ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

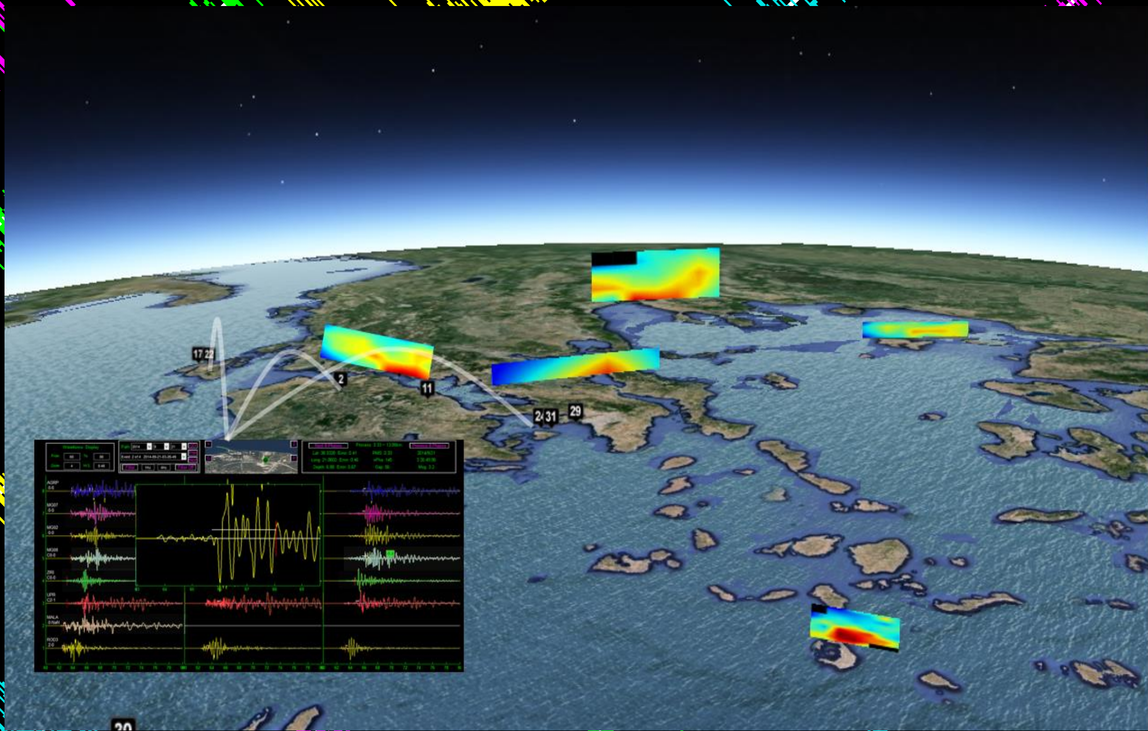
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ – ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

Διπλωματική εργασία

Ανάλυση σεισμικού σήματος & στατιστική επεξεργασία σεισμικότητας



Θοδωρής Ασπιώτης

Ευχαριστώ τον υποψήφιο διδάκτορα
Βασίλη Καπετανίδη και την οικογένεια μου
για την πολύτιμη στήριξη τους.

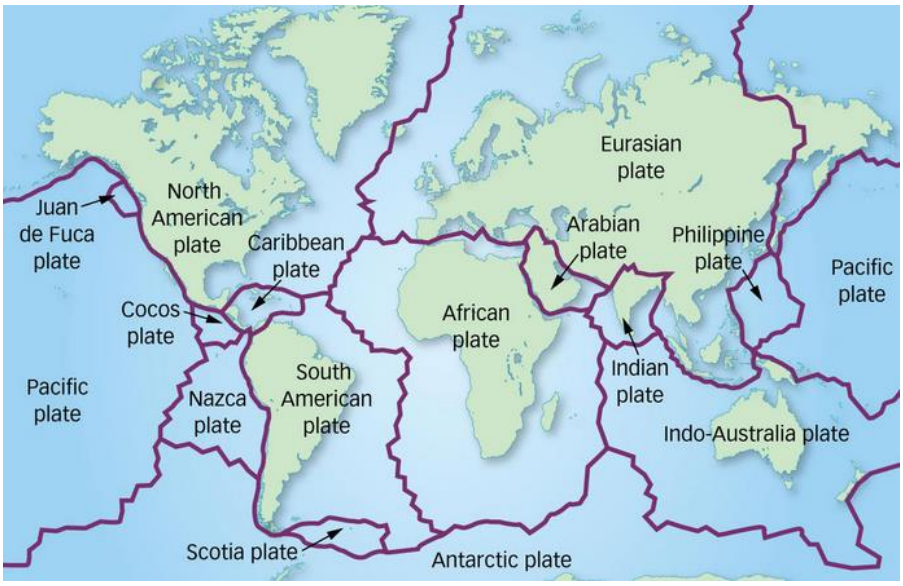
Contents

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ

1.1 Η επιστήμη της γεωλογίας

Εδώ και αρκετές δεκαετίες, έχει καθιερωθεί η θεωρία του A. Wegener γνωστή και ως θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Μέχρι την δεκαετία του 1960 η ορογένεση αποτελούσε ένα πολύπλοκο γεωδυναμικό φαινόμενο που η ερμηνεία της είχε αρκετές δυσκολίες. Ενδεικτικά, η θεωρία της ανυψώσεως του Hatton όριζε ως γενεσιουργό αίτιο την άνοδος μάγματος από το βάθος. Μία άλλη θεωρία ήταν αυτή της συστολής του E. De Beaumont, όπου η ορογένεση λάμβανε χώρα ως επιφανειακή ρυτίδωση, λόγω της ψύξης του εσωτερικού της γης. Η θεωρία της ισοστασίας ερμήνευε το φαινόμενο, ως τις διαφορές του πάχους και της σύστασης (ειδικό βάρος) ανάμεσα σε διάφορα τεμάχη του φλοιού, όπου σαν αποτέλεσμα είναι οι αντίστοιχες κινήσεις εξισορρόπησης, με σημείο αναφοράς μια επιφάνεια ισοστατικής αντιστάθμισης. Από τις θεωρίες αυτές η πιο επικρατούσα και επιστημονικά ορθή, έως σήμερα, είναι αυτή των λιθοσφαιρικών πλακών όπου εισαγάγει την διαφορική κίνηση των διαφόρων μαζών-γεωυλικών-τεμαχών του στερεού φλοιού, με κίνηση των ηπείρων και ωκεανών προς διάφορες διευθύνσεις.
Η επικράτηση της θεωρίας του Wegener έχει σήμερα επαληθευτεί από πληθώρα γεωλογικών και γεωφυσικών επιστημονικών δημοσιεύσεων.



Σχήμα 1.1: Κύριες Τεκτονικές πλάκες και η ονομασία αυτών. Σε μικροσκοπική κλίμακα (για τα δεδομένων των τεκτονικών πλακών) οι πλάκες διαχωρίζονται σε περισσότερες μικροπλάκες, όπως αυτή της μικροπλάκας του Αιγαίου στον Ελληνικό χώρο.
Φυσικά η θεωρία αυτή δεν ήταν άγνωστη την εποχή που ο A. Wegener δημοσίευσε τα ευρήματα ‘του’. Ο Frank Taylor ήταν ερασιτέχνης της επιστήμης όπου στο παρελθόν είχε εγκαταλείψει της σπουδές του στο πανεπιστήμιο του Harvard. Το πεδίο του Tylor

ήταν η γεωλογία και η θεωρία που διατύπωσε το 1908 ήταν αυτή της μετακίνησης των ηπείρων. Παρατηρώντας το συμπληρωματικό σχήμα των ακτογραμμών στις δύο πλευρές του Ατλαντικού, ο Taylor συνηδειτοποίησε ότι οι ήπειροι της Αφρικής και της Ευρώπης στα ανατολικά έπρεπε να ήταν κάποτε ενωμένες με την ήπειρο της Αμερικής στα δυτικά. Φυσικά η άποψη και εκτίμηση του δεν είχε καμία απολύτως απήχηση. Τέσσερα χρόνια αργότερα (1912) ο Γερμανός Άλφρεντ Βέγκενερ αξιοποίησε την ιδέα του Tylor στο βιβλίο του, με τίτλο ‘Περί της Προέλευσης των Ηπείρων και των Ωκεανών’ .

Την εποχή εκείνη ξέσπασε ο πρώτος παγκόσμιος πόλεμος και το γεγονός ότι ο ίδιος ο Wegener δεν ήταν γεωλόγος ή γιατρός (κάτι το σπουδαίο για την εποχή εκείνη), αλλά μετεωρολόγος, έκανε την διατιμωμένη πλέον θεωρία να πέσει στο κενό καθώς έγινε εστία μεγάλων αμφισβητήσεων. Ακόμη και πρόσφατα, μόλις το 1964, η παγκοσμίου φήμης και κύρους εγκυκλοπαίδεια Μπριτάνικα αναφερόταν με μεγάλη δυσπιστία σε αυτές τις ‘περιφερόμενες’ ηπείρους.

Στις ημέρες μας όπου ο Βέγκενερ θεωρείται ο πατέρας της θεωρίας των τεκτονικών πλακών, το όνομα του Taylor έχει καταβυθιστεί στη λήθη, σαν σε κάποιο όριο σύγκλισης τεκτονικών πλακών.

Τα όρια των τεκτονικών πλακών της εικόνας 1.1 συνδέονται με την κινηματική τους κατάσταση. Ως αποκλίνοντα όρια (divergent plate boundaries), καλούμε τις περιοχές εκείνες όπου πραγματοποιείται απομάκρυνση των δύο τεκτονικών πλακών. Στις περιοχές αυτές παρατηρείται άνοδος στην επιφάνεια του ασθενοσφαιρικού μανδύα υπό μορφή μάγματος. Οι μεσοωκεάνιες ράχες αποτελούν ακτουαλιστικά πρότυπα τέτοιων ορίων.

Αντίθετα ως συγκλίνοντα όρια (convergent plate boundaries) καλούμε τις περιοχές όπου μία τεκτονική πλάκα υποβυθίζεται κάτω από μια άλλη, δημιουργώντας ένα ορογενετικό τόξο με κύριο χαρακτηριστικό στην ζώνη της τεκτονικής επαφής την ανάπτυξη μεγάλων και βαθιών τάφρων (trenches). Συνίσταστε ωκεάνια πλάκα να υποβυθίζεται κάτω από ηπειρωτική, λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας.

Ο Ελλαδικός χώρος χαρακτηρίζεται γεωλογικά από τον ελληνικό δίαυλο ή ελληνικό τόξο, όπου πραγματοποιείται υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Το καθεστώς αυτό χαρακτηρίζεται από τάσεις συμπίεσης εγκάρσια του διαύλου, με αποτέλεσμα την γένεση σεισμικών γεγονότων με τη ενεργοποίηση και δημιουργία ανάστροφων ρηγμάτων.

Αντίθετα στο εσωτερικό της χώρας, η πλειονότητα των τάσεων χαρακτηρίζεται από εφελκυστικές δυνάμεις, γεγονός που επαληθεύεται από τους μηχανισμού γένεσης των σεισμών που αντιστοιχούν σε κανονικά ρήγματα (Kiratzi et. al., 2008) όπως για παράδειγμα συμβαίνει και στην περιοχή της Αταλάντης.

1.2 Τεκτονική, Γεωτεκτονική

Σήμερα έπειτα από πολλές δεκαετίες ερευνών, είμαστε σε θέση να γνωρίζουμε λεπτομερέστατα τα εντατικά πεδία που λαμβάνουν χώρο σε κάθε σημείο του πλανήτη. Τόσο από άποψη μικροτεκτονικής όπως εκτατικές και διατμητικές ρωγμές (extension & shear fractures) και διακλάσεων (joins) όσο και μακροτεκτονικής, υπό μορφή ρηγμάτων (faults).

Κάθε περιοχή χαρακτηρίζεται από συγκεκριμένη λιθολογία και στρωματογραφία που εξαρτάται από την τοπική γεωλογία. Συνεπώς τα εκάστοτε πετρώματα ανάλογα με τις τοπικές γεωπεριβαλλοντικές συνθήκες συμπεριφέρονται διαφορετικά. Οι αυξανόμενες τιμές πίεσης και θερμοκρασία συναρτήσει του βάθους του φλοιού δημιουργούν μια διαβάθμιση των συνθηκών παραμόρφωσης με ανάπτυξη διαφορετικών μηχανισμών παραμόρφωσης. Στα ανώτερα τμήματα του φλοιού, τα πετρώματα συμπεριφέρονται ελαστικά αφού ο χώρος αυτός χαρακτηρίζεται ως χώρος θραύσης, όπου κυρίαρχο φαινόμενο είναι αυτό της διάτμησης. Στην συνέχεια περνάμε στον χώρο της πλαστικής παραμόρφωσης με κυριαρχία αρχικά της κάμψης και στη συνέχεια της σχιστοποίησης μέχρι να φτάσουμε τελικά στο χώρο τήξης με κυριαρχία της ροϊκής παραμόρφωσης.

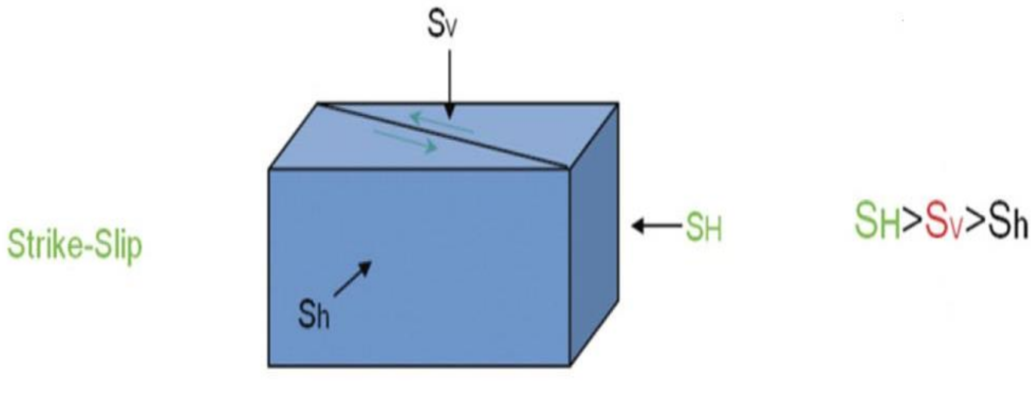
Σύμφωνα με τους Chen & Molnar στα ανώτερα στρώματα του φλοιού, παρατηρείται αύξηση της διαφορικής τάσης με αποτέλεσμα ο φλοιός να παραμορφώνεται με θραύση. Εν συνεχεία έχουμε μια μεταβατική ζώνη από θραυσιγενή σε πλαστική παραμόρφωση και μείωση της διαφορικής τάση συναρτήσει του βάθους, γεγονός που συνεπάγεται επικράτηση πλαστικής παραμόρφωσης. Στην βάση του φλοιού έχουμε αύξηση ξανά της διαφορικής τάσης και στην οροφή του λιθοσφαιρικού μανδύα εμφανίζεται για άλλη μια φορά φαινόμενα θραύσης με ρηγμάτωση των πετρωμάτων. Σε κατώτερους(από άποψη βάθους) τεκτονικούς ορόφους όπως είναι φυσικό επικρατεί η πλαστική παραμόρφωση.

Συνεπώς ρήγματα που διατέμνουν το φλοιό σε σχεδόν όλο του το πάχος (ρήγμα Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια) παρουσιάζουν εύθραυστη συμπεριφορά στον ανώτερο φλοιό αλλά κάτω από την ζώνη της ευθραστοπλαστικής μεταβατικής ζώνης παρουσιάζουν κίνηση των ρηξιτεμαχών τους με πλαστική διάτμηση.

1.3 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

1.3.1 Ρήγματα και Θεωρία Anderson

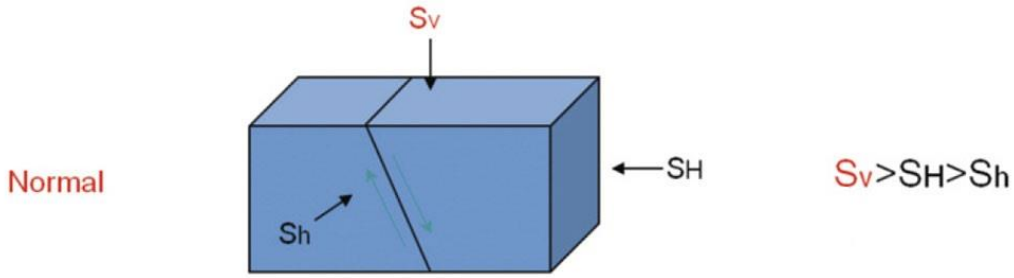
Η γη χαρακτηρίζεται από ζώνες στις οποίες οι τεκτονικές πλάκες συμπεριφέρονται διαφορετικά. Σύμφωνα με την θεωρία ρηγμάτωσης του Anderson και τα κριτήρια θραύσης Coulomb γίνεται μια κατάταξη των ρηγμάτων σύμφωνα με τις χωρικές τάσεις που επικρατούν. Σύμφωνα με την θεωρία αυτή τα επίπεδα των διατμητικών διαρρήξεων περιέχουν την ενδιάμεση κύρια τάση σ_2 και η εκάστοτε γωνία μεταξύ του επιπέδου διάρρηξης και της μέγιστης κύριας τάσης σ_1 είναι μικρότερη από 45^o. Συνεπώς ο τύπος του ρήγματος που θα αναπτυχθεί σε μια συγκεκριμένη θέση εξαρτάται από ποια από τις τρεις κύριες τάσεις είναι η κατακόρυφη.
Περιοχές όπου πραγματοποιείται σύγκλιση ωκεάνιας ή ηπειρωτικής λιθόσφαιρας κάτω από ηπειρωτική η κάτω από άλλη ωκεάνια λιθόσφαιρα, χαρακτηρίζονται σεισμοτεκτονικά από ανάστροφα ρήγματα καθώς η κύρια τάση σ1 είναι οριζόντια. Στις περιοχές αυτές επικρατεί συμπιεστικό πεδίο τάσεων. Αυτού του τύπου τα ρήγματα, χαρακτηρίζονται από την ανοδική κίνηση του πάνω μέρος του ρηξιτεμάχους,. Αντίθετα τα γεωυλικά που αντιστοιχούν στο κάτω ρηξιτέμαχος έχουν αντίθετο άνυσμα κίνησης.



Σχήμα 1.2: Καθεστώς κύριων τάσεων σε ρήγματα ανάστροφου χαρακτήρα. Η κύρια τάση συμπίεσης σ_1 (SH)είναι οριζόντια στο αζιμουθιακό επίπεδο του εδάφους.

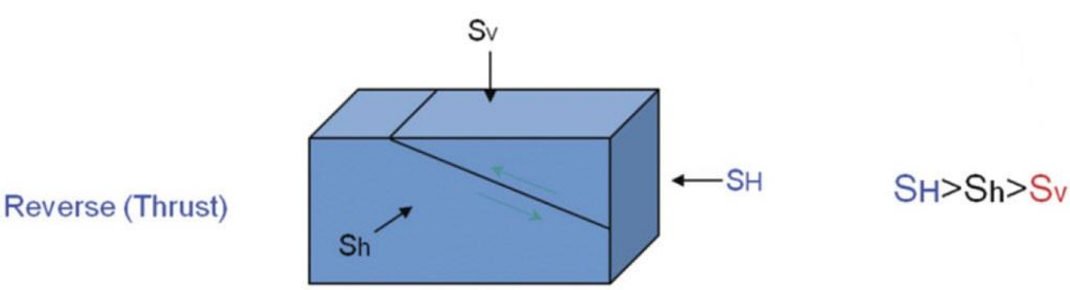
Περνώντας στο εσωτερικό μέρος ενός ορογενετικού τόξου (οπισθοχώρα) παρατηρείται αλλαγή ως προς τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, γεγονός που συνηγορεί την αλλαγή των εντατικών πεδίων.
Συνεπώς σε περιοχές όπου κυριαρχεί η απομάκρυνση των λιθοσφαιρικών πλακών αλλά και σε οπισθοτάφρους, επικρατούν εφελκυστικά πεδία τάσεων με την μέγιστη κύρια τάση να είναι κατακόρυφη. Στις περιοχές αυτές επικρατούν τα κανονικά ρήγματα,

γνωστά και ως ρήγματα βαρύτητας, με κίνηση ρηξιτεμαχών αντίθετη από αυτή των ανάστροφων ρηγμάτων.



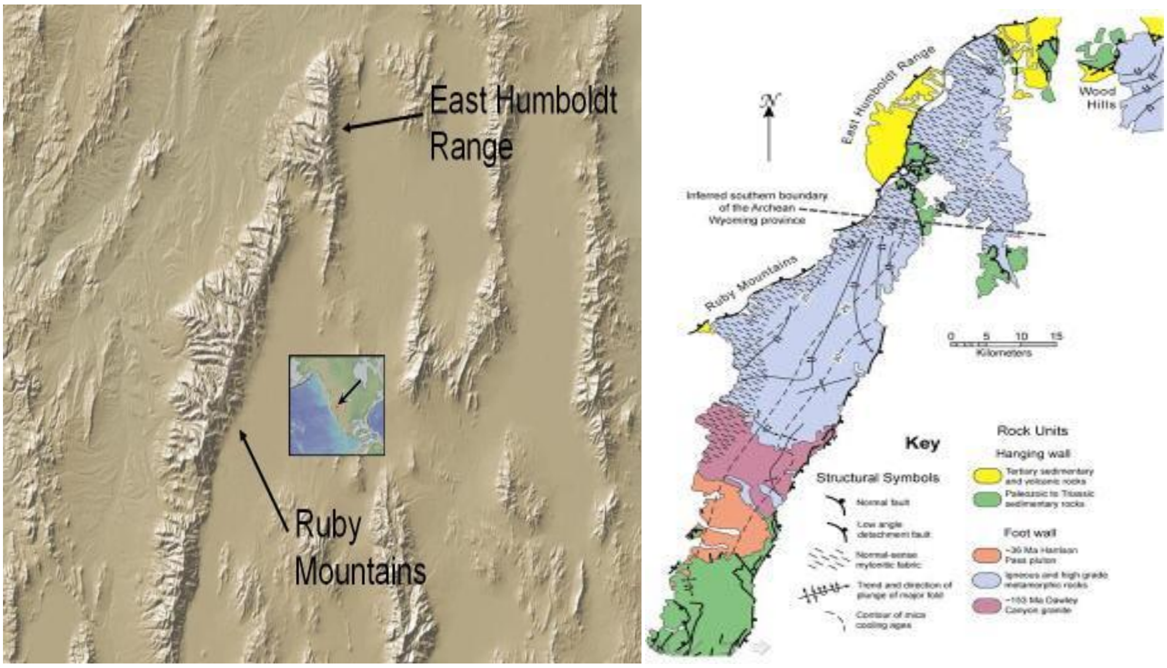
Σχήμα 1.3: Ανύσματα κύριων τάσεων σ_1 (Sv), σ_2 (SH) και σ_3 (Sh) σε εφελκυστικό εντατικό πεδίο. Τα ρήγματα αυτά χαρακτηρίζονται ως κανονικά ρήγματα ή ρήγματα βαρύτητας.

Τέλος υπάρχουν περιοχές όπου χαρακτηρίζονται από οριζόντια ολίσθηση. Τέτοια ρήγματα είναι το αποτέλεσμα ενός εντατικού πεδίου τάσεων στο οποίο η συμπιεστική τάση σ2 είναι κατακόρυφη. Αυτά τα ρήγματα είναι γνωστά διεθνώς και ως μεγαοριζοντιολισθητικά (εσωτερικά ηπειρωτικών περιοχών) ή ρήγματα μετασχηματισμού (περιοχές με ωκεάνιο φλοιό). Ακτουαλιστικά παραδείγματα τέτοιον ρηγμάτων είναι το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια καθώς και το γειτονικό για τον Ελλαδικό χώρο, ρήγμα της Ανατολίας.
Τα ρήγματα αυτά συνήθως εμφανίζονται ως δευτερογενείς τεκτονικές δομές που συνδέονται με άλλα ρήγματα ή ρήγματα και πτυχές. Χαρακτηριστικό είναι ότι τα αποσχιστικά ρήγματα εμφανίζονται σε περιοχές κανονικής ρηγμάτωσης καθώς και σε πτυχωμένες και επωθημένες τεκτονικές ενότητες.
Τα οριζοντιολισθητικά ρήγματα σπάνια βρίσκονται ως απλά επίπεδα ρήγματα τα οποία διατέμνουν το φλοιό, καθώς χαρακτηρίζονται από περίπλοκες και σύνθετες ζώνες παράλληλων ή σε κλιμακωτή διάταξη ρηγμάτων τα οποία συνήθως περιέχουν και έναν χαρακτήρα πλάγιο-οριζοντιολισθητικού ρήγματος.

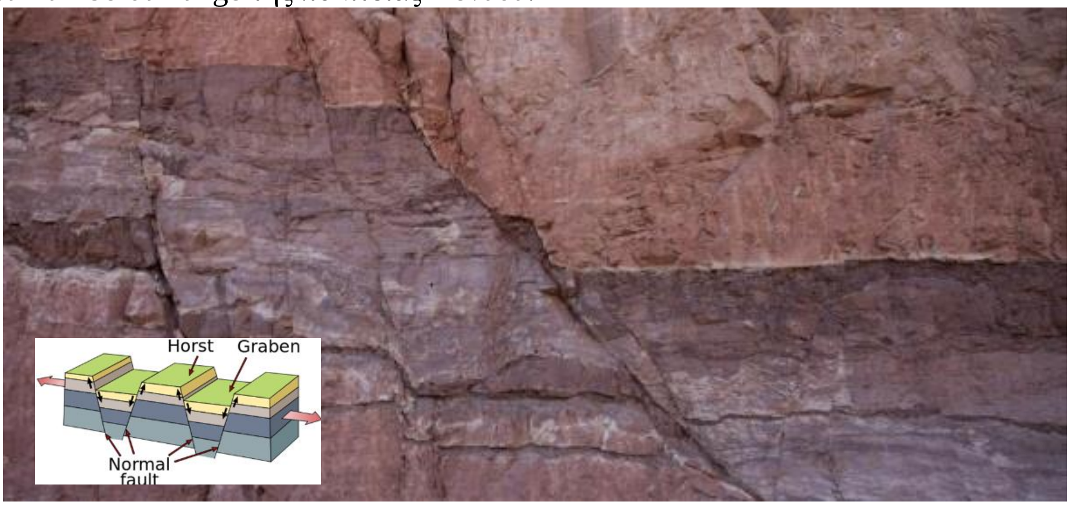


Σχήμα 1.4: Στερεογραφική προβολή τάσεων σύμφωνα με τα κριτήρια Anderson, σε ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης.

Φυσικά η κίνηση των ρηξιτεμαχών εκατέρωθεν της επιφάνειας ενός ρήγματος, είναι μια πολύπλοκη και χαοτική διαδικασία. Από γεωλογικής πλευράς, η καμπύλωση συναρτήσει του βάθους που παρουσιάζει η επιφάνεια ρήγματος, ονομάζεται ληστρικότητα. Ένα παράδειγμα ληστρικού ρήγματος, όπου έχουμε καμπύλωση της ρηξιγενής επιφάνειας με μικρή κλίση, είναι αυτό του East Humboldt Range στα σύνορα California-Nevada.



Σχήμα 1.5: Επιφανειακή έκφραση και γεωλογικός χάρτης του ληστρικού ρήγματος East Humboldt Range της πολιτείας Nevada.



Σχήμα 1.6: Εφελκυστικό εντατικό πεδίο τάσεων που χαρακτηρίζει τα κανονικά ρήγματα.

Χαρακτηριστική περίπτωση συζυγών διευθύνσεων ρηγμάτων με τις ανυψωμένες περιοχές (τεκτονικό κέρας) και τα χαμηλότερα τμήματα (τεκτονική τάφρος).

Σχήμα 1.7: Πεδίο τάσεων υπό καθεστώς συμπίεσης που χαρακτηρίζει τα ανάστροφα ρήγματα.
Χαρακτηριστική περίπτωση όπου το πάνω ρηξιτέμαχος ανεβαίνει ενώ το κατώτερο κατεβαίνει ως προς το πρώτο.

1.3.2 Κριτήρια θραύσης Coulomb

Ο κύκλος του Mohr χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της μέγιστης διατμητικής αντοχής των πετρωμάτων (όπως και κάθε υλικών).
Το πρόβλημα έγκειται στο γεγονός ότι ενώ μπορεί να γνωρίζουμε το μέτρο των τάσεων (κύριων και διατμητικών), δεν γνωρίζουμε τον προσανατολισμό του κρίσιμου επιπέδου και αυτό γιατί η εντατική κατάσταση είναι διαφορετική σε κάθε επίπεδο.
Για τον λόγο αυτό, αρχικά ορίζουμε τις ακραίες τιμές των κύριων τάσεων όπου η διατμητική τάση είναι ίση με μηδέν. Εν συνεχεία βρίσκουμε την ελάχιστη και την μέγιστη τιμή των διατμητικών τάσεων από τις σχέσεις:

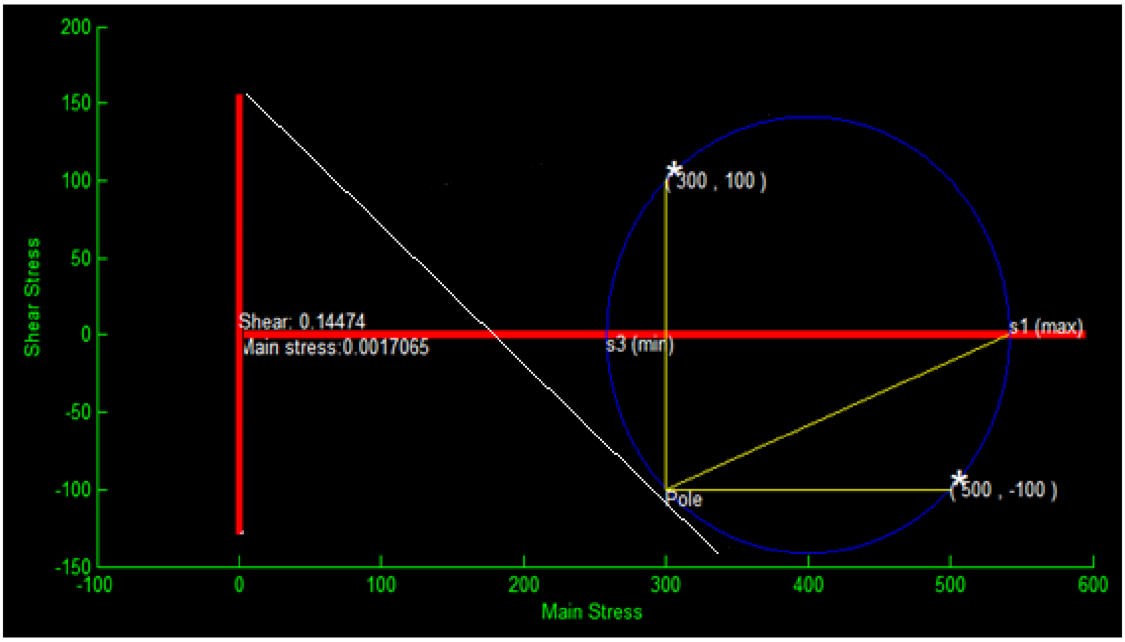
$$\tau_{min} = -(\sigma1-\sigma3)/2 \qquad (1.1)$$

$$\tau_{\mu\alpha\chi} = -(\sigma1+\sigma3)/2 \qquad (1.2)$$

Γνωρίζοντας τις τάσεις που ασκούνται σε δύο επίπεδα μπορούμε να χαράξουμε τον κύκλο του Mohr, αλλά χωρίς να γνωρίζουμε σε ποιο επίπεδο εφαρμόζεται ο συνδυασμός αυτών. Επομένως, έχοντας ως δεδομένο τη διεύθυνση ενός επιπέδου, μπορούμε να προσδιορίσουμε τον πόλο των επιπέδων. Ο πόλος αυτός αποτελεί το σημείο τομής της περιβάλλουσας θραύσης.
Τα κατά προσέγγιση ευθύγραμμα τμήματα της περιβάλλουσας θραύσης καθορίζουν το κριτήριο θραύσης Coulomb που περιγράφεται από την σχέση:

$$|\tau_{\alpha}| = c + tan\varphi * \sigma_n \qquad (1.3)$$

Στην εξίσωση 1.3 η τιμή της τ_α εκφράζει την κρίσιμη διατμητική τάση πάνω στο επίπεδο της διατμητικής ρωγμής κατά τη στιγμή της θραύσης. Αντίστοιχα η τιμή σ_n εκφράζει την ορθή τάση πάνω στο ίδιο το επίπεδο ενώ ο παράγοντας c δίνει το μέτρο της συνοχής του πετρώματος η οποία είναι η διατμητική αντοχή κατά μήκος του επιπέδου όπου ασκείται μηδενική τάση (ορθή τάση). Τέλος ως φ καλούμε την γωνία εσωτερικής τριβής του υλικού.



Σχήμα 1.8 Κύκλος του Mohr και το κριτήριο αστοχίας Coulomb. Η περιβάλλουσα διατμητικής θραύσης διαχωρίζει το διάγραμμα σε μια σταθερή και μια ασταθή περιοχή. Η σταθερή περιοχή είναι ο γεωμετρικός τόπος εντός του κύκλου.

Το κριτήριο θραύσης Coulomb για εξωτερικές κύριες τάσεις μπορεί να πάρει την μορφή:

$$2c = \sigma_1\{[(tan\varphi)^2 + 1]^{1/2} - tan\varphi\} - \sigma_3\{[(tan\varphi)^2 + 1]^{1/2} + tan\varphi\}$$

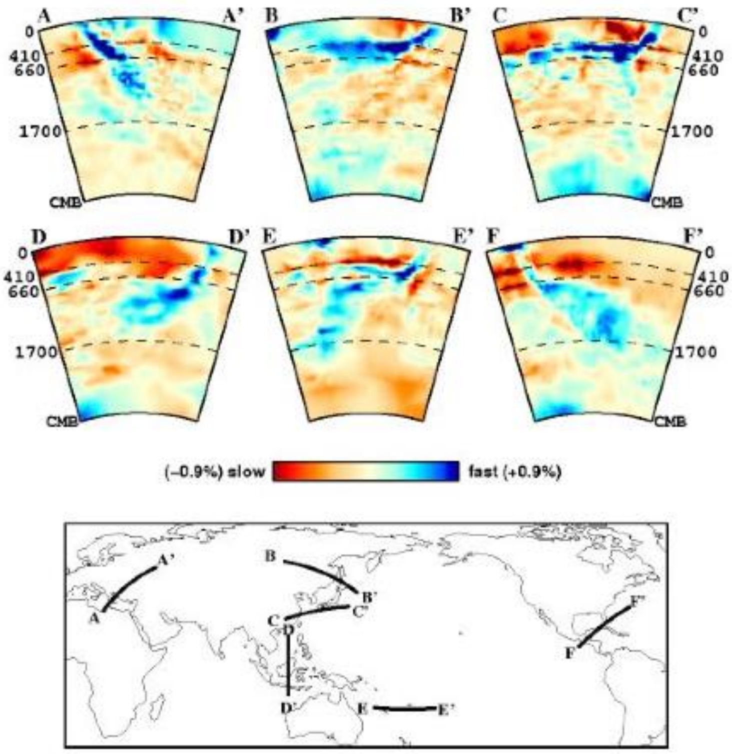
(1.4)

Σύμφωνα με την σχέση 1.4 γίνεται σαφές ότι όταν το καθεστώς τάσεων σε ένα πέτρωμα (χώρος ρήγματος) είναι τέτοιο ώστε να αναπτυχθεί ο κρίσιμος συνδυασμός της εξίσωσης 1.3, τότε κατά μήκος του επιπέδου αυτού θα δημιουργηθεί-αναπτυχθεί μια διατμητική ρωγμή. Για κάθε κρίσιμο καθεστώς τάσης το κριτήριο ικανοποιείται στα δύο σημεία όπου ο αντίστοιχος κύκλος θραύσης Mohr εφάπτεται των δύο ευθειών που συνιστούν την περιβάλλουσα θραύσης. Αυτά τα σημεία καθορίζουν τις ορθές και διατμητικές τάσεις που ασκούνται σε δύο επίπεδα διαφορετικού προσανατολισμού και τα οποία καλούνται ως συζυγή διατμητικά επίπεδα (conjugate shear planes).
Το κριτήριο της τάσεις Coulomb δεν μπορεί να προβλέψει την διεύθυνση όπου θα αναπτυχθούν οι διατμητικές ρωγμές και συνεπώς το επίπεδο της διάρρηξης του ρήγματος σε αντίθεση με την γεωμετρία της περιβάλλουσας θραύσης, όπου πέρα από τα κρίσιμα καθεστώτα μπορεί να αναδείξει την διεύθυνση ανάπτυξης των διατμητικών ρωγμών σε σχέση με τον άξονα της μέγιστης κύριας τάσης σ1.

1.3.3 Μηχανική συμπεριφορά πετρωμάτων και χωρικά μοντέλα γένεσης σεισμών

Στα ανώτερα στρώματα του φλοιού της γης, τα υλικά χαρακτηρίζονται από την φυσική ιδιότητα της ελαστικότητας, η οποία παρέχει στα πετρώματα ακαμψία με αποτέλεσμα την ρηγμάτωση και ρωγμάτωση αυτών στο όριο ελαστικότητας τους.
Όπως αναπτύχθηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο, ο φλοιός εμφανίζεται μια μεταβατική ζώνη, όπου η εύθραυστη συμπεριφορά των πετρωμάτων περιορίζεται (αναστέλλεται) προοδευτικά, λόγω αύξηση της πλαστικότητας, η οποία λαμβάνει χώρα ως αποτέλεσμα της αύξησης της θερμοκρασίας και της πίεσης με το βάθος. Από μηχανικής πλευράς, είναι γνωστό ότι η αύξηση της ολόπλευρης πίεσης, αυξάνει την αντοχή αν και προωθεί την πλαστική συμπεριφορά. Η ζώνη αυτή καλείται ως ευθραστοπλαστική μεταβατική ζώνη και είναι η ζώνη όπου δημιουργούνται οι ομοειδής πτυχές. Για την παρατήρηση τέτοιων δομών απαιτείται θερμοκρασία μερικών εκατοντάδων βαθμών Κελσίου και πιέσεις μερικών Kbars. Συνεπώς μετά το πέρας των 6~16 Km τα πετρώματα μεταβαίνουν από τον ανώτερο φλοιό εύθραυστης συμπεριφοράς, σε εύθραυστο-πλαστικές συνθήκες. Το γεγονός αυτό όμως δεν προδικάζει το τέλος της ελαστικής συμπεριφοράς των υλικών σε κατώτερα στρώματα του φλοιού. Αν η αύξηση της πίεσης και θερμοκρασίας μπορούσαν ξαφνικά να ανακουφιστούν (αυξανομένου βάθους) , τότε θα είχαμε μια μερική ελαστική ανάκτηση των ιδιοτήτων των υλικών, και ο χώρος αυτός θα συμπεριφέρεται με ελαστικοπλαστικές ιδιότητες. Κύριος παράγοντας για την διάκριση των προαναφερθέντων ιδιοτήτων και ζωνών, κατέχει η θερμοβαθμίδα της εκάστοτε περιοχής.

Είναι χαρακτηριστικό ότι αν και κάτω από το όριο της εύθραυστης παραμόρφωσης στην πλειονότητα των περιπτώσεων δεν παρατηρείται σεισμικότητα, σε περιοχές σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών η σεισμικότητα είναι εμφανής ακόμα και σε βάθη που θα έπρεπε να είναι απολύτως ασεισμικά. Το φαινόμενο αυτό μπορεί να εξηγηθεί ως το αποτέλεσμα της καμπύλωσης των ισόθερμων. Η βυθιζόμενη πλάκα (συνήθως ωκεάνια λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας) ως πιο ψυχρή, αναγκάζει την αλλαγή της θερμοβαθμίδας στα σημεία υποβύθισης της(Papazachos et al 2005).
Η γένεση σεισμών ενδιαμέσου βάθους 100~110Km συνδέεται με τη σταδιακή αφυδάτωση των ιζημάτων και άλλων πετρωμάτων (γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι κλπ.) της καταδυόμενης λιθόσφαιρας . Το υδάτινο στοιχείο που ελευθερώνεται από χημικές αντιδράσεις σε σχετικά μικρά βάθη (60~90Km) εισέρχεται στο μανδύα χωρίς την δημιουργία τήγματος, προκαλώντας όμως διάφορα γεωχημικά φαινόμενα όπως την σερπεντινίωση του τμήματος του μανδύα πάνω από την καταδυόμενη πλάκα.
Στο βάθος των 100~110km όπου επικρατούν πιέσεις ~20Kbar το νερό που απελευθερώνεται από τα πετρώματα ακολουθεί την διαδρομή της ισόθερμης των 1000 βαθμών Κελσίου, το οποίο όριο αποτελεί και το σημείο τήξης του ένυδρου λερζολιθικού μανδύα. Το φαινόμενο αυτό προκαλεί μερική τήξη με αποτέλεσμα την γένεση του μάγματος πίσω από το νησιωτικό τόξο. Το νέο μάγμα θα εμπλουτίσει με την σειρά του το ηφαιστειακό τόξο.
Σε μεγαλύτερα βάθη ορισμένα ένυδρα ορυκτά (φλογοπίτης) τα οποία περιέχουν μεγάλο ποσοστό σε ένυδρα ορυκτά (έως και 1% H_20) διατηρούνται μέχρι και το βάθος των 140~160Km οπότε και χάνουν τότε το κλάσμα του νερού, μετατρεπόμενα σε άνυδρο εκλογίτη, προκαλώντας εκ νέου μια αύξηση της σεισμικότητας ενδιαμέσου βάθους. Γενικά στην φύση παρατηρούνται φαινόμενα μετατροπής ενός ορυκτού σε άλλο, ίδιας χημικής σύστασης αλλά διαφορετικής δομής, όταν αυτό βρεθεί σε διαφορετικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας (φαινόμενα πολυμορφισμού και μετασχηματισμού). Κλασικό παράδειγμα σε δομή βάθους, αποτελεί η περίπτωση του ολιβίνη που κάτω από συνθήκες μεγάλης πίεσης μετατρέπεται σε σπινέλιο, λόγω μετατροπής του φοστερίτη (Mg_2SiO_4) από την ορθορομβική του συμμετρία στην κυβική.
Για τον λόγο αυτό στην Ελλαδικό χώρο παρατηρείται η γένεση σεισμικών γεγονότων σε βάθη μεγαλύτερα από το όριο ελαστικότητας.
Η ζώνη Wadati Benioff οριοθετεί την περιοχή της λιθόσφαιρας, μέσα στην οποία λαμβάνει χώρα η σεισμικότητα.



Σχήμα 1.9 Οι κυριότερες ζώνες υποβύθισης του πλανήτη. Η τομή A-A' δίνει την σεισμική τομογραφία βάθους για τον Ελληνικό χώρο. Το μπλε τμήμα της τομής μπορεί να θεωρηθεί ως η ζώνη Wadati Benioff.

Όπως είναι φυσικό, αυξανομένου του βάθους, τα φαινόμενα ρηγμάτωσης εκφράζονται ως φαινόμενα πτύχωσης. Το φαινόμενο αυτό σηματοδοτεί την μη γένεση σεισμικών γεγονότων αφού πλέον είναι αδύνατο να υπάρξει διάρρηξη των πετρωμάτων.
Ανάλογα με την γεωλογία και τις συνθήκες όπου επικρατούν, παρατηρούνται φαινόμενα πτύχωσης με εμφάνιση ισοπαχών πτυχών σε μη μεταμορφωμένα υλικά-πετρώματα ενώ σε ακόμα μεγαλύτερα βάθη, παρατηρείται η ανάπτυξη σχιστότητας με ομοειδής πτυχές που αφορούν μεταμορφωμένα πετρώματα.

Κεφάλαιο ΙΙ: Σεισμικές παράμετροι σεισμικού γεγονότος

2.1 Θεωρία σεισμικών κυμάτων

Η διάρρηξη πετρωμάτων στο εσωτερικό ενός πλανήτη πυροδοτεί μια αλληλουχία φυσικών φαινομένων που ως σκοπό έχουν τον επαναπροσδιορισμό των φυσικών και μηχανικών τους ιδιοτήτων στην κατάσταση της σχετικής τους ισορροπίας-ηρεμίας.
Όπως προαναφέρθηκε και στο κεφάλαιο Ι, όταν σε ένα υλικό ασκηθεί τάση μεγαλύτερη από την κρίσιμη, τότε το υλικό αυτό θα αστοχήσει και θα επέλθει θλίψη.
Αυτή η αστοχία ονομάζεται διάρρηξη πετρωμάτων και ο χώρος όπου πραγματοποιείται, ρήγμα. Μελετώντας τα διάφορα χαρακτηριστικά των κυματομορφών από τους σεισμογράφους και επιταχυνσιογράφους, προσπαθούμε να αποκρυπτογραφήσουμε το πολύπλοκο φυσικό αυτό φαινόμενο της σεισμικής διάρρηξης αλλά και να χαρτογραφήσουμε και να ορίσουμε τις μηχανικές και φυσικοχημικές ιδιότητες του εσωτερικού της Γης.
Τα σεισμικά κύματα είναι ελαστικά κύματα που παράγονται στα ανώτερα στρώματα του φλοιού της γης, όπου τα υλικά (γεωλογικά στρώματα) χαρακτηρίζονται από την φυσική ιδιότητα της ελαστικότητας και η οποία παρέχει στα πετρώματα ακαμψία με αποτέλεσμα την ρηγμάτωση και ρωγμάτωση αυτών στο όριο της ελαστικότητας τους.
Η παραμόρφωση μπορεί να επέλθει ως ανηγμένη κυβική (Dilatation), ως απλή αλλά και ως σύνθετη. Ο τανυστής παραμόρφωσης (strain tensor) εκφράζεται από εννέα μερικές παραγώγους με την μορφή του πίνακα.

$$\varepsilon_{\chi y} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{\partial u_1}{\partial x_2} & \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \\ \frac{\partial u_2}{\partial x_1} & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \\ \frac{\partial u_3}{\partial x_1} & \frac{\partial u_3}{\partial x_2} & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{pmatrix} \qquad (2.1)$$

Ο τανυστής παραμόρφωσης μπορεί να εκφρασθεί ως άθροισμα ενός συμμετρικού και ενός αντισυμμετρικού τμήματος. Τα τμήματα αυτά εκφράζουν την καθαρή παραμόρφωση και την περιστροφή αντίστοιχα
Η διάρρηξη των πετρωμάτων παράγουν ελαστικά κύματα χώρου (seismic body waves). Αυτό συμβαίνει επειδή τα γεωλογικά υλικά μεταβάλλονται και ως προς τον όγκο αλλά και ως προς το σχήμα.
Η πρώτη κατηγορία των κυμάτων χώρου είναι τα P (primal) κύματα και κατά την διάδοση τους προκαλούν μεταβολή του όγκου. Τα κύματα αυτά καλούνται ως επιμήκη ελαστικά.
Η εξίσωση της κίνησης σε ένα για ελαστικό μέσο εκφράζεται από τη σχέση:

$$p\,\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) = \frac{\partial \theta}{\partial \chi_i} + \mu\, \nabla^2\, u_i + p\, X_i \qquad (2.2)$$

Αν παραγωγίσουμε ως προς της τρεις μεταβλητές χώρου θα έχουμε τις εξισώσεις:

$$p \frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial_u}{\partial_\chi} = (\lambda + \mu) = \frac{\partial^2 \theta}{\partial \chi^2} + \mu \nabla^2 \frac{\partial_u}{\partial_\chi} \qquad (2.3)$$

$$p \frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial_v}{\partial_y} = (\lambda + \mu) = \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \mu \nabla^2 \frac{\partial_v}{\partial_y} \qquad (2.4)$$

$$p \frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial_w}{\partial_z} = (\lambda + \mu) = \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \mu \nabla^2 \frac{\partial_w}{\partial_z} \qquad (2.5)$$

Προσθέτοντας τις σχέσεις 2.1, 2.2 και 2.3 προκύπτει:

$$p \frac{\partial^2 [\theta]}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 [\theta] \qquad (2.6)$$

Όπου οι μεταβλητές των θ και ∇^2 θα είναι:

$$\theta = \frac{\partial u}{\partial \chi} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \qquad (2.7)$$

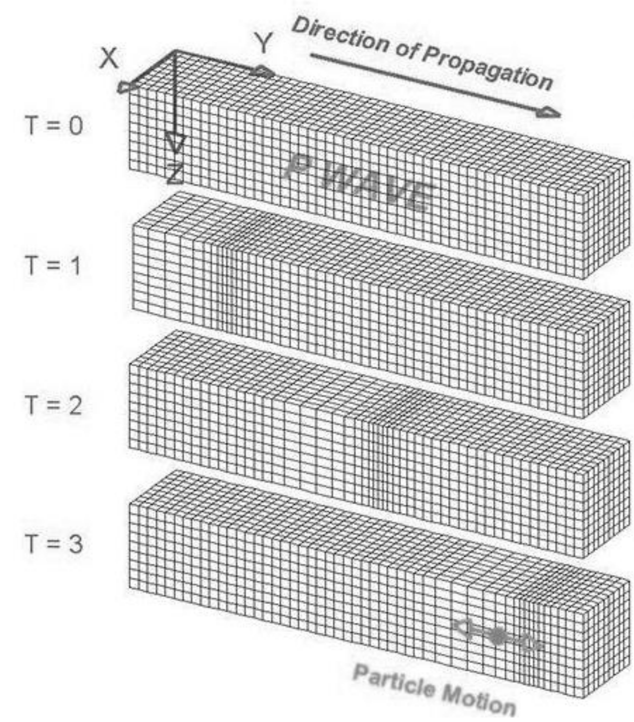
$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \qquad (2.8)$$

Συγκρίνοντας την εξίσωση κίνησης (2.6) με την κυματική εξίσωση διάδοσης για τυχαία διεύθυνση:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial \tau^2} = c^2 \left(\frac{\partial^2 \xi}{\partial \chi^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial z^2} \right) = c^2 \nabla^2 \xi \qquad (2.9)$$

καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι τα P κύματα διαδίδονται σε ένα ελαστικό μέσο (πετρώματα) με την μορφή πυκνωμάτων και αραιωμάτων ως καθαρά επίμηκες κύμα. Η ταχύτητα αυτής της φάσης είναι μεγαλύτερη από όλα τα άλλα είδη κυμάτων που καταγράφονται από τα σεισμολογικά όργανα, γι' αυτό και η πρώτη άφιξη (ανωμαλία) σε μία κυματομορφή οφείλεται στην φάση αυτή, καθώς φτάνοντας στην επιφάνεια της γης συναντάνε κατακόρυφα την διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ πετρωμάτων και ατμόσφαιρας, οπότε και καταγράφονται καλύτερα στην κατακόρυφη Z συνιστώσα.
Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων αυτών δίνεται από την σχέση:

$$v = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{p}} \qquad (2.10)$$



Σχήμα 2.1 Διεύθυνση διάδοσης επιμήκων σεισμικών κυμάτων (P Waves). Διακρίνονται τα πυκνώματα και αραιώματα των γεωλογικών υλικών, τα οποία προκαλούνται κατά την διεύθυνση διάδοση του κύματος.

Αντίστοιχα αν παραγωγίσουμε μερικώς ως προς x, y, z την σχέση:

$$p\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda+\mu) = \frac{\partial\theta}{\partial\chi_i} + \mu\,\nabla^2\, u_i + p\,X_i \qquad (2.11)$$

Μια άλλη κατηγορία κυμάτων χώρου, προκαλούν κατά την διέλευση τους διατμητικές παραμορφώσεις την γεωλογικών υλικών σε επίπεδα που είναι κάθετα ως προς την διεύθυνση διάδοσης τους. Τα κύματα αυτά ονομάζονται δευτερεύοντα (secondary) ή αλλιώς S waves.
Οι εξισώσεις κίνησης για αυτή την φάση κυμάτων εκφράζονται από τις σχέσεις:

$$p\frac{\partial^2}{\partial t^2}\left(\frac{\partial_w}{\partial_y} - \frac{\partial_v}{\partial_z}\right) = \mu\,\nabla^2\left(\frac{\partial_w}{\partial_y} - \frac{\partial_v}{\partial_z}\right) \qquad (2.12)$$

$$p\frac{\partial^2}{\partial t^2}\left(\frac{\partial_u}{\partial_z}-\frac{\partial_w}{\partial_x}\right) = \mu\,\nabla^2\left(\frac{\partial_u}{\partial_z}-\frac{\partial_w}{\partial_x}\right) \qquad (2.13)$$

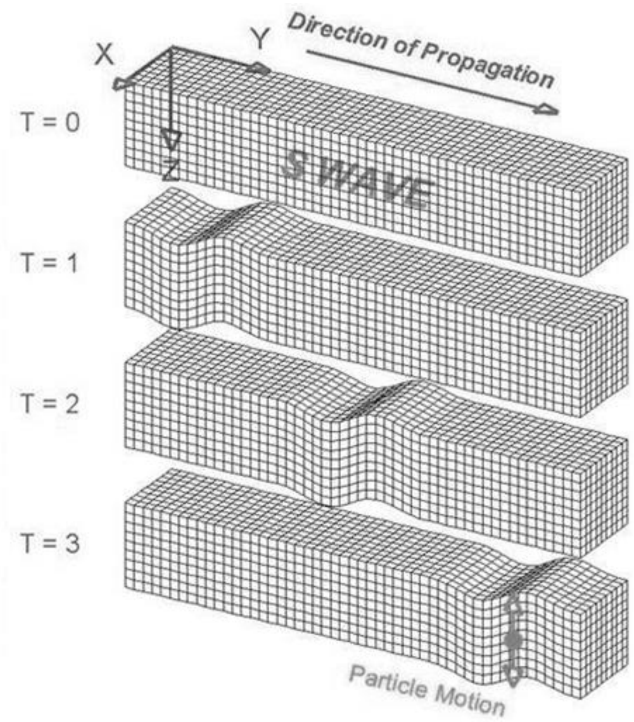
$$p\frac{\partial^2}{\partial t^2}\left(\frac{\partial_v}{\partial_x}-\frac{\partial_u}{\partial_y}\right) = \mu\,\nabla^2\left(\frac{\partial_v}{\partial_x}-\frac{\partial_u}{\partial_y}\right) \qquad (2.14)$$

Η εξίσωση της ταχύτητας διάδοσης δίνεται από την σχέση:

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{p}} \qquad (2.15)$$

Η ταχύτητα v_s είναι μικρότερη από αυτή των P κυμάτων γι' αυτό και καλούνται ως Secondary waves.

Για τον λόγο αυτό, οι σεισμικές κυματομροφές καταγράφουν πρώτα τα P -επιμήκη σεισμικά κύματα τα οποία διαδέχονται τα εγκάρσια κύματα με χρονική καθυστέρηση η οποία εξαρτάται πάντα από την επικεντρική απόσταση της διάρρηξης-σταθμού καταγραφής και από την δομή των γεωλογικών στρωμάτων της εκάστοτε περιοχής.



Σχήμα 2.2 Διεύθυνση διάδοσης Sσεισμικών κυμάτων. Στα στιγμιότυπα σε περιόδους 0, 1, 2 και 3 διακρίνεται ότι η ταλάντωση των μορίων του υλικού, είναι εγκάρσια ως προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος.

Είναι χαρακτηριστικό ότι τα επιμήκη κύματα καταγράφονται με πολύ μεγαλύτερα πλάτη σε σχέση με τα εγκάρσια στις κατακόρυφες συνιστώσες, ενώ στις οριζόντιες συνιστώσες (N-S και E-W) τα εγκάρσια κύματα είναι αυτά με τα μεγαλύτερα πλάτη.
Ένα χρήσιμο εργαλείο στα χέρια των σεισμολόγων είναι ο προσδιορισμός της επικεντρικής απόστασης χρησιμοποιώντας τις καμπύλες χρόνου διαδρομής. Οι καμπύλες αυτές παρουσιάζουν την υστέρηση χρόνου S-P.
Αν αναλογιστούμε ότι η μέση ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων στην ανώτερη λιθόσφαιρα είναι περίπου 5.5km/s και η αντίστοιχη ταχύτητα των S κυμάτων είναι 3.2km/s τότε ο χρόνος διαδρομής των τελευταίων συναρτήσει απόσταση θα εκφράζεται από την σχέση:

$$t_s = \frac{x}{3.2} \qquad (2.16)$$

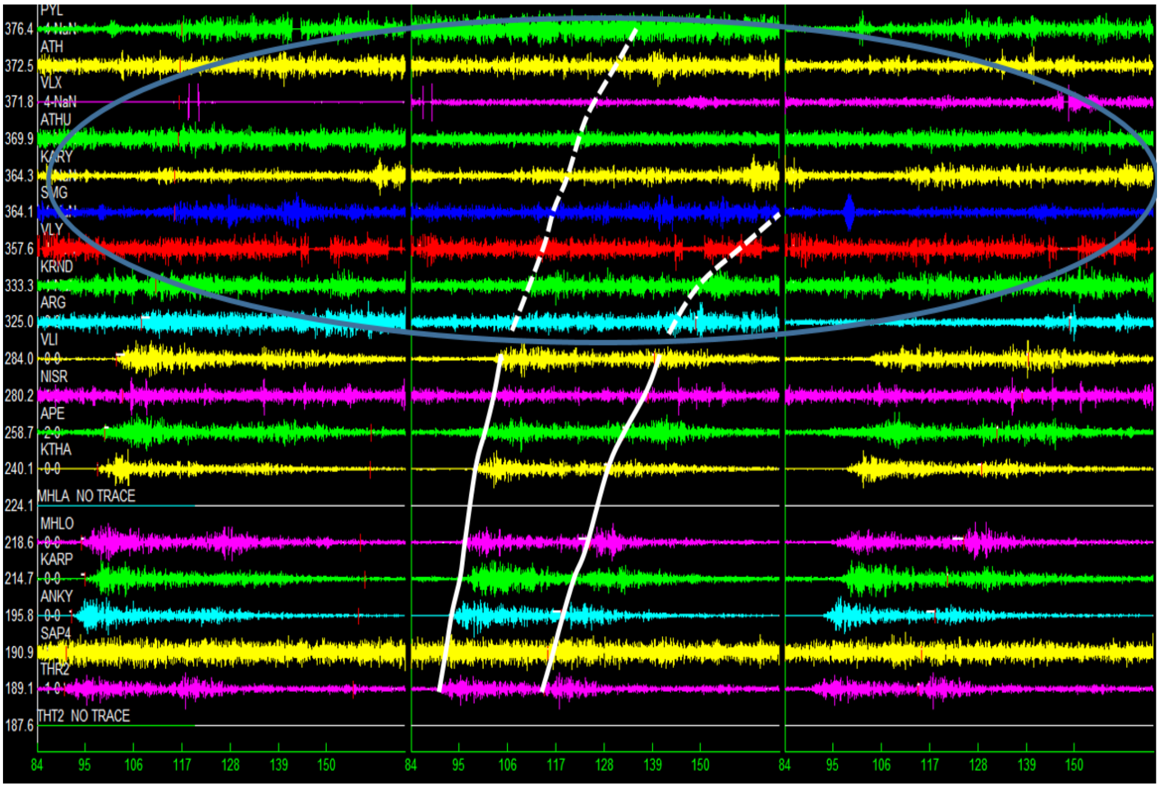
Για τα P κύματα η αντίστοιχη εξίσωση συναρτήσει απόστασης θα είναι:

$$t_p = \frac{x}{5.5} \qquad (2.17)$$

Αφαιρώντας τις εξισώσεις (2.11) και (2.10) έχουμε την προσεγγιστική σχέση:

$$t_s - t_p = \frac{x}{7.6} \qquad (2.18)$$

Αν λύσουμε την εξίσωση (2.12) για διάφορες τιμές επικεντρικής απόστασης τότε θα πάρουμε ένα γράφημα το οποίο καλείται διάγραμμα καμπύλων χρόνου διαδρομής.
Στο γράφημα αυτό μπορεί να προστεθούν οι καμπύλες χρόνου διαδρομής διαφόρων φάσεων σεισμικών κυμάτων.
Η διαφορά των χρόνων S-P δίνεται γραφικά στο σχήμα 2.3



Σχήμα 2.3 Η χρονική διαφορά S-P αυξάνεται όσο απομακρυνόμαστε από το επίκεντρο του σεισμού. Σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις (μπλε έλλειψη) όπου το σήμα του σεισμού έχει καλυφθεί από τον θόρυβο, ένας τρόπος προσδιορισμού των χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων χώρου μπορεί να εκτιμηθεί (θεωρητική προσέγγιση) από τις χρονικές καμπύλες S-P.

Τα σεισμικά κύματα χώρου όταν διαδίδονται στα ανώτερα τμήματα του φλοιού συμπεριφέρονται με διαφορετικό τρόπο. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται όταν μια φάση ενός οποιουδήποτε κύματος βρεθεί ανάμεσα σε δύο γεωλογικά στρώματα με διαφορετική πυκνότητα και συνεπώς διαφορετική ταχύτητα διάδοσης. Ένα μέρος της ενέργειας των κυμάτων αυτών, προσπίπτει με γωνία μεγαλύτερη από την κρίσιμη (νόμος του Snell) στην διαχωριστική επιφάνεια των δύο στρωμάτων, με αποτέλεσμα την παγίδευση τους και την συνεχή ανάκλαση στο στρώμα-κυματοδηγό. Τα κύματα αυτά ονομάζονται επιφανειακά κύματα. Οι πιο κοινές μορφές αυτών των κυμάτων είναι τα κύματα Love και τα κύματα Rayleigh.

Για την θεωρία διάδοσης της Love φάσης θα υποθέσουμε ένα στρώμα πάνω σε ένα δεύτερο στρώμα-ημιχώρο. Το κύμα Love θα δημιουργηθεί από την συμβολή SH κυμάτων όπου για τω ανώτερο στρώμα θα ισχύει:

$$u_2 = Ae^{mkz}e^{ik(x-Vlt)} \tag{2.19}$$

Και για τον ημιχώρο με v_1 ταχύτητα διάδοσης η εξίσωση γίνεται:

$$u_1 = (Be^{nkz} + ce^{-nkz})\ e^{ik(x-Vlt)} \tag{2.20}$$

Σύμφωνα με την κυματική εξίσωση θα έχουμε:

$$\frac{1}{\beta^2}\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \tag{2.21}$$

Οπότε οι τιμές των m, n θα είναι:

$$m^2 = 1 - \left(\frac{V_L}{\beta_2}\right)^2 \tag{2.22}$$

Και

$$n^2 = 1 - \left(\frac{V_L}{\beta_1}\right)^2 \tag{2.23}$$

Παρατηρούμε ότι καθώς το βάθος τείνει στο άπειρο ο παράγοντας e^{mkz} τείνει προς το μηδέν. Συνεπώς η μεταβλητή m θα πρέπει να είναι πραγματικός αριθμός.
Η τιμή της n μπορεί να είναι και φανταστική αφού το βάθος του υπερκείμενου στρώματος μπορεί να θεωρηθεί ως πεπερασμένο.
Με την βοήθεια του θεωρήματος Hooke μπορούμε να αποδείξουμε ότι για την δημιουργία των κυμάτων Love , απαραίτητη προϋπόθεση είναι η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στον ημιχώρο (στο δεύτερο υποκείμενο στρώμα) να είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα διάδοσης των S στο πρώτο.

$$t_{yz} = \mu_1 \varepsilon_{yz} = \mu_1 \frac{\partial u_1}{\partial z} = 0 \tag{2.24}$$

$$u_1 = u_2$$

$$\mu_1 \frac{\partial u_1}{\partial z} = \mu_2 \frac{\partial u_2}{\partial z}$$

Αντικαθιστώντας τις u_1 και u_2

$$\alpha = e^{-2nkh} \qquad (2.25)$$

$$b = \left[\frac{\mu_2 m}{\mu_1 n}\right] \qquad (2.26)$$

Καταλήγουμε σε σύστημα ομογενών εξισώσεων:

$$\begin{aligned} B - aC &= 0 \\ A - B - C &= 0 \\ bA - B + C &= 0 \end{aligned} \qquad (2.27)$$

Με λύση όταν η Δ=0

$$\begin{vmatrix} 0 & +1 & -a \\ 1 & -1 & -1 \\ b & -1 & +1 \end{vmatrix} = 0$$

Έχουμε:

$$-b = \frac{1-a}{1+a}$$

$$\frac{1-e^{-2nkh}}{1+e^{-2nkh}} = -\frac{\mu_2 m}{\mu_1 n} = \tanh(nkh) \qquad (2.28)$$

Καταλήγουμε στην σχέση κυμάτων Love όπου για n=iξ

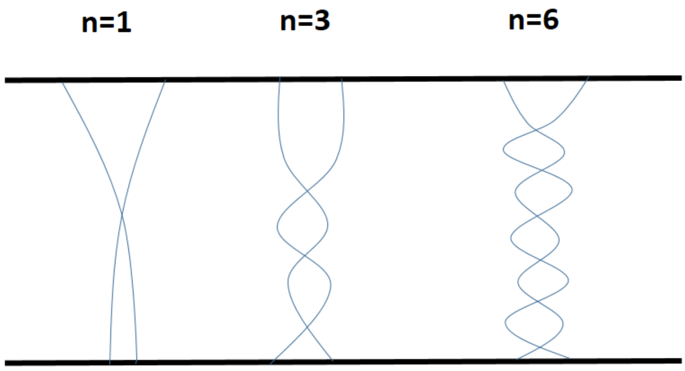
$$\mu_2 m - \mu_1 \xi \tan(\mathrm{k}\xi h) = 0 \qquad (2.29)$$

Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων αυτών δίνεται από την σχέση:

$$\frac{V_L^2}{\beta_1^2} = 1 - n^2 = 1 + \xi^2 \qquad (2.30)$$

Από την σχέση αυτή γίνεται σαφές ότι η ταχύτητα διάδοσης πρέπει να είναι μικρότερη από το υποκείμενο στρώμα και μεγαλύτερη από το υπερκείμενο στρώμα. Συνεπώς τα

εγκάρσια κύματα θα πρέπει να διαδίδονται πιο γρήγορα στο στρώμα που βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος.
Στις μεγάλες συχνότητες τα κύματα αυτά διαδίδονται με ταχύτητα διάδοσης ίση με αυτή των εγκαρσίων στο πρώτο (υπερκείμενο) στρώμα ενώ αντίθετα καθώς η συχνότητα ελαττώνεται τότε η ταχύτητα τείνει να γίνει ίση με την ταχύτητα των S κυμάτων στο δεύτερο (υποκείμενο) στρώμα.
Σε περιπτώσεις που τα κύματα διαδίδονται όχι σε ομογενές ημιχώρο αλλά σε διεπιφάνειες, τότε η κατανομή των πλατών συναρτήσει του βάθους παρουσιάζουν συμπεριφορά στάσιμου κύματος που διαδίδεται κατακόρυφα ως προς την διαχωριστική επιφάνεια των δύο διαφορετικών γεωλογικών στρωμάτων. Το χαρακτηριστικό αυτό μπορεί να αποδοθεί με την ιδιομορφή των (node) με -χ- αριθμό κόμβων (σχήμα 2.4)



Σχήμα 2.4 κατανομή πλάτους επιφανειακών κυμάτων Love κατά την διάδοση τους μεταξύ δύο διεπιφανειών.

Συνίσταται τα κύματα Love στην πλειονότητα τους να εμφανίζονται στην θεμελιώδη μορφή (ρ=0) , όπου δεν εμφανίζεται κανένα ελάχιστο πλάτος, μέχρι το πλήθος δύο αρμονικών. Το μέγιστο πλήθος των αρμονικών φυσικά εξαρτάται αποκλειστικά από τις ιδιότητες του μέσου διάδοσης.

