή αυτή για συχνότητες 0.25 – 0.5 Hz και 7.5 -15 Hz κυμαίνεται μεταξύ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

σ~0.26-0.28 και σ~0.26-0.32 αντίστοιχα, ενώ για συχνότητες 0.5 -7.5 Hz κυμαίνεται μεταξύ σ~0.22-0.25. Οι τιμές αυτές δεν διαφέρουν έντονα, ωστόσο δείχνουν μία τάση κυρίως των υψηλότερων συχνοτήτων (>9.5 Hz) να προσεγγίζονται δυσκολότερα από το συνολικό μοντέλο. Το αποτέλεσμα αυτό ενδεχομένως να οφείλεται στην επιρροή των φασματικών τιμών του χρονικού παραθύρου των S κυμάτων από τις αντίστοιχες τιμές του χρονικού παραθύρου του



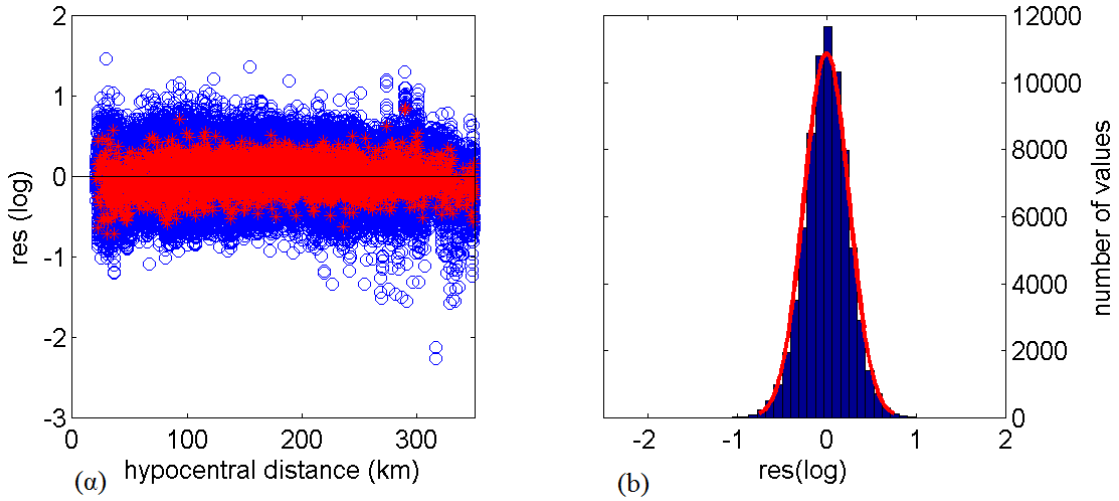
Σχήμα 31. Απεικόνιση της τυπικής απόκλισης (std) των λογαριθμικών τιμών του υπολογισμένου φάσματος της σεισμικής πηγής Ω_i, από τα διορθωμένα φασματικά δεδομένα A_{ij} (Σχήμα 30) για τους 136 σεισμούς **(α)** και κατανομή της πυκνότητας των τιμών αυτών **(b)**. Οι τυπικές αυτές αποκλίσεις, είναι το σφάλμα των μεγεθών σεισμικής ροπής M_{wi} που αναγράφονται στους τίτλους κάθε σχήματος στο Σχήμα 21.

θορύβου, παρά τη χρήση του κριτηρίου σύγκρισης (3 προς 1) των τιμών αυτών αντίστοιχα. Στο Σχήμα 34 από την κατανομή των αποκλίσεων σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση, για κάθε συχνότητα μεμονωμένα, φαίνεται η αύξηση αυτή των αποκλίσεων σε συχνότητες >9.75 Hz είναι σε υποκεντρικές αποστάσεις > 250 km, που ενισχύει την άποψη ότι οι τιμές αυτές οφείλονται ενδεχομένως στην επίδραση του θορύβου που σε εκείνες τις αποστάσεις είναι της ίδια τάξης μεγέθους με την καταγραφή του σεισμού. Η αύξηση αυτή, μπορεί επίσης να είναι αποτέλεσμα της αδυναμίας του συνδυασμού των μοντέλων της σεισμικής πηγής, της απόσβεσης και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών να προσεγγίσουν το πραγματικό φυσικό μοντέλο που ελέγχει την γένεση και τη διάδοση (απόσβεση –ενίσχυση) των κυμάτων, στις υψηλές συχνότητες και σε μεγάλες υποκεντρικές αποστάσεις. Ωστόσο είναι σαφές ότι το αποτέλεσμα αυτό δεν είναι κυρίαρχο, με τα σφάλματα να κατανέμονται κατά κύριο λόγο με παρόμοιο τρόπο

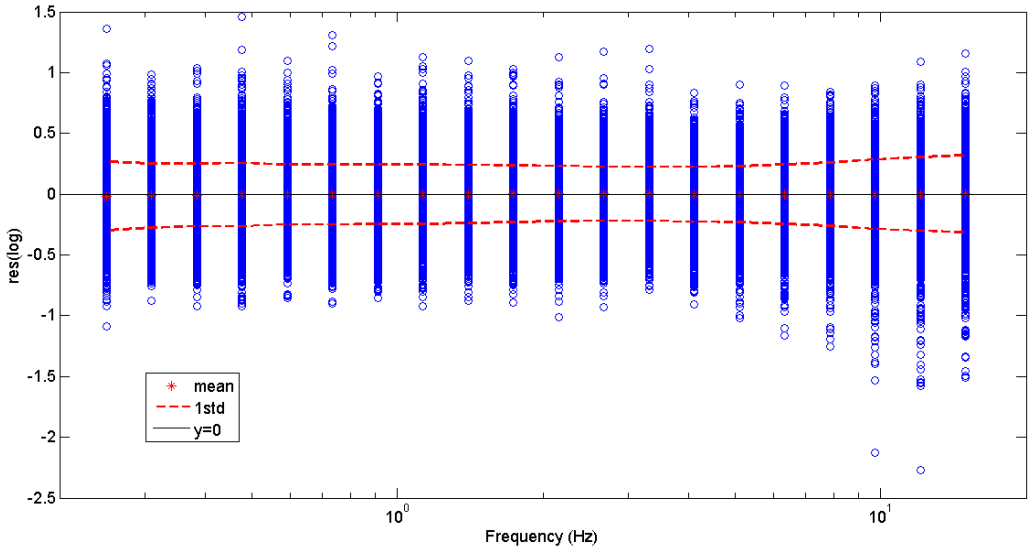
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

για κάθε συχνότητα, ενθαρρύνοντας έτσι την χρήση μίας τιμής των παραμέτρων της απόσβεσης για όλο το δείγμα, τουλάχιστον μέχρι το σημείο όπου το σφάλμα μεγέθους σεισμικής ροπής κάθε σεισμού να προσδιορίζεται κατά μέσο όρο σε 0.25.



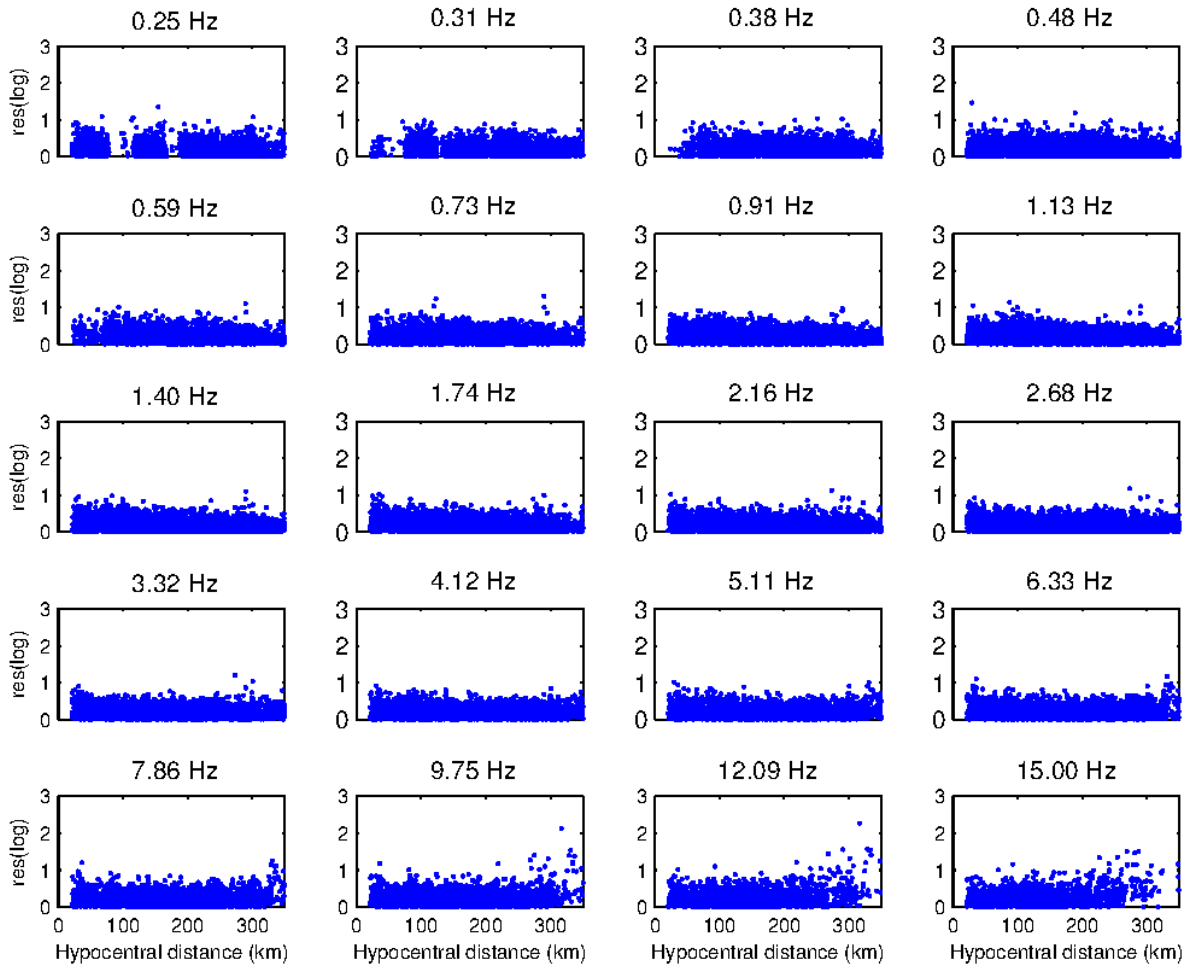
Σχήμα 32. (α) Σύγκριση της απόκλισης κάθε φασματικής τιμής (μπλε κύκλοι) των διορθωμένων φασμάτων (Σχήμα 29) από τις αντίστοιχες τιμές των υπολογισμένων φασμάτων της σεισμικής πηγής (Ω_i) σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των καταγραφών καθώς και της μέσης τιμής των αποκλίσεων κάθε φάσματος (κόκκινοι αστερίσκοι) και (b) κατανομή του πλήθους του συνόλου των αποκλίσεων (μπλε κύκλοι) (b).



Σχήμα 33. Κατανομή της απόκλισης κάθε φασματικής τιμής (μπλε κύκλοι) των διορθωμένων φασμάτων (Σχήμα 30) από τις αντίστοιχες τιμές των υπολογισμένων φασμάτων της σεισμικής πηγής (Ω_i), σε συνάρτηση με τη συχνότητα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 34. Κατανομή της απόκλισης κάθε φασματικής τιμής (μπλε κύκλοι) των διορθωμένων φασμάτων (Σχήμα 30) από τις αντίστοιχες τιμές των υπολογισμένων φασμάτων της σεισμικής πηγής (Ω_i), με την υποκεντρική απόσταση, για κάθε συχνότητα μεμονωμένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η εργασία αυτή αποτέλεσε μία μελέτη προσδιορισμού των παραμέτρων της σεισμικής πηγής (M_w, f_c), των παραμέτρων της απόσβεσης (γ, Q και α) και των τοπικών εδαφικών ενισχύσεων, για πληθώρα σεισμών που συνέβησαν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο και περιφερειακά αυτού. Οι καταγραφές επιταχυνσιογράφων που χρησιμοποιήθηκαν, είναι αποτέλεσμα της διέγερσης 136 επιφανειακών σεισμών στον Ελληνικό χώρο, με μεγέθη $4.2 \leq M_w \leq 6.5$. Οι παράμετροι που υπολογίσθηκαν με τη μέθοδο της μη-γραμμικής αντιστροφής, φαίνεται ότι βρίσκονται σε καλή συμφωνία με εκείνες που υπολογίστηκαν από αντίστοιχες μελέτες εφαρμόζοντας άλλες μεθόδους, μέσα σε ορισμένο εύρος αβεβαιότητας, προσδίδοντας έτσι έναν πρώτο ποιοτικό χαρακτηρισμό της αξιοπιστίας της που εφαρμόστηκε στον μεγάλο αριθμό δεδομένων (4.204 καταγραφές, 20 συχνότητες, 112 σταθμοί, 136 σεισμοί).

Πιο συγκεκριμένα όσον αφορά τη σεισμική πηγή, το μεγαλύτερο ποσοστό των αποτελεσμάτων της παραμέτρου του μεγέθους της σεισμική ροπής M_w (Σχήμα 14α) παρέμεινε μέσα στο πλαίσιο της μίας τυπικής απόκλισης από το μέγεθος που δόθηκε στο αρχικό μοντέλο (Παράρτημα 1), με τις υπολογισμένες τιμές γωνιακών συχνοτήτων f_c για κάθε σεισμό (Σχήμα 14b) να ακολουθούν μία γραμμική τάση σε σχέση με τα υπολογισμένα M_w [34] παρόμοια με εκείνη που έχει προσδιορισθεί από τον ***Brune (1970)*** [21]. Επίσης οι εκ των υστέρων υπολογισμένες τιμές της παραμέτρου της πτώσης τάσης (Δσ) που προτάθηκε από τον ***Brune (1970)*** [35] (Σχήμα 14b, 15), κυμαίνονται στο πλαίσιο μία τυπικής απόκλισης, μεταξύ 17 – 166 bar με μέση τιμή 54 bar σε πολύ καλή συμφωνία με προηγούμενες μελέτες, που πραγματοποιήθηκαν για σεισμούς στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο (***Margaris and Hatzidimitriou, 2002***, ***Margaris and Boore, 1998***).

Ακόμη, όσον αφορά τις τιμές των παραμέτρων της απόσβεσης, υπολογίστηκε για τη γεωμετρική απόσβεση (geometrical spreading) (δεύτερο σκέλος [4]) γ=1.146 και για την ανελαστική απόσβεση Q_s=97.6 και α=0.666, τιμές οι οποίες επιβεβαιώνουν την σχετικά μεγάλη απόσβεση που έχει υπολογιστεί από άλλες αντίστοιχες μελέτες για τον Ελληνικό χώρο (μεταξύ άλλων ***Hatzimitriou et al. (1993)***, ***Hashida et al. (1998)***, ***Kovatchev et al. (1991)***, ***Papazachos (1992)***, ***Polatidis et al. (2003)***). Οι τιμές αυτές φαίνεται από τις κατανομές των εκ των ύστερων υπολογισμένων αποκλίσεων των διορθωμένων τιμών των φασμάτων από τα υπολογισμένα φάσματα σεισμικής πηγής (Σχήμα 30, 31, 32, 33), ότι αποτελούν μία ικανοποιητική μέση λύση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

του πραγματικού μοντέλου συνοδευόμενη από μέσο σφάλμα 0.245 για κάθε σεισμό. Από χαρακτηριστικές περιπτώσεις στο Σχήμα 30 είναι σαφές ότι οι τιμές της απόσβεσης μπορούν να διαφέρουν για κάθε καταγραφή, εξαρτώμενες φυσικά από τον δρόμο διάδοσης. Το σφάλμα των παραπάνω τριών τιμών των παραμέτρων της απόσβεσης προέκυψε ιδιαίτερα μικρό για κάθε μία από τις τρεις παραμέτρους, το οποίο ωστόσο ίσως δεν αποτελεί αντιπροσωπευτική τιμή σε σχέση με τις πραγματικές τιμές αυτών, και οφείλεται στον τρόπο επίλυσης της αντιστροφής με την διαδικασία της γραμμικοποίησης γύρω από δοσμένο αρχικό μοντέλο.

Μέρος της διακύμανσης των διορθωμένων φασματικών δεδομένων, από τα υπολογισμένα φάσματα των σεισμικών πηγών (Σχήμα 30), μπορεί να οφείλεται και στην έλλειψη παραμέτρων που αφορούν ιδιότητες της σεισμικής πηγής (μηχανισμός γένεσης, κατευθυντικότητα διάρρηξης κ.α.), οι οποίες φυσικά επηρεάζουν σε ένα βαθμό την καταγραφή της ισχυρής κίνησης και το παραγόμενο φάσμα Fourier σε κάθε θέση. Επίσης οι τιμές των εδαφικών ενισχύσεων ***S*(*f*)**, διαμορφώνουν σαφώς τα φασματικά δεδομένα και μέρος της παραπάνω διακύμανσης ενδέχεται να οφείλεται στην εκτίμησή τους και στον προσδιορισμό των σφαλμάτων τους. Οι τιμές της παραπάνω παραμέτρου ***S*(*f*)**, υπολογίστηκαν από την αντιστροφή (Σχήμα 18), και φαίνεται να βρίσκονται σε αρκετά καλή συμφωνία με την εκτίμηση της ίδιας παραμέτρου από την μέθοδο HVSR (φασματικός λόγος οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας) και από την μέθοδο SSR (τυπικός λόγος φασμάτων) , σε ότι αφορά της σχετικές ενισχύσεις των συχνοτήτων, αλλά και τις εκτιμήσεις των δεσποζουσών συχνοτήτων (ιδιοσυχνότητες) της κάθε θέσης. Παρότι σε ορισμένες περιπτώσεις οι απόλυτες ενισχύσεις έχουν παρόμοια αποτελέσματα, η μέθοδος HVSR, σύμφωνα με πληθώρα μελετών (μεταξύ άλλων, ***Theodulidis and Bard 1995, Seekins et al. 1996***, ***Lachet et al. 1996, Raptakis et al. 1998, Dimitriu et al. 1998, Dimitriu et al. 1999, Dimitriu 2000, Theodulidis, 2006, Haghshenas et al., 2008, Papadopoulos et al. 2016***), δεν θεωρείται αξιόπιστη στον προσδιορισμό των απόλυτων τιμών και έτσι η σύγκριση σε τέτοιο επίπεδο ενδέχεται να μην προσφέρει επαρκή συμπεράσματα. Ωστόσο, η παρατηρημένη ικανοποιητική συμφωνία του φασματικού σχήματος, αλλά και οι συγκρίσιμες τιμές απόλυτης ενίσχυσης, αποτελούν μία επιπλέον ένδειξη ρεαλιστικής επίλυσης της αντιστροφής.

Μπορεί να υποτεθεί ότι οι φασματικές ενισχύσεις σε κάθε θέση, αποτελούν στην πραγματικότητα συντελεστές διόρθωσης, οι οποίοι φυσικά επηρεάζονται από τις πραγματικές ενισχύσεις των καταγραφών, με σκοπό τον ιδανικότερο συνδυασμό μεταξύ των παραμέτρων της πηγής και του δρόμου διάδοσης, για τη βέλτιστη αντιστροφή του συστήματος των εξισώσεων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η υπόθεση αυτή επιβεβαιώνεται από τα υπολογισμένα φάσματα ενίσχυσης των σταθμών της Θεσσαλονίκης, τα οποία παρουσιάζουν σταθερά απόσβεση στις περισσότερες συχνότητες. Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι σταθμοί αυτοί είναι συγκεντρωμένοι και σχετικά απομονωμένοι από το υπόλοιπο δείγμα, με τους δρόμους διάδοσης των καταγραφών τους να μην είναι κοινοί με άλλους, η σύγκρισή τους με τα αντίστοιχα αρκετά αξιόπιστα αποτελέσματα της μεθόδου SSR, τα οποία παρουσιάζουν πιθανόν τις πραγματικές ενισχύσεις δείχνει τη σταθερή διαφορά (υποεκτίμηση) στις απόλυτες ενισχύσεις, υποδεικνύοντας ότι το μέσο μοντέλο απόσβεσης που υπολογίστηκε δεν ικανοποιεί το πραγματικό μοντέλο εκείνης της περιοχής το οποίο ενδεχομένως προκαλεί μεγαλύτερη απόσβεση. Αυτή η επιπλέον πραγματική απόσβεση, συνυπολογίζεται στην παράμετρο $\boldsymbol{S_j}$, η οποία δρα πιθανόν διορθωτικά, διατηρώντας βέβαια τον υπολογισμό των σχετικών ενισχύσεων μεταξύ των συχνοτήτων.

Επίσης, σχετικά με τον προσδιορισμό των φασματικών ενισχύσεων σε κάθε θέση, παρατηρείται, συστηματικά η μείωση της ενίσχυσης, ή ακόμη και απόσβεση, σε συχνότητες (>~5 Hz). Το αποτέλεσμα αυτό, έρχεται σε συμφωνία με τη γενικότερη παρατήρηση της απόσβεσης για τις υψηλές κυρίως συχνότητες, πάνω από μία $\boldsymbol{f_{max}}$ (***Hanks, 1982***), που ερμηνεύεται σε κάθε θέση μεμονωμένα μέσω της παραμέτρους $\boldsymbol{\kappa_o}$ (***Anderson and Hough, 1984***). Η παράμετρος αυτή φαίνεται ότι δεν έχει αμελητέο ρόλο στην επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στις υψηλές συχνότητες (μεταξύ άλλων, ***Dimitriou et al. 2001, Margaris and Hatzidimitriou, 2002, Ktenidou et al. 2013)***, η ενσωμάτωση της οποίας προτείνεται σε μελλοντικά μοντέλα αντιστροφής.

