

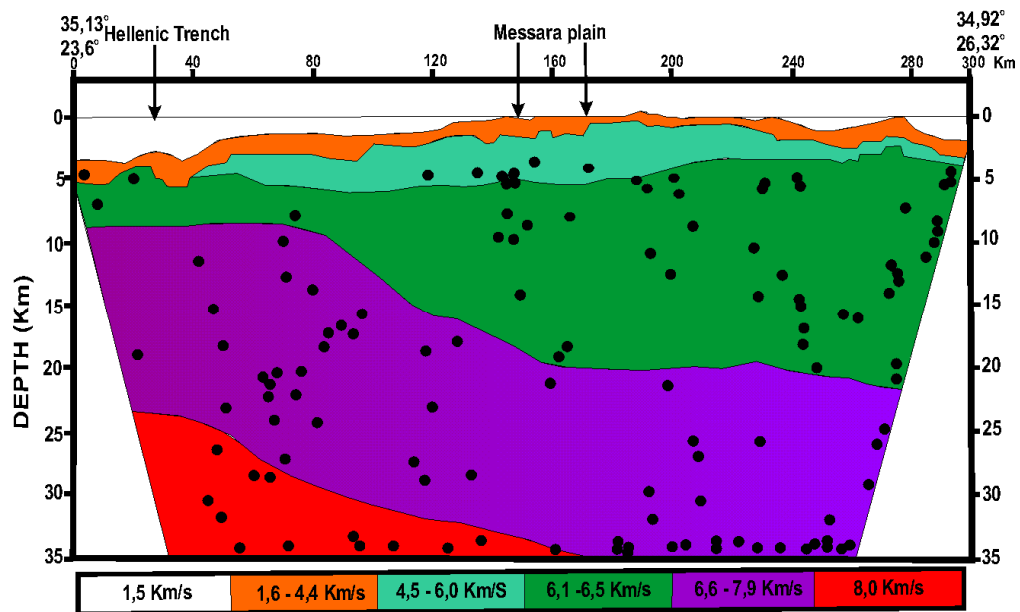


Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

**ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ
ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ**



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Σειραγάκης Μανώλης

Μάρτιος 2010



Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ



***ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ
ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ***

Σειραγάκης Μανώλης

Μάρτιος 2010

Επιβλέπουσα : *Δρ. Κόκκινου Ελένη*
Επίκουρος Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : *Δρ. Ελένη Κόκκινου*
: *Δρ. Σάλτας Βασίλειος*
: *Δρ. Χατζηανγουστή Δέσποινα*

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

Ευχαριστίες

Μέσα από αυτό το σημείωμα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτριά μου, κυρία Ελένη Κόκκινου, για όλη την βοήθεια που μου προσέφερε στο διάστημα της επιμέλειας της πτυχιακής μου εργασίας. Επίσης θέλω να την ευχαριστήσω για την επιλογή του θέματος, γιατί παρόλο που στην αρχή μου φάνηκε δύσκολο και ότι δεν θα τα κατάφερνα, τελικά μου δόθηκε η ευκαιρία να ασχοληθώ με θέματα δομής του φλοιού. Χωρίς όμως την υπομονή, την κατανόηση, την διάθεσή της να μοιράζεται τις γνώσεις και την ικανότητά της να εξηγεί τους πιο σύνθετους όρους με τις πιο απλές λέξεις, δεν θα μπορούσα να καταφέρω τίποτα. Για αυτούς τους λόγους λοιπόν, όπως και για πολλούς άλλους, θέλω να της εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και να της πω ένα μεγάλο ευχαριστώ. Τα δεδομένα για την παρούσα εργασία προέρχονται από τα Ελληνικά Πετρέλαια. Ολοκληρώνοντας ευχαριστώ την εξεταστική επιτροπή για τον χρόνο που μου διέθεσε.

Περίληψη

Στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής γίνεται προσδιορισμός της δομής του φλοιού μέχρι και τα 35Km βάθος στον ευρύτερο χώρο της Κρήτης. Για το σκοπό αυτό προσδιορίστηκαν οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων ανάκλασης. Στην συνέχεια κατασκευάστηκαν πρότυπα των ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων αυτών. Επιπρόσθετα χρησιμοποιήθηκαν και σεισμολογικά δεδομένα, τα οποία απεικονίστηκαν πάνω στα μοντέλα ταχυτήτων, με στόχο να προσδιοριστεί το ρηχό σεισμογενές γεωλογικό στρώμα της περιοχής. Τέλος προσδιορίζονται οι βασικότερες ιζηματογενείς σειρές αλλά και οι βαθύτερες δομές.

Abstract

The shallow seismogenic layer in the Front of the Hellenic Arc is considered responsible for a large number of earthquakes occurred in Southern Aegean and especially around Crete Island.

Information concerning the seismic velocity structure and local seismicity in the area around Crete Island are combined in order to trace the shallow seismogenic layer. In addition, the relation between the shallow seismogenic layer and the main sedimentary sequences as well as deeper structures is researched.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

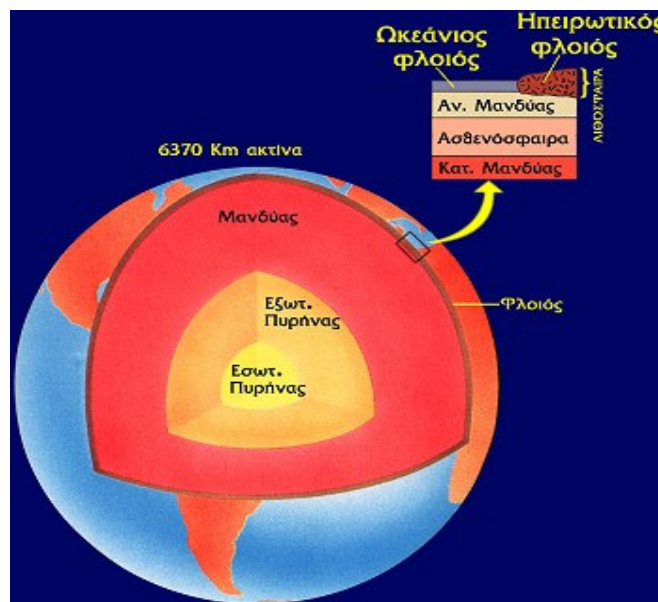
1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΕΝΝΟΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ	6
1.1 Η δομή του εσωτερικού της γης	6
1.2 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες	7
1.3 Τα συστήματα διάρρηξης του φλοιού της γης και η θέση της Ελλάδας στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης	10
1.4 Γενικά για το ελληνικό τόξο	12
1.5 Τα χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου	14
1.6 Τα κυριότερα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου	15
1.7 Σεισμικά κύματα	17
2. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΝΑΚΛΑΣΗ	21
2.1 Γεωμετρία της ανάκλασης	21
2.2 Η μέθοδος προσδιορισμού ταχυτήτων $x^2 - t^2$	23
2.3 Ανάλυση ταχύτητας	25
3. ΠΡΟΤΥΠΟ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ, ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	35
3.1 Εισαγωγή	35
3.2 Στοιχεία από άλλες έρευνες για τον ευρύτερο χώρο της Κρήτης	35
3.3 Γενικά για την δομή της Κρήτης	37
3.3 Πρότυπο ταχυτήτων σεισμικότητα και συμπεράσματα	38
4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	42
5. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	66

1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΕΝΝΟΙΕΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

1.1 Η δομή του εσωτερικού της γης

Η Γη αποτελείται από τρία διαφορετικά στρώματα το **φλοιό**, το **μανδύα** και τον **πυρήνα** (σχ. 1.1), 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 - 70km. Το μέσο πάχος του ωκεάνιου είναι 7 km. Ο μανδύας είναι το αμέσως επόμενο στρώμα και φτάνει μέχρι το βάθος των 2.900 km. Η επιφάνεια που χωρίζει το φλοιό από τον μανδύα, είναι γνωστή με το όνομα **ασυνέχεια Mohorovicic**.



Σχήμα 1.1 Η δομή της Γης

Ως λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται ένα δύσκαμπτο στρώμα, μέσου πάχους 80km 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).

1.2 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες

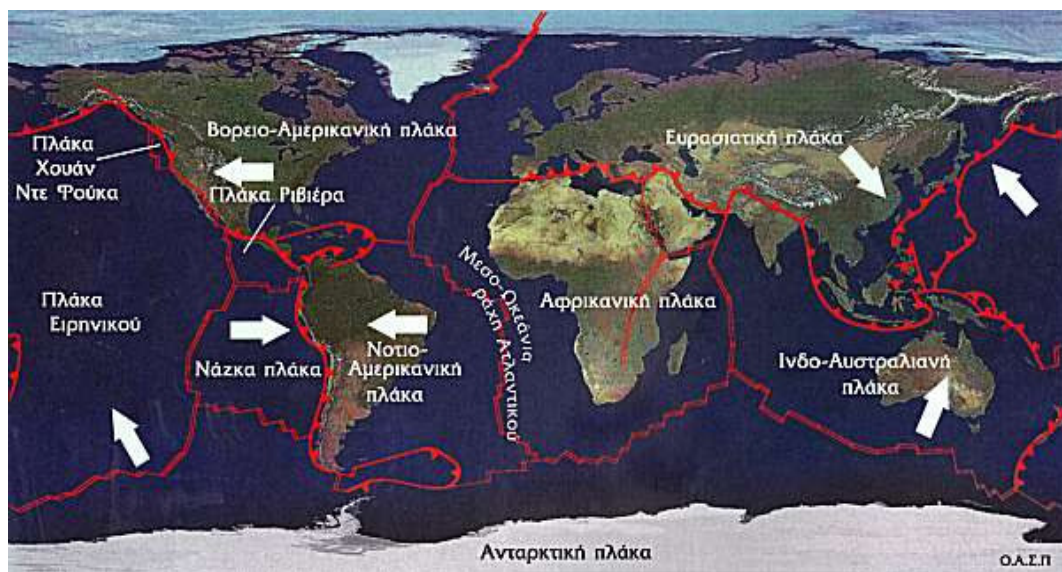
Η λιθόσφαιρα δεν είναι ενιαία αλλά **απαρτίζεται** από ένα σύνολο μεγάλων και μικρότερων πλάκων που ολισθαίνουν πάνω στο υποκείμενο παχύρρευστο μανδουακό υλικό (ασθενόσφαιρα) πραγματοποιώντας σχετικές μεταξύ τους κινήσεις. Οι πλάκες αυτές ονομάζονται **λιθοσφαιρικές πλάκες** (σχ. 1.2). Τα αίτια κίνησής τους πιθανόν να είναι οι οριζόντιες εφαπτομενικές κινήσεις που ασκούνται στον πυθμένα τους από τα θερμικά **ρεύματα μεταφοράς** τα οποία δημιουργούνται στον ασθενοσφαιρικό 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 πλάκων**.

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

- Ευρασιατική
- Αφρικανική
- Αραβική

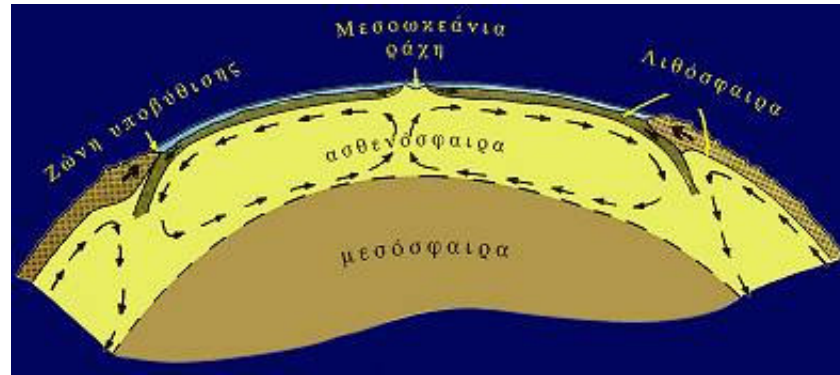
Οι μικρότερες λιθοσφαιρικές πλάκες είναι:

- Ανατολίας
- Αιγαίου
- Αδριατική



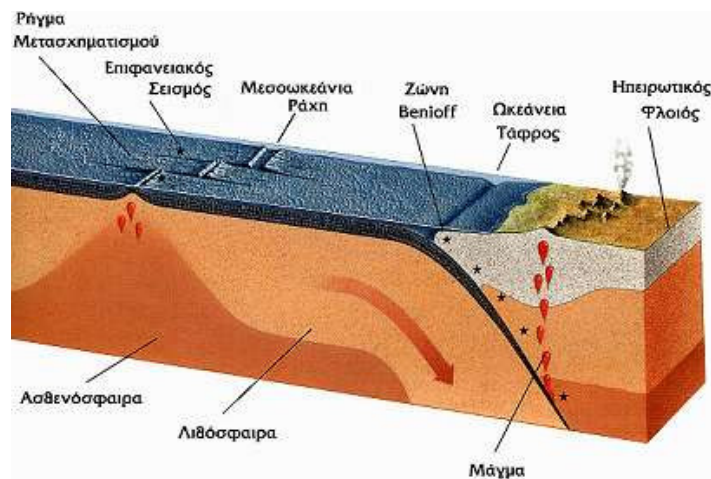
Σχήμα 1.2 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες Οι πλάκες κινούνται προς διαφορετικές διευθύνσεις. Τα βέλη δείχνουν την κίνησή τους

Οι λιθοσφαιρικές πλάκες αλλού **αποκλίνουν**, αλλού **συγκλίνουν** και αλλού η μία κινείται **παράλληλα - εφαιπτομενικά** σε σχέση με τη διπλανή της. Στις περιοχές που αποκλίνουν (σχ. 1.3) οι λιθοσφαιρικές πλάκες **-μεσοωκεάνιες ράχεις-** θερμό ασθενοσφαιρικό 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).



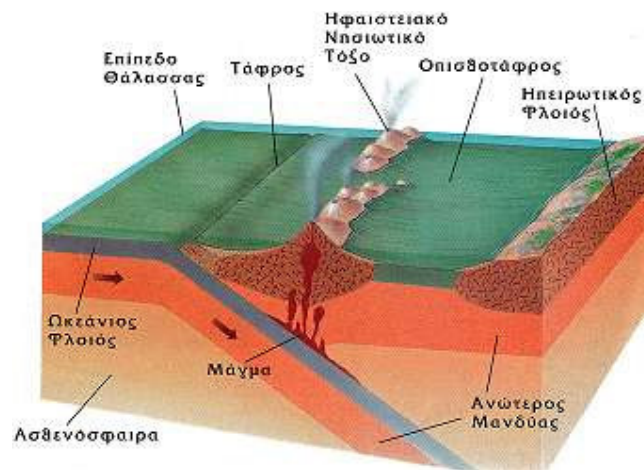
Σχήμα 1.3 Κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών πάνω στην ασθενόσφαιρα

Στις περιοχές που ολισθαίνουν οριζόντια η μία πλάκα σε σχέση με την άλλη, η κίνηση γίνεται κατά μήκος κατακόρυφων **ρηγμάτων μετασχηματισμού** (σχ. 1.4). Στην περίπτωση της σύγκλισης των πλακών (σχ. 1.5) η **πυκνότερη από τις δύο βυθίζεται κάτω από την άλλη** μέχρις ότου λιώσει η πρώτη μέσα στο θερμό μανδουακό υλικό κι έτσι καταστρέφεται λιθοσφαιρικό 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".



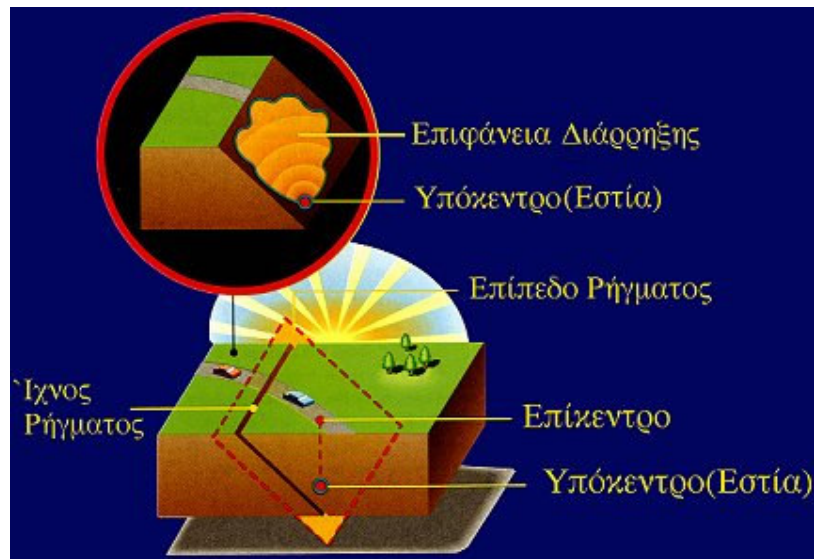
Σχήμα 1.4 Ρήγμα μετασχηματισμού και σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών

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 ισορροπήσουν σε νέες θέσεις. Η επιφάνεια αυτή είναι το **σεισμικό ρήγμα**. Τη χρονική αυτή στιγμή γεννιέται ένας σεισμός.



Σχήμα 1.5 Δημιουργία τόξου που αποτελείται από ωκεάνια τάφρο, ηφαιστειακό - νησιωτικό τόξο και οπισθοτάφρο σε περιοχή υποβύθισης μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την άλλη

Ο χώρος που πρωτοεκδηλώνεται η διάρρηξη των πετρωμάτων (σεισμογόνος χώρος) μπορεί κατά προσέγγιση να θεωρηθεί ως σημείο και ονομάζεται **εστία** ή **υπόκεντρο** του σεισμού (σχ. 1.6). 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 αυτονόητο είναι ότι οι σεισμοί γεννιούνται μόνο μέσα στη λιθόσφαιρα και κατά κύριο λόγο εντοπίζονται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών.

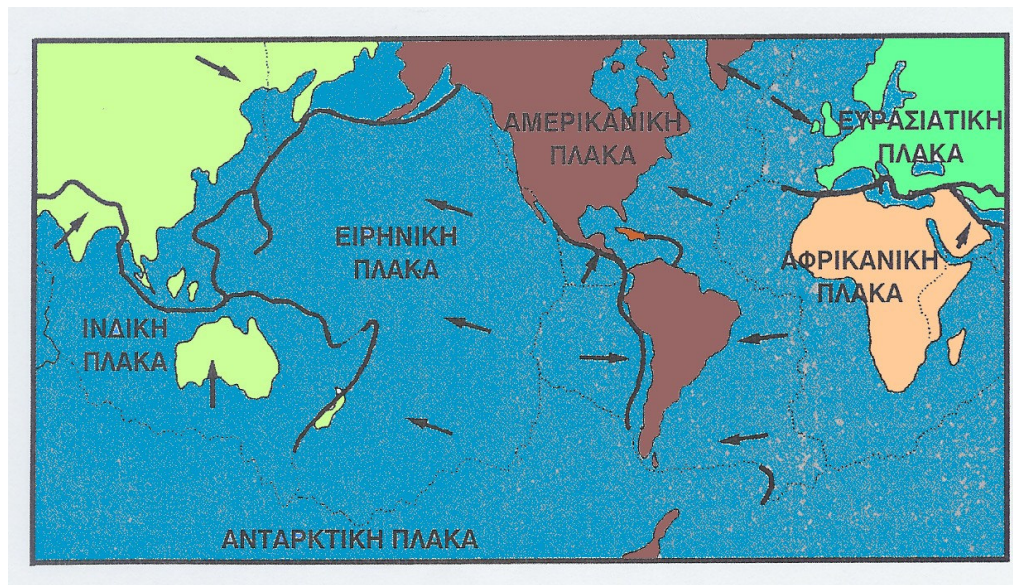


Σχήμα 1.6 Τα χαρακτηριστικά ενός σεισμού

1.3 Τα συστήματα διάρρηξης του φλοιού της γης και η θέση της Ελλάδας στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης

Η σεισμική δράση σε μια περιοχή και τα άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα τα οποία συνδέονται άμεσα με αυτή είναι αποτέλεσμα σχετικά πρόσφατης γεωλογικής διαδικασίας που συνήθως ονομάζεται ενεργός τεκτονική της περιοχής. Η ηλικία αυτής της διαδικασίας είναι σχετικά μικρή (<10 εκατομμύρια χρόνια) σε σχέση με την ηλικία της Γης (4.6 δισεκατομμύρια χρόνια) και με την ηλικία γένεσης του πρώτου ηπειρωτικού φλοιού (3.8 δισεκατομμύρια χρόνια). Τα αίτια των σεισμών και των άλλων γεωδυναμικών φαινομένων βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης και ειδικά μέσα στο φλοιό, ο οποίος έχει ένα μέσο πάχος ίσο προς 35km κάτω από τις ηπείρους και 7km κάτω από τους ωκεανούς, καθώς και κάτω από το φλοιό στο μανδύα της Γης. Η ένταση και η μορφή της ενεργού τεκτονικής διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή. Υπάρχουν περιοχές όπου η τεκτονική δράση είναι υψηλή σήμερα και σε άλλες περιοχές που είναι ασθενής, αλλά σ' ορισμένες απ' αυτές ήταν υψηλή στο γεωλογικό παρελθόν. Τα σημαντικότερα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται σήμερα στην επιφάνεια της Γης είναι αποτέλεσμα της ενεργού τεκτονικής δράσης που λαμβάνει χώρα σε ορισμένες ζώνες της Γης. Αυτές οι ζώνες χωρίζονται σε δύο συστήματα διάρρηξης (σχ. 1.7) και ορίζουν τα όρια των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτά είναι: το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης (παχιές γραμμές στο σχήμα 1.7) και το σύστημα μεσοωκεάνιων ράχων (στικτές γραμμές στο σχήμα 1.7).

Το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης αποτελείται από την Ευρασιατική – Μελανησιακή Ζώνη Διάρρηξης (Γιβραλτάρ – Άλπεις – Βαλκάνια – Ιράν – Ιμαλία – Βιρμανία – Ινδονησία) και την Περιεირηνική Ζώνη Διάρρηξης (οι Περιειρηνικές παράκτιες περιοχές με εξαίρεση της παράκτιες περιοχές της Βόρειας Αμερικής). Στο σύστημα αυτό βρίσκονται όλες οι νέες οροσειρές, τα νησιωτικά τόξα, τα ανδευτικά ηφαίστεια, οι εστίες όλων σχεδόν των σεισμών βάθους ($h > 300\text{km}$) και οι περισσότερες εστίες των επιφανειακών σεισμών. Το σύστημα αυτό αποτελεί περιοχή σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και καταστροφής του φλοιού της Γης.



Σχήμα 1.7 Τα δυο συστήματα των ζωνών διάρρηξης της Γης. Η Ελλάδα βρίσκεται στο τμήμα του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης που χωρίζει την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα από Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα.