Όταν στην διαχωριστική επιφάνεια-ασυνέχεια δύο γεωλογικών στρωμάτων προσπίπτει φάση τύπου P τα πράγματα είναι τελείως διαφορετικά. Σε αυτή την περίπτωση οι ανακλώμενες φάσεις θα είναι τύπου P ή SV. Φυσικά όταν η γωνία πρόσπτωσης ξεπερνάει την κρίσιμη γωνία , τότε παρατηρείται και σε αυτή την περίπτωση το φαινόμενο πολλαπλής ανάκλασης όπου συνεπάγεται τον εγκλωβισμό της φάσης στο στρώμα με αποτέλεσμα την δημιουργία Rayleigh κυμάτων.
Η γενική μορφή των συναρτήσεων δυναμικού αυτών των κυμάτων δίνονται από τις σχέσεις:

$$\varphi = Ae^{-mkz+ik(x-V_R t)} \qquad (2.31)$$

$$x = Be^{-nkz+ik(x-V_R t)} \qquad (2.32)$$

Ως V_R ορίζεται η ταχύτητα των Rayleigh. Με την βοήθεια της κυματικής εξίσωσης (όπως και στα κύματα Love) τα κυματικά δυναμικά παίρνουν την μορφή:

$$m^2 = \left[1 - \left(\frac{V_R}{a}\right)^2\right] \qquad (2.33)$$

Και

$$n^2 = \left[1 - \left(\frac{V_R}{\beta}\right)^2\right] \qquad (2.34)$$

Όπου οι m, n θετικοί πραγματικοί αριθμοί ώστε να εκφράζει σωστά την συμπεριφορά διάδοσης των κυμάτων, αφού απομακρυνόμενα από την επιφάνεια το πλάτος τους πρέπει να μειώνεται. Συνεπώς στην απλοϊκή περίπτωση των δύο στρωμάτων, η ταχύτητα τους θα πρέπει να είναι μικρότερη από την ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων.
Για να αποδείξουμε την συμπεριφορά κίνησης των μορίων όταν αυτά διεγείρονται από τα κύματα Rayleigh, θα πρέπει να αναλύσουμε από την γενεσιουργό αιτία, δηλαδή τις τάσεις που αναπτύσσονται.
Από τον νόμο του Hook η κατακόρυφη κύρια τάση θα δίνεται από την σχέση:

$$\sigma_{zz} = \lambda\Delta + 2\mu\varepsilon_{zz} = \lambda\nabla^2\varphi + 2\mu\frac{\partial w}{\partial z} = \lambda\nabla^2\varphi + 2\mu\left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 x}{\partial \chi\partial z}\right) = 0$$

(2.35)

Και η διατμητική τάση στην διεύθυνση xz από την εξίσωση:

$$t_{xz} = \mu\varepsilon_{xz} = \mu\left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}\right) = \mu\left(2\frac{\partial^2\varphi}{\partial x\partial z} + \frac{\partial^2 x}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 x}{\partial x^2}\right) = 0 \qquad (2.36)$$

Από τις εξισώσεις 2.23 και 2.24 έχουμε:

$$[(\lambda + 2\mu)m^2 - \lambda]A + 2isinB = 0 \qquad (2.37)$$

$$-2imA + (n^2 + 1)B = 0 \qquad (2.38)$$

Αν εκφράσουμε τις ελαστικές σταθερές σε σχέση με την ταχύτητα διάδοσης η εξίσωση 2.29 θα γίνει:

$$(2\beta^2 - V_R^2)A + 2in\beta^2 B = 0 \tag{2.39}$$

Οπότε με ην βοήθεια της σχέσης 2.25 έχουμε:

$$V_R^2 - 8\beta^2 V_R^4 + \left(24 - \frac{16\beta^2}{\alpha^2}\right)\beta^4 V_R^2 + 16\left(\frac{\beta^2}{\alpha^2} - 1\right)\beta^6 = 0$$

(2.40)

Η εξίσωση αυτή είναι γνωστή σαν σχέση Rayleigh και οι συνιστώσες μετακίνησης για οποιαδήποτε επιφάνεια διάδοσης δίνονται ως:

$$u = 0.423ikAe^{ik(x-V_R t)} \tag{2.41}$$

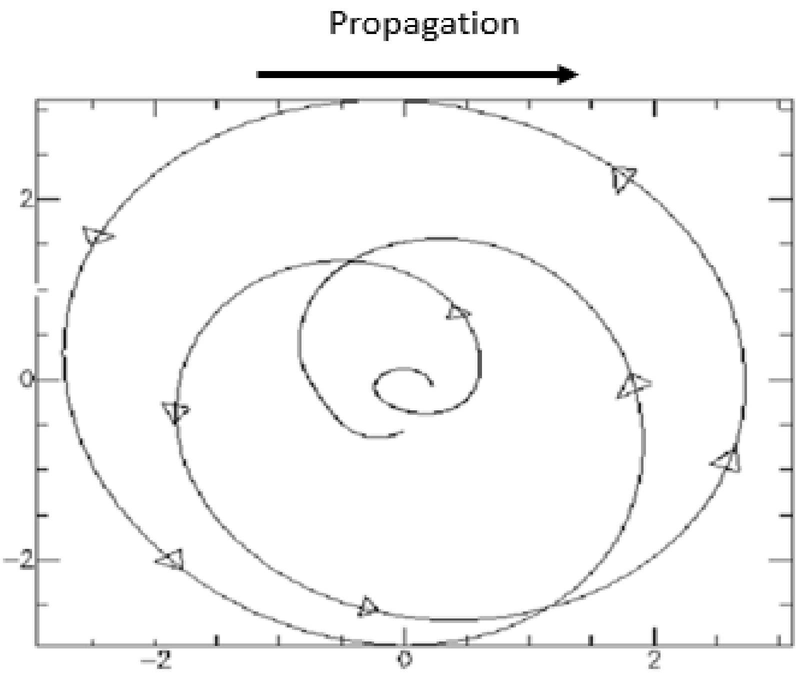
Και

$$w = 0.620kAe^{ik(x-V_R t)} \tag{2.42}$$

Οι σχέσεις αυτές αποδίδουν την κίνηση των σημείων επί οποιαδήποτε επιφανείας, ως κατακόρυφης έλλειψης με οριζόντιο άξονα ίσο με τα 2/3 του κατακόρυφου. Η γωνία που ορίζεται μεταξύ της διεύθυνσης διάδοσης του κύματος Rayleigh και της κίνησης υλικού σημείο συναρτήσει χρόνου δίνεται από την σχέση:

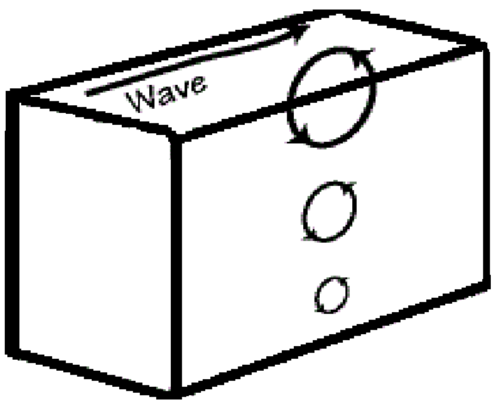
$$\varepsilon\varphi\theta = -\frac{w}{u} = 1.46\sigma\varphi k(x - V_R t) \tag{2.43}$$

Η εξίσωση 2.43 μας δείχνει ότι καθώς το κύμα οδεύει ως προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση, η γωνία θ μεταβάλλεται αυξάνοντας το μέτρο της μέχρι να διαγράψει μια πλήρης περίοδο. Το αρνητικό πρόσημο μας δίνει την πληροφορία της αντίστροφης ελλειψοειδής κίνησης των υλικών σημείων σε σχέση με την διεύθυνση διάδοσης του κύματος.

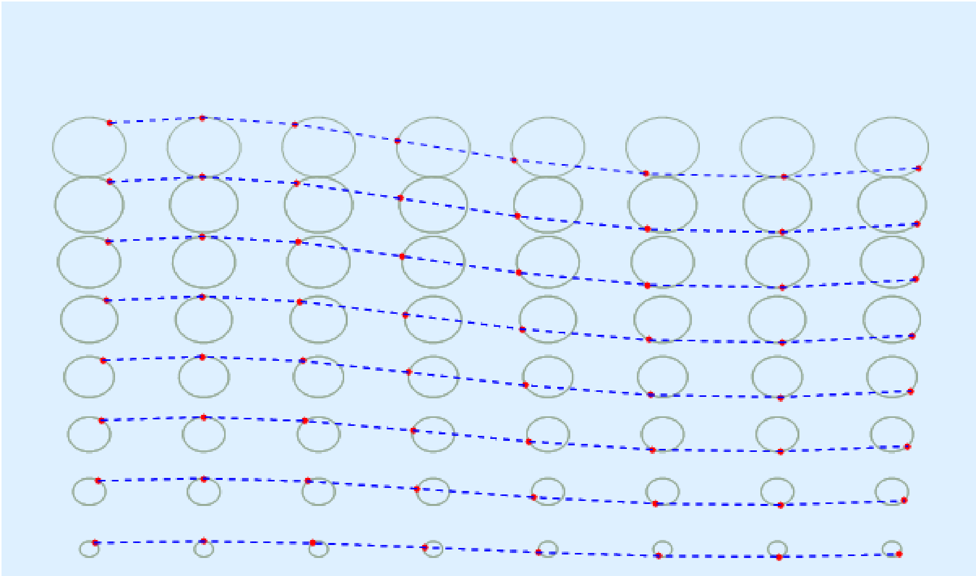


Σχήμα 2.5 Πραγματική ελλειψοειδή μετάθεση στον χώρο υλικού σημείου έπειτα από διέγερση κύματος Rayleigh. Διακρίνεται η αντίθετη κίνηση ως προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος.

Ένα άλλο χαρακτηριστικό των κυμάτων Rayleigh είναι ότι καθώς αυξάνεται το βάθος παρατήρησης τους, παρατηρείται εκθετική ελάττωση του κυματικού πλάτους τους (amplitude) καθώς ο βαθμός διείσδυσης εξαρτάται από της συχνότητα ή του μήκος κύματος και του κυματαριθμού.



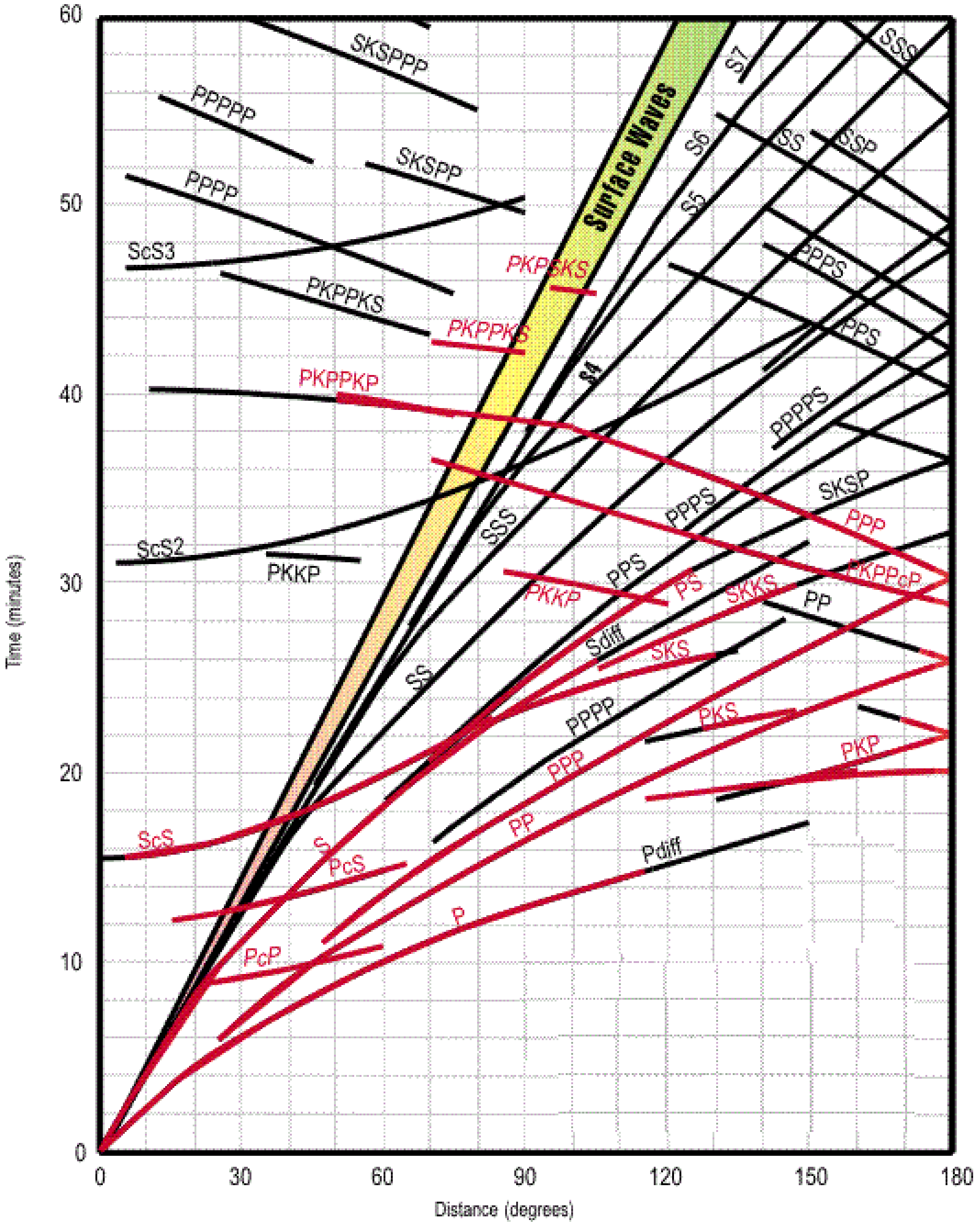
Σχήμα 2.6 Ελάττωση κυματικού πλάτους κίνησης έπειτα από διέγερση διέλευσης κύματος Rayleigh, συναρτήσει βάθους



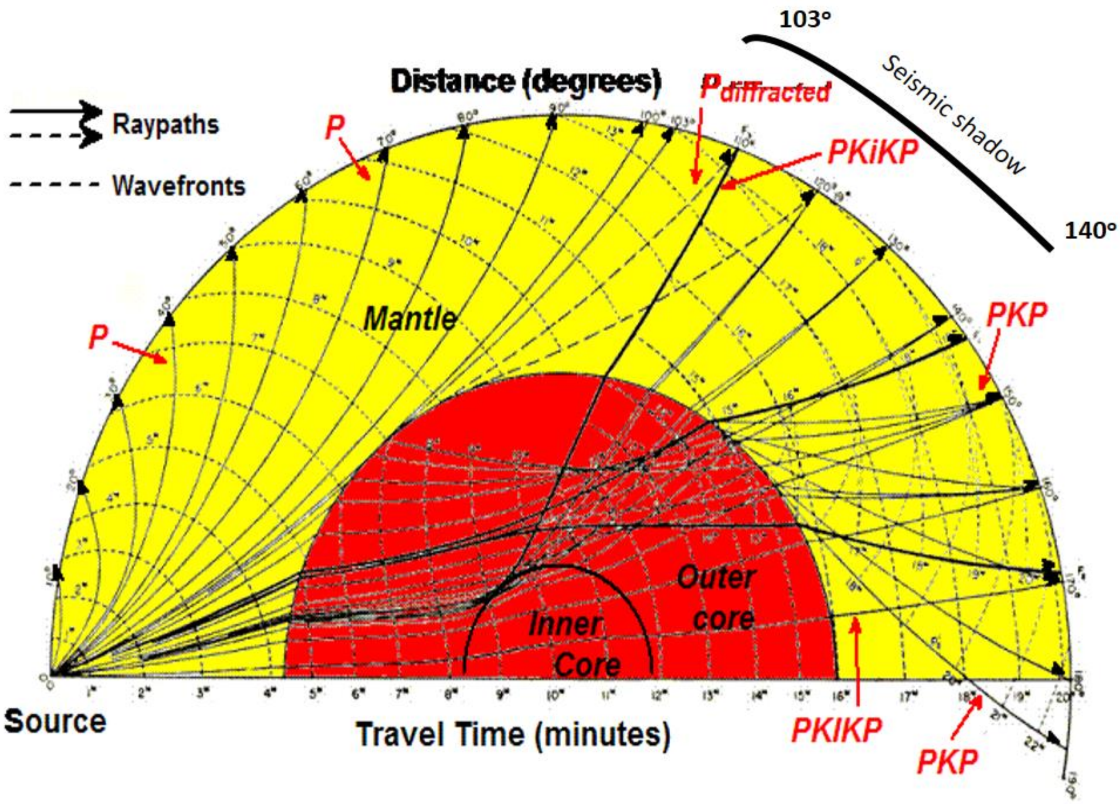
Σχήμα 2.7 Προσομοίωση των ελλειψοειδών κινήσεων από την διάδοση Rayleigh κύματος, συναρτήσει γεωγραφικού μήκους και βάθους.

Καθώς τα σεισμικά κύματα διαδίδονται στον τρισδιάστατο χώρο, παθαίνουν πολλαπλές ανακλάσεις και διαθλάσεις οδεύοντας από ένα γεωλογικό στρώμα στο αμέσως επόμενο[1]. Τέτοια φαινόμενα συμβαίνουν καθώς υπάρχουν ασυνέχειες ταχυτήτων και οφείλονται σε χημικές και θερμικές διακυμάνσεις αλλά και στην αλλαγή σύσταση των πετρωμάτων(επαναπροσδιορισμός ιόντων σε διαφορετικό σύστημα κρυστάλλωσης).
Για παράδειγμα στο βάθος των 400km ο ολιβίνης μετατρέπεται σε σπινέλιο φάσης β. Μεγαλύτερο ιξώδες σημαίνει μείωση της ταχύτητας ενώ αντίθετα μεγαλύτερη πυκνότητα σημαίνει αύξηση της ταχύτητας διάδοση. Συνέπεια αυτού είναι η σεισμικές ταχύτατες να αυξάνουν συναρτήσει του βάθους αν και η πραγματικότητα είναι αρκετά πιο περίπλοκη (βλ κεφάλαιο Ι). Συνεπώς ένα κύμα χώρου P που ξεκινάει την μεταφορά

ενέργειας και ορμής από το ρήγμα, μπορεί να καταγραφεί ως οποιαδήποτε άλλη φάση. Για παράδειγμα μια μόνο ανάκλαση στην επιφάνεια της γης μετασχηματίζει την φάση P σε PP. Αν το κύμα P περάσει την διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ μανδύα και εξωτερικού πυρήνα(2900km) και εν συνεχεία περάσει πάλι από τον μανδύα και καταγραφεί στη επιφάνεια, τότε η φάση του θα χαρακτηρίζεται ως PKP. Αν κατά την μεταφορά του διαδοθεί και στον εσωτερικό πυρήνα τότε η φάση του καλείται ως PKIKP. Φυσικά ο χαρακτήρας του επίμηκες κύματος μπορεί να αλλάξει σε εγκάρσιο όπως και το αντίθετο. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται όταν τα κύματα προσπίπτουν σε στρώματα με χαμηλότερο λόγο ταχύτητας, υπό γωνία μεγαλύτερη της οριακή. Τέτοιες περιπτώσεις αποτυπώνονται στις φάσεις PKS, PKIKS, PKJKP, PKJKS, PKJKSS κτλ. Ο χαρακτήρας J δηλώνει την αλλαγή του P κύματος σε S στον εσωτερικό πυρήνα. Η φάση Pdif οφείλεται σε φαινόμενα σκέδασης και περίθλασης. Όταν τα σεισμικά κύματα ανακλαστούν από την διαχωριστική επιφάνεια μανδύα και άνω φλοιού τότε χρησιμοποιείται ο χαρακτήρας c. Έτσι η φάση ScP προδίδει την διάδοση του κύματος ως εγκάρσιο το οποίο ανακλάστηκε από την επιφάνεια μανδύα άνω φλοιού και έπειτα μετατράπηκε σε επιμήκες κύμα. Η χωρική εμφάνιση της εν λόγω φάσης δεν ξεπαιρνάει τα όριο των 40^0 . Το ίδιο όριο ισχύει και για τις φάσεις τύπου PS, SP κτλ. Ένα μέρος των φάσεων των σεισμικών κυμάτων δίνονται στα σχήματα 2.8 και 2.9



Σχήμα 2.8 Καμπύλες χρόνου διαδρομής για διάφορες φάσεις σεισμικών κυμάτων.



Σχήμα 2.9 Τροχιακές καμπύλες διαδρομής των κύριων φάσεων (P, Pdiff, PKP, PKIKP και PKP) και το φαινόμενο σεισμικής σκιάς.

Στο σχήμα 2.9 διακρίνονται οι τροχιακές καμπύλες (Ray Tracing) των σεισμικών ακτίνων ω. Παρατηρούμε ότι για επικεντρικές αποστάσεις μεταξύ 103 και 144 μοιρών οι φάσεις των απευθείας P κυμάτων εξαφανίζονται[2]. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται ως σεισμική σκιά. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην διάθλαση των επιμίκων κυμάτων κατά την διέλευση τους μέσα στον εξωτερικό ρευστό πυρήνα. Όσες φάσεις τύπου P εμφανίζονται μέσα στην ζώνη αυτή προέρχονται από σκέδαση την κυμάτων. Τα κύματα αυτά συμβολίζονται ως Pdif (Primary diffracted waves).
Φυσικά η σκιερή ζώνη παρατηρείται και για τα S κύματα χώρου. Η μόνη διαφορά είναι ότι η ζώνη αυτή εκτείνεται μέχρι τις 257^0 αφού τα εγκάρσια κύματα δεν διαδίδονται δια της ρευστής κατάστασης της ύλης.
Φυσικά τα κύματα χώρου όταν προσπίπτουν σε μία διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ δύο διαφορετικών φυσικοχημικών χαρακτηριστικών, ανακλώνται και διαθλώνται δημιουργώντας τις φάσεις που βλέπουμε και στα σχήματα 2.8 και 2.9.
Όπως περιγράψαμε προηγουμένως, η γενεσιουργός αιτία των σεισμικών φάσεων-κυμάτων προκύπτει όταν το εντατικό πεδίο τάσεων σε κάποια περιοχή στο χώρο προκαλέσει αστοχία του υλικού. Η μη ομογενή κυματική εξίσωση ελαστικών κυμάτων χώρου δίνεται από την εξίσωση:

$$a^2\,\nabla^2\,\varphi + \Phi = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \qquad (2.44)$$

Έστω σφαιρικό αρμονικό κύμα:

$$\frac{e^{i\omega\left(t-\frac{R}{a}\right)}}{R} \qquad (2.45)$$

Αν ισχύει κ = ω/a τότε:

$$\psi e^{i\omega t} = \frac{e^{-ikR}}{R} e^{i\omega t} \qquad (2.46)$$

Μέχρι τώρα αναλύσαμε την διάδοση των σεισμικών ελαστικών κυμάτων χώρου στις τρεις διαστάσεις αλλά με τον περιορισμό ότι η διάδοση τους λαμβάνει χώρο σε μια συγκεκριμένη διεύθυνση. Σύμφωνα με την θεωρία του Huygens κάθε σημείο της επιφάνειας ενός κύματος(έστω S κύμα) θα αποτελεί δευτερεύουσα πηγή εκπομπής σφαιρικών κυμάτων με χαρακτηριστικά της εξίσωσης 2.36 .
Εφαρμόζοντας μετασχηματισμό Fourier πηγαίνουμε από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο της συχνότητας για να εκφράσουμε το πεδίο των δυνάμεων που συμβαίνουν στον χώρο του ρήγματος. Ισχύει:

$$\Phi(x,y,z,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} H(x,y,z,\omega)e^{i\omega t}d\omega \qquad (2.47)$$

$$\varphi(x,y,z,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(x,y,z,\omega)e^{i\omega t}d\omega \qquad (2.48)$$

Οι όροι H και h εκφράζουν τις φασματικές πυκνότητες(spectral densities)
Αν εισάγουμε τις εξισώσεις 2.39 και 2.40 στη μη ομογενή κυματική εξίσωση καταλήγουμε στην σχέση:

$$\nabla^2 h(x,y,z,\omega) + k^2 h(x,y,z,\omega) = -\frac{H(x,y,z,\omega)}{a^2} \qquad (2.49)$$

Για ένα τυχαίο σημείο στον χώρο(μακριά από το ρήγμα) μπορούμε να λύσουμε ως προς h(x,y,z,ω) χρησιμοποιώντας το θεώρημα Green:

$$\iiint_v (h\nabla^2\psi - \psi\nabla^2 h)\, DV = \iint_S \left(h\frac{\partial\psi}{\partial n} - \psi\frac{\partial h}{\partial n}\right)ds \qquad (2.50)$$

Ο όρος ψ αποτελεί λύση κυματικής εξίσωσης για σφαιρικά κύματα.
Συνεπώς η μη ομογενής κυματική εξίσωση θα δίνεται από την σχέση:

$$\varphi(M) = \frac{1}{4\pi} \iiint_V \frac{\Phi\left(0,t-\frac{R}{a}\right)dV(0)}{R} - \frac{1}{4\Pi}\iint_S \left(\varphi_S\frac{\partial\psi}{\partial n} - \psi\left.\frac{\partial\varphi}{\partial n}\right| s\right)ds$$
(2.51)

Ο πρώτος όρος εκφράζει τη λύση της μη ομογενούς κυματικής εξίσωσης χωρίς αρχικές συνθήκες.

Συνεπώς η ενέργεια των κυμάτων μεταφέρεται με τον χρόνο από τα κατώτερα εδάφη προς την επιφάνεια της γης. Η κάθετη πρόσπτωση οριζόντιου πολωμένου σεισμικού κύματος, μεταφέρεται από το γεωλογικό-σεισμικό υπόβαθρο (bedrock) προς τους υπερκείμενους χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς περιγράφεται από την σχέση:

$$p\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + n\frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} \qquad (2.52)$$

Έστω ότι η σχέση 2.53 αποτελεί λύση

$$u(x,t) = U(x)e^{i\omega t} \qquad (2.53)$$

Αντικαθιστώντας στην 2.44 καταλήγουμε στην συνήθη διαφορική εξίσωση:

$$(G + i\omega\eta)\frac{\partial^2 U(x)}{\partial x^2} = -p\omega^2 U(x)\pi \qquad (2.54)$$

Η γενική λύση της εξίσωση πλέον θα είναι η:

$$U(x,t) = Ee^{ikx} + Fe^{ikx} \qquad (2.55)$$

η k ορίζεται πλέον

$$k^2 = \frac{p\omega^2}{G+i\omega\eta} = \frac{p\omega^2}{G^*} \qquad (2.56)$$

Αν ο όρος G^* εκφραστεί ως συνάρτηση του λόγου απόσβεσης τότε καταλήγουμε στην ειδική εξίσωση:

$$G^* = G + i\omega\eta = G(1 + 2i\xi) \qquad (2.57)$$

Και πλέον οι μεταβλητές G* και k ορίζουν το μιγαδικό μέτρο διάτμησης και τον μιγαδικό κυματαριθμό αντίστοιχα.
Τέλος η εξίσωση που παριστάνει το προσπίπτον κύμα κατά την διάδοση του προς τα συνεχώς υπερκείμενα γεωλογικά στρώματα δίνεται από τη σχέση

$$u(x,t) = Ee^{i(kx+\omega t)} + Fe^{-i(kx-\omega t)} \qquad (2.58)$$

Ο πρώτος όρος της εξίσωσης περιγράφει το κύμα που ‘ανεβαίνει’ ενώ ο δεύτερος όρος το ανακλώμενο κύμα καθώς αυτό διαδίδεται προς τα συνεχώς υποκείμενα γεωλογικά στρώματα.

2.2 Προσδιορισμός άφιξης των P και S φάσεων

Η άφιξη των σεισμικών κυμάτων μπορεί να προσδιοριστεί είτε γραφικά, αναλύοντας κυματομορφές και εκτιμώντας τον χρόνο άφιξης των σεισμικών φάσεων, περίπτωση χρονοβόρα καθώς εξαρτάται από την ικανότητα, την εμπειρία και την κατάσταση του αναλυτή, είτε με μαθηματικές- στατιστικές μεθόδους όπου η ελαχιστοποίηση του σφάλματος επιτυγχάνεται σε μεγάλο βαθμό.

Φυσικά στις ημέρες μας όπου τα σεισμολογικά δίκτυα είναι πολύ πυκνά και η ευαισθησία τους πολύ μεγαλύτερη σε σχέση με την προηγούμενη γενιά σεισμογράφων και που η πληρότητα των καταλόγων αυξάνεται συνεχώς, απαιτείται η κατά το δυνατόν καλύτερη και ταχεία διαδικασία προσδιορισμού των αφίξεων των σεισμικών φάσεων. Με τον τρόπο αυτό μπορούμε να εκτιμήσουμε τα υπόκεντρα των σεισμών, την δομή του εσωτερικού της λιθόσφαιρας, του τεκτονικού καθεστώτος, της γεωμετρίας των ρηγμάτων, της δομής και γεωμετρίας τυχόν κοιτασμάτων αλλά και τον επαναπροσδιορισμό του μοντέλου ταχύτητας της εκάστοτε περιοχής.

Η εφαρμογή του αυτόματου προσδιορισμού μπορεί να συμβάλει και στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας καθώς μπορεί να παρέχει σημαντική πληρότητα των καταλόγων ώστε με τα κατάλληλα στατιστικά τεστ σημαντικότητας να έχουμε άμεσα αποτελέσματα ως προς την σεισμική συμπεριφορά της περιοχής έρευνας (διακυμάνσεις της τιμής b-value).

Τα P κύματα χαρακτηρίζονται από απότομη αλλαγή τόσο στο πλάτος του σήματος(amplitude) όσο και στο συχνοτικό περιεχόμενο, αφού πιο πριν κυριαρχεί ο εδαφικός θόρυβος ή μικροσεισμικά γεγονότα.

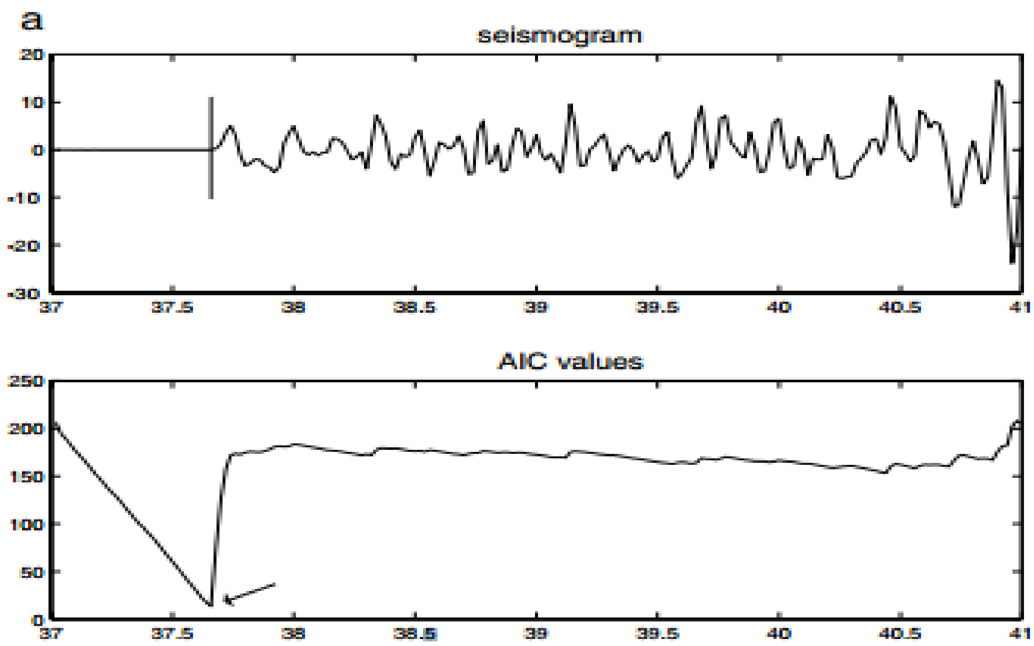
Η θεωρία Akaike information criteria (AIC) χρησιμοποιείται ως μια μέθοδος για την αυτόματη διαδικασία προσδιορισμού του χρόνου άφιξης των P κυμάτων[3] (Maeta 1986).

Η εν λόγω μέθοδος απαιτεί την είσοδο ενός διακριτού χρονικά παραθύρου ώστε να ελαχιστοποιηθεί ο χρονικός παράγοντας σφάλματος. Η μέθοδος Multilayer Perceptron (MLP) που στηρίζεται στα νευρωνικά δίκτυα[4], χρησιμοποιεί ως χρονικό παράθυρο ένα συγκεκριμένο αριθμό δειγμάτων πριν και μετά την άφιξη της φάσης που έχει βρεθεί και οριστεί με την θεωρία AIC. Η εφαρμογή της AIC σε καταλόγους έχει δώσει αποτελέσματα ορθής επιλογής χρόνου σε ποσοστό πάνω από το 90% των περιπτώσεων ενώ η σύγκριση των αφίξεων με τους χρόνου που προέκυψαν από την επεξεργασία αναλυτή, έδειξαν διαφορές της τάξης έως 0.15sec σε ποσοστό 92% .

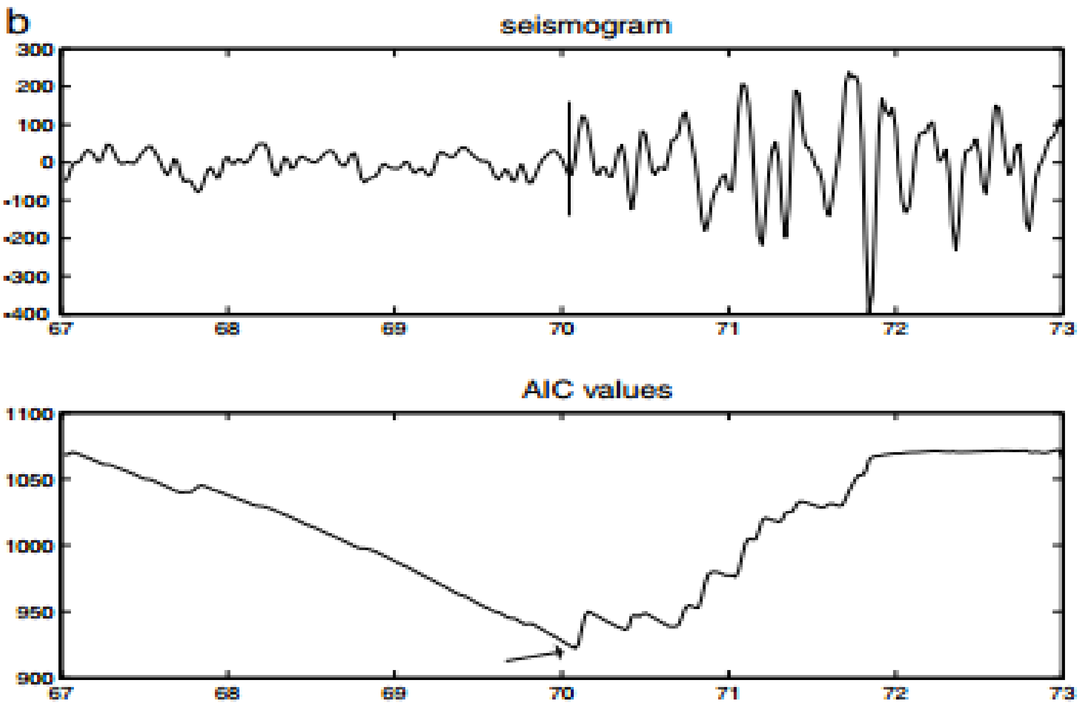
Έχει αναπτυχθεί ένα πλήθος τεχνικών picking για μεγάλο αριθμό φάσεων όπου μερικές από αυτές δέχονται και σαν ορίσματα εισόδου δεδομένα και από τις τρεις συνιστώσες. Οι αλγόριθμοι αυτοί μπορούν να κατηγοριοποιηθούν (Withers et al. 1998) σε περιπτώσεις ανάλυσης πλάτους, συχνότητας, κίνησης υποατομικού σωματιδίου ή πρότυπης κίνησης. Στις μέρες μας αναπτύσσονται αλγόριθμοι που χρησιμοποιούν ως δεδομένο την χρονική μεταβολή της ενέργειας καθώς (Earle and Shearer 1994) και της διεύθυνσης πόλωσης των κυμάτων (Meada 1985; Sleeman and Eck 1999; Leonard and Kennett 1999-2000).

Οι μέθοδοι της αυτο-παλινδρόμησης βασίζονται στην υπόθεση ότι το σεισμικό σήμα μπορεί να διαιρεθεί σε επιμέρους τμήματα όπου τα τμήματα πριν και μετά από το σημείο αναφοράς-άφιξης (AR) συμπεριφέρονται με διαφορετικό τρόπο. Σε αυτή την υπόθεση βασίζεται η εφαρμογή των κριτηρίων (AR-AIC) για την αυτόματη επιλογή των χρόνων άφιξης των P και S φάσεων[5]. Όταν ο λόγος σήματος προς θόρυβο (S/N

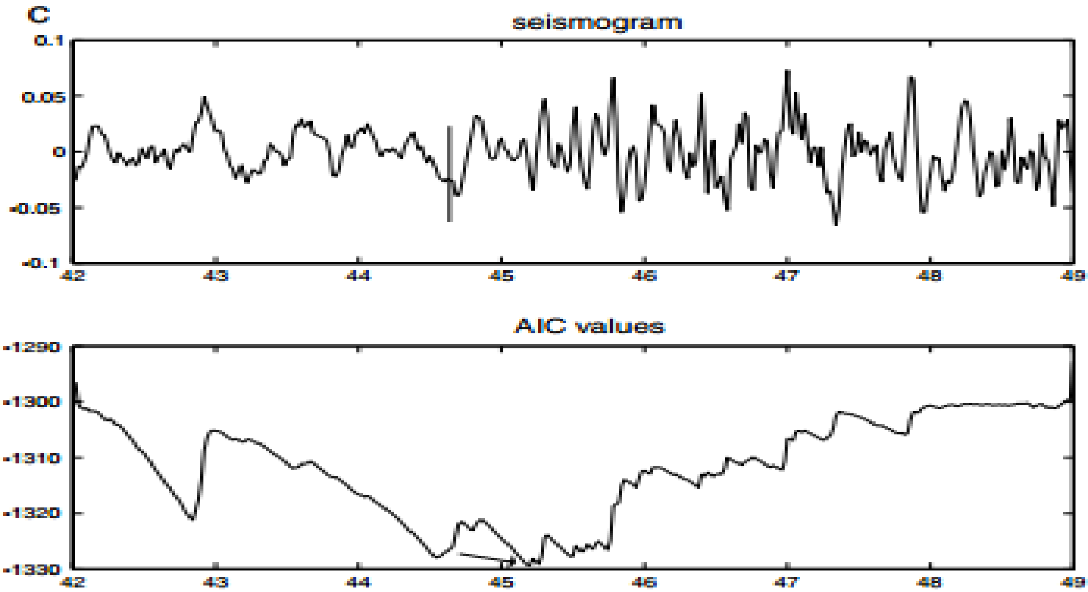
ratio) είναι χαμηλός τότε η άφιξη δεν καθίσταται εμφανής με συνέπεια η μέθοδος AIC σε αρκετές περιπτώσεις να μην αποδίδει σωστά. Για τον λόγο αυτό ενδείκνυται η ελαχιστοποίηση των χρονικών παραθύρων.
Σε περιπτώσεις σωστής εκτίμησης ανάλυσης του χρονικού παραθύρου και έχοντας ως δεδομένο τον μεγάλο λόγο σήματος προς θόρυβο, τότε ο προσδιορισμός των χρόνων άφιξης ορίζεται ως η καθολική ελάχιστη τιμή της AIC. Σε περιπτώσεις όπου ο λόγος σήματος θορύβου είναι μικρός, μπορεί η AIC να επιστρέψει αρκετές ελάχιστες τιμές με πολύ μικρές διαφορές. Για τον λόγο αυτό καθίσταται αναγκαίος περεταίρω έλεγχος αν και χωρίς τον επαναπροσδιορισμό και την πιο μικρή τμηματοποίηση--κατάτμηση της διάρκειας της κυματομορφής η τελική εκτίμηση έχει μεγάλη πιθανότητα λάθους.
Στα γραφήματα που ακολουθούν διακρίνεται με μεγάλη ακρίβεια η σημαντικότητα του λόγου S/N και της επιλογής κατάτμησης του χρόνου.



Σχήμα 2.10 Μεγάλη ακρίβεια αυτόματου προσδιορισμού άφιξης P φάσης. Το μέτρο της AIC λαμβάνει μοναδική ελάχιστη τιμή σε όλη την διάρκεια της σεισμικής κίνησης



Σχήμα 2.11 Περίπτωση με μικρότερο λόγο σήματος προς θόρυβο της κυματομορφής αλλά με εμφανή την άφιξη της P φάσης.



Σχήμα 2.12 Για ένα μικρό λόγο σήματος προς θόρυβο η τιμή της AIC λαμβάνει αρκετά τοπικά ελάχιστα σε ένα μικρό χρονικό παράθυρο. Σε αυτή την περίπτωση το καθολικό ελάχιστο δεν μπορεί να εγγυηθεί την άφιξη της P φάσης.

Μια άλλη μέθοδος, διαφορετικής προσέγγισης, αυτόματου προσδιορισμού χρόνου αφίξεων P και S φάσεων στηρίζεται στην συμπεριφορά κάποιον ειδικών ποσοτήτων.

Αν υποθέσουμε σεισμική καταγραφή Υ με μέγεθος $T\alpha_v$ η οποία συνδέεται με τον σεισμικό τυχαίο θόρυβο W_n και αν θέσουμε ως παράγοντα σεισμικών γεγονότων την μεταβλητή S_n^k τότε ισχύει:

$$Y = W_n + \sum_{k=1}^{K} S_{n-n_k}^k \qquad (2.59)$$

Με n= 1, 2, … , T

Αν θεωρήσουμε ότι οι καταγραφές είναι τμηματικά στάσιμες με μηδενική μέση τιμή και ότι ο σεισμικός θόρυβος απαρτίζεται από δείγματα στατιστικώς ανεξάρτητα μεταξύ τους και οι στατιστικές κατανομές του τυχαίου θορύβου είναι γνωστές τότε η εφαρμογή των στατιστικών τεστ δεν θα επιφέρουν τα επιθυμητά αποτελέσματα.
Το γεγονός αυτό συνδέεται με την αντικειμενική εφαρμογή των παραπάνω παραδοχών, διότι οποιαδήποτε κατανομή θορύβου παρουσιάζει χαοτικό χαρακτήρα και φυσικά το γεγονός ότι υπάρχει πάντα συσχέτιση μεταξύ των δειγμάτων(χρονικά παράθυρα κυματομορφής) με τον θόρυβο καθιστά την εν λόγω παραδοχές ως στατιστικά ανεπίτρεπτες.
Συνεπώς κρίνεται αναγκαία η διαμέριση της καταγραφής σε κλάσεις που θα περιέχουν τον ίδιο αριθμό δειγμάτων και όχι σε κλάσεις ίσου μήκους (Chi-Squared test).
Τα στατιστικά τεστ θα πρέπει να ορίζονται με τέτοιο τρόπο ώστε να χρησιμοποιούν το μήκος των κλάσεων L1 και L2 και όχι συχνότητες.

$$q_m = ln\left(\sum_{i=1}^{K} \frac{(L1-L2\,)\,(L1-L2)}{L2}\right) \qquad (2.60)$$

Επίσης θα πρέπει για τον προσδιορισμό των σημάτων από τον σεισμικό θόρυβο θα πρέπει να εφαρμόζεται η μέθοδος κατωφλίωσης (Otsu) ώστε να επιτευχθεί η μέγιστη δυνατή διαφοροποίηση μεταξύ σεισμικού θορύβου και σήματος ενός σεισμικού γεγονότος.
Πέρα από την ταυτοποίηση των σεισμικών γεγονότων, η ταυτοποίηση της P άφιξης απαιτεί την χρήση παραμέτρων στατιστικής ανωτέρας τάξης, της λοξότητας της κύρτωσης και της αντιεντροπίας[6].
Ως λοξότητα καλούμε την σχέση:

$$sk(x) = \frac{\sum_{i=1}^{N}\left\{\left(X(\iota) - \widehat{m_\chi}\right)^3\right\}}{(N-1)\widehat{\sigma_\chi^3}} \qquad (2.61)$$

Το μέτρο της κύρτωσης εκφράζεται ως:

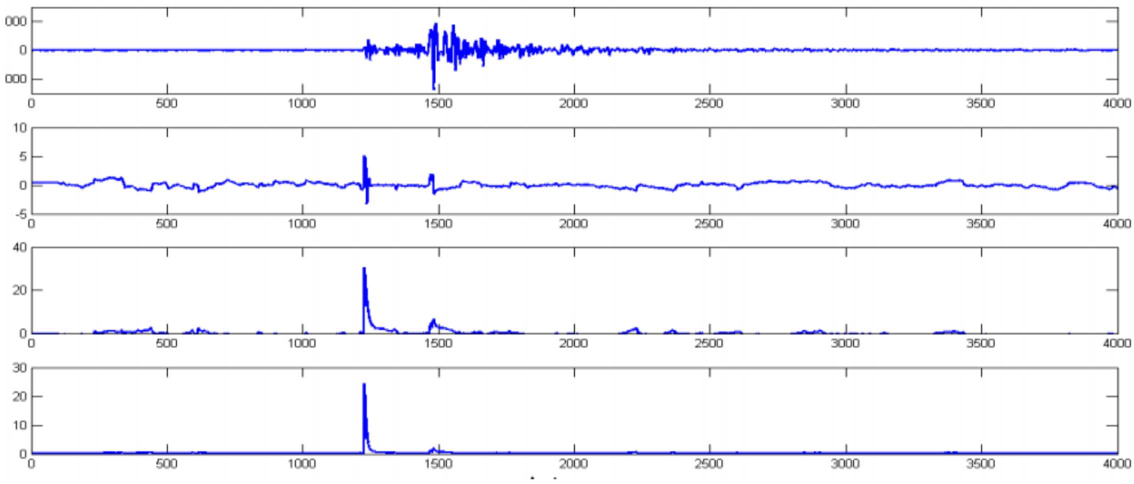
$$kur(X) = \frac{\sum_{i=1}^{N}\left\{\left(X(\iota) - \widehat{m_\chi}\right)^4\right\}}{(N-1)\widehat{\sigma}_\chi^4} \qquad (2.62)$$

Αντίστοιχα η αντιεντροπία δίνεται από την σχέση:

$$J(X) \approx \frac{1}{24}\, sk^2(X) + \frac{1}{48}\, kur^2(X) \qquad (2.63)$$

Υπολογίζοντας τις παραμέτρους στατιστικής ανωτέρας τάξης μέσω κυλιόμενου παραθύρου, λαμβάνουμε την άφιξη P φάσης ως εκείνη η τιμή για την οποία ισχύει

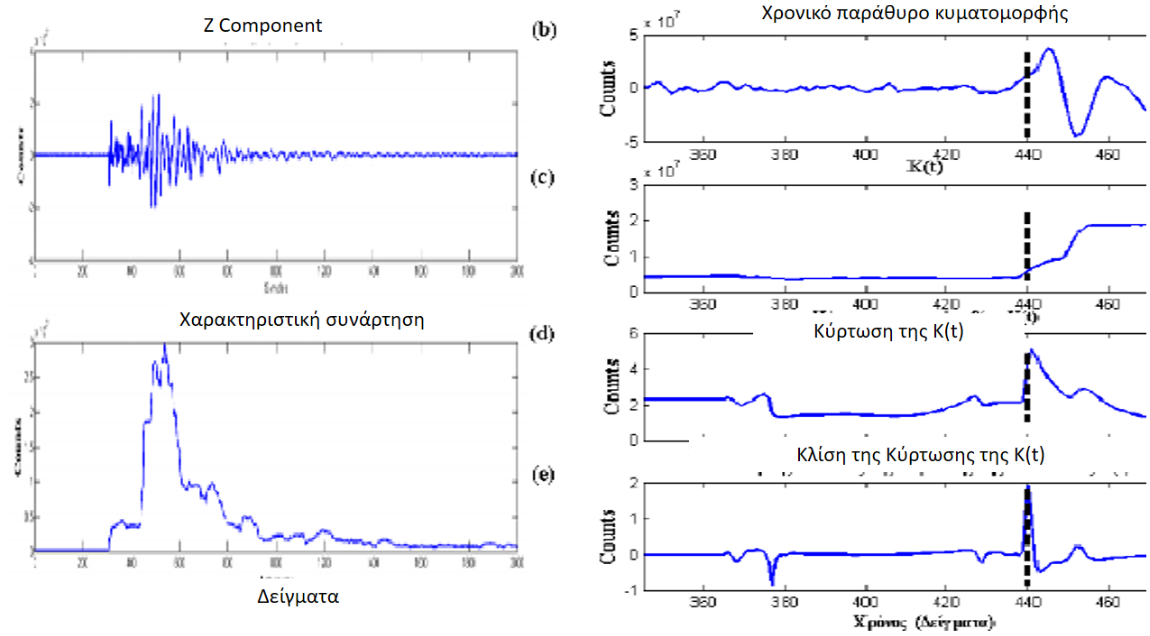
$$P_{on} = \arg\max\big(\Delta f(t)\big) \ \mu\varepsilon \ f = \{sk, kur, J\} \qquad (2.64)$$



Σχήμα 2.13 Αυτόματος προσδιορισμός άφιξης χρόνου P φάσης. Σεισμική κυματομορφή και οι αντίστοιχες ακολουθίες της λοξότητας, κύρτωσης και αντιεντροπίας (από πάνω προς τα κάτω).

Για την αυτόματο προσδιορισμό του χρόνου άφιξης S κυμάτων ακολουθείται μια τελείως διαφορετική προσέγγιση καθώς εφαρμόζεται στατιστική επεξεργασία της αντιπροσωπευτικής συνάρτησης που προκύπτει από τις ιδιότητες πόλωσης των σεισμικών κυμάτων[7]. Η συνάρτηση αυτή ορίζεται ως:

$$f(t) = \sqrt{\lambda_{max}(t)} \qquad (2.65)$$



Σχήμα 2.14 Αυτόματος προσδιορισμός άφιξης S φάσης. Σεισμική κυματομορφή και η αντίστοιχη χαρακτηριστική συνάρτηση αυτής.

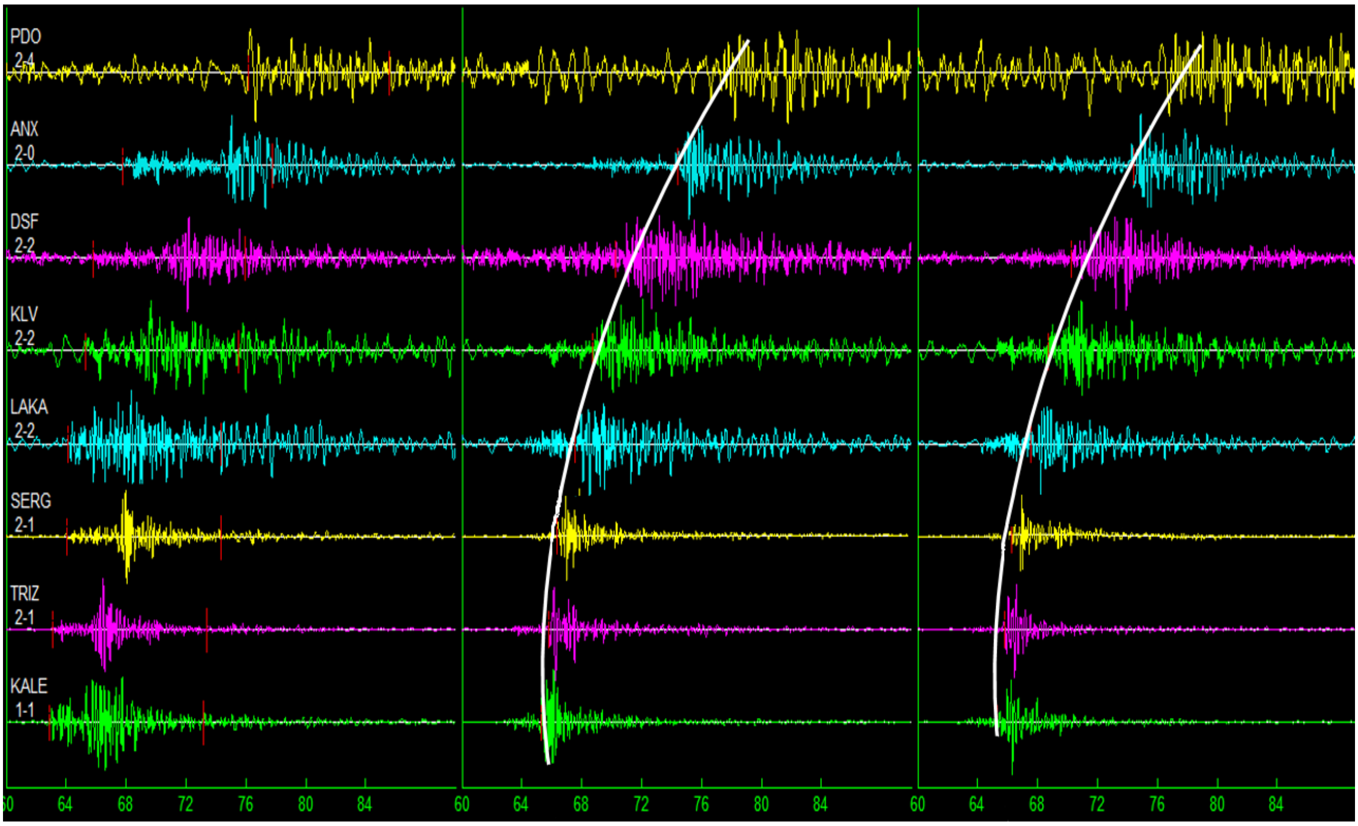
Για την γραφική απεικόνιση της χαρακτηριστικής συνάρτησης, εφαρμόζουμε την σχέση 2.66 μέσω κινούμενου παραθύρου μήκους M

$$K(t) = \sqrt{\widehat{\gamma_4}(f(t))} = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{M}(f(t))-\widehat{m_f})\text{^}4}{(M-1)\sigma_f^4}} \qquad (2.66)$$

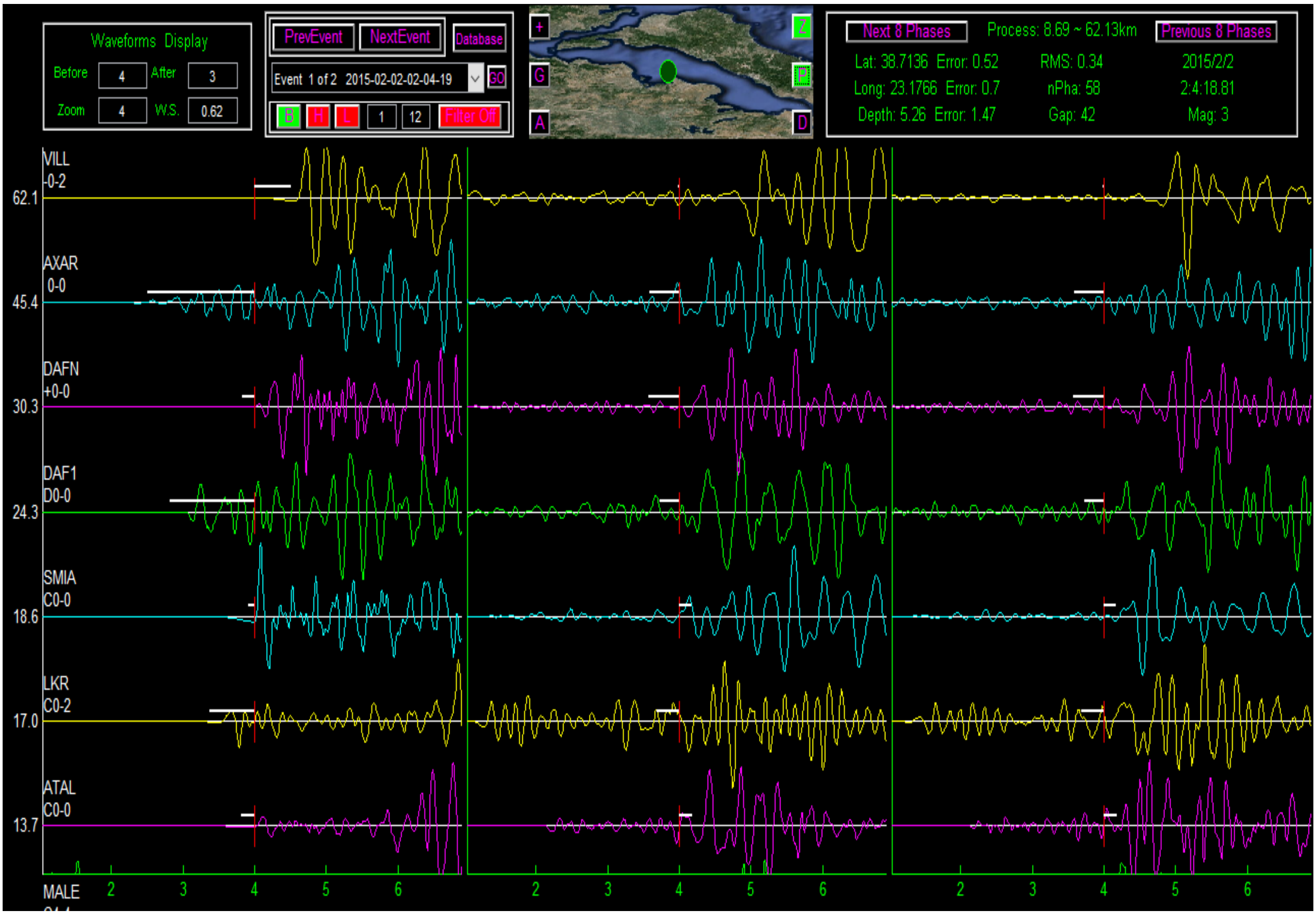
$$t \in [t_p + 1, t_{coda}]$$

Όπου οι m_f και σ_f εκφράζουν τις εκτιμήσει της μέσης τιμής και τυπικής απόκλισης της f(t) για συγκεκριμένο χρονικό παράθυρο και t_p ο χρόνος άφιξης της P φάσης και t_{coda} το χρονικό εύρος στο οποίο η ενέργεια της κυματομορφής θεωρείται πως έχει αποσβέσει πλήρως.
Η εφαρμογή του κριτηρίου της κύρτωσης εφαρμόζεται σε ένα χρονικό παράθυρο της κυματομορφής με αρχή τον χρόνο άφιξης της P φάσης και τέλος το τέλος του σεισμικού γεγονότος.
Συνεπώς η εκτίμηση του χρόνου άφιξης των S φάσεων μπορεί να προκύψει ως η μέγιστη τιμή της κλίσης της καμπύλης της κύρτωσης.
Ο σταθμικός μέσος ορίζεται ως:

$$Sf = \frac{\sum_i^w s_{on}^i}{\sum_i^w Q_I} \qquad (2.67)$$



Σχήμα 2.15 Προσδιορισμός χρόνου άφιξης εγκαρσίων κυμάτων (άσπρες καμπύλες) σύμφωνα με τους θεωρητικούς χρόνους του HypoInv με εφαρμογή τοπικού μοντέλου ταχυτήτων.

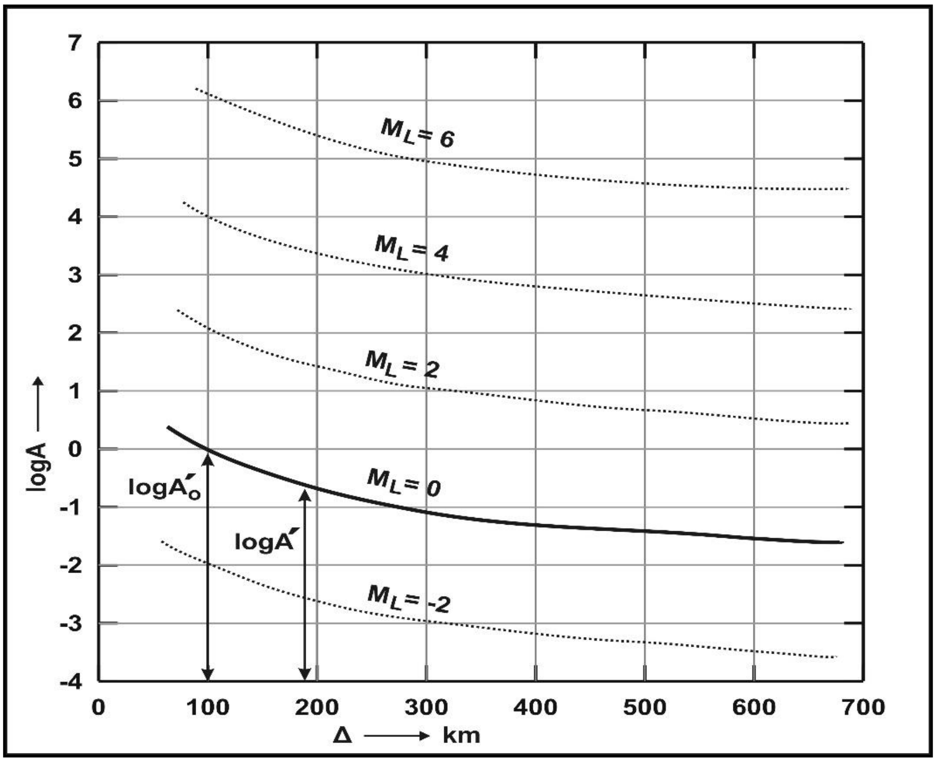


Σχήμα 2.16 Προσδιορισμός αφίξεων των P και S κυμάτων σύμφωνα με τα σφάλματα των θεωρητικών χρόνων από το HypoInv. Οι κυματομορφές παρουσιάζονται γραφικά έχοντας κοινό χρονικό σημείο αναφοράς. Οι επιλογές των χρονικών αφίξεων επιλέχθηκαν με τέτοιο τρόπο ώστε να γίνει εμφανές η σημασία αλλά και η βαρύτητα των σφαλμάτων(άσπρα οριζόντια ευθύγραμμα τμήματα επί των κυματομορφών) .

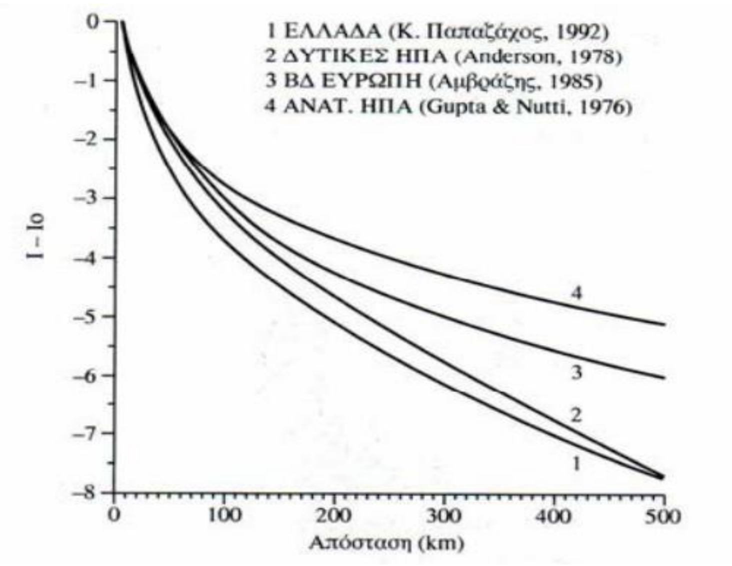
2.3 Μέγεθος σεισμικού γεγονότος.

Η διάρρηξη των πετρωμάτων προκαλεί την απελευθέρωση τεράστιας ποσότητας ενέργειας η οποία ακτινοβολείται προς όλες τις διευθύνσεις με την μορφή των κυμάτων χώρου αλλά και με μορφή θερμότητας. Φυσικά η ακριβής μέτρηση και εκτίμηση της εκλυόμενης αυτής ενέργειας είναι πάρα πολύ δύσκολο έως αδύνατο να οριστεί. Για αυτό τον λόγο έγινε προσπάθεια της κατηγοριοποίησης των σεισμών βάση της καταγραφής των πλατών, του συχνοτικού περιεχομένου αλλά και της διάρκειας των σεισμικών σημάτων.

Η πρώτη αυτή προσπάθεια ήρθε το 1935 από τον Ch. Richter με την ομόλογη κλίμακα μεγέθους. Ο Richter διέκρινε ότι τα πλάτη από τις σεισμικές καταγραφές φθίνουν συναρτήσει της απόστασης ακολουθώντας κάποιον νόμο εξασθένησης. Αν στην ίδια περιοχή λάβει χώρα ένα ακόμα σεισμικό γεγονός με μεγαλύτερο μέγεθος τότε η συμπεριφορά της μείωσης των πλατών θα είναι η ίδια με μόνη διαφορά τα πλάτη που θα είναι εμφανώς μεγαλύτερα. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα σεισμικά κύματα διέρχονται από το ίδιο γεωλογικό μέσο, συνεπώς η περιοχή θα χαρακτηρίζεται από τους ίδιου νόμους εξασθένισης. Λόγω της μεγάλης διαφοράς ως προς το μέτρο των πλατών του εκάστοτε σεισμού ο Richter χρησιμοποίησε λογαριθμική κλίμακα πλάτους ώστε να ομαλοποιήσει την διασπορά.



Σχήμα 2.17 Ορισμός του τοπικού μεγέθους (ML)



Σχήμα 2.18 Σχέσεις απόσβεσης για διάφορες περιοχές του πλανήτη υπό διαφορετικά γεωλογικά και τεκτονικά καθεστώτα.

Ως πρότυπος σεισμός ορίστηκε σεισμικό γεγονός το οποίο αναγράφεται με μέγιστο πλάτος A_0 ίσο με 1 μίκρο (1μ) από βραχείας περιόδου σεισμόμετρο στρέψης με ιδιοπερίοδο T_0 ίση με 0.8sec συντελεστή απόσβεσης ίσο με 0.7 και M ίσο με 2800 και το σεισμόμετρο αυτό βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση 100km (Wood Anderson seismometer). Συνεπώς το τοπικό μέγεθος M_L ορίζεται ως:

$$M_L = \log\frac{A}{A_0} + S = logA - logA_0 + S \qquad (2.68)$$

Όπου A είναι ο μέσος όρος των μεγίστων πλατών εκφρασμένα σε mm αναγραφής από τα δύο οριζόντια σεισμόμετρα τύπου Wood Anderson ενός σταθμού και A_0 το αντίστοιχο πλάτος καταγραφής του θεωρητικού πρότυπου σεισμού ως προς την ίδια απόσταση και μια διορθωτική σταθερά (μεταβλητή S) που εξαρτάται από τη θέση καταγραφής του σεισμού.
Ο παράγοντας $-\log A_0$ μπορεί να εκφραστεί ως:

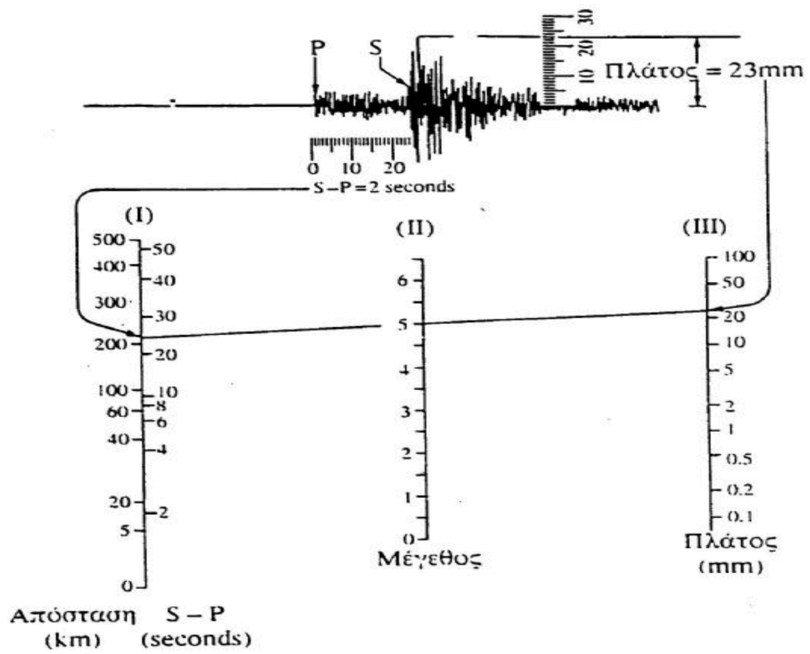
$$-\log A_0 = \alpha \log\left(\frac{R}{100}\right) + b\,(R - 100) + S \qquad (2.69)$$

όπου στην εξίσωση αυτή οι μεταβλητές a και b αποτελούν σταθερές που έχουν να κάνουν με την γεωμετρική εξασθένιση και την ανελαστική απόσβεση των σεισμικών κυμάτων και R εκφράζει την επικεντρική απόσταση. Η τιμή της S είναι ίση με 3.
Για τον υπολογισμό σεισμικού τοπικού μεγέθους από καταγραφές οποιουδήποτε τύπου σεισμογράφου οι Bullen and Bolt πρότειναν την ακόλουθη σχέση:

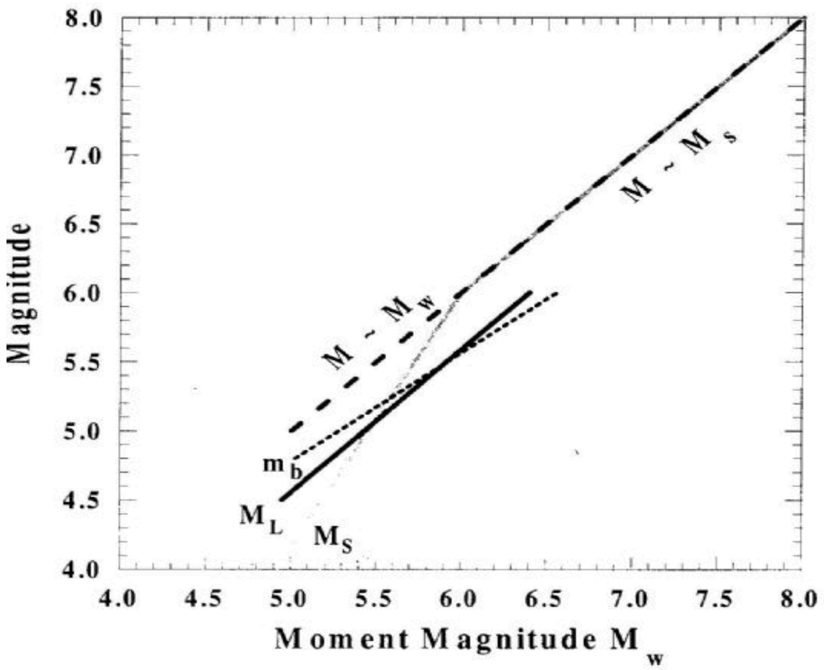
$$M_L = loga + 2.56\, log\Delta - 1.67 \qquad (2.70)$$

Όπου α δίνει την μέγιστη μετάθεση σε μικρόμετρα (μm) και Δ η επικεντρική απόσταση εκφρασμένη σε km.

Συνεπώς η σύγκριση των πλατών σε σχέση με τον πρότυπο σεισμό μπορεί να δώσει το τοπικό μέγεθος ενός σεισμικού γεγονότος. Σε αυτό το σημείο είναι σκόπιμο να αναφέρουμε ότι εξαιτίας της μη γραμμική αλλά λογαριθμικής σχέσης της κλίμακας πλατών, η αύξηση του μεγέθους κατά μία ακέραια μονάδα της κλίμακας εκφράζει δεκαπλασιασμό του αναγραφόμενου πλάτους καθώς και μεγαλύτερη έκλυση ενέργειας κατά 31.54 φορές.



Σχήμα 2.19 Καθορισμός της κλίμακας Richter με συσχέτιση των παραγόντων, διαφοράς χρόνου S-P συναρτήσει επικεντρικής απόστασης και πλάτους (amplitude) των κυματομορφών. Το σημείο τομής του ευθύγραμμου τμήματος δίνει το σεισμικό μέγεθος.