Αφού ολοκληρώθηκε η επίλυση της αντιστροφής, και επιδιώκοντας την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων με έμμεσο τρόπο, επιλέχθηκε να εξεταστούν δύο σεισμοί στον Ελληνικό χώρο με μεγέθη $4.5 \leq M_w \leq 6.5$, οι οποίοι δεν συμπεριελήφθησαν στο δείγμα μελέτης, προσδιορίζοντας τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής και συγκρίνοντάς τα με τα αντίστοιχα που προέκυψαν από τον Σεισμολογικό σταθμό του Α.Π.Θ. και το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Ε.Α.Α. Για τους σεισμούς αυτούς συλλέχθησαν οι καταγραφές στους σταθμούς μελέτης της εργασίας σε υποκεντρικές αποστάσεις $20km \leq R \leq 350km$ και υπολογίστηκαν τα φάσματα Fourier της ισχυρής κίνησης, η οποία επιλέχθηκε με τον ίδιο τρόπο όπως και για τα δεδομένα της εργασίας. Τα φασματικά αυτά δεδομένα διορθώθηκαν για τον παράγοντα της απόσβεσης $D(r_{ij}, f)$ [4], [5] και την παράμετρο των τοπικών εδαφικών ενισχύσεων $\boldsymbol{s_{jk}}$, βάση της εξίσωσης [7], ανάγοντάς τα ουσιαστικά στην σεισμική πηγή (R_{Hyp}=0 km).Για τα διορθωμένα πλέον φασματικά δεδομένα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

υπολογίστηκε η παράμετρος της σεισμικής ροπής M_o και η γωνιακή συχνότητα. Για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιήθηκε η επαναληπτική μέθοδος μη γραμμικής αντιστροφής Gauss-Newton, που χρησιμοποιήθηκε και ως κύρια μέθοδος κατά τη διάρκεια της εργασίας για τον προσδιορισμό των ζητούμενων παραμέτρων. Η επιλογή της μεθόδου έγινε αφού το πρόβλημα θεωρείται μη γραμμικό, με αρχικές τιμές M_w=5.5 και f_c=1.0 για 5 επαναλήψεις.

Οι σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν είναι ο εκείνος που συνέβη στα Ιωάννινα στις 16/10/2016 και ώρα 02:21:04 με μέγεθος σεισμικής ροπής M_w=5.0, όπως προσδιορίσθηκε από τον Σ.Σ. του Α.Π.Θ και το Γ.Ι. του Ε.Α.Α. και ο σεισμός Νότια της Λέσβου στις 12/6/2017 και ώρα 12:28:39 με M_w=6.3, όπως προσδιορίσθηκε επίσης από τον Σ.Σ. του Α.Π.Θ και το Γ.Ι. του Ε.Α.Α. Χρησιμοποιήθηκαν 55 ενιαία οριζόντια φάσματα Fourier καταγραφών για τον πρώτο σεισμό και 48 για τον δεύτερο (Παράρτημα 7). Τα διορθωμένα φάσματα όπως προέκυψαν (Παράρτημα 8) προσδιορίζουν μέγεθος σεισμικής ροπής M_w=4.9± 0.2 και M_w=6.1±0.2 για τους δύο σεισμούς, αντίστοιχα, με γωνιακές συχνότητες f_c=1.08 και f_c=0.2. Φαίνεται ότι τα μεγέθη εκτιμήθηκαν σε αρκετά καλή συμφωνία με αυτά που προσδιορίσθηκαν από ανεξάρτητες μεθόδους από δύο διαφορετικά σεισμολογικά κέντρα, ενισχύοντας την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων της εργασίας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Παράρτημα 1. Στοιχεία (**Α**ύξων **Α**ριθμός του Αρχικού δείγματος των σεισμών που αξιολογήθηκε για την χρήση του και του Τελικού δείγματος που χρησιμοποιήθηκε, **χρόνος γένεσης**, **γεωγραφικό πλάτος** και **μήκος** του επικέντρου , **εστιακό βάθος**, **τοπικό μέγεθος** (M_L),**μέγεθος σεισμικής ροπής** (M_W) όπως προέκυψε από του καταλόγους του Α.Π.Θ., **συνολικό πλήθος καταγραφών**, **πλήθος καταγραφών** με υποκεντρική απόσταση ≥20 km, καθώς και υπολογισμένα από την αντιστροφή: μέγεθος σεισμικής ροπής **Mw**, γωνιακής συχνότητα **fc** και πτώση τάσης **Δσ** (εξίσωση [35]) των σεισμών, οι καταγραφές των οποίων χρησιμοποιήθηκαν στο αρχικό δείγμα και σε εκείνο που προέκυψε μετά από την εφαρμογή των περιοριστικών κριτηρίων (τελικό δείγμα). Με έντονους αριθμούς (bold) παρουσιάζονται οι σεισμοί για τους οποίους τα μεγέθη σεισμικής ροπής (M_w) προέκυψαν από τους μηχανισμούς γένεσης που υπολογίστηκαν από το Σ.Σ. του Α.Π.Θ., ενώ τα υπόλοιπα προέκυψαν έμμεσα από την εξίσωση [27], όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 3.

A/A (A)	A/A (T)	Χρόνος γένεσης σεισμού	Γεωγρ. Πλάτος (°)	Γεωγρ. Μήκος (°)	Εστ. Βάθος (km)	ML	M_W (c)	Πλήθος καταγραφών 0-350 km	Πλήθος καταγραφών 20-350 km	Mw (inv)	fc (Hz) (inv)	Δσ (bar)
1	-	20100808_090028	40.56	23.58	5	4.5	**4.3**	3	3	-	-	-
2	-	20100812_022306	39.615	27.542	18	5.1	5.1	4	4	-	-	-
3	-	20101003_152059	34.9716	26.5146	17	5	**5.3**	2	2	-	-	-
4	-	20101009_190450	38.152	22.72	1	4.5	4.5	3	3	-	-	-
5	-	20101017_175505	39.39	20.6	15	4.6	**4.4**	5	5	-	-	-
6	-	20101025_074044	34.859	23.557	1	4.5	4.5	1	1	-	-	-
7	-	20101103_025127	40.4132	26.2962	14	5.1	**5.3**	4	4	-	-	-
8	-	20101111_200801	37.842	27.354	1	4.5	4.5	4	4	-	-	-
9	1	20101218_060541	37.228	20.19	7	4.8	4.8	6	6	4.7	1.7	140.5
10	2	20110222_203702	38.85	24.956	13	4.5	4.5	12	12	4.7	1.17	42.6
11	3	20110316_160724	38.453	20.486	1	4.5	4.5	10	10	4.6	1.98	165.3
12	4	20110403_235339	35.596	21.84	1	4.5	4.5	6	6	4.7	1.08	37
13	5	20110415_031829	36.614	22.873	6	4.5	4.5	10	10	4.4	2.23	103.5
14	6	20110508_065024	36.6752	27.2161	17	5.3	**5.2**	5	5	5.3	0.66	52.8
15	-	20110519_203903	34.393	23.724	11	4.6	4.6	2	2	-	-	-
16	7	20110525_232750	37.9114	21.1121	14	5.1	**5.1**	12	12	5	0.84	50.9
17	8	20110526_125618	37.931	21.157	1	4.7	4.7	11	11	4.9	0.91	49
18	-	20110527_172430	35.786	23.548	1	4.7	4.7	1	1	-	-	-
19	9	20110601_171858	36.37	22.287	11.4	4.5	4.5	12	12	4.6	1.31	44.6
20	-	20110618_145720	35.455	27.755	1	4.8	4.8	2	2	-	-	-
21	10	20110719_071314	37.3929	20.1755	15	5.1	**5.1**	20	20	5.2	0.73	53.5
22	11	20110725_175721	40.8244	27.7474	12	5.1	**5.1**	8	8	5.1	1.18	172.7
23	12	20110807_143534	38.41	21.812	1	4.7	4.7	33	33	4.9	1.12	76.6
24	13	20110814_010502	37.231	22.009	1	4.6	4.6	13	13	4.9	0.84	37.3

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

25	-	20110913_161934	34.666	23.802	11	4.6	4.6	1	1	-	-	-
26	14	20110914_033528	37.2	22.052	1	4.5	4.5	16	16	4.8	0.77	21.3
27	-	20110927_120821	34.4	23.779	1	4.7	4.7	1	1	-	-	-
28	15	20111106_205650	35.79	25.647	11	5	5	13	13	4.8	3.14	1157.5
29	16	20111110_172540	38.4	21.82	7	4.7	**4.6**	41	40	4.7	1.42	94.8
30	17	20111123_121754	34.2821	25.0778	11	5.2	**5.5**	6	6	5.4	0.43	22.6
31	18	20111205_081728	38.847	26.294	10	4.7	4.7	10	10	4.8	1.46	107.4
32	19	20120126_042459	36.0468	25.0538	22	5.2	**5.2**	7	7	5.1	1.51	407.9
33	20	20120127_013324	36.0558	25.0866	19	5.3	**5.4**	7	7	5.3	1.2	411.3
34	21	20120128_105055	36.05	25.04	11	4.7	**4.7**	6	6	4.7	2.12	255.1
35	22	20120129_095506	36.08	24.97	11	4.6	**4.6**	6	6	4.4	2.48	142.8
36	23	20120214_013439	40.1465	24.0754	12	5	**5.2**	29	29	5.3	0.63	54.2
37	-	20120220_063439	38.098	27.469	8	4.6	4.6	1	1	-	-	-
38	24	20120304_033108	40.1696	24.0348	8	5	**5.3**	32	32	5.4	0.45	27.5
39	25	20120416_112342	36.719	21.6011	30	5.2	**5.7**	35	35	5.3	0.86	138.5
40	26	20120423_221534	34.901	25.343	10	4.6	4.6	6	6	4.6	1.66	89.6
41	27	20120501_144828	38.65	26.67	4	4.5	**4.7**	9	9	5	1.02	76.2
42	28	20120607_205421	40.8459	27.9342	8	5.3	**5**	6	6	5.3	1.23	428.7
43	29	20120610_124417	36.3847	28.9676	32	5.9	**6.1**	5	5	5.7	1.65	3339.9
44	-	20120610_124937	36.439	28.911	10	4.8	4.8	4	4	-	-	-
45	30	20120614_164607	36.386	29.018	5	4.5	4.5	5	5	4.5	5.12	2157.2
46	31	20120625_130530	36.44	28.91	17	4.8	**4.7**	6	6	4.9	3.29	2207.7
47	-	20120718_193721	34.287	25.247	11	4.5	4.5	2	2	-	-	-
48	32	20120912_032747	34.8285	24.0647	30	5.2	**5.4**	14	14	5.4	0.58	62.3
49	33	20120921_084739	35.26	22.51	6	4.9	**4.9**	6	6	5.2	0.46	14.7
50	34	20120921_153916	35.369	22.679	10	4.6	4.6	5	5	4.8	1.02	36.1
51	35	20120922_035224	38.08	22.74	7	4.9	**5.1**	45	45	4.9	0.93	48.4
52	36	20120922_061557	40.15	20.83	8	4.5	**4.6**	39	38	4.7	0.83	15.5
53	37	20121023_152042	38.97	20.62	12	4.6	**4.8**	55	53	4.8	1.34	91.9
54	38	20121126_173541	36.66	28.006	1	4.8	4.8	20	20	4.9	1.17	81.6
55	39	20130108_141608	39.6681	25.5372	11	5.9	**5.8**	25	25	5.6	0.53	83.9
56	40	20130113_085515	39.67	25.57	9	4.6	**4.5**	23	23	4.8	1.39	116.1
57	-	20130215_144255	40.33	23.93	8	4.7	**4.5**	2	2	-	-	-
58	-	20130217_031256	37.33	20.74	6	4.9	**5.1**	3	3	-	-	-
59	41	20130406_112608	34.8226	24.1079	32	5.1	**5.3**	15	15	5.3	0.54	30.5
60	42	20130409_033627	36.5011	23.0159	18	5	**4.6**	59	58	4.9	1.99	436.5
61	-	20130516_030203	36.9935	28.4128	17	4.5	**5**	1	1	-	-	-
62	43	20130523_140905	38.66	20.56	4	4.7	**4.7**	48	47	5	0.75	35.6
63	44	20130606_115348	36.8244	21.8841	42	5.1	**5**	50	49	5	1.47	224.9
64	45	20130615_161103	34.4507	25.044	22	5.6	**6.3**	11	11	6.4	0.09	7.7
65	46	20130615_162857	34.336	24.945	1	4.8	4.8	8	8	4.8	0.63	10.5

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

66	-	20130615_165935	34.378	25.066	1	4.5	4.5	4	4	-	-	-
67	47	20130615_172206	34.328	25.047	1	4.5	4.5	5	5	4.6	0.79	10.4
68	48	20130616_213905	34.4242	25.1864	25	5.7	**6.1**	17	17	6.2	0.13	12
69	49	20130619_190508	34.282	25.037	1	4.7	4.7	9	9	4.6	0.96	20
70	50	20130702_104522	40.12	21.86	8	4.6	**4.7**	40	40	4.6	1.36	45.4
71	51	20130703_132823	40.12	21.85	7	4.6	**4.8**	38	38	4.7	0.82	15.9
72	52	20130807_090652	38.6885	22.6952	1	5.2	**5.4**	71	71	5.3	0.71	72.8
73	53	20130807_134432	38.7023	22.6593	1	4.7	**5**	64	64	4.9	0.78	31.1
74	54	20130809_114923	38.703	22.691	1	4.9	4.9	56	56	5	0.77	40.6
75	55	20130809_131010	38.702	22.659	1	4.7	4.7	55	55	4.9	0.9	45.2
76	56	20130908_045927	34.79	25.11	9	4.8	**4.7**	14	14	5	0.86	46.3
77	57	20130916_144240	38.68	22.71	6	4.5	**4.6**	64	64	4.8	1	43.4
78	58	20130916_150114	38.7062	22.729	8	4.9	**5.3**	66	66	5.2	0.64	35.6
79	59	20131112_180928	38.92	23.1	10	4.8	**4.9**	69	69	5	0.83	53.9
80	60	20140111_041257	37.8338	20.9713	1	4.7	**5**	52	51	4.9	1.01	63
81	-	20140126_145924	38.297	20.372	10	4.5	4.5	4	4	-	-	-
82	61	20140126_184508	38.2313	20.3768	2	5.3	**5.4**	67	66	5.3	0.88	132.4
83	62	20140126_211535	38.145	20.352	8	4.7	4.7	52	51	4.8	1.37	107.9
84	63	20140128_051254	38.252	20.4	10	4.5	4.5	12	12	4.5	1.67	66.3
85	64	20140130_110618	38.414	20.444	1	4.5	4.5	58	58	4.8	1.02	38.7
86	65	20140201_081404	38.72	22.74	6	4.6	**4.6**	62	61	4.9	0.92	39
87	66	20140201_163338	38.176	20.305	3	4.5	4.5	57	56	4.8	1.1	54.1
88	67	20140203_030844	38.2665	20.323	10	5.8	**6**	67	64	5.8	0.53	224.2
89	68	20140206_192100	38.17	20.33	9	4.5	**4.7**	55	52	4.6	1.6	84.4
90	69	20140209_082259	38.186	20.349	9	4.5	4.5	52	49	4.7	1.35	59.1
91	70	20140212_103431	38.195	20.32	8	4.6	4.6	59	57	4.7	1.31	73
92	71	20140214_033832	38.16	20.28	6	4.5	**4.8**	52	50	4.9	1.06	67.6
93	72	20140215_073117	38.216	20.377	16	4.6	4.6	49	46	5	1.04	76.1
94	73	20140305_124921	38.109	20.352	11.6	4.8	4.8	14	14	4.9	1.02	65.4
95	74	20140414_204125	34.1335	25.8103	6	4.6	**5.2**	9	9	5	0.53	13.5
96	75	20140512_005433	39.761	20.272	4	5	5	19	19	5	1.37	219.2
97	76	20140601_120551	34.65	24.641	1	4.7	4.7	11	11	5	0.86	53.6
98	77	20140627_161427	38.25	25.15	8	4.6	**4.4**	27	27	4.9	1.05	64.7
99	78	20140703_050447	40.217	27.964	14	4.5	4.5	6	6	4.6	1.77	129.4
100	79	20140808_082048	34.788	24.835	13	4.8	4.8	19	19	4.8	1.28	74.5
101	80	20140822_042754	39.9352	23.4312	14	5	**5.2**	36	36	5.3	0.54	29.8
102	81	20140921_004340	38.351	21.833	11	4.6	4.6	58	58	5.1	0.52	17.7
103	82	20141003_222047	34.6202	26.283	1	4.7	**5**	16	16	5	0.62	17.8
104	83	20141004_122756	35.122	26.248	22.7	4.6	4.6	19	18	4.7	1.01	30
105	84	20141024_234315	38.9193	21.1252	1	5.2	**5.3**	62	62	5.5	0.52	57
106	85	20141107_074139	38.09	20.45	13	4.8	**4.7**	48	46	5	1.01	78.6

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

107	86	20141107_171300	38.2887	22.128	9	4.8	**5.1**	48	47	5	0.83	42.7
108	87	20141110_061640	37.099	28.765	1	4.5	4.5	8	8	5.1	0.49	14.4
109	88	20141113_093753	38.385	20.485	11	4.5	4.5	53	52	4.7	1.61	105.8
110	89	20141117_230556	38.6545	23.4328	1	5.2	**5.3**	70	70	5.3	0.68	73.2
111	90	20141117_230903	38.6455	23.4312	1	5.3	**5.2**	61	61	5.4	0.57	49.4
112	91	20141206_014507	38.9052	26.2613	14	4.9	**5.1**	16	16	5.3	0.6	44.2
113	92	20141206_062054	38.8962	26.2342	14	4.8	**5**	9	9	5	1.13	124.7
114	93	20141211_222423	38.39	20.41	20	4.9	**4.5**	53	52	4.8	2.68	741.5
115	94	20150102_061631	37.539	20.53	9	4.6	4.6	41	41	4.6	1.56	81.5
116	95	20150128_155435	34.2462	25.1413	1	5	**5.3**	14	14	5.2	0.48	20
117	96	20150313_133309	36.4	23.18	17	4.5	4.5	41	41	4.6	2.56	282.1
118	97	20150316_111834	37.338	20.101	1	4.5	4.5	27	27	4.7	1.26	50.2
119	98	20150416_180744	35.1463	26.888	1	6.1	**6.1**	19	19	6.1	0.37	157.3
120	99	20150416_185238	35.136	26.858	1	4.7	4.7	17	17	5	0.8	40.9
121	100	20150416_190215	35.142	26.809	1	4.6	4.6	18	18	5.1	0.7	34.6
122	101	20150417_020542	35.1575	26.7333	1	5.3	**5.5**	21	21	5.5	0.54	67.2
123	102	20150417_163943	35.119	26.68	1	4.6	4.6	19	19	4.7	1.18	47.5
124	103	20150418_164650	36.49	23.2	21	4.9	**4.7**	42	41	4.8	1.65	209.2
125	104	20150502_082345	34.447	25.796	1	4.7	4.7	14	14	5	0.75	30.9
126	105	20150609_010903	38.6402	23.4052	8	5.1	**5.3**	77	77	5.3	0.69	62.1
127	106	20150609_214948	35.0497	26.7158	1	5.3	**5.4**	20	20	5.4	0.52	51
128	107	20150620_195244	34.272	26.298	4	4.5	4.5	11	11	4.7	0.85	19.9
129	108	20150910_081246	38.82	26.28	11	4.7	**4.6**	11	11	4.8	1.81	205.3
130	109	20150913_025727	37.104	28.943	1	4.6	4.6	10	10	4.8	0.92	32.6
131	110	20150929_091240	34.76	24.594	15	4.5	4.5	16	16	4.6	1.11	25.3
132	111	20151117_071007	38.6733	20.5302	1	6	**6.5**	69	68	6.4	0.14	28.1
133	112	20151117_083340	38.6468	20.5718	7	5.1	**5.1**	66	65	5	0.69	24.9
134	113	20151117_115725	38.71	20.6	8	4.5	**4.6**	61	59	4.5	0.96	14.1
135	114	20151117_123754	38.72	20.58	8	4.5	**4.9**	59	57	4.7	1.1	38.5
136	115	20151117_193934	38.71	20.6	6	4.5	**4.2**	52	50	4.3	1.74	36.1
137	116	20151118_051813	38.5	20.52	9	4.5	**4.6**	52	51	4.5	1.26	27.6
138	117	20151118_121538	38.8628	20.5917	16	4.8	**5**	52	50	4.9	0.88	41.5
139	118	20151118_130314	38.74	20.6	14	4.8	**5**	58	56	4.7	1.01	25.9
140	119	20151120_051224	38.47	20.4442	14	4.9	**5**	56	56	4.7	1.41	66.7
141	120	20151120_093314	38.64	20.54	9	4.8	**4.7**	56	55	4.6	0.89	14.1
142	121	20151120_233703	38.73	20.6	3	4.5	**4.5**	52	50	4.6	0.7	7.4
143	122	20151121_004156	38.72	20.6	8	4.6	**4.7**	56	54	4.6	0.87	13
144	123	20160104_180055	38.58	20.6	10	4.5	**4.3**	53	52	4.3	1.45	19.2
145	124	20160205_230128	34.908	25.877	16	4.6	4.6	20	20	4.6	1.41	64.6
146	125	20160215_185500	37.58	21.7	18	5.2	**5.2**	58	57	5.2	0.65	45.8
147	126	20160312_124039	35.37	23.57	19	4.9	**4.6**	27	27	4.5	1.27	27.6

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

148	127	20160329_010528	37.38	19.988	1	5.3	5.3	41	41	5	0.78	38.5
149	128	20160403_004615	34.47	25.65	11	4.6	**4.7**	7	7	4.9	0.24	0.6
150	129	20160521_163308	41.278	21.068	1	4.8	4.8	32	32	4.8	1.27	79.9
151	130	20160521_164129	41.228	21.043	1	4.6	4.6	27	27	4.9	0.87	33.1
152	131	20160525_083615	34.918	26.261	7	5.6	5.6	21	21	5.5	0.68	129.4
153	132	20160604_163826	38.095	20.302	6	4.8	4.8	43	42	4.5	1.57	64.1
154	133	20160730_172624	35.23	22.855	18	5	5	10	10	5.4	0.4	21.6
155	134	20160912_082604	38.877	27.788	1	4.8	4.8	19	19	5	0.91	69.9
156	135	20160912_092938	38.895	27.774	3	4.5	4.5	19	19	4.8	0.97	41.9
157	136	20161015_201450	39.79	20.72	10	5.3	**5.3**	41	39	5.2	0.7	57.3

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Παράρτημα 2. Στοιχεία (**Α**ύξων **Α**ριθμός Σταθμού (επιταχυνσιογράφου), κωδικό **όνομα**, **γεωγραφικό πλάτος και μήκος** θέσης, **πλήθος καταγραφών αρχικού** δείγματος, **πλήθος καταγραφών τελικού** δείγματος, χαρακτηρισμός επιφανειακής γεωλογίας στη θέση εγκατάστασης του σταθμού από γεωλογικούς χάρτες 1:50.000), των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία. Με (*) είναι οι τέσσερις σταθμοί που δεν συμπεριελήφθησαν στο τελικό δείγμα, βάση των περιοριστικών κριτηρίων που αναφέρθηκαν στο κεφάλαιο των δεδομένων. Οι κατηγορίες του γεωλογικού χαρακτηρισμού (Γεωλ.) αντιστοιχούν σε ηλικίες πετρωμάτων Μεσοζωικού (M), Τριτογενούς (T), Τεταρτογενούς (Q) και των υποκατηγοριών του Τεταρτογενούς, Πλειστόκαινο (P) και Ολόκαινο (H).