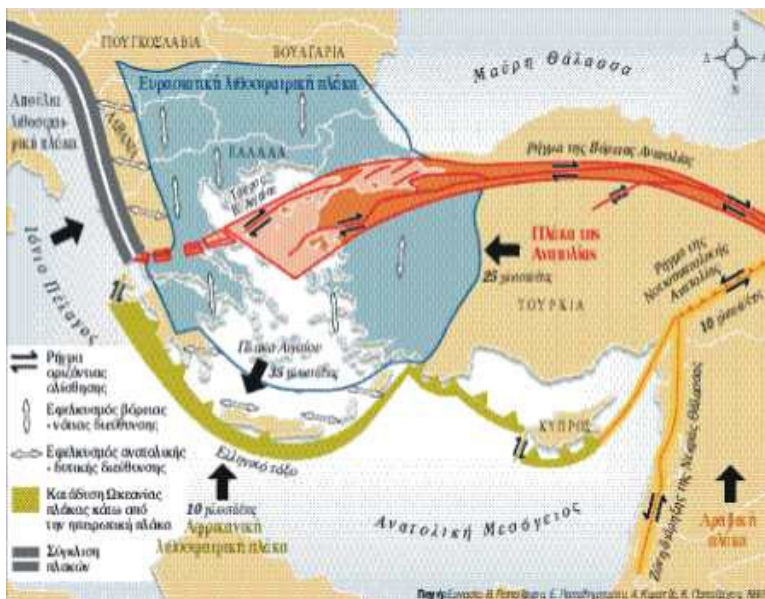
Οι μεσο-ωκεάνιες ράχες είναι ανυψώσεις του ωκεάνιου φλοιού οι οποίες διατρέχουν τον Ατλαντικό ωκεανό από βορρά προς νότο και διασχίζουν τον Ινδικό και τον Ειρηνικό Ωκεανό. Σε μερικές θέσεις τα ύψη αυτών των ράχων (από τον πυθμένα της θάλασσας) είναι μεγαλύτερα από 3000m. Αυτό το σύστημα διάρρηξης διασχίζει και ηπειρωτικές περιοχές, όπως είναι η ανατολική Αφρική και η δυτική βόρεια Αμερική. Στο σύστημα διάρρηξης των μεσοωκεάνιων ράχων συμβαίνουν μόνο επιφανειακοί σεισμοί ($h < 60\text{km}$). Σ' αυτό το σύστημα διάρρηξης πραγματοποιείται απόκλιση λιθοσφαιρικών πλακών και γένεση νέου φλοιού. Η Ελλάδα βρίσκεται στην Ευρασιατική – Μελανησιακή ζώνη του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης και το Ελληνικό τόξο (Ιόνια νησιά – Κρήτη – Ρόδος) και

είναι ένα από τα πιο χαρακτηριστικά νησιωτικά τόξα του συστήματος αυτού. Δηλαδή η Ελλάδα βρίσκεται στο όριο σύγκλισης δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών, της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής. Αυτός είναι ο κύριος λόγος για τον οποίο η ενεργός τεκτονική είναι υψηλή στην περιοχή της Ελλάδας.

1.4 Γενικά για το ελληνικό τόξο

Το ελληνικό τόξο (σχ. 1.8) ξεκινώντας από την Κεφαλονιά, διασχίζει το νότιο Ιόνιο ανατολικά της Πελοποννήσου και περνώντας νότια της Κρήτης καταλήγει στη Ρόδο. Η μεγάλη σεισμικότητα της Ελλάδας (η χώρα μας κατέχει την έκτη θέση στην παγκόσμια κατάταξη και την πρώτη στην Ευρώπη) οφείλεται στα ιδιαίτερα γεωλογικά χαρακτηριστικά της, τα οποία έχουν διαμορφωθεί από τις κινήσεις των τεκτονικών πλακών στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Η Τουρκία κινείται δυτικά προς το Αιγαίο με ταχύτητα 25 χιλιοστά τον χρόνο κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το Αιγαίο ακολουθεί την κίνηση αυτή και κινείται με την ίδια ταχύτητα σε σχέση με την Ευρώπη κατά μήκος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου προς τα δυτικά. Ταυτόχρονα όμως το Αιγαίο, λόγω εσωτερικής παραμόρφωσης, επεκτείνεται προς τα νότια (με μια ταχύτητα η οποία φθάνει περίπου τα 10 χιλιοστά ανά έτος). Με τον τρόπο αυτό, ο ρυθμός ολίσθησης στο νότιο τμήμα του φθάνει ως τα 35 χιλιοστά το έτος, περίπου, με διεύθυνση βορειοανατολικά - νοτιοδυτικά. Επειδή και η Αφρική κινείται προς τα βόρεια (με ταχύτητα 10 χιλιοστά ανά έτος), ο ρυθμός σύγκλισης μεταξύ της αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με εκείνης του Αιγαίου είναι της τάξεως των 45 χιλιοστών το έτος, με αποτέλεσμα τη διαρκή επέκταση του Αιγαίου. Επιπλέον δυτικά του ελληνικού χώρου (στην περιοχή βόρεια της Κεφαλονιάς), η Απουλία μικροπλάκα (Βόρειο Ιόνιο - Αδριατική) εκτελεί μια αριστερόστροφη κίνηση και το ανατολικό της όριο συγκρούεται με την Πίνδο.

Όλες αυτές οι παραπάνω κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που σε γενικές γραμμές θα μπορούσαμε να πούμε ότι αποτελούν και την κύρια αιτία της σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώνεται στον ελληνικό χώρο «συναντώνται» στην περιοχή της Κεφαλονιάς, γεγονός που έχει αποτέλεσμα στον χώρο αυτό να παρουσιάζεται και η μεγαλύτερη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου, ολόκληρης της Ελλάδας και κατ' επέκταση της Ευρώπης.



Σχήμα 1.8 Το Ελληνικό τόξο (Πηγή <http://www.earthquakenet.gr/toellinikotoxo.htm>)

Το ελληνικό τόξο είναι το όριο επαφής και σύγκλισης της αφρικανικής με την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα, που η πρώτη βυθίζεται με ταχύτητα περίπου 4,5 εκατοστών τον χρόνο κάτω από τη δεύτερη. Το γεωδυναμικό αυτό φαινόμενο είναι η κύρια αιτία εκδήλωσης των περισσότερων σεισμών στην Ελλάδα. Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα παρουσιάζεται στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου.

Κατά μήκος των ακτών της Δυτικής Ελλάδας από την Κέρκυρα ως τη Δυτική Κρήτη, η σεισμική δραστηριότητα μπορεί να διακριθεί γενικά σε τρεις περιοχές. Η πρώτη περιοχή βρίσκεται βορείως της Λευκάδας και η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται σε συμπιεστικές δυνάμεις περίπου ανατολικής - δυτικής διεύθυνσης (κάθετες στη διεύθυνση των ακτών της Δυτικής Ελλάδας). Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται νοτίως της Κεφαλονιάς και αποτελεί το δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται στη σύγκλιση μεταξύ της αφρικανικής πλάκας και του Αιγαίου και της κατάδυσης της πρώτης κάτω από τη δεύτερη. Αποτέλεσμα της κατάδυσης αυτής είναι και η εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας ενδιάμεσου βάθους (εστιακά βάθη σεισμών μεγαλύτερα των 60 χιλιομέτρων) κάτω από την Πελοπόννησο και ανατολικά αυτής περίπου ως τον χώρο των Κυκλάδων. Η τρίτη περιοχή βρίσκεται μεταξύ των δύο προηγούμενων, στον ευρύτερο χώρο της Κεφαλονιάς, από τη Ζάκυνθο ως τη Λευκάδα. Η σεισμική δραστηριότητα εδώ εκδηλώνεται κυρίως κατά μήκος ενός ρήγματος, το οποίο έχει διεύθυνση βορειοανατολική - νοτιοδυτική. Με άλλα λόγια, η σεισμική δραστηριότητα στον χώρο αυτό εκδηλώνεται επειδή έχουμε μια οριζόντια κίνηση του χώρου νοτίως του ρήγματος προς τα νοτιοδυτικά (προς τη Μεσόγειο) και του

χώρου βορείως του ρήγματος προς τα βορειοανατολικά (προς την Πίνδο). Η συνολική σχετική κίνηση κοντά στο ρήγμα αυτό είναι της τάξεως των 25 χιλιοστών ανά έτος. Χαρακτηριστικό της σεισμικής δραστηριότητας στη Δυτική Ελλάδα που οφείλεται στις τεκτονικές ιδιότητες της περιοχής, είναι ο μεγάλος αριθμός μικρών και ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών αλλά και η μεγαλύτερη συχνότητα γένεσης ισχυρών, καταστρεπτικών σεισμών. Έτσι παρά το γεγονός ότι στον χώρο αυτό τα μεγέθη των μεγαλύτερων σεισμών είναι λίγο μικρότερα από ότι σε άλλες περιοχές του ελληνικού χώρου, ο σεισμικός κίνδυνος είναι σαφώς μεγαλύτερος εξαιτίας της συχνότητας γένεσης σεισμών ικανών να προκαλέσουν καταστροφές.

1.5 Τα χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου

Το νησιωτικό τόξο της Ελλάδας (που κάποιες φορές αναφέρεται και σαν "τόξο του Αιγαίου") είναι χαρακτηριστικό παράδειγμα νησιωτικού τόξου. Δημιουργείται λόγω της σύγκλισης της Αφρικανικής τεκτονικής πλάκας με την Ευρασιατική (με ρυθμό περίπου 2,5 cm/χρόνο) στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου.

Η πρόταφος^f εκτείνεται από τη Ρόδο, περνά νότια της Κρήτης, ΝΔ της Πελοποννήσου και φτάνει μέχρι τα Ιόνια νησιά. Το βάθος της είναι αρκετά μεγάλο, και περιλαμβάνει και το βαθύτερο σημείο της Μεσογείου (ανοιχτά της Μάνης, με βάθος περίπου 5.200 μέτρα).

Το νησιωτικό τόξο περιλαμβάνει τα νότια Δωδεκάνησα, την Κρήτη, τμήματα της Νότιας και Δυτικής Πελοποννήσου και τα νότια Ιόνια Νησιά (Ζάκυνθος, Κεφαλονιά, Λευκάδα).

Βόρεια της Κρήτης παρατηρείται αβαθής θάλασσα, το Κρητικό και Καρπάθιο πέλαγος.

Τέλος, η εικόνα συμπληρώνεται από την ύπαρξη του ηφαιστειακού τόξου του νότιου Αιγαίου, που περιλαμβάνει τα νησιά Νίσυρος, Σαντορίνη, Μήλος, Κίμωλος, Κως, τα Μέθανα και το Σουσάκι Κορινθίας, όπου παρατηρείται ηφαιστειακή ή/και γεωθερμική δραστηριότητα. Παρατηρείται επίσης βαρυτομετρική και γεωμαγνητική ανωμαλία στην περιοχή.

^f Η πρόταφος, είναι μια στενή περιοχή όπου παρατηρούνται μεγάλα βάθη στη θάλασσα

Η ζώνη Benioff^f του ελληνικού τόξου εκτείνεται σε όλο το νότιο και κεντρικό Αιγαίο. Χωρίζεται σε τρεις περιοχές:

- Μια περιοχή που δίνει επιφανειακούς **σεισμούς** βάθους 0-60 km και περιλαμβάνει την Κρήτη, τη Ρόδο, τη Νότια Πελοπόννησο και τα Νότια Επτάνησα.
- Μια δεύτερη ζώνη, που συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο και δίνει σεισμούς επικεντρικού βάθους περίπου 100 km.
- Τέλος, μια τρίτη ζώνη, που αντιστοιχεί στο κάτω μέρος της Αφρικανικής πλάκας, περίπου στο κεντρικό Αιγαίο και δίνει σεισμούς με μέσο βάθος περίπου 160 km.

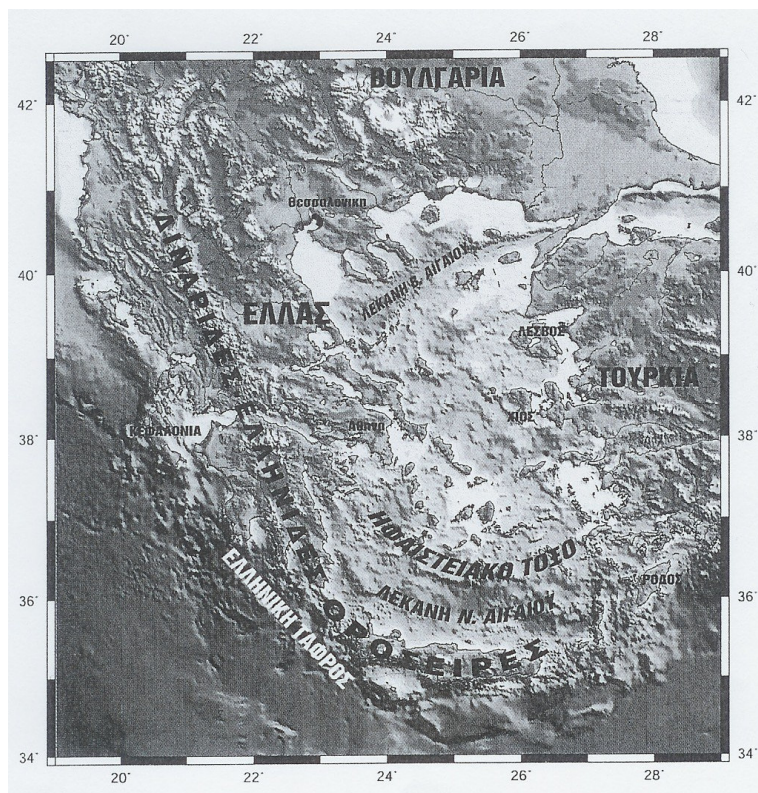
Από τα βάθη των εστιών και τη θέση των επικέντρων των σεισμών συμπεραίνεται ότι η Αφρικανική πλάκα καταβυθίζεται με γωνία περίπου 15 μοιρών κοντά στην Κρήτη, ενώ στο χώρο του ηφαιστειακού τόξου-κεντρικού Αιγαίου η καμπυλότητα αυξάνεται και φτάνει περίπου στις 35-38 μοίρες με το οριζόντιο.

Οι σεισμοί που δίνει η πρώτη ζώνη, λόγω του μικρού βάθους τους, έχουν ιδιαίτερα μεγάλη ένταση και ανάλογα καταστροφικά αποτελέσματα.

1.6 Τα κυριότερα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου

Τα πιο ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης στην περιοχή αυτή είναι η Ελληνική Τάφρος, το Ελληνικό Τόξο και η λεκάνη του βόρειου Αιγαίου. Το σχήμα 1.9 δείχνει την Ελληνική Τάφρο, τον κύριο άξονα της Αλπικής πτύχωσης στην περιοχή της Ελλάδας (Διναρίδες – Ελληνίδες οροσειρές), το ηφαιστειακό τμήμα του Ελληνικού τόξου, τη λεκάνη του νότιου Αιγαίου (Κρητικό πέλαγος) και τη λεκάνη του βορείου Αιγαίου.

^f Καθώς η λιθσφαιρική πλάκα βυθίζεται μέσα στην ασθενόσφαιρα στη ζώνη καταβύθισης ασκούνται πάνω της δυνάμεις που έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία σεισμών βάθους και ενδιάμεσου βάθους. Η διασπορά των σεισμών στο χώρο δείχνει ότι οι εστίες τους βρίσκονται σε γενικές γραμμές πάνω σε ένα επίπεδο που κλίνει προς τα κάτω, από την ωκεάνεια τάφρο προς την ήπειρο. Αυτό το επίπεδο είναι γνωστό ως ζώνη Benioff. Το πάχος της ζώνης αυτής κυμαίνεται μεταξύ 20 - 100 km και έχει γωνία κλίσεως 30 - 70. (<http://www.seismos.gr/>)



Σχήμα 1.9 Κόρια χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές

Η Ελληνική Τάφρος αποτελείται από σειρά γραμμικών τάφρων μικρότερου μήκους (τάφροι του Πλινίου και του Στράβωνα νοτιοανατολικά της Κρήτης). Αυτή είναι παράλληλη προς το Ελληνικό Τόξο και παρόμοια, ως προς πολλές ιδιότητες, με τις ωκεάνιες τάφρους που βρίσκονται στα κυρτά μέρη των νησιωτικών τόξων όπου πραγματοποιείται σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών.

Το Ελληνικό Τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο, το οποίο συνδέει τις Διναρικές Άλπεις με τις Τουρκικές Ταυρίδες, και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο, το οποίο είναι παράλληλο προς το ιζηματογενές τόξο και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 120km απ' αυτό (Papazachos and Comninakis 1971). Το ιζηματογενές τόξο (νότια οροσειρά των Ελληνίδων, Ιόνια νησιά, Κρήτη, Κάρπαθος, Ρόδος) αποτελείται από Παλαιοζωικά μέχρι Τριτογενή πετρώματα, ενώ το ηφαιστειακό τόξο από διάφορα ηφαιστειακά νησιά, ενεργά ανδευτικά ηφαίστεια (Μέθανα, Σαντορίνη, Νίσυρος), θειονίες και αμιίδες (Σουσάκι, Μήλος, Κως). Μεταξύ του ιζηματογενούς και του ηφαιστειακού τόξου υπάρχει το κρητικό πέλαγος (λεκάνη του Νότιου Αιγαίου) με μέγιστο βάθος θάλασσας περίπου 2000 μέτρα. Το πιο ενδιαφέρον τοπογραφικό χαρακτηριστικό τεκτονικής προέλευσης στο βόρειο Αιγαίο είναι η λεκάνη του βορείου Αιγαίου με μέγιστο βάθος θαλάσσιου πυθμένα

περίπου 1500 μέτρα. Συνέχιση της λεκάνης αυτής προς τα ανατολικά αποτελούν οι μικρές λεκάνες της θάλασσας του Μαρμαρά.

1.7 Σεισμικά κύματα

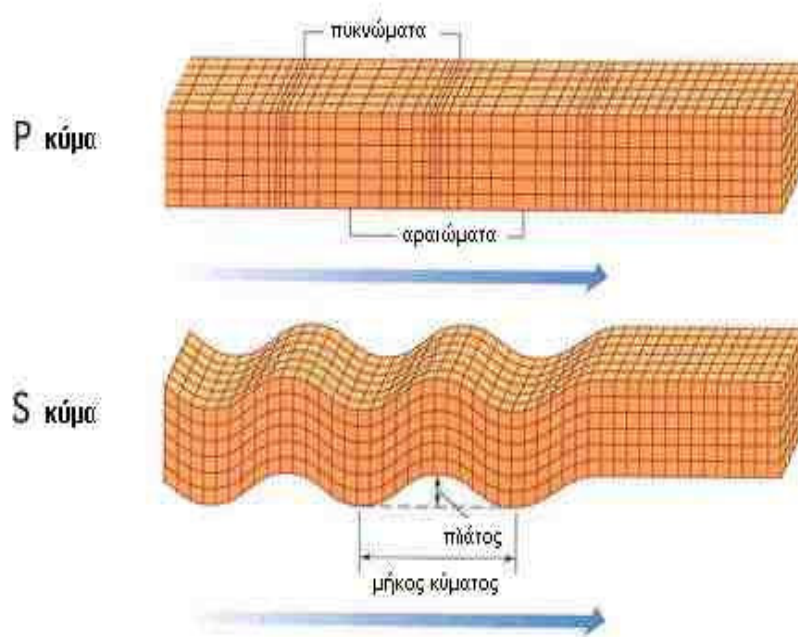
Όταν προκληθεί μια διατάραξη σε ένα απεριόριστο ελαστικό και ισότροπο μέσο παράγονται δύο είδη ελαστικών κυμάτων τα οποία ονομάζονται *ελαστικά κύματα χώρου* (σχ. 1.10). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα στοιχεία του μέσου αντιδρούν τόσο στη μεταβολή του όγκου τους όσο και στη μεταβολή του σχήματός τους.

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 σε ορισμένο σεισμολογικό σταθμό και αναγράφονται πρώτα 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. 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.[1]
 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.



Σχήμα 1.10 Διάδοση των κυμάτων χώρου

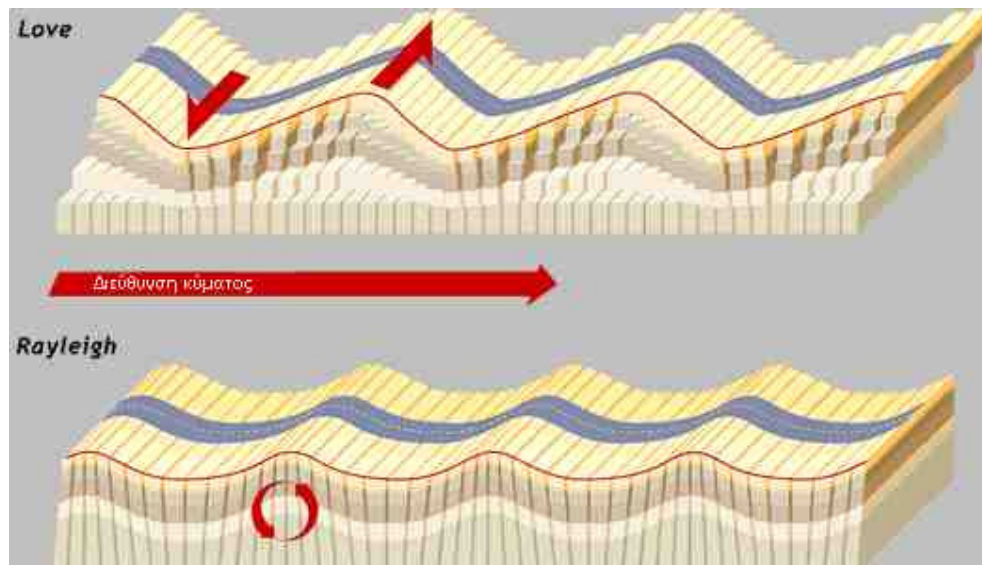
Τα κύματα P ταξιδεύουν δύο φορές γρηγορότερα από τα δευτερεύοντα (S) κύματα και αυτά είναι που φέρνουν την ισχυρή καταστρεπτική μετακίνηση του εδάφους, χαρακτηριστική των μεγάλων σεισμών. Τα κύματα S χρησιμοποιούνται παραδοσιακά για να αξιολογήσουν το μέγεθος ενός σεισμικού γεγονότος.

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

Όταν μία διατάραξη συμβαίνει όχι σε ένα απεριόριστο ελαστικό μέσο αλλά 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 (σχ. 1.11). Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh, 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. 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.



Σχήμα 1.11 Διάδοση των κυμάτων Love και Rayleigh

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. Η ολίσθηση του βράχου πάνω από ένα άλλο σε ένα σεισμό απελευθερώνει ενέργεια που κάνει το έδαφος να δονείται. Αυτή η δόνηση ωθεί το πλαϊνό τμήμα του εδάφους και το

αναγκάζει να δονηθεί. Έτσι συνεχίζεται να διαδίδεται η ενέργεια του σεισμικού κύματος.

