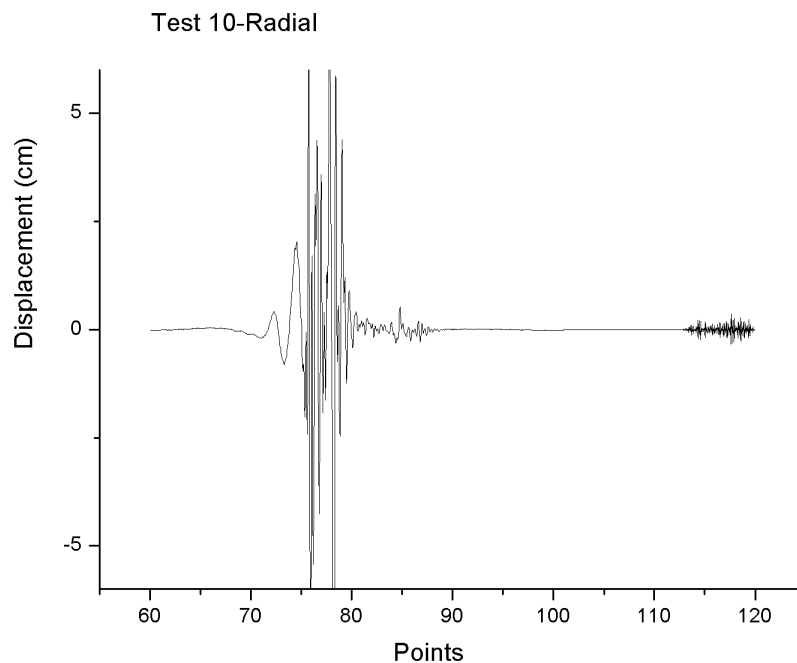


# ΤΕΙ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ  
2006

ΤΙΤΛΟΣ  
ΣΥΝΘΕΤΙΚΕΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΑΠΟ  
ΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΚΡΗΤΗΣ



Μπουραντά Ευαγγελία

Υπεύθυνη Διπλωματικής: Δρ. Κόκκινου Ελένη

## Ευχαριστίες

Στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας αισθάνομαι την ανάγκη να ευχαριστήσω όλους εκείνους που συνέβαλλαν να ολοκληρωθεί η συγκεκριμένη προσπάθεια. Ευχαριστώ καταρχήν τον Dr. Kennett B.L.N. για την παραχώρηση του κώδικα που αφορά την απεικόνιση των συνθετικών καταγραφών της εδαφικής ταχύτητας, και την εταιρία ΕΛΛΗΝΙΚΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΑ για την παραχώρηση των δεδομένων ταχύτητας, από τις οποίες προέκυψε το πρότυπο του φλοιού για την περιοχή μελέτης. Επίσης θερμές ευχαριστίες οφείλω στο προσωπικό του εργαστηρίου γεωφυσικής και σεισμολογίας και ιδιαίτερα στον διευθυντή του Δρ. Βαλλιανάτο Φ. για την υποστήριξη που μου προσέφερε στην διάρκεια της προσπάθειας μου. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Δρ. Κόκκινου Ελένη για το φιλικό κλίμα συνεργασίας καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής μου εργασίας, καθώς επίσης και για την πολύτιμη συνεισφορά της. Ολοκληρώνοντας ευχαριστώ την εξεταστική επιτροπή για το χρόνο που μου διέθεσε.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής έγινε προσπάθεια προσομοίωσης σεισμολογικών καταγραφών της εδαφικής μετατόπισης και ταχύτητας. Για την υλοποίηση των παραπάνω χρησιμοποιήθηκε πρόγραμμα το οποίο έχει γραφεί σε Fortran 77 και «τρέχει» σε πλατφόρμα Linux. Το θεωρητικό υπόβαθρο κατασκευής του προγράμματος στηρίζεται στην ανάκλαση των κυμάτων στις διαχωριστικές επιφάνειες των στρωμάτων στο εσωτερικό της γης.

Οι συνθετικές σεισμολογικές καταγραφές αφορούν τον σεισμό της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 στη ΒΔ Κρήτη, ο οποίος καταγράφηκε από το δίκτυο του Τ.Ε.Ι. Κρήτης. Επίσης, χρησιμοποιήθηκε πρότυπο ταχυτήτων το οποίο προέκυψε από πειράματα σεισμικής ανάκλασης στη δυτική Κρήτη.

Από την μελέτη του συνόλου των συνθετικών καταγραφών αξιολογήθηκε καταρχήν το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε, καθώς και τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου σεισμού τα οποία προσδιορίστηκαν από το Πανεπιστήμιο του Harvard και το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Στη συνέχεια, οι συνθετικές καταγραφές μελετήθηκαν για να κατανοηθεί ο τρόπος διάδοσης της κυματικής ενέργειας που παράγεται στη σεισμική εστία.

## ABSTRACT

In the context of the present work synthetic earthquake recordings were simulated in order to evaluate the ECR program and reveal conclusions about the earth structure in the study area and the source mechanisms. The ECR program has been created in Fortran 77 in Linux system by Dr. Kennett B.L.N. and is based on reflection theory.

The recordings of the T.E.I. Seismological Network for the 24<sup>th</sup> July 2004 in the area of NW Crete were used in order to understand the synthetics. The velocity model used for the simulation was extracted by reflection experiment data in NW Crete.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 <sup>ο</sup> Οι σεισμοί				
1.1	Γενικά	για		τους
σεισμούς.....			7	
1.2	Η	δομή	του	εσωτερικού
γης.....			9	
1.3	Πως	γεννιέται		ένας
σεισμός.....			10	
1.4	Που	γεννιέται		ένας
σεισμός.....			13	
1.5				Σεισμικά
κύματα.....			14	
1.6	Σεισμοί	και		ελλαδικός
χώρος.....			19	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 <sup>ο</sup> Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης και συνθετικά σειсмоγράμματα				
2.1	Γεωμετρία			της
ανάκλασης.....			23	
2.2.	Η	μέθοδος	προσδιορισμού	ταχυτήτων
t <sup>2</sup> .....			25	x <sup>2</sup> -
2.3	Συνθετικά	σειсмоγράμματα	από	σεισμικά
ανάκλασης.....			28	
2.4	Παράδειγμα	ανάλυσης των	παραμέτρων	για την παραγωγή
καταγραφών	ανάκλασης	και	παρουσίαση	των
αποτελεσμάτων.....			30	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 <sup>ο</sup> Το πρόγραμμα υπολογισμού συνθετικών σειсмоγραμμάτων και παραδείγματα συνθετικών σεισμολογικών καταγραφών από προηγούμενες εργασίες				
3.1				
Εισαγωγή.....			36	
3.2	Υπολογισμός	συνθετικών	σειсмоγραμμάτων	χρησιμοποιώντας την μέθοδο της
ανάκλασης.....			36	
3.3		Περιγραφή		ροής
προγράμματος.....			37	
3.4	Παραδείγματα	παραγωγής		συνθετικών
καταγραφών.....			40	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 <sup>ο</sup> Προσομοίωση του σεισμού της 24 <sup>ης</sup> Ιουλίου 2004				
4.1				
Εισαγωγή.....			54	
4.2	Ο	σεισμός	της	24 <sup>ης</sup> Ιουλίου
2004.....			54	
4.3	Η	πρώτη	φάση	προσομοίωσης του σεισμού της 24 <sup>ης</sup> Ιουλίου
2004.....			59	
4.4	Η	δεύτερη	φάση	προσομοίωσης του σεισμού της 24 <sup>ης</sup> Ιουλίου
2004.....			67	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 <sup>ο</sup> Συμπεράσματα και προτάσεις				
5.1				
Εισαγωγή.....			87	

5.2	
Συμπεράσματα.....	87
5.3	
Προτάσεις.....	88
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	
89	

---

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>: Οι Σεισμοί

---

### 1.1 Γενικά για τους σεισμούς

**Σεισμοί** είναι οι εδαφικές δονήσεις που δημιουργούνται κατά τις διαταράξεις της μηχανικής ισορροπίας των γήινων πετρωμάτων από φυσικά αίτια τα οποία βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης (B. Παπαζάχος, 1989).

Οι σεισμοί συμβαίνουν ως αποτέλεσμα της απελευθέρωσης της τάσης (πίεση που δέχεται μία επιφάνεια) στην επιφάνεια ενός ρήγματος. Οι σεισμοί είναι περισσότερο συχνοί κατά μήκος των ορίων των τεκτονικών πλακών, αλλά μπορούν σπανιότερα να συμβούν και οπουδήποτε αλλού. Αν και συνήθως οι σεισμοί διαρκούν λίγα δευτερόλεπτα, μπορούν να προκαλέσουν εκτεταμένες ζημιές σε κτίρια (Σχ. 1), αγωγούς αερίου και νερού, γραμμές μεταφοράς ηλεκτρισμού και τηλεπικοινωνίας και σε δρόμους. Εκτός από την άμεση, προφανή απειλή που επιφέρουν οι σεισμοί, μπορούν επίσης να προκαλέσουν πολλά άλλα διαφορετικά είδη φυσικών καταστροφών. Μία βασική παράμετρος της καταστροφής που επιφέρουν οι σεισμοί είναι η φωτιά, η οποία ξεκινά από σπασμένους σωλήνες αερίου και γραμμές μεταφοράς ηλεκτρισμού. Κατολισθήσεις μπορούν επίσης να δημιουργηθούν εξαιτίας της ενέργειας που απελευθερώνεται κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Όταν οι σεισμοί συμβαίνουν σε ωκεανούς ή σε μεγάλες λίμνες, μεγάλα κύματα (tsunami) μπορούν να δημιουργηθούν και μία πλημμύρα μπορεί να προσβάλλει τις ακτογραμμές. Τέλος, οι ηφαιστειακές εκρήξεις σχεδόν πάντα συνδέονται με σεισμούς, γεγονός που επιφέρει μία ποικιλία επιπρόσθετων απειλών. ([www.learn-hazards.org](http://www.learn-hazards.org))



Σχήμα 1

Ένα κτίριο έχει γείρει εξαιτίας της ρευστοποίησης στο Adapazarı. Δευτερογενή σεισμικά φαινόμενα, όπως το παραπάνω, μπορεί μερικές φορές να αποδειχθούν περισσότερο καταστροφικά από ότι ο ίδιος ο σεισμός.

Ανάλογα με το εστιακό τους βάθος χωρίζονται σε επιφανειακούς ( $h < 60$  km), σε ενδιάμεσου βάθους και σε μεγάλου βάθους ( $h > 300$  km). Οι δύο τελευταίοι ονομάζονται και πλουτώνιοι.

Κάθε σεισμός έχει τους δικούς του χαρακτήρες, έναν ιδιαίτερο δηλαδή τρόπο με τον οποίο γίνεται αισθητός σε διάφορους τόπους. Τέτοιοι *χαρακτήρες* είναι: η ένταση, το μέγεθος, το είδος, η διάρκεια και η διεύθυνση. ([www.learn-hazards.org](http://www.learn-hazards.org))

- Ένταση του σεισμού. Εκφράζεται με εμπειρικό τρόπο είτε σε βαθμούς της αναθεωρημένης κλίμακας Mercalli (MM) ή σε βαθμούς της κλίμακας Mercalli-Sieberg (MKS) και είναι η φυσική ποσότητα που δίνει το μέτρο των αποτελεσμάτων ενός σεισμού στους ανθρώπους και στις ανθρώπινες κατασκευές. ([www.gea-ecological.gr](http://www.gea-ecological.gr))
- Μέγεθος του σεισμού. Είναι η φυσική ποσότητα που χρησιμοποιείται από τους σεισμολόγους για τη μέτρηση της σεισμικής ενέργειας που απελευθερώνεται στο σημείο που εκδηλώνεται ο σεισμός. Μετράται στην κλίμακα Richter που χωρίζεται σε 12 βαθμούς. Η κλίμακα του μεγέθους είναι λογαριθμική και η αύξηση κατά μία μονάδα αντιστοιχεί σε πολλαπλασιασμό της εκλυόμενης ενέργειας επί 32. ([www.gea-ecological.gr](http://www.gea-ecological.gr), [www.survey.ntua.gr](http://www.survey.ntua.gr))
- Είδος του σεισμού. Ανάλογα με τα αίτια που τους προκαλούν οι σεισμοί χωρίζονται σε:
  - α) *Ηφαιστειογενείς*: Είναι οι εδαφικές δονήσεις που προηγούνται ή συνοδεύουν τις ηφαιστειακές εκρήξεις. Αποτελούν το 7% των επιφανειακών σεισμών.
  - β) *Εγκατακρημνισιγενείς*: Είναι οι εδαφικές δονήσεις που παράγονται κατά την εγκατακρήμνιση οροφών φυσικών εγκοίλων, τα οποία βρίσκονται μέσα στα επιφανειακά στρώματα του στερεού φλοιού της Γης. Τα έγκοιλα αυτά σχηματίζονται με τη φυσική δράση του νερού σε ορισμένα ευδιάλυτα πετρώματα.
  - γ) *Τεκτονικοί*: Ονομάζονται έτσι επειδή συνδέονται με την τεκτονική δομή της εκάστοτε περιοχής. Προκαλούνται από δυνάμεις που ξεπερνούν τα όρια της αντοχής των πετρωμάτων, με αποτέλεσμα την παραμόρφωση τους.
- Διάρκεια. Διάρκεια του σεισμού ονομάζεται το χρονικό διάστημα κατά το οποίο ο σεισμός είναι αισθητός. Η διάρκεια των σεισμών είναι πάρα πολύ μικρή, αλλά οι δονήσεις επαναλαμβάνονται με μεγάλη ταχύτητα έτσι ώστε να

διατηρείται η εντύπωση μιας παρατεταμένης δόνησης. Η διάρκεια του σεισμού εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού, από το επίκεντρο, κ.λ.π.

- Διεύθυνση: Η διεύθυνση από την οποία φαίνεται να έρχεται ο σεισμός είναι ανεξάρτητη από τη θέση του επίκεντρου. Πολλές φορές συμπίπτει με την διεύθυνση προς την οποία βρίσκεται το επίκεντρο, τις περισσότερες όμως όχι. Αυτό συμβαίνει γιατί τα πετρώματα, μέσα από τα οποία μεταδίδονται οι σεισμικές δονήσεις, παρουσιάζουν διαφορετική ελαστικότητα το ένα από το άλλο ([www.aegean.gr](http://www.aegean.gr)).

Οι κοινωνικές συνέπειες των σεισμών είναι:

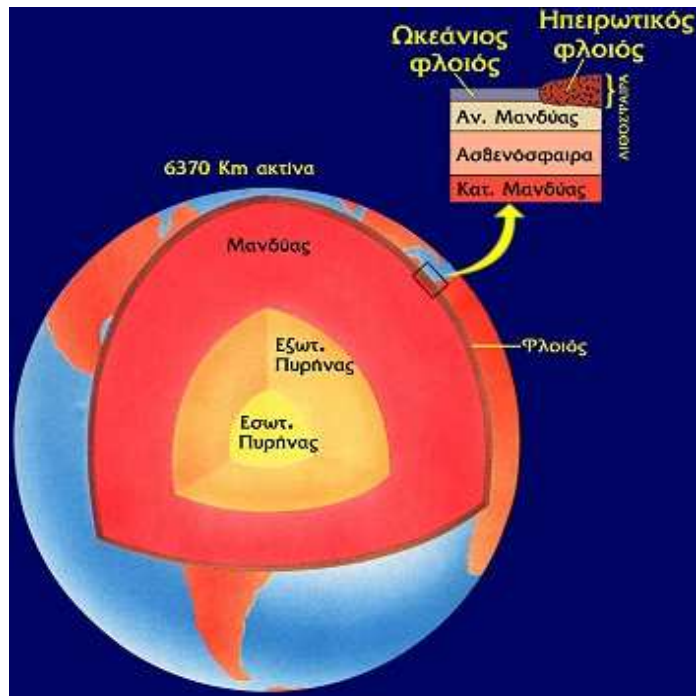
- Άμεσες οικονομικές συνέπειες
- Έμμεσες οικονομικές συνέπειες
- Ανθρωπιστικές συνέπειες
- Πολιτισμικές συνέπειες
- Ψυχολογικές συνέπειες
- Μεταναστεύσεις κατοίκων

## 1.2 Η δομή του εσωτερικού της Γης

Η Γη αποτελείται από τρία διαφορετικά στρώματα (Σχ. 2) το **φλοιό**, το **μανδύα** και τον **πυρήνα**, συνολικού πάχους 6.370 km περίπου.

Ο φλοιός είναι το στερεό, εξωτερικό περίβλημα της Γης. Υπάρχουν δύο είδη φλοιού, ο **ηπειρωτικός** και ο **ωκεάνιος**. Το μέσο πάχος του ηπειρωτικού είναι περίπου 35km, κάτω όμως από τις μεγάλες οροσειρές μπορεί να φτάσει τα 60 – 70 km. Το μέσο πάχος του ωκεάνιου είναι 7 km. Ο μανδύας είναι το αμέσως επόμενο στρώμα και φτάνει μέχρι το βάθος των 2.900km. Η επιφάνεια που χωρίζει το φλοιό από τον μανδύα, είναι γνωστή με το όνομα **ασυνέχεια Mohorovicic**.





Σχήμα 2  
Η δομή της Γης..

Ως λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται ένα δύσκαμπτο στρώμα, μέσου πάχους 80 km περίπου, που αποτελείται από το στερεό φλοιό και μέρος του στερεού ανώτερου μανδύα. Το τμήμα του μανδύα που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα είναι γνωστό ως **ασθενόσφαιρα**. Κάτω από το μανδύα υπάρχει ο πυρήνας που φτάνει έως το κέντρο της γης. Ο πυρήνας διακρίνεται σε εξωτερικό (υγρή/ρευστή κατάσταση) και σε εσωτερικό (στερεή κατάσταση) ([www.oasp.gr](http://www.oasp.gr))

### 1.3 Πώς γεννιέται ένας σεισμός;

Η λιθόσφαιρα της Γης αποτελείται από επτά μεγάλες πλάκες (Σχ. 3) (Αφρικανική, Ευρασιατική, Ινδο-Αυστραλιανή, Ανταρκτική, πλάκα του Ειρηνικού, Βορειο-Αμερικανική, Νοτιο-Αμερικανική). Υπάρχουν όμως και αρκετές μικρότερες. Οι πλάκες κινούνται προς διαφορετικές διευθύνσεις. Τα βέλη δείχνουν την κίνησή τους.

Η λιθόσφαιρα δεν είναι ενιαία αλλά **απαρτίζεται** από ένα σύνολο μεγάλων και μικρότερων πλακών που ολισθαίνουν πάνω στο υποκείμενο παχύρρευστο μανδουακό υλικό (ασθενόσφαιρα) πραγματοποιώντας σχετικές μεταξύ τους κινήσεις. Οι πλάκες αυτές λέγονται **λιθοσφαιρικές πλάκες**. Τα αίτια κίνησής τους πιθανόν να είναι οι οριζόντιες εφαπτομενικές κινήσεις που ασκούνται στον πυθμένα τους από τα θερμικά

**ρεύματα μεταφοράς** τα οποία δημιουργούνται στον ασθενোসφαιρικό μανδύα. Η θεωρία που ερμηνεύει ικανοποιητικά το σύνολο των γεωλογικών και γεωφυσικών παρατηρήσεων, που σχετίζονται με την ενεργό τεκτονική δράση και κατά συνέπεια και με τη σεισμική δράση, είναι αυτή που περιγράφει την **κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών** ([www.oasp.gr](http://www.oasp.gr)).

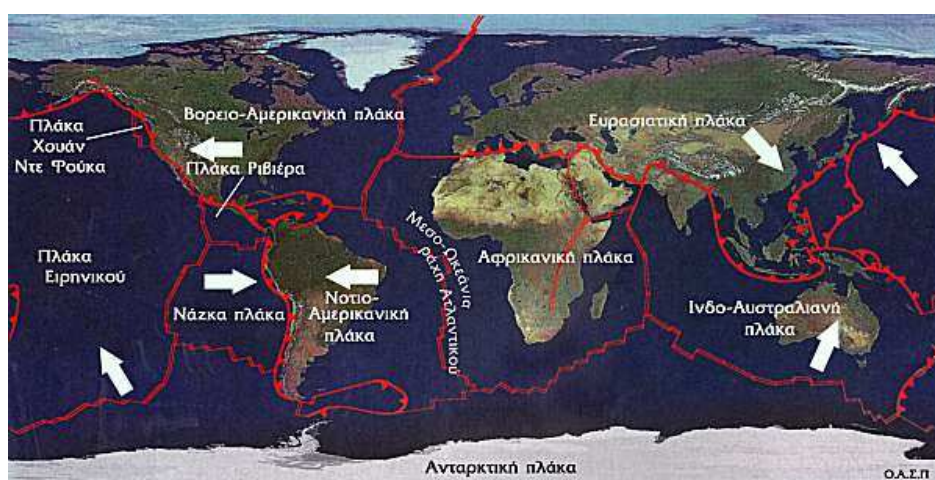
Οι κύριες λιθοσφαιρικές πλάκες που επηρεάζουν την ενεργό τεκτονική στην Ελλάδα είναι:

- Ευρασιατική
- Αφρικανική
- Αραβική

Οι μικρότερες λιθοσφαιρικές πλάκες είναι:

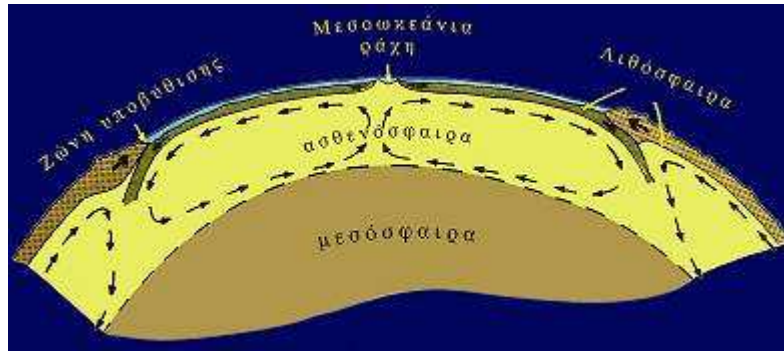
- Ανατολίας
- Αιγαίου
- Αδριατική

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες αλλού **αποκλίνουν**, αλλού **συγκλίνουν** και αλλού η μία κινείται **παράλληλα - εφαπτομενικά** σε σχέση με τη διπλανή της (Σχ. 4). Στις περιοχές που αποκλίνουν οι λιθοσφαιρικές πλάκες **-μεσοωκεάνιες ράχες-** θερμό ασθενোসφαιρικό υλικό βγαίνει στην επιφάνεια, ψύχεται, στερεοποιείται και οδηγεί έτσι στη δημιουργία νέας λιθόσφαιρας κατά μήκος των δύο πλευρών των ράχων (π.χ. μεσοωκεάνια ράχη Ατλαντικού ωκεανού, απομάκρυνση Αμερικανικής - Αφρικανικής πλάκας) ([www.oasp.gr](http://www.oasp.gr)).



Σχήμα 3

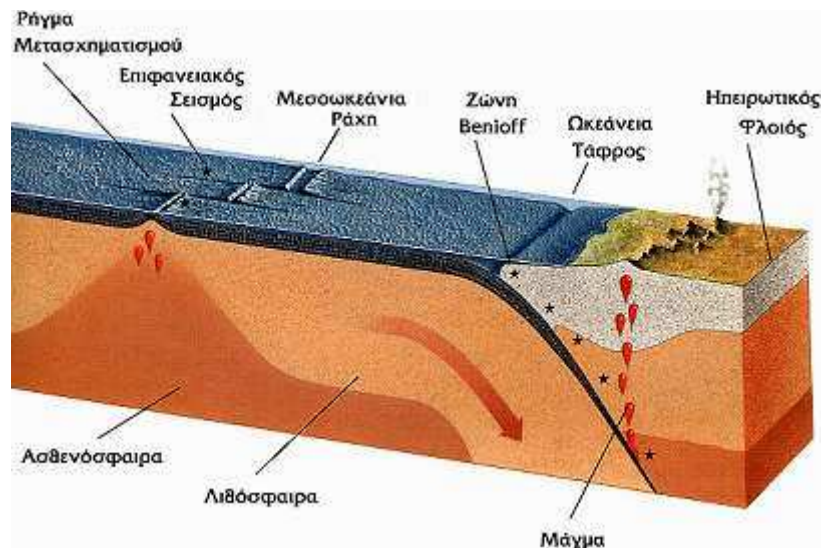
Η κατανομή των λιθοσφαιρικών πλακών.



Σχήμα 4

Κίνηση των λιθосφαιρικών πλακών πάνω στην ασθενόσφαιρα.

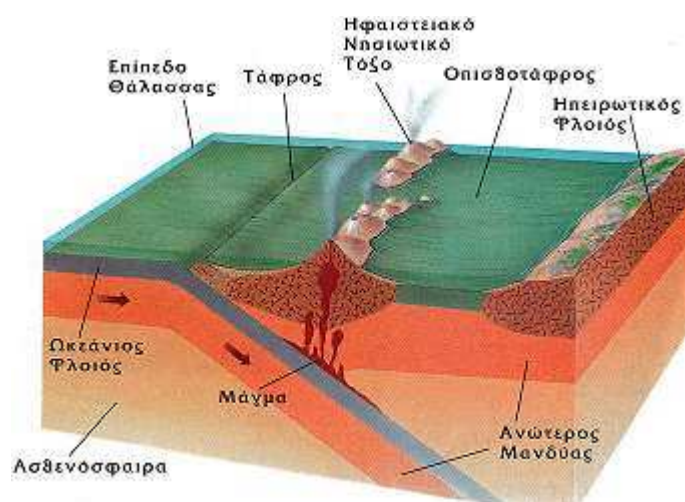
Στις περιοχές που ολισθαίνουν οριζόντια η μία πλάκα σε σχέση με την άλλη, η κίνηση γίνεται κατά μήκος κατακόρυφων **ρηγμάτων μετασχηματισμού** (Σχ. 5). Στην περίπτωση της σύγκλισης των πλακών **η πυκνότερη από τις δύο βυθίζεται κάτω από την άλλη** (Σχ. 5) μέχρις ότου λιώσει η πρώτη μέσα στο θερμό μανδυακό υλικό κι έτσι καταστρέφεται λιθосφαιρικό υλικό. Η δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού στις μεσοωκεάνιες ράχεις αντισταθμίζεται λοιπόν με την καταστροφή αντίστοιχης ποσότητας στις περιοχές σύγκλισης πλακών, οπότε η συνολική επιφάνεια της Γης παραμένει "σταθερή" (Σχ. 6).



Σχήμα 5

Σύγκλιση λιθосφαιρικών πλακών και βύθιση.

Αποτέλεσμα της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών είναι η αργή παραμόρφωση των πετρωμάτων στις παρυφές τους. Για το λόγο αυτό, στα πετρώματα που βρίσκονται κοντά στις περιοχές αυτές συσσωρεύονται τεράστια ποσά δυναμικής ενέργειας (ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης πετρωμάτων), και αναπτύσσονται μεγάλες τάσεις που συνεχώς αυξάνουν. Όταν οι τάσεις αυξηθούν τόσο πολύ, ώστε να υπερβούν το όριο αντοχής του λιθοσφαιρικού υλικού στο σημείο αυτό επέρχεται **θραύση**. Ταυτόχρονα πραγματοποιείται απότομη σχετική κίνηση των δύο τμημάτων που έχουν προκύψει κατά μία επιφάνεια έως ότου ισοροπήσουν σε νέες θέσεις. Η επιφάνεια αυτή είναι το **σεισμικό ρήγμα**. Τη χρονική αυτή στιγμή γεννιέται ένας σεισμός (www.oasp.gr).

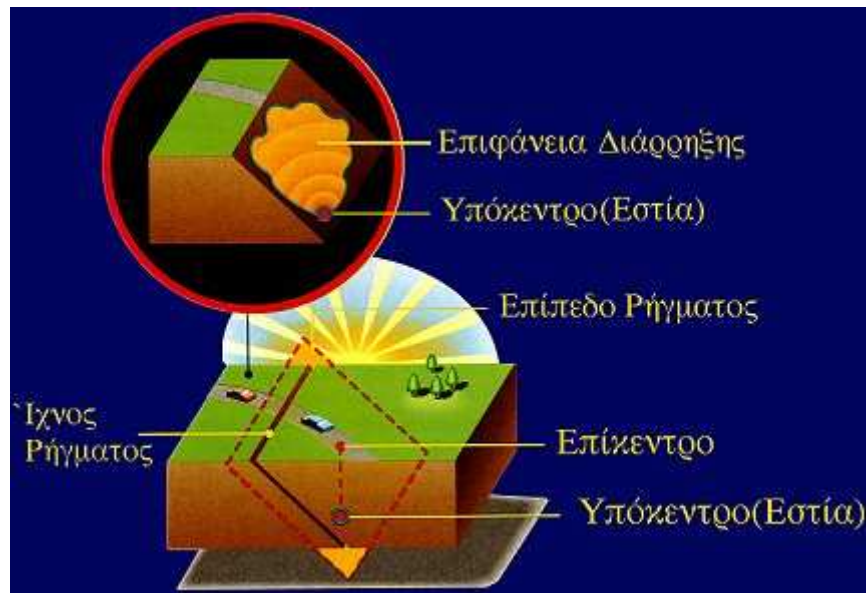


Σχήμα 6

Δημιουργία τόξου που αποτελείται από ωκεάνια τάφρο, ηφαιστειακό - νησιωτικό τόξο και οπισθοτάφρο σε περιοχή υποβύθισης μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την άλλη.

#### 1.4 Που γεννιέται ένας σεισμός;

Ο χώρος που πρωτοεκδηλώνεται η διάρρηξη των πετρωμάτων (σεισμογόνος χώρος, σχ. 7) μπορεί κατά προσέγγιση να θεωρηθεί ως σημείο και ονομάζεται **εστία** ή **υπόκεντρο** του σεισμού. Το ίχνος της κατακόρυφης προβολής της εστίας πάνω στην επιφάνεια της γης είναι το **επίκεντρο**, ενώ η απόστασή του από την εστία (βάθος της εστίας) λέγεται **εστιακό βάθος**. Σύμφωνα με όσα έχουν ήδη αναφερθεί, είναι αυτονόητο ότι οι σεισμοί γεννιούνται μόνο μέσα στη λιθόσφαιρα και κατά κύριο λόγο εντοπίζονται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών (www.oasp.gr).



Σχήμα 7

Μηχανισμός διάρρηξης των πετρωμάτων.

### 1.5 Σεισμικά κύματα

Για να εκτιμηθούν τα αποτελέσματα των σεισμών πρέπει να καθοριστούν διάφορα στοιχεία. Πρώτο στοιχείο είναι η εστία του σεισμού, η υπόγεια θέση στην οποία γεννιέται ο σεισμός. Δεύτερο στοιχείο είναι το επίκεντρο του σεισμού, δηλαδή η περιοχή της επιφάνειας της Γης που βρίσκεται κάθετα πάνω από την εστία.

Έπειτα πρέπει να διακρίνουμε τα διάφορα σεισμικά κύματα, καθώς και τα αποτελέσματα των σεισμών (καταστροφές, πλημμύρες, πυρκαγιές, ανθρώπινα θύματα). Τα αποτελέσματα ποικίλλουν ανάλογα με τις συνθήκες (αντοχή υπεδάφους, κατασκευή σπιτιών, πυκνότητα πληθυσμού, τοπική ώρα, συνθήκες πληθυσμού).

Όταν προκληθεί μια διατάραξη σε ένα ελαστικό και ισότροπο μέσο παράγονται δύο είδη ελαστικών κυμάτων τα οποία ονομάζονται *ελαστικά κύματα χώρου*. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα στοιχεία του μέσου αντιδρούν τόσο στη μεταβολή του όγκου τους όσο και στη μεταβολή του σχήματός τους.

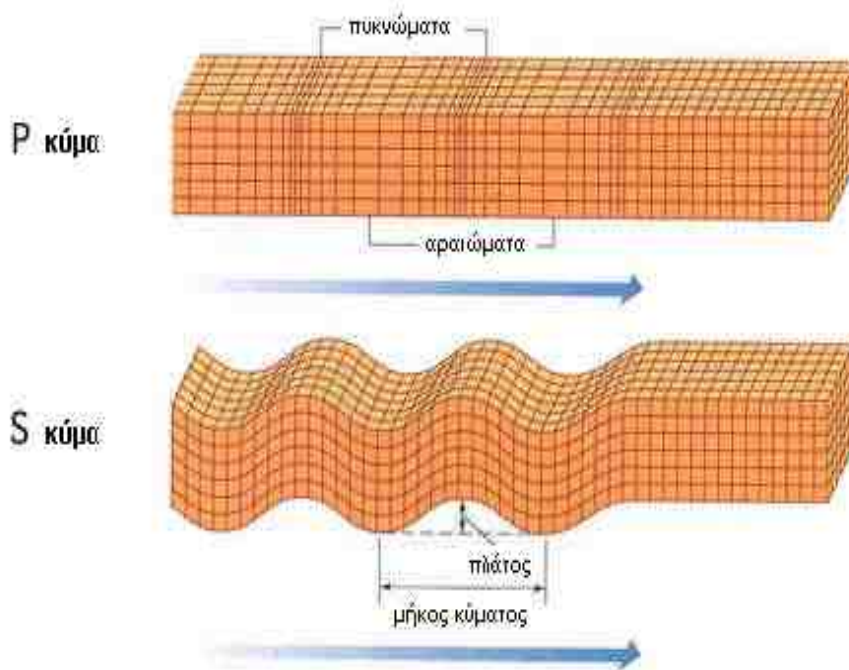
Τα ελαστικά κύματα χώρου του πρώτου είδους αφορούν τη διάδοση της μεταβολής του όγκου ή της πυκνότητας και λέγονται «*επιμήκη ελαστικά κύματα*», ενώ τα ελαστικά κύματα του δεύτερου είδους αφορούν τη διάδοση της εγκάρσιας παραμόρφωσης και γι' αυτό λέγονται «*εγκάρσια κύματα*».

Στη σεισμολογία τα επιμήκη κύματα παριστάνονται με το σύμβολο P (Primus), επειδή τα κύματα αυτά, που παράγονται στην εστία ενός σεισμού, φθάνουν πρώτα σε ορισμένο σεισμολογικό σταθμό και αναγράφονται από τα σεισμόμετρα,

γιατί η ταχύτητα διάδοσης αυτών είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων που παράγονται συγχρόνως με τα επιμήκη στην ίδια εστία. Κατά τη διάδοση των επιμήκων κυμάτων μέσα σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία του μέσου κραδαίνονται κατά διεύθυνση παράλληλη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να δημιουργούνται διαδοχικά πυκνώματα και αραιώματα. Η διάδοση μέσα στη Γη των πυκνωμάτων και αραιωμάτων αποτελεί τα επιμήκη σεισμικά κύματα.(Σχ. 8) (B. Παπαζάχος, 1989). Κινούνται σε βραχώδη εδάφη με περίπου 6 km/s, ενώ στο νερό με το ένα τρίτο αυτής της ταχύτητας. Όταν φτάσουν στην επιφάνεια της Γης μπορούν να κινηθούν και στον αέρα, σαν ηχητικά κύματα. Ανάλογα με τη συχνότητά τους μπορούν να ακουστούν από τον άνθρωπο ή μόνο από τα ζώα.

Η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων σε ένα μέσο είναι μικρότερη από την αντίστοιχη ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων. Γι' αυτό τα εγκάρσια σεισμικά κύματα, που γεννιούνται στην εστία μιας δόνησης, φθάνουν και γράφονται σε τυχαίο σεισμολογικό σταθμό μετά τα επιμήκη κύματα της δόνησης και για το λόγο αυτό, αυτά παριστάνονται με το σύμβολο S (Secundus). Κατά τη διάδοση των εγκαρσίων κυμάτων σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία αυτού κραδαίνονται κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και μάλιστα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε το μέσο να παθαίνει μόνο διατμητική ελαστική παραμόρφωση. Η διάδοση αυτής της διατμητικής παραμόρφωσης μέσα στη Γη αποτελεί τα εγκάρσια σεισμικά κύματα(Σχ. 8). Τα κύματα αυτά δεν διαδίδονται μέσω υγρών σωμάτων (π.χ. στη θάλασσα ή στον εξωτερικό πυρήνα της Γης). Είναι πιο αργά (κινούνται με περίπου 2 km/sec), αλλά είναι πιο ισχυρά και καταστρεπτικά από τα επιμήκη και τα ακολουθούν στο σεισμόγραμμα ([www.physics4u.gr](http://www.physics4u.gr)).

Τα δύο παραπάνω είδη κυμάτων διέπονται από όλες τις αρχές διάδοσης των κυμάτων (ανάκλαση, διάθλαση, αρχή του Fermat και του Huygens).



Σχήμα 8

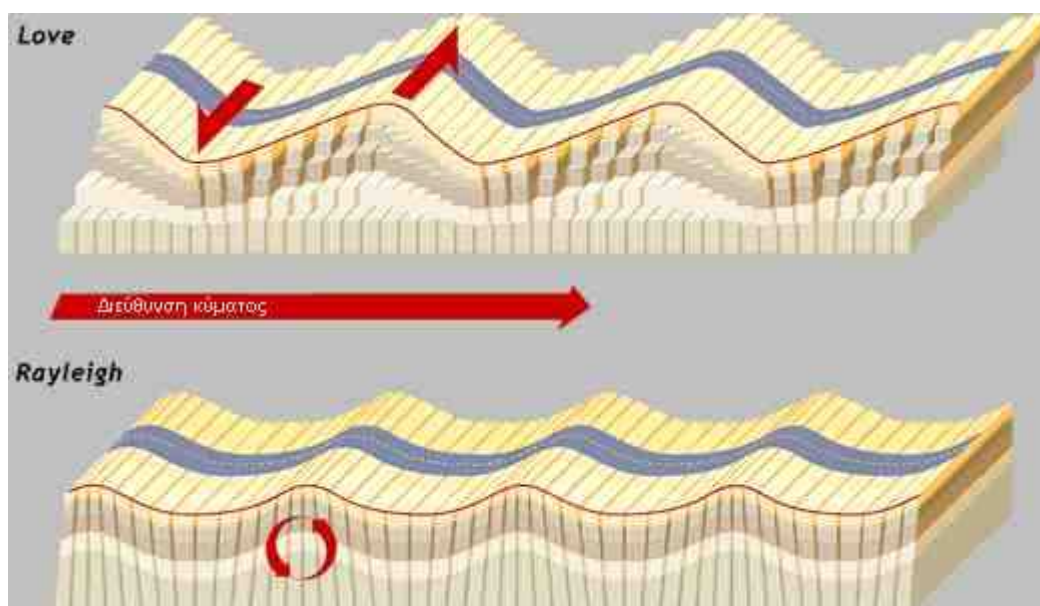
Διάδοση των ελαστικών κυμάτων χώρου.