Α/Α	Σταθμ.	Γεωγρ. Πλάτος (°)	Γεωγρ. Μήκος (°)	Πλήθος Καταγρ. 0-350 km	Πλήθος Καταγρ. 20-350 km	Γεωλ.	Α/Α	Σταθμ.	Γεωγρ. Πλάτος (°)	Γεωγρ. Μήκος (°)	Πλήθος καταγρ. 0-350 km	Πλήθος καταγρ. 20-350 km	Γεωλ.
1	AGN1	35.1879	25.7155	35	35	M	59	LSM0	40.6281	22.9599	8	8	M
2	AGR2	38.6319	21.4135	17	17	Q	60	LXR1	38.2009	20.4374	34	27	T
3	AGR3	38.5892	21.4161	19	19	Q	61	MGP1	37.402	22.1378	65	65	P
4	AIA1	40.1641	21.8201	24	24	P	62	MOS1	37.9531	23.6819	46	46	H
5	AIG2	38.2417	22.0724	62	61	Q	63	MSL1	38.3726	21.4243	59	59	H
6	AKR1	38.1535	22.3132	52	52	P	64	MYT1	39.0849	26.5694	10	10	H
7	ALX2	40.8454	25.8739	7	7	Q	65	NAX1	37.1013	25.3741	35	35	M
8	AOL1	37.6433	21.6247	66	65	H	66	NMA1	37.8187	22.6627	65	65	Q
9	ARE2	36.6663	22.3832	48	48	T	67	NPS1	36.5126	23.0624	39	37	P
10	ARG2	38.1783	20.4877	47	36	T	68	PAT4	38.2341	21.7478	59	57	H
11	ARK1	35.1487	25.2641	27	27	T	69	PAT5	38.2959	21.795	53	53	H
12	ARS1	37.6348	22.7293	25	25	Q	70	PER1	38.0119	23.7027	48	48	H
13	ART2	39.1475	20.9937	59	59	T	71	PET1	36.9638	21.9253	50	49	H
14	AST1	38.5416	21.0895	67	67	H	72	PIR1	37.9372	23.6425	42	42	H
15	ATH5	37.9754	23.737	19	19	M	73	PIR2	37.9457	23.6708	44	44	H
16	CH01	35.5168	24.0206	39	39	T	74	PIR3	37.9572	23.6519	42	42	H
17	CH02	35.5145	24.0314	39	39	T	75	PLA1	40.5559	22.9885	13	13	P
18	DRA2	41.1593	24.1484	6	6	P	76	PLC1	35.2311	23.6825	15	15	M
19	FLO2	40.78	21.4051	44	44	T	77	PLN1	39.998	23.575	12	12	Q
20	FRS1	39.2933	22.3844	67	67	M	78	PRE2	38.9576	20.7546	66	63	P
21	GOR1	35.0581	24.9627	30	30	Q	79	PRF0	40.5927	22.9555	26	26	Q
22	GRE3	40.0848	21.4382	62	62	Q	80	PTO1	40.5101	21.6815	49	49	H
23	GTH2	36.7602	22.5659	35	35	T	81	PYL1	36.9141	21.6951	64	64	T
24	HER1	35.3176	25.1021	29	29	T	82	PYR2	37.6671	21.4505	57	57	H
25	HER2	35.3378	25.1356	30	30	T	83	PYR3	37.6787	21.4623	35	35	H
26	HER3	35.3295	25.1065	36	36	T	84	RDI1	36.4514	28.2239	14	14	P
27	IGM2	39.4861	20.2592	17	17	Q	85	RGE1	36.0268	27.9305	19	19	H
28	ITC1	38.3645	20.7155	42	42	Q	86	RKL1	36.3366	28.1712	17	17	T

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

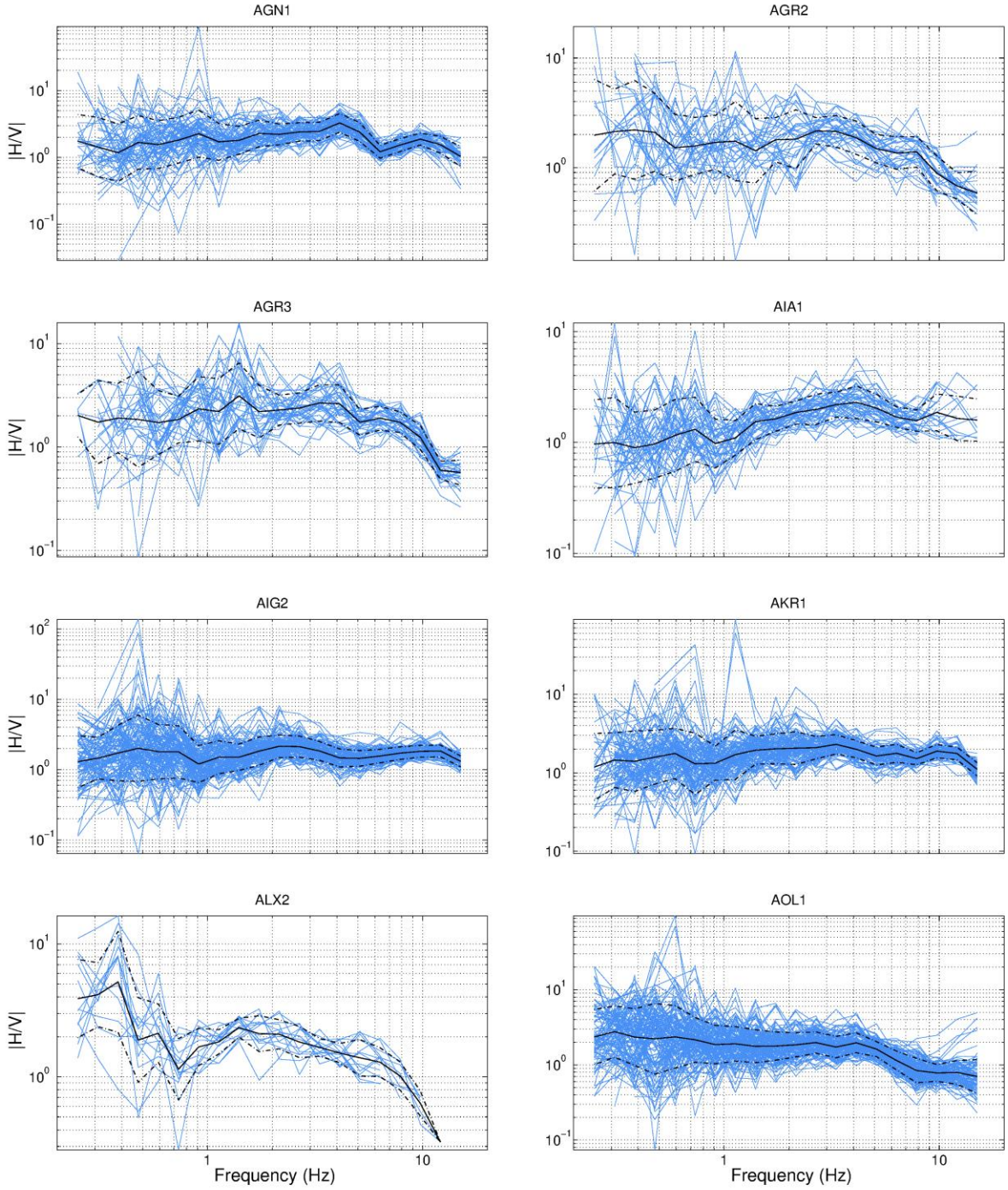
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμ. Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

29	ITE1	38.4337	22.4272	18	18	Q	87	RKT1	35.9543	27.7673	16	16	T
30	ITS1	40.6049	23.0122	10	10	P	88	RLN1	36.089	28.0869	15	15	P
31	JAN2	39.664	20.8522	61	60	Q	89	RPN1	36.4486	28.218	16	16	P
32	JAN3	39.6839	20.8378	61	60	Q	90	RSO1	36.3632	28.0015	16	16	P
33	KAC1	38.1379	21.5481	69	69	T	91	RTH1	35.3653	24.4717	40	40	H
34	KAL3	37.0245	22.1029	44	44	H	92	SEIS	40.6318	22.9627	29	28	M
35	KAR2	39.3659	21.9194	62	62	Q	93	SFIR	36.4214	25.4284	41	41	H
36	KAS2	40.5048	21.2805	55	55	M	94	SFK1	35.2555	24.1726	9	9	M
37	KIF1	38.0772	23.8145	56	56	P	95	SFL1	41.1899	26.3043	15	15	P
38	KIS1	35.4939	23.6589	22	22	H	96	SGR1	39.2113	25.8552	28	28	T
39	KLR1	40.5825	22.9495	35	35	P	97	SIA1	40.2573	21.5534	51	51	T
40	KLV1	38.0325	22.1079	60	60	Q	98	SIT2	35.2058	26.107	38	37	T
41	KMT1	41.1158	25.4065	17	17	Q	99	SKO1	39.1233	23.7287	57	56	M
42	KMV1	38.7793	22.7845	37	36	Q	100	SKY1	38.9044	24.5645	35	35	M
43	KNS1	40.0479	20.7524	57	55	P	101	SPP1	41.0225	25.7012	18	18	M
44	KOR2	37.9401	22.9495	48	48	H	102	STL1	40.6624	22.9353	20	20	P
45	KOZ2	40.3051	21.7837	55	55	T	103	THS1	40.7384	24.5751	23	23	M
46	KRI1	37.662	20.8171	32	32	T	104	THV2	38.3161	23.3198	47	47	H
47	KRK1	39.6179	19.9163	58	57	Q	105	TRP1	37.5111	22.363	68	68	H
48	KRL1	37.795	26.7064	26	26	Q	106	VAS2	38.6303	20.6081	61	49	H
49	KSS1	35.4188	26.9207	26	26	Q	107	VOL2	39.3659	22.9505	55	55	H
50	KYM1	38.6338	24.1056	53	53	T	108	VOL3	39.3739	22.9353	55	55	H
51	KYP2	37.2497	21.667	55	55	H	109	VRO1	38.4056	26.1339	12	12	T
52	LAM2	38.9022	22.4317	48	48	M	110	VSK1	38.409	20.564	41	38	M
53	LAR4	39.6421	22.4218	47	47	P	111	XAN2	41.142	24.8907	17	17	Q
54	LAR5	39.6403	22.4107	30	30	P	112	ZAK2	37.7878	20.8999	51	50	H
55	LEF2	38.8302	20.7081	51	43	H	113*	CH03	35.5329	24.0704	3	3	-
56	LEO1	37.1688	22.8637	50	50	Q	114*	CHV1	38.1835	20.3817	8	2	-
57	LMN1	39.875	25.0588	16	16	H	115*	PLR1	39.9362	23.6767	3	3	-
58	LMS2	40.8349	21.1418	45	45	H	116*	SFK2	35.2115	24.1888	1	0	-

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

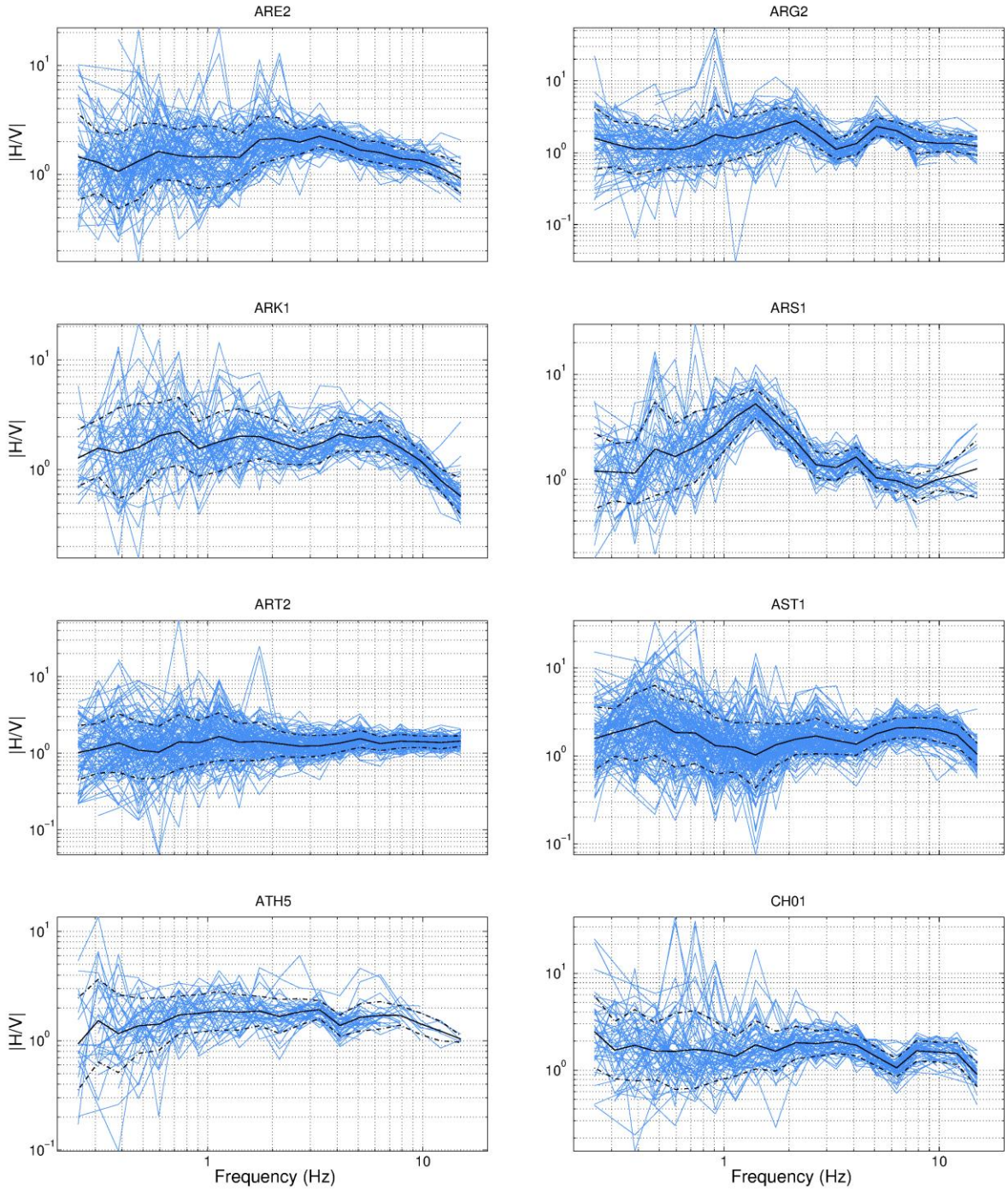
Παράρτημα 3. Οι λόγοι (μπλε γραμμή) των εξομαλυμένων φασμάτων Fourier της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα των εγκαρσίων κυμάτων της επιτάχυνσης (HVSR), για κάθε επιταχυνσιογράφο του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. που μελετήθηκε στην εργασία αυτή, καθώς και το μέσο λογαριθμικό φάσμα (μαύρη γραμμή) μέσα στο εύρος μία τυπική απόκλισης (διακεκομμένη γραμμή).



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

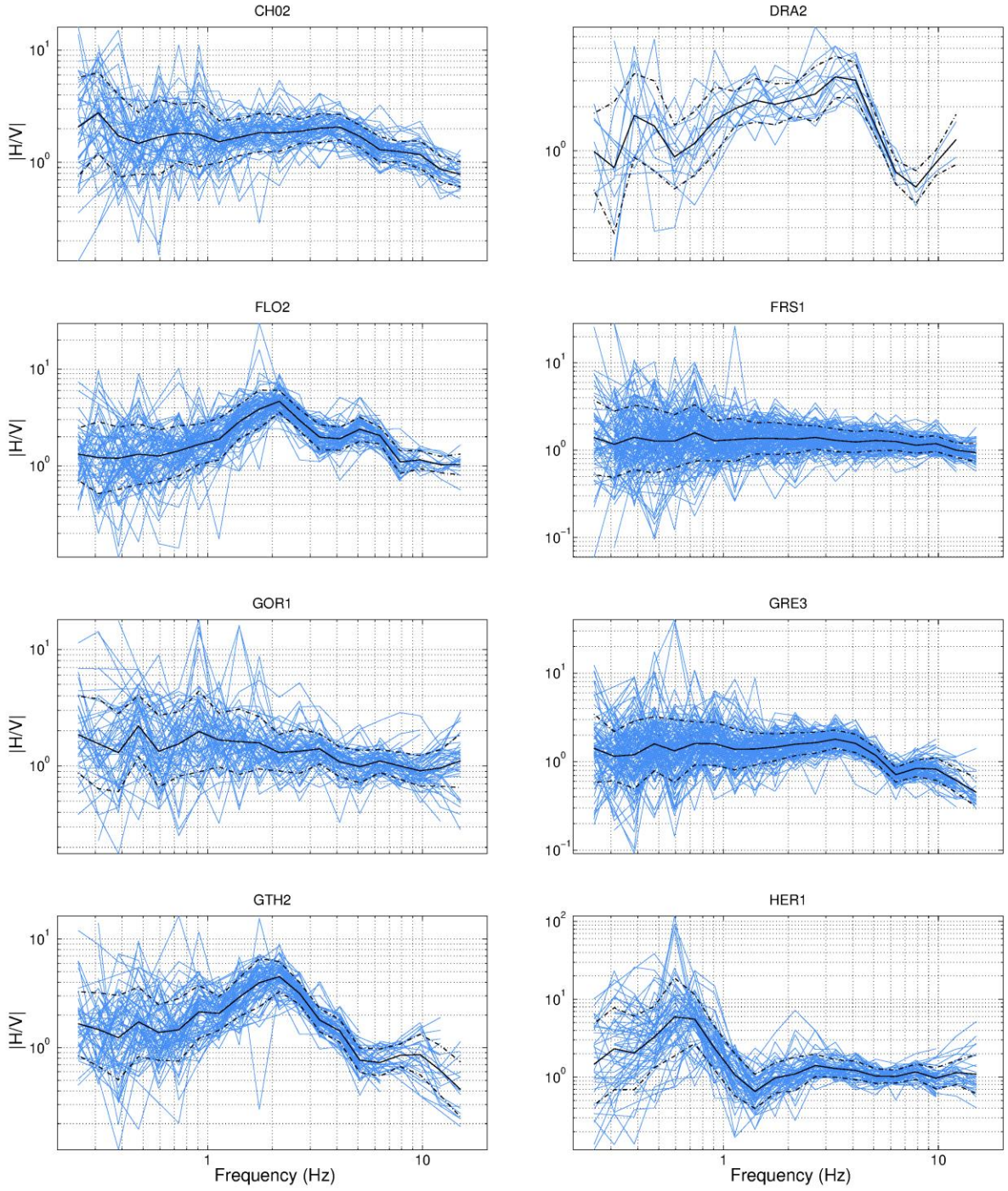
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