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:

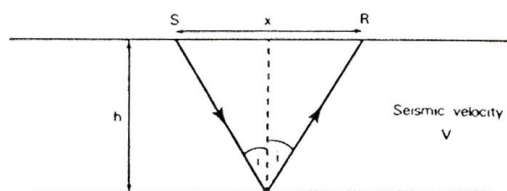
- Ιδιότητες της σεισμικής εστίας
- Ιδιότητες του δρόμου διάδοσης
- Ιδιότητες της θέσης

2. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΝΑΚΛΑΣΗ

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. 2.1).



Σχήμα 2.1 Γεωμετρία της ανάκλασης (McQuillin et al., 1984)

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

$$t(x) = \frac{\sqrt{h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2}}{V} \quad (1)$$

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

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

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

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):

$$\Delta T_{\text{NMO}} = t(x) - t(0) = t(0) \left[\left(1 + \frac{x^2}{V_n^2 t^2(0)} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \quad (3)$$

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 :

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

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:

$$V_{rms}^2 = \frac{\left(\sum_{n=1}^k V_n^2 \cdot t_n \right)}{t_0} \quad (5)$$

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

$$t^2 = t_0^2 + \frac{\chi^2}{V^2} \quad (6)$$

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

$$t^2 = t_0^2 + \chi^2 \cdot \cos^2 \theta \bigg/ V^2 \quad (7)$$

οπότε θ είναι η συνιστώσα της κλίσης (component of dip) κατά μήκος της τομής. Η κανονική χρονική απόκλιση (NMO) υπολογίζεται από την σχέση 3 όπως και στην περίπτωση οριζόντιου στρώματος, αλλά η φαινόμενη ταχύτητα είναι $\frac{V}{\cos \theta}$.

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

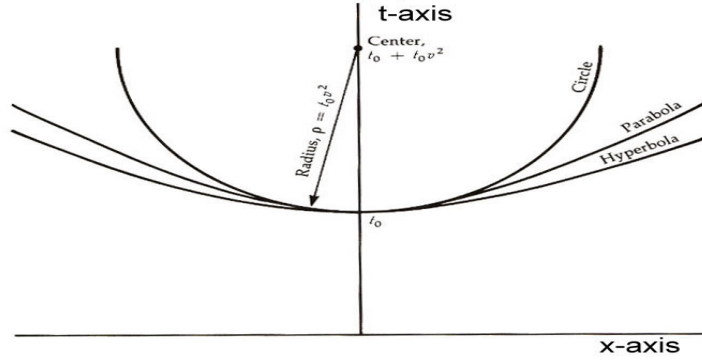
Η καμπύλη χρόνου διαδρομής ανακλάσεων από επίπεδη διαχωριστική επιφάνεια, συναρτήσει της απόστασης πηγής-γεωφώνου, είναι η υπερβολή (σχ. 2.2), που περιγράφεται από την σχέση:

$$t^2 - \frac{x^2}{V^2} = t_0^2 \quad (8)$$

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

$$u = x^2$$

$$w = t^2$$



Σχήμα 2.2 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:

$$w = \frac{u}{V^2} + t_0^2 \quad (9)$$

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

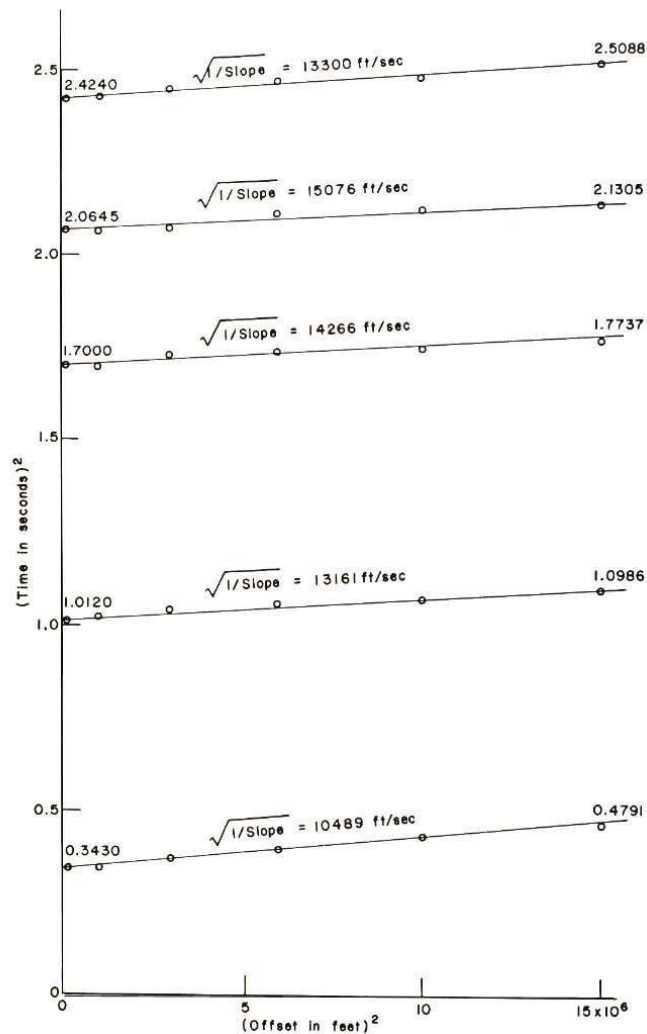
Όταν υπάρχουν περισσότερες διαχωριστικές επιφάνειες, προκύπτουν καμπύλες, που διατηρούν όμως την υπερβολική μορφή τους. Σε διάγραμμα $x^2 - t^2$ οι καμπύλες προσεγγίζονται με ευθείες γραμμές, οι οποίες όμως παρουσιάζουν μικρή καμπύλωση καθώς αυξάνει το u . Πάντως και αυτή η ελάχιστη καμπύλωση τελικά προσεγγίζεται με ευθεία γραμμή (σχ. 2.3).

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) :

$$b = \frac{N \cdot \sum_{j=1}^N t^2 x^2 - \sum_{j=1}^N x^2 \cdot \sum_{j=1}^N t^2}{N \cdot \sum_{j=1}^N (x^2)^2 - \left(\sum_{j=1}^N x^2 \right)^2} \quad (10)$$

$$a = \frac{1}{N} \cdot \left(\sum_{j=1}^N t^2 - b \cdot \sum_{j=1}^N x^2 \right) \quad (11)$$



Σχήμα 2.3 Δρομοχρονικό διάγραμμα $t^2 - x^2$ ανακλάσεων από οριζόντιες διαχωριστικές επιφάνειες

2.3 Ανάλυση ταχύτητας

Η ανάλυση ταχύτητας για τον προσδιορισμό των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων έχει μεγάλη σημασία για την περαιτέρω πορεία της επεξεργασίας αλλά και την ερμηνεία της σεισμικής τομής. Αποτελεί ένα από τα πιο χρονοβόρα τμήματα της επεξεργασίας και απαιτεί εξαιρετική προσοχή. Συνήθως χρησιμοποιείται η

μέθοδος της συνάφειας του σήματος (coherency or semblance), για να προσδιοριστούν οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες (picks) που αντιστοιχούν στη μέγιστη συνάφεια.

Οι Neidell και Taner (1971) έχουν παρουσιάσει διάφορους τρόπους μέτρησης της συνάφειας. Εάν θεωρηθεί ομάδα καταγραφών κοινού σημείου βάθους με απλή ανάκλαση, τότε το πλάτος στη τομή υπέρθεσης (stacked amplitude) ορίζεται από τη σχέση:

$$S_t = \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)} \quad (12)$$

όπου $f_{i,t(i)}$ είναι το πλάτος του ίστού σεισμικού ίχνους για το διπλό χρόνο διαδρομής $t(i)$. Με M συμβολίζεται ο αριθμός των σεισμικών ιχνών στις καταγραφές CMP. Ο διπλός χρόνος διαδρομής $t(i)$ του ανακλώμενου κύματος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$t(i) = \left[t^2(0) + x_i^2 / U_{st}^2 \right]^{1/2} \quad (13)$$

όπου U_{st} η ταχύτητα υπέρθεσης και x_i η απόσταση πηγής - γεωφώνων.

Το κανονικοποιημένο πλάτος υπέρθεσης (normalized stacked amplitude) ορίζεται ως εξής:

$$NS = \frac{|S_t|}{\sum_i |f_{i,t(i)}|} \quad 2.10$$

και το εύρος των τιμών του είναι:

$$0 \leq N \leq 1$$

Επομένως η συνάφεια σύμφωνα με τον τύπο αυτό ορίζεται από το κανονικοποιημένο πλάτος υπέρθεσης η οποία τελικά δίνεται από το πηλίκο της ενέργειας πριν και μετά την υπέρθεση:

$$NE = \frac{1}{M} \frac{\sum_t S_t^2}{\sum_t \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)}^2} \quad 2.11$$

με εύρος τιμών:

$$0 \leq NE \leq 1$$

Πριν την ανάλυση ταχύτητας υπάρχει η δυνατότητα να δημιουργηθούν υπερομάδες (supergathers) καταγραφών κοινού σημείου βάθους, οι οποίες ονομάζονται CVS (constant velocity stack). Με τον τρόπο αυτό μπορεί να γίνει έλεγχος των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων, οι οποίες χρησιμοποιούνται κατά την υπέρθεση. Μετά θα πρέπει να ακολουθήσει φίλτρο συχνοτήτων (bandpass filter) και φίλτρο αυτόματης ενίσχυσης του πλάτους (automatic gain control).

Η αυτόματη ενίσχυση του πλάτους (AGC), περιγράφεται από συνάρτηση ενίσχυσης, η οποία εφαρμόζεται για συγκεκριμένο χρονικό “παράθυρο” (AGC time window) στα ίχνη (traces) των σεισμικών καταγραφών. Ο χρήστης καθορίζει το μήκος του παραθύρου AGC. Το χρονικό αυτό παράθυρο μετακινείται σε κάθε ίχνος και υπολογίζει το συντελεστή ενίσχυσης (scale factor) για κάθε χρονική στιγμή. Ο συντελεστής ενίσχυσης ισούται με την μέση ή την ενδιάμεση τιμή του πλάτους σε κάθε τέτοιο χρονικό “παράθυρο”. Επίσης οι περιοχές όπου εμφανίζονται ανωμαλίες στα πλάτη εξαιρούνται από τους υπολογισμούς.

Η διαδικασία της ανάλυσης ταχύτητας (velocity analysis) απαιτεί τον προσδιορισμό παραμέτρων, όπως για παράδειγμα τη μέγιστη και ελάχιστη τετραγωνική ταχύτητα για την οποία θα γίνει ανάλυση, το μέγεθος του «παράθυρου» της συνάφειας (semblance window size) και το χρονικό βήμα (window size for smoothing) που θα ακολουθηθεί στον υπολογισμό της, καθώς και κάποιων δευτερευόντων παραμέτρων που σχετίζονται με την κανονικοποίηση της συνάρτησης συνάφειας. Για την περίπτωση ανάλυσης σε υπερομάδες (CVS) απαιτείται ο αριθμός των CDPs που συμμετέχουν σε κάθε υπερομάδα. Επίσης ζητείται το μέγιστο ποσοστό παραμόρφωσης της κυματομορφής (stretching) για την δυναμική διόρθωση. Τέλος ορίζονται οι παράμετροι που σχετίζονται με την αποθήκευση των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων καθώς και με τον τρόπο επιλογής των καλύτερων σημείων (picks) ανάλυσης της ταχύτητας.

Στο σχήμα 2.4 παρουσιάζεται η ανάλυση για μια ομάδα καταγραφών CDP. Αριστερά εμφανίζεται το διάγραμμα της συνάφειας με την ταχύτητα στον οριζόντιο άξονα και το διπλό χρόνο διαδρομής στον κατακόρυφο άξονα, ενώ δεξιά εμφανίζεται η ομάδα CDP. Με μπλε χρώμα απεικονίζονται τα σημεία ελάχιστης συνάφειας και με κόκκινο χρώμα τα σημεία μέγιστης συνάφειας. Η ελάχιστη μέση τετραγωνική ταχύτητα που βρέθηκε είναι 1457 m/s και είναι η ταχύτητα των

κυμάτων στο νερό. Η μέγιστη μέση τετραγωνική ταχύτητα είναι 5136 m/s. Κατά τον καθορισμό των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων ακολουθήθηκαν αυστηρά οι παρακάτω κανόνες (Cochran, 1973):

A) Η μέση τετραγωνική ταχύτητα γενικά αυξάνεται με το βάθος.

B) Οι επιτυχείς ανακλάσεις διαχωρίζονται μεταξύ τους με περισσότερο από 100 ms διπλό χρόνο διαδρομής.

Γ) Όλα τα γεγονότα (events) που εμφανίζονται στο διπλάσιο του χρόνου διαδρομής της εμφάνισης ενός προηγούμενου γεγονότος είναι πιθανότατα πολλαπλές ανακλάσεις.

Δ) Η ελάχιστη τμηματική ταχύτητα (interval velocity) δεν πρέπει να είναι κάτω από 1430 m/s ενώ η μέγιστη όχι πάνω από 8000 m/s, η οποία είναι η μέγιστη ταχύτητα που έχει παρατηρηθεί στο φλοιό. Οι τμηματικές ταχύτητες ελέγχονταν περιοδικά κατά την διάρκεια επιλογής των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων.

E) Μετά το τέλος του προσδιορισμού των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων για τις καταγραφές CDP ελέγχεται η δυναμική διόρθωση, έτσι ώστε να αποφεύγεται η παραμόρφωση της κυματομορφής (stretching). Όταν εμφανίζεται το φαινόμενο αυτό, κατά την εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης, οι ανακλάσεις από την υπερβολική μορφή προς τα κάτω που παρουσιάζουν, στρέφονται με τα κοίλα προς τα πάνω, ενώ στόχος είναι με τη δυναμική διόρθωση να εμφανίζονται οι ανακλάσεις οριζόντιες.

ΣΤ) Εδώ θα πρέπει ακόμη να αναφερθεί ότι ένα άλλο ενδεικτικό στοιχείο για την αποφυγή των πολλαπλών ανακλάσεων είναι οι ασυνήθιστα μικρές ταχύτητες που έχουν. Αντίθετα οι περιθλάσεις που προέρχονται από ρήγματα (σχήμα 2.14), πρωτοεμφανίζονται στο διάγραμμα της συνάφειας με υψηλές τιμές συνάφειας (κόκκινο) και ταχύτητας, παράλληλα σε σημεία μέγιστης συνάφειας από ανακλάσεις με μικρότερη ταχύτητα (Sheriff and Geldart, 1995).

Στο σχήμα 2.5 που ακολουθεί παρουσιάζονται οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες, για το τμήμα των δεδομένων με μεγάλα βάθη πυθμένα από την περιοχή του Ιονίου (Κόκκινου, 2002, Διδακτορική διατριβή) το οποίο κυμαίνεται από CDP 815 έως 6830. Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται ο διπλός χρόνος διαδρομής. Στο σχήμα 2.6 παρουσιάζονται οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες για το ρηχό τμήμα της τομής ION – 7 με CDP από 6830 – 15298.

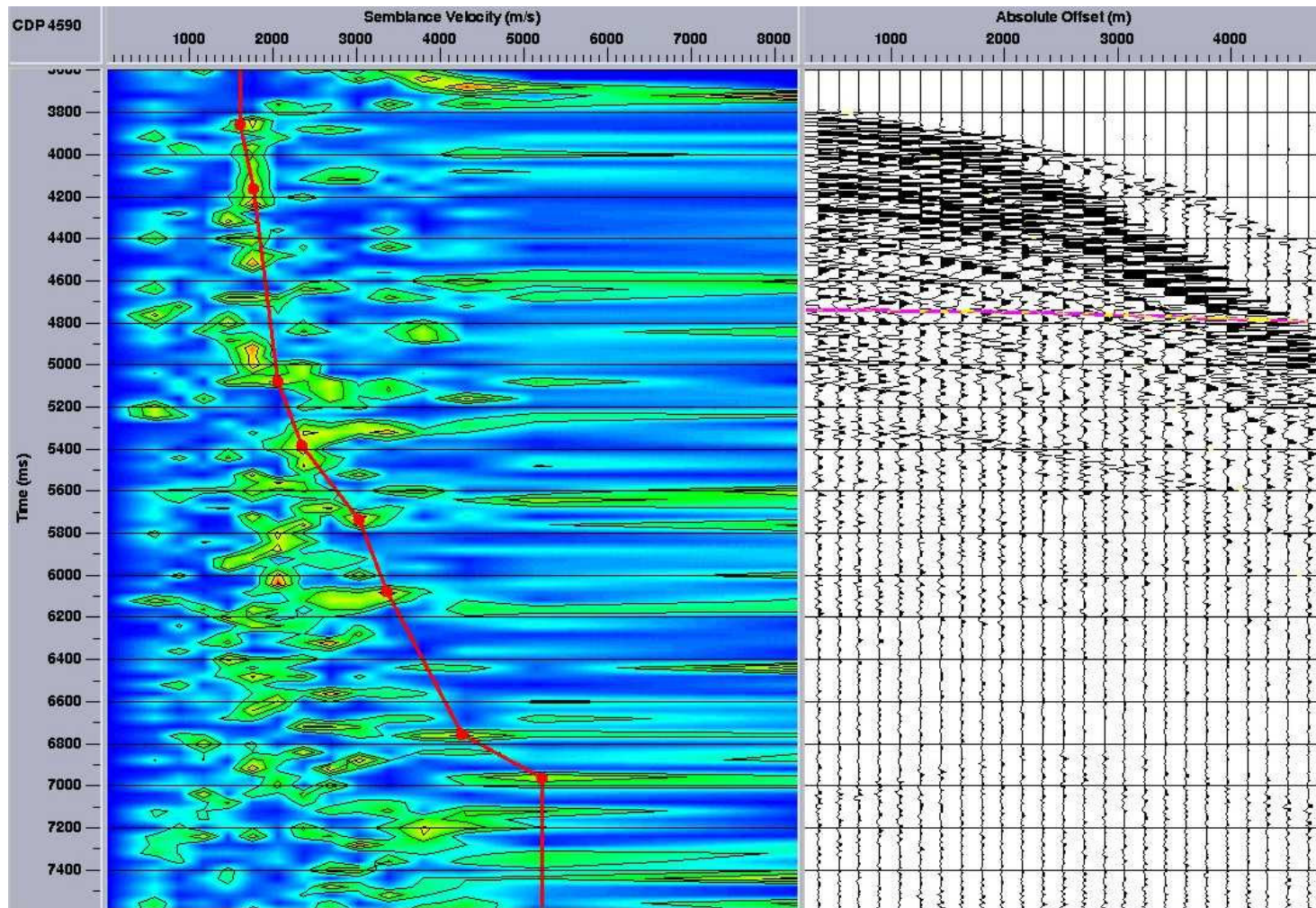
Αφού προσδιορίστηκαν οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες έγινε η μετατροπή τους σε τμηματικές ταχύτητες (interval velocities). Με τον όρο τμηματική ταχύτητα περιγράφεται η ταχύτητα που χαρακτηρίζει ένα στρώμα. Ο Claerbout (1978) πρότεινε έναν τρόπο για την εύρεση της τμηματικής ταχύτητας σε καταγραφές CDP. Στο δρομοχρονικό διάγραμμα σχεδιάζονται οι καμπύλες χρόνου διαδρομής ανακλώμενων κυμάτων από δύο διαδοχικούς ανακλαστήρες. Στην συνέχεια επιλέγονται οι εφαπτόμενες στις παραπάνω καμπύλες, οι οποίες είναι παράλληλες μεταξύ τους και έχουν κλίση slope1. Επίσης στον υπολογισμό χρησιμοποιείται η κλίση της ευθείας (slope1), που ενώνει τα σημεία A, B, τα οποία είναι σημεία τομής κάθε εφαπτομένης με την αντίστοιχη καμπύλη του χρόνου διαδρομής. Η τμηματική ταχύτητα υπολογίζεται από την σχέση:

$$V_{\text{int}} = \sqrt{\text{slope1} \cdot \text{slope2}} \quad 2.12$$

Η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται από το λόγο σήματος προς θόρυβο. Συνήθως οι τμηματικές ταχύτητες υπολογίζονται από την εξίσωση του Dix:

$$V_{\text{int}}^2 = \frac{(V_{\text{rms},1}^2 \cdot t_1) - (V_{\text{rms},2}^2 \cdot t_2)}{t_1 - t_2} \quad 2.13$$

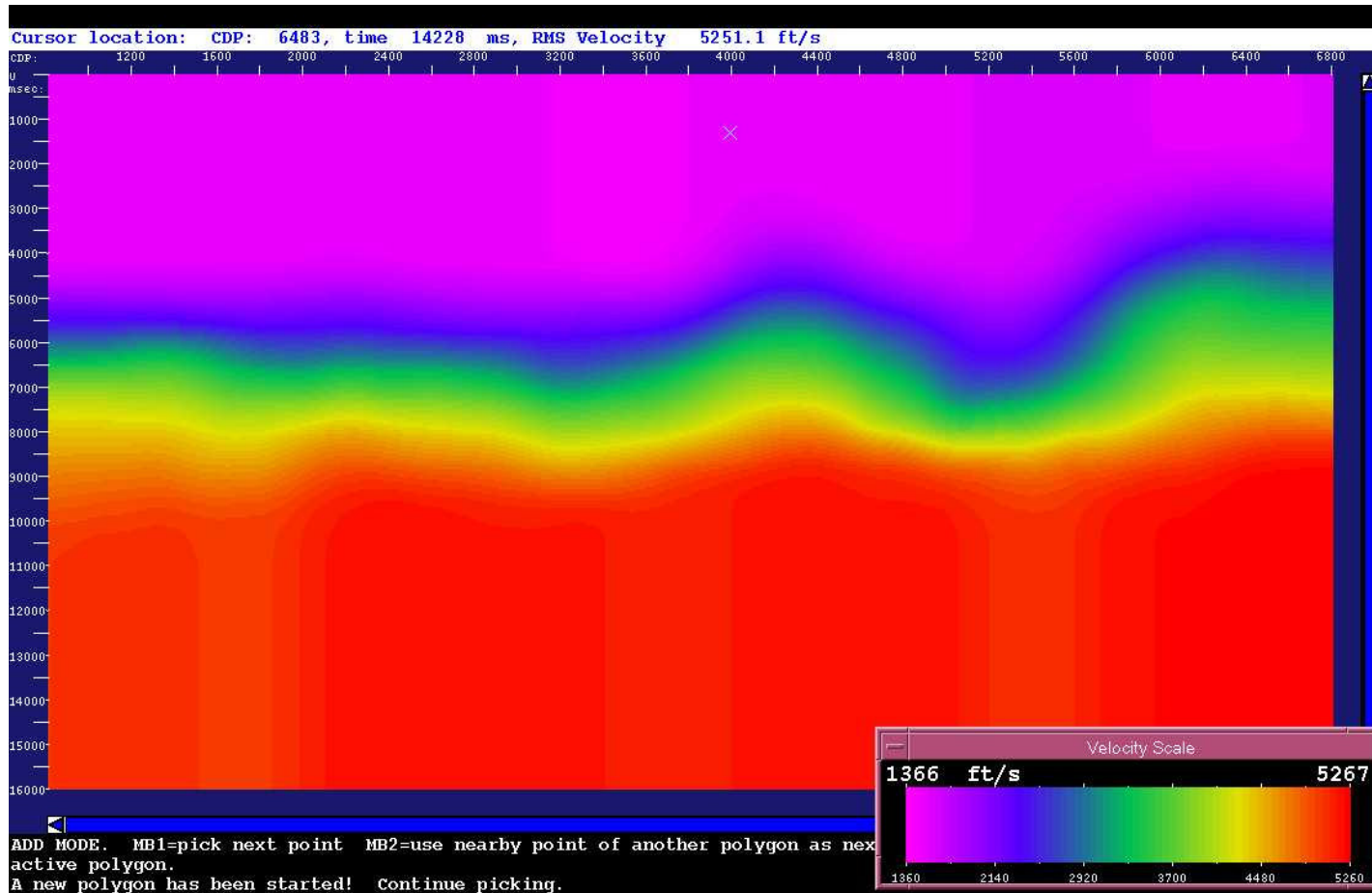
όπου t_1 , t_2 οι διπλοί κατακόρυφοι χρόνοι στα πάνω και κάτω όρια του στρώματος ταχύτητας V_{int} και $V_{\text{rms},1}$, $V_{\text{rms},2}$ οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες. Είναι απαραίτητο πριν τον υπολογισμό των τμηματικών ταχυτήτων να εφαρμοστεί διαδικασία παρεμβολής στις μέσες τετραγωνικές ταχύτητες, για να προκύψουν τιμές της για όλα τα CDPs, όπου δεν εφαρμόστηκε διαδικασία ανάλυσης ταχύτητας, καθώς η ανάλυση έγινε επιλεκτικά με βήμα 10, 15 30 ή και 40 CDPs ανάλογα με την κλίση του πυθμένα της θάλασσας. Στο σχήμα 2.7 εμφανίζεται το διάγραμμα των τμηματικών ταχυτήτων για τα δεδομένα βαθιάς θάλασσας. Η ελάχιστη ταχύτητα που εντοπίζεται είναι 1457 m/s, ενώ η μέγιστη 8000 m/s. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η αρίθμηση των καταγραφών CDP από 815 έως 6830, ενώ στον κατακόρυφο άξονα το βάθος σε m. Ένα αντίστοιχο διάγραμμα αλλά για τα δεδομένα ρηχής θάλασσας με αριθμό CDP από 6830 έως 15298 απεικονίζεται στο σχήμα 2.8.