Όταν μία διατάραξη συμβαίνει σε ελαστικό μέσο πεπερασμένων διαστάσεων και κοντά σε μια επιφάνεια που χωρίζει το χώρο σε δύο μέσα με διαφορετικές ιδιότητες δεν παράγονται μόνο κύματα χώρου (P, S) αλλά και ένα άλλο είδος κυμάτων τα οποία ονομάζονται *επιφανειακά κύματα*. Οι σεισμοί που έχουν τις εστίες τους κοντά στην επιφάνεια της Γης προκαλούν έντονα επιφανειακά κύματα. Τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα κοντά στην επιφάνεια της Γης και ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη. Υπάρχουν δύο κατηγοριών επιφανειακά κύματα τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love ([www.physics4u.gr](http://www.physics4u.gr)).

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh (Σχ. 9), τα υλικά σημεία κινούνται σε ελλειπτικές τροχιές, των οποίων οι μεγάλοι άξονες είναι κατακόρυφοι και οι μικροί άξονες είναι παράλληλοι προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης, τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα και οι κινήσεις των υλικών σημείων πάνω στις ελλείψεις είναι ανάστροφες. Τα πλάτη των κυμάτων ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη και από ορισμένο βάθος και κάτω η φορά κίνησης των υλικών σημείων αντιστρέφεται. Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι λίγο μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων, και για το λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh, τα οποία γράφονται τόσο από τα κατακόρυφα όσο και από τα

οριζόντια σεισμόμετρα, εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα αμέσως μετά από τα εγκάρσια κύματα.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Love, τα υλικά σημεία του μέσου πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων (Σχ. 9) (B. Παπαζάχος, 1989). Δημιουργούν δηλαδή μετακινήσεις πλευρικές της επιφάνειας του εδάφους. Είναι μάλιστα γραμμικώς πολωμένα και για το λόγο αυτό δεν γράφονται από τα κατακόρυφα σεισμόμετρα αλλά μόνο από τα οριζόντια ([www.physics4u.gr](http://www.physics4u.gr)).



Σχήμα 9

Διάδοση των κυμάτων Rayleigh και Love.

Τα δύο τελευταία κύματα κινούνται πιο αργά από τα πρώτα (P, S) αλλά είναι πιο καταστρεπτικά, ιδιαίτερα τα κύματα Love. Ειδικά τα τελευταία είναι συχνά υπεύθυνα για την κατάρρευση των κτιρίων.

Οι σεισμοί καταγράφονται από ένα σειсмоγραφικό δίκτυο. Κάθε σεισμικός σταθμός στο δίκτυο μετρά τη μετακίνηση του εδάφους στο τόπο εκείνο.

Το πόσο καταστροφικός θα είναι ένας σεισμός έχει περισσότερο σχέση με την ένταση και λιγότερο με το μέγεθος. Έτσι εξαρτάται από διάφορες φυσικές αλλά και τεχνητές συνθήκες, μεταξύ των οποίων είναι και οι παρακάτω:

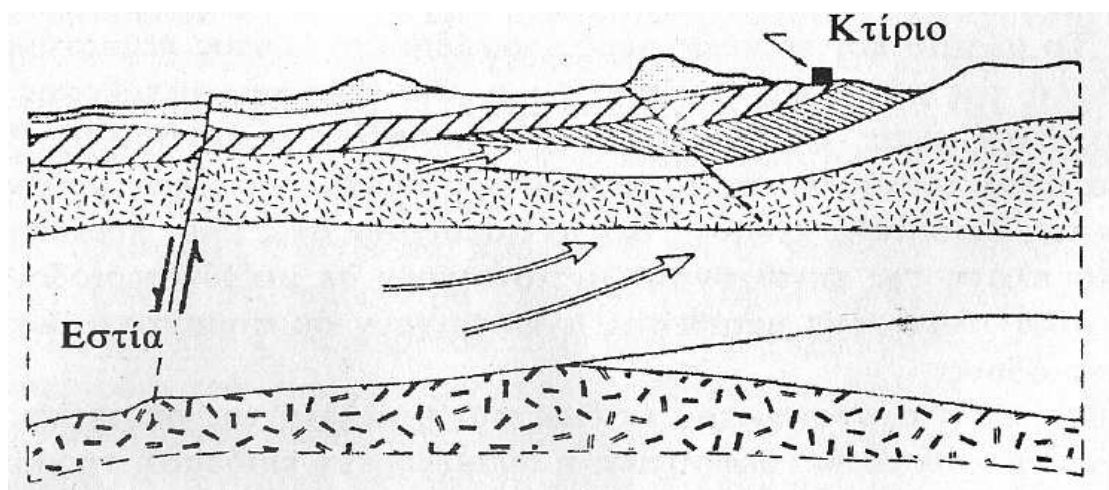
- Το βάθος της σεισμικής εστίας. Όσο μικρότερο εστιακό βάθος, τόσο μεγαλύτερη ένταση.



- Η σεισμική επιτάχυνση. Αυτή είναι ανάλογη της έντασης ενός σεισμού και σαν μονάδα χρησιμοποιούμε την επιτάχυνση της βαρύτητας  $g$ . Το μέγεθος της επιτάχυνσης εξαρτάται από το έδαφος και γι' αυτό σε κάθε σεισμό έχουμε διαφορετικές επιταχύνσεις της εδαφικής κίνησης, ανάλογα με την περιοχή.
- Η χρονική διάρκεια ενός σεισμού. Γενικά, οι μεγαλύτεροι σεισμοί διαρκούν περισσότερο.
- Το έδαφος θεμελίωσης. Στα αμμώδη (χαλαρά) εδάφη έχουμε μεγαλύτερες ζημιές στα κτίρια.
- Οι επιπτώσεις ενός σεισμού σε μια πυκνοκατοικημένη περιοχή θα είναι δραματικά μεγαλύτερες από αυτές σε ένα αραιοκατοικημένο χωριό.

Οι παράγοντες που καθορίζουν τη σεισμική κίνηση είναι (Σχ. 10):

- Ιδιότητες της σεισμικής εστίας
- Ιδιότητες του δρόμου διάδοσης
- Ιδιότητες της θέσης



Σχήμα 10

Διάρρηξη και διάδοση σεισμικής ενέργειας.

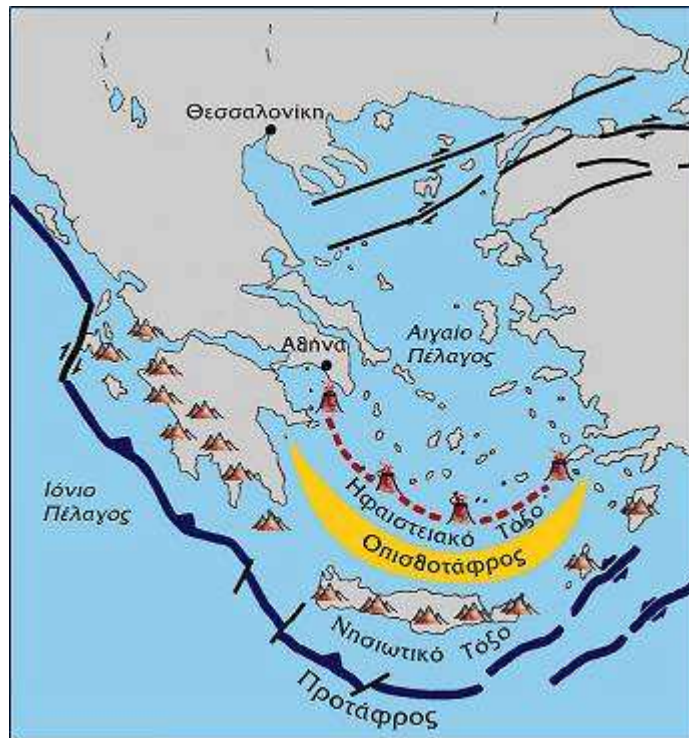
## 1.6 Σεισμοί και Ελλαδικός Χώρος

Οι περισσότεροι σεισμοί οφείλονται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, και κατά συνέπεια οι ζώνες έντονης σεισμικής δράσης ουσιαστικά ταυτίζονται με τις παρυφές των πλακών.

Ο ελληνικός χώρος βρίσκεται στα όρια επαφής και σύγκλισης της Ευρασιατικής πλάκας με την Αφρικανική, γι' αυτό και είναι χώρος μεγάλης σεισμικότητας (η σεισμικότητα ενός τόπου καθορίζεται από τη συχνότητα εμφάνισης των σεισμών και τα μεγέθη τους). Σύμφωνα με στατιστικά στοιχεία η Ελλάδα, από άποψη σεισμικότητας, κατέχει την πρώτη θέση στη Μεσόγειο και την Ευρώπη καθώς και την έκτη θέση σε παγκόσμιο επίπεδο, μετά την Ιαπωνία, Νέες Εβρίδες, Περού, νησιά Σολομώντα και Χιλή.

Βασικό τεκτονικό γνώρισμα του Ελληνικού χώρου είναι το Ελληνικό τόξο. Το Ελληνικό τόξο (τόξο του Αιγαίου) αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας –τμήμα της οποίας είναι το Αιγαίο-, και της Αφρικανικής πλάκας –τμήμα της οποίας είναι η λιθόσφαιρα της Ανατ. Μεσογείου. Οι δύο λιθοσφαιρικές πλάκες συγκλίνουν στην περιοχή αυτή με σχετική ταχύτητα 2.5 cm/yr, με συνέπεια την καταβύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Ανατ. Μεσογείου, λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας, κάτω από την ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου.

Το τόξο (Σχ. 11) που δημιουργείται στην περίπτωση αυτή αποτελείται από την **ελληνική τάφρο**, το **νησιωτικό τόξο**, την **οπισθοτάφρο** και το **ηφαιστειακό τόξο**. Η **τάφρος** δημιουργείται κατά μήκος της επαφής των δύο πλακών. Πρόκειται για ένα σύστημα τάφρων, μία σειρά από βαθιές θαλάσσιες λεκάνες από τη Ρόδο έως και την Κεφαλονιά (γνωστή και ως ελληνική διάυλος). Το μέγιστο βάθος της εντοπίστηκε νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στο Ιόνιο πέλαγος (βάθος περίπου 4500m). Αυτό είναι το βαθύτερο σημείο της Μεσογείου.



Σχήμα 11

Το Ελληνικό τόξο (Παπανικολάου Δ., 1998).

Το **νησιωτικό τόξο** αποτελείται από μία σειρά διαδοχικών νησιών όπως η Ρόδος, η Κρήτη, τα Κύθηρα και από την Πελοπόννησο. Τοποθετείται παράλληλα ως προς την τάφρο και σε μικρή απόσταση από αυτήν. Το τόξο αυτό δημιουργείται από την παραμόρφωση και ανύψωση πετρωμάτων (κυρίως ιζηματογενών) του περιθωρίου της Ευρασιατικής πλάκας και περιλαμβάνει πολύ παραμορφωμένα πετρώματα της Αλπικής πτύχωσης.

Η **οπισθοτάφρος** είναι μία θαλάσσια λεκάνη (Κρητικό πέλαγος), μικρότερου βάθους από την τάφρο. Το μέγιστο βάθος της φτάνει τα 2000 m περίπου. Η λεκάνη αυτή βρίσκεται μπροστά από το νησιωτικό τόξο και πάνω στην Ευρασιατική πλάκα.

Το **ηφαιστειακό τόξο** αποτελείται από διαδοχικά ηφαίστεια (ενεργά και ανενεργά) Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος. Η δημιουργία τους οφείλεται σε ανάτηξη υλικού της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας. Κατά την άνοδό του το υλικό αυτό διαπερνά την Ευρασιατική πλάκα και σχηματίζει τα ηφαίστεια.

Όσον αφορά την περιοχή του Β. Αιγαίου, βασικό της μορφολογικό χαρακτηριστικό είναι η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, με βάθος 1500 m περίπου.

Μία γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών στον ελληνικό χώρο οδηγεί στα ακόλουθα συμπεράσματα:

- **τα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών** στον ελληνικό χώρο και στις γύρω περιοχές εμφανίζουν σημαντική διασπορά. Παρόλα αυτά όμως, τα περισσότερα διατάσσονται κατά μήκος μίας τοξοειδούς ζώνης στην περιοχή του ελληνικού τόξου (Δ. Αλβανία – νησιά Ιονίου πελάγους – Κρήτη – Κάρπαθος – Ρόδος – Ν.Δ. Τουρκία). Σημαντική σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται επίσης και στην περιοχή του Β. Αιγαίου και της Β.Δ. Ανατολίας
- **οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους** εκδηλώνονται στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Τα επίκεντρα διατάσσονται σε μία ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο, ενώ οι εστίες βρίσκονται πάνω στη ζώνη Benioff η οποία κλίνει με γωνία περίπου  $35^{\circ}$  από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του τόξου, από την Ανατ. Μεσόγειο προς το Αιγαίο πέλαγος. Τα εστιακά τους βάθη φτάνουν έως 160 km περίπου.

Το θέμα της σεισμικής δραστηριότητας στο Αιγαίο και των αιτιών της είναι αρκετά πολύπλοκο. Πρόσφατα στοιχεία δείχνουν ότι η σεισμική δραστηριότητα στο Αιγαίο είναι αυξημένη εξαιτίας:

- **της συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στη σύγκλιση της Αφρικανικής – Ανατ. Μεσογείου λιθοσφαιρικής πλάκας με την αντίστοιχη Ευρασιατική–Αιγαίο** (Σχ. 12). Η σύγκλιση αυτή προκαλεί τους επιφανειακούς σεισμούς κατά μήκος του Ελληνικού τόξου καθώς και τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους στο Ν. Αιγαίο.
- **Της συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στην αριστερόστροφη περιστροφή της Αδριατικής – Απουλίας πλάκας** (Σχ. 12). Η περιστροφή προκαλεί τη γένεση επιφανειακών σεισμών κατά μήκος των δυτικών ακτών της Κεντρικής Ελλάδας, της Αλβανίας και της πρώην Γιουγκοσλαβίας.
- **Της συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται κυρίως στην κίνηση της Τουρκικής – Ανατολίας λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα δυτικά** (Σχ. 12), που με τη σειρά της η κίνηση αυτή οφείλεται στην προς Βορρά κίνηση της Αραβικής πλάκας.
- **οριζόντιων εφελκυστικών δυνάμεων που έχουν διεύθυνση βορρά – νότου** (Σχ. 12) και αναπτύσσονται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας του Αιγαίου εξαιτίας της οριζόντιας κίνησης των ρευμάτων μεταφοράς.



Σχήμα 12

Σχηματική αποτύπωση των δυνάμεων που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Οι συμπιεστικές δυνάμεις  $\Sigma_1$ ,  $\Sigma_2$  και  $\Sigma_3$  που ασκούν οι γειτονικές λιθосφαιρικές πλάκες στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου απεικονίζονται με τα κόκκινα βέλη. Οι εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας με τα κίτρινα βέλη (Παπαζάχος Β., 1989).

---

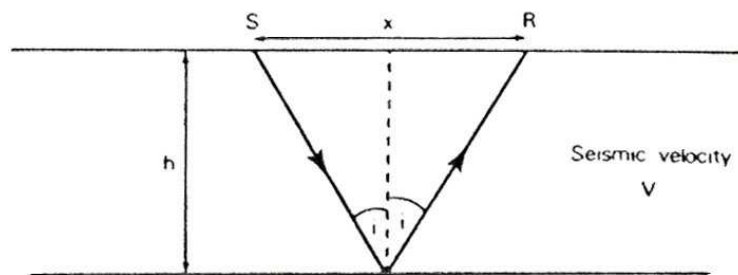
## *ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο: Μέθοδος Σεισμικής Ανάκλασης και Συνθετικά σειсмоγράμματα*

---

### 2.1 Γεωμετρία της ανάκλασης

Συνήθως η πηγή των σεισμικών κυμάτων τοποθετείται κοντά στην επιφάνεια της γης. Τα σεισμικά κύματα διαδίδονται προς το εσωτερικό της γης, ανακλώνται από διαχωριστικές επιφάνειες και καταγράφονται από τα γεωφώνα που βρίσκονται κοντά ή στην επιφάνεια της γης.

Η απλούστερη περίπτωση είναι αυτή του οριζόντιου επίπεδου ανακλαστήρα (σχ. 13).



Σχήμα 13  
Γεωμετρία της ανάκλασης (McQuillin et al., 1984).

Η απόσταση πηγής - γεωφώνου ονομάζεται offset. Ο χρόνος διαδρομής  $t$  είναι :

$$t(x) = \frac{\sqrt{h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2}}{V} \quad (2.1)$$

όπου  $h$  το βάθος,  $x$  η απόσταση πηγής - γεωφώνου και  $V$  η ταχύτητα.

Για κάθετη πρόσπτωση (μηδενικό offset) ο χρόνος διαδρομής είναι:

$$t(0) = 2 \frac{h}{V} \quad (2.2)$$

Αυτός ο χρόνος ονομάζεται διπλός χρόνος διαδρομής (two way traveltime TWT) στον ανακλάστηρα. Η διαφορά ανάμεσα στο  $t(0)$  και στο χρόνο διαδρομής  $t(x)$  ονομάζεται κανονική χρονική απόκλιση (normal moveout, NMO):

$$\Delta T_{\text{NMO}} = t(x) - t(0) = t(0) \left[ \left( 1 + \frac{x^2}{V_n^2 t^2(0)} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \quad (2.3)$$

Παρατηρείται ότι υπάρχει υπερβολικού τύπου σχέση ανάμεσα στο χρόνο διαδρομής και την οριζόντια απόσταση. Ένα μοντέλο, που πλησιάζει περισσότερο την πραγματικότητα είναι αυτό, όπου έχουμε  $n$  οριζόντια στρώματα διαφορετικών παχών και ταχυτήτων (layer cake). Για ανακλάστηρα στη βάση της σειράς θα ισχύει :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} + c_1 \cdot x^4 + c_2 \cdot x^6 + \dots \quad (2.4)$$

όπου  $c_i$  είναι συναρτήσεις των παχών και των ταχυτήτων των  $n$  στρωμάτων.  $V_{rms}$  είναι η μέση τετραγωνική ταχύτητα κατά μήκος της τροχιάς του zero-offset, η οποία ορίζεται ως εξής:

$$V_{rms}^2 = \frac{\left( \sum_{n=1}^k V_n^2 \cdot t_n \right)}{t_0} \quad (2.5)$$

$V_n$  και  $t_n$  είναι η ταχύτητα και ο διπλός χρόνος διαδρομής (TWT) στο νιοστό στρώμα (Taner και Koehler, 1969). Κατά την ανάλυση των σεισμικών δεδομένων είναι συνηθισμένο να προσεγγίζουμε την σχέση 4 με :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} \quad (2.6)$$

όπου  $V'$  είναι η ταχύτητα υπέρθεσης (stacking velocity), ελάχιστα διαφορετική από την  $V_{rms}$ . Εάν θεωρηθεί ανακλαστήρας με κλίση και κάτω στρώμα ομοιόμορφης ταχύτητας  $V$ , τότε μπορεί να αποδειχτεί (Levin, 1971) ότι:

$$t^2 = t_0^2 + x^2 \cdot \cos^2 \theta / V^2 \quad (2.7)$$

οπότε  $\theta$  είναι η συνιστώσα της κλίσης (component of dip) κατά μήκος της τομής. Η κανονική χρονική απόκλιση (NMO) υπολογίζεται από την σχέση (2.3) όπως και στην περίπτωση οριζόντιου στρώματος, αλλά η φαινόμενη ταχύτητα είναι  $\frac{V}{\cos \theta}$ .

## 2.2 Η μέθοδος προσδιορισμού ταχυτήτων $x^2 - t^2$

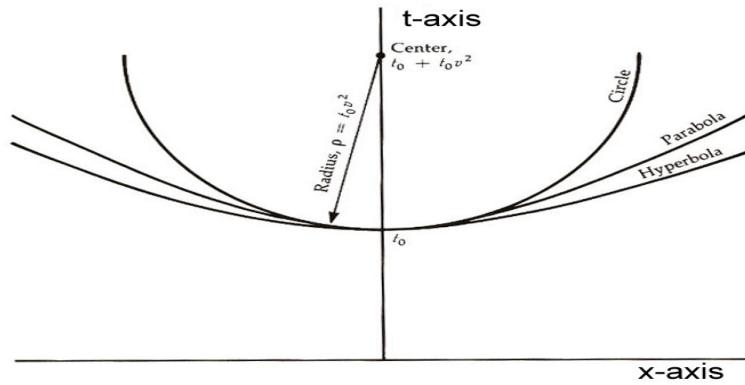
Η καμπύλη χρόνου διαδρομής ανακλάσεων από επίπεδη διαχωριστική επιφάνεια, συναρτήσει της απόστασης πηγής-γεωφώνου, είναι η υπερβολή (σχ. 14), που περιγράφεται από την σχέση:

$$t^2 - \frac{x^2}{V^2} = t_0^2 \quad (2.8)$$

Η καμπύλη αυτή μπορεί να μετατραπεί σε ευθεία γραμμή με την παρακάτω αλλαγή συντεταγμένων:

$$\begin{aligned} u &= x^2 \\ w &= t^2 \end{aligned} \quad (2.9)$$





Σχήμα 14

Διάγραμμα χρόνου - απόστασης για ανάκλαση από οριζόντια διαχωριστική επιφάνεια και προσεγγιστικές καμπύλες παραβολής και κύκλου (Robinson, 1983).

Τότε η σχέση που περιγράφει την υπερβολή γίνεται:

$$w = \frac{u}{V^2} + t_0^2 \quad (2.10)$$

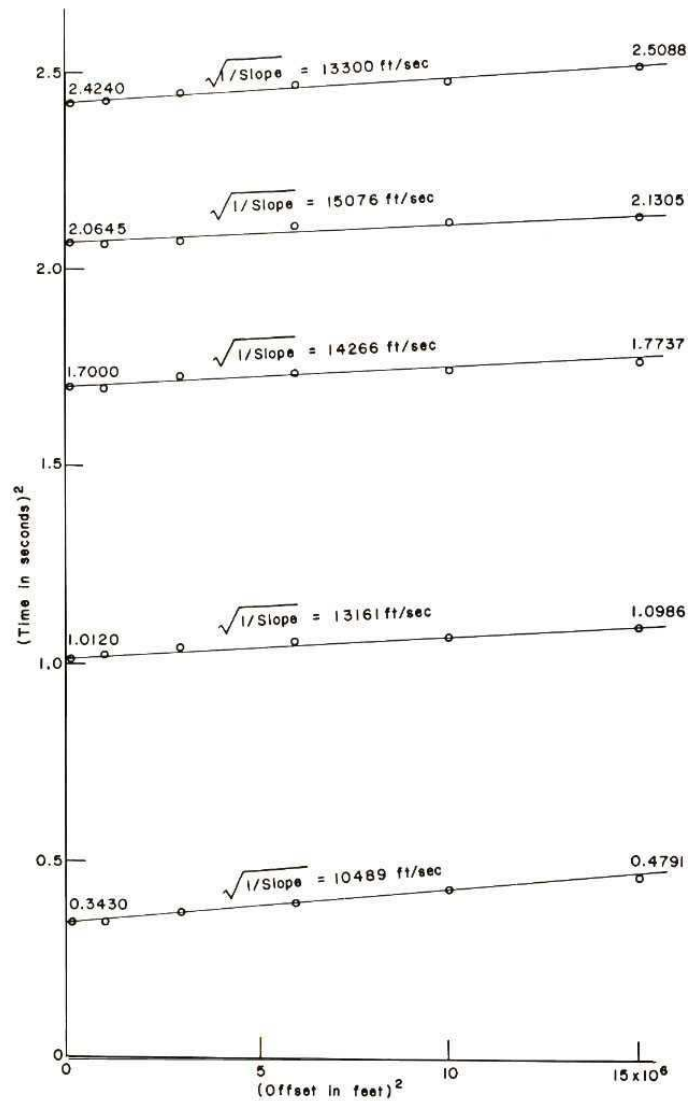
Η ευθεία έχει κλίση  $\frac{1}{V^2}$  και τέμνει τον άξονα των χρόνων στο  $t_0^2$ .

Όταν υπάρχουν περισσότερες διαχωριστικές επιφάνειες, προκύπτουν καμπύλες, που διατηρούν όμως την υπερβολική μορφή τους. Σε διάγραμμα  $x^2 - t^2$  οι καμπύλες προσεγγίζονται με ευθείες γραμμές, οι οποίες όμως παρουσιάζουν μικρή καμπύλωση καθώς αυξάνει το  $u$ . Πάντως και αυτή η ελάχιστη καμπύλωση τελικά προσεγγίζεται με ευθεία γραμμή (σχ. 15).

Η σχέση  $w = \frac{u}{V^2} + t_0^2$  είναι, όπως έχει ήδη αναφερθεί γραμμική εξίσωση της μορφής:  $w = a + b \cdot u$ , όπου  $a = t_0^2$  και  $b = \frac{1}{V^2}$ . Η κλίση  $b$  και η σταθερά  $a$  υπολογίζεται με την μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων από  $N$  μετρήσεις των  $(u, w)$ :

$$b = \frac{N \cdot \sum_{j=1}^N t^2 x^2 - \sum_{j=1}^N x^2 \cdot \sum_{j=1}^N t^2}{N \cdot \sum_{j=1}^N (x^2)^2 - \left( \sum_{j=1}^N x^2 \right)^2} \quad (2.11)$$

$$a = \frac{1}{N} \cdot \left( \sum_{j=1}^N t^2 - b \cdot \sum_{j=1}^N x^2 \right) \quad (2.12)$$



Σχήμα 15

Δρομοχρονικό διάγραμμα  $t^2 - x^2$  ανακλάσεων από οριζόντιες διαχωριστικές επιφάνειες.

### 2.3 Συνθετικά σειсмоγράμματα από σεισμικά ανάκλασης

Σκοπός της σεισμικής επεξεργασίας είναι η επίλυση του αντίστροφου προβλήματος. Αυτό σημαίνει ότι από τις καταγραφές των κυμάτων, τα οποία διαδίδονται μέσα στην γη και ανακλώνται ή διαθλώνται, καθορίζεται το γεωλογικό μοντέλο.

Συχνά μετά την ολοκλήρωση της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων γίνεται δοκιμή επίλυσης του ευθέως προβλήματος (forward modelling). Δηλαδή εφόσον έχουν καθοριστεί οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες, στην συνέχεια χρησιμοποιούνται οι τμηματικές ταχύτητες για να παραχθούν συνθετικά σειсмоγράμματα. Σκοπός της προσπάθειας αυτής είναι να ελεγχθεί η ακρίβεια καθορισμού των ταχυτήτων, με την σύγκριση πραγματικών και συνθετικών καταγραφών κοινής πηγής.

Η παραγωγή συνθετικών σειсмоγραμμάτων αποτελεί ένα από τα βασικότερα εργαλεία επίλυσης του ευθέως προβλήματος. Απαραίτητη προϋπόθεση για να προκύψει ένα τέτοιο σεισμόγραμμα είναι η γνώση των συντελεστών ανάκλασης στις διαχωριστικές επιφάνειες των στρωμάτων. Αυτό σημαίνει ότι πρέπει να είναι γνωστές οι ταχύτητες των στρωμάτων και/ή οι πυκνότητες τους, παράγοντες από τους οποίους εξαρτώνται οι συντελεστές ανάκλασης. Η σειρά των συντελεστών ανάκλασης, που ουσιαστικά έχει την μορφή στιγμιαίων παλμών (spikes) υπόκειται σε διαδικασία συνέλιξης με την κυματομορφή της πηγής (Lindseth, 1982), για να προκύψει το συνθετικό σεισμόγραμμα.

Στην συνέχεια θα περιγραφεί η διαδικασία παραγωγής συνθετικού σειсмоγράμματος, για μοντέλο γης το οποίο αποτελείται από οριζόντια στρώματα. Η σεισμική εμπέδηση στρώματος περιγράφεται από την σχέση  $Z=\rho V$ , όπου  $\rho$  η πυκνότητα και  $V$  η ταχύτητα κύματος στο συγκεκριμένο στρώμα. Η στιγμιαία τιμή της εμπέδησης για το στρώμα  $k$ th θα είναι:

$$Z_k = \rho_k V_k \quad (2.13)$$

Για κατακόρυφα προσπίπτον κύμα, ο συντελεστής ανάκλασης στη διαχωριστική επιφάνεια του στρώματος  $k$ th και του υποκείμενου  $(k+1)$ th θα είναι:

$$R_k = (Z_{k+1} - Z_k) / (Z_{k+1} + Z_k) \quad (2.14)$$

Αν θεωρήσουμε αμελητέα την μεταβολή της πυκνότητας με το βάθος, τότε η εξίσωση (2.14) λαμβάνει την μορφή:

$$R_k = (V_{k+1} - V_k) / (V_{k+1} + V_k) \quad (2.15)$$

Εάν είναι γνωστοί οι συντελεστές ανάκλασης, είναι δυνατόν να υπολογιστεί η χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης για μοντέλο αποτελούμενο από οριζόντια στρώματα (Claerbout, 1976). Αυτή θα περιέχει εκτός των κυρίων ανακλάσεων, τις πολλαπλές αλλά και τυχαίο θόρυβο (random noise). Το συνθετικό σεισμόγραμμα προκύπτει από την συνέλιξη της χρονοσειράς των συντελεστών ανάκλασης με την κυματομορφή της πηγής. Κατά την διαδικασία παραγωγής του συνθετικού σειсмоγράμματος θεωρείται ότι η κυματομορφή της πηγής καθώς διαδίδεται στη γη παραμένει ίδια. Η συνέλιξη της κυματομορφής της πηγής  $w(t)$  με την χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης  $e(t)$  παράγει το συνθετικό σεισμόγραμμα  $x(t)$ :

$$x(t) = w(t)*e(t) \quad (2.16)$$

Με μετασχηματισμό Fourier λαμβάνεται:

$$X(\omega) = W(\omega)*E(\omega) \quad (2.17)$$

όπου  $X(\omega)$ ,  $W(\omega)$ ,  $E(\omega)$  αντιπροσωπεύουν τους μιγαδικούς (complex) μετασχηματισμούς κατά Fourier του συνθετικού σειсмоγράμματος, της κυματομορφής της πηγής και της χρονοσειράς των συντελεστών ανάκλασης.

Ο παραπάνω μετασχηματισμός, λαμβάνοντας υπόψιν το πλάτος και την φάση, εκφράζεται ως εξής:

$$X(\omega) = A_x(\omega)\exp[i\Phi_x(\omega)] \quad (2.18)$$

$$W(\omega) = A_w(\omega)\exp[i\Phi_w(\omega)] \quad (2.19)$$

$$E(\omega) = A_e(\omega)\exp[i\Phi_e(\omega)] \quad (2.20)$$

Αντικαθιστώντας τις εξισώσεις (2.18), (2.19) και (2.20) στην (2.17) προκύπτει:

$$A_x(\omega) = A_w(\omega)A_e(\omega) \quad (2.21)$$

$$\Phi_x(\omega) = \Phi_w(\omega) + \Phi_e(\omega) \quad (2.22)$$

Επομένως κατά την συνέλιξη της κυματομορφής της πηγής με την χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης, τα πλάτη των κυμάτων πολλαπλασιάζονται και οι φάσεις τους αθροίζονται.

Εάν στην συνέχεια θεωρηθεί το φάσμα του πλάτους επίπεδο θα προκύψει:

$$A_e(\omega) = A_0 = \text{σταθερό} \quad (2.23)$$

Αντικαθιστώντας την σχέση (2.23) στην (2.21) λαμβάνεται:

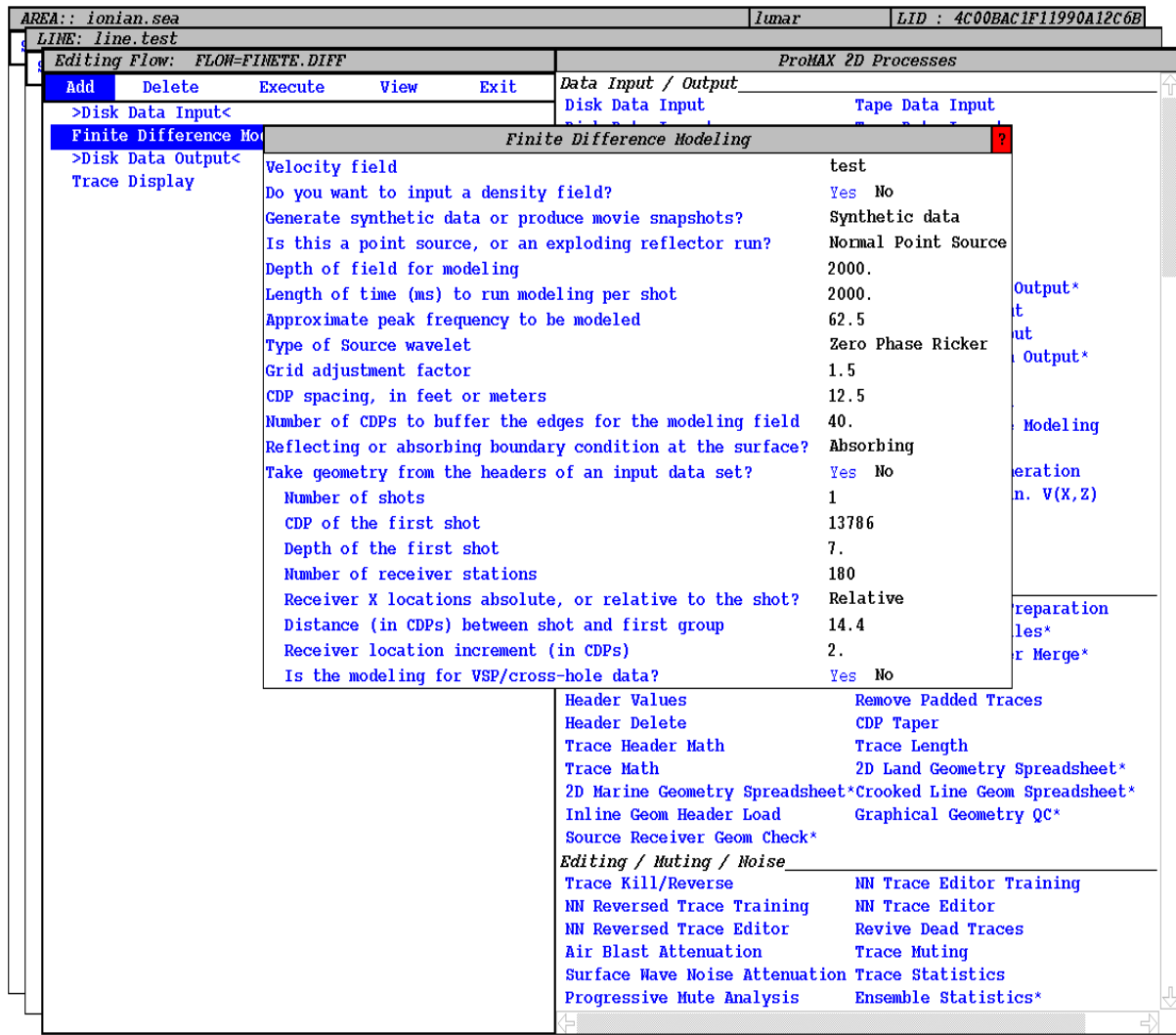
$$A_x(\omega) = A_0 A_w(\omega) \quad (2.24)$$

Η παραπάνω σχέση οδηγεί στο συμπέρασμα, ότι το φάσμα του πλάτους στο συνθετικό σεισμόγραμμα είναι μια κλιμακωτή συνάρτηση του φάσματος πλάτους της κυματομορφής της πηγής.

## 2.4 Παράδειγμα ανάλυσης των παραμέτρων για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών ανάκλασης κοινής πηγής και παρουσίαση των αποτελεσμάτων

(Kokinou and Vafidis,2003)

Για την παραγωγή των συνθετικών σειсмоγραμμάτων στην παρούσα περίπτωση χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, η οποία έχει ήδη περιγραφεί στην προηγούμενη παράγραφο.



Σχήμα 16

Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή των συνθετικών καταγραφών κοινής πηγής με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών.

Στο σχήμα 16 παρουσιάζονται οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών κοινής πηγής. Για τη μοντελοποίηση χρησιμοποιήθηκε σημειακή πηγή, όπου πηγή και υδρόφωνα θεωρούνται στην επιφάνεια, ενώ οι αποστάσεις πηγών και υδροφώνων

είναι πεπερασμένες και μη μηδενικές. Επίσης υπάρχει η δυνατότητα, η πηγή να βρίσκεται σε μικρό βάθος από την επιφάνεια. Κατά την εκτόνωση της πηγής το κύμα διαδίδεται μέσα στο μέσο και όταν συναντήσει διαχωριστική επιφάνεια ανακλάται και καταγράφεται από τους δέκτες. Επίσης η γεωμετρία των πηγών και των υδροφώνων μπορεί να καθοριστεί από πραγματικά δεδομένα (input data set), τα οποία σταδιακά αντικαθίσταται από τα συνθετικά. Θα πρέπει να τονιστεί όμως, ότι το συγκεκριμένο βήμα μπορεί να γίνει, μονάχα αν η εκτόνωση θεωρηθεί σε σημείο που βρίσκεται υδροφόνο και εφόσον η ισαπόσταση των υδροφώνων είναι διπλάσια της απόστασης των CDPs. Στην συγκεκριμένη περίπτωση η γεωμετρία της πηγής και των υδροφώνων δεν καθορίστηκε δίνοντας σαν είσοδο πραγματικά δεδομένα, αλλά περιγράφηκε.

Κατά την μοντελοποίηση με την σημειακή πηγή απεικονίζονται τα απευθείας, τα ανακλώμενα, τα μετωπικά κύματα, αλλά και οι περιθλάσεις, ο συναφής και μη θόρυβος. Το βασικό μειονέκτημα της μεθόδου είναι ο μεγάλος υπολογιστικός χρόνος που απαιτείται.

Το βάθος, μέχρι το οποίο γίνεται μοντελοποίηση καθορίστηκε στα 2000 m και το χρονικό μήκος καταγραφής στα 2s. Επικρατούσα συχνότητα είναι τα 62.5 Hz, η οποία αντιστοιχεί στην συχνότητα Nyquist για τα πραγματικά δεδομένα. Η επιλογή των 62.5 Hz ως επικρατούσα συχνότητα έγινε με στόχο να απεικονιστούν κατά το δυνατόν στις συνθετικές καταγραφές κοινής πηγής τα περισσότερα σεισμικά φαινόμενα που εμφανίζονται και στα πραγματικά δεδομένα. Ως κυματομορφή της πηγής ορίστηκε κύμα Ricker μηδενικής φάσης. Η απόσταση των CDPs είναι 12.5 m ενώ η οριακή συνθήκη στην επιφάνεια επιλέχθηκε να είναι συνθήκη απορρόφησης των κυμάτων, έτσι ώστε να αποφευχθεί κατά το δυνατόν η παραγωγή πολλαπλών ανακλάσεων. Ο αριθμός των υδροφώνων, που λαμβάνουν κύματα, είναι 180, ενώ η ελάχιστη απόσταση πηγής - πρώτου υδροφώνου είναι 180 m, δηλαδή 14.4 περίπου CDPs.