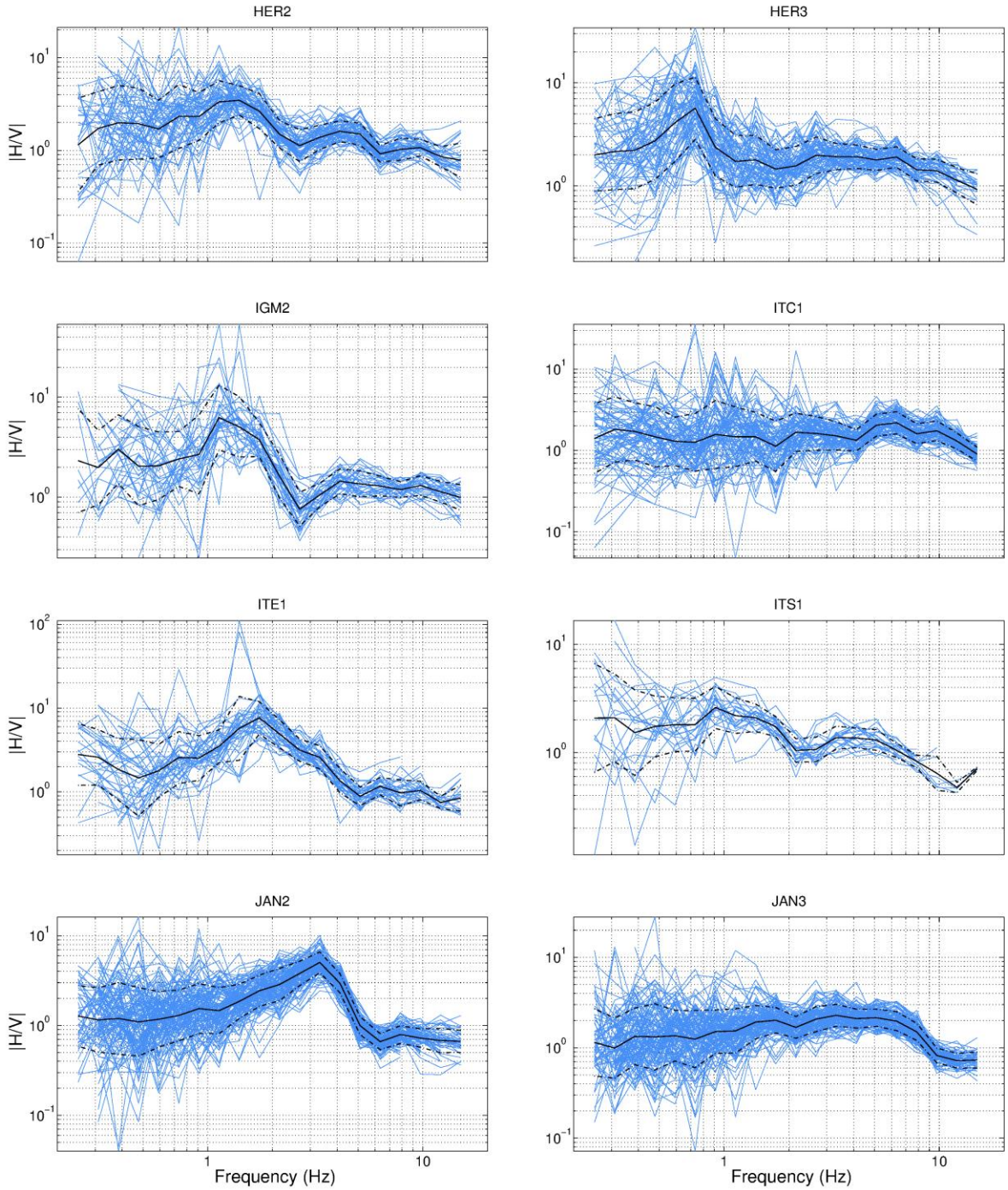
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

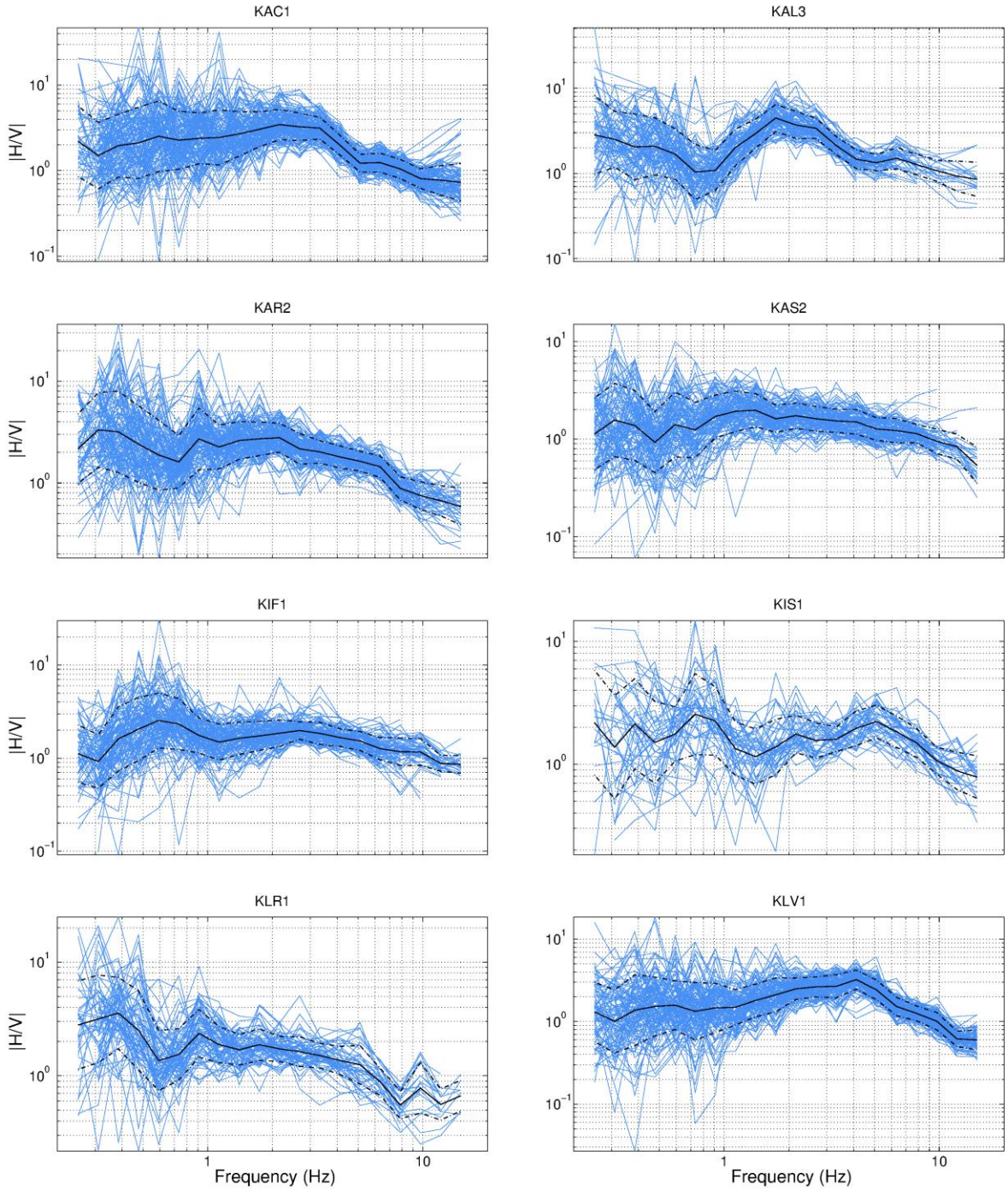
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

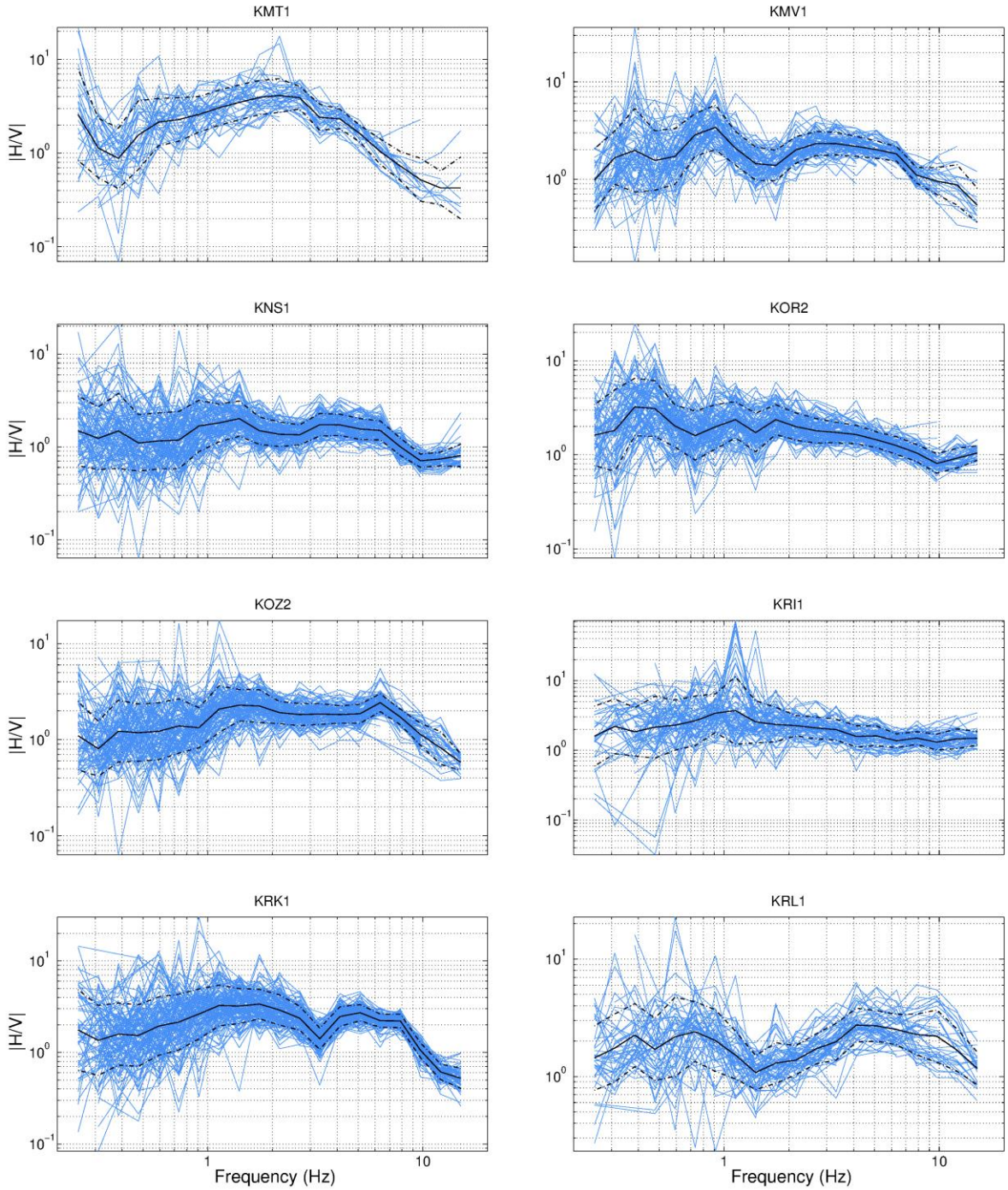
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

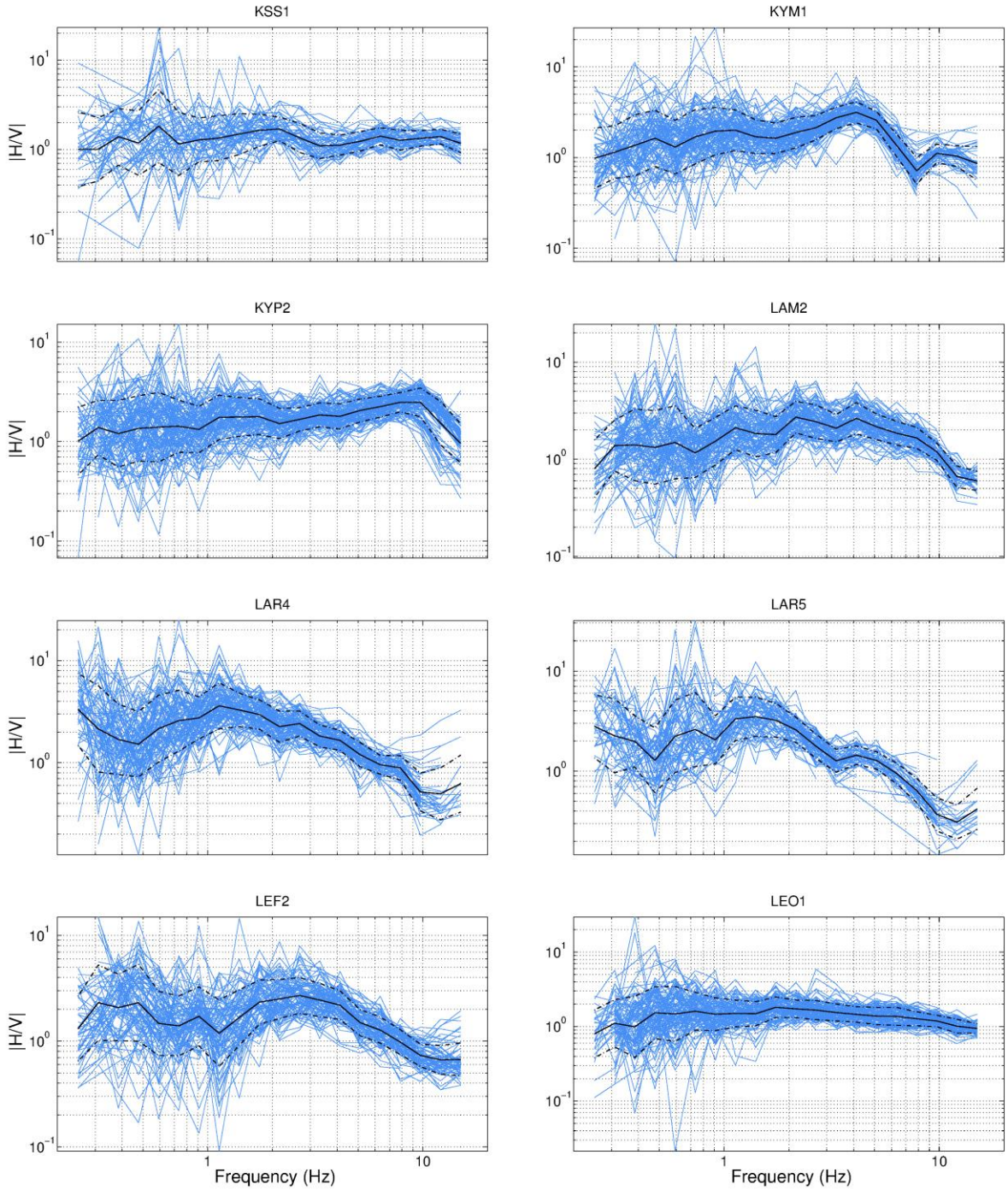
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

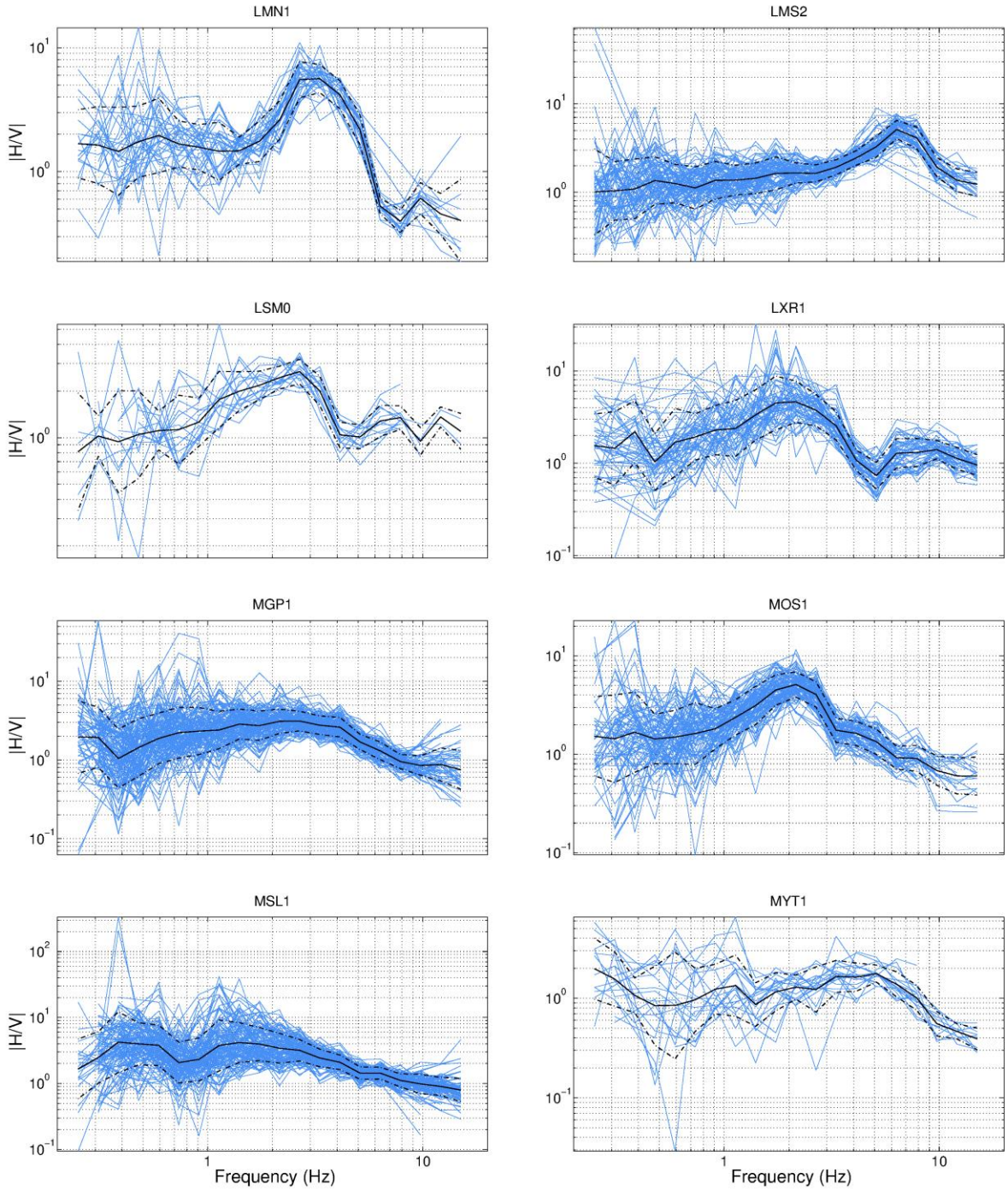
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

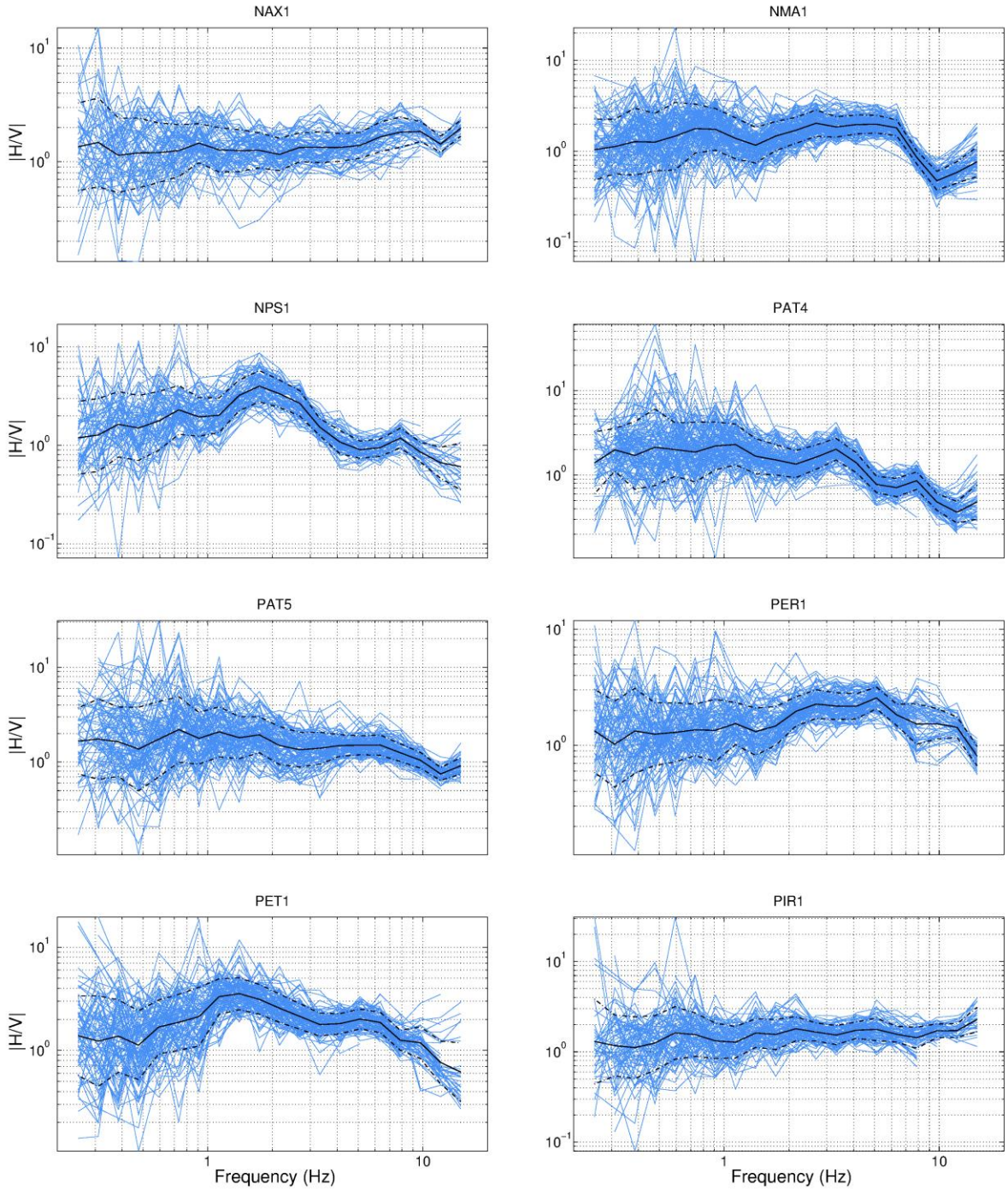
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