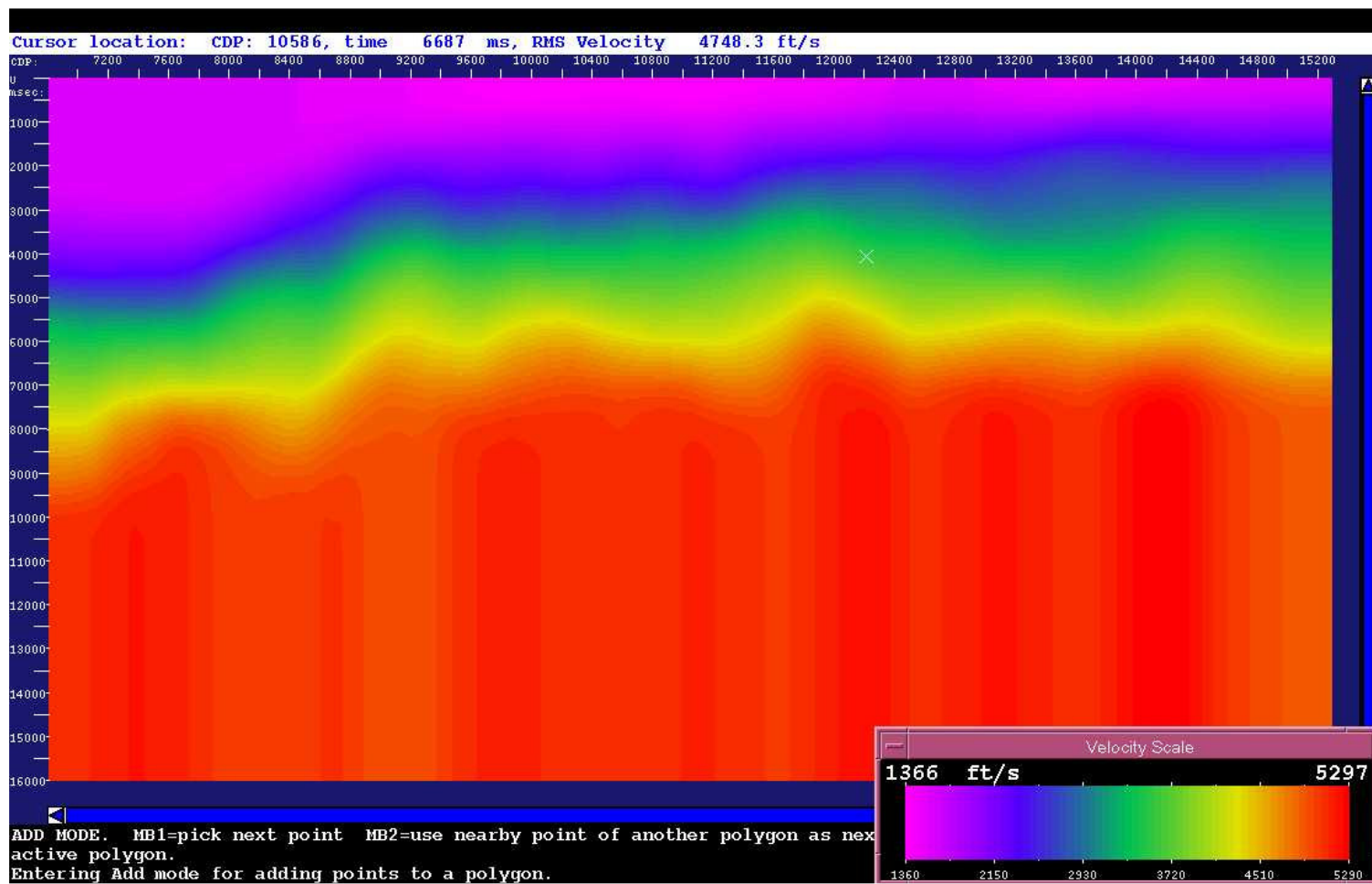
(α)

(β)

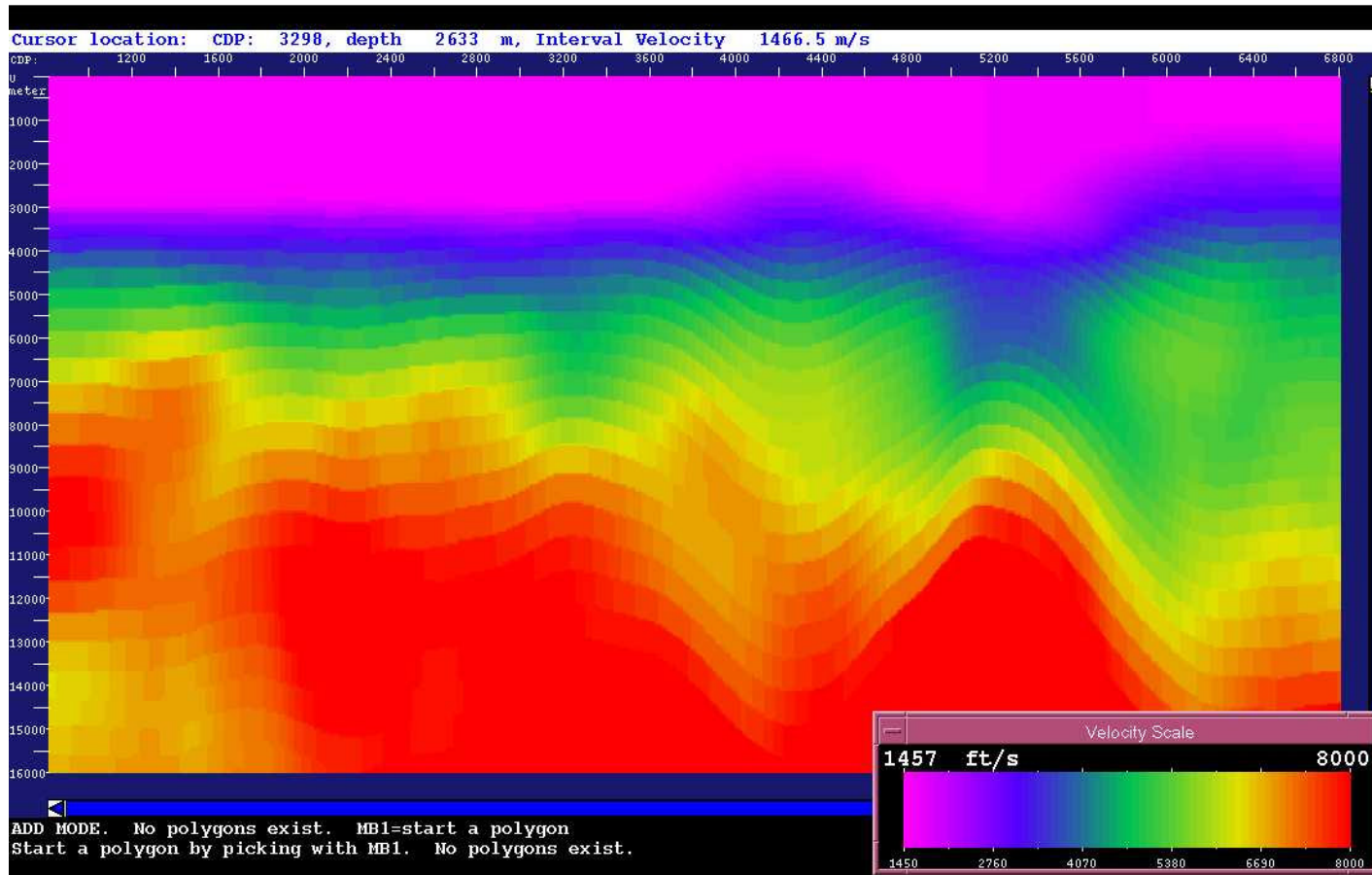
Σχήμα 2.4 Ανάλυση ταχύτητας. (α) Το διάγραμμα συνάφειας και οι ταχύτητες που έχουν εντοπιστεί, (β) Οι καταγραφές κοινού σημείου βάθους



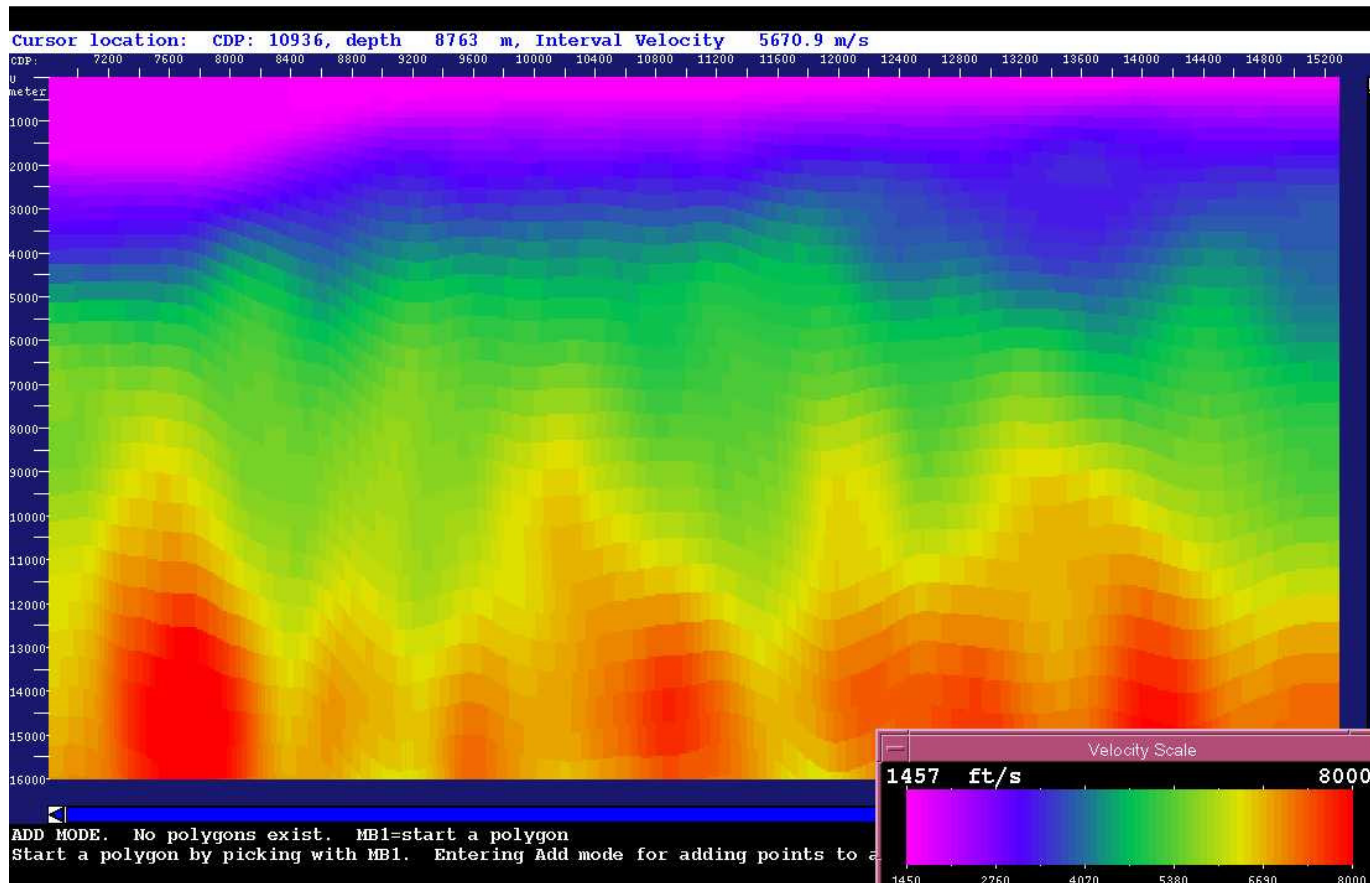
Σχήμα 2.5 Η μέση τετραγωνική ταχύτητα σε m/s για CDP από 815 έως 6830. Στον οριζόντιο άξονα αντιστοιχούν τα CDPs και στον κατακόρυφο ο διπλός χρόνος διάδοσης σε ms



Σχήμα 2.6 Η μέση τετραγωνική ταχύτητα σε m/s για CDP από 6830 ως 15298. Στον οριζόντιο άξονα αντιστοιχούν τα CDPs και στον κατακόρυφο ο διπλός χρόνος διάδοσης σε ms



Σχήμα 2.7 Η τμηματική ταχύτητα σε m/s για CDP από 815 έως 6830. Στον οριζόντιο άξονα αντιστοιχούν τα CDPs και στον κατακόρυφο το βάθος σε m.



Σχήμα 2.8 Η τμηματική ταχύτητα σε m/s για CDP από 6810 έως 15298. Στον οριζόντιο άξονα αντιστοιχούν τα CDPs και στον κατακόρυφο το βάθος σε m.

3. ΠΡΟΤΥΠΟ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ, ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

3.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας έγινε προσπάθεια να καθοριστεί ένα πρότυπο ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων ανάκλασης μέχρι 35km.. Στην συνέχεια, χρησιμοποιώντας τους καταλόγους του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Αστεροσκοπείου Αθηνών απομονώσαμε τους σεισμούς μεγέθους 4 βαθμών της κλίμακας Richter και άνω που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο από 36,6° έως 34,6° (NS) και από 22,6° έως 26,4° (WE) για την περίοδο 1990-2005. Έγινε επεξεργασία των συγκεκριμένων γεγονότων, μελετήθηκε η κατανομή του μεγέθους των σεισμών με το βάθος και στην συνέχεια απεικονίστηκαν πάνω στα πρότυπα των ταχυτήτων.

Η συγκεκριμένη εργασία δημοσιεύτηκε το 2006 (Παράρτημα): **Vallianatos F., Kokinou E., Siragakis M., Makris J., 2006, Local Seismicity and Seismic Structure in the Front of the Hellenic Arc, Preliminary Observations, The 4th WSEAS International Conference on Environment, Ecosystems and Development (EED'06), Venice, Italy, Nov. 20-22, WSEAS Transactions on Environment and Development, 9, 2, 1125-1129.**

3.2 Στοιχεία από άλλες έρευνες για τον ευρύτερο χώρο της Κρήτης

Οι Jost et al. (2002) επιχείρησαν να δημιουργήσουν ένα τρισδιάστατο μοντέλο για το Ελληνικό τόξο που αποτελεί μια περιοχή μεταξύ της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας. Για το λόγο αυτό λύσεις επιπέδων ρηγμάτων προσδιορίστηκαν από πρόσφατους μικροσεισμούς και μικρά γεγονότα για να εκτιμήσουν την αξιοπιστία τους και την χρήση τους στην τεκτονική ερμηνεία. Ένα δίκτυο από 47 ψηφιακούς σταθμούς τριών συνιστωσών με ένα άνοιγμα 60 χιλιομέτρων και μια μέγιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών τα 5 χιλιόμετρα λειτούργησε το 1997. Η πληθώρα των ρηχών μικροσεισμών κάτω από την Κρήτη για τους οποίους λύσεις επιπέδων ρηγμάτων καθορίστηκαν έχουν ένα σχεδόν οριζόντιο άξονα T προσανατολισμένο ουσιαστικά Α-Δ. Κατά δεύτερον, δεδομένα από μικρά γεγονότα μέσα στην Ελληνική ζώνη καταβύθισης συλλέχτηκαν από πρόσφατα εγκατεστημένους ευζωνικούς σταθμούς σε τοπικές και περιφερειακές αποστάσεις. Διαθέσιμες λύσεις από άλλες πηγές όπως από το Harvard group, EMSC ή SED

δείχνουν ουσιαστικές διαφορές σε ορισμένες περιοχές. Η μεγάλη ευρύτητα των λύσεων επιπέδων ρήγματος για μικροσεισμούς και μικρά γεγονότα παρεμποδίζει την τεκτονική ερμηνεία στην περίπτωση χρήσης δεδομένων από λίγους σταθμούς. Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν ότι λύσεις επιπέδων ρηγμάτων από μικρούς μέχρι μέτριους σεισμούς που παρατηρήθηκαν με διάσπαρτο δίκτυο σταθμών δεν είναι γενικά ευαίσθητα σε λάθη που αφορούν το εστιακό βάθος ή το επίκεντρο. Αυτό υποδεικνύει ότι η μέθοδος είναι σταθερή. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι λύσεις επιπέδων ρηγμάτων για μικρές έως μέτριες περιφέρειες καταγεγραμμένες από διάσπαρτο δίκτυο μπορούν να δείξουν σημαντική διασπορά. Ο λόγος γι' αυτήν την σημαντική διασπορά είναι άγνωστος, αλλά ίσως βρίσκεται στην μικρή αζιμουθιακή κάλυψη και στην έλλειψη επαρκών γνώσεων για την δομή.

Οι Bohnhoff et al. (2001) διεξήγαγαν έρευνα σεισμικής ανάκλασης και διάθλασης για να αναλύσουν την δομή του φλοιού πάνω και γύρω από την Κρήτη. Ένα σύνολο από 119 καταγραφικές μονάδες χρησιμοποιήθηκαν στις παραλιακές περιοχές αλλά και στο πέλαγος. Ως σεισμικές πηγές χρησιμοποιήθηκαν εκτονώσεις αέρα από συντονισμένα αεροβόλα. Κατά την διάρκεια του Σεισμικού Πειράματος Κρήτης, λήφθηκαν τρεις σεισμικές γραμμές με απώτερο σκοπό: (1) να καθοριστεί η δομή του φλοιού κάτω από την Κρήτη και στις παρακείμενες περιοχές και πιθανότατα να αναγνωριστεί η διαχωριστική επιφάνεια της ηπειρωτικής και της υποβυθίζουσας ωκεάνιας πλάκας, (2) να εντοπιστεί το σεισμικό μέτωπο και χείλος της ηπειρωτικής πλάκας στο Αιγαίο νότια του νησιού, (3) να καθοριστεί η γεωμετρία της καταβύθιση στην περιοχή ενδιαφέροντος, (4) να καθοριστεί η γεωμετρία των ιζηματογενών στρωμάτων πάνω και γύρω από την Κρήτη.

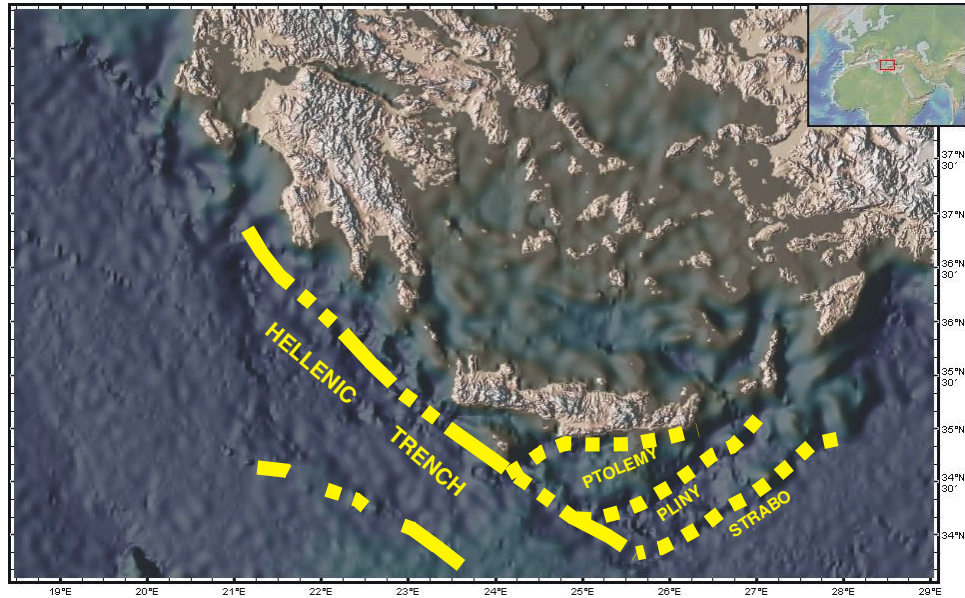
Οι Meier et al. (2004) εγκατέστησαν προσωρινά τοπικά σεισμικά δίκτυα στην δυτική Κρήτη, στην κεντρική Κρήτη και στη νήσο Γαύδο, νότια της δυτικής Κρήτης, με σκοπό να αναπαραστήσουν ρηχές ενεργές σεισμικές ζώνες της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης. Περισσότερα από 400 συμβάντα μεταξύ 0.5 και 4.8 ανιχνεύθηκαν και εντοπίστηκαν. Τα υπόκεντρα των μικροσεισμών χρησιμοποιήθηκαν για να παραχθούν τρισδιάστατες εικόνες από ενεργές σεισμικές ζώνες στην περιοχή της δυτικής και κεντρικής Κρήτης από τη Μεσογειακή Ράχη έως το Κρητικό πέλαγος. Ένα τρισδιάστατο μοντέλο φλοιού της ίδιας περιοχής παρουσιάστηκε, βασιζόμενο σε παρατηρήσεις από ευρείας γωνίας σεισμικά και επιφανειακά κύματα. Η σταθερότητα του είναι συγκρίσιμη με την σταθερότητα των σεισμικά ενεργών ζωνών καθορισμένων από την κατανομή του υπόκεντρου των

μικροσεισμών. Αναγνωρίστηκαν οι σεισμικά ενεργές ζώνες και προσδιορίστηκαν οι ιδιότητές τους.