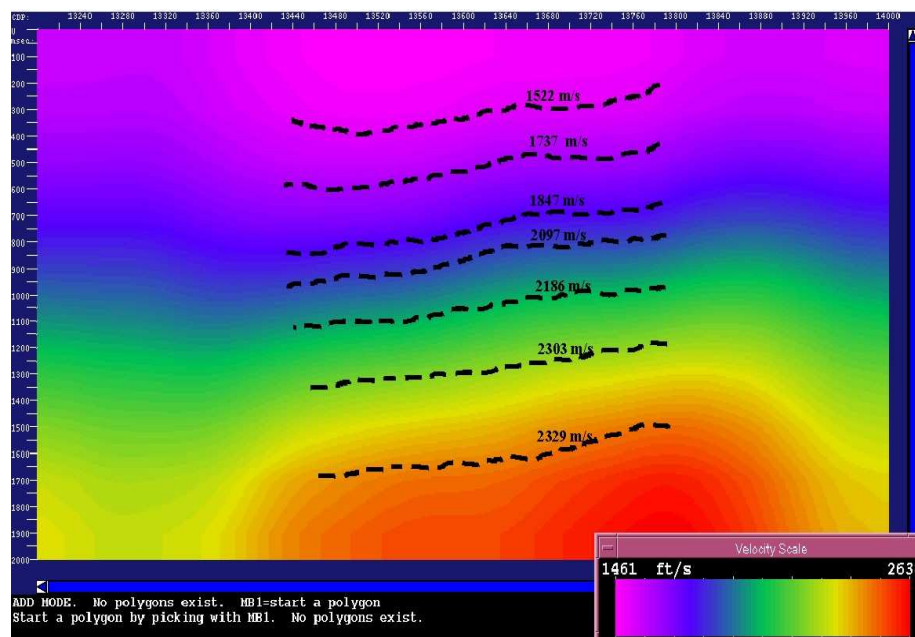
Για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών κοινής πηγής με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, απαιτείται το αρχείο ταχυτήτων να είναι τμηματικές ταχύτητες. Στην παρούσα περίπτωση το αρχείο αυτό προκύπτει ως εξής:

- Εξετάζεται αρχικά σε ποιο CDP τοποθετείται η πηγή, στη συγκεκριμένη περίπτωση στο CDP 13786. Στην συνέχεια επιλέγεται τμήμα από το αρχείο των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων, το οποίο δεξιά και αριστερά

του CDP 13786, να εκτείνεται σε απόσταση μεγαλύτερη από 4500 m, η οποία αντιστοιχεί στο ανάπτυγμα πηγής – τελευταίου υδροφώνου.

- Από το αντίστοιχο αρχείο των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων και με βάση την εξίσωση του Dix προκύπτει το αρχείο των τμηματικών ταχυτήτων. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί ότι καλό είναι να αποφεύγεται η εξομάλυνση (smoothing) των ταχυτήτων.
- Στην συνέχεια γίνεται η μετατροπή του αρχείου των πραγματικών ταχυτήτων από την κλίμακα του χρόνου στην κλίμακα του βάθους.

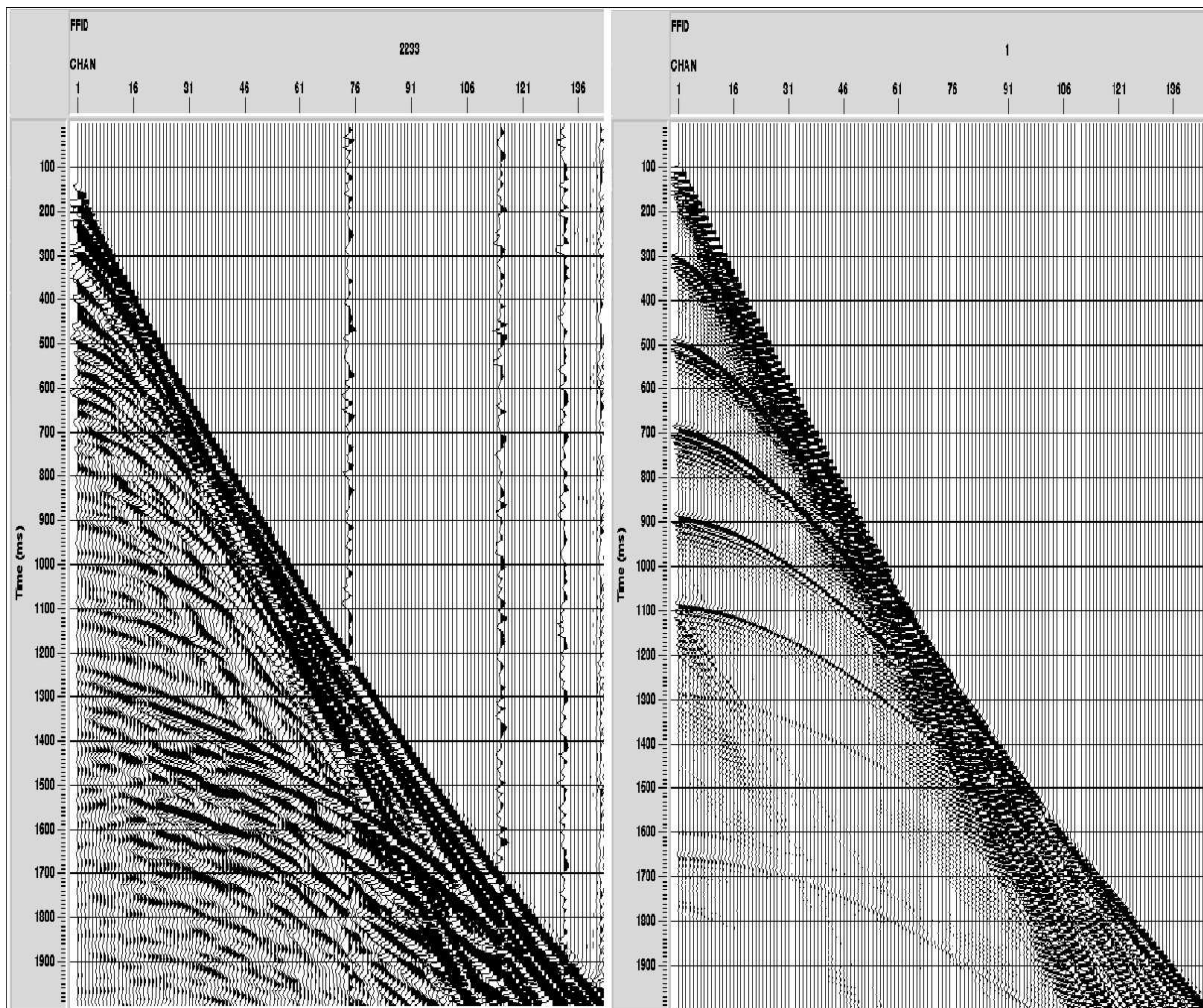
Το μοντέλο των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων, το οποίο χρησιμοποιείται στην συγκεκριμένη περίπτωση παρουσιάζεται στο σχήμα 17. Περιλαμβάνει 7 διαχωριστικές επιφάνειες με μικρή κλίση, ενώ η μέση τετραγωνική ταχύτητα για τα στρώματα που ορίζουν καθορίστηκε αντίστοιχα από το πρώτο έως το έβδομο, 1522 m/s, 1737 m/s, 1847 m/s, 2097 m/s, 2186 m/s, 2303 m/s και 2329 m/s.



Σχήμα 17

Το μοντέλο των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων για την παραγωγή του συνθετικών καταγραφών κοινής πηγής.

Στο σχήμα 18α παρουσιάζονται οι πραγματικές καταγραφές κοινής πηγής μέχρι τα 2000 ms, ενώ στο σχήμα 18β αντίστοιχα οι συνθετικές καταγραφές κοινής πηγής για συχνότητα μέχρι 62.5 Hz. Στον πίνακα 1 που ακολουθεί απεικονίζονται οι διπλοί χρόνοι διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων, που έχουν εντοπιστεί στις συνθετικές καταγραφές από τον πρώτο δέκτη, ενώ συγχρόνως παρατίθενται για σύγκριση και οι χρόνοι από τις πραγματικές, επίσης από τον πρώτο δέκτη. Εύκολα διαπιστώνεται, ότι το σφάλμα στην πρόβλεψη των ανακλάσεων στο συνθετικό σεισμόγραμμα ανέρχεται σε μερικά ms.



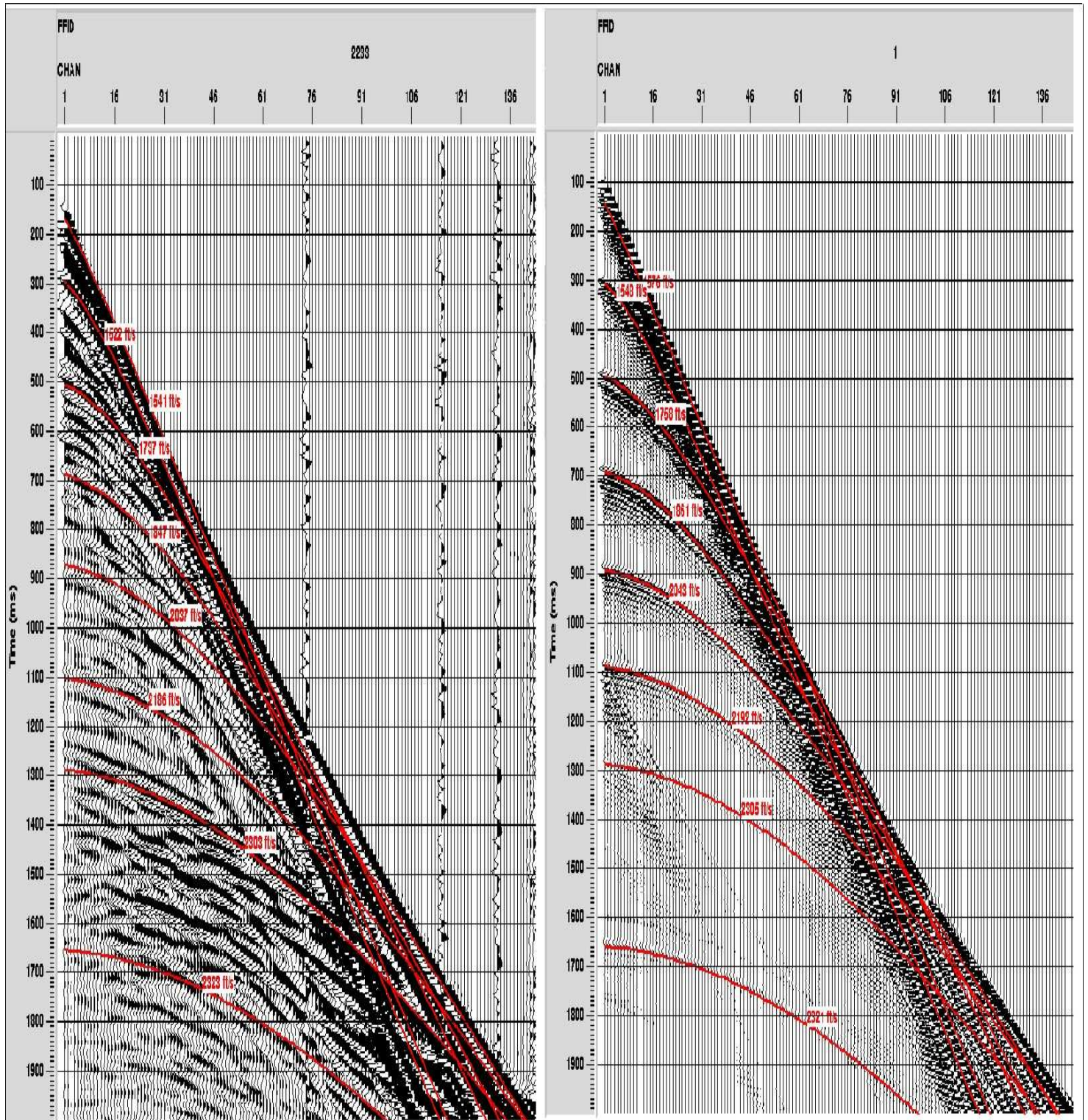
Σχήμα 18  
Παραθέτονται (α) οι πραγματικές καταγραφές κοινής πηγής σε σύγκριση (β) με τις συνθετικές καταγραφές κοινής πηγής.



<b>Ανακλάσεις στις συνθετικές καταγραφές κοινής πηγής (ms TWT)</b>	<b>Ανακλάσεις στις πραγματικές καταγραφές κοινής πηγής (ms TWT)</b>
305	295
495	505
680	670
895	875
1090	1100
1285	1290
1660	1650

Πίνακας 1

Τέλος από την μελέτη του σχήματος 19, στο οποίο έχουν καθοριστεί οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες των κυριοτέρων ανακλάσεων στις πραγματικές (σχ. 19α) και συνθετικές καταγραφές κοινής πηγής (σχ.19β), διαπιστώνεται ότι αυτές συγκλίνουν αρκετά. Η ομοιότητα που παρουσιάζουν οι συνθετικές και πραγματικές καταγραφές κοινής πηγής όσον αφορά τα πλάτη των κυμάτων και τις ταχύτητες οδηγεί στο συμπέρασμα ότι ο προσδιορισμός των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων κατά την διάρκεια της επεξεργασίας έγινε με αρκετή ακρίβεια.



Σχήμα 19  
 Σύγκριση των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων, (α) στις πραγματικές καταγραφές κοινής πηγής και (β) στις συνθετικές καταγραφές κοινής πηγής.

---

### *ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: Το πρόγραμμα υπολογισμού συνθετικών σειсмоγραμμμάτων και παραδείγματα συνθετικών σεισμολογικών καταγραφών από προηγούμενες εργασίες*

---

#### **3.1 Εισαγωγή**

Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα αποτελεί ένα σύνολο ρουτινών για τον υπολογισμό θεωρητικών σεισμολογικών καταγραφών για σημειακή πηγή. Το μοντέλο της γης αποτελείται από ένα σύνολο ομογενών στρωμάτων.

Με το πρόγραμμα αυτό προσομοιώνεται σεισμός για σημειακή πηγή, η οποία έχει τοποθετηθεί στο μέσο ρήγματος και παράγονται συνθετικά σειсмоγράμματα σε τρεις συνιστώσες: στην κατακόρυφη συνιστώσα, στη συνιστώσα βορρά-νότου και στη συνιστώσα ανατολής – δύσης.

Ο υπολογισμός χρησιμοποιεί τους πίνακες ανάκλασης και μετάδοσης που υπολογίζονται για τα μοντέλα ομογενών στρωμάτων. Στις επόμενες παραγράφους παρουσιάζονται η μέθοδος υπολογισμού των σειсмоγραμμμάτων και παραδείγματα εφαρμογής της.

#### **3.2 Υπολογισμός συνθετικών σειсмоγραμμμάτων χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της ανάκλασης (Kennett, 1983, 1988)**

Η σύνθεση των σειсмоγραμμμάτων επιτυγχάνεται αρχικά στο χώρο συχνότητας-κυματάριθμου και στην συνέχεια με διπλή ολοκλήρωση λαμβάνονται αυτά στο χώρο χρόνου-απόστασης. Η σημειακή πηγή τοποθετείται σε ορισμένο βάθος μέσα στα ομογενή στρώματα από τα οποία αποτελείται το μοντέλο, και των οποίων υπόκειται ομογενής ημιχώρος.

Ο παράγοντας εξασθένησης ( $Q^{-1}$ ) των κυμάτων κυμαίνεται μεταξύ  $0.0001 < Q^{-1} < 0.05$ . Χρησιμοποιείται κυλινδρικό σύστημα συντεταγμένων με την αρχή των αξόνων να περνά από την θέση της σημειακής πηγής. Στην συνέχεια υπολογίζονται οι πίνακες των συντελεστών ανάκλασης και διάδοσης για κάθε στρώμα με την επαναληπτική μέθοδο, η οποία επιτρέπει έλεγχο των εσωτερικών ανακλάσεων που προκύπτουν για κάθε στρώμα. Δίνεται η δυνατότητα μέσω του προγράμματος να συμπεριληφθούν οι πολλαπλές ανακλάσεις ή να εξαλειφθούν. Σε όλες τις φάσεις προσομοιώσεων της παρούσας εργασίας οι πολλαπλές ανακλάσεις συμπεριελήφθησαν στο μοντέλο διάδοσης της σεισμικής ενέργειας. Επίσης, υπάρχει έλεγχος αν από την πηγή φεύγουν P ή S κύματα και επίσης τι είδους κύματα

λαμβάνονται στους δέκτες. Είναι δυνατόν να παράγονται πλήρη σειсмоγράμματα ή να επικεντρωθεί το ενδιαφέρον σε ορισμένες φάσεις.

Η δομή των αριθμητικών ολοκληρωμάτων για τη μετατόπιση ως συνάρτηση της θέσης στην επιφάνεια και του χρόνου περιγράφεται στη σχέση που ακολουθεί και αφορά την κατακόρυφη συνιστώσα:

$$u_z(r, \phi, t) = \sum_m \int_{\omega_1}^{\omega_2} d\omega \omega^2 \int_{p_1}^{p_2} dp U(p, \omega) S(z_s, m) J_m(\omega pr) e^{im\phi} \quad (3.1)$$

όπου  $r$  διάνυσμα θέσης του σταθμού,  $\phi$  είναι το αζιμούθιο στο σταθμό και  $z_s$  είναι το βάθος της πηγής. Η απόκριση  $U(p, \omega)$  που υπολογίστηκε από τη σύνθεση των πινάκων ανάκλασης και διάδοσης δεν εξαρτάται από το  $m$ . Εξαρτάται εξ ολοκλήρου από την συνάρτηση πηγής  $S(z_s, m)$ .

Χρησιμοποιούνται οι συναρτήσεις Bessel έτσι ώστε να προκύπτουν κοινά ολοκληρώματα για όλες τις αζιμουθιακές τάξεις στην πηγή. Το εύρος ολοκλήρωσης για τη συχνότητα  $\omega$  και την βραδύτητα  $p$  είναι υπό τον έλεγχο του χρήστη.

Το πρόγραμμα που χρησιμοποιείται αναφέρεται με την ονομασία ECR. Είναι γραμμένο σε FORTRAN 77 και «τρέχει» σε πολλές πλατφόρμες με το όνομα snert. Ο κώδικας γράφτηκε όταν η μνήμη ήταν ακριβή και έτσι τα όρια στο μέγεθος των σειρών βραδύτητας και συχνότητας είναι συντηρητικά.

Οι χρόνοι «τρεξίματος» και η μνήμη υπολογιστών εξαρτώνται από το εάν οι ρυθμίσεις γίνονται ή όχι στη βασική έκδοση καθώς επίσης και από τον τύπο υπολογιστών που χρησιμοποιούνται. Για ένα μοντέλο του ανώτερου μανδύα με 70 στρώματα με 1200 τιμές βραδύτητας και 250 ενεργές συχνότητες και παραγωγή σειсмоγράμματος για 32 θέσεις, ο χρόνος υπολογισμού είναι περίπου 6 λεπτά σε υπολογιστή Sun Sparc Ultra 5 με περίπου χρησιμοποιούμενα 16 Mbyte της μνήμης.

Προσοχή πρέπει να δοθεί για την εξασφάλιση επαρκούς δειγματοληψίας στη βραδύτητα και στη συχνότητα, έτσι ώστε τα αριθμητικά ολοκληρώματα να συγκλίνουν.

Τα σεισογράμματα αποθηκεύονται σε zst format ενώ το αρχείο εισαγωγής (input file) είναι σε ASCII format.

### 3.3 Περιγραφή ροής προγράμματος

Το πρόγραμμα αποτελείται από το αρχείο εισόδου, το μοντέλο ταχυτήτων, το αρχείο εξόδου και το αρχείο των σεισογραμμάτων.

Στο αρχείο εισόδου περιγράφονται οι παράμετροι που ρυθμίζουν τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων, την γεωμετρία της πηγής, την θέση των δεκτών και τα χαρακτηριστικά των σειсмоγραμμάτων.

*Για ότι αφορά την διάδοση των σεισμικών κυμάτων ρυθμίζονται οι παρακάτω παράμετροι:*

- Η κυματομορφή της πηγής, η οποία είναι «by default» καθορισμένη ή μπορεί να περιγραφεί στα πλαίσια τραπεζοειδούς κυματομορφής.
- Το είδος των κυμάτων που αναχωρούν από την πηγή. Για παράδειγμα, υπάρχει η δυνατότητα πλήρους απόκρισης δηλαδή να αναχωρούν P και S ή ένα από τα δύο είδη κυμάτων.
- Το είδος των κυμάτων που λαμβάνονται στους δέκτες.
- Το είδος των συνθηκών που επικρατούν στις οριακές επιφάνειες τόσο για το επιφανειακό τμήμα του φλοιού της γης όσο και για το βαθύτερο τμήμα. Για παράδειγμα αν θα υπάρχει πλήρης απόκριση ή μόνο πολλαπλές ανακλάσεις πρώτης τάξης ή καθόλου ανακλάσεις.
- Δυνατότητα φίλτρων αποκοπής συχνοτήτων για το σήμα που φθάνει στους δέκτες.
- Απόσβεση των κυμάτων κατά τη διάδοσή τους.

*Για ότι αφορά τα χαρακτηριστικά των σειсмоγραμμάτων, τα οποία ρυθμίζουν και τον χρόνο επεξεργασίας:*

- Επιλογή του διαστήματος δειγματοληψίας.
- Επιλογή της χρονικής διάρκειας των σειсмоγραμμάτων
- Ελάχιστη και μέγιστη βραδύτητα (1/ταχύτητα)
- Χρόνος έναρξης καταγραφής από τους δέκτες.

*Η γεωμετρία της πηγής αφορά τις παρακάτω παραμέτρους:*

- Βάθος πηγής
- Επιλογή της επιφάνειας όπου η ενέργεια που διαδίδεται ανακλάται σχεδόν πλήρως για να διαδοθεί στο πάνω απ'αυτήν τμήμα του προτεινόμενου μοντέλου και να φτάσει στους δέκτες.
- Καθορισμός των συνιστωσών της σημειακής πηγής (moment tensor) με την μορφή πίνακα:

$$\begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.2)$$

Τέλος, όσον αφορά την γεωμετρία των δεκτών καθορίζονται οι παρακάτω παράμετροι:

- Αριθμός των δεκτών
- Θέση των δεκτών με σημείο αναφοράς την θέση της πηγής
- Απόσταση μεταξύ των δεκτών
- Αξιμούθιο της διάταξης των δεκτών

Το μοντέλο ταχυτήτων μας δίνει πληροφορίες όπως τον αριθμό των στρωμάτων, την ταχύτητα των P και S κυμάτων, την πυκνότητα και τους παράγοντες απόσβεσης των P και S κυμάτων.

Μετά την αλλαγή των παραμέτρων στο αρχείο εισόδου τρέχουμε το πρόγραμμα ECR και παίρνουμε έτσι το αρχείο εξόδου αλλά και το αρχείο των σειсмоγραμμάτων. Τέλος, απεικονίζεται σε γραφική παράσταση το αρχείο σειсмоγραμμάτων.

Πιο συγκεκριμένα, το πρόγραμμα είναι σχεδιασμένο να τρέχει σε τρία στάδια:

1. Κατασκευή της απόκρισης στην περιοχή μετατροπής που χρησιμοποιεί τις ρουτίνες:

MAIN –πρόγραμμα εισόδου -εξόδου

RESPON- κατασκευή της απόκρισης από πίνακες ανάκλασης και μετάδοσης

MOMTEN- όροι πηγής για το δεδομένο στιγμιαίο τανυστή (tensor)

SRFACE- συντελεστές ανάκλασης μεταξύ των διεπαφών

SRTDN- πίνακες ανάκλασης και μετάδοσης για τα καθοδικά διακινούμενα

κύματα

SRYPUP-πίνακες ανάκλασης και μετάδοσης για τα ανοδικά διακινούμενα

κύματα

2. Αναδιοργάνωση των όρων μετατροπής

3. Ολοκλήρωση και των δύο που πραγματοποιούνται στην υπορουτίνα:

SINT - που αποκαλεί επίσης τη συνάρτηση Bessel ρουτίνα BESH0 για να παρέχει τις ασυμπτωτικές μορφές που απαιτούνται.

Ολοκληρώνοντας την περιγραφή του προγράμματος θα πρέπει να αναφερθεί ότι τα παραγόμενα σειсмоγράμματα περιγράφουν την ταχύτητα της εδαφικής κίνησης. Επιπρόσθετα, έγινε επέμβαση στον κώδικα του προγράμματος για να λαμβάνονται και τα σειсмоγράμματα μετατόπισης σε χωριστό αρχείο.

### **3.4 Παραδείγματα παραγωγής συνθετικών καταγραφών**

Οι Roumelioti et al. (2004) επιχείρησαν προσομοίωση του σεισμού της 7<sup>ης</sup> Σεπτεμβρίου 1999 στην Αθήνα μεγέθους 5.9 εφαρμόζοντας την στοχαστική μέθοδο για πεπερασμένο ρήγμα (Beresnev and Atkinson, 1997).

Σκοπός της συγκεκριμένης προσομοίωσης ήταν να ερευνηθεί η σχέση της πηγής με την κατανομή της ισχυρής σεισμικής κίνησης και στην συνέχεια η σχέση με τις καταστροφές που συνέβησαν.

Με την συγκεκριμένη μέθοδο προέκυψαν συνθετικά επιταχυνσιογράμματα από 16 σταθμούς (Σχ. 20). Επιπρόσθετα, έγινε σύγκριση μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών φασμάτων πλάτους και ελαστικής απόκρισης (Σχ. 20). Η σύγκριση υπήρξε ικανοποιητική και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η καταστροφικότητα του σεισμού είναι συνδυασμός της γεωμετρίας της πηγής, πλευρικών φαινομένων και της μικρής περιόδου της εδαφικής κίνησης.

Ο Zahradnik (2002) προσομοίωσε τον σεισμό της 26<sup>ης</sup> Ιουλίου 2001 μεγέθους 6.5 στην ευρύτερη περιοχή της Σκύρου, εστιακού βάθους περίπου 22 km με σκοπό να ερμηνεύσει τις κυματομορφές που καταγράφηκαν σε 9 σταθμούς ευρείας κάλυψης αλλά και να κατανοήσει την πολύπλοκη τεκτονική της περιοχής. Για τα συνθετικά δεδομένα χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος του διακριτού κυματάριθμου των Bouchon (1981) και Coutant (1989). Ο μηχανισμός της πηγής επαναπροσδιορίστηκε και συγκρίθηκε με αυτούς που είχαν προσδιοριστεί από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, το Harvard και το USGS. Παράχθηκαν συνθετικά δεδομένα για την μετατόπιση, την ταχύτητα και την επιτάχυνση (Σχ. 21, Σχ. 22 και Σχ. 23). Η σύγκριση των συνθετικών κυματομορφών με τις πραγματικές από τους πιο κοντινούς στο επίκεντρο του σεισμού εμφανίζεται ικανοποιητική.

Το πρόγραμμα ECR, η λειτουργία του οποίου περιγράφηκε σε προηγούμενη παράγραφο, χρησιμοποιήθηκε από τους Kennett και Furumura (2000) για να προσομοιώσει τις τοπικές φάσεις από τον ισχυρό σεισμό του Kobe το 1995 στην περιοχή της Ιαπωνίας. Γενικά στηρίζονται στην παραδοχή ότι η διαχωριστική επιφάνεια φλοιού-μανδύα ανακλά μεγάλο τμήμα της ενέργειας που παράγεται από

κάποιον σεισμό. Η ενέργεια αυτή παγιδεύεται μέσα στα στρώματα του φλοιού με αποτέλεσμα να παράγονται διάφορες τάξεις πολλαπλών ανακλάσεων από P και S κύματα. Τέτοιου είδους κυματομορφές είναι εξαιρετικά ευαίσθητες στις τοπικές ετερογένειες του φλοιού. Οι ομάδες των P και S κυμάτων που παγιδεύονται μέσα στα στρώματα του φλοιού συμβολίζονται ως Pg και Lg αντίστοιχα. Το τμήμα της ενέργειας που εισέρχεται στον μανδύα και θα διαθλαστεί επιστρέφοντας πίσω θα καταγραφεί σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 200 km από την πηγή. Η διαθλώμενη ενέργεια από το όριο φλοιού μανδύα αντιπροσωπεύεται από τις φάσεις Pn και Sn.

Στο σχήμα 24 παρουσιάζονται αυτές οι φάσεις σε επιταχυνσιογράμματα για τον σεισμό του Kobe του 1995. Στο σχήμα 25 παρουσιάζονται snapshots της οριζόντιας εδαφικής ταχύτητας καθώς και προσομοίωση της ακτινικής εδαφικής ταχύτητας για το ίδιο σεισμικό γεγονός. Στην συγκεκριμένη εργασία το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε αφορά μόνο την δομή του φλοιού στην περιοχή μελέτης, θεωρείται πλήρης ανάκλαση στην διαχωριστική επιφάνεια φλοιού και μανδύα της γης και επομένως μελετώνται μόνο οι Pg και Lg φάσεις.

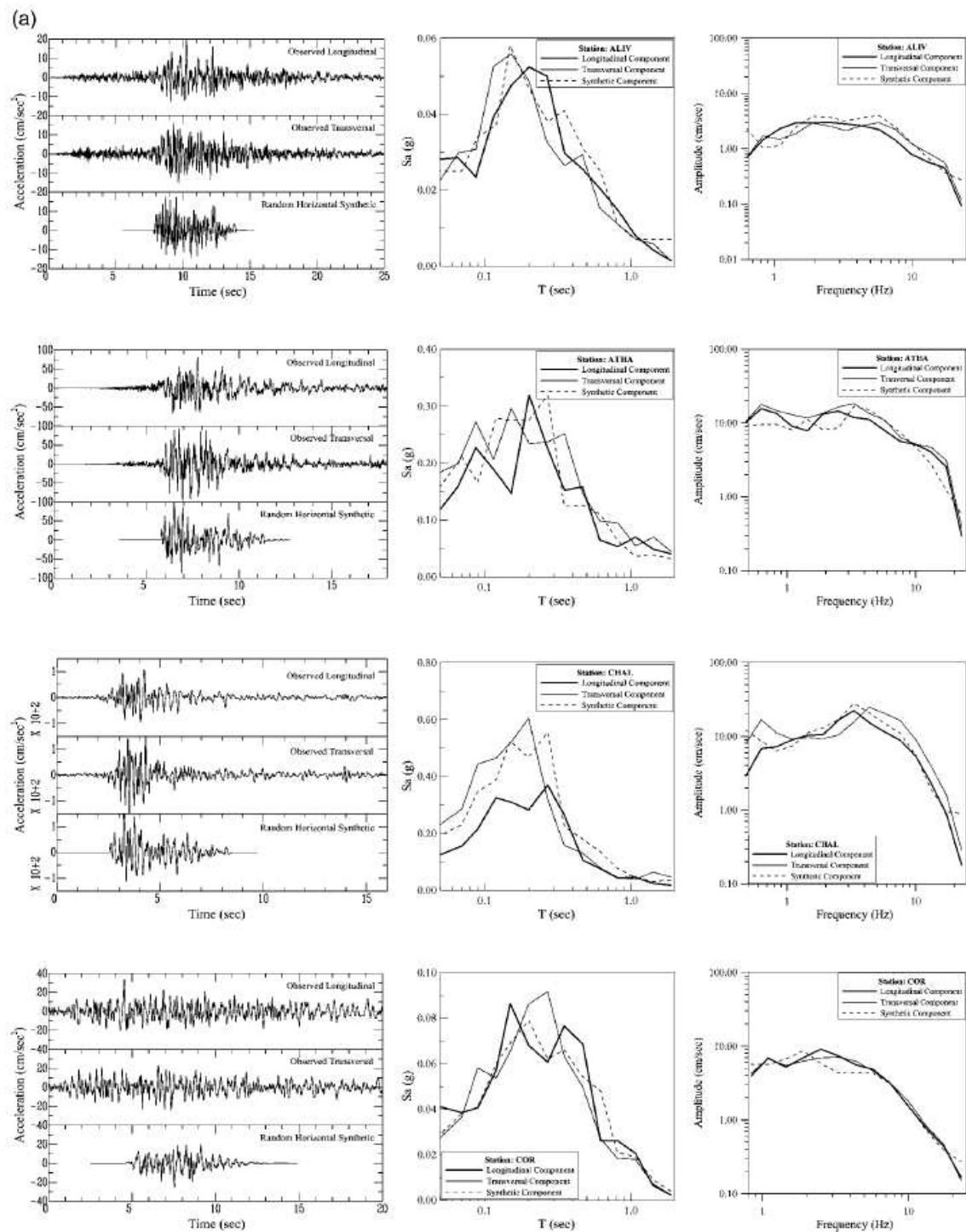
Οι Tsuboi et al (2003) χρησιμοποίησαν γήινο προσομοιωτή (Σχ. 26) για να διαμορφώσουν τη διάδοση σεισμικών κυμάτων που προκύπτουν από μεγάλους σεισμούς σε παγκόσμια κλίμακα. Χρησιμοποίησαν 507 κόμβους του γήινου προσομοιωτή (4056 επεξεργαστές) και διαμόρφωσαν τη τρισδιάστατη γη με 13,7 δισεκατομμύρια σημεία πλέγματος. Η πολύ υψηλή ανάλυση του πλέγματος τους έδωσε την δυνατότητα να υπολογίσουν τα θεωρητικά σεισμικά κύματα για το πλήρως ρεαλιστικό τρισδιάστατο γήινο πρότυπο.

Προσομοίωσαν τον σεισμό της 2 Σεπτεμβρίου 1997 στην Κολομβία μεγέθους 6,7 σε βάθος 213 χλμ. Στη συνέχεια έγινε σύγκριση μεταξύ των συνθετικών σειсмоγραμμάτων κατακόρυφης συνιστώσας και των πραγματικών σειсмоγραμμάτων (Σχ. 27). Η συμφωνία μεταξύ των συνθετικών σειсмоγραμμάτων και των πραγματικών καταγραφών για τις P και pP φάσεις από την άποψη του χρόνου άφιξης είναι άριστη, το οποίο σημαίνει ότι το τρισδιάστατο πρότυπο ταχύτητας σεισμικών P-κυμάτων που χρησιμοποιείται σε αυτήν την προσομοίωση είναι ακριβές. Επομένως, η προσομοίωσή μας καταδεικνύει ότι αυτό το τρισδιάστατο πρότυπο αντιπροσωπεύει τη γενική εικόνα του εσωτερικού της Γης αρκετά καλά.

Με τη χρησιμοποίηση των συνθετικών σειсмоγραμμάτων που υπολογίστηκαν για το ρεαλιστικό τρισδιάστατο γήινο πρότυπο, είναι δυνατό να καθοριστούν οι διαφορές στους χρόνους άφιξης μεταξύ των θεωρητικών σειсмоγραμμάτων και των

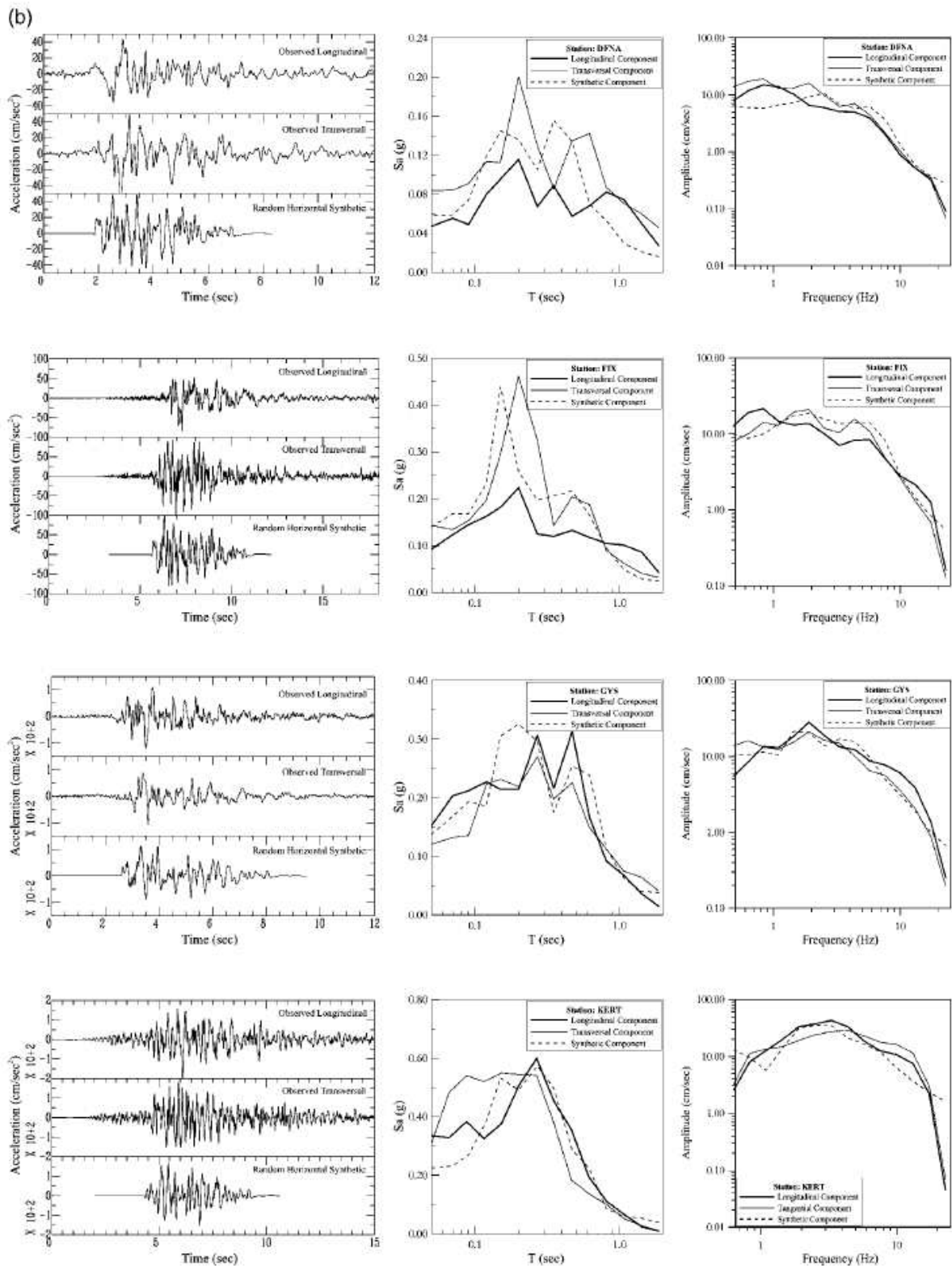


παρατηρήσεων για εκείνα τα κύματα που ανακλάστηκαν στις σεισμικές ασυνέχειες στο μανδύα. Αυτές οι διαφορές στο χρόνο άφιξης μπορούν να ερμηνευθούν ως αλλαγές του βάθους των ασυνεχειών.