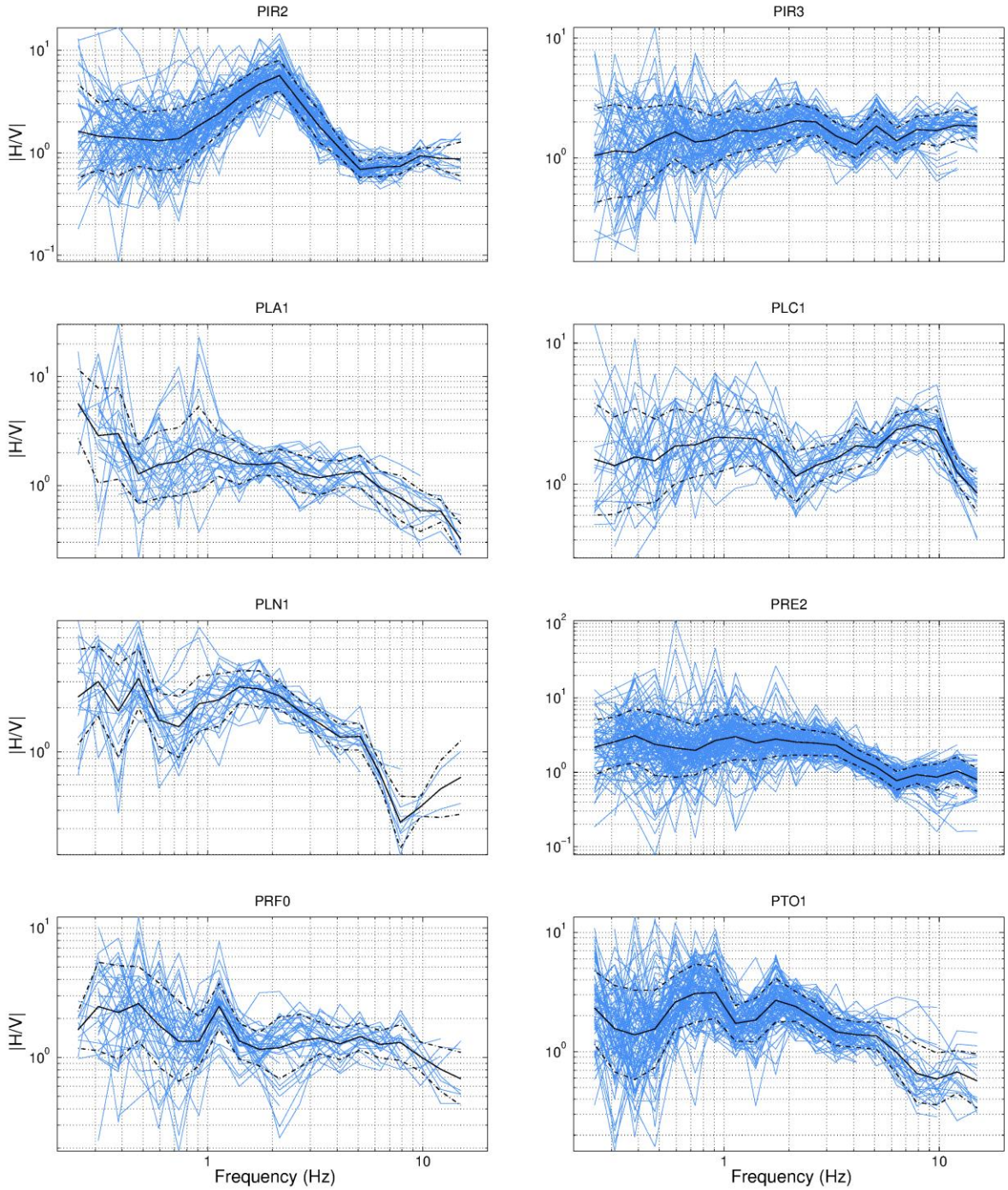
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

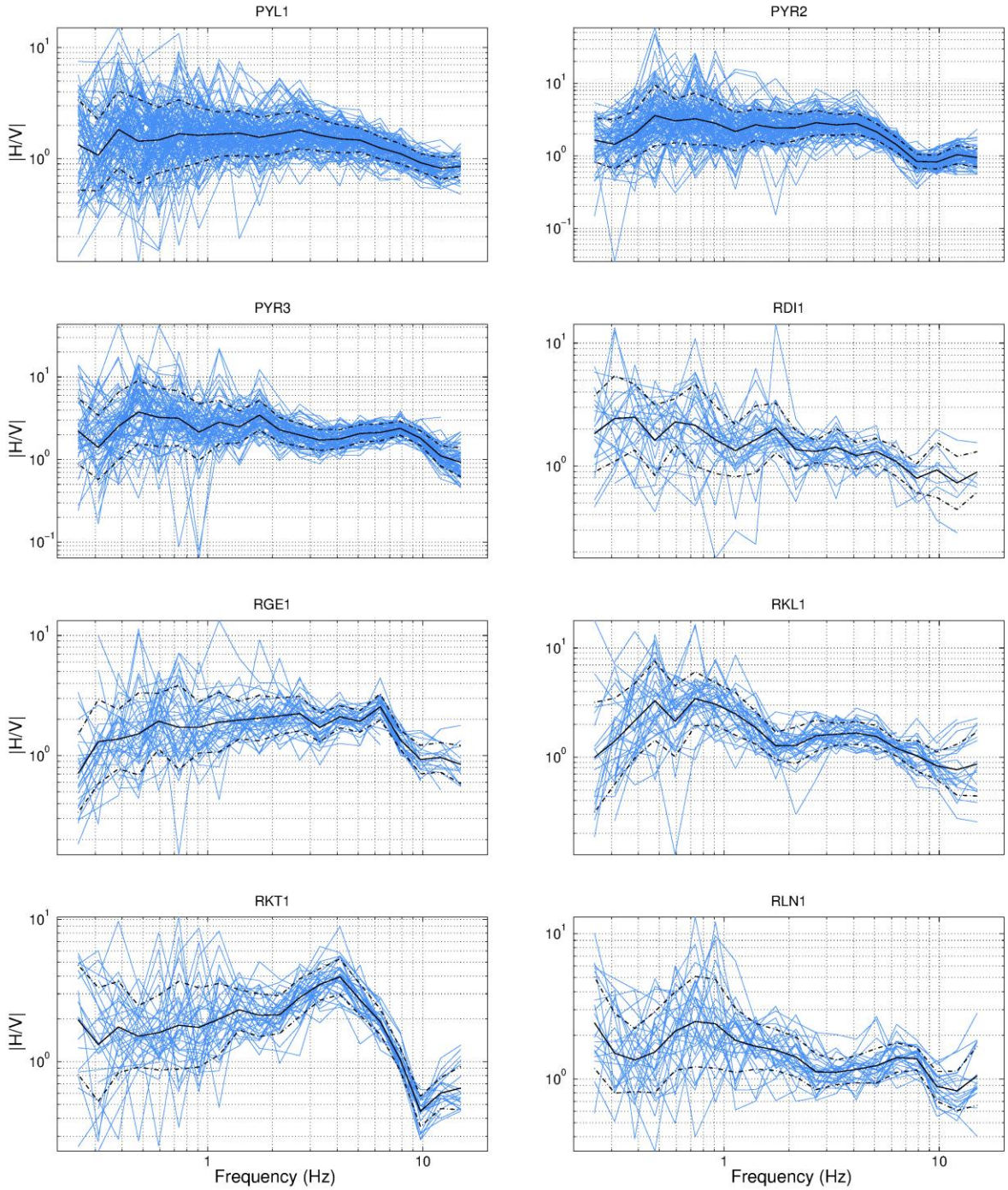
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

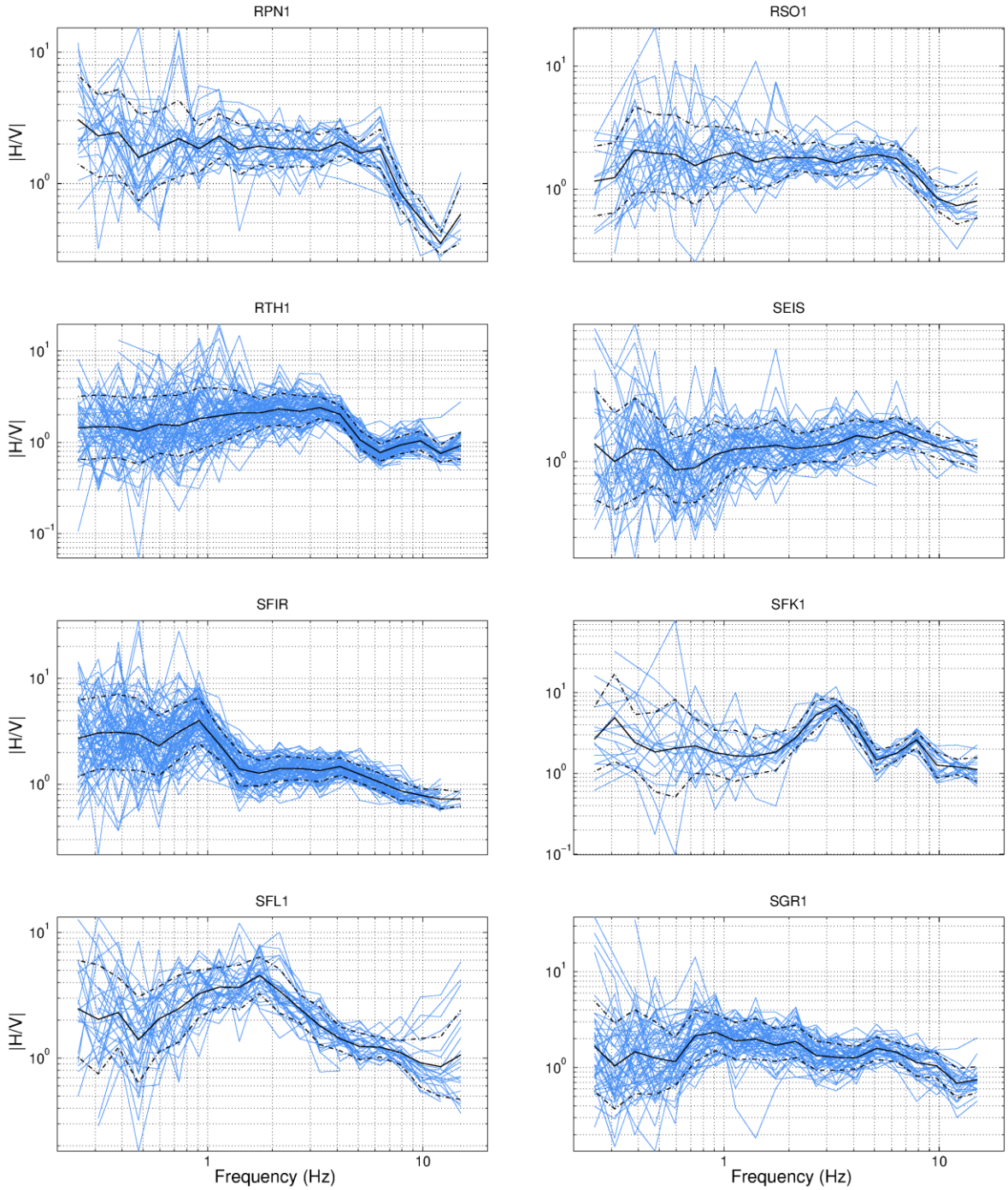
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

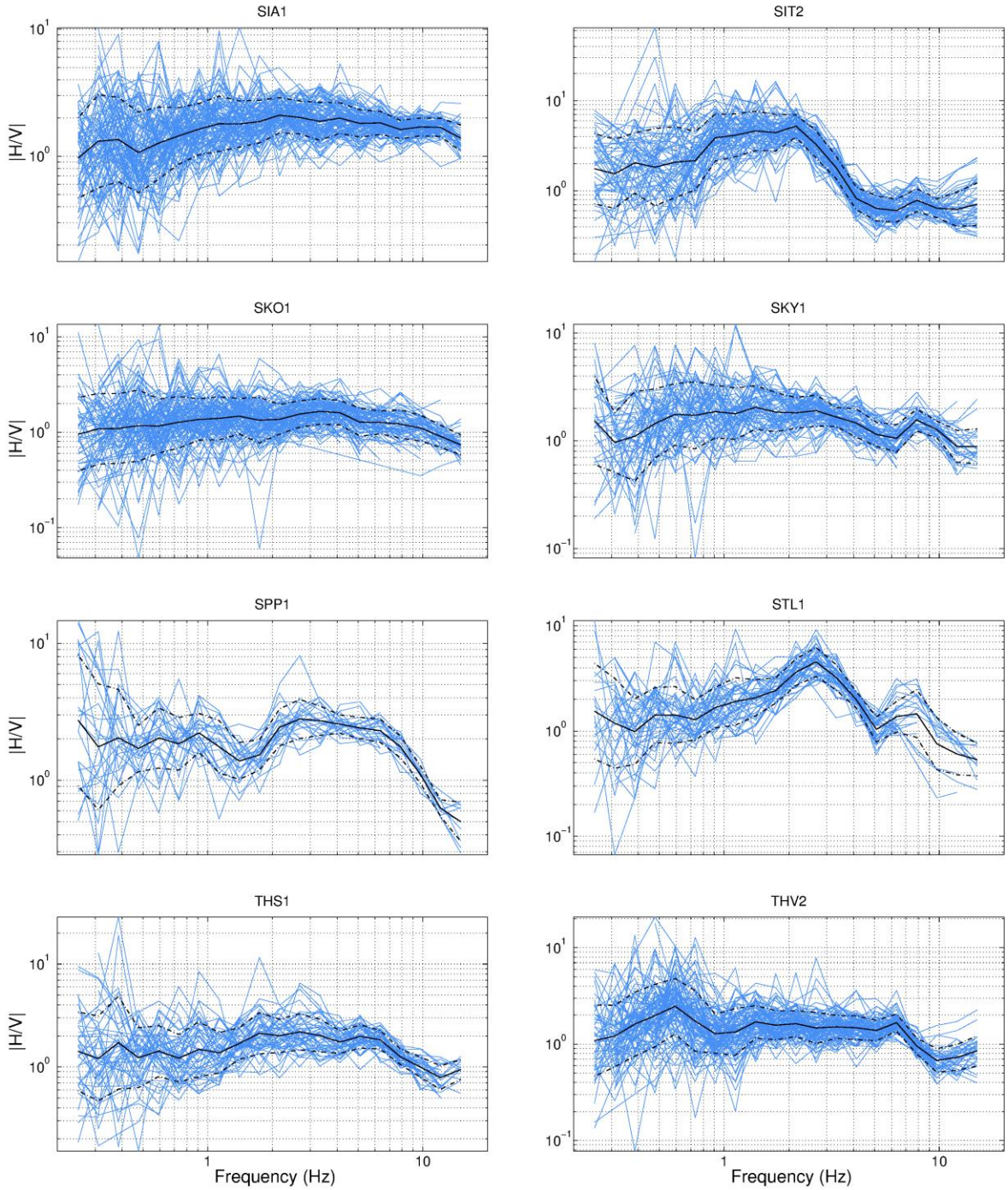
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

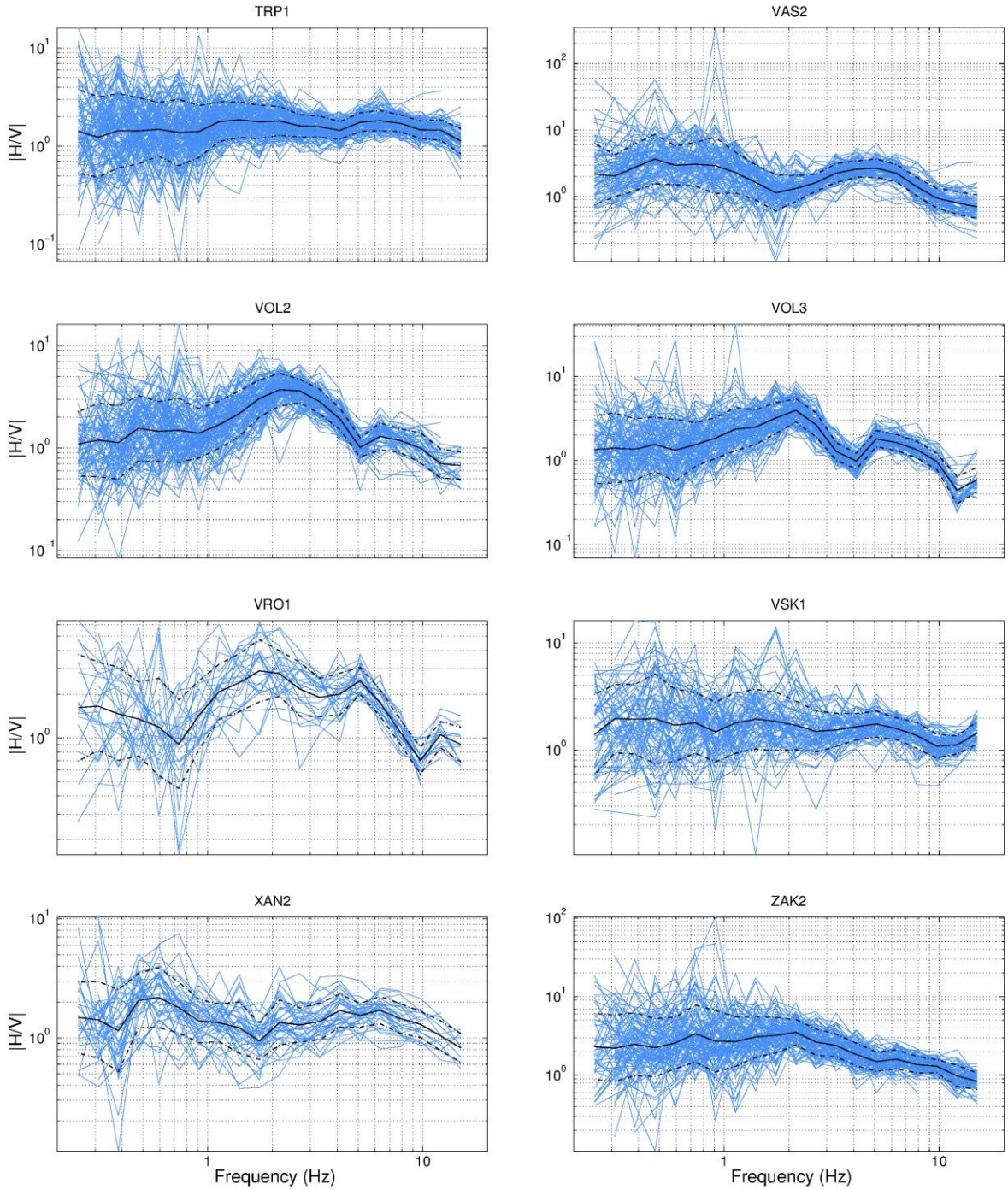
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