Σχήμα 2.20 Σχέση μεταξύ των διαφόρων κλιμάκων του σεισμικού μεγέθους (Papazachos et al., 1997)

Σήμερα που έχουν αναπτυχθεί πολύ τα σεισμικά δίκτυα και είναι πολύ πιο πυκνά από τι ήταν μισό αιώνα πριν, ο υπολογισμός έχοντας ως δεδομένο περισσότερες καταγραφές δίνεται από την σχέση:

$$-logA_0 = a\log\left(\frac{R}{R_{ref}}\right) + b\left(R - R_f\right) + K\left(R_{ref}\right) \qquad (2.71)$$

Στην σχέση 2.71 ο παράγοντας R_{ref} δηλώνει απόσταση αναφοράς που μπορεί να διαφέρει από τα 100 km που χρησιμοποιήθηκε από τον κλασικό ορισμό του τοπικού μεγέθους την εποχή του Richter.
Συνεπώς για την μαθηματική έκφραση του μεγέθους διάρκειας θα ισχύει η σχέση 2.72 όπου:

$$logA_{ij} = -a\log\left(\frac{Rij}{R_{ref}}\right) - b\left(Rij - R_{ref}\right) - \sum_{k=1}^{N_a} M_K\,\delta_{ik} + \sum_{m=1}^{N_b} S_m\delta_{mj} - K\left(R_{ref}\right)$$

Ο παράγοντας A_{ij} εκφράζει το πλάτος της κυματομορφής ενός σεισμού i από τον σταθμό j και N_s είναι ο αριθμός των σεισμολογικών σταθμών.

Για την εφαρμογή της μεθόδου M_L λαμβάνονται υπόψη τα εγκάρσια κύματα χώρου ή τα επιφανειακά κύματα Rayleigh και χαρακτηρίζονται από περίοδο της τάξης των 0.8sec.

Ένα χαρακτηριστικό των αβαθών όμως σεισμών είναι ότι διακρίνονται ευκρινώς οι φάσεις των επιφανειακών κυμάτων με περίοδο ~20sec. Το συχνοτικό αυτό περιεχόμενο έρχεται να προστεθεί στο γεγονός ότι μπορεί να μην υπάρχουν σεισμογράφοι με χαρακτηριστικά τύπου Wood Anderson, οπότε οι Gutenberg και Richter πρότειναν τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους που βασίζεται στην σχέση:

$$M_s = logA - logA_0 + C_1 + D_1 \qquad (2.73)$$

Όπου ο παράγοντας A εκφράζει το πλάτος της εδαφικής κίνησης που αντιστοιχεί στα επιφανειακά κύματα και αναγραφής (amplitude) και A_0 το πλάτος του πρότυπου σεισμού. Οι C, D αποτελούν σταθερές και σχετίζονται με τον σταθμό καταγραφής και με τον χώρο της σεισμικής εστίας.
Όταν τα επιφανειακά κύματα των κυματομορφών δεν εμφανίζουν καθαρά της φάσεις των επιφανειακών κυμάτων με τις χαρακτηριστικές περιόδους των 18~22 sec, το επιφανειακό μέγεθος υπολογίζεται με τις εμπειρικές σχέσεις:

$$M_s = logA + C_5 log\Delta + C_6 \qquad (2.74)$$

Όπου για την ελληνικό χώρο η σχέση 2.74 εκφράζεται ως:

$$M_s = logA + 1.41\ log\Delta + 0.2 \qquad (2.75)$$

Τι γίνεται όμως όταν το υπόκεντρο ενός σεισμού δεν είναι επιφανειακό? Σε αυτή την περίπτωση το τοπικό και επιφανειακό μέγεθος δεν παρέχουν αξιόπιστα αποτελέσματα καθώς στον υπολογισμό τους δεν χρησιμοποιούν κύματα με περίοδο του 1sec. Την λύση του προβλήματος ήρθε να δώσει το χωρικό μέγεθος (body wave magnitude) και εκφράζεται από την σχέση:

$$M_b = log\left(\frac{A}{T}\right) + Q\ (\Delta, h) + C \qquad (2.76)$$

Μια εμπειρική σχέση μεταξύ χωρικού και επιφανειακού μεγέθους εκφράζεται από την σχέση:

$$M_s = 1.59\ M_b - 3.97 \qquad (2.77)$$

Ο τρόπους υπολογισμού του σεισμικού μεγέθους από την χρονική διάρκεια της σεισμικής κίνησης δίνεται από την σχέση 2.78

$$M_d = C_1 + C_2 + logt + C_3(logt)^2 + C_4\Delta$$

Όπου ως t ορίζεται η διάρκεια του σήματος σε sec, Δ η επικεντρική απόσταση σε km και Cx σταθερές.

Τα προβλήματα κορεσμού που παρουσιάζουν τα μεγέθη αυτά και η μη σχέση τους με την πραγματική διαδικασία της σεισμικής διάρρηξης, έκανε τους σεισμολόγους να ορίσουν ένα νέο είδος μεγέθους, αυτό της σεισμικής ροπής (seismic moment).
Ως σεισμική ορίζουμε την σχέση:

$$M_0 = \mu\, D\, S \tag{2.79}$$

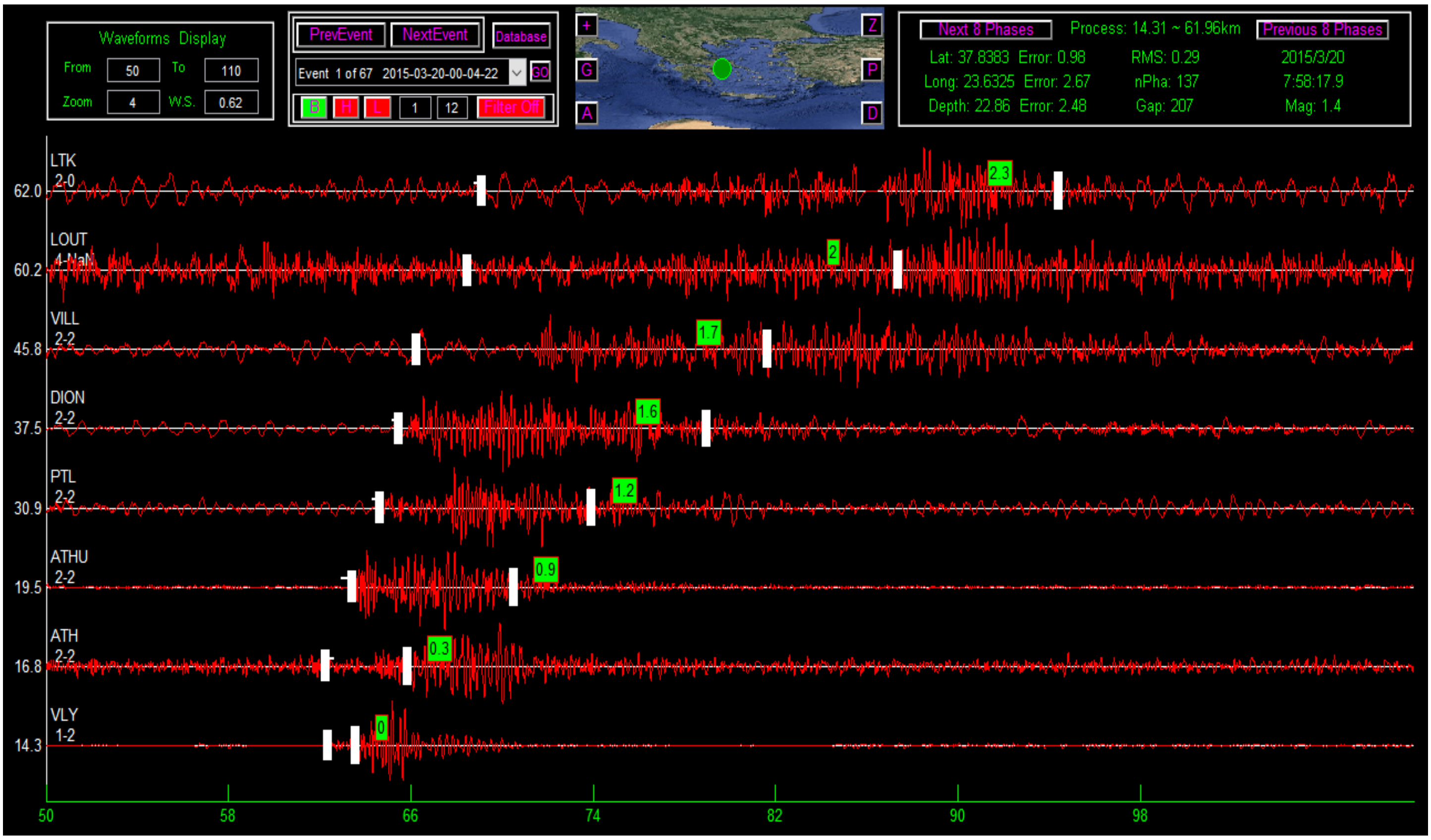
Ο παράγοντας μ εκφράζει τον συντελεστή δυσκαμψίας (rigidity) των γεωλογικών υλικών γύρο από την περιοχή διάρρηξης, ως D ορίζεται η μέση σεισμική ολίσθηση της επιφάνειας του ρήγματος και ως S το εμβαδόν της ρηξιγενούς επιφάνειας.
Η σεισμική ροπή συναρτήσει της χρονικής διάρκειας δίνεται από τον τύπο:

$$M_0 = \frac{dM_0(t)}{dt} = \int \mu \Delta \dot{u} ds \tag{2.80}$$

Ως moment magnitude ή αλλιώς μέγεθος της σεισμικής ροπής ορίζεται η σχέση:

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) log M_0 - 10.73 \tag{2.81}$$

Οι διαφορές σεισμικού μεγέθους που προκύπτουν κατά καιρούς από τα διαφορετικά ινστιτούτα οφείλονται στο ότι η ενέργεια που απελευθερώνεται από το σημείο έναρξης της διάρρηξης ενός σεισμού, ακτινοβολείται με τη μορφή σεισμικών κυμάτων τα οποία έχουν περιόδους που καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα (από μικρό κλάσμα του δευτερολέπτου μέχρι πολλά δευτερόλεπτα. Συνεπώς μόνο το μέγεθος της σεισμικής ροπής μπορεί να θεωρηθεί ως αξιόπιστο καθώς η επίλυση τα σχέσης 2.72 δεν βασίζεται σε κύματα περιορισμένου φάσματος συχνοτήτων.



Σχήμα 2.21 Υπολογισμός μεγέθους με τη μέθοδο σεισμικής διάρκειας (σχέση 2.70).

Το χρονικό διάστημα ορίζεται από την χρόνο άφιξης της P φάσης (αριστερή άσπρη μπάρα) μέχρι το σημείο των κυματομορφών όπου θεωρούμε ότι έχει σταματήσει η σεισμική κίνηση (δεξιά άσπρη μπάρα). Το μέγεθος για κάθε περίπτωση αναγράφεται στο βοηθητικό (πράσινου χρώματος) παράθυρο. Παρατηρούμε ότι όσο απομακρυνόμαστε από το επίκεντρο το μέγεθος αυξάνει. Στις περιπτώσεις όπου η επιλογή της σεισμικής διάρκειας και συνεπώς του μεγέθους είναι μικρότερη από αυτό του σεισμικού γεγονότος, η πληροφορία βρίσκεται στα δεξιά της μπάρας διαρκείας, ενώ στις περιπτώσεις υπερεκτίμησης της διάρκειας η πληροφορία μεγέθους εμφανίζεται στα αριστερά.

Ένας τρόπος υπολογισμού της σεισμικής διάρκειας είναι να την ταυτίσουμε με το χρονικό διάστημα μέσα στο οποίο η εδαφική επιτάχυνση ξεπερνά κάποιο κατώτατο όριο, το οποίο συνήθως είναι της τάξης των 0.05g (εδαφική επιτάχυνση).

2.4 Ενέργεια σεισμικού γεγονότος.

Αν υποθέσουμε ότι οι υπεδαφικές διαρρήξεις που προέρχονται από σημειακή πηγή, ακτινοβολούν ομοιόμορφα στον τρισδιάστατο χώρο αρμονικά κύματα, τότε η σεισμική ενέργεια σε οποιοδήποτε επιφανειακό σημείο παρατήρησης, θα περιγράφεται από αρμονικές εδαφικές μετατοπίσεις της μορφής χ=Acos(2πt/T). Επομένως η εδαφική πυκνότητα της κινητικής ενέργειας ανά μονάδα όγκου θα περιγράφεται από μια σχέση της μορφής 2.74

$$e = \left(\frac{p}{2T_0}\right)\int_0^{t_0} V^2 dt = \left(\frac{p}{2T_0}\right)\left(\frac{2\pi\alpha_0}{T_0}\right)^2 \int_0^{t_0} \eta\mu^2\left(\frac{2\pi t}{T_0}\right) dt = \left(\frac{p}{4}\right)\left(\frac{2\pi a_0}{T_0}\right)^2$$

Όπου ρ ορίζεται η πυκνότητα του εδάφους (μέσο διάδοσης ελαστικών κυμάτων)
Η συνολική εκλυόμενη σεισμική ενέργεια παρέχεται από την εξίσωση:

$$E = \pi^3 h^2 c t_0 p \left(\frac{A_0}{T_0}\right)^2 \qquad (2.82)$$

Σύμφωνα με τους Gutenberg και Richter η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια υπό μορφή κυμάτων χώρο δίνεται από την σχέση:

$$E_s = 3\pi p h^2 u t \left(\frac{u}{T}\right)^2 \qquad (2.83)$$

Η σχέση που συνδέει το επιφανειακό μέγεθος με την σεισμική ενέργεια εκφράζεται από την σχέση:

$$\log E_S = A + BM_S \qquad (2.84)$$

Οι Kanamori Anderson (1975) βρήκαν ότι οι παράμετροι της σχέσης έχουν τιμές A=4.8 και B=1.5 όταν η ενέργεια είναι εκφρασμένη σε joule και όχι σε dynn*cm.
Η πυκνότητα του εδάφους έχει μια μέση τιμή της τάξης των 2.7gr/cm^3 και η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων μια μέση τιμή στα 3.4km/sex.
Αύξηση μεγέθους κατά μια μονάδα η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια αυξάνει κατά $10^{1.5}$. Συνεπώς η ενέργεια, για ένα σεισμικό γεγονός της τάξης μεγέθους των 6(επιφανειακό μέγεθος M_s) σε σχέση με ένα γεγονός με Ms ίσο με 5 και με 4 θα είναι κατά 32 και 1000 φορές μεγαλύτερη αντίστοιχα.

2.5 Ένταση σεισμικού γεγονότος.

Η σεισμική ένταση είναι ένας έμμεσος τρόπος υπολογισμού της καταστροφικότητας ενός σεισμικού γεγονότος σε κάποια θέση που προκύπτει από την εκτίμηση των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων. Οι πληροφορίες που έχουμε πριν από το 1900 προέρχονται από αναλύσεις της σεισμικής έντασης. Συνεπώς τα γεγονότα αυτά βασίζονται εξ ολοκλήρου στα μακροσεισμικά αποτελέσματα. Για τον υπολογισμό λοιπόν της έντασης δεν στηριζόμαστε σε κάποιες ενόργανες μετρήσεις, αλλά υποθέτουμε κάποιες σχετικές τιμές για κάποιους παράγοντες οι οποίοι είναι στενά συνδεδεμένοι με την σφοδρότητα των καταστροφικών αποτελεσμάτων. Αυτοί οι παράγοντες είναι το σεισμικό μέγεθος και τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής (μηχανισμός γένεσης), οι τοπικές εδαφικές συνθήκες όπου σε μερικές περιπτώσεις σε συνδυασμό με το υπόκεντρο και τον μηχανισμό γένεσης μπορεί να συμβάλει στην ενίσχυση της εδαφικής επιτάχυνσης καθώς και στην γεωμετρία και στους τύπους των τεχνικών κατασκευών. Μια σημαντική παράμετρος είναι αυτή της ιδιοπεριόδου ταλάντωσης τον κατασκευών. Έχει αποδειχθεί από την μηχανική ότι όταν το συχνοτικό περιεχόμενο της εδαφικής κίνησης πλησιάζει σε ανησυχητικό βαθμό την ιδιοπερίοδο-ιδιοσυχνότητα μιας κατασκευής, προκαλείται συντονισμός της κίνησης με συνέπεια την ώρα που αυτή ταλαντώνεται με μέγιστο πλάτος από την θέση ισορροπίας, να μην επιτυγχάνεται η απόσβεση της εδαφικής επιτάχυνσης από την ίδια την κατασκευή. Αν οι συνθήκες αυτές ξεπεράσουν τα λίγα δευτερόλεπτα τότε τα αποτελέσματα γίνονται καταστροφικά.

Η μεγάλη διαφοροποίηση της έντασης με το μέγεθος είναι ο ίδιο ο ορισμός της. Σε αντίθεση με το μέγεθος που έχει μια συγκεκριμένη τιμή (τιμή που μπορεί να μεταβάλλεται εξαιτίας του διαφορετικού τρόπου υπολογισμού), η ένταση μεταβάλλεται και πιο συγκεκριμένα παρουσιάζει μια εξασθένιση όσο απομακρυνόμαστε από το επίκεντρο. Στις περισσότερες των περιπτώσεων έχει αποδειχθεί ότι σε μια περίμετρο μερικών χιλιομέτρων γύρο από τον χώρο γένεσης του σεισμικού γεγονότος, παρατηρούνται τα περισσότερα και τα εντονότερα καταστροφικά αποτελέσματα. Η περιοχή αυτή καλείται ως πλειώσειστη και περικλείεται από την ισόσειστο μέγιστης έντασης. Η σεισμική ένταση σε αυτή την περιοχή ονομάζεται μέγιστη μακροσεισμική ένταση και το γεωμετρικό κέντρο της πλειόσειστης περιοχής, μακροσεισμικό επίκεντρο.

Ως ισόσειστες καμπύλες καλούμε τα κλειστά κυκλικά τμήματα ο τόπος των οποίων ορίζουν περιοχές με ίση σεισμική ένταση

Μέχρι σήμερα έχουν αναπτυχθεί διάφορες κλίμακες της σεισμικής έντασης. Μερικές από αυτές είναι η κλίμακα των Rosi-Forel 1871 με μέγιστη τιμή έντασης τους 10 βαθμούς, η κλίμακα των Mercali-cancani 1902 με μέγιστη τιμή σεισμικής έντηασης τους 12 βαθμούς, η Modified Mercali (MM) 1931 που είναι 8 βαθμών, η Ιαπωνική JMA επίσης 8 βαθμών, η 12βάθμια Ρώσικη Geofian – MSK και τέλος η ευρωπαϊκή EMS που αποτελεί βελτιωμένη έκδοση της MSK κατηγοριοποιεί τις καταστροφές σε 12 βαθμούς.

I	Δεν γίνεται αισθητός.
II	Αισθητός από μερικούς ανθρώπους που βρίσκονται σε ανάπαυση στους ψηλότερους ορόφους κτιρίων.
III	Αισθητός μέσα στα σπίτια. Μπορεί να μην αναγνωριστεί ως σεισμός. Δονήσεις σαν να περνάει ελαφρύ φορτηγό.
IV	Τίθενται σε κίνηση κρεμασμένα αντικείμενα. Τζάμια τρίζουν. Σταματημένα αυτοκίνητα κλυδωνίζονται. Δονήσεις σαν να περνάει βαρύ φορτηγό. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες.
V	Αισθητός στην ύπαιθρο. Αυτοί που κοιμούνται ξυπνούν. Αιώρηση κρεμασμένων αντικειμένων. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων.
VI	Αισθητός από όλους. Πολλοί τρομοκρατούνται και τρέχουν έξω από τα κτίρια. Οι άνθρωποι περπατούν με αστάθεια. Μικρές καμπάνες ηχούν. Μετακίνηση ή ανατροπή πολυάριθμων μεγάλων αντικειμένων και επίπλων. Βλάβες σε σοβάδες, κεραμίδια, καπνοδόχους. Βλάβες λίγες, ελαφρές.
VII	Μεγάλες καμπάνες ηχούν. Πτώση πολυάριθμων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Σοβάδες και τοιχοποιία ρηγματώνονται στις συνηθισμένες κατασκευές. Στις κακές κατασκευές πέφτουν σοβάδες, αποκολλούνται τούβλα και πέτρες. Γίνεται αισθητός από οδηγούς αυτοκινήτων. Κυματισμός στις λίμνες, θόλωμα νερού από λάσπη.
VIII	Επηρεάζεται η οδήγηση των αυτοκινήτων. Αρκετές ζημιές και μερική κατάρρευση στις συνηθισμένες κατασκευές. Λίγες βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών, και μεγάλες στις κακές κατασκευές. Κλαδιά σπάνε από τα δένδρα. Αλλαγές στη ροή και στη θερμοκρασία του νερού σε πηγές και σε πηγάδια.
IX	Γενική καταστροφή στις κακές κατασκευές. Σοβαρές βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών. Υπόγειοι αγωγοί σπάζουν. Σε περιοχές με αλλούβια αναβλύζει από το έδαφος λεπτή άμμος, ιλύς και νερό.
X	Καταστροφή μερικών καλά κατασκευασμένων ξύλινων κτιρίων και γεφυρών. Οι περισσότερες κατασκευές τοιχοποιίας και τα προκατασκευασμένα κτίσματα καταστρέφονται μαζί με τα θεμέλια. Σοβαρές ζημιές σε φράγματα, υδροφράχτες και αναχώματα. Μεγάλες κατολισθήσεις. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται.
XI	Μεγάλες ρωγμές στο έδαφος. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται έντονα. Υπόγειοι αγωγοί καταστρέφονται εντελώς.
XII	Ολική καταστροφή. Αντικείμενα εκτινάσσονται στον αέρα. Μεταβάλλεται η επιφάνεια του εδάφους και η γραμμή του ορίζοντα.

Σχήμα 2.22 Συνοπτική περιγραφή της κλίμακας ΜΜ

Σχήμα 2.23 Ισόσειστες καμπύλες προερχόμενες από μακροσεισμικά και μόνο αποτελέσματα.

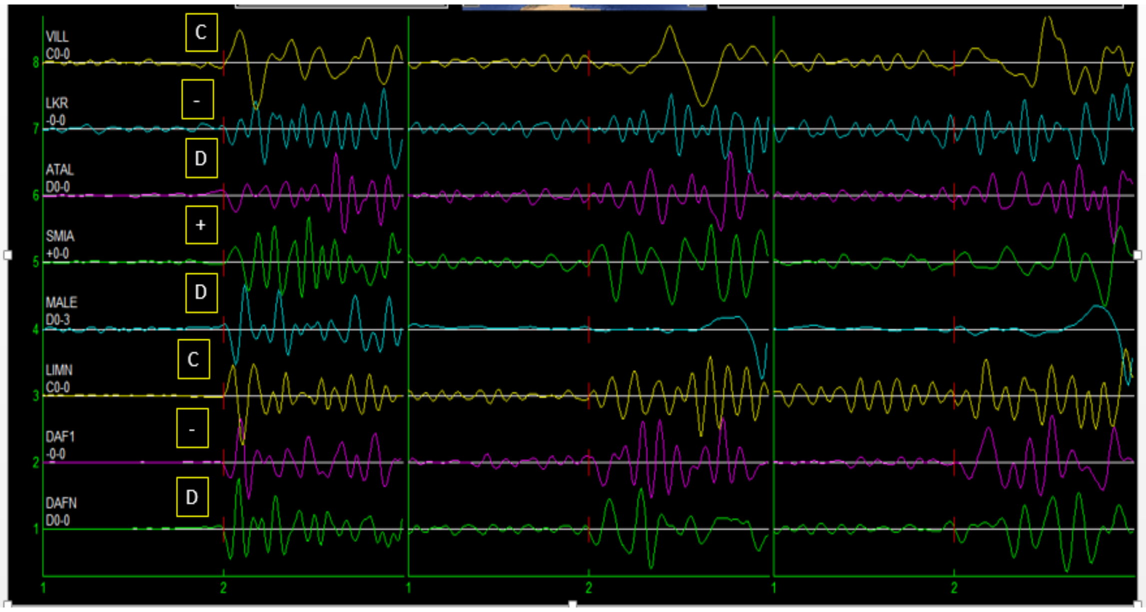
Κλίμακα MM(Mercalli)	Χαρακτηριστικά Σεισμών	Κλίμακα ML(Richter)
I	Μη αισθητός	2
II	Ελάχιστα αισθητός	3
III	Ασθενής	4
IV	Μέτριος	4
V	Σχετικά ισχυρός	5
VI	Ισχυρός	6
VII	Πολύ ισχυρός	7
VIII	Καταστροφικός	7
IX	Πολύ καταστροφικός	8
X	Εξαιρετικά καταστροφικός	8
XI	**Ασύλληπτα καταστροφικός**	**9**
XII	**Ολική καταστροφή**	**9**

Σχήμα 2.24 Συσχετισμός μεταξύ της κλίμακας έντασης MM (Mercalli) και της κλίμακας μεγέθους ML (τοπικό μέγεθος) Richter.

2.6 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών

Ο χαρακτηρισμός ενός ρήγματος σε κανονικό, ανάστροφο και οριζόντιας ολίσθησης (βλ. κεφάλαιο Ι) γίνεται είτε με παρατηρήσεις στο ύπαιθρο, όπου υπάρχουν επιφανειακά στοιχεία εκδήλωσης του ρήγματος, είτε με ενόργανες παρατηρήσεις. Η ανάλυση σήματος των κυματομορφών μπορεί να παρέχει αυτή την πληροφορία, όπως ακριβώς γίνεται και ως προς προσδιορισμό του χρόνου γένεσης και του επικέντρου ενός σεισμικού γεγονότος με τον καθορισμό των απόλυτων χρόνων αφίξεων των σεισμικών φάσεων.

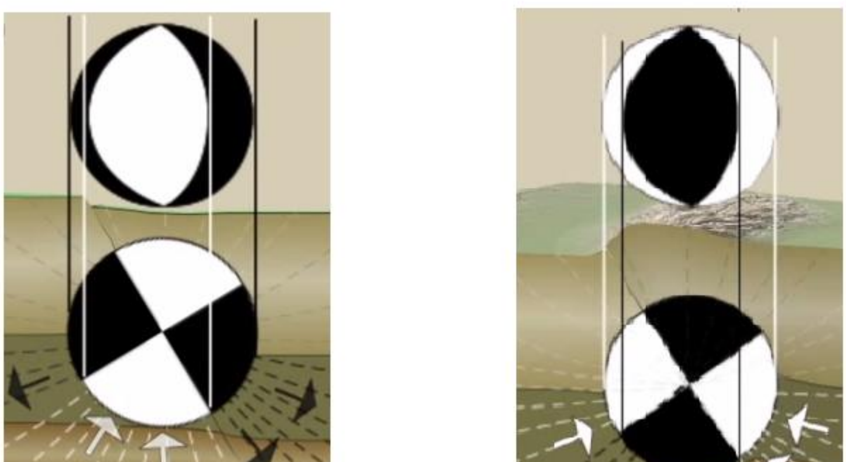
Η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των P κυμάτων από την κατακόρυφη Z συνιστώσα, μπορεί να αναδείξει τα δύο επίπεδα διάρρηξης. Το ένα από αυτά, είναι το επίπεδο του ίδιου του ρήγματος και το δεύτερο επίπεδο ανήκει στο βοηθητικό, το οποίο είναι διανυσματικά πάντα κάθετα ως προς το πρώτο. Η βασική ιδέα πίσω από την θεωρία στηρίζεται στο γεγονός ότι η πρώτη ανωμαλία των κυματομορφών που οφείλεται στην γένεση του σεισμού, αντιστοιχεί στην άφιξη των επιμήκων κυμάτων χώρου και η αζιμουθιακή σχέση του εκάστοτε σταθμού αναγραφής ως προς το επίκεντρο διάρρηξης, καθορίζει αν αυτή η πρώτη απόκλιση θα υπό καθεστώς συμπίεσης ή εφελκυσμού. Τα δύο αυτά διαφορετικά καθεστώτα τάσεων εμφανίζουν μια γραμμική αζιμουθιακή σχέση, όπου στα δύο τεταρτημόρια ενός πλήρους κύκλου επικρατούν συμπιέσεις και στα υπόλοιπα δύο αραιώσεις. Το γεγονός αυτό συνδέεται με το καθεστώς ζεύγους αντίρροπων δυνάμεων που χαρακτηρίζει την σεισμική πηγή (Double Couple).



Σχήμα 2.25 Καταγραφές πρώτων αποκλίσεων (συμπιέσεων – αραιώσεων) στην κατακόρυφη συνιστώσα.

Οι αποκλίσεις μπορεί να χαρακτηριστούν είτε ως καθαρή συμπίεση (compression) είτε ως καθαρή αραίωση (dilatation). Σε πολλές όμως περιπτώσεις παρατηρείται ο μη

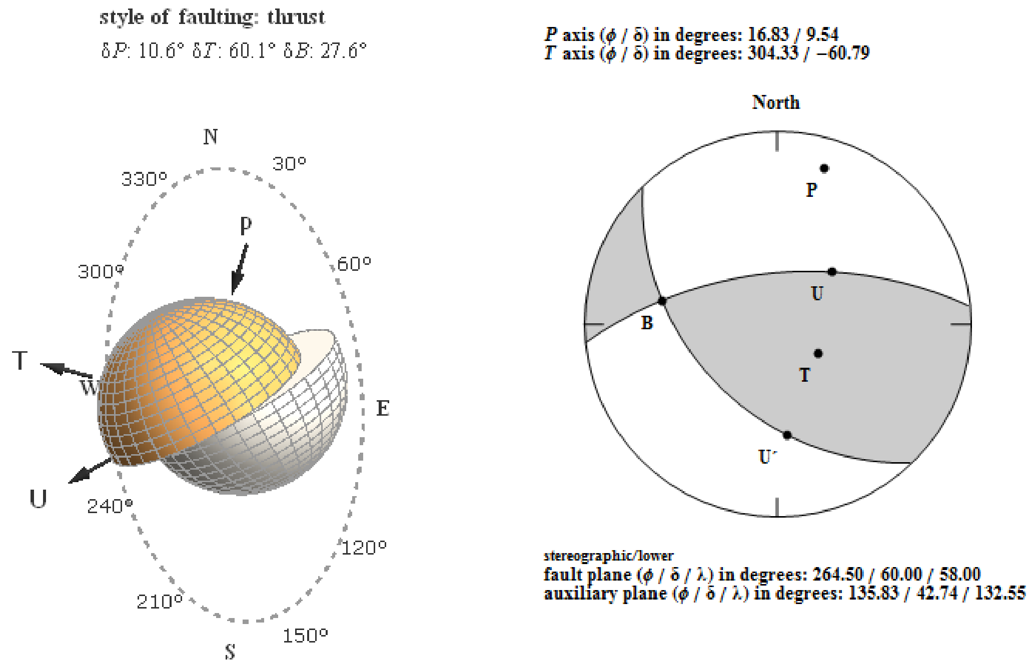
σαφής καθορισμός συμπίεσης ή αραίωσης. Αυτό μπορεί να συμβαίνει για δύο λόγους. Εξαιτίας του μικρού πλάτους (amplitude) της καταγραφής, όπως συμβαίνει σε μικρά μεγέθη ή σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις ανεξάρτητα του μεγέθους και εξαιτίας της αζιμουθιακής τοποθεσίας του σταθμού καταγραφής, αφού αν η γωνία αυτή προσεγγίζει την διεύθυνση του ενός από τα δύο επιπέδων, η απόκλιση παρουσιάζεται εξασθενημένη.
Για τους λόγους αυτούς και για την εκπόνηση της εν λόγω διπλωματικής εργασίας ο χαρακτηρισμός των πρώτων αποκλίσεων έγινε με 4 διαφορετικές μεταβλητές (C, D, -, +).
Σε περιπτώσεις όπου η γεωμετρική διασπορά του σεισμολογικού δικτύου ως προς ένα επίκεντρο δεν καλύπτει πλήρως τις 360^{o} λαμβάνεται υπόψη ο λόγος των πλατών των S εγκαρσίων κυμάτων, ως προς το πλάτων τον επιμήκων P. Συνεπώς ο λόγος S/P αποτελεί μια επιπλέον πληροφορία για τον καθορισμού του μηχανισμού γένεσης (Hardebeck και Shearer 2002, 2003 και Assumpcao 1998).
Για την γραφική απεικόνιση του fault mechanism απαιτείται η προβολή των δεδομένων των πρώτων αποκλίσεων σε ένα στερεογραφικό δίκτυο τύπου Schmidt. Έπειτα με την επιλογή δύο μέγιστων κύκλων-μεσημβρινών, οι οποίοι εκφράζουν τα δύο κάθετα επίπεδα (κύριο και βοηθητικό) του ρήγματος, χωρίζεται ο χώρο του ιμησφαιρίου σε 4 περιοχές, μέσα στις οποίες προβάλλονται είτε οι συμπιέσεις είτε οι αραιώσεις. Μια συσχέτιση γραφικής απεικόνισης σεισμικού μηχανισμού μέσα στο γεωλογικό στρώμα (υπόκεντρο) με την επιφανειακή προβολή, δίδεται στην εικόνα 2.26.



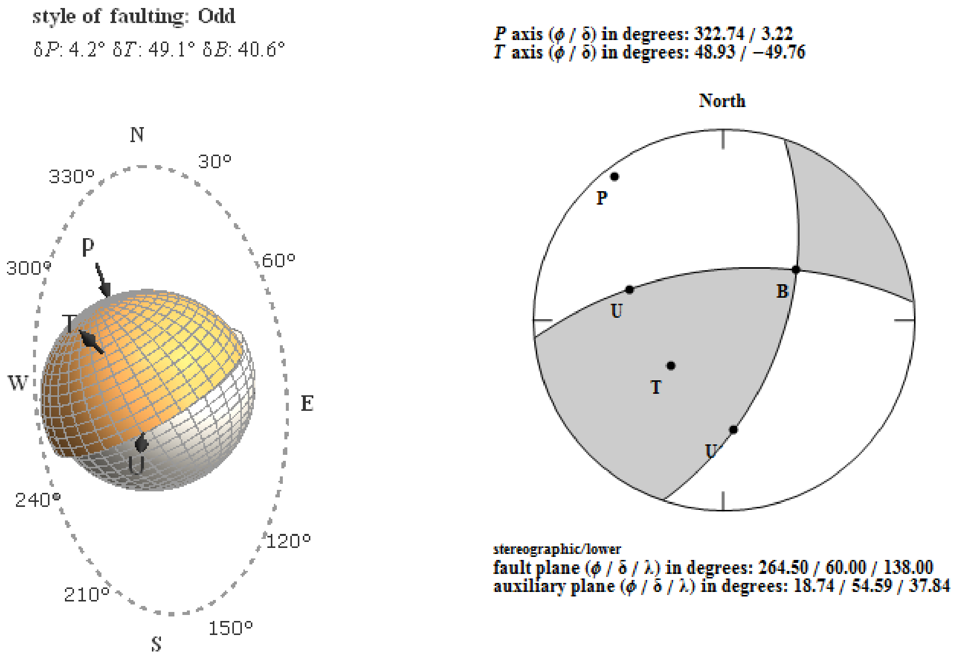
Σχήμα 2.26 Μηχανισμός γένεσης κανονικού και ανάστροφου ρήγματος (αριστερά και δεξιά αντίστοιχα) επί της επιφάνειας του ρήγματος και επί του δικτύου Schmidt.

Οι τρεις παράγονται που καθορίζουν εν τέλει το είδος του ρήγματος, είναι οι φ-δ-λ.

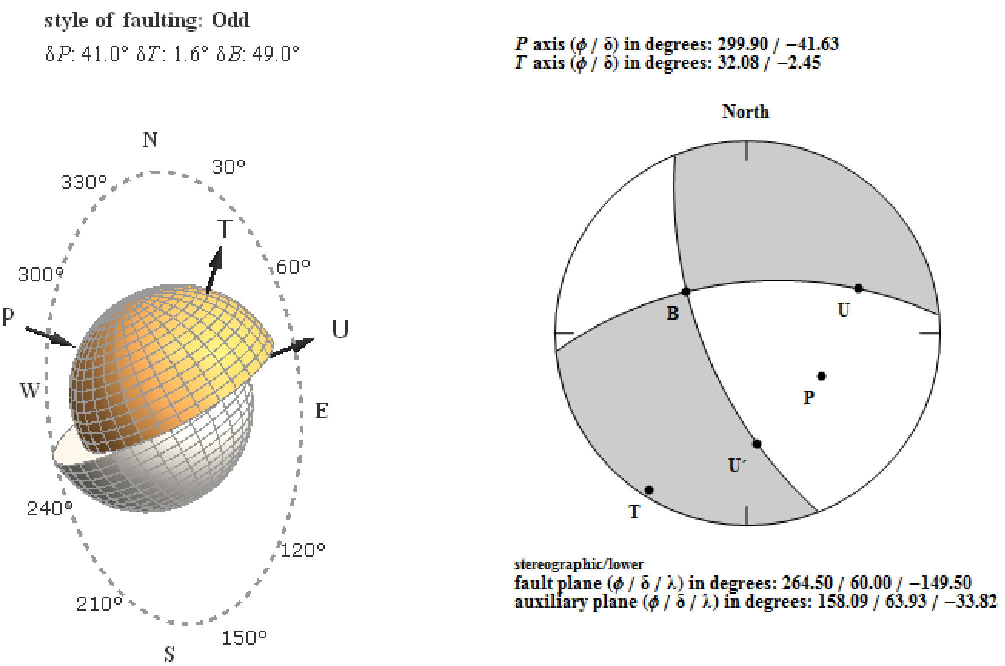
Ο παράγοντας λ εκφράζει την γωνία ολίσθησης, η οποία μετριέται αντίστροφα από την φορά της κίνησης των δεικτών του ρολογιού πάνω στο επίπεδο του ρήγματος, όπου και περιγράφει την σχετική κίνηση του ανώτερου επικεκρεμμένου τεμάχους (hanging wall) σε σχέση με το κατώτερο τέμαχος (foot wall). Οι άλλοι δύο παράγοντες εκφράζουν την διεύθυνση-αζιμούθιο της παράταξης του ρήγματος (φ) καθώς και την κλίση αυτού (δ). Αν η γωνία ολίσθησης είναι 0^0 ή 180^0 και τα δύο ρηξιτεμάχη κινούνται οριζόντια σε σχέση με το άλλο, τότε το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως ρήγμα οριζόντιας αριστερόστροφης και δεξιόστροφης ολίσθησης αντίστοιχα. Σε αυτή την περίπτωση η ολίσθηση είναι κυρίως οριζόντια και παράλληλη με το ίχνος του ρήγματος. Αντίθετα όταν η γωνία ολίσθησης πάρει τιμές μεταξύ $0\sim90^0$ τότε πρόκειται για ρήγμα αριστερόστροφο και ανάστροφο. Στην περίπτωση που η λ κυμαίνεται από $90\sim180^0$ τότε το ρήγμα είναι ανάστροφο αλλά δεξιόστροφο. Τέλος στις περιπτώσεις που το άνυσμα ολίσθησης παίρνει τιμές 180 έως 270 και 270 μέχρι 360 μοίρες τότε το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως δεξιόστροφο κανονικό και αριστερόστροφο κανονικό αντίστοιχα.



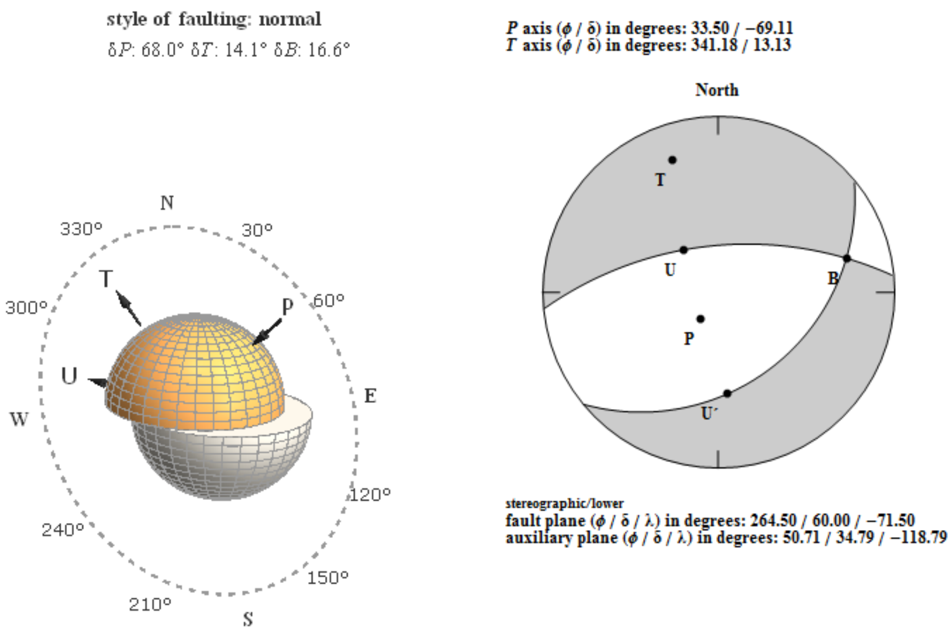
Σχήμα 2.27 Προσομοίωση μηχανισμού γένεσης αριστερόστροφου και ανάστροφου ρήγματος



Σχήμα 2.28 Προσομοίωση μηχανισμού γένεσης δεξιόστροφου και ανάστροφου ρήγματος



Σχήμα 2.29 Προσομοίωση μηχανισμού γένεσης δεξιόστροφου και κανονικού ρήγματος



Σχήμα 2.30 Προσομοίωση μηχανισμού γένεσης αριστερόστροφου και κανονικού ρήγματος

Στοιχεία επιπέδου ρήγματος

$\delta = 264.5^0$
$\delta = 60^0$
$\lambda = 288.5^0$

Στοιχεία βοηθητικού επιπέδου ρήγματος

$\delta = 50.71^0$
$\delta = 34.79^0$
$\lambda = 241.21^0$

Ανύσματα P, T, U

$P = 68^0$
$T = 14.1^0$
$U = 16.6^0$

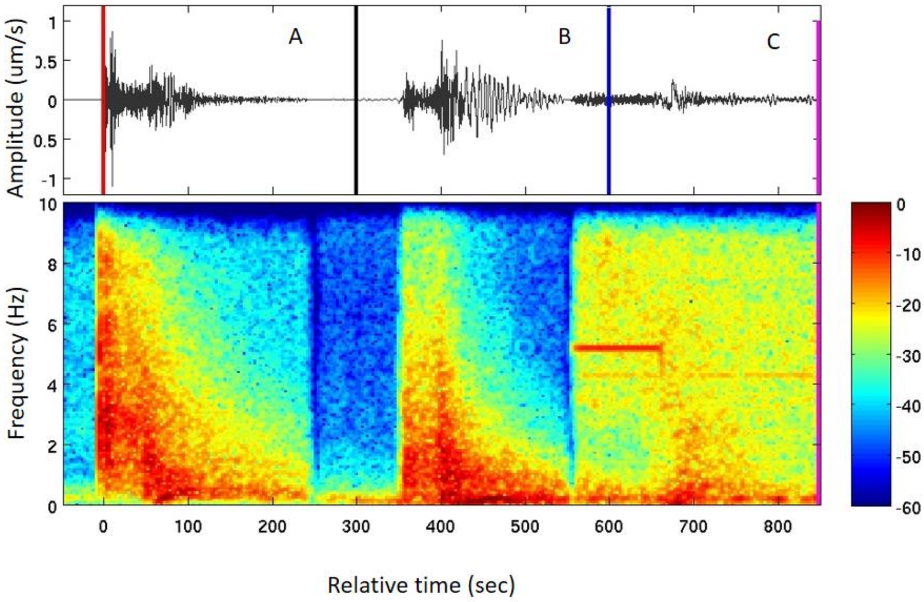
Κεφάλαιο ΙΙΙ Ανάλυση σεισμικού σήματος

3.1 Σεισμογράφοι και επιταχυνσιογράφοι

Οι εδαφικές κινήσεις αποτυπώνονται γραφικά με την βοήθεια των σεισμογράφων. Ο πρώτος ηλεκτρομαγνητικός σεισμογράφος κατασκευάστηκε το 1906 και άνηκε στο πρώιμο Ρωσικό σεισμολογικό δίκτυο. Μόλις το 1925 ολοκληρώθηκε η κατασκευή του σεισμογράφου Wood-Anderson, στον οποίο βασίστηκε αργότερα ο Ch. Richter για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους (βλ κεφάλαιο II) . Σειρά στην ανάπτυξη των σεισμολογικών οργάνων είχε ο ηλεκτρομαγνητικός σεισμογράφος Benioff ο οποίο ήταν και ο πρώτος με δυνατότητα καταγραφή βραχείας αλλά και μακράς περιόδου κύματα. Η μοναδική (ως τότε) αυτή ικανότητα συνδεόταν με την περίοδο του γαλβανομέτρου με το οποίο και ήταν συνδεδεμένος. Ο εν λόγω σεισμογράφος ήταν και ο πρώτος που συνέβαλε στο να χαρακτηριστούν πολλές καταγραφές άγνωστης προέλευσης ως πυρηνικές δοκιμές. Ένα τέτοιο παράδειγμα αποτελεί η υποβρύχια πυρηνική δοκιμή στην περιοχή Bikini που πραγματοποιήθηκε στις 28/2/1954 όπου η τεράστια απελευθέρωση ενέργειας ήταν τέτοια ώστε να καταγραφούν αφίξεις P κυμάτων από τους σεισμογράφους της Καλιφόρνιας.

Στην δεκαετία του 60 έχουμε στις Ηνωμένες πολιτείες της Αμερικής την ανάπτυξη του πρώτου Διεθνούς Τυποποιημένου Δικτύου σεισμογράφων(Worldwide Standardized Seismograph Network).

Από την εποχή κατασκευής του πρώτου σεισμογράφου, όπου η σεισμική κίνηση αναγραφόταν σε αιθαλωμένο γυαλί(Cray, Milne και Ewing 1880) έχουν αναπτυχθεί πολλοί και διαφορετικοί τύποι σεισμογράφων διαφορετικών προδιαγραφών (ιδιοσυχνότητα, απόκριση, απόσβεση κτλ) .



Σχήμα 3.1 Καταγραφές διαφορετικών πηγών από σεισμογράφο και φασματική ανάλυση του σήματος. Στην περίπτωση -A- έχει παρουσιάζεται κυματομορφή που αντιστοιχεί σε σεισμικό γεγονός με τοπικό μέγεθος 5ML. Στην περίπτωση -B- η κυματομορφή προέρχεται από καταγραφή πυρηνικής δοκιμής. Η κυματομορφή της περίπτωσης -C- προέρχεται από πτώση μετεωρίτη (μικρού σιδηρολιθομετεωρίτη).

Το εύρος ζώνης (bandwidth), η ευαισθησία-ενίσχυση (gain) και η δυναμική απόκριση (dynamic range) αποτελούν τους πιο κρίσιμους παράγοντες ενός σεισμογράφου. Το συχνοτικό περιεχόμενο των σεισμικών σημάτων, χαρακτηρίζεται από μεγάλο εύρος. Το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και στα πλάτη των κυμάτων όπου ο λόγος θορύβου με τα επιφανειακά κύματα είναι πολύ μικρός. Για παράδειγμα, αν υποθέσουμε ότι καταγράφεται σήμα από ένα σεισμικό γεγονός, σε απόσταση μέχρι και λίγων χιλιομέτρων από το επίκεντρο, τότε το συχνοτικό περιεχόμενο των κυματομορφών αυτών θα κυμαίνεται από 1 μέχρι μερικές δεκάδες κύκλους το δευτερόλεπτο. Αντίθετα, αν το ίδιο σήμα καταγραφεί σε μεγαλύτερες αποστάσεις, το συχνοτικό εύρος θα κυμαίνεται από 0.1 έως 1Hz. Αν επικεντρωθούμε στο χρονικό παράθυρο των επιφανειακών κυμάτων, αντί για τα κύματα χώρου, θα καταγραφούν συχνότητες από 0.01 μέχρι 0.1Hz. Φυσικά αν αναλογιστούμε την περίπτωση των ίδιων των ταλαντώσεων της Γης σε πλανητική κλίμακα, τότε αγγίζουμε συχνότητες της τάξης των 0.000001Hz.

Εξαιτίας του μεγάλου εύρους συχνότητας, συνίσταται να κατηγοριοποιούμε το σεισμικό φάσμα σε διάφορες ζώνες διαφορετικού συχνοτικού περιεχομένου, για κάθε μια από τις οποίες χρησιμοποιούνται όργανα με διαφορετικές-συγκεκριμένες τιμές των παραπάνω παραμέτρων.

Αν υποθέσουμε ότι υπάρχει εγκατεστημένο μικροζωνικό δίκτυο σε μια περιοχή η οποία χαρακτηρίζεται από μεγάλη σεισμικότητα, μια τέτοια περίπτωση είναι μια σύνηθες

μετασεισμική ακολουθία ύστερα από την εκδήλωση μεγάλου σεισμού, τότε οι αναμενόμενες τιμές της εδαφικής κίνησης μπορεί να είναι υπερβολικά μικρές έως πολύ μεγάλες (10^{-10} ~ 10^{-2} m). Το απαιτούμενο εύρος ζώνης των οργάνων θα πρέπει να έχει τέτοια ευαισθησία και απόκριση ώστε να μπορούν να καταγράψουν συχνότητες από 0.01 έως και 40Hz. Συνεπώς για ένα και μόνο τύπο σεισμογράφου θα πρέπει να υπάρχει μια δυναμική απολαβή της τάξης των 10^7 ή 140dB (ισχύει 1dB = 20logA_x/A_y).
Για πολλούς λόγους, ένα τέτοιο όργανο με τόσο μεγάλη ευαισθησία είναι πρακτικά αδύνατο να υπάρξει. Είναι φανερό ότι για ένα μεγάλο εύρος ζώνης και μεγάλες ενισχύσεις εμφανίζεται το φαινόμενο του θορύβου, ο οποίος αλλοιώνει την ποιότητα της καταγραφής-κυματομορφής.
Μετά από πολλές δεκαετίες ενόργανων παρατηρήσεων, διαπιστώθηκε ότι ενώ σε μεγάλα, από άποψη μεγέθους, σεισμικά γεγονότα, αν και υπήρχαν εγκατεστημένοι σεισμογράφοι στην πλειόσειστο περιοχή (ο χώρος που πλήττεται περισσότερο από ένα σεισμό), η ποιότητα της καταγραφής δεν ήταν η αναμενόμενη. Τέτοια προβλήματα ήταν συχνά και αν μη τι άλλο γνωστά στους σεισμολόγους, και οφείλονταν στις πολύ χαμηλές ιδιοσυχνότητες των σεισμογράφων, που είχαν ως αποτέλεσμα να παραμορφώνουν τις υψίσυχνες εδαφικές κινήσεις.
Για τους παραπάνω λόγους χρειάστηκε η κατασκευή ειδικών οργάνων όπου θα μπορούσαν να καταγράφουν με μεγάλη ακρίβεια, μεγαλύτερο φάσμα της φυσικής κίνησης ακόμα και σε αποστάσεις πολύ κοντά στο ρήγμα. Η μηχανική εξέλιξη των σεισμογράφων είναι τα όργανα των επιταχυνσιογράφων και χαρακτηρίζονται από υψηλές ιδιοσυχνότητες (25-50Hz).
Από τις καταγραφές των επιταχυνσιογράφων, μπορούν να εκτιμηθούν η μέγιστη επιτάχυνση, η διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης, η κύρια συχνότητα και το συχνοτικό περιεχόμενο της εδαφική κίνησης καθώς και η υποκεντρική απόσταση (καταγραφής με επίκεντρο).
Φυσικά ένα επιταχυνσιόγραμμα μπορεί να παρέχει πληροφορίες και εκτός της ίδιας της επιτάχυνσης. Η μετάβαση από τον χώρο της επιτάχυνσης σε αυτό της μετατόπισης επιτυγχάνεται με διπλή ολοκλήρωση της κυματομορφής. Αντίστοιχα για την υπολογισμό της εδαφικής ταχύτητας αρκεί να ολοκληρώσουμε ένα επιταχυνσιογράφημα, μια φορά.
Είναι ακόμα δυνατόν να συγκρίνουμε ποσοτικά τα επιταχυνσιογράμματα με συνθετικά που έχουν κατασκευαστεί χρησιμοποιώντας διαφορετικά γεωλογικά μοντέλα ώστε να μελετήσουμε την επίδραση διαφόρων γεωλογικών συνθηκών.
Ένα ακόμα μεγαλύτερο πλεονέκτημα αυτών των οργάνων είναι ο προσεγγιστικός υπολογισμός φασμάτων Fourier (βλ κεφ. 3.2) αλλά και ο υπολογισμός των φασμάτων απόκρισης για διαφόρους βαθμούς ελευθερίας, μια σημαντική παράμετρος για την τεχνική σεισμολογία αφού είναι στενά συνδεδεμένη με την απόκριση τεχνικών κατασκευών.
Συνεπώς, οι επιταχυνσιογράφοι δεν καταγράφουν εδαφική μετατόπιση x=f(t) αλλά την συμπεριφορά της επιτάχυνσης στον χρόνο a=f(t).
Μια από τις πιο σημαντικές παραμέτρους που μπορούμε να πάρουμε από ένα επιταχυνσιόγραμμα είναι αυτό της μέσης ενεργού επιτάχυνσης[8] (Root Mean Square Acceleration), η οποία ορίζεται ως:

$$a_{rms} = \sqrt{\frac{\int_{T1}^{T2} a(t)^2 dt}{T2-T1}} \qquad (3.1)$$

Η συνάρτηση 3.1 περιγράφει την μέση τιμή επιτάχυνσης για ένα χρονικό παράθυρο (διάρκεια σήματος). Ουσιαστικά τείνει να ομαλοποιήσει ως ένα βαθμό τον τυχαίο στοχαστικό χαρακτήρα ενός επιταχυνσιογραφήματος. Αν υποθέσουμε ότι το σήμα δομείται από τυχαίο θόρυβο, τότε η σημασία της επιλογής του χρονικού παραθύρου είναι μικρή. Όμως αυτό δεν συμβαίνει στην περίπτωση ενός σεισμικού γεγονότος όπου το σήμα έχει καθαρά μεταβλητό-τυχαίο στοχαστικό χαρακτήρα. Για τον λόγο αυτό ως χρόνος T1 , ενδείκνυται να λαμβάνεται η άφιξη των εγκαρσίων κυμάτων και ως T2 ο χρόνος T1 συν τον χρόνο διάρκειας της διάρρηξης. Ο χρόνος της διάρρηξης συνδέεται με την οριακή συχνότητα f_0 μέσω της σχέσης:

$$\boldsymbol{t = \frac{1}{f_0}} \qquad (3.2)$$

Ένας πιο εντατικοποιημένος τρόπος επιλογής του παραθύρου T1, T2 είναι να υπολογίσουμε την μέση ενεργό επιτάχυνση για διάφορες τιμές T1 και T2 και να της παραστήσουμε γραφικά. Τέτοια διαγράμματα είναι γνωστά σαν συγκεντρωτικές συναρτήσεις μέσης ενεργού επιτάχυνσης CRF (Cumulative RMS functions) και παρέχουν μια εικόνα της μεταβολής της σεισμικής ισχύος με το χρόνο. Στην πλειονότητα τους τα γραφήματα CRF αποκτούν μια σχετικά γρήγορη μέγιστη τιμή RMS και στην συνέχεια ελαττώνονται σταδιακά προς μια σταθερή τιμή. Φυσικά, η φύση διάρρηξης χαρακτηρίζεται από πολύ μεγάλη πολυπλοκότητα, συνέπεια της οποίας είναι να παρατηρούνται συγκεντρωτικές συναρτήσεις CRF όχι με ένα μέγιστο, αλλά με μεταβλητό σημείο μεγίστων, ίσο με τον αριθμό των διαρρήξεων των κλείθρων (σύνθετη διάρρηξη ρήματος). Η παράγωγος της CRF παρέχει μια αξιόπιστη εκτίμηση του χρονικού εύρους T1~T2 για τον υπολογισμό της Μ.Ε.Ε.
Αξίζει να αναφέρουμε ότι η μέση ενεργός επιτάχυνση RMS εξαρτάται πολύ λίγο από το μέγεθος του σεισμού ενώ έχει άμεση σχέση με την πτώση τάσης Δσ.
Καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι τα πλάτη των επιταχύνσεων είναι συνάρτηση της πτώσης τάσης και της μέγιστης οριακής συχνότητας, παραγωγίζοντας το φάσμα πλάτους της σεισμικής πηγής αποδεικνύεται ότι το φάσμα a(f) σε τυχαία επικεντρική απόσταση R με σεισμική ροπή M_0 δίνεται από την σχέση:

$$\boldsymbol{a(f) = cM_0 S(f, f_0)\frac{e^{-\frac{\pi f R}{Q V_s}}}{R}} \qquad (3.3)$$

Όπου $\boldsymbol{c = \frac{R_{\theta\varphi} FSI}{4\pi p V_s^3}}$

$$\boldsymbol{S(f, f_0) = \frac{(2\pi)^2 f^2}{1+\left(\frac{f}{f_0}\right)^2} = \frac{(2\pi)^2 {f_0}^2}{1+\left(\frac{f_0}{f}\right)^2}} \qquad (3.4)$$

Ο παράγοντας $R_{\theta\varphi}$ ορίζεται ως συνάρτηση ακτινοβολίας η οποία παίρνει τιμή 0.6 και FS σταθερά που σχετίζεται με την ανάκλαση ελεύθερης επιφάνειας και ισούται με 2.

Από τις 3.3 και 3.4 καταλήγουμε στην εξίσωση:

$$a(f) = \frac{\mathbf{1.2}\, \boldsymbol{M_O}\, \mathbf{4}\, \boldsymbol{\pi^2 f_0^2}}{\mathbf{5.64}\, \boldsymbol{\pi\rho}\, \boldsymbol{V_s^3}(\, \mathbf{1}+\left(\frac{\boldsymbol{f_0}}{\boldsymbol{f}}\right)^{\mathbf{2}}\right)\boldsymbol{R}}\; \boldsymbol{e}^{-\frac{\boldsymbol{\pi f R}}{\boldsymbol{QV_s}}} = \frac{\mathbf{0.85}\, \boldsymbol{\pi}\, \boldsymbol{M_O}\, \boldsymbol{f_0^2}}{\boldsymbol{\rho R}\, \boldsymbol{V_s^3}(\, \mathbf{1}+\left(\frac{\boldsymbol{f_0}}{\boldsymbol{f}}\right)^{\mathbf{2}}\right)}\; \boldsymbol{e}^{-\frac{\boldsymbol{\pi f R}}{\boldsymbol{QV_s}}} \qquad (3.5)$$

Μια ισοδύναμη μαθηματική έκφραση της σεισμικής ροπής με την οριακή συχνότητα συναρτήσει της πτώσης τάσης Δσ και του μεγέθους διάρρηξης r ορίζεται ως:

$$\boldsymbol{f_0} = \frac{\mathbf{2.34}\, \boldsymbol{V_s}}{\mathbf{2}\, \boldsymbol{\pi}\, \boldsymbol{r}} \qquad (3.6)$$

και

$$\boldsymbol{\Delta\sigma} = \frac{\mathbf{7}\, \boldsymbol{M_0}}{\mathbf{16}\, \boldsymbol{r^3}} \qquad (3.7)$$

3.2 Φασματική ανάλυση σήματος

Οι σεισμικές κινήσεις, όπως προαναφέραμε, είναι σήματα με χαοτικό χαρακτήρα. Όταν τα κύματα αφήνουν την σεισμική πηγή, οδεύουν είτε ως εγκάρσια είτε ως διαμήκη στα διάφορα γεωλογικά στρώματα και φτάνοντας στην επιφάνεια, ανώτερα τμήματα λιθόσφαιρας, συμπεριφέρονται ως επιφανειακά κύματα (Love, Rayleigh, Stoneley).
Η καταγραφή σεισμικού κύματος(R) είναι συνάρτηση κάποιων παραγόντων, οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως χρονικές συναρτήσεις. Συνεπώς κάθε κυματομορφή μπορεί να εκφραστεί ως η συνέλιξη του παράγοντα (έστω J) της σεισμικής εστίας (μέγεθος, μηχανισμός γένεσης κτλ.) , των ιδιοτήτων του χωρικού παράγοντα (έστω Q), δηλαδή του γεωλογικού μέσου όπου τα κύματα διαδίδονται από την σεισμική πηγή μέχρι τον εκάστοτε σταθμό, καθώς και του παράγοντα (W) του ίδιου του σεισμογράφου, ιδιοσυχνότητα, απόσβεση, καμπύλη απόκρισης κλπ.

$$R = J * Q * W \qquad (3.8)$$

Ένα σήμα όμως όσο πολύπλοκο και να είναι, μπορεί να περιγραφεί βάση της ανάλυσης Fourier, σαν ένα άθροισμα άπειρων απλών αρμονικών κυμάτων, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από μια συγκεκριμένη περίοδο.
Η ανάλυση κατά Fourier έχει αποδειχθεί ένα χρήσιμο εργαλείο στη μελέτη του συχνοτικού περιεχομένου των σεισμικών σημάτων. Για σήματα διακριτού χρόνου ο μετασχηματισμός Fourier ορίζεται ως εξής:

$$x(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n e^{(\frac{2\pi n}{T} t)} \qquad (3.9)$$

όπου $c_n = \frac{1}{T}\int_{-T/2}^{T/2} f(t) e^{(-j\frac{2\pi n}{T}t)} dt$

Πρακτικά θα λέγαμε ότι ο συντελεστής c_n εκφράζει το ποσοστό συμμετοχής κάθε αρμονικής συνάρτησης (κύματος) με ω=2πn/T .
Ο πρώτος όρος περιγράφει μια σειρά από μιγαδικές τιμές που με την βοήθεια της ταυτότητας Euler

$$e^{jx} = \cos(x) + j * \sin(x) \qquad (3.10)$$

δίνουν ημιτονοειδείς συναρτήσεις με ιδιο-συχνότητες πολλαπλάσια μιας θεμελιώδους συχνότητας.
Συνεπώς ένα σήμα άπειρης περιόδου περιέχει ένα συνεχές συχνοτήτων.
Στην πραγματικότητα οι συνθήκες για την ύπαρξη του ολοκληρώματος μετασχηματισμού Fourier (εξίσωση 3.9) είναι από μαθηματικής πλευράς αρκετά

περίπλοκες. Συνεπώς είναι δύσκολο έως και αδύνατο τέτοια σήματα διακριτού χρόνου να επεξεργαστούν και να αποδοθούν γραφικά από ηλεκτρονικό υπολογιστή.
Για τον λόγο αυτό χρησιμοποιείται ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier[9] -DTFT- .
Με την DTFT ορίζεται το σύνολο του μετασχηματισμού Fourier από $-\infty$ έως $+\infty$ με την μορφή της εξίσωσης:

$$\chi[n] = \frac{1}{N}\sum_{k=0}^{N-1} X[k]W_N^k[n] \qquad (3.11)$$

$$X[k] = \sum_{n=0}^{N-1} x[n]W_N^{-k}[n] \qquad (3.12)$$

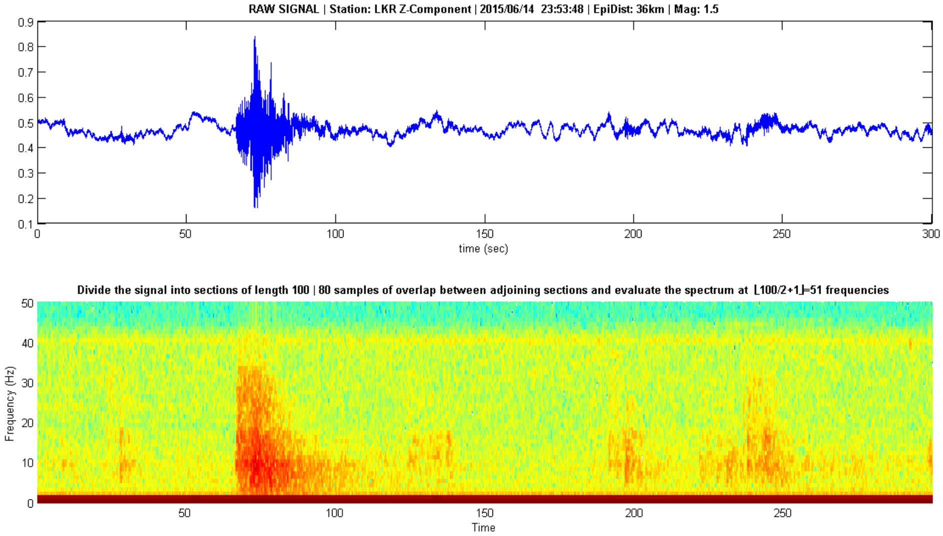
όπου $W_N^k[n] = W_N^{-Kn} = e^{j\frac{2\pi}{N}kn}$.

Η μεταβλητή N δίδει το μήκος του διακριτού μετασχηματισμού. Αν το μέγεθος N είναι μεγαλύτερο από τη διάρκεια του σήματος τότε μπορεί να επιτευχθεί μεγαλύτερη διακριτική ικανότητα συχνοτήτων (frequency resolution).
Η ανεξάρτητη μεταβλητή k εκφράζει τον δείκτη και είναι συνάρτηση της συχνοτικής συνιστώσας ή φασματικής ζώνης (frequency bin) και ισχύει

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{N} \qquad (3.13)$$

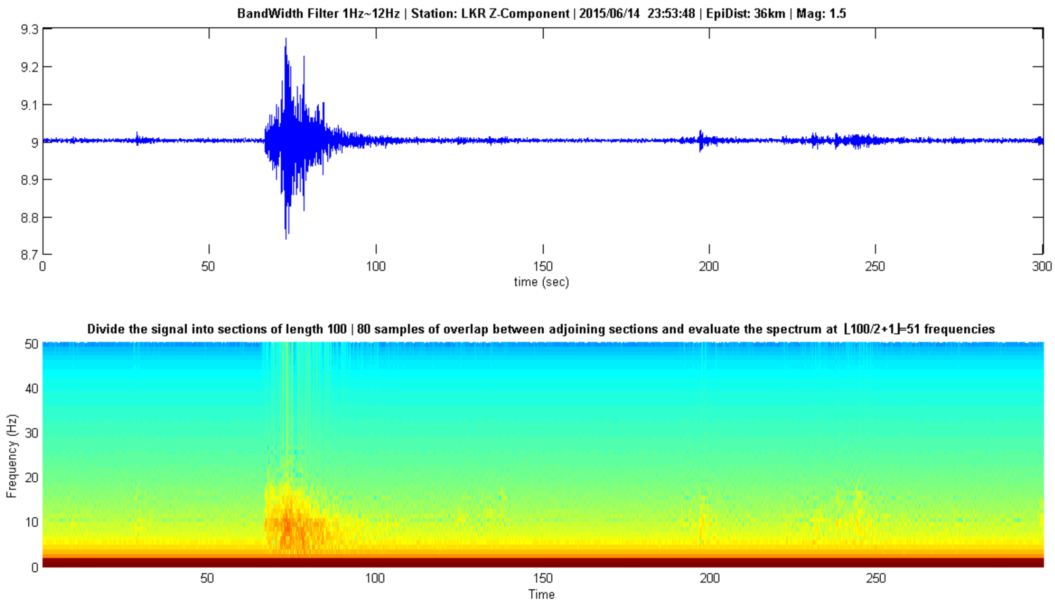
Η τιμή k μπορεί να πάρει τιμές μεγαλύτερες ή ίση του μηδέν μέχρι το πλήθος N-1.
Με τον τρόπο αυτό τα samples που δίδονται από τον μετασχηματισμό DFT αντιστοιχούν σε συχνότητες, της συχνότητας δειγματοληψίας. Ο μετασχηματισμός Fourier και ο DFT δέχονται ορίσματα για συνεχής ακολουθίες με πεπερασμένη διάρκεια.
Στην σεισμολογία μπορούμε να ορίσουμε οποιοδήποτε χρονικό παράθυρο της συνεχής σειράς της σεισμική κίνησης ώστε να υπολογίσουμε τον διακριτό μετασχηματισμό Fourier και αυτό γιατί το συχνοτικό περιεχόμενο μιας σεισμικής κίνησης είναι συνάρτηση του χρόνου. Για την ανάλυση μιας σειράς που χαρακτηρίζεται από χρονικά μεταβλητή συχνότητα, χρησιμοποιείται ο μετασχηματισμός βραχέος χρόνου (short-time Fourier transform, STFT). Η θεωρία STFT αποτελεί ουσιαστικά μια επέκταση του μετασχηματισμού DTF[10]. Με την εφαρμογή αυτής της μεθόδου εφαρμόζεται διακριτός μετασχηματισμός Fourier σε ένα οριοθετημένο (κβαντισμένο) παράθυρο όπου ολισθαίνοντας χρονικά θα επικαλύψει το μήκος-μέγεθος του σήματος. Με την διαδικασία αυτή έχουμε στην διάθεση μας το φάσμα του σήματος, από αλλεπάλληλα στιγμιότυπα αυτού, δομώντας με αυτό τον τρόπο την εξέλιξη του συχνοτικού περιεχομένου συναρτήσει του χρόνου.
Το φασματογράφημα εκφράζεται ως το πλάτος του STFT υψωμένο στο τετράγωνο και δίνεται από την σχέση $|X[n,k]|^2$.
Στα σχήματα 3.2 και 3.3 απεικονίζονται σεισμικές κινήσεις συναρτήσει του χρόνου και το φασματογράφημα αυτών.
Τα φασματογραφήματα είναι γραφήματα τριών διαστάσεων. Ως άξονα χ (οριζόντιος άξονας) ορίζεται ο χρόνος, διαιρεμένος σε μεταβλητά παράθυρα μήκους (samples). Στον άξονα y(κατακόρυφος άξονας) ορίζεται το εύρος συχνοτήτων. Από το θεώρημα

της δειγματοληψίας η μέγιστη συχνότητα του σήματος θα πρέπει να ισούται με το μισό του αριθμού δειγματοληψίας. Η εφαρμογή της εν λόγω μεθόδου καθιστά τον μετασχηματισμό DFT να ορίζεται από μια μοναδικότητα για N/2 σημεία και θα πρέπει το φάσμα πλάτους να είναι άρτια συνάρτηση του συχνοτικού περιεχομένου. Συνεπώς ο άξονας Y(κατακόρυφος άξονας συχνοτήτων) θα έχει μήκος ίσο με το μισό μέγεθος του παραθύρου συν ένα. Ποιο συγκεκριμένα, αφού η δειγματοληψία έγινε σε παράθυρο μήκους 100 τμημάτων, θα εκτείνεται από 0Hz μέχρι 51Hz. Τέλος η Τρίτη διάσταση του spectrogram ορίζονται τα πλάτη των συχνοτήτων. Ο χάρτης χρωμάτων καθίσταται αναγκαίος αφού αποτελεί καθοριστικό παράγοντα ώστε να είναι δυνατή η απεικόνιση των τριών διαστάσεων σε γράφημα δύο διαστάσεων.
Στα σεισμικά σήματα όταν πραγματοποιείται ανάλυση με την εφαρμογή της STFT μεθόδου η ποιότητα της πληροφορίας στο χώρο συχνοτήτων είναι αντιστρόφως ανάλογη σε σχέση με τον χώρο του χρόνου. Αυτό σημαίνει ότι όσο πιο μεγάλη διακριτική ικανότητα επιτυγχάνεται στην ανάλυση της συχνότητας (μεγάλος αριθμός δειγμάτων) τόσο η πληροφορία στον χρόνο αλλοιώνεται. Η ‘περίεργη’ αυτή συμπεριφορά μπορεί να εκφραστεί εν μέρει σύμφωνα με την αρχή απροσδιοριστίας του Heisenberg.