3.3 Γενικά για την δομή της Κρήτης

Η Κρήτη εδράζεται πάνω στο νότιο τμήμα του «Ελληνικού Τόξου» (σχ. 3.1), περιοχή μελέτης που συγκαταλέγεται μεταξύ των πλέον σεισμοπαθών του Ελληνικού χώρου στον οποίο απελευθερώνεται 80% της σεισμικής ενέργειας της Ευρώπης και αποτελεί σε παγκόσμια κλίμακα ένα από τα νέα, ενεργά ορογενή που συνοδεύεται από αλληπάλγηλα τεκτονικά γεγονότα κατά τη διάρκεια των γεωλογικών χρόνων. Στην εξωτερική πλευρά του τόξου υπάρχει η Ελληνική Τάφρος, ήτοι το μέτωπο βύθισης της Αφρικανικής πλάκας υπό της Ευρασιατικής (σχετική κίνηση 4.5cm/yr) καθώς η πίεση λόγω της μετακίνησης της πλάκας της Ανατολίας (δυτικά κατά 2.5cm/yr) έχει ως συνέπεια η κεντρική και νότια Ελληνική χερσόνησος και το νότιο Αιγαϊακό τόξο να κινούνται νότια – νοτιοδυτικά (3cm/yr). Η μεγάλη αυτή σχετική μετακίνηση συσσωρεύει τεράστια ποσά ενέργειας στα πετρώματα του τόξου που θραύονται και προκαλούν σεισμούς μεγάλου (λόγω της Αφρικανικής πλάκας) και μικρού βάθους (λόγω της νότο μετακίνησης του τόξου).

Οι νεότερες κινήσεις της νήσου χαρακτηρίζονται από ανύψωση της Δ. Κρήτης και καταβύθιση της Α. Κρήτης που προκαλούνται από μια γενικευμένη περιστροφική κίνηση γύρω από άξονα στη γραμμή Τυμπάκι–Ηράκλειο. Στην περιστροφική αυτή κίνηση η Κρήτη μετέχει με πολλά τεμάχια (τεκτονικές εξάρσεις ή τάφροι που χωρίζονται με μεγάλα ρήγματα) με διαφορετικές ταχύτητες και ουσιαστικά οι κινήσεις αυτές ευθύνονται για τη σεισμική δραστηριότητα της νήσου και της ευρύτερης περιοχής. Οι τεκτονικές τάσεις που επικρατούν στην περιοχή είναι εφελκυστικές για τους επιφανειακούς σεισμούς (<60km, νότια και δυτική περιοχή) και συμπιεστικές για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους (>60km, βόρειο και ανατολικό τμήμα).

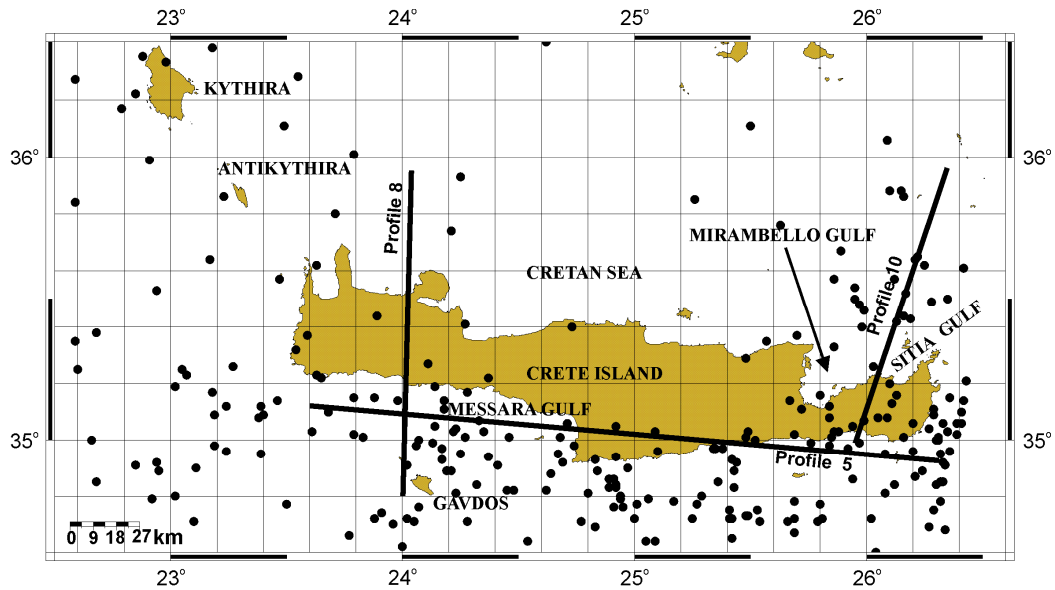


Σχήμα 3.1 Το νότιο Ελληνικό τόξο (τοπογραφικά δεδομένα από www.geomapapp.org)

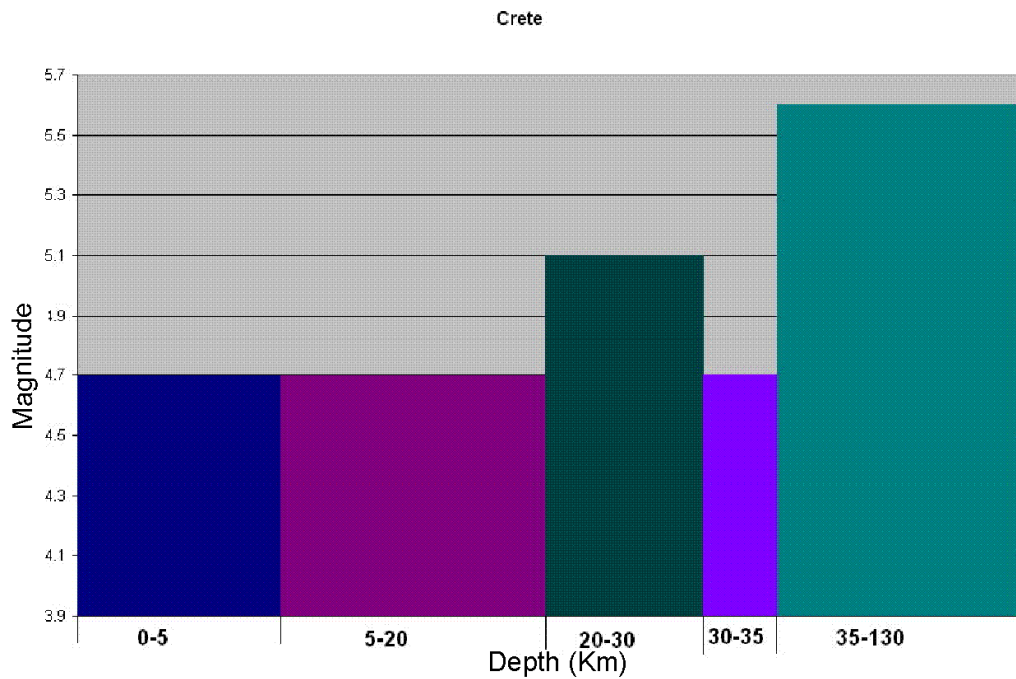
3.3 Πρότυπο ταχυτήτων σεισμικότητα και συμπεράσματα

Στα σχήματα 3.2 – 3.6 παρουσιάζονται ο χάρτης της Κρήτης με την κατανομή της σεισμικότητας και τα πρότυπα ταχυτήτων, το ιστόγραμμα του μεγέθους με το βάθος και τα πρότυπα των ταχυτήτων με την κατανομή των σεισμικών γεγονότων σε κάθε στρώμα. Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την μελέτη των σχημάτων αυτών είναι:

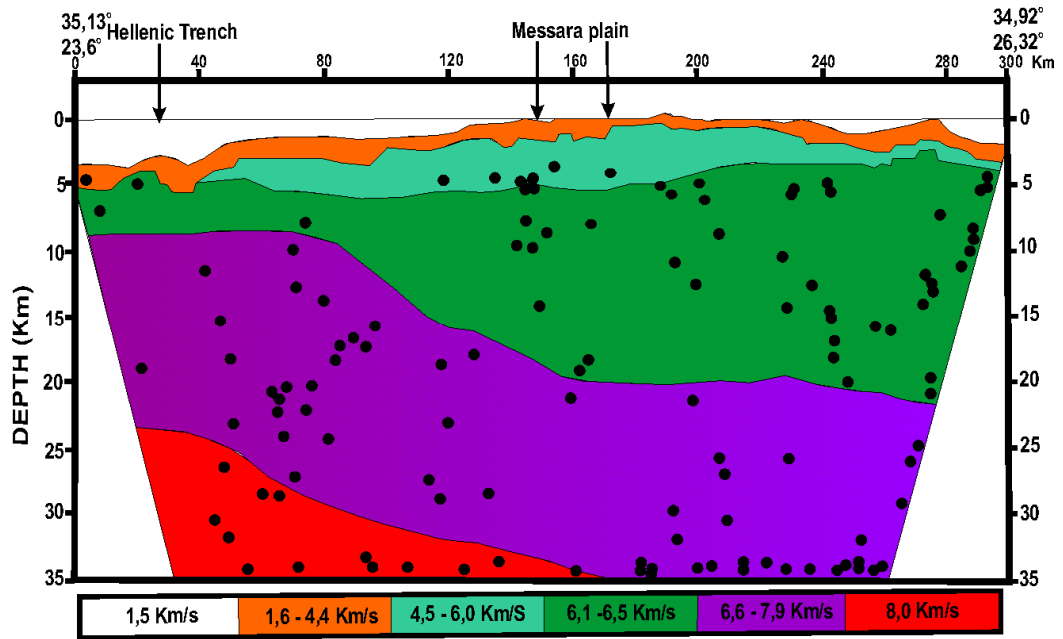
- Η καταβύθιση ξεκινά από τα 8Km στην περιοχή της δυτικής Κρήτης, ενώ ανατολικά εντοπίζεται στα 20Km.
- Κάτω από την ηπειρωτική Κρήτη εντοπίζεται πάχυνση του φλοιού.
- Έντονη σεισμικότητα παρατηρείται νότια της Κρήτης.
- Η πλειονότητα της σεισμικής δραστηριότητας εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα από 5Km.
- Οι σεισμοί με μέγεθος μικρότερο του 5 εντοπίζονται σε βάθη μικρότερα από 35Km, ενώ οι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο του 5 σε βάθη μεγαλύτερα από 35Km.



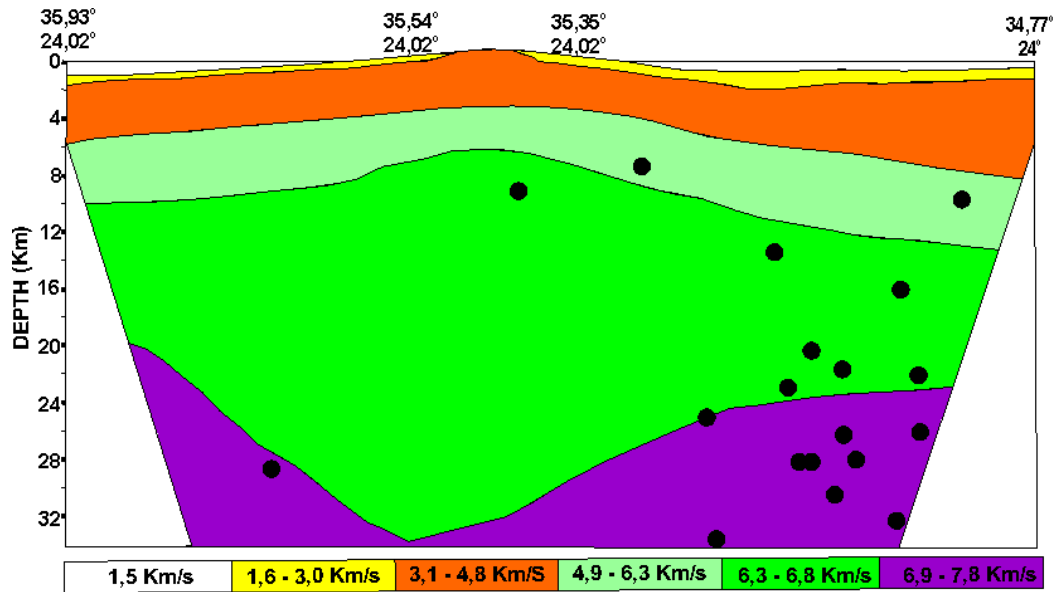
Σχήμα 3.2 Χάρτης που απεικονίζει την κατανομή των καταγεγραμμένων σεισμικών γεγονότων με μέγεθος μεγαλύτερο από 4.0 καθώς και τα πρότυπα ταχύτητων 5, 8 και 10



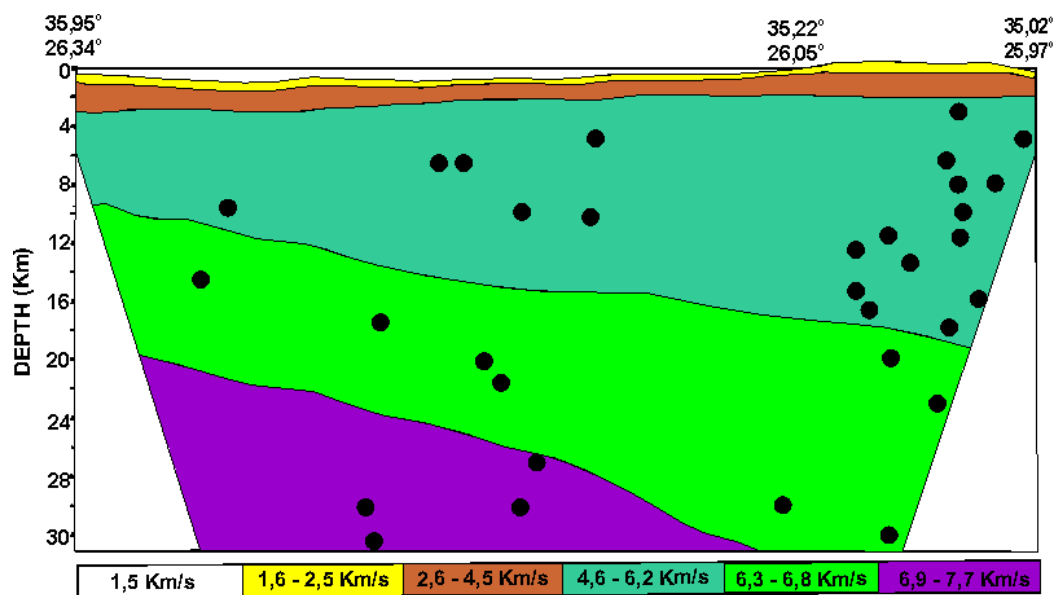
Σχήμα 3.3 Ιστόγραμμα που δείχνει την κατανομή του μεγέθους των σεισμικών γεγονότων με το βάθος



Σχήμα 3.4 Το πρότυπο ταχυτήτων 5 και η κατανομή της σεισμικότητας σε κάθε στρώμα



Σχήμα 3.5 Το πρότυπο ταχυτήτων 8 και η κατανομή της σεισμικότητας σε κάθε στρώμα



Σχήμα 3.6 Το πρότυπο ταχυτήτων 10 και η κατανομή της σεισμικότητας σε κάθε στρώμα

4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Παπαζάχος, Β. «Εισαγωγή στη σεισμολογία», Θεσσαλονίκη, 1989
Κόκκινου Ε., 2002, Επεξεργασία και ερμηνεία θαλάσσιων σεισμικών ανάκλασης στην περιοχή του Ιονίου, Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης

Διευθύνσεις στο Διαδίκτυο

www.aegean.gr

www.physics4u.gr

www.learn-hazards.org

1. Aardoom, L, Ambrosius, B.A.C, Cuno, J., Kahle, H., Mueller, St., Noomen, R., Pavlis, E., Pearlman, M., Reigber, Ch., Reinhart, E., Schlueter, W., Soltau, G., Tapley, B., Vermaat, E., Wakker, K., Wilson, P., 1985, “WEGENER/ MEDLAS Project Plan.
2. Ahmed, N., and Rao, K.R., 1975, Orthogonal Transforms for Digital Image Processing: Verlag J. Springer.
3. Albert – Beltran, J.F., 1979. Heat flow and temperature gradient data from Spain. In: V. Cermak and L. Rybach (Editors), Terrestrial Heat Flow in Europe: Springer – Verlag, Berlin.
4. Allan, T.D., and Morelli, C., 1971, A Geophysical Study of the Mediterranean Sea: Boll. Geof. Teor. Appl., 13, No. 50, 99 – 142.
5. Allmendiger, R.W., Hauge, T., Hauser, E., Potter, C., Klemperer, S., Nelson, K., Pnuepfer, P., and Oliver, J., 1987. Overview of the COCORP 40°N transect, western United States; The fabric of an orogenic belt: Geol. Soc. Am. Bull., 98, 308 – 319.
6. Alvarez, G., Larner, K., 1996, Implications of multiple suppression for AVO analysis and CMP – stacked data: 66th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1518 - 1521.
7. Ambrosius B.A.C., Noomen R., Overgaauw, Wakker K.F., 1992, Crustal motions in Greece determined from GPS and SLR observations: Proceedings of the International Workshop on Global Positioning systems in Geosciences, Technical University of Crete, Chania, Greece, 183 - 207.
8. Amundsen, L., Statoil and Norwegian University of Science and Technology, 1999, Elimination of free surface – related multiples without need of the source wavelet: 69th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts.

9. Anderson, H., and Jackson J., 1987, The deep seismicity of the Tyrrhenian sea: *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 91, 613-638.
10. Anderson , H.J., and Jackson J.A., 1987, Active tectonics of the Adriatic region: *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 91, 937-983.
11. Andrews, H.C., and Patterson, C.L., 1976a, Outer product expansions and their uses in digital image processing: *IEEE Transactions on Computers*, 25, 140 – 148.
12. Andrews, H.C., and Patterson, C.L., 1976b, Singular value decomposition and digital image processing: *IEEE Transactions on Acoustics, Speech and Signal Processing*, 24, 26 – 53.
13. Anstey N.A., 1990, GP203 Exploration Geophysics- the Reflection method: International Human Resources Development Corporation.
14. Araujo, F. V., Weglein, A. B., Carvalho, P. M., and Stolt, R. H., 1994, Inverse scattering series for multiple attenuation: an example with surface and internal multiples: 64th Annual Meeting of the SEG, Expanded Abstracts, 1039- 1041.
15. Argus, DF., Gordon, RG, Demets, C., and Stein, S., 1989, Closure of the Africa – Eurasia – North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault, *J. Geophys. Res.*, 94, 5585 – 5602.
16. Aubouin, J., 1959, Contribution a l' etude gèologique de la Grèce septentrionale les confins de l' Epire et de la Thessalie: *Annals Gèologique de Pays Héllenique*, 10, 1 – 525.
17. Aubouin, J., 1965, *Geosynclines*: Amsterdam, New York, Elsevier Publishing Company.
18. Aubouin, J., and Dercourt, J., 1962, Zone Preapulienne, zone Ionienne et zone du Gavrovo en Peloponnese occidentale: *Bulletin de Société Géologique de la France*, 4, 785 – 794.
19. Aubouin, J., Bonneau, M., Davidson J., Leboulenger, P., Matesco, S., and Zambetakis, A., 1976, Esquisse structurale de l' arc Egéen externe: des Dinarides aux Taurides: *Bulletin de Société Géologique de la France*, 7, No. 43, 327 – 336.
20. Avedik, F., and Hieke, W., 1981, Reflection seismic profiles from the central Ionian Sea (Mediterranean) and their geodynamic intepretation: “Meteor” *Forschungsergeb.*, Reihe C 34, 49 – 64.
21. Avraham, Z.B., Harrison, C.G.A., Klein, E., and Shoham, Y., 1983, Seamount magnetism in the Ionian Sea, Eastern Mediterranean: *Marine Geophysical Researches* 5, 389 – 404.

22. BABEL Working Group, 1991, Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield: *Nature*, 348: 34 – 38.
23. Backus, M.M., 1959, Water reverberations – their nature and Elimination: *Geophysics*, 24, 233.
24. Βαφείδης, Α. και Λούης, Ι., 1996, 3D Seismic Imaging of the complex structure of the Western Hellenides: 1st progress report.
25. Βαφείδης, Α., 1993, Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι - Σεισμικές Μέθοδοι, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.
26. Βαφείδης, Α., 1996, Σεισμική τομογραφία ανάκλασης, Μονογραφία, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.
27. Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon – Caen, H., Papadimitriou, E., Rigo, A., 1997, Earthquakes mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction – continental collision transition: *Geophys. J. Int.*, 131, 559 – 594.
28. Barazanghi, M., & Brown, L., 1986, Reflection Seismology: A Global Review, and Reflection Seismology: The Continental Crust, *Geodynamics Series*, Vols 13 & 14, American Geophysical Union, Washington DC.
29. Barton, P., 1986, Deep reflections on the Moho: *Nature*, 323, (6087), 392 – 393.
30. Belousov, V.V., and Pavlenkova, N. I., 1985, Types of the crust of the Earth: *Geotectonics*, 19, No. 1, UDC 551.241, 1 – 9.
31. Bernth, H., and Sonneland, L., 1983, Wavefield extrapolation techniques for prestack attenuation of water reverberations: 53rd Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys., Expanded Abstracts, 264 –265.
32. Berryhill, J. R., and Kim, Y. C., 1986, Deep water peg – legs and multiples: Elimination and Suppression: *Geophysics*, 51(12), 2177 – 2184.
33. Biju – Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X., 1977, From Tethys Ocean to the Mediterranean Sea: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system, In: *Proc. Int. symp. struct.*, eds. B. Biju – Duval and L. Montadert, Split. Techip. Paris, 143 – 164.
34. Biju – Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., 1978, Structure and Evolution of the Mediterranean basins. In: K.Hsu, L. Montadert et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol.42, Part 1, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., 951 – 984.
35. Billiris H., Paradissis D., Veis G., 1992, Geosciences in Greece with GPS and other satellite methods, *Proceedings of the International Workshop on Global*

- Positioning systems in Geosciences, Technical University of Crete, Chania, Greece, 105 - 143.
36. BIRPS and ECORS, 1986. Deep seismic reflection profiling between England, France, and Ireland: *J. Geol. Soc. London*, 143, 45 –52.
 37. Blum, J. R., 1954, Multidimensional stochastic approximation methods: *Annals Math. Stat.*, 25, 737 – 744.
 38. Boccaletti, M., Nicolich, R., Tortorici, L., 1984, The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean: *Marine Geol.*, 55, 219 – 245.
 39. Bois, C., Cazes, M., Hirn, A., Matte, P., Mascle, A., Montadert, L., Pinet, B., 1987, Crustal laminations in deep seismic profiles in France and neighbouring areas: *Geophys. J. R., astr. Soc.*, 89, 297 –304.
 40. Bolondi, G., Rocca, F., and Savelli, S., 1978, A Frequency Domain Approach to Two – Dimensional Migration: *Geophysical Prospecting*, 26, No. 4, 750 – 772.
 41. Bortfeld R., 1974, *Methods and trends in modern seismic exploration: Prakla-Seismos* publication.
 42. Bracewell, R., 1965, *The Fourier Transform and its applications: McGraw – Hill Book Co.*
 43. Braddick, H. J.J., 1965, *Vibrations, Waves and Diffractions*, New York: Academic Press.
 44. Brooks, M., Clews, J.E., Melis, N.S., and Underhill, J.R., 1988. Structural development of Neogene basins in Western Greece: *Basin Res.*, 1, 129 – 138.
 45. Camerlenghi, A., Cita, M., Della Vedova, B., Fusi, N., Mirabile, L., and Pellis, G., 1995, Geophysical evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: *Mar Geophys. Res.*, 17, 115 – 141.
 46. Carotta, R., and Michon, D., 1967, Continuous analysis of the velocity function and of the normal – moveout corrections: *Geophys. Prosp.*, 15, 584 – 97.
 47. Carvalho, P. M., Weglein, A. B., and Stolt, FL. H., 1992, Nonlinear inverse scattering for multiple suppression: application to real data. Part I: 62th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1093- 1095.
 48. Cermak, V., 1979a. Review of heat flow measurements in Czechoslovakia. In: V. Cermak and L. Rybach (Editors), *Terrestrial Heat Flow in Europe: Springer – Verlag, Berlin.*
 49. Cermak, V., 1982. Crustal temperatures and mantle heat flow in Europe: *Tectonophysics*, 83, 123 – 142.