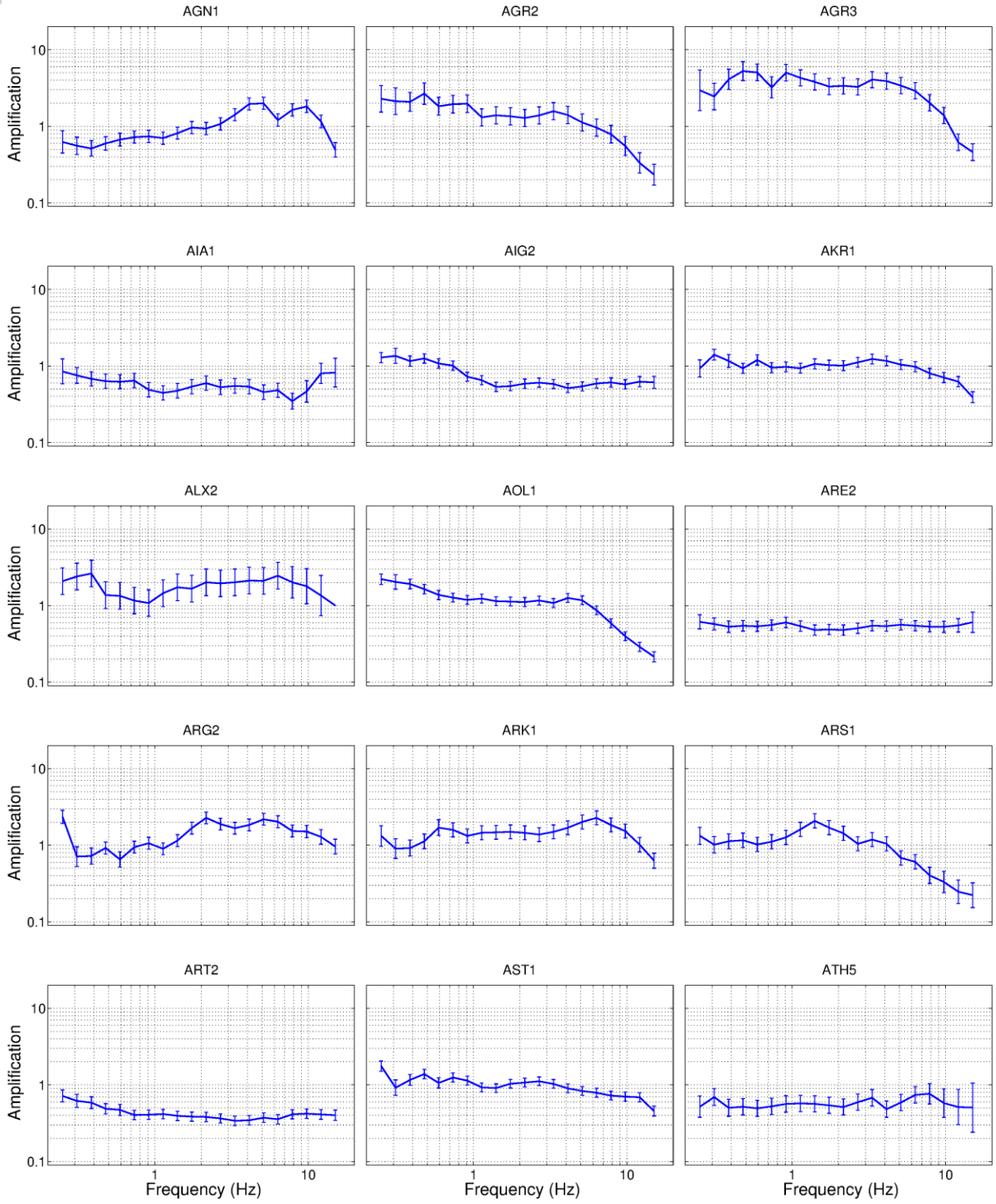
Παράρτημα 3. (συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

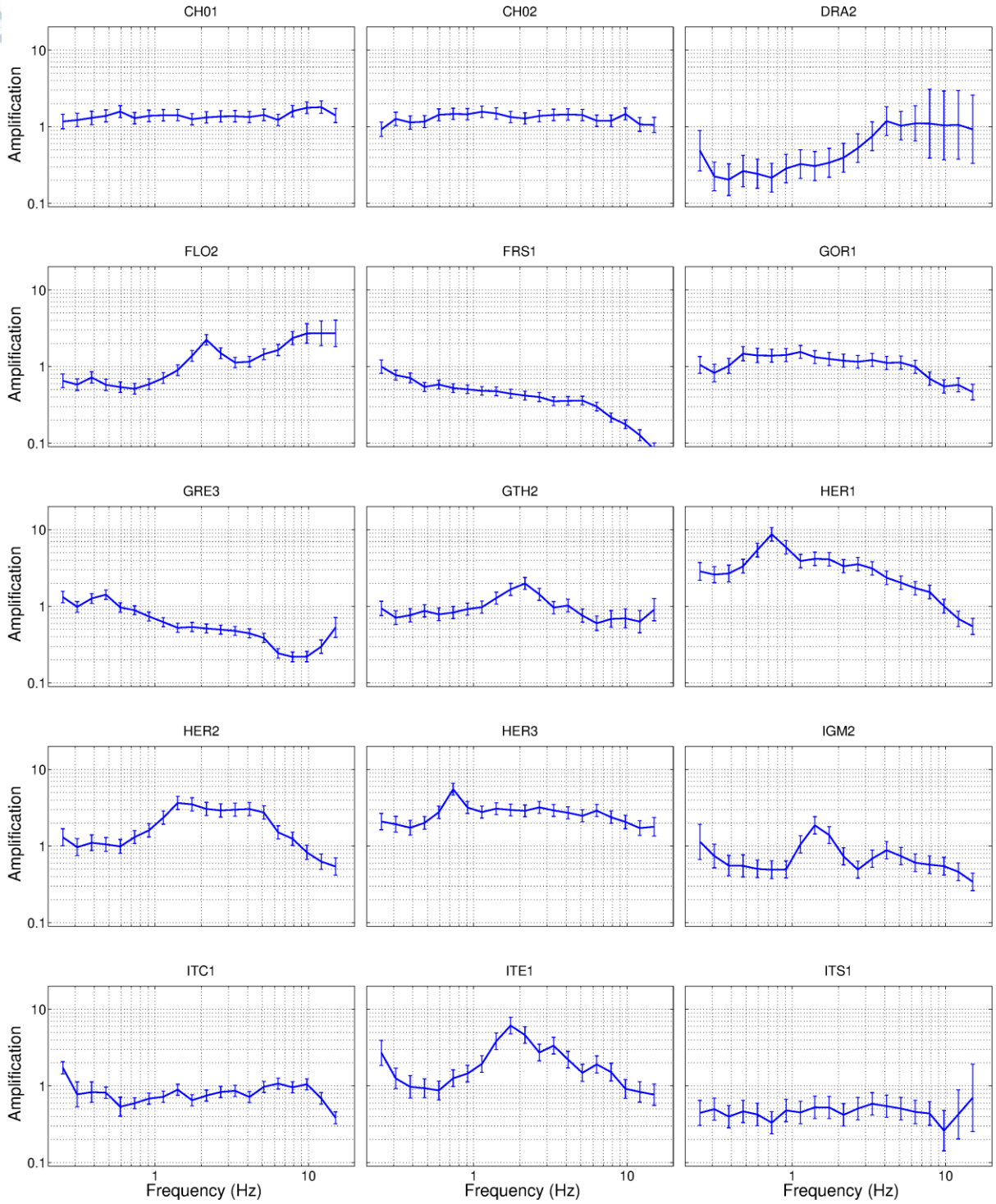
Παράρτημα 4. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων της παραμέτρου S_{jk} της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών (φασματικές ενισχύσεις) για κάθε συχνότητα κ, σε κάθε θέση j επιταχυνσιογράφου, όπως προέκυψαν από την μέθοδο της αντιστροφής μπλε), θεωρώντας όλους τους σταθμούς ως αναφορά.



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

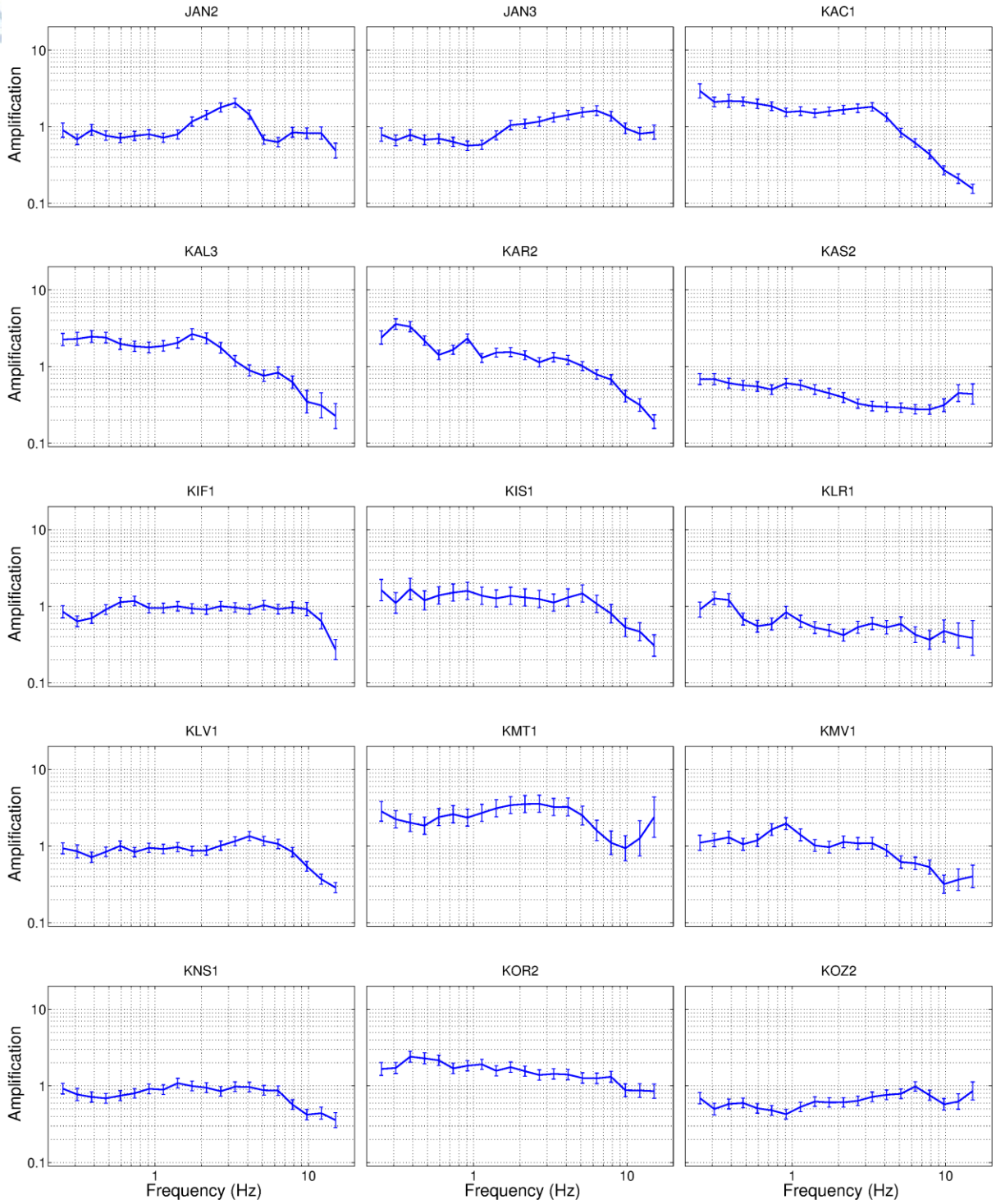
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

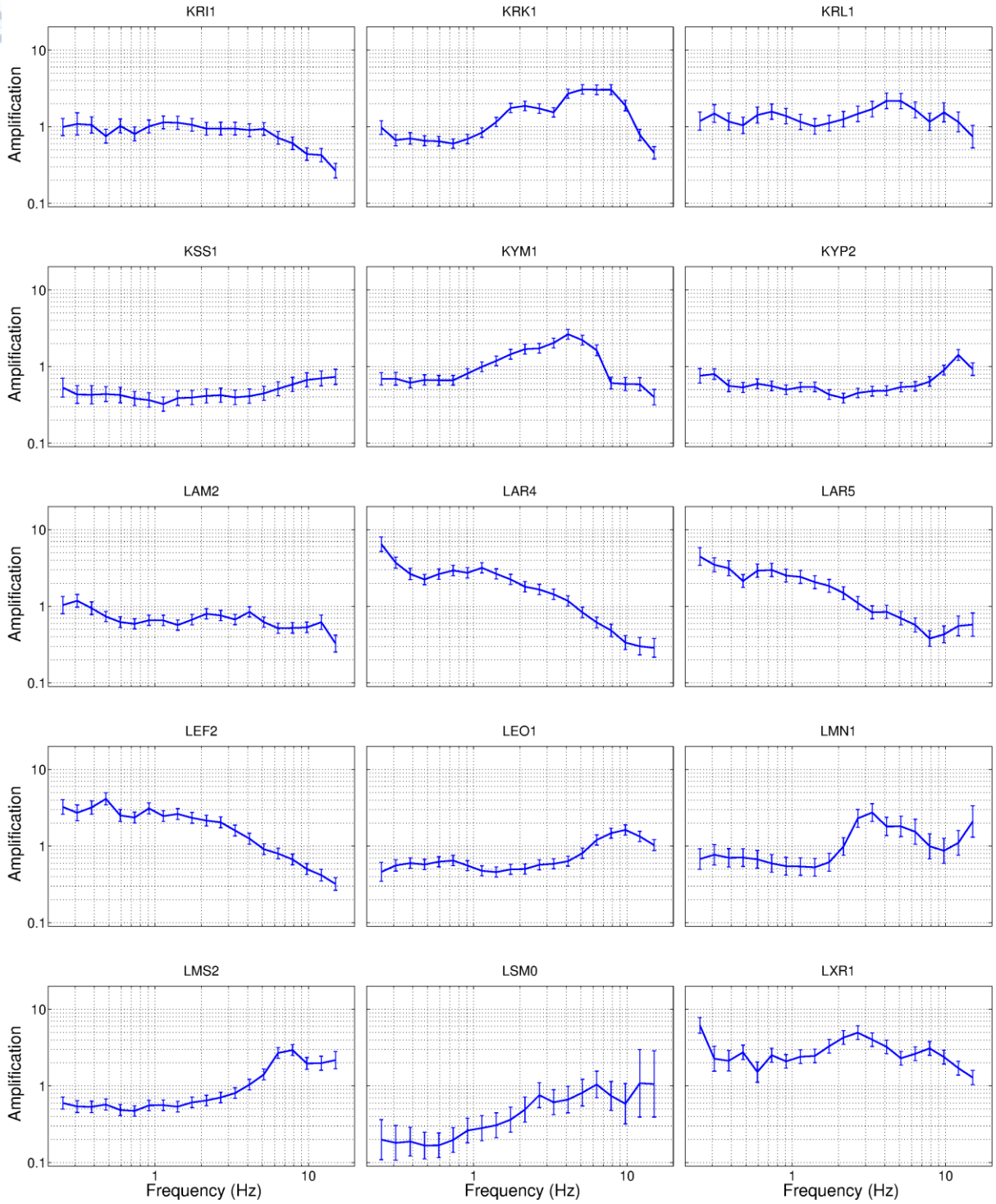
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

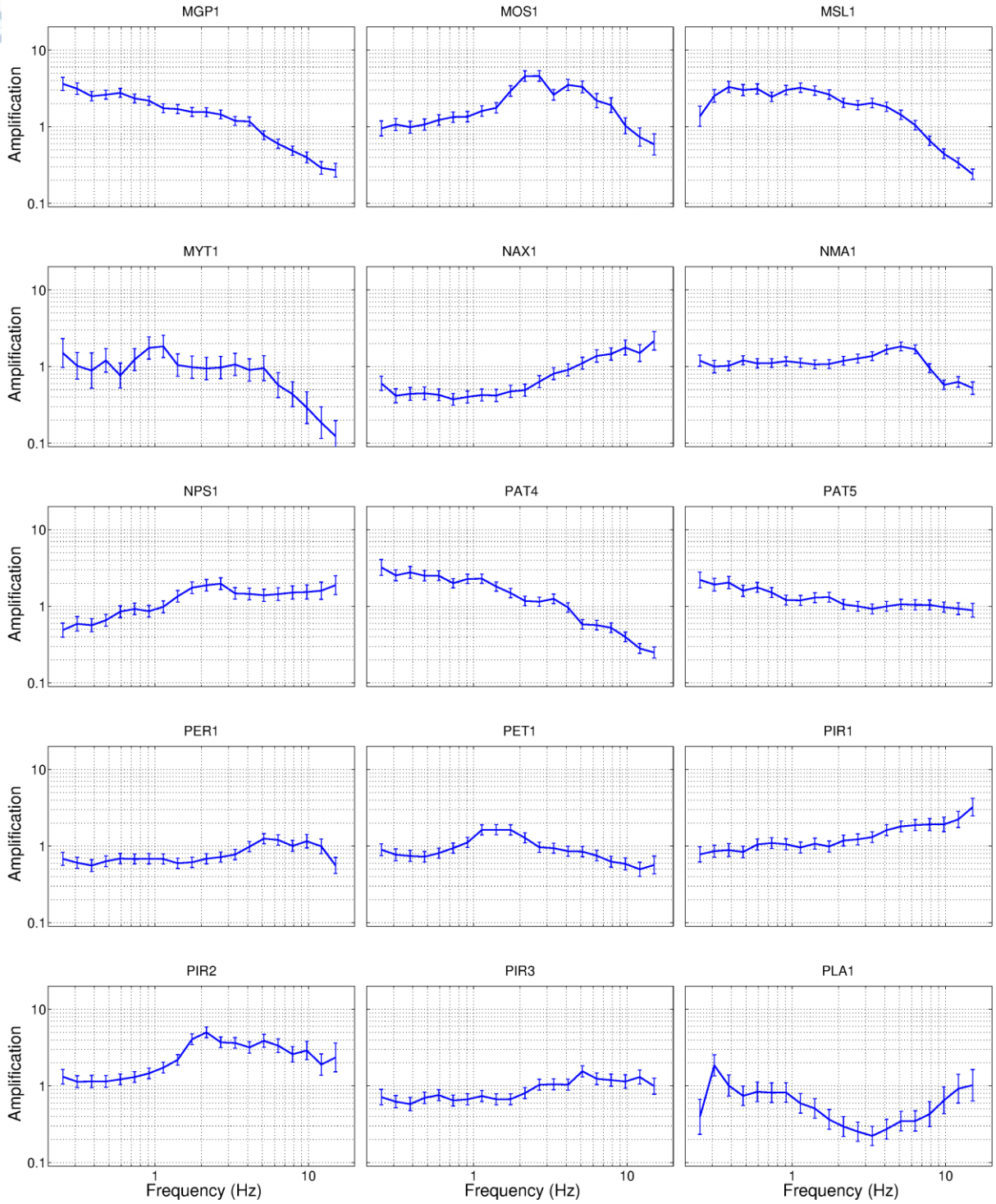
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

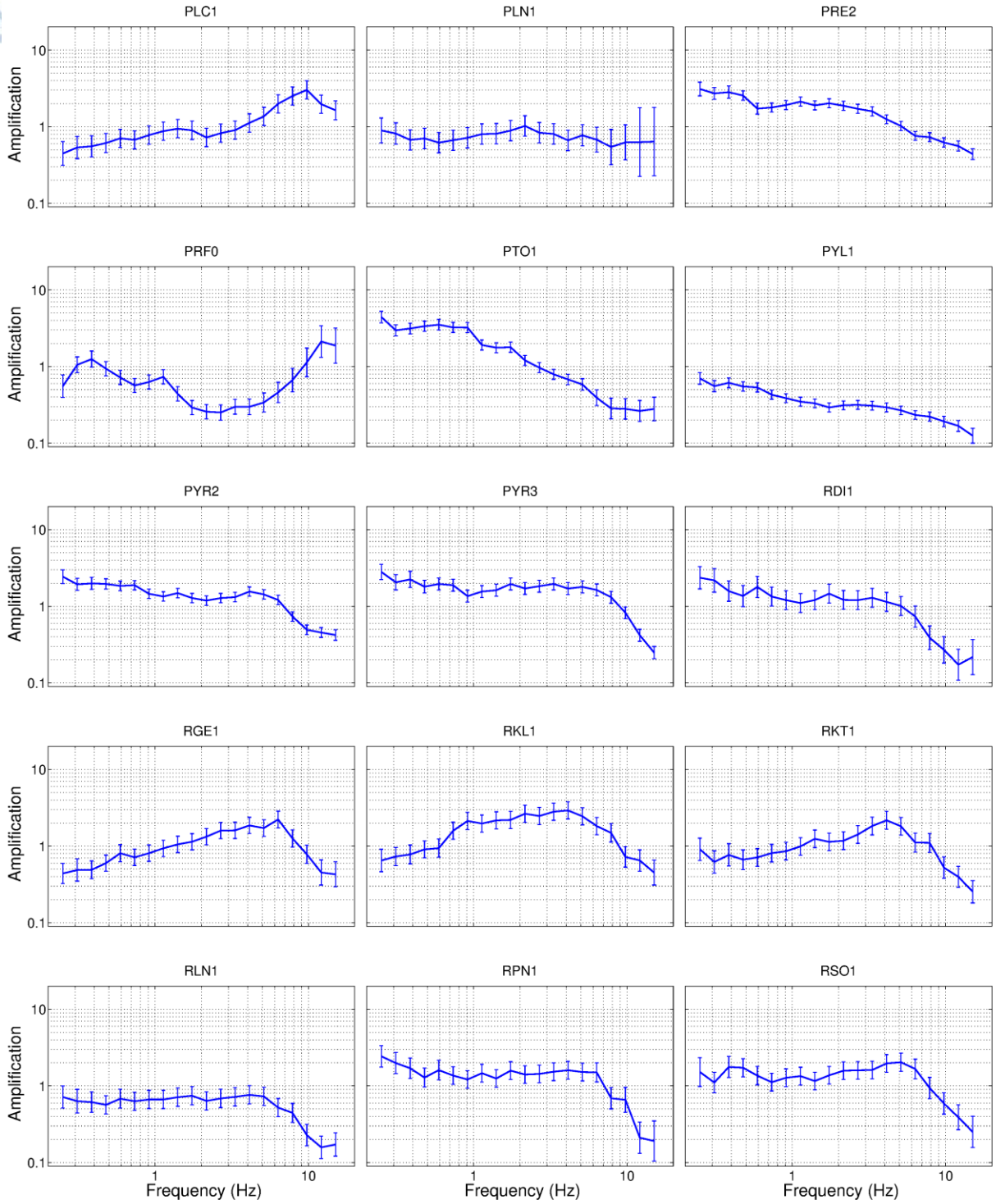
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