Σχήμα 3.2 Σεισμική κυματομορφή και φασματική ανάλυση (short-time Fourier transform)

Στο σχήμα 3.2 παρατηρούμε την σεισμική καταγραφή από τον σταθμό LKR στην κατακόρυφη συνιστώσα. Το σεισμικό γεγονός αναφέρεται στον σεισμό με χρόνο γένεσης 2015/06/14 23:53:48 και μέγεθος 1.5ML. Η επικεντρική απόσταση του σταθμού είναι 36km. Το δεύτερο γράφημα αναλύει την κίνηση ως προς το συχνοτικό της περιεχόμενο με την εφαρμογή τις short-time Fourier transform.
Παρατηρούμε ότι στον θόρυβο του σήματος κυριαρχούν χαμηλές συχνότητες σε αντίθεση με την άφιξη των P, S και των επιφανειακών κυμάτων όπου το συχνοτικό περιεχόμενο περιέχει μεγαλύτερο φάσμα συχνοτήτων με σημαντική την συμμετοχή υψηλών συχνοτήτων.



Σχήμα 3.3 Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου Batterworth με εύρος συχνότητας 1~12Hz στη σεισμική κυματομορφή του σχήματος 3.2 και φασματική ανάλυση αυτής (short-time Fourier transform).

3.3 Συχνότητα Nyquist και δειγματοληψία

Ένας από τους πιο σημαντικούς παράγοντες είτε για την εφαρμογή φίλτρου είτε για την φασματική ανάλυση είναι αυτός της δειγματοληψίας. Στο παράδειγμα που ακολουθεί η βασική συνάρτηση επεξεργασίας είναι μια ημιτονοειδής συνάρτηση. Θεωρούμε κάποιες σειρές, αναλογικά σήματα, τα οποία έχουν τα εξής χαρακτηριστικά Έστω:

Συνάρτηση 1 : sin(2*pi*t)
Συνάρτηση 2 : sin(12*pi*t)
Συνάρτηση 3 : sin(24*pi*t)

Για την αναπαράσταση των αναλογικών σημάτων στον υπολογιστή θα χρειαστεί να πάρουμε δείγματα αυτών των σημάτων σε τακτά χρονικά διαστήματα. Η συχνότητα αυτή θα πρέπει να είναι τέτοια ώστε να είναι δυνατή η αναπαράσταση (συνεπώς και η ανάκτηση) του αρχικού σήματος. Αυτό επιτυγχάνεται θέτοντας την συχνότητα δειγματοληψίας (Fs=1/Ts) τέτοια ώστε να είναι τουλάχιστον διπλάσια της μέγιστης συχνότητας που περιέχεται στο σήμα. Με τον ‘περιορισμό’ αυτό μπορούμε να ανακτήσουμε το αρχικό σήμα με την βοήθεια του θεωρήματος δειγματοληψίας.

$$\chi_{\alpha}(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x_{a}(nT_{s}) sinc[f_{s}(t - nT_{s})] \tag{3.14}$$

Όπου $\chi_\alpha(t)$ είναι το αναλογικό ανακτημένο σήμα και $\chi_\alpha(nT_s)$ είναι το σήμα που έχει υποστεί την δειγματοληψία.
Ως sinc(x) ορίζεται:

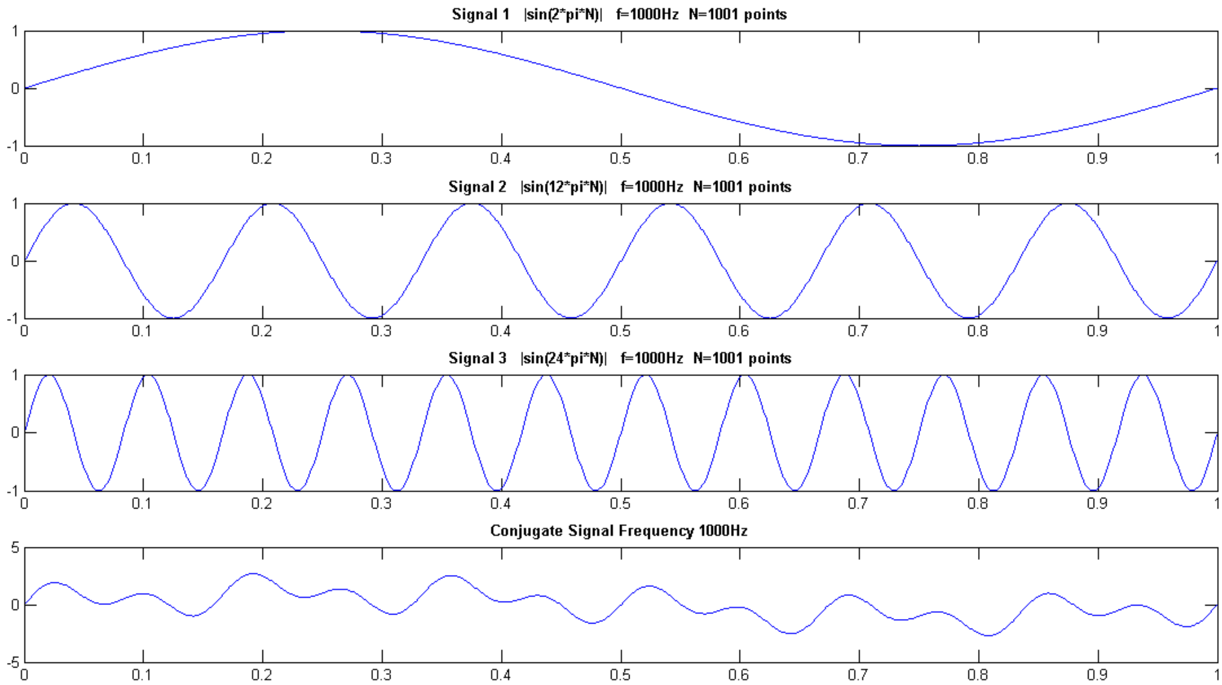
$$sinc(x) = \frac{\sin(\pi x)}{\pi x} \tag{3.15}$$

Για το παράδειγμα μας ορίζουμε μια σχετικά μεγάλη συχνότητα δειγματοληψίας.
Σε κάθε σήμα υπάρχει μια μέγιστη τιμή συχνότητας όπου όταν υπερβεί η τιμή της, η ενέργεια του αναλογικού σήματος είναι πρακτικά μηδέν. Η συχνότητα αυτή είναι γνωστή και ως συχνότητα αποκοπής (cutoff frequency) και λέγεται συχνότητα Nyquist. Το θεώρημα Nyquist καθορίζει με μαθηματικό τρόπο πως η ενδεικνυόμενη συχνότητα δειγματοληψίας f_s ενός οποιοδήποτε αναλογικού σήματος θα πρέπει να είναι διπλάσια από την συχνότητα αποκοπής f_n . Ισχύει:

$$f_s = 2f_n \tag{3.16}$$

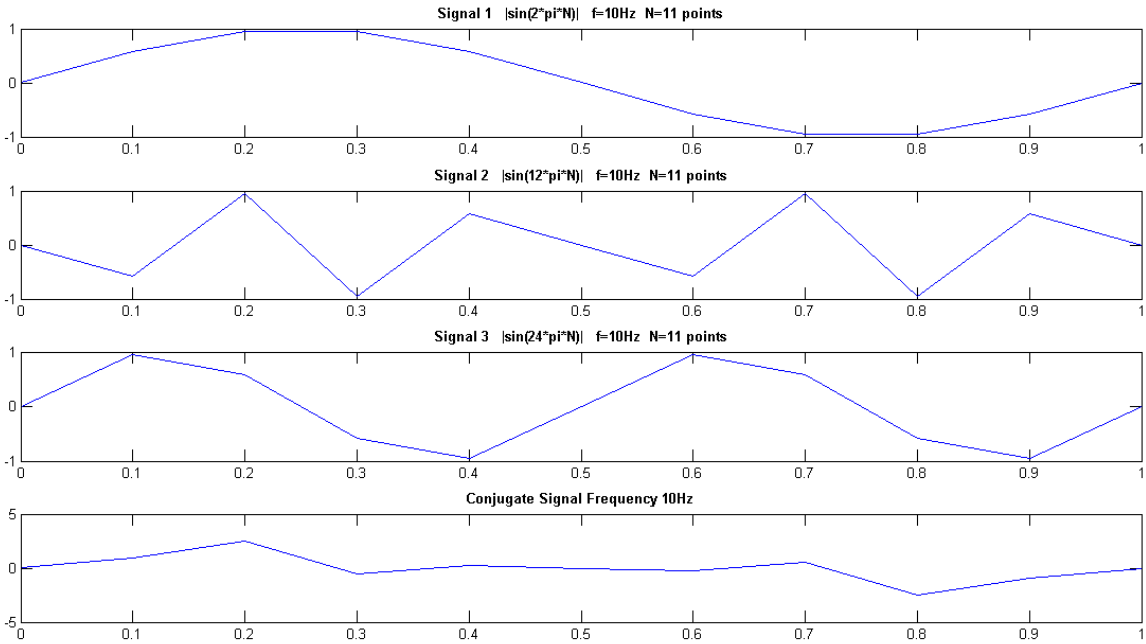
Το θεωρήματος κάνει σαφές ότι δειγματοληψία με συχνότητα χαμηλότερη από την συχνότητα Nyquist έχει ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση του αρχικού σήματος. Για παράδειγμα αν σε ένα πακέτο δεδομένων υπάρχει υψίσυχνος παλμός και η συχνότητα δειγματοληψίας είναι χαμηλότερη από την συχνότητα Nyquist, τότε η πληροφορία του παλμού (peak) δεν θα ψηφιοποιηθεί αφού η διάρκεια του θα είναι μικρότερη από την περίοδο λήψης δειγμάτων. Συνέπεια αυτού θα είναι να χαθεί η να παραμορφώσει τις μεγάλες συχνότητες ακόμα και να δημιουργήσει συχνότητες οι οποίες δεν υπήρχαν στο αρχικό σήμα. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό και αναδίπλωση σήματος (aliasing).
Το μέγεθος του δείγματος (sampling size) εκφράζει τα πλήθος των ψηφίων που χρησιμοποιείται για την γραφική αναπαράσταση των διαθέσιμων διακριτών τιμών κβάντωσης. Η διακριτοποίηση των τιμών πλάτους από το συνεχές-αναλογικό σήμα στην ψηφιακή του μορφή ονομάζεται κβαντισμός.
Στο παράδειγμα μας ορίσαμε ως συχνότητα δειγματοληψίας τα 1000Hz. Η τιμή αυτή υπερκαλύπτει τη συχνότητα Nyquist που ισούται με 14Hz.

```
fs = 1000;
Ts = 1 / fs ;
N  = 0:Ts:1;
signal_1 = sin(2*pi*N);
signal_2 = sin(12*pi*N);
signal_3 = sin(24*pi*N);
Signal = signal_1 + signal_2 + signal_3 ;
```

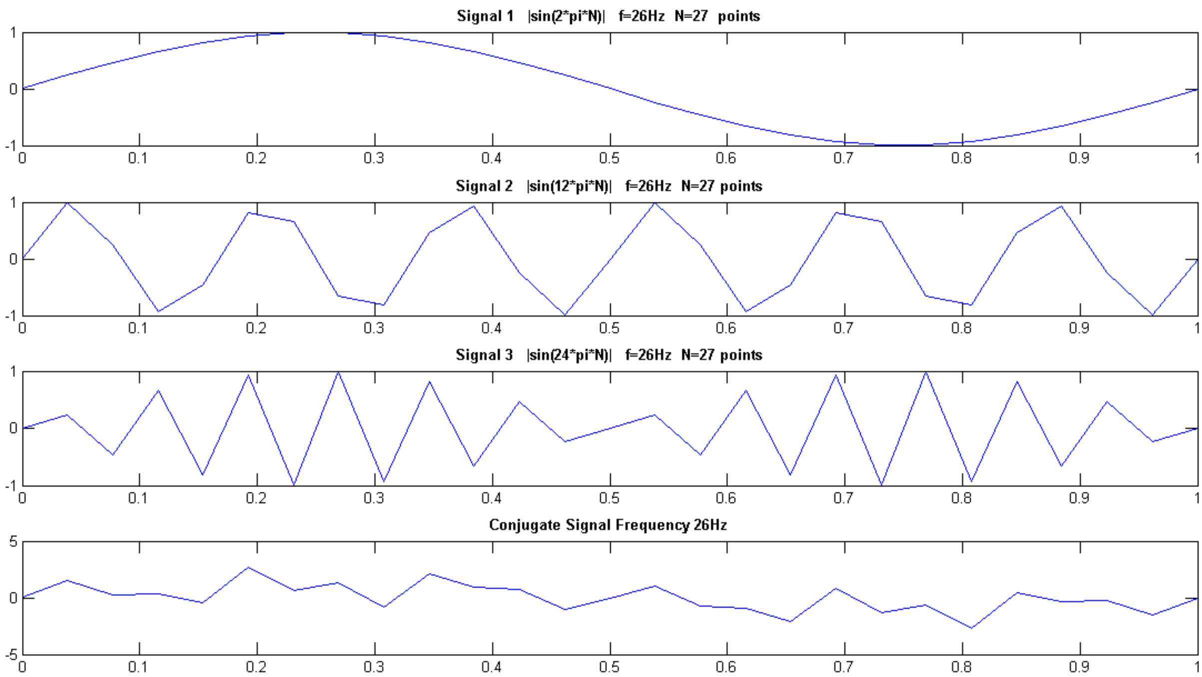


Σχήμα 3.4 Ψηφιοποίηση ημιτονοειδών συναρτήσεων με συχνότητα δειγματοληψίας 1000Hz.

Η τελευταία κυματομορφή αποδίδει γραφικά το άθροισμα των τριών σημάτων.
Στην περίπτωση που η συχνότητα δειγματοληψίας είναι μικρότερη από 14Hz τότε θα έχουμε:



Σχήμα 3.5 Ψηφιοποίηση ημιτονοειδών συναρτήσεων με συχνότητα δειγματοληψίας 10Hz.

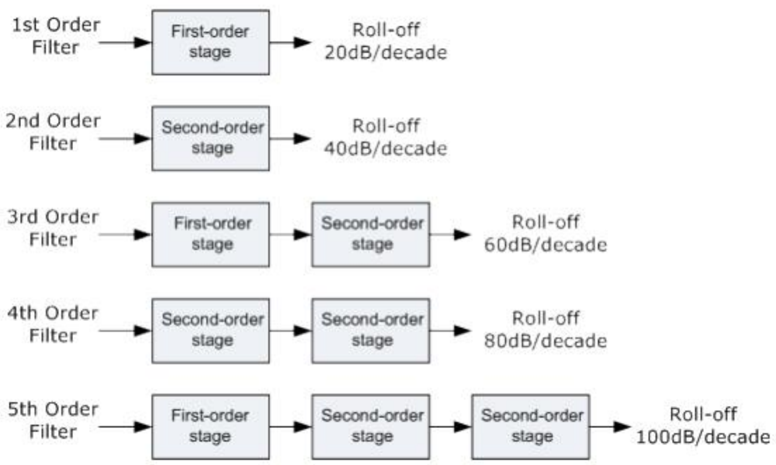


Σχήμα 3.6 Ψηφιοποίηση ημιτονοειδών συναρτήσεων με συχνότητα δειγματοληψίας 26Hz

3.4 Butterworth Φίλτρα

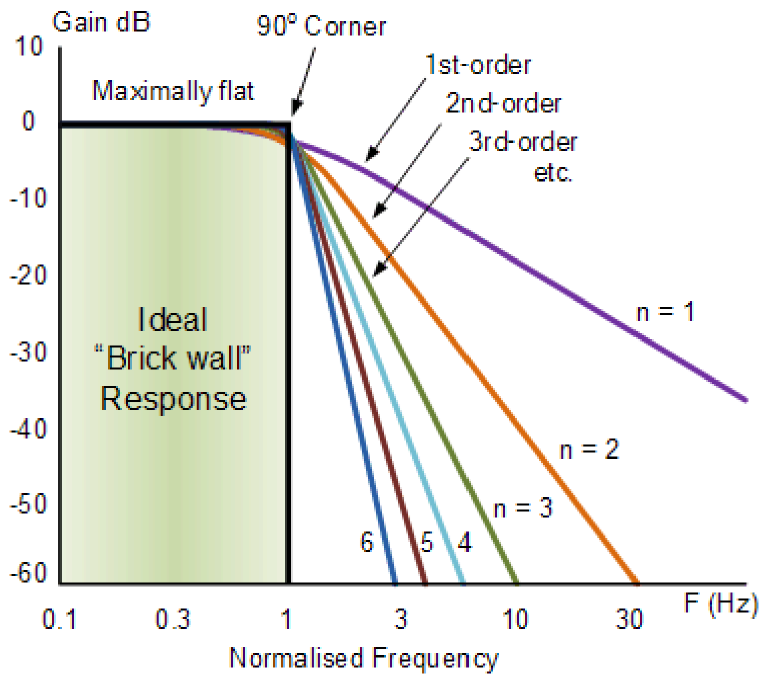
Ως φίλτρο καλούμε ένα κύκλωμα, το οποίο επιτρέπεται η διέλευση σημάτων σε μια αυστηρά καθορισμένη ζώνη συχνοτήτων, συνάμα εξασθενεί όσο το δυνατόν όλες τις άλλες συχνότητες. Η απόκριση φάσης και πλάτους περιγράφουν μαθηματικά την εφαρμογή ενός φίλτρου. Τα ψηφιακά φίλτρα αποτελούν αλγορίθμους σύμφωνα με τους οποίους μία αλληλουχία δεδομένων εισόδων, μετασχηματίζεται σε μια αλληλουχία δεδομένων εξόδου. Σύμφωνα με την διαδικασία αποκοπής συχνοτήτων τα φίλτρα κατηγοριοποιούνται σε 4 κατηγορίες. Τα βαθυπερατά(Low Pass) όπου στην εφαρμογή τους η ζώνη διέλευσης έχει ως κατώτατο όριο τα 0Hz και φτάνουν μέχρι την συχνότητα αποκοπής. Τα υψιπερατά (High Pass filter) αποκόπτονται συχνότητες από 0Hz μέχρι ένα συγκεκριμένο όριο(εξαρτάται από τον/την χρήστη) ενώ από αυτή την τιμή μέχρι το άπειρο έχουμε την ζώνη διέλευσης. Η Τρίτη κατηγορία φίλτρων είναι αυτή των ζωνοπερατών (Bandpass) όπου όλες οι συχνότητες που παρεμβάλλονται μεταξύ των συχνοτήτων αποκοπής, επιτρέπεται να περάσουν. Τέλος τα ζωνοαπαγορευτικά φίλτρα (Bandstop) πραγματοποιούν την ακριβώς αντίθετη διαδικασία από τα Bandpass, καθώς αποκόπτουν τις μεταξύ συχνότητες που παρεμβάλλονται μεταξύ 2 συχνοτήτων ενώ επιτρέπουν την διέλευση όλων των υπολοίπων.

Τα ιδανικά φίλτρα (brickwall filters) πραγματοποιούν με απόλυτα επιτυχημένο τρόπο την αποκοπή και την διέλευση των καθορισμένων συχνοτήτων. Φυσικά τέτοιά φίλτρα είναι αδύνατο να υπάρξουν και για τον λόγο αυτό καλούνται ως ιδανικά. Στην πραγματικότητα τα ψηφιακά φίλτρα τείνουν να συμπεριφέρονται ως ιδανικά αυξάνοντας την τάξη του φίλτρου. Η τάξη αυτή (filter order) καθορίζεται από την τάξη των πολυωνύμων της εκάστοτε συνάρτησης μεταφοράς του φίλτρου. Ως συχνότητα αποκοπής ορίζεται εκείνη η συχνότητα στην οποία η ισχύς εξόδου είναι η μισή της ισχύος εισόδου. Στην πράξη αυτό μεταφράζεται από το γεγονός ότι τα στοιχεία εξόδου είναι υποβιβασμένα κατά 3dB σε σχέση με τα στοιχεία εισόδου.



Σχήμα 3.7: Κατασκευή φίλτρων ανώτερης τάξης

Η ιδεατή συμπεριφορά-απόκριση ενός βαθυπερατού φίλτρου είναι να αποκόπτονται οριστικά οι τιμές πάνω από μια συχνότητα αποκοπής - f_0 - , όπου στο σχήμα 3.8 f_0 = 1Hz. Αντίθετα το φίλτρο επιτρέπει την διέλευση σημάτων με μικρότερες συχνότητες χωρίς καμία απολύτως παραμόρφωση. Φυσικά ένα τέτοιο φίλτρο μόνο ως ιδανικό μπορεί χαρακτηριστεί, γι' αυτό για την εφαρμογή ενός τέτοιο φίλτρου(Butterworth) προσπαθούμε να συνδέσουμε σε σειρά βαθμίδες ν-βαθμού, έχοντας ως αναφορά την πρωτοβάθμια βαθμίδα, προκειμένου να υλοποιήσουμε φίλτρα ανώτερου βαθμού (σχήμα 3.7). Συνεπώς για την κατασκευή και σχεδίαση ενός φίλτρου 5^{ου} βαθμού θα πρέπει να συνδεθούν 2 δευτεροβάθμιες βαθμίδες σε σειρά και ως έξοδο να ενωθεί μια πρωτοβάθμια βαθμίδα. Εν κατακλείδι όσο καταφεύγουμε σε μεγαλύτερες τάξεις φίλτρου, τόσο πιο κοντά βρισκόμαστε ώστε να δούμε το Butterworth φίλτρο να συμπεριφέρεται-εφαρμόζεται ως ιδανικό ώστε να επιτύχουμε το ιδεατό τοίχος αποκοπής[11] (ideal Brick wall Response).



Σχήμα 3.8 Φάσμα πλάτους Butterworth φίλτρου 1^{ης}, 2^{ης}, 3^{ης} έως 6^{ης} τάξης

Η γενική εξίσωση ν^{ης} τάξης Butterworth φίλτρου ορίζεται ως:

$$H_{(j\omega)}= \frac{1}{\sqrt{1+\varepsilon^2(\frac{\omega}{\omega_p})^{2n}}} \tag{3.17}$$

Όπου το n αναπαριστά την τάξη του φίλτρου, το ω ισούται με 2πf (γωνιακή συχνότητα) και ο παράηντας ε εκφράζει την μεγιστη τιμή συχνότητας(pass band gain).
Για την εφαρμογή ζωνοπερατού Butterworth φίλτρου η μαθηματική έκφραση ωρίζεται ως:

$$H_1 = \frac{H_0}{\sqrt{1+e^2}}$$
(3.18)

H_0 = the Maximum Pass band Gain, Amax.

H_1 = the Minimum Pass band Gain.

Στο σχήμα φάσματος φίλτρου Butterowrth παρατηρούμε ότι όταν η ω ισούται με μηδέν τότε το φασματικό πλάτος αποκτά μέγιστη τιμή και αυτή η τιμή ισούτε με 1.
Η συνάρτηση μεταφοράς H_n για ένα τέτοιο φίλτρο θα είναι της μορφής

$$H_n(j\omega)H_n(j\omega) = \frac{1}{1+\omega^{2n}}$$
(3.19)

Αν θέσουμε όπου s=jω τότε στο πεδίο Laplace η σχέση θα γίνει

$$H_n(s)H_n(s) = \frac{1}{1+(\frac{s}{j})^{2n}} = \frac{1}{1+(-s^2)^n}$$
(3.20)

Οι πόλοι της συνάρτησης μεταφοράς αποτελούν ρίζες της εξίσωσης

$$D(s) = 1+(-s^2)^n = 0$$

$$(-s^2)\hat{}n = -1 = e^{j(2k-1)\pi} = -1^n s^{2n} = e^{j(2k-1)\pi} = s^{2n} = e^{j(2k-1)\pi}e^{j\pi n}$$
(3.21)

Για την λύση του πόλου κ βλέπουμε ότι ισχύει:

$$\begin{aligned} s_\kappa &= cos\left[2k+n-1)\frac{\pi}{2n}\right] + jsin\left[2k+n-1)\frac{\pi}{2n}\right] \\ &= cos\left[2k-1)\frac{\pi}{2n}+\frac{\pi}{2}\right] + jsin\left[2k-1)\frac{\pi}{2n}+\frac{\pi}{2}\right] \\ &= -sin\left[2k-1)\frac{\pi}{2n}\right] + jcos\left[2k-1)\frac{\pi}{2n}\right] \end{aligned}$$
(3.22)

Σύμφωνα με την εξίσωση 3.22 παρατηρούμε ότι η γεωμετρική προβολή των πόλων ενός φίλτρου BW n τάξης βρίσκεται σε μοναδιαίο κύκλο και ισαπέχουν κατά διαστήματα π/n ενώ στον φανταστικό άξονα (άξονας jω) δεν προβάλεται κανένας πόλος. Συεπώς για ένα φίλτρο 4[ης] τάξης θα έχουμε:

$$s_1 e^{\frac{5j\pi}{8}}$$

$$s_2 e^{\frac{7j\pi}{8}}$$

$$3e^{\frac{11j\pi}{8}}$$

(3.23)

Επομένος η D(s) θα είναι:

$$D(s) = (s - s_1)(s - s_2)(s - s_3)(s - s_4)$$

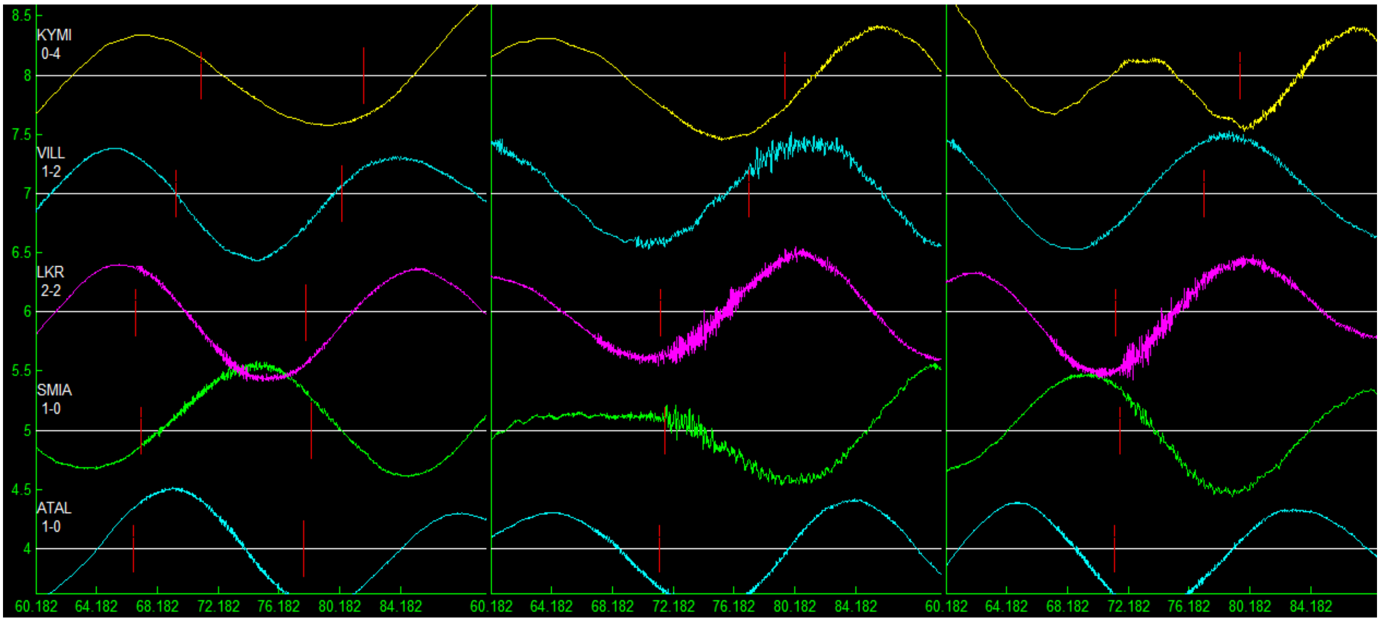
(3.24)

Όπου η γενική μορφή της D(S) για οποιαδήποτε τάξη δίνεται από την σχέση

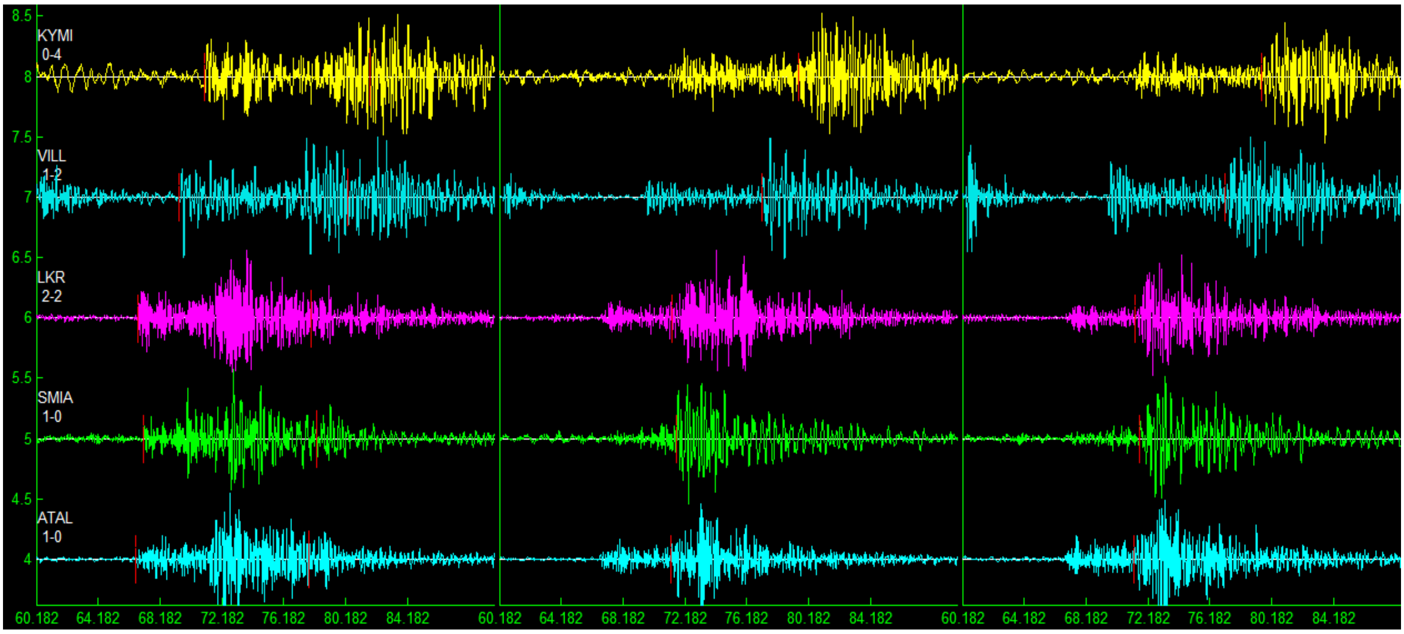
$$D(s) = 1 + a_1 s + a_2 s^2 + \cdots + a_{n-1} s^{n-1} + s^n$$

(3.25)

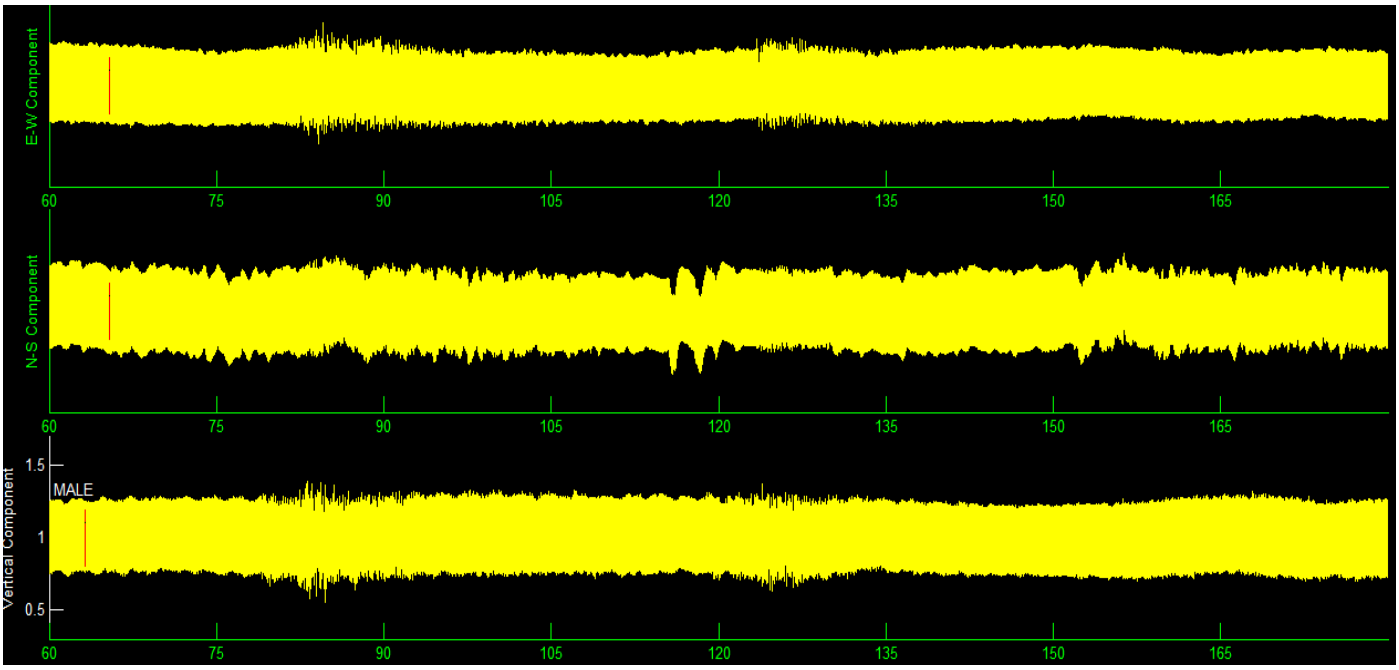
Από την στιγμή που γνωρίζουμε ότι οι πόλοι βρίσκονται πάνω σε μοναδιαίο κύκλο, οι τιμές των α_0 και α_n θα είναι πάντα ίση με την μονάδα.
Σε αρκετές περιπτώσεις κρίνεται απαραίτητη η εφαρμογή κατωπερατού φίλτρου Butterworth 3ης τάξεως με συχνότητα αποκοπής κοντά στα 30Hz, προκειμένου να ελαττωθεί ο θόρυβος στις υψηλές συχνότητες. Για την αποκοπή του θορύβου μεγάλης περιόδου η εφαρμογή ανωπερατού φίλρου κρίνεται επίσης αναγκαία. Τέτοια εφαρμογή απαιτείται όπου υπάρχουν σταθμοί με όργανα ευρέως φάσματος, καθώς δεν πρέπει να θεωρηθεί υπερβολή και η εφαρμογή ορισμένων φίλτρων απόρριψης στενής ζώνης(notch filters) σε περιπτώσεις εμφάνισης ισχυρών παρασιτικών συχνοτήτων κάτων από την συχνότητα αποκοπής του κατωπερατού φίλτρου (30Hz). Τέλος τα παράσιτα στις κυματομορφές τύπου spikes μπορούν έυκολα να αντιμετωπιστούν με αυτοματοποιημένες μεθόδους.



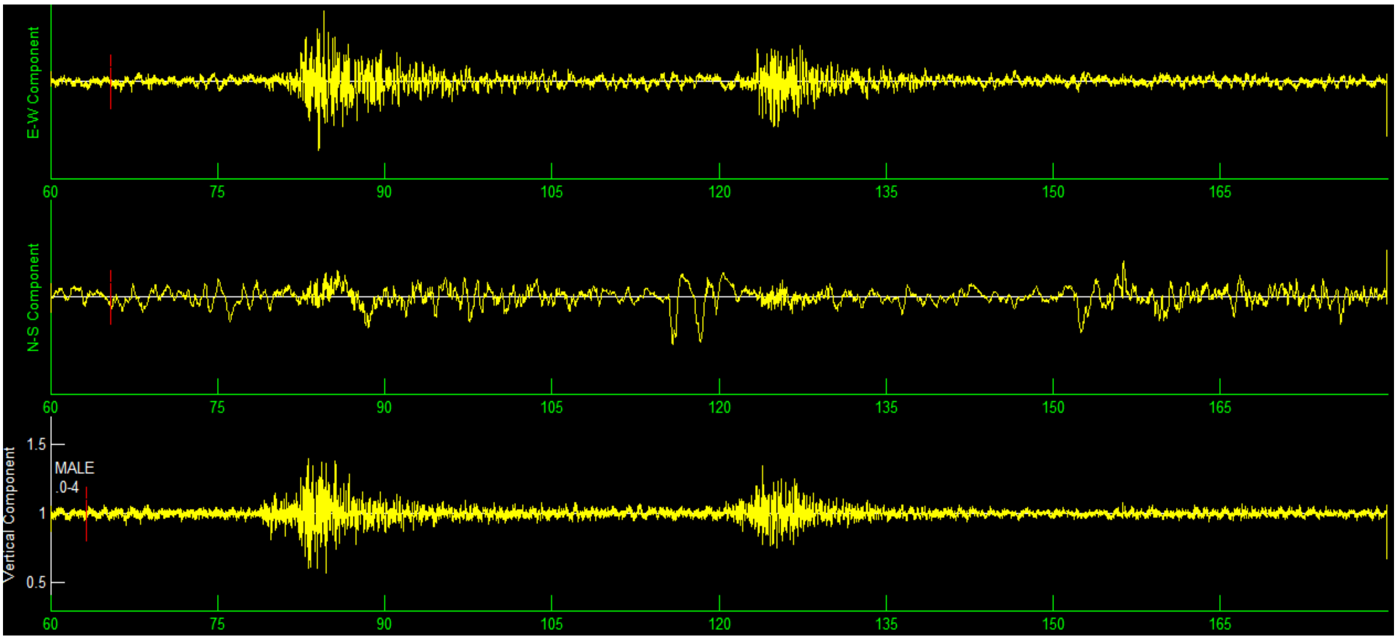
Σχήμα 3.9 Σεισμικές καταγραφές που χαρακτηρίζονται από μεγάλης περιόδου σήματα στους σταθμούς ATAL , SMIA , LKR , VILL , KYMI. Χρόνος γένεσης σεισμικού γεγονότος 06/20/2015 1:11:48:22 (UTC).



Σχήμα 3.10 Εφαρμογή ζωνοπερατού (Bandpass) Butterworth φίλτρου στα μεγάλης περιόδου σήματα στους σταθμούς ATAL , SMIA , LKR , VILL , KYMI. Το συχνοτικό εύρος του φίλτρου βρίσκεται μεταξύ των συχνοτήτων 1Hz και 12Hz.



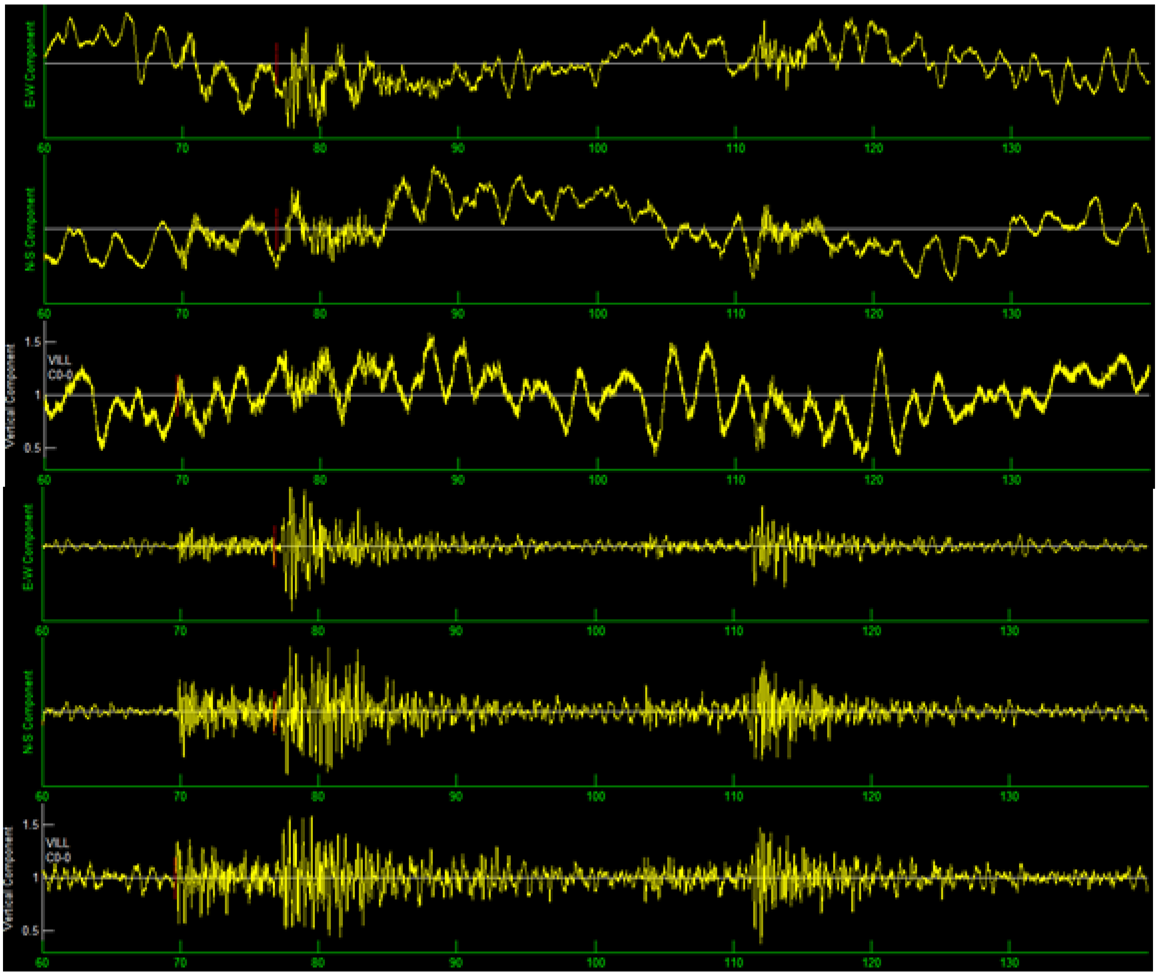
Σχήμα 3.11 Σεισμική καταγραφή που χαρακτηρίζεται από υψίσυχνο(μικρής περιόδου) σήμα. Σταθμός VILL. Χρόνος γένεσης σεισμικού γεγονότος 06/20/2015 1:11:49:12 (UTC).



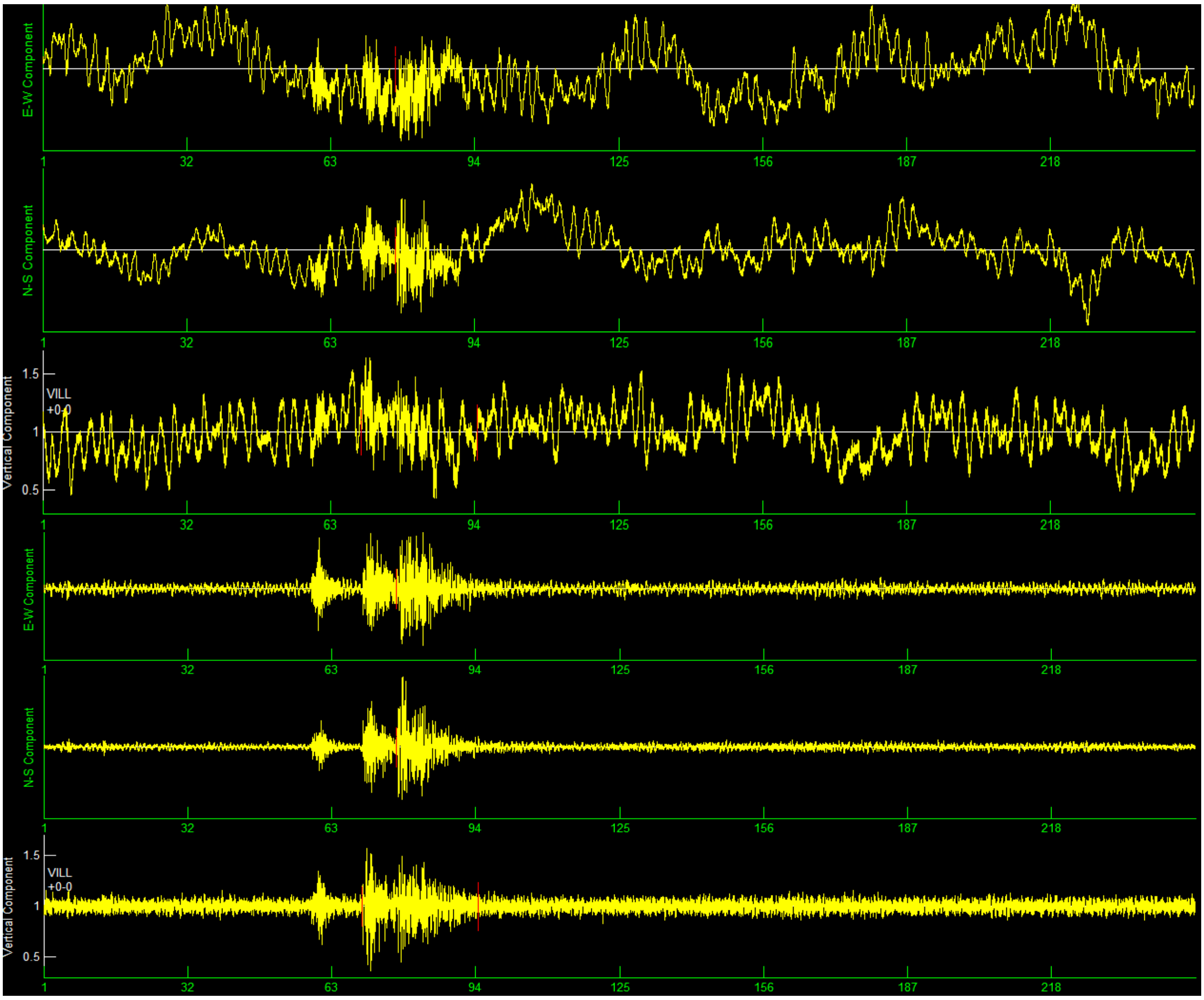
Σχήμα 3.12 Εφαρμογή ζωνοπερατού (Bandpass) Butterworth φίλτρου, με εύρος συχνότητας 1Hz ~ 14Hz.

Το αρχικό σήμα του σχήματος 3.11 περιλαμβάνει 2 σεισμικά γεγονότα με διαφορά χρόνου γένεσης λίγων δευτερολέπτων, τα οποία διακρίνονται έπειτα από εφαρμογή (Bandpass ή Low) Butterworth φίλτρου και τα οποία σχετίζονται μεταξύ τους ως η μετασεισμική ακολουθία από τον κύριο(έως τώρα) σεισμό 9/06/2015 01:09:03 (UTC) με μέγεθος 5.1ML και επίκεντρο 24km NNW από την πόλη της Χαλκίδας. Τέτοια σεισμικά γεγονότα είναι γνωστά ως συστάδα σμηνοσεισμών (Multiplet Cluster) και η

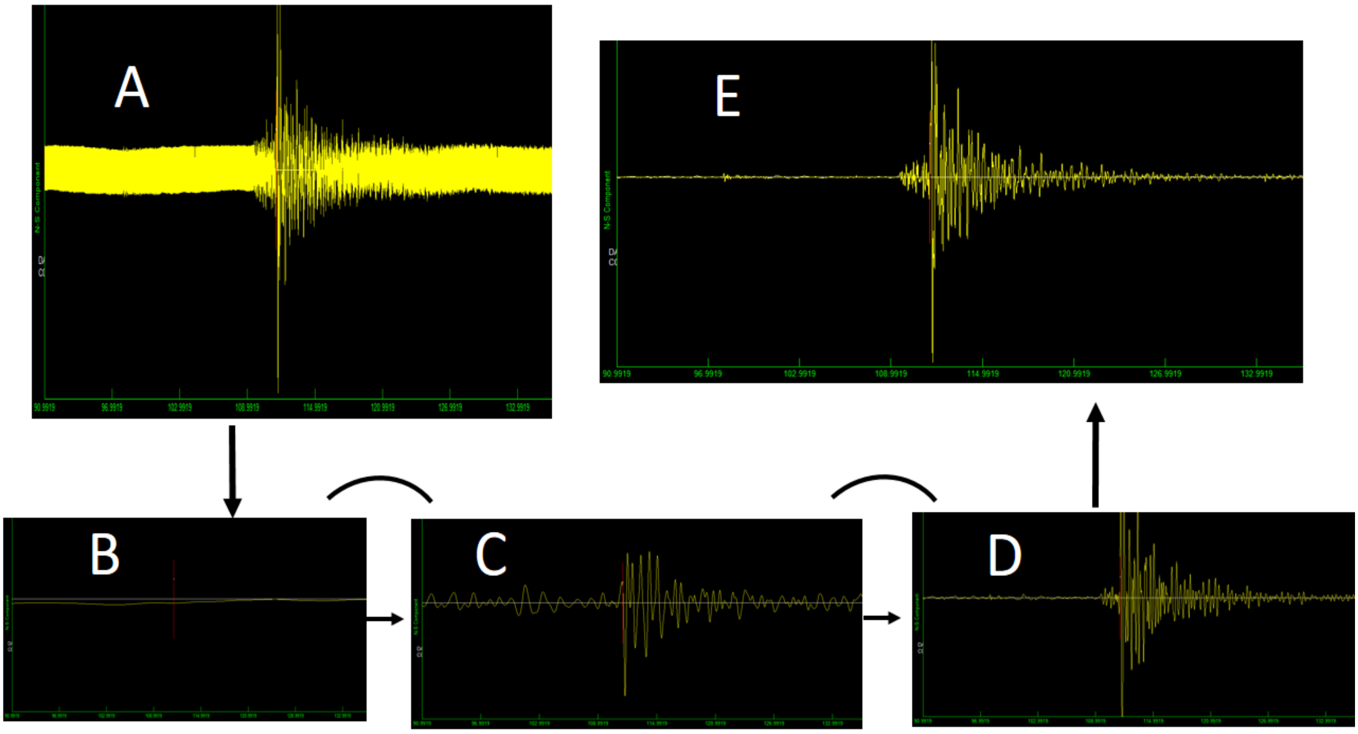
συσχέτιση τους μπορεί να βασίζεται είτε από την χωρική τους εμφάνιση είτε από την χρονική ή ακόμα και από ομοιότητα των κυματομορφών τους.
Στο σχήμα 3.13 παρατηρούμε μια άλλη περίπτωση σμηνοσεισμών που ανήκουν στην ίδια συστάδα.



Σχήμα 3.13 σμηνοσεισμοί με χρόνος γένεσης σεισμικού γεγονότος 06/20/2015 4:42:49,12 (UTC) και 4:43:18,28 (UTC) αντίστοιχα.



Σχήμα 3.14 Σεισμική καταγραφή του σταθμού VILL στο σεισμικό γεγονός με χρόνο γένεσης 06/18/2015 17:28:51 (UTC) και εφαρμογή υψιπερατού (High Pass) Butterworth φίλτρου



Σχήμα 3.15 Σεισμική καταγραφή σταθμού VILL. Το σεισμικό γεγονός έχει χρόνο γένεσης σεισμικού γεγονότος 12/06/2015 22:32:28.94 (UTC) και μέγεθος 1.5ML. Η επικεντρική απόσταση του σταθμού είναι 6Km.

Στην περίπτωση A η κυματομορφή παρουσιάζεται αναλλοίωτη (raw signal).

Στην περίπτωση B πραγματοποιήθηκε εφαρμογή Butterworth φίλτρου (Low pass) με συχνότητα αποκοπής 0.1Hz. Η ζώνη διέλευσης έχει ως κατώτατο όριο τα 0Hz και φτάνει μέχρι την συχνότητα του 0.1Hz. Παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει κάποια πληροφορία που να την χαρακτηρίζει ως σεισμική κίνηση καθώς σχεδόν όλες οι συχνότητες έχουν αποκοπεί.

Στην περίπτωση C πραγματοποιήθηκε εφαρμογή Butterworth φίλτρου (Low pass) με συχνότητα αποκοπής 1Hz. Εδώ η ζώνη διέλευσης έχει ως κατώτατο όριο τα 0Hz και φτάνει μέχρι την συχνότητα του 1Hz. Σε αυτή την περίπτωση υπάρχει κάποια πληροφορία που να σχετίζει το γράφημα με σεισμική κίνηση αλλά η ποιότητα του είναι αρκετά έως πολύ χαμηλή.

Στην περίπτωση D πραγματοποιήθηκε εφαρμογή Butterworth φίλτρου (Low pass) με συχνότητα αποκοπής 4Hz.

Στην περίπτωση E πραγματοποιήθηκε εφαρμογή Butterworth φίλτρου (Low pass) με συχνότητα αποκοπής 12Hz. Παρατηρούμε ότι μετά το πέρας των 4Hz η κυματομορφή μπορεί να χαρακτηριστεί ως ποιοτική, καθώς διακρίνονται καθαρά οι αφίξεις των P και S φάσεων ενώ συνάμα ο θόρυβος έχει εξαλειφθεί. Σε αυτή την περίπτωση κρίνουμε ότι η εφαρμογή φίλτρου έχει αποκόψει το σωστό συχνοτικό περιεχόμενο το οποίο ήταν υπαίτιο για την αλλοίωση της αρχικής κυματομορφής.

Κεφάλαιο IV Στατιστική ανάλυση σεισμικότητας

4.1 Στατιστική των σεισμών.

Με τον όρο στατιστική των σεισμών εννοείται η μελέτη της κατανομής της σεισμικότητας στο χρόνο, έχοντας ως κύρια παράμετρο το μέγεθος των σεισμών.
Η μέθοδος στατιστικής ανάλυσης μπορεί να χαρακτηρίζεται από καθαρά πιθανολογικά κριτήρια μη λαμβάνοντας υπ' όψη την γεωλογία, τεκτονική, σεισμοτεκτονική της εκάστοτε περιοχής.
Ως πιθανότητα ορίζεται η σχετική συχνότητα εμφάνισης μίας τιμής μίας μεταβλητής από ένα σύνολο n στοιχείων. Η μαθηματική έκφραση της δίνεται από την σχέση

$$P(Y) = \frac{n_i}{n} \qquad (4.1)$$

Στην σεισμολογία κρίνεται αρκετές φορές απαραίτητος ο υπολογισμός πιθανότητας γένεσης ενός σεισμικού γεγονότος λαμβάνοντας υπόψη ότι έχει προηγηθεί ήδη ένα σεισμικό γεγονός. Αυτή η προσέγγιση εκφράζεται υπό την έννοια της δεσμευμένης πιθανότητας.
Σε αυτή την περίπτωση ορίζεται ένας δειγματικό χώρο S και ένα τυχαίο γεγονός B με πιθανότητα εμφάνισης αυτού P(B)>0. Η δεσμευμένη πιθανότητα πραγματοποίησης ενός δεύτερου γεγονότος A έχοντας ως δεδομένο το γεγονός B για ένα ισοπίθανο και πεπερασμένο δειγματοχώρο S, δίνεται από την σχέση:

$$P(A|B) = \frac{P(A \cap B)}{P(B)} \qquad (4.2)$$

Τότε η ολική πιθανότητα θα εκφράζεται ως:

$$P(B) = P(A1)P(B|A1) + \cdots + P(An)P(B|An) \qquad (4.3)$$

Αν υποθέσουμε ότι τα γεγονότα A_1 μέχρι A_n αποτελούν διαμέριση του δειγματοχώρου S με B ένα τυχαίο γεγονός, τότε ισχύει το θεώρημα Bayes[12]:

$$P(A_i|B) = \frac{P(B|A_i)P(A_i)}{P(B)} = \frac{P(B|A_i)P(A_i)}{P(A_1)P(B|A_1) + \cdots + P(A_n)P(B|A_n)} \qquad (4.4)$$

Μια άλλη βασική έννοια πιθανότητας είναι αυτή της συνάρτησης κατανομής. Αν υποθέσουμε ένα τυχαίο γεγονός ως M (σεισμικό γεγονός) και ορίσουμε ως m οποιονδήποτε αριθμό που μπορεί να οριστεί στο διάστημα m_1 έως m_n τότε η πιθανότητα του τυχαίου αυτού γεγονότος να είναι μικρότερη του m εκφράζεται από την σχέση

$$F_M(m) = P(M < m) \qquad (4.5)$$

Αν υποθέσουμε ότι η τιμή του παράγοντα m μπορεί να πάρει όλες τις δυνατές τιμές στο διάστημα που έχει οριστεί, τότε η εξίσωση καλείται συνάρτηση κατανομής πιθανότητας τυχαίας μεταβλητής Μ.
Σε περιπτώσεις που χρειάζεται η παράγωγος της F_m τότε η σχέση εκφράζει την συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (Probability density function).

$$f_M = d\,\frac{[F_M(m)]}{dm} \qquad (4.6)$$

Στην περίπτωση αυτή ισχύει:

$$f_M(m) \geq 0$$

$$f_M(m)dm = 1$$

$$F_M(m) = \int_{m_1}^{m_2} f_M(m)dm$$

$$P(m1 < M < m2) = \int_{m_1}^{m_2} f_M(m)dm \qquad (4.7)$$

Η κατανομή Poisson μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μοντελοποίηση σε περιπτώσεις διωνυμικής κατανομής όπου μας ενδιαφέρει ο αριθμός εμφανίσεων σπάνιων ενδεχομένων σε μεγάλους πληθυσμούς (distribution of rare events).
Το οριακό θεώρημα όπου τυχαία μεταβλητή Χ ακολουθεί τη διωνυμική κατανομή B(n,p) με συνάρτηση πιθανότητας:

$$P(X = x) = \binom{n}{x} p^x (1-p)^{n-x} \qquad (4.8)$$

όπου η μεταβλητή χ μπορεί να πάρει ακέραιες θετικές τιμές.

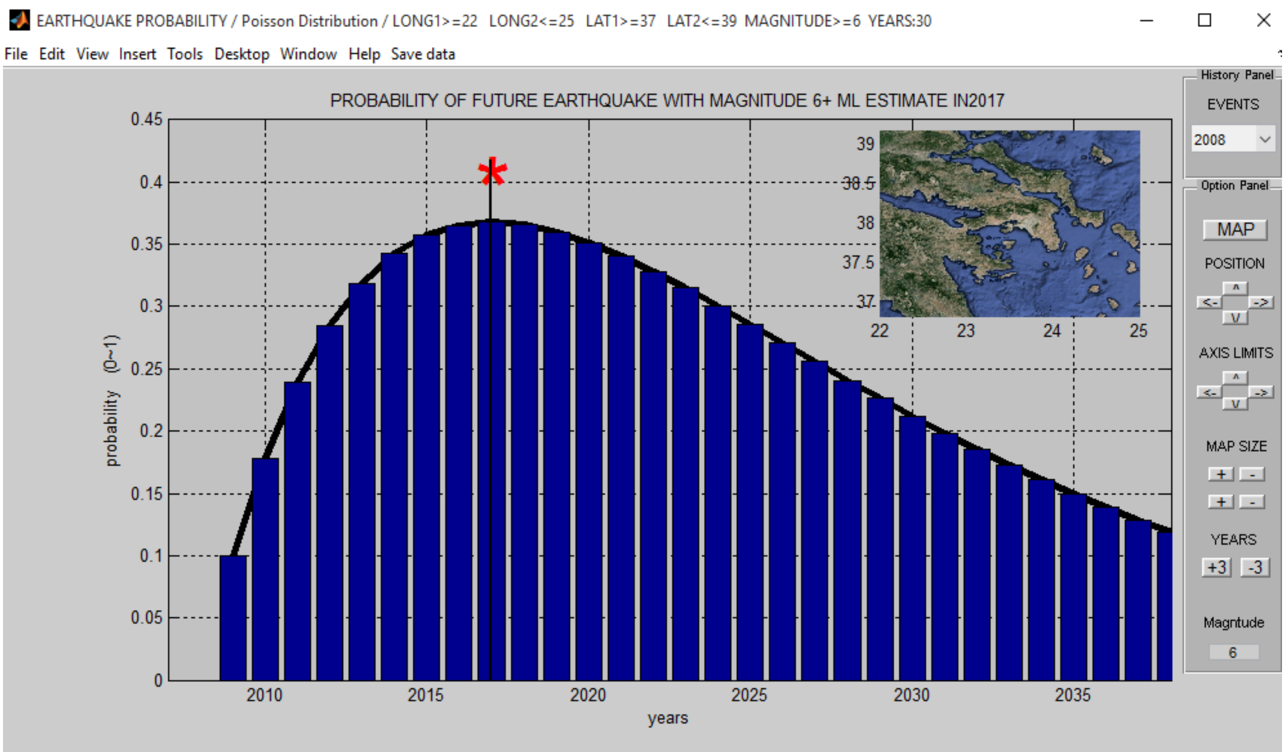
Όταν το ν τείνει στο άπειρο τότε η τιμή της πιθανότητας τείνει στο μηδέν και η μέση τιμή της Χ μπορεί να συγκλίνει προς μια θετική σταθερά λ ώστε να ισχύει np->λ

$$\lim_{n\to\infty} \binom{n}{x} p^x (1-p)^{n-x} = e^{-\lambda} \frac{\lambda^x}{x!} \qquad (4.9)$$

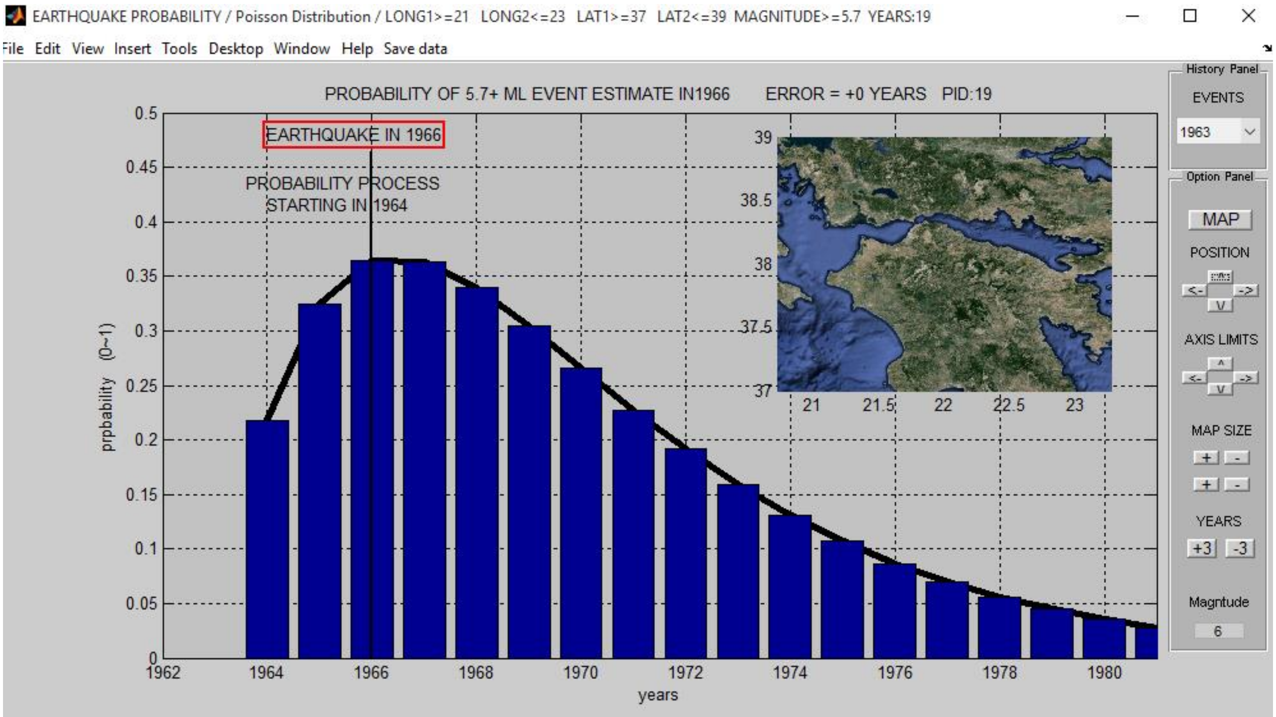
Η εξίσωση 4.9 ορίζει την κατανομή Poisson και έχει μεγάλη σημασία στον κλάδο της σεισμολογίας γιατί προσεγγίζει και περιγράφει σε ικανοποιητικό βαθμό την κατανομή των σεισμών στο χρόνο. Συνεπώς η πιθανότητα να συμβεί n αριθμός σεισμών σε χρονικό διάστημα t περιγράφεται από την σχέση

$$P(N = n, t) = \frac{(at)^n e^{-at}}{n!} \qquad (4.10)$$

όπου ο παράγοντας α εκφράζει τον μέσο αριθμό εμφάνισης σεισμικών γεγονότων στο χρονικό διάστημα t.



Σχήμα 4.1 Πιθανότητα γένεσης σεισμικού γεγονότος με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο των 6 βαθμών (τοπικό μέγεθος) στην ευρύτερη περιοχή της Αττικής, σύμφωνα με την κατανομή Poisson. Η μέγιστη τιμή πιθανότητας (0.37) ορίζεται στο έτος 2017.



Σχήμα 4.2 Ιστορική εκτίμηση πιθανότητας γένεσης σεισμικού γεγονότος με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο των 5.7 βαθμών (τοπικό μέγεθος) στην περιοχή του χάρτη. Σύμφωνα με την κατανομή Poisson η μέγιστη πιθανότητα (0.36) της γένεσης ενός τέτοιου σεισμού είναι το έτος 1966. Έχοντας τα σεισμικά δεδομένα της περιοχής, το ίδιο έτος παρατηρήθηκε σεισμός της ίδιας τάξης μεγέθους, επαληθεύοντας την εκτίμηση.

4.2 Νόμος Gutenberg & Richter

4.2.1 Εισαγωγή

Ο φυσικός νόμος που εκφράζει το μέγεθος αλλά και την συχνότητα εμφάνισης σεισμικών γεγονότων σε μια συγκεκριμένη περιοχή λέγεται νόμος Gutenberg-Richter. Σύμφωνα με τον νόμο αυτό, υπάρχει μια συσχέτιση των σεισμών η οποία μεταβάλλεται τόσο στα μικρότερα δυνατά πιθανά μεγέθη όσο και στα μεγαλύτερα. Χοροχρονικά ο νόμος αυτός εκφράζει την λογαριθμική γραμμική σχέση των σεισμών ανα μονάδα μεγέθους. Ο φυσικός νόμος ο οποίος προβλέπει τι ενέργεια εκλύει ένας σεισμός σε συνάρτηση με το μέγεθός του, λέγεται νόμος του Båth και είναι γνωστός από τη δεκαετία του 1960. Ο νόμος του Båth μας δίνει την αύξηση της εκλυόμενης ενέργειας όσο αυξάνεται το μέγεθος αυτού. Από μαθηματικής πλευράς, αύξηση ενός μεγέθους συνεπάγεται αύξηση της ενέργειας κατά 34~35 φορές. Αποτέλεσμα της μη γραμμικής συσχέτισης μεταξύ της ενέργειας και του μεγέθους, ο παράγοντας 33 ή 34 είναι πάντα πολύ μεγαλύτερος από τον παράγοντα 9,10, ή 11(λογαριθμική σχέση) του νόμου Gutenberg-Richter. Αποτέλεσμα αυτού είναι η ενέργεια να απελευθερώνεται κυρίως από τα μεγαλύτερα σεισμικά γεγονότα. Συνεπώς το γεγονός ότι μία σειρά από μικρούς σεισμούς θα εκτονώσει την ενέργεια ενός μεγάλου σεισμού, έτσι ώστε αυτός να αποτραπεί ή να γίνει σημαντικά μικρότερος, σημαίνει ότι θα πρέπει να περιμένουμε να γίνει ένας αφύσικα μεγάλος αριθμός μικρών σεισμών. Αυτό όμως δεν μπορεί να γίνει χωρίς να παραβιαστεί ό νόμος Gutenberg-Richter ο οποίος είναι στενά συνδεδεμένος με τις φυσικές διαδικασίες που προκαλούν τους σεισμούς που δεν παραβιάζεται (σχετικά) ποτέ.

4.2.2 Μαθηματική έκφραση

Ένας από τους σημαντικότερους στατιστικούς νόμους στη σεισμολογία που χρησιμοποιείται για να περιγράψει την κατανομή των σεισμικών μεγεθών σε μια περιοχή προτάθηκε από τους Gutenberg-Richter to 1941 αφού πραγματοποιούσαν έρευνα στην περιοχή της Καλιφόρνιας.
Σύμφωνα με τον νόμο αυτό, ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του Μ , N(M) σε μια περιοχή και για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα Κ ετών, εκφράζεται εμπειρικά από την σχέση[13]:

$$logN = a - bM \qquad (4.11)$$

O Utsu το 1961 απέδειξε ότι είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται η συσσωρευτική συχνότητα εμφάνισης των σεισμικών γεγονότων.
Σύμφωνα και με αυτή την παραδοχή, όταν αυξάνει το μέγεθος μειώνεται ο αριθμός των σεισμών σε μια περιοχή. Επίσης η συσσωρευτική συχνότητα μπορεί να εξομαλύνει μεμονωμένες διακυμάνσεις μεγέθους (πληρότητα καταλόγου).
Με αυτή την παραδοχή ισχύει η σχέση

$$logN_k(M) = a_k - bM \qquad (4.12)$$

Στην εξίσωση 4.12 τα σεισμικά δεδομένα μπορεί να μην αναφέρονται σε χρονικό παράθυρο του ενός έτους. Για τον λόγο αυτό η ποσότητα α ανάγεται σε ένα έτος και ισχύει:

$$\alpha = \alpha_\kappa - logk \qquad (4.13)$$

Η συσσωρευτική συχνότητα N(M) εκφράζεται από την σχέση

$$N(M) = \int n(M)dm \qquad (4.14)$$

Η παράμετρος α εκφράζει τον λογάριθμο του αριθμό των σεισμών όταν το μέγεθος είναι μηδενικό. Η τιμή της παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις καθώς είναι ευαίσθητη

ως προς το χρονικό παράθυρο που έχει επιλεγεί, το χωρικό φίλτρο που έχει εφαρμοστεί και κυρίως από την σεισμικότητας της περιοχής.
Η παράμετρος -b- αποτελεί την κλίση της ευθείας της σχέσης 4.11 και εκφράζει τον ρυθμό αύξησης του αριθμού των σεισμών καθώς μειώνεται το μέγεθος τους. Σε μια τέλεια γραμμική σχέση εμφάνισης σεισμών με τα μεγέθη, θα περιμέναμε η τιμή του b να είναι μονάδα. Όμως κάτι τέτοιο δεν παρατηρείται στην φύση καθώς το γεωτεκτονικό καθεστώς παρουσιάζει χοροχρονικά χαοτικό χαρακτήρα με αποτέλεσμα την μη ομαλή και γραμμική συμπεριφορά της σεισμικότητας στο χρόνο.
Ένας άλλος παράγοντας μεταβολής της παραμέτρου b είναι το βάθος[14]. Καθώς το βάθος αυξάνεται η τιμή b μειώνεται[15]. Τέλος η γεωλογική ηλικία παίζει επίσης καθοριστικό παράγοντα ως προς την συμπεριφορά του b value. Υψηλές τιμές παρατηρούνται σε καινούργιες και ενεργές γεωλογικά ζώνες ενώ αντίθετα οι ενδιάμεσες και πιο παλαιές ηπειρωτικές και κρατονικές πλατφόρμες παρουσιάζουν τιμές που κυμαίνονται 0.5~0.7.
Από την σχέση των Gutenberg & Richter προκύπτουν διάφοροι στατιστικοί παράμετροι όπως ο ετήσιος αριθμός σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M

$$N_M = \frac{10^a}{10^{bM}} \tag{4.15}$$

Επίσης η κατανομή της συχνότητας των μεγεθών σύμφωνα με την εξίσωση 4.16 εκφράζει την μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών:

$$T_M = \frac{10^{bM}}{10^a} = 1/N_M$$

(4.16)

Το μέγιστο μέγεθος που μπορεί στατιστικά να εμφανιστεί σε K χρόνια εκφράζεται από την σχέση:

$$M = \frac{a + \log k}{b} \tag{4.17}$$

Το συχνότερο παρατηρούμενο μέγιστο ετήσιο μέγεθος εκφράζεται από την εξίσωση

$$M_x = \frac{a}{b} \tag{4.18}$$

Ενώ η πιθανότητα P να συμβεί σεισμός μεγέθους μ και μεγαλύτερο σε χρόνο t δίνεται από την σχέση:

$$P = 1 - \exp(-10^{a-bM} t) \quad (4.19)$$

Η σχέση Gutenberg-Richter ισχύει και για την περίπτωση των σεισμικών ακολουθιών. Έχει αποδειχθεί ότι η παράμετρος b είναι μικρότερη για τους προσεισμούς[16] Ενδεικτικές εμπειρικές προσεγγίσεις μέσων τιμών για προσεισμούς είναι 0.65 και για μετασεισμικές ακολουθίες 0.9.
Συνεπώς οι διακυμάνσεις της παραμέτρου μπορεί να οφείλονται κατά κύριο λόγο στην μεταβολή της σεισμικότητας που συνδέεται άμεσα με το γεωτεκτονικό καθεστώς και τις τάσεις που επικρατούν σε μια περιοχή[17]. Φυσικά οι μεταβολές της b-value οφείλονται και σε άλλους παράγοντες όπως σε απότομες υπεδαφικές ετερογένειες (Mogi 1962) και στις μεταβολές της πίεσης των πόρων των πετρωμάτων.
Σε περιπτώσεις που οι σεισμοί μιας σεισμικής ακολουθίας λαμβάνουν χώρα σε μια πολύ περιορισμένη γεωγραφική περιοχή και κανένα σεισμικό γεγονός δεν έχει μέγεθος αρκετά μεγαλύτερο από του υπόλοιπους, η ακολουθία ονομάζεται σμηνοσειρά (swarm) και οι σεισμοί καλούνται ως σμηνοσεισμοί.
Αν και οι σμηνοσεισμοί μπορεί να παρατηρηθούν σε οποιαδήποτε περιοχή, ως η εκδήλωση απελευθέρωσης σεισμικής ενέργειας(ανακούφιση τάσεων) υπό μορφή σχετικά πολλών και μικρών σεισμών, είναι σύνηθες φαινόμενο σε ηφαιστειακές περιοχές και παρουσιάζουν περιοδικότητα. Η συμπεριφορά της παραμέτρου b στην περίπτωση των σμηνοσεισμών είναι διαφορετική από την συνήθη τιμή διακύμανσης κοντά στην μονάδα και το μέτρο της κυμαίνεται από δύο και πάνω.

Όπως προαναφέρθηκε η παράμετρος b αποτελεί την κλίση της ευθείας της σχέσης 4.1 . Δύο διαφορετικές μαθηματικές προσεγγίσεις υπολογισμού της b-value είναι αυτή της LMS(μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων) και της MLE(maximum likelihood).

4.2.3 Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων.

Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων χρησιμοποιείται για την κατασκευή της γραφικής παράσταση που περιγράφει ένα φαινόμενο. Όταν γνωρίζουμε μόνο μια σειρά από τιμές των εκάστοτε μεγεθών (δεδομένων) που το περιγράφουν και όχι την ακριβή τους μαθηματική σχέση. Σύμφωνα με την μέθοδο LMS γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού μιας άγνωστης σχέσης, που εκφράζει με τον μέγιστο καλύτερο δυνατό τρόπο τα πειραματικά δεδομένα, ελέγχοντας μια σειρά γνωστών σχέσεων.
Οι κυριότερες σχέσεις που εξετάζονται είναι συνήθως η γραμμική μορφής

$$y = \alpha + bx$$

(μορφή νόμου Gutenberg-Richter), η πολυωνυμική

$$y = c_0 + c_1 x + c_2 x^2 + \ldots + c_n x^n$$

σχέση δύναμης της μορφής:

$$y = ax^b$$

καθώς και η εκθετική και λογαριθμική μορφή

$$y = ae^{bx}$$

και

$$y = a + b\ln x$$

Σε όλες τις περιπτώσεις η -χ- εκφράζει την ανεξάρτητη μεταβλητή ενώ η y την εξαρτημένη. Οι υπόλοιπες τιμές a, b, $c_κ$ αποτελούν σταθερές που μπορούν να είναι είτε απλές είτε σύνθετες.

Κάθε φυσικό φαινόμενο ,έτσι και οι σεισμοί, μπορεί να περιγραφεί σε μία από της παραπάνω μαθηματικές σχέσεις, που συνδέει τα μεγέθη που το επηρεάζουν. Στην παρούσα πτυχιακή εργασία τα μεγέθη αυτά είναι τα μεγέθη σεισμικών γεγονότων συναρτήσει της αθροιστικής συχνότητας εμφάνισης αυτών

Τα μεγέθη που μεταβάλλονται ανεξάρτητα από την πορεία του φαινομένου είναι οι ανεξάρτητες μεταβλητές ενώ εκείνα που μεταβάλλονται συναρτήσει αυτών και περιγράφουν το φαινόμενο είναι οι εξαρτημένες μεταβλητές. Στην περίπτωση μας το μέγεθος αποτελεί την εξαρτημένη μεταβλητή και η συχνότητα των σεισμών την ανεξάρτητη. Αρχικά, παρατηρώντας τα πειραματικά δεδομένα(ορθή γραφική απεικόνιση του σεισμικού καταλόγου έρευνας) γίνεται προσπάθεια της καλύτερης προσέγγισης του είδους καμπύλης που μπορεί να ταιριάξει καλύτερα σε αυτά.

$$a = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 \sum_{i=1}^{n} y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} x_i y_i}{D} \qquad (4.20)$$

Όπου το σφάλμα του α δίδεται από την σχέση:

$$\delta\alpha = \sigma_y \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2}{D}} \qquad (4.21)$$

Η τιμή b δίνεται από την εξίσωση:

$$b = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{D} \qquad (4.22)$$

Όπου το σφάλμα του b δίδεται από την σχέση:

$$\delta b = \sigma_y \sqrt{\frac{n}{D}} \tag{4.23}$$

Το D και το σ_y εκφράζονται με τις σχέσεις:

$$D = n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2 \tag{4.24}$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(y_i - a - bx_i\right)^2}{n-2}} \tag{4.25}$$

όπου n το πλήθος των δεδομένων.

Μετά το πέρας της εν λόγω διαδικασίας, οι καινούργιες τιμές y(i) εκφράζουν τα σημεία της ευθείας.
Αν υποθέσουμε τις τιμές χ και y (πίνακας 4.1) τότε η εφαρμογή των ελαχίστων τετραγώνων για πολυώνυμα πρώτου μέχρι 8^{ου} βαθμού, θα δώσει τα αποτελέσματα των πινάκων 4.2 και 4.3

x	1.0000	1.6604	2.3208	2.9812	3.6416	4.3020	4.9624	5.6228	6. 2832
y	0.8415	0.9960	0.7317	0.1597	-0.479	-0.917	-0.968	-0.613	0

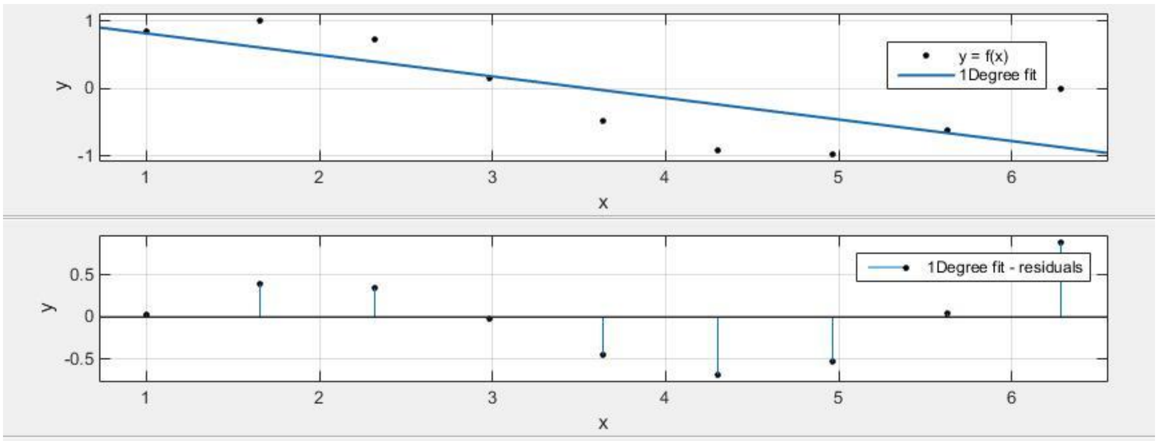
Πίνακας 4.1 Δεδομένα προς εφαρμογή LMS.

Polynomial y = f(x)	D9*x^8	D8*x^7	D7*x^6	D6*x^5	D5*x^4	D4*x^3	D3*x^2	D2*x	D1
8 Degree	-1.028e-05	0.0004443	-0.006852	0.04655	-0.1292	0.1059	-0.349	1.246	-0.0724
7 Degree		0.000145	-0.003166	0.02159	-0.0280	-0.1443	0.01743	0.9576	0.02014
6 Degree			0.000529	-0.0170	0.186	-0.8163	1.204	-0.123	0.4074
5 Degree				-0.0054	0.08619	-0.3856	0.2353	0.9387	-0.0285
4 Degree					-0.0139	0.2942	-1.881	3.895	-1.472
3 Degree						0.09143	-0.8733	1.933	-0.2649
2 Degree							0.1256	-1.234	2.437
1 Degree								-0.319	1.137

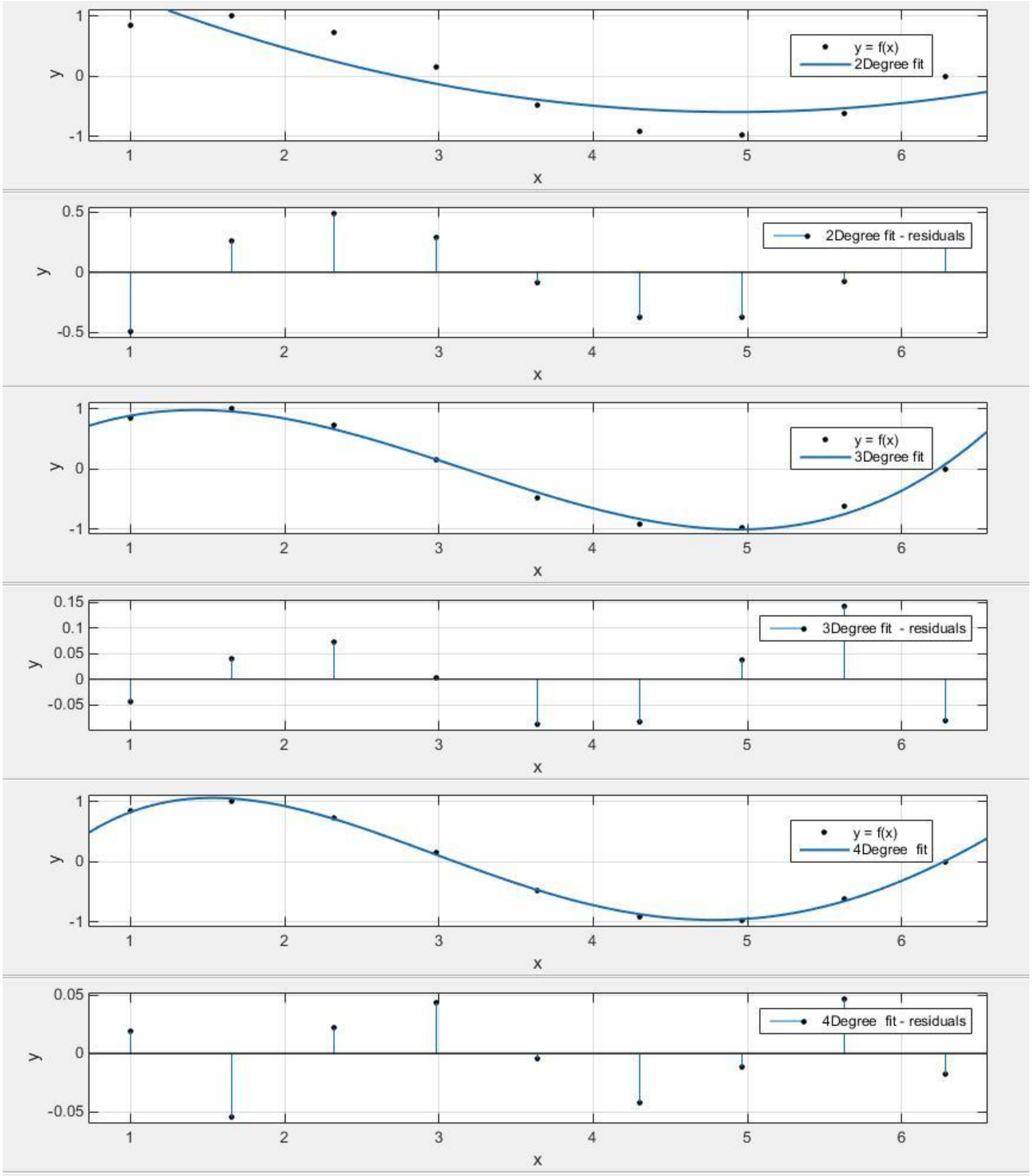
Πίνακας 4.2 Εφαρμογή LMS με λύση πολυώνυμα 1~8 βαθμού. Αναγράφονται οι όροι D1~D9 για κάθε λύση (βαθμό πολυωνύμου).

Polynomial	SSE	R-square	Adjusted R-square	RMSE
8 Degree	3.119e-27	1	-	-
7 Degree	1.746e-08	1	1	0.0001321
6 Degree	7.487e-06	1	1	0.001935
5 Degree	0.0001213	1	0.9999	0.006359
4 Degree	0.01004	0.9978	0.9957	0.0501
3 Degree	0.0513	0.9889	0.9823	0.1013
2 Degree	1.04	0.7759	0.7012	0.4163
1 Degree	1.963	0.5768	0.5164	0.5296

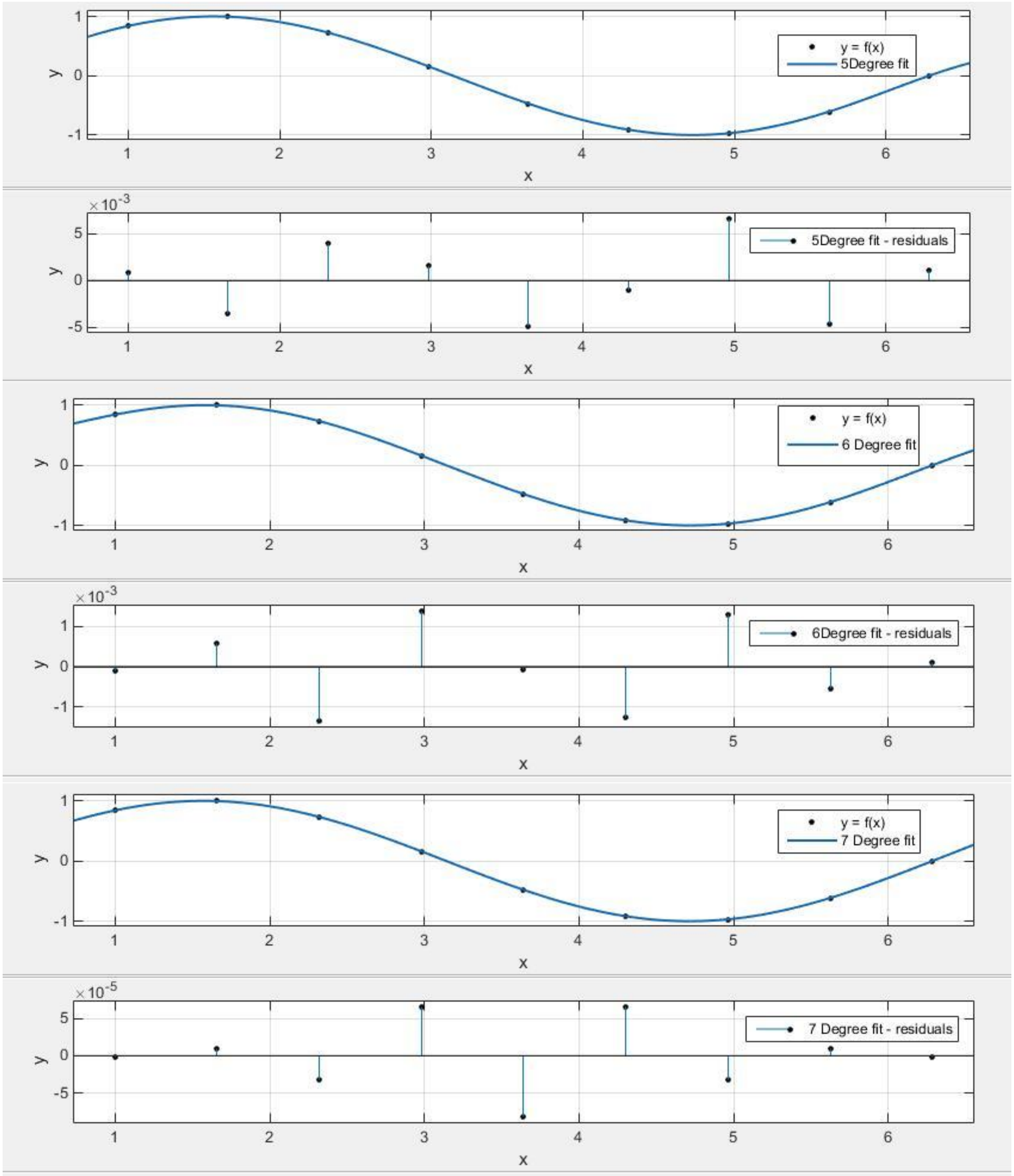
Πίνακας 4.3 Τιμές σφαλμάτων και συντελεστή συσχέτισης για κάθε ένα πολυώνυμο. Είναι χαρακτηριστικό ότι η τιμή του R correlation παίρνει την ιδεατή τιμή της μονάδας για τα μεγαλύτερα σε βαθμό πολυώνυμα. Επίσης παρατηρούμε ότι το άθροισμα των τετραγωνικών σφαλμάτων μειώνεται στο μέγιστο βαθμό όταν η τάξη του πολυωνύμου προσεγγίζει στο μέγιστο βαθμό το μήκος του πίνακα χ και y. Συνεπώς τόσο η τιμή του R όσο και της SSE είναι συνάρτηση του μεγέθους των ανυσμάτων (χ, y) των αρχικών δεδομένων.



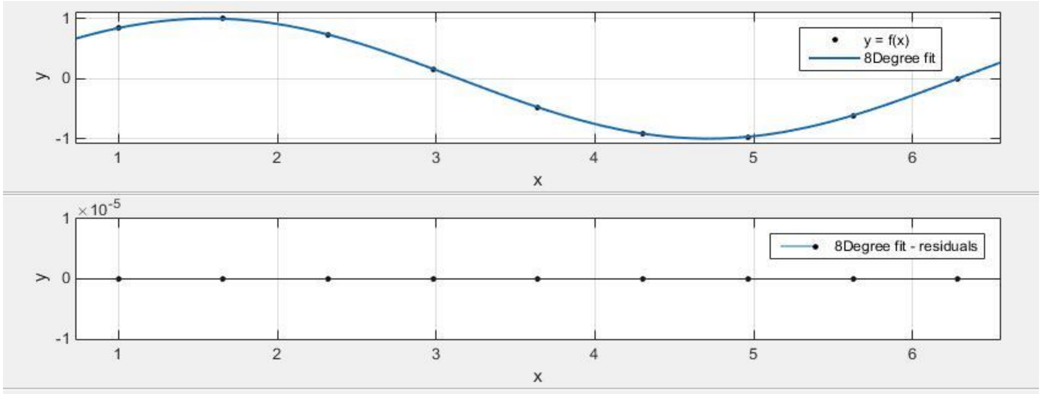
Σχήμα 4.3 : Στο επάνω διάγραμμα δίνεται γραφικά η γραμμική παλινδρόμηση με της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων για εξίσωση πρώτου βαθμού.
Στο κάτω διάγραμμα οι τιμές των residuals για κάθε τιμή των ζεύγων x = f(y)



Σχήμα 4.4 : Παρατηρούμε ότι καθώς η τάξη του βαθμού των πολυωνύμων αυξάνεται το fitting των καμπυλών προσεγγίζει καλύτερα τα δεδομένα. Τα μέτρα των residuals από 0.5 (πρώτου και δευτέρου βαθμού) μειώνονται στην τιμή 0.05 (λύση τετάρτου βαθμού)



Σχήμα 4.5: Στις περιπτώσεις που ο βαθμός του πολυωνύμου προσεγγίζει την μέγιστη δυνατή κατάσταση, τα residuals αποκτούν τις θεωρητικά ελάχιστες τιμές. Στο παράδειγμα μας από το εύρος του 1 (εξίσωση ευθείας) είναι πλέον της τάξης του 0.0005.



Σχήμα 4.6: Σύμφωνα με τα δεδομένα του πίνακα 4.3 τα σφάλματα προσαρμογής καμπύλης στο πολυώνυμο με το μεγαλύτερο δυνατό βαθμό, είναι μηδενικά.

4.2.4 ΜΕΘΟΔΟΣ MLE (Μέγιστης πιθανοφάνειας)

Στην στατιστική η μέθοδος maximum-likelihood estimation (MLE) εκμεταλλεύεται και χρησιμοποιεί την μέση τιμή και την διακύμανση έτσι ώστε η τιμή της συνάρτησης πιθανοφάνειας να παρουσιάζει την μέγιστη τιμή.
Για κανονική κατανομή η συνάρτηση πιθανοφάνειας δίνεται από την σχέση[18]:

$$f(x_1, \dots, x_n|\mu, \sigma) = \prod \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-(x_i-\mu)^2}{(2\sigma^2)}} = \frac{(2\pi)^{-\frac{n}{2}}}{\sigma^n} e^{\left[-\frac{\sum(x_i-\mu)^2}{2\sigma^2}\right]}$$

(4.26)
και ισχύει:

$$\ln(f) = -\frac{1}{2} nln(2\pi) - nln\sigma - \frac{\sum(x_i-\mu)^2}{2\sigma^2}$$

(4.27)
όπου:

$$\frac{\partial(lnf)}{\partial\mu} = \frac{\sum(x_i-\mu)}{\sigma^2} = 0$$

(4.28)
Οπότε η μέση τιμή θα είναι:

$$\hat{\mu} = \frac{\sum x_i}{n} \quad (4.29)$$

Ομοίως θα έχουμε:

$$\frac{\partial(lnf)}{\partial\sigma} = -\frac{n}{\sigma} + \frac{\sum(x_i - \mu)\,\hat{}\,2}{\sigma^3} = 0$$

(4.30)

Και η τυπική απόκλιση θα δίνεται από την σχέση:

$$\hat{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \hat{\mu})^2}{n}}$$

(4.31)

Υπό την περίπτωση κατανομής Bernoulli η συνάρτηση πιθανοφάνειας μετασχηματίζεται:

$$\frac{d}{d\theta}\left[\binom{N}{N\,p}\theta^{Np}(1-\theta)^{Nq}\right] = Np(1-\theta) - \theta Nq = 0$$

(4.32)

Οπότε η συνάρτηση θα δίνεται από την σχέση:

$$f(x_1, \ldots, x_n|p) = P(X1 = x1, \ldots, Xn = xn|p)$$

(4.33)

Αντίστοιχα για Poisson κατανομή θα ισχύει:

$$f(x_1, \ldots, x_n|\lambda) = \frac{e^{-\lambda}\lambda^{x_1}}{x_1!}, \ldots, \frac{e^{-\lambda}\lambda^{x_n}}{x_n!} = \frac{e^{-n\lambda}\lambda^{\Sigma x_1}}{x_1! \ldots xn!}$$

(4.34)

Η εκτίμηση του b-value όπως αποδείξαμε, εκφράζεται από την γενική σχέση:

$$N(m) = a - bm \qquad (4.35)$$

Η εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων, είτε αυτή δέχεται μεμονωμένες τιμές συγκεκριμένης διακύμανσης είτε την αθροιστική συχνότητα του μεγέθους, τείνει να υποβαθμίζει το πραγματικό μέτρο της τιμής b, καθώς δεν υπάρχουν και συνεπώς δεν λαμβάνονται δεδομένα πάνω από το μέγιστο μέγεθος παρατήρησης.
Κάτι αντίστοιχο παρατηρείται και επί της μεθόδου μέγιστη πιθανοφάνειας. Οι εξισώσεις MLF (Maximum likelihood formulas) που προτάθηκαν από τους Aki και Utsu προκαλούν επίσης μια στρέβλωση του μέτρου της b ειδικά όταν το διάστημα μεταξύ των μεγεθών αυξάνεται[19]. Το σφάλμα είναι μικρό όταν το Δm είναι της τάξης του 0.1M όμως το πρόβλημα εμφανίζεται πάλι και με έντονο χαρακτήρα όταν

χρησιμοποιούνται ιστορικά δεδομένα στον κατάλογο σεισμικότητας και το βήμα των μεγεθών είναι της τάξης 0.6M ή και μεγαλύτερο[20].
Μέχρι σήμερα έχουν προταθεί διάφορες εξισώσεις (Aki 1965, Utsu 1965, Shi and Bolt 1982, Bender 1983, Tinti and Mulargia 1987) για την κατανομή των μεγεθών αλλά η πλέον επικρατούσα είναι η υπόθεση του Aki όπου λαμβάνει την μεταβλητή του μεγέθους ως μια συνεχή τυχαία μεταβλητή. Για τον λόγο αυτό και αν υποθέσουμε ότι η σχέση

$$\log[N(M)] = a - bM \qquad (4.36)$$

εκφράζει την συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας και η αθροιστική συνάρτηση κατανομής της τυχαίας μεταβλητής, που στην περίπτωση μας είναι το μέγεθος του σεισμού, είναι συνεχώς διαφορίσημη, τότε ορίζεται και η παράγωγος της αθροιστικής συνάρτησης κατανομής ως:

$$f = F' = \frac{dF(x)}{dx} \qquad (4.37)$$

Τότε η σχέση που ορίζει την μέγιστη πιθανοφάνεια της παραμέτρου b μπορεί να εκφραστεί ως:

$$f(M) = bln(10)\frac{10^{-bM}}{10^{-bM_{min}} - 10^{-bM_{max}}} \qquad (4.38)$$

όπου οι μεταβλητές Mmin και Mmax εκφράζουν το ελάχιστο και το μέγιστο σεισμικό μέγεθος που λαμβάνεται υπόψη αντίστοιχα. Αν το μέγιστο μέγεθος είναι κατά πολύ μεγαλύτερο του ελαχίστου (Mmax>>Mmin) τότε η σχέση 4.38 ορίζεται ως

$$f(M) = bln(10)10^{-b(M-Mmin)} \qquad (4.39)$$

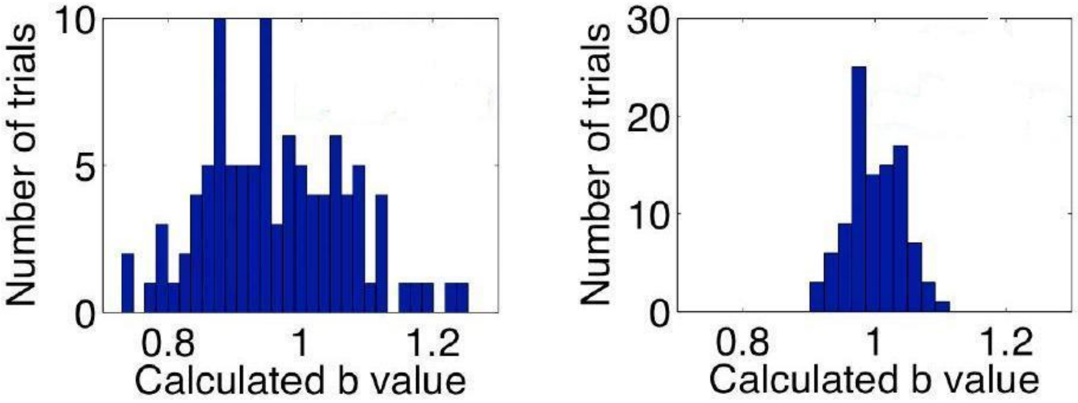
Για την στατιστική σημαντικότητα της σχέσης από πάνω θα πρέπει η διαφορά του μέγιστου με το ελάχιστο μέγεθος να είναι τουλάχιστον της τάξης των 2-3 μονάδων.
Ισχύει:

$$b = \frac{1}{\ln(10)(\mu - M_{thresh})} \qquad (4.40)$$

Στην περίπτωση αυτή λαμβάνεται υπόψη ο παράγοντας μ, η έκφραση του οποίου είναι ο μέσος όρος του εύρους του μεγέθους που έχει ληφθεί. Η τιμή του Mthresh δίνει το ελάχιστο μέγεθος που μπορεί να είναι και το μέγεθος Mc πληρότητας του καταλόγου.
Το σφάλμα δίνεται από την εξίσωση:

$$\sigma b = 2.3\hat{b}^2\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(M_i - \hat{\mu})^\wedge 2}{N(N-1)}} \qquad (4.41)$$

ως N ορίζεται το πλήθος των σεισμών.



Σχήμα 4.7: Εύρος κατανομής του μέτρου της παραμέτρου b-value για ένα πλήθος επαναλήψεων της LSQ (αριστερά) και της MLE (δεξιά).

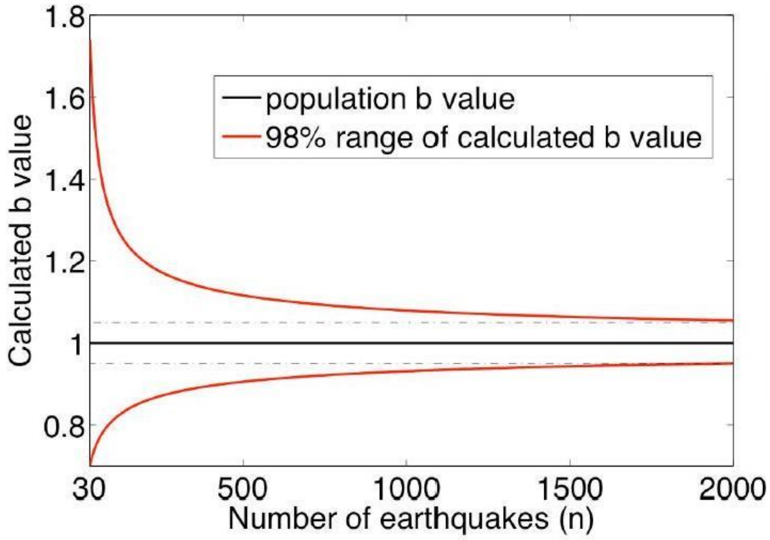
Στο παράδειγμα(Karen Felzer Pasadena USGS) η πραγματική τιμή της παραμέτρου b είναι μονάδα Σύμφωνα με τον αριθμό των προσπαθειών που καταβλήθηκαν για την εκτίμηση b, διακρίνεται το μεγαλύτερο εύρος και η διασπορά της πρώτης περίπτωσης, γεγονός που οδηγεί σε λανθασμένα συμπεράσματα, σε αντίθεση με την μέθοδο maximum likelihood όπου η διασπορά είναι περιορισμένη στην πραγματική τιμή και με μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης.
Φυσικά η πιο σημαντική διαφορά μεταξύ των δύο μεθόδων (MLS και MLE) επικεντρώνεται στον τρόπο συμπεριφοράς των σφαλμάτων ανά τιμές xi = f(yi) αφού η μέθοδος LSQ-MLS θεωρεί ότι τα σφάλματα σε κάθε σημείο ακολουθούν την κανονική κατανομή Gauss (Gaussian distribution) , όπου η γραφική παράσταση της συνάρτησης πυκνότητας χαρακτηρίζεται από το γνωστό σχήμα καμπάνας

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}}\varepsilon^{-\frac{(\chi-\mu)^2}{2\sigma^2}} \qquad (4.42)$$

και φυσικά επηρεάζεται έντονα από τα μεγάλα σε μέγεθος σεισμικά γεγονότα, ενώ αντίθετα η μέθοδος MLE δίνει το ίδιο βάρος σε κάθε σημείο (σεισμικό μέγεθος) , ακολουθώντας την κατανομή πουασόν (Poisson distribution), σύμφωνα με την οποία η πιθανότητα εμφάνισης (γένεσης) ενός τυχαίο γεγονότος (σεισμικό γεγονός) σε ένα καθορισμένο διάστημα χρόνου και χώρου είναι ανεξάρτητο από το χρονικό διάστημα της τελευταίας εμφάνισης του.

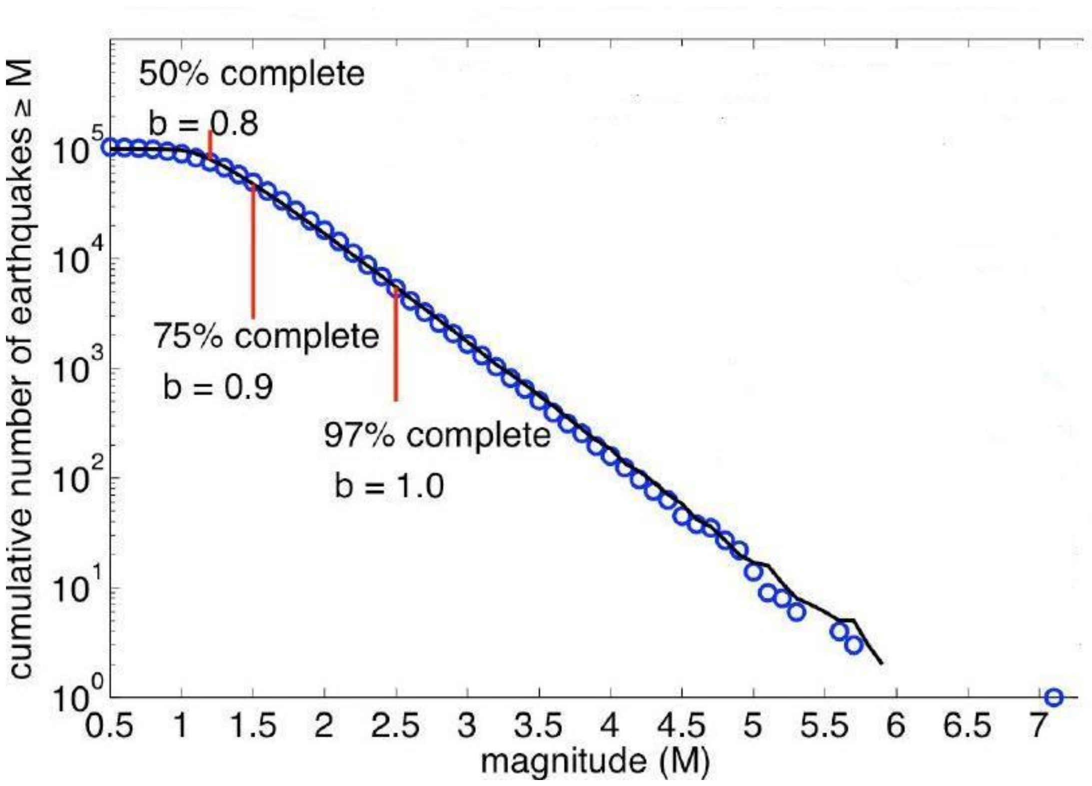
Φυσικά το μέγεθος δεν αποτελεί μια συνεχή τυχαία μεταβλητή καθώς δεν στερείται της μεγάλης σημασίας σφαλμάτων. Η αβεβαιότητα της μέτρησης του μεγέθους για κάθε ένα σεισμικό γεγονός (βλ. κεφάλαιο II) μπορεί να επιφέρει μεγάλες διακυμάνσεις και να μεγιστοποιήσει τα σφάλματα στην εκτίμηση της παραμέτρου b. Για τον λόγο αυτό συνίσταται τα μεγέθη να χωρίζονται και να ομαδοποιούνται υπό την αθροιστική τους συχνότητα με εύρος μεγέθους της τάξης 0.1~0.5 . Αντίθετα όταν ένας κατάλογος

δομείται από ιστορικά δεδομένα, ενδείκνυται το εύρος να είναι μεγαλύτερο από 0.5Μ
.
Ένας άλλος κρίσιμος παράγοντας είναι ο σωστός ορισμός του μεγέθους πληρότητας (completeness threshold) του καταλόγου καθώς εσφαλμένη εκτίμηση μπορεί να οδηγήσει σε σημαντική απόκλιση[21] (Wiemer and Wyss 2000) .



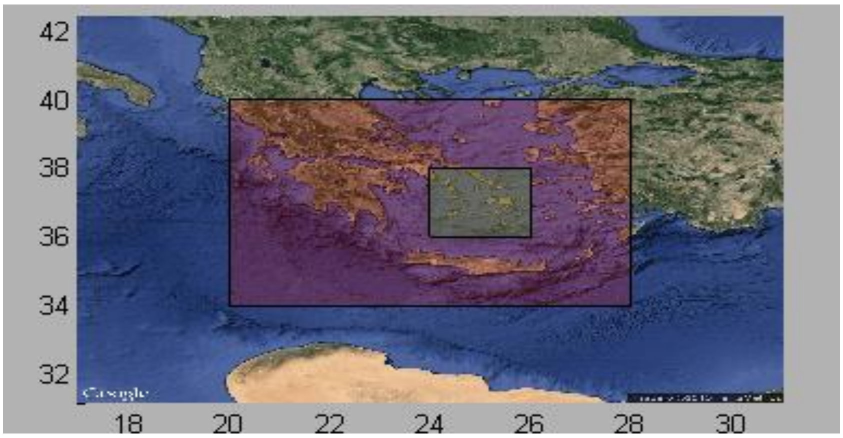
n	*b* range
30	0.7 - 1.74
50	0.5 - 1.49
100	0.86 - 1.20
500	0.91 - 1.12

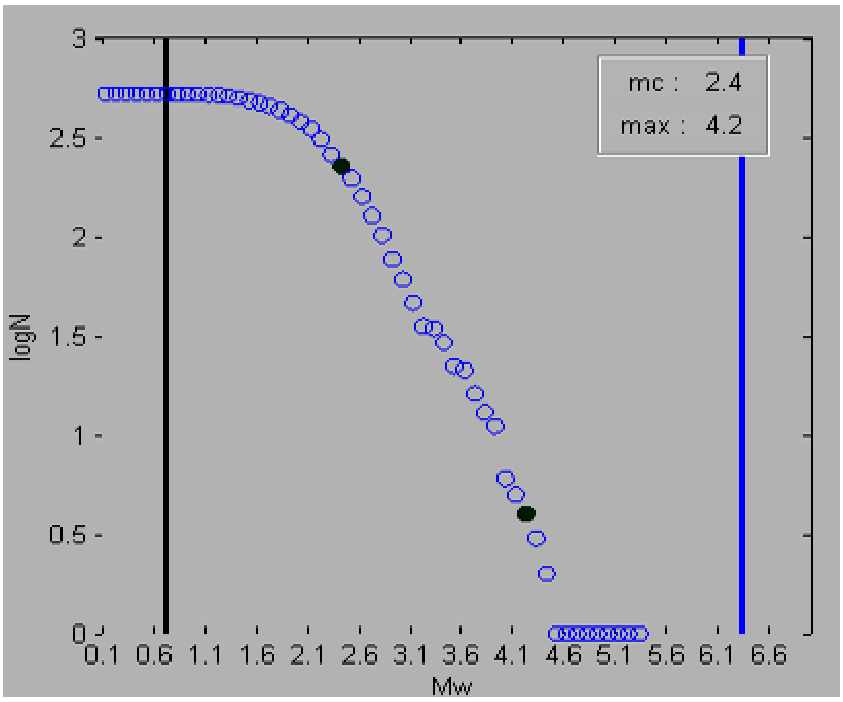
Σχήμα 4.8: Παρατηρούμε ότι όσο αυξάνεται ο αριθμός σεισμικών γεγονότων ,το εύρος (b range) μειώνεται και πλησιάζει την μονάδα.
Όταν το δείγμα των δεδομένων υπερβαίνει τα 2000 γεγονότα, τότε το σφάλμα κυμαίνεται στο χαμηλότερο δυνατό επίπεδο.

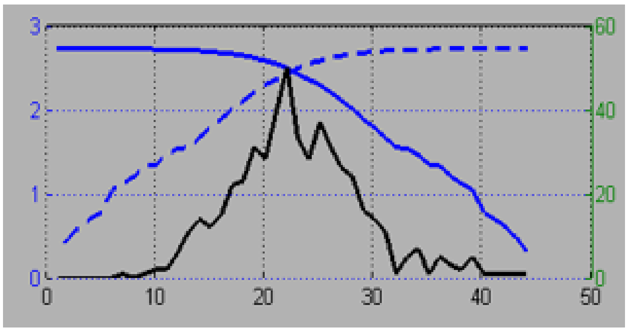


Σχήμα 4.9: Πληρότητα καταλόγου και καθορισμός m_c .

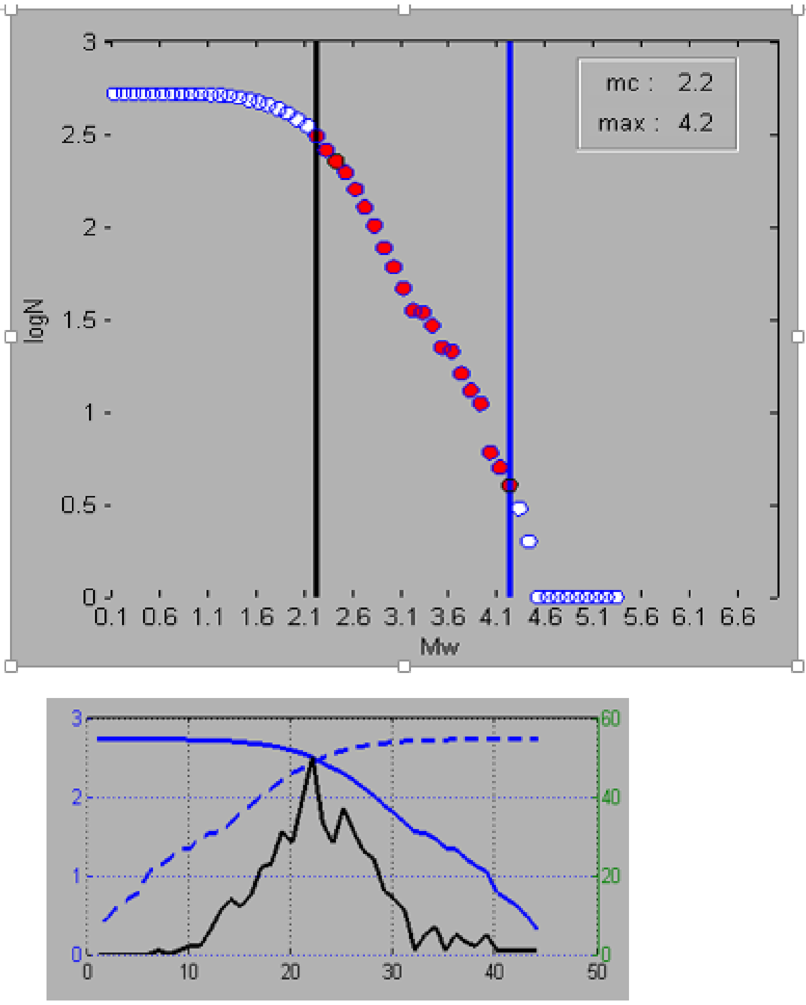
Στην εικόνα 4.9 γίνεται κατανοητό πως ο οπτικός προσδιορισμός του mc μπορεί να οδηγήσει σε λάθος εκτίμηση ακόμα και κατά 0.2.
Διακρίνεται ότι έως και το μέγεθος 2.5 η πληρότητα του καταλόγου αγγίζει το 97% σε αντίθεση με τα μικρότερα μεγέθη όπου η πληρότητα χαρακτηρίζεται ποιοτικά πιο χαμηλή. Το ίδιο πρόβλημα διακρίνεται και στα μεγαλύτερα μεγέθη από 4.7 μέχρι το μέγιστο του καταλόγου.
Στο παράδειγμα που ακολουθεί καθίσταται εμφανής η σωστή εκτίμηση και χρήση του παραθύρου του μεγέθους.







Σχήμα 4.10: Για την περιοχή του χάρτη (36-38 Lat 24-26 Long) για βάθη 20-40km και για τα έτη 2012-2013, η αυτόματη λύση έδωσε τις εξής εκτιμήσεις:
LSQ: b=0.94 MLE: b=0.87 Rcor=0.995 sb=0.002
Ως mc δηλώθηκε το μέγεθος 2.4.



Σχήμα 4.11: Από το τριπλό διάγραμμα αθροιστικής συχνότητας συναρτήσει μεγέθους, ανάστροφης αθροιστικής συχνότητας και πλήθος εμφάνισης ανά μέγεθος, παρατηρούμε ότι η πληρότητα του καταλόγου για το χρονικό διάστημα 2012-2013 για την περιοχή έρευνας κυμαίνεται στο 2.2.

Η επαν-επεξεργασία των δεδομένων έχοντας ως δεδομένο το mc, έδειξε ότι το μέτρο b-value τείνει να ομαλοποιείσει την διαφορά του μέτρου μεταξύ των δύο μεθόδων.

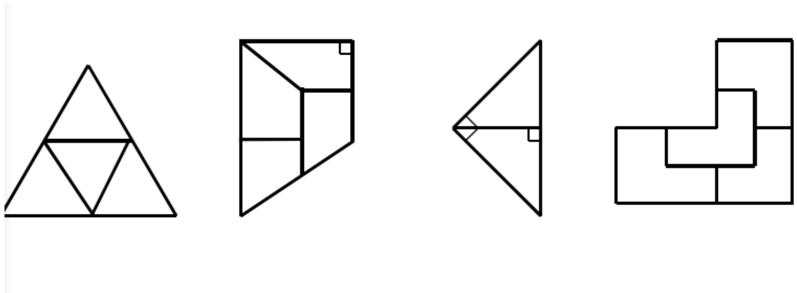
Μέθοδος LSQ: b=0.92 συντελεστής συσχέτισης R=0.995 και σφάλμα sb=0.002 .

Μέθοδος MLE: b=0.91

Παρατηρούμε ότι με την αυτόματη λύση παρατηρήσαμε 0.94-0.87 = 0.07M , ενώ στην περίπτωση manual επεξεργασίας 0.91-0.91 = 0.01M.

4.3 Fractal γεωμετρία

Όπως κάποτε οι κωνικές τομές εφαρμόστηκαν και χρησιμοποιήθηκαν από τον Kepler στην Γερμανία και τον Γαλιλαίο στην Ιταλία που παρατήρησε από το τηλεσκόπιο τα όρη του φυσικού δορυφόρου της Γης, της Σελήνης, τα φεγγάρια γύρο από τον Δία και τις φάσεις που παρουσίαζε η Αφροδίτη, κάτι που θα μπορούσε να συμβαίνει μόνο αν περιφερόταν η Γη γύρω από τον ήλιο, ώστε να εξηγηθούν οι ελλειπτικές τροχιές των πλανητών γύρω από τον αστέρα-ήλιο και η Γενική Θεωρία της Σχετικότητας του Einstein που βασίστηκε στη Γεωμετρία του Riemann, έτσι και η ανακάλυψη της fractal γεωμετρίας θεμελιώθηκε από στις ευφυής θεωρίες των μαθηματικών Georg Cantor, Felix Hausdorff , Gaston Julia και Pierre Fatou (1878-1929).
Με τον όρο fractal ή αλλιώς μορφοκλασματικά σύνολα εννοούμε τα γεωμετρικά εκείνα σχήματα τα οποία έχουν την ιδιότητα να επαναλαμβάνονται στον χώρο σε άπειρο βαθμό επανάληψης και μεγέθυνσης.
Τα fractal χαρακτηρίζονται από την λεγόμενη αυτό-ομοιότητα (self-similarity) ως προς την δομή τους. Συνεπώς αποτυπώνουν και προσεγγίζουν σε μεγάλο βαθμό την έμφυτη πολυπλοκότητα και αβεβαιότητα του κόσμου στον οποίο ζούμε.
Ο όρος αυτοομοιότητα, εκφράζει τον συσχετισμό των μικρο-αποτελούμενων μερών που δομούν το συνολικό αντικείμενο, στην κλίμακα κατασκευής του.
Ουσιαστικά ένα οποιοδήποτε τέτοιο αντικείμενο παραμένει αναλλοίωτο ακόμα και αν υποστεί τεραστίων διαστάσεων αλλαγή ως προς την κλίμακα παρατήρησης του.
Φυσικά η ιδιότητα της αυτοομοιότητας παρατηρείται και σε γεωμετρικά σχήματα Ευκλείδειας γεωμετρίας, τα οποία δεν είναι φυσικά Fractals.



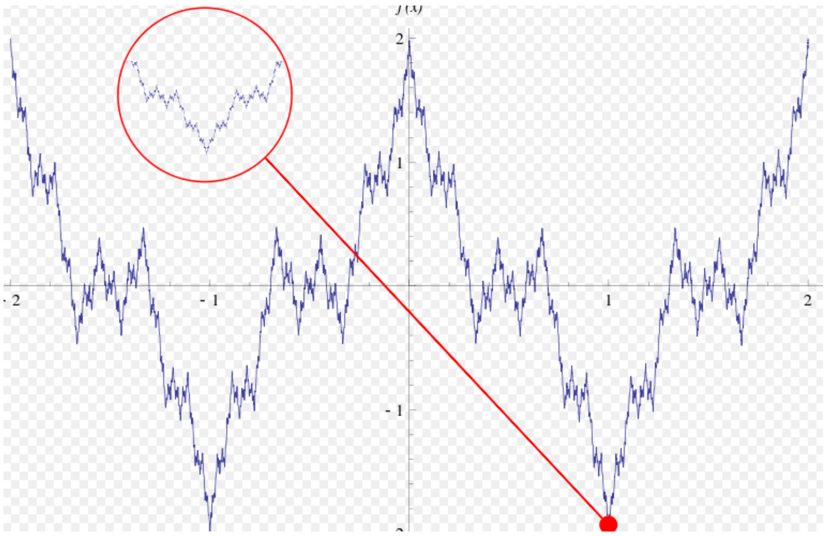
Σχήμα 4.12: Γεωμετρικά σχήματα Ευκλείδειου χώρου που παρουσιάζουν την ιδιότητα της αυτοομοιότητας της Fractal γεωμετρίας.

Η ακολουθία Fibonacci, η συνάρτηση του Weirstrass, η σκόνη του Cantor, η κίνηση Brown, τα κρυσταλλικά πλέγματα (από την μοναδιαία κυψελίδα), τα σύννεφα οι ακτογραμμές το ανθρώπινο νευρικό δίκτυο και πολλά άλλα μπορούν να εκφραστούν σύμφωνα με την μορφοκλασματικά σύνολα.
Το οξύμωρο της συνάρτηση Weierstrass έγκειται στο γεγονός ότι αν και είναι μια συνάρτηση συνεχής έστω σε ένα ορισμένο πεδίο των πραγματικών αριθμών, δεν είναι σε κανένα από αυτά τα σημεία παραγωγίσιμη!

Η μαθηματική έκφραση της είναι:

$$f(x) = \sum_{n=0}^{\infty} a^n \cos(b^n \pi x) \tag{4.43}$$

Και η γραφική παράσταση της δίνεται στο σχήμα 4.13

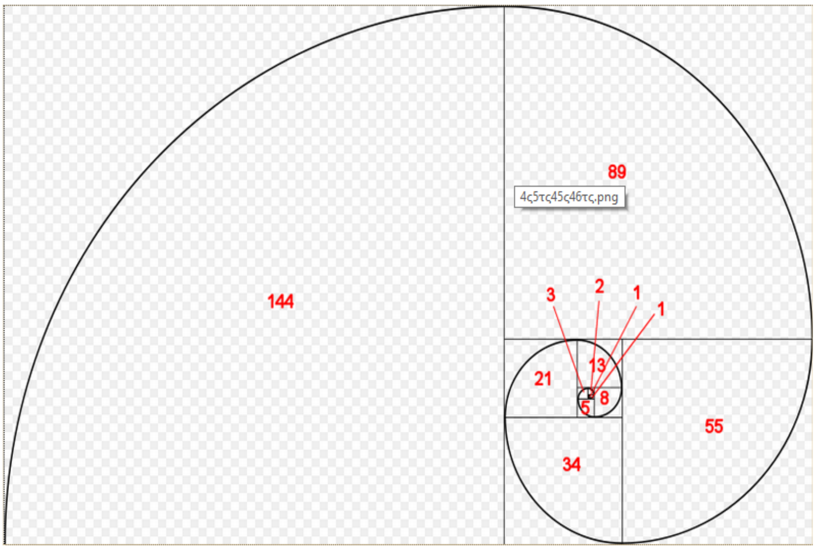


Σχήμα 4.13: Γραφική παράσταση της συνάρτησης Weierstrass. Παρατηρούμε ότι η συνάρτηση σχηματίζει ‘γωνίες’ με περιοδικότητα όπου στα σημεία αυτά η συνάρτηση αν και συνεχής, δεν παραγωγίζεται.

Η ακολουθία Φιμπονάτσι Fn ορίζεται από τον αναδρομικό τύπο:

$$Fn = Fn - 1 + Fn - 2 \tag{4.44}$$

με F_0=0 και F_1=1 .



Σχήμα 4.14 Η γραφική παράσταση της ακολουθίας Fibonacci μπορεί να θεωρηθεί ως η άπειρη επανάληψη της ίδιας σπειροειδής δομής στον χώρο.

Υπό αυτές τις περίπλοκες συνθήκες όπου η εφαρμογής της Ευκλείδειας γεωμετρίας αποτυγχάνει σε πολλά πραγματικά συστήματα, μία καταλληλότερη θεωρία εφαρμόζεται για την προσομοίωση της πραγματικότητας, η οποία βασίζεται στην ιδέα ότι η ίδια η πραγματικότητα έχει άπειρη πολυπλοκότητα με την γεωμετρική έννοια.
Στα μαθηματικά και τη φυσική, η Θεωρία του Χάους μελετά τη συμπεριφορά μη γραμμικών δυναμικών συστημάτων, όπου υπό ορισμένες συνθήκες παρουσιάζουν το φαινόμενο που είναι γνωστό ως χάος. Φυσικά τα συστήματα αυτά έχουν ως κοινό χαρακτηριστικό την παντελή έλλειψη τάξης. Χαρακτηριστικό των συστημάτων αυτών είναι η ευαίσθητη εξάρτηση τους από τις αρχικές συνθήκες και ακολούθως από μη περιοδικότητα. Η ευαισθησία αυτή έχει ως αποτέλεσμα τη φαινομενική τυχαιότητα της παρατηρούμενης συμπεριφοράς των εκάστοτε συστημάτων, παρ’ όλο που τα συστήματα αυτά χαρακτηρίζονται στην πραγματικότητα ως αιτιοκρατικά, υπό την έννοια ότι είναι καλώς ορισμένοι οι νόμοι εξέλιξής τους και δεν περιέχουν τυχαίες παραμέτρους. Στα συστήματα αυτού του είδους περιλαμβάνονται η ατμόσφαιρα, το ηλιακό σύστημα, οι τεκτονικές πλάκες, τα οικονομικά συστήματα, η εξέλιξη (μεταβολή) των πληθυσμών κ.ά. [22]

4.4 Συσχέτιση Gutenberg-Richter με γεωμετρία Fractal

Η τιμή b-value στην στατιστική των Gutenberg-Richter είναι κάτι ανάλογο (όχι ισοδύναμο) με την μορφοκλασματική διάσταση (fractal) μιας χωρικής π.χ. κατανομής, υπό την έννοια ότι εκφράζει την στατιστική της ανεξαρτήτου κλίμακας αυτο-ομοιότητας[23] (scale independent self-similarity) που παρατηρείται ανάμεσα στα μεγέθη σεισμών (που παίζουν έναν ανάλογο ρόλο με την κλίμακα, "scale") και στον αριθμό τους[24].

Δεν είναι ακριβώς ίδιο διότι τα μεγέθη αντιστοιχούν σε ενέργειες (ή σεισμικές ροπές), ενώ στις χωρικές κατανομές τύπου fractal μιλάμε για κλίμακες με διαστάσεις π.χ. σε m ή σε m^2 ή σε όγκους. Ο νόμος αυτός συνδέεται με το γεγονός ότι η σεισμική ροπή εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την επιφάνεια διάρρηξης, η οποία μπορεί να είναι από m^2 μέχρι πολλά km^2, και μιλάμε βεβαίως για τα ρήγματα των οποίων η χωρική τους κατανομή είναι επίσης fractal (με την κανονική έννοια). Στις αντίστοιχες κατανομές fractal η κλασματική διάσταση είναι πάλι η (θετική αυτή τη φορά) κλίση της αντίστοιχης ευθείας σε ένα διάγραμμα με τον λογάριθμο της κλίμακας στον οριζόντιο άξονα και τον λογάριθμο του αριθμού αντικειμένων που περιέχονται σε διαστήματα/ή κύκλους/ή σφαίρες (ανάλογα με τη διάσταση του προβλήματος) με ακτίνα μικρότερη ή ίση από την εκάστοτε κλίμακα.

Αν και θεωρητικά (σε μαθηματικά fractal αντικείμενα) η fractal διάσταση (κλίση της ευθείας) μπορεί να είναι ακριβώς η ίδια σε όλες τις κλίμακες (mono-fractal), κάτι που στα μαθηματικά αντικείμενα μπορεί να υπολογιστεί επακριβώς αναλυτικά, στην πράξη όταν πάμε να το μετρήσουμε σε ένα δείγμα δεδομένων με κάποια αριθμητική μέθοδο (π.χ. ολοκλήρωμα συσχέτισης των Grassberger-Procaccia) παίρνουμε κάτι που θυμίζει κατανομή Gutenberg-Richter αλλά με θετική κλίση, το οποίο στις μικρότερες και μεγαλύτερες κλίμακες "στραβώνει", χαλάει δηλαδή η κλίση του. Το αντίστοιχο στην Gutenberg-Richter είναι η ελάχιστη τιμή μεγέθους μέχρι την οποία συμπεριφέρεται γραμμικά ο νόμος (στην λογαριθμική διάσταση και των δύο αξόνων). Αυτή η τιμή μεγέθους ονομάζεται Mc ή completeness magnitude (μέγεθος πληρότητας) και λέμε ότι ο κατάλογος είναι πλήρης μέχρι αυτό το μέγεθος, διότι από εκεί και κάτω μας "λείπουν" σεισμοί μικρότερων μεγεθών. Συνεπώς, δεν υπάρχει στατιστική βαρύτητα στην προσπάθεια ορισμού της παραμέτρου b σε παράθυρο μεγέθους μικρότερο του Mc , παρά μόνο στο γραμμικό κομμάτι της κατανομής για M>Mc.

Για τους λόγους αυτούς κρίνεται απαραίτητο ένα καλό και πλήρες δείγμα για τον ασφαλή υπολογισμό του b-value από γραμμική παλινδρόμηση, που και πάλι, όπως και για τα fractals, έχει νόημα αν το γραμμικό κομμάτι εκτείνεται σε τουλάχιστον 2 τάξεις μεγέθους (π.χ. για μεγέθη από το 2 έως το 4 να είναι γραμμικό το διάγραμμα).

Φυσικά τα στατιστικά τεστ αποτελούν ένα κρίσιμο εργαλείο επιβεβαίωσης για το αν και κατά πόσο είναι στατιστικά σημαντικός ο εκάστοτε υπολογισμός που γίνεται για το b-value και για το αν και κατά πόσο τα σημεία στα οποία πραγματοποιείται γραμμική παλινδρόμηση εκφράζεται πράγματι από μια ευθεία γραμμή ή όχι, π.χ. από το ποσοστό εναλλαγής προσήμου στα residuals.

Κεφάλαιο V

Ανάπτυξη εφαρμογών ανάλυσης σεισμικού σήματος και στατιστικής ανάλυσης σεισμικότητας

5.1 Εισαγωγή

Για την εκπόνηση της εν λόγο πτυχιακής, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το εθνικό σεισμολογικό δίκτυο (HUSN) από το δίκτυο του τομέα γεωφυσικής-γεωθερμίας του πανεπιστημίου Αθηνών αλλά και από το Earthquake Data Center της Southern California του πανεπιστημίου Caltech (Pasadena).
Η ανάλυση των σεισμικών καταγραφών, η ποιοτική εκτίμηση των καταλόγων και η στατιστική επεξεργασία αυτών, πραγματοποιήθηκε με την ανάπτυξη λογισμικών, σε περιβάλλον Matlab και Fortran, των Quake Analysis, Seismicity Analysis και baMap αντίστοιχα. Το λογισμικό Hypo Inverse έχει υποστεί τροποποιήσεις ως προς την δομή και την ανταλλαγή δεδομένων σε συνεργασία με την εφαρμογή Quake Analysis, οπότε από εδώ και πέρα θα καλείται ως HypoInv.
Τα στατιστικά διαγράμματα που προέρχονται από την ανάλυση σεισμικού σήματος, αν και δομούνται μέσω αυτόματης διαδικασίας σε περιβάλλον Matlab, είναι κώδικας HTML και javascript (web-online διαγράμματα) και αναπτύχθηκαν σε ένα ευρύ πλαίσιο προσπάθειας διαρκής τροφοδοσίας δεδομένων σε συνθήκες online ανάλυσης σεισμικότητας και στατιστικής επεξεργασίας(βλ. seismology.gr και seismology.eu)

5.2 Προσδιορισμός παραμέτρων σεισμικής πηγής

Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων ενός σεισμικού γεγονότος απαιτείται η καταγραφή της εδαφικής κίνησης σε διάφορες περιοχές. Κρίνεται σημαντικό, η γεωμετρία του εκάστοτε σεισμολογικού δικτύου να είναι τέτοια ώστε να καλύπτει αζιμουθιακά, στο καλύτερο βαθμό, τα επικείμενα επίκεντρα της περιοχής έρευνας.
Για την ανάλυση ενός σεισμικού γεγονότος, οριοθετούμε τις 24ωρες κυματομορφές (miniseed format) σε αρχεία τύπου *.sac , ώστε το κάθε σεισμικό γεγονός να περιέχει τις καταγραφές τριών συνιστωσών (αν υπάρχουν) από τον εκάστοτε σταθμό.
Με την βοήθεια των προγραμμάτων Hypo 71 και Hypo Inverse (USGS) , HypoInv πραγματοποιείται η συστηματική ανταλλαγή των δεδομένων εισόδου(πίνακας 5.1) που προέρχονται από την διαδικασία του picking, με σκοπό την έξοδο των παραμέτρων του υποκέντρου(πίνακας 5.2).

MG04 PD0 20150330055322.382 23.633 S 1 0. 3.5 0.
MG06 PD0 20150330055322.345 23.647 S 0 0. 3.5 0.
MG07 PC0 20150330055322.356 23.661 S 0 0. 4.1 0.
MG00 P- 0 20150330055322.388 23.660 S 2 0. 3.8 0.
MG02 P 0 20150330055322.377 23.660 S 0 0. 4.4 0.
MG03 PD0 20150330055322.384 23.657 S 0 0. 4.2 0.
MG05 PC0 20150330055322.359 23.812 S 2 0. 4.2 0.
PYRG P+0 20150330055322.327 23.632 S 0 0. 3.8 0.
ROD3 P 0 20150330055323.181 25.898 S 0 0. 0. 0.
AGEO P 0 20150330055323.997 26.771 S 0 0. 0. 0.
ALIK P 0 20150330055324.507 27.939 S 0 0. 0. 0.
AGRP P 0 20150330055325.155 28.158 S 0 0. 0. 0.

Πίνακας 5.1: Δεδομένα εισόδου Quake Analysis προς επεξεργασία μέσω HypoInv.

YEAR Mo Da HR MN SEC LAT LON DEPTH MAG DMIN RMS ERX ERY ERZ NPHA GAP NSTA
2015 3 30 5 53 20.710 38.3940 21.9756 8.19 0.3 3.28 0.08 1.94 0.88 1.81 264 107 132
STA NET COM L CR DIST AZM AN P/S WT SEC TOBS TCAL DLY RES WT DUR DMAG
MG04 CL 0 0 3.28 314 155 PD 0 22.380 1.670 1.630 0.00 0.04 1.10 4 0.3
S 1 23.630 2.920 2.934 0.00 -0.01 0.83
MG06 CL 0 0 3.32 310 155 PD 0 22.350 1.640 1.630 0.00 0.01 1.10 4 0.3
S 0 23.650 2.940 2.934 0.00 0.01 1.10
MG07 CL 0 0 3.34 316 154 PC 0 22.360 1.650 1.630 0.00 0.02 1.10 4 0.3
S 0 23.660 2.950 2.934 0.00 0.02 1.10
MG00 CL 0 0 3.41 312 154 P- 0 22.390 1.680 1.640 0.00 0.04 1.10 4 0.3
S 2 23.660 2.950 2.952 0.00 -0.00 0.55
MG02 CL 0 0 3.42 314 154 P 0 22.380 1.670 1.640 0.00 0.03 1.10 4 0.3
S 0 23.660 2.950 2.952 0.00 -0.00 1.10
MG03 CL 0 0 3.42 311 154 PD 0 22.380 1.670 1.640 0.00 0.03 1.10 4 0.3
S 0 23.660 2.950 2.952 0.00 -0.00 1.10
MG05 CL 0 0 3.53 313 153 PC 0 22.360 1.650 1.640 0.00 0.01 1.10 4 0.3
S 2 23.810 3.100 2.952 0.00 0.15 0.55
PYRG HA 0 0 4.03 63 150 P+ 0 22.330 1.620 1.680 0.00 -0.06 1.10 4 0.3
S 0 23.630 2.920 3.024 0.00 -0.10 1.10
MALA CL 0 0 8.99 270 125 PD 4 22.380 1.670 2.240 0.00 -0.57 0.00 0 0.0
S 4 61.000 40.290 4.032 0.00 36.26 0.00
TRIZ HA 0 0 9.05 110 124 PD 4 22.380 1.670 2.240 0.00 -0.57 0.00 0 0.0
S 4 61.000 40.290 4.032 0.00 36.26 0.00
ROD3 HA 0 0 10.51 222 119 P 0 23.180 2.470 2.450 0.00 0.02 1.10 0 0.0
S 0 25.900 5.190 4.410 0.00 0.78 0.00
KALE HA 0 0 14.35 91 109 PD 4 22.380 1.670 3.020 0.00 -1.35 0.00 0 0.0
S 4 61.000 40.290 5.436 0.00 34.85 0.00

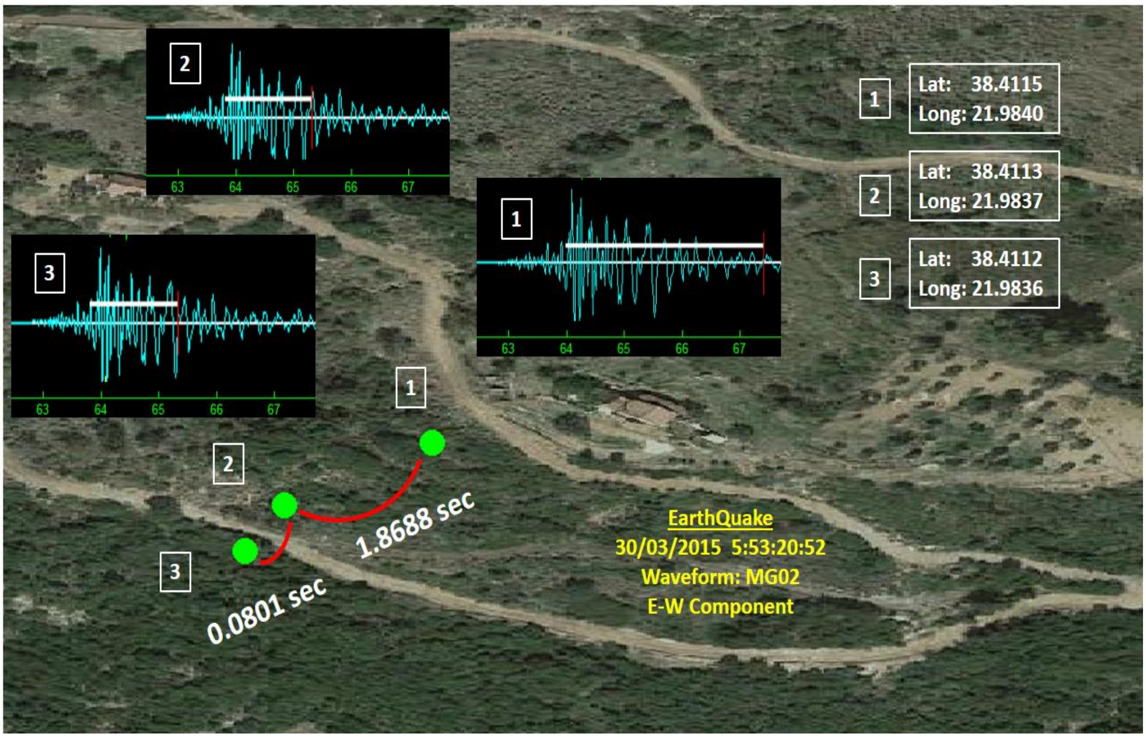
Πίνακας 5.2: Δεδομένα εξόδου HypoInv.

Τα δεδομένα εισόδου περιέχουν τις εκτιμήσεις των χρόνων άφιξης των P και S φάσεων καθώς και τις αντίστοιχες βαρύτητες αυτών, τις πρώτες αποκλίσεις από την κατακόρυφη Z συνιστώσα (συμπιέσεις – αραιώσεις) και την χρονική διάρκεια του σεισμικού γεγονότος ανά σταθμό.
Αντίστοιχα τα δεδομένα εξόδου περιέχουν τον χρόνο γένεσης του σεισμικού γεγονότος, το υπόκεντρο (γεωγραφικό μήκος – γεωγραφικό πλάτος – βάθος) και τα σφάλματα αυτών, τα χρονικά σφάλματα των χρόνων αφίξεων φάσεων ανά σταθμό, τα οποία προέρχονται από τους θεωρητικούς χρόνους σε συνάρτηση με τους observed χρόνους. Άλλοι παράμετροι που μας παρέχει το HypoInv είναι το πλήθος των φάσεων, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα κτλ.
Οι θεωρητικοί χρόνοι προέρχονται από μια διαδικασία μέσω ενός μοντέλο ταχυτήτων, όπου εκτιμάται η θεωρητική καταγραφή των ιχνών των σεισμικών ακτίνων από την στιγμή δημιουργίας τους στην σεισμική εστία, μέχρι την καταγραφή τους. Θυμίζουμε ότι οι σεισμικές ακτίνες (βλ. κεφάλαιο 2) καταγράφουν διαδρομή ελαχίστου χρόνου σύμφωνα με την θεωρία Fermat και για τον λόγο αυτό το μοντέλο ταχυτήτων που θα χρησιμοποιηθεί, θα πρέπει να ‘ακούει’ στην γεωλογία της περιοχής.
Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε συναρτήσει βάθους δίνεται στον πίνακα 5.3

Corinth Gulf
4.8 0.0
5.7 4.2
6.1 7.0
6.3 11.5
6.5 16.5
7.8 35.0
8.0 80.0

Πίνακας 5.3: Τοπικό μοντέλο ταχυτήτων προερχόμενο από σεισμική τομογραφία. Στην πρώτη στήλη δίνεται το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους και στην δεύτερη στήλη η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων εκφρασμένη σε km/sec.

Η συνεχής διαφορές ως προς το μέγεθος αλλά και το υπόκεντρο των σεισμικών γεγονότων που παρατηρείται μετά την εκδήλωση ενός σεισμού από τα διάφορα ιδρύματα και ινστιτούτα οφείλονται είτε στην διαφορετική προσέγγιση του σεισμικού μεγέθους (βλ κεφάλαιο 2 κορεσμός μεγεθών και διαφορετικά συχνοτικά παράθυρα) είτε από λάθος εκτιμήσεις του μοντέλου ταχυτήτων αλλά και των χρόνων αφίξεων των κυμάτων χώρου.
Τα δεδομένα του πίνακα 5.3 οριοθετούν ολόκληρο τον ελληνικό χώρο σε οριζόντια στρώματα με σταθερές ταχύτητες. Αν υποθέσουμε ότι ένα σεισμικό γεγονός έχει υπόκεντρο κοντά στην περιοχή της Κρήτης, τα κύματα που θα καταγραφούν σε σταθμούς της Θράκης, της Μακεδονίας της Ηπείρου αλλά και του Ιονίου θα έχουν διασχίσει ένα όχι και τόσο ομογενή χώρο με σταθερά πάχη και με αυστηρά καθορισμένες ταχύτητες, αλλά έναν χώρο με αρκετά πολύπλοκη έως χαοτική γεωλογία(υπολείμματα ωκεανού Τηθύος, επωθήσεις και εφιπεύσεις τεκτονοστρωματογραφικών τερέν, κανονικά ανάστροφα και αποσχιστικά ρήγματα στις εσωτερικές και εξωτερικές Ελληνίδες, διαφορετικά τεκτονικά καθεστώτα τάσεων, μαγματικός θάλαμος ηφαιστειακού τόξου-Σαντορίνης κτλ), με αποτέλεσμα την μη ορθή εκτίμηση των παραμέτρων της σεισμικής πηγής.
Στα σχήματα 5.1 και 5.2 διακρίνεται η χορική μετατόπιση του υποκέντρου ενός σεισμικού γεγονότος με μοναδική αλλαγή τον χρονικό προσδιορισμό άφιξης των S κυμάτων χώρου στον σταθμό MG02 στην συνιστώσα διεύθυνσης E-W.
Το root mean square (RMS) του γεγονότος είναι 0.08 και το μεγαλύτερο σφάλμα χρόνου φάσης σταθμού είναι της τάξης των 0.02 δευτερολέπτων. Στον σταθμό MG02 το σφάλμα στην πρώτη περίπτωση είναι της τάξης των 3.5sec , στην δεύτερη και τρίτη περίπτωση το σφάλμα ορίζεται στα 1.3sec καθώς η χρονική ολίσθηση είναι της τάξης των 0.08sec.

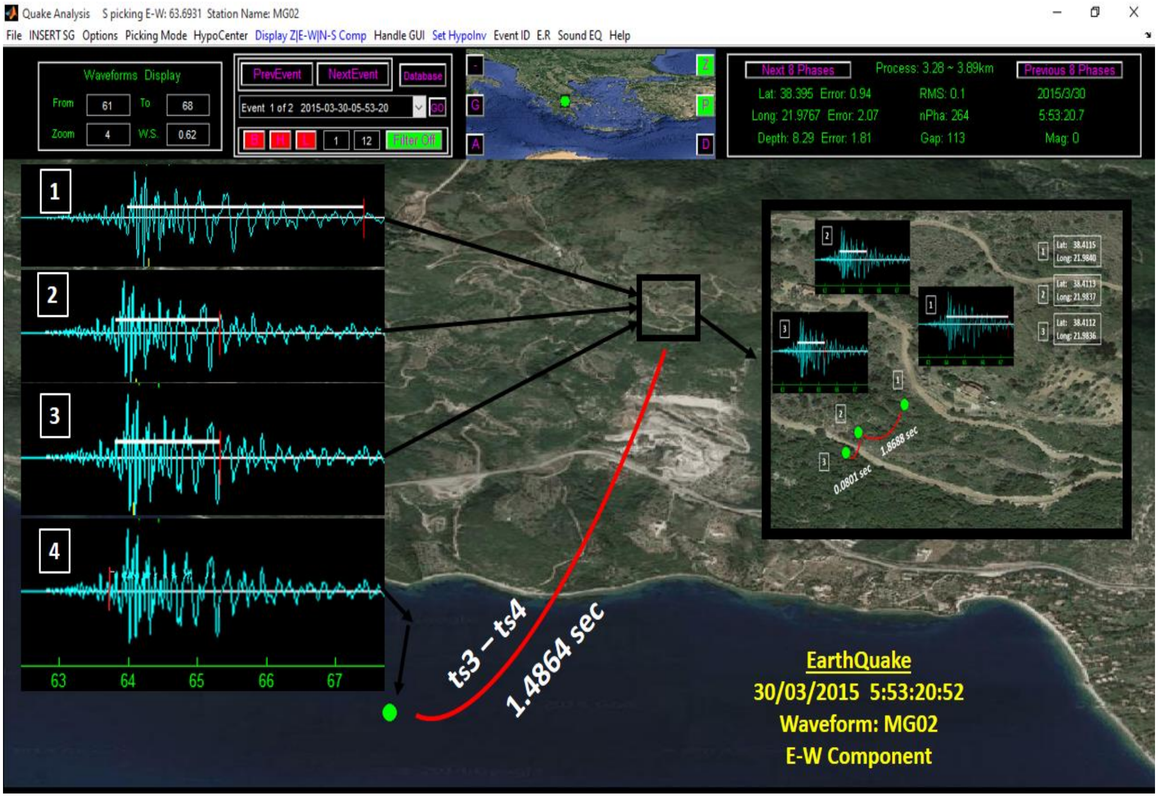


Σχήμα 5.1: Μεταβολή υποκέντρου υπό διαφορετικές εκτιμήσεις άφιξης της S φάσης.

Το υπόκεντρο 1 έχει επικεντρικές χωρικές συντεταγμένες Lat: 38.4115 Long: 21.9840 και ο προσδιορισμός της S φάσης δίνεται γραφικά στην κυματομορφή 1. Όταν το σφάλμα θεωρητικού χρόνου ελαχιστοποιείται, παρατηρείται μετατόπιση του υποκέντρου με χωρικές συντεταγμένε Lat: 38.4113 Long: 21.9837. Η διαφορά S_1 με S_2 είναι της τάξης των 1.8688sec. Καθώς το σφάλμα θεωρητικού χρόνου συνεχίζει να ελαχιστοποιείται παρατηρείται μια μετατόπιση του επικέντρου, ανάλογη με την διαφορά ts_2 με tS_3 η οποία πλέον είναι 0.0801sec.
Η ορθή επιλογή του χρόνου άφιξης, προσφέρει ένα περεταίρω υποκεντρικό dislocation με μεγάλη και μη αναλογική απόκλιση γεωγραφικού μήκους και πλάτους σε σχέση με τις περιπτώσεις 1~3. Έχοντας ως δεδομένο ότι η διαφορά μεταξύ των χρόνων ts_3 και ts_4 είναι 1.4864sec θα περιμέναμε η μετατόπιση του επικέντρου να είναι της τάξης των δεκάδων έως λίγων εκατοντάδων μέτρων, όμως στο σχήμα 5.2 παρατηρείται το καινούργιο επίκεντρο να απέχει αρκετές δεκάδες χιλιόμετρα από την καλά καθορισμένη ‘cluster’ περιοχή των τριών πρώτον περιπτώσεων εξαιτίας της απότομης αλλαγής βάθους.
Σύμφωνα με την σχέση 5.1 το μήκος ενός ρήγματος μπορεί να εκτιμηθεί σε συνάρτηση με το μέγεθος του σεισμού.

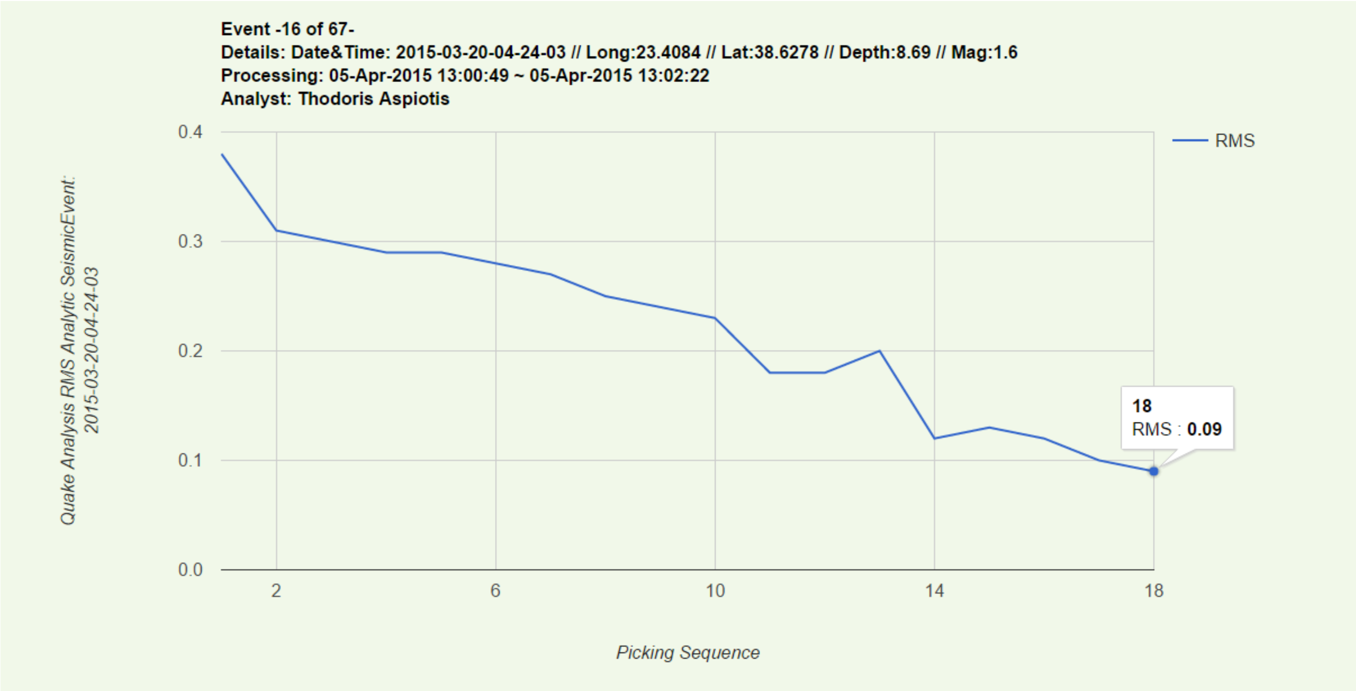
$$logL = 0.51M - 1.85 \qquad (5.1)$$

Σύμφωνα με την σχέση αυτή ένα ρήγμα με μήκος 52km μπορεί να δώσει επιφανειακό μέγεθος 7.0Ms ενώ αν το μήκος υπερβαίνει τα 300km τότε το ρήγμα αυτό μπορεί να αποδώσει ενεργειακά σεισμό με επιφανειακό μέγεθος 8.5 Ms. Συνεπώς σε ακόμα μικρότερα σεισμικά μεγέθη που χαρακτηρίζουν και την καθημερινή σεισμικότητα της χώρας μας, μικροεσφαλμένες εκτιμήσεις στους χρόνου άφιξης με την διαδικασία του picking μπορεί να οδηγήσουν πολλά σεισμικά γεγονότα σε περιοχές μακριά από τις επιφάνειες των ρηγμάτων τα οποία έδωσαν τα ίδια το γεγονότα.

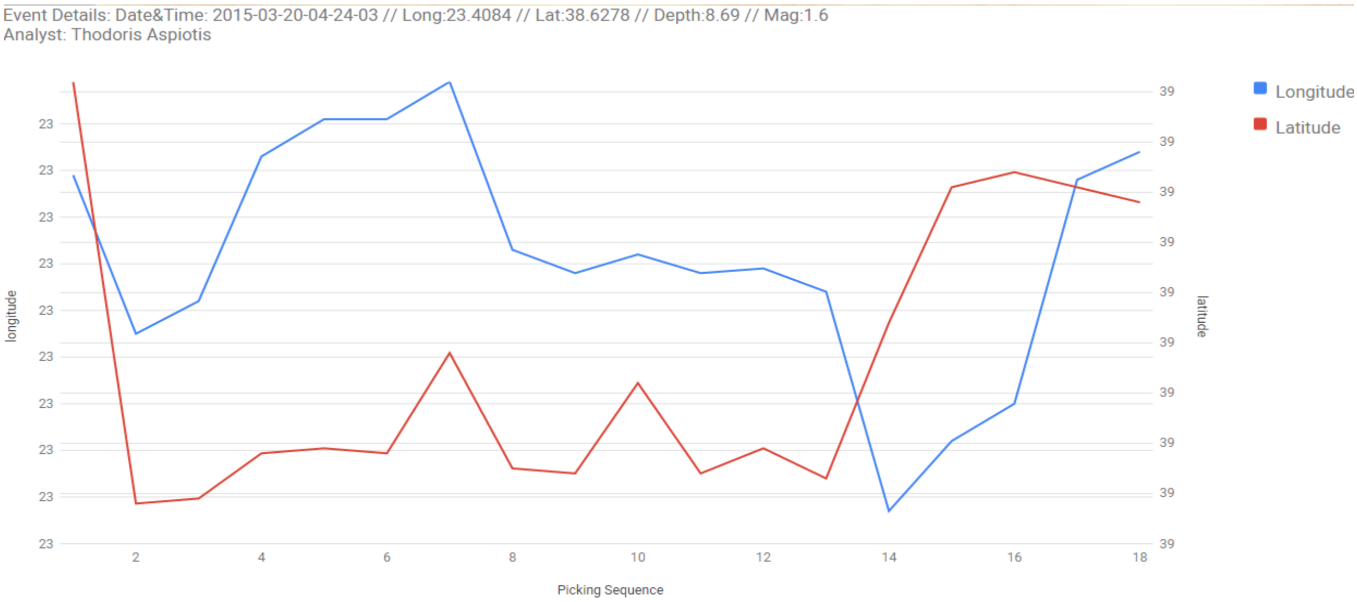


Σχήμα 5.2: Μεταβολή υποκέντρου στην περίπτωση ταύτισης θεωρητικού και παρατηρούμενου χρόνου.

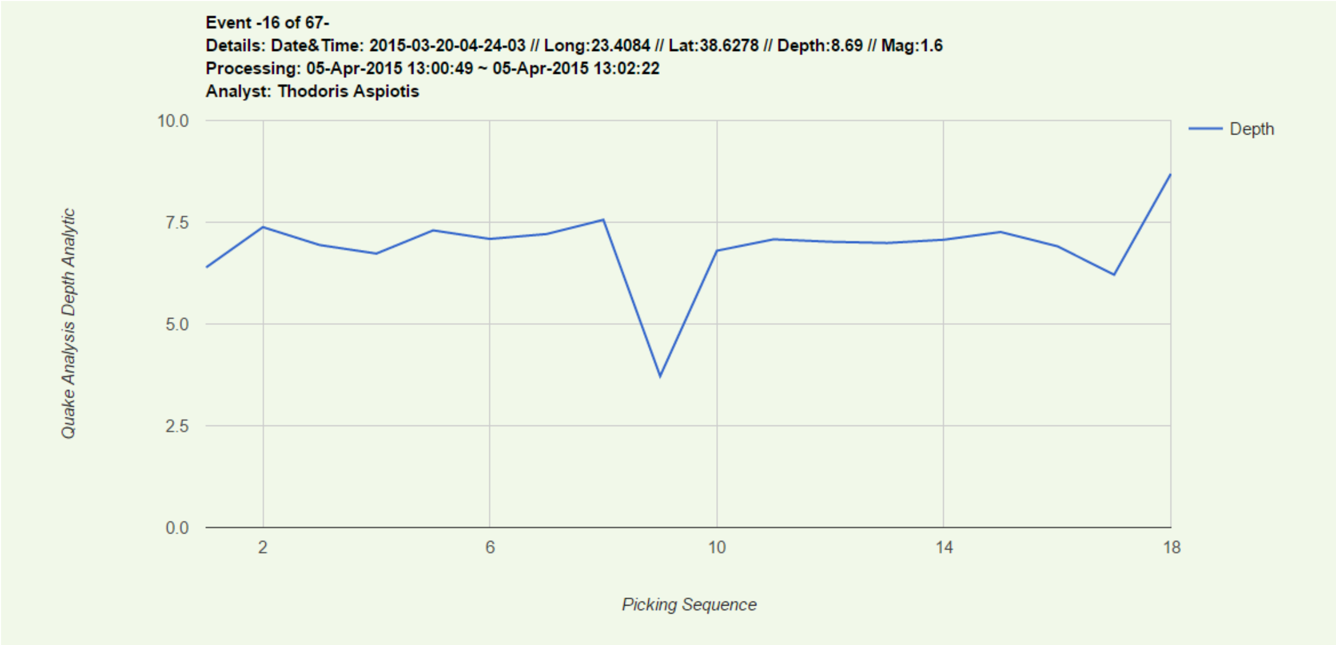
Η διαδικασία της ανάλυσης σήματος (picking sequence) από έμπειρο/η σεισμολόγο έχει ως βασικό και κύριο στόχο τον προσδιορισμό των χωροχρονικών παραμέτρων της σεισμική πηγής καθώς και τον προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης. Η συμπεριφορά του σφάλματος RMS, ο επαναπροσδιορισμός του υποκέντρου ανά εκτίμηση χρόνων αφίξεως (γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος και βάθος) δίδονται γραφικά στα σχήματα 5.3 , 5.4 και 5.5 αντίστοιχα.



Σχήμα 5.3: Μεταβολή RMS κατά την διαδικασία ανάλυσης σεισμικού σήματος. Η πτωτική τάση συνεπάγεται υπόκεντρο με μικρότερα χωροχρονικά σφάλματα.



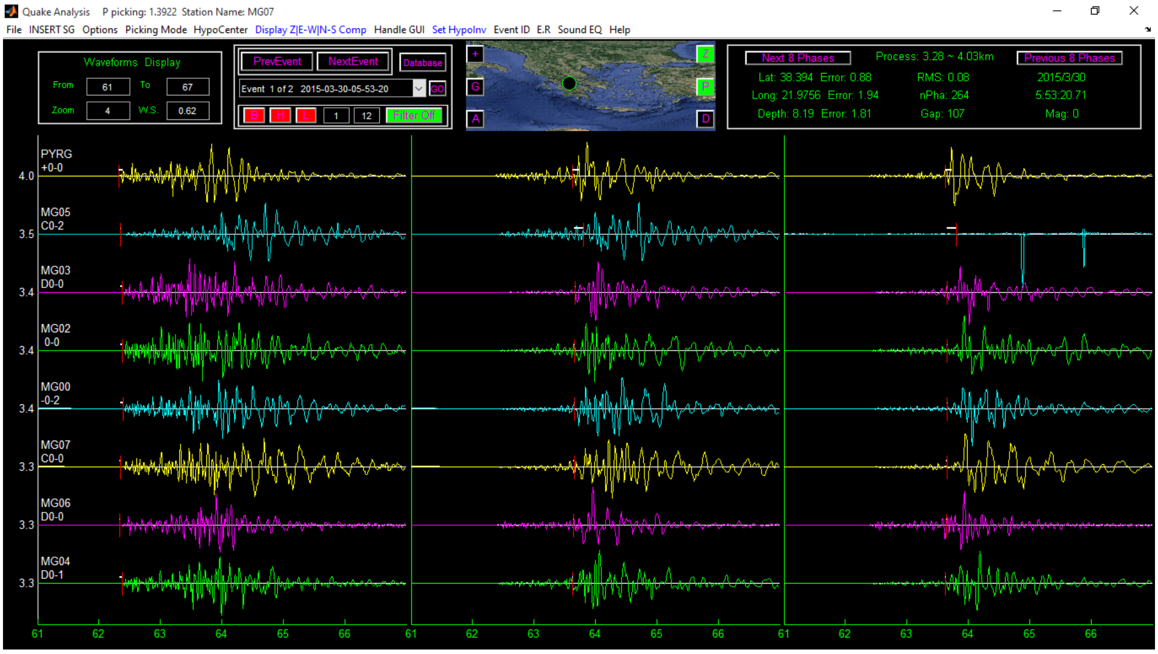
Σχήμα 5.4: Χωρική μετατόπιση επικέντρου με την διαδικασία του manual picking.



Σχήμα 5.5: Κατανομή βάθους(παράγοντας υποκεντρικής εστίας) συναρτήσει 18 διαφορετικών picking με εύρος ακραίων τιμών τα 5.1km.

Ο διαχωρισμός των τεταρτημοριών σε συμπιέσεις (compression) και αραιώσεις (dilatation) πραγματοποιείται στην κατακόρυφη Z συνιστώσα και με την βοήθεια του ειδικού display S.RT. (Same Reference Time) στο οποίο οι κυματομορφές αποδίδονται με κοινό σημείο αναφοράς τον χρόνο άφιξης της P φάσης. Όταν το αζιμουθιακή των σταθμών βρίσκεται κοντά σε ένα από τα δύο επίπεδα του ρήγματος (κύριο και βοηθητικό) τότε η καθαρή συμπίεση C και η καθαρή αραίωση D μεταπίπτουν σε μερικές συμπιέσεις + και μερικές αραιώσεις - (σχήμα 5.6).
Τέλος σε κάθε σταθμό, δίνεται και ένας παράγοντας βαρύτητας, ο οποίος χαρακτηρίζει την επιλογή του Picking. Στο Quake Analysis ο παράγοντας αυτός εισάγεται με τα πλήκτρα 0, 1, 2, 3 και 4 με μεγαλύτερη-σημαντικότερη βαρύτητα την μηδενική τιμή και nullify παράγοντα τον αριθμό 4. Σε περιπτώσεις όπου ο χρήστης δεν εισάγει κάποια βαρύτητα, δίνεται αυτόματα στο picking η τιμή 0 (σχήμα 5.6). Με τον τρόπο αυτό μπορούμε να τροφοδοτήσουμε το πρόγραμμα με περισσότερα δεδομένα ή να θέσουμε κάποιες εκτιμήσεις ως μη σημαντικές, όπου για διάφορους λόγους όπως της υπέρθεσης σήματος, απότομη αλλαγή του λόγου θορύβου προς σήμα, spikes(βλ. σχήμα 5.6 σταθμός MG05 στην συνιστώσα N-S) κυματομορφών, πτώση τάσης σεισμογράφου και επιταχυνσιογράφου, μικρό μέγεθος, μεγάλη επικεντρική απόσταση κτλ. όπου η ποιότητα της επιλογής του αναλυτή δέχεται αμφισβητήσεις.
Οι εν λόγω πληροφορίες δίνονται στην αρχή των κυματομορφών της αριστερής στήλης (κατακόρυφη συνιστώσα) με την μορφή:

[C_D_-_+][Weight of P phase] – [Weight of S phase]



Σχήμα 5.6: Προσδιορισμός βαρύτητας των χρόνων άφιξης και εισαγωγή παραμέτρων για την εκτίμηση του μηχανισμού γένεσης του σεισμικού γεγονότος.

Η εκτίμηση του μεγέθους, πραγματοποιείται με την σχέση σεισμικού μεγέθους διάρκειας σήματος και ορίζεται για κάθε κυματομορφή ο χρόνος από την άφιξη της P φάσης μέχρι το χρονικό σημείο που η εδαφική κίνηση δεν ξεπαιρνάει το καθεστώς του θορύβου (Καβύρης, 2003, Kaviris et al., 2007)

$$M_d = A + BlogD + C\Delta \qquad (5.2)$$

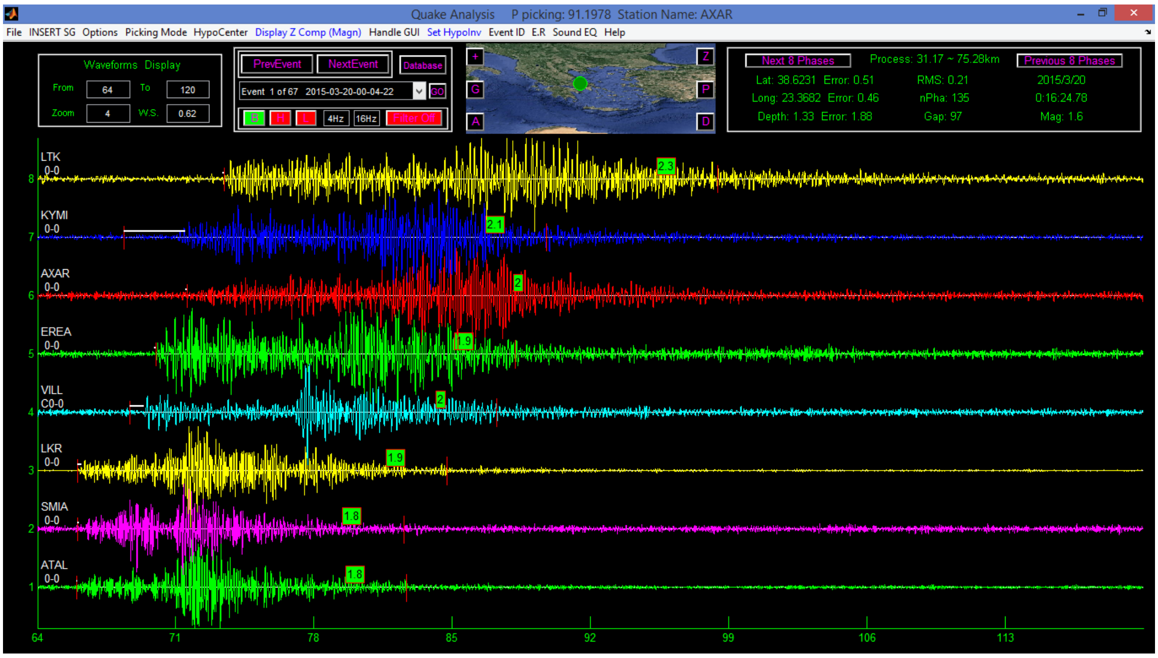
Οι σταθερές που χρησιμοποιήθηκαν δίνονται στο αρχείο commands.hyp και είναι οι εξής:

A B C
DUR -1.10 2.35 0 0.0012 0 0 0 0 0 0 9999 0 .

Ο πίνακας 5.4 περιέχει τις παραμέτρους των εντολών του αρχείου commands.hyp όπου στην γραμμή 12 διακρίνεται ο προσδιορισμών των σταθερών προς εφαρμογή της σχέσης 5.2 .

COP 3
200 T 2000 0 ! F year=2digit, T=Y200
H71 1 1 5 ! output sum, terminator, input stations
ERF F
APP F F F
LST 2 1 1
ZTR 8
POS 1.80
DIS 3 50 1 8
ERR .50
MAG 1 F 1 1
DUR -1.10 2.35 0 0.0012 0 0 0 0 0 0 9999 0
REP T T
PHS 'hypoinv.inp'
CRH 1 'vel_01.mod'
STA 'stations_hypoinverse.dat'
PRT 'hypoinv.prt'
SUM 'hypoinv.sum'
ARC 'hypoinv.arc'
MFL 'hypoinv.mfl'
LOC
STO

Πίνακας 5.4: Εισαγωγή HYPO παραμέτρων αλλά και των σταθερών για την σχέση μεγέθους διάρκειας.

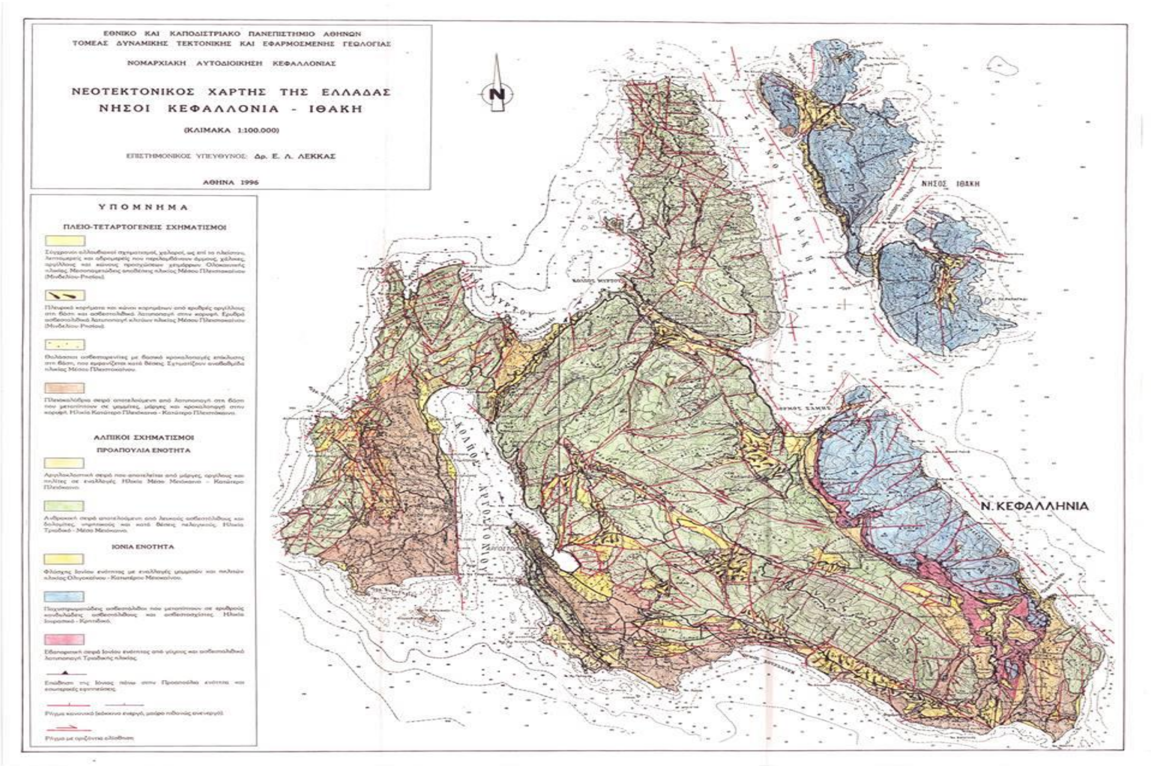


Σχήμα 5.7: Σεισμική διάρκεια σήματος σε κυματομορφές συναρτήσει επικεντρικής απόστασης

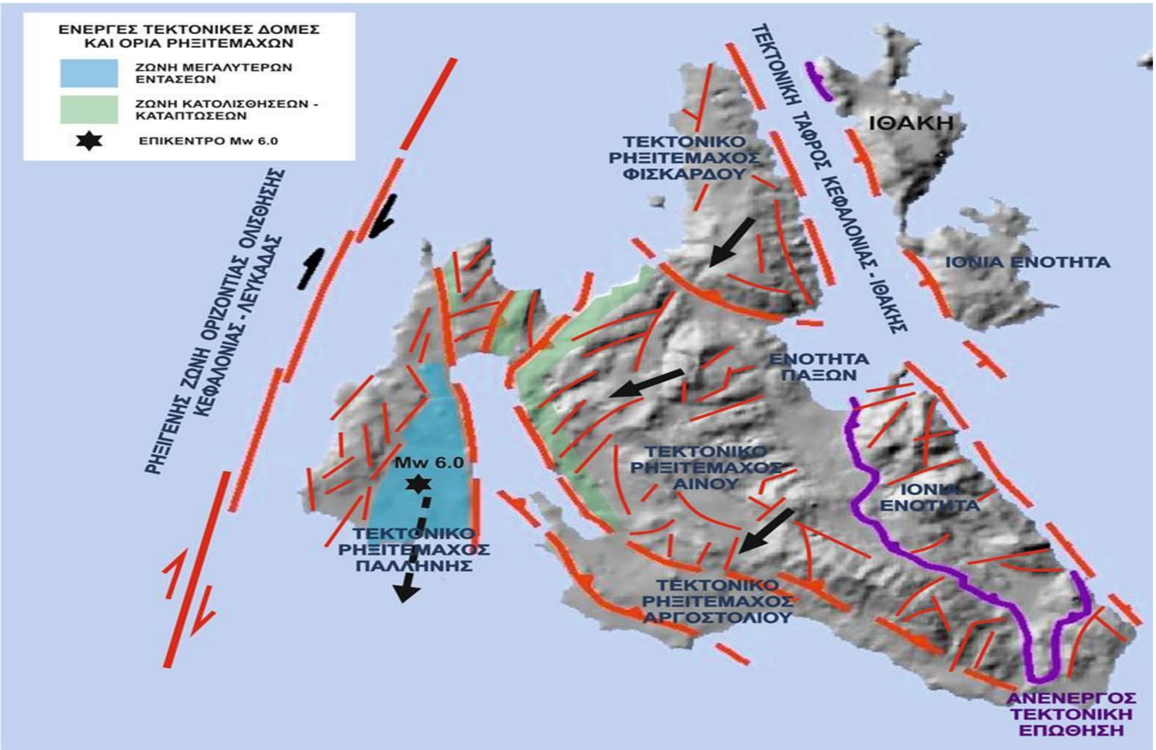
Η διαδικασία της ανάλυσης σεισμικού σήματος, αποσκοπεί στην δημιουργία σεισμικών καταλόγων όπου αναφέρονται όλα τα σεισμικά γεγονότα συναρτήσει του χρόνου γένεσης αυτών.

5.3 Πληρότητα και στατιστική ανάλυση σεισμικού καταλόγου Κεφαλονιάς

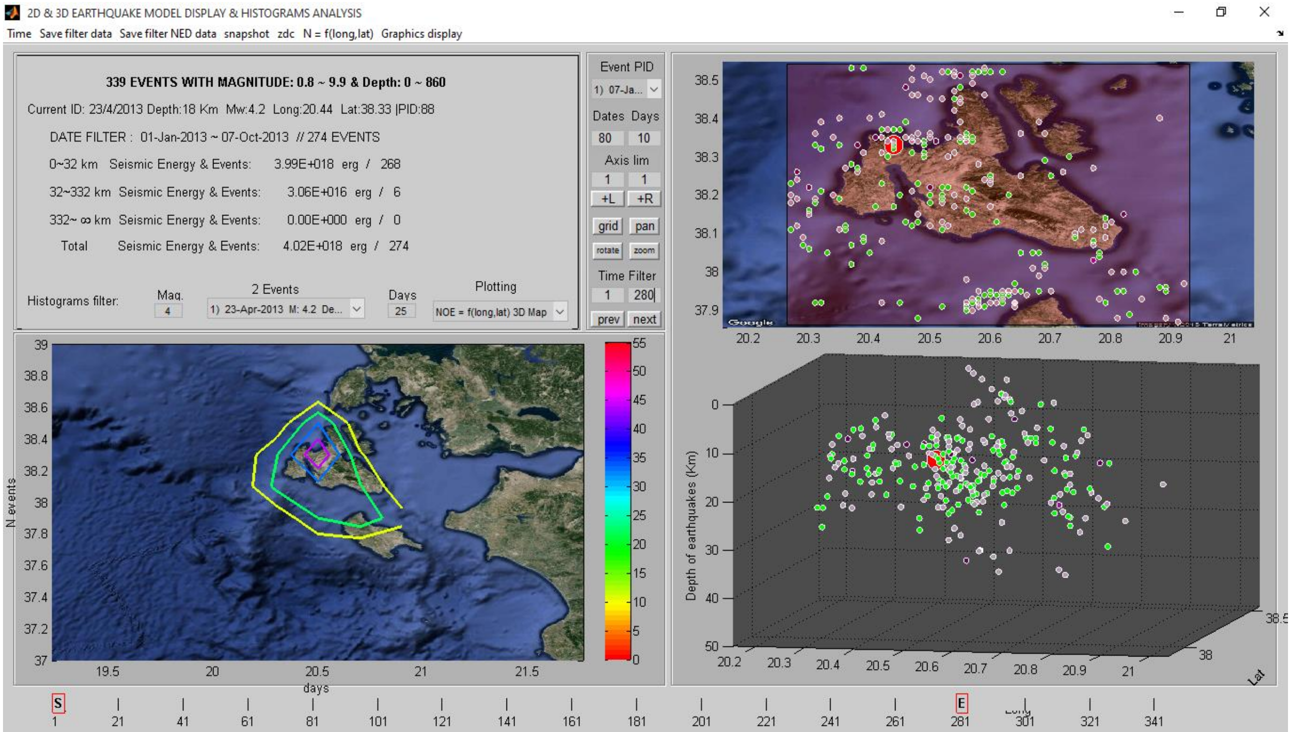
Η ολοκλήρωση της διαδικασίας ανάλυσης σήματος, παρέχει ένα χρήσιμο εργαλείο στα χέρια των σεισμολόγων, που ακούει στο όνομα κατάλογος σεισμικότητας.
Ο κατάλογος αυτός παρέχει, σχετικά, όλα τα σεισμικά γεγονότα της εκάστοτε περιοχής έρευνας με τα μικρότερα δυνατά σφάλματα και μπορεί να επεξεργαστεί με διάφορες μεθοδολογίες έχοντας ένα μεγάλο εύρος εφαρμογών, από τον προσδιορισμό και την μεταβολή των τάσεων μιας περιοχής μέχρι και την σεισμική πρόγνωση με καθαρά στατιστική επεξεργασία όπου όταν στην μεθοδολογία παρεμβαίνει και ο παράγοντας τεκτονικής-γεωλογίας τότε η ανάλυση καλείται ως ημι-στατιστική.
Καθοριστικός παράγοντας για την ομαλή και ορθή ανάκτηση των αποτελεσμάτων αυτών, αποτελεί ο έλεγχος πληρότητας των σεισμικών καταλόγων.
Με την γραφική απόδοση και με την βοήθεια ιστογραμμάτων μπορεί να εκτιμηθεί η σεισμικότητα ανά διάφορα χρονικά παράθυρα συναρτήσει του αριθμού των γεγονότων, της εκλυόμενης ενέργειας, του λογαρίθμου της ενέργειας για τον ομαλοποίηση των αποτελεσμάτων, της κατανομής των σεισμικών γεγονότων για διάφορα στρώματα του υπεδάφους, της πυκνότητας και της χωρικής κατανομής των επικέντρων και υποκέντρων, της κατανομής του μέγιστου παρατηρούμενου μεγέθους κτλ.
Στην παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στατιστική επεξεργασία σε δύο διαφορετικές περιοχές υπό τελείως διαφορετικά τεκτονικά και σεισμοτεκτονικά καθεστώτα.
Η πρώτη περιοχή αναφέρεται στον Ελληνικό χώρο και πιο συγκεκριμένα στο νησί της Κεφαλονιάς, στο διάστημα 2013 και 2014 με κύριο γεγονός τον σεισμό μεγέθους 5.8(αυτόματη λύση) , 26/01/2014. Η περιοχή της Κεφαλονιάς κυριαρχείται από ένα τεκτονικό καθεστώς τάσεων συμπίεσης με σημαντικά τεκτονικά παραμορφωτικά επεισόδια, τα οποία διακόπτονται κατά καιρούς από την επίδραση της βαρύτητας με αποτέλεσμα την αποσυμπίεση των τάσεων και την αλλαγή του καθεστώτος από συμπίεση σε εφελκυσμό.
Η γεωλογία της περιοχής και οι τεκτονικές μορφές της δομήθηκαν κατά την περίοδο την αλπικής παραμόρφωσης και πιο συγκεκριμένα με την τοποθέτηση του Ιόνιου καλύμματος πάνω στην ενότητα των Παξών κατά την ψυχρή περίοδο του κατωτέρου πλειόκαινου, δηλαδή περίπου πέντε εκατομμύρια χρόνια πριν.
Η επώθηση αυτή μπορεί να παρατηρηθεί και σήμερα στο ύπαιθρο από τα ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και ΝΔ-ΒΑ. Φυσικά η πραγματική φύση των ρηγμάτων αλλά και τα νεότερα ρήγματα είναι αρκετά πιο περίπλοκα αφού στα ρήγματα της Αγίας Ευφημίας και Αίνου μετασχηματισμού υπάρχει και οριζόντια συνιστώσα κίνησης. Φυσικά το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα της περιοχής είναι κυρίως οριζόντιας ολίσθησης (strike slip σχήμα 5.9).
Το ρήγμα του Αργοστολίου και αρκετά από τα ρήγματα της χερσονήσου της Παληκής, συντάσσονται σε ένα σύστημα ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ
Στον χάρτη της Κεφαλονιάς (σχήμα 5.8) διακρίνονται το πολύπλοκο γεωλογικό και γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής με τα σημαντικότερα ρήγματα να παρουσιάζονται ως συνεχή γραμμικά στοιχεία.



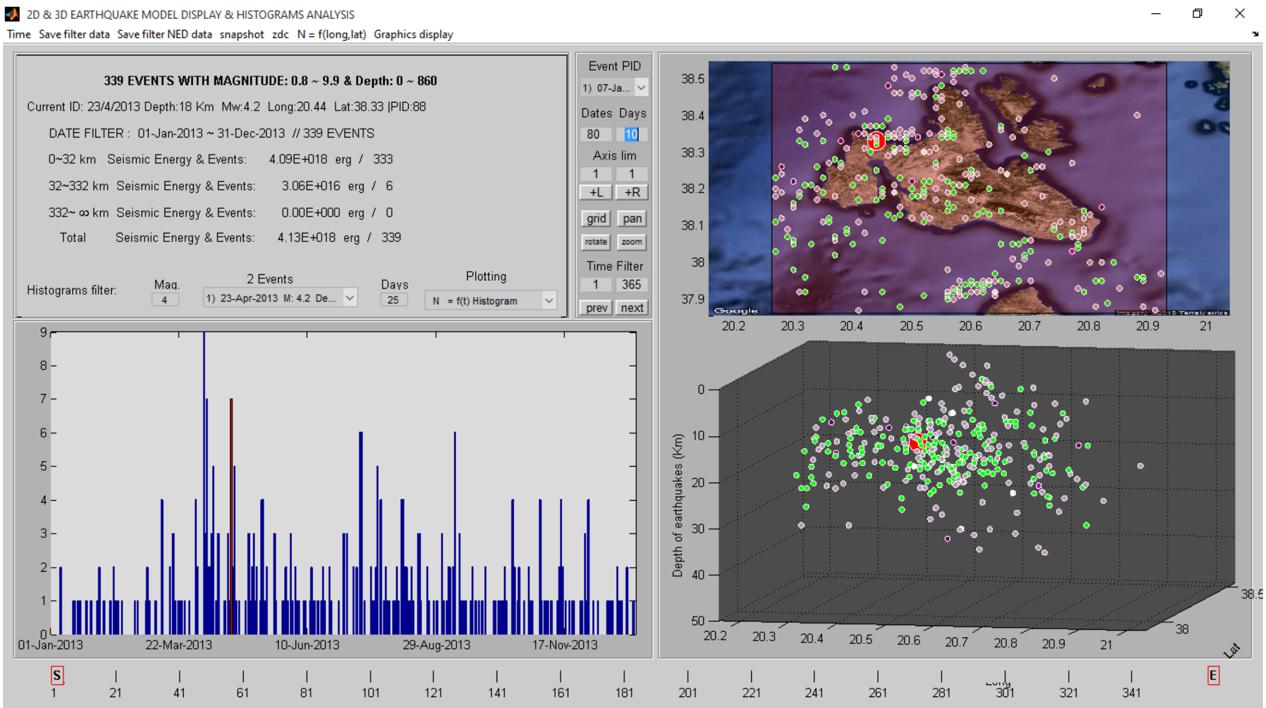
Σχήμα 5.8: Νεοτεκτονικός χάρτης νήσου Κεφαλληνίας.



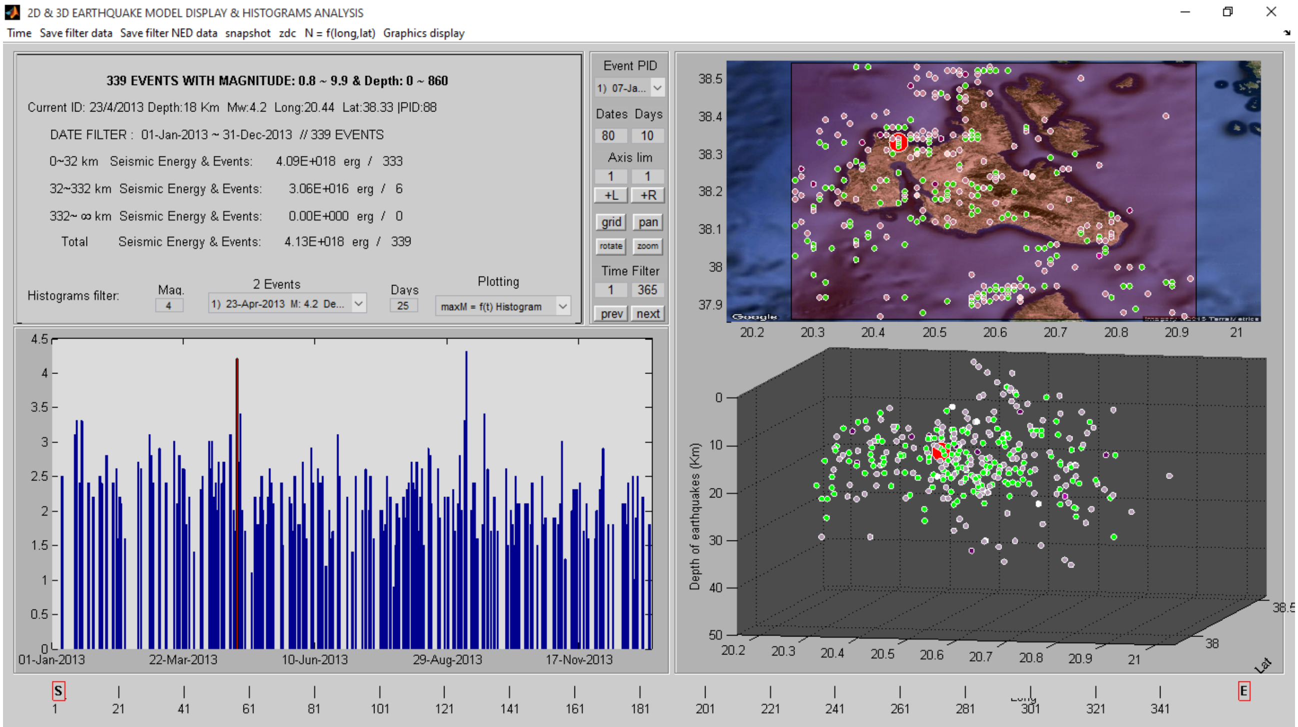
Σχήμα 5.9: Τεκτονικές δομές και όρια ρηξιτεμαχών. Το επίκεντρο αναφέρεται στο σεισμικό γεγονός που έλαβε χώρα τον Ιανουάριο του 2014



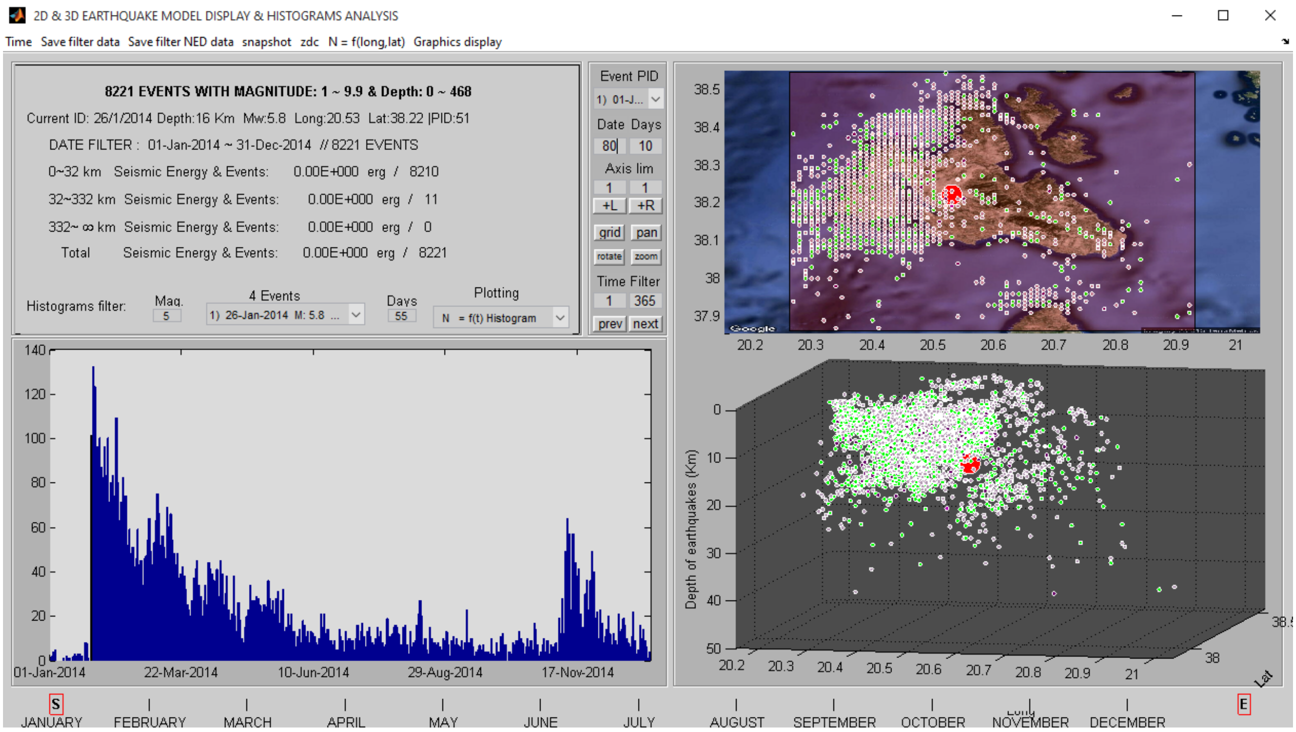
Σχήμα 5.10: Κατανομή πυκνότητας σεισμικότητας στην περιοχή Κεφαλλονιάς 2013



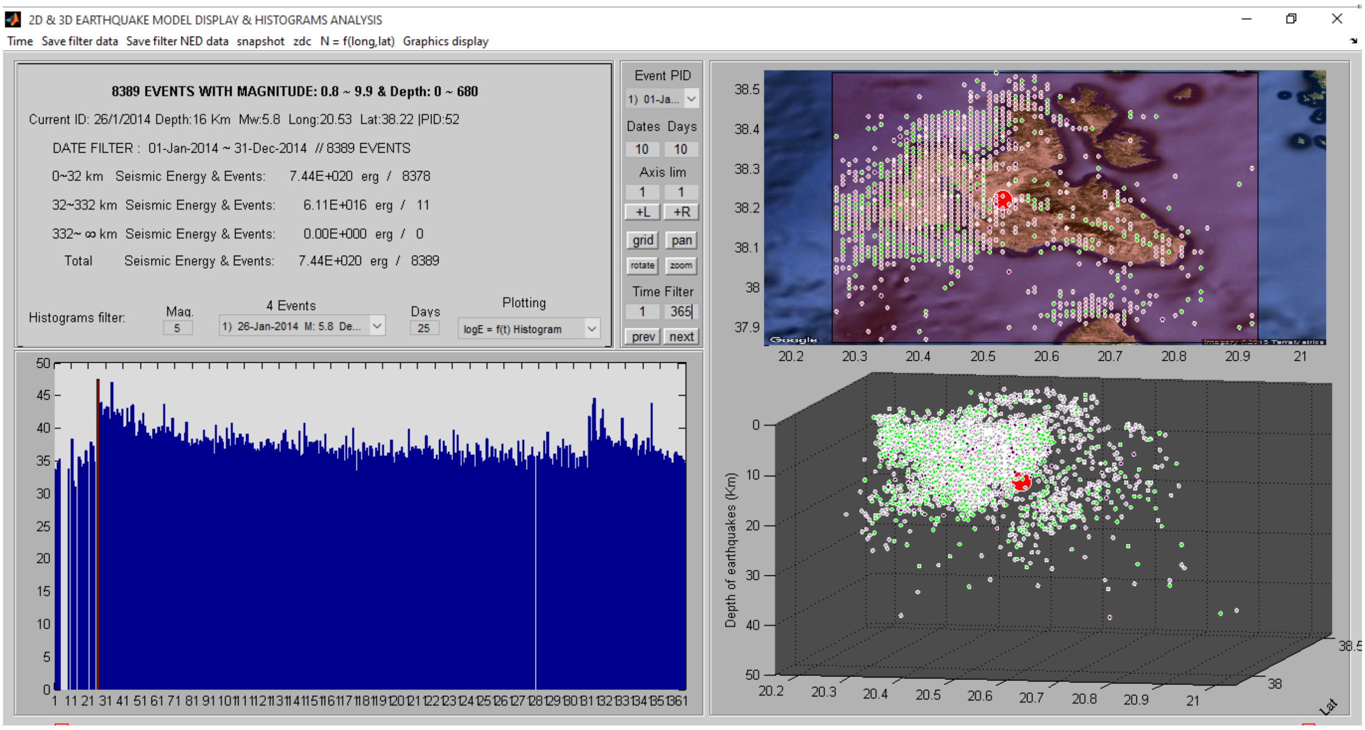
Σχήμα 5.11: Κατανομή αριθμού σεισμικών γεγονότων ανά ημέρα του έτους 2013.



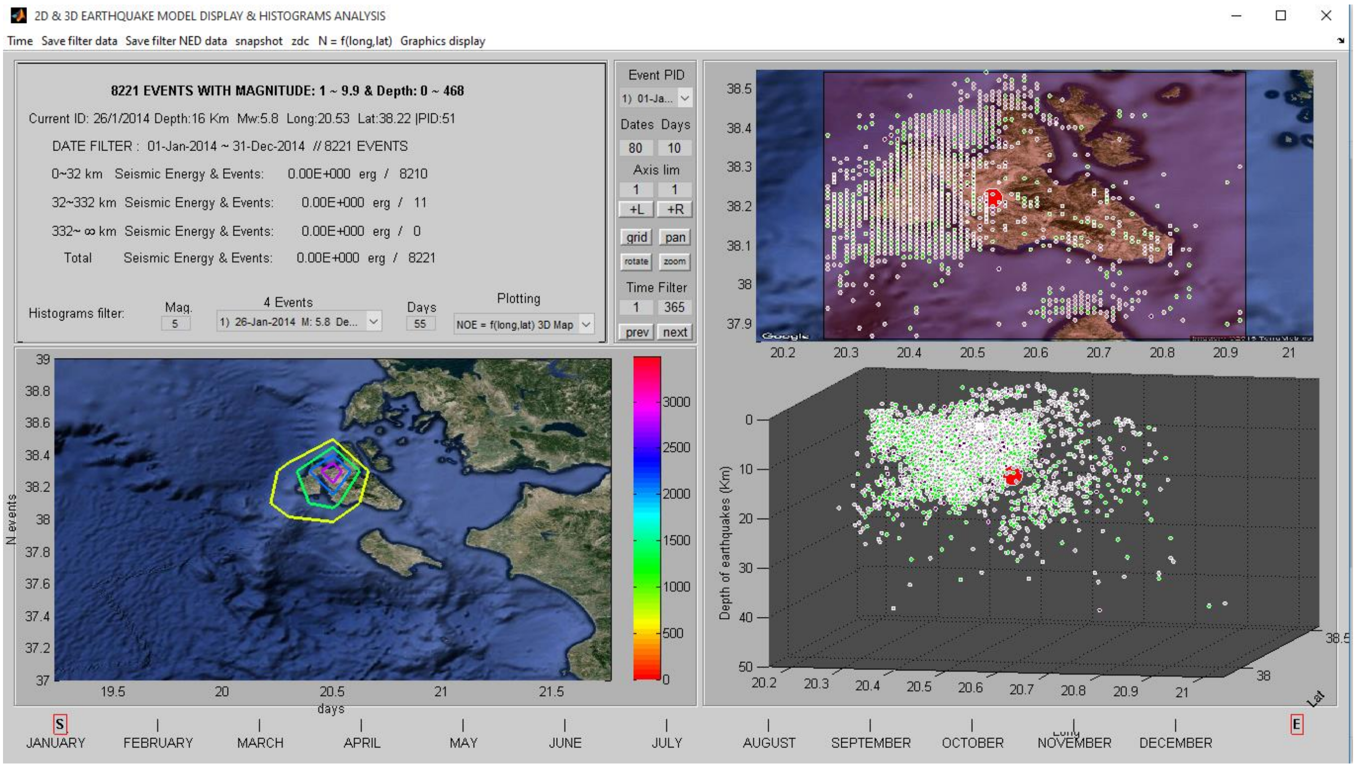
Σχήμα 5.12: Μεταβολή μέγιστου σεισμικού μεγέθους ανά ημέρα 2013.



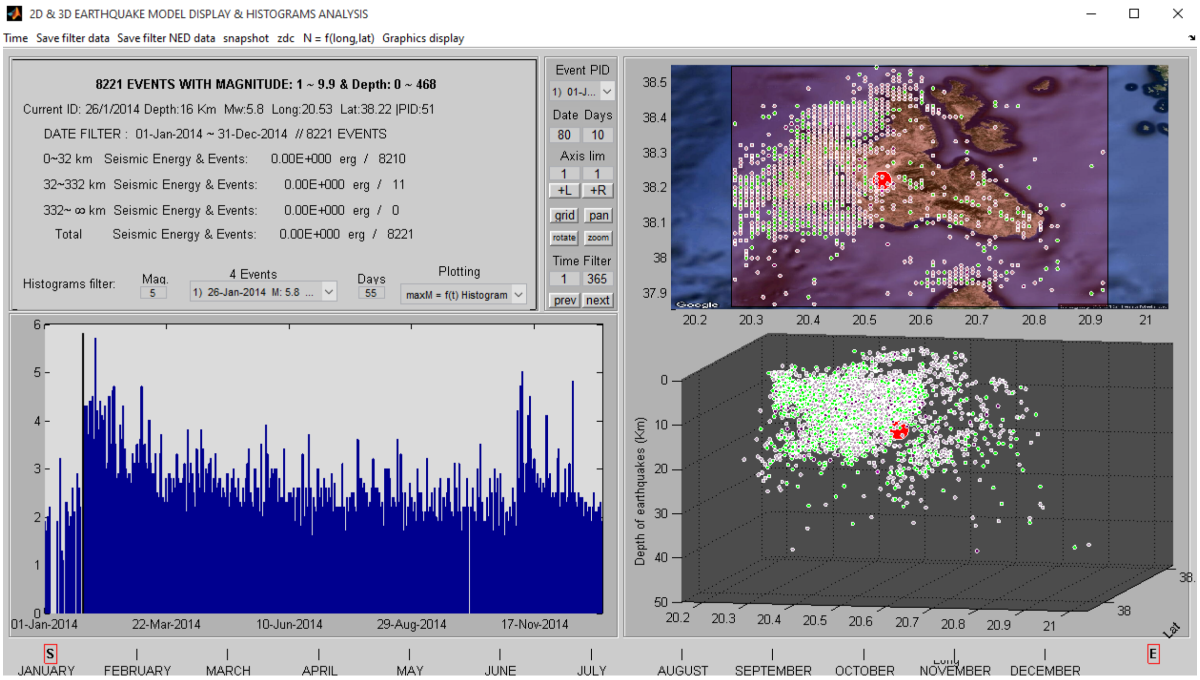
Σχήμα 5.13: Κατανομή αριθμού σεισμικών γεγονότων ανά ημέρα το έτος 2014.



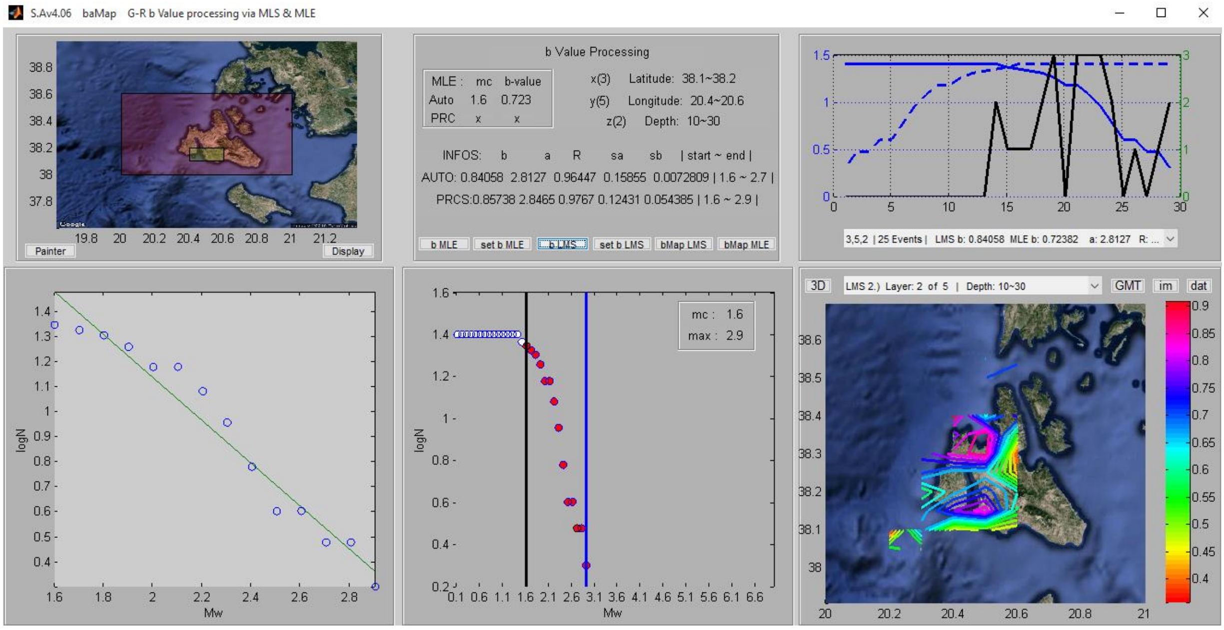
Σχήμα 5.14: Λογαριθμική μεταβολή ενέργειας ανά ημέρα το έτος 2014.



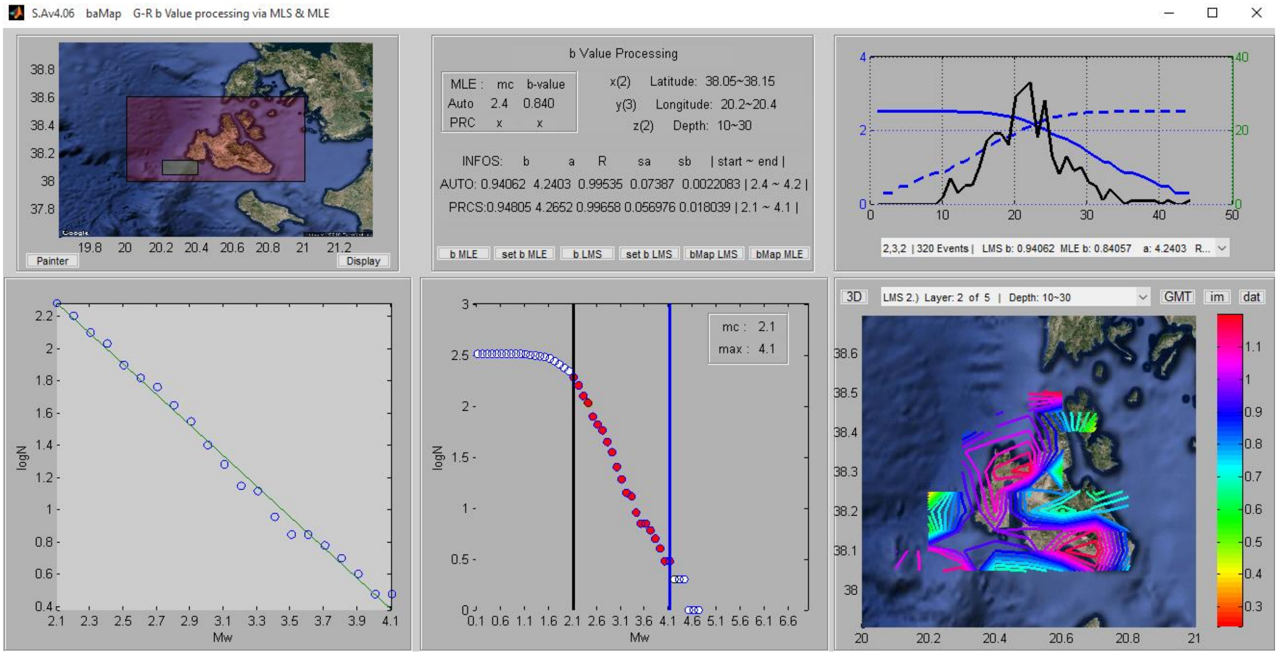
Σχήμα 5.15: Πυκνότητα σεισμικότητας 2014.



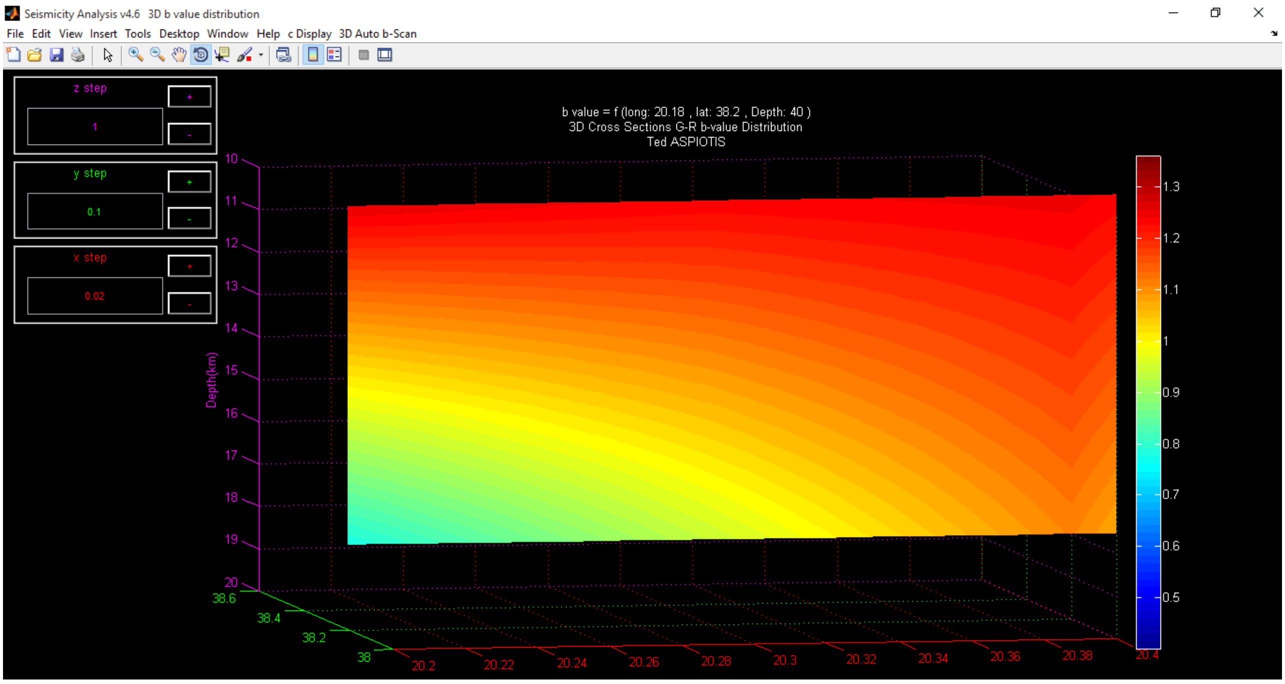
Σχήμα 5.16: Μεταβολή μέγιστου σεισμικού μεγέθους ανά ημέρα, 2014.



Σχήμα 5.17: Στατιστική ανάλυση σεισμικότητας στην περιοχή Κεφαλονιάς το έτος 2013.



Σχήμα 5.18: Στατιστική ανάλυση σεισμικότητας στην περιοχή Κεφαλονιάς το έτος 2014.

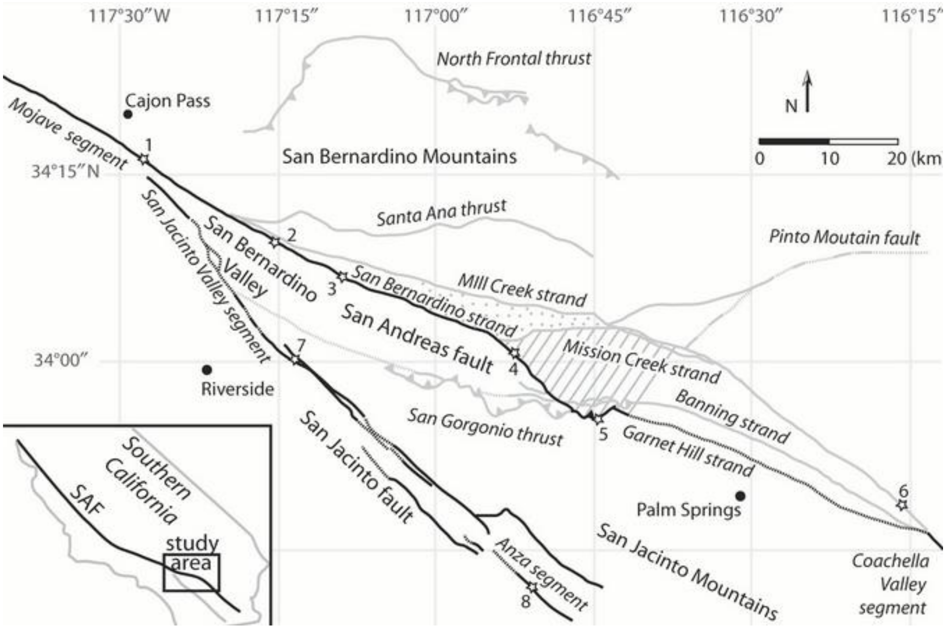


Σχήμα 5.19: Τομή (slice) κατανομής b-value συναρτήσει βάθους για το έτος 2014.

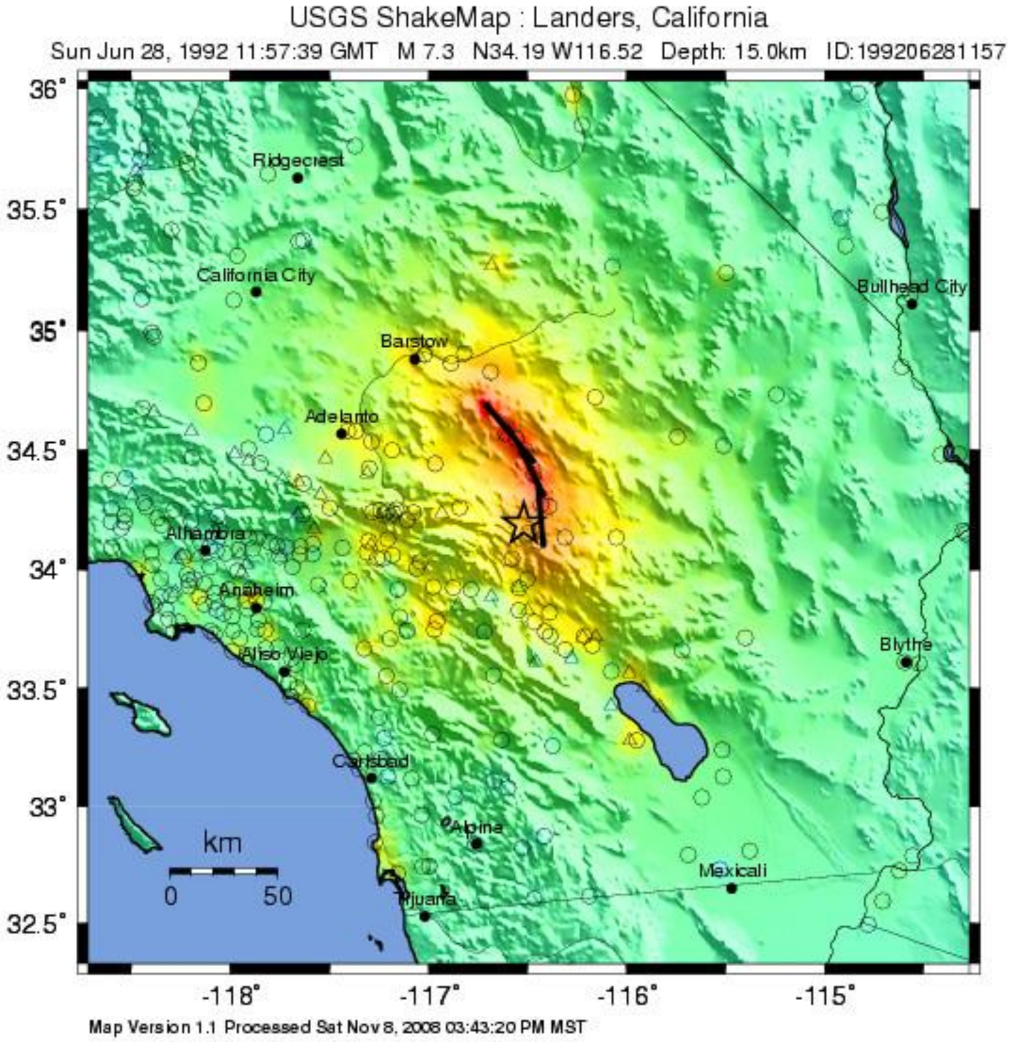
Το έτος 2013 παρατειρούμε ότι η σεισμικότητα της περιοχής είναι αρκετά μικρότερη από το 2014 όπου και έλαβε χώρο ο σεισμός των 6Mw. Η κατανομή της b παραμέτρου με την στατιστική επεξεργασία της θεωρίας Maximum Likelihood και της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων κυμαίνεται από 0.7 ~ 0.9 και το επόμενο έτος από 0.8 ~ 1.1. Οι τιμές αυτές επαληθεύουν τον σεισμικό κατάλογο καθώς και το καθεστός τάσεων της περιοχής καθώς μετά τη γένεση του κυρίου σεισμού τα σεισμικά γεγονότα μικρότερου μεγέθους αυξήθηκαν. Το σχήμα 5.19 παρουσιάζει κάθετη τομή της περιοχής όπου το γεωγραφικό μήκος κυμαίνεται από 20.2 μέχρι 20.4 και καλύπτει το γεωγραφικό πλάτος των 38.2 μοιρών. Σε αυτή την τομή παρατηρείται μείωσης της παραμέτρου b όσο αυξάνεται το βάθος. Πιο συγκεκριμένα ενώ μέχρι το βάθος των 10km η τιμή κυμαίνεται έως 1.18, σε μεγαλύτερα βάθη και μέχρι τα 20km η τιμή βρίσκεται στην τιμή 0.9 στο γεωγραφικό μήκος τον 20.2 μοιρών. Οι τιμές αυτές επαληθεύουν τον αρχικό προσδιορισμό των χωρικών παραμέτρων του ρήγματος και αποδυκνύουν ότι το σεισμικό cluster επικεντρώνεται στην επιφάνεια του ρήγματος το οποίο βρίσκεται στα 14km.

5.4 Πληρότητα και στατιστική ανάλυση σεισμικού καταλόγου Καλιφόρνιας

Η δεύτερη περιοχή επικεντρώνεται στον χώρο της βόρειας Αμερικής και πιο συγκεκριμένα στην πολιτεία της Καλιφόρνιας τη χρονιά 1992 όπου εκδηλώθηκε ένα σημαντικό σεισμικό γεγονός, μετά το καταστρεπτικό σεισμό του 1906 στην περιοχή του San Francisco, με μέγεθος σεισμικής ροπής 7.3(Mw) και ώρα 4:57AM (τοπική ώρα) στην περιοχή Palm Springs στην πόλη Landers 160km ανατολικά του Los Angeles. Ο σεισμός αυτός ήταν ο μεγαλύτερος σε διάστημα 40 χρόνων και έγινε αισθητός από την πολιτεία της Αριζόνας μέχρι το Las Vegas και το Idaho. Ο σεισμός αυτός που κράτησε πάνω από ένα λεπτό προκάλεσε τον θάνατο σε τρεις ανθρώπου δύο εκ των οποίων προήλθαν από καρδιακή προσβολή και άφησε πίσω του οικονομικές ζημιές ύψους 90 εκατομμυρίων δολαρίων. Το ίδιος έτος και λίγους μήνες νωρίτερα, 23 Απριλίου, εκδηλώθηκε σεισμός με μέγεθος σεισμική ροπής 6.1 και βάθος τα 12.4km νότια της περιοχής Landers. Η μετα(?)σεισμική ακολουθία του γεγονότος αυτού από τον κύριο σεισμό ανέρχεται στα 6000 σεισμικά γεγονότα. Στις 28 Ιουνίου μετά την εκδήλωση του κύριου σεισμού και 3 ώρες αργότερα, έλαβε χώρα σεισμός μεγέθους 6.3Mw ο οποίος σύμφωνα με το Αμερικανικό γεωλογικό ινστιτούτο δεν είναι μέρος της μετασεισμικής ακολουθίας αλλά αποτελεί ένα ξεχωριστό σεισμικό γεγονός. Η γένεση των σεισμών οφείλεται σε ρηξιγενή επιφάνειες επί του τμήματος Mojave (Mojave segment) του δεξιόστροφου οριζόντιας ολίσθησης ρήγματος του Αγίου Ανδρέα(σχήμα 5.20).



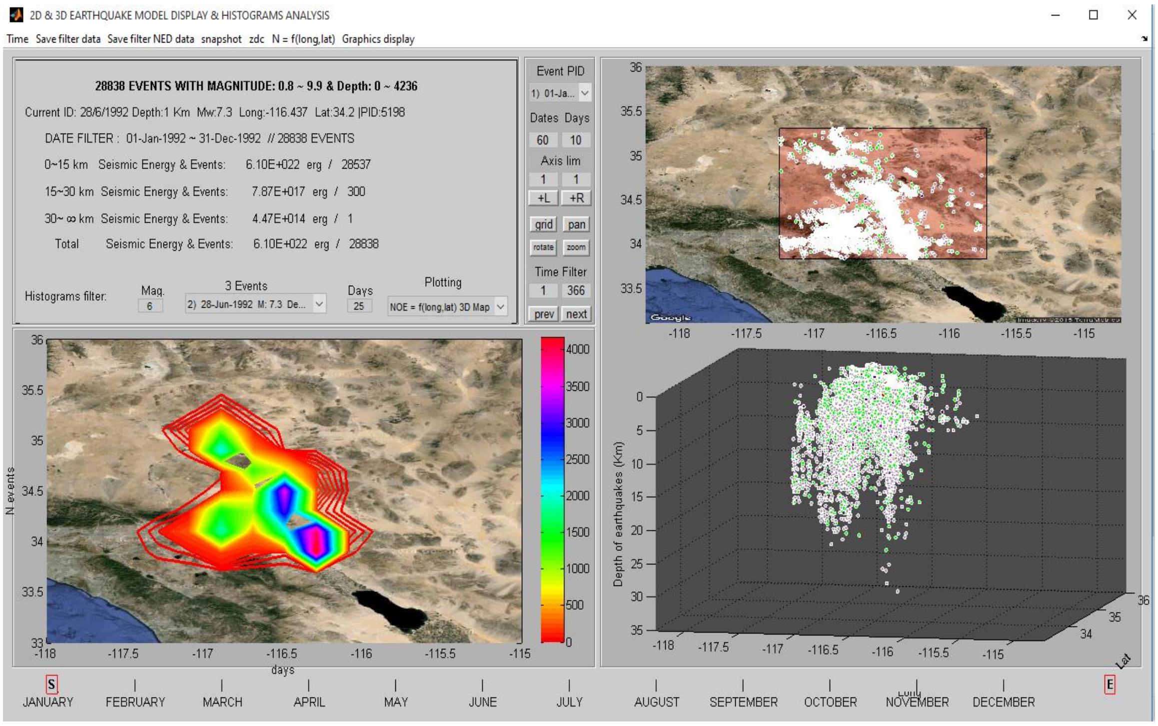
Σχήμα 5.20: Το τμήμα Mojave στην περιοχή της Νότιας Καλιφόρνιας επί του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα που προκάλεσε τον καταστροφικό σεισμό του 1992.



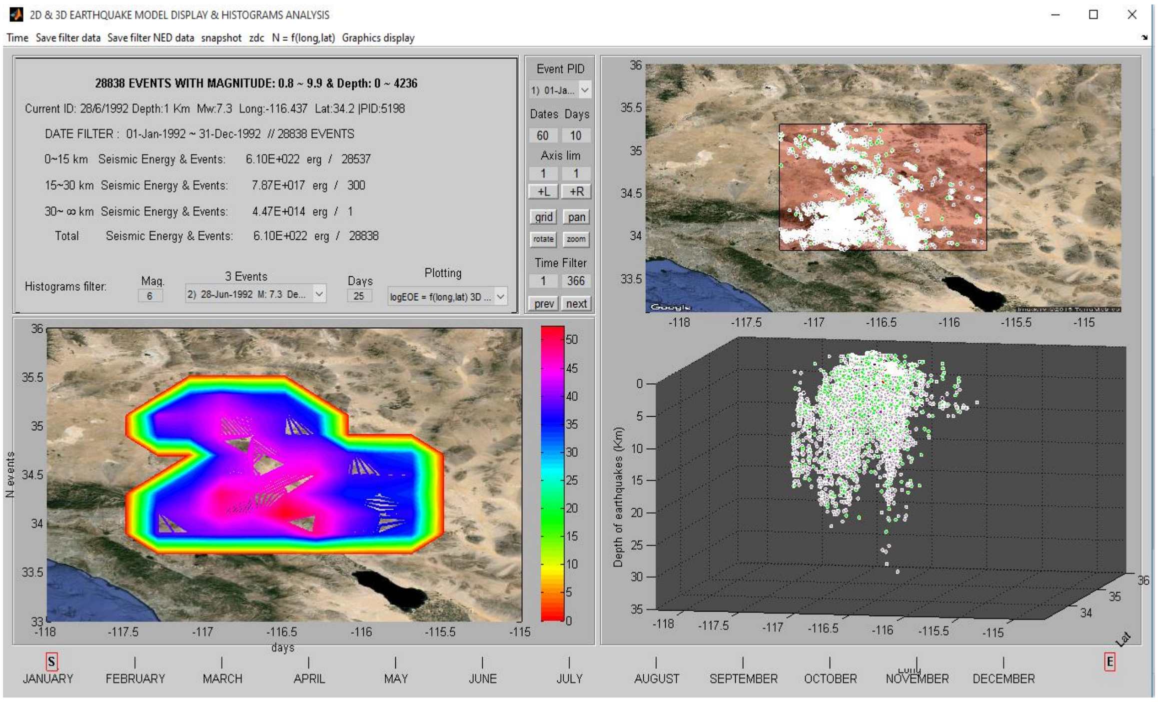
PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

Σχήμα 5.21: Shake Map του σεισμού Landers με μέγεθος 7.3Mw. Κατανομή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, μέγιστης εδαφικής ταχύτητας και έντασης.

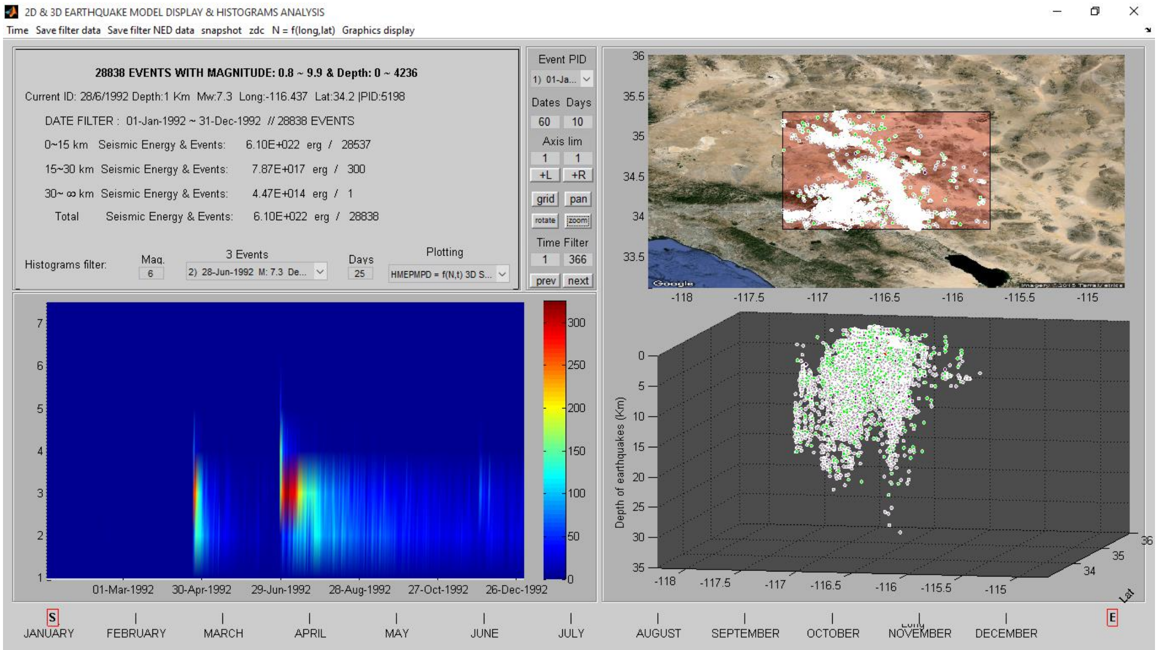
Τα διαγράμματα και ιστογράμματα που ακολουθούν αναφέρονται στην σεισμικότητα της Καλιφόρνιας το έτος 1992.



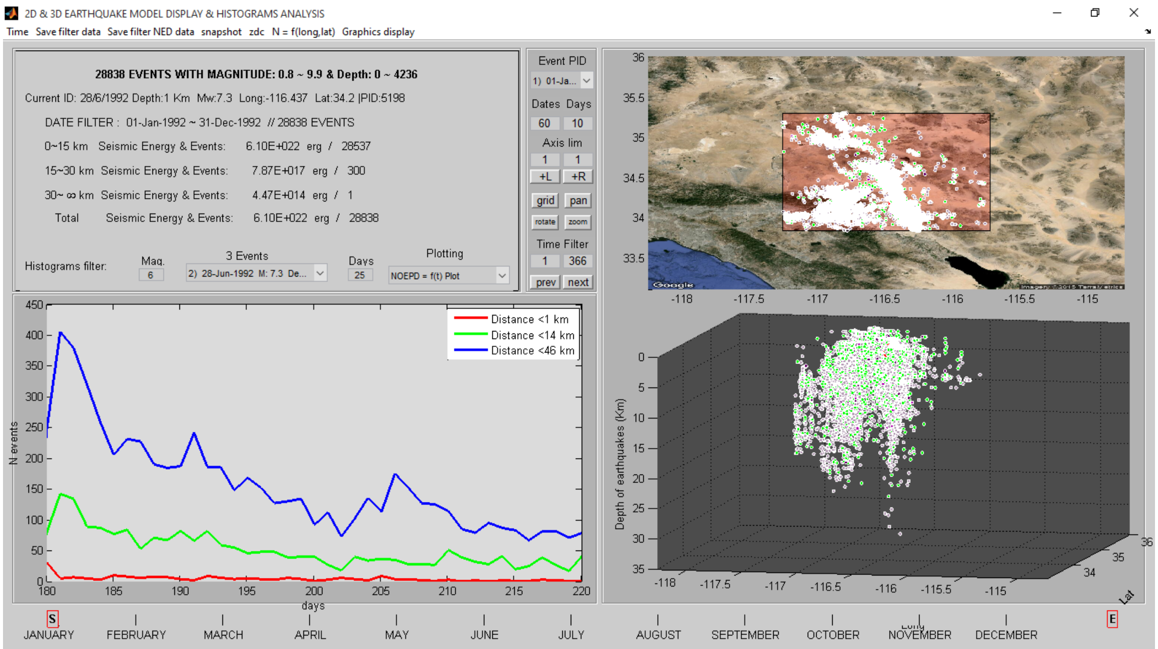
Σχήμα 5.22: Πυκνότητα σεισμικών γεγονότων στην ευρύτερη περιοχή Landers.



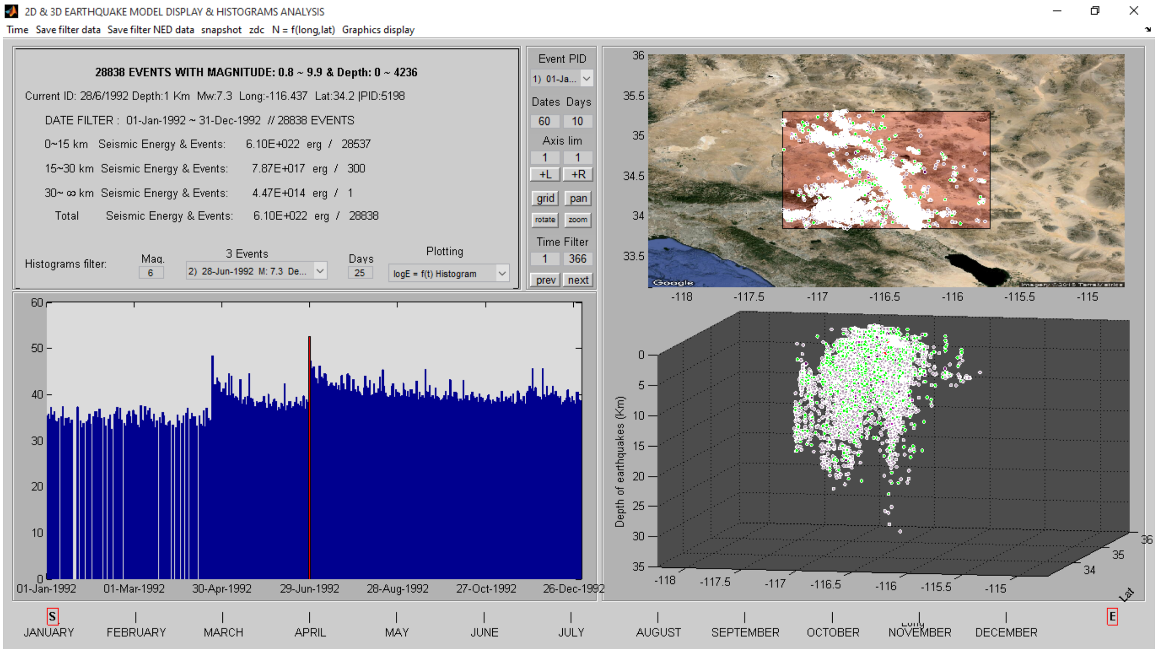
Σχήμα 5.23: Κατανομή σεισμική ενέργειας σε λογαριθμική κλίμακα.



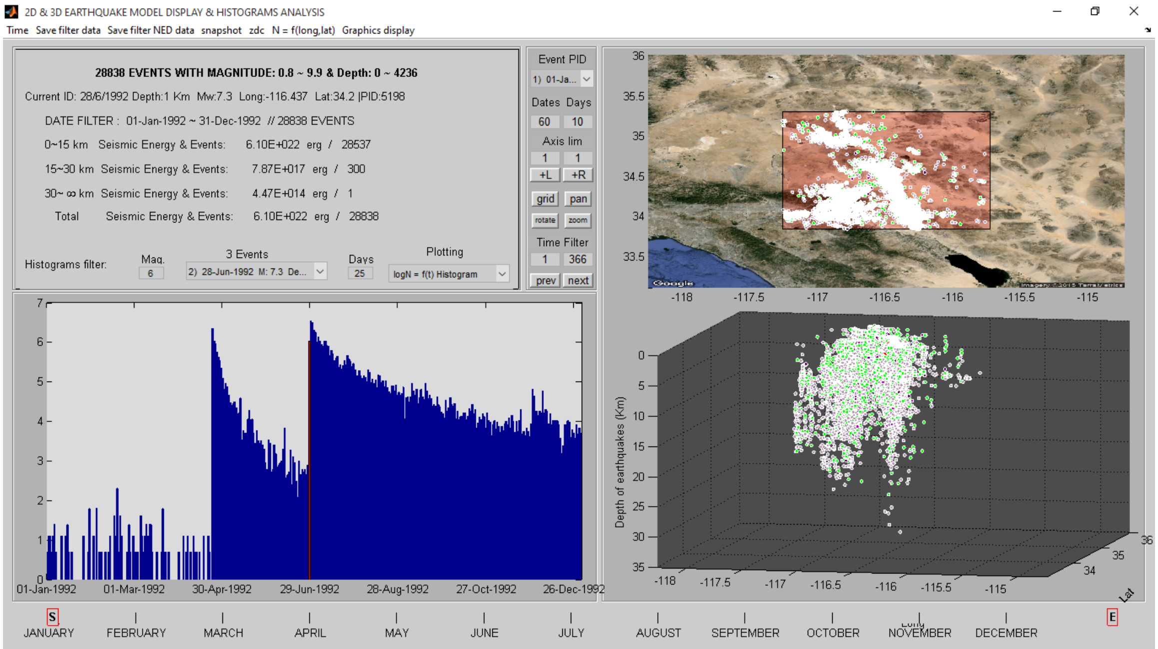
Σχήμα 5.24: Πλήθος σεισμικών γεγονότων ανά μέγεθος ανά ημέρα.



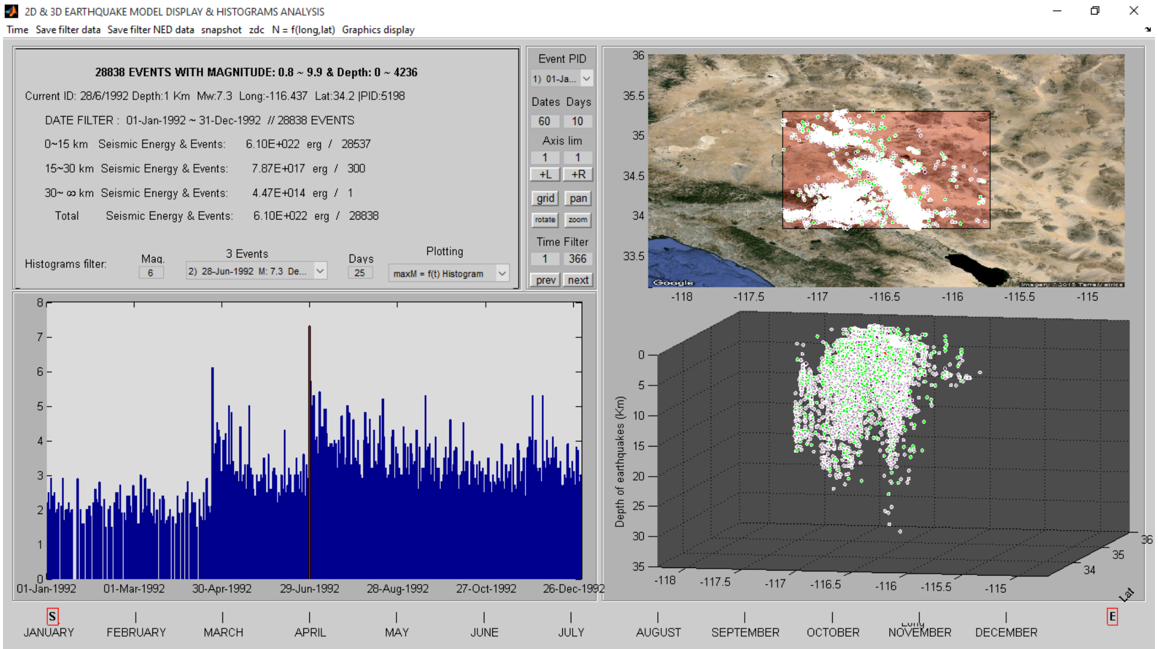
Σχήμα 5.25: Συμπεριφορά συχνότητας της μετασεισμικής ακολουθίας συναρτήσει διαφορετικών αποστάσεων από το μικροσεισμικό επίκεντρο. Το κόκκινο στοιχείο αναφέρεται σε απόσταση μικρότερη του ενός χιλιομέτρου, το πράσινο σε απόσταση μικρότερη από 14km και το μπλε σε απόσταση έως 46km.



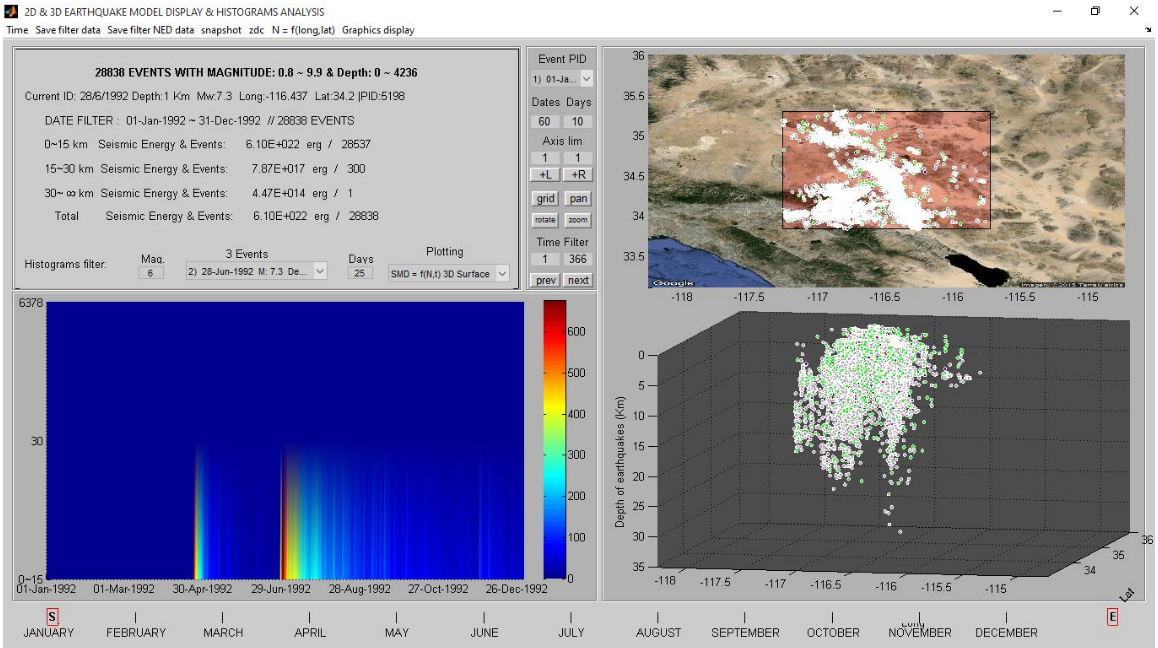
Σχήμα 5.26: Κατανομή σεισμικής ενέργειας ανά ημέρα(λογαριθμική κλίμακα).



Σχήμα 5.27: Κατανομή συχνότητας σεισμικών γεγονότων ανά ημέρα(λογαριθμική κλίμακα).

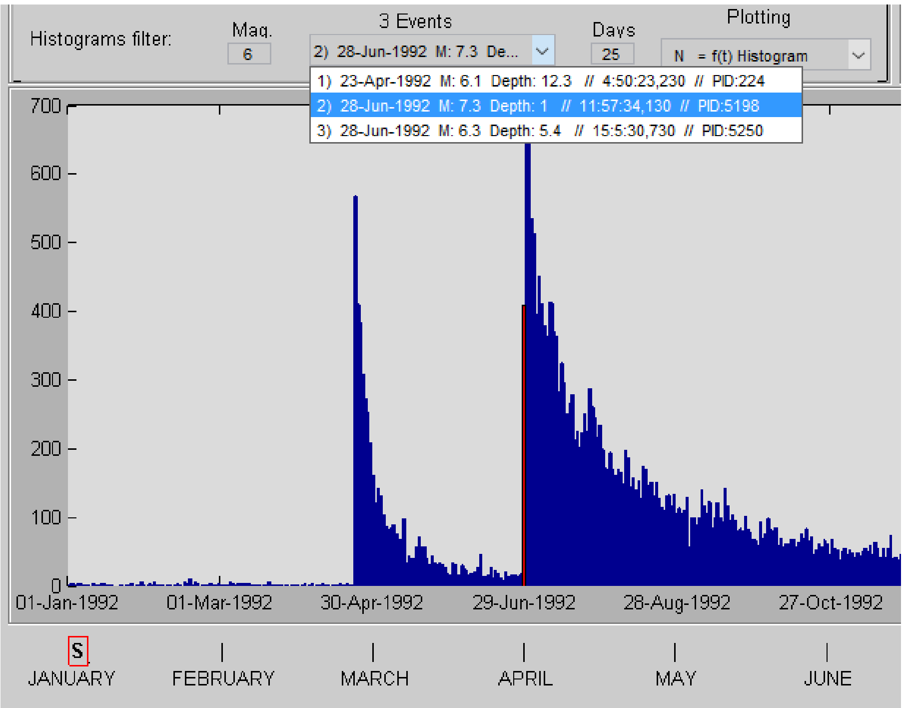


Σχήμα 5.28: Μέγιστο μέγεθος σεισμικής ροπής συναρτήσει χρόνου.



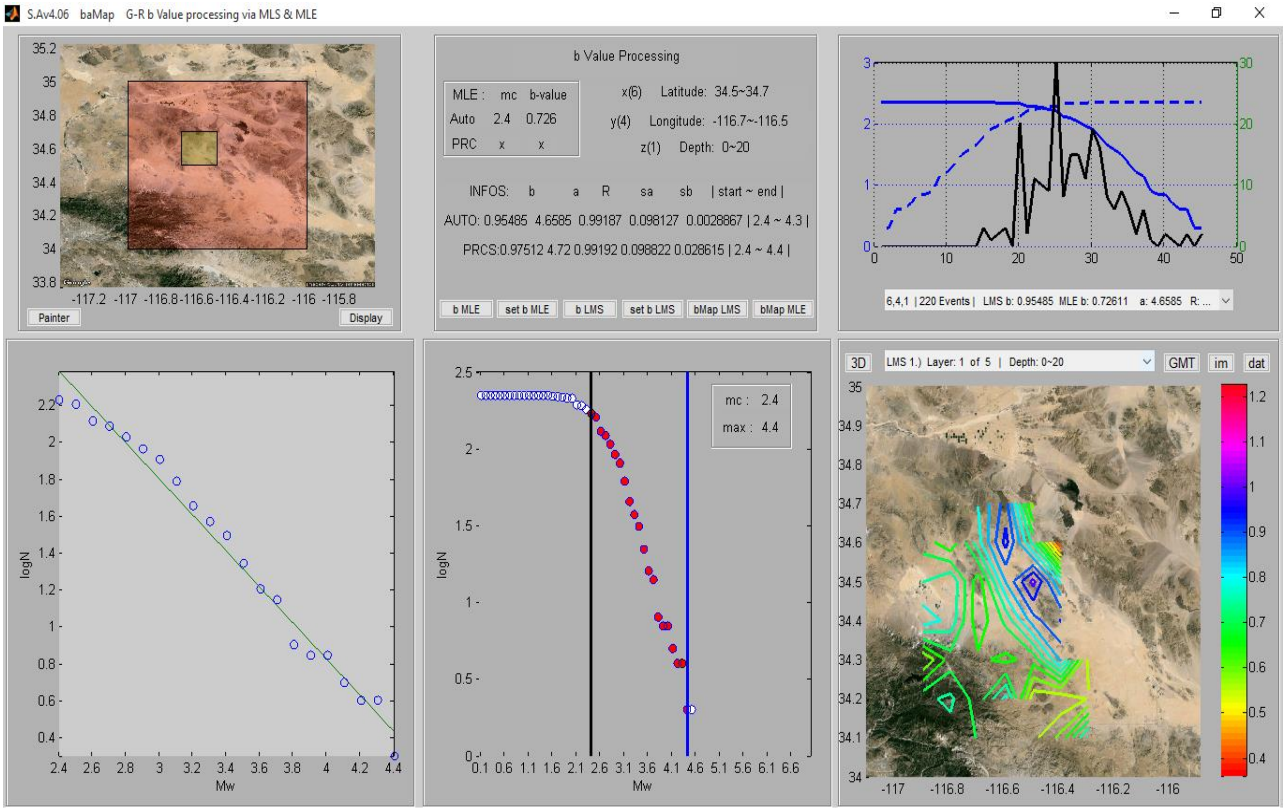
Σχήμα 5.29: Κατανομή σεισμικότητας συναρτήσει βάθους.

Στα διαγράμματα διακρίνεται η έντονη μετασεισμική ακολουθία του κύριου σεισμού που φτάνει ακόμα και τα 700 γεγονότα ανά ημέρα(σχήμα 5.30), αλλά και η προσεισμική ακολουθία που ακολούθησε τον σεισμό της 23ης του Απριλίου.

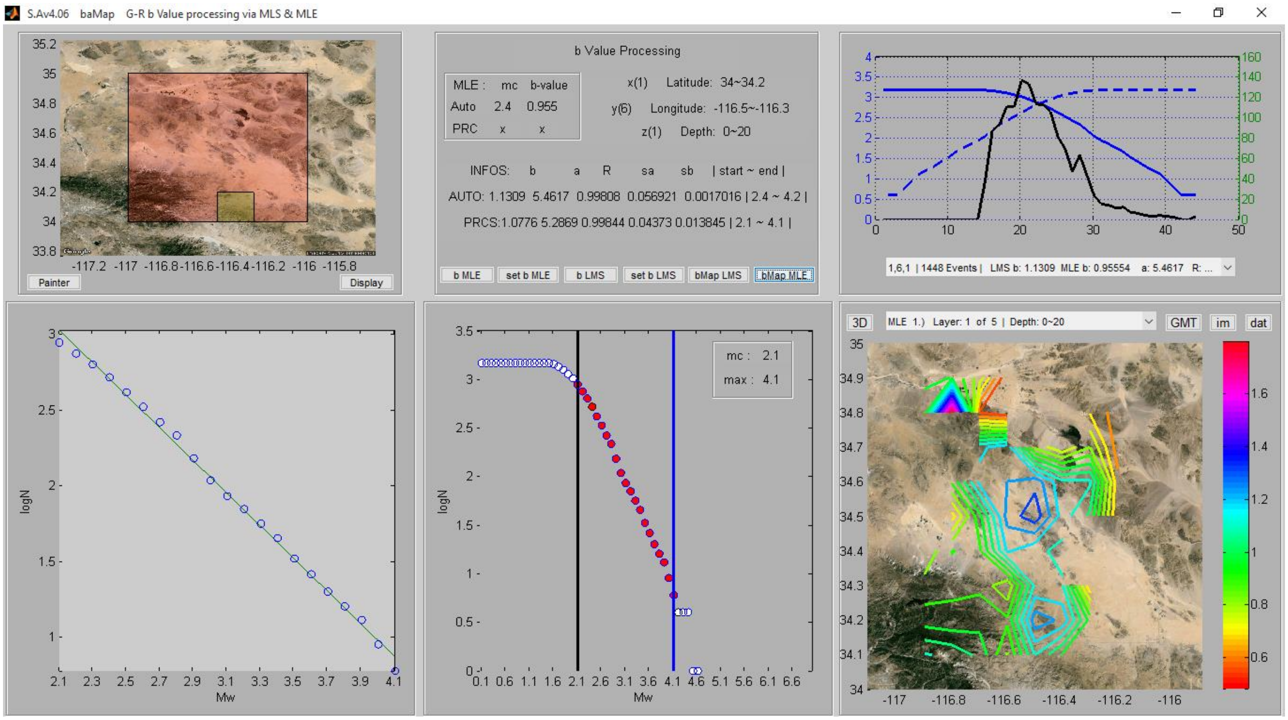


Σχήμα 5.30: Συχνότητα σειμσικών γεγονότων ανά ημέρα.

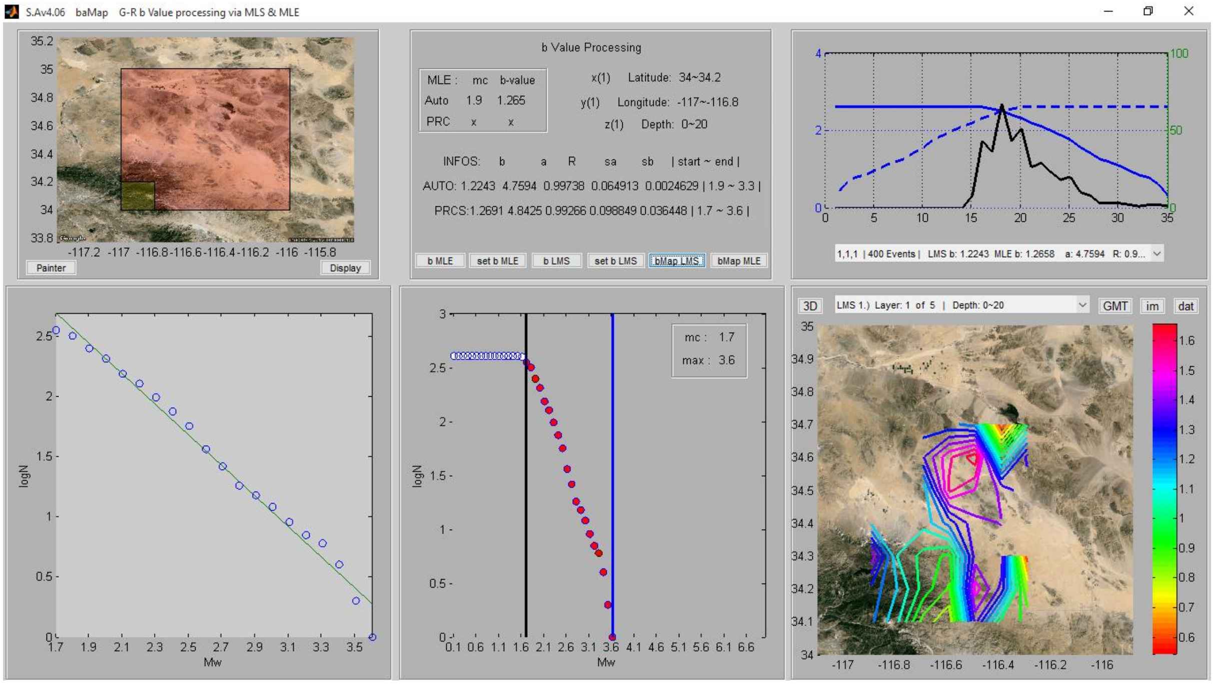
Είναι χαρακτηριστικό ότι η σεισμικότητα επικεντρώνεται στα ανώτερα-επιφανειακά στρώματα της περιοχής, αφού τα υπόκεντρα περιορίζονται μέχρι το βάθος των 14km. Η συμπεριφορά αυτή επαληθεύει το τεκτονικό καθεστός του ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης του Αγίου Ανδρέα, στο οποίο η εύθραυστη-ελαστική ζώνη (brittle zone) περιορίζεται μέχρι το βάθος των 15 με 20km καθώς στα υποκείμενα γεωλογικά στρώματα τα υλικά συμπεριφέρονται και παραμορφώνονται υπό πλαστικές και πιο βαθιά υπό πλαστικοροϊκές συνθήκες χωρίς θραύση (δημιουργία ή ενεργοποίηση ρήγματος).
Η πλωρότητα του καταλόγου είναι σαφώς καλύτερη από τον κατάλογο της περιοχής την Κεφαλονιάς. Το γεγονός αυτό μειώνει και το Mc (complitness magnitude) από το 2.4, περιοχή κεφαλονιάς, στο 1.6 .
Μετά τον ποιοτικό έλεγχο του καταλόγου, πραγματοποιήθηκε στατιστική επεξεργασία αυτού με την μέθοδο MLS και MLE (βλ. σχέση 4.40) όπου έδειξε μια αύξηση της παραμέτρου b τους μήνες της μετασεισμικής ακολουθίας και μείωση τον μήνα πριν από την γένεση του κύριου σεισμού. Τα αποτελέσματα δίνονται γραφικά στα σχήματα που ακολουθούν.



Σχήμα 5.31: Κατανομή της παραμέτρου b την περίοδο Ιουνίου.



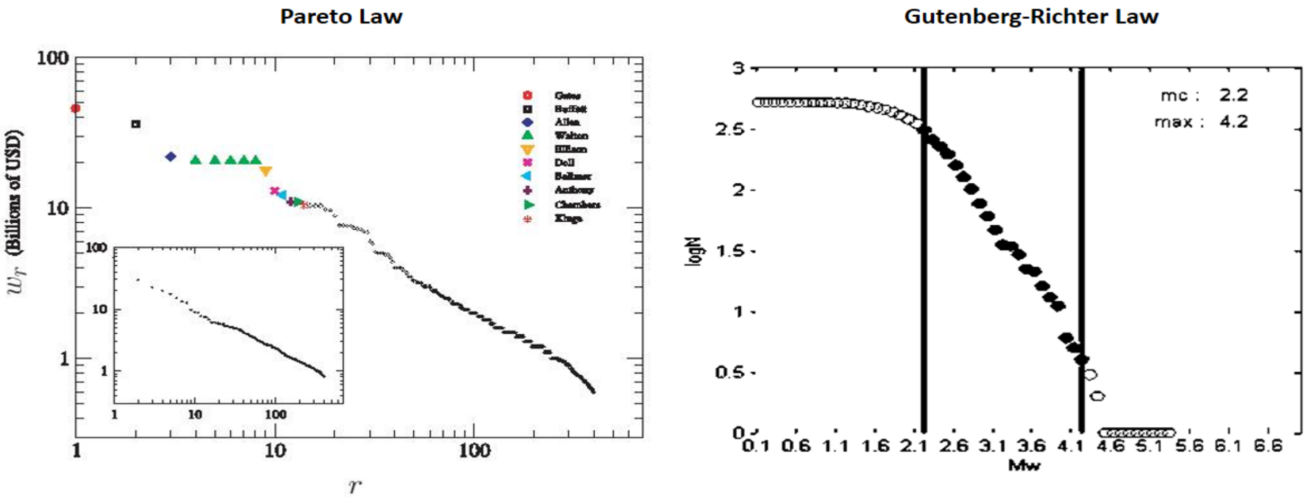
Σχήμα 5.32: Συμεπριφορά της b-value τον μήνα Ιούλιο.



Σχήμα 5.33: Κατανομή b-value τον Αύγουστο

5.5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

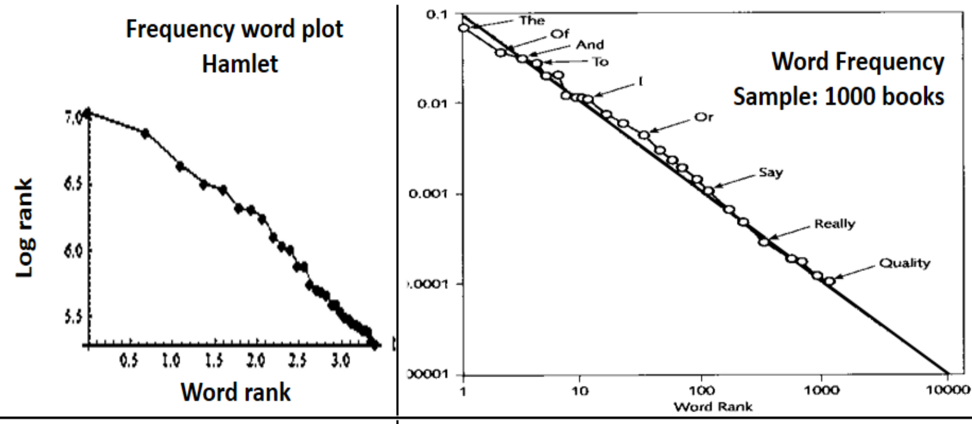
Η πληρότητα ενός καταλόγου αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες στα χέρια των σεισμολόγων. Για τον λόγο αυτό κρίνεται απαραίτητη η διαρκής καταγραφή της σεισμικότητας της εκάστοτε περιοχής έρευνας. Η εγκατάσταση μικροζωνικού και πυκνού δικτύου κρίνεται αναγκαία, όταν και όπου υπάρχει δυνατότητα, αυξάνοντας τον αριθμό των σεισμικών γεγονότων και ρίχνοντας σε μεγάλο βαθμό το magnitude completeness του καταλόγου. Πέρα όμως από τον μηχανικό παράγοντα, η ανάλυση του σεισμικού σήματος(σεισμικών καταγραφών) μπορεί να οδηγήσει σε σφάλματα και λάθη με καταστρεπτικά αποτελέσματα. Για τον λόγο αυτό απαιτείται η επεξεργασία από έμπειρο επιστημονικό προσωπικό καθώς ακόμα και οι αυτόματες στατιστικές διαδικασίες εκτίμησης προσδιορισμού των χρόνων αφίξεων διαφόρων σεισμικών φάσεων και συνεπώς η εκτίμηση των χαρακτηριστικών της σεισμικής πηγής, μπορεί να περιέχει σημαντικά σφάλματα.
Στην συνέχεια οι κατάλογοι που προκύπτουν υπόκεινται σε στατιστικές επεξεργασίες. Η χρησιμοποίηση στατιστικών test σημαντικότητας κρίνεται αναγκαία καθώς και η επιλογή των χωροχρονικών παραθύρων. Τέτοια test είναι τα Z-test και Utsu-test.
Η συμπεριφορά της σεισμικότητας μπορεί να εκφραστεί με την φυσική σημασία της κατανομής του νόμου δύναμης. Πολλές φυσικές, οικονομικές ακόμα και κοινωνικές κατανομές νόμου δύναμης έχουν εξακριβωθεί πειραματικά. Τέτοιες κατανομές είναι ο νόμος των Steffan Boltzman με εφαρμογή στην αστροφυσική (ενεργός θερμοκρασία αστέρων), οι αντίστροφοι τετραγωνικοί νόμοι της Νευτώνιας βαρύτητας και της ηλεκτροστατικής, το φαινόμενο της αυτό-οργανωμένης κρισιμότητας με χαρακτηριστικό ένα κρίσιμο σημείο στο οποίο το σύστημα καταρρέει, η εκθετική αύξηση τυχαίας παρατήρησης , το μοντέλο δύναμης van der Waals, ο τρίτος νόμος του Kepler, η συνάρτηση αρχικής μάζας των αστέρων, η συσχέτιση του μέγιστου ρεύματος ως προς την τάση σε ημιαγωγούς ισχύος, η κατανομή Yule-Simon, το Pink noise, οι νευρικές καταπτώσεις, η αρχή wikis κ.α.
Ο νόμος Pareto, Zipf και Mandelbrot βρίσκει εφαρμογή στην θεωρία των πιθανοτήτων και στην στατιστική, όπου η παραβολική μορφοκλασματική-fractal κατανομή ορίζεται ως μια διακριτή πιθανολογική κατανομή στην οποία ο λογάριθμος της συχνότητας, ενίοτε αθροιστικής, ή το μέγεθος των οντοτήτων-μεγεθών, εκφράζεται από ένα τετραγωνικό λογαριθμικό πολυώνυμο συναρτήσει των οντοτήτων μεγεθών, όπου η μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης θα δίνεται από το πρώτο στην σειρά μέγεθος. Η συμπεριφορά αυτή ορίζει ως λύση μια καμπύλη ενός πολυωνύμου ν-βαθμού ή ένα ευθύγραμμο τμήμα, σύμφωνα με την κατανομή του νόμου δύναμης.
Τα παραδείγματα που ακολουθούν δείχνουν πως η στατιστική και πιθανολογική αυτή προσέγγιση και συμπεριφορά δεν εκφράζει απλώς τα φυσικά συστήματα όπως την διάμετρο των κρατήρων που παρατηρούνται σε πλανήτες και φυσικούς δορυφόρους στο ηλιακό σύστημα ή την ένταση των ακτίνων-γ από την ηλιακή δραστηριότητα και την κατανομή της σεισμικής ενέργειας σε όλες τις περιοχές της υφηλίου, αλλά βρίσκει εφαρμογή και στην συμπεριφορά των χρηματιστηρίων, στην δομή της οικονομικής ιεραρχίας της εκάστοτε κοινωνίας, στον τρόπο που χρησιμοποιούμε την γλώσσα (συχνότητα λέξεων) και στον αριθμό οικονομικών και ανθρώπινων απωλειών σε περιπτώσεις φυσικών και μη καταστροφών.



Σχήμα 5.34: Στο πρώτο διάγραμμα δίνεται η κατάταξη των μεγαλύτερων επιχειρηματιών συναρτήσει του πλούτου που διαθέτουν (αρχή Pareto). Στο δεύτερο διάγραμμα δίνεται η κατάταξη των σεισμικών γεγονότων συναρτήσει της συχνότητας εμφάνισης αυτών (G-R distribution) .

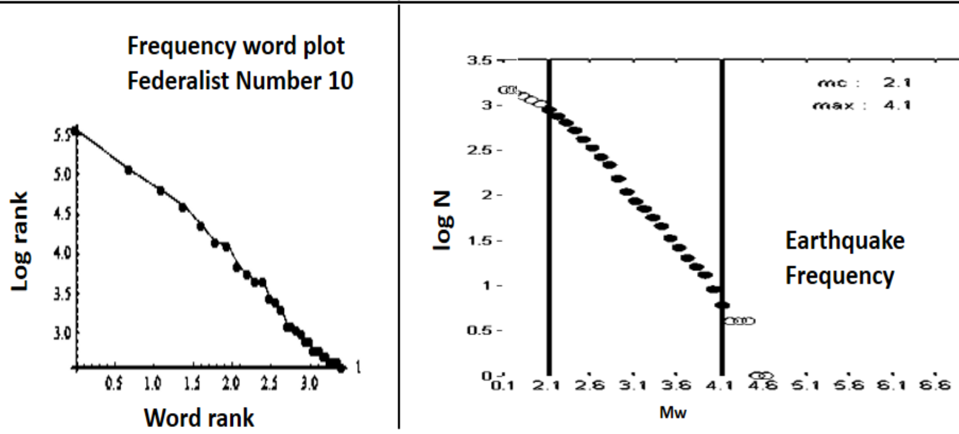
Frequency of words
Hamlet

the 1150	and 983	to 772
of 671	i 638	you 556
a 550	my 516	in 450
it 419	that 406	is 361
ham 358	not 314	this 300
his 298	d 288	with 270
but 268	for 254	your 243
s 242	me 236	he 232
as 227	lord 225	be 222
what 218	king 205	so 198

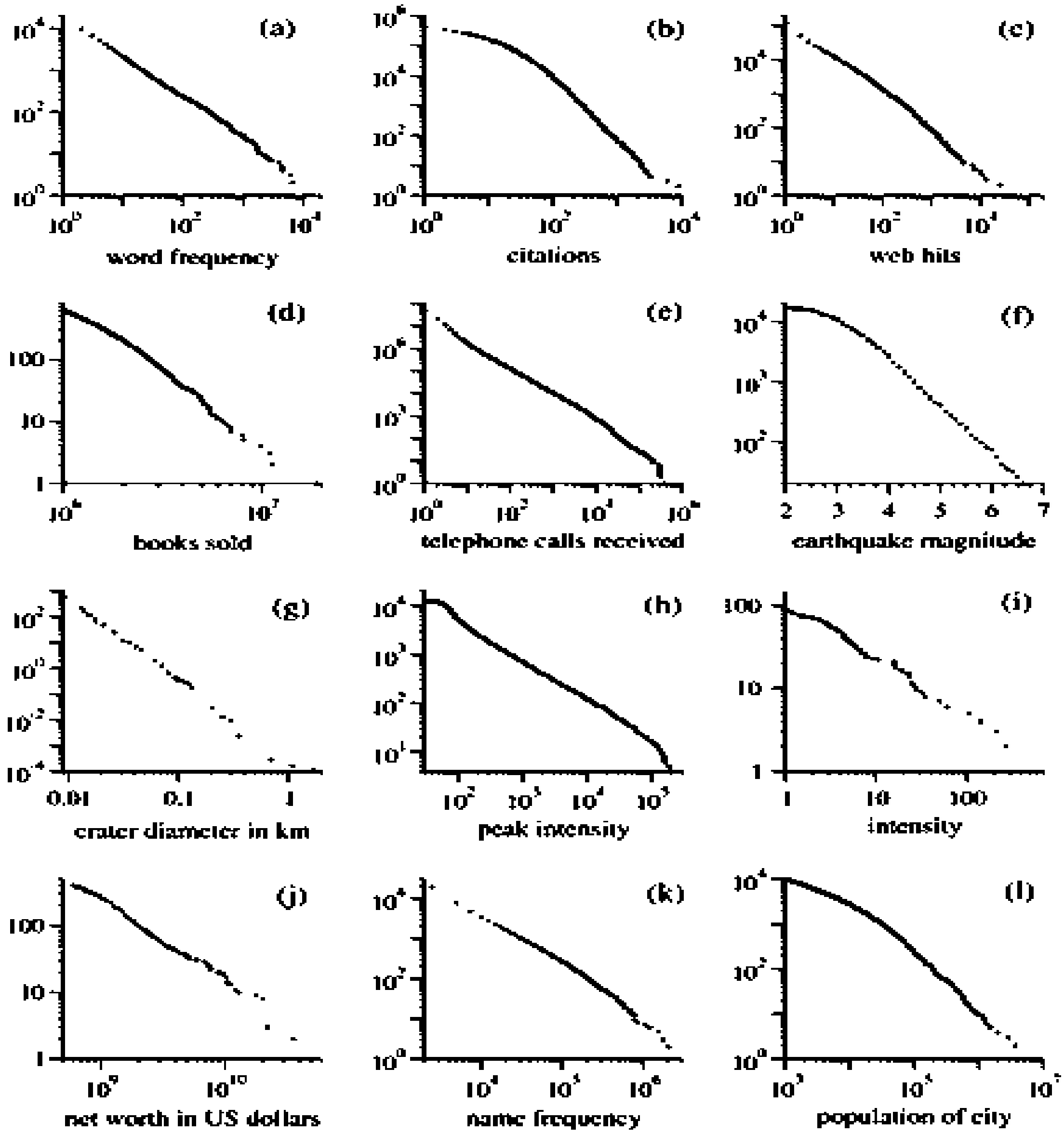


Frequency of words
Federalist No. 10

the 261	of 157	and 121
to 100	a 78	in 63
be 61	it 47	is 42
which 39	by 39	that 31
will 30	are 27	or 22
other 22	their 21	as 20
on 18	for 18	may 16
have 16	faction 16	number 15
most 15	interests 14	an 14
public 14	not 14	greater 13



Σχήμα 5.35: Ομοιότητα συχνότητας εμφάνισης λέξεων στο έργο Hamlet, στην έκθεση Fedalist Number 10 καθώς και σε ένα σύνολο 1000 βιβλίων. Η συμπεριφορά είναι όμοια με την κατανομή των σεισμικών μεγεθών συναρτήση της συχνότητας εμφάνισης αυτών.



Σχήμα 5.36: Διαγράμματα κατανομής αθροιστικής συχνότητας συναρτήσει διαφόρων μεγεθών-παραγόντων. (a) Αριθμός εμφανίσεων λέξεων στο έργο Moby Dick. (b) Αριθμός αναφορών σε επιστημονικά περιοδικά το διάστημα 1981~1997. (c) Αριθμός επισκέψεων ιστοσελίδων σε δείγμα 60.000 χρηστών την 1 Δεκεμβρίου 1997. (d) Αριθμός αντιτύπων βιβλίων με την μεγαλύτερη αγορά κατά το διάστημα 1895~1965 (ΗΠΑ) . (e) Εισερχόμενες κλήσεις σε διάστημα μιας ημέρας. (f) Αριθμός σεισμικών γεγονότων στην California 1910~1992. (g) Διάμετρος των κρατήρων του φυσικού δορυφόρου της Γης. (h) Μέγιστη συμπεριφορά ηλιακών εκλάμψεων έντασης ακτίνων-γ ανά δευτερόλεπτο το χρονικό διάστημα 1980-1989. (i) Απώλεις πολέμου σε αναλογία 1000 κατοίκων ανά χώρα. (j) Καθαρό εισόδημα των πιο πλούσιων οντοτήτων τον Οκτώβριο 2003 (ΗΠΑ). (k) Συχνότητα εμφάνισης ονομάτων εν έτη 1990. (l) Πληθυσμός πόλεων (ΗΠΑ 2000).

Η στατιστική ανάλυση σε δύο τελείως διαφορετικά σεισμοτεκτονικά καθεστώτα, έδειξε ότι η σεισμικότητα υποβάθρου διαφέρει αλλά ακολουθεί πιστά την στατιστική ‘απλότητα’ του νόμου Zipf και της αρχής Pareto όπως συμβαίνει και σε πολλά φυσικά και μη συστήματα(σχήματα 5.34, 5.35, 5.36). Υπό ιδανικές συνθήκες, σύμφωνα με τον νόμο Gutenberg & Richter η τιμή της b-value θα έπρεπε να είναι μονάδα όμως κάτι τέτοιο δεν ισχύει. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στα διαφορετικά καθεστώτα των τάσεων στο εσωτερικό της γης. Είδαμε επίσης ότι το χρονικό διάστημα πριν από την γένεση ενός σεισμού η τιμή της παραμέτρου b πέφτει-μειώνεται σημαντικά ενώ η περίοδος που ακολουθεί μετά την έκφραση του κύριου σεισμού η τιμή της b αυξάνει σημαντικά.

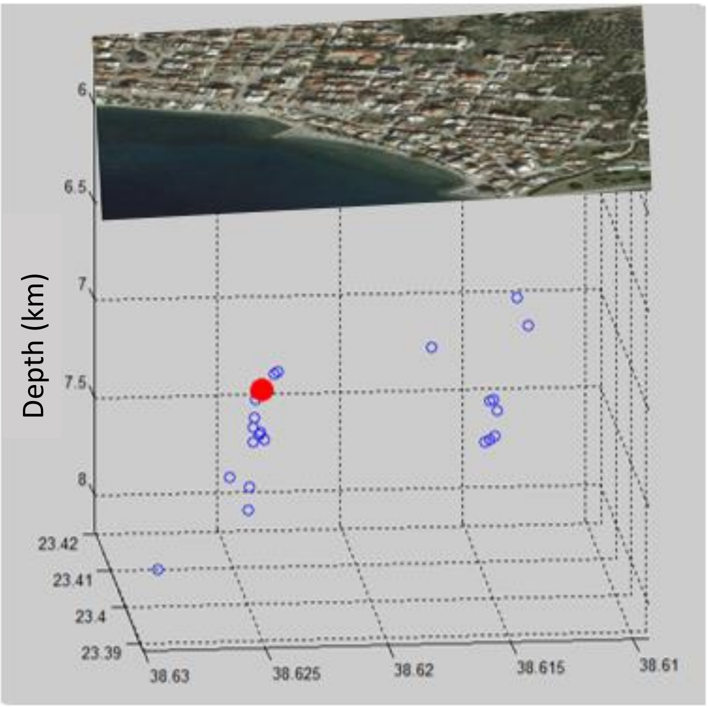
Στην προσέγγιση αυτή αντιβαίνει η θεωρία Markov Chain (στοχαστική διαδικασία) σύμφωνα με την οποία μια τυχαία διαδικασία μεταβαίνει από μία διακριτική κατάσταση σε μία άλλη, λαμβάνοντας υπ’ όψιν μόνο την τρέχον κατάσταση της διαδικασίας και όχι την ακολουθία ή την σειρά των μεταβλητών καταστάσεων που προηγήθηκαν ώστε το σύστημα να φτάσει στην τελική του κατάσταση.

Σε αυτή την περιπτώση η σεισμικότητα υποβάθρου έχει μικρή βαρύτητα και επιρροή ως προς μια μελλοντική επικείμενη γένεση ενός σημαντικού σεισμικού γεγονότος.

Η hidden poison Markov chain (στατιστικό μοντέλο Markov) είναι μια διαδικασία στην οποία το σύστημα βρίσκεται στην τρέχον κατάσταση του αλλά με μη γνωστοποιημένες όλες τις προηγούμενες ενδιάμεσες καταστάσεις. Το στατιστικό αυτό μοντέλο είναι ένα απλό δυναμικό δύκτιο Bayes σύμφωνα με το οποίο οι μεταβλητές του συστήματος είναι συνδεδεμένες και συσχετίζονται στενά μεταξύ τους σε διακριτά χρονικά παράθυρα. Ο συμπερασμός τέτοιον δικτύων (δίκτυο Bayes) μπορεί να πραγματοποιηθεί με διαφόρες διαδικασίες όπως η μέθοδος της Απαρίθμησης.

Συνεπώς η ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων προσδιορισμού παραμέτρων της σεισμικής εστίας του εκάστοτε σεισμικού γεγονότος(γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος, βάθος, μέγεθος σεισμικής ροπής, ένταση, χρόνος γένεσης, μηχανισμός γένεσης, επαναπροσδιορισμός τοπικού μοντέλου ταχύτητας κ.α.) μπορεί να επιτευχθεί σε ικανοποιητικό βαθμό σε διάφορες περιπτώσεις, αν ληφθεί υπόψη ένα πλήθος από γνωστά σφάλματα εκτίμησης φάσεων, όπως συμβαίνει σε δύο σεισμικά γεγονότα με μικρή διαφορά χρόνου γένεσης, όπου τα Coda waves του ενός μπλέκονται στην P φάση του άλλου. Επίσης σε περιπτώσεις όπου η αστοχία των πετρωμάτων πραγματοποιήται σε κάποια κύρια γεωφυσική ασυνέχεια, παράγεται μια επιπλέον φάση ανάκλασης που ως αποτέλεσμα έχει την μεγένθυση του πλάτους των P κυμάτων, δυσχερένοντας την διαφοροποίηση τους από τα S κύματα. Στο πρόβλημα αυτό μπορεί να προστεθεί και η γεωλογική δομή, καθώς αν τα κύματα βρεθούν να οδεύουν για παράδειγμα από το ηφαιστειακό τόξο του ορογενετικού τόξου της χώρας, μπορούν να αποσβέσουν τα εγκάρσια κύματα σε σημαντικό βαθμό. Ένα άλλο φαινόμενο που έχει παρατηρηθεί είναι ότι σε σεισμούς βάθους η P φάση χαρακτηρίζεται από ισχυρό peak ενώ συνάμα τα S κύματα στους κοντινούς επικεντρικούς σταθμούς δεν διακρίνονται σχεδόν καθόλου. Μια επιπλέον πηγή σφάλματος προέρχεται από σταθμούς που ξεπερνάνε σε επικεντρική απόσταση τα 90 με 100km, όπου ως P φάση λαμβάνεται υπόψη η φάση P_n . Το φάλμα του ρολογιού του GPS που μπορεί να προκύψει σε οποιοδήποτε σταθμό επιβαρύνει αρνητικά την τελική λύση.

Για το μέγεθος των σεισμικών γεγονότων, στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής εργασίας παρατηρήθηκε ότι υπάρχει σημαντικό σφάλμα ως προς τον προσδιορισμό της λύσης με μέγεθος διάρκειας, καθώς η ετεροσυσχέτιση μεταξύ ML και Md έδειξε όχι απλά την μη ταύτιση τους αλλά διαφορές της τάξης ±1.2M . Σε αυτό το πρόβλημα έρχεται να προστεθεί και η οξύμορη συμπεριφορά της επιλογής διάρκειας σε σταθμούς με μεγαλύτερη επικεντρική απόσταση, με σκοπό την επαλήθευση του μεγέθους, όπου η διάρκεια τίνει να είναι μικρότερη και όχι μεγαλύτερη.



Σχήμα 5.37: Λύσεις υποκέντρων κατά την διαδικασία ανάλυσης σεισμικού σήματος. Από τις δυνατές προσεγγίσεις μόνο μια (κόκκινο χρώμα) αντιστοιχεί στο τελικό και σχετικά πραγματικό υπόκεντρο του σεισμικού γεγονότος με χρόνο γένεσης 6/12/2015 23:14:6.24 UTC .

Τα φαινόμενα αυτά που αποσκοπούν στην δομή ενός πλήρη και σωστού καταλόγου μαζί με την ορθή στατιστική επεξεργασία των σεισμικών καταλόγων σε συνδυασμό με άλλους παράγοντες όπως εδαφικές μετατοπίσεις από μετρήσεων GPS, μετρήσεις έκλυσης ραδονίου, τελλουρικών ρευμάτων, περιοδικών γεωηλεκτρικών σημάτων μεγάλης περιόδου, ειδικής αντίστασης, αλλαγές στους μηχανισμούς γένεσης των μικροσεισμών, μεταβολές στην υδροχημεία και τη θερμοκρασία των υπόγειων νερών αλλά και της εδαφικής στάθμης του ύδατος, μεταβολή του λόγου της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων χώρου προς τα εγκάρσια κύματα, αλλαγές στην εξασθένιση των σεισμικών κυμάτων κ.α. μπορούν να οδηγήσουν στο μέλλον σε μια βραχυπρόθεσμη εκτίμηση σεισμικής πρόγνωσης.

Παράρτημα I QUAKE ANALYSIS

Η διαρκής σεισμικότητα στην χώρα μας οδηγεί συχνά στην εγκατάσταση ενός νέου τοπικού κάθε φορά σεισμολογικού δικτύου. Τα δεδομένα των σταθμών είναι απαραίτητο να βρίσκονται στο αρχείο stations_hypoinverse.dat του HypoInv. Η συνάρτηση picking_seq_t.m πραγματοποιεί τον προσδιορισμό των χρόνων αφίξεων των κυμάτων χώρου, ενώ fill_stations_mis_fcn.m που ακολουθεί εκτελεί αυτόματη αναζήτηση μέσω διαδικτύου με σκοπό την πληρότητα του καταλόγου.

Η συνάρτηση picking_seq_t.m

```
function picking_seq_t(varargin)
fig_v = varargin{1};
set(fig_v,'WindowButtonDownFcn',     @f1, ...
   'WindowButtonUpFcn',              @f2, ...
   'WindowButtonMotionFcn',          @f3, ...
   'KeyPressFcn',                    @f4);
return;


function [fig_pointer_pos, var_t2] = find_pos(fig_hndl,axes_hndl)

if (nargin == 0)
    vf_hndl = gcf;
    va_hndl = gca;
end;
if (nargin == 1)
    va_hndl = get(vf_hndl,'CurrentAxes');
end
set(fig_hndl,'Units','pixels');
pointer_pos = get(0,'PointerLocation');
fig_pos = get(vd_hndl,'Position');
fig_pointer_pos = pointer_pos - fig_pos([1,2]);
set(fig_hndl,'CurrentPoint',fig_pointer_pos);
if (isempty(va_hndl)),
    var_t2 = [];
elseif (nargout == 2),
    c_ax_d = get(va_hndl,'CurrentPoint');
    var_t2 = sum(c_ax_d)/2;

end


function f1(src,eventdata)
   global  matlb14a p_m_d p_m_d2 s_t_e main rha
  c_or_d = [];
  weight = 0;
sgadha = findobj('Tag','zoom_help') ;
if isempty(sgadha)
  fcmv = get(gcf,'selectionType');
  if strcmp(fcmv,'extend')
  rha = [];
  cfdv = get(main.h.guii.uimenuu{142},'ForegroundColor') ;
```

```
  if cfdv(1,1)==1
  set(main.h.guii.uimenuu{142},'ForegroundColor','b')
  else
      rha = .1;
     set(main.h.guii.uimenuu{142},'ForegroundColor','r')
  end
      return
  end
  set(time_mag_err(1:end),'visible','off')
   fig_v = src;
   va_d = get(fig_v,'CurrentAxes');
   xyz_ax = get(va_d,'Tag');
   if isempty(get(va_d,'Tag')),return,end
   info_axes = copyobj(va_d,fig_v);
   sinistosa = get(va_d,'Tag');
   set(info_axes,'Tag','zoom_help')
   if ~isempty(matlb14a)
       set(fig_v, ...
      'UserData',[fig_v,va_d,info_axes], ...
      'Pointer','crosshair', ...
      'CurrentAxes',info_axes);
   else
   set(fig_v, ...
      'UserData',[fig_v,va_d,info_axes], ...
      'Pointer','fullcrosshair', ...
      'CurrentAxes',info_axes);
   end
  if ischar(zoom_ind),zoom_ind = str2num(zoom_ind); end
  if ischar(zoom_max),zoom_max = str2num(zoom_max); end
   set(info_axes, ...
      'UserData',[zoom_ind,zoom_max], ...  %magnification, frame size
      'Color',get(va_d,'Color'), ...
      'Box','on');
   xlabel(''); ylabel(''); zlabel(''); title('');
   set(get(info_axes,'Children'), ...
      'LineWidth', 2);
   set(va_d, ...
      'Color',get(va_d,'Color')*0.94);
   set(fig_v, ...
      'CurrentAxes',va_d);
   f3(src);
end
return;

function f2(src,eventdata)
global rmsvt rmsbehave p_m_d p_m_d2

 fcmv = get(gcf,'selectionType');
  if strcmp(fcmv,'normal')
   set(time_mag_err(1:end),'visible','on')
   H = get(src,'UserData');
   if isempty(H),return,end
   fig_v = H(1); va_d = H(2); info_axes = H(3);
   set(va_d, ...
      'Color',get(info_axes,'Color'));
   set(fig_v, ...
      'UserData',[], ...
      'Pointer','arrow', ...
      'CurrentAxes',va_d);
  sinistosa = get(va_d,'Tag');
   if ~strcmp(get(fig_v,'SelectionType'),'alt'),
```

```
        delete(info_axes);
     end;
     find_click_meaning
   if st_r_fcn==1
         st_r_fcn = [];
         return
     else
     cd(vpath.hypo), read_hypo_err_fcn
      assignin('base', 'err_data', err_data)
      assignin('base', 'err_data2', err_data2)
      set(gcf,'CurrentAxes',main.h.gma_vaxees)
   end
   end

return;

function f3(src,eventdata)
global zoom_ind
   H = get(src,'UserData');
   if ~isempty(H)
      fig_v = H(1); va_d = H(2); info_axes = H(3);
      goto_new_obj = get(info_axes,'UserData');
      f_pos = get(fig_v,'Position');
      va_d_pos = get(va_d,'Position');
      uistack(info_axes,'top');
      [var1_d, var_d2] = find_pos(fig_v,va_d);
      set(info_axes,'Position',[(var1_d./f_pos(3:4))              0
0]+goto_new_obj(2)*va_d_pos(3)*[-1 -1 2 2]);
      info_axes_pos = get(info_axes,'Position');

set(info_axes,'XLim',var_d2(1)+(1/goto_new_obj(1))*(info_axes_pos(3)/
va_d_pos(3))*diff(get(va_d,'XLim'))*[-0.5 0.5]);

set(info_axes,'YLim',var_d2(2)+(1/goto_new_obj(1))*(info_axes_pos(4)/
va_d_pos(4))*diff(get(va_d,'YLim'))*[-0.5 0.5]);
   end;

return;

function f4(src,eventdata)
global polarity_showness A c_or_d weight xyz_ax

   H = get(gcf,'UserData');
   if ~isempty(H)
      fig_v = H(1); va_d = H(2); info_axes = H(3);
      goto_new_obj = get(info_axes,'UserData');
      if          (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'q')         |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'Q'))
         goto_new_obj(1) = goto_new_obj(1)*1.4;
      elseif        (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'w')       |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'W'))
         goto_new_obj(1) = goto_new_obj(1)/1.4;
      elseif        (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'s')       |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'S'))
         goto_new_obj(2) = goto_new_obj(2)/1.4;
      elseif        (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'a')       |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'A'))
         goto_new_obj(2) = goto_new_obj(2)*1.4;
       elseif        (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'c')      |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'C'))
```

```
          if xyz_ax=='z'
          set(gcf,'name','EarthQuake Analysis UOA');
          vfn = [];
        vfn = get(gcf,'name');
        c_or_d = 'C';
        vfn = [vfn '   - ' c_or_d ' - '];
        set(gcf,'Name',vfn)
        assignin('base', 'c_or_d', c_or_d)
        posft = get(gca,'CurrentPoint');
        hold on
       elseif      (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'V')       |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'v'))
           if xyz_ax=='z'
                set(gcf,'name','EarthQuake Analysis UOA');
          c_or_d = '+'; vfn = [];
        vfn = get(gcf,'name');
        vfn = [vfn ' - C or D: ' c_or_d ' | '];
        set(gcf,'Name',vfn)
        assignin('base', 'c_or_d', c_or_d)
        posft = get(gca,'CurrentPoint');
        hold on
      elseif      (strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'1')       |
strcmp(get(fig_v,'CurrentCharacter'),'!'))
        set(gcf,'name','EarthQuake Analysis UOA');
        weight = '1';
        vfn = get(gcf,'name');
        vfn = [vfn '    Weight: ' weight ' '];
        set(gcf,'Name',vfn)
        assignin('base', 'weight', weight)
      else
        set(gcf,'name','EarthQuake Analysis UOA');
        weight = '0';
         vfn = get(gcf,'name');
        vfn = [vfn '    Weight: ' weight ' '];
        set(gcf,'Name',vfn)
        assignin('base', 'weight', weight)
        assignin('base', 'weight', weight)
      end;
      set(info_axes,'UserData',goto_new_obj);
    f3(src);
   end;


return;
```

Η συνάρτηση fill_stations_mis_fcn.m

```
function fill_stations_mis_fcn
v4 = 1;
station_list_to_be_add = [];
oasd_v = [];
cd(vpath.hypo)
```

```
stations_dat                                                    =
textread('stations_hypoinverse.dat','%s','delimiter','\n','whitespace
','');
cd(vpath.main)
for i = 1 : length(inp_data)
    sahdh  =  inp_data(1,i).sta ;
    find_my_station = strfind(stations_dat , sahdh) ;
    place_on_dat    = find(~cellfun('isempty', find_my_station), 1) ;
    if isempty(place_on_dat)
        station_list_to_be_add{v4} = sahdh;
        v4 = v4 + 1 ;
    end
end
find_em_ht = [];
if v4~=1
 [str,status]                                                   =
urlread('http://www.geophysics.geol.uoa.gr/stations/gmaps3/gmapv3_sta
tions.php?map=4&lng=en') ;
 for i = 1 : v4-1
mis_station = findstr(str,station_list_to_be_add{i}) ;
if ~isempty(mis_station)
line_ms = findstr(str(mis_station(1):mis_station(1)+48),',') ;
if isempty(line_ms)
    find_em_ht = .1;
    for iga = 1 : length(mis_station)
      if isempty(line_ms)
   line_ms = findstr(str(mis_station(iga):mis_station(iga)+48),',') ;
   if ~isempty(line_ms)
    elevation_sear          =          str(mis_station(iga)+line_ms(iga)-
33:mis_station(iga)+line_ms(iga+1)+422);
    break
   end
      end
    end
else
     elevation_sear           =           str(mis_station(1)+line_ms(1)-
33:mis_station(1)+line_ms(2)+422);
end
 line_ms2 = findstr(elevation_sear,'Elev') ;
 adals =  elevation_sear(line_ms2+14:line_ms2+18) ;
 if adals(end)=='m'
     adals = adals(1:end-1) ;
 end
 if adals(end)=='<'
     adals = adals(1:end-2) ;
 end
 a4 = str2num(adals);
 if isempty(a4) ,  adals = '    0'; else
 if a4<=0
     adals = '    0';
 elseif a4<10
     adals = ['    ' adals];
 elseif a4<100
     adals = ['   ' adals];
      elseif a4<1000
     adals = [' ' adals];
 end
 end
if isempty(find_em_ht)
 if length(station_list_to_be_add{i})==3 end
end
```

```
 find_em_ht = [];
 str2add_v = [];
 mis_station = [] ;
 line_ms = [] ;
 elevation_sear =[];
 line_ms2 = [];
 end
 end
end
if v4~=1
    listofsta = ['Quake Analysis Database Alert',10,10,];
cd(vpath.hypo)
fid = fopen('stations_hypoinverse.dat', 'a+');
fprintf(fid, '\n');
for i = 1 : length(oasd_v
    if i==length(oasd_v)
        if ~isempty(oasd_v{i})
        fprintf(fid, '%s', oasd_v{i});
       listofsta = [listofsta oasd_v{i},10,];
        end
    else
      if ~isempty(oasd_v{i})
    fprintf(fid, '%s\n', oasd_v{i});
    listofsta = [listofsta oasd_v{i},10,];
      end
    end
end
    warndlg([listofsta,10,'Has been added to your Station List.'],'New 
Stations')
fclose(fid);
cd(vpath.main)
end
 listofsta = [] ;
if ~isempty(station_list_to_be_add)
 for i = 1 : length(oasd_v)
    if isempty(oasd_v{i})
       listofsta = [station_list_to_be_add{i},10,];
    end
 end
    if ~isempty(listofsta)
    warndlg(['    ',10,listofsta,'    must    be    added',10,'Folder: 
HypoInv',10,'File:  stations_hypoinverse.dat  ',10,  'Online  Stations 
Data: 
http://www.geophysics.geol.uoa.gr/stations/gmaps3/gmapv3_stations.php
?map=4&lng=en'],'ATTENTION')
    end
end
```

Η συνάρτηση fill_seismometers_fcn.m πραγματοποιεί διόρθωση των χρόνων στο πρώτο pick όταν το σφάλμα υπερβαίνει μια οριακή τιμή.

```
function fill_seismometers_fcn
Try
cd(vpath.Dataout)
fid = fopen([vfsac.find_folder_analysis '.phi'],'w');
change_v = 'no' ;
 for i = 1 : length(inp_data_p)
        line = inp_data_p{i};
        if i==1 , eventminutev = str2num(line(29:30)) ; end
    if abs(err_data2(1,i).p_res)>1.5
      old_date_v = line(19:36) ;
      plusminus_date = datenum(old_date_v,'yyyymmddHHMMSS.FFF') ;
      dd = plusminus_date - (err_data2(1,i).p_res / 86400 );
      dd = datestr(dd,'yyyymmddHHMMSS.FFF') ;
      temp_date_v = [line(1:18) dd line(37:end)];
      change_v = 'yes' ;
    end
         if abs(err_data2(1,i).s_res)>1.5
              old_date_v = line(19:36) ;
      plusminus_date = datenum(old_date_v,'yyyymmddHHMMSS.FFF') ;
      dd = plusminus_date - (err_data2(1,i).p_res / 86400 );
      dd = datestr(dd,'yyyymmddHHMMSS.FFF') ;
    if i==28
        a=45;
    end
         dd6 = str2num(line(41:47)) - (err_data2(1,i).s_res   ) ;
         cminutev = str2num(dd(11:12))    ;
      dd6 = dd6 - ( abs(eventminutev - cminutev) * 60 )     ;
      dd6 = abs(dd6)
         if dd6>=100
           temp_date_v      =      [line(1:18)      dd      line(37:40)
sprintf('%6.3f',dd6) line(48:end)] ;
         else
         temp_date_v = [line(1:18) dd line(37:41) sprintf('%6.3f',dd6)
line(48:end)] ;
         end
         change_v = 'yes' ;
         end
   if strcmp(change_v,'yes')
      fprintf(fid,'%s\n',temp_date_v)
      inp_data_p{i} = temp_date_v ;
    else
        fprintf(fid,'%s\n',line)
        inp_data_p{i} = line ;
   end
change_v = 'no' ;
 end
 fprintf(fid,'%s','                 10');
fclose(fid)
```

```
 copyfile([vfsac.find_folder_analysis '.phi'],'hypoinv.inp')
 copyfile('hypoinv.inp',vpath.hypo)
  catch
      warndlg('AUTO    TIME    CORRECTION    HAS    NOT    BEEN    SET
CORRECTLY','ATTENTION')
end
cd(vpath.main)
```

Η εφαρμογή των Butterworth φίλτρων πραγματοποιείται από την συνάρτηση filter.fcn

```
function filter

Global filtre_c f1 f2 set_filt

try
if strcmp(set_filt,'on')
 for i = 1 : length(pos_wf)

     y  = [];
     x  = [];
     yy = [];
  if pos_wf(i)~=0
%================================== P ============================
if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).z)
    if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).z.x)
fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(i)).z.header.times.delta );
y = get(h_zplot(i),'ydata');
fn = fs/2;
w1 = f1/fn;
w2 = f2/fn;
fil_ord = 2;
[Ba1,Bb1]=butter(fil_ord,w1,'high');
[Ba2,Bb2]=butter(fil_ord,w2,'low');
 if strcmp(filtre_c,'b')
 yy =  filtfilt(Ba1,Bb1,y);
 yy =  filtfilt(Ba2,Bb2,yy);
 yy=yy+i;
 elseif strcmp(filtre_c,'h')
 yy =  filtfilt(Ba1,Bb1,y);
 yy=yy+i;
 elseif strcmp(filtre_c,'l')
 yy =  filtfilt(Ba2,Bb2,y);
 end
 set(h_zplot(i),'YData',yy)
    end
end
%================================== S ========= E - W ===========
if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).e)
    if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).e.x)
    fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(i)).e.header.times.delta );
y = get(h_eplot(i),'ydata');
fn = fs/2;
w1 = f1/fn;
w2 = f2/fn;
fil_ord = 2;
[Ba1,Bb1]=butter(fil_ord,w1,'high');
```

```
[Ba2,Bb2]=butter(fil_ord,w2,'low');
 if strcmp(filtre_c,'b')
 yy =  filtfilt(Ba1,Bb1,y);
 yy =  filtfilt(Ba2,Bb2,yy);
 yy=yy+i;
 elseif strcmp(filtre_c,'h')
 yy =  filtfilt(Ba1,Bb1,y);
 yy=yy+i;
 elseif strcmp(filtre_c,'l')
 yy =  filtfilt(Ba2,Bb2,y);
 end
set(h_eplot(i),'YData',vsettings.waveforms_time.main.vgcf.start_time(
1)*fs:vsettings.waveforms_time.main.vgcf.start_time(2)*fs),'xData',x(
vsettings.waveforms_time.main.vgcf.start_time(1)*fs:vsettings.wavefor
ms_time.main.vgcf.start_time(2)*fs)
    end
end
%================================= S ========= N - S ===========
if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).n)
    if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).n.x)
    fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(i)).n.header.times.delta );
y = get(h_nplot(i),'ydata');
fn = fs/2;
w1 = f1/fn;
w2 = f2/fn;
fil_ord = 2;
[Ba1,Bb1]=butter(fil_ord,w1,'high');
[Ba2,Bb2]=butter(fil_ord,w2,'low');
 if strcmp(filtre_c,'b')
 yy =  filtfilt(Ba1,Bb1,y);
 yy =  filtfilt(Ba2,Bb2,yy);
 yy=yy+i;
 elseif strcmp(filtre_c,'h')
 yy =  filtfilt(Ba1,Bb1,y);
 yy=yy+i;
 elseif strcmp(filtre_c,'l')
 yy =  filtfilt(Ba2,Bb2,y);
 end
    end
set(h_nplot(i),'YData',yy)
end
  end
 end
else
 for i = 1 : length(pos_wf)
  if pos_wf(i)~=0
      if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).z)
          if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).z.x)

  fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(i)).z.header.times.delta );
        if isempty(sstv)

set(h_zplot(i),'YData',sac_data(1,pos_wf(i)).z.yyy(vsettings.waveform
s_time.main.vgcf.start_time(1)*fs:vsettings.waveforms_time.main.vgcf.
start_time(2)*fs))
        else
       display_waveforms_fcn_s_t
        end
          end
      end
      if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).e)
```

```
         if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).e.x)
              fs=                 round(                1                /
sac_data(1,pos_wf(i)).e.header.times.delta );
          if isempty(sstv)

set(h_eplot(i),'YData',sac_data(1,pos_wf(i)).e.yyy(vsettings.waveform
s_time.main.vgcf.start_time(1)*fs:vsettings.waveforms_time.main.vgcf.
start_time(2)*fs))
                   else
                     display_waveforms_fcn_s_t
          end
         end
      end
      if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).n)
          if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(i)).n.x)
              fs=                 round(                1                /
sac_data(1,pos_wf(i)).n.header.times.delta );
            if isempty(sstv)

set(h_nplot(i),'YData',sac_data(1,pos_wf(i)).n.yyy(vsettings.waveform
s_time.main.vgcf.start_time(1)*fs:vsettings.waveforms_time.main.vgcf.
start_time(2)*fs))
                             else
               display_waveforms_fcn_s_t
            end
          end
      end
  end
 end
end
bd_R_H
catch
%warndlg('Filter  Hasn''t  been  set  correctly.  Station  Frequency
Error.','ATTENTION')
    end
```

Η εισαγωγή δεδομένων για τον προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης, αλλά και οι μικροχρονικές διορθώσεις επιτυγχάνονται με την συνάρτηση display_waveforms_fcn_s_t.m

```
function display_waveforms_fcn_s_t

global ssstart sstv h_zplot rmsbehave rmsv p_m_d p_m_d2 s_t_e pos_wf
filtre_c  f1  f2  set_filt  vsettings  t1  time_mag_err  sac_data
h_help_line_nplot h_help_line_zplot h_help_line_eplot


set(main.h.hpushb(15),''backgroundColor'',[1 0 0]) ,wddic=1; s_t_e =
[];stdf=[]; set_xlim = [];vfsac.numb_of_sac = 8;  h_zplot=[ ];h_eplot=[
];h_nplot=[  ];        p_arrival_time  =  [];  se_arrival_time  =  [];
sn_arrival_time = []; display_start=1;  display_waveforms_fcn_3     ;
set(gcf,''CurrentAxes'',main.h.z_vaxees),xlim([str2num(get(main.h.hed
it(1),''str'')) str2num(get(main.h.hedit(2),''str''))]) ,numofphases=
[''Next          ''          num2str(vfsac.numb_of_sac)            ''
Phases''];set(main.h.hpushb(6),''string'',numofphases)              ,
```

```
set(main.h.hpushb(8),''string'',[''Previous                    ''
num2str(vfsac.numb_of_sac) '' Phases''])   ; chkforendofday=[];  bd_R_H
')
ssstart = str2num(get(main.h.hedit(10),'str'));
eend = str2num(get(main.h.hedit(11),'str'));
if ssstart> 10 || eend> 40
   warndlg(' Time Before & After the Reference arrival point must be
1 ~ 10  and 1 ~ 40 (sec) ','ATTENTION')
else
    sstv = .1;
kkk = 0;
for i = display_start : display_start + vfsac.numb_of_sac-1
    kkk = kkk + 1;
    sahas = get(t1(kkk),'Position');
    set(t1(kkk),'Position',[1 sahas(2) sahas(3)])
    if pos_wf(kkk)~=0
        set(h_help_line_zplot(kkk),'XData',[0
ssstart+eend],'color',[1 1 1])
        if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(kkk)).z)
        if ~isempty(sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.x)
fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.header.times.delta );
set(h_zplot(kkk),'ydata',
sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.yyy(round(sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.header.
diff_time      *      fs-      (ssstart*fs)       )                  :
round(sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.header.diff_time * fs+ (eend*fs) ) )
)
set(h_zplot(kkk),'xdata',                sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.x(
round(sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.header.diff_time * fs- (ssstart*fs) )
:   round(sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.header.diff_time * fs+ (eend*fs)
) ))
p_m_d(kkk) = sac_data(1,pos_wf(kkk)).z.header.diff_time;
if ~isempty(err_data2)
    if  err_data2(1,i).p_weight==4
set(p_arrival_error(kkk),'visible','off')
set(p_arrival_time(kkk),'xData',[ssstart ssstart])
set(h_zplot(kkk),'xdata',get(h_zplot(kkk),'xdata')-      (p_m_d(kkk))
+ssstart )
    else
 set(h_zplot(kkk),'xdata',get(h_zplot(kkk),'xdata')-
p_m_d(kkk)+ssstart)
         set(p_arrival_time(kkk),'xData',[ssstart ssstart])
        set(p_arrival_error(kkk),'xData',[ssstart            ssstart-
err_data2(1,i).p_res])
    end
else
  set(h_zplot(kkk),'xdata',get(h_zplot(kkk),'xdata')-
p_m_d(kkk)+ssstart)
   set(p_arrival_time(kkk),'xData',[ssstart ssstart])
end
        end
        end
       set(h_help_line_eplot(kkk),'XData',[0 ssstart+eend],'color',[1
1 1])
set(gcf,'CurrentAxes',main.h.z_vaxees)
xlim([1 ssstart+eend])
bd_R_H
e_f_o_n = get(main.h.hpushb(10),'backgroundColor') ;
if e_f_o_n(1)==1 , filter_pick_st , end
bd_R_H

end
```

Η συμπεριφορά των παραμέτρων της σεισμικής πηγής καθώς και το σφάλμα RMS αποθηκεύονται και δημιουργούνται στατιστικά online διαγράμματα τα οποία με σύνδεση ftp ανεβαίνουν σε server.

```
function quake_analytics_online2
clear
on_off = false;
  try
    address = java.net.InetAddress.getByName('www.google.com');
    on_off = true;
  end
  if on_off==1
    sa = warndlg(['Please wait...',10,'Data are being Uploaded.'],'ATTENTION') ;
aux_code = aux1 ;
aux_code2 = aux2 ;
main_code = main_ci ;

nameu2 = vpath.data_sac(end-9:end);
tmp_outp_v=nameu2;
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v=='\'))='_';
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v=='/'))='_';
nameu2 = tmp_outp_v;
fid = fopen([nameu2 '_RMS.html'],'wt');
for i=1:36
    if i==26
        tvfs1 = ['<OPTION VALUE="' nameu2 '_RMS.html">'];
        fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
    elseif i==28
        tvfs1 = ['<OPTION VALUE="' nameu2 '_LongLat.html">'];
        fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
    elseif i==30
        tvfs1 = ['<OPTION VALUE="' nameu2 '_Depth.html">'];
        fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
    elseif i==32
       tvfs1 = ['<OPTION VALUE="' nameu2 '_Magnitude.html">'];
        fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
    else
fprintf(fid,'%s \n',main_code{1,i})
    end
end
  tvfs1 = ['<h1><center> Quake Analysis RMS Analytics </center></h1>'];
        fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
    tvfs1 = ['<h2><center> Analyst: ' vpath.analyst ' </center></h2> '];
        fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
 if ~isempty(rmsvt)
        tvfs1 = ['<h3><left> Start process: ' rmsv(1,1).time_of_process{1,1} ' End Process: ' rmsvt(1,end).time_of_process{1,2} ' </left></h2> '];
 else
```

```
          tvfs1      =      ['<h3><left>      Start      process:      '
rmsv(1,1).time_of_process{1,1}       '       End       Process:       '
rmsv(1,end).time_of_process{1,1} ' </left></h2>  '];
 end
fprintf(fid,'%s \n',tvfs1)
inh = 34;
for i=1:length(rmsv)
     tmpadd   =   ['      <div   id=''chart_div'      num2str(i)   '''
style="position:absolute;  TOP:'        num2str(inh)    '%;  LEFT:4%;
WIDTH:92%; HEIGHT:82%;"></div>      '];
     fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)
     inh = inh + 106;
end

%======================================================


for j = 1 : length(rmsv)
    if ~isempty(rmsv(1,j).long)
kep2 = [];
 for i = 1 : length(rmsv(1,j).user)
    kep2{i} = [ '[' num2str(i) ',' num2str(rmsv(1,j).user(i)) '],'];
 end
for i=1:19
    if i==11
     tmpadd = ['  <div id="chart_div' num2str(j)  '"><div>'];
     fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)

    else
fprintf(fid,'%s \n',aux_code{1,i})
    end
end
for i=1:length(kep2)
fprintf(fid,'%s \n',kep2{i})
end
for i=21:41
       if i==23
     tmpadd =  [' var options = {  title: '' Event -' num2str(j) ' of
'  num2str(length(events_list))  '-  \n  Details:     Date&Time:  '
events_list{1,j}      ' // Long:'  num2str(rmsv(1,j).long(end)) ' //
Lat:'           num2str(rmsv(1,j).lat(end))      '      //      Depth:'
num2str(rmsv(1,j).depth(end)) ' // Mag:'  num2str(rmsv(1,j).mag(end))
'  \n    Processing:  '      rmsv(1,j).time_of_process{1,1}  '  ~  '
rmsv(1,j).time_of_process{1,2}   '''  , '];
     fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)
    elseif i==28
     tmpadd   =  ['          title:  ''Quake  Analysis  RMS  Analytic
SeismicEvent: '    events_list{1,j}   ' '' ' ];
     fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)

    elseif i==32
     tmpadd        =        ['       var       chart        =        new
google.visualization.LineChart(document.getElementById(''chart_div'
num2str(j)  '''));'];
     fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)
    else
fprintf(fid,'%s \n',aux_code{1,i})
    end
end
```

```
    end
end


inh = inh + 2;
tmpadd = ['<h2 style="position:absolute; TOP:'     num2str(inh)   '%;
LEFT:20%; WIDTH:42%; HEIGHT:4%;"> Processing Time Table</h2>'];
 fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)
  for j = 1 : length(rmsv)
      if ~isempty(rmsv(1,j).long)
    inh = inh + 4;
tmpadd = ['<h3 style="position:absolute; TOP:'     num2str(inh)   '%;
LEFT:4%;  WIDTH:82%;  HEIGHT:3%;">  Event   -  '  num2str(j)     '  of  '
num2str(length(events_list))     '     -         Start     Process:     '
rmsv(1,j).time_of_process{1,1}        '       End       Process:         '
rmsv(1,j).time_of_process{1,2} '</h3>'];
 fprintf(fid,'%s \n',tmpadd)
      end
  end

%====================================================

fprintf(fid,'%s \n',' </body> </html>')
fclose(fid)
ftpob = ftp('ftp.seismology.gr','uoa@seismology.gr','');
mput(ftpob,[nameu2 '_Depth.html']);
mput(ftpob,[nameu2 '_Magnitude.html']);
mput(ftpob,[nameu2 '_LongLat.html']);
mput(ftpob,[nameu2 '_RMS.html']);
close(ftpob);
if isunix
 if strcmp(vsettings.o_browser,'n')
web(['www.quake.analysis.seismology.gr/' nameu2 '_RMS.html']);
end
else
if strcmp(vsettings.o_browser,'n')
web(['www.quake.analysis.seismology.gr/'   nameu2   '_RMS.html'],   '-
browser');
end
end
chkadel_i
close(sa)
  else
      warndlg('INTERNET   CONNECTION   PROBLEM   OR   FIREWALL   IS
ENABLED','ATTENTION')
  end
```

Οι σεισμικές καταγραφές δομούνται από ένα σχετικά χαοτικό περιεχόμενο που στο συχνοτικό εύρος της ακοής του ανθρώπου θυμίζει θόρυβο.
Η συνάρτηση eq_sound προσφέρει στον χρήστη να ορίσει το δείγμα δειγματοληψίας, τον αριθμό bit ανά Sample και τα κανάλια εξόδου ώστε να, ακούσει, ένα οποιοδήποτε σεισμικό γεγονός.

```
function eq_sound
If station_f_m2==1
y = get(h_zplot(station_f_m),'ydata'); %sac_data(1,pos_wf(i)).z.yyy;
fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(station_f_m)).z.header.times.delta );
```

```
set(main.hseq.htext(3),'string',['Current fs=' num2str(fs) 'Hz'])
elseif station_f_m2==2
  y = get(h_eplot(station_f_m),'ydata');
  fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(station_f_m)).e.header.times.delta
);
  set(main.hseq.htext(3),'string',['Current fs=' num2str(fs) 'Hz'])
else
  y = get(h_nplot(station_f_m),'ydata');
  fs= round( 1 / sac_data(1,pos_wf(station_f_m)).n.header.times.delta
);
  set(main.hseq.htext(3),'string',['Current fs=' num2str(fs) 'Hz'])
end
station_f_m = get(main.hseq.popu(1),''value'');
station_f_m2 = get(main.hseq.popu(2),''value'');
station_f_m3      =      str2num(get(main.hseq.hedit(1),''string''));
station_f_m4      =      str2num(get(main.hseq.hedit(2),''string''));
eq_sound_fcn
soundsc(y, station_f_m3 , station_f_m4, [min(y) max(y)])

poisson.h.prompt = {'Name'};
poisson.h.dlg_title = 'Save as...';
poisson.h.num_lines = 1;poisson.h.def = {''};
poisson.h.answer                                                       =
inputdlg(poisson.h.prompt,poisson.h.dlg_title,poisson.h.num_lines,poi
sson.h.def);
if ~isempty(poisson.h.answer)
nameu = poisson.h.answer{1};
end
tmp_outp_v=nameu;
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v==':'))='_';
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v=='-'))='_';
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v==' '))='_';
nameu = tmp_outp_v;
aa= datestr(now);
tmp_outp_v=aa;
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v==':'))='_';
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v=='-'))='_';
tmp_outp_v(find(tmp_outp_v==' '))='_';
saaa = tmp_outp_v;
namesoun          =          [          nameu                    '__'
true_stations.names{1,pos_wf(station_f_m)}(1:4) '_' cur_name '_' saaa
'_eq_sound_Quake_Analysis.wav'];
cd([vpath.main '\sounds'])
wavwrite(y,station_f_m3,namesoun)
cd(vpath.main)
```

Παράρτημα II SEISMICITY ANALYSIS

Η παρουσίαση ενός σεισμικού καταλόγου δίνεται σε 2-D Google Maps Api πραγματοποιώντας σύνδεση με server της Google καθώς και σε 3-D διάσταση. Η σύνδεση των υποκέντρων γίνεται με την συνάρτηση `pointtheevent.m`

```
function pointtheevent(modelf)

persistent previous_seismic_event_color
persistent previous_seismic_event_size
    bigsize = 16;
current=get(gcf,'userdata');
    if  ~isempty(current)  &  ~isempty(previous_seismic_event_color)
set(modelf.h.hld(current),'markersize',previous_seismic_event_size,'m
arkerfacecolor',[previous_seismic_event_color(1)
previous_seismic_event_color(2)    previous_seismic_event_color(3)]);
set(modelf.h.hll(current),'markersize',previous_seismic_event_size,'m
arkerfacecolor',[previous_seismic_event_color(1)
previous_seismic_event_color(2) previous_seismic_event_color(3)]);
    end
    if ~isempty(modelf.h.vor)
    pairnum=get(gcbo,'userdata');
    if iscell(pairnum)
       pairnum = pairnum{:};
    end
    defsize = get(modelf.h.hld(pairnum),'markersize');
    defcol  = get(modelf.h.hld(pairnum),'markerFaceColor');
    previous_seismic_event_size = defsize;
    previous_seismic_event_color = defcol;
    else
        pairnum = modelf.h.wts;
         defsize = get(modelf.h.hld(pairnum),'markersize');
         defcol  = get(modelf.h.hld(pairnum),'markerFaceColor');
    end

set(modelf.h.hld(pairnum),'markersize',bigsize,'markerfacecolor',[1 0
0]);

set(modelf.h.hll(pairnum),'markersize',bigsize,'markerfacecolor',[1 0
0]);
    set(gcf,'userdata',pairnum)
if ~isempty(modelf.h.vor)
     if modelf.h.vor==.7
         modelf.h.wts = pairnum;
     else
 modelf.h.wts=get(modelf.h.hpsm,'UserData');
     end
 end
anfti=['Current                                                   ID:
',num2str(modelf.h.prob(modelf.h.wts).day),'/',num2str(modelf.h.prob(
modelf.h.wts).month),'/',num2str(modelf.h.prob(modelf.h.wts).year),'
Depth:',num2str(modelf.h.prob(modelf.h.wts).depth),'              Km
Mw:',num2str(modelf.h.prob(modelf.h.wts).magnitude)    '        Long:'
num2str(modelf.h.prob(modelf.h.wts).long)        '              Lat:'
num2str(modelf.h.prob(modelf.h.wts).lat)                             '
|PID:',num2str(modelf.h.wts)];
```

```
set(modelf.h.hpsm,'CurrentAxes',modelf.h.suba)
set(modelf.h.htext(2),'string',anfti)
 modelf.h.vor=.1;
set(modelf.h.hpsm,'windowButtonUpFcn','')
```

Τα χρονικά φίλτρα για τα ιστογράμματα και τα τρισδιάστατα γραφικά δίνονται στον κώδικα που ακολουθεί:

```
1        2        3          4    5
--------------------------------
|   20       12         23       4 |
|   20       12         23       4 |
|   20       12         23       4 |
|   20       12         23       4 |
---------------------------------

      i-1,j
         |
i,j-1 - i,j - i,j+1
         |
       i+1,j



d2.cistaisempty=[];
i=1;
while isempty(d2.cistaisempty)
      if i~=1
      modelf.fday1 = modelf.fday1 + 1;
      end
    for i = 1 : length(modelf.h.prob)
        if modelf.h.prob(i).number_date==modelf.fday1
            d2.sta = i;
            d2.cistaisempty = 'find it' ;
            modelf.fday1 = modelf.h.prob(i).number_date;
            break
        end
    end

end
  if modelf.fday2 <= modelf.fday1
      modelf.fday2 = modelf.fday1 + 1;
  end
  d2.cistaisempty = [];
  while isempty(d2.cistaisempty)
         if i~=d2.sta
         modelf.fday2 = modelf.fday2 + 1;
         end
    for i = d2.sta : length(modelf.h.prob)
       if modelf.h.prob(1,end).number_date<modelf.fday2
            warndlg(['Time  Filter  must  be  at  least  equal  to'
datestr(modelf.h.prob(1,end).number_date)    '    (last    Event    on
Catalogue)'],'ATTENTION')
       else
```

```
     if                    length(modelf.h.prob)==i                  &
modelf.h.prob(1,end).number_date==modelf.fday2

         d2.en = i;
          d2.cistaisempty = 'find it' ;
          modelf.fday2 = modelf.h.prob(i).number_date;
                   d2.fwe    =     warndlg(['Current   Time   Filter   '
datestr(modelf.h.prob(1,end).number_date) ' is equal to the last Event
on Catalogue so further analysis would be fatal'],'ATTENTION');
  pause(3)
close(d2.fwe)
         break
     else
        if              modelf.h.prob(i).number_date==modelf.fday2     &
modelf.h.prob(i+1).number_date>modelf.fday2
         d2.en = i;
          d2.cistaisempty = 'find it' ;
          modelf.fday2 = modelf.h.prob(i).number_date;
         break
       end
       if          modelf.h.prob(i).number_date<modelf.fday2           &
modelf.h.prob(i+1).number_date>modelf.fday2
           d2.en = i;
          d2.cistaisempty = 'find it' ;
          modelf.fday2 = modelf.h.prob(i).number_date;
           break
       end
     end
      end
    end
  end
for i = 1 : length(d2.loop_x)-1

    for j = 1  : length(d2.loop_y)-1

        for k = d2.sta : d2.en

              if    modelf.h.prob(1,k).long    >=    d2.longitude    &
modelf.h.prob(1,k).long      <       d2.longitude+d2.vgridstep       &
modelf.h.prob(1,k).lat  >=  d2.latitude  &  modelf.h.prob(1,k).lat  <
d2.latitude+d2.vgridstep      &    modelf.h.prob(1,k).number_date   >=
modelf.fday1 & modelf.h.prob(1,k).number_date <= modelf.fday2
                d2.E(i,j) = d2.E(i,j) + modelf.h.prob(1,k).energy;
              end
        end

        d2.longitude = d2.longitude + d2.vgridstep;
    end

    d2.longitude =  d2.long11;
    d2.latitude  = d2.latitude + d2.vgridstep;
end
d2.E2 = log(d2.E);
d2.sofe2 = size(d2.E2);
for gf1 = 1 : d2.sofe2(1,1)
    for gf2 = 1 : d2.sofe2(1,2)
        if isinf(d2.E2(gf1,gf2))
            d2.E2(gf1,gf2) = 0;
        end
    end
```

```
end
set(modelf.h.hpsm,'CurrentAxes',modelf.h.histograxes)
colorbar off
axis([d2.long11 d2.long22 d2.lat11 d2.lat22])
if polygon.mapoption==1
    if isempty(exist_gma)
        hold off
exist_gma = plot_google_map('maptype','satellite','Refresh',1);
    else
        d2.findcl = get(gca,'Children');
delete(d2.findcl(1))
    end
else
geoshow('landareas.shp');
end
hold on
if modelf.h.gcbodata{4}==11

  d2.handleofsurf = contourm(d2.yy,d2.xx,d2.E,d2.cl,'LineWidth',2);

d2.minfd = min(d2.E(:));
d2.maxfd = max(d2.E(:));
else

  d2.handleofsurf = contourm(d2.yy,d2.xx,d2.E2,d2.cl,'LineWidth',2);

  d2.minfd = min(d2.E2(:));
 d2.maxfd = max(d2.E2(:));
end
shading interp
view(0,90)
colorbar
colormap(hsv)
set(modelf.h.histograxes, 'Clim', [d2.minfd d2.maxfd])
d2.vfaE = .1;
d2.vfe = [];
legend off
end
else
set(modelf.h.hpsm,'CurrentAxes',modelf.h.histograxes)
axis([d2.long11 d2.long22 d2.lat11 d2.lat22])
if polygon.mapoption==1
    if isempty(exist_gma)
        hold off
exist_gma = plot_google_map('maptype','satellite','Refresh',1);
    else
        d2.findcl = get(gca,'Children');
%delete(gutrich.ch(:))
delete(d2.findcl(1))
    end
else
geoshow('landareas.shp');
end
hold on
if modelf.h.gcbodata{4}==11
  d2.handleofsurf = contourm(d2.yy,d2.xx,d2.E,d2.cl,'LineWidth',2);
  d2.minfd = min(d2.E(:));
d2.maxfd = max(d2.E(:));
colorbar('position',[0.89    0.0751    0.0460    .84])
else
```

```
  d2.handleofsurf = contourm(d2.yy,d2.xx,d2.E2,d2.cl,'LineWidth',2);
  d2.minfd = min(d2.E2(:));
d2.maxfd = max(d2.E2(:));
colorbar
end
shading interp
view(0,90)
colormap(hsv)
set(modelf.h.histograxes, 'Clim', [d2.minfd d2.maxfd])
end
end
```

Παράρτημα III baMap

Η αυτόματη διαδικασία προσδιορισμού της b-value με τις μεθόδους MLE και MLS δίνεται από τον κώδικα:

```
function [gutrich , fd ] = auromatic_bvalue_fcn_2(bvmd,bvalue,gutrich)

for i = 1 : lat_loop
    for j = 1 : long_loop
       for de = 1 : dep_loop
         for iia = 1 : 100
          bvalue(i,j,de).Nmag(iia)                    =                sum(
vforbvalue(i,j,de).a(iia:end));
          bvalue(i,j,de).logNmag(iia)                  =              log10(
bvalue(i,j,de).Nmag(iia));
          bvalue(i,j,de).mag(iia) = vforbvalue(i,j,de).a(iia);
         end
       end
    end
end
ijde = size(bvalue);
for i = 1 : lat_loop
    for j = 1 : long_loop
       for de = 1 : dep_loop
lsfm = find(bvalue(i,j,de).logNmag>0);
if ~isempty(lsfm)
lsfm = lsfm(end);
set(gutrich.hfig,'CurrentAxes',gutrich.hax{5})
hold off
  xo   =   find_mc_fcn(1:lsfm,bvalue(i,j,de).logNmag(1:lsfm)         -
bvalue(i,j,de).logNmag(lsfm:-1:1),0);
  yo = interp1(1:lsfm,bvalue(i,j,de).logNmag(1:lsfm)   ,xo);
    [a      b       sy       da       db       yf       ,       R]       =
findlms(1:100,bvalue(i,j,de).logNmag,round(xo)+1,lsfm-2,gutrich);

% set b valye from maximum mlikelihood
%               1
%  b =  ---------------------
%         ln(10)(Mmean - Mc)

gutrich.bvalue(i,j,de) = abs(b);
if isempty(xo)
    gutrich.bvalue(i,j,de) = NaN;
    fd.maxliklhd(i,j,de) = NaN;
     fd.a(i,j,de) =  NaN ;
fd.b(i,j,de) = NaN;
fd.sa(i,j,de) = NaN;
fd.sb(i,j,de) = NaN;
fd.is(i,j,de) = NaN;
fd.ie(i,j,de) = NaN;
fd.Rcor(i,j,de) = NaN;
fd.min_thresh(i,j,de) = NaN;
fd.max_thresh(i,j,de) = NaN;
fd.max_event(i,j,de) = NaN;
fd.max_event_pos(i,j,de) = NaN;
elseif bvalue(i,j,de).Nmag(1)<=50
    gutrich.bvalue(i,j,de) = NaN;
   fd.maxliklhd(i,j,de) = NaN;
```

```
     fd.a(i,j,de) =  NaN ;
fd.b(i,j,de) = NaN;
fd.sa(i,j,de) = NaN;
fd.sb(i,j,de) = NaN;
fd.is(i,j,de) = NaN;
fd.ie(i,j,de) = NaN;
fd.Rcor(i,j,de) = NaN;
fd.min_thresh(i,j,de) = NaN;
fd.max_thresh(i,j,de) = NaN;
fd.max_event(i,j,de) = NaN;
fd.max_event_pos(i,j,de) = NaN;
else
    fd.Rcor(i,j,de) = abs(R);
    xo = xo/10;
    xo2 = round(xo * 10) / 100;
xo2 = xo2 *10;
xo = xo2 ;
fd.min_thresh(i,j,de) = xo+.1;
fd.max_thresh(i,j,de) = lsfm/10;
fd.max_event(i,j,de) = max(bvalue(i,j,de).mag(1:lsfm));
 max_pos =  find(bvalue(i,j,de).mag(1:lsfm) == fd.max_event(i,j,de) );
 fd.max_event_pos(i,j,de) = max_pos(1);
 max_pos = [];
  mw=0;
ml = 0;
garha = 0;
for imle = 1 : length(bMap(i,j,de).data)
    if bMap(i,j,de).data(imle).magnitude>=fd.min_thresh(i,j,de)
       ml=ml+1;
       mw=mw+bMap(i,j,de).data(imle).magnitude;

    end
end
if i==3 & j==2
    fs=1;
end
     gutrich.maxliklhd   =   1/   (2.30258509299*   (   (mw/ml)      -
fd.min_thresh(i,j,de) ) );
fd.maxliklhd(i,j,de) = gutrich.maxliklhd ;
fd.a(i,j,de) =  a ;
fd.b(i,j,de) = abs(b);
fd.sa(i,j,de) = da;
fd.sb(i,j,de) = db;
fd.is(i,j,de) = xo+.1 ;
fd.ie(i,j,de) = lsfm-2 ;
end
else
    bvalue(i,j,de).Nmag(1) = 0;
end
       end
    end
end
gutrich.popupm(1) = uicontrol('parent',gutrich.hpanm(5),...
    'Style', 'popup',...
    'Interruptible','off',...
       'String', 'a',...
       'units','normalized',...
       'position',[.1 .1 .8 .04 ],...
       'Callback','');
k = 1;
 for i = 1 : lat_loop
```

```
      for j = 1 : long_loop
        for de = 1 : dep_loop
          gutrich.gutrich_display_details{k}    =    [num2str(i)    ','
num2str(j) ',' num2str(de) '  | ' , num2str(bvalue(i,j,de).Nmag(1)) ,
'  Events  |      LMS  b:  '  num2str(fd.b(i,j,de))    '    MLE  b:  '
num2str(fd.maxliklhd(i,j,de)) '    a: ' num2str(fd.a(i,j,de))  '   R:
' num2str(   fd.Rcor(i,j,de)) '    Era: ' num2str(fd.sa(i,j,de))    '
Erb:  ' num2str(fd.sb(i,j,de))   '    mc:  ' num2str(fd.is(i,j,de))  '
Mmax: ' num2str(fd.ie(i,j,de)/10)  '  Auto solution '];
          k = k + 1;
        end
      end
 end
  set(gutrich.popupm(1),'Visible','on','String',
gutrich.gutrich_display_details(1,1:1:length(
gutrich.gutrich_display_details)),...
      'Callback','   autom_callb_fcn,set(gutrich.push(14),''String'',
num2str((fd.is(gutrich.popv(1),gutrich.popv(2),gutrich.popv(3)))))   ,
set(gutrich.push(16),''String'',
num2str((fd.ie(gutrich.popv(1),gutrich.popv(2),gutrich.popv(3)))/10))
')
```

Η δημιουργία των μικροκαταλόγων που προέρχονται από τα χωροχρονικά φίλτρα του χρήστη πραγματοποιείται από την συνάρτηση make_dat_data_fcn.m

```
function make_dat_data_fcn

chkcrcrbndrs_fcn
if isempty(ok_runbamap2) | isempty(ok_runbamap)
else
 %=========================================================
hmhmline                =               numel(textread('thesis_mikri_area
28_Sep_2015_22_25_57.epi','%1c%*[^\n]'));

[year, month, day, hour, min , sec , lat , long ,dep , mag] =
textread('Kat0014.dat', ...
%'%d %s %d %d %d %4.1f %6.3f %6.3f %d  %4.2f', hmhmline );
cat_data = textread('mycataloge.epi');
convert_month
%===========================
fpdb.a = [baMap_filt.long1:baMap_filt.longstep:baMap_filt.long2];

if baMap_filt.long_overl~=1
long_loop = length(fpdb.a)-1;
else
    fpdb.aa                                                          =
[baMap_filt.long1:baMap_filt.longstep/2:baMap_filt.long2];
long_loop = ( (length(fpdb.a)-1) * 2 ) - 1 ;
end
fpdb.b = [baMap_filt.lat1:baMap_filt.latstep:baMap_filt.lat2];
if baMap_filt.lat_overl~=1
lat_loop = length(fpdb.b)-1;
else
    fpdb.bb = [baMap_filt.lat1:baMap_filt.latstep/2:baMap_filt.lat2];
lat_loop = ( (length(fpdb.b)-1) * 2 ) - 1 ;
end
%====================================

if baMap_filt.long_overl==1 & baMap_filt.lat_overl==1
  name_new_dir       =       [num2str(baMap_filt.longstep)       'x'
num2str(baMap_filt.latstep)   '_O_O_'  num2str(baMap_filt.long1)  '_'
num2str(baMap_filt.long2)      '_'     num2str(baMap_filt.lat1)    '_'
num2str(baMap_filt.lat2)  ];

elseif baMap_filt.long_overl~=1 & baMap_filt.lat_overl==1
name_new_dir         =        [num2str(baMap_filt.longstep)       'x'
num2str(baMap_filt.latstep)   '_n_O_'  num2str(baMap_filt.long1)  '_'
num2str(baMap_filt.long2)      '_'     num2str(baMap_filt.lat1)    '_'
num2str(baMap_filt.lat2)  ];
elseif baMap_filt.long_overl==1 & baMap_filt.lat_overl~=1
 name_new_dir        =        [num2str(baMap_filt.longstep)       'x'
num2str(baMap_filt.latstep)   '_O_n_'  num2str(baMap_filt.long1)  '_'
num2str(baMap_filt.long2)      '_'     num2str(baMap_filt.lat1)    '_'
num2str(baMap_filt.lat2)  ];
else
  name_new_dir       =        [num2str(baMap_filt.longstep)       'x'
num2str(baMap_filt.latstep)   '_n_n_'  num2str(baMap_filt.long1)  '_'
num2str(baMap_filt.long2)      '_'     num2str(baMap_filt.lat1)    '_'
num2str(baMap_filt.lat2)  ];
end
```

```
cur = cd;
cd([cur '\Catalogue_Data\'])
mkdir(name_new_dir)
cd(  name_new_dir)
for i = 1 : lat_loop
    for j =  1 :  long_loop
        if baMap_filt.lat_overl~=1
long1 =  baMap_filt.long1 + (baMap_filt.longstep * (j-1) );
long2  =  baMap_filt.long1  +  (baMap_filt.longstep  *  (j-1)  )  +
baMap_filt.longstep ;
        else
long1 =  baMap_filt.long1 + (baMap_filt.longstep/2 * (j-1) );
long2  =  baMap_filt.long1  +  (baMap_filt.longstep/2  *  (j-1)  )  +
baMap_filt.longstep ;
        end
posit5   =   find(cat_data(:,8)>=long1   &   cat_data(:,8)<=long2   &
cat_data(:,7)>=lat1         &         cat_data(:,7)<=lat2         &
cat_data(:,1)>=baMap_filt.year1  &  cat_data(:,1)<=baMap_filt.year2  &
cat_data(:,10)>=baMap_filt.magn1 & cat_data(:,10)<=baMap_filt.magn2 &
cat_data(:,2)>=baMap_filt.month1  &  cat_data(:,2)<=baMap_filt.month2
);
nameoffid = [num2str(lat1)  '_'  num2str(lat2)  '_'  num2str(long1)  '_'
num2str(long2) '.dat'];
fid = fopen(nameoffid,'wt');
fprintf(fid,'%4.0f  %2.0f  %2.0f  %2.0f  %4.1f  %5.2f  %5.2f  %2.0f  %3.1f
\n',[cat_data(posit5,1)    ,cat_data(posit5,3),    cat_data(posit5,4),
cat_data(posit5,5)    ,cat_data(posit5,6)    ,    cat_data(posit5,7)    ,
cat_data(posit5,8) , cat_data(posit5,9) , cat_data(posit5,10)]')
fclose(fid)
posit5=[];
    end
end
cd(cur_cd)
warndlg('DATA HAS BEEN MADE','ATTENTION')
end
```

Η πιθανότητα εμφάνισης σεισμικού γεγονότος με την θεωρία κατανομής Poisson δίνεται από την συνάρτηση poisson_distribution

```
function                 [poisson,baMap_filt,modelf]                =
poisson_distribution(baMap_filt,modelf)
poisson.h.y_o_p=30;
    poisson.h.figure = figure;
poisson.h.nextearthq=modelf.h.prob(end).year;
poisson.h.vallong1=min(baMap_filt.long1);
poisson.h.vallong2=max(baMap_filt.long2);
poisson.h.vallat1=min(baMap_filt.lat1);
poisson.h.vallat2=max(baMap_filt.lat2);
 poisson.h.hmp=1;
poisson.h.a=[];
poisson.h.aa=[];
poisson.h.a = ones(1,length(modelf.h.prob)-1);
for i=2:length(modelf.h.prob)
    poisson.h.a(i-1)=modelf.h.prob(i).year - modelf.h.prob(i-1).year;
end
poisson.h.suma=sum(poisson.h.a);
poisson.h.tm=poisson.h.suma/length(poisson.h.a);
poisson.h.aa= ones(1,length(poisson.h.a));
for i=1:length(poisson.h.a)
    poisson.h.aa(i)=(poisson.h.a(i)-poisson.h.tm)^2;
end
poisson.h.sumaa=sum(poisson.h.aa);
poisson.h.s=(((poisson.h.sumaa/(length(poisson.h.a)-1))^((1/2))));
                               % typikh apoklish
poisson.h.l=1/poisson.h.tm;    % mesh timh  diakymansh
%p=(((l*5)^1)*exp(-l*5));      % pithanotita synarthsh katanomhs
                               % tyxaias metablhths
% posa events exo
poisson.h.lstartx=length(modelf.h.prob) ;
% imeromenia apo to teleytaio event
poisson.h.startx=modelf.h.prob(poisson.h.lstartx).year;
% gia na min apaitei mnimi allazodas kathe fora to size toy matrix
poisson.h.probability = ones(1,400);
poisson.h.xticc = ones(1,400);
for iii=1:400
    % pithanotita gia kathe year apo tis epomenes toy last event
    poisson.h.probability(iii)=(((poisson.h.l*iii)^1)*exp(-
poisson.h.l*iii));
    poisson.h.xticc(iii)=poisson.h.startx+iii;
end
poisson.h.gcax=axes;
poisson.h.aplot                                                      =
plot(poisson.h.xticc,poisson.h.probability,'LineWidth',4,'Color',[0  0
0]);
hold on
poisson.h.bplot = bar(poisson.h.xticc,poisson.h.probability);
grid on
ylabel('probability   (0~1)')
xlabel('years')
set(poisson.h.gcax,'Color',[.76 .76 .76])
[poisson.h.maxprobvalue            poisson.h.positox]                =
max(poisson.h.probability);
poisson.h.terror=abs(poisson.h.xticc(poisson.h.positox)-
poisson.h.nextearthq);
```

```
poisson.h.textinfo=['PROBABILITY OF FUTURE EARTHQUAKE WITH MAGNITUDE
',num2str(baMap_filt.magn1),'+                ML                  ESTIMATE
IN',num2str(poisson.h.xticc(poisson.h.positox))];
poisson.h.title = title(poisson.h.textinfo);
hold on
poisson.h.alin=line([poisson.h.xticc(poisson.h.positox)
poisson.h.xticc(poisson.h.positox)],[0
max(poisson.h.probability)+.05],'LineWidth',2,'Color',[0 0 0]);
poisson.h.xticco=poisson.h.xticc(1)-1;
poisson.h.xticcn=poisson.h.xticc(poisson.h.y_o_p);
xlim([poisson.h.xticco poisson.h.xticcn])
poisson.h.stare=text(poisson.h.xticc(poisson.h.positox)-
.4,max(poisson.h.probability)+.04,'*');

poisson.h.gui.hp_sdata = uicontrol('parent',poisson.h.figure,...
       'Style', 'popup',...
       'String', strin(end:-1:1),...
       'units','normalized','Inter','on','BusyAction','cancel',...
       'parent',poisson.h.gui.hpan2,'position',[ .06 .36 .9 .2  ],...
       'Callback',  @(varargin)update_poisson_data);
```

Η b-value τρισδιάστατες τομές στον χώρο έγιναν με την ανάπτυξη της συνάρτησης display_bMap_3D_slices.m

```
function display_bMap_3D_slices
gutrich.final_b_v_fig = figure;
if baMap_filt.lat_overl~=1 & baMap_filt.long_overl~=1
   if baMap_filt.dep_overl~=1
   [gutrich.xx_3d      ,gutrich.yy_3d      gutrich.zz_3d      ]      =
meshgrid(baMap_filt.long1:baMap_filt.longstep:(baMap_filt.long2-
baMap_filt.longstep)                                                  ,
baMap_filt.lat1:baMap_filt.latstep:(baMap_filt.lat2-
baMap_filt.latstep)                                                   ,
baMap_filt.dep1:baMap_filt.depstep:(baMap_filt.dep2-
baMap_filt.depstep));
  gutrich.xx_3d=gutrich.xx_3d+baMap_filt.longstep/2;
  gutrich.yy_3d=gutrich.yy_3d+baMap_filt.latstep/2;
  gutrich.zz_3d=gutrich.zz_3d+baMap_filt.depstep/2;
   end
end
[gutrich.xxq,gutrich.yyq,gutrich.zzq] =  meshgrid(  gutrich.xx(1,1)  :
u_d_s   :  gutrich.xx(1,end)          ,     gutrich.yy(1,1)   :  u_d_s   :
gutrich.yy(end,1)   ,    baMap_filt.dep1 : 1 : baMap_filt.dep2) ;
gutrich.bvalue_finall   =   interpn(gutrich.yy_3d   ,   gutrich.xx_3d   ,
gutrich.zz_3d , gutrich.bvalue, gutrich.yyq,gutrich.xxq,gutrich.zzq);
xslice = max(polygon.x) - baMap_filt.longstep;
yslice = max(polygon.y) - baMap_filt.latstep;
zslice = baMap_filt.dep2 - baMap_filt.depstep;
da    =    slice(gutrich.xxq    ,    gutrich.yyq    ,    gutrich.zzq    ,
gutrich.bvalue_finall ,xslice,yslice,zslice);
colorbar
set(gca,'Color',[.7 .7 .7])
gutrich.titlebv    =    title(['   b    =    f(x,y,z)',10,'3D    b-value
Distribution',10,'Ted ASPIOTIS']);
hold on
set(gca,'ZDir','reverse')
axis([min(polygon.x) max(polygon.x) min(polygon.y) max(polygon.y)])
zlabel('Depth(km)')
ylabel('Latitude(deg)')
xlabel('Longitude(deg)')
```

Αναφορές

[1] Achenbach, J. D. Wave Propagation in Elastic Solids. New York: Elsevier, 1984.

[2] Chapman, Chris. Fundamentals of seismic wave propagation. Cambridge University Press, 2004.

[3] Zhang, Haijiang, Clifford Thurber, and Charlotte Rowe. "Department of Geology and Geophysics University of Wisconsin-Madison Draft."

[4] Ruck, Dennis W., et al. "The multilayer perceptron as an approximation to a Bayes optimal discriminant function." Neural Networks, IEEE Transactions on1.4 (1990): 296-298.

[5] Zhang, Haijiang, Clifford Thurber, and Charlotte Rowe. "Automatic P-wave arrival detection and picking with multiscale wavelet analysis for single-component recordings." Bulletin of the Seismological Society of America 93.5 (2003): 1904-1912.

[6] Tselentis, G-Akis, et al. "A method for microseismic event detection and P-phase picking." San Antonio: SEG 2011 Annual Meeting. 2011.

[7] Lois, Athanasios, et al. "A new automatic S-onset detection technique: Application in local earthquake data." Geophysics 78.1 (2012): KS1-KS11.

[8] McCann, Martin W., and David M. Boore. "Variability in ground motions: root mean square acceleration and peak acceleration for the 1971 San Fernando, California, earthquake." Bulletin of the Seismological Society of America 73.2 (1983): 615-632.

[9] Pei, Soo-Chang, Min-Hung Yeh, and Tzyy-Liang Luo. "Fractional Fourier series expansion for finite signals and dual extension to discrete-time fractional Fourier transform." Signal Processing, IEEE Transactions on 47.10 (1999): 2883-2888.

[10] Griffin, Daniel W., and Jae S. Lim. "Signal estimation from modified short-time Fourier transform." Acoustics, Speech and Signal Processing, IEEE Transactions on 32.2 (1984): 236-243.

[11] Selesnick, Ivan W., and C. Sidney Burrus. "Generalized digital Butterworth filter design." Signal Processing, IEEE Transactions on 46.6 (1998): 1688-1694.

[12] Smets, Philippe. "Belief functions: the disjunctive rule of combination and the generalized Bayesian theorem." International Journal of approximate reasoning9.1 (1993): 1-35.

[13] Gutenberg, B. and Richter, Ch.F., Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1944, vol. 34, pp. 185–188.

[14] Popandopoulos, G. A., and A. A. Lukk. "The depth variations in the b-value of frequency-magnitude distribution of the earthquakes in the Garm region of Tajikistan." Izvestiya, Physics of the Solid Earth 50.2 (2014): 273-288.

[15] Wyss, M., et al. "Mean magnitude variations of earthquakes as a function of depth: Different crustal stress distribution depending on tectonic setting."Geophysical research letters 35.1 (2008).

[16] Papadopoulos, Gerassimos A., et al. "Strong foreshock signal preceding the L'Aquila (Italy) earthquake (M w 6.3) of 6 April 2009." Natural Hazards and Earth System Science 10.1 (2010): 19-24.

[17] Scholz, C. H. "Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression." Journal of Geophysical Research 73.4 (1968): 1417-1432.

[18] Wolfram Mathematica Maximum Likelihood

[19] Bender, Bernice. "Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data." Bulletin of the Seismological Society of America 73.3 (1983): 831-851.

[20] Marzocchi, Warner, and Laura Sandri. "A review and new insights on the estimation of the b-valueand its uncertainty." Annals of geophysics (2003).

[21] Wiemer, Stefan, and Max Wyss. "Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan." Bulletin of the Seismological Society of America 90.4 (2000): 859-869.

[22] Jones, Huw. "Fractals Before Mandelbrot A Selective History." Fractals and chaos. Springer New York, 1991. 7-33.

[23] ITO, K. and M. MATSUZAKI (1990): Earthquakes as self-organized critical phenomena, J. Geophys. Res., 95, 6853-6860

[24] BAK, P. and C. TANG (1989): Earthquakes as a self-organized criticality phenomenon, J. Geophys. Res., 94, 15635-15637.

[25] Gerstenberger, M., Wiemer, S., and Giardini, D., A systematic test of the hypothesis that the *b*-value varies with depth in California, *Geophys. Rev. Lett.*, 2001, vol. 28, no. 1, pp. 57–60. CrossRef

[26] Gueydan, F. Leroy, Y.M., and Jolivet, L., Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition, *J. Geophys. Res.*, 2004, vol. 109, p. B12407. doi: 10.1029/2003JB002806 CrossRef

[27] Ishibe, T., Tsuruoka, H., and Shimazaki, K., The dependency of the *b*-value on the focal mechanism and on the hypocentral depth, *Abstracts of Japan Geoscience Union Meeting*, Chiba, Japan, May 25–30, 2008.

[28] Kagan, Y., The universality of the frequency-moment relationship, *Pure Appl. Geophys*, 1999, vol. 155, pp. 537–574. CrossRef

[29] Marzocchi, W. and Sandri, L., A review and new insights on the estimation of the *b*-value and its uncertainty, *Ann. Geophys.*, 2003, vol. 46, pp. 1271–1282.

[30] Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M., Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, 2005, vol. 437, pp. 539–542. doi: 10.1038/nature04094 CrossRef

[31] Singh, C. and Chadha, R., Variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes with depth in the Koyna-Warna region, India, *J. Asian Earth Sci.*, 2010, vol. 39, no. 4, pp. 331–334. CrossRef

[32] Wyss, M., Pachiani, F., Deschamps, A., and Patau, G., Mean magnitude variations of earthquakes as a function of depth: Different crustal stress distribution depending on tectonic setting, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35, L01307. doi: 10.1029/200GL031057 CrossRef

[33] Zhu, A., Xu, X., Hu, P., Zhou, Y., Chen, G., and Gan, W., Variation of *b*-value with hypocentral depth in Beijing area: Implications for earthquake nucleation, *Chinese Sci. Bull.*, 2005, vol. 50, no. 7, pp. 691–695. CrossRef

[34] Amitrano, D., Brittle-ductile transition and associated seismicity: Experimental and numerical studies and relationship with the *b* value, *J. Geophys. Res.*, 2003, vol. 108, no. B1, p. 2044. doi: 10.1029/2001JB000680 CrossRef

[35] Bai, C. Y., and B. L. N. Kennett, 2000, Automatic phase-detection and identification by full use of a single three-component broadband seismogram: Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 187–198, doi: 10 .1785/0119990070.

[36] Diehl, T., E. Kissling, S. Husen, and F. Aldersons, 2009, Consistent phase picking for regional tomography models: Application to the greater Alpine region: Geophysical Journal International, 176, 542–554, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03985.x

[37] Eisner, L., T. Fischer, and T. Rutledge, 2009, Determination of S-wave slowness from a linear array of borehole receivers: Geophysical Journal International, 176, 31–39, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03939.x

[38] K. Vlachou, V. Sakkas and E. Lagios, 2011. Crustal deformation studies in the seismically active area of Patras (Greece).), Geoscience and Remote [34] [39] Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International, Vancouver Canada, 10.1109/IGARSS.2011.6050082

[40] G. Kaviris and K. Makropoulos, 2006. Moment Magnitude and Duration Magnitude Determination in Central Greece. Book of Abstracts, p. 271, 1st ECEES, Geneva, Switzerland.

[41] G. Kaviris and K. Makropoulos, 2004. Spatio-Temporal distribution of Earthquakes and Deformation in the area of the Western Gulf of Corinth (Greece). Book of Abstracts, p. 148, XXIX ESC General Assembly, Potsdam, Germany.

[42] Daub, E.G., Shelly, D.R., Robert, A., Guyer, R.A., and Johnson, P.A., Brittle and ductile friction and the physics of tectonic tremor, *Geophys. Res. Lett.*, 2011, vol. 38, p. L10301. doi: 10.1029/2011GL046866

[43] Doglionia, C., Barbab, S., Carminatia, E., and Riguzzib, F., Role of the brittle-ductile transition on fault activation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2010, vol. 184, nos. 3–4, pp. 160–171

[44] Eaton, J., O'Neill, M., and Murdock, J., Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California earthquake: A detailed study, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1970, vol. 60, pp. 1151–1197.

[45] Jin, A., Aki, K., Liu, Z., and Keilis-Borok, V., Seismological evidence for the brittle-ductile interaction hypothesis on earthquake loading, *Earth Planets Space*, 2004, vol. 56, pp. 823–830.

[46] Mori, J. and Abercrombie, R.E., Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distributions in California: Implications for the rupture initiation, *J. Geophys. Res.*, 1997, vol. 102, pp. 15081–15090.

[47] Shi, Y. and Bolt, B.A., The standard error of the magnitude-frequency *b*-value, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1982, vol. 72, pp. 1677–1687

[48] Wyss, M., Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1973, vol. 31, pp. 341–359.

[49] Wyss, M. and Stefansson, R., Nucleation points of recent main shocks in Southern Iceland, mapped by *b*-values, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2006, vol. 96, pp. 599–608.

[50] Kawamura, H., et al. "Real time prediction of earthquake ground motions and structural responses by statistic and fuzzy logic." Uncertainty Modeling and Analysis, 1990. Proceedings., First International Symposium on. IEEE, 1990.

[51] Gomberg, J., et al. "Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes." Nature 411.6836 (2001): 462-466.

[52] Utsu, Tokuji. "A statistical significance test of the difference in b-value between two earthquake groups." Journal of Physics of the Earth 14.2 (1966): 37-40.

[53] Weichert, Dieter H. "Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes." Bulletin of the Seismological Society of America 70.4 (1980): 1337-1346.

[54] Shi, Yaolin, and Bruce A. Bolt. "The standard error of the magnitude-frequency b value." Bulletin of the Seismological Society of America 72.5 (1982): 1677-1687.

[55] Marsan, D. "Triggering of seismicity at short timescales following Californian earthquakes." Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)108.B5 (2003).

[56] Aki, Keiiti. "A probabilistic synthesis of precursory phenomena." Earthquake Prediction (1981): 566-574.

[57] Brune, James N. "Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones." Journal of Geophysical Research 73.2 (1968): 777-784.

[58] Peterson, Eric T., and Tetsuzo Seno. "Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones." Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012) 89.B12 (1984): 10233-10248.

[59] Καβύρης, Γ., 2003. Μελέτη Ιδιοτήτων Σεισμικών Πηγών Ανατολικού Κορινθιακού
Κόλπου. Διδακτορική Διατριβή. Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Σ.Θ.Ε., Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, Αθήνα, 2003.

[60] G. Kaviris and K. Makropoulos, 2007. Magnitude Scales in Central Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, vol. XXXX, part 3, p. 1114-1124, 2007

[61] Power laws, Pareto distributions and Zipf’s law M.E.J. NEWMAN
Contemporary Physics, Vol. 46, No. 5, September–October 2005, 323 – 351

[62] Bak, Per. How nature works: the science of self-organized criticality. Springer Science & Business Media, 2013.

[63] Silva, A. Christian, and Victor M. Yakovenko. "Temporal evolution of the." EPL (Europhysics Letters) 69.2 (2005): 304.

[64] Sornette, Didier. "Critical Phenomena in Natural Sciences: Chaos, Fractals, Selforganization and Disorder: Concepts and Tools (Springer Series in Synergetics)." (2006).

[65] Newman, Mark EJ. "Power laws, Pareto distributions and Zipf's law."Contemporary physics 46.5 (2005): 323-351.

[66] Mandelbrot, Benoit B. Fractals and Scaling in Finance: Discontinuity, Concentration, Risk. Selecta Volume E. Springer Science & Business Media, 2013.