50. Cermak, V., 1993, Lithospheric thermal regimes in Europe: Physics of the Earth and Planetary Interiors, 79, 179 – 193.
51. Cermak, V., and Hurting, E. (Editors), 1979. Heat flow map of Europe, 1:5 000 000 In: V. Cermak and L. Rybach (Editors), Terrestrial Heat Flow in Europe: Springer – Verlag, Berlin, colour enclosure.
52. Cermak, V., and Rybach, L. (Editors), 1979. Terrestrial Heat Flow in Europe: Springer – Verlag, Berlin, 329 pp.
53. Chaumillon, E., and Mascle J., 1995, Variation latérale des Fronts de déformation de la Ride Méditerranée (Méditerranée orientale): Bull. Soc. Géol. Fr. 166(5), 463 – 478.
54. Choukroune, P., and the ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt: Tectonics, 8, 23 – 29.
55. Claerbout J. F., 1976, Fundamentals of Geophysical Data Processing: New York, McGraw Co, Inc.
56. Claerbout, J. F., 1971, Toward a Unified Theory of Reflector Mapping: Geophysics, 36, No. 3, 467 – 481.
57. Claerbout, J. F., 1978, How to derive interval velocities using a pencil and a straight edge: Stanford Exploration Project No. 14.
58. Claerbout, J.F., 1985, Imaging the earth's interior: Blackwell Scientific Publications.
59. Claerbout, J.F., and Doherty, S.M., 1972, Downward continuation of moveout – corrected seismograms: Geophysics, 37, 741 – 768.
60. Clowes, R.M., Calvert A.J., Eaton, D.W., Hajnal, Z., Hall, J., Ross, G.M., 1996, LITHOPROBE reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada: Tectonophysics 264, 65 –88.
61. Clowes, R.M., Cook, F.A., Green, A.G., Keen, C.E., Ludden, J.N., Percival, J.A., Quinlan, G.M., and West, G.F., 1992, LITHOPROBE – new perspectives on crustal evolution: Can. J. Earth Sci., 29, 1813 – 1864.
62. Coates, R. T., Weglein, A. B., 1996 Internal multiple attenuation using inverse scattering: Results from prestack 1 & 2D acoustic and elastic synthetics: 66th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1522 - 1525.
63. Cocard M., Kahle H. G., Peter Y., Geiger A., Veis G., Felekis S., Paradissis D., Billiris H., 1999, New constraints on the rapide crustal motion of the Aegean

- region: recent results inferred from GPS measurements (1993 – 1998) across the West Hellenic Arc, Greece: *Earth and Planetary Letters* 172, 39 – 47.
64. Cochran, M. D., 1973, Seismic signal detection using sign bits: *Geophysics*, 38, 1042 – 52.
 65. Cook , E. E., and Taner, M. T., 1969 Velocity spectra and their use in stratigraphic and lithologic differentiation: *Geophys. Prosp.*, 17, 433 – 48.
 66. Cook, F.A., Varsek, J.L., and Clowes, R.M., 1991, LITHOPROBE reflection transect of southwestern Canada: Mesozoic thrust and fold belt to mid – ocean ridge. In: R., Cook, F.A., Varsek, J.L., and Clowes, R.M., Kanasewich, E.R., Spencer, C.S., Parrish, R.R., Brown, R.L., Carr, S.D., Johnson, B.J., and Price, R.A., 1992. LITHOPROBE crustal reflection cross section of the southern Canadian Cordillera, I. Foreland thrust and fold belt to Fraser River fault: *Tectonics*, 11, 12 – 35.
 67. Cushing, M., 1985, Evolution structurale de la marge nord – ouest hellénique dans de l'île de Levkas et ses environs (grèce nord – occidentale), Thèse de 3 ème cycle, Université de Paris XI.
 68. Dahl – Jensen, T., Dyrelius, D., Juhlin, C., Palm, H., and Pedersen, L.B., 1987, Deep reflection seismics in the Precambrian of Sweden: *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 89, 371 – 378.
 69. Dai N., Kanasewich E. R. and Vafidis A., 1996, seismic migration and absorbing boundaries with an one-way wave system for heterogenous media: *Geoph. Prospecting*, 44, 719-739.
 70. Damotte, B., Fuchs, K., Lueschen, E., Wenzel, F., Schlich, R., and Toreilles, G., 1987, Wide angle Vibroseis test across the Rhyne graben: *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 89, 313 – 318.
 71. De Voogd, B., and Keen, E.C., 1987, Lithoprobe east: results from reflection profiling of the continental margin: Grand Banks Region, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 89, 195 – 200.
 72. De Voogd, B., Truffert, C., Chamot – Rooke, N., Huchon, P., Lallement, S., and Le Pichon, X., 1992, Two ship Seismic Soundings in the Basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae Cruise): *Geophys. J. Int.* 109, 536 – 552.
 73. DeMets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, 1990, Current plate motions: *Geophys. J. Int.*, 101, 425 – 478.

74. DeMets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein, 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191 – 2194.
75. Deny P., Cross P., Veis G., Billiris H., Paradissis D., Ashkenazi V., Bingley R., England P., Clarke P., Kahle H.G., Mueller M.V., 1995, GPS networks for determining the accumulation of current crustal strain in central Greece: *Proc. 1st Turk. Int. Symp. Deformations*, 2, 748 –758.
76. Dohr, G., 1957, Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes, *Geol. Rdsch.*, 46, 17 –26.
77. Dohr, G., 1957, Zur reflexionsseismischen Erfassung sehr tiefer Unstetigkeitsflaechen, *Erdoel und Kohle*, 10, 5, 278 – 281.
78. Dohr, G., and Fuchs, K., 1967, Statistical evaluation of deep crustal reflections in Germany, *Geophys.*, 32, 951 – 967.
79. Dohr, G., and Meissner, R., 1975, Deep crustal reflections in Europe, *Geophys.*, 40, 1, 25 – 39.
80. Dong D., Herring T.A., King R.W., 1998, estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data: *J.Geod.*, 72, 200 – 211.
81. Dragoset, W. H., 1998, A practical approach to surface multiple attenuation: 68th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1230.
82. Dragoset, W. H., and Jericevic, Z., 1998, Some remarks on surface multiple attenuation: *Geophysics*, 63, 2.
83. Dupac, V., 1965, A dynamic stochastic approximation method: *Annals Math. Stat.*, 36, 1695 – 1702.
84. Duermeijer, C.E. et al., 1999, A Late Pleistocene clockwise rotation phase of Zakynthos and implications for the evolution of the Western Aegean Arc, *Earth and Planetary Science Letters* 173, 315-331.
85. Ελληνικό Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Ινστιτούτο Γεωδυναμικής, Τ.Θ. 20048, 118 10, Αθήνα, <http://www.gein.noa.gr>.
86. Fail, J. P., and, Grau, G., 1963, Les filtres en eventail: *Geophys. Prosp.*, 11, 131 – 63.
87. Feigl K. L., et al., 1993, Space geodetic measurements of crustal deformation in central and southern California, 1984 – 1992: *J. Geophys. Res.*, 98, 21, 667 – 21, 712.

88. Ferrucci, F., Gaudiosi, G., Hirn, A., Nicolich, R., 1991, Ionian Basin and Calabria Arc: Some new elements from DSS data: *Tectonophysics*, 195, 411 – 419.
89. Finetti, I., 1982, Structure, stratigraphy and evolution of the central Mediterranean Sea, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 15, 263 – 341.
90. Finetti, I., and Morelli, C., 1973, Geophysical exploration of the Mediterranean Sea: *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XV(60), 261 –341, 14 maps, Trieste, Udine.
91. Finetti, I., and Morelli, C., 1973, Geophysical Exploration of the Mediterranean Sea: *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 15, No. 60, 263 – 340.
92. Flack, C., and Warner, M., 1990, Three – dimensional mapping of seismic reflections from the crust and upper mantle, northwest of Scotland: *Tectonophysics*, 173, 469 – 481.
93. Fokkema, J. T., Van de Berg, P. M., 1990, Removal of surface related wave phenomena: the marine case: 60st Annual Meeting of the SEG, Expanded Abstracts, 1689.
94. Fountain, D.M., McDonough, D.T., and Gorham J.M., 1987, Seismic reflection models of continental crust based on metamorphic terrains: *Geophys. J. R., asrt. Soc.*, 89, 61 - 66.
95. Frost, O. L., III 1972, An algorithm for linearly – constrained adaptive array processing: *Proc. IEEE*, 60, 926 – 935.
96. Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G., and Mazzouli, R., 1976, Geochronological data on Recent magmatism of the Aegean Sea: *Tectonophysics*, 31, 129 – 134.
97. Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzouli, R., Peccerillo, A., and Villari, I., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of Volcanism in the Aegean region, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds., *The geological evolution of the eastern Mediterranean*: London, England, Geological Society Special Publication 17, 687 – 699.
98. Gabriel, W. F., 1976, Adaptive arrays: An introduction: *Proc. IEEE*, 64, 239 – 271.
99. Gazdag, J., 1978, Wave equation migration by phase shift: *Geophysics*, 43, 1342 – 1351.
100. Gibbs, A.K., Payne, B., Setzer, T., Brown. L.D., Oliver, J.E., and Kaufman, S., 1984, Seismic reflection profiling in the Proterozoic Arunta Block, central

- Australia: processing for testing models of tectonic evolution: *Tectonophysics*, 173, 257 – 268.
101. Giese, P., and Morelli, C., 1973, La struttura della crosta terrestre in Italia, in: *Atti Convegno sul Tema: Moderne Vedute sulla Geologia dell' Apennino*, Rome, 16 –18, February, 1972.
 102. Goleby, B.R., and Wright, C., Preliminary deep reflection studies in the Arunta Block, Central Australia, *Geophys. J. R., asrt. Soc.*, 89, 437 - 442.
 103. Goleby, B.R., Drummond, B.J., Korsch, R.J., Willcox, J.B., 1990, Results from continental deep seismic profiling in Australia: *Tectonophysics*, 232, 1 –12.
 104. Green, A.G., 1981, Results of a seismic reflection survey across the fault zone between the Thomson nickel belt and the Churchill Tectonic Province, northern Manitoba: *Can. J. Earth Sci.*, 18, 13 – 25.
 105. Green, A.G., and 11 others, 1988, Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes: *Geology*, 16, 788 – 792.
 106. Griffiths, L. J., 1969, A simple adaptive algorithm for real – time processing in antenna arrays: *Proc. IEEE*, 57, 1696 - 1704.
 107. Griffiths, L. J., 1976, Time – domain adaptive beamforming of HF back – scatter radar signals: *Proc. IEEE, Trans.,v. ASSP - 23*, 207 - 222.
 108. Griffiths, L. J., Smolka, F. R., and Trembly L. D., 1978, adaptive deconvolution: a new technique for processing time varying seismic data: Reprinted from *Geophysics*, 42, No. 4, 742-759.
 109. Haenel, R. (Editor), 1980. *Atlas of Subsurface Temperatures: in the European Community*, Th. Schaefer, Hannover, 36.
 110. Haenel, R., and Staroste, E., (Editors), 1988. *Atlas of Geothermal Resources: in the European Community, Austria and Switzerland*. Th. Schaefer, Hannover, 74.
 111. Hagedoorn J. G., 1954, A process of seismic reflection interpretation: *Geophys. Prosp.*, 2, 85 – 127.
 112. Hampson, D., 1986, Inverse velocity stacking for multiple elimination: *J. Can. Soc. Expl. Geophys.*, 22, 44 – 55, In *Slant Stack Processing*, Geophysics reprint series No. 14, Society of Exploration Geophysicists, 1991.
 113. Hardy, R.J.J, 1990, *Problems of Imaging the Crust in deep Water*, A dissertation submitted for the Degree of Doctor of Philosophy at the University of Cambridge.

114. Harlan, W. S., Claerbout, J. F., and Rocca, F., 1984, Signal/noise separation and velocity estimation: *Geophysics*, 49, 1869 – 1880. In *Slant Stack Processing*, Geophysics reprint series No. 14, Society of Exploration Geophysicists, 1991.
115. Hatzfeld, D., Pedotti, G., Hatzidimitriou, P., and Makropoulos, K., 1990, The strain pattern in the Western Hellenic arc deduced from microearthquake survey: *Geophys. J. Int.*, 101, 181 – 202.
116. Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G., Coutant, O., 1995, Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece, *Tectonics*, 14, 773 – 785.
117. Hellenic Petroleum S.A., Exploration and exploitation of Hydrocarbon Division, Γεωλογία της Β.Δ. Πελοποννήσου, Εκδρομή Απρίλιος 2000.
118. Hemon, C.H., and Mace, D., 1978, Use of the Karhuen – Lóeve transformation in seismic data processing: *Geophysical Prospecting* 26, 600 – 626.
119. Herring T.A., 1998, GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program: version 4.1 Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
120. Hieke, W., 1978. The “Victor Hensen Seahill”; part of a tectonic structure in the central Ionian Sea: *Mar. Geol.*, 26, M1 – M5.
121. Hieke, W., 1982, “Reflector M” and diapir structures in the Ionian Sea (Eastern Mediterranean): *Mar. Geol.*, 46, 235 – 244.
122. Hinz, K., 1973, Results of refraction and reflection seismic surveys of the F.S. METEOR in the Ionian Sea: *Δελτίο της Ελλ. Γεωλογικής Εταιρίας*, 10 (1).
123. Hinz, K., 1974, Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea: *Geol. Jahrb., Reihe Geophysik*, 2, 33 – 65.
124. Hirn, A., Sachpazi, M., Siliqi, R., Mc Bride J., Marnelis, F., Cernobori, L., and the STREAMERS – PROFILES group, 1996, A traverse of the Ionian islands front with coincident normal incidence/ and wide angle seismics: *Tectonophysics* 264, 35 –49.
125. Hirschleber, H.B., Hartmann, J.M., and Hieke, W., 1994. The Mediterranean Ridge Accretionary Complex and its Forelands – Seismic Reflection Studies in the Ionian Sea, in: Ansorge, R., (ed): “Universitaet Hamburg 1994, Schlaglichter der Forschung zum 75. Jahrestag”, *Hamburger Beitrage zur Wissenschaftsgeschichte*, Reimar Verlag Berlin Hamburg, 15: 491 – 509.
126. Hood, P., 1978, Finite Difference and Wave Number Migration: *Geophysical Prospecting*, 26, No. 4, 773 – 789.

127. Huang, T.S., and Narendra, P.M., 1975, Image restoration by singular value decomposition: *Applied Optics* 14, 2213 – 2216.
128. Hubral, P., 1977, Time migration, some theoretical aspects: *Geophys. Prosp.*, 25, 728 – 745.
129. Hurting, E., Cermak, V., Haenel, R., and Zui, V.I., (Editors), 1992, *Geothermal Atlas of Europe: Hermann Haack, Gotha, 156.*
130. Ikelle, L. T., Roberts, G., and Weglein, A. B., 1995, Source signature estimation based on the removal of first order multiples, 65th SEG Meeting,.
131. Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, I., and Villari, I., 1982, Acid and basic late Neogene Volcanism in the central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance: *Bulletin of Volcanology*, 45, 87 – 97.
132. Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., and Poli, G., 1981, South Aegean volcanic arc Geothermical variations and geotectonic implications: *Bulletin of Volcanology*, 44, 377 – 391.
133. Jackson J., and D.P. McKenzie, 1984 Active tectonics of the Alpine Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, 185 – 246.
134. Jackson J., and D.P. McKenzie, 1988, The relationship between plate motions and seismic tremors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45 – 73.
135. Jenkins, D.A., 1972, Structural development of Western Greece: *American Assosiation of Petroleum Geologists Bulletin*, 56, 128 – 149.
136. Jessop, A.M., Hobart, M.A., and Sclater, J.G., 1976, *The World Heat Flow Data Collection – 1975: Geothermal Series, No. 5, Earth Physics Branch, Ottawa, Ont. 126.*
137. Jestin F., P.Huchon, and J.M. Gaulier, 1994, The Somalia plate and the East African rift system: Present day Kinematics: *Geophys. J. Int.*, 116, 637 – 654.
138. Jiao, J., Negut, D., Link, B., 1999, Multiple attenuation using eigenvalue Decomposition: 69th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts.
139. Jones, I.F., 1985, Applications of the Karhuen – Lóeve transform in reflection seismic processing: Ph.D. thesis, University of British Columbia.
140. Jones, I.F., and Levy, S., 1987, Signal to noise ratio enhancement in multichannel seismic data via the Karhuen – Lóeve transform: *Geophysical Prospecting* 35, 12 – 32.

141. Judson, D.R., Lin, J., Schultz, P.S., and Sherwood, J.W.C., 1980, Depth migration after stack: *Geophysics*, 45, 361 – 375.
142. Kahle G.H., Mueller M.V., 1993, The Kefalonia Transform Fault and the rotation of the Apulian Platform: evidence from satellite Geodesy, *Geophysical Research Letter*, 20, No. 8, 651 – 654.
143. Kahle H.G., Mueller M. V. Geiger.A. Danuser G., Mueller S. Veis G. Billiris H., Paradissis D., 1995, The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements: *Tectonophysics* 249, 41 – 52.
144. Kahle H., Mueller M., Veis G., 1996, Trajectories of crustal deformation of Western Greece from GPS observations 1989 – 1994, *Geophys. Res. Lett.* 23, 677 – 680.
145. Kahle H.G., Straub C. Reilinger R., McClusky S., King R., Hurst K., Veis G., Kastens K., Cross P., 1998, The strain rate Field in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics* 294, 237 – 252.
146. Kalantzis E., Kanasevich E.R., Vafidis A. and Kostykoyich A., 1996, 3D seismic reflection modeling and imaging: at ESSO's Cold Lake EOR Project, *First Break*, 14, No. 3, 91-103.
147. Kamberis, E., Ioakim,Ch., Tsaila – Monopolis, St., Marnelis, F., Sotiropoulos, S., 1998, Geological nad Paleogeographic evolution of Western Greece, during the Neogene – Quaternary period in the geodynamic setting of the Hellenic Arc, *Rom. J. Stratigraphy*, 78, 63 – 73.
148. Kamberis, E., Ioakim,Ch., Tsaila – Monopolis, St., Tsapralis, B., 1992, Geodynamic and palaeogeographic evolution of western Peloponnesus (Greece) during the Neogene: *Palaeotological evolution*, 24 –25, 363 – 376.
149. Kamberis, E., Marnelis, F., Loucoyannakis, M., Maltezou, F., Hirn, A., and the STREAMERS group, 1996, Structure and deformation of the External Hellenides based on seismic data from offshore Western Greece, *EAGE Special Publication* 5, 207 – 214.
150. Kamberis, E., Sotiropoulos, S., Aximniotou, O., Tsaila – Monopoli, S., and Ioakim, C., 2000, Late Cenozoic deformation of the Gavrovo and Ionian zones in NW Peloponnesos (Western Greece): *Annali di Geofisica*, 43, No. 5, 905 – 919.
151. Kanasevich, E.R., Burianyk, M.J.A., Dubuc, G.P., Lemieux, J.F., and Kalantzis, F., 1995, Three dimensional seismic reflection studies of the Alberta Basement: *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 31, Nos 1 and 2, 1 – 10.

152. Kaniuth K., Drewes H., Stuber K., Tremel H., Zerbini S., Pezzoli L., Corrado G., Kahle H. G., Mueller M. V., Mueller St., Veis G., Billiris H., Paradissis D., 1995, GPS based deformation estimates in the Calabrian and West Hellenic Arcs: XXI IUGG General Assembly, Boulder, CO, Abstract Volume A, 32.
153. Karner, G.D., and Watts, A.B., 1983, Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges: *J. Geophys. Res.*, 88, 10, 449 – 10, 477.
154. Kastens K., Gilbert L., Hurst K., Veis G., Paradissis D., Billiris H., Schlueter W., Seeger H., 1998, GPS evidence for arc – parallel extension along the Hellenic Arc. Greece, *Tectonophysics* (in press).
155. Kastens, K., Breen, N.A., Cita, M.B., 1992, Progressive deformation of an evaporite – bearing accretionary complex: Sea Marc1, sea beam and Piston – core observations from the Mediterranean Ridge: *Mar. Geophys. Res.*, 14, 249 – 298.
156. Kennett, B.L.N., 1979, The suppression of surface multiples on seismic records: *Geophysical Prospecting*, 27(3), 584 - 600.
157. King G., Sturdy D., Whitney J., 1993, The landscape geometry and active tectonics of northwest Greece: *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 137 – 161.
158. King R.W., and Bock Y., 1998, Documentation for the GAMIT analysis software release 9.7: Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
159. Kiratzi, A., Langston, C., 1991, Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece), *Geophys. J. Int.* 105, 529 – 535.
160. Klemperer, S.L., and the BIRPS group, 1987, Reflectivity of the crystalline crust: hypotheses and tests: *Geophys. J. R., astr. Soc.*, 89, 217 – 222.
161. Κόκκινου Ελένη, 1998, Εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας σε θαλάσσια σεισμικά στο Ιόνιο, Μεταπτυχιακή εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης.
162. Kramer, H.P., and Mathews, M.V., 1956, A linear coding for transmitting a set of correlated signals: *IRE Transactions on Information Theory IT* – 2, 41 – 46.
163. KTB – Research Group Black Forest, 1987, Pre – drilling reflection survey of the Black Forest, SW Germany: *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 89, 325 – 332.
164. Kutas, R.I., 1979. A geothermal model of the Earth's crust on the territory of the Ukrainian shield. In: V. Cermak and L. Rybach (Editors), *Terrestrial Heat Flow in Europe*: Springer – Verlag, Berlin.
165. Lacoss, R.T., 1968, Adaptive combining of wide band array data for optimum reception: *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, 6, 78 – 86.

166. Lallement, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry, P., Chamot – Rooke, N., De Voogd, B., 1994, Spatial Transition from Compression to Extension in the Western Mediterranean Ridge Accretionary Complex: *Tectonophysics* 234, 33 – 52.
167. Larner K., and Hatton L., 1975, Wave equation migration, Two approaches: Western Geophysical Company publication.
168. Larner, K.L., Hatton, L., Gibson, B.S., Hsu, I.C., 1981, Depth migration of imaged time sections: *Geophysics*, 46, 734 – 750.
169. Larson K., Webb F., and Agnew D., 1991, Application of GPS to crustal deformation measurement 2. The influence of errors in orbit determination networks: *J. Geophys. Res.*, 96: 16, 567 – 16, 584.
170. Le Pichon X., Angelier J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, 60, 1 – 42.
171. Le Pichon X., Angelier J., 1981, The Aegean Sea: *Royal Society of London Philosophical Transactions, Ser. A*, 300, 357 – 372.
172. Le Pichon X., Chamot – Rooke N., Lallement S., 1995, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics: *J. Geophys. Res.* 100 (B7), 12675 – 12690.
173. Le Pichon, X., Lyberis, N., Angelier, J., and Renard, V., 1982, Strain Distribution over the East Mediterranean Ridge: A synthesis incorporating New Sea – Beam Data: *Tectonophysics* 86, 243 – 274.
174. Lee, W.H.K., and Uyeda, S., 1965, Review of heat flow data: *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, 8, 87 – 190.
175. Levin, S. A., 1987, Deconvolution with spatial constraints: Ph. D. dissertation, Stanford, Univ.
176. Levin, S.A., 1989, Surface – consistent deconvolution: *Geophysics*, 54, No. 9, 1123 – 1133.
177. Limonov, A., 1994, Mud volcanism in the Mediterranean and Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamount: *Unesco reports in marine science*, 64.
178. Lindseth, O., Roy, 1982, Digital Processing of Geophysical Data: A Review, Continuing Education Program , *Society of Exploration Geophysics* 1.14 – 1.18.

179. Loewenthal, D., Lu, L., Roberson, R., and Sherwood, J. W. C., 1974, The wave equation applied to migration and water bottom multiples: Presented at the 36th Mtg. Eur. Assn. Expl. Geophys.
180. Loewenthal, D., Lu, L., Roberson, R., and Sherwood, J.W.C., 1976, The wave equation applied to migration: *Geophys. Prosp.*, 24, 380 – 399.
181. Lokshantov, D., 1998, Multiple suppression by data consistent deconvolution: 68th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1248- 1251.
182. Louvari E.,A.A. Kiratzi, B.C. Papazachos, 1999, The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece): *Tectonophysics* 308, 223 – 236.
183. Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B., and Sawyer, E., 1993, A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province. *Lithos*, 30, 357 – 372.
184. Lund, C – E, Roberts, R.E., Juhlin, C., Bodvarson, R., and Palm, H., 1987, The use of land recorded long - range marine airgun data in crustal reflection – refraction investigations: *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 89, 365 – 370.
185. Lyberis N., Lallemand S., 1985, La transition subduction – collision le long de l’ arc egeen extreme: *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser.*, 2300(17), 885 – 890.
186. Majorowicz, J., 1978, Mantle heat flow and geotherms for major tectonic units in Central Europe: *PALEOPH*, 117, 109 – 123.
187. Makris, J., 1975, Crustal Structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from Geophysical Surveys: *Rapp. Comm. Int. Mer. Médit.*, 23, 4a, 201 – 202, 1 fig.
188. Makris, J., and Wang, J., Bouguer anomalies of the Mediterranean Sea: Compiled by, IFG Hamburg, Personal Communication.
189. Makris, J., Nicolich, R., Weigel, W., 1986, A seismic Study in the Western Ionian, Sea: *Annales Geophysical*, 4, B, 6, 665 – 678.
190. Makris, J., Stobbe, C., 1984, Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data: *Marine Geol.*, 55, 347 – 363.
191. Mallick, K. and Murthy, Y.V.S., 1984, Pattern of Landsat MSS data over Zawar lead – zinc mines, Rajasthan, India: *First Break* 2, 16 – 21.

192. Matson, K., Weglein, A.B., 1996, Removal of elastic interface multiples from land and ocean bottom data using inverse scattering: 66th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1526 - 1530.
193. Matthews, D.H., 1988, Deep seismic investigations in the U.K: BIRPS 1981 – 1987, Ministry of Economic Affairs, Adm. Of Mines, Belgian Geological Survey: Annales de la Société géologique de Belgique, T11 – 1988, 305 – 311.
194. Mayne, W. H., 1962, Common reflection point horizontal data stacking techniques: *Geophysics*, 27, 927 – 938.
195. McCarthy, J., and Thompson, G.A., 1988. Seismic imaging of extended crust with emphasis on the western United States: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1361 – 1374.
196. McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoez M.N., Veis G., 2000, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *Journal of Geophysical Research*, accepted 30 September 1999, in press.
197. McGeary, S., 1987, Nontypical BIRPS on the margin of the North Sea: The SHET Survey: *Geophys. J. R., asrt. Soc.*, 89, 231 – 238.
198. McKenzie D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 30, 109 – 185.
199. McKenzie D., 1978. Active tectonics of the Alpine – Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 217 – 254.
200. Meissner et al. (Editors), 1987, *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*: Am. Geophys. Union, *Geodyn. Ser.*, 22, 247 –255.
201. Meissner, R., 1986, *The Continental Crust, A Geophysical Approach*: Academic Press, Orlando, Fla., 426.
202. Menger, B., Heinze, D. W., MacRae, G., Gilstrap, S. J., 1998, Demultiple and prestack depth processing reveal geologic details: A North Sea example, 68th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts.
203. Mercier J., Sorel D., Simeakis K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Ann: Tectonicae* 1 (1), 20 – 39.

204. Merger, W. M., Marek, L. T., Heinze, W. D., 1996, Peg –leg and free surface multiple removal, a key to imaging subsalt reflectors, 66th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1543 – 1546.
205. Monopolis, D., Bruneton, A., 1982, Ionian Sea (Western Greece): its structural outline deduced from drilling and geophysical data: *Tectonophysics*, 83, 227 – 242.
206. Mooney, W.D., and Brocher, T.M., 1987. Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: a global review. *Rev. Geophys.*, 25, 723 – 742.
207. Μουντράκης Δ., 1990, Συνοπτική γεωτεκτονική εξέλιξη του ευρύτερου ελληνικού χώρου: Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Υπηρεσία Δημοσιευμάτων, Πανεπιστημιακό Τυπογραφείο.
208. Moretti, I., and Royden, L. 1978, Deflection, Gravity anomalies and Tectonics of doubly subducted continental lithosphere: Adriatic and Ionian seas: *Tectonics*, 7, No. 4, 875 –893.
209. Morley, L., 1982, Predictive techniques for marine multiple suppression: PH. D. dissertation, Standford Univ.
210. Mueller, S., and Kahle, H.G, 1993, Crust – Mantle Evolution, Structure and Dynamics of the Mediterranean – Alpine Region, Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics: *Geodynamics* 23, 249 – 293.
211. Naess, O. E., 1979, Attenuation of diffraction noise through very long arrays, : 49th Ann. International SEG Mtg., Expanded Abstracts, 32.
212. Naess, O. E., and Bruland, L., 1985, Stacking methods other than simple summation: *Developments in Geophysical Exploration Methods – 6*, A. E. Fitch ed., Amsterdam: Elsevier, 189ff.
213. Neidell, N. S., and Taner, M.T., 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data: *Geophysics*, 34, 482 – 497.
214. Newman, B.J., 1986, Deconvolution of noisy seismic data – A method for prestack wavelet extraction: *Geophysics*, 51, 34 –44.
215. Newman, P., 1973, Divergence effects in a layered earth: *Geophysics*, 38, 481 – 8.
216. Nicolaou, C., 1986, Contribution to the knowledge of the Neogene sediments and the tectonic boundaries between Ionian and pre – Apulia zones based on geological observations (oil research studies) in Strophades, Zakynthos and Kefallinia islands: Phd Thesis, Athens Univ. (in Greek).

217. Nicolich, R., Cernobori, L., Romanelli, M., Petronio, L., 1994, The Ionian Basin and its margins off southern and eastern Calabria, Draft basis of paper for Budapest Proceedings in Tectonophysics presented at EGS Grenoble, April 1994; Deep Seismics Budapest, September 1994; pre – Vienna EEC report, 1- 17.
218. Nincovich, D., and Hays, J.D., 1972, Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes: *Earth and Planetary Science Letters*, 16, 331 – 345.
219. Noomen, R., Ambrosius, B., and Wakker, K., 1993, Crustal motions in the Mediterranean region determined from LASER ranging to LAGEOS. In: D. Smith and D. Turcotte (Editors), *Contribution of Space Geodesy to Geodynamics*, Am. Geophys. Union, *Geodyn.*, Ser., 23, 331 – 346.
220. Oppenheim A. V., 1978, *Applications of Digital Signal Processing*, Prentice – Hall Inc.
221. Oral M.B. Reilinger R., Toksoez M.N., Barka A.,and Kinik I.,1993. Preliminary results of 1988 and 1990 GPS measurements in W. Turkey and their tectonic implications. In: D. Smith and D. Turcotte (Editors), *Contributions of space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics*: Am. Geophys. Union, *Geodyn. Ser.*, 23, 407 – 416.
222. Oral. B., 1994, *Global Positioning System(GPS) measurements in Turkey (1988 – 1992): Kinematics of the Africa – Arabia – Eurasia plate collision zone*: Ph. D. thesis, Mass. Inst, of Technol., Cambridge, 344.
223. Papadimitriou, P., 1988, *Etude de la structure du manteau supérieur de l' Europe et modélisation des ondes de volume engentrées par des séismes Egéens*, Ph.D Thesis, University Paris, 211.
224. Papadimitriou, E.E., 1993, *Focal mechanisms along the convex side of the Hellenic Arc and its tectonic significance*, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 140, 401 – 426.
225. Papazachos, B., Kiratzi, A., Papadimitriou, E., 1991, *Regional, focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area*, *Pure Appl. Geophys.*, 136, 407 – 420.
226. Papazachos C., Kiratzi A., 1992. *A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to Central Greece*: *Geophys. J. Int.* 111, 424 – 432.
227. Papazachos, C.B., 1994, *Structure of the crust and upper mantle in southeast Europe by inversion of seismic and gravimetric data*, Ph. D., Thesis, University of Thessaloniki.

228. Papazachos C., Kiratzi A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area: *Tectonophysics* 253, 129 – 153.
229. Peacock, K. L., and Treitel, S., 1969, Predictive deconvolution: Theory and practice: *Geophysics*, 34, 155 – 169.
230. Perthuisot, V., 1991, Diapir et Halocinèse: comment les évaporites refont surface: *Geochronique*, 40, 13 – 16.
231. Pieri, M., 1969, Exploration for Oil and Gas in Italy: Publication at a conference of the Institute of Petroleum and A.A.P.G.
232. Pipan, M., Geletti, R., Finetti, I., 1998, Hough Transform based removal in the $x-t$ domain: 68th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts.
233. Potter, C.J., Allmendiger, R.W., Hauser, E.C., Oliver, J.E., 1987, COCORP deep seismic reflection traverses of the U.S. Cordillera: *Geophys. J. R., asrt. Soc.*, 89, 99 - 104.
234. PROMAX2D reference.
235. Quilan, G.M., Hall, J., Williams, H., Wright, J.A., Colman – Sadd, S.P., O'Brien, S.J., Stockmal, G.S. and Marillier, F., 1992. LITHOPROBE onshore seismic reflection transects across the Newfoundland Appalachians: *Can. J. Earth Sci.*, 29: 1865 – 1877.
236. Ready, R.J., and Wintz, P.A., 1973, Information extraction, SNR improvement, and data compression in multispectral imagery: *IEEE Transactions on Communications COM – 21*, 1123 – 1130.
237. Reilinger R., McClusky S., Kahle H.G., Mueller M.V., Straub C., Kastens K., Gilbert L., Hurst K.M., Veis G., Paradissis D., Barka A., 1995. GPS evidence for west ward continuation of dextral strike – slip motion from the North Anatolian Fault Zone across the North Aegean and North Central Greece: *Eos* 76(46), F620 – F621.
238. Reilly M. and Greene P. L., 1976, Wave equation migration: Seisco - Delta report.
239. Riegler, R. L., and Compton, R. T., Jr., 1973, An adaptive array for interference rejection: *Proc. IEEE*, 61, 748 – 758.
240. Riley, D.C., and Claerbout, J.F., 1976, 2-D multiple reflections: *Geophysics*, 41, 592 - 620.
241. Robbins, H., and Monroe, S., 1951, A stochastic approximation method: *Annals Math. Stat.*, 22, 400 – 407.

242. Robinson E. A., 1983, Seismic velocity analysis and the convolutional model: D. Reidel Publishing company, Dordrecht/Boston/Lancaster.
243. Robinson, E. A., 1967, Multichannel time series analysis with digital computer programmes: San Francisco, Holden – Day, Inc.
244. Robinson, E.A., and Treitel, S., 1967, Principles of digital Wiener filtering: *Geophysical Prospecting*, 15, 311 - 333.
245. Rossi, S., and Zarudzki, E.F.K., 1978, Medina e Cirene: montagne sottomarine de Mare Jonio: *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 20, No. 77, 61 – 67.
246. Rothacher M., Mervart L., Beutler G., Gurtner W., Brockmann E., Frankhauser S., Johnson J., Schaer S., Springer T., Weber R., 1996: Bernese GPS Software Version 4.0, Print Off. Astronomical Institute, University of Berne.
247. Royden L., The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries: *Tectonics*, 12, 303 – 325, 1993.
248. Ryan, W.B.F, Ewing, M., Ewing, J.I., 1966, Diapirism in the sedimentary basins of the Mediterranean Sea: *Trans. Am. Geophys. Union*, 47, 120 (abstract).
249. Ryan, W.B.F, Hsü, K.J., et al., 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (part 1): U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 514.
250. Ryan, W.B.F, Stanley, D.J., Hersey, J.B., Fahlquist, D.A., and Allan, T.D., 1970, The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: A.E. Maxwell(Editor): *The Sea*, Wiley Intersci., New York, N.Y., 4(2), 387 – 492.
251. Ryan, W.B.F., Kastens, K.A., and Cita, M.B., 1982, Geological Evidence concerning Compressional Tectonics in the East Mediterranean: *Tectonophysics* 86, 213 – 242.
252. Rybach, L., Werner, D., Mueller, S., and Berset, G., 1977. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the central Alps, Switzerland: *Tectonophysics*, 41, 113 – 126.
253. Ryu, J.V., 1982, Decomposition (DECOM) approach applied to wave field analysis with seismic reflection records: *Geophysics*, 47, 869 - 883.
254. Schneider, W. A., and Backus, M. M., 1968, Dynamic correlation analysis, *Geophysics*, 33: 105 – 26.
255. Schneider, W. A., Prince, E. R., and Giles, B. F., 1965, A new data processing technique for multiple attenuation exploiting differential normal moveout: *Geophysics*, 30, 348 – 62.
256. Schneider, W., 1978, Integral Formulation for migration in two and three dimensions: *Geophysics*, 43, 49 – 76.

257. Schultz, P.S., and Sherwood, J.W.C., 1980, Depth migration before stack: *Geophysics*, 45, 376 – 393.
258. Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karacostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Comninakis, P.E., & Papazachos, B.C., 1985, Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Islands earthquake sequence of 1983: *Pure appl. Geophys.*, 123, 388 – 397.
259. Sengbush, R.L., 1983, *Seismic exploration methods*: International Human Resources Development Corporation.
260. Sengor, A. M. C., Jlmaz, J., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: *Tectonophysics.*, 75, 181 – 241.
261. Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., 1995, *Exploration Seismology*: Cambridge Univ. Press.
262. Smith D.E., Kolonkiewicz R., Nerem R., Dunn P., Torrence M.H., Robbins J.W., Klosko S.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., 1994a, Contemporary global horizontal crustal motion: *Geophys. J. Int.*, 119, 511 – 520.
263. Smith D.E., Kolonkiewicz R., Robbins J.W., Dunn P., Torrence M.H., 1994b. Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from satellite laser ranging measurements: *Geophys. Res. Lett.*, 21(18), 1979 – 1982.
264. Smith, A.G., and Moores, E.M., 1974, Hellenides, in Spencer, A.M. ed., *Mesozoic and Cenozoic orogenic belts*: Geological Society of London, Special Publication, 4, 159 – 185.
265. Sonder L., and P. England, 1989, Effects of temperature dependent rheology on large scale continental extension: *J. Geophys. Res.*, 94, 7603 – 7619.
266. Sorel, D., 1989, *L' évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène, dans le cadre géodynamique de l'arc Egéen*: Thèse d'Etat, Univ. of Paris XI – Orsay, 475.
267. Sorel, D., and Cushing, M., 1982, Mise en évidence d' un charriage de couverture dans la zone ionienne en Grèce occidentale: la nappe d' Akarnanie – Lefkas: Paris, Academie de Sciences Comptes Rendus, 294, 675 – 678.
268. Stiros, S., Pirazzoli, P., Laborel, J. & Laborel – Deguen, F. 1994, The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting: *Geophysical Journal International*, 11, 834 – 849.
269. Stolt , R.H., and Benson, A.K., 1986, *Seismic migration: Theory and Practice*, Geophysical Press.
270. Stolt, R.H., 1978, Migration by Fourier transform: *Geophysics* 43, 23 – 48.

271. Straub C., Kahle H.G.,1994. GPS estimates of crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 495 – 502.
272. Taner, M. T., 1976, Simplan, simulated plane – wave exploration, paper read at the 46th Annu. SEG Mtg. (Abstract in Geophysics), 42, 186 – 7.
273. Taner, M. T., 1978, Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, 44, 1041 – 1063.
274. Taner, M. T., and Koehler, F., 1969, Velocity spectra: Digital computer derivation and applications of velocity function: *Geophysics*, 34, 859 – 81.
275. Taymaz T., Jackson J., McKenzie D., 1991, Active tectonics of the north nad central Aegen Sea: *Geophys. J. Int.* 106, 433 – 490.
276. Temple, P.G., 1968, Mechanics of large scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos: *Geological Society of Amerika Bulletin*, 79, 687 – 700.
277. Treitel, S., Shanks, J. L., and Frasier, C. W., 1967, Some aspects of fan filtering, *Geophysics*, 32: 789 – 900.
278. Truffert, C., Chamot – Rooke, N., Lallement, S., De Voogd, B., Huchon, P., and Le Pichon, X., 1993, The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling: *Geophysical Journal International*, 114, 360 – 372.
279. U.S. Naval Oceanographic Office: 1965, Residual Magnetic Contour Chart of the Mediterranean Sea, 1967 – 8: Mercator Projection Scale 1° Longitude=1 inch, Washington D.C.
280. Ulrych, T.J., 1971, Application of homomorphic deconvolution to seismology: *Geophysics*, 36, 4, 650 - 660.
281. Ulrych, T.J., Levy, S., Oldenburg, D.W., and Jones, I.F., 1983, Applications of the Karhuen – Lóeve transformation in reflection seismology: *Proceedings of the 53rd Ann. SEG Mtg. , Las Vegas*, S6.5.
282. Underhill, J.R., 1985, Neogene and Quaternary tectonics and sendimentation in Western Greece: Phd Thesis, Cardiff, Wales University College, University of Wales.
283. Underhill, J.R., 1988, Trassic evaporites and Plio – Quartenary diapirism in W. Greece: *Journal of the Geological Society of London*, 145, 269 – 282.
284. Underhill, J.R., 1989, Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 613 – 634.

285. Vejmelek, L., and Tomek, C., 1989, Deep reflection seismic profile 598, in the southwestern part of the Transcarpathian depression: Geophysical transactions, 35, No. 1 –2, 65- 76.
286. Veliciu, S., and Demetrescu, C., 1979. Heat flow in Romania and some relation to geological and geophysical features. In: V. Cermak and L. Rybach (Editors), Terrestrial Heat Flow in Europe: Springer – Verlag, Berlin, 253 - 260.
287. Verschuur, D. J., and Berghout, A. J., 1992, Surface related multiple elimination: practical aspects : 62th Ann. Mtg. of the SEG, Expanded Abstracts, 1100 - 1103.
288. Verschuur, D. J., and Berghout, A. J., and Wapennar, P.A., 1992, Adaptive Surface related - multiple elimination: Geophysics, 57, 1166 – 1177.
289. Wake – Dyster, K.D., Sexton, M.J., Johnstone, D.W., Wright, C., Finlayson, D.M., 1987, A deep seismic profile of 800 Km length recorded in southern Queensland, Australia, Geophys. J. R., asrt. Soc., 89, 423 - 430.
290. Waters, H. K., 1986, Reflection Seismology, A tool for energy Resource Exploration: Third Edition, A Wiley – interscience Publication.
291. Weber, F., Schmoeller, R., Fruhwirth, R.K., 1996, Results of deep reflection seismic measurement south of Rechnitz/Burgenland/Austria: Geophysical transactions, 40, No. 1 –2, 79- 93.
292. Weglein, A. B., 1999, Multiple attenuation: an overview of recent advances and the road ahead: The leading Edge, SEG, Special section, 40 – 44.
293. Weigel, W., 1974, Crustal Structure under the Ionian Sea: Short Communications, J. Geophys. 40, 137 – 140.
294. White, R.S., Westbrook, G.K., Fowler, S.R., Spence, G.D., Barton, P.J., Joppen, M., Morgan, J., Bowen, A.N., Prestcott, C., and Bott, M.H.P., 1987, Hatton Bank (northwest U.K.) continental margin structure: Geophys. J.R. Astron. Soc., 89, 265– 372.
295. Widrow, B. et al., 1975, Adaptive noise cancelling: Principles and applications: Proc. IEEE, 63, 1692 – 1716.
296. Widrow, B., and Hoff, M. E., 1960, Adaptive switching circuits: IRE WESCON Conven, Rec., part 4, 96 – 104.
297. Widrow, B., Mantey, P.E., Griffiths, L. J., and Goode, B. B., 1967, Adaptive antenna systems: Proc. IEEE, 55, 2143 – 2159.

298. Wiggins, J. W., 1988, Attenuation of complex water bottom multiples by wave equation – based prediction and subtraction, *Geophysics*, 53, No. 12, 1527 – 1539.
299. Workman, R., 1984, Marine 3-D acquisition and processing: unpublished technical document, Western Geophysical Company.
300. Wright, C., Goleby, B.R., and Collins, C.D.N., 1987, The Central Australian seismic experiment, 1985: preliminary results, *Geophys. J. R., asrt. Soc.*, 89, 431 – 436.
301. Wright, J.A., and Hall, J., 1990. Deep seismic profiling in the Nosop Basin, Botswana: cratons, mobile belts and sedimentary basins: *Tectonophysics*, 173, 333 – 343.
302. Yannick P., Kahle H.G, Cocard M., Veis G., Felekis S., Paradissis D., 1998, Establishment of a continuous GPS network across the Kephallonia Fault Zone, Ionian Islands, Greece: *Tectonophysics* 294, 253 – 260.
303. Yegorova, T.P., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G., and Pavlenkova, N.I., 1997, Three dimensional gravity modelling of the European Mediterranean Lithosphere: *Geophys. J. Int.* 129, 355 – 367.
304. Yilmaz, Ozdogan, 1987, Seismic data processing: Society of Exploration Geophysics.
305. Zerbini S., Billiris H., Corrado G., Drewes H., Kahle H.G., Kaniuth K., Mueller M., Pezzoli L., Stuber K., Tremel H., Veis G., 1994, Monitoring crustal deformation in the West Hellenic Arc and Calabrian Arc using GPS: *Eos, Suppl.*, April 19, 115 – 116.5.
306. Zhang, G., Yin, X., and Wu, G., 1998, An approach to suppress noise by partial K – L transform in wavelet domain: 65th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 987 – 990.

5. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Local Seismicity and Seismic Velocity Structure in the Front of the Hellenic Arc Preliminary Observations

VALLIANATOS PHILIPPOS^a KOKINOY ELEN^a, SIRAGAKIS MANOLIS^a, MAKRIS JOHN^a

^aLaboratory of Geophysics and Seismology, Department of Natural Resources and Environment, Technological Educational Institut Crete, 3 Romanou Str. Chalepa, Chania, Crete, GR 73133, GREECE, fvallian@chania.teicrete.gr

Abstract: - The shallow seismogenic layer in the Front of the Hellenic Arc is considered responsible for a large number of earthquakes occurred in Southern Aegean and especially around Crete Island. Information concerning the seismic velocity structure and local seismicity in the area around Crete Island are combined in order to trace the shallow seismogenic layer. In addition, the relation between the shallow seismogenic layer and the main sedimentary sequences as well as deeper structures is investigated.

Key-Words: - Front of the Hellenic arc, Crete, velocity structure, local seismicity, shallow seismogenic layer

1 Introduction

The Hellenic arc comprises the most seismically active area of Europe due to the interaction between Eurasia and Africa. An ocean-continent interaction occurs on a curved surface, which is defined by the shallow branch (20-100 Km) of the Wadati-Benioff zone, intersecting the outer side of the sedimentary arc (Western Peloponnesus-west of Kythira-south coast of Crete-east coast of Rhodes) and dips at low angle ($\sim 30^\circ$) to the Aegean Sea (Papazachos et al., 2000). Additionally, the boundary between Aegean and African plate in the most western part of the Hellenic Arc (e.g Ionian Sea) is of continent-continent type now.

The island of Crete represents an emergent high in the fore-arc of the Hellenic Subduction Zone, indicating the transition between African and Eurasian plates. A variety of intensive studies in the last decades figured out the geodynamic attributes of the wide area of Southern Hellenic Arc (Le Pichon and Angelier, 1979; Angelier et al., 1982; Makris and Stobbe, 1984; Meulenkamp et al., 1988; Taymaz et al., 1990; De Chabaliere et al. 1992; Hatzfeld et al., 1993; Delibassis et al., 1999; Ten Veen and Postma; 1999; Papazachos et al., 2000; Knappmeyer and Harjes, 2000; Bohnhoff et al., 2001; Jost et al., 2002; Makris and Jegorova, 2005).

The current work comprises the next step of that presented by Kokinou et al. (2006). In the context of the pre-mentioned study, information concerning onshore and offshore seismic reflection experiments data, topographic data ([www. geomapapp.org](http://www.geomapapp.org)) and previous results (Makris and Stobbe, 1984; Kissling et al., 1995; Bohnhoff et al., 2001; Makris and Yegorova, 2005) were used in order to construct detailed velocity models for the area around Crete Island. Thereinafter, the main sedimentary sequences as well as deeper structures were traced. Special emphasis was given in the velocity structure of the Cretan crust sedimentary cover in order to understand the intense shallow seismicity of the wide area around Crete. Main purpose of the previous and present work is to investigate the shallow crustal structure of the Southern Hellenic Arc and especially the wide area around Crete Island and to figure out the seismogenic structure up to 35 Km from earth surface.

The dataset (Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens, GI-NOA) used in the present work includes moderate to strong earthquakes ($M \geq 3.9$) occurred in the period 1990 - 2005. The events of the period 2004-2005 from the pre-referred dataset were compared to the observations of the South Aegean Seismological Network (SASN) (Vallianatos et al., 2006). HYPO 71, as a standard processing tool, is used for the recorded earthquakes analysis. In the present study the data of about 290 earthquakes were used, exhibiting focal depth up to 35 Km. The number of shocks with focal depth greater than 35 Km was small.

2 South Aegean Seismological Network (SASN)

Prior the presentation of the results we give a brief summary of the new telemetric seismic network which has been installed since the end of 2003 on the island of Crete and the broader area of South Aegean and is continuously operated by the Laboratory of Geophysics and Seismology of the Technological Educational Institute of Crete in order to provide modern instrumental coverage of seismicity in the southern Greece, as well as some more insight into the stress and deformation fields, tectonics, structure and dynamics of the Hellenic Arc. Network's geometry as well as site selection has been chosen carefully, since the primary goal is to locate seismic events, fact which assures the most accurate determination of seismic parameters. Furthermore, plenty of studies are conducted, concerning mainly the crust structure of the area which will lead to a representative velocity model, the stress-field and the focal depth distribution. The South Aegean Seismic Network (SASN) is now well established with a stable technical and financial position. The associated SASN database has increased in both quantity and quality during the period 2003-2006 and is being extensively used for research. Due to the technical development of the network, there has also been a good knowledge of software applications for seismic data acquisition, communication and processing. Today the network consists of 10 operational stations (nine short period and one broad-band station) which are equipped of three-component sensors, third generation high resolution 24-bits digitizers, Reftek type 130-1. The configuration of the network is shown on figure 1.

Telemetry is digital in terms of conventional TCP/IP networking using dedicated ADSL-VPN connections. Data are transmitted to the central processing unit, situated at the Laboratory of Geophysics and Seismology building in Chania, Crete, where the data packets stored in two data servers and one real time processing server running Seismic Network Data Processor (SNDP) software. In addition backup connections with satellite links are prepared for installation.

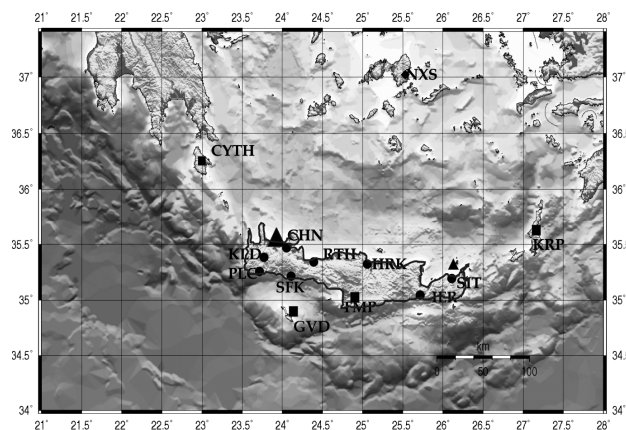


Figure 1 Geographic distribution of the Seismological Network of south Aegean (Laboratory of Geophysics and Seismology Technological Educational Institute of Crete). Black bullet denotes on-line stations, whereas black square sites where seismic stations are off-line. Black triangle denotes the broadband station in Chania (CHN) and the smaller one the accelometer installed in Sitia (SIT).

3 Velocity profiles and distribution of moderate to strong earthquakes in the area around Crete Island

In the context of the present study, three velocity profiles (see Kokinou et al., 2006 and fig. 2) were selected in order to study the geodynamic processes around Crete Island.

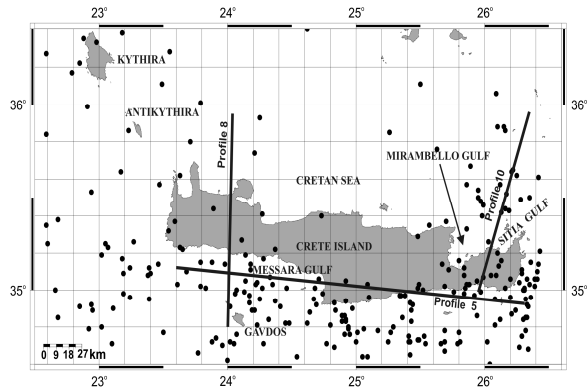


Figure 2 Map locating the velocity profiles and spatial distribution of earthquakes around Crete Island.

The first one (profile 5, fig. 3) comprises an almost E-W oriented profile in the southern part of Crete Island. In the western most part of profile 5 the upper Alpine sequences are wedged out and the post-Alpine sediments rest directly on the lower series of the Alpine sequence or the upper Palaeozoic succession (6.3 – 6.5 Km/s). In the central part of profile 5 the layer corresponding to a velocity range between 5.3 and 6.2 km/s begins to dip in the offshore area between Gavdos and Messara Gulf. The dipping layer does not seem to influence the post-Alpine and Alpine sedimentary sequences but only the lower Palaeozoic succession and the basement. It is worth to note here that the pre-mentioned layer (6.1–6.5 Km/s) possibly corresponding to the Palaeozoic succession and/or the basement in the southern Cretan crust seems to be influenced in its lower part by the geodynamic processes affecting the lower crust. It also corresponds to the same velocity layer of profiles 1, 2, 3 presented by Kokinou et al. (2006), possibly responsible for the shallow seismicity in the study area. The only difference between the seismogenic layer in northwestern Cretan crust and southern Cretan crust is indicated in the depth that this layer is traced. In southern Cretan crust the top of the pre-mentioned layer is traced approximately at 5-6 Km, while in northwestern offshore part of Crete Island at 8-13 Km (Kokinou et al., 2006).

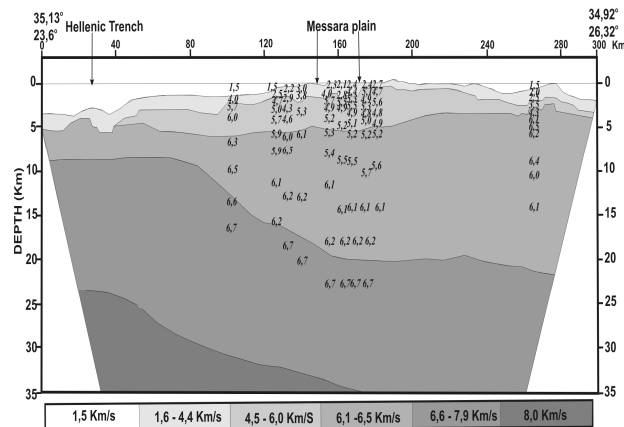


Figure 3 Velocity model for the E-W oriented profile 5 in the southern part of Crete Island.

Profiles 8 and 10 (figs. 4 and 5) provide images of the Cretan crust in N-S and NE-SW direction. A general remark is the gradual dipping of the Cretan crust to a NE direction. An uplift (profile 8, fig. 4) characterizes the onshore western part of Crete, showing a thickness of the sedimentary cover less than 10 Km. The deeper layers may image a progressive decoupling of the oceanic crust from the continental crust in a northwest – southeast front that is also referred by previous researchers [Makris and Jegerova, 2005].

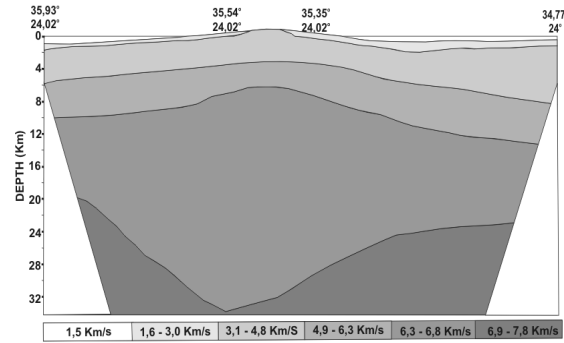


Figure 4 Velocity model for the N-S oriented profile 8 in the western part of Crete Island.

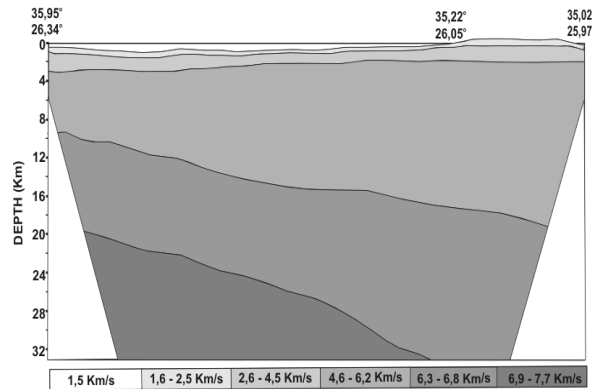


Figure 5 Velocity model for the NE-SW oriented profile 10 in the eastern part of Crete Island.

In order to examine the relationship between moderate to strong events and depth, the histogram of figure 6 was constructed. It is figured out that the majority of earthquakes with magnitude $3.9 \leq M \leq 5.1$ evoke in depth less than 35 Km while the hypocenters of stronger than 5.1 earthquakes are located in depth ranging between 35 and 130 Km.

The earthquake foci distribution along profile 5 is presented in figure 7. The majority of the hypocenters are accumulated in depth ranging between 5 and 35 Km. The upper 10 Km of the most western part of the profile, in comparison to the eastern part, show very week earthquake foci distribution. Additionally, the first two layers of the velocity model, corresponding to Post-Alpine and the upper sequences of the Alpine sediments up to 5 Km below the surface, show almost no seismic activity.

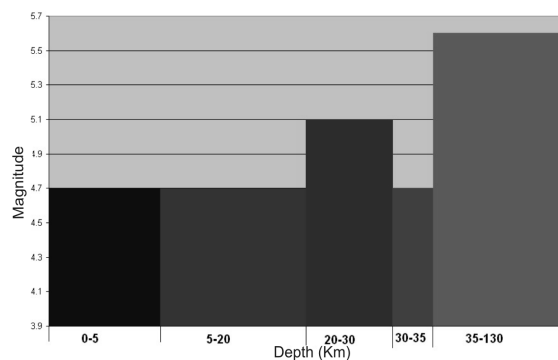


Figure 6 Histogram showing the relationship between magnitude and depth in the study area (data from GI-NOA catalogue).

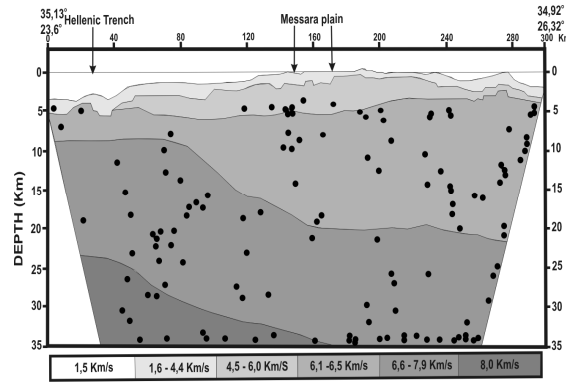


Figure 6 Distribution of the earthquake foci along velocity profile 5.

In the profile 8 (fig. 7), the local seismicity occurs in the southern part of the profile, corresponding to the offshore area between south coast of Eastern Crete Island and the wide region of Gavdos Island. The earthquake foci are observed at depth $h > 8$ Km and especially between 15 and 30 Km.

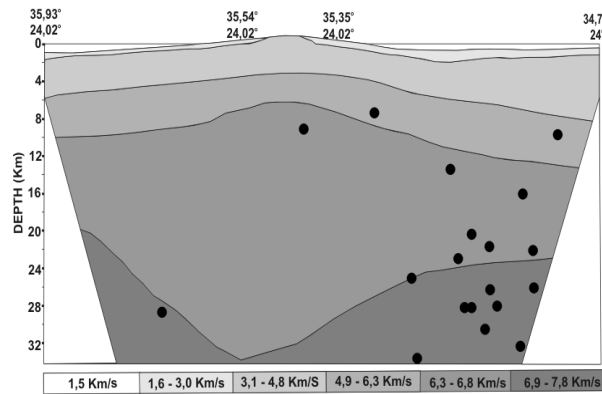


Figure 7 Distribution of the earthquake foci along velocity profile 8.

An intense local seismicity occurs in the southwestern onshore part of profile 10 (figure 8) at depths between 5 and 22 Km, while weak local seismicity in the most northern part of the profile. In addition, the Gulfs of Mirambello and Sitia in northeastern Crete Island show a relative local seismic activity, possibly corresponding to the NE-SW oriented fault zone located in the wide area of the Eastern Crete (Seismotectonic map of the major area of Crete Island).

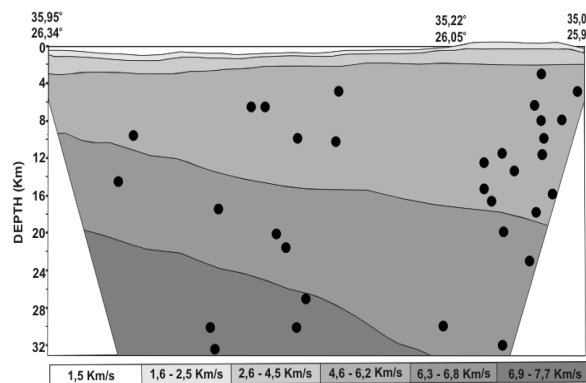


Figure 8 Distribution of the earthquake foci along velocity profile 10.

4 Discussion and Conclusions

In the context of the present work we attempted to investigate the relationship between seismic velocity structure and distribution of the local seismicity in the front of the Hellenic Arc. Our interest is focused in the sedimentary cover and a few kilometres below it, evoking the shallow seismicity in the study area.

An intense shallow seismicity occurs in the southern part of Crete Island across an E-W oriented velocity profile. The majority of the earthquake foci are indicated below the upper part of the Alpine sedimentary succession and show a regular distribution along the profile. The seismic basement of the southern part of Crete Island possibly involves in the geodynamic processes affecting the pre-referred region.

A progressive uplift of the onshore western part of Crete is defined in the profile that crosses the western Cretan crust in a N-S direction, while the thickness of the sedimentary cover decreases to less than 10Km (Kokinou et al., 2006). In contrast to the thinning of the sedimentary cover, the thickness of the lower crust increases up to 32.5km. Generally a west to east trending decrease of the sedimentary cover takes part in the offshore Northern Crete Island. The distribution of the hypocenters confirms the above result. The W-E thickness decrease of the sedimentary cover is possibly in agreement with the westward propagation of the Hellenic fold and thrust system.

Papazachos et al. (2000) used 961 shallow and intermediate earthquakes occurred in the period 1965 – 1995 to define the geometry of the Hellenic arc, by constructing three cross sections for its western, central and eastern part. A very intense shallow seismicity ($h < 20\text{Km}$) is defined in the western part of Cretan crust. Based on this report we traced the shallow seismogenic layer in the profile of the southern Cretan crust in depths between 5 and 22 Km, showing a velocity range between 5.3 and 6.7 Km/s. It could represent the lower part (carbonates) of the Alpine sedimentary succession, as well as the Palaeozoic succession and/or part of the basement.

Implication of the present includes relocation of past and earthquakes in the study area, accurate location of the currently recorded seismic activity either from permanent or temporary networks, as well as the detailed interpretation of the seismic stacked sections, especially for the upper crust sequences for the area around Crete.

Acknowledgments

This work is supported by the project ARCHIMEDES I: "Support of Research Teams of Technological Educational Institute of Crete", sub-project entitled "Multidisciplinary Seismic Hazard monitoring in the Front of the Hellenic Arc" MIS 86384, action 2.2.3.ζ, in the framework of the Operational Programme for Education and Initial Vocational Training.

References:

- [1] Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., and Huchon, Ph., 1982, The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis, *Tectonophysics*, 86, 159-196.
- [2] Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. and Stavrakakis, G., 2001, Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data, *Tectonophysics*, 343, 239-262.
- [3] De Chabaliere, J.B., Lyon-Caen, H., Zollo, A., Deschamps, A., Bernard, P. and Hatzfeld, D., 1992, A detailed analysis of microearthquakes in Western Crete from digital three-component seismograms, *Geophys. J. Int.*, 110, 347-360.
- [4] Delibasis, N., Ziazia, M., Voulgaris, N., Papadopoulos, T., Stavrakakis, G., Papanastassiou, D., Drakatos, G., 1999, Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (Central Crete Island, Greece), *Tectonophysics*, 308(1-2), 237-248.
- [5] Geodynamic Institute of the National Observatory of Athens (GI-NOA), www.noa.gr.
- [6] Hatzfeld, D., Besnard, M., Makropoulos, K. and Hatzidimitriou, P., 1993, Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications, *Geophys. J. Int.*, 115, 799-818.
- [7] Jost, M.L., Knabenbauer, O., Cheng, J. and Harjes, H.P., 2002, Fault plane solutions and small events in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, 356, 87-114.
- [8] Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, the Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- [9] Knapmeyer, M. and Harjes, H.P., 2000, Imaging crustal discontinuities and the downgoing slab beneath Crete, *Geophysical Journal International*, 143, 1-21.
- [10] Kokinou, E., Papadimitriou, E., Karakostas, Vallianatos, F., Crustal Velocity models for the wide area of Crete island in the southern Hellenic subduction zone, 2006, *First European Conference on Earthquake*

Engineering and Seismology (a joint event of the 13th ECEE & 30th General Assembly of the ESC), Geneva, Switzerland, paper number 577, accepted.

[11] Makris, J., and Stobbe, C., 1984, Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Mar. Geol.*, 55, 347-363.

[12] Makris, J. and Yegorova, T., 2005, A 3-D density-velocity model between the Cretan Sea and Libya, *Tectonophysics*, *in press*.

[13] Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., van Wamel, W.A., and Hoogerduyn Strating, E., 1988, On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene, *Tectonophysics*, 146, 203-215.

[14] Papachazos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M., 2000, The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, 319, 275-300.

[15] Vallianatos F., Makris J., Soupios P., Hloupis G., Nikolintaga I., Kokinou E., Moisiidi M., Kalisperi D., 2006, A New Telemetry Seismological Network In The Front Part of the Hellenic Arc: its contribution to the study and understanding of the seismic behavior of the area, *presented in the European Geophysical Union Conference*.

[16] Seismotectonic map of the major area of Crete Island, 1982, *published by the Technical Chamber of Greece, Eastern and Western Crete branches*.

[17] Taymaz, T., Jackson, J. and Westway, R., 1990, Earthquake mechanisms in the Hellenic trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, 102, 695-731.

[18] Ten Veen, J.H. and Postma, G., 1999, Roll-back controlled vertical movements of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (Crete, Greece), *Basin Research*, 11, 243-26