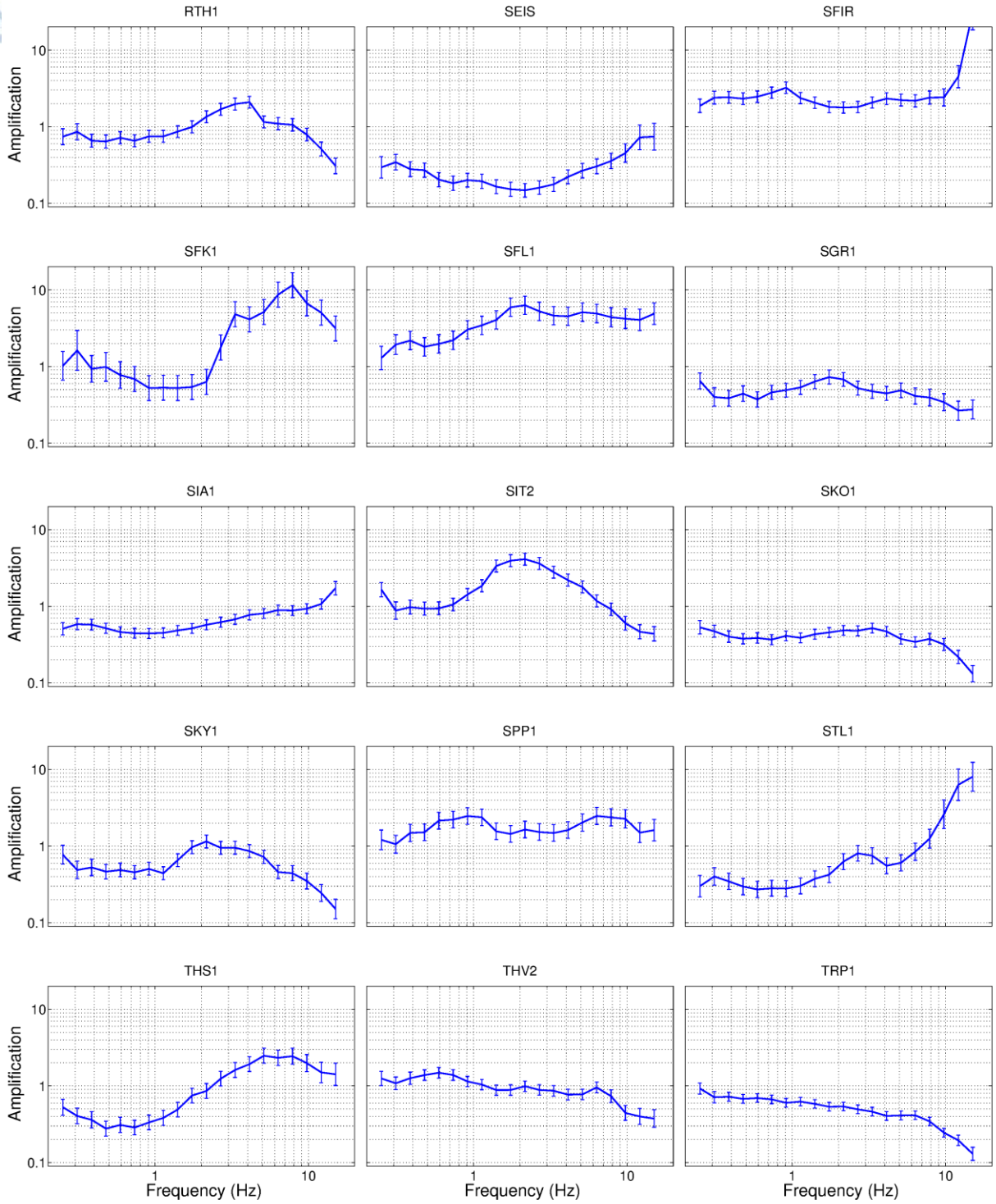
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

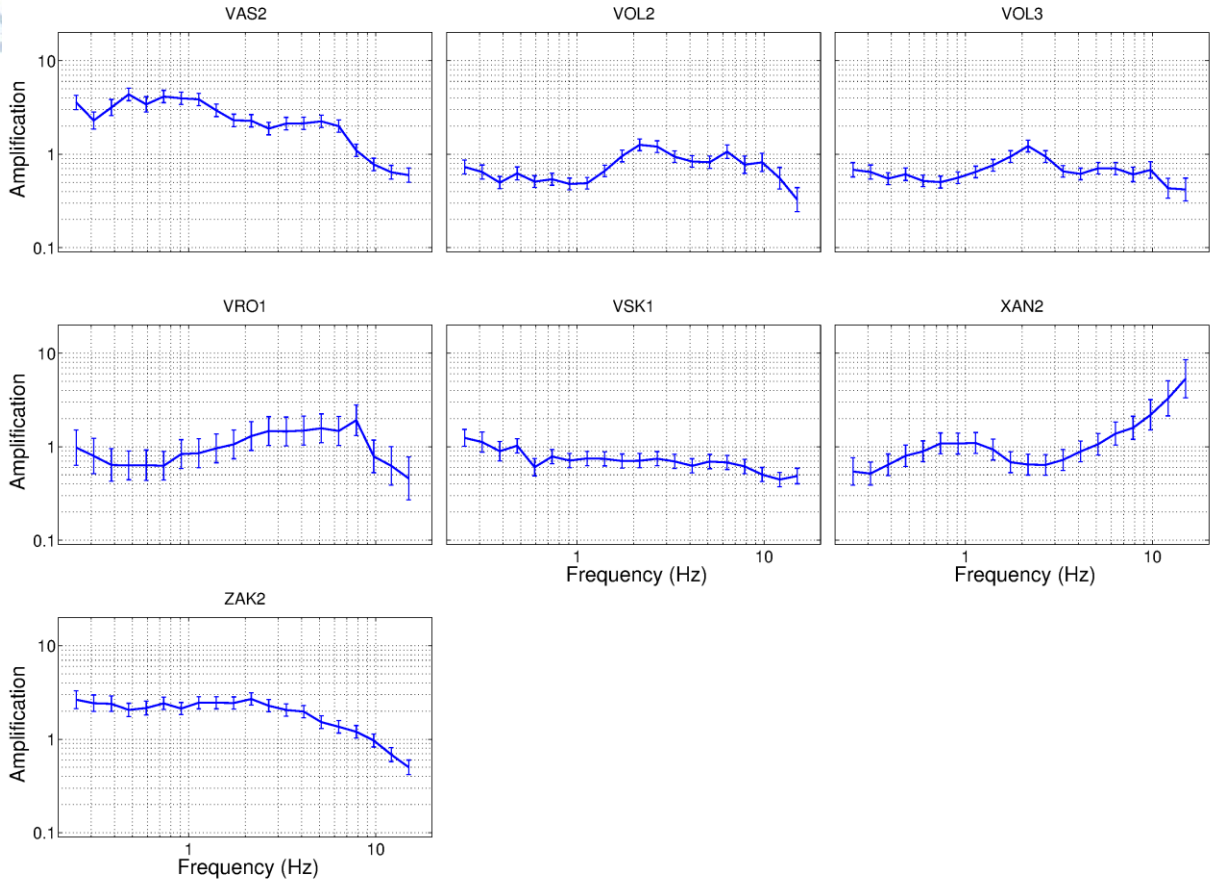
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

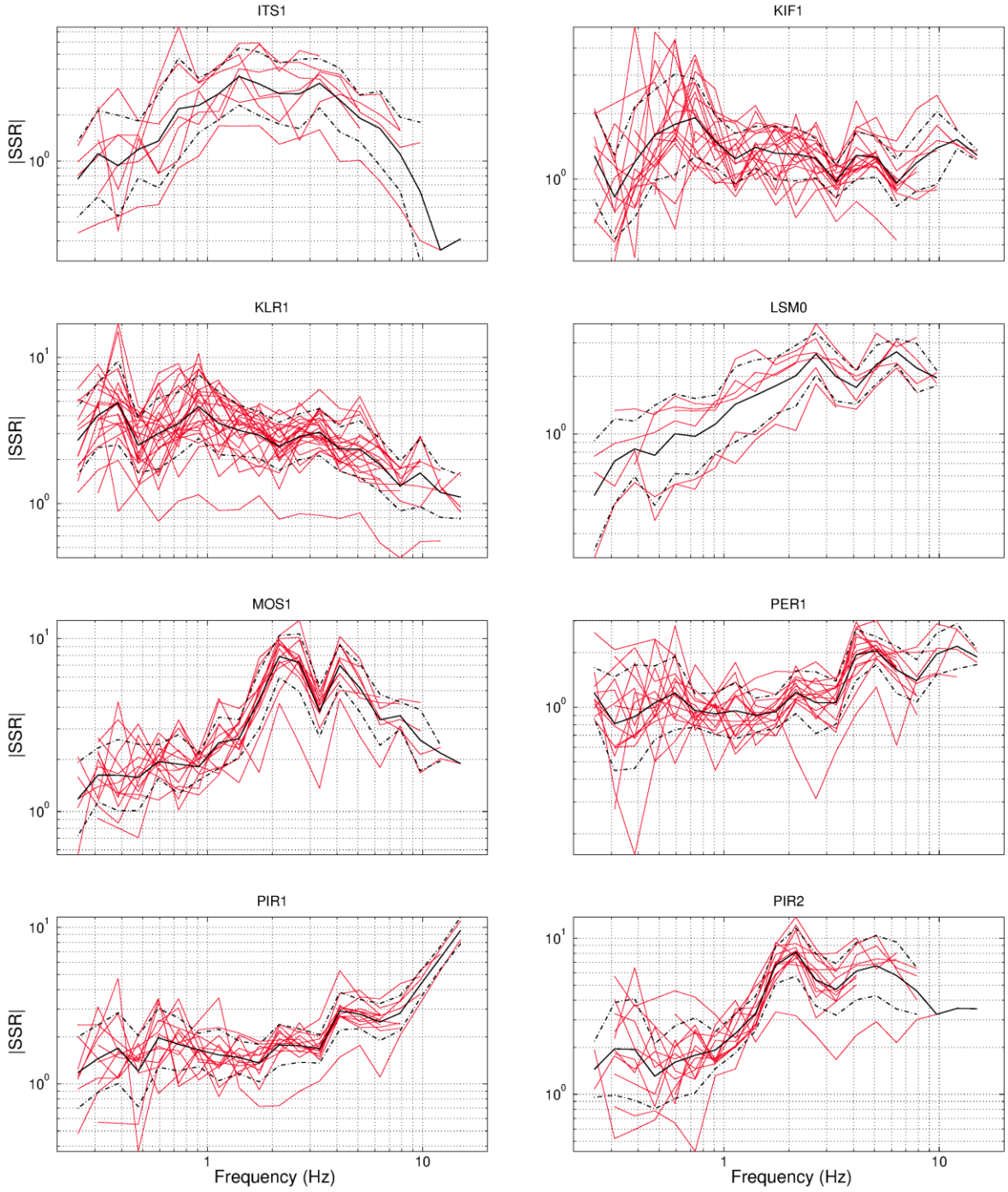
Παράρτημα 4. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

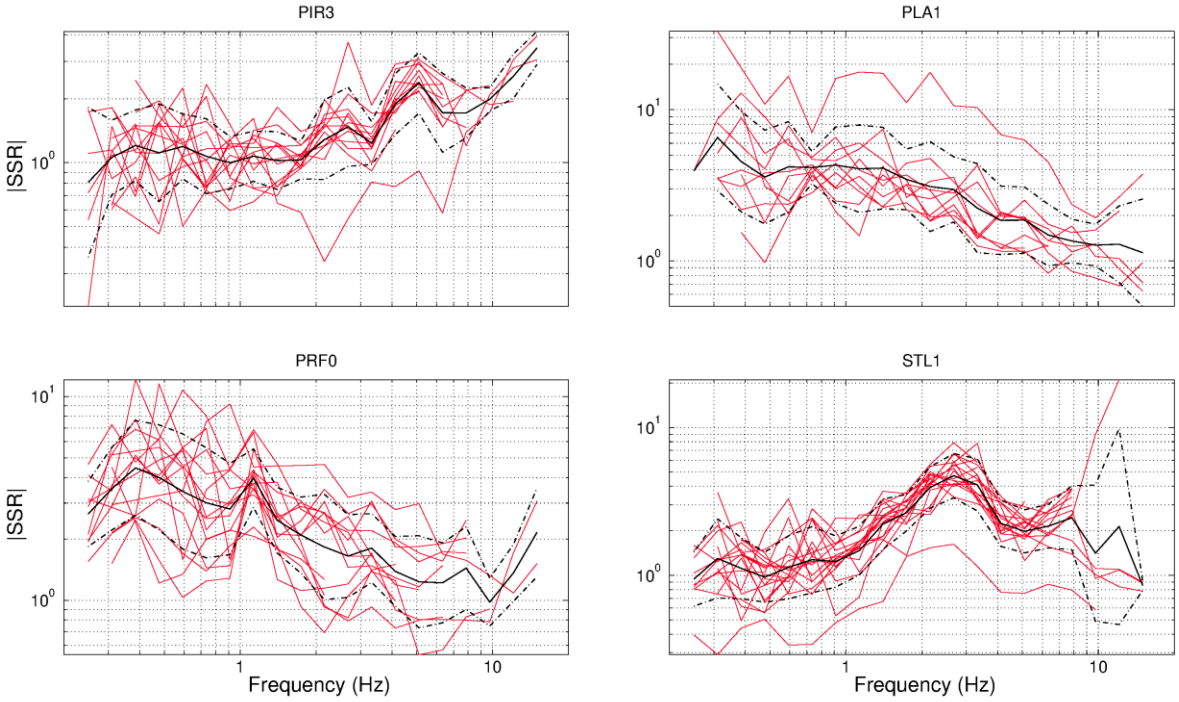
Παράρτημα 5. Οι τυπικοί φασματικοί λόγοι SSR (κόκκινη γραμμή) των εξομαλυμένων φασμάτων Fourier της ενιαίας οριζόντιας συνιστώσα των εγκαρσίων κυμάτων της επιτάχυνσης των παρακάτω 12 σταθμών σε σχέση με τους σταθμούς αναφοράς SEIS και ATH5, όπως αναφέρεται στο κεφάλαιο 4.6.3, καθώς και το μέσο λογαριθμικό φάσμα (μαύρη γραμμή) μέσα στο εύρος μίας τυπική απόκλισης (διακεκομμένη γραμμή). (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

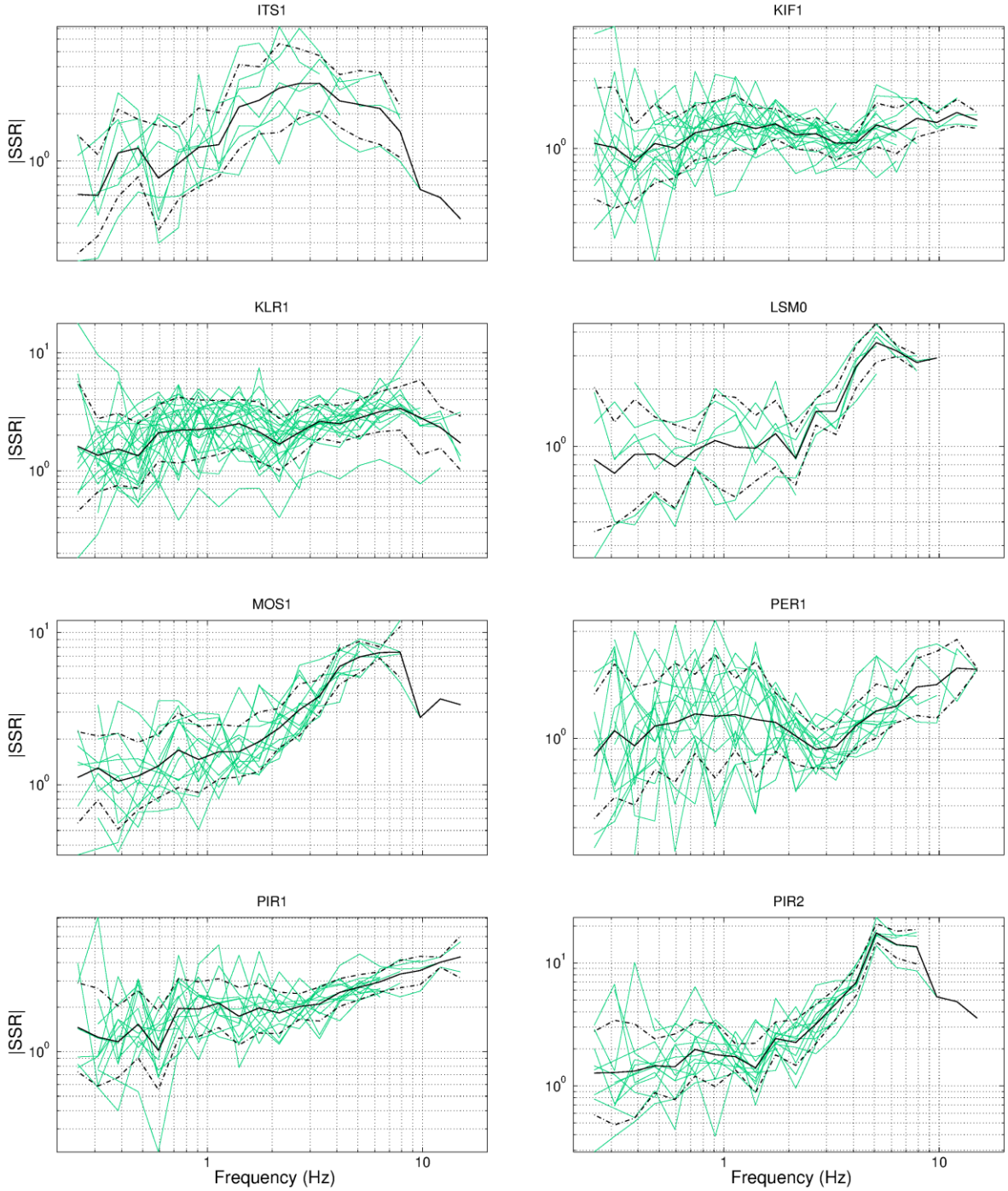
Παράρτημα 5. (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

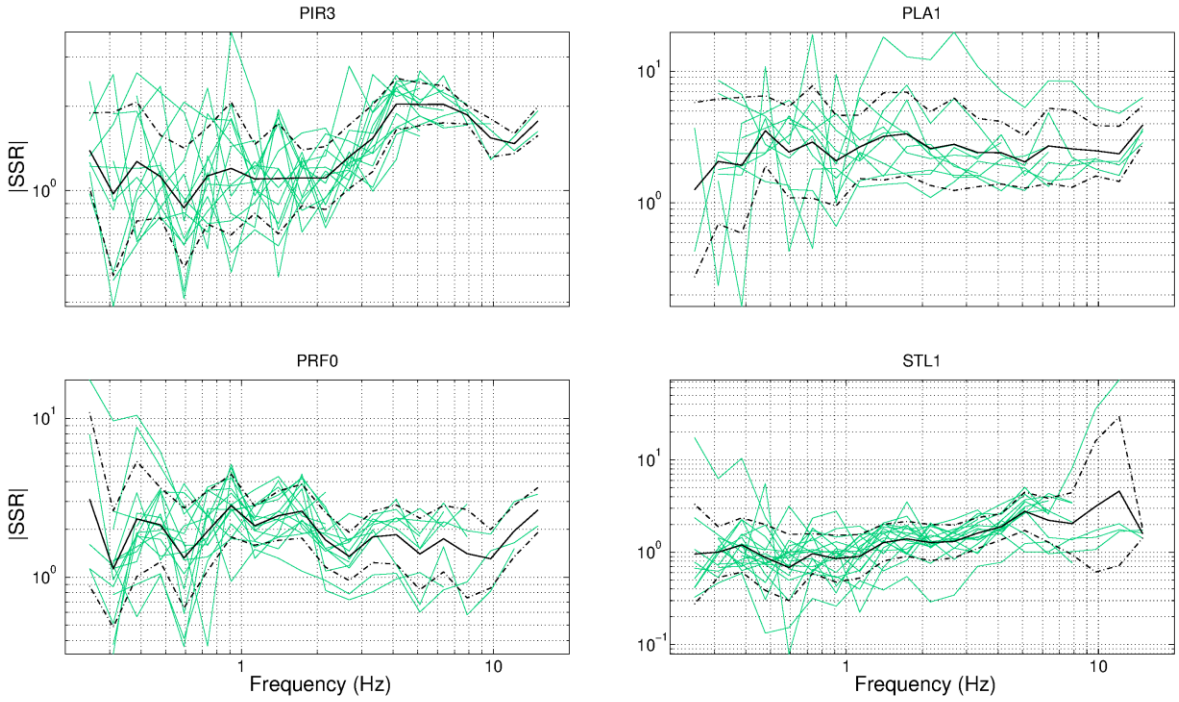
Παράρτημα 6. Οι τυπικοί φασματικοί λόγοι SSR (πράσινη γραμμή) των εξομαλυμένων φασμάτων Fourier της κατακόρυφης συνιστώσας των εγκαρσίων κυμάτων της επιτάχυνσης των παρακάτω 12 σταθμών σε σχέση με τους σταθμούς αναφοράς SEIS και ATH5, όπως αναφέρεται στο κεφάλαιο 4.6.3, καθώς και το μέσο λογαριθμικό φάσμα (μαύρη γραμμή) μέσα στο εύρος μίας τυπική απόκλισης (διακεκομμένη γραμμή). (Συνέχεια)