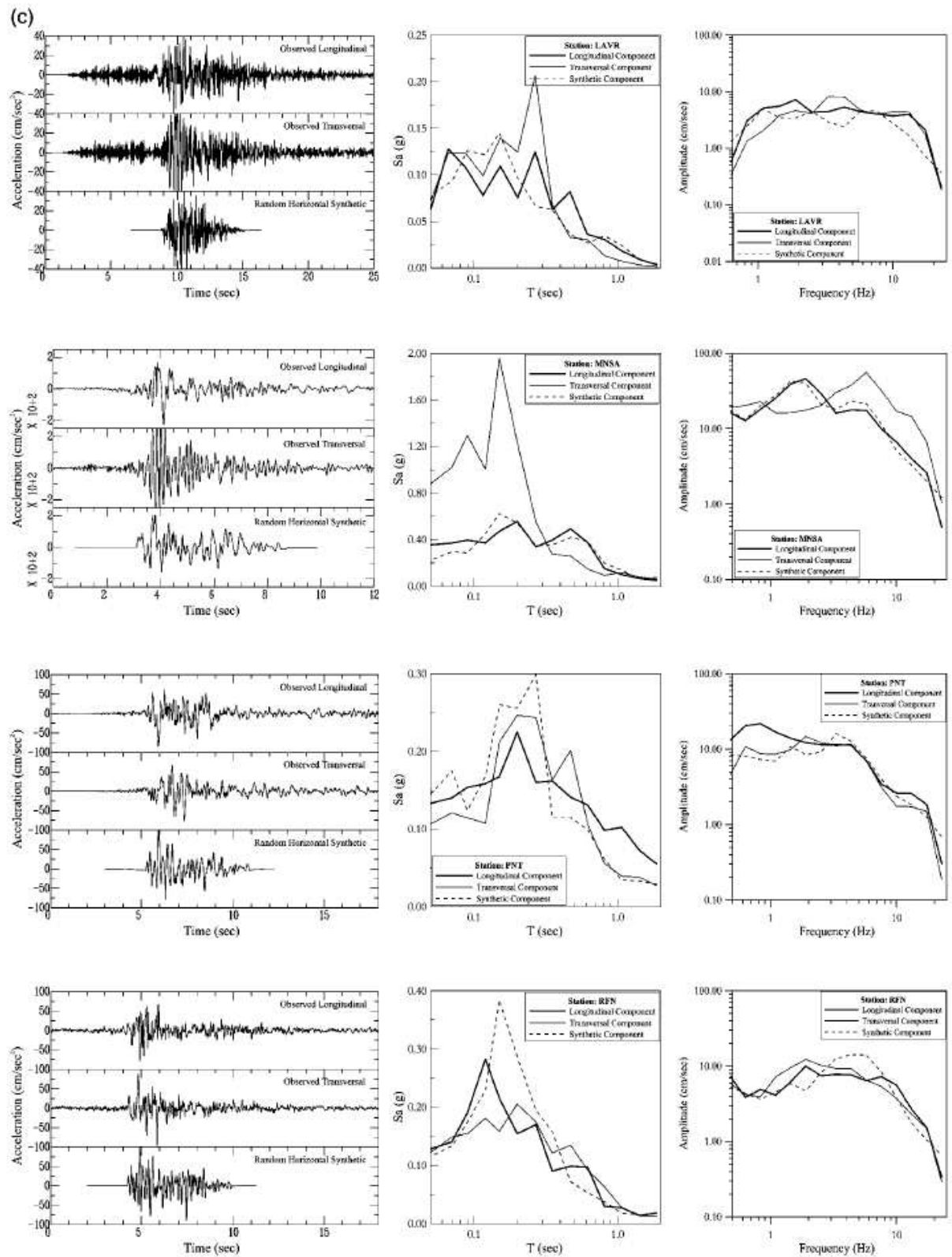


Σχήμα 20

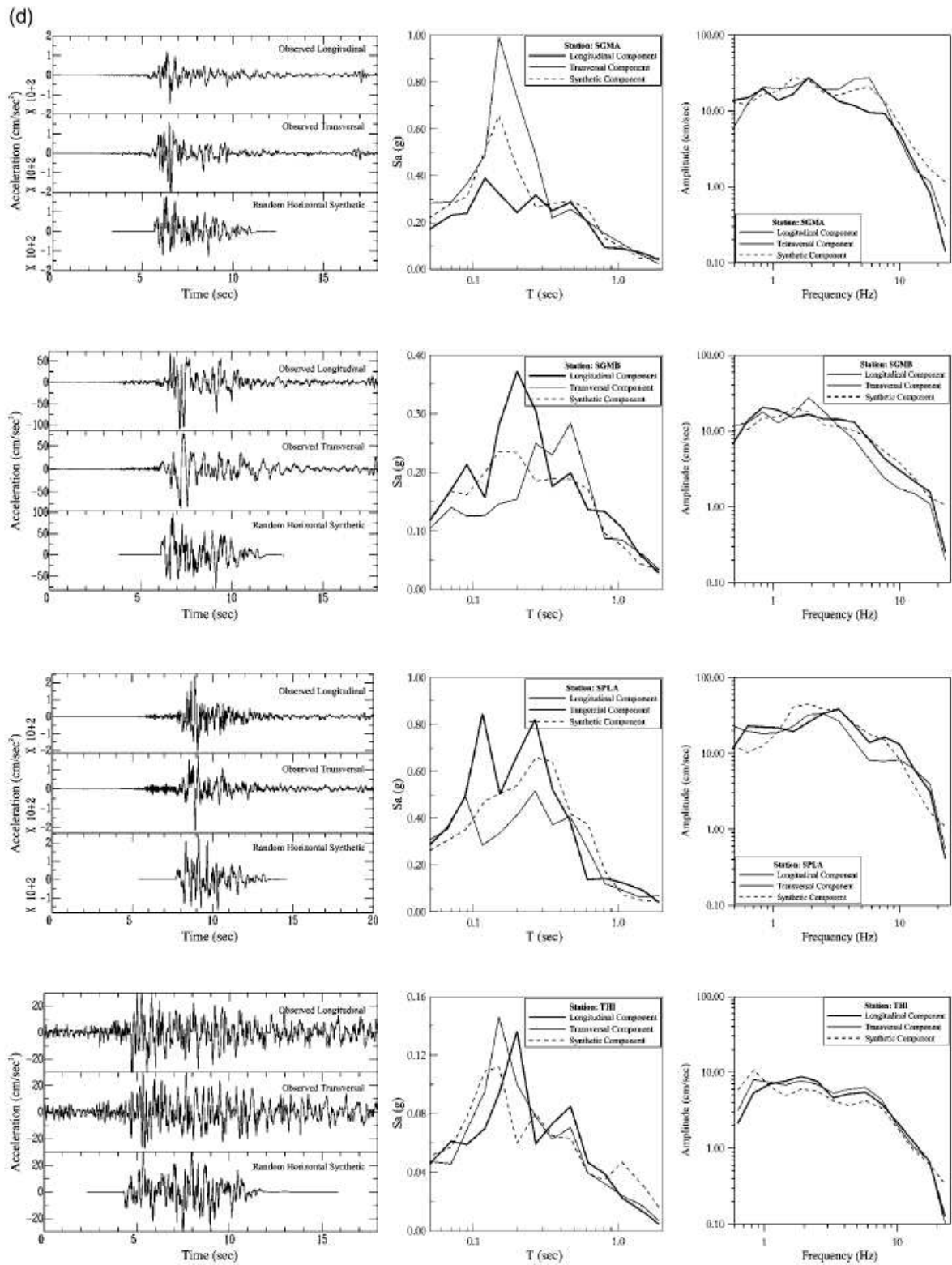
Σύγκριση μεταξύ των συνθετικών και πραγματικών επιταχυνσιογραμμάτων και σύγκριση μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών φασμάτων πλάτους και ελαστικής απόκρισης Roumelioti et al. (2004).



Σχήμα 20 (συνέχεια)

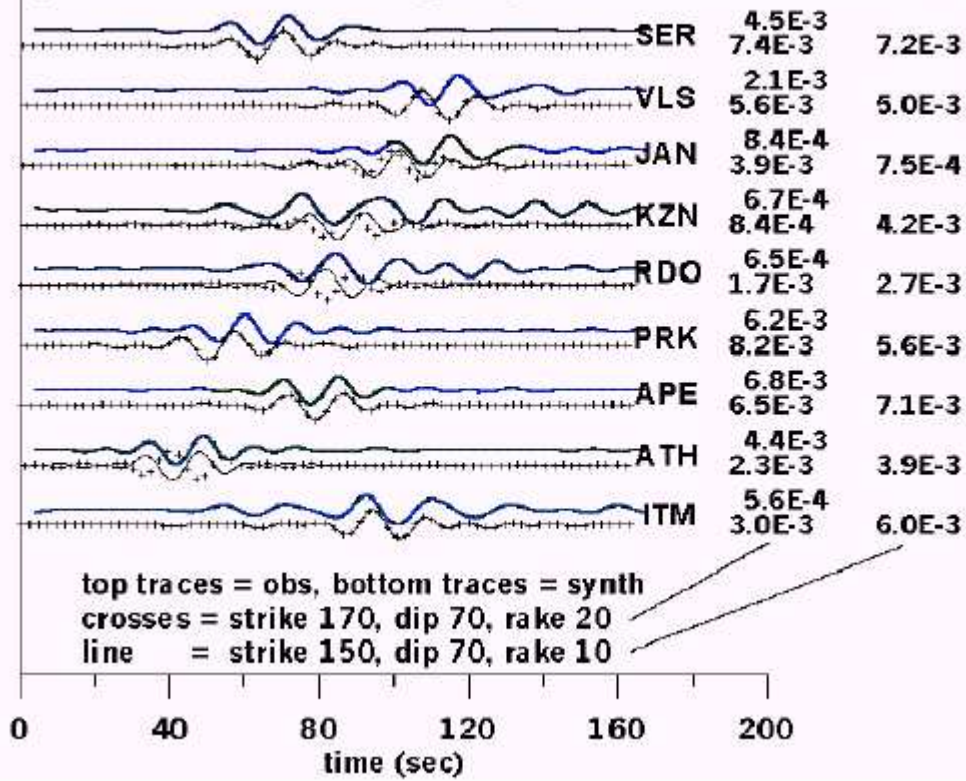


Σχήμα 20 (συνέχεια)

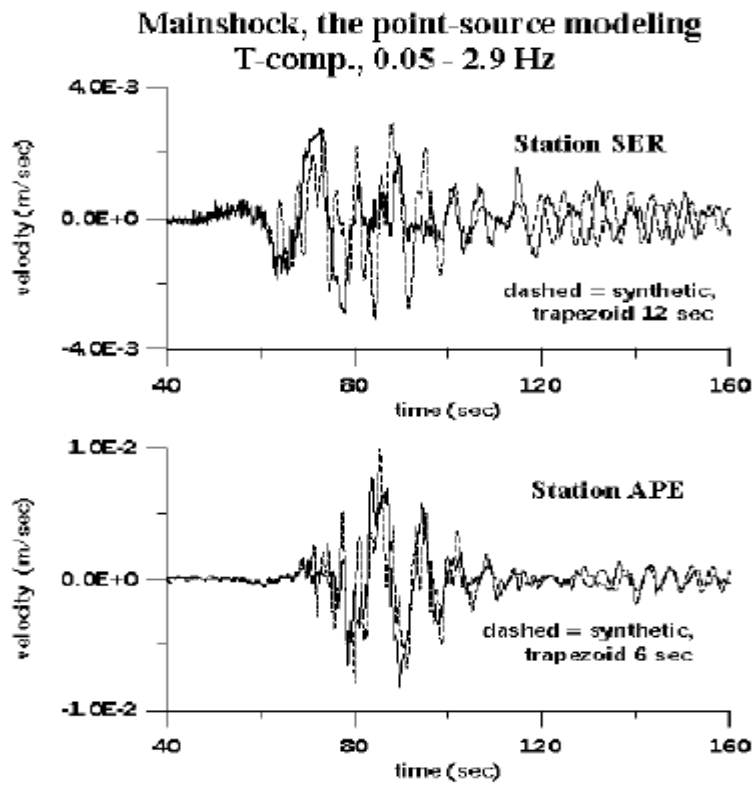


Σχήμα 20 (συνέχεια)

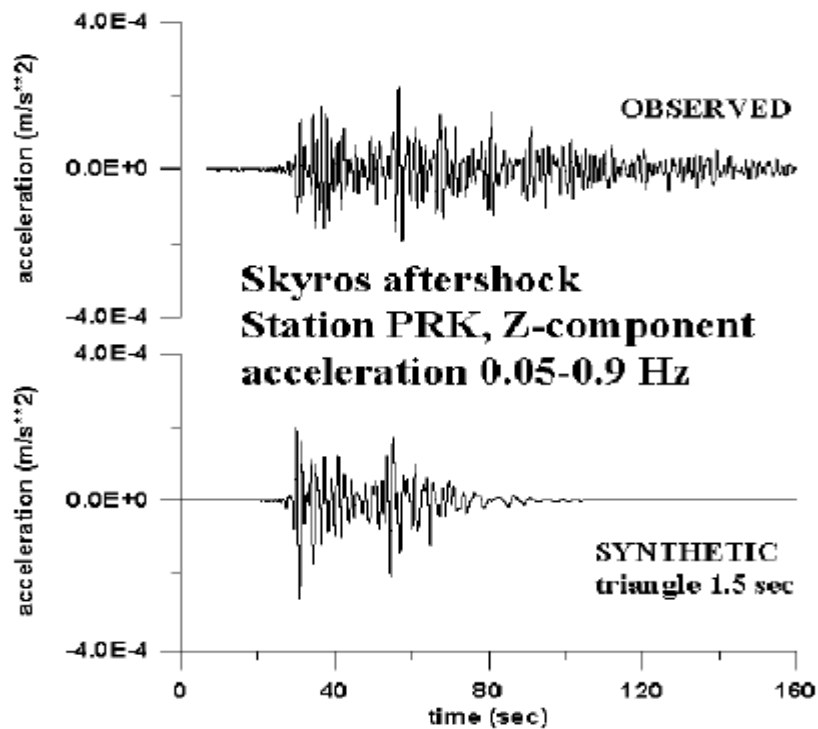
**Skyros mainshock, displacement T-comp., 0.05-0.08 Hz  
point-source modeling, depth 8 km, crustal model MF**



Σχήμα 21  
Συνθετικά δεδομένα μετατόπισης (Zahradnik, 2002).



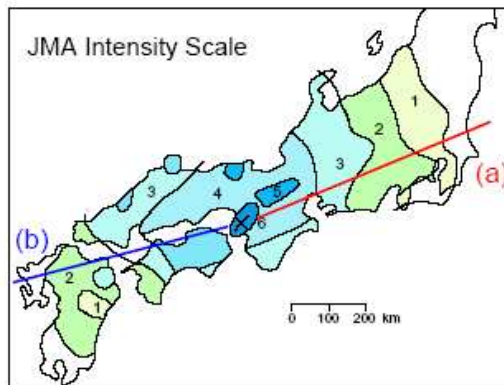
Σχήμα 22  
Συνθετικά δεδομένα ταχύτητας (Zahradnik, 2002).



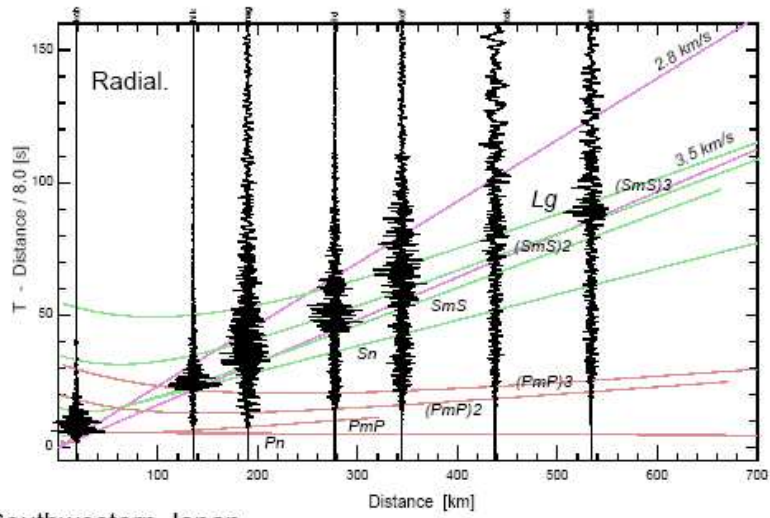
Σχήμα 23  
Συνθετικές καταγραφές επιτάχυνσης (Zahradnik, 2002).

1995 Hyogo-ken Nanbu  
Earthquake (Mw6.9)

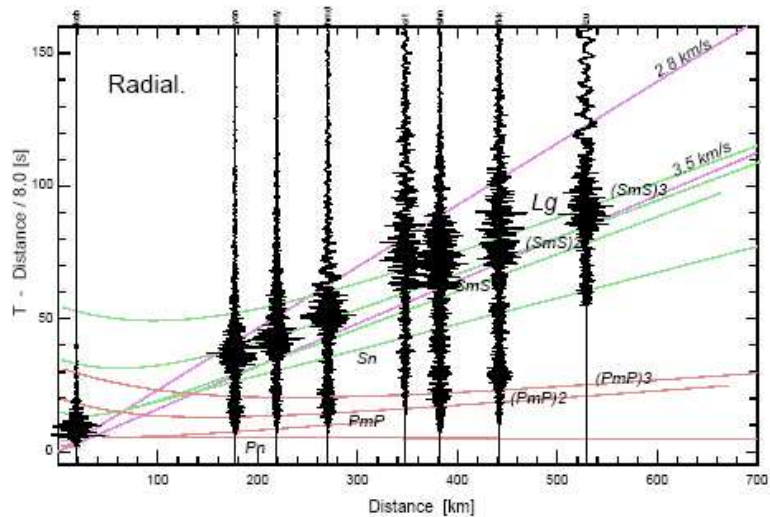
JMA87 Acc. Record



(a) Central Japan



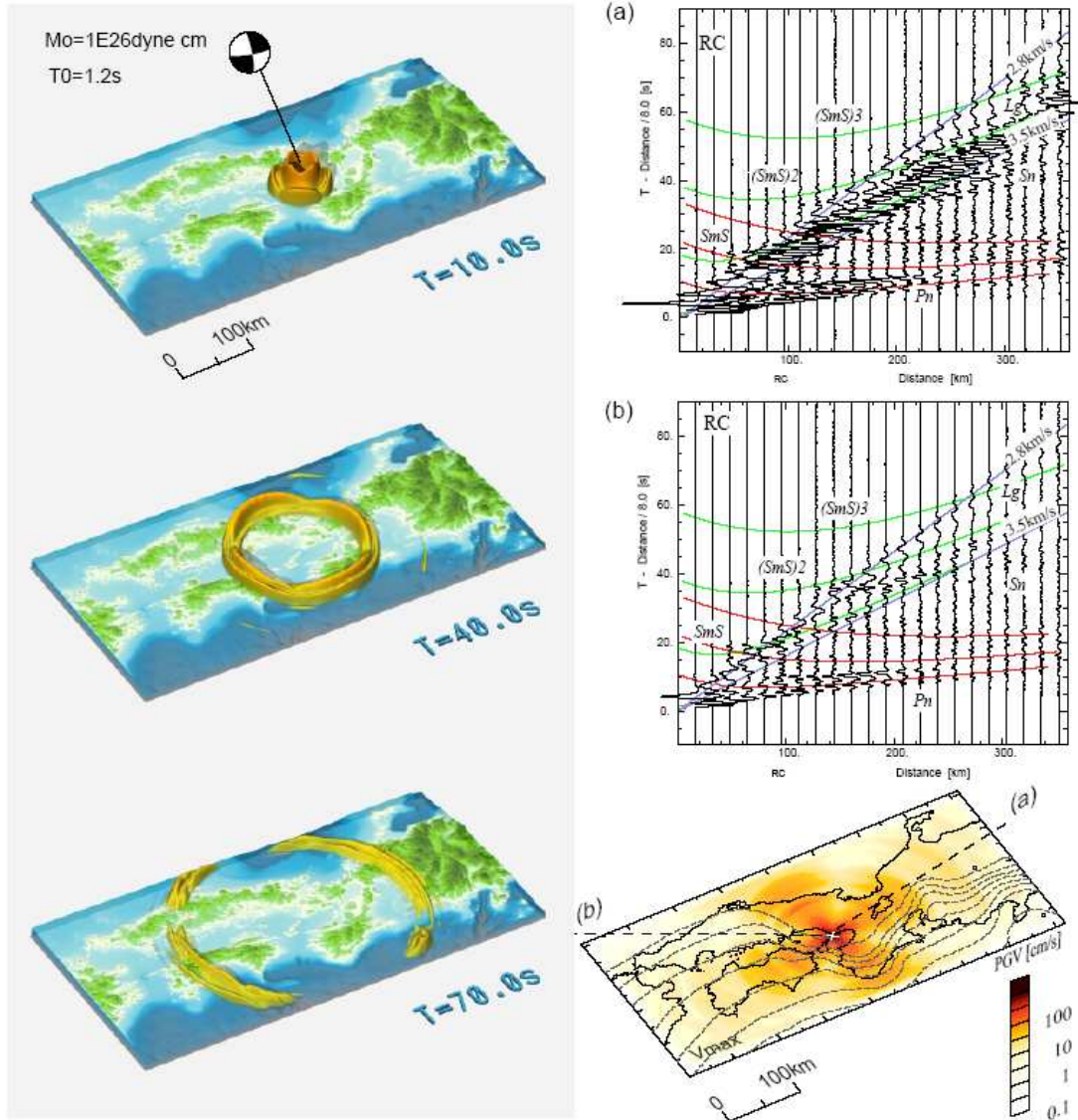
(b) Southwestern Japan



Σχήμα 24

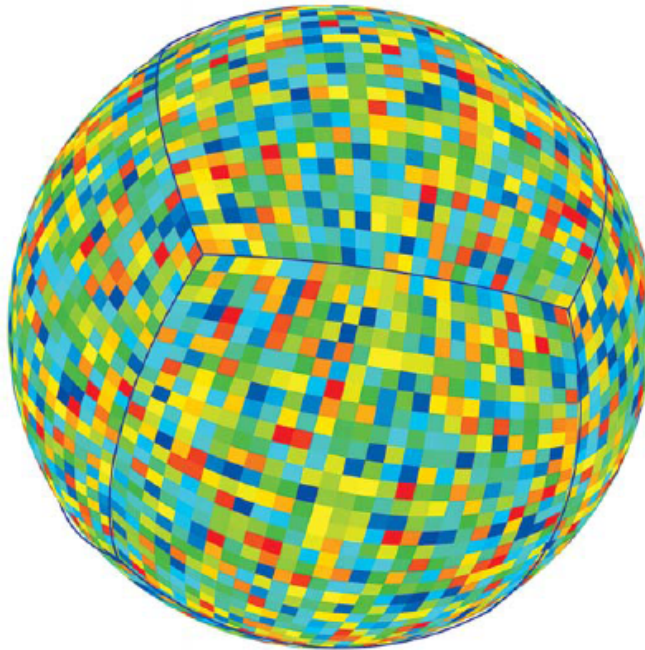
Επιταχυνσιογράμματα για τον σεισμό του Kobe το 1995 (Kennett and Furumura, 2000).

1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Earthquake (Mw6.9, H=8km)



Σχήμα 25  
Snapshots της οριζόντιας εδαφικής ταχύτητας και προσομοίωση της ακτινικής εδαφικής ταχύτητας για τον σεισμό του Kobe το 1995 (Kennett and Furumura, 2000).

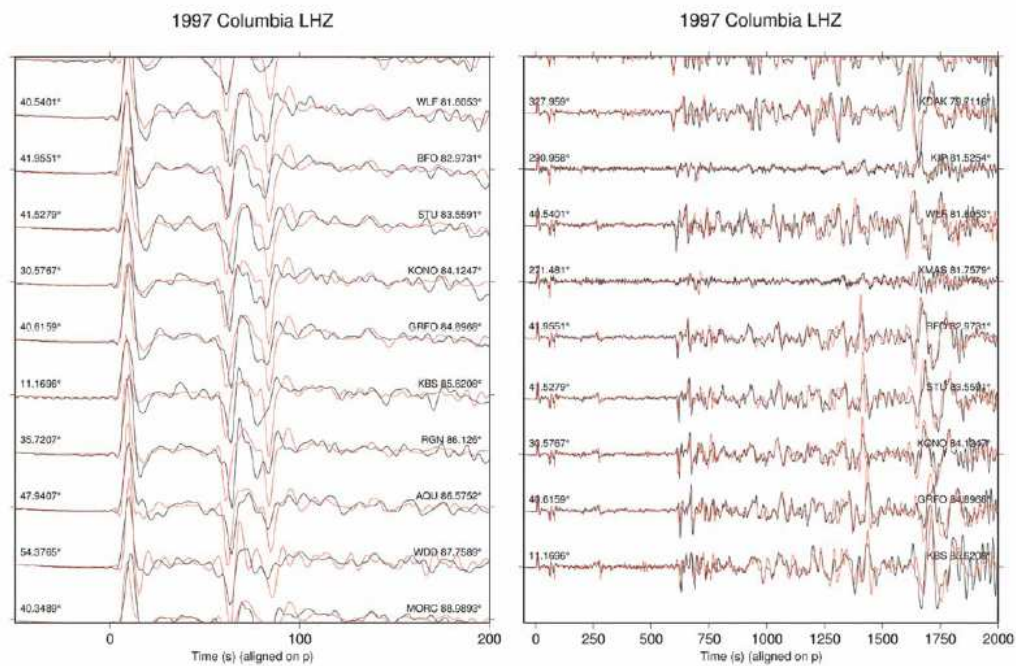




Σχήμα 26

Ο γήινος προσομοιωτής.

Κάθε μία από τις έξι πλευρές του πλέγματος χωρίζεται σε  $26 \times 26$  τμήματα, τα οποία είναι με διαφορετικό χρώμα, στο σύνολο 4056 τμήματα (ένα για κάθε επεξεργαστή (Tsuboi et al., 2003)).

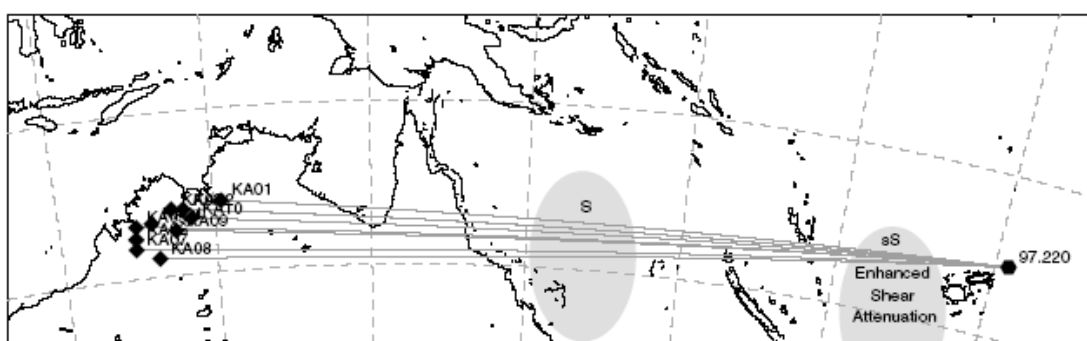


Σχήμα 27

Συνθετικά σειсмоγράμματα μετατόπισης για τον σεισμό της 2 Σεπτεμβρίου 1997 στην Κολομβία (Tsuboi et al., 2003).

Οι Marson-Pidgeon and Kennett (2000) προσομοίωσαν τις αφίξεις των P και S κυμάτων για τηλεσεισμικές αποστάσεις για σεισμική εστία μικρού βάθους. Για την συγκεκριμένη περίπτωση πρέπει να ληφθούν υπόψιν τα απευθείας κύματα και οι επιφανειακές ανακλάσεις (pP, sP, pS, sS). Οι υπολογισμοί για σημειακό στιγμιαίο τανυστή πηγής γίνονται από τους συντελεστές ανάκλασης και διάδοσης στο χώρο συχνότητας – βραδύτητας, γεγονός που επιτρέπει έλεγχο της σεισμικής διάδοσης στο ρηχό τμήμα του μοντέλου.

Η παραπάνω μέθοδος εφαρμόστηκε για σεισμό του έτους 1997 και ημέρα 220 στην περιοχή των νησιών Φίτζι, και καταγράφηκε από σειсмоγράφους ευρέου φάσματος στην ΒΔ Αυστραλία (σχ. 28)



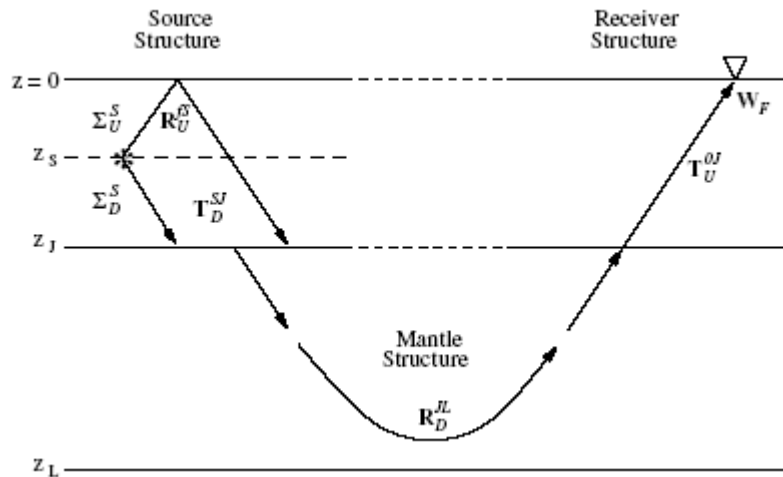
Σχήμα 28

Χάρτης που δείχνει την θέση του σεισμικού γεγονότος στα νησιά Φίτζι το 1997. Οι σκιαγραφημένες περιοχές αποτελούν χώρους υψηλής απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων. (Marson-Pidgeon and Kennett, 2000).

Στην συνέχεια θα περιγραφεί λεπτομερώς ο αλγόριθμος υπολογισμού της σεισμικής απόκρισης αλλά και ο τρόπος που υπολογίζεται η μετατόπιση.

Για τις τηλεσεισμικές αποστάσεις τα κύματα P και S «γυρίζουν πίσω» από το στρώμα του κατώτερου μανδύα (750 Km). Στους υπολογισμούς της σεισμικής απόκρισης πρέπει επίσης να συμπεριλαμβάνονται και οι πολλαπλές ανακλάσεις καθώς και οι μετατροπές των κυμάτων κοντά στην πηγή και τον δέκτη. Στην συνέχεια θα υπολογιστεί η πλήρης μετατόπιση και στην συνέχεια θα περιοριστεί για τηλεσεισμικές αποστάσεις.

Στο σχήμα 29 παρουσιάζεται ο τρόπος με τον οποίο γίνεται η τηλεσεισμική διάδοση. Στην συγκεκριμένο σχήμα δεν φαίνονται οι πολλαπλές ανακλάσεις κοντά στην πηγή και τον δέκτη.



Σχήμα 29

Σχηματική παράσταση της τηλεσεισμικής διάδοσης (Marson-Pidgeon and Kennett, 2000).

Θεωρούμε ότι η πηγή βρίσκεται σε βάθος  $z_s$ , ενώ υπόκειται ομογενής ημιχώρος  $z_L$  και εξετάζεται η απόκριση του δέκτη για σημειακό στιγμιαίο τανυστή της πηγής. Για κάθε επίπεδο κύμα το οποίο περιγράφεται από το ζεύγος  $(\omega, p)$  η απόκριση της γης προκύπτει από την εξίσωση 7.36 (Kennett, 1983):

$$w_0 = \mathbf{W}_F [\mathbf{I} - \mathbf{R}_D^{OS} \mathbf{R}_F]^{-1} \mathbf{T}_U^{OS} [\mathbf{I} - \mathbf{R}_D^{SL} \mathbf{R}_U^{IS}]^{-1} (\boldsymbol{\Sigma}_U^S + \mathbf{R}_D^{SL} \boldsymbol{\Sigma}_D^S), \quad (3.3)$$

- όπου  $\mathbf{R}_D^{SL}$  ο πίνακας ανάκλασης για την δομή κάτω από την πηγή
- $\mathbf{R}_U^{IS}$  ο πίνακας ανάκλασης για την δομή πάνω από την πηγή
- $\mathbf{T}_U^{OS}$  η διάδοση για την δομή από την πηγή ως την επιφάνεια
- $\mathbf{R}_D^{OS}$  η ανάκλαση για την ζώνη μεταξύ πηγής και επιφάνειας
- $\boldsymbol{\Sigma}_U^S$  η διάδοση του επίπεδου κύματος πάνω από την πηγή
- $\boldsymbol{\Sigma}_D^S$  η διάδοση του επίπεδου κύματος κάτω από την πηγή

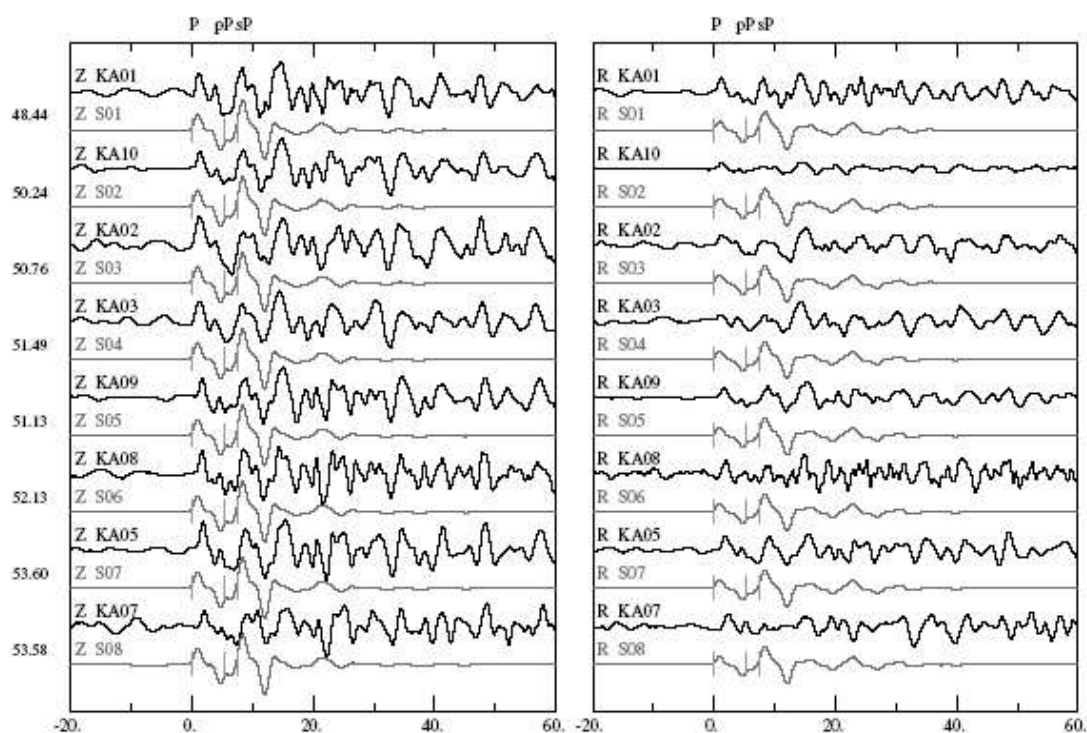
Οι παράμετροι  $\boldsymbol{\Sigma}_U^S$  και  $\boldsymbol{\Sigma}_D^S$  εξαρτώνται από τον στιγμιαίο τανυστή.

$\mathbf{R}_F$  ο πίνακας ανάκλασης για την επιφάνεια και

$\mathbf{W}_F$  παράγοντας ενίσχυσης για την μετατόπιση στην επιφάνεια που περιλαμβάνει και της ανακλάσεις της επιφάνειας.

Στην εξίσωση (3.3) η διαδικασία της διάδοσης προχωρά από δεξιά προς τα αριστερά, αρχίζοντας από την πηγή, ακολουθεί η αλληλεπίδραση με τα στρώματα και τέλος προκύπτει η απόκριση στον δέκτη. Επισημαίνεται ότι η εξίσωση (3.3) περικλείει το απευθείας κύμα από την πηγή αλλά και αυτό που ανακλάται από τα στρώματα κάτω από την πηγή.

Στο σχήμα 30 παρουσιάζεται η σύγκριση πραγματικών και συνθετικών καταγραφών από την κατακόρυφη και την ακτινική συνιστώσα για το σεισμό του 1997 στα νησιά Φίτζι με εστιακό βάθος περίπου 50 Km. Οι αφίξεις των κυμάτων μετά την είσοδο του P προσομοιώνονται ικανοποιητικά, γεγονός που δείχνει ότι ο αλγόριθμος λειτουργεί αρκετά καλά για τα P και τις μετέπειτα φάσεις τους. Η ενέργεια, η άφιξη της οποίας εντοπίζεται σε μεγάλους χρόνους και σε επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 570 Km, εμφανίζεται χωρίς συνάφεια και πιθανότατα δεν οφείλεται στην δομή κοντά στον δέκτη. Οι αφίξεις αυτές θα μπορούσαν να ερμηνευτούν από την ύπαρξη ρευστού στρώματος και προφανώς όχι αυτό του νερού.



Σχήμα 30

Πραγματικές (μαύρο) και συνθετικές καταγραφές για το μοντέλο σεισμού στα νησιά Φίτζι το 1997 και ημέρα 220, με εστιακό βάθος περίπου 50 Km. Οι καταγραφές αφορούν τις αφίξεις των P κυμάτων. Αριστερά σημειώνονται οι επικεντρικές αποστάσεις. Επίσης στην αριστερή πλευρά παρουσιάζονται οι καταγραφές της κατακόρυφης συνιστώσας ενώ στην δεξιά οι καταγραφές της ακτινικής συνιστώσας (Marson-Pidgeon and Kennett, 2000).

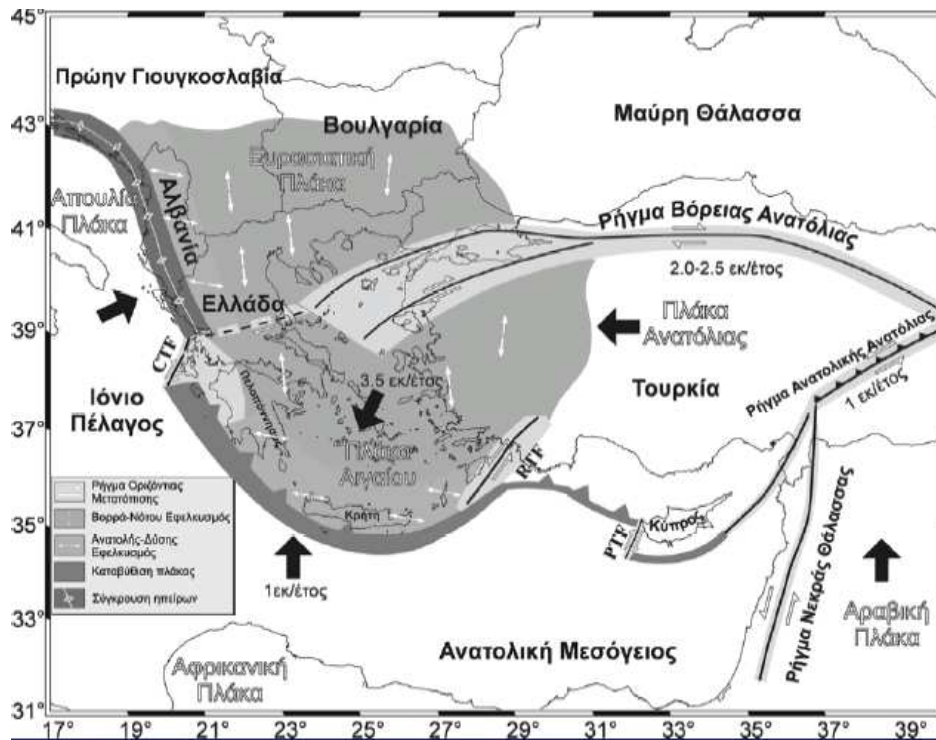
### **4.1 Εισαγωγή**

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο περιγράφεται η εφαρμογή της μεθόδου ανάκλασης για την προσομοίωση του σεισμού της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004, ο οποίος έγινε στον θαλάσσιο χώρο της δυτικής Κρήτης και καταγράφηκε από το σεισμολογικό δίκτυο του Τ.Ε.Ι Κρήτης. Παρουσιάζονται τα προσεγγιστικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν για την δομή του φλοιού της δυτικής Κρήτης καθώς επίσης σχολιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή του προγράμματος ECR. Η προσέγγιση έγινε σε δύο φάσεις που θα περιγραφούν σε επόμενες παραγράφους. Από τις πρώτη φάση προέκυψαν συνθετικά σειсмоγράμματα της εδαφικής μετατόπισης ενώ κατά την δεύτερη φάση συνθετικά σειсмоγράμματα της εδαφικής ταχύτητας. Κατά την πρώτη φάση χρησιμοποιήθηκε απλοποιημένο μοντέλο με σκοπό να ελεγχθεί και να αξιολογηθεί η λειτουργία του προγράμματος ECR. Επίσης ελέγχθηκε αν όντως το πρόγραμμα ECR θεωρεί ομογενή τα στρώματα του μοντέλου που χρησιμοποιείται. Τέλος κατά την δεύτερη φάση χρησιμοποιήθηκε πιο πολύπλοκο μοντέλο για την περιοχή μελέτης και παράχθηκαν συνθετικά σειсмоγράμματα για την εδαφική ταχύτητα και μετατόπιση.

### **4.2 Ο σεισμός της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004**

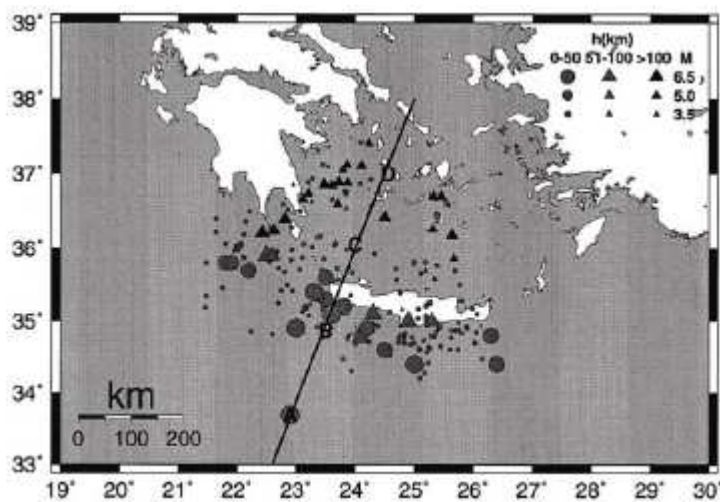
Η ευρύτερη περιοχή της Κρήτης αποτελεί έναν χώρο υψηλής σεισμικότητας διότι βρίσκεται στην ζώνη σύγκλισης και βύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την ευρασιατική (σχ. 31).

Στο σχήμα 31 (Papazachos et al., 2000) παρουσιάζεται ένας χάρτης σεισμικότητας για την περιοχή της Κρήτης. Παρατηρώντας το σχήμα συμπεραίνεται ότι η πλειονότητα των σεισμών που πλήττουν την περιοχή προέρχονται από βάθη μικρότερα των 50 Km.



Σχήμα 31

Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Parazachos et al., 1998).



Σχήμα 32

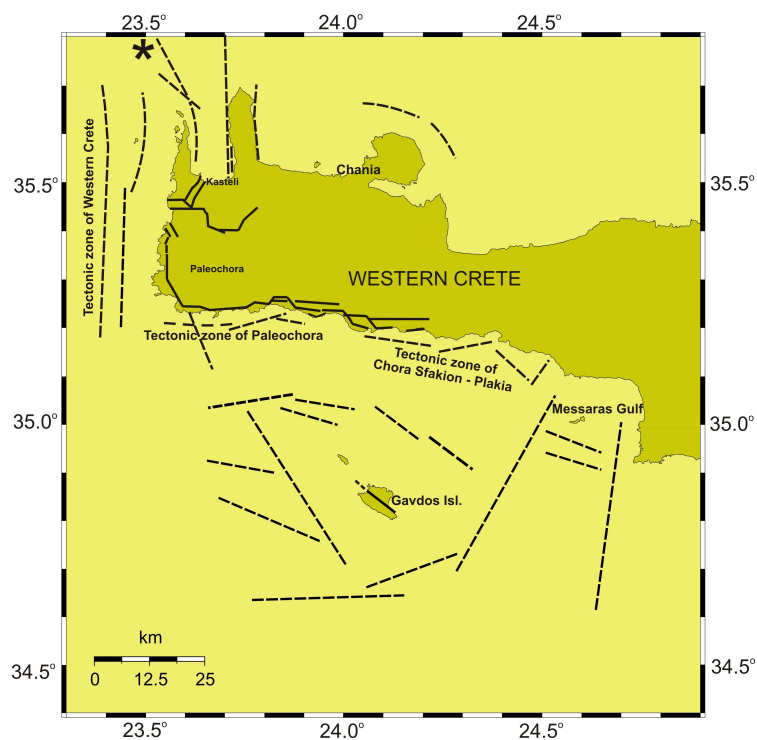
Επίκεντρα επιφανειακών σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. (Parazachos et al., 2000).

Ο σεισμός της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 έλαβε χώρα στον εστιακό χώρο της ΒΔ Κρήτης. Στο σχήμα 33 παρουσιάζεται χάρτης όπου σημειώνεται με αστερίσκο η θέση του epicέντρου με συντεταγμένες 35.78° N και 23.47° E και μέγεθος mb = 4.6 (Harvard solutions). Το εστιακό του βάθος υπολογίστηκε στα 12 Km, δηλαδή

πρόκειται για εξαιρετικά επιφανειακό σεισμό. Οι παράμετροι του στιγμιαίου τανυστή του σεισμού καθώς και η διάρκεια του αναφέρονται παρακάτω:  $M_{rr} = -1.15$ ,  $M_{tt} = 0.001$ ,  $M_{pp} = 1.15$ ,  $M_{rt} = 1.28$ ,  $M_{rp} = -0.078$ ,  $M_{tp} = -0.714$ , Half duration: 0.6. Τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου σεισμού σύμφωνα με το Αστεροσκοπείο Αθηνών είναι:

DATE	TIME	LAT.	LONG.	DEPTH	MAGNITUDE
	(GMT)	(N)	(E)	(km)	(Local)
2004 JUL 24	19 00 56.1	35.37	23.59	11	4.3

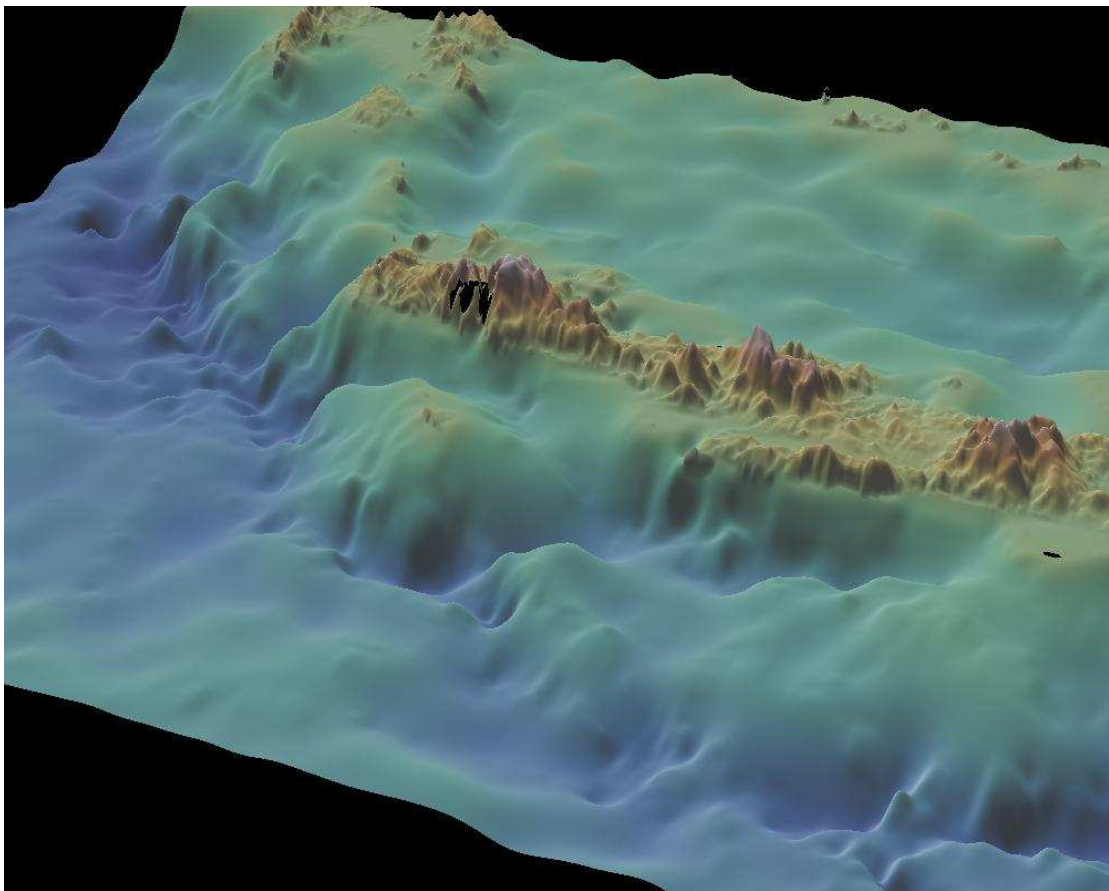
Όπως φαίνεται και από το σχήμα 33, όπου απεικονίζονται οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής, πιθανότατα ο σεισμός οφείλεται στην παρουσία των ρηγμάτων διεύθυνσης Β-Ν. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από το σχήμα 34, όπου παρουσιάζεται το ανάγλυφο της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης. Όντως το ανάγλυφο του πυθμένα της δυτικής Κρήτης παρουσιάζει βύθιση με γενικό προσανατολισμό Β-Ν.



Σχήμα 33

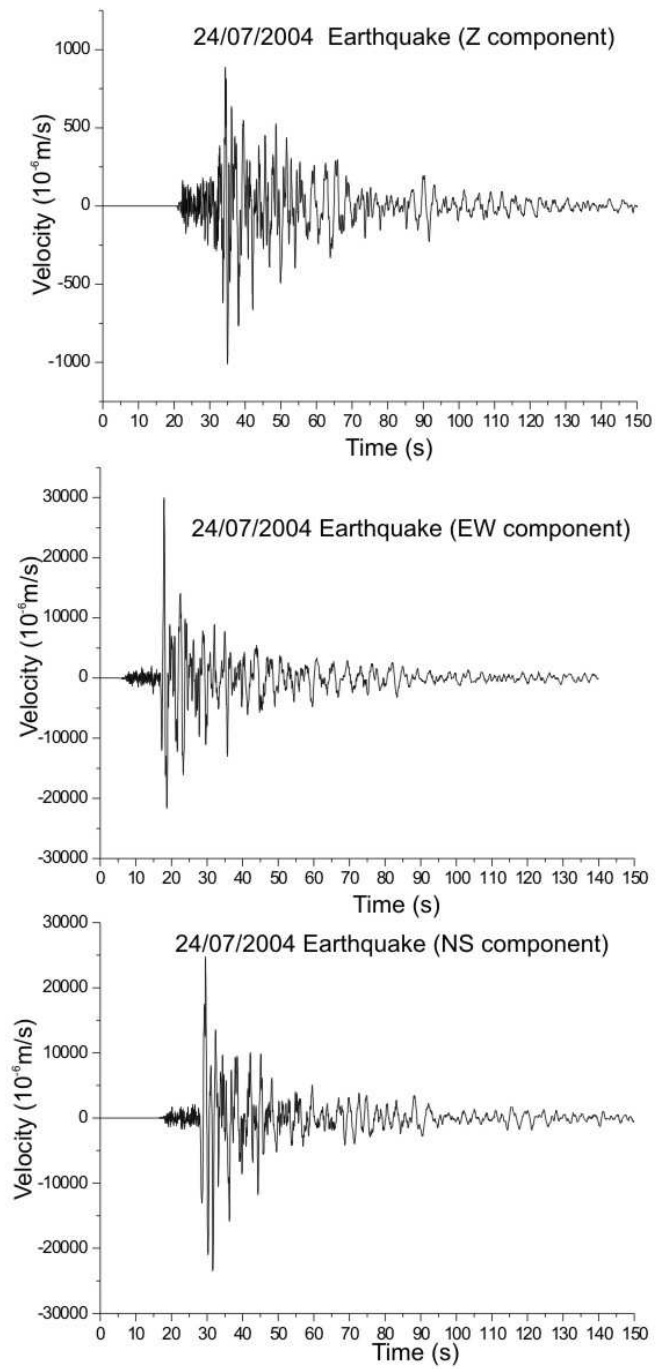
Χάρτης της δυτικής Κρήτης όπου παρουσιάζονται οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες. Το επίκεντρο του σεισμού της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 απεικονίζεται με αστερίσκο.

Η σεισμική δόνηση της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 καταγράφηκε από το σεισμολογικό δίκτυο του Τ.Ε.Ι. Κρήτης. Στο σχήμα 35 παρουσιάζεται η καταγραφή από σεισμόμετρο που έχει τοποθετηθεί στην Παλαιόχωρα του νομού Χανίων (σχ. 33).



Σχήμα 34  
Το ανάγλυφο της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης.





Σχήμα 35  
 Η καταγραφή από το σεισμόμετρο της Παλαιόχωρας.

### 4.3 Η πρώτη φάση προσομοίωσης του σεισμού της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004

Κατά την πρώτη φάση προσομοίωσης της εδαφικής μετατόπισης της σεισμικής δόνησης της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο που παρουσιάζεται στον πίνακα 2. Αποτελείται από 11 στρώματα, με πυκνότητα που κυμαίνεται από 2.5 gr/cm<sup>3</sup> για τα επιφανειακά στρώματα έως 3.32 gr/cm<sup>3</sup> για το κατώτερο τμήμα του φλοιού. Οι ταχύτητες των P κυμάτων προσδιορίστηκαν από αναλύσεις ταχυτήτων από πειράματα σεισμικής ανάκλασης που έχουν γίνει στην περιοχή από την εταιρεία των Ελληνικών Πετρελαίων, την οποία ευχαριστούμε ιδιαίτερος. Η ταχύτητα των S κυμάτων προσδιορίστηκε με βάση την σχέση:  $U_s=U_p/1.681$ . Θεωρήθηκε απόσβεση (κυμαίνεται στο διάστημα  $-0.0001 < Q^{-1} < 0.05$ ) των P κυμάτων ίση με 0.001 και των S κυμάτων ίση με 0.002.

TEST MODEL (Lower crust)						
11	Pvel	Svel	density	depth	Patten.	Satten.
	4.2000	2.4982	2.5000	2.000	0.00100	0.00200
3	6.3000	3.7470	2.9074	9.000	0.00100	0.00200
3	6.4000	3.8060	2.9074	15.000	0.00100	0.00200
3	6.3000	3.7460	2.9074	21.000	0.00100	0.00200
3	6.5282	3.7663	2.9074	25.000	0.00100	0.00200
3	7.0000	4.1636	2.9074	31.000	0.00100	0.00200
3	7.2000	4.2825	2.9074	36.000	0.00100	0.00200
3	7.8000	4.6390	2.9074	41.000	0.00100	0.00200
3	8.1200	4.4845	3.3297	40.000	0.00100	0.00200
3	8.1200	4.4845	3.3297	44.000	0.00100	0.00200
3	8.1200	4.4845	3.3297	50.000	0.00100	0.00200

Πίνακας 2

Στον πίνακα 3 που ακολουθεί παρουσιάζεται το αρχείο εισόδου που χρησιμοποιήθηκε. Θεωρήθηκε πλήρης απόκριση για την πηγή των κυμάτων, για τον δέκτη, αλλά και για την διάδοση στο πάνω τμήμα του φλοιού. Το διάστημα δειγματοληψίας είναι 0.04s, η θέση της πηγής στα 25 Km βάθος, ενώ σαν επίπεδο πλήρους ανάκλασης θεωρήθηκε το κατώτερο τμήμα του φλοιού στα 50Km. Ο στιγμιαίος τανυστής δεν μεταβλήθηκε στην φάση αυτή. Η προσομοίωση έγινε για έναν σειсмоγράφο τοποθετημένο σε απόσταση 15, 25 και 50 Km με αζιμούθιο 25°.

Στην προσομοίωση 1 παρουσιάζονται η κατακόρυφη και η ακτινική συνιστώσα για σειсмоγράφο τοποθετημένο στα 15 Km. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζονται οι συνθετικές καταγραφές για την εδαφική μετατόπιση καθώς οι αναλύσεις συχνότητας. Το μέγιστο των συχνοτήτων συγκεντρώνεται στο διάστημα

μεταξύ 0.1 και 4.5 Hz. Πιο ρεαλιστική προσέγγιση θεωρείται αυτή της ακτινικής συνιστώσας. Η είσοδος των P και S κυμάτων είναι αρκετά ευδιάκριτη.

ecr-WEST IRIAN			
0			
0	0	0	0
0			
1500	10	0.04	
25.00			
50.000			
-0.95	-0.19	-0.17	
-0.19	0.95	-0.13	
-0.17	-0.13	0.00	
3			
(100.0 , 0.0)	(0.0 , 0.0)	(0.0 , 0.0)	
0.05	0.10	2.0	3.0
1			
15 25 50			
300	0.078	0.12	25
0.10	40.0		
25.0	0.001		

Πίνακας 3

Στην συνέχεια αυξήθηκε η απόσταση του δέκτη στα 25 Km. Το αποτέλεσμα και για τις τρεις συνιστώσες παρουσιάζεται στην προσομοίωση 2. Το πρώτο που παρατηρείται από την σύγκριση των σειсмоγραμμάτων στις προσομοιώσεις 1 και 2 είναι μια ελαφριά ελάττωση στην διάρκεια της κύριας εδαφικής κίνησης. Επίσης η είσοδος της P φάσης στην καταγραφή σε απόσταση 15 Km είναι πιο «καθαρή», από την άποψη ότι όσο αυξάνει η απόσταση μετά την είσοδο του P κύματος υπάρχουν και οι μεταλλαγμένες φάσεις του P. Στην προσομοίωση 2 πιο αντιπροσωπευτικές καταγραφές θεωρούνται αυτές της κατακόρυφης και της εφαπτομενικής συνιστώσας. Η μορφή των διαγραμμάτων συχνότητας – πλάτους στα σχήματα των προσομοιώσεων 1 και 2 αφενός κυμαίνεται στο ίδιο εύρος αφετέρου με την αύξηση της απόστασης εμφανίζεται μια μετατόπιση προς τις μικρότερες συχνότητες. Στην συνέχεια ο δέκτης τοποθετήθηκε σε απόσταση 50 Km. Η προσομοίωση 3 παρουσιάζει τις αποκρίσεις της εδαφικής κίνησης για την συγκεκριμένη απόσταση. Παρατηρείται μια έντονη εξασθένιση της εδαφικής κίνησης σε πλάτος και διάρκεια αλλά και ένας γενικός εκφυλισμός του σήματος. Το γεγονός αυτό είναι αναμενόμενο διότι το βάθος της σεισμικής εστίας είναι πολύ μικρό με αποτέλεσμα η παραγόμενη ενέργεια να γίνεται αισθητή σε μικρό εύρος.

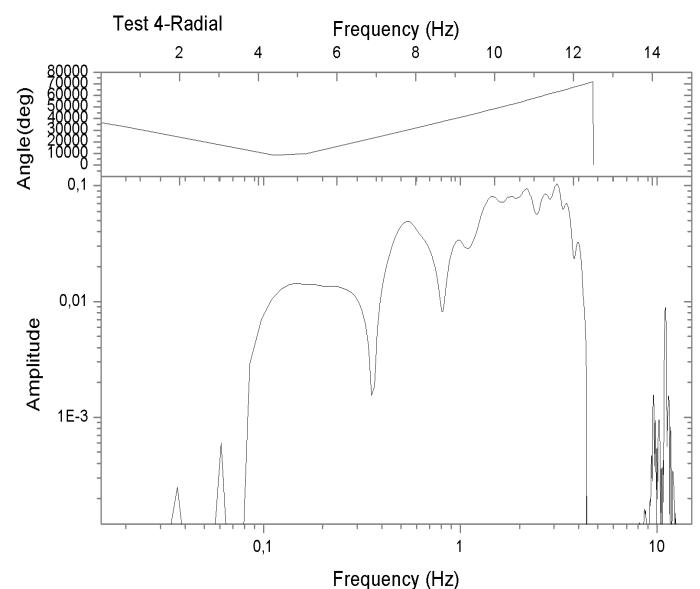
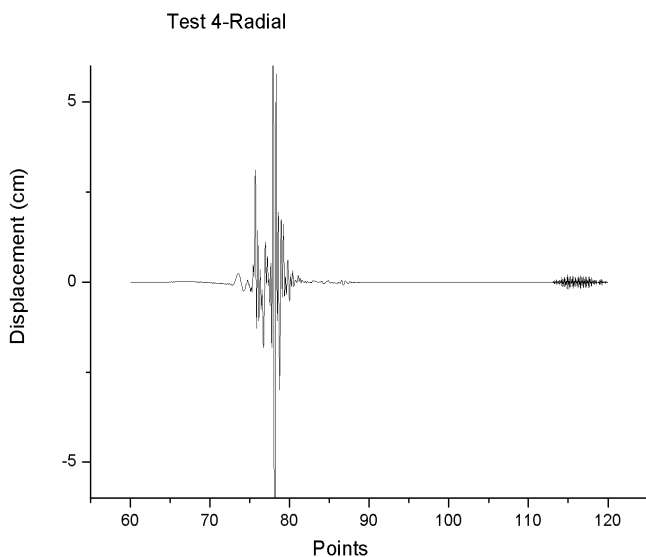
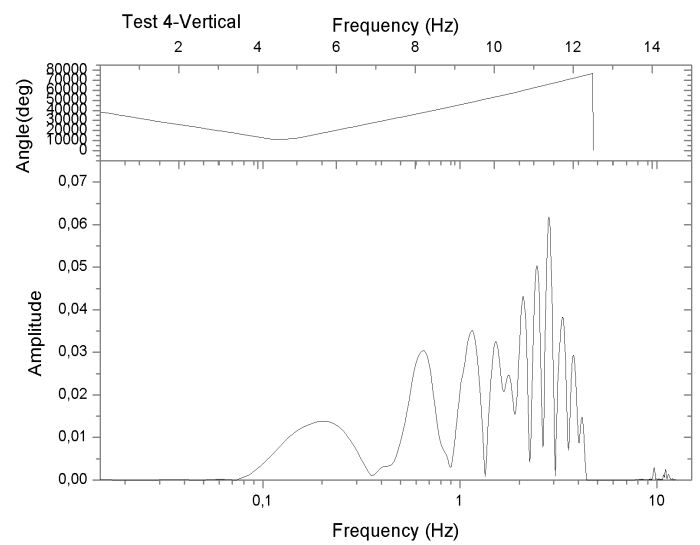
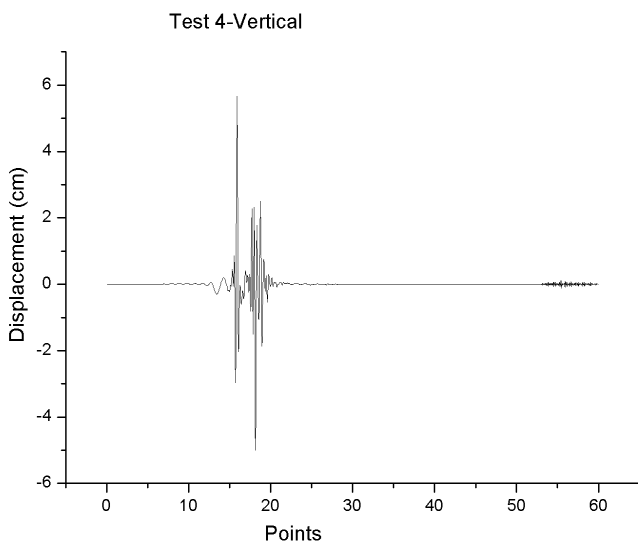
Στις προσομοιώσεις 4, 5 και 6 διατηρήθηκε σταθερή η απόσταση του δέκτη στα 25 Km και μεταβλήθηκε το αζιμούθιο του σε σχέση με την πηγή, αντίστοιχα στις  $90^\circ$ ,  $180^\circ$  και  $270^\circ$ . Το μέγιστο πλάτος των S κυμάτων παραμένει γενικά σταθερό στα 5 με 6 cm, καθώς επίσης και η διάρκεια της εδαφικής κίνησης. Συγκρίνοντας τις καταγραφές της κατακόρυφης συνιστώσας για διαφορετικά αζιμούθια παρατηρείται αλλαγή της πολικότητας στην είσοδο των P και S κυμάτων. Το ίδιο συμβαίνει και με τις υπόλοιπες δύο συνιστώσες.

Ενδεικτικά παρουσιάζεται στις προσομοιώσεις 7,, 8, 9, 10 εδαφική απόκριση για αποστάσεις 200, 250, 300 και 500 Km. Πλάτη κυμάτων, σεισμικές διάρκειες αλλά και συχνότητες έχουν εξαιρετικά αποσβεστεί, γεγονός αναμενόμενο για τέτοιες αποστάσεις.

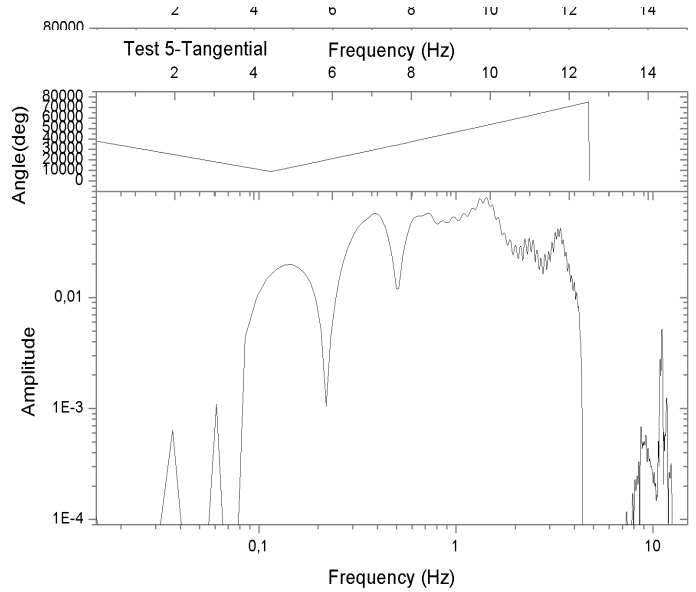
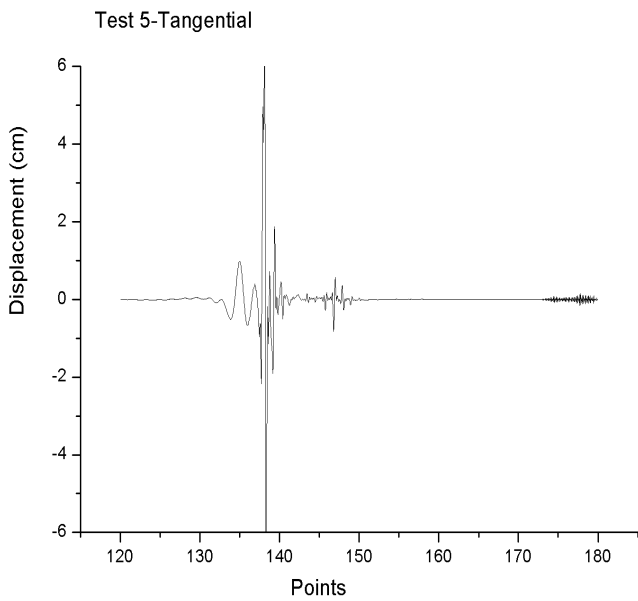
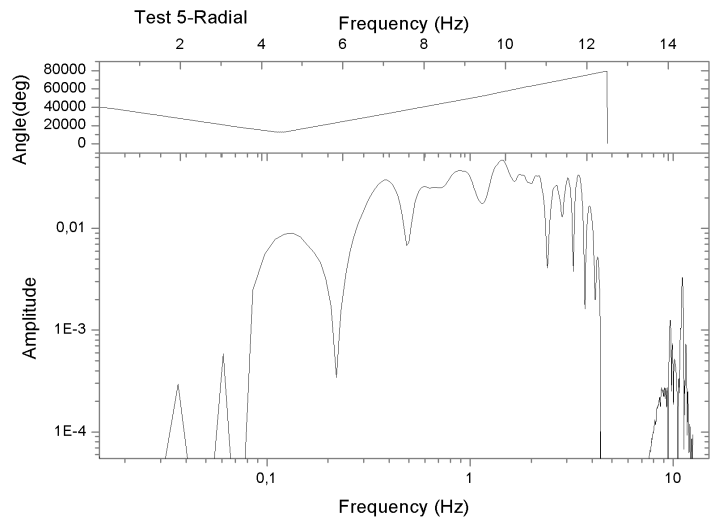
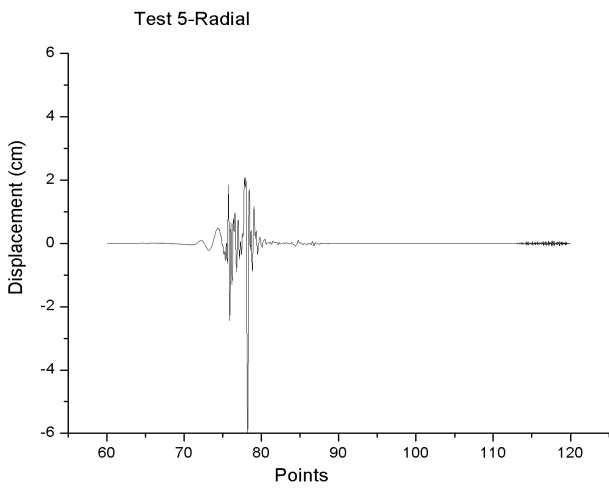
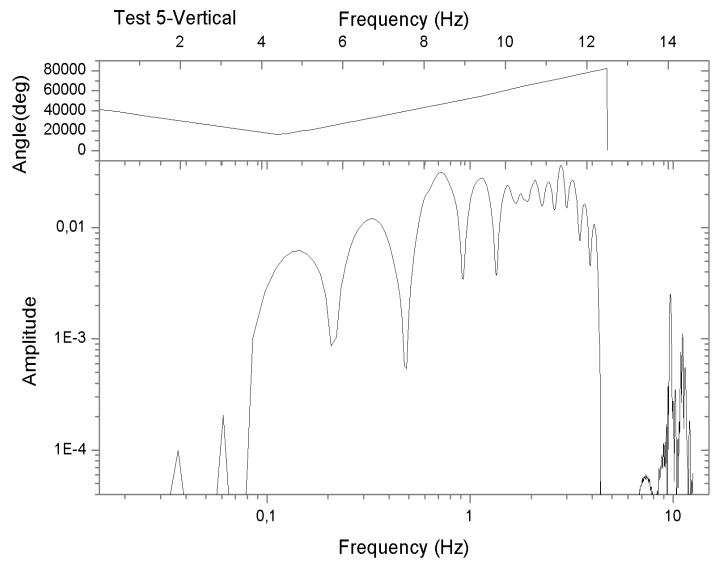
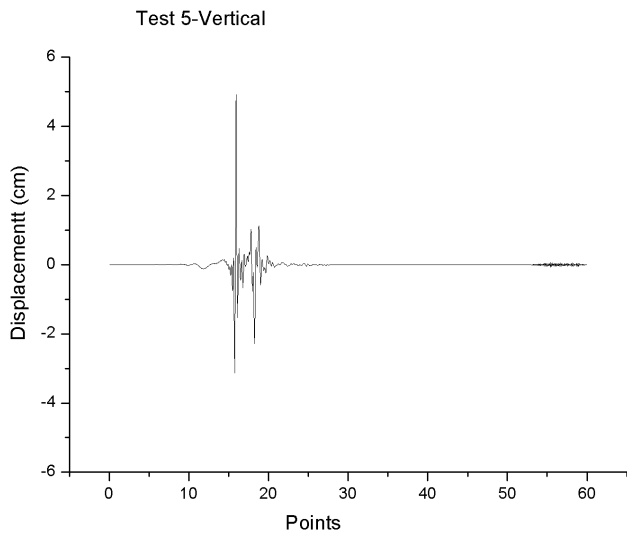
### Προσομοίωση 1

Απόσταση σειсмоγράφου: 15 km

Αζιμούθιο:  $25^\circ$

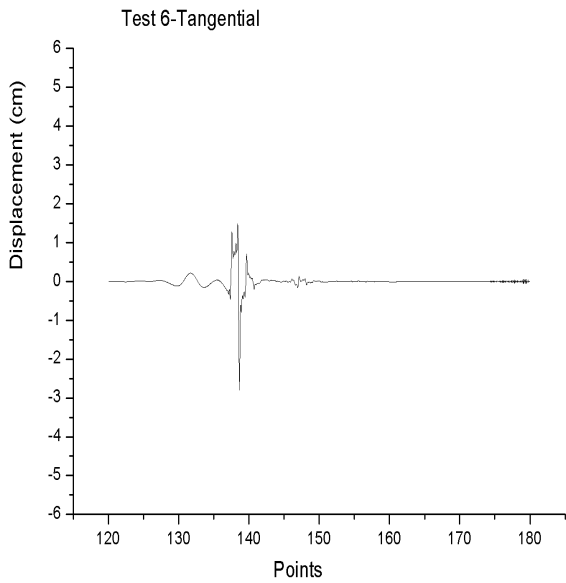
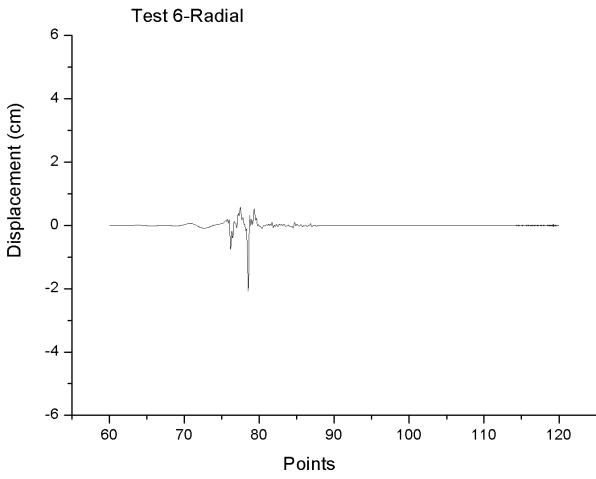
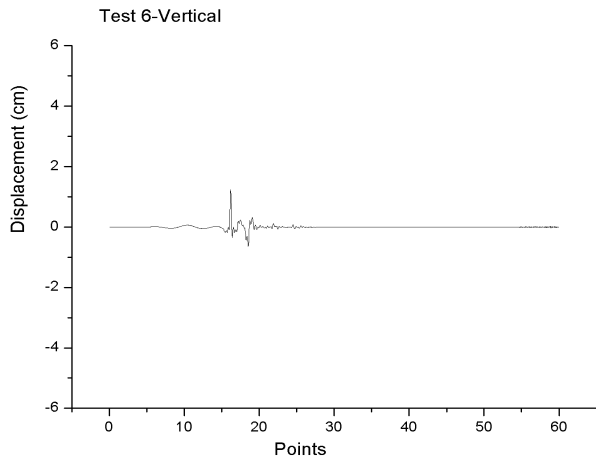


**Προσομοίωση 2**  
 Απόσταση σειсмоγράφου: 25 km  
 Αζιμούθιο: 25°



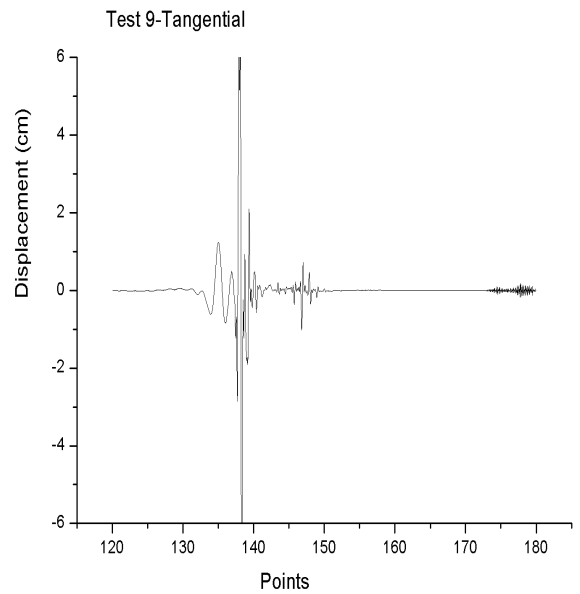
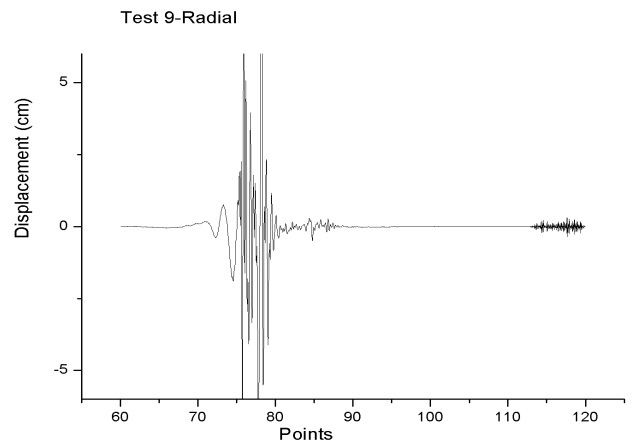
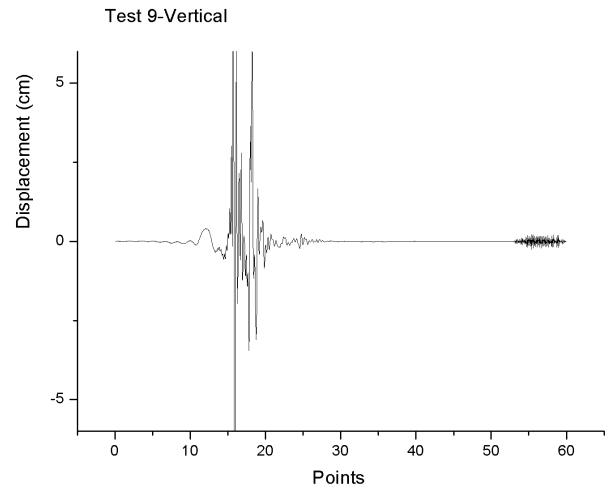
### Προσομοίωση 3

Απόσταση σειсмоγράφου: 50 km  
Αζιμούθιο: 25°



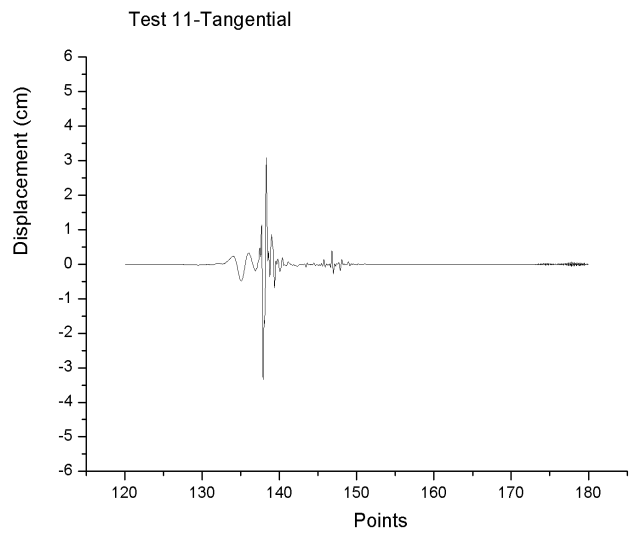
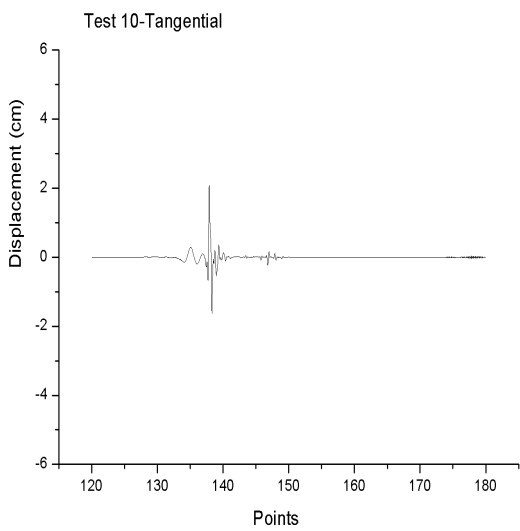
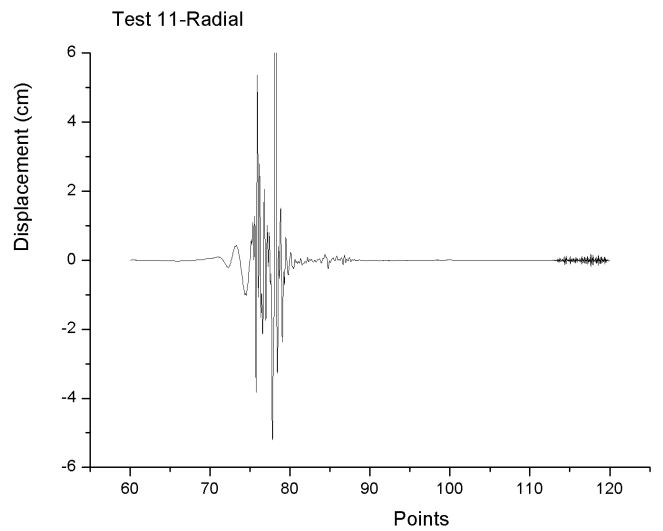
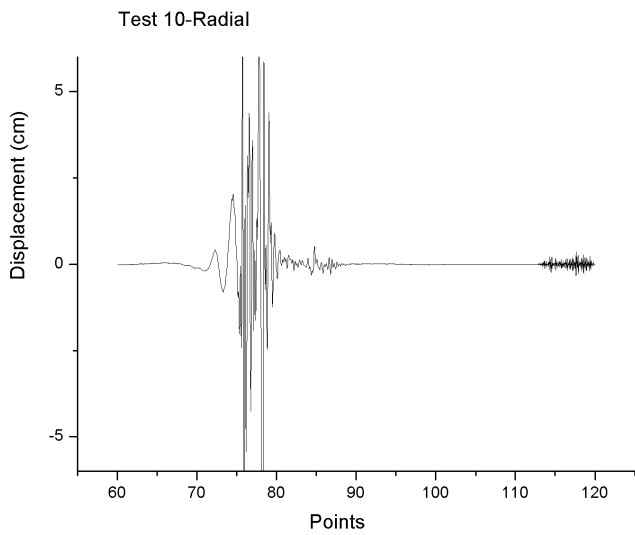
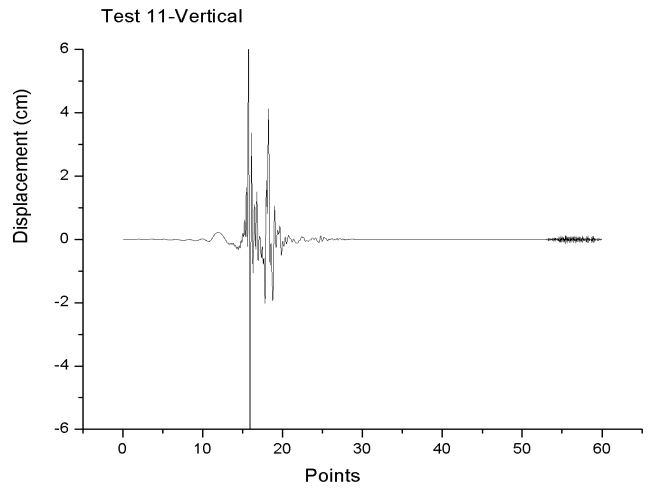
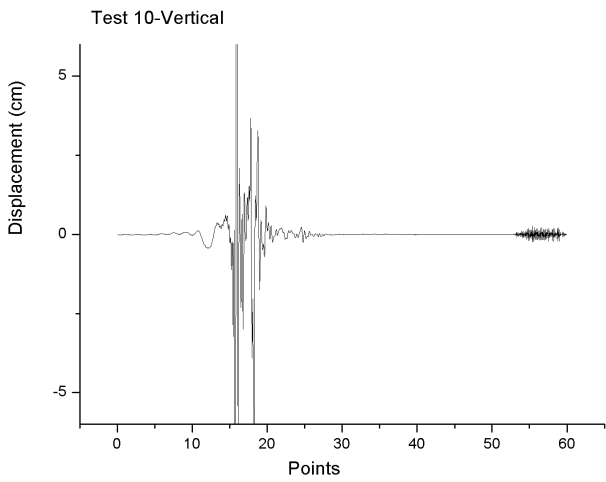
### Προσομοίωση 4

Απόσταση σειсмоγράφου: 25 km  
Αζιμούθιο: 90°



### Προσομοίωση 5

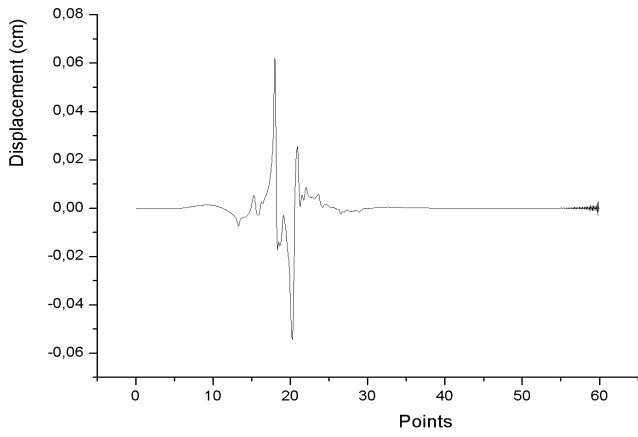
Απόσταση σειсмоγράφου: 25 km  
Αζιμούθιο: 180°



### Προσομοίωση 7

Απόσταση σειсмоγράφου: 200 km  
Αζιμούθιο: 25°

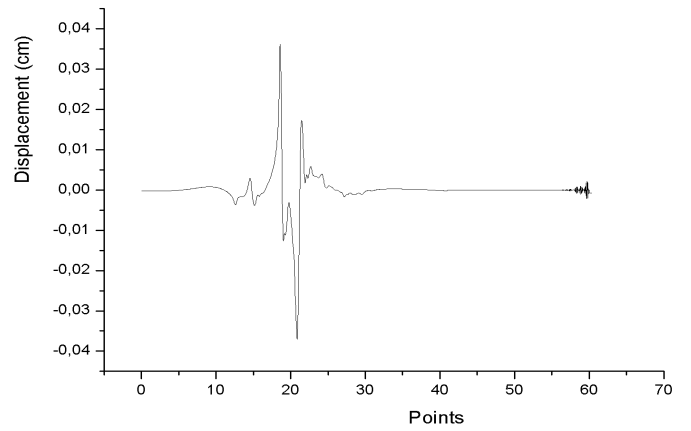
Test 16-Vertical



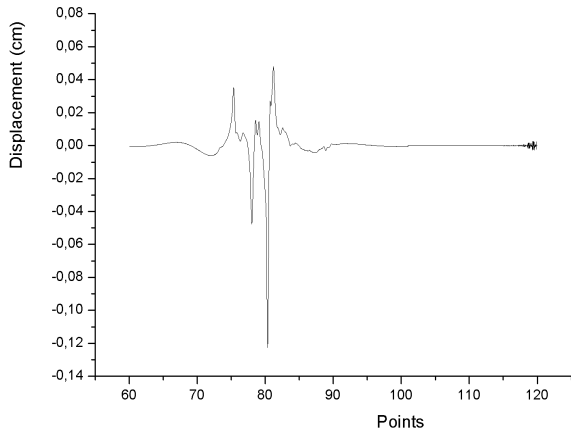
### Προσομοίωση 8

Απόσταση σειсмоγράφου: 250 km  
Αζιμούθιο: 25°

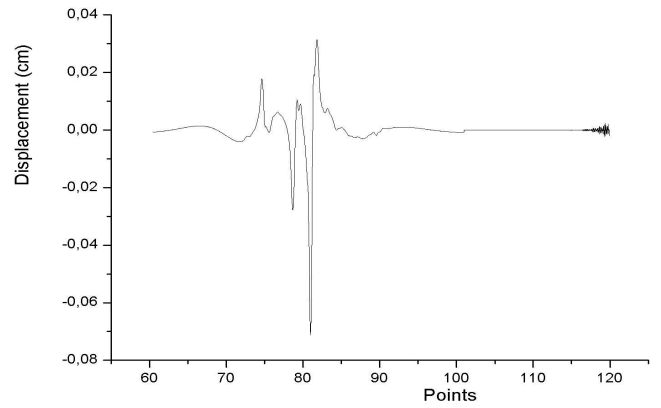
Test 17-Vertical



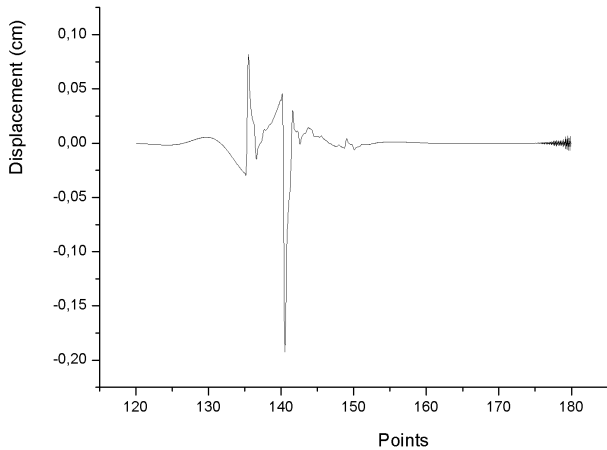
Test 16-Radial



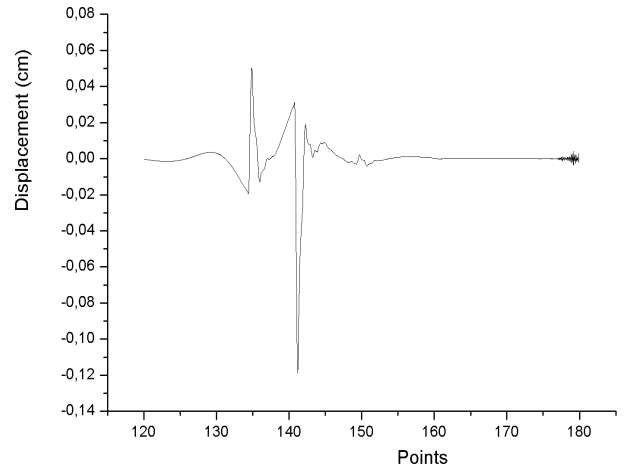
Test 17-Radial



Test 16-Tangential



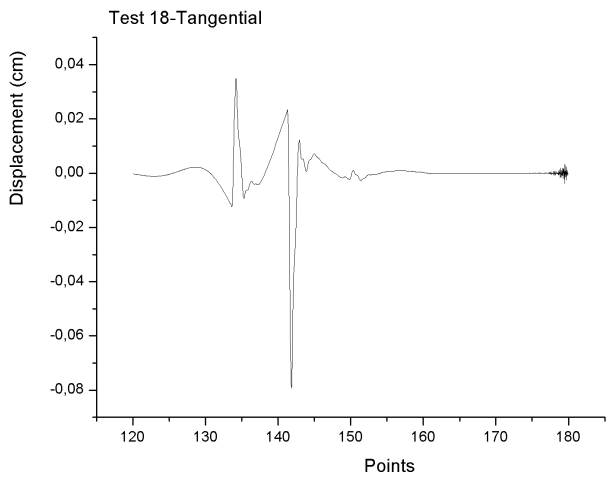
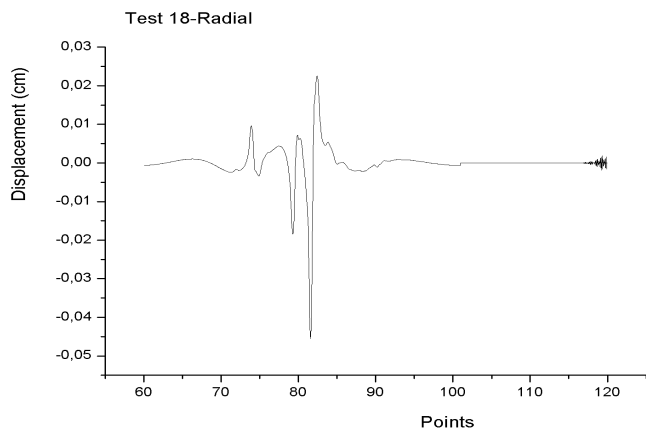
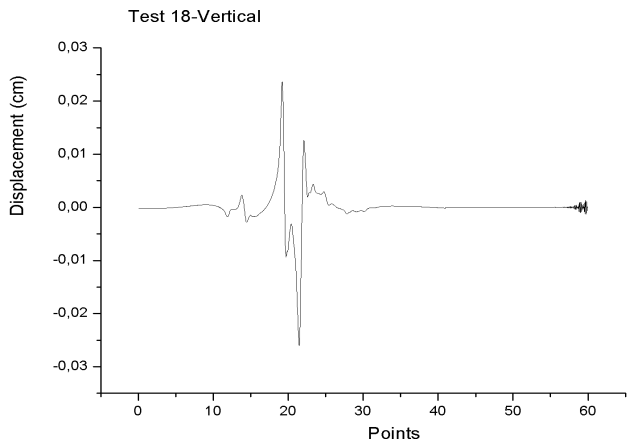
Test 17-Tangential





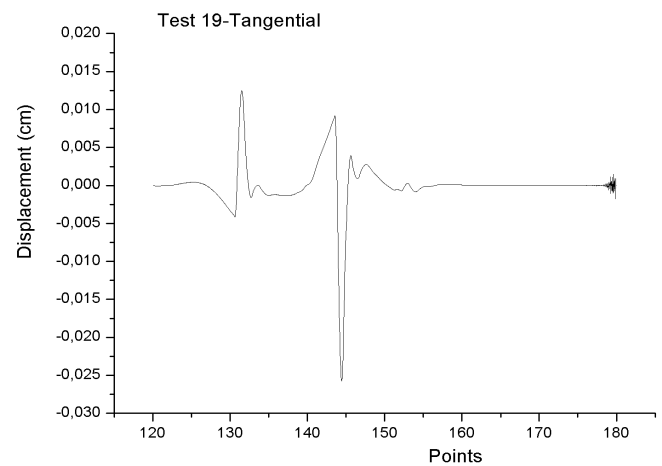
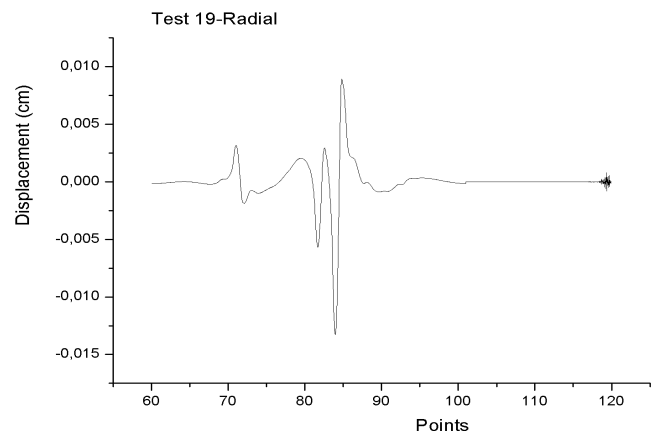
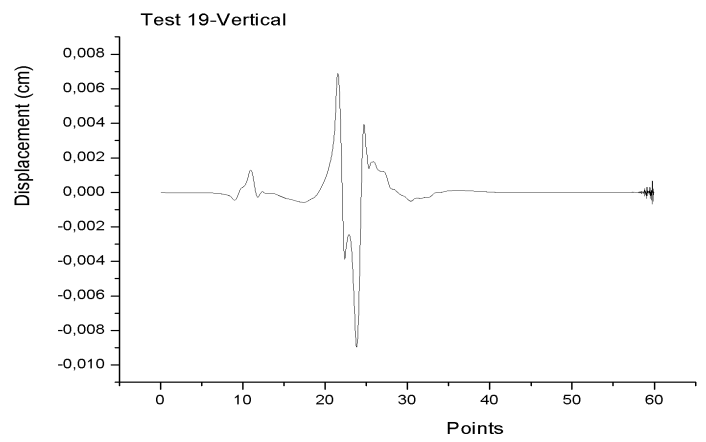
### Προσομοίωση 9

Απόσταση σειсмоγράφου: 300 km  
Αζιμούθιο: 25°



### Προσομοίωση 10

Απόσταση σειсмоγράφου: 500 km  
Αζιμούθιο: 25°



#### 4.4 Η δεύτερη φάση προσομοίωσης του σεισμού της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004

Κατά την δεύτερη φάση προσομοίωσης του σεισμού της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 έγινε προσπάθεια να κατανοηθεί ο μηχανισμός της σεισμικής πηγής και η γήινη δυναμική στην υπό μελέτη περιοχή. Η συγκεκριμένη φάση χωρίστηκε σε δύο υποφάσεις. Κατά την πρώτη έγινε προσπάθεια να προσομοιωθεί η εδαφική ταχύτητα κατά την διάρκεια του συγκεκριμένου σεισμού. Ενώ κατά την δεύτερη υποφάση επιχειρήθηκε να παραχθούν τα συνθετικά σειсмоγράμματα της εδαφικής μετατόπισης για τις αποστάσεις που υπήρχε η καλύτερη απόκριση και οι οποίες προέκυψαν μετά από μελέτη της πρώτης υποφάσης.

Το πρότυπο φλοιού για την υπό μελέτη περιοχή, που χρησιμοποιήθηκε σε αυτή την φάση παρουσιάζεται στον πίνακα 4. Προέκυψε από το πρότυπο που χρησιμοποιήθηκε στην πρώτη φάση. Προκειμένου να προσεγγιστεί η κάθετη ανισοτροπία διαιρέθηκε το διάστημα μεταξύ της επιφάνειας και του κατώτερου μανδύα σε 41 στρώματα θεωρώντας κανονική αύξηση της πυκνότητας με το βάθος.

TEST MODEL (Western Crete crust)						
A/A	Pvel	Svel	density	depth	Patten.	Satten.
1	2.2490	1.2984	2.0000	0.000	0.00001	0.00001
2	2.5390	1.4650	2.2000	0.487	0.00001	0.00001
3	2.8290	1.6330	2.4000	0.978	0.00001	0.00001
4	3.3422	1.9296	2.5200	1.269	0.00001	0.00001
5	4.0782	2.3545	2.5600	1.377	0.00001	0.00001
6	4.8110	2.7776	2.6000	1.476	0.00001	0.00001
7	5.1800	2.9903	2.6600	2.133	0.00001	0.00001
8	5.3160	3.0681	2.6800	2.673	0.00001	0.00001
9	5.4500	3.1460	2.7000	3.214	0.00001	0.00001
1	5.6500	3.2620	2.7550	9.453	0.00001	0.00001
1	5.6500	3.2620	2.7550	12.000	0.00001	0.00001
1	6.1000	3.5218	2.8250	15.805	0.00001	0.00001
13	6.5000	3.7527	2.8500	18.784	0.00001	0.00001
14	6.5250	3.7672	2.8550	19.484	0.00001	0.00001
15	6.5500	3.7816	2.8600	20.184	0.00001	0.00001
16	6.5550	3.7845	2.8650	20.884	0.00001	0.00001
17	6.5600	3.7874	2.8700	21.584	0.00001	0.00001
18	6.5650	3.7903	2.8750	22.284	0.00001	0.00001
19	6.5700	3.7931	2.8800	22.984	0.00001	0.00001
20	6.6100	3.8162	2.8850	23.684	0.00001	0.00001
21	6.6500	3.8393	2.8900	24.384	0.00001	0.00001
22	6.7000	3.8682	2.8950	25.192	0.00001	0.00001
23	6.7500	3.8971	2.9000	26.000	0.00001	0.00001
24	6.7550	3.9000	2.9100	26.300	0.00001	0.00001
25	6.7600	5.7735	2.9200	26.600	0.00001	0.00001
26	6.7650	3.9057	2.9300	26.900	0.00001	0.00001
27	6.7700	3.9000	2.9400	27.200	0.00001	0.00001
28	6.7750	3.9115	2.9500	27.500	0.00001	0.00001
29	6.7800	3.9144	2.9600	27.800	0.00001	0.00001
30	6.7900	3.9202	2.9800	28.400	0.00001	0.00001
31	6.8000	3.9259	3.0000	29.000	0.00001	0.00001

32	6.9200	3.9952	3.0320	29.400	0.00001	0.00001
33	7.0400	4.0645	3.0640	29.800	0.00001	0.00001
34	7.1600	4.1338	3.0960	30.200	0.00001	0.00001
35	7.2800	4.2031	3.1280	30.600	0.00001	0.00001
36	7.4000	4.2723	3.1600	31.000	0.00001	0.00001
37	7.5200	4.3416	3.1920	31.400	0.00001	0.00001
38	7.6400	4.4109	3.2240	31.800	0.00001	0.00001
39	7.7600	4.4802	3.2560	32.000	0.00001	0.00001
40	7.9400	4.5840	3.2880	32.600	0.00001	0.00001
41	8.1200	4.8600	3.3297	33.000	0.00001	0.00001

Πίνακας 4

Το αρχείο εισόδου που χρησιμοποιήθηκε στην συγκεκριμένη φάση παρουσιάζεται στο πίνακα 5. Το διάστημα δειγματοληψίας επιλέχθηκε στα 8 ms, με πλήρη απόκριση σε πηγή, δέκτες και στο πάνω τμήμα του φλοιού. Ο λόγος, που επιλέχτηκε αυτό το διάστημα, είναι ότι και τα πραγματικά δεδομένα που διατέθηκαν έχουν το ίδιο διάστημα δειγματοληψίας. Ο στιγμιαίος τανυστής καθορίστηκε από τις αναλύσεις του Harvard. Το βάθος της σεισμικής πηγής καθορίστηκε στα 12 Km, ενώ το βάθος της διαχωριστικής επιφάνειας στα 33 Km. Χρησιμοποιήθηκαν 25 και 33 δέκτες αντίστοιχα με απόσταση μεταξύ τους 12 Km και αζιμούθιο 0°.

Τα αποτελέσματα της συγκεκριμένης φάσης παρουσιάζονται στα σχήματα 36, και 37. Στο σχήμα 36 εμφανίζονται τα συνθετικά σειсмоγράμματα για την εδαφική ταχύτητα σε συνάρτηση με την απόσταση (από 0 μέχρι τα 420 Km) για κάθε συνιστώσα. Εμφανίζονται δύο κυματικά πεδία. Το πρώτο από 0 έως 75 s και το δεύτερο από 75 έως 120 s. Παρατηρώντας τις εισόδους των κυμάτων συμπεραίνεται ότι το κυματικό πεδίο μετά τα 75 s προσομοιώνει την είσοδο του σήματος σε κάθε δέκτη, διότι παρατηρείται μια ελαφριά καθυστέρηση στην είσοδο του σήματος καθώς αυξάνει η απόσταση. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από όλα τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά του σήματος, δηλαδή, ελάττωση του πλάτους και εξασθένιση των συχνοτήτων με την απόσταση. Οι αποκρίσεις της κατακόρυφης και ακτινικής συνιστώσας θεωρούνται πιο αντιπροσωπευτικές. Στο σχήμα 37 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της προσομοίωσης για 12 σειсмоγράφους με απόσταση 12 Km μεταξύ τους και με διεύθυνση του προφίλ των σειсмоγράφων δυτικότερη από την θέση του σεισμού. Επιβεβαιώνονται όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως και επίσης διαπιστώνεται ότι πιο αντιπροσωπευτικές καταγραφές για την σεισμική κίνηση είναι αυτές που βρίσκονται κοντά στην σεισμική εστία.

ecr – WEST IRIAN

ecrtest8.mod

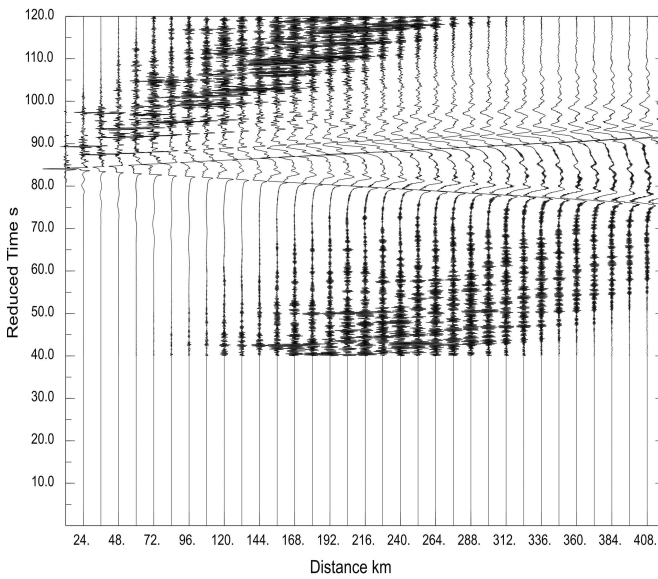
ecrtest8.zst

```

0
0 0 0 0
0
    2048    11  0.04
        12.00
        33.00
    0.001    0.714    1.280
    0.714    1.150    0.078
    1.280    0.078    0.000
3
(100.0 , 0.0) (100.0 , 0.0) (100.0 , 0.0)
    0.05    0.10    0.2    62.5
    25
00.00    12.00    24.00    36.00    48.00
60.00    72.00    84.00    96.00    108.00
120.00    132.00    144.00    156.00    168.00
180.00    192.00    204.00    216.00    228.00
240.00    252.00    264.00    276.00    288.00
300.00
0.078    0.012    25
0.1    40.0
0.0    0.0
    
```

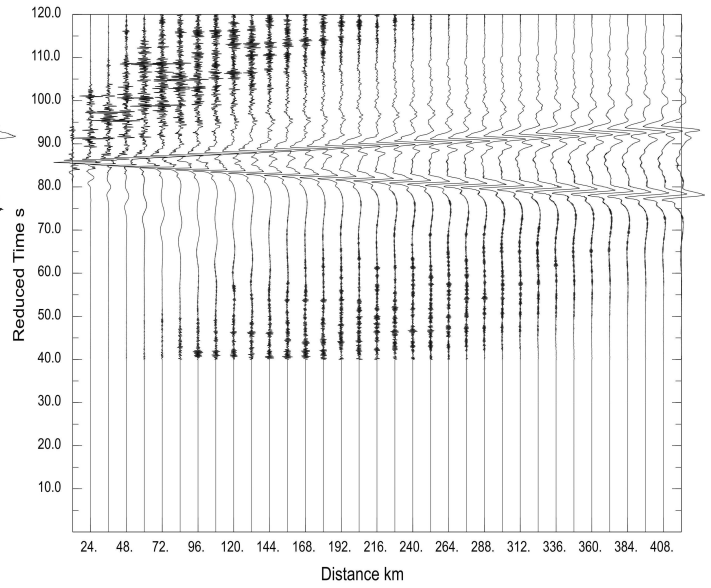
Πίνακας 5

24Jul2004 earthquake simulation (ZC, 0.04s sampl. int.)



A) Full response in vertical component

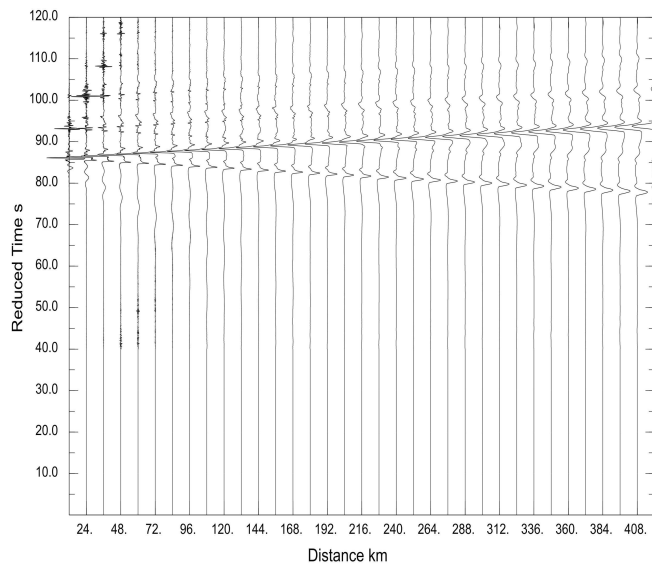
24Jul2004 earthquake simulation (RC, 0.04s sampl. int.)



B) Full response in radial component

ZC

24Jul2004 earthquake simulation (TC, 0.04s sampl. int.)

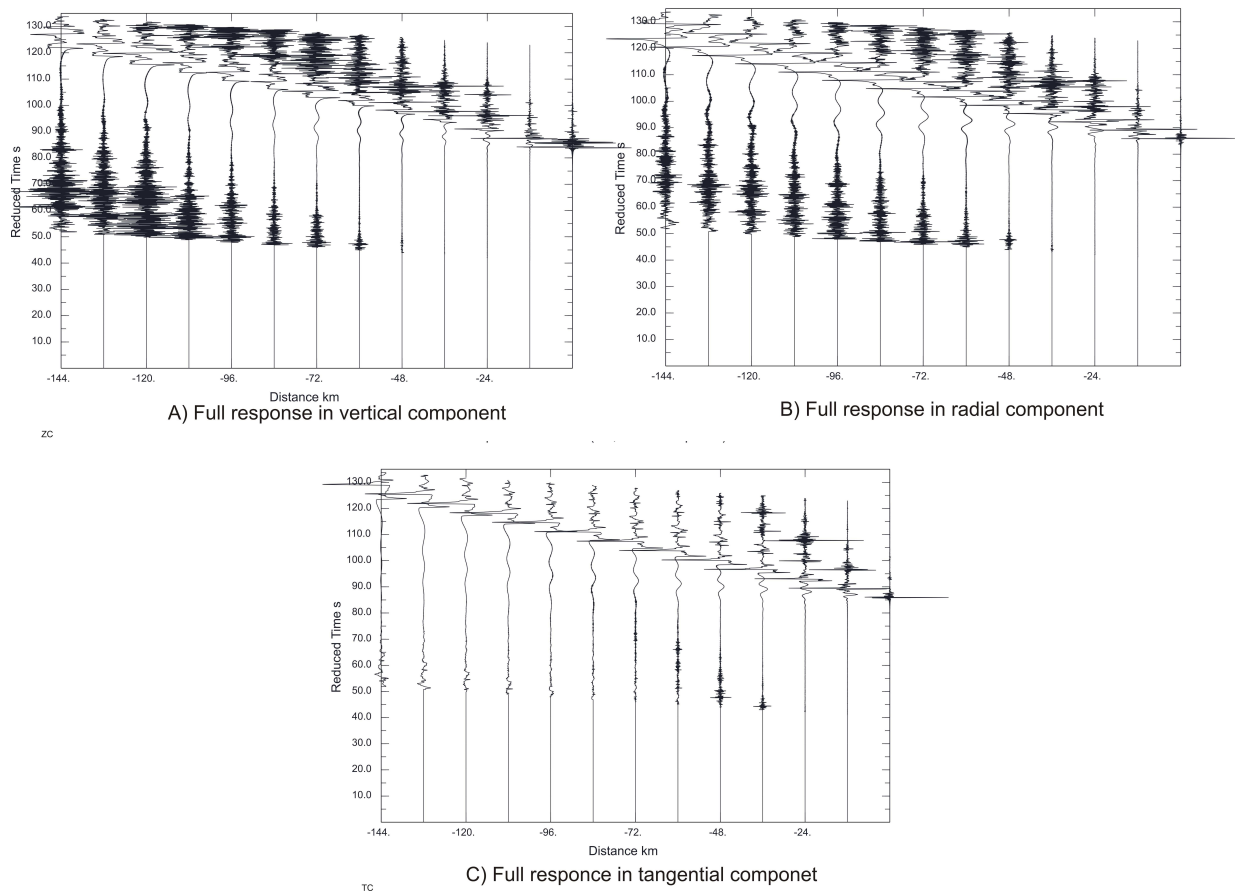


C) Full response in tangential component

TC

### Σχήμα 36

Συνθετικά σειсмоγράμματα (για κάθε συνιστώσα) για τις αποστάσεις που κυμαίνονται μεταξύ 12 και 420 χλμ του σεισμικού επικέντρου.



Σχήμα 37

Συνθετικά σειсмоγράμματα (για κάθε συνιστώσα) για τις αποστάσεις που κυμαίνονται μεταξύ 0 και 144 χλμ του σεισμικού επικέντρου.

Αφού ολοκληρώθηκε η φάση προσομοίωσης της εδαφικής ταχύτητας για το σεισμό της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 επιχειρήθηκε και η προσομοίωση της εδαφικής μετατόπισης. Έγιναν δοκιμές με διαστήματα δειγματοληψίας 8 ms 40 ms. Το πρότυπο φλοιού παρέμεινε ίδιο με αυτό της 2<sup>ης</sup> φάσης.

Το διάστημα δειγματοληψίας των 8 ms αποτελεί είναι επαρκές διάστημα αλλά στην συγκεκριμένη περίπτωση αποδείχτηκε εξαιρετικά μικρό, διότι δεν αρκούσε η υπολογιστική ισχύς για να προσομοιωθεί η πλήρης καταγραφή της εδαφική μετατόπισης.. Το συμπέρασμα αυτό διαπιστώνεται από την μελέτη των προσομοιώσεων 11 έως 17. η είσοδος των P κυμάτων δεν εντοπίζεται σε καμιά από τις καταγραφές των προαναφερθέντων προσομοιώσεων, ενώ μόνο για την θέση του δέκτη ακριβώς πάνω από την πηγή και σε απόσταση 12 Km εντοπίζεται η είσοδος των S κυμάτων.

Στην συνέχεια προσομοιώθηκε η εδαφική μετατόπιση για διάστημα δειγματοληψίας 40 ms. Για την θέση του δέκτη πάνω από την πηγή (προσομοίωση 18) η είσοδος και διάρκεια των S κυμάτων προσεγγίζεται ικανοποιητικά. Το ίδιο ισχύει και για απόσταση 12 και 24 Km από το επίκεντρο. Για αποστάσεις μεγαλύτερες των 24 Km κυριαρχούν οι πολλαπλές ανακλάσεις, ενώ εντοπίζεται η είσοδος των P κυμάτων.

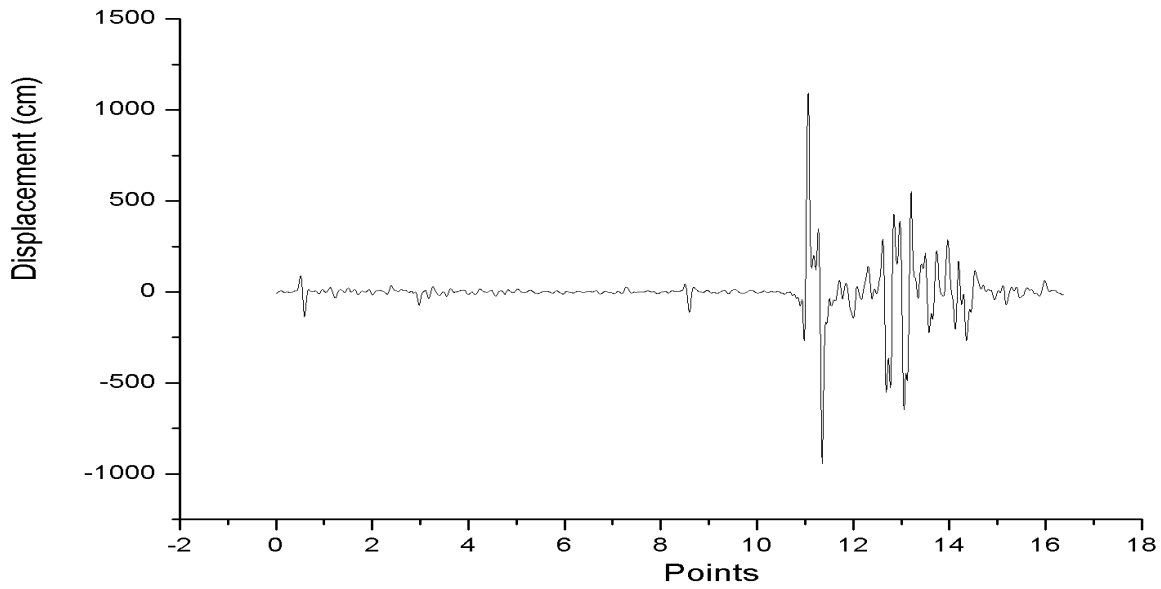
### Προσομοίωση 11

Απόσταση σειсмоγράφου: 0 km

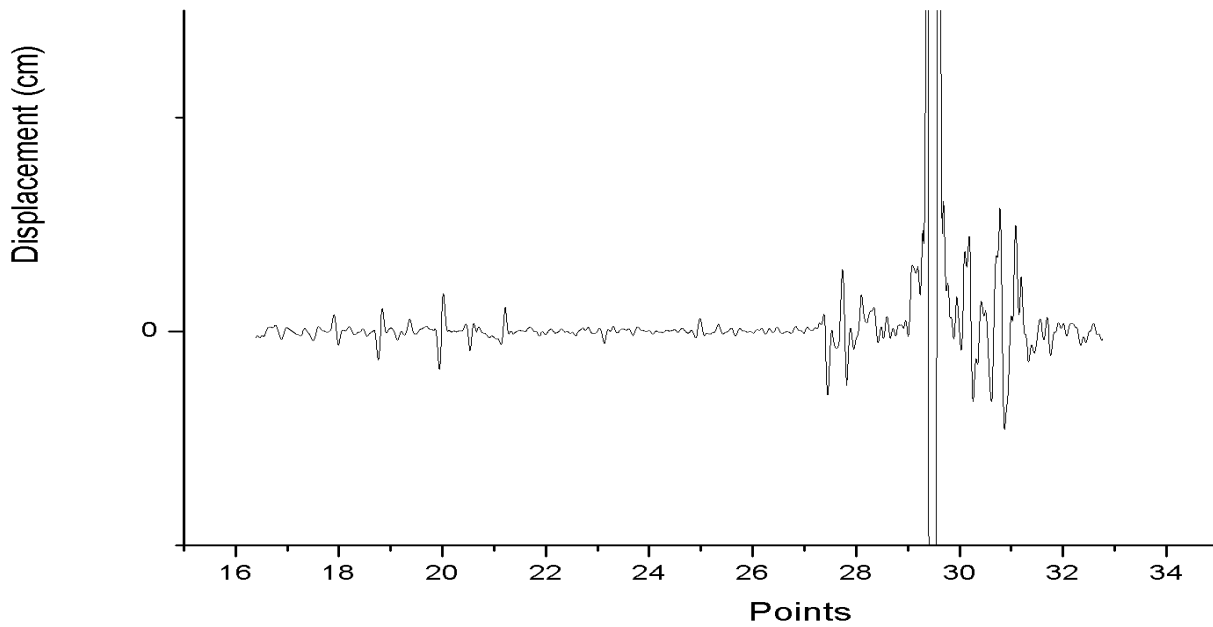
Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008

Test 1-Vertical



Test 1-Radial



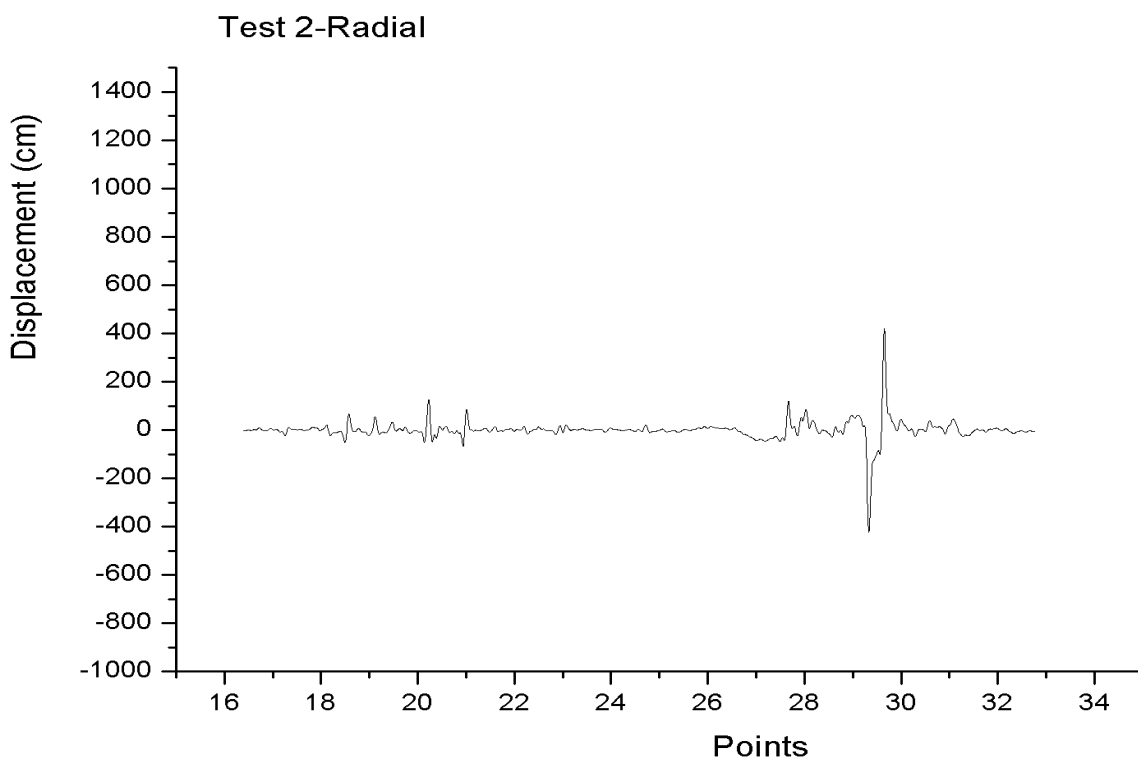
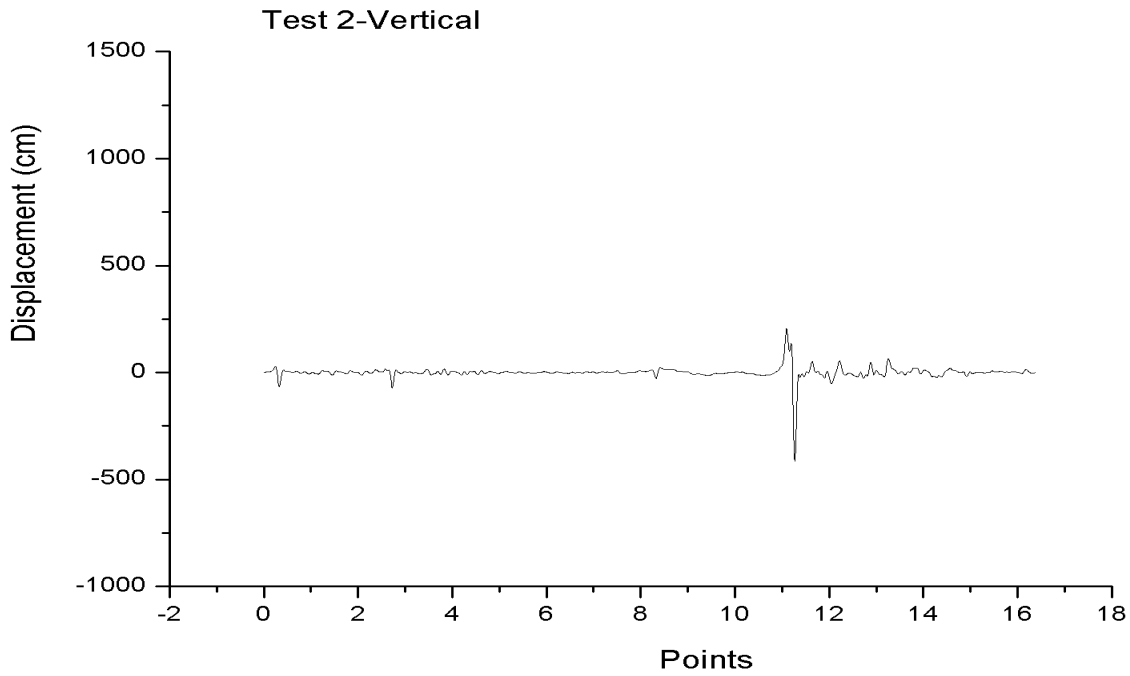


### Προσομοίωση 12

Απόσταση σειсмоγράφου: 12 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008



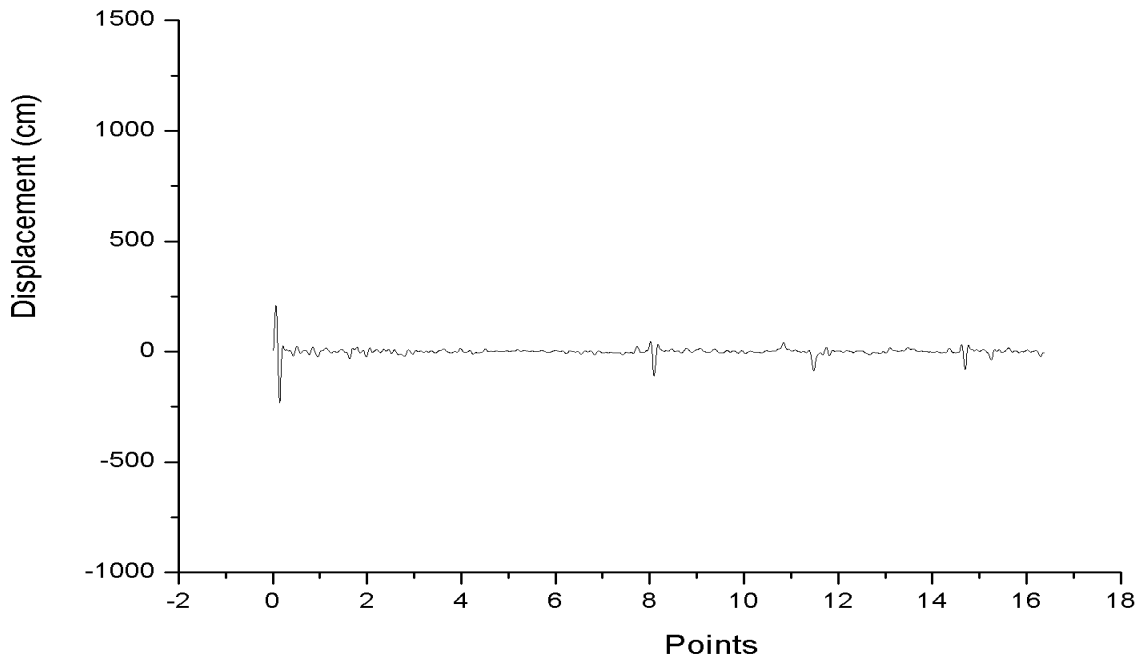
### Προσομοίωση 13

Απόσταση σειсмоγράφου: 24 km

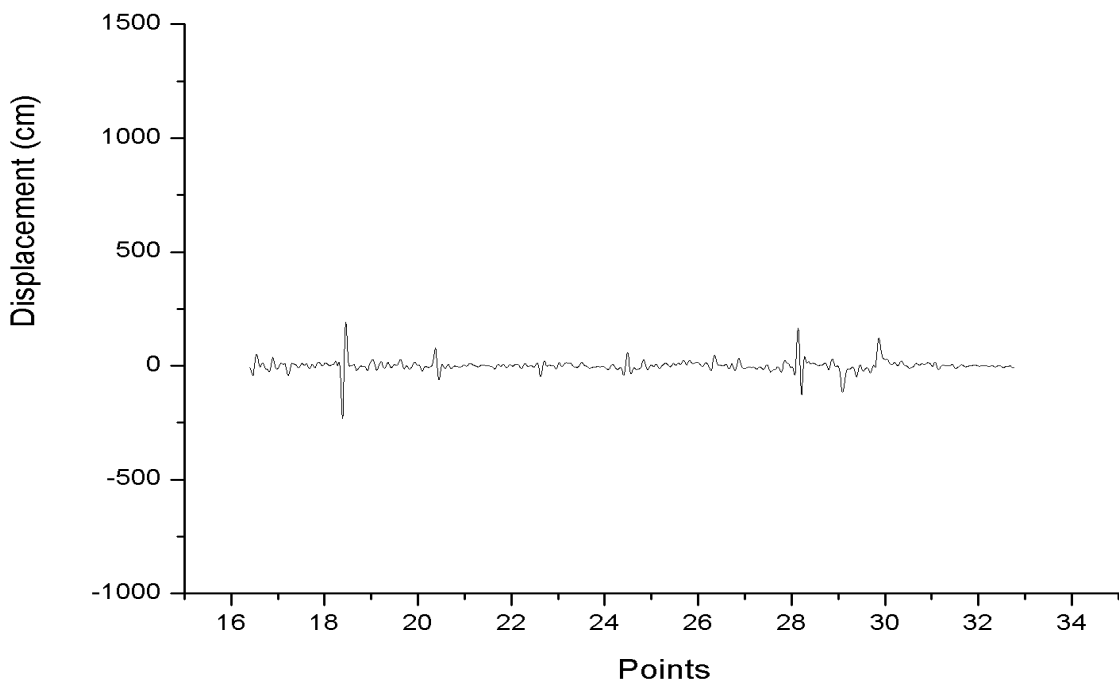
Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008

Test 3-Vertical



Test 3-Radial

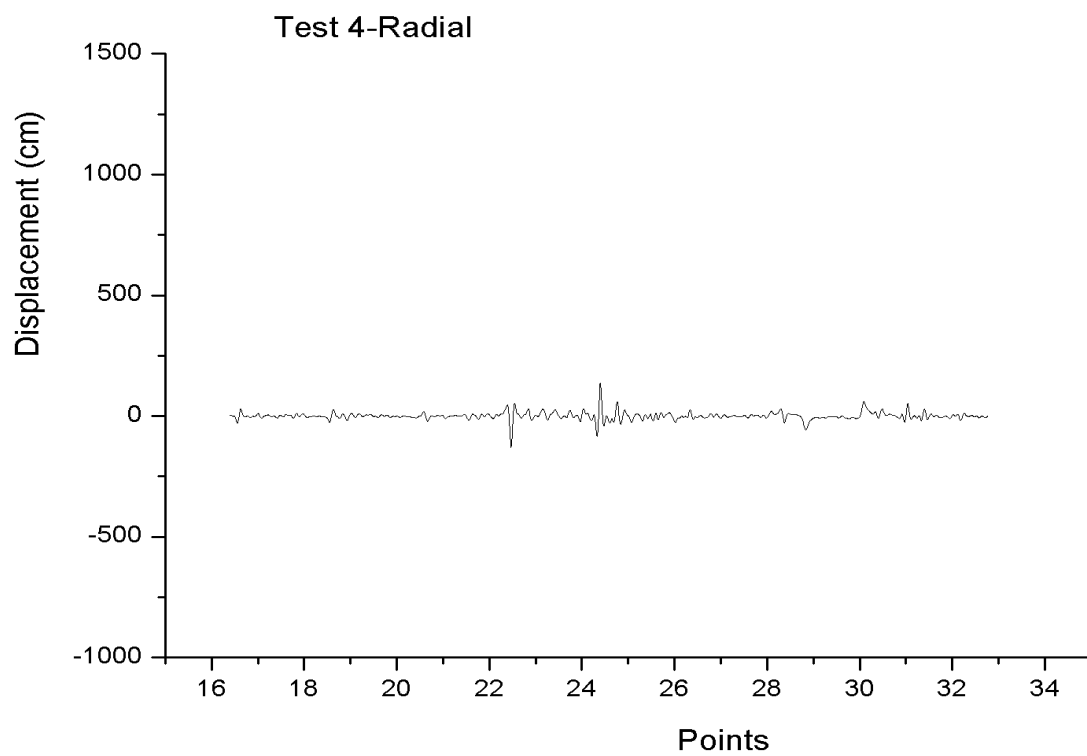
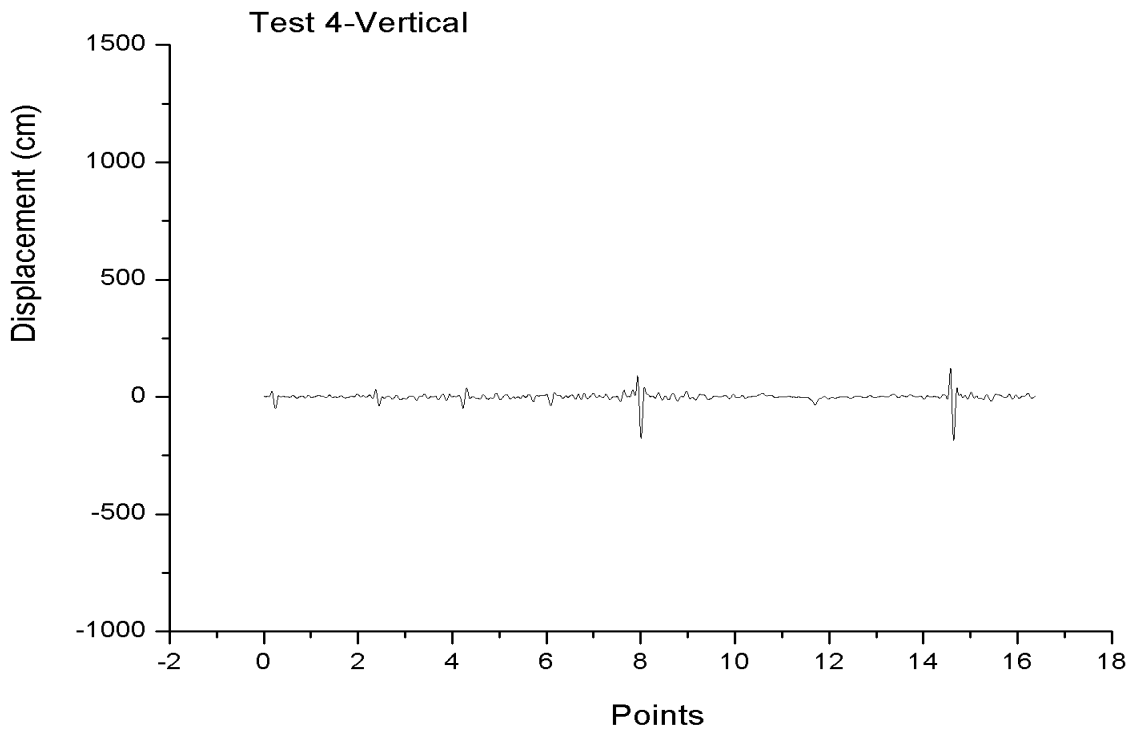


### Προσομοίωση 14

Απόσταση σειсмоγράφου: 36 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008

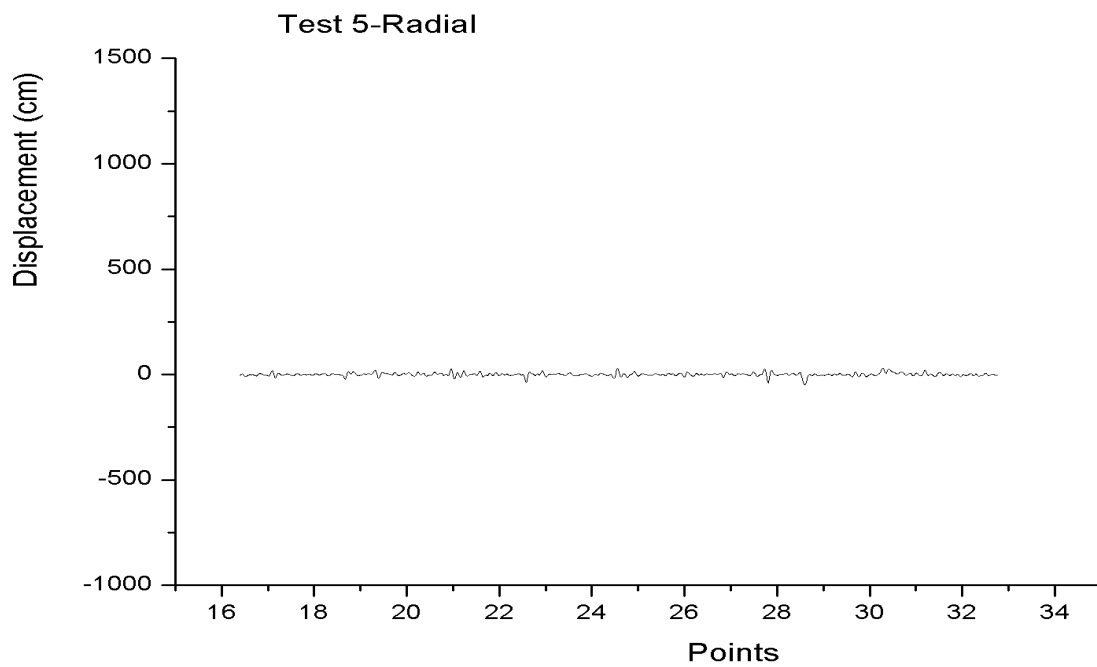
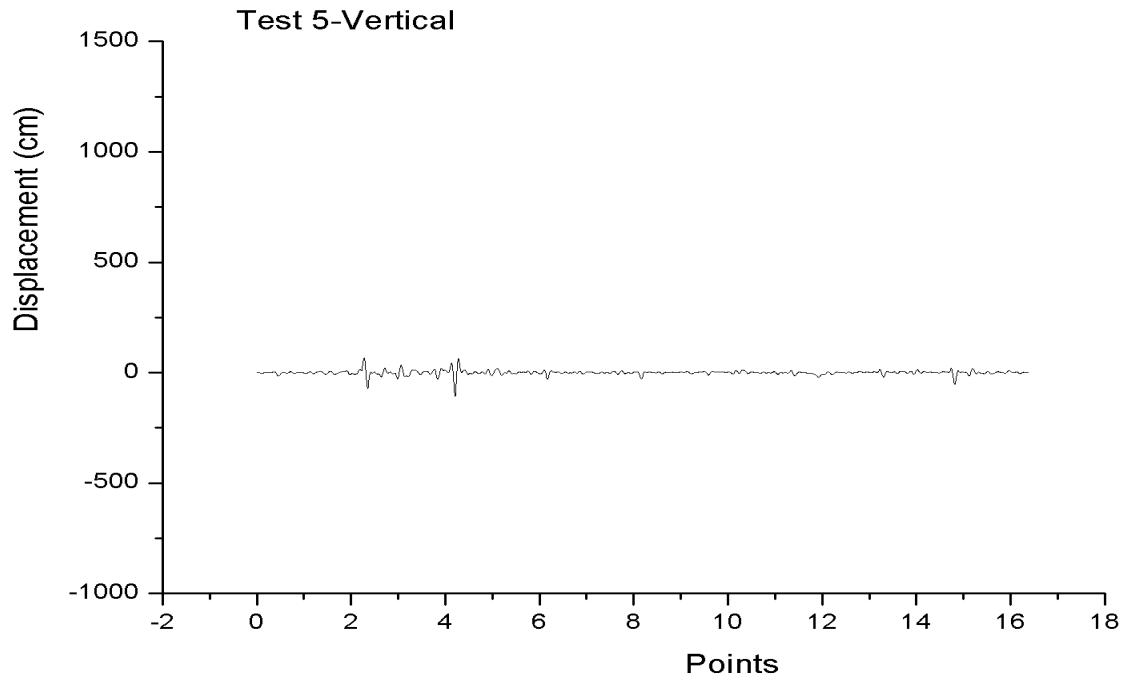


### Προσομοίωση 15

Απόσταση σειсмоγράφου: 48 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008

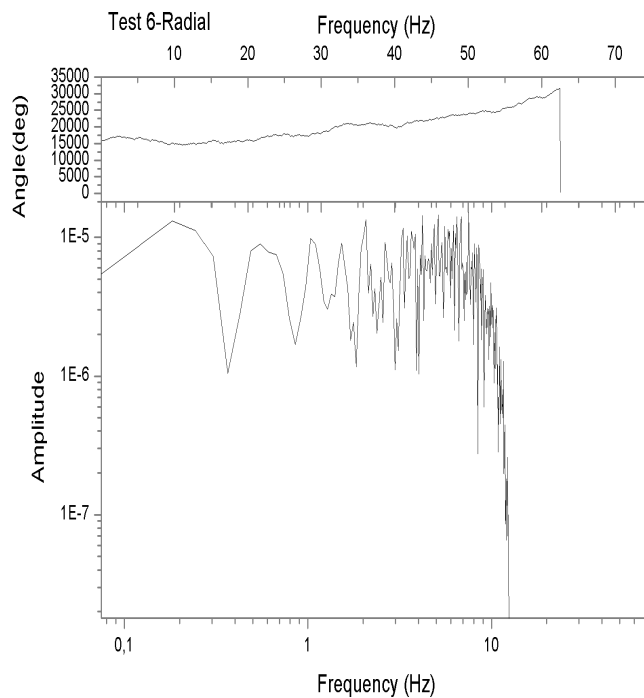
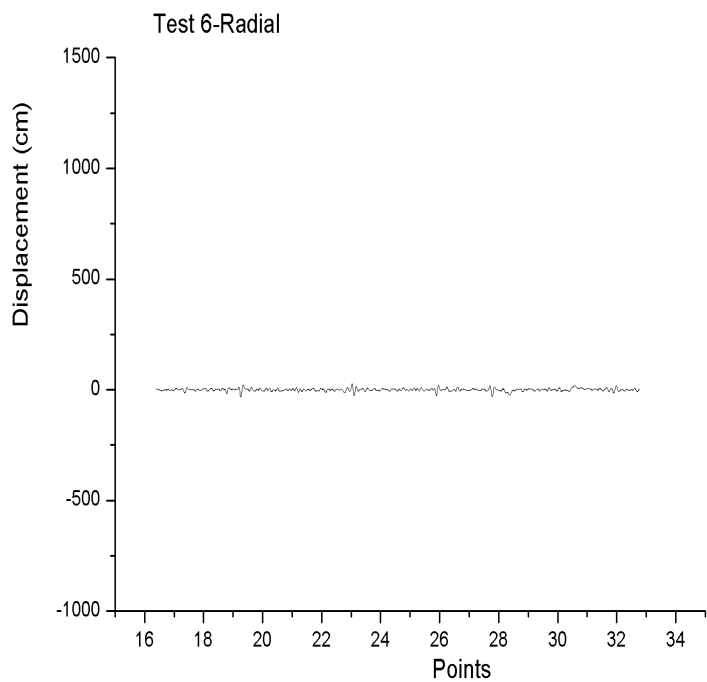
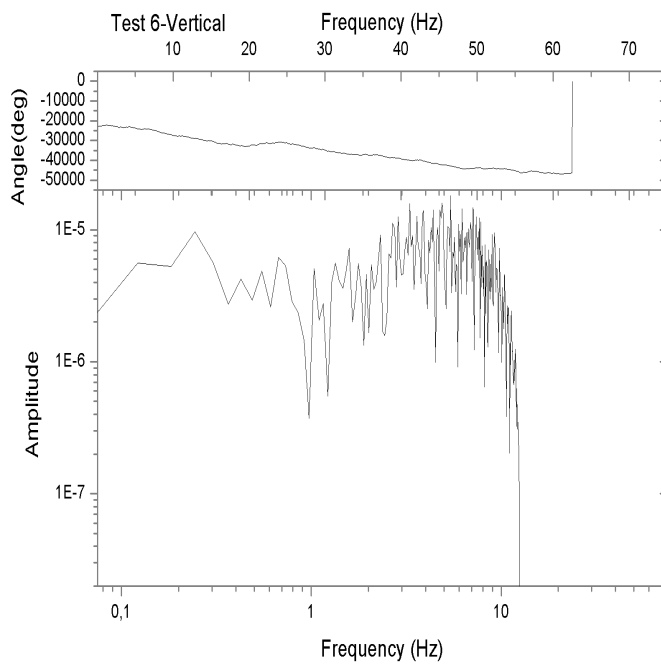
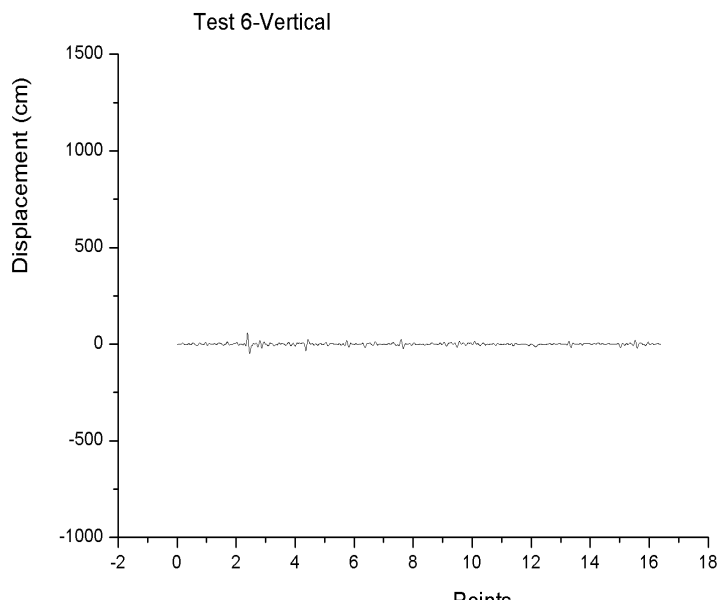


### Προσομοίωση 16

Απόσταση σειсмоγράφου: 60 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008

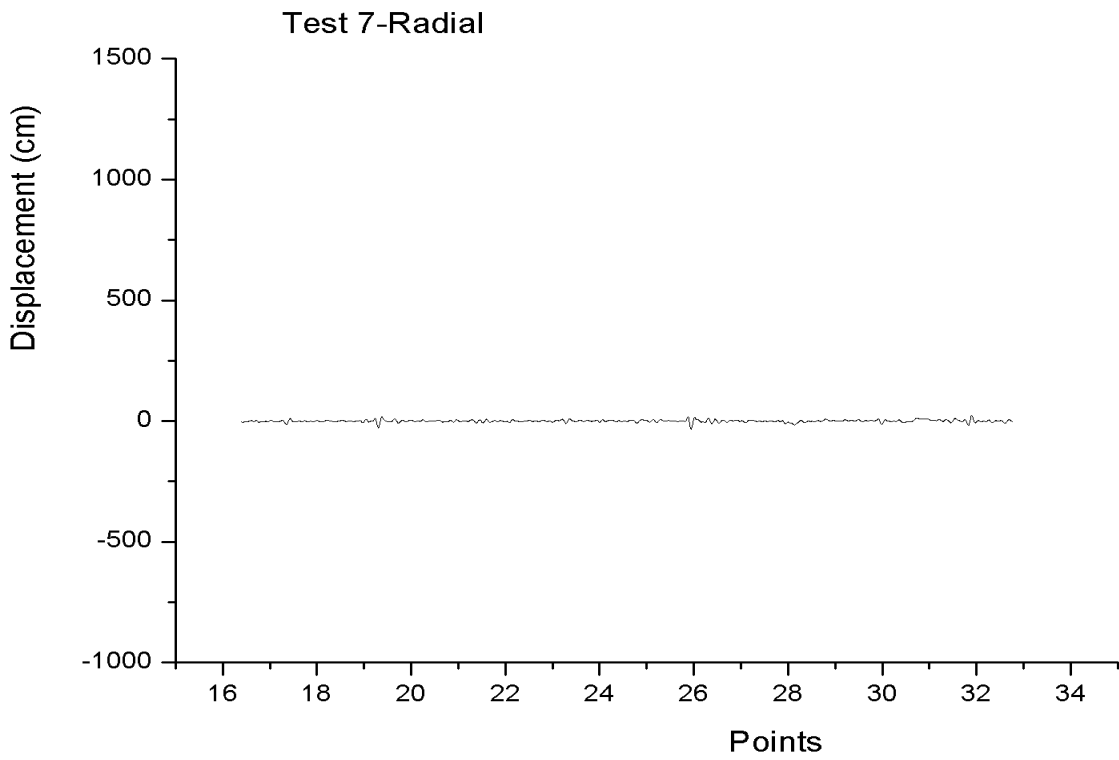
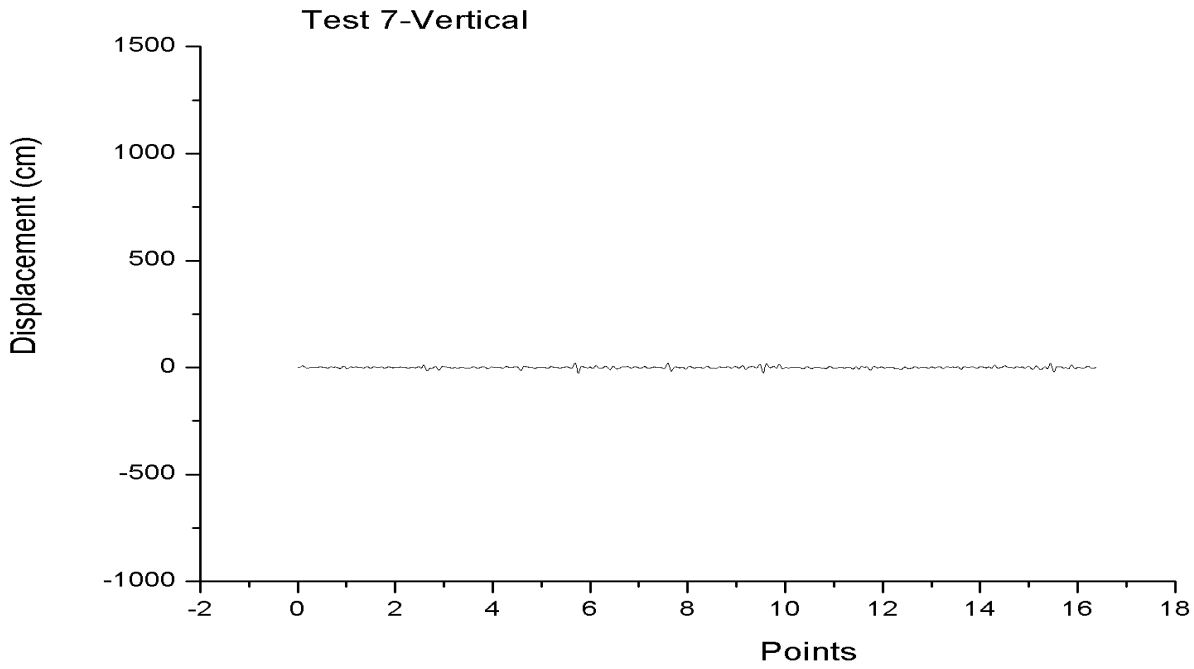


**Προσομείωση 17**

Απόσταση σειсмоγράφου: 72 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,008



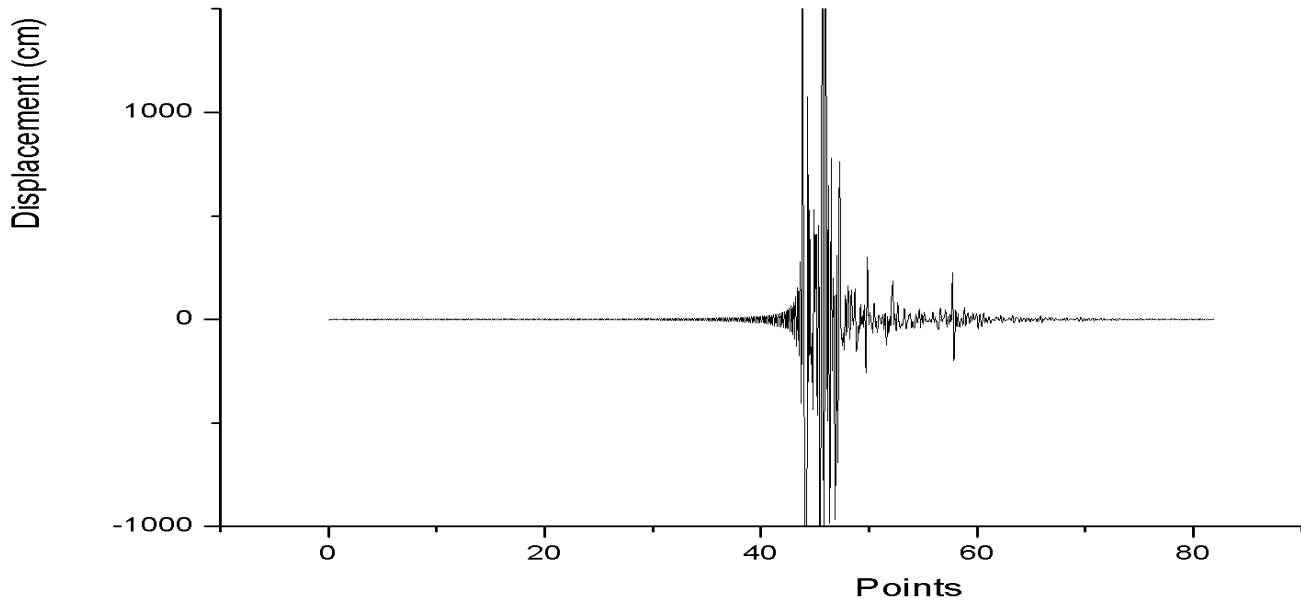
### Προσομείωση 18

Απόσταση σειсмоγράφου: 0 km

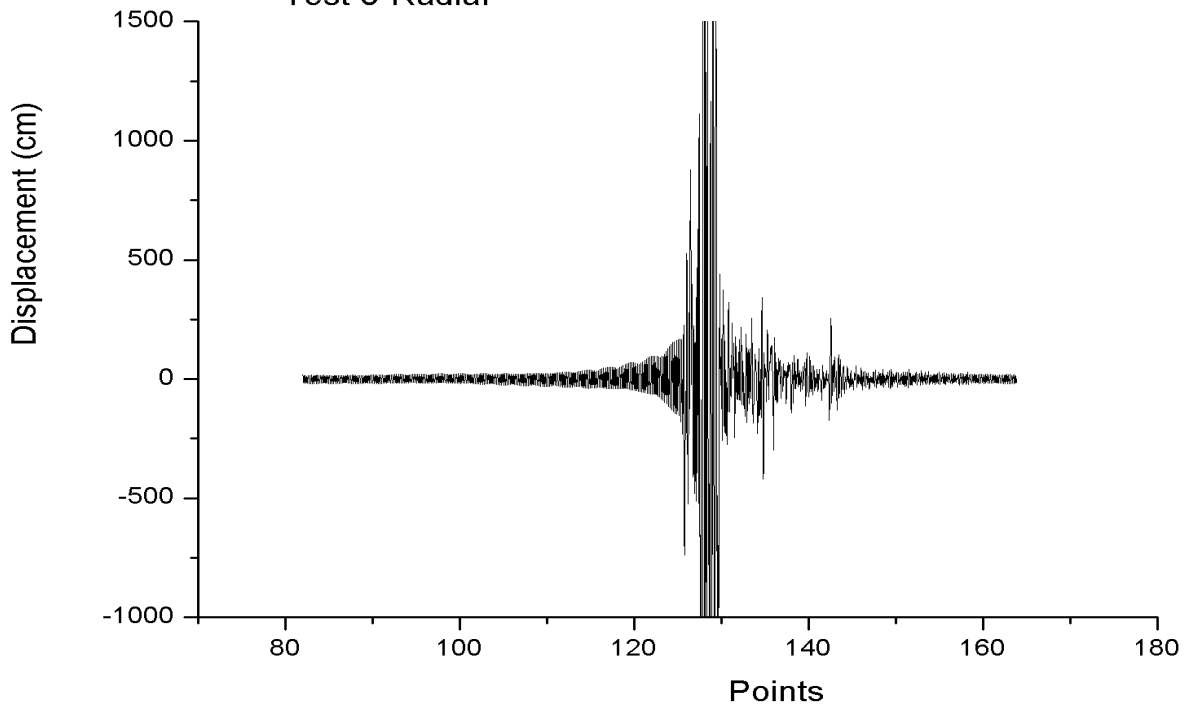
Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04

Test 8-Vertical



Test 8-Radial



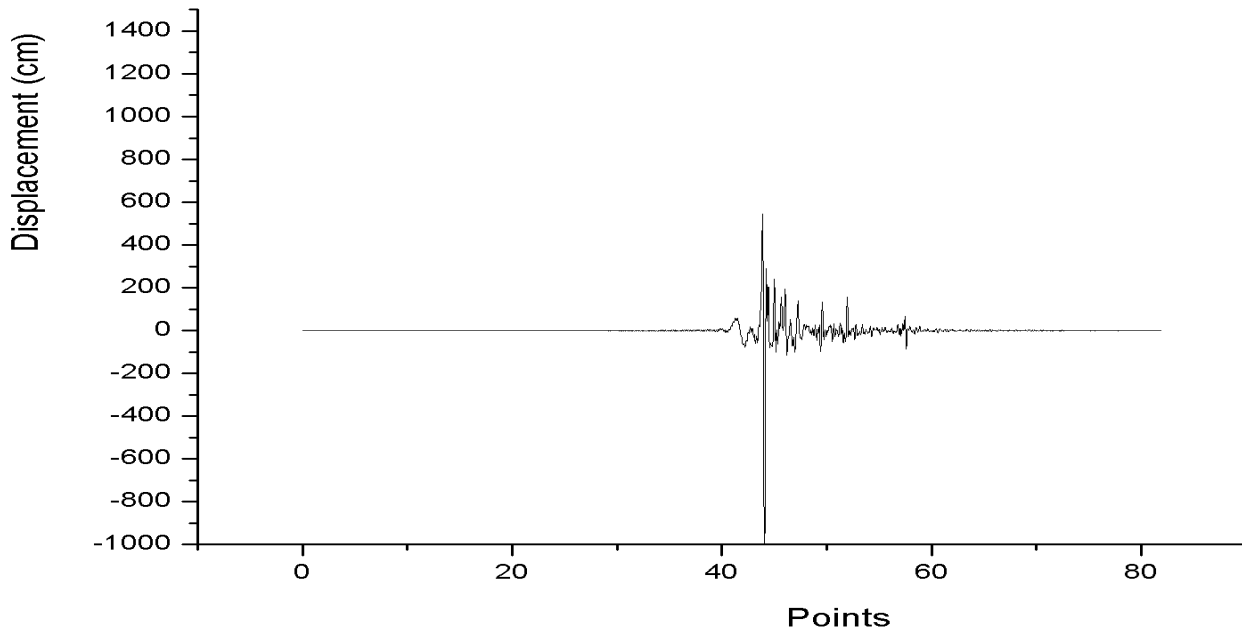
### Προσομοίωση 19

Απόσταση σειсмоγράφου: 12 km

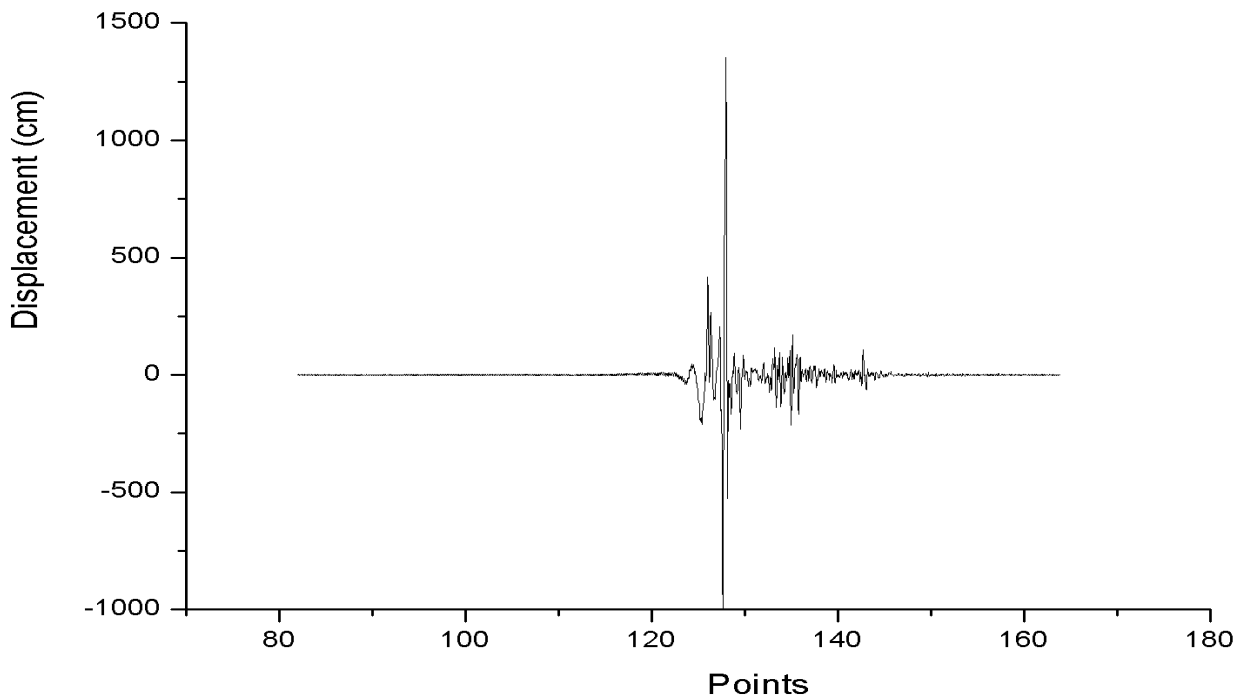
Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04

Test 9-Vertical



Test 9-Radial



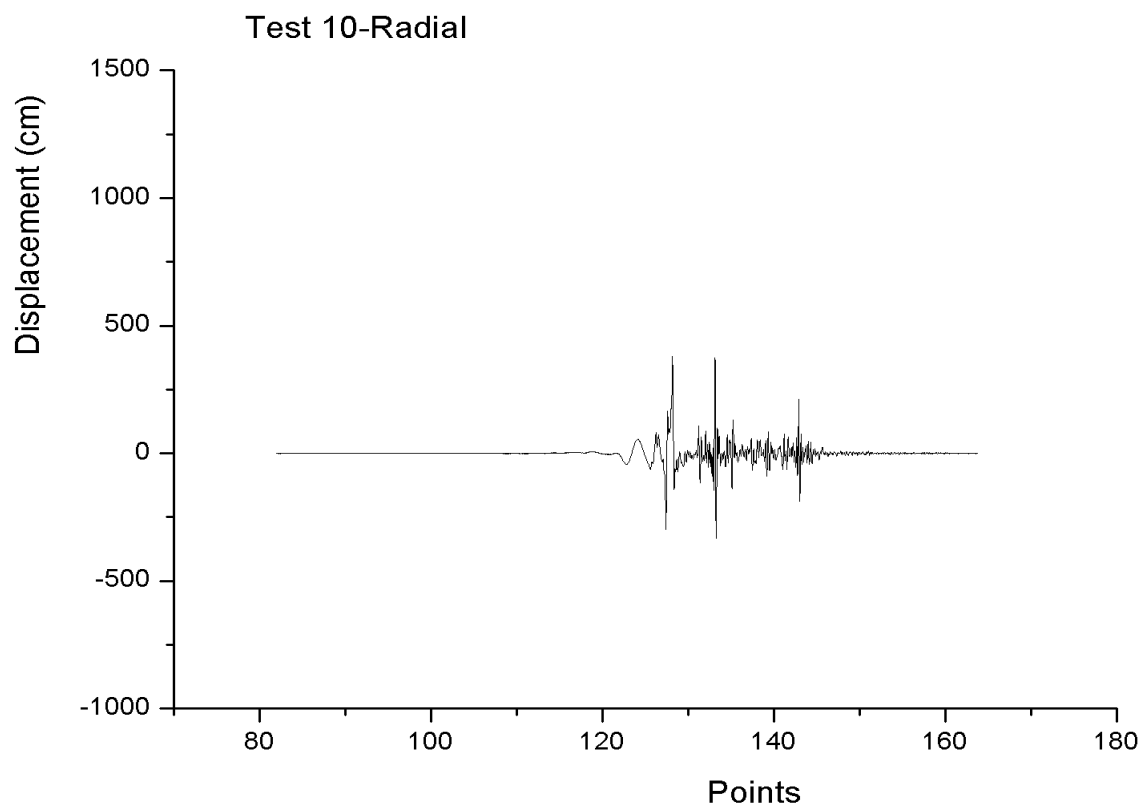
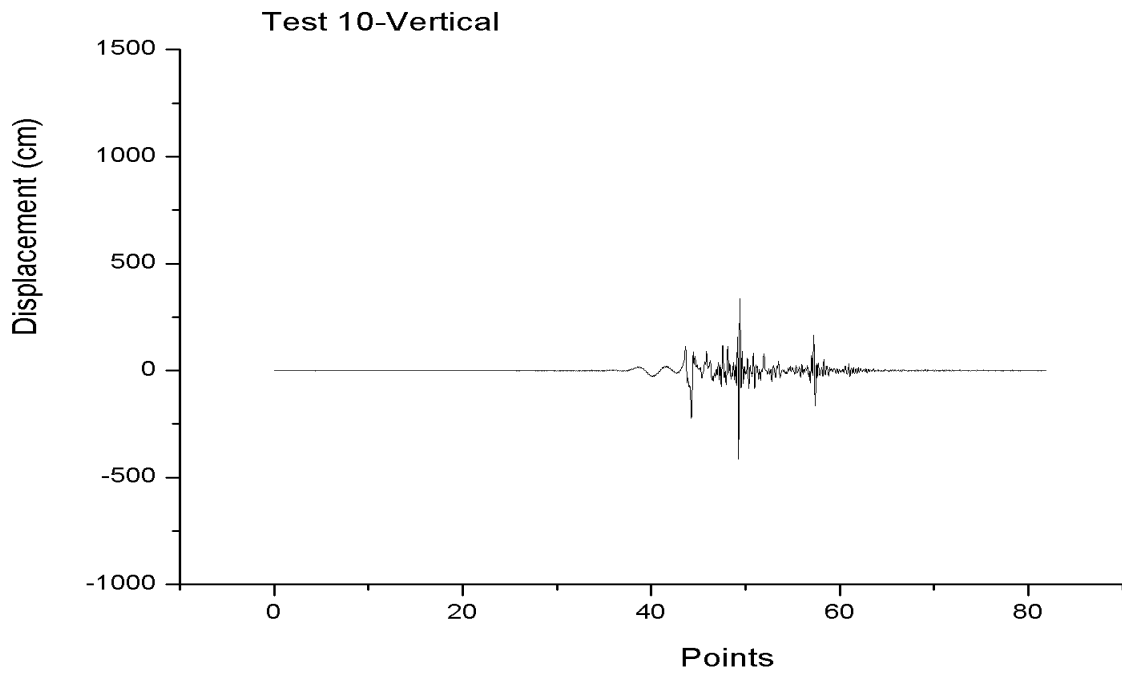


### Προσομείωση 20

Απόσταση σειсмоγράφου: 24 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04

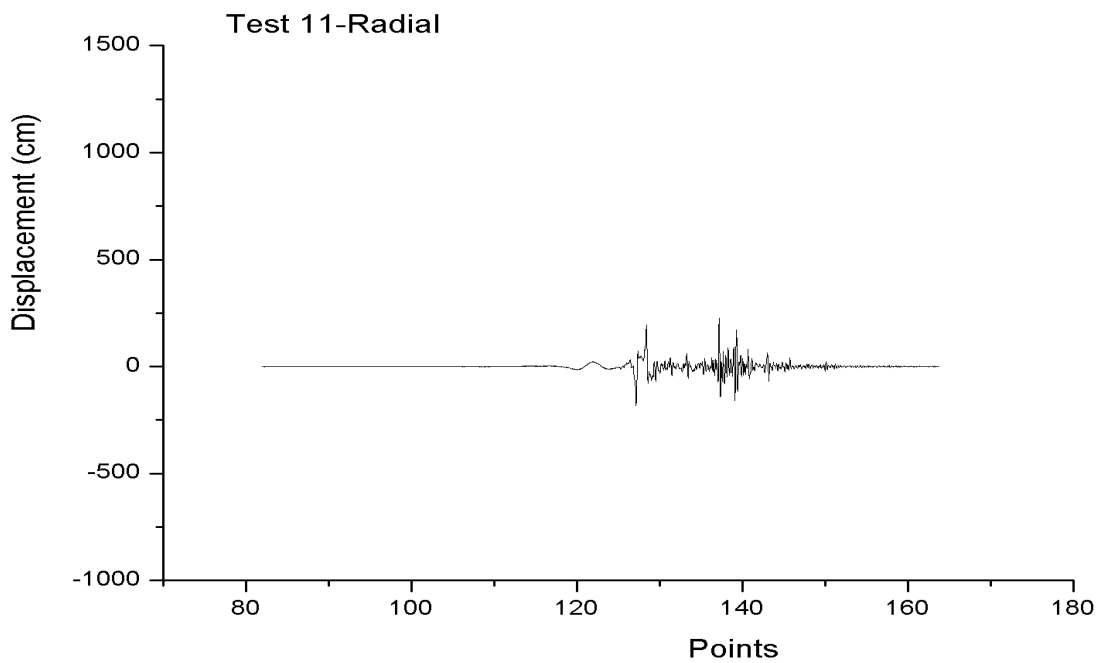
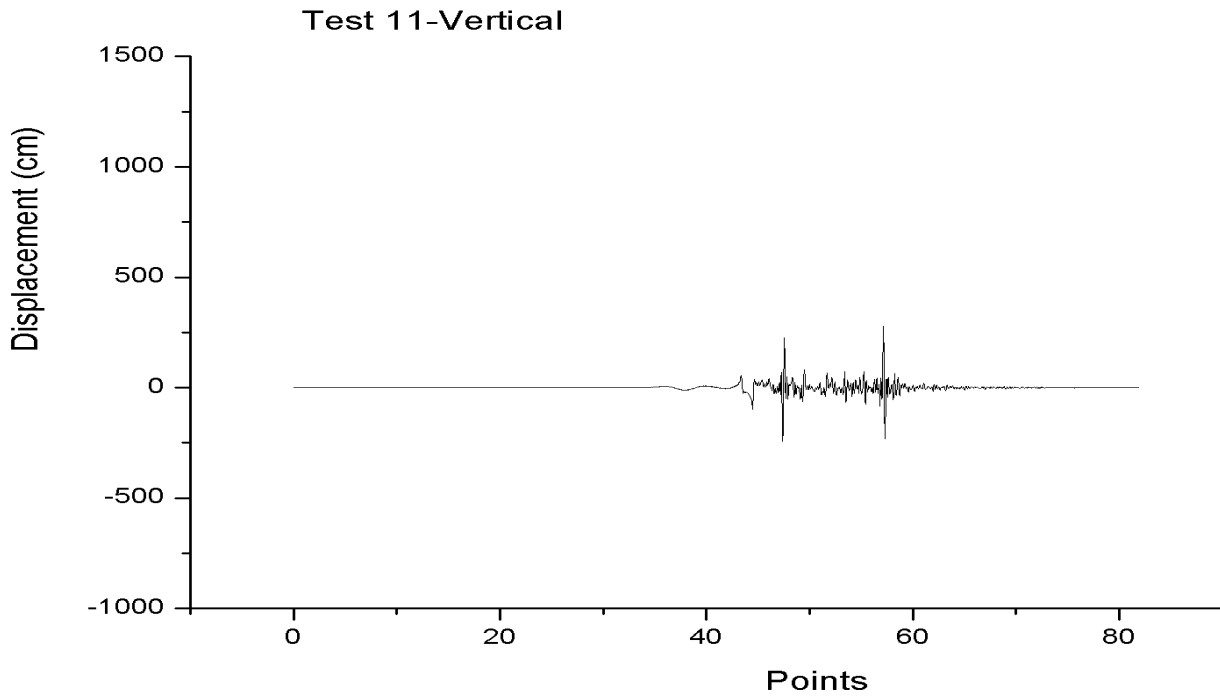


### Προσομοίωση 21

Απόσταση σειсмоγράφου: 36 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04

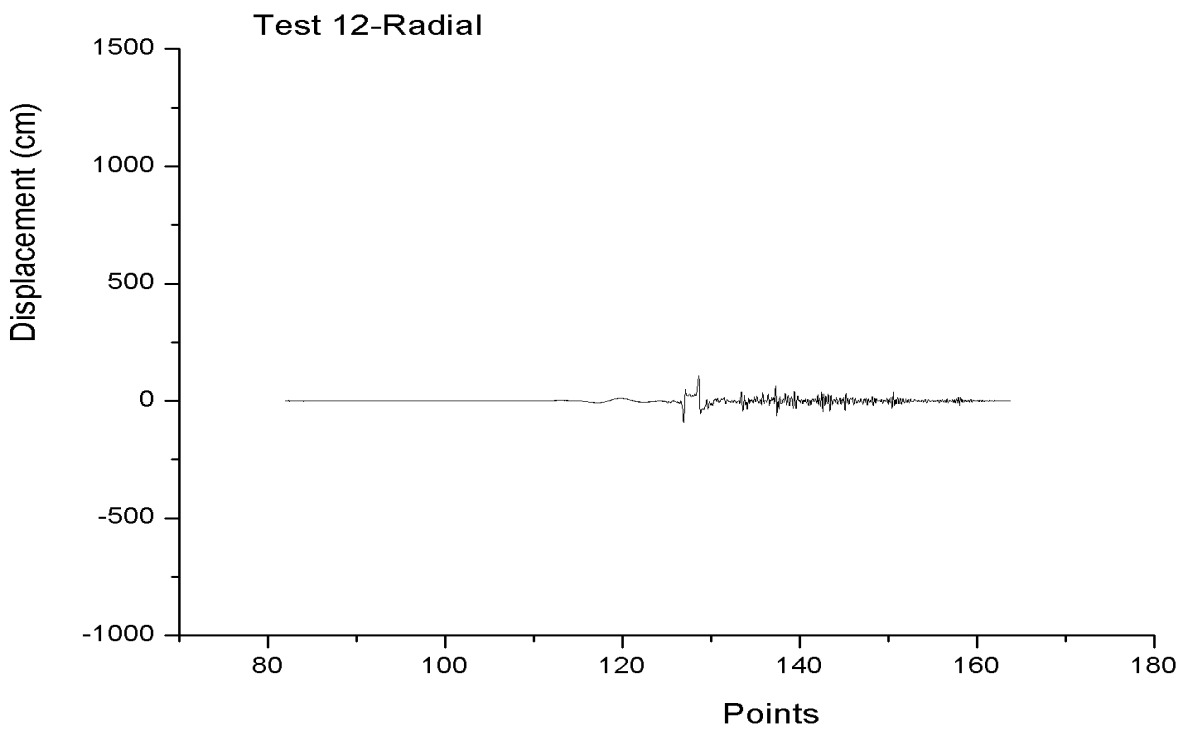
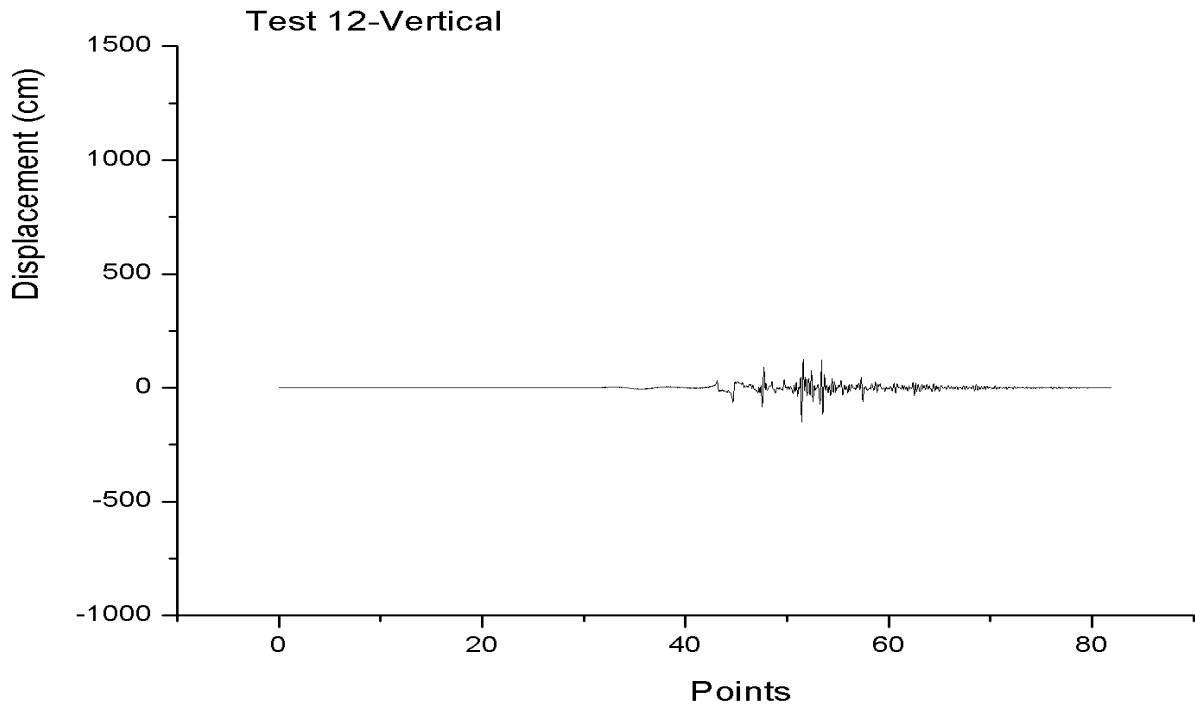


### Προσομοίωση 22

Απόσταση σειсмоγράφου: 48 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04

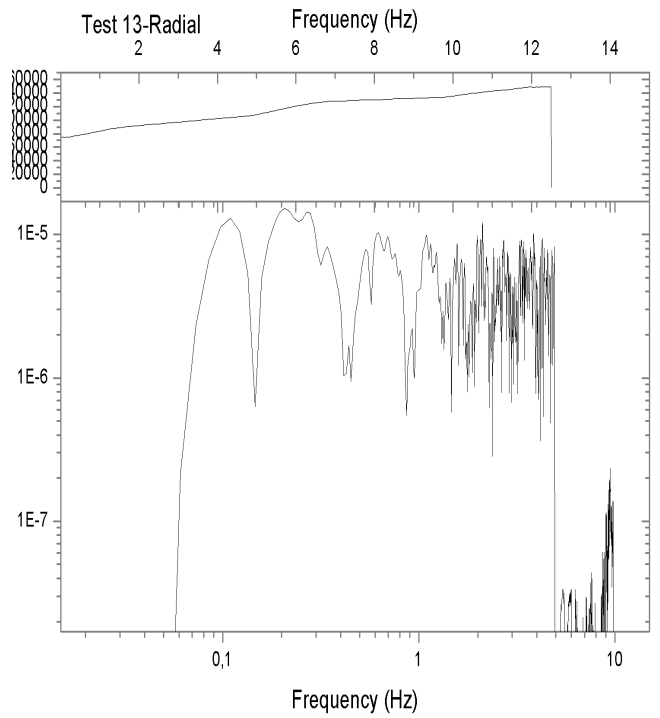
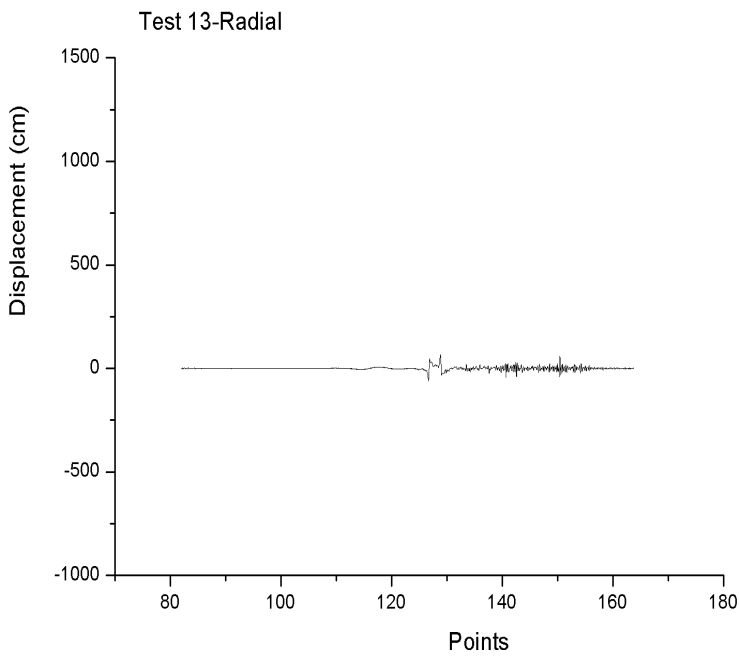
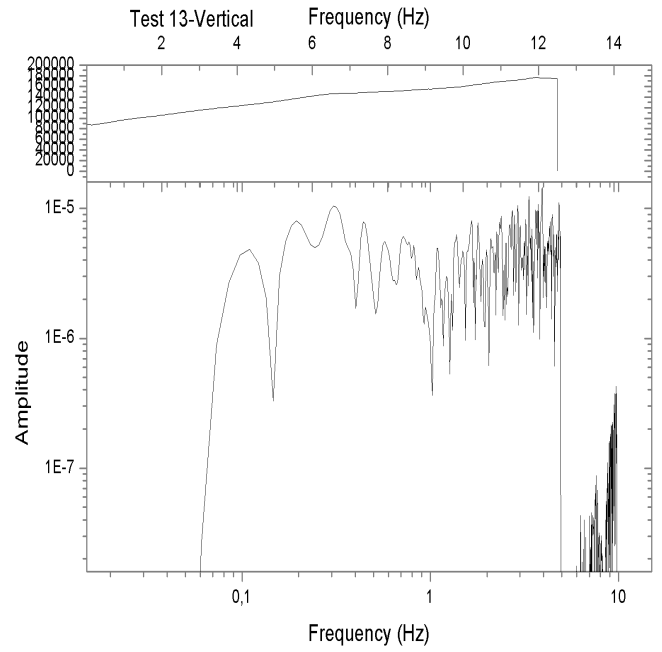
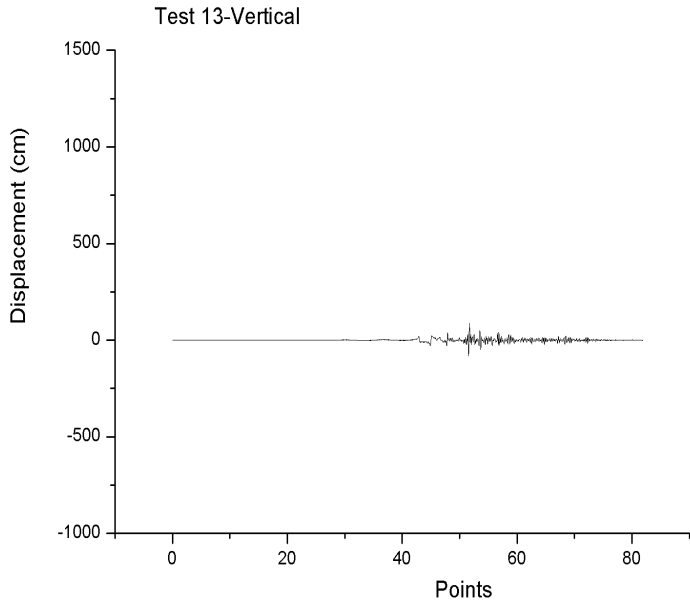


### Προσομείωση 23

Απόσταση σειсмоγράφου: 60 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04

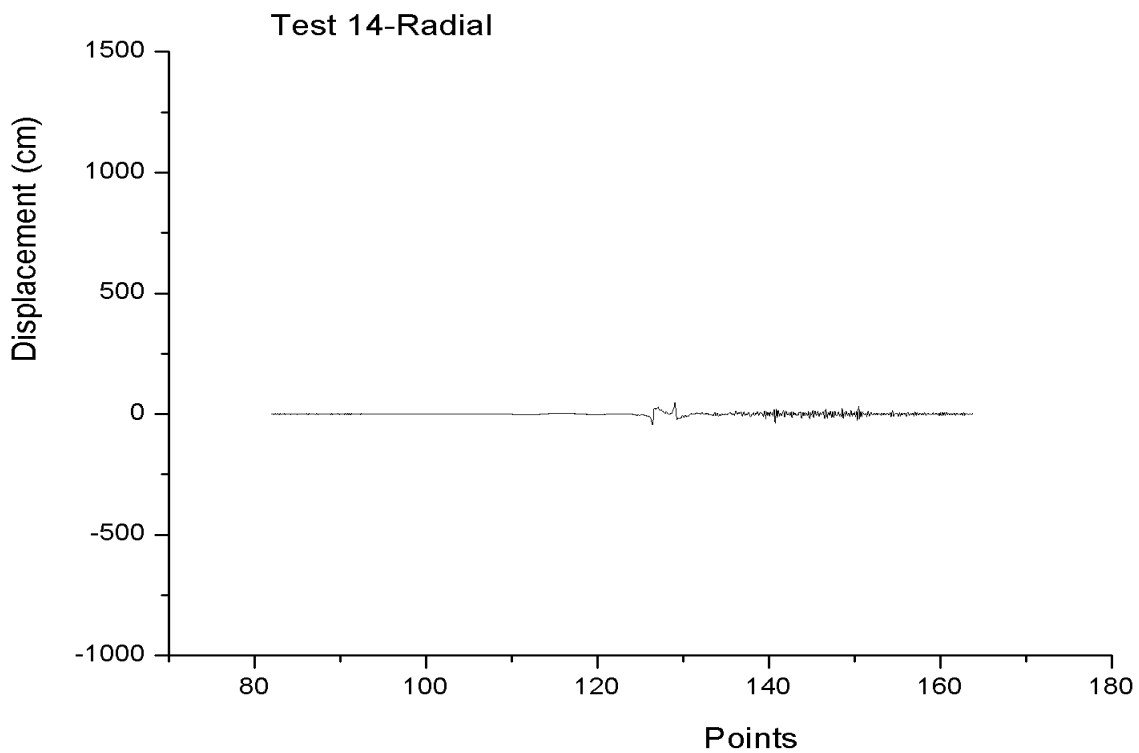
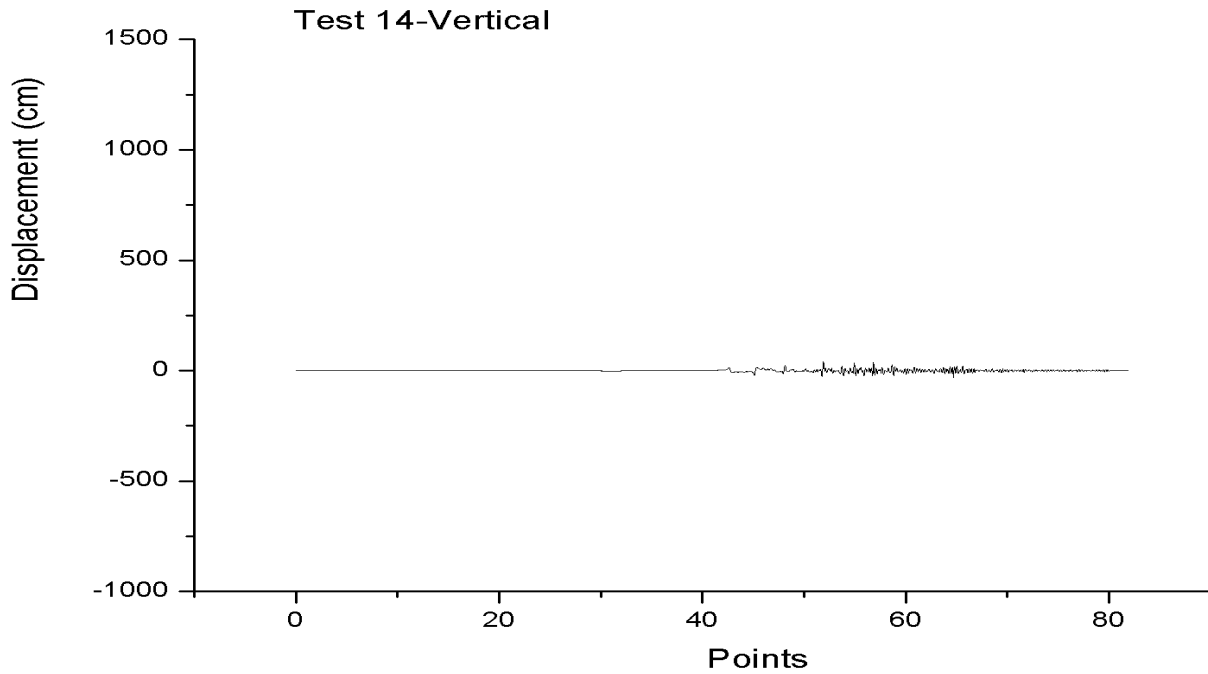


### Προσομοίωση 24

Απόσταση σειсмоγράφου: 72 km

Αζιμούθιο: 180°

Δειγματοληψία: 0,04



---

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5<sup>ο</sup> Συμπεράσματα και προτάσεις

---

### 5.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα εργασία έγινε προσπάθεια προσομοίωσης της εδαφικής μετατόπισης και ταχύτητας για τα χαρακτηριστικά του σεισμού της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 στην ΒΔ περιοχή της δυτικής Κρήτης. Χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ECR το οποίο γράφτηκε σε FORTRAN 77 από τον Dr. Kennett B.L.N. Το πρόγραμμα τροποποιήθηκε στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας από την Δρ. Κόκκινου Ε., με σκοπό να λαμβάνονται σε ASCII Format τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για την εδαφική μετατόπιση. Επίσης μετά από προσωπική επικοινωνία της προαναφερθείσας ο Dr. Kennett B.L.N, διέθεσε τον κώδικα για την απεικόνιση των συνθετικών σειсмоγραμμάτων της εδαφικής ταχύτητας.

### 5.2 Συμπεράσματα

Με την ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας και μετά από επισταμένη μελέτη των αποτελεσμάτων προκύπτουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Η εδαφική μετατόπιση για τον σεισμό της 24<sup>ης</sup> Ιουλίου 2004 στην περιοχή της ΒΔ Κρήτης, προσομοιώνεται ικανοποιητικά σε αποστάσεις πάνω από την σεισμική εστία και μικρότερες των 24 Km. Για την ακρίβεια εντοπίζεται η είσοδος των P και S κυμάτων, αλλά επίσης καθορίζεται ικανοποιητικά και η διάρκεια της σεισμικής κίνησης. Σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 24 Km εντοπίζεται η είσοδος των P κυμάτων.
- Η εδαφική ταχύτητα προσομοιώνεται ικανοποιητικά για το πεδίο κοντά στην σεισμική εστία, ενώ στους απομακρυσμένους δέκτες εντοπίζεται αρκετά ικανοποιητικά η είσοδος των P κυμάτων καθώς και των μεταλλαγμένων φάσεων τους.
- Τα παραπάνω αφορούν διάστημα δειγματοληψίας 40 ms. Για μικρότερα διαστήματα δειγματοληψίας προκύπτει πρόβλημα υπολογιστικής ισχύος.
- Το πρότυπο δομής του φλοιού που υιοθετήθηκε για την περιοχή της ΒΔ Κρήτης προσεγγίζει αρκετά καλά την κατακόρυφη ετερογένεια του φλοιού και αυτό συμπεραίνεται μετά από σύγκριση των

συγκεκριμένων συνθετικών καταγραφών με τις πραγματικές, όπου προσεγγίζεται καλά η πολυπλοκότητα των πραγματικών.

- Σημαντικό βήμα στην συγκεκριμένη εργασία υπήρξε η επέμβαση στις παραμέτρους που καθορίζουν τον μηχανισμό της πηγής. Χρησιμοποιήθηκε ο στιγμιαίος τανυστής από τις αναλύσεις για τον συγκεκριμένο σεισμό του Harvard. Με βάση όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως και την μελέτη των αποτελεσμάτων κρίνεται μέτριος ο καθορισμός των παραμέτρων της σεισμικής πηγής.
- Το πρόγραμμα ECR αποδεικνύεται ικανοποιητικό για την προσομοίωση του κυματικού πεδίου κοντά στην πηγή, αλλά χρειάζεται τροποποιήσεις για να περιγράψει το κυματικό πεδίο σε τηλεσεισμικές αποστάσεις. Για παράδειγμα δεν λαμβάνονται υπόψη η πλευρικές ετερογένειες του φλοιού.

### 5.3 Προτάσεις

Με βάση όσα έχουν αναφερθεί στις προηγούμενες παραγράφους προτείνονται τα παρακάτω:

- Προσομοιώσεις με μικρότερα διαστήματα δειγματοληψίας πιστεύεται ότι θα προσεγγίσουν αρκετά καλά το κυματικό περιεχόμενο των πραγματικών καταγραφών.
- Απαιτείται ακριβέστερος καθορισμός του βάθους της σεισμικής εστίας. Πιστεύεται ότι αν επαναπροσδιοριστούν τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου σεισμού με το πρότυπο φλοιού που χρησιμοποιήθηκε στην συγκεκριμένη εργασία η προσέγγιση των πραγματικών καταγραφών θα είναι ακριβέστερη.

---

## *ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ*

---

- Beresnev I. A., and Atkinson G.M., 1997, Modeling finite-fault radiation from the  $\omega^n$  spectrum, Bull. Seism. Soc. Am. 87, 67-84.
- Bouchon M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bull. Seismol. Soc. Amer., 71, pp. 959-971.
- Claerbout J. F., 1976, Fundamentals of Geophysical Data Processing: New York, Mc Graw Co, Inc.
- Coutant O., 1989, Program of Numerical Simulation AXITRA, Research report LGIT, Genoble in France.
- Kennett B. L. N. and Furumura T., 2002, The influence of 3-D structure on the propagation of seismic waves away from earthquake, Pure appl. Geophys., 159, 2113-2131.
- Kennett B. L. N., 1983, Seismic Wave Propagation in Stratified Media, Cambridge University Press.
- Kennett B. L. N., 1988, Systematic Approximations to the Seismic Wave Field, Earthquake Algorithms, ed D. J. Doornbos, Academic Press.
- Kokinou E. and Vafidis A., 2003, Seismic modelling of marine reflection data from Ionian Sea, Journal of the Balkan Geophysical Society, 6.1, pp.21-36.
- Komatitsch D., Tsuboi S., Ji C., and Tromp J., A 14.6 billion degrees of freedom, 5 teraflops, 2.5 terabyte earthquake simulation on the Earth Simulator, Proceedings of the ACM/IEEE SC2003 conference, published on CDROM, 2003.
- Levin F. K., 1971, Apparent velocity from dipping interface reflection, Geophysics, 36, pp.510-516.
- Lindseth O. R., 1982, Digital Processing of Geophysical Data: A review Continuing Education Program, Soc. of Expl. Geophysics, 1.14-1.18.
- Marson-Pidgeon K. and Kennett B.L.N., 2000, Flexible computation of teleseismic synthetics for source and structural studies, Geophys. J. Int., 143, 689 – 699.
- Mc Quillin R., Bacon M., Barclay W., 1984, Reflection seismics in petroleum exploration, Graham & Trotman Publishing.
- Papanikolaou D. and Nomikou P., 1998, Morphotectonics of Kos island Dodekanese, Greece., 15<sup>th</sup> Congress of the Carpath-Balkan Geological Association, (Vienna, August 1998)., Newsletter of the European centre on prevention and forecasting of earthquakes, Issue No2 (Athens, September 1998).
- Παπαζάχος Β., 1989, Εισαγωγή στη σεισμολογία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.



Papazachos et al. 2000, Accelerated Preshock Deformation of Broad Regions in the Aegean Sea., Pure Appl. Geophys., 157, 1663-1681.

Robinson E. A., 1983, Seismic velocity analysis and the convolutional model, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht / Boston / Lancaster.

Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodulidis N., 2004, Stochastic Strong Ground-Motion Simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake, Bull. of the Seism. Soc. of America, 94, 3, pp. 1036-1052.

Taner M. T., and Koehler F., 1969, Velocity Spectra-Digital computer derivation and application of velocity functions. Geophysics, 34, p.859.

Zahradnik J., 2002, The weak-motion modeling of the Skyros Island, Aegean Sea, Mw=6.5 Earthquake of July 26, 2001, Stud. Geophys. Geod, 46 (2002), pp. 753-771.

Διευθύνσεις στο Διαδίκτυο

[www.aegean.gr](http://www.aegean.gr)

[www.physics4u.gr](http://www.physics4u.gr)

[www.learn-hazards.org](http://www.learn-hazards.org)

[www.gea-ecological.gr](http://www.gea-ecological.gr)

[www.oasp.gr](http://www.oasp.gr)

[www.survey.ntua.gr](http://www.survey.ntua.gr)