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

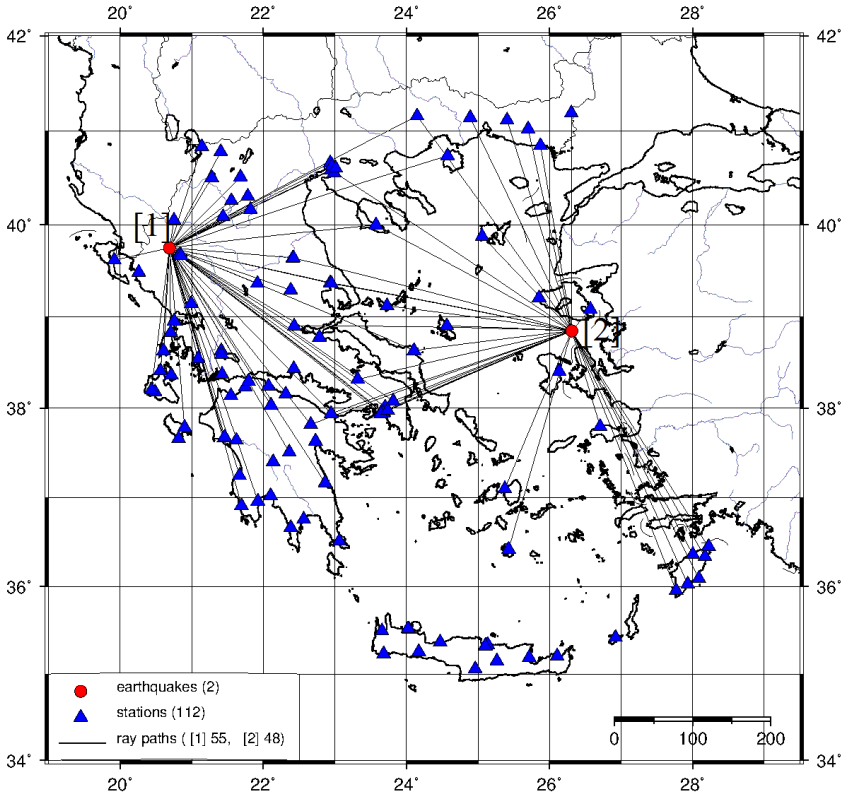
Παράρτημα 6. (Συνέχεια)



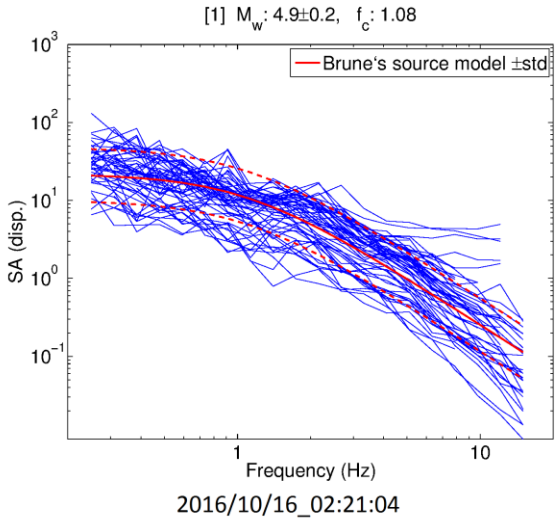
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

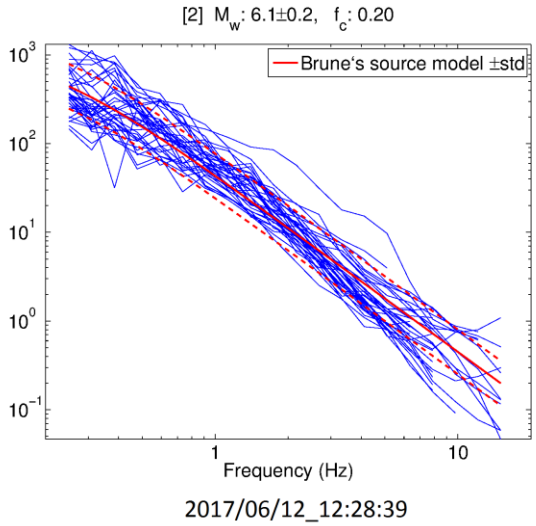
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Παράρτημα 7. Οι δρόμοι διάδοσης των καταγραφών των δύο σεισμών που επιλέχθηκαν για να εξεταστούν εκ των υστέρων, με την χρήση των υπολογισμένων παραμέτρων της απόσβεσης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών.



Παράρτημα 8. Τα διορθωμένα φασματικά δεδομένα (μπλε γραμμή) των καταγραφών των δύο σεισμών που εξετάστηκαν εκ των υστέρων (Παράρτημα 7) και το υπολογισμένο φάσμα της σεισμικής πηγής του Brune (κόκκινη γραμμή) μέσα στο πλαίσιο μία τυπικής απόκλισης (διακεκομμένη γραμμή), βάση της εξίσωσης [3]. Στους τίτλους των σχημάτων αναφέρονται το μέγεθος σεισμικής ροπής και η γωνιακή συχνότητα όπως υπολογίστηκαν για





Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aki, K., and P. G. Richards (2002). Quantitative Seismology, Second Ed. University Science Books, Sausalito, California, 700 pp.

Ameri, G., Oth, A., Pilz, M., Bindi, D., Parolai, S., Luzi, L., Mucciarelli, M. and Cultera, G., (2011). Separation of source and site effects by Generalized Inversion Technique using the aftershock recordings of the 2009 L' Aquila earthquake. Bull. of Earthq. Engin., 9, 3, 717-739.

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

Andrews, D., J., (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. *Earthquakes Source Mechanics. American Geophysical Monograph* 37, 259-267.

Bard, P.-Y., Bouchon, M., (1985). The two dimensional resonance of sediment-filled valleys. Bull. Seism. Soc. Am., 75, 519-541.

Barka, A., A., (1992). The North Anatolian fault zone. Ann. Tect. VI, 164-195.

Baskoutas, I., (1996). Dependence of coda Qc on frequency and lapse time in Central Greece. Pure Appl. Geophys, 147, 483-496.

Bonilla, L., F., Steidl, J., H., Lindley, G., T., Tumarkin, A., G., and Archuleta, R., J. (1997). Site amplification in the San Fernado Valley, California: Variability of the site-effect estimation using the S-wave, coda and H/V methods. *Bull. Seismol. Soc. Am*. 87, no. 3, 710-730.

Boatwright, J., Fletcher, J., B. and Fumal, T., E., (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, Bull. Seismol. Am. 81, no. 5, 1754-1782.

Boore, D., and Boatwright, J., (1984). Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am*. 74, no. 5, 1615-1621.

Boore, D., M., & Joyner, W., B., (1997). Site amplification for generic rock sites, *Bull. Seismol. Soc. Am*. 87(2), 327-341.

Borcherdt, R., D., (1970), Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am*. 60, 29-61.

Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res. 75, no. 26, 4997–5009.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Brune, J. N. (1971). Correction, J. Geophys. Res. 76, no. 20, 5002.

Castro, R., R., Anderson, J., G. and Singh, S., K., (1990). Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico, subduction zone. Bull. Seismol. Soc. Am., 80, 1481-1503.

Chavez-Garcia, F., J., Pedotti, G., Hatzfeld, D. and Bard, P.-Y., (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greecce). Bull. Seism. Soc. Am., 80, 784-806.

Dimitriu, P., P., Papaioannou, Ch., A. and Theodoulidis, N., P., (1998). EURO-SEISTEST Strong-Motion Array near Thessaloniki, Northern Greece: A study of Site Effects. Bull. Seism. Soc. Am., 88, 862-873.

Dimitriu, P., Kalogeras, I. and Theodoulidis, N., (1999). Evidence of nonlinear site response in horizontal-to-vertical spectral ratio from near-field earthquakes. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 18, pp. 423-435.

Dimitriu, P., Theodoulidis, N. and Bard, P.-Y., (2000). Evidence of nonlinear response in HVSR from SMART1 (Taiwan) data. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 20, pp. 155-165.

Dimitriu, P., Theodulidis, N., Hatzidimitriou, P. and Anastasiadis, A., (2001). Sediment non – linearity and attenuation of seismic waves: a study of accelerograms from Lefkas, western Greece. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 21, 63-73.

Drouet, S., A. Souriau, and F. Cotton (2005). Attenuation, seismic moment, and site effects for weak – motion events: application to the Pyrenees, Bull. Seismol. Soc. Am. 95, no. 5, 1731 – 1748.

Drouet, S., Chevrot, S., Cotton, F. and Souriau, A. (2008α). Simultaneous inversion of source spectra, attenuation parameters and site responses: Application to the data of the French accelerometric network. Bull. Seismol. Soc. Am. 98, No. 1, 198-219.

Drouet, S., Triantafyllidis, P., Savvaidis, A. and Theodulidis, N. (2008b). Comparison of Site - Effects estimation methods using the Lefkas, Greece 2003 earthquake aftershocks, Bull. Seismol. Soc. Am. 98, no. 1198 - 219.

Drouet, S., Cotton, F. and Gueguen, P., (2010). Vs30, k, regional attenuation and Mw small magnitude events accelerograms. Geophys. J. Int., 182(2), 880-898.

Drouet,S., Bouin, M.-P. and Cotton F., (2011). New moment magnitude scale, evidence of stress rop magnitude scaling and stochastic ground motion model for the French West Indies. Geophys, J. Int., 187, 1625-1644.

Field, E., H. and Jacob, K., H., (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference site, Bull Seism. Soc. Am. 85, no 4, 1127 - 1143.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Field, E., H., (1996). Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge induced waves, Bull Seism. Soc. Am. 86, 991-1005.

Futterman, W. I. (1962). Dispersive body waves, J. Geophys. Res. 67, 5279-5291.

Frigo, M., and S. G. Johnson. "FFTW: An Adaptive Software Architecture for the FFT." Proceedings of the International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing. Vol. 3, 1998, pp. 1381-1384.

Haghshenas, E., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. Bull. Earthquake Eng., 6, 75-108.

Hanks, T., C. and Kanamori, H., (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res*. 84, no. B5, 2348/2350.

Hanks, T., McGuire, R.K., (1981). The character of high-frequency strong ground motion. Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 2071 – 2095.

Hanks, (1982). f_{max}, Bull. Seismol. Soc. Am. 72, 1867-1879.

Hatzidimitriou, P. M., Papazachos, C. B., Kiratzi, A. A. and Theodoulidis, N. P. (1993). Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece. Tectonophysics, 217, 243-253.

Hatzidimitriou, P. M (1993). Attenuation of coda waves in northen Greece. Pure Appl. Geophys., 140, 63-78, 1993.

Hashida, T., Stavrakakis, G. and Shimazaki, K., (1988). Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication. Tectonophysics, 145, 43-54.

Hassani, B., Zafarani, H., Farjoodi., J. and Ansari, A., (2011). Estimation of site amplification, attenuation and source spectra of S-waves in the East-Central Iran. *Soil Dynamics and Earthquakes Engineering* 31, 1397-1413.

Herrmann, R., (1985). An extension of random vibration theory estimates of strong ground motions to large distances. Bull. Seismol. Soc. Am. 75, 1447–1453.

Karagianni, E., E., Papazachos, C., B., Panagiotopoulos, D., G., Suhadolc, P., Vuan, A. and Panza, G., F., (2005). Shear wave velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. J. geophys. Res., 160, 127-143.

Karagianni, E., E. and Papazachos, C., B., (2007). Shear wave velocity structure in the Aegean region obtained by joint inversion of Rayleigh and Love waves. Geological Society, London, Special Publications, 291, 159-181.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Kastelic, V., Kiratzi, A., Benetatos, C., Zivcic, M. and Bajc, J. (2010).Shear wave Q determination for the upper crust of Western and Central Slovenia. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. 99, 377 - 385.

Ktenidou, O.-J., Gélis, C. and Bonilla, L.-F (2013). A study on the variability of kappa (k) in a Borehole: Implications of the computation process. Bull. Seism. Soc. Am. 103 , 1048-1068.

Konno, K. and Ochmachi, T. (1998). Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. Bull. Seism. Soc. Am. 88, No. 1, 228-241.

Kovachev, S. A., Kuzin, I. P., Shoda, O, Yu., (1991). Attenuation of S waves in the lithosphere of the Sea of Crete accordings to OBS observation. Phys. Earth Planet, Inter. 69, 101-111.

Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. and Savvaidis, A., (1996). Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece). Comparison of Different Approaches. Bull. Seism. Soc. Am., 86, No. 6, 1692-1703.

Lermo, J. and Chavez-Garcia, F., G., (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. Bull. Seism. Soc. Am. 83, 1574-1594.

Louvari, E., Kiratzi, A., A., and Papazachos, B. C., (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). Tectonophysics, 308, 223-236.

Madariaga, R. (1976). Dynamics of an Expanding Circular Fault. Bull. Seismol. Soc. Am. 66, 54-514.

Makra, K., Raptakis, D., Chavez-Garcia, F., J. and Pitilakis, K., (2001). Site effects and design provisions: The case of Euroseistest. Pure appl. geophys. 158, 2349-2367.

Makra, K., Chavez-Garcia, F., J., Raptakis, D. and Pitilakis, K., (2005). Parametric analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley: implications for code implementations of complex site effects. Soil Dyn. Earthquake Eng., 25, 303-315.

Martin, C.,(1988). Ge´ome´trie et cine´matique de la subduction Egeene structure en vitesse et en atte´nuation sous le Pe´loponne`se. These. Universite´ Joseph Fourier, Grenoble. 262 pp.

Margaris V. N., N. P., Theodulidis, Ch. A. Papaioannou and B. C. Papazachos (1990). Strong motion duration of earthquakes in Greece. Eur. Seis. Comm., 865-870.

Margaris, B, N. and Boore, D., M. (1998). Determination of $\Delta\sigma$ and κ_o from response spectra of large earthquakes in Greece. Bull. Seism. Soc. Am. 88, 170-182.

Margaris, B., N. and Hatzidimitriou P., M. (2002). Source Spectra Scaling and Stress Release Estimates Using Strong-Motion Records in Greece. Bull. Seism. Soc. Am. 92, 1040-1059.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Matsunami, K., Zhang, W., Irikura, K., and Xie, L., (2003), Estimation of Seismic Site Response in the Tangshan Area, Chine, Using Deep Underground Records. Bull. Seism. Soc. Am. 93, 1065-1078.

Maufroy, E., Chaljub, E., Hollender, F., Bard, P.-Y., Kristek, J., Moczo, P., Martin, F., Theodoulidis, N., Manakou, M., Guyonnet-Benaize, C., Hollard, N., Pitilakis, K. (2016). 3D numerical simulation and ground motion prediction: Verification, validation and beyond – Lessons from the E2VP project. Soil Dyn. Earthquake Eng., 91, 53-71.

Molnar, S. and Cassidy, J., F., (2006). A comparison of site response techniques using weak-motion earthquakes and microtremors. Earthquake Spectra, Vol. 22, No. 1, pp. 169-188.

Nakamura, Y., (1989). A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. QR Railway Tech. Res. Inst. 30, no. 1, 25-33.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *J. Seism. Soc. Japan* 24, 26-40 (in Japanese with English abstract).

Novotny, O., Zahradnik, J. and Tselentis G. (2001). Northwestern Turkey Earthquakes and the Crustal Structure Inferred from Surface Waves Observed in Western Greece. Bull. Seismol. Soc. Am. 91, no. 1, 875 – 879.

Oth, A., Bindi, D., Parolai, S. and Wenzel, F., (2008). S-wave attenuation characteristics beneath the Vrancea region (Romania): New insights from the inversion of ground motion spectra. *Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 98, no. 5, 2482-2497*.

Oth, A., Parolai, S., Blindi, D. and Wenzel, F. (2009). Source spectra and site response from S waves of intermediate-depth Vrancea, Romania, earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 235-254.

Papadopoulos, I., Papazachos, C., Savvaidis, A., Theodulidis, N. and Vallianatos, F., (2016). Seismic microzonation of the broader Chania basin area (Southern Greece) from the joint evaluation of ambient noise and earthquake recordings. Bull. of Earthq. Engin. Vol. 14, No. 10.

Papageorgiou, A., S. and Aki K., (1981). A specific barrier model for the quantitive description of inhomogeneous faulting and the prediction of storng motio, part I: Description of the model, Bull. Seismol. Soc. Am. 73, 693-722.

Papazachos, C. B., (1992). Anisotropic radiation modeling of macroseismic intensitites for the estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. Pure Appl. Geophys, 138, 445-469.

Papazachos, C. B., Margaris, V., N., Theodulidis, N., P., and Papaioannou, Ch., A., (1992). Seismic hazard assessment in Greece based on strong motion duration. 10 WCEE, Madrit, 425-430.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Papazachos, C. B. (1998). Crustal and upper mantle P and S velocity structure of the Serbomacedonian massif (Northen Greece). Geophysical Research Letters, 134, 25 - 39.

Papazachos, B., C., Papadimitriou, E., E., Kiratzi, A., A., Papazachos, C., B., and Louvari, E., K., (1998). Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. Boll. Geof. Teor. App. 39, 199-218.

Papazachos, B., C., Papaioannou, C., A., Papazachos, C., B., and Savvaidis, A., S., (1999). Rupture zones in the Aegean region. Tectonophysics, 308, 205-221.

Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B. and Karakaisis, G. F (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. Bull. Geol. Soc. Greece, XXXVI.

Pavel, F. and Vacareanu R., (2015). Kappa and regional attenuation for Vrancea (Romania) earthquakes. Journal of Seism., 19, 791-799.

PEER (2014). NGA-East: Semi-Automated Procedure for Windowing Time Series and Computing Fourier Amplitude Spectra for the NGA-West2 Database. Tadahiro Kishida, Olga-Joan Ktenidou, , Robert B. Darragh and Walter J. Silva, Chapter 1, *PEER Report No. 2046/09*, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA. June 2014.

PEER (2016). NGA-East: Semi-Automated Procedure for Windowing Time Series and Computing Fourier Amplitude Spectra for the NGA-West2 Database. Tadahiro Kishida, Olga-Joan Ktenidou, , Robert B. Darragh and Walter J. Silva, Chapter 2, *PEER Report No. 2016/02*, Pacific Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA. May 2016.

Phillips, W., S. and Aki, K., (1986). Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. Bull. Seism. Soc. Am., 76, 627-648.

Polatidis A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. and Margaris, B (2003). Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz. Tectonophysics, 367, 29-40.

Raptakis, D., Theodulidis, N. and Pitilakis, K., (1998). Standard spectral ratio and horizontal to vertical ratio techniques: dataanalysis of the Euroseistest strong motion array in Volvi-Thessaloniki (Greece), *Earthquake Spectra* 14, 203-224.

Scerbaum, F., and M. Wyss (1990). Distribution of attenuation in the Kaoiki. Hawaii, source volume estimated by inversion of Pwave spectra, J. Geophys., Res. 95, 12439-12448.

Scordilis, E., M., Karakaisis, G., F., Karakostas, B., G., Panagiotopoulos, D., G., Comninakis, P., E., and Papazachos, B., C., (1985). Evidence for transform faulting in the Ionian Sea. The Cephalonia island earthquake sequence of 1983. Pure Appl. Geophys. 123, 388-397.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Scordilis, E. M., Kementzetzidou, D., Papazachos, B., C (2016). Local magnitude calibration of the Hellenic Unified Seismic Network. Journal of Seismology, Vol. 20, Issue 1, pp. 319-332.

Seekins, L., C., Wenneberg, L., Margheriti, L., Liu. and H.-P. (1996). Site amplification at five locations in San Fransisco, California: a comparison of S waves, codas, and microtremors. *Bull. Seismolo. Soc. Am*. 86, no. 3, 627-635.

Tarantola, A. (2004). Inversion Problem Theory and Methods for Model Parameters Estimation, SIAM, Philadelphia.

Theodulidis, N., (2006). Site characterization using strong motion and ambient noise data: Euroseistest (N. Greece). Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, 30 August – 1 September, Paper Number: 112.

Theodulidis, N. and Bard, (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dyn. Earthquake Eng*. 14, 177-197.

Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P., M., Theodulidis, N., Suhadolc, P.,, Papazachos, C., Raptakis, D. and Lontzetidis, K., (1999). Site Effects in the City of Thessaloniki (Greece) Estimated from Acceleration Data and 1D Local Soil Profiles. *Bull. Seism. Soc. Am*., 89, 2, pp. 521-537.

Triantafyllidis, P., Theodulidis, N., Savvaidis, A., Papaioannou, C. and Dimitriu, P., (2006). Site effects estimation using earthquake and ambient noise data: The case of Lefkas town (W. Greece). Proceedings of the 1st European Conference on Earthquake and Engineering Seismology (1ECEES), *Geneva, Switzerland*, 3-8 September, Paper Number: 1249.

Wells D.L. & Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.*

Yamazaki, F. and Ansary, M., A., (1997). Horizontal -to- vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization. Earthq. Engin. and Struct. Dyn., Vol. 26, 671-689.

FFTW (http://ww.fftw.org)

Σεισμολογικός Σταθμός Α.Π.Θ. (Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης)*:* (http://geophysics.geo.auth.gr/ss/)

Προγραμματιστικό περιβάλλον:

MATLAB and Statistics Toolbox Release 2012b, The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

SCREAM, Güralp Systems Ltd. United Kingdom: www.guralp.com

Generic Mapping Tools version 4.5.3 (www.soest.hawaii.edu/gmt, Wessel and Smith, 1998).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης