

**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**



**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ**

ΔΗΜΑΚΗΣ ΕΥΘΥΜΙΟΣ

**ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΚΑΙ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ
ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΨΗΦΙΑΚΩΝ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ
ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΥΡΕΟΣ ΦΑΣΜΑΤΟΣ**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

Θεσσαλονίκη 2012

Δημοσίευση του Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ με κωδικό αριθμό

ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κυρατζή Αναστασία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ. (Επιβλέπουσα διατριβής)

Καρακαϊσής Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ.

Παπαζάχος Κωνσταντίνος, Καθηγητής Α.Π.Θ

Περιεχόμενα

Περιεχόμενα	3
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	5
Κεφάλαιο 1 ^ο	7
Εισαγωγή	7
Ενεργός Τεκτονική Ελληνικού χώρου.....	7
Κινηματικά μοντέλα για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο	14
Η δομή της λιθόσφαιρας στον Ελληνικό χώρο.....	24
Ενεργός Παραμόρφωση στον Ελληνικό χώρο	30
Μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης με τη χρήση σεισμικών δεδομένων	30
Μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης με τη χρήση νεοτεκτονικών και παλαιομαγνητικών δεδομένων.....	32
Κεφάλαιο 2 ^ο	35
Μέθοδος της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής και καθορισμός του μηχανισμού γένεσης.	35
Ισοδύναμες δυνάμεις	35
Τανυστής σεισμικής ροπής (Seismic Moment Tensor)	39
Ερμηνεία του Τανυστή της Ροπής	49
Συναρτήσεις Green (Green's functions)	50
Μέθοδος διακριτών κυματάριθμων (frequency wavenumber method)	52
Μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν	55
Αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής	59
Αβεβαιότητες κατά τη διαδικασία αντιστροφής.....	64
Κεφάλαιο 3ο	69
Μηχανισμοί γένεσης στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο.....	69
Δίκτυο Σεισμογράφων	70
Περιοχές που μελετήθηκαν.....	76
Ευρύτερος χώρος της Αλβανίας	77
Βόρειο Αιγαίο	85
Ανατολικό Αιγαίο	92

Ακολουθία του σεισμού στο Ευπάλιο Φωκίδας (Mw 5.2) στις 18 Ιανουαρίου 2010.....	100
Εύβοια.....	108
Κεφάλαιο 4ο	114
Συμπεράσματα.....	114
Αποτελέσματα και συμπεράσματα από τη μελέτη των περιοχών του ευρύτερου Ελληνικού χώρου.....	116
Αλβανία	116
Βόρειο Αιγαίο	118
Ανατολικό Αιγαίο	120
Ακολουθία του σεισμού του Ευπαλίου (Mw 5.2) στις 18 Ιανουαρίου 2010.....	122
Εύβοια.....	124
Αξιοπιστία των μοντέλων ταχυτήτων.....	126
Γενικά συμπεράσματα	130
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι.....	133
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ.....	144
Βιβλιογραφία	171

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στόχος της εργασίας είναι η μελέτη των μηχανισμών γένεσης σεισμών που έγιναν στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο κατά την περίοδο 2009-2011, με τη χρήση ψηφιακών σεισμολογικών δεδομένων ευρέως φάσματος, η συμβολή στη γεωτεκτονική εικόνα του χώρου και η διερεύνηση αβεβαιοτήτων στην μέθοδο υπολογισμού των μηχανισμών γένεσης που χρησιμοποιήθηκε. Τα δεδομένα για την χρονική αυτή περίοδο, έδωσαν την δυνατότητα να μελετηθούν οι περιοχές του ευρύτερου αλβανικού χώρου, του Βορείου Αιγαίου, του Ανατολικού Αιγαίου, της ακολουθίας του σεισμού του Ευπαλίου (Mw 5.3, 18 Ιανουαρίου 2010) και της Εύβοιας. Στο χρονικό αυτό διάστημα υπολογίστηκαν συνολικά 87 σεισμοί με τη μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου τάσεων.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μία αναφορά στο σεισμοτεκτονικό καθεστώς το οποίο διέπει τον Ελληνικό χώρο και στις κύριες κινήσεις οι οποίες είναι υπεύθυνες για την παρούσα τεκτονική κατάσταση. Επίσης περιγράφονται εν συντομία τα κινηματικά μοντέλα που έχουν προταθεί για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, καθώς και η δομή της λιθόσφαιρας και η ενεργός παραμόρφωση του Ελληνικού χώρου.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, παρουσιάζονται θεωρητικά στοιχεία του τανυστή σεισμικής ροπής, των συναρτήσεων Green καθώς και του τρόπου αντιστροφής που ακολουθήθηκε. Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται αναλυτικά η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης.

Στο τρίτο κεφάλαιο, γίνεται η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής της μεθόδου αντιστροφής για τον υπολογισμό μηχανισμών γένεσης για τις εξής περιοχές: Αλβανία, Βόρειο Αιγαίο, Ανατολικό Αιγαίο, Ακολουθία του σεισμού του Ευπαλίου (Mw 5.3, 18 Ιανουαρίου 2010), Εύβοια.

Στο τέταρτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται τα συμπεράσματα για τις περιοχές μελέτης καθώς και τα γενικότερα συμπεράσματα που προκύπτουν από την χρήση της μεθόδου αντιστροφής.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Καθηγήτρια Σεισμολογίας κ. Αναστασία Κυρατζή για την ειλικρινή βοήθεια και την υποστήριξη που μου έδωσε σε όλη η διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Τον Καθηγητή Σεισμολογίας Α.Π.Θ. Γιώργο Καρακαϊση και τον Καθηγητή Γεωφυσικής Κωνσταντίνο Παπαζάχο, μέλη της

τριμελούς μου επιτροπής, θεωρώ τιμή μου που τους γνώρισα και που συνεργάστηκα μαζί τους και τους ευχαριστώ για τη βοήθεια και τις συμβουλές που μου έδωσαν.

Τέλος θέλω να ευχαριστήσω τους γονείς μου Χρήστο και Μαρία, που με την αγάπη τους και την στήριξή τους δεν θα μπορούσε να επιτευχθεί η ολοκλήρωση των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Κεφάλαιο 1^ο

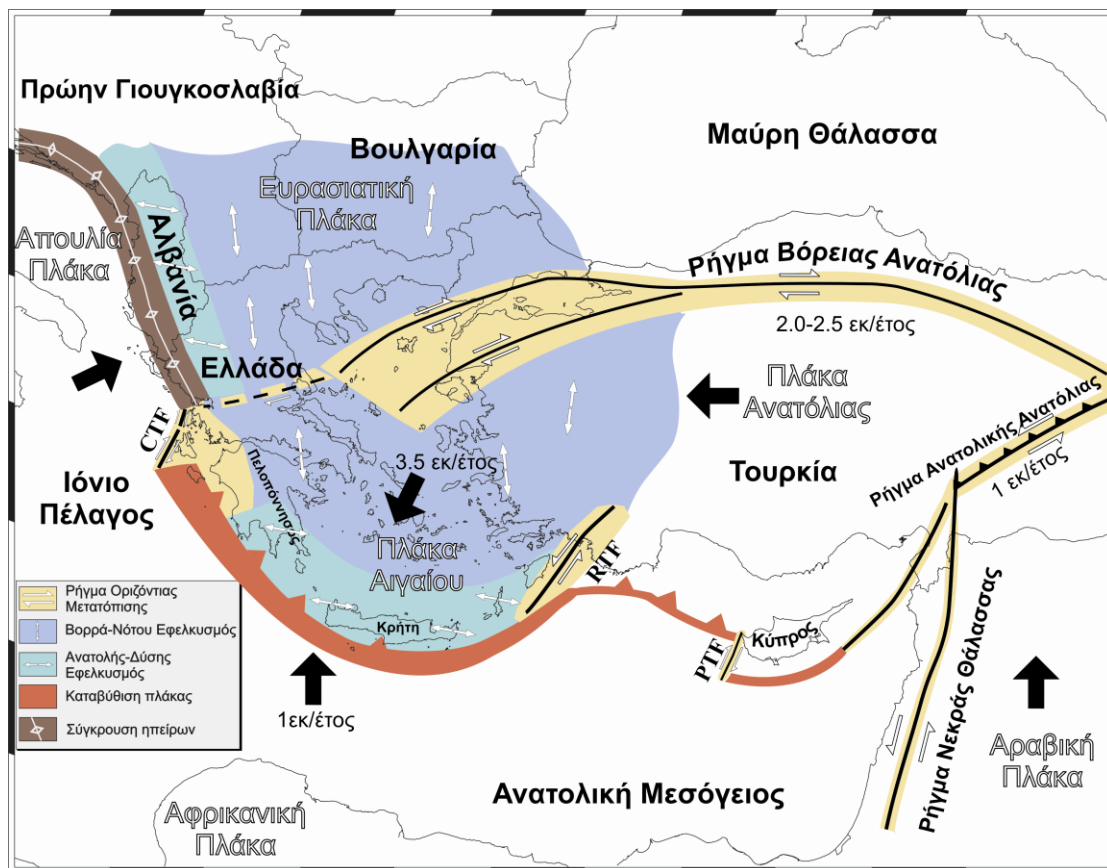
Εισαγωγή

Ενεργός Τεκτονική Ελληνικού χώρου

Το Αιγαίο και η γειτονική περιοχή αποτελούν τμήμα της ορογενετικής ζώνης των Άλπεων - Ιμαλαΐων που παρουσιάζει την πιο γρήγορη παραμόρφωση. Αν και η παραμόρφωση της ζώνης ως σύνολο σχετίζεται με την προς βορά κίνηση της Αφρικής, της Αραβίας και της Ινδίας σε σχέση με την Ευρασία, η τεκτονική όμως της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου κυριαρχείται από την ύπαρξη εφελκυστικών και οριζόντιας μετατόπισης κινήσεων.

Η μεγάλη έκταση στην οποία παρατηρείται σεισμικότητα, ενεργός τεκτονική και μορφοτεκτονικά φαινόμενα, φανερώνουν ότι η ηπειρωτική παραμόρφωση λαμβάνει χώρα σε πολύ μεγάλη έκταση και διαφέρει σημαντικά από την παραμόρφωση που παρατηρείται ανάμεσα σε πλάκες ωκεάνιας λιθόσφαιρας (Nyst and Thatcher, 2004).

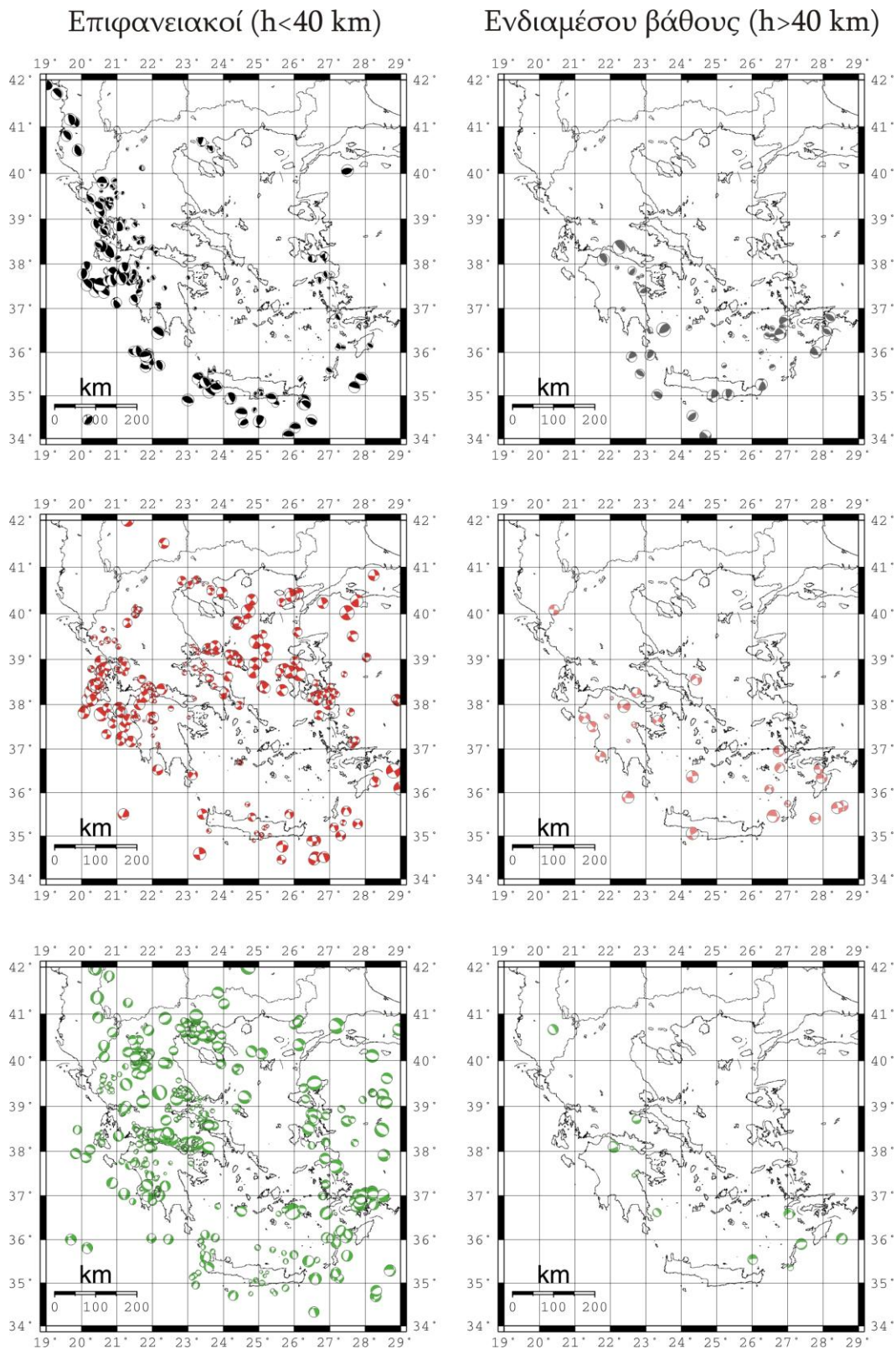
Για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου έχουν γίνει πολλές μελέτες, οι οποίες στην προσπάθειά τους να καθορίσουν τα κύρια τεκτονικά όρια και να προσδιορίσουν την σχετική τους κίνηση, χρησιμοποίησαν σεισμολογικά μοντέλα, κατανομές ενεργών ρηγμάτων και βαθυμετρία (McKenzie, 1972, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979, 1981; McKenzie and Jackson, 1983; Taymaz et al., 1991; Papazachos et al., 1998; Papazachos, 2002). Στο σχήμα (Σχήμα1.1) παρουσιάζονται οι σχετικές κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, οι οποίες διαμορφώνουν την σεισμοτεκτονική εικόνα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου.



Σχήμα 1.1 Λιθοσφαιρικές πλάκες και οι σχετικές μεταξύ τους κινήσεις που διαμορφώνουν την σεισμοτεκτονική εικόνα της Ελλάδας (Parazachos et al., 1998).

Η συμβολή της Σεισμολογίας στην έρευνα της ενεργού τεκτονικής πραγματοποιείται κυρίως με τη μελέτη της χωρικής κατανομής της σεισμικότητας, η οποία καθορίζει τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, και με τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, που καθορίζουν το πεδίο των τάσεων και τη διεύθυνση κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών.

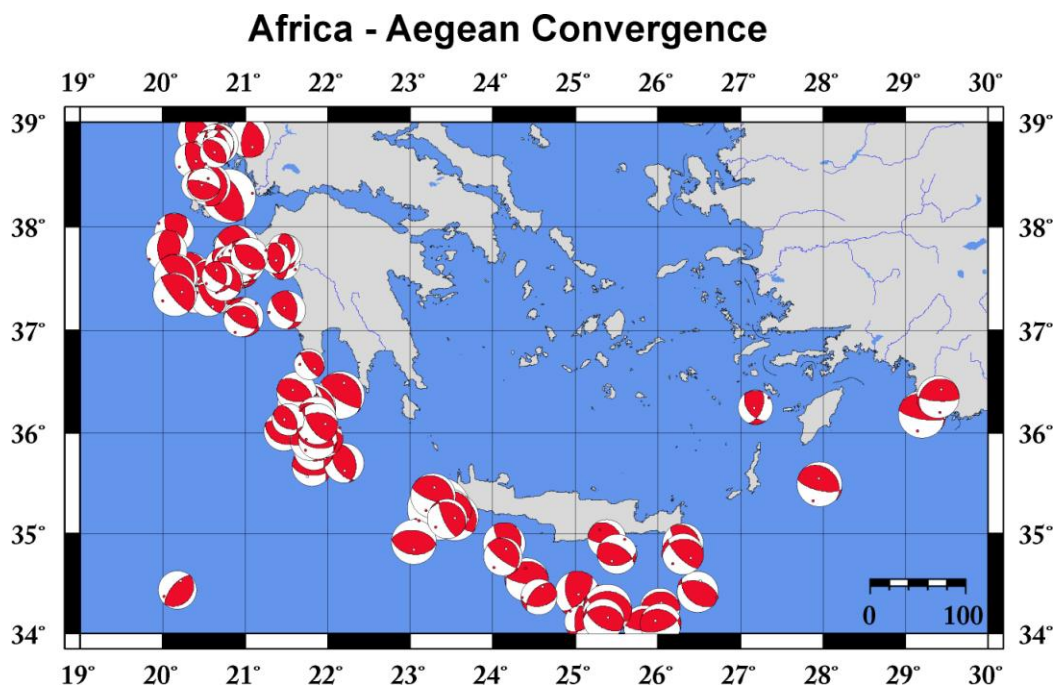
Η μελέτη των μηχανισμών γένεσης στην Ελλάδα συνέβαλε στην αναγνώριση της ζώνης ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος του κυρτού τμήματος του Ελληνικού τόξου (Parazachos and Delibasis, 1969), του εφελκυστικού πεδίου στην ηπειρωτική Ελλάδα και τη γειτονική περιοχή (McKenzie, 1970, 1972) και της συνέχειάς του βόρεια από τη ζώνη του βορείου Αιγαίου (Parazachos et al., 1979) καθώς και των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή της Κεφαλονιάς (Scordilis et al., 1985; Louvari et al., 1999) και στο βόρειο Αιγαίο Πέλαγος (Galanopoulos, 1967; McKenzie, 1972).



Σχήμα 1.2 Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών (επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους) με $M > 5.0$ για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Με μαύρο χρώμα είναι μηχανισμοί σε ανάστροφα ρήγματα, με κόκκινο χρώμα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο χρώμα τα κανονικά ρήγματα (Kiritzi et al., 2007).

Από την κατανομή των μηχανισμών γένεσης ιδιαίτερα κατά μήκος του ελληνικού τόξου, αυτοί αποτυπώνουν την σύγκλιση των πλακών, την καταδυόμενη λιθόσφαιρα και τον οπισθότοξο εφελκυσμό.

Πιο συγκεκριμένα στο σχήμα 1.3 αποτυπώνεται η σύγκλιση της Αφρικής και του Αιγαίου όπως προκύπτει από τους μηχανισμούς γένεσης (Shaw and Jackson, 2010). Οι επιφανειακοί σεισμοί κατά μήκος του ελληνικού τόξου που οφείλονται σε ανάστροφα ρήγματα, ακολουθούν τον προσανατολισμό του ελληνικού τόξου. Έτσι στην περιοχή του Ιονίου έχουν προσανατολισμό ΒΒΔ-ΝΝΑ, στην ανάμεσα από την Πελοπόννησο και την Κρήτη ΒΔ-ΝΑ, ενώ στο περιοχή του τόξου νότια της Κρήτης είναι προσανατολισμένα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ.



Σχήμα 1.3 Επιφανειακοί σεισμοί κατά μήκος του Ελληνικού τόξου, στα όρια σύγκλισής της αφρικανικής πλάκας με την μικροπλάκα του Αιγαίου (δεδομένα από Kiratzi and Louvari, 2003).

Οι Παπαζάχος και συνεργάτες (2001) χρησιμοποιώντας τους μέχρι τότε δημοσιευμένους μηχανισμούς γένεσης χώρισαν τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο σε περιοχές που έχουν παρόμοιες ιδιότητες όσον αφορά το είδος διάρρηξης και οι οποίες είναι οι ακόλουθες:

Η ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Αδριατικής θάλασσας

Αυτή η ζώνη ακολουθεί την ανατολική ακτή της Αδριατικής θάλασσας και του Β. Ιονίου Πελάγους. Ο τυπικός μηχανισμός γένεσης για τους σεισμούς που συμβαίνουν σε αυτή την περιοχή είναι:

$$\text{Επίπεδο 1: } \zeta = 328^\circ, \delta = 32^\circ, \lambda = 90^\circ,$$

$$\text{Ολίσθηση : } \alpha = 59^\circ, \varphi = 32^\circ$$

όπου α είναι το αζιμούθιο και δ η γωνία κλίσης του ρήγματος. Από την τυπική λύση φαίνεται ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από μικρής γωνίας ανάστροφα ρήγματα, τα οποία είναι παράλληλα προς τις ακτές και συνήθως κλίνουν προς αυτές.

Η ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων του Ελληνικού Τόξου

Η ζώνη αυτή που ακολουθεί το Ελληνικό τόξο αναγνωρίστηκε για πρώτη φορά από τους Papazachos and Delibasis (1969). Ο τυπικός μηχανισμός γένεσης που αναμένεται να έχουν οι μελλοντικοί σεισμοί στο τόξο έχει τις ακόλουθες παραμέτρους:

$$\text{Επίπεδο 1: } \zeta = 310^\circ, \delta = 24^\circ, \lambda = 102^\circ,$$

$$\text{Ολίσθηση } \alpha=26^\circ, \varphi=23^\circ$$

Πρόκειται για μια ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων μικρής γωνίας κλίσης. Στο δυτικό τμήμα (Ζάκυνθος – ΝΔ Κρήτη), τα ρήγματα έχουν παράταξη ΝΔ-ΒΑ, παράλληλη προς τις ακτές και κλίνουν από το κυρτό προς το κοίλο τμήμα του Ελληνικού τόξου, ακολουθώντας τη ζώνη Benioff. Από τους μηχανισμούς γένεσης φαίνεται ότι ο άξονας της μέγιστης συμπίεσης είναι κάθετος προς τις ακτές.

Στην ανατολική πλευρά της ζώνης (ΝΑ Κρήτη – Ρόδος) το είδος της διάρρηξης παραμένει το ίδιο όπως και στη δυτική πλευρά του τόξου. Κατά συνέπεια προκύπτει ότι

η παράταξη των ρηγμάτων όπως και του άξονα της μέγιστης συμπίεσης δεν επηρεάζεται άμεσα από την τοπογραφία και την ύπαρξη της κατάδυσης. Η ερμηνεία η οποία δίνεται σήμερα για αυτή τη σταθερή συμπεριφορά των ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος όλου του Ελληνικού τόξου, όπως θα αναλυθεί και αργότερα, είναι ότι τα ρήγματα αυτά σχετίζονται κατά κύριο λόγο με τη διαδικασία της εφίπλευσης της λιθόσφαιρας του Αιγαίου πάνω στη λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου.

Η ζώνη εφελκυσμού κατά μήκος των Ελληνίδων Οροσειρών

Αυτή η σεισμική ζώνη ακολουθεί τις Ελληνίδες οροσειρές και σχετίζεται με εφελκυσμό Α-Δ κατά μήκος ρηγμάτων παράταξης Β-Ν. Η ύπαρξη της ζώνης αυτής αναγνωρίστηκε για πρώτη φορά από τους μηχανισμούς γένεσης μεγάλων σεισμών (Papazachos et al., 1984) καθώς και από τη μελέτη μικροσεισμών (Kiritzi et al., 1987). Το νοτιότερο τμήμα της ζώνης αυτής τεκμηριώθηκε με πρόσθετα σεισμολογικά στοιχεία (Armijo et al., 1992) ενώ η προέκτασή της κατά μήκος της ζώνης μετάβασης από τα ανάστροφα ρήγματα του εξωτερικού Ελληνικού τόξου προς το κανονικά ρήγματα του Αιγαίου τεκμηριώθηκε και με γεωδαιτικά στοιχεία. Ο τυπικός μηχανισμός για τη ζώνη αυτή έχει τις παραμέτρους:

$$\text{Επίπεδο 1: } \zeta = 11^\circ, \delta = 46^\circ, \lambda = -93^\circ,$$

$$\text{Ολίσθηση: } \alpha = 281^\circ, \phi = 44^\circ$$

Αυτός ο τυπικός μηχανισμός γένεσης είναι χαρακτηριστικός για τους σεισμούς για όλο το μήκος της ζώνης από τη βόρεια Αλβανία μέχρι και τη ΒΑ. Κρήτη-Δ. Ρόδο.

Η ζώνη εφελκυσμού της οπισθότοξης περιοχής

Εφελκυσμός περίπου Β-Ν σε μια ευρεία ζώνη που περιλαμβάνει το Αιγαίο και τις γύρω ηπειρωτικές περιοχές προτάθηκε για πρώτη φορά από τον McKenzie (1970, 1972, 1978). Είναι μια ζώνη συνεχούς παραμόρφωσης με εφελκυστικές διαδικασίες που καλύπτει τη νότια Βουλγαρία και Γιουγκοσλαβία, τη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου, τη ΝΔ Τουρκία καθώς και την κεντρική δυτική Τουρκία. Ο τυπικός μηχανισμός για τη ζώνη αυτή έχει τις παραμέτρους:

$$\text{Επίπεδο 1: } \zeta = 82^\circ, \delta = 46^\circ, \lambda = -92^\circ,$$

Ολίσθηση: $\alpha = 352^\circ$, $\phi = 44^\circ$

Παρατηρούμε ότι κατά μέσο όρο εφελκυσμός σε διεύθυνση B-N οδηγεί σε ολίσθηση κανονικών ρηγμάτων τα οποία έχουν παράταξη περίπου A-Δ.

Η ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας-μετατόπισης

Αυτή η ζώνη έχει διεύθυνση BA-NΔ. Ξεκινάει από το δυτικό τμήμα του ρήγματος της B. Ανατολίας και συνεχίζει στο B. Αιγαίο, μέχρι την ενδοχώρα της ηπειρωτικής Ελλάδας, όπου διακόπτεται απότομα. Ξαναεμφανίζεται η ζώνη αυτή στην περιοχή της Δ. Πελοποννήσου και των Ιονίων νήσων και σταματάει στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. Ο BA κλάδος της ζώνης ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης αναγνωρίστηκε από παρατηρήσεις πεδίου στο ρήγμα της B. Ανατολίας αλλά ο NΔ κλάδος αυτής της ζώνης αναγνωρίστηκε από σεισμολογικές παρατηρήσεις (Scordilis et al., 1985; Papazachos et al., 1994; 1997c). Ο τυπικός μηχανισμός γένεσης για αυτή τη ζώνη που χαρακτηρίζεται από ολίσθηση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης είναι:

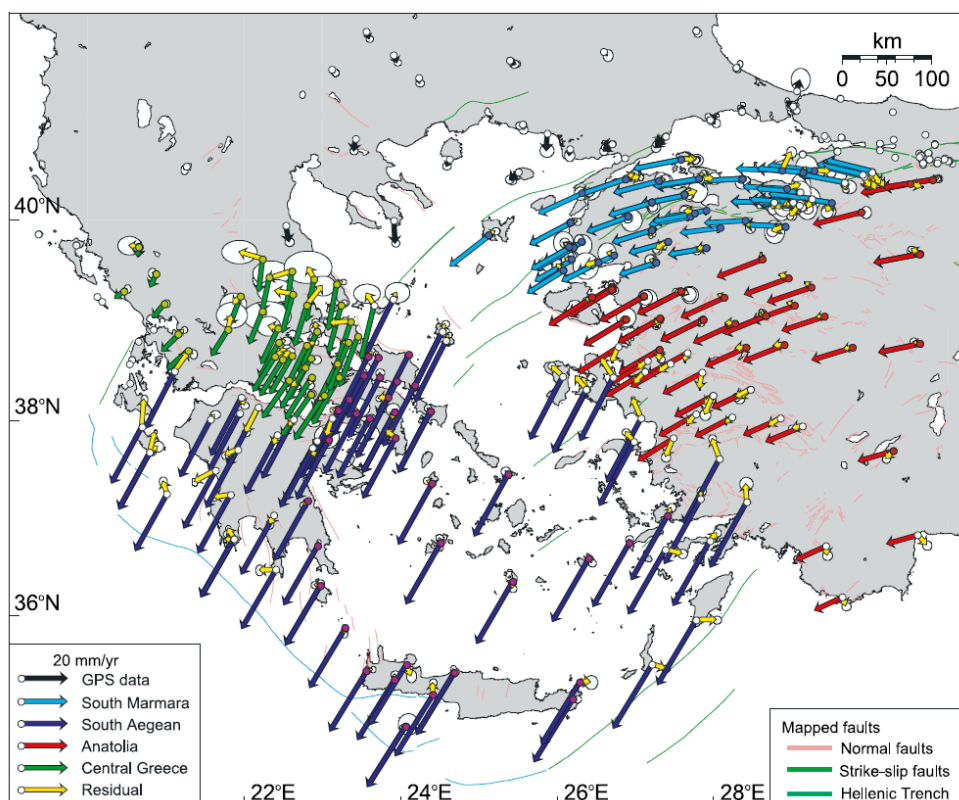
Επίπεδο 1: $\zeta = 47^\circ$, $\delta = 88^\circ$, $\lambda = 176^\circ$,

Ολίσθηση: $\alpha = 227^\circ$, $\phi = 4^\circ$

Η πλατιά αυτή ζώνη όπου υπάρχουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης είναι το κινηματικό αποτέλεσμα της προς τα δυτικά κίνησης της πλάκας της Ανατολίας και της γρήγορης προς τα NΔ κίνησης του Αιγαίου. Θα πρέπει να τονισθεί εδώ ότι, παρόλο που η κίνηση στα ρήματα της ζώνης αυτής είναι οριζόντιας μετατόπισης, εντούτοις υπάρχουν και κανονικά ή ανάστροφα ρήματα που ενεργοποιούνται στις περιοχές αυτές ως αποτέλεσμα των εφελκυστικών ή συμπιεστικών πεδίων που περιγράφηκαν προηγουμένως.

Κινηματικά μοντέλα για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο

Για τον χαρακτηρισμό της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών χρησιμοποιούνται ευρέως τις τελευταίες δύο δεκαετίες οι μετρήσεις με όργανα GPS. Το πλεονέκτημα από την χρήση αυτών των οργάνων είναι πως επιτρέπουν την άμεση και λεπτομερή χαρτογράφηση των ταχυτήτων σε κάθε σταθμό (Σχήμα 1.4). Η χρήση τους πλέον είναι πολύ διαδεδομένη και αυτό έχει συμβάλει στο να κατανοηθούν καλύτερα οι τεκτονικές κινήσεις και οι παραμορφώσεις των λιθοσφαιρικών πλακών της Γης (Le Pichon et al., 1995; Davies et al., 1997; Clarke et al., 1998; Cocard et al., 1999; Briole et al., 2000; McClusky et al., 2000; Kotzev et al., 2001; Ayhan et al., 2002, Nyst and Thatcher, 2004).



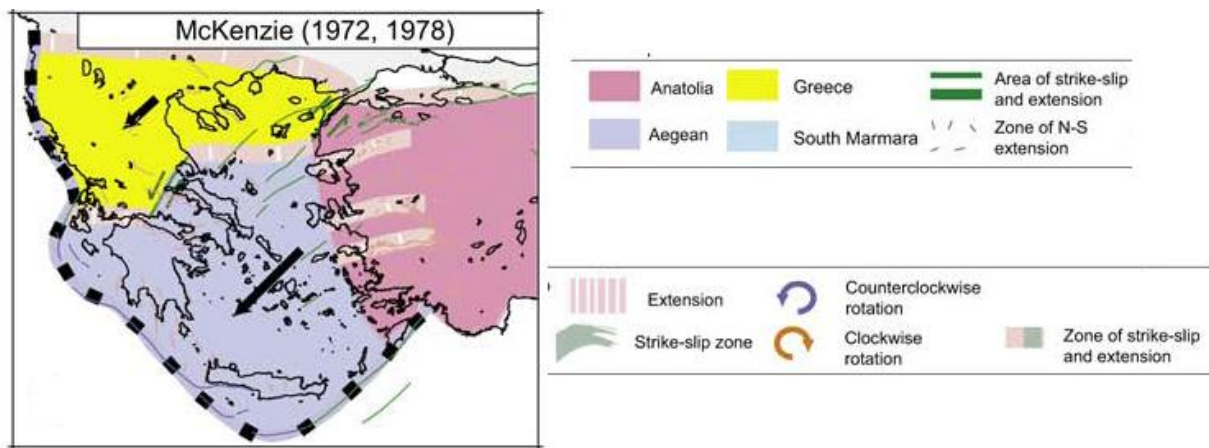
Σχήμα 1.4 Χάρτης που αποτυπώνει μετρήσεις GPS που έχουν κάνει διάφοροι ερευνητές για την σχετική κίνηση της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου (Nyst and Thatcher, 2004).

Υπάρχουν, όμως, περιοχές του ελληνικού χώρου που δεν καλύπτονται από όργανα GPS ή δεν έχουν συμβεί ισχυροί σεισμοί και δεν υπάρχουν καταγραφές ή στοιχεία που δείχνουν ενεργοποίηση ρηξιγενών ζωνών. Σε αυτή την περίπτωση, για τον ελληνικό χώρο υπάρχουν πολλές νεοτεκτονικές και παλαιοσεισμολογικές μελέτες (Pavlidis and Mountrakis, 1987; Pavlidis et al., 1988; Pavlidis and Caputo, 1994; Pavlidis, 1996; Mattei et al., 2004; Chatzipetros et al., 2005), οι οποίες έχουν συντελέσει σημαντικά στο να κατανοηθούν οι τεκτονικές κινήσεις σε αυτές τις περιοχές.

Το χαρακτηριστικό γνώρισμα της τεκτονικής στον Ελληνικό χώρο είναι η κατάδυση του εμπρόσθιου τμήματος της λιθόσφαιρας της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την πλάκα του Αιγαίου. Πρώτη φορά διαπιστώθηκε και μελετήθηκε από τους Papazachos and Comninakis (1969, 1970, 1971), και στη συνέχεια από πλήθος ερευνητών (McKenzie, 1972, 1978, Le Pichon and Angelier, 1979, Makropoulos and Burton, 1984, Spakman, 1986 μεταξύ άλλων).

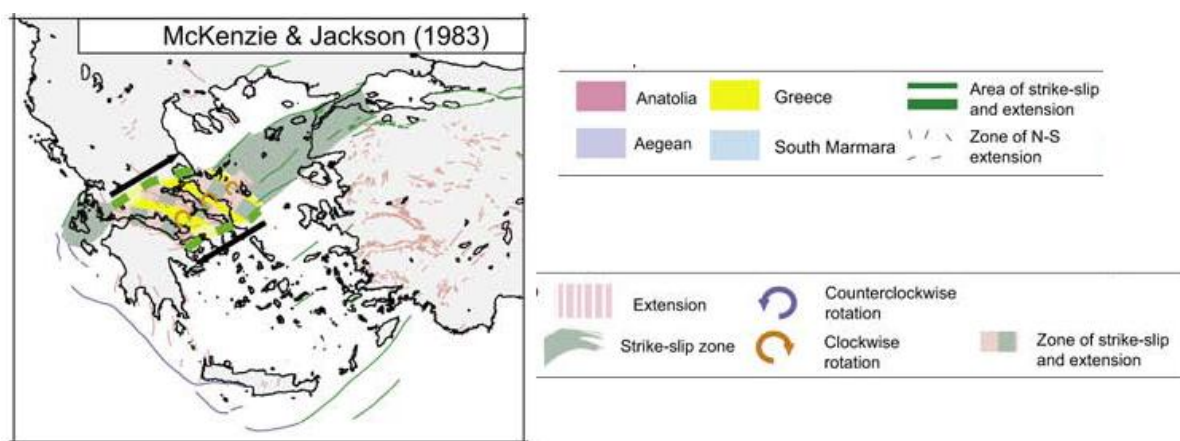
Τα πρώτα κινηματικά μοντέλα που προτάθηκαν για τον Ελληνικό χώρο, στηρίχθηκαν αποκλειστικά στους μηχανισμούς γένεσης ισχυρών σεισμών.

Ο πρώτος που χρησιμοποίησε τις πρώτες αποκλίσεις P κυμάτων για να υπολογίσει μηχανισμούς γένεσης και να προτείνει ένα μοντέλο το οποίο να ερμηνεύει την κατανομή της σεισμικότητας στο χώρο του Αιγαίου, ήταν ο McKenzie (1972, 1978). Στην μελέτη του ο McKenzie, θεωρεί την Αραβική πλάκα, την πλάκα της Ανατολίας και αυτή του Αιγαίου ως ένα σύστημα άκαμπτων πλακών, στο οποίο η κίνηση μεταφέρεται από την Αραβική πλάκα προς τον χώρο του Αιγαίου, με τη βοήθεια του υλικού του μανδύα (Σχήμα 1.5). Οι κινήσεις του συστήματος αυτού είναι που ευθύνονται για την μεγάλη σεισμικότητα του ευρύτερου Ελληνικού χώρου. Στο μοντέλο αυτό, ωστόσο, δεν γινόταν καμία αναφορά για τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην Κεντρική Ελλάδα (Nyst and Thatcher, 2004).



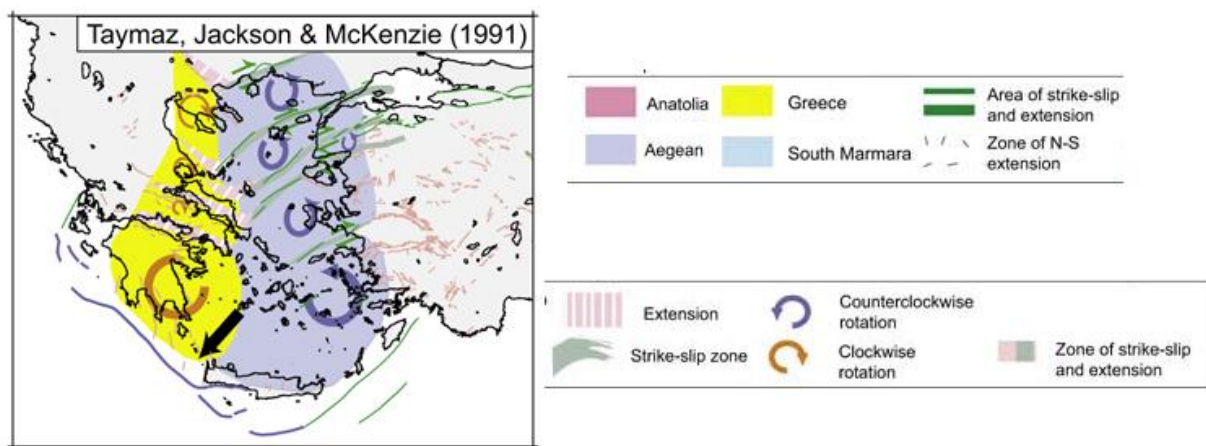
Σχήμα 1.5 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τον McKenzie (McKenzie 1972, 1978).

Σε δύο μεταγενέστερες μελέτες οι McKenzie and Jackson (1983, 1986), υποστήριξαν πως η περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας αποτελούν τεμάχια (blocks), τα οποία περιστρέφονται δεξιόστροφα με γωνιακή ταχύτητα ανάλογη του θερμού υλικού που βρίσκεται στην ασθενόσφαιρα (Σχήμα 1.6). Υποστήριξαν ακόμα στις μελέτες τους ότι η B-N διεύθυνση των διανυσμάτων ολίσθησης, την οποία παρατηρούμε στην Κεντρική Ελλάδα, εξηγείται με τις NNA δεξιόστροφες κινήσεις των τεμαχίων και των ρηγμάτων σε σχέση με την Ευρασία.



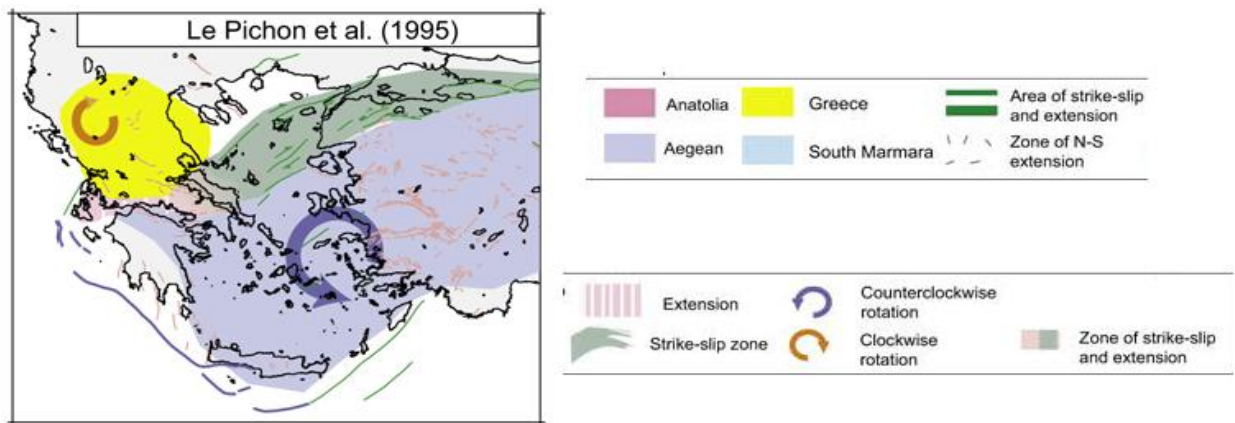
Σχήμα 1.6 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους McKenzie and Jackson, (1983, 1986).

Στην εργασία των Taymaz et al. (1991), υποστηρίζεται πως η παραμόρφωση στο χώρο του Αιγαίου οφείλεται κυρίως σε τρεις παράγοντες (Σχήμα 1.7): α) στην κίνηση προς τα δυτικά της Τουρκίας σε σχέση με την Ευρασία, μέσω του ρήγματος της Ανατολίας, β) στην ηπειρωτική σύγκρουση της του τμήματος της ΒΔ Ελλάδας-Αλβανίας με την μικροπλάκα της Απουλίας και γ) και στη ζώνη κατάδυσης του νοτίου Αιγαίου. Σημειώνουν ακόμα πως καθώς το ρήγμα της Ανατολίας εισέρχεται στην περιοχή του Αιγαίου, χωρίζεται σε πολλά μικρότερα ρήγματα και πως η σύγκρουση της Απουλίας με τη ΒΔ Ελλάδα, δεν επιτρέπει την περιστροφή στην κεντρική Ελλάδα και έτσι ενεργοποιούνται κανονικά ρήγματα σε αυτή την περιοχή.



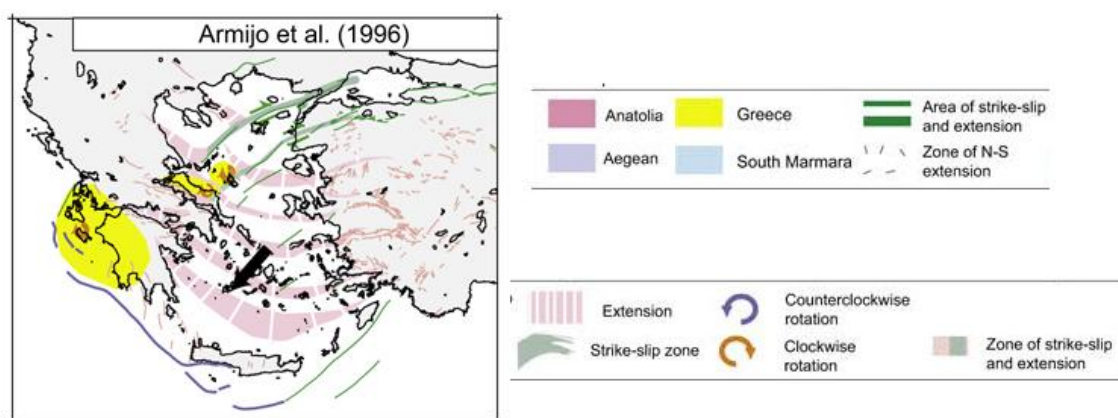
Σχήμα 1.7 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους Taymaz et al. ,(1991).

Οι Le Pichon et al. (1995) χρησιμοποίησαν για πρώτη φορά δεδομένα από μετρήσεις GPS. Στην εργασία τους υποστηρίζουν την ύπαρξη ενός μοντέλου δύο τεμαχών για την περιοχή του Αιγαίου (Σχήμα. 1.8). Το ένα τέμαχος περιλαμβάνει την Κεντρική Ελλάδα και κάνει δεξιόστροφη περιστροφή, ενώ το άλλο τέμαχος περιλαμβάνει το Νότιο Αιγαίο και την Ανατολία και κάνει αριστερόστροφη περιστροφή. Πρότειναν, επίσης εφελκυσμό στον κόλπο της Κορίνθου και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στο χώρο του Βορείου Αιγαίου Πελάγους.



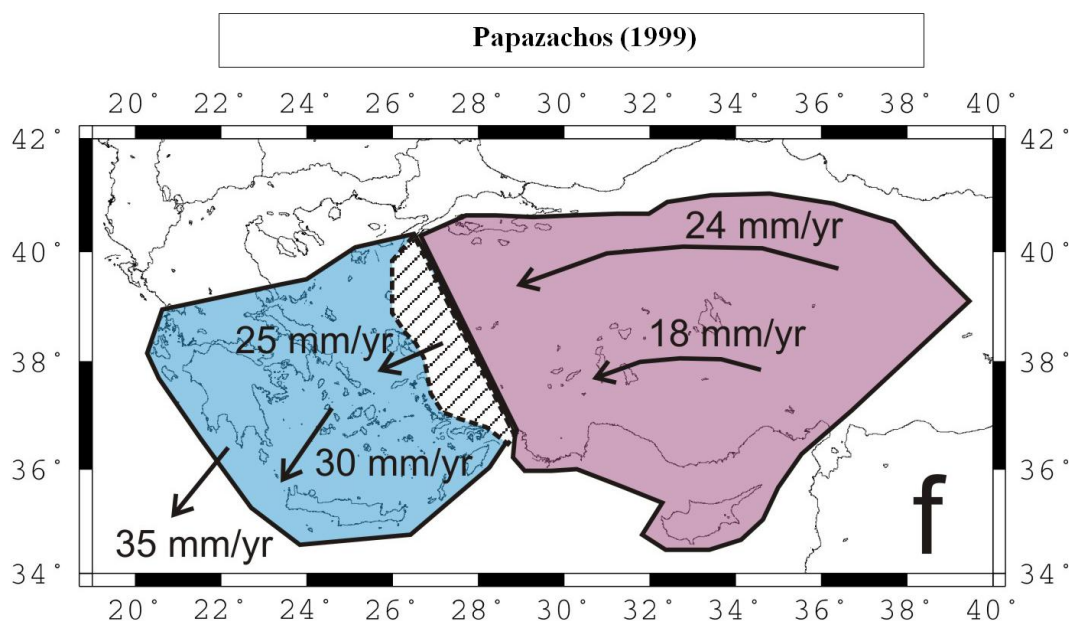
Σχήμα 1.8 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους Le Pichon et al.,(1995).

Στην εργασία των Armijo et al. (1996), γίνεται μελέτη των φαινομένων που παρατηρούνται στις απολήξεις των κλάδων του ρήγματος της Ανατολίας, με τη βοήθεια σεισμολογικών και παλαιομαγνητικών δεδομένων καθώς και μετρήσεων GPS. Πρότειναν πως ο εφελκυσμός εντοπίζεται στις περιοχές του Β. Αιγαίου και της Κεντρικής Ελλάδας, όπου τα δεξιόστροφα ρήγματα της Β. Ανατολίας τερματίζουν. Επίσης υποστήριζαν πως μικρότερης έντασης εφελκυσμός παρατηρείται στο Κεντρικό Αιγαίο και στην ΝΔ Τουρκία (Σχήμα 1.9) .



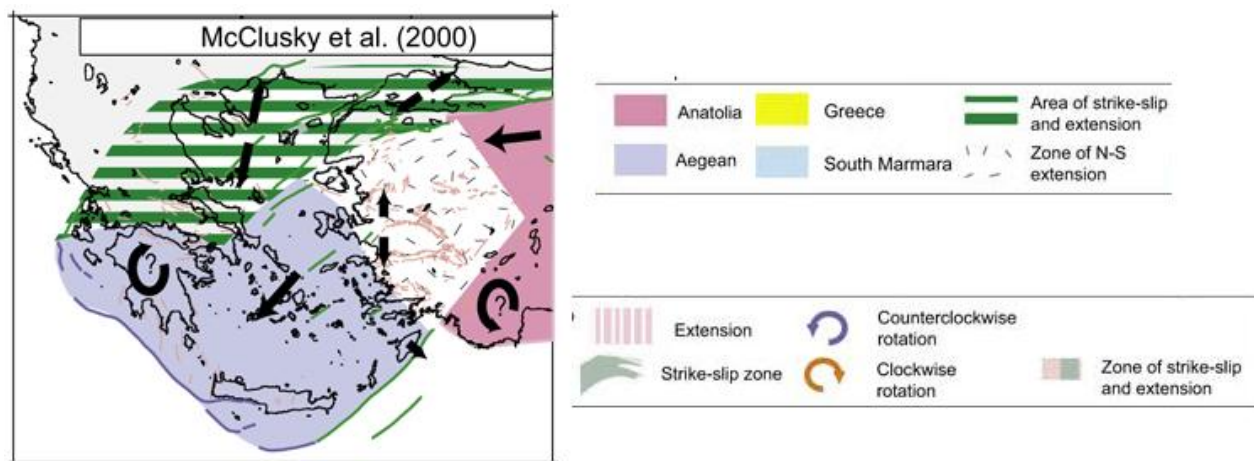
Σχήμα 1.9 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους Armijo et al. ,(1996).

Με τη βοήθεια σεισμολογικών δεδομένων και μετρήσεων GPS, ο Papazachos (1999) διαπίστωσε πως οι ταχύτητες παραμόρφωσης των πλακών στο χώρο του Αιγαίου αυξάνονται από τα ανατολικά προς τα δυτικά με παράλληλη αύξηση της συνιστώσας B-N της διεύθυνσης του διανύσματος των ταχυτήτων (Σχήμα 1.10). Στο μοντέλο το οποίο προτείνει, η Ανατολία θεωρείται ως ένα συμπαγές σώμα που περιστρέφεται (rigid body rotation). Με βάση το δεδομένο η κίνηση της Ανατολίας, θεωρεί πως, μπορεί να περιγραφεί ικανοποιητικά, κάτι όμως που δεν μπορεί να εφαρμοστεί για το Αιγαίο, στο οποίο μεταφέρεται η κίνηση της Ανατολίας μέσω μιας μεταβατικής ζώνης στα δυτικά παράλια της Τουρκίας.



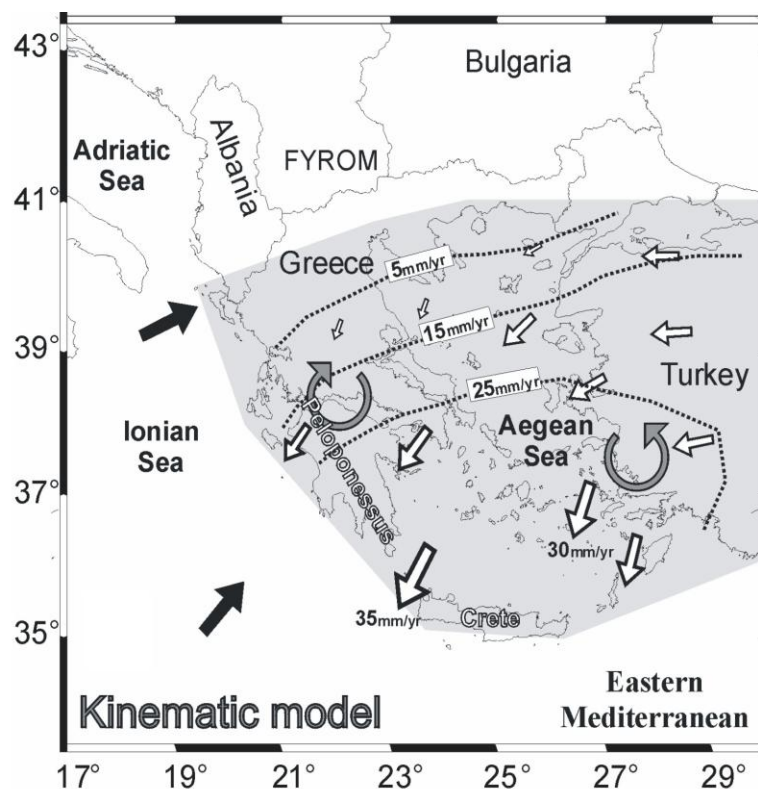
Σχήμα 1.10 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τον Papazachos, (1999).

Η εργασία των McClusky et al (2000), περιέχει μεγάλο αριθμό αποτελεσμάτων από σταθμούς GPS και υψηλής ποιότητας δεδομένα, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό των περιστρεφόμενων τεμαχών στην κεντρική Ανατολία και στο νότιο Αιγαίο (Σχήμα 1.11). Οι McClusky et al. (2000) εισήγαγαν την έννοια της μικροπλάκας του νοτίου Αιγαίου, για πρώτη φορά σε αυτή την εργασία, και ποσοτικοποίησαν την κίνηση της από τις περιοχές του Ανατολικού Αιγαίου έως την Πελοπόννησο. Υποστήριξαν, τέλος, ότι μεγάλο μέρος του Αιγαίου παραμορφώνεται λόγω εφελκυσμού ο οποίος είναι κατανεμημένος στην ευρύτερη περιοχή.



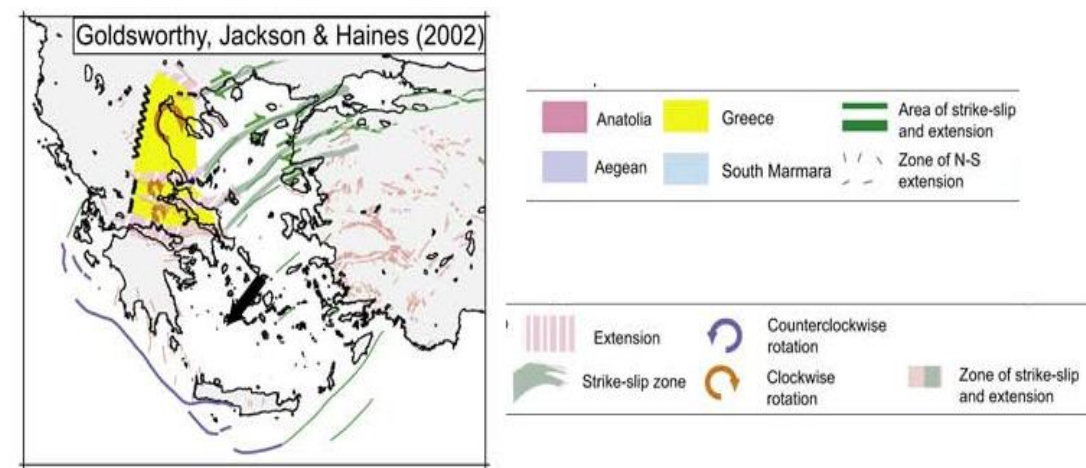
Σχήμα 1.11 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους McClusky et al, (2000).

Με τη βοήθεια σεισμολογικών δεδομένων και μετρήσεων GPS, ο Papazachos (2002) προσπάθησε να κατασκευάσει ένα συνεχές πεδίο ταχυτήτων για το χώρο του Αιγαίου (Σχήμα 1.12). Τα αποτελέσματα, οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι στα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του Β. Αιγαίου και της Κεφαλονιάς, σχεδόν όλη η παραμόρφωση εκφράζεται με τη γένεση σεισμών ενώ στην κεντρική Ελλάδα μόνο το 20%-40% της παραμόρφωσης εκλύεται με γένεση σεισμών. Το σημαντικότερο συμπέρασμα της έρευνας είναι πως το Αιγαίο θα πρέπει να θεωρείται ξεχωριστή μικροπλάκα, της οποίας το δυτικό τμήμα περιστρέφεται δεξιόστροφα, ενώ το ανατολικό αριστερόστροφα.



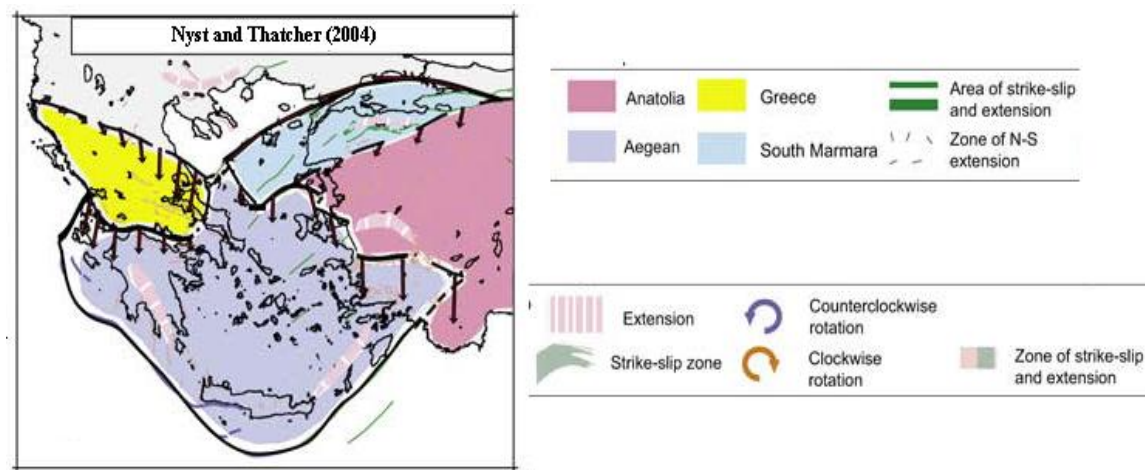
Σχήμα 1.12 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τον Papazachos, (2002).

Οι Goldsworthy et al. (2002) χρησιμοποίησαν γεωλογικά, σεισμολογικά και γεωμορφολογικά δεδομένα καθώς και μετρήσεις GPS, για να υποστηρίξουν το μοντέλο τους, για την περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας (Σχήμα 1.13). Στο μοντέλο αυτό περιλαμβάνονται τρία τεμάχια, τα οποία περιστρέφονται δεξιόστροφα, ενώ στα όρια τους παρατηρείται εφελκυσμός. Παρατήρησαν, επίσης, πως στον Κορινθιακό κόλπο ο εφελκυσμός μειώνεται προς τα ανατολικά, ενώ ο εφελκυσμός στον Ευβοϊκό κόλπο και στις λεκάνες της Θεσσαλίας και της Μακεδονίας, μειώνεται προς τα δυτικά.



Σχήμα 1.13 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους Goldsworthy et al,(2002).

Στην εργασία των Nyst and Thatcher (2004), προτείνεται η ύπαρξη τεσσάρων μικροπλακών, της Κεντρικής Ελλάδας, της Ανατολίας, του Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά, ενώ ταυτόχρονα θεωρούνται ως άκαμπτες (rigid blocks) (Σχήμα 1.14). Στο εσωτερικό τους παρατηρήθηκαν ορισμένες περιοχές, οι οποίες παραμορφώνονται, γεγονός που υποδηλώνει την ύπαρξη τάσεων στο εσωτερικό τους. Υποστηρίζουν, επίσης, πως αυτές οι περιοχές είναι πιθανό να αποτελούν όρια μικρότερων σε μέγεθος τεμαχών τα οποία, προς το παρόν, με τα υπάρχοντα δίκτυα οργάνων GPS, είναι δύσκολο να καθοριστούν με μεγάλη ακρίβεια.



Σχήμα 1.14 Το κινηματικό μοντέλο για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που προτάθηκε από τους Nyst and Thatcher,(2004).

Από το σύνολο αυτών των εργασιών προκύπτει το συμπέρασμα πως ο Ελληνικός χώρος και οι γύρω περιοχές, είναι ένα χώρος με έντονη εσωτερική παραμόρφωση. Για να ερμηνευτεί το πεδίο των ταχυτήτων, είτε από σεισμολογικά δεδομένα είτε από γεωδαιτικές παρατηρήσεις, χρειάζεται να γίνει αποδοχή της ύπαρξης μικροπλακών, μεταξύ των οποίων υπάρχει σχετική κίνηση.

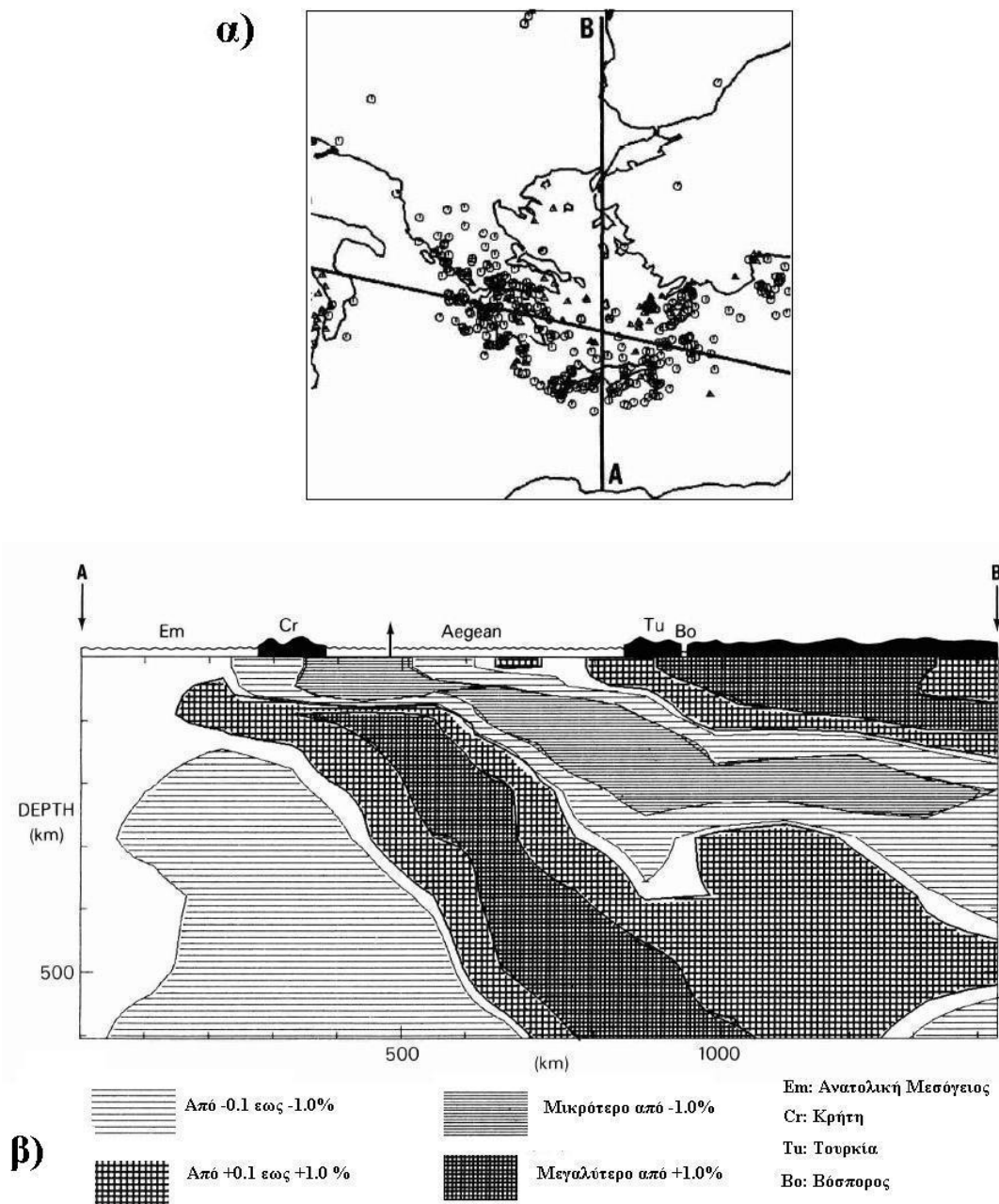
Η δομή της λιθόσφαιρας στον Ελληνικό χώρο

Ο καθορισμός της δομής του Ελληνικού χώρου ξεκίνησε από τη δεκαετία του '60 (Papazachos et al., 1967, Papazachos, 1969, Payo, 1967, 1969) με τη βοήθεια πολλών και διαφορετικών σεισμολογικών μεθόδων. Οι βασικότερες από αυτές, που έχουν χρησιμοποιηθεί, είναι η σεισμική διάθλαση και ανάκλαση, η σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων και ο συνδυασμός τους μαζί με γεωφυσικές μεθόδους (βαρυτικές, μαγνητικές και ηλεκτρικές μετρήσεις). Τα μοντέλα ταχυτήτων που έχουν καθοριστεί είναι κυρίως μονοδιάστατα (1D) ή τρισδιάστατα (3D).

Το κύριο χαρακτηριστικό που διαμορφώνει σε μεγάλο βαθμό την τεκτονική κατάσταση στον Ελληνικό χώρο είναι η κατάδυση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από το Ν. Αιγαίο. Στις εργασίες των Spakman (1986) και Spakman et al. (1988, 1993), όπου εφαρμόστηκε η μέθοδος της αντιστροφής για τον καθορισμό της τρισδιάστατης δομής ταχυτήτων στην ευρύτερη περιοχή του Ελληνικού χώρου, επισημάνθηκε η ζώνη κατάδυσης στην Αν. Μεσόγειο ως μια ζώνη υψηλών ταχυτήτων μέσα στη ζώνη χαμηλών ταχυτήτων του Ν. Αιγαίου που αντιστοιχεί στη περιοχή της ηφαιστειότητας και υψηλής ροής θερμότητας (Σχήμα 1.15). Η εικόνα αυτή της καταδύμενης λιθόσφαιρας εμφανίζεται και σε άλλες σχετικές μελέτες όπου εφαρμόστηκε η μέθοδος της αντιστροφής (Δρακάτος 1989, Ligdas et al. 1990, Ligdas and Main 1991) ή άλλες μέθοδοι (Gregersen and Jaeger 1984, Tassos et al. 1989).

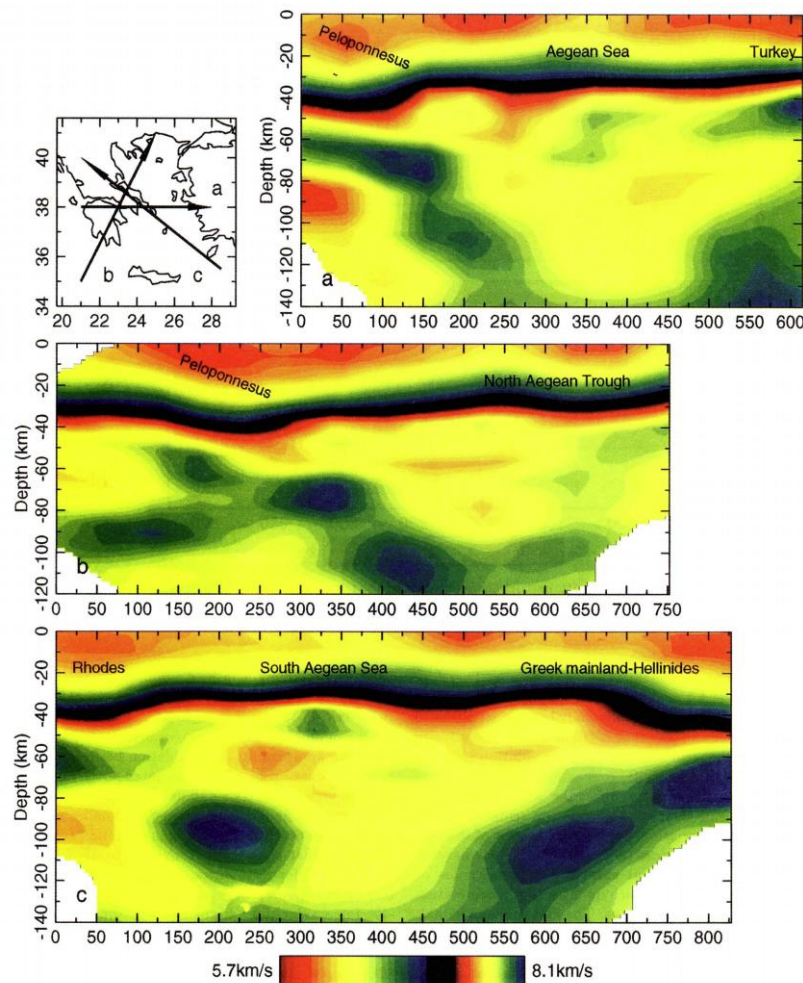
Οι χρόνοι διαδρομής από τεχνητές εκρήξεις χρησιμοποιήθηκαν, επίσης για τον καθορισμό της δομής του φλοιού και τα αποτελέσματά τους υπάρχουν στις εργασίες του Makris (1975, 1978). Μελετώντας, στη διδακτορική διατριβή του ο Παναγιωτόπουλος (1984) και οι Panagiotopoulos and Papazachos (1985), τους χρόνους διαδρομής, καθόρισαν ένα μέσο μοντέλο για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, με ένα ιζηματογενές στρώμα πάχους 1.5 km και με ταχύτητα $P_s=5.0$ km/sec, γρανιτικό στρώμα πάχους 17 km με ταχύτητα $P_g=6.0$ km/sec και βασαλτικό στρώμα πάχους 12.5 km με ταχύτητα $P_b=6.6$ km/sec. Στις ίδιες εργασίες, το πάχος του φλοιού υπολογίστηκε με μέσες τιμές 38-45 km στην περιοχή των Ελληνίδων οροσειρών και της Αλβανίας και 30-35 km για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου Πελάγους, της κεντρικής Ελλάδας,

νότιας Γιουγκοσλαβίας και της Μικράς Ασίας, ενώ για την περιοχή της Ροδόπης υπολογίστηκαν πάχη 24-30 km.



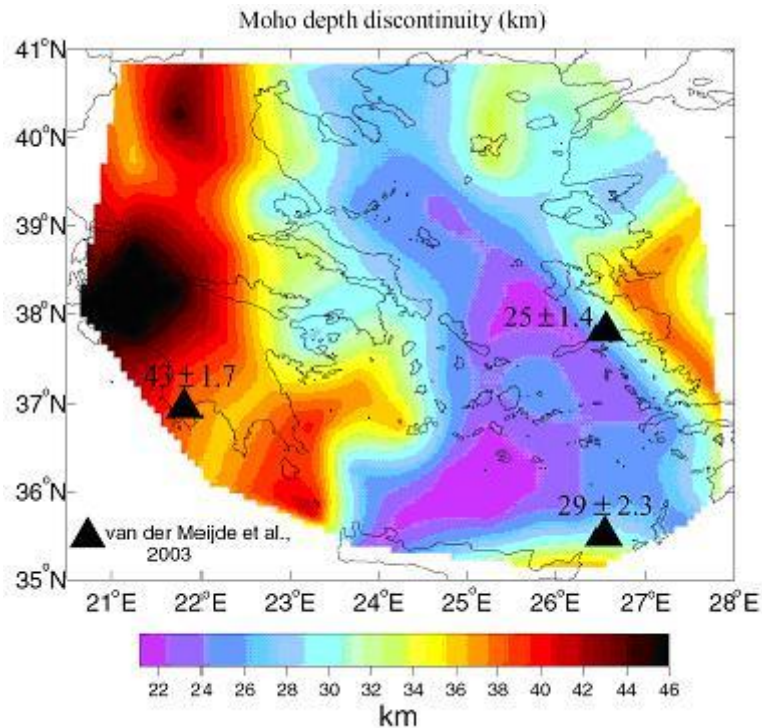
Σχήμα 1.15 Τομή του φλοιού και του ανώτερου μανδύα στην περιοχή του Αιγαίου, με διεύθυνση Βορρά-Νότου (α). Οι σκιαγραφημένες περιοχές στο (β) αναφέρονται στη σχέση της ταχύτητας των P-κυμάτων με την μέση ταχύτητα Jeffreys-Bullen, με το βάθος (Spakman, 1986).

Οι Παπαζάχος (1994) και Papazachos et al. (1995) μελέτησαν τη δομή του φλοιού και του ανώτερου μανδύα με μια σειρά από δεδομένα τοπικών σεισμών. Στη συνέχεια οι Papazachos and Nolet (1997) με τη χρήση νέων τεχνικών αντιστροφής, όπου ο τρισδιάστατος καθορισμός της σεισμικής ακτίνας επέτρεψε τη βελτίωση των αποτελεσμάτων και την επέκταση της τομογραφίας στα S- κύματα, υπολόγισαν με μεγάλη ακρίβεια τη δομή της λιθόσφαιρας στον Ελληνικό χώρο (Σχήμα 1.16).



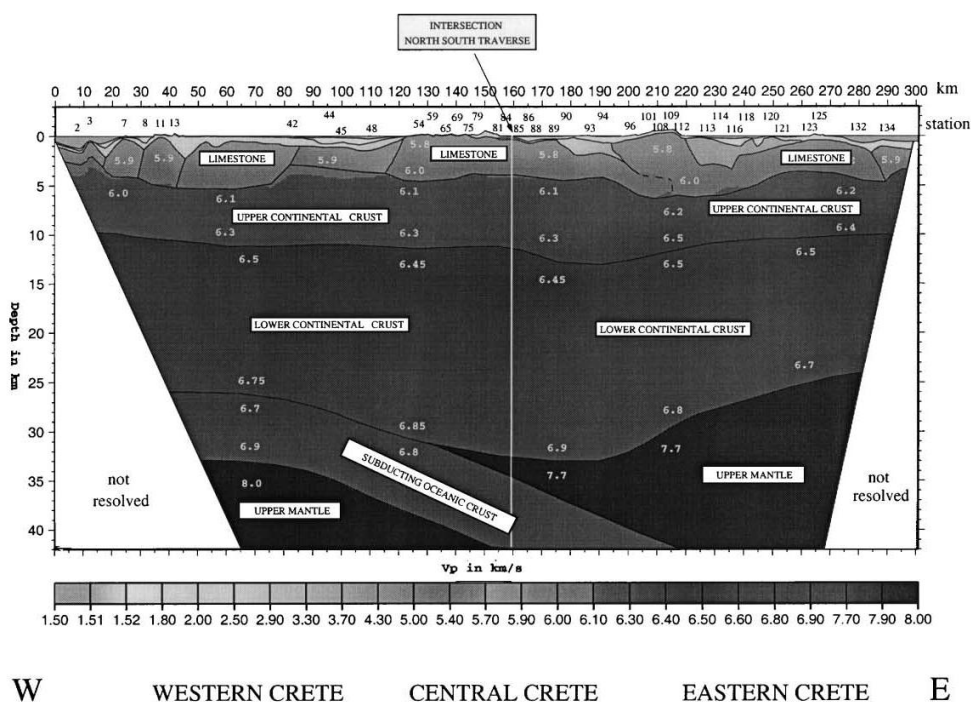
Σχήμα 1.16 Μεταβολή της ταχύτητας των P κυμάτων κατά μήκος: (a) A-A' τομής, (b) NΔ-BA τομής και (c) NA-BΔ τομής στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο (Papazachos and Nolet, 1997).

Τη δομή της λιθόσφαιρας του Ελληνικού χώρου την έχουν μελετήσει με τη χρήση καμπύλων σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων οι Novotny et al. (2001) και Karagianni et al. (2002, 2005) (Σχήμα 1.17)



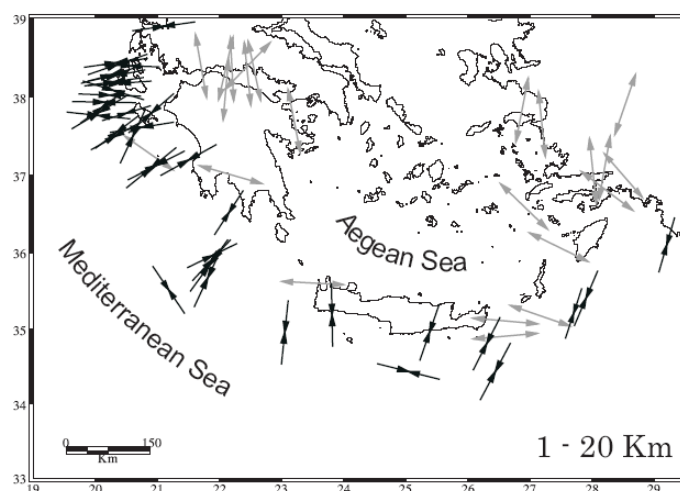
Σχήμα 1.17 Πάχη του φλοιού όπως υπολογίστηκαν από τους Karagianni et al. (2005). Τα μαύρα τρίγωνα είναι τα αποτελέσματα των van der Meijde et al. (2003) για το βάθος της ασυνέχειας Moho μαζί με τα αντίστοιχα σφάλματα.

Οι Parazachos et al. (2000), χρησιμοποίησαν σεισμούς με καλά προσδιορισμένες εστιακές παραμέτρους για την απεικόνιση της γεωμετρίας της καταδυόμενης λιθόσφαιρας, με σκοπό την καλύτερη κατανόηση του μηχανισμού γένεσης των σεισμών σε μεγάλα βάθη. Στη συνέχεια οι Bohnhoff et al. (2001) απεικόνισαν με λεπτομέρεια το εμπρόσθιο τμήμα της ζώνης κατάδυσης στην περιοχή της Κρήτης με χρήση σεισμικών μεθόδων (Σχήμα 1.18).



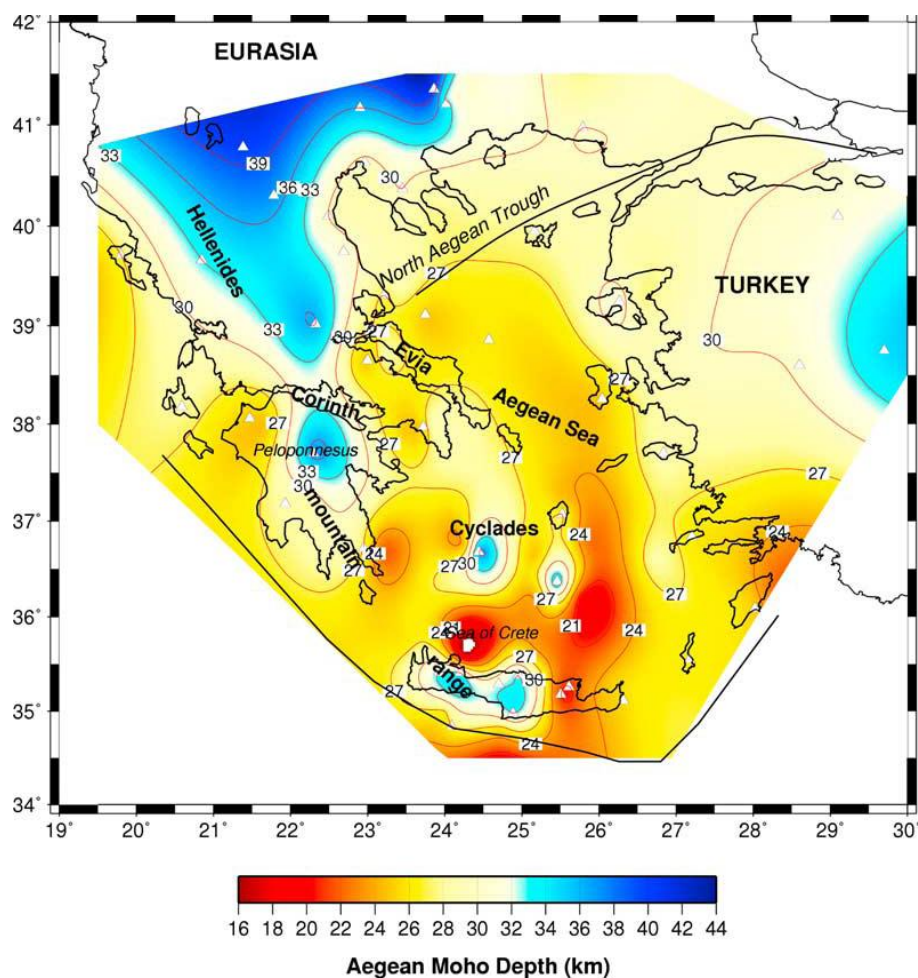
Σχήμα 1.18 Απεικόνιση του εμπρόσθιου τμήματος της ζώνης κατάδυσης στην περιοχή της Κρήτης από τους Bohnhoff et al. (2001).

Οι Benetatos et al. (2004a) με αντιστροφή κυμάτων χώρου, υπολόγισαν τις εστιακές παραμέτρους για ένα σημαντικό αριθμό σεισμών ενδιάμεσου βάθους, και βρήκαν τη διεύθυνση των τάσεων πάνω στη καταδυόμενη λιθόσφαιρα (Σχήμα 1.19). Στη συγκεκριμένη εργασία επιβεβαιώθηκαν οι παρατηρήσεις των Kiratzi and Papazachos (1995) σχετικά με τη διεύθυνση των τάσεων στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα.



Σχήμα 1.19 Οριζόντια προβολή των αξόνων P – (συγκλίνοντα βέλη) και των αξόνων T – (αποκλίνοντα βέλη) για σεισμούς με βάθη μικρότερα των 20 km (Benetatos et al., 2004a).

Στην εργασία των Sodoudi et al. (2007), με τη χρήση της τεχνικής των συναρτήσεων δέκτη (receiver functions), μελετήθηκαν οι σεισμικές καταγραφές από τηλεσεισμούς σε 65 σταθμούς στο χώρο του Αιγαίου. Υπολογίστηκαν έτσι τα βάθη της ασυνέχειας Moho (Σχήμα 1.20) και διαπιστώθηκε ότι το Νότιο Αιγαίο έχει επηρεαστεί πολύ περισσότερο από τον εφελκυσμό, με πάχη φλοιού της τάξης των 20-22km, από ότι το Βόρειο Αιγαίο όπου και το πάχος του φλοιού είναι μεγαλύτερο, της τάξης των 25-28 km.



Σχήμα 1.20 Τα βάθη της ασυνέχειας Moho στον χώρο του Αιγαίου, όπως υπολογίστηκαν με την χρήση της τεχνικής των συναρτήσεων δέκτη (receiver functions) από τους Sodoudi et al. 2007.

Στην εργασία τους οι Tsokas and Hansen (1997) χρησιμοποίησαν βαρυτικά δεδομένα και υπολόγισαν μια μέση τιμή για το βάθος της ασυνέχειας Moho σε ~32 km για τον ελληνικό χώρο, για το κεντρικό και βόρειο Αιγαίο πάχη του φλοιού που κυμαίνονται

από 20-25 km ενώ για τη δυτική Ελλάδα (Ελληνίδες οροσειρές) πάχη ~40-49 km, ενώ οι Tírel et al. (2004) αντέστρεψαν βαρυτικά δεδομένα και υπολόγισαν μια μέση τιμή πάχους φλοιού ~25 km για το κεντρικό Αιγαίο με μικρές διαφορές +2 km προς την πλευρά των Ελληνίδων οροσειρών και -2 km προς την πλευρά της Ανατολίας.

Ενεργός Παραμόρφωση στον Ελληνικό χώρο

Η ενεργός τεκτονική παραμόρφωση του φλοιού (συμπίεση, επέκταση, περιστροφή) στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές έχει μελετηθεί με διάφορες μεθόδους (σεισμικές, γεωδαιτικές, παλαιομαγνητικές, γεωλογικές). Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει μια προσπάθεια παρουσίασης των κυριότερων μελετών που έχουν πραγματοποιηθεί, για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο.

Μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης με τη χρήση σεισμικών δεδομένων

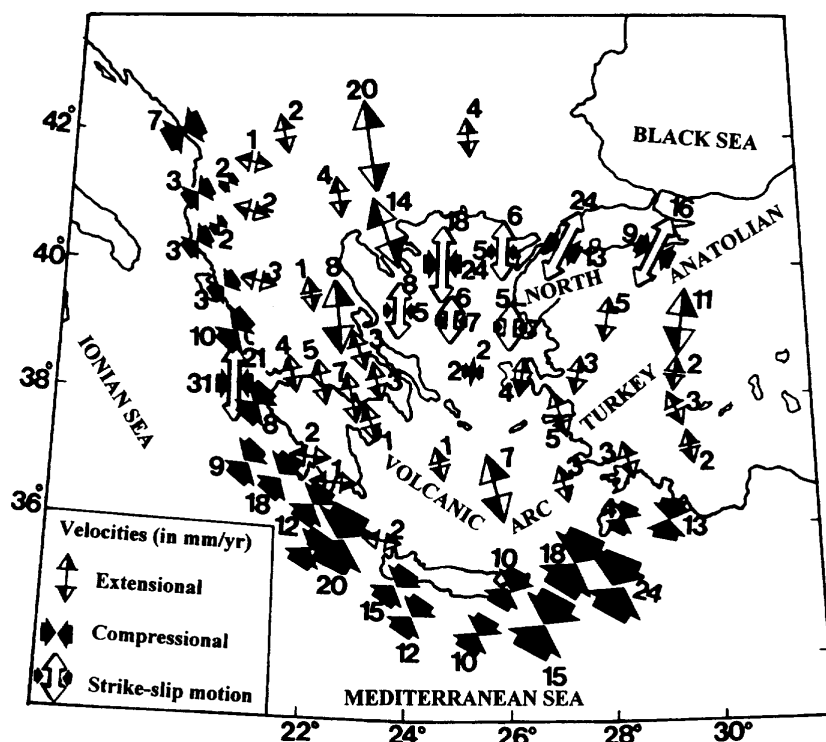
Εξαιρετικό ενδιαφέρον στην μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης της λιθόσφαιρας και ειδικότερα του φλοιού στον Ελληνικό χώρο, παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της εφαρμογής της σεισμικής μεθόδου τις τελευταίες δεκαετίες.

Αρχικά η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε στον χώρο του Αιγαίου σε τοπική κλίμακα για τη μελέτη της παραμόρφωσης στον Κορινθιακό κόλπο (Tselentis and Makropoulos, 1986). Στη συνέχεια οι Jackson and McKenzie (1988a) εφάρμοσαν την τεχνική τους στην ευρύτερη ζώνη των Άλπεων-Ιμαλαΐων περιλαμβάνοντας και το χώρο του Αιγαίου. Τα αποτελέσματα έδειξαν πως ο χώρος του Αιγαίου παρουσίαζε μια συνολική επέκταση της τάξης των 100 mm ανά έτος σε μια διεύθυνση περίπου B-N. Η τιμή όμως αυτή θεωρήθηκε υπερβολική και για το λόγο αυτό οι ίδιοι ερευνητές την αναθεώρησαν μερικώς με νέα τους εργασία, στα 20 ως 60 mm ανά έτος (Jackson and McKenzie, 1988b). Για το Ελληνικό τόξο ο ρυθμός σύγκλισης ο οποίος υπολόγισαν ήταν σχετικά μικρός, της τάξης των 15 mm ανά έτος. Η σύγκριση αυτών των ταχυτήτων παραμόρφωσης που υπολογίστηκαν για πρώτη φορά για το χώρο του Αιγαίου με ανεξάρτητους υπολογισμούς, οι οποίοι βασίζονταν σε διαφορετικά

σεισμοτεκτονικά στοιχεία, όπως διανύσματα ολίσθησης μεγάλων σεισμών, λέπτυνση φλοιού Αιγαίου, κλπ. καθώς και παλαιομαγνητικά δεδομένα οδήγησαν στη δημιουργία του πρώτου μοντέλου ταχυτήτων παραμόρφωσης για το χώρο του Αιγαίου (McKenzie, 1978; LePichon and Angelier, 1979; Kissel and Laj, 1988).

Η μέθοδος του υπολογισμού των ταχυτήτων παραμόρφωσης, βασίζεται στην τανυστών σεισμικής ροπής. Μελέτες με τη χρησιμοποίηση αυτής της μεθόδου για τον υπολογισμό των ταχυτήτων παραμόρφωσης, πραγματοποιήθηκαν για ζώνες ρηγμάτων του Ελληνικού χώρου (Eyidogan, 1988, Ambraseys and Jackson, 1990, Papazachos et al., 1991, Kiratzi, 1991, 1993). Το βασικότερο μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι πως είναι ευαίσθητη στην πληρότητα των δεδομένων τα οποία είναι διαθέσιμα και αξιόπιστα μόνο για τα τελευταία 30 χρόνια.

Στην εργασία των Papazachos and Kiratzi (1992), προτάθηκε μια τεχνική η οποία βασίζεται στο σύνολο της καταγεγραμμένης σεισμικότητας για τον υπολογισμό του ρυθμού παραμόρφωσης και στη χρήση των μηχανισμών γένεσης για τον υπολογισμό μόνο της “μορφής” της σεισμικότητας (Σχήμα 1.21). Τη μέθοδο αυτή την χρησιμοποίησαν τόσο σε τοπική κλίμακα (Papazachos and Kiratzi, 1992) όσο και σε ευρύτερη κλίμακα στο χώρο του Αιγαίου (Kiratzi and Papazachos, 1995, Papazachos and Kiratzi, 1996) και της Μεσογείου (Kiratzi and Papazachos, 1995).

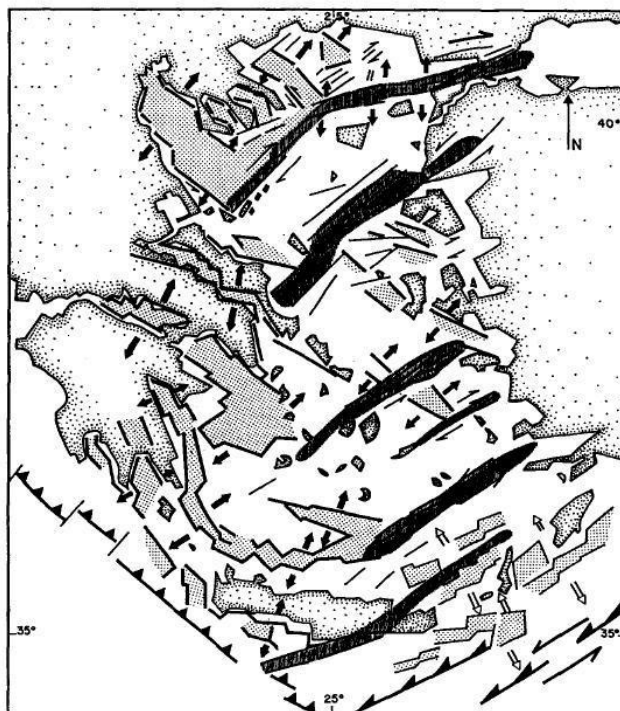


Σχήμα 1.21 Γεωγραφική μεταβολή των ταχυτήτων ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού του χώρου του Αιγαίου (Papazachos and Kiratzi, 1996).

Μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης με τη χρήση νεοτεκτονικών και παλαιομαγνητικών δεδομένων

Η μελέτη της ενεργού παραμόρφωσης του φλοιού με τη χρήση νεοτεκτονικών και παλαιομαγνητικών αποτελεσμάτων έχει ιδιαίτερη σημασία. Η τεκτονική γεωλογία και η νεοτεκτονική έχουν βοηθήσει σε πολύ μεγάλο βαθμό στη μελέτη των ενεργών ρηγμάτων και των ζωνών διάρρηξης του Ελληνικού χώρου. Μια σειρά από εργασίες όπως των Mercier et al., 1976, 1989, McKenzie, 1978, Dewey and Sengor, 1979, LePichon and Angelier, 1979, Meulenkamp et al., 1988 και Mascle and Martin, 1990, στο πρόσφατο παρελθόν, έχουν συμβάλλει στην κατανόηση της ενεργού τεκτονικής του Ελληνικού χώρου.

- | | | | |
|---|--|--|--------------------------------------|
|  | 1 Παλιωκανικά - Τεταρτογενή στρώματα |  | 5 Ζώνη καταβύθισης Ν. Αιγαίου |
|  | 2 Ζώνες διάτμησης του φλοιού |  | 6 Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης |
|  | 3 Σύστημα εφελκυστικών ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ |  | 7 Διεύθυνση επέκτασης στα Δωδεκάνησα |
|  | 4 Ζώνη καταβύθισης Ιονίου |  | 8 Διεύθυνση επέκτασης στο Αιγαίο |



Σχήμα 1.22 Ενεργά ρήγματα και ζώνες διάρρηξης στο χώρο του Αιγαίου όπως προκύπτουν από την μελέτη των Mascle and Martin, (1990).

Σημαντικά αποτελέσματα βρίσκουμε και σε αρκετές τοπικές μελέτες σχετικά με τη γεωμετρία και τον τρόπο λειτουργίας συγκεκριμένων ρηγμάτων και ζωνών διάρρηξης του Ελληνικού χώρου. Στις εργασίες των Barka and Kadinsky-Cade (1988) και Roussos and Lyssimachou (1991), μελετήθηκε η μορφή του δυτικού τμήματος του ρήγματος της Ανατολίας και η προέκτασή του στο Βόρειο Αιγαίο, όπου διαπίστωσαν την ύπαρξη υπο-παράλληλων δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Το σύνολο αυτών των εργασιών βοήθησε ώστε να υπάρξει μια πλήρης εικόνα της γεωτεκτονικής εξέλιξης του Ελληνικού χώρου.

Ιδιαίτερα σημαντική είναι και η ανάπτυξη της παλαιοσεισμολογίας, δηλαδή της μελέτης πρόσφατων δραστηριοποιήσεων ρηγμάτων σε ιστορικούς χρόνους, με τη υπαίθρια μελέτη εγκάρσιων τομών ρηγμάτων. Την εξέλιξη στο χρόνο του ενεργού πεδίου παραμόρφωσης συμπληρώνουν τα παλαιομαγνητικά στοιχεία για το χώρο του Αιγαίου, ιδιαίτερα του Καινοζωικού που είναι τα πιο πλήρη και ενδιαφέροντα σε

σχέση με την ενεργό τεκτονική του χώρου. Τις τελευταίες δεκαετίες μια σειρά από ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τη συλλογή ενός μεγάλου συνόλου δεδομένων κυρίως από την ηπειρωτική Ελλάδα (Kondopoulou, 1982, 1986, Laj et al., 1982 Valente et al., 1982 Horner and Freeman, 1983, Kissel et al., 1986a,b, Kondopoulou and Westphal, 1986, Kondopoulou and Atzemoglou, 1989, Marton et al., 1990, Lovlie et al., 1990, Speranza et al., 1992). Οι μελέτες αυτές οδήγησαν στο συμπέρασμα πως σε όλη την ηπειρωτική Ελλάδα κατά μήκος των Ελληνίδων αλλά και σε όλη τη Μακεδονία και τη Θράκη, επικρατούν δεξιόστροφες περιστροφές, ενώ στο νότιο-δυτικό Αιγαίο επικρατούν οι αριστερόστροφες περιστροφές με ταυτόχρονη εμφάνιση και δεξιόστροφων.

Κεφάλαιο 2^ο

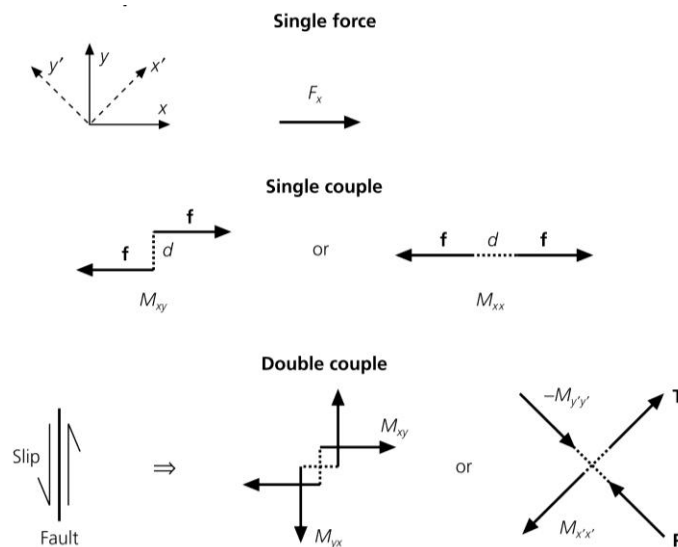
Μέθοδος της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής και καθορισμός του μηχανισμού γένεσης.

Ισοδύναμες δυνάμεις

Από τις μελέτες του Reid (1910) πάνω στο ρήγμα του Αγίου Ανδρέα, πριν και μετά το μεγάλο σεισμό του 1906 στον Άγιο Φραγκίσκο της Καλιφόρνια (Η.Π.Α), οι περισσότεροι σεισμοί αναγνωριζόταν, γενικά, ως αποτέλεσμα απότομης ολίσθησης (ή μετατόπισης) πάνω στην επιφάνεια ενεργών ρηγμάτων (<http://www.geofys.uu.se>). Η μελέτη της μετατόπισης των υλικών σημείων πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος απαιτεί σεισμολογικά δεδομένα υψηλής ποιότητας. Όταν τα δεδομένα μας είναι σεισμικές καταγραφές με περίοδο ίση ή μεγαλύτερη από τη διάρκεια διάρρηξης και ταυτόχρονα έχουμε μήκη κύματος αρκετά μεγάλα σε σχέση με τις διαστάσεις του ρήγματος που μελετάμε, τότε θεωρούμε ότι ο πολύπλοκος τρόπος της διάρρηξης μπορεί να αναπαρασταθεί με ένα απλό μοντέλο μετατόπισης. Η πηγή μας στην απλούστερή της μορφή θεωρείται σημειακή (point source) και η χρονική συνάρτηση της πηγής (source time function) περιγράφει το ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ροπής κατά τη μετατόπιση των σημείων καθώς η διάρρηξη συνεχίζεται πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος.

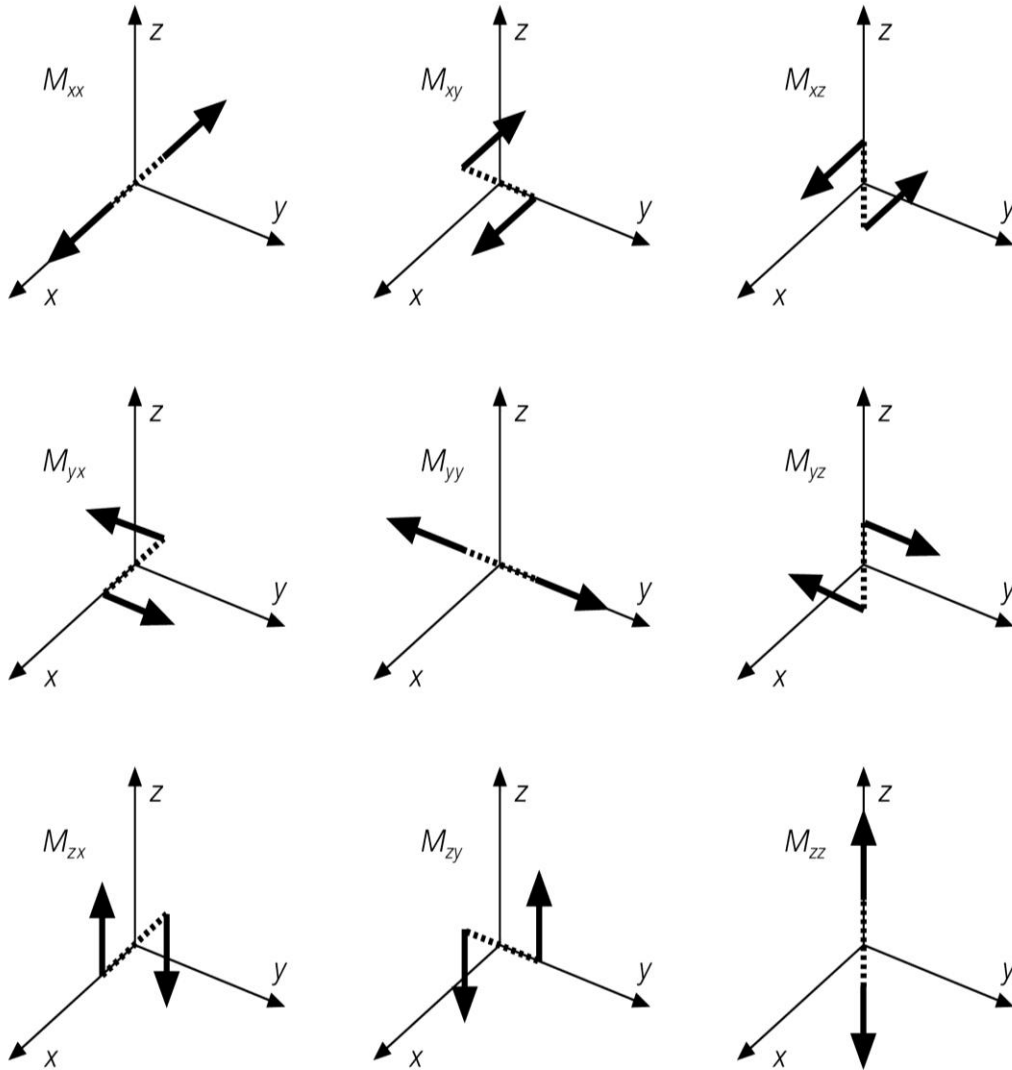
Αν το πιο πάνω γενικευθεί και σε αυτό προσθέσουμε και άλλους τύπους σεισμικών πηγών, όπως π.χ. το διπλό ζεύγος δυνάμεων, την ισότροπη πηγή κ.α., τότε θα οδηγηθούμε στον Τανυστή Σεισμικής Ροπής (Seismic Moment Tensor), ο οποίος βοηθά στο να κατανοήσουμε τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην εστία κατά τη διάρκεια της διάρρηξης. Η διάρρηξη μπορεί να περιγραφεί μαθηματικά είτε ως μετατόπιση σε μια επιφάνεια ασυνέχειας μέσα σε ένα μέσο, είτε ως αποτέλεσμα της δράσης ισοδύναμου ζεύγους δυνάμεων, οι οποίες προκαλούν ανάλογες μεταθέσεις με αυτές της φυσικής διαδικασίας της διάρρηξης.

Ένα ζεύγος δυνάμεων αποτελείται από δύο δυνάμεις που ενεργούν ταυτόχρονα. Τα σημεία εφαρμογής των δυνάμεων αυτών απέχουν μεταξύ τους απόσταση d και όταν αυτά δεν είναι στην ίδια ευθεία τότε το ζεύγος δυνάμεων προκαλεί ροπή (Σχ. 2.1). Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.1 το ζεύγος M_{xy} προκαλεί ροπή $f \times d$ ($N \times m$), ενώ αντίθετα το ζεύγος M_{xx} δεν προκαλεί ροπή (Stein and Wysession, 2003).



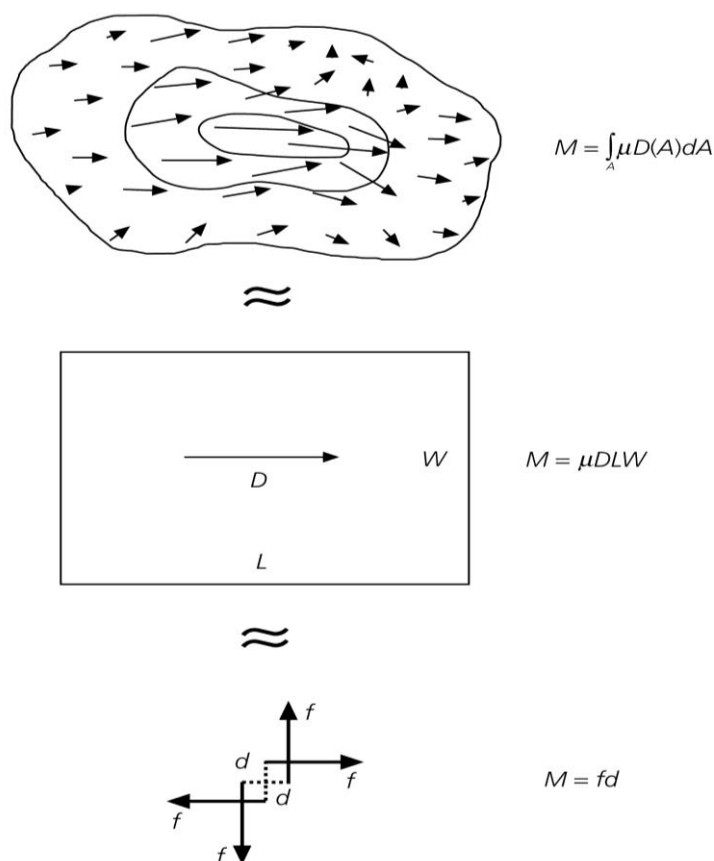
Σχήμα 2.1 Ισοδύναμες δυνάμεις για τις ακόλουθες τρεις περιπτώσεις: Μονή δύναμη (Single force), μονό ζεύγος δυνάμεων (Single couple), διπλό ζεύγος δυνάμεων (Double couple) (Stein and Wysession, 2003).

Συνδυάζοντας τα ζεύγη δυνάμεων με διάφορους προσανατολισμούς που περιγράφουν τα στοιχεία του τανυστή σεισμική ροπής, τότε θα έχουμε μια γενική περιγραφή που προσεγγίζει πολλούς τύπους σεισμικών πηγών (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2 Εννέα ζεύγη δυνάμεων που περιγράφουν τον τανυστή σεισμικής ροπής. Κάθε ένα από τα ζεύγη δυνάμεων αποτελείται από δύο αντίθετες δυνάμεις που τα σημεία εφαρμογής τους απέχουν απόσταση d (διακεκομμένη γραμμή), και η ροπή είναι πάντα μηδέν (Stein and Wysession, 2003).

Η γένεση ωστόσο ενός σεισμού στη φύση είναι μια πολύπλοκη διαδικασία κατά την οποία η ολίσθηση πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος μεταβάλλεται τόσο χρονικά όσο και χωρικά. (Σχ. 2.3: πάνω σχήμα).



Σχήμα 2.3 Έννοιες που συνδέουν τις διεργασίες στην επιφάνεια του ρήγματος έννοιες που συνδέουν τις διεργασίες στην επιφάνεια του ρήγματος με τη φυσική ερμηνεία τους βάσει του ισοδύναμου ζεύγους δυνάμεων. **Πάνω:** Κατά τη διαδικασία της διάρρηξης η μετατόπιση στην επιφάνεια του ρήγματος μεταβάλλεται στο χώρο και στο χρόνο **Μέση:** Μπορούμε να προσεγγίσουμε την προηγούμενη διαδικασία, θεωρώντας κατά τη διάρρηξη μια σταθερή μετατόπιση, D σε ένα γεωμετρικά απλό ρήγμα. **Κάτω:** Η διάρρηξη παραπέρα προσεγγίζεται θεωρώντας ένα διπλό ζεύγος ισοδύναμων δυνάμεων χώρου που δρουν στην εστία (Stein and Wysession, 2003).

Τη διαδικασία αυτή μπορούμε να την προσομοιώσουμε με ένα μέσο μοντέλο μετατόπισης (Σχ. 2.3: μέσο του σχήματος), το οποίο μπορεί να προσεγγισθεί σε ικανοποιητικό βαθμό από ένα διπλό ζεύγος ισοδύναμων δυνάμεων (Σχ. 2.3: κάτω μέρος σχήματος) (Stein and Wysession, 2003). Η παραπάνω προσέγγιση της διαδικασίας, είναι μια απλή μαθηματική περιγραφή των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Τα μοντέλα αυτά, ωστόσο, δεν περιέχουν αρκετές σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τον τρόπο που γίνεται η διάρρηξη (π.χ. σχετικά με την έναρξη και τον τερματισμό της διάρρηξης). Το αποτέλεσμα είναι να οδηγούμαστε

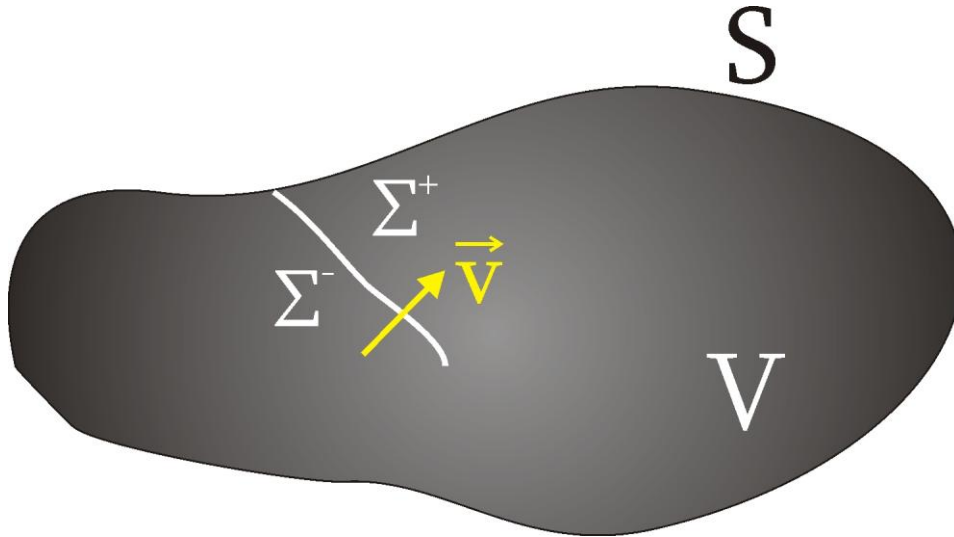
στην ανάλυση μόνο των βασικών χαρακτηριστικών της διαδικασίας, χάνοντας την λεπτομερή περιγραφή των φυσικών διεργασιών στην επιφάνεια του ρήγματος.

Τανυστής σεισμικής ροπής (Seismic Moment Tensor)

Ο Τανυστής Σεισμικής Ροπής (Seismic Moment Tensor) χρησιμοποιείται ευρέως για τη μελέτη της διάρρηξης σημειακών σεισμικών πηγών και απλοποιεί τη διαδικασία αντιστροφής σεισμικών κυματομορφών για να υπολογίσουμε τις παραμέτρους της εστίας. Η εισαγωγή της χρήσης των τανυστών ροπής για τον υπολογισμό της μετατόπισης πάνω σε μια ελεύθερη επιφάνεια, έγινε από τον Gilbert (1970). Αυτή η διαδικασία μπορεί να εκφραστεί ως το άθροισμα των γινομένων των στοιχείων του τανυστή επί τις αντίστοιχες συναρτήσεις Green, οι οποίες εκφράζουν την απόκριση του μέσου, ανάμεσα στην εστία και στο όργανο καταγραφής, με μοναδιαίο παλμό. Η απόκριση σε οποιαδήποτε άλλη χρονική στιγμή είναι η συνέλιξη της συνάρτησης αυτής με το μοναδιαίο παλμό. Η συνάρτηση Green εξαρτάται από τις συντεταγμένες της πηγής και του σταθμού καταγραφής, καθώς και από το μοντέλο ταχυτήτων ανάμεσα στην πηγή και στο σταθμό καταγραφής, και είναι ένας τανυστής (Aki and Richards, 2002).

Οι τανυστές σεισμικής ροπής είναι σημαντικοί στη σεισμολογία, για το λόγο ότι περιγράφουν τις δυνάμεις που εφαρμόζονται σε σημειακές σεισμικές πηγές. Αυτές οι δυνάμεις μπορούν να συσχετιστούν με διάφορα φυσικά μοντέλα που έχουν προταθεί για την σεισμική πηγή όπως μετατόπιση στην επιφάνεια ενός σεισμογόνου ρήγματος, ξαφνική αύξηση του όγκου λόγω έκρηξης, ελάττωση του όγκου λόγω εσωτερικής κατάρρευσης κ.λπ. (Aki and Richards, 2002).

Θεωρούμε ένα ελαστικό σώμα πεπερασμένων διαστάσεων, με όγκο V που περικλείεται σε επιφάνεια με εμβαδόν S , μέσα στο οποίο υπάρχει μια ασυνέχεια Σ (Σχήμα 2.4).



Σχήμα 2.4 Ελαστικό σώμα πεπερασμένων διαστάσεων, με όγκο V που περικλείεται σε επιφάνεια εμβαδού S , μέσα στο οποίο υπάρχει εσωτερική επιφάνεια ασυνέχειας Σ . Το $\vec{n}$ είναι διάνυσμα κάθετο στην επιφάνεια Σ . Στην επιφάνεια Σ τα Σ^+ και Σ^- είναι οι επιφάνειες που εφάπτονται κατά μήκος της ασυνέχειας (Aki and Richards, 2002).

Αν γίνει μετατόπιση πάνω στην επιφάνεια Σ , τότε το πεδίο των μετατοπίσεων (μεταθέσεων) $u(x, t)$ εκεί είναι ασυνεχές και η εξίσωση της κίνησης δεν ικανοποιείται πλέον σε ολόκληρο το εσωτερικό της επιφάνειας S . Παρόλα αυτά το πεδίο των μεταθέσεων στο χώρο που περικλείεται από τις επιφάνειες $S + \Sigma^+ + \Sigma^-$ μπορεί να γραφεί (Aki and Richards, 2002):

$$u_n(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_{\Sigma} [u_i(\xi, \tau)] c_{ijpq} v_j \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0) d\Sigma \quad (2.1)$$

όπου $G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0)$ είναι η n -οστή συνιστώσα του μέσου απόκρισης, στο σημείο του σταθμού καταγραφής που προκλήθηκε από το μοναδιαίο παλμό κατά τη διεύθυνση p στην πηγή, ξ είναι ένα τυχαίο σημείο πάνω στην επιφάνεια Σ και x είναι ο σταθμός καταγραφής.

Η σχέση (2.1) με συνέλιξη μπορεί να γίνει:

$$u_n(x,t) = \iint_{\Sigma} [u_i] v_j c_{ijpq} * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np} d\Sigma \quad (2.2)$$

Με τη σχέση αυτή (2.2) μπορούμε να υπολογίσουμε τη μετατόπιση $u(x,t)$ που προκαλείται λόγω της μετάθεσης στην επιφάνεια ενός ρήγματος Σ με πεπερασμένες διαστάσεις. Στη συνέχεια οι παράγωγοι των G_{pq} σε σχέση με τις συντεταγμένες της πηγής ξ_q , ορίζονται για ασυνέχειες της μετάθεσης. Τις παραγώγους αυτές μπορούμε να τις θεωρήσουμε ως το φυσικό ανάλογο ενός μονού ζεύγους δυνάμεων πάνω στην επιφάνεια Σ , στο σημείο ξ . Με αυτό τον τρόπο και σε συνδυασμό τη σχέση (2.1) γίνεται αντιληπτό ότι κάθε συνιστώσα της μετάθεσης στο σημείο x είναι ανάλογη της επίδρασης ενός αθροίσματος ζευγών δυνάμεων τα οποία είναι κατανεμημένα πάνω στην επιφάνεια Σ . Από τη σχέση (2.2) προκύπτει πως η συνέλιξη $[u_i] v_j c_{ijpq} * \frac{\partial G_{np}}{\partial \xi_q}$ είναι η n-οστή συνιστώσα του πεδίου x , λόγω της επίδρασης των ζευγών δυνάμεων στο σημείο ξ , οπότε το γινόμενο $[u_i] v_j c_{ijpq}$ [ροπή ανά μονάδα επιφάνειας], καταλήγουμε στο συμπέρασμα πως περιγράφει τη δύναμη του ζεύγους (p,q) .

Στην περίπτωση που η απόσταση από το σειсмоγόνο ρήγμα είναι μεγάλη, δηλαδή παρατηρούμε σεισμικά κύματα με μήκη κύματος πολύ μεγαλύτερα από τις διαστάσεις του ρήγματος τότε η σεισμική πηγή μπορεί να θεωρηθεί σημειακή και η σχέση (2.2) να μετατραπεί σε:

$$u_n(x,t) = \iint_{\Sigma} [u_i] v_j c_{ijpq} * G_{np,q} d\Sigma \quad (2.3)$$

Στη συνέχεια ορίζουμε:

$$m_p = [u_i] v_j c_{ijpq} \quad (2.4)$$

ως τις συνιστώσες του τανυστή σεισμικής ροπής. Έτσι σε ένα ισότροπο μέσο η (2.4) θα γίνει:

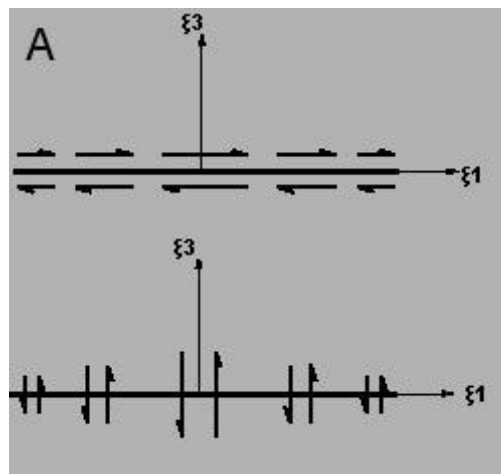
$$m_{pq} = \lambda v_k [u_k(\xi, \tau)] \delta_{pq} + \mu (v_p [u_p(\xi, \tau)] + v_q [u_q(\xi, \tau)]) \quad (2.5)$$

Αν η μετατόπιση της ασυνέχειας είναι παράλληλη στο σημείο ξ ως προς την επιφάνεια Σ , τότε το γινόμενο $\nu \cdot [u]$ είναι μηδέν και η (2.5) γίνεται:

$$m_{pq} = \mu \left(\nu_p [u_p] + \nu_q [u_p] \right) \quad (2.6)$$

Στην περίπτωση που η επιφάνεια Σ είναι επίπεδη και βρίσκεται στο επίπεδο $\xi_3=0$ και μετατοπίζεται μόνο προς τη διεύθυνση ξ_1 (Σχ. 2.5), τότε ο τανυστής σεισμικής ροπής θα γίνει:

$$m = \begin{pmatrix} 0 & 0 & \mu [u_1(\xi, \tau)] \\ 0 & 0 & 0 \\ \mu [u_1(\xi, \tau)] & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (2.7)$$



Σχήμα 2.5 Μετατόπιση της επιφάνειας Σ πάνω στο επίπεδο ξ_3 με διεύθυνση ξ_1 (Aki and Richards, 2002)

Αν επανέλθουμε στην περίπτωση που η απόσταση από το σεισμογόνο ρήγμα είναι μεγάλη και ορίσουμε το τανυστή σεισμικής ροπής ως $M_{pq} = \iint_{\Sigma} [u_i] \nu_j c_{ijpq} d\Sigma$ τότε από τη σχέση (2.3) θα έχουμε την γενική μορφή της εξίσωσης:

$$u_n(x, t) = M_{pq} * G_{np,q} \quad (2.8)$$

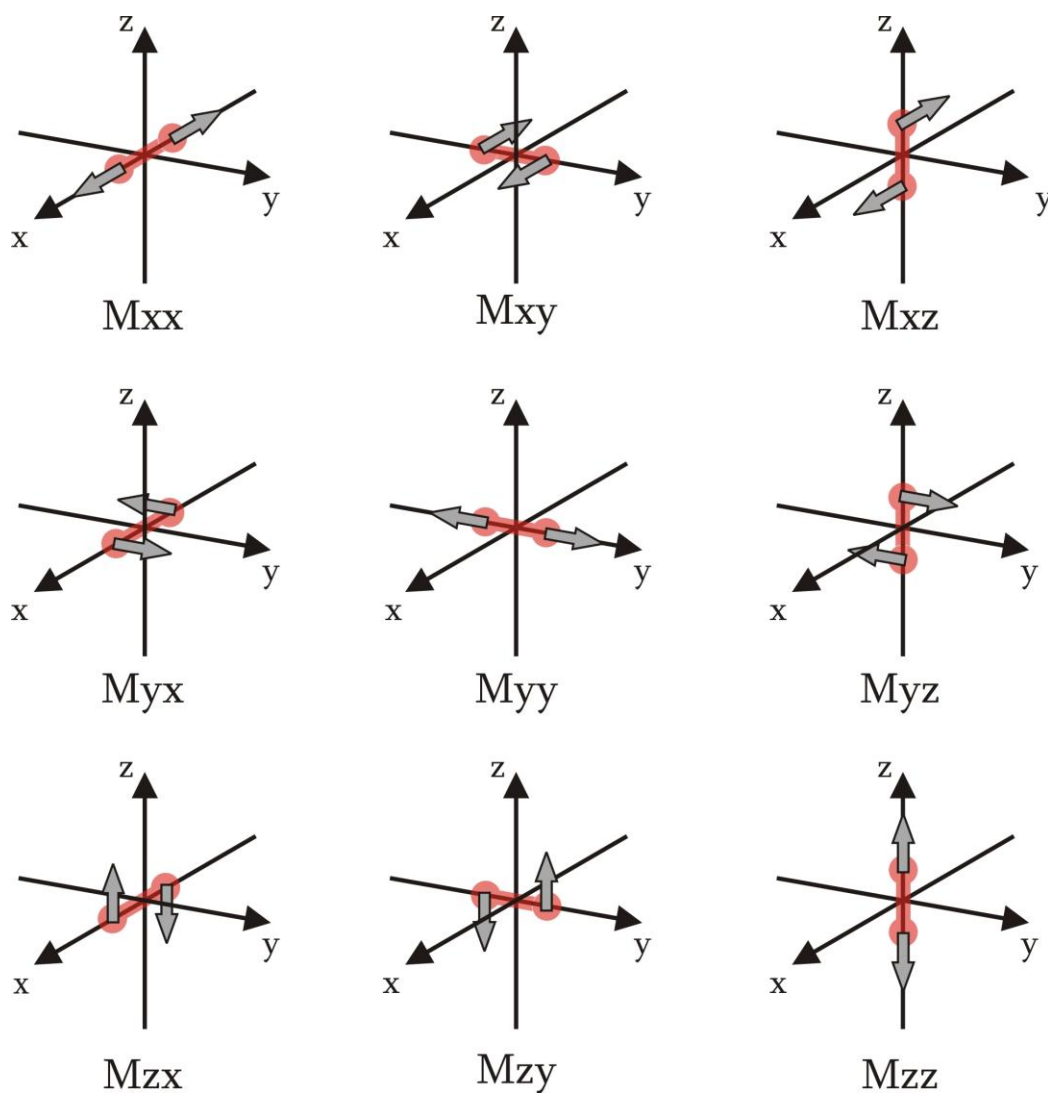
Εάν γνωρίζουμε τόσο την μετατόπιση, $u(x,t)$, που την μετράμε στον σταθμό καταγραφής, όσο και τις παραγώγους των συναρτήσεων Green, $G_{np,q}(x,t)$, τις οποίες υπολογίζουμε για διάφορα μοντέλα ταχυτήτων της δομής, έχουμε τη δυνατότητα να υπολογίσουμε τον τανυστή λύνοντας το σύστημα εξισώσεων:

$$M = G^{-1}u \quad (2.9)$$

Οι ισοδύναμες χωρικές δυνάμεις για τις σεισμικές πηγές διάφορων γεωμετριών, που μελετάμε, θα αναπαριστώνται από τον τανυστή σεισμικής σεισμική ροπής, M_{pq} , του οποίου οι συνιστώσες είναι εννέα ζεύγη ισοδύναμων δυνάμεων.

$$M_{pq} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

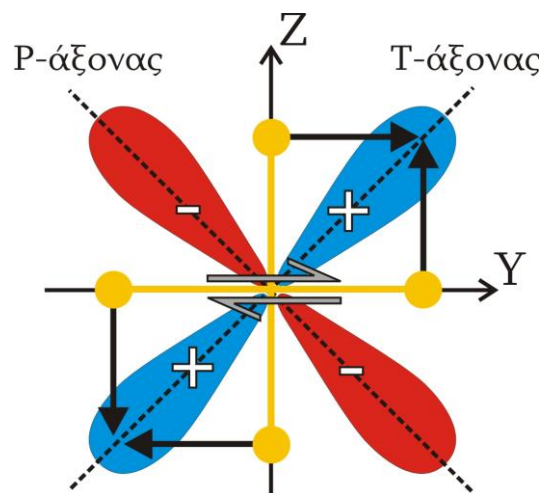
Τα στοιχεία του τανυστή σεισμικής ροπής τα θεωρούμε ως δίπολα προσανατολισμένα στις τρεις κύριες κατευθύνσεις των αξόνων τάσης (δηλαδή τις στήλες του πίνακα 2.10) και στα οποία ασκούνται δυνάμεις (σχ. 2.6) κατά τη διεύθυνση των τριών κύριων αξόνων.



Σχήμα 2.6 Τα εννέα πιθανά ζεύγη ισοδύναμων δυνάμεων για την μαθηματική έκφραση της μετατόπισης σε επιφάνεια ασυνέχειας σε ανισότροπο μέσο (Aki and Richards, 2002), από Μπενετάτος, (2007).

Για τα στοιχεία της κύριας διαγωνίου η διεύθυνση κατά την οποία ασκούνται οι δυνάμεις είναι παράλληλη στους αντίστοιχους άξονες. Για τα υπόλοιπα στοιχεία του τανυστή οι δυνάμεις οδηγούν σε ροπή γύρω από τον κάθετο άξονα στο επίπεδο που περιλαμβάνει τις δυνάμεις και το δίπολο (Aki and Richards, 2002). Ο τανυστής σεισμικής ροπής είναι ένας 3×3 πίνακας ο οποίος είναι συμμετρικός λόγω της αρχής διατήρησης της στροφορμής και για το λόγο αυτό έχει έξι ανεξάρτητα στοιχεία.

Το διπλό ζεύγος δυνάμεων ως ορισμός περιγράφεται από το σχήμα 2.7 για τα στοιχεία του τανυστή M_{yz} και M_{zy} . Αυτά τα δύο στοιχεία συνθέτουν ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων που οδηγεί σε διάτμηση του υλικού όταν οι τάσεις μέσα στο υλικό υπερβούν τις μηχανικές του αντοχές. Σε αυτή την περίπτωση, η μετατόπιση θα συμβεί είτε στο xy-επίπεδο είτε στο xz-επίπεδο, ανάλογα με το ποια τάση επικρατεί στην περιοχή. Στην περίπτωση του σχήματος 2.5 τα P- πλάτη είναι μηδενικά, κατά μήκος των ορικών επιπέδων, έχουν θετικές τιμές παράλληλα στον άξονα T, ενώ αρνητικές τιμές έχουν όταν είναι παράλληλα στον άξονα P.



Σχήμα 2.7. Τρόπος ακτινοβολίας και αζιμουθιακή κατανομή των πλατών των P-κυμάτων εξαιτίας διάτμησης με το αντίστοιχο διπλό ζεύγος δυνάμεων. Η συμμετρία του τανυστή οδηγεί σε μηδενική ροπή στρέψης. Με κόκκινο χρώμα οι περιοχές όπου οι πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων θα καταγραφούν ως «αραιώσεις» ενώ με μπλε χρώμα οι περιοχές όπου οι πρώτες αφίξεις των P-κυμάτων θα καταγραφούν ως «συμπίεσεις». Επίσης από το ίδιο σχήμα είναι εμφανές ότι τα μεγαλύτερα πλάτη των P-κυμάτων εμφανίζονται σε γωνία 45° ενώ πάνω στα ορικά επίπεδα τα πλάτη μηδενίζονται. (Μπενετάτος, 2007)

Οι Jost and Herrmann (1989) περιγράφουν αναλυτικά και με λεπτομέρειες τον τρόπο ανάλυσης του τανυστή. Ο κάθε τανυστής σεισμικής ροπής μπορεί να αναλυθεί σε έναν ισοτροπέα (isotropic) και σε έναν αποκλίνοντα (deviatoric) (Σχ. 2.8).

Αν ορίσουμε ως m_i ($i=1,2,3$), τις ιδιοτιμές που αντιστοιχούν σε κάθε ορθογώνιο ιδιοδιάνυσμα του M_{pq} :

$$a_i = \begin{pmatrix} a_{ix} & a_{iy} & a_{iz} \end{pmatrix}^T \quad (2.11)$$

τότε χρησιμοποιώντας την ανάλυση ιδιοτιμών των τιμών του συμμετρικού πίνακα (Arfken, 1985) ο τανυστής σεισμικής ροπής θα γίνει:

$$M = \begin{vmatrix} a_1 & a_2 & a_3 \end{vmatrix} m \begin{vmatrix} a_1^T \\ a_2^T \\ a_3^T \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} a_{1x} & a_{1y} & a_{1z} \\ a_{2x} & a_{2y} & a_{2z} \\ a_{3x} & a_{3y} & a_{3z} \end{vmatrix} = A \cdot m \cdot A^T \quad (2.12)$$

όπου ο A είναι ένας ορθογώνιος πίνακας [όπου ισχύει $(A \cdot A^T = A^T \cdot A = I)$], του οποίου οι στήλες αντιστοιχούν σε τρία ορθογώνια μοναδιαία διανύσματα $(\vec{a}_1, \vec{a}_2, \vec{a}_3)$, τα οποία ορίζουν ένα νέο σύστημα συντεταγμένων. Σύμφωνα με τον Arfken, (1985) στο συγκεκριμένο σύστημα, ο τανυστής σεισμικής ροπής μπορεί να γραφεί ως $m = A^T \cdot M \cdot A$.

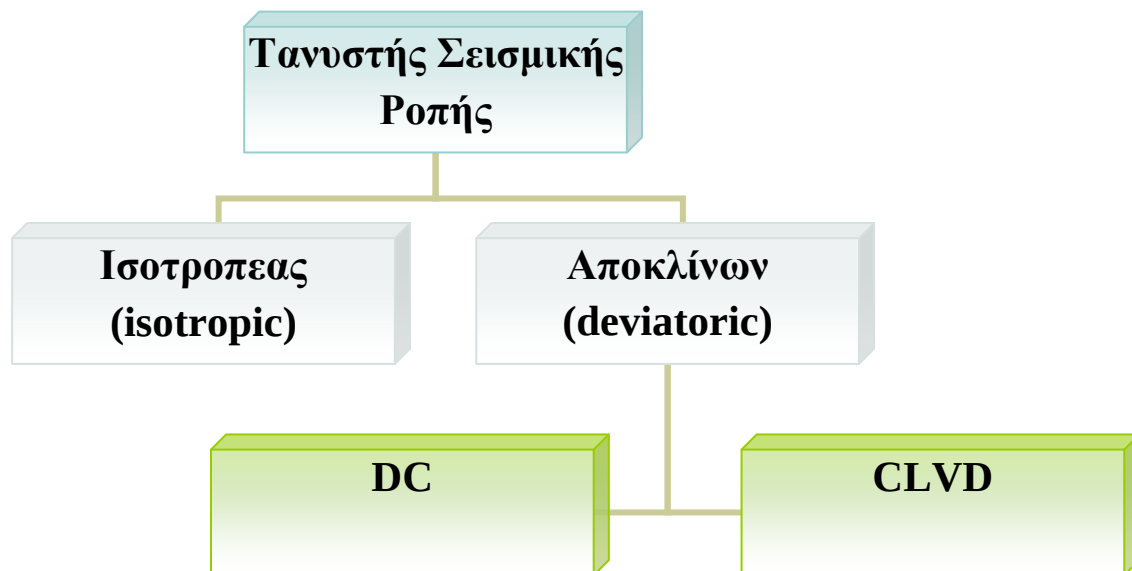
Το αποτέλεσμα αυτής της ανάλυσης είναι ότι καθορίζεται ένα νέο σύστημα συντεταγμένων, ορισμένο από τις ιδιοτιμές m_i . Σε αυτό το νέο σύστημα, ο m είναι ο διαγωνοποιημένος τανυστής σεισμικής ροπής, και έτσι μπορούμε να τον ορίσουμε ως:

$$m = \underbrace{\frac{1}{3} \begin{vmatrix} tr(M) & 0 & 0 \\ 0 & tr(M) & 0 \\ 0 & 0 & tr(M) \end{vmatrix}}_{\text{Ισοτροπέας (Isotropic)}} + \underbrace{\begin{vmatrix} m_1^* & 0 & 0 \\ 0 & m_2^* & 0 \\ 0 & 0 & m_3^* \end{vmatrix}}_{\text{Αποκλίνων (Deviatoric)}} \quad (2.13)$$

όπου $tr(M) = m_1 + m_2 + m_3$ είναι το ίχνος του τανυστή σεισμικής ροπής και τα m_1^* , m_2^* , m_3^* είναι διαγώνιοι πίνακες των οποίων το άθροισμα μας δίνει το δεύτερο όρο της εξίσωσης (2.13). Οι ιδιοτιμές του δεύτερου όρου της εξίσωσης (2.13) ή καλύτερα του πίνακα m_i^* δίνονται από τη σχέση (Jost and Herrmman, 1989):

$$m_i^* = m_i - \frac{m_1 + m_2 + m_3}{3} = m_i - \frac{1}{3} tr(M) \quad (2.14)$$

Στην εξίσωση (2.13), ο πρώτος όρος περιγράφει το ισότροπο κομμάτι του τανυστή και οι ιδιοτιμές του είναι σημαντικές γιατί η χρήση τους μας επιτρέπει να ποσοτικοποιήσουμε τις μεταβολές του όγκου (V) στην εστία. Ο δεύτερος όρος περιγράφει το αποκλίνων μέρος του τανυστή και θα αναλυθεί στη συνέχεια.



Σχήμα 2.8 Σχηματική απεικόνιση της ανάλυσης του Τανυστή Σεισμικής Ροπής

Μια περίπτωση είναι αυτή, όπου ο αποκλίνων τανυστής αναλύεται σε μια συνιστώσα που περιγράφει ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων (double couple component) και σε μια συνιστώσα γραμμικού διανυσματικού διπόλου αντιστάθμισης CLVD (Compensated Linear Vector Dipole).

Ακολουθώντας τους Knopoff and Randal (1970) και τους Fitch et al. (1980), υποθέτουμε ότι $|m_3^*| \geq |m_2^*| \geq |m_1^*|$ και έτσι στη σχέση (2.13) μπορούμε να γράψουμε τον αποκλίνοντα όρο ως εξής:

$$\overline{m}_1 = m_3^* \begin{vmatrix} -F & 0 & 0 \\ 0 & (F-1) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \quad (2.15)$$

όπου $F = -\frac{m_1^*}{m_3^*}$ και $(F-1) = -\frac{m_2^*}{m_3^*}$. Στον αποκλίνοντα ισχύει ότι $m_1^* + m_2^* + m_3^* = 0$ και

επομένως είναι $0 \leq F \leq 0.5$. Έτσι την εξίσωση (2.15) μπορούμε να την αναλύσουμε σε δύο μέρη, δηλαδή:

$$\overline{m_1} = m_3^*(1-2F) \begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} + m_3^*F \begin{vmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{vmatrix} \quad (2.16)$$

όπου ο πρώτος όρος εκφράζει το διπλό ζεύγος δυνάμεων, ενώ ο δεύτερος ένα γραμμικό διανυσματικό δίπολο αντιστάθμισης (CLVD).

Η πλήρης ανάλυση της αρχικής μας εξίσωσης (2.12), δηλαδή του αρχικού τανυστή M , τώρα μπορεί να γραφτεί ως:

$$M = \frac{1}{3}(m_1 + m_2 + m_3)I + m_3^*(1-2F)(a_3a_3 - a_2a_2) + m_3^*F(2a_3a_3 - a_2a_2 - a_1a_1) \quad (2.17)$$

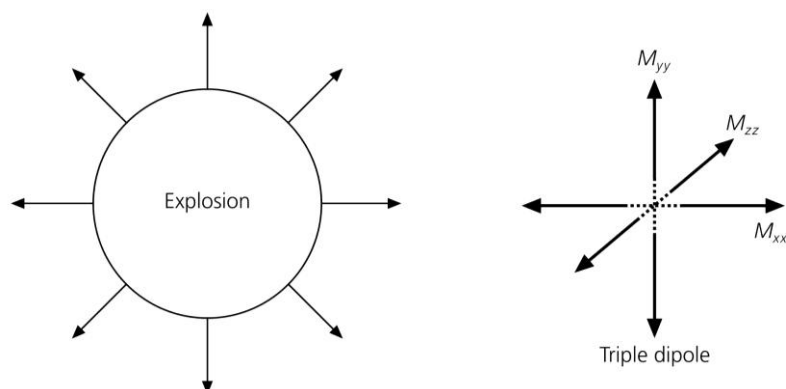
Για να υπολογιστεί η απόκλιση της σεισμικής πηγής από το απλό μοντέλο του διπλού ζεύγους δυνάμεων, οι Dziewoski et al. (1981) χρησιμοποίησαν την παράμετρο

$$\mathcal{E} = \left| \frac{m_{\min}^*}{m_{\max}^*} \right| \quad (2.18)$$

όπου $m_{\min}^*$ είναι η μικρότερη ιδιοτιμή (κατά απόλυτη τιμή) και $m_{\max}^*$ η μεγαλύτερη ιδιοτιμή (κατά απόλυτη τιμή), δοσμένες από τη σχέση (2.14). Από τη σχέση (2.15) παρατηρούμε πως $\mathcal{E} = F$. Στην περίπτωση που δρα στην εστία μόνο διπλό ζεύγος δυνάμεων είναι $m_{\min}^* = 0$ και $\mathcal{E} = 0$. Στην περίπτωση που δρα στην εστία μόνο το δίπολο CLVD τότε είναι $\mathcal{E} = 0.5$.

Ερμηνεία του Τανυστή της Ροπής

Η εισαγωγή του τανυστή σεισμικής ροπής στην επίλυση σεισμολογικών προβλημάτων οδήγησε στη συσχέτισή του με διάφορα μηχανικά μοντέλα (Σχ. 2.10). Το πιο απλό μοντέλο είναι η ισότροπη πηγή που εκλύει την ίδια ενέργεια προς όλες τις κατευθύνσεις (Σχ. 2.9). Μία τέτοια πηγή μπορούμε να τη συσχετίσουμε με μια έκρηξη (explosion) ή με μια κατάρρευση (implosion).



Σχήμα 2.9 Πηγή έκρηξης, η οποία εκλύει την ίδια ενέργεια προς όλες τις κατευθύνσεις, και αναπαριστάται από ένα σύστημα τριών ζευγών δυνάμεων (Stein and Wysession, 2003).

Το πιο σύνθετο μοντέλο είναι αυτό που έχει προταθεί από τους Knopoff and Randall (1970) και είναι το γραμμικό διανυσματικό δίπολο αντιστάθμισης CLVD. Στο συγκεκριμένο μοντέλο η μεταβολή του όγκου αντισταθμίζεται από την κίνηση των σωματιδίων παράλληλα στον άξονα της μέγιστης τάσης. Μπορούμε συχνά να το συσχετίσουμε με τον τρόπο γένεσης των σεισμών βάθους, λόγω των ορυκτολογικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα. Ο πιο κοινός μηχανισμός που οδηγεί σε μετατόπιση της επιφάνειας των σεισμογόνων ρηγμάτων είναι αυτός του διπλού ζεύγους δυνάμεων στην πηγή. Στο σχήμα 2.10 διακρίνονται οι τρεις συνηθέστεροι τύποι μετατόπισης εξαιτίας του διπλού ζεύγους δυνάμεων, οι οποίοι ξεχωρίζουν μεταξύ τους από τον διαφορετικό τρόπο ολίσθησης στο επίπεδο της διάρρηξης.

Moment tensor	Beachball	Moment tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$	

Σχήμα 2.10 Συσχέτιση τανυστών ροπής με μοντέλα μηχανισμών ολίσθησης. Στην πρώτη σειρά εμφανίζονται: στην αριστερά στήλη μια έκρηξη (explosion) και στην δεξιά στήλη μια κατάρρευση (implosion). Στις επόμενες τρεις σειρές βρίσκονται μηχανισμοί που οφείλονται σε διπλό ζεύγος δυνάμεων και διαφέρουν από τον τρόπο ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια διάρρηξης (με τη σειρά: ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, κανονικό και ανάστροφο). Στις δύο τελευταίες σειρές βρίσκονται δύο διαφορετικές περιπτώσεις του μοντέλου CLVD (Dahlen and Tromp, 1998).

Συναρτήσεις Green (Green's functions)

Για να προσομοιώσουμε τα σεισμικά κύματα χρειάζεται να διαχωρίσουμε τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής από την επίδραση του δρόμου διάδοσης ανάμεσα στην πηγή και στο σταθμό καταγραφής. Η εξίσωση με την οποία περιγράφεται η μετατόπιση του υλικού σημείου σε συγκεκριμένη απόσταση x , από την πηγή σε συνάρτηση με το χρόνο, t , δίνεται από τη σχέση:

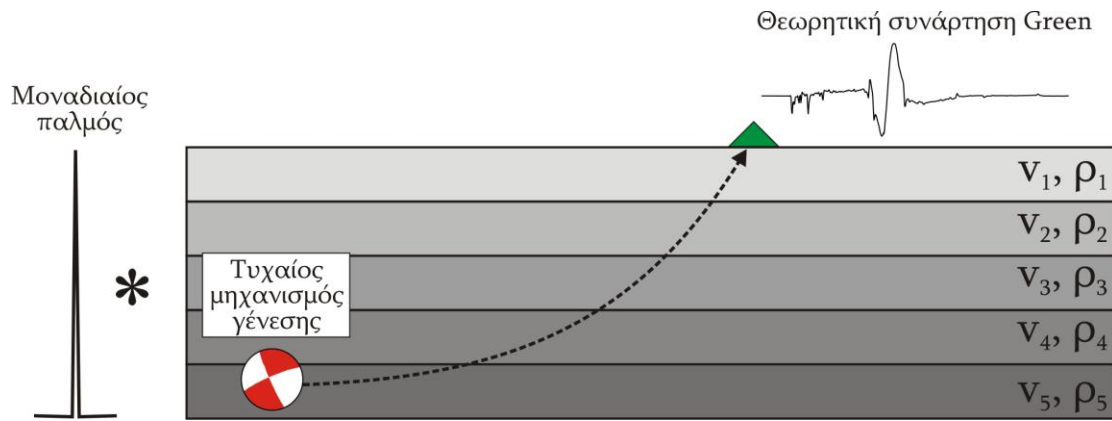
$$u_n(x, t) = i(t) * s(t) * \sum_{i=1}^5 (m_i \cdot G_{in}(t)) \quad (2.19)$$

όπου $i(t)$ είναι η απόκριση του σεισμομέτρου, $s(t)$ είναι η χρονική συνάρτηση της πηγής (source time function), m_i είναι οι συνιστώσες του τανυστή σεισμικής ροπής ($m_1 = M_{11}$, $m_2 = M_{22}$, $m_3 = M_{12}$, $m_4 = M_{13}$, $m_5 = M_{23}$) και G_{in} οι συναρτήσεις Green (Green's functions). Θεωρούμε ότι στη σχέση (2.19) δεν εφαρμόζεται ισότροπη συνιστώσα αλλά μόνο αποκλίνουσα και για το λόγο αυτό τα στοιχεία του τανυστή είναι πέντε. Η συνάρτηση Green η οποία περιγράφει την επίδραση του δρόμου διάδοσης από την πηγή μέχρι το όργανο καταγραφής, περιέχει τόσο την ελαστική, $[e(t)]$, όσο και την ανελαστική, $[q(t)]$, συνιστώσα της επίδρασης του δρόμου. Έτσι η συνάρτηση Green θεωρείται μια συνέλιξη $G(t) = e(t) * q(t)$.

Η συνάρτηση Green περιγράφει το σήμα που φτάνει σε ένα σεισμόμετρο, αν η χρονική συνάρτηση της πηγής είναι μια συνάρτηση δέλτα (delta function) (Stein and Wysession, 2003). Η συνάρτηση δέλτα $\delta(t)$ ορίζεται από τις σχέσεις:

$$\delta(t) = 0 \text{ για } t \neq 0 \text{ και } \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t) dt = 1. \text{ Η θεωρητική συνάρτηση Green εκφράζει τη}$$

μετατόπιση που προκαλεί σε μία συγκεκριμένη θέση (π.χ. σε ένα σεισμόμετρο), μια σεισμική πηγή όταν η χρονική της απόκριση είναι συνάρτηση δέλτα $\delta(t)$, όπως φαίνεται στο σχήμα (2.11).



Σχήμα 2.11 Αναπαράσταση της μεθόδου κατασκευής μια συνάρτησης Green για ένα μονοδιάστατο μοντέλο, όπου v_1, v_2, v_3, v_4, v_5 οι ταχύτητες των P κυμάτων και ρ οι πυκνότητες των στρωμάτων. (Μπενετάτος, (2007).

Όλοι οι μηχανισμοί γένεσης μπορούν να περιγραφούν από έναν συγκεκριμένο συνδυασμό στοιχείων του τανυστή σεισμικής ροπής. Έτσι σύμφωνα με τη σχέση (2.19) είναι δυνατόν η απόκριση του μέσου διάδοσης να περιγράφεται από γραμμικό συνδυασμό συναρτήσεων Green. Στην διαδικασία αντιστροφής που έχει σκοπό τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων, η σχέση (2.19) έχει μεγάλη βαρύτητα και αυτό καθιστά την ύπαρξη ρεαλιστικών μοντέλων ταχυτήτων ιδιαίτερης σημασίας για την κατασκευή θεωρητικών συναρτήσεων Green, οι οποίες να είναι αξιόπιστες.

Μέθοδος διακριτών κυματάριθμων (frequency wavenumber method)

Με τη μέθοδο των διακριτών κυματάριθμων (frequency wavenumber method) και τον κώδικα FKRPROG (Saikia, 1994), κατασκευάστηκαν οι θεωρητικές συναρτήσεις Green, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για τους υπολογισμούς των μηχανισμών γένεσης στην παρούσα εργασία.

Ο αλγόριθμος βασίζεται στη διάδοση του πεδίου μετατόπισης μέσα σε ανομοιογενές μέσο το οποίο αποτελείται από οριζόντια ισότροπα στρώματα. Πρώτος ο Haskell (1964), ανέπτυξε τη μέθοδο αυτή και στη συνέχεια την εξέλιξαν οι Dunkin (1965) και Watson (1970). Αρχικά η μέθοδος αυτή υπολογίζει το ολοκλήρωμα :

$$F(\omega, r) = \int_0^\infty F(k, \omega) k J_n(kr) dk \quad (2.20)$$

όπου είναι $F(k,\omega)$ η απόκριση του μέσου για συγκεκριμένη γωνιακή συχνότητα ω και κυματάριθμο k και $J_n(kr)$ είναι η n -οστού βαθμού συνάρτηση Bessel. Για την κατασκευή των συναρτήσεων Green, εφαρμόστηκαν κριτήρια τα οποία περιορίζουν το συνολικό αριθμό των αριθμητικών πράξεων και βασίζονται στη μέγιστη ταχύτητα του μοντέλου ταχυτήτων που χρησιμοποιείται, τη συνολική διάρκεια της επιθυμητής χρονοσειράς και το βάθος της σεισμικής πηγής.

Τα στοιχεία που πρέπει να διαθέτει το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων είναι τα πάχη και οι πυκνότητες των στρωμάτων, οι ταχύτητες των P και S κυμάτων και οι παράμετροι ποιότητας Q_p , Q_s .

Το αρχείο που χρησιμοποιεί ο κώδικας FKRPROG έχει την παρακάτω μορφή:

```

F.
0 64
GREEN.1
6.0000 0.0000 1 1024 2048 0.1000 6 1
1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 0
0.1010E+01 0.2310E+01 0.1300E+01 0.2160E+01 300.00 150.00
0.1010E+01 0.4270E+01 0.2400E+01 0.2560E+01 300.00 150.00
0.3010E+01 0.5520E+01 0.3100E+01 0.2800E+01 300.00 150.00
0.1110E+02 0.6230E+01 0.3500E+01 0.2940E+01 300.00 150.00
0.1110E+02 0.6230E+01 0.3500E+01 0.2940E+01 300.00 150.00
0.1710E+02 0.6410E+01 0.3600E+01 0.2980E+01 300.00 150.00
0.1000E+03 0.8370E+01 0.4700E+01 0.3360E+01 1000.00 500.00
4
0.4000000E+03 1.500000E+00 0
4 10000.0 30.0 1.0 0.8
98.00 0.0 8.0
100.00 0.0 8.0
102.00 0.0 8.0
104.00 0.0 8.0

```

Συγκεκριμένα στις τρεις πρώτες γραμμές του αρχείου εμφανίζονται στοιχεία που αφορούν την εκτέλεση του κώδικα. Στην τέταρτη γραμμή έχουμε με τη σειρά: έναν αριθμό για τη σταθερότητα των ολοκληρώσεων, το εστιακό βάθος (το οποίο δεν χρησιμοποιείται), δείκτη για την αρχική τιμή της συχνότητας, το συνολικό αριθμό των συχνοτήτων που θα υπολογιστούν (πρέπει να είναι δύναμη του 2), το συνολικό αριθμό των σημείων της συνάρτησης (είναι πάντα 2 φορές η τιμή του αριθμού των

συχνοτήτων), το βήμα δειγματοληψίας, τον αριθμό των στρωμάτων και τον αριθμό των επεξεργασιών που θα χρησιμοποιηθούν για την εκτέλεση του κώδικα. Στην 5η γραμμή υπάρχουν οι δείκτες που χρησιμοποιούνται κατά την εκτέλεση του κώδικα. Από την έκτη έως την δωδέκατη γραμμή μπαίνουν οι παράμετροι του μοντέλου κατά σειρά, το πάχος του στρώματος (km), η ταχύτητα των P- κυμάτων (km/sec), η ταχύτητα των S- κυμάτων (km/sec), η πυκνότητα (gr/cm³), Qp και Qs. Οι γραμμές 13-14 περιέχουν δείκτες που δεν χρειάζεται να αλλάξουν. Στην δέκατη πέμπτη γραμμή τοποθετείται ο αριθμός των «σταθμών» για τους οποίους θα υπολογιστούν οι συναρτήσεις Green, τέσσερις στην περίπτωσή μας και τα όρια του φίλτρου της ταχύτητας φάσεων των κυμάτων. Ιδιαίτερη προσοχή χρειάζεται στα κατώτερα όρια του φίλτρου, 1.0 και 0.8 (km/sec) για το συγκεκριμένο παράδειγμα, ώστε να είναι πάντοτε μικρότερα της ταχύτητας των κυμάτων Rayleigh του μοντέλου. Οι επόμενες γραμμές από τη 16η έως την 19η περιλαμβάνουν την απόσταση του σταθμού, το χρόνο καθυστέρησης (ο οποίος δεν χρησιμοποιείται) και τη ταχύτητα επιβράδυνσης. Οι συναρτήσεις Green που θα υπολογισθούν θα ξεκινούν σε χρόνο $t = \text{απόσταση} / \text{ταχύτητα επιβράδυνσης}$.

Μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν

Λόγω της πολύπλοκης δομής του χώρου του Αιγαίου γίνεται πολύ δύσκολη η επιλογή ενός μοναδικού μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων, το οποίο σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων θα αναπαριστά σε ικανοποιητικό βαθμό τις σεισμικές καταγραφές. Το ένα μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία είναι αυτό των Novotny et al. (2001) και φαίνεται στον Πίνακα 2.1.

Πάχος (km)	Ταχύτητα P- κυμάτων (km/sec)	Ταχύτητα S- κυμάτων (km/sec)	Πυκνότητα (gr/cm ³)	Q _p	Q _s
1	2.31	1.30	2.16	300	150
1	4.27	2.40	2.56	300	150
3	5.52	3.10	2.80	300	150
11	6.23	3.50	2.94	300	150
17	6.41	3.60	2.98	300	150
100 (ημιχώρος)	8.37	4.70	3.36	1000	500

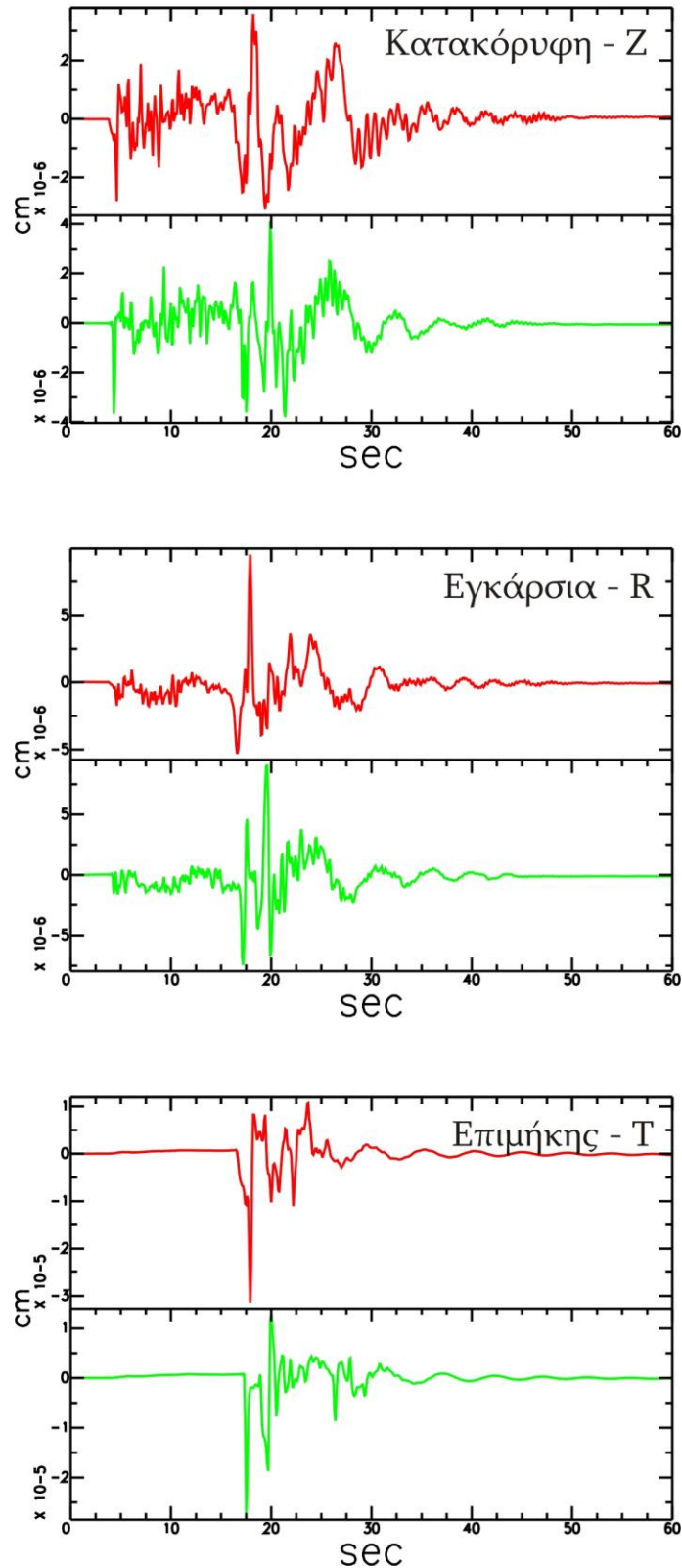
Πίνακας 2.1 Μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001).

Το δεύτερο μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε είναι αυτό των Karagianni et al. (2002, 2005) για το χώρο του Αιγαίου, και φαίνεται στον Πίνακα 2.2. Η χρήση του μοντέλου αυτού μεγαλώνει τα περιθώρια δοκιμών για την εύρεση του καταλληλότερου μοντέλου σε κάθε περίπτωση.

Πάχος (km)	Ταχύτητα P- κυμάτων (km/sec)	Ταχύτητα S- κυμάτων (km/sec)
1	2.31	1.3
1	4.25	2.39
12	5.87	3.3
6	6.23	3.5
6	7.65	4.3
14	6.59	3.7
Ημιχώρος	7.57	4.25

Πίνακας 2.2 Μοντέλο ταχυτήτων από Karagianni et al. (2005) για την περιοχή του Β. Αιγαίου.

Η συμφωνία των δύο μοντέλων είναι αρκετά ικανοποιητική και για τις 3 συνιστώσες. Κάποιες διαφορές παρατηρούνται κυρίως μετά την άφιξη των S- κυμάτων και τη γένεση των επιφανειακών όπου το μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001) προβλέπει περισσότερες φάσεις. Η σύγκριση των δυο μοντέλων για διάφορα παράθυρα συχνοτήτων φαίνεται στο σχήμα 2.12.



Σχήμα 2.12 Συναρτήσεις Green για $\Delta=100$ km, βάθος σεισμικής πηγής $h=15$ km, αζιμούθιο 50° και παραμέτρους μηχανισμού γένεσης $\hat{\phi}=35^\circ$, $\hat{\theta}=70^\circ$, $\hat{\lambda}=175^\circ$, με χρήση των μοντέλων ταχυτήτων Karagianni et al. (2005) (κόκκινο χρώμα), Novotny et al. (2001) (πράσινο χρώμα) (Μπενετάτος, 2007).

Οι συναρτήσεις Green εξαιτίας του σημαντικού χρόνου υπολογισμού τους με τη σημερινή τεχνολογία των ηλεκτρονικών υπολογιστών, δεν συνιστάται να κατασκευάζονται από την αρχή κάθε φορά που είναι απαραίτητη η χρησιμοποίησή τους σε κάποια διαδικασία αντιστροφής. Ο υπολογιστικός χρόνος που απαιτείται για την κατασκευή τους είναι ανάλογος του μοντέλου ταχυτήτων που χρησιμοποιούμε. Έτσι για ένα πολύ απλό μονοδιάστατο μοντέλο (1D) τριών στρωμάτων, ο υπολογισμός της συνάρτησης Green σε μία συγκεκριμένη απόσταση από την πηγή και για ένα συγκεκριμένο βάθος, απαιτεί περίπου 2 λεπτά. Για ένα πολύπλοκο μοντέλο όπως το μοντέλο IASP91 (Kennett and Engdahl, 1991), το οποίο αποτελούνταν από 66 στρώματα, απαιτείται περισσότερη από μία ώρα.

Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι συναρτήσεις Green από τη βάση δεδομένων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής, η οποία περιέχει συναρτήσεις Green για μελέτη σεισμών με χρήση τοπικών δεδομένων (έως 500 km). Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο των Novotny et al. (2001) με το οποίο έχουν κατασκευασθεί συναρτήσεις Green για αποστάσεις 2-500 km, με βήμα 2 km και για εστιακά βάθη που κυμαίνονται από 1-130 km (με βήμα 1 km από τα 1-40 km και με βήμα 5 km από τα 40-130 km.) και το μοντέλο των Karagianni et al. (2002, 2005) με το οποίο έχουν κατασκευασθεί συναρτήσεις Green για αποστάσεις 2-500 km, με βήμα 2 km και για εστιακά βάθη που κυμαίνονται από 1-130 km (με βήμα 1 km από τα 1-40 km και με βήμα 5 km από τα 40-130 km).

Αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής

Η αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής είναι ένα σημαντικό πρόβλημα για τη Σεισμολογία, το οποίο απασχολεί τους ερευνητές για πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα. Έχουν προταθεί διάφοροι τρόποι που μπορούν να εφαρμοστούν είτε στο πεδίο του χρόνου (time domain), είτε στο πεδίο των συχνοτήτων (frequency domain). Τη δεκαετία του 1980 έγιναν πολλές μελέτες σχετικά με την μέθοδο αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής, χρησιμοποιώντας είτε κύματα χώρου είτε επιφανειακά κύματα, σε κοντινές ή τηλεσεισμικές αποστάσεις (ενδεικτικά Dziewonski et al., 1981; Dziewonski and Woodhouse, 1983a, b; Nábělek, 1984; Dreger and Helmberger 1991, 1993; Dreger, 2003).

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας αντιστροφής TDMT_INV (Dreger, 2003).

Η γενική αναπαράσταση της σεισμικής πηγής μπορεί να απλοποιηθεί θεωρώντας σημειακή πηγή (σχέση 2.8):

$$U_n(x, t) = M_{ij} * G_{nij}(x, z, t) \quad (2.21)$$

όπου U_n είναι η n-οστή συνιστώσα της μετατόπισης, G_{nij} είναι η n-οστή συνιστώσα της συνάρτησης Green για συγκεκριμένες διατάξεις των διπλών ζευγών δυνάμεων και M_{ij} ο τανυστής σεισμικής ροπής. Η παραπάνω εξίσωση επιλύεται γραμμικά για συγκεκριμένο εστιακό βάθος. Με την ανάλυση των ιδιοτιμών ο τανυστής σεισμικής ροπής αναλύεται σε έναν ισότροπο και έναν αποκλίνοντα τανυστή, και ο αποκλίνων αναλύεται σε ένα τανυστή DC που ισοδυναμεί με τη δράση ενός διπλού ζεύγους δυνάμεων και σε ένα τανυστή CLVD γραμμικού διανυσματικού δίπολου αντιστάθμισης.

Στην επίλυση των εξισώσεων θεωρούμε ότι το ισότροπο κομμάτι του τανυστή ισούται με μηδέν και έτσι στη δική μας περίπτωση η αντιστροφή επιστρέφει τον αποκλίνοντα τανυστή (M_{ij}) που αναλύεται σε τανυστή λόγω διπλού ζεύγους δυνάμεων (DC) και τανυστή γραμμικού διανυσματικού δίπολου αντιστάθμισης (CLVD). Ο τανυστής διπλού ζεύγους δυνάμεων χρησιμοποιείται για να καθοριστεί το αζιμούθιο (strike), η γωνία κλίσης (dip) και η γωνία ολίσθησης (rake) των δύο ορικών επιπέδων.

Το βέλτιστο εστιακό βάθος συνήθως επιλέγεται εκεί όπου η λύση έχει το μικρότερο σφάλμα. Για τον υπολογισμό της ποιότητας της λύσης χρησιμοποιείται η συνάρτηση μείωσης διασποράς (Variance Reduction-VR):

$$VR = \left[1 - \sum_i \frac{\sqrt{(data_i - synth_i)^2}}{\sqrt{data_i^2}} \right] \quad (2.22)$$

όπου *data* είναι οι πραγματικές καταγραφές και *synth* οι συνθετικές καταγραφές. Η άθροιση γίνεται για όλους τους σταθμούς καταγραφής και τις συνιστώσες. Όσο μεγαλύτερη τιμή λάβει η συνάρτηση VR τόσο καλύτερη η λύση μας και η προσέγγιση των πραγματικών κυματομορφών. Ένα ακόμα μέτρο για τον καθορισμό του βέλτιστου βάθους σε περιοχές όπου δεν παρατηρούνται σεισμοί λόγω έκρηξης ή κατάρρευσης είναι το ακόλουθο:

$$\frac{RES}{P_{dc}} = \frac{\sum_i \sqrt{(data_i - synth_i)^2}}{P_{dc}} \quad (2.23)$$

Η μέθοδος υποθέτει ότι το υπολογισμένο επίκεντρο που χρησιμοποιείται κατά την εφαρμογή της είναι καλά προσδιορισμένο με χρήση μικρής περιόδου καταγραφών και επίσης ότι η χρονική συνάρτηση της πηγής είναι ταυτόχρονη για όλα τα στοιχεία του τανυστή και μπορεί να αναπαρασταθεί από μια συνάρτηση δέλτα (δ function). Οι δυο αυτές υποθέσεις θεωρούμε ότι ισχύουν για μεγέθη σεισμών $M < 7.5$ εφόσον χρησιμοποιούνται μεγάλης περιόδου σεισμικά κύματα. Επίσης, για την επιτυχημένη εφαρμογή της μεθόδου είναι πολύ σημαντική η καλή γνώση του μοντέλου ταχυτήτων. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί είτε με μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των βασικών εστιακών παραμέτρων των σεισμών είτε με νέα μοντέλα που προκύπτουν από βαθμολόγηση των δρόμων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από και προς τους σταθμούς καταγραφής. Τέτοιες μέθοδοι έχουν προταθεί από διάφορους ερευνητές (e.g. Dreger and Helmberger, 1991, 1993; Dreger and Romanowicz, 1994; Rodgers et al., 1999; Zhao and Helmberger, 1991; Song et al., 1996).

Για την εφαρμογή της αντιστροφής των κυμάτων χώρου απαιτείται σειρά ενεργειών για την προετοιμασία τόσο των κυματομορφών όσο και των συναρτήσεων Green. Αρχικά συλλέγονται δεδομένα τριών συνιστωσών από σταθμούς ευρέος φάσματος (broad-band) π.χ. σε μορφή SAC (Seismic Analysis Code) τα οποία φροντίζουμε να περιέχουν τουλάχιστον 5 λεπτά συνεχούς καταγραφής ώστε να

διατηρούνται οι μεγάλες περίοδοι που τυχόν περιέχονται στο σεισμικό σήμα (Goldstein et al., 2003).

Στη συνέχεια οι κυματομορφές διορθώνονται για την επίδραση του οργάνου και μετατρέπονται σε καταγραφές μετατόπισης ή ταχύτητας. Έπειτα στα δεδομένα εφαρμόζεται ζωνοπερατό Butterworth φίλτρο στα επιθυμητά συχνοτικά όρια. Τα όρια αυτά εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες όπως ο λόγος σήματος προς θόρυβο, το μέγεθος του υπό εξέταση σεισμού και η αξιοπιστία του μοντέλου ταχυτήτων. Χρήση μεγάλων περιόδων κατά την αντιστροφή (για παράδειγμα της τάξης των 100-30 sec) έχει το πλεονέκτημα του υπερσκελισμού της ασαφούς γνώσης του μοντέλου ταχυτήτων (Šílený et al., 1992), αλλά μειώνει τη διακριτική ικανότητα στην αναζήτηση του πραγματικού βάθους του σεισμού. Έπειτα από την εφαρμογή του κατάλληλου φίλτρου οι κυματομορφές αποθηκεύονται ως αρχεία ascii και είναι έτοιμες για την αντιστροφή. Η επίδραση του μη αιτιοκρατικού φίλτρου διατηρεί τη θέση της άφιξης των φάσεων των σεισμικών κυμάτων ενώ του αιτιοκρατικού όχι.

Οι συναρτήσεις Green οι οποίες ήδη έχουν κατασκευασθεί με χρήση του επιθυμητού μοντέλου ταχυτήτων φιλτράρονται στα αντίστοιχα συχνοτικά όρια και μετατρέπονται σε μετατόπιση ή ταχύτητα ώστε να συμφωνούν με τις πραγματικές καταγραφές. Στη συνέχεια εφαρμόζεται η διαδικασία αντιστροφής για συγκεκριμένο βάθος. Τα αποτελέσματα εμφανίζονται με την παρακάτω μορφή:

Depth=8

Station Information

Station(0): BKS.data R=142.0km AZI=331.0 W=1.164 Zcor=44

Station(1): CMB.data R=171.0km AZI=33.6 W=1.402 Zcor=48

Station(2): PKD.data R=122.0km AZI=137.0 W=1.000 Zcor=43

Mxx=-4846.628

Mxy=-669.055

Mxz=-693.784

Myy=4514.480

Myz=1131.856

Mzz=332.149

Mo=4.91868e+23

Mw=5.06

Strike=230 ; 138

Rake=15 ; 174

Dip=85 ; 75

Pdc=96

Pclvd=4

Piso=0

Station(0) VR=95.707565 VAR=0.000323629

Station(1) VR=88.018204 VAR=0.000154869

Station(2) VR=91.755478 VAR=0.000439513

Variance=6.395e-08

VarRed=9.241e+01

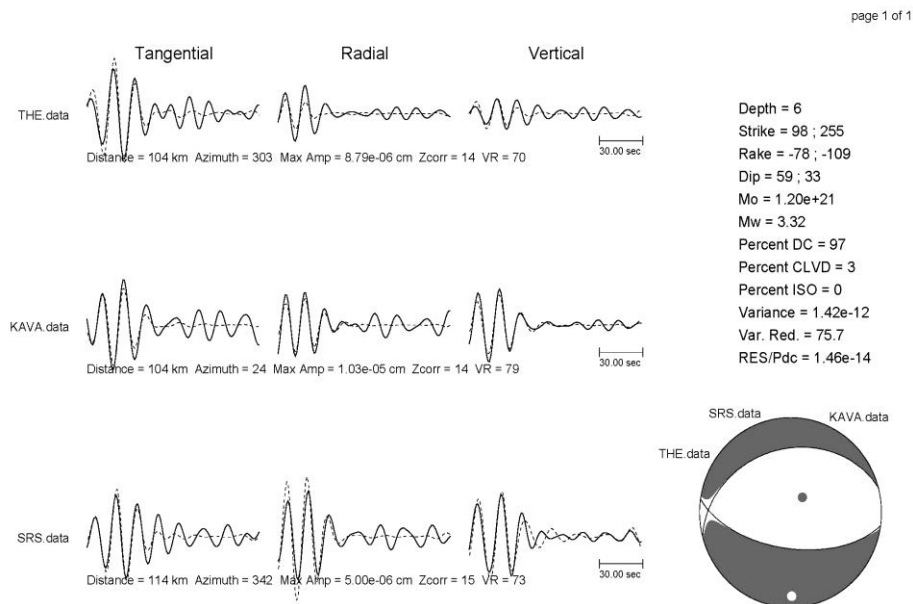
Var/Pdc=6.653e-10

Quality=4

Στα αποτελέσματα της αντιστροφής παρουσιάζονται το βάθος για το οποίο έγινε η δοκιμή, τα στοιχεία των σταθμών (απόσταση από επίκεντρο, αζιμούθιο, βάρος) και η θέση (zcor) από την αρχή της καταγραφής για την οποία η συνάρτηση συσχέτισης πραγματικής-συνθετικής καταγραφής είχε την καλύτερη ταύτιση. Ακολουθούν τα στοιχεία του μηχανισμού γένεσης (μέγεθος σεισμικής ροπής, παράταξη, γωνία κλίσης και γωνία ολίσθησης των δύο ορικών επιπέδων), το ποσοστό δράσης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία (DC) και το ποσοστό γραμμικού διανυσματικού δίπολου αντιστάθμισης (CLVD) στην εστία. Έπειτα αναφέρονται οι τιμές μείωσης διασποράς (Variance reduction- VR) για κάθε σταθμό ξεχωριστά καθώς και η συνολική τιμή για όλους τους σταθμούς με ή χωρίς τη χρήση βάρους με την απόσταση. Ανάλογα με το αναμενόμενο εύρος τιμών βάθους συνεχίζονται οι δοκιμές συνήθως ανά 5 km και αφού προσδιοριστούν τα βάθη ανάμεσα στα οποία η τιμή της συνάρτησης VR παίρνει τις υψηλότερες τιμές της τότε ο έλεγχος για το βέλτιστο βάθος γίνεται ανά 1 km. Τα αποτελέσματα σε γραφική μορφή παρουσιάζονται στο σχήμα 2.13.

Η καλή αζιμουθιακή κάλυψη και ο μεγάλος αριθμός σταθμών είναι απαραίτητοι παράγοντες για σταθερή και υψηλής ποιότητας λύση για το μηχανισμό γένεσης. Αξιόπιστες λύσεις μπορούν να επιτευχθούν ακόμα και με χρήση ενός ή δύο σταθμών (Dreger, 2003) αλλά γενικά συνιστάται η χρήση τουλάχιστον 3 σταθμών κατά την αντιστροφή.

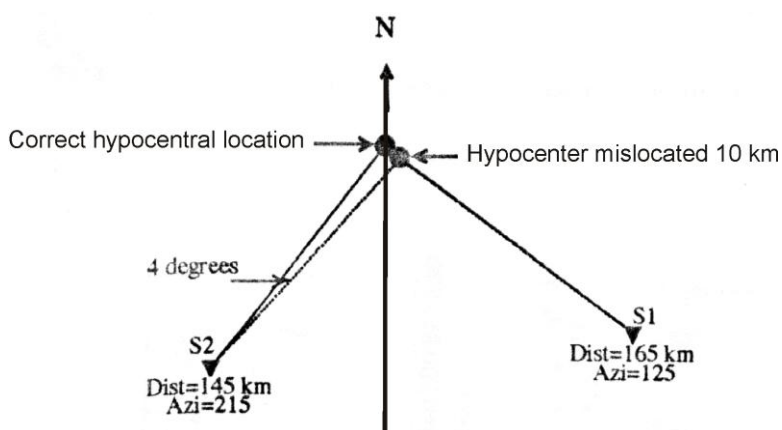
Ανάλογα με το μέγεθος του σεισμού μπορούν να χρησιμοποιηθούν τα ακόλουθα φίλτρα για $M < 4.0$ από 0.02 έως 0.1 Hz, για $4.0 \leq M < 5.0$ από 0.02 έως 0.05 Hz, για $M \geq 5.0$ από 0.01 έως 0.05 Hz. Για πολύ μεγάλους σεισμούς ($M > 7.5$) τα όρια μπορεί να είναι από 0.005 έως 0.02 Hz (Fukuyama and Dreger, 2000; Dreger, 2003).



Σχήμα 2.13 Αποτέλεσμα αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το μηχανισμό γένεσης σεισμού. Με τη συνεχή γραμμή αναπαριστάται η πραγματική καταγραφή και με τη στικτή γραμμή η συνθετική. Στο δεξιό τμήμα παρουσιάζονται ο μηχανισμός γένεσης, οι παράμετροι και το μέγεθος.

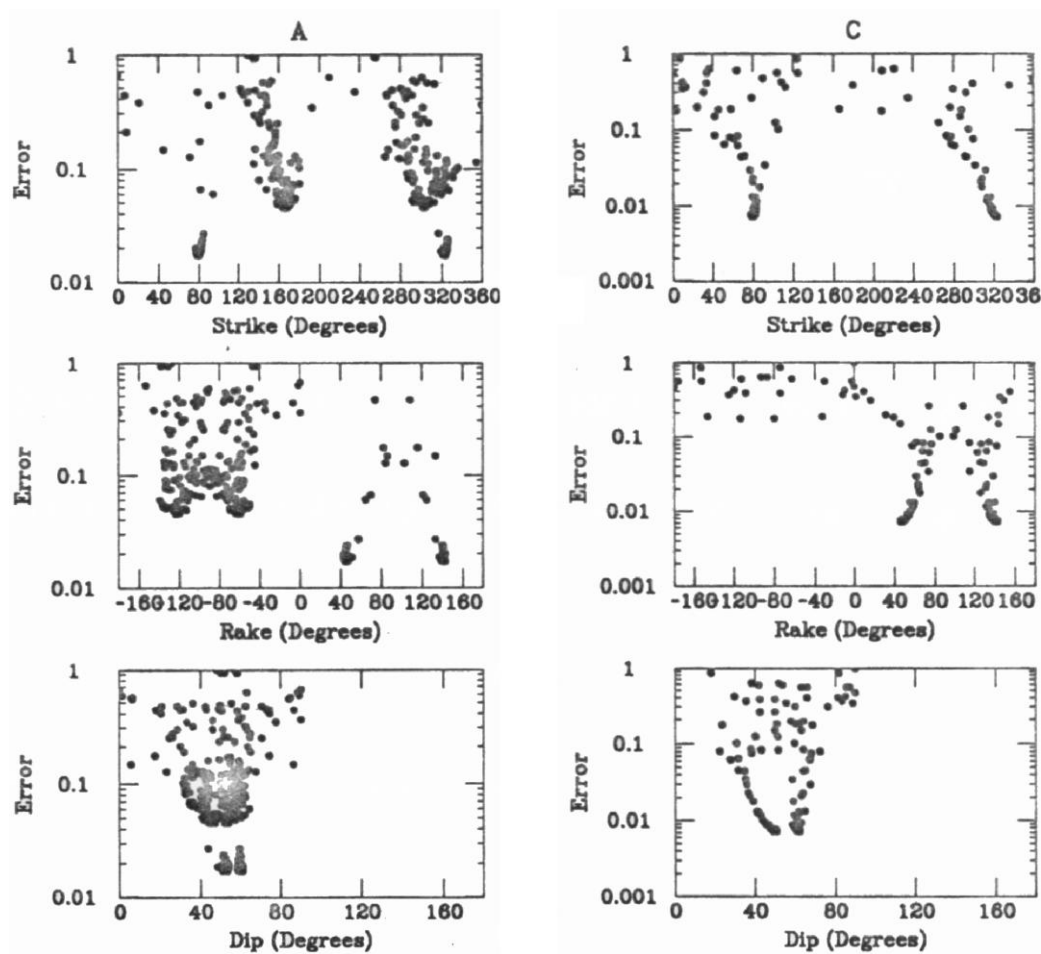
Αβεβαιότητες κατά τη διαδικασία αντιστροφής

Κατά τη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου αντιστροφής για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού, ενδέχεται διάφοροι παράγοντες να εισάγουν σφάλματα στον τελικό υπολογισμό. Τέτοιοι παράγοντες είναι η ακρίβεια στον υπολογισμό της θέσης του επικέντρου, η ποιότητα των κυματομορφών και η γνώση του μοντέλου ταχυτήτων.



Σχήμα 2.14 Διάταξη σταθμών και επικέντρου για τις δοκιμές ευαισθησίας που πραγματοποίησαν οι Dreger and Helmberger, (1993).

Η ακρίβεια στον υπολογισμό της απόστασης ανάμεσα στο επίκεντρο και τους σταθμούς καταγραφής (ακριβής θέση επικέντρου σεισμού) είναι πολύ σημαντική γιατί από αυτή εξαρτάται η κατάλληλη επιλογή των συναρτήσεων Green που θα συμμετέχουν στην αντιστροφή. Οι Dreger and Helmberger (1993) πραγματοποίησαν δοκιμές κατά τις οποίες μετέβαλλαν τη θέση του επικέντρου στο οριζόντιο και κατακόρυφο επίπεδο χρησιμοποιώντας έναν ή περισσότερους σταθμούς καταγραφής στους οποίους συγκρίνονταν οι συνθετικές καταγραφές. Στο σχήμα 2.14 παρουσιάζεται η διάταξη πηγής-σταθμών που χρησιμοποιήθηκε, καθώς και η μετατόπιση στη θέση του επικέντρου, ενώ στο σχήμα 2.15 τα αποτελέσματα των αντιστροφών.

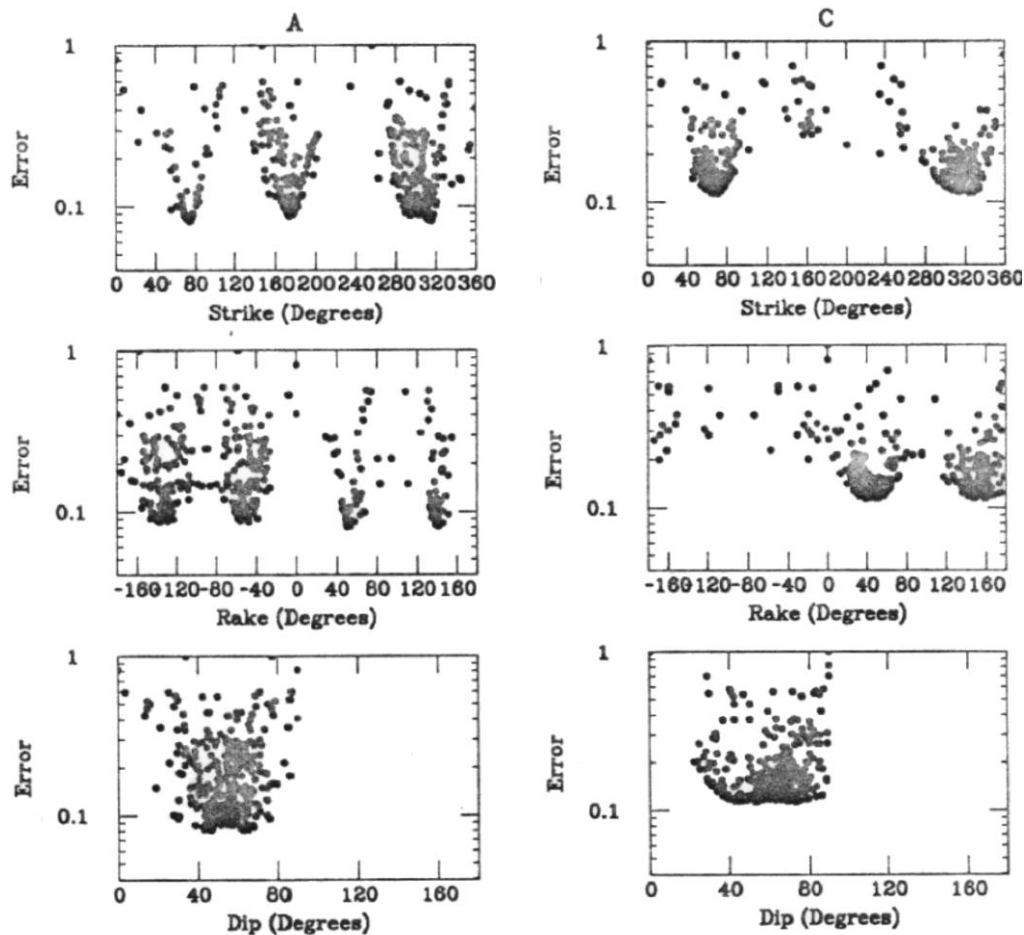


Σχήμα 2.15 Παραμετρικός χώρος (parameter space) για τις δοκιμές ευαισθησίας της αντιστροφής όταν μετατοπίζεται η θέση του επικέντρου κατά 10 km, με χρήση ενός (A) και δύο σταθμών (C) (Dreger and Helmberger, 1993).

Από τα αποτελέσματα φαίνεται ότι η μετάθεση της θέσης του επικέντρου οδηγεί στην εμφάνιση δύο κύριων περιοχών, εντός του παραμετρικού χώρου (parameter space), όπου οι τιμές των σφαλμάτων είναι ελάχιστες τα οποία αντιστοιχούν στα δύο επίπεδα του μηχανισμού γένεσης. Επίσης διακρίνονται και τοπικά ελάχιστα. Χρησιμοποιώντας ένα σταθμό (Σχ. 2.15A) η διασπορά των αποτελεσμάτων ($\sim 10^\circ$) είναι αρκετά μεγαλύτερη από εκείνη όταν χρησιμοποιούνται δύο σταθμοί (Σχ. 2.15C) (Dreger and Helmberger, 1993).

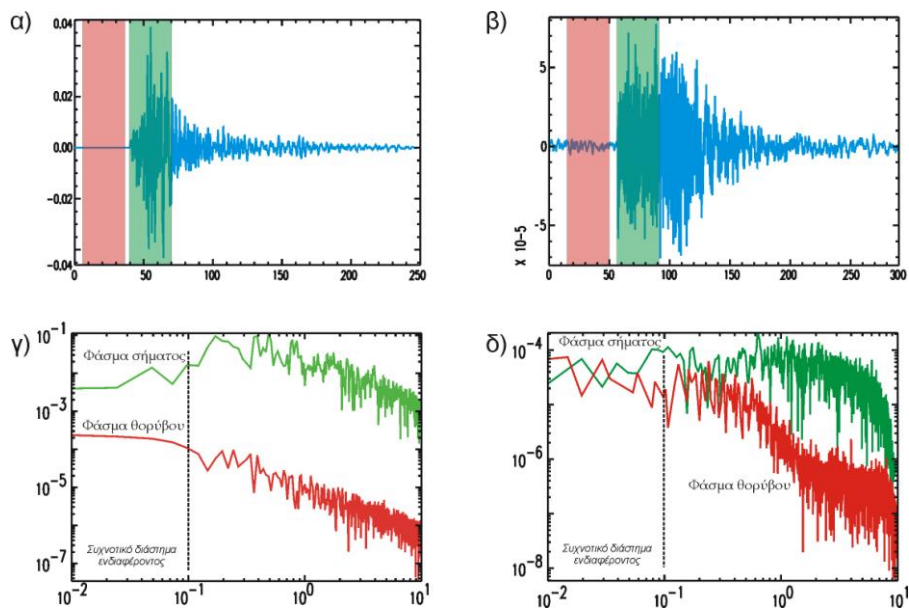
Όταν μετατοπίστηκε η εστία στον κατακόρυφο άξονα (4 km) παρατηρήθηκε ότι ο έλεγχος του παραμετρικού χώρου δεν ήταν δυνατόν να δώσει μια μονοσήμαντη λύση με χρήση ενός σταθμού (Σχ. 2.16A) αφού παρουσιάζονταν πολλά τοπικά ελάχιστα. Με την προσθήκη ενός σταθμού (Σχ. 2.16C) το πρόβλημα αυτό φαίνεται ότι αντιμετωπίζεται, αλλά τα σφάλματα είναι αρκετά μεγαλύτερα ($\sim 20^\circ$ - 30°) από αυτά όταν η μετατόπιση της εστίας γινόταν στο οριζόντιο επίπεδο.

Φάνηκε με αυτό τον τρόπο ότι αβεβαιότητες στη θέση του επικέντρου της τάξης των 10 km και 4 km στο εστιακό βάθος επηρεάζουν τα αποτελέσματα με μικρά σφάλματα τα οποία, με χρήση περισσότερων του ενός σταθμών και έλεγχο διαφορετικών εστιακών βαθών σε κάθε εφαρμογή της αντιστροφής, μπορούν να αντιμετωπιστούν και να μειωθούν σημαντικά (Dreger and Helmberger, 1993).



Σχήμα 2.16 Παραμετρικός χώρος (parameter space) για τις δοκιμές ευαισθησίας της αντιστροφής όταν μετατοπίζεται το βάθος της εστίας κατά 4 km με χρήση ενός (A) και δύο σταθμών (C) (Dreger and Helmberger, 1993).

Η ποιότητα των κυματομορφών εξαρτάται από το λόγο σήματος προς θόρυβο. Συνήθως πριν την αντιστροφή εξετάζεται με ανάλυση Fourier το φασματικό περιεχόμενο τμήματος της κυματομορφής πριν την άφιξη των σεισμικών κυμάτων (θόρυβος) και ίσο χρονικά τμήμα σήματος για να καθοριστούν τα συχνοτικά όρια για τα οποία το σήμα έχει τουλάχιστον δύο φορές μεγαλύτερο πλάτος από τον θόρυβο. Έπειτα κατά την αντιστροφή στα πραγματικά δεδομένα εφαρμόζεται ζωνοπερατό φίλτρο εντός των ορίων που καθορίστηκαν με τον παραπάνω τρόπο. Παράδειγμα σύγκρισης του φάσματος θορύβου και σήματος παρουσιάζεται στο σχήμα 2.17.



Σχήμα 2.17 (α, β) Παραδείγματα σεισμικών καταγραφών και επιλογή τμήματος θορύβου (κόκκινο χρώμα) και σήματος (πράσινο χρώμα) για τον υπολογισμό των φασμάτων Fourier. (γ, δ) Τα φάσματα Fourier των κυματομορφών (α, β) και το συχνοτικό διάστημα ενδιαφέροντος για εφαρμογή αντιστροφών για υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης. Στην περίπτωση (γ) ο λόγος σήματος προς θόρυβο είναι πολύ ικανοποιητικός, αντίθετα με την περίπτωση (δ) όπου τα πλάτη θορύβου και σήματος είναι παραπλήσια (Μπενετάτος, 2007).

Οι παραπάνω δοκιμές πραγματοποιήθηκαν θεωρώντας γνωστό το μοντέλο ταχυτήτων. Η πιθανότητα ελλιπούς γνώσης του μοντέλου ταχυτήτων διερευνήθηκε από τους Dreger and Helmberger (1993) οι οποίοι χρησιμοποίησαν τρία διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων για τον υπολογισμό μηχανισμού γένεσης στην περιοχή Lee Vining της νότιας Καλιφόρνιας. Αποδείχθηκε ότι τα μακράς περιόδου κύματα χώρου δεν είναι

τόσο ευαίσθητα στην κατακόρυφη και οριζόντια ανομοιογένεια των μοντέλων αλλά περισσότερο στον προσανατολισμό της σεισμικής πηγής.

Κεφάλαιο 3ο

Μηχανισμοί γένεσης στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι ο υπολογισμός μηχανισμών γένεσης σεισμών στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο με την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής των κυμάτων χώρου. Στον Ελληνικό χώρο έχει πραγματοποιηθεί μεγάλος αριθμός από έρευνες που αφορούν τη σεισμοτεκτονική εικόνα του με βάση τους μηχανισμούς γένεσης. Στην πλειονότητά τους χρησιμοποίησαν την μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων όπως καταγράφηκαν σε μακρινούς σταθμούς (Papazachos, 1961; Delibasis, 1968; Papazachos and Delibasis, 1969; Ritsema, 1974; McKenzie, 1972, 1978; Anderson and Jackson, 1987) και με τη μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου (Soufleris and Stewart, 1981; Ιωαννίδου, 1989; Kiratzi and Langston, 1989, 1991; Papadimitriou, 1988; Kiratzi et al., 1991; Panagiotopoulos et al., 1993; Papadimitriou E., 1993; Pinar, 1998; Taymaz et al., 1990, 1991; Taymaz and Price, 1992; Braunmiller and Nabelek, 1996; Baker et al., 1997; Bernard et al., 1997; Wright et al., 1999; Louvari et al., 1999; Yilmazturk and Burton, 1999). Η βελτίωση της ποιότητας των σεισμολογικών δεδομένων και η ανάπτυξη των διεθνών σειсмоγραφικών δικτύων επέτρεψε τον υπολογισμό αξιόπιστων μηχανισμών γένεσης τόσο για ισχυρούς σεισμούς $M > 5.5$ αλλά και για μικρότερου μεγέθους $3.0 < M < 5.5$ σεισμούς. Οι Λούβαρη (2000), Louvari and Kiratzi (2001), Louvari et al. (2001), Kiratzi and Louvari (2003), Μπενετάτος (2007), στις εργασίες τους υπολόγισαν αξιόπιστους μηχανισμούς με χρήση υψηλής ποιότητας δεδομένα από τηλεσεισμικές αποστάσεις.

Δίκτυο Σεισμογράφων

Η εγκατάσταση σταθμών ευρέος φάσματος τόσο στον ευρύτερο χώρο της Μεσογείου όσο και στην περιοχή του Αιγαίου Πελάγους και της ηπειρωτικής Ελλάδας προσφέρουν πληθώρα δεδομένων υψηλής ποιότητας. Στο χώρο της Μεσογείου έχουν αναπτυχθεί δυο μεγάλα δίκτυα σεισμογράφων ευρέος φάσματος, το GEOFON (<http://www.gfz-potsdam.de/geofon/>) και το MEDNET (<http://mednet.rm.ingv.it/>). Το GEOFON ξεκίνησε τη λειτουργία του το 1992 από το GeoForschungsZentrum Potsdam, το κεντρικό Ινστιτούτο για τις γεω-επιστήμες στη Γερμανία, και σήμερα αντλεί δεδομένα από 69 σεισμολογικούς σταθμούς και τα τοπικά δίκτυα τους (29 μόνιμα συνεργαζόμενους και 40 προσωρινούς) σε όλο τον κόσμο. Το MEDNET έχει αναπτυχθεί κατά κύριο λόγο στο ΝΑ τμήμα του ευρωπαϊκού χώρου και διαθέτει περισσότερους από 25 μόνιμους σταθμούς ευρέος φάσματος (Very Broad Band - VBB). Τα δύο αυτά δίκτυα συνεργάζονται με με ευρωπαϊκούς και διεθνείς οργανισμούς όπως το ORFEUS (<http://www.orfeus-eu.org/>) , EMSC (<http://www.emsc-csem.org/>) , FDSN (<http://www.fdsn.org/>) και IRIS (<http://www.iris.edu/>), παρέχοντας σε πραγματικό χρόνο επίκεντρα και μηχανισμούς γένεσης σεισμών.

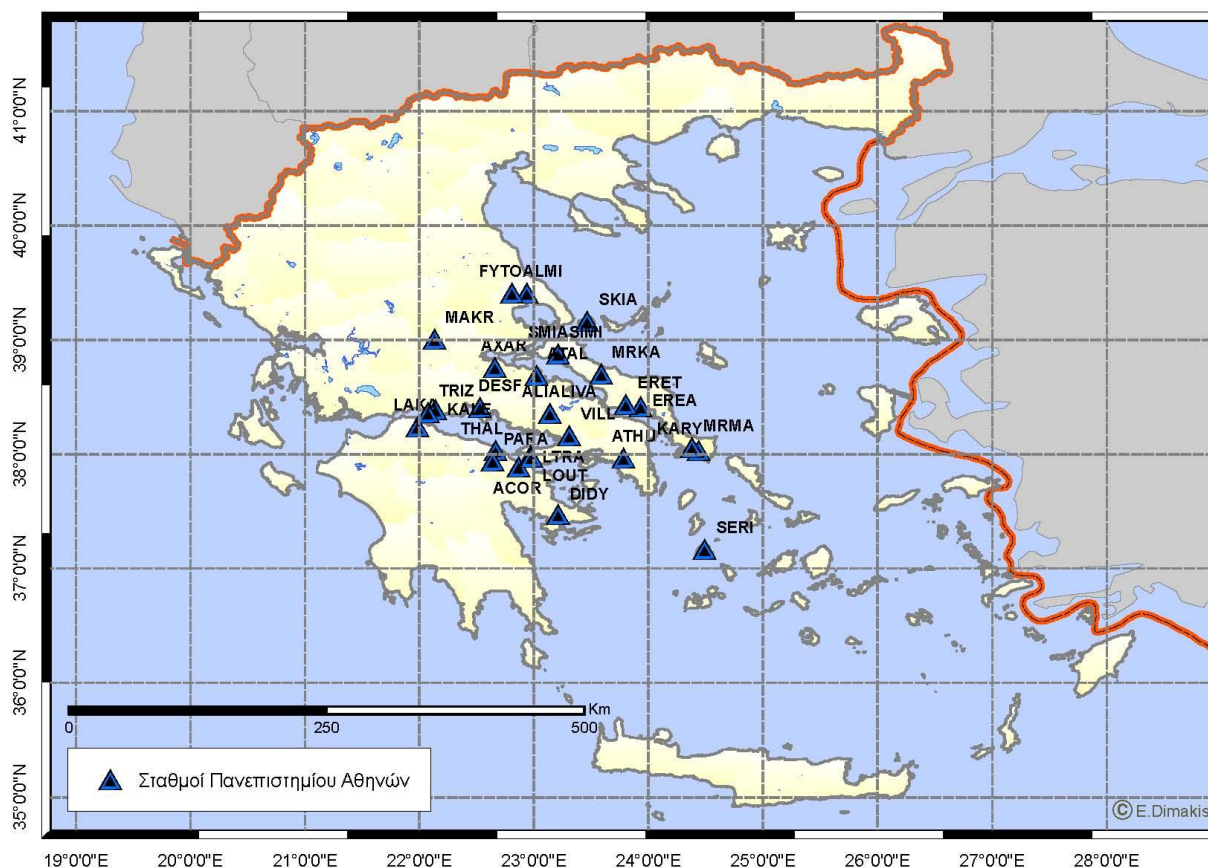
Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τα δύο αυτά δίκτυα, καθώς και δεδομένα από το Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης.



Σχήμα 3.1 Σταθμοί του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Η ανάπτυξη ευρέος φάσματος δικτύων στον Ελληνικό χώρο ξεκίνησε μετά το 1999 και τον καταστροφικό σεισμό της Αθήνας της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1999. Το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών αριθμεί 39 σταθμούς, εκ των οποίων εννέα (9) είναι εξοπλισμένοι με σεισμόμετρα Güralp CMG-3ESP6/60, δύο (2) με σεισμόμετρα Güralp CMG-40T/30, οκτώ (8) με σεισμόμετρα STS-2, επτά (7) με σεισμόμετρα STS-2/N, οκτώ (8) με σεισμόμετρα Le3d/20, τρεις (3) με σεισμόμετρα KS2000 και δύο με σεισμόμετρα TRILLIUM 120P. Οι σταθμοί του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου στην πλειονότητα τους (28) χρησιμοποιούν DR-24 της Geotech recording και έχουν συχνότητα δειγματοληψίας 50 Hz, ενώ οι υπόλοιποι χρησιμοποιούν ένα εύρος από ψηφιοποιητές όπως π.χ. EarthData, Q4120-M και Q4120-U. Στο σχήμα 3.1 παρουσιάζεται χάρτης των σταθμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου και στον Πίνακα 1 του Παραρτήματος οι συντεταγμένες τους και τα στοιχεία τους.

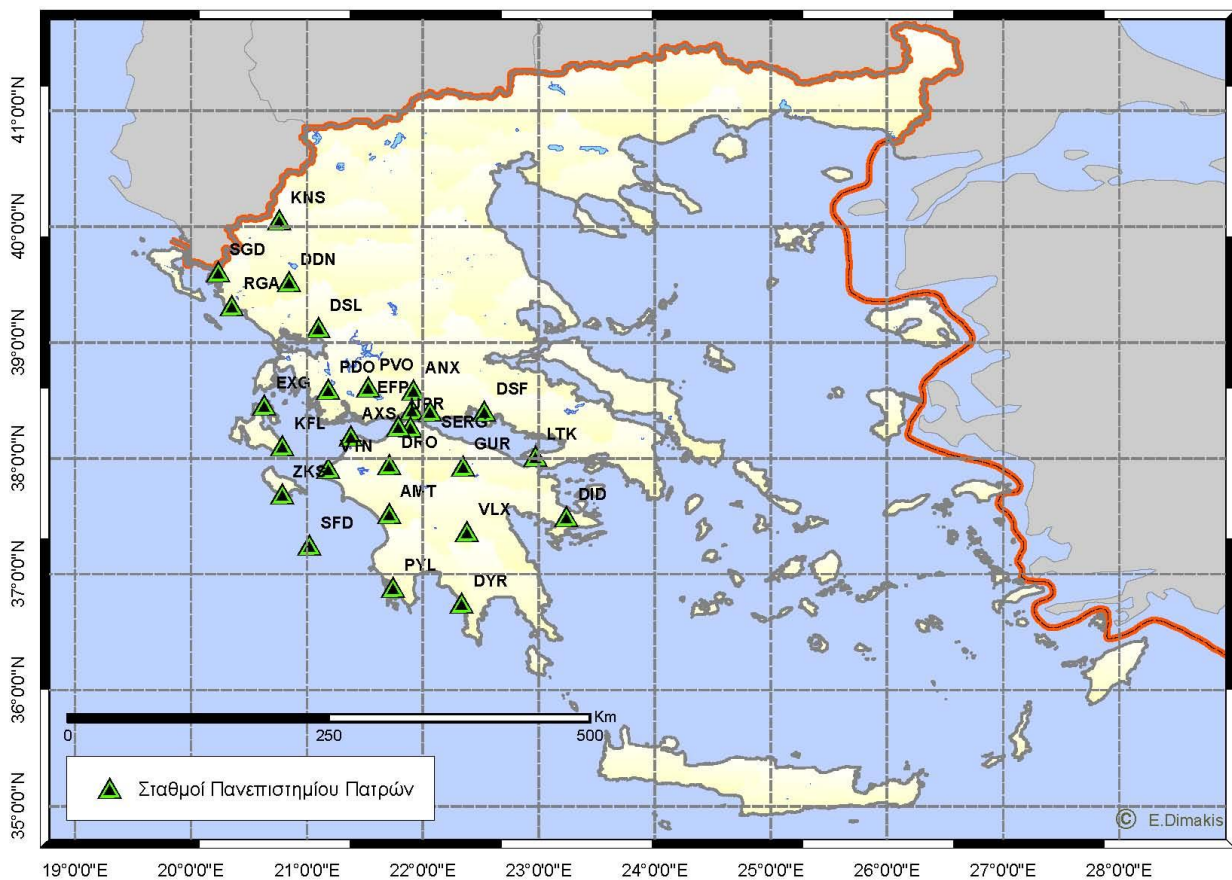
Το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών αριθμεί 21 σταθμούς, εκ των οποίων οι δεκαέξι (16) είναι εξοπλισμένοι με σεισμόμετρα Güralp CMG-40T/30, δύο (2) με σεισμόμετρα Güralp CMG-40T/60 ένας (1) με σεισμόμετρο Güralp CMG-3ESP6/60, ένας (1) με σεισμόμετρο Güralp CMG-3T/120sec και ένας (1) με σεισμόμετρο Le3d/20. Στο σχήμα 3.2 παρουσιάζονται οι σταθμοί του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών και στον Πίνακα 2 στο Παράρτημα, οι συντεταγμένες και τα στοιχεία τους.



Σχήμα 3.2 Σταθμοί του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών.

Το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών αριθμεί 26 σταθμούς, εκ των οποίων οι πέντε (5) είναι εξοπλισμένοι με σεισμόμετρα Güralp CMG-3T/120, ένας (1) με σεισμόμετρο Güralp CMG-3ESP6, επτά (7) με σεισμόμετρα TRILLIUM 40P, τρεις (3) με σεισμόμετρα TRILLIUM 120P, πέντε (5) με σεισμόμετρα S13, τέσσερις (4) με σεισμόμετρα KS2000 και ένας (1) με σεισμόμετρο KS2000/40. Στο σχήμα 3.3 παρουσιάζονται οι σταθμοί του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του

Πανεπιστημίου Πατρών και στον Πίνακα 3 στο Παράρτημα, οι συντεταγμένες και τα στοιχεία τους.



Σχήμα 3.3 Σταθμοί του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών.

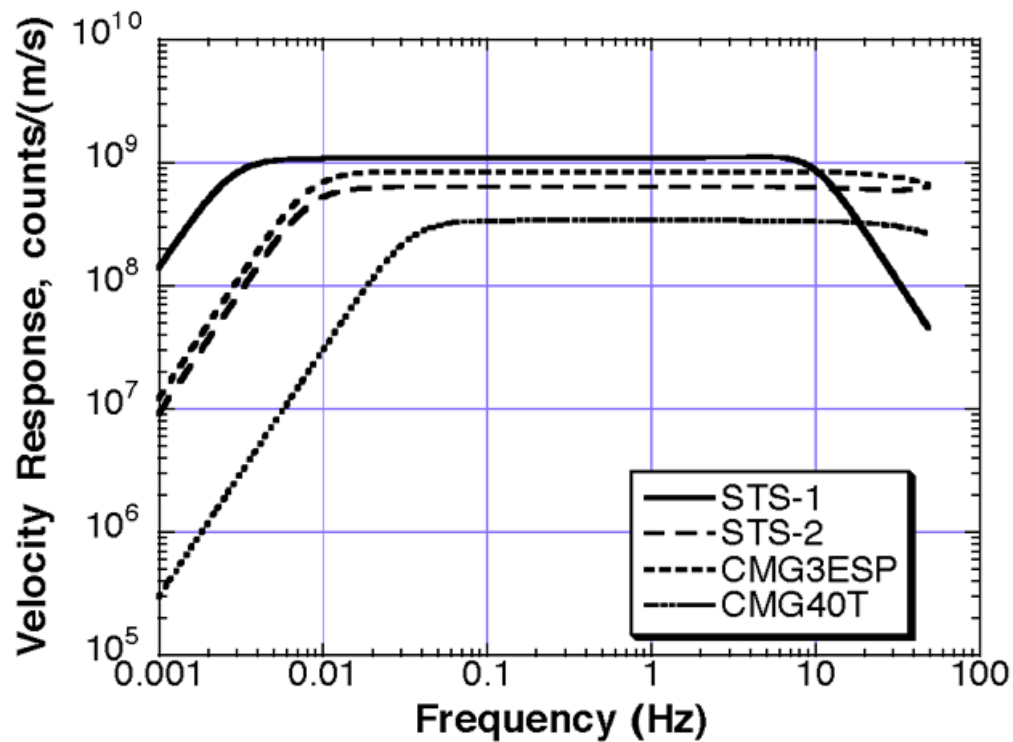
Το σεισμολογικό δίκτυο του τομέα Γεωφυσικής άρχισε να λειτουργεί την 1^η Ιανουαρίου 1981. Αρχικά το δίκτυο αποτελούνταν από τον κεντρικό και 7 περιφερειακούς σταθμούς ενώ η μετάδοση των δεδομένων γινόταν με μισθωμένες τηλεφωνικές γραμμές και η καταγραφή των δεδομένων γινόταν αναλογικά (τύμπανα) και ψηφιακά (κάνοντας χρήση 12bit 32-channel ADC). Έκτοτε το σεισμολογικό δίκτυο του ΑΠΘ έχει ακολουθήσει διάφορες φάσεις αναμόρφωσης. Σήμερα το σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ αποτελείται από 38 σεισμολογικούς σταθμούς (σχήμα 3.4) οι περισσότεροι των οποίων είναι εγκατεστημένοι στη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, ενώ 16 εξ αυτών βρίσκονται σε νησιά του Αιγαίου και του Ιονίου πελάγους. Όλοι οι σταθμοί μεταδίδουν τα δεδομένα τους στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό της Θεσσαλονίκης σε πραγματικό χρόνο

(real-time) με διάφορες μεθόδους επικοινωνίας(μισθωμένες τηλεφωνικές γραμμές 1020 και 1025 με τη χρήση leased-line modems, UHF modems, δορυφορική μετάδοση).



Σχήμα 3.4 Δίκτυο σταθμών του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσσαλονίκης.

Στο σχήμα 3.4 φαίνεται η σημερινή διαμόρφωση του δικτύου (Πίνακας 4 στο Παράρτημα) μετά την πρόσφατη αναμόρφωση και μετάβαση από το παλιό αναλογικό στο νέο ψηφιακό δίκτυο (αρχές 2003). Οι σεισμολογικοί σταθμοί ήταν αρχικά εφοδιασμένοι κατά κύριο λόγο με βραχείας περιόδου σεισμόμετρα Teledyne S-13, τα οποία σταδιακά έχουν αντικατασταθεί από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος τύπου CMG-3ESP (100s-50Hz) όργανα με απόκριση σταθερή για την ταχύτητα από τα 0.01 Hz μέχρι τα 50 Hz (σχήμα 3.5), και Trillium 120P. Στο Για την ψηφιοποίηση του σήματος γίνεται χρήση ψηφιοποιητών 24-bit Nanometrics (κυρίως Janus-Trident καθώς και παλαιότερων 5 HRD24).



Σχήμα 3.5 Καμπύλες απόκρισης του σεισμομέτρου CMG-3ESP καθώς των τύπων σεισμομέτρων CMG40T, STS-1 και STS-2. Είναι χαρακτηριστική η σταθερή απόκριση για την ταχύτητα σε μεγάλο συχνотικό εύρος (Σχήμα από Hauksson et al., 2001).

Περιοχές που μελετήθηκαν

Οι σεισμοί για τους οποίους μελετήθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης ανήκουν στο χρονικό διάστημα από τον Ιανουάριο 2009 έως το Ιούνιο 2011, που έγιναν στις συγκεκριμένες περιοχές του Ελληνικού χώρου:

- Αλβανία
- Βόρειο Αιγαίο
- Ανατολικό Αιγαίο
- Ακολουθία του σεισμού του Ευπαλίου (Mw 5.3, 18 Ιανουαρίου 2010)
- Εύβοια

Για κάθε μία από της περιοχές αυτές μελετήθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με μεγέθη $M > 3.0$, με τη μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου και χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές από το Εθνικό Σεισμολογικό Δίκτυο, καθώς και από συνεργαζόμενα διεθνή δίκτυα. Συνολικά στην παρούσα εργασία προσδιορίστηκαν 87 μηχανισμοί γένεσης με τη μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου.

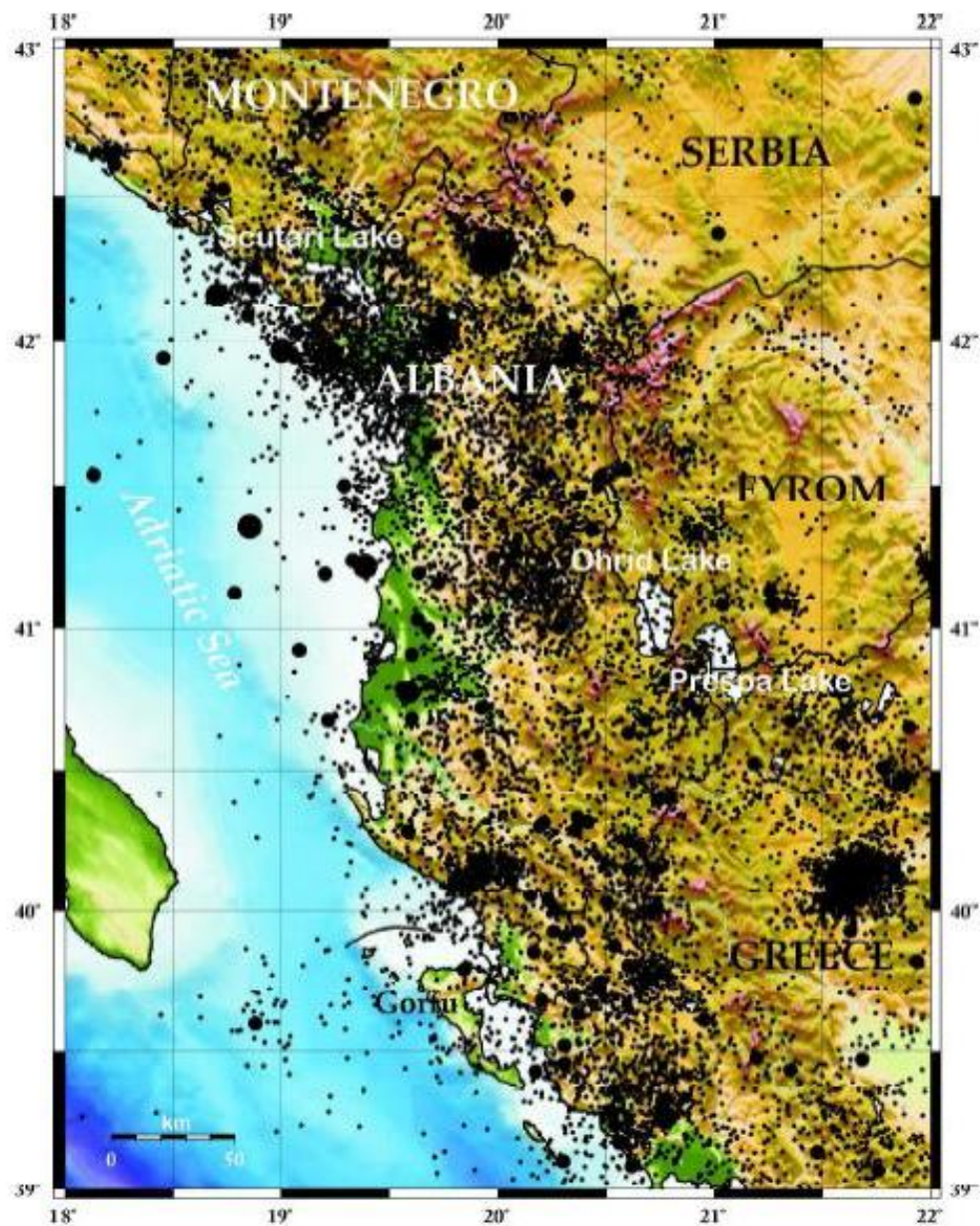
Ευρύτερος χώρος της Αλβανίας

Η Αλβανία και οι όμορες χώρες της βρίσκονται στο δυτικό μέρος της Βαλκανικής χερσονήσου (Σχήμα 3.6) και χαρακτηρίζονται από έντονη σεισμική δραστηριότητα (Anderson and Jackson, 1987, Louvari et al. 2001, Kiratzi, 2011). Για τη σεισμικότητα του χώρου αυτού υπάρχουν στοιχεία από την αρχαιότητα (Πίνακας 3.1).

Πίνακας 3.1 Παράμετροι των ρηγμάτων που γεννήθηκαν οι γνωστοί κύριοι επιφανειακοί σεισμοί ($M > 6.0$) στον ευρύτερο χώρο της Αλβανίας (Papazachos et al., 2001)

No	Περιοχή	φ(°)	λ(°)	L	ζ	θ	λ	Χρονολογία και μέγεθος
1	Dubrovnic	42.50	18.30	65	310	29	85	1563(7.0), 1608(6.3), 1639(6.8), 1667(7.2), 1927(6.1), 1996(6.0)
2	Shkodra	42.02	19.05	60	325	29	85	1699(6.2), 1855(6.5), 1905(6.6), 1979(7.1)
3	Dyrrachium	41.28	19.50	42	334	27	93	58π.Χ.(6.6), 346(6.8), 522(6.3), 1273(6.8), 1869(6.2), 1870(6.7), 1926(6.1)
4	Elbasan	41.13	19.91	16	331	27	93	1380(6.0), 1843(6.0)
5	Berat	40.79	19.80	33	357	27	93	1713(6.6), 1865(6.0), 1959(6.4)
6	Fier	40.80	19.56	42	353	27	93	1851(6.8), 1962(6.0)
7	Vlora	40.34	19.45	34	320	27	93	1601(6.3), 1833(6.5), 1862(6.1), 1866(6.6), 1869(6.0)
8	Himara	40.20	19.43	58	309	27	93	1858(6.4), 1893(6.6), 1895(6.4), 1930(6.3)
9	Tepeleni	40.30	20.06	30	339	27	93	1701(6.4), 1858(6.3), 1860(6.3), 1866(6.3), 1920(6.3)

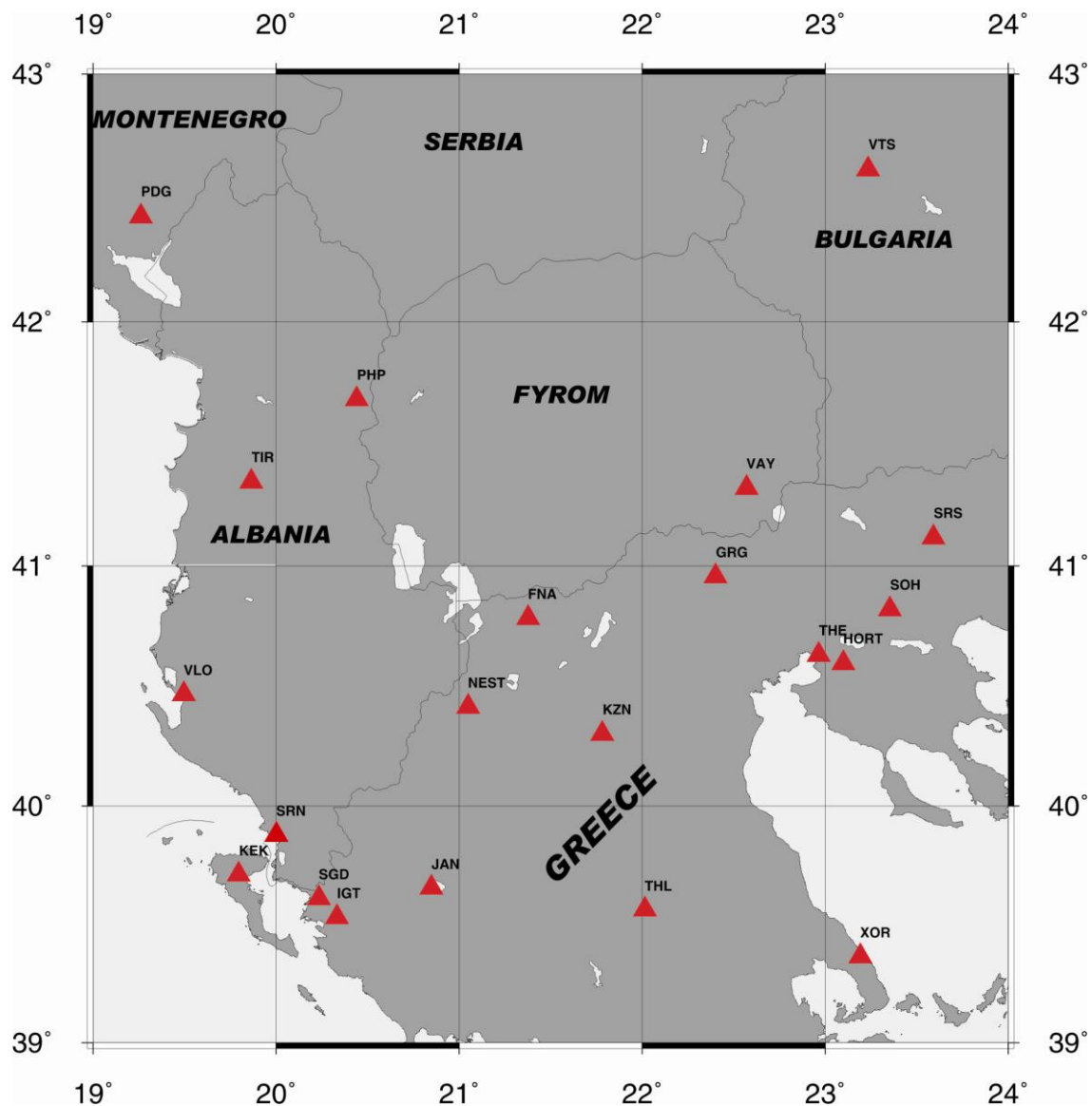
Ο τελευταίος καταστροφικός σεισμός σημειώθηκε στις 15 Απριλίου 1979 (Mw 7.1) με επίκεντρο κοντά στα σύνορα Αλβανίας και Μαυροβουνίου, όπου σκοτώθηκαν 36 στην βορειοδυτική Αλβανία και τραυματίστηκαν 382. Στις πόλεις Shkondra και Lezcha της Αλβανίας καταστράφηκαν 2413 κτίρια, βλάβες βεβαιώθηκαν σε 12273 κτίρια, ενώ δημιουργήθηκε και θαλάσσιο κύμα στην Αδριατική θάλασσα με αποτέλεσμα να καταστραφούν παραθαλάσσιες περιοχές κατά μήκος 15 km της ακτής. Οι επόμενοι καταστροφικοί σεισμοί σημειώθηκαν στις 16 Νοέμβρη 1982 (Mw 5.4) (Baker et al. 1997), όπου καταστράφηκαν περίπου 16000 κτίρια γύρω από την περιοχή των πόλεων Fieri και Lushnja, και στις 9 Ιανουαρίου του 1988 (Mw 5.7), όπου καταστράφηκαν 2.083 κτίρια στην περιοχή των Τιράνων.



Σχήμα 3.6 Σεισμικότητα στην Αλβανία και τις γύρω περιοχές. Τα δεδομένα έχουν συλλεχθεί από τον κατάλογο των Peci et al. (2000) και τον κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσσαλονίκης (Kiritzi and Dimakis, 2011).

Στην παρούσα εργασία προσπαθήσαμε να προσδιορίσουμε τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρότερων σεισμών στο ευρύτερο χώρο της Αλβανίας για το διάστημα από τον Οκτώβριο του 2009 έως τον Ιούνιο του 2011. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων (Σχήμα 3.7) για σεισμούς με μέγεθος $3 < M < 5.0$ και εφαρμόστηκε η μέθοδος της αντιστροφής των κυμάτων χώρου (Dreger, 2003) για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης. Τα

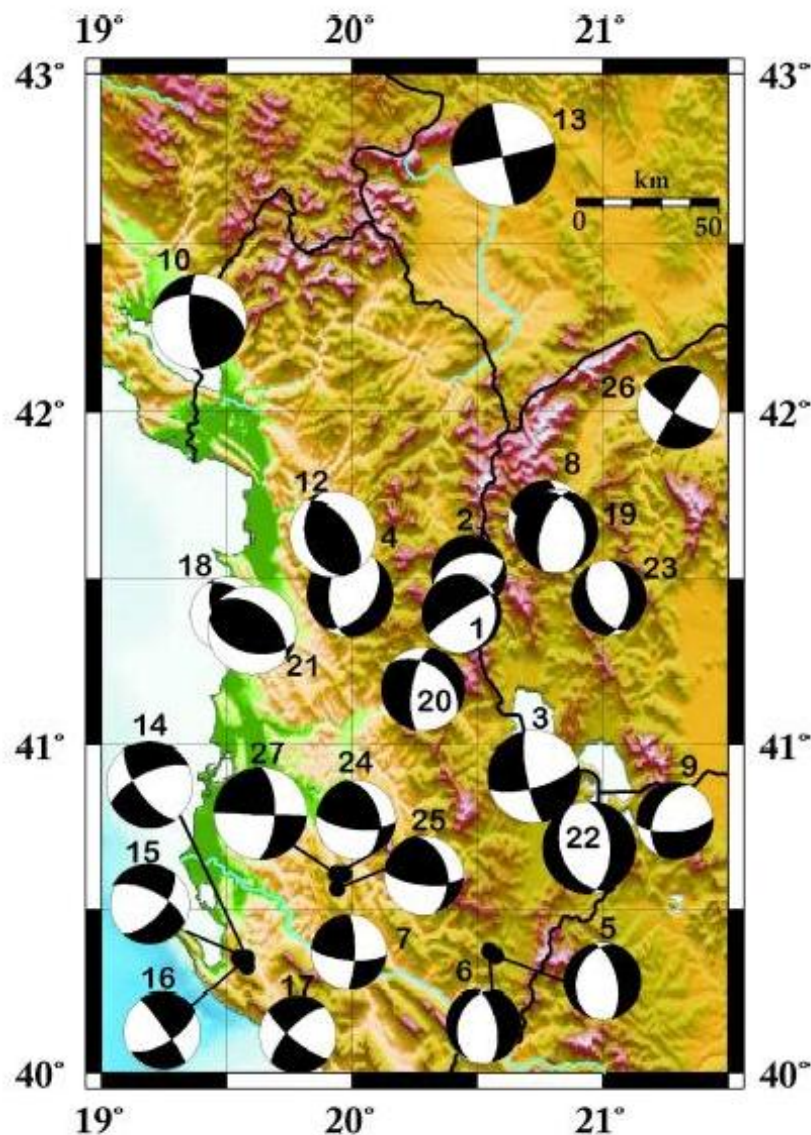
αρχικά δεδομένα διορθώθηκαν για την επίδραση του οργάνου και στη συνέχεια εφαρμόστηκε ζωνοπερατό φίλτρο με εύρος από 0.05-0.08 Hz. Για την κατασκευή των θεωρητικών συναρτήσεων Green χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001). Συνολικά υπολογίσθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης 27 σεισμών (Σχήμα 3.8) για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και τα αποτελέσματα τους παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.2.



Σχήμα 3.7 Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης στην ευρύτερη περιοχή της Αλβανίας (Kiritzi and Dimakis, 2011).

Για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών με μέγεθος $M_w > 4.5$ χρησιμοποιήθηκαν πέντε (5) έως επτά (7) σταθμοί, ενώ για τους σεισμούς με

μέγεθος $M_w < 4.0$ χρησιμοποιήθηκαν από ένας (1) έως τέσσερις (4) σταθμοί, εξαιτίας του λόγου σήματος προς θόρυβο που ήταν σε ικανοποιητικά επίπεδα μόνο στους κοντινότερους σταθμούς.



Σχήμα 3.8 Μηχανισμοί γένεσης των κυριότερων σεισμών στο χώρο της Αλβανίας για την χρονική περίοδο από τον Οκτώβρη του 2009 έως τον Ιούνιο του 2011. Οι αριθμοί δίπλα στους μηχανισμούς γένεσης αντιστοιχούν στον Πίνακα 3.2 (Kiritzi and Dimakis 2011).

Τα νέα αυτά δεδομένα επιβεβαιώνουν τις έως τώρα εκτιμήσεις για την ενεργό παραμόρφωση της περιοχής αυτής (Aliaj, 1991; Ambraseys and Jackson, 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Killias et al., 2001). Η κατανομή των ρηγμάτων στο χώρο ευρύτερο χώρο της Αλβανίας έχει ως εξής: Σε μία ζώνη η οποία ξεκινά από το βορρά στα παράλια του Μαυροβουνίου, στις 42° περίπου, και συνεχίζοντας στα Δυτικά παράλια της Αλβανίας έως τη Δυτική Ελλάδα (Κέρκυρα) φαίνεται η ενεργοποίηση ανάστροφων ρηγμάτων. Κανονικά ρήγματα εμφανίζονται να ενεργοποιούνται κατά μήκος των συνόρων της Αλβανίας με τη FYROM και στα σύνορα με την Ελλάδα, με διεύθυνση βορρά-νότου. Αυτή η παράλληλη ύπαρξη ανάστροφων και κανονικών ρηγμάτων (Copley et al., 2009), σε αυτή την περιοχή, οφείλεται στην διαφορά ενέργεια βαρυτικού δυναμικού, μεταξύ των κοιλάδων με χαμηλό υψόμετρο και των ορεινών περιοχών (Dewey, 1988). Ο τύπος των κανονικών ρηγμάτων αλλάζει προς τα ανατολικά περίπου στις 21.5° όπου αποκτούν διεύθυνση ανατολή-δύση. Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης φαίνεται υπάρχουν αλλά είναι διάσπαρτα στην ευρύτερη περιοχή της Αλβανίας. Στην γεωγραφικά όρια της Αλβανίας κυρίως εντοπίζονται κατά μήκος της ζώνης ρηγμάτων των Vlora-Elbasan-Diber.

Πίνακας 3.2 Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης των σεισμών που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου στην ευρύτερη περιοχή της Αλβανίας για το χρονικό διάστημα Οκτώβρης 2009- Ιούνης 2011. Με Q συμβολίζεται η ποιότητα του μηχανισμού όπως αυτή προκύπτει μετά την αντιστροφή (Q4= πολύ καλή, Q3= καλή, Q2=μέτρια, Q1=κακή)

No	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°)B	λ (°)A	Βάθος (km)	M _w	Ορικό Επίπεδο 1			Ορικό Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		CLVD %	VR %	Q
							ξ ₁ (°)	δ ₁ (°)	λ ₁ (°)	ξ ₂ (°)	δ ₂ (°)	λ ₂ (°)	ξ _P (°)	δ _P (°)	ξ _T (°)	δ _T (°)			
1	20091003	05:02:10	41.477	20.428	6	3.3	3	48	-80	168	43	-101	337	82	86	3	3	63	Q3
2	20091004	20:27:44	41.512	20.459	5	3.3	252	50	-87	67	40	-94	186	84	340	5	2	71	Q3
3	20091010	00:28:39	40.897	20.720	8	4.1	169	77	-160	75	71	-13	33	22	301	5	1	84	Q4
4	20091118	03:16:45	41.450	19.985	1	3.8	184	50	-112	36	45	-66	28	73	289	3	23	69	Q3
5	20091123	16:50:00	40.217	20.582	4	3.4	347	60	-105	195	33	-66	223	71	88	14	2	60	Q2
6	20091216	00:36:42	40.218	20.577	4	3.3	348	61	-109	203	34	-60	220	68	92	14	14	61	Q3
7	20091220	14:52:15	40.363	19.980	5	3.3	1	77	162	95	72	14	49	3	317	22	3	52	Q2
8	20100107	13:24:42	41.672	20.774	8	3.5	109	63	35	1	59	148	234	2	327	43	1	73	Q3
9	20100118	08:45:49	40.763	21.282	23	3.4	85	66	-52	203	43	-144	41	53	149	13	21	81	Q4
10	20100211	02:25:53	42.262	19.382	12	4.2	284	44	24	176	74	132	236	18	127	45	23	81	Q4
11	20100212	07:23:32	41.390	20.431	6	3.5	238	82	-77	360	16	-147	163	51	317	36	3	82	Q3

12	20100225	06:22:05	41.430	19.900	20	3.8	323	57	77	166	35	109	62	11	197	74	0	88	Q4
13	20100310	13:38:03	42.757	20.597	22	4.6	77	87	-2	167	88	-177	32	3	302	1	15	75	Q3
14	20100405	12:43:34	40.162	19.691	3	3.8	245	67	-154	144	67	-25	105	34	14	1	3	85	Q4
15	20100424	05:15:27	40.308	19.538	10	3.5	296	63	-33	43	61	-149	258	41	349	1	2	84	Q4
16	20100427	03:08:54	40.167	19.662	13	3.4	325	85	-26	57	64	-175	278	22	14	14	8	86	Q4
17	20100430	15:28:39	40.110	19.778	4	3.4	129	76	-21	224	70	-165	85	24	177	4	11	85	Q4
18	20100513	12:46:56	41.387	19.499	16	3.3	158	57	97	326	34	80	243	12	91	77	3	66	Q3
19	20100530	10:19:24	41.638	20.808	7	3.7	198	61	-71	342	35	-121	146	68	274	14	6	71	Q3
20	20100530	11:40:28	41.162	20.277	2	3.7	189	68	-55	307	40	-145	142	53	254	16	17	70	Q3
21	20100613	17:31:06	41.339	19.594	2	3.9	105	48	71	313	45	110	208	2	304	76	1	74	Q3
22	20100911	15:47:12	40.681	20.940	10	4.1	358	53	-78	159	39	-105	313	78	80	7	5	83	Q4
23	20100926	05:27:03	41.437	21.019	2	3.3	151	48	-112	3	46	-67	350	74	256	1	19	50	Q2
24	20110201	17:33:39	40.672	19.922	10	3.6	96	70	49	344	45	151	215	15	322	48	0	78	Q3
25	20110221	05:57:05	40.641	19.981	11	3.5	96	82	56	354	35	166	213	29	333	43	6	74	Q3
26	20110508	09:47:12	42.008	21.299	8	3.7	213	86	-166	122	76	-4	78	13	347	7	2	70	Q3
27	20110609	16:16:34	40.676	19.923	7	4.1	92	89	26	2	64	179	24	7	20	9	14	89	Q4

Βόρειο Αιγαίο

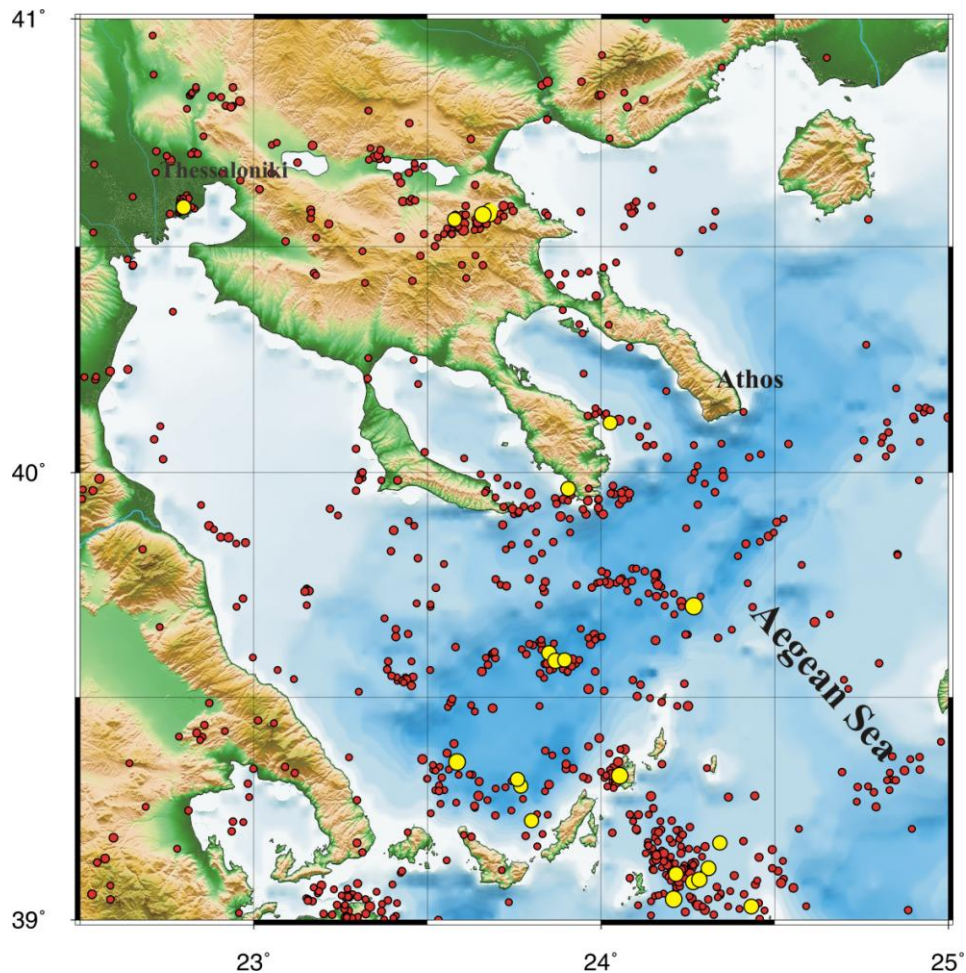
Ο περιοχή του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough, NAT), και χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική δραστηριότητα (Taymaz et al. 1991, Jackson et al. 1992, Baker et al. 1997, Rhoades et al. 2010) (Σχήμα 3.9). Για τους κυριότερους σεισμούς με μέγεθος $M > 6.0$ στην περιοχή αυτή υπάρχουν στοιχεία στον πίνακα 3.3.

Πίνακας 3.3 Παράμετροι των ρηγμάτων που γεννήθηκαν οι γνωστοί κύριοι επιφανειακοί σεισμοί ($M > 6.0$) στο Βόρειο Αιγαίο και στη Χαλκιδική (Parazachos et al., 2001).

Νο	Περιοχή	φ(°)	λ(°)	L	ζ	θ	λ	Χρονολογία και μέγεθος
1	Ιερισσός	40.53	23.97	50	93	53	-93	1932 (7.0)
2	Βάλτα (Ποσειδί)	39.91	23.52	29	102	53	-93	1923 (6.4)
3	Παγγαίο	40.83	24.00	40	70	53	-93	52 (6.0), 597 (6.7), 620 (6.8)
4	Άθως	39.75	24.38	90	225	89	-172	1366(6.6), 1456(6.2), 1564(6.4), 1572(6.4), 1585(7.0), 1776(6.7), 1779(6.3), 1905(7.5), 1947(6.1), 1982(7.0), 1983(6.8)
5	Λήμνος	40.16	25.24	80	253	88	-170	1471(7.0), 1511(6.8), 1669(6.8), 1765(6.9), 1797(6.6), 1864(7.3), 1887(7.0), 1893(6.8)

Ο τελευταίος καταστρεπτικός σεισμός σημειώθηκε στις 20 Ιούνη 1978 (M_w 6.5), με το επίκεντρο να εντοπίζεται μεταξύ των λιμνών Βόλβης και Λαγκαδά, όπου σκοτώθηκαν 48 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 220. Συνολικά στην ευρύτερη περιοχή, έπαθαν μη επισκευάσιμες βλάβες 9480 οικοδομές, σοβαρές βλάβες 23589 οικοδομές και ελαφρές βλάβες 67541 οικοδομές. Άλλος καταστρεπτικός σεισμός στην περιοχή συνέβηκε στις 5 Δεκέμβρη 1923 (M_w 6.4) με επίκεντρο τη Βάλτα (κοντά στο σημερινό Ποσειδί) στη χερσόνησο της Κασσάνδρας, όπου προκλήθηκαν βλάβες σε πολλά χωριά

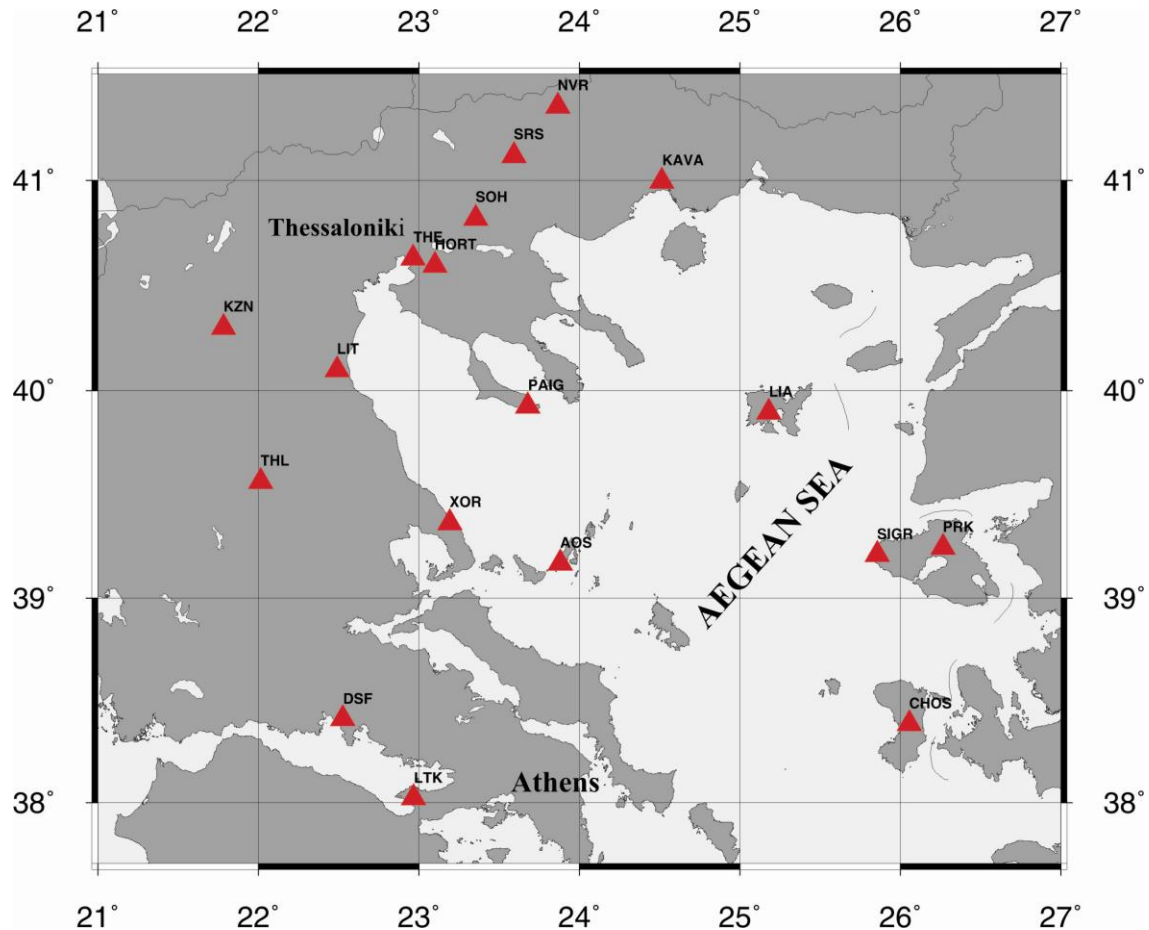
τις Χαλκιδικής και έγινε ιδιαίτερα αισθητό σε Βόλο, Θεσσαλονίκη, Λάρισα και Κατερίνη. Ο αμέσως επόμενος καταστρεπτικός σεισμός έγινε στις 26 Σεπτέμβρη 1932 (M_w 7.0) με επίκεντρο την Ιερισσό. Στο σεισμό αυτό σκοτώθηκαν 161 άνθρωποι και 669 τραυματίστηκαν, ενώ καταστράφηκαν 4016 σπίτια και 3218 έπαθαν σοβαρές ζημιές.



Σχήμα 3.9 Σεισμικότητα (για την χρονική περίοδο 1995-2011) στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου και της Θεσσαλονίκης. Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 3.0$ και με κίτρινο χρώμα οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 4.5$. Τα δεδομένα έχουν συλλεχθεί από το κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσσαλονίκης.

Στην εργασία αυτή έγινε προσπάθεια να μελετηθούν οι μεγαλύτεροι σεισμοί που έγιναν στην περιοχή αυτή από τον Ιανουαρίου του 2009 έως το Φλεβάρη του 2011. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων (Σχήμα 3.10) για σεισμούς με μέγεθος $3 < M < 5.0$ και εφαρμόστηκε η μέθοδος της αντιστροφής των κυμάτων χώρου (Dreger, 2003) για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης. Τα αρχικά δεδομένα διορθώθηκαν για την επίδραση του οργάνου

και στη συνέχεια εφαρμόστηκε ζωνοπερατό φίλτρο με εύρος από 0.05-0.08 Hz. Για την κατασκευή των θεωρητικών συναρτήσεων Green χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001) και των Karagianni et al. (2005). Συνολικά υπολογίσθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης 25 σεισμών (Σχήμα 3.11) για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και τα αποτελέσματα τους παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.4.

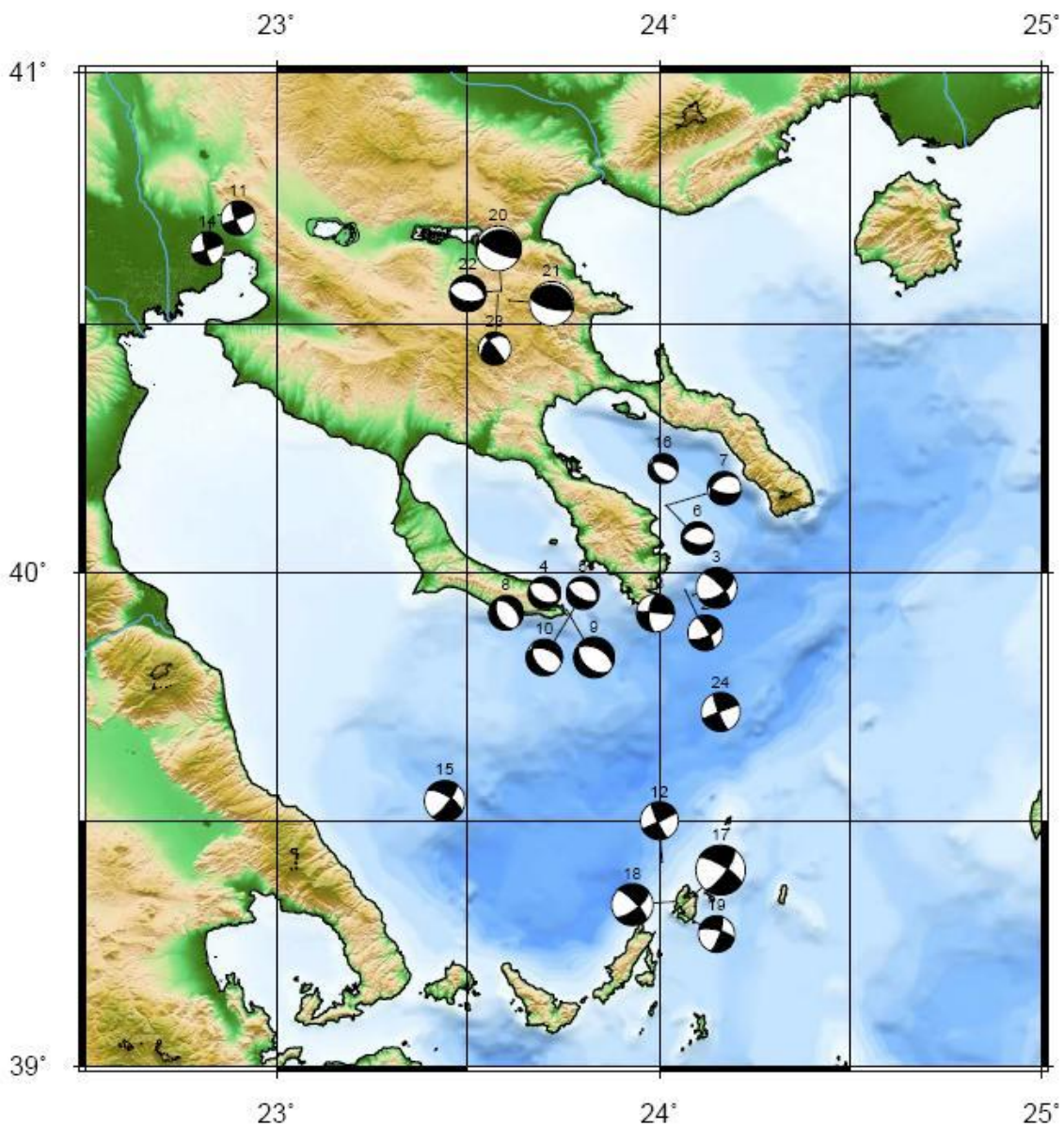


Σχήμα 3.4 Σταθμοί του Εθνικού Δικτύου που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης στο χώρο του Βορείου Αιγαίου.

Για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών της περιοχής, στις περισσότερες περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκαν από τέσσερις (4) έως οκτώ (8) σταθμοί.

Από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης στο χώρο αυτό φαίνεται η ενεργοποίηση μιας κύριας δομής κανονικής μετατόπισης, με διεύθυνση βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά, στο χώρο νότια από το Παλιούρι (Χαλκιδική). Επιπλέον, διακρίνεται ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων, με διεύθυνση ανατολή-δύση, και στην περιοχή της Αρναίας. Η διάρρηξη αυτή οφείλεται στην τάση εφελκυσμού που δρα με διεύθυνση

βορρά-νότου, αποτέλεσμα τις ταχύτερης κίνησης του νότιου τμήματος του Αιγαίου σε σχέση με το βόρειο τμήμα του.



Σχήμα 3.11 Μηχανισμοί γένεσης των κυριότερων σεισμών στο χώρο του Βορείου Αιγαίου για την χρονική περίοδο από τον Οκτώβριο του 2009 έως τον Ιούνιο του 2011. Οι αριθμοί δίπλα στους μηχανισμούς γένεσης αντιστοιχούν στον Πίνακα 3.4.

Στην περιοχή της Αλόνησου και του θαλάσσιου χώρου στο νότιο άκρο της Σιθωνίας, φαίνεται η ενεργοποίηση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, με παράταξη ΒΒΔ-ΝΝΑ. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην ύπαρξη του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Ανατολίας και επιβεβαιώνει το συμπέρασμα ότι το πεδίο των τάσεων χαρακτηρίζεται από Β-Ν εφελκυσμό ως συνέπεια ενός συζυγούς συστήματος ρηγμάτων

οριζόντιας μετατόπισης, ορίζοντας την περιοχή των Σποράδων ως την περιοχή τερματισμού της επιρροής του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Β. Ανατολίας στο φλοιό του Β. Αιγαίου Πελάγους (Karakostas et al., 2003; Ganas et al., 2005).

Η παράλληλη ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στο χώρο αυτό οφείλεται στην ύπαρξη λεκανών διάνοιξης, οι οποίες στις περισσότερες περιπτώσεις έχουν διεύθυνση παράλληλη με αυτή των κανονικών ρηγμάτων (Papanikolaou et al. 2002). Η ύπαρξη αυτών των λεκανών σχετίζεται άμεσα με την ύπαρξη το εφελκυστικού πεδίου στο χώρο του βόρειου Αιγαίου.

Πίνακας 3.4 Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης των σεισμών που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου για το χρονικό διάστημα Ιούλης 2009-Φλεβάρης 2011. Με Q συμβολίζεται η ποιότητα του μηχανισμού όπως αυτή προκύπτει μετά την αντιστροφή (Q4= πολύ καλή, Q3= καλή, Q2=μέτρια, Q1=κακή).

No	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°)B	λ (°)A	Βάθος (km)	M _w	Ορικό Επίπεδο 1			Ορικό Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		CLVD %	VR %	Q
							ξ ₁ (°)	δ ₁ (°)	λ ₁ (°)	ξ ₂ (°)	δ ₂ (°)	λ ₂ (°)	ξ _P (°)	δ _P (°)	ξ _T (°)	δ _T (°)			
1	20090701	10:54:34	39.94	24.06	4	4.1	323	68	146	67	59	26	17	6	282	39	5	65	Q3
2	20090703	23:10:14	39.96	24.06	6	3.5	331	76	-21	66	70	-165	287	24	19	4	11	82	Q4
3	20090703	23:24:31	39.95	24.08	4	4	317	72	-32	58	60	-159	274	35	10	8	11	87	Q4
4	20090811	02:34:40	39.91	23.75	2	3.2	114	45	-97	304	45	-83	299	85	209	0	5	83	Q4
5	20090811	02:40:59	39.91	23.76	3	3.2	118	59	-91	300	31	-88	25	76	209	14	5	71	Q3
6	20090831	01:14:12	40.13	24.01	6	3.2	98	59	-78	256	33	-109	38	73	179	13	3	76	Q3
7	20090831	01:41:00	40.13	24.01	4	3.3	101	66	-66	233	33	-133	47	61	173	18	22	64	Q3
8	20090928	06:51:41	39.92	23.72	3	3.4	157	46	-74	315	46	-106	146	79	236	0	1	68	Q3
9	20090928	07:46:54	39.92	23.75	3	4	296	50	-102	134	41	-76	151	80	34	5	0	86	Q4
10	20090928	08:18:25	39.91	23.76	3	3.6	288	51	-116	146	46	-61	133	70	36	3	9	60	Q3
11	20091018	11:57:45	40.71	22.84	6	3.4	69	89	165	159	75	1	115	10	23	11	5	72	Q3

12	20091108	08:40:46	39.41	24.00	6	3.7	64	87	172	154	82	3	109	4	19	8	14	80	Q4
13	20091126	23:51:01	39.92	23.99	4	3.7	275	90	-151	5	61	-180	226	20	324	20	12	85	Q4
14	20100313	01:30:58	40.70	22.82	8	3.3	72	83	169	163	79	7	118	3	27	13	3	83	Q4
15	20100320	20:24:49	39.54	23.44	6	4	38	76	-156	302	67	-15	262	27	169	6	3	80	Q4
16	20100530	00:21:16	40.21	24.01	6	2.9	284	57	-115	145	41	-57	143	67	32	9	25	62	Q3
17	20100716	18:53:10	39.32	24.05	12	4.9	301	74	-18	36	73	-163	258	24	349	1	5	86	Q4
18	20100717	02:30:36	39.33	24.03	6	4.1	316	76	-23	52	68	-165	273	26	5	5	11	83	Q4
19	20100718	05:00:20	39.31	24.04	12	3.6	19	76	-161	284	72	-15	242	23	151	3	2	70	Q3
20	20100808	09:00:28	40.56	23.58	8	4.5	115	74	104	253	21	50	194	28	44	59	2	80	Q4
21	20100808	09:14:59	40.54	23.60	9	4.4	104	71	87	293	19	99	196	26	9	64	4	80	Q3
22	20100808	09:59:32	40.56	23.58	14	3.6	100	54	-97	292	37	-80	340	80	195	9	4	80	Q4
23	20100826	18:05:15	40.55	23.57	8	3.2	322	86	53	227	37	174	82	31	200	38	2	80	Q4
24	20100829	05:38:36	39.72	24.16	3	3.8	248	88	-172	158	82	-2	113	7	23	4	20	86	Q4
25	20110222	20:37:02	38.85	24.96	7	4.3	311	83	-20	44	70	-172	266	19	359	9	7	91	Q3

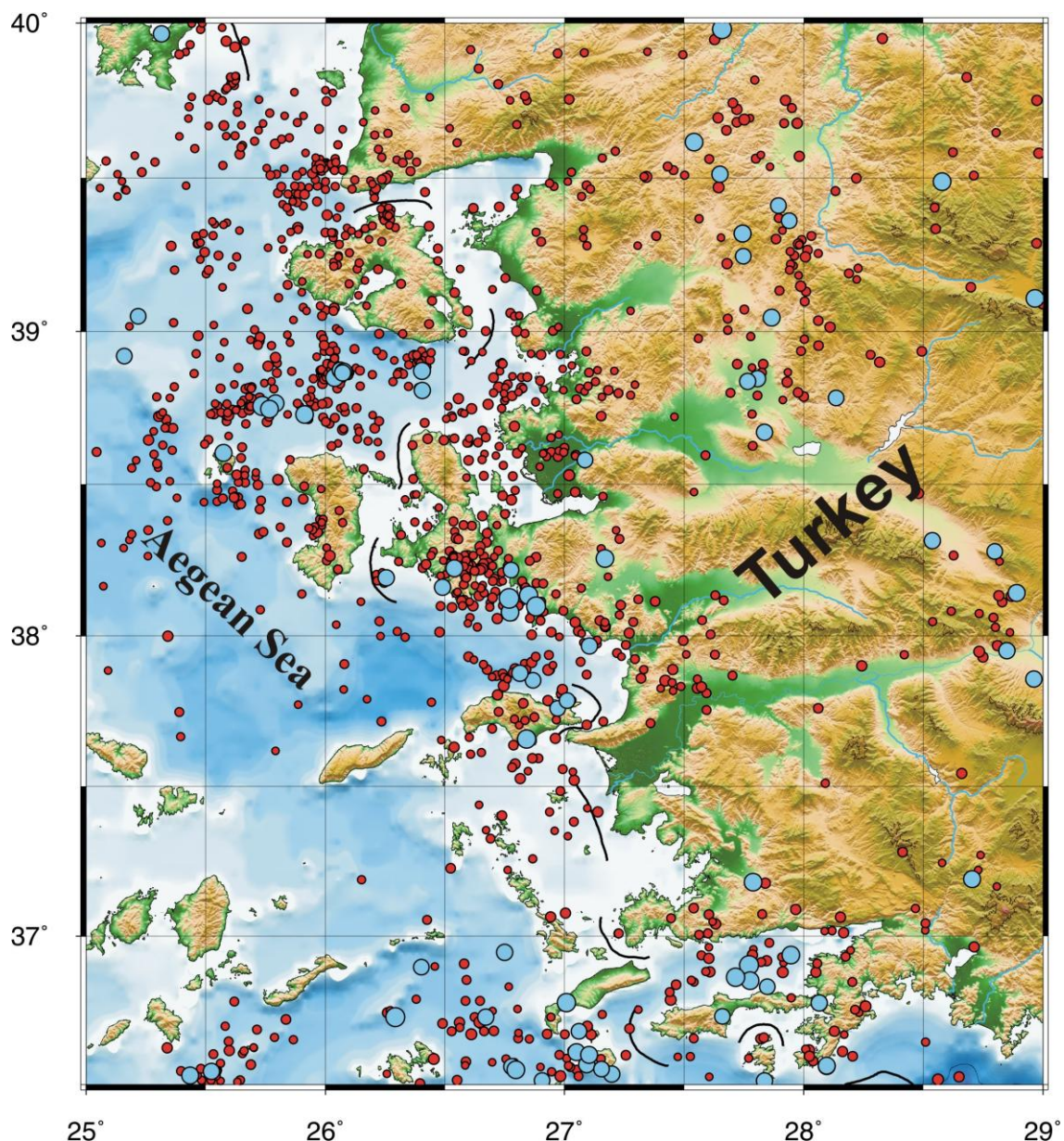
Ανατολικό Αιγαίο

Η περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου περιλαμβάνει της Δυτικές ακτές της Τουρκίας και τα Ελληνικά νησιά της Λέσβου, της Χίου, της Σάμου και ένα πλήθος ακόμα μικρότερων νησιών και βραχονησίδων. Η περιοχή αυτή παρουσιάζει έντονη σεισμικότητα (Σχήμα 3.12), ενώ στο παρελθόν έχουν σημειωθεί αρκετοί ισχυροί σεισμοί (Πίνακας 3.5).

Πίνακας 3.5 Παράμετροι των ρηγμάτων που γεννήθηκαν οι γνωστοί κύριοι επιφανειακοί σεισμοί ($M > 6.0$) στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου (Parazachos et al. , 2001).

No	Όνομα	φ(°)	λ(°)	L	ζ	θ	λ	Έτη και μεγέθη σεισμών
1	Bergama	38.98	26.93	26	31	45	-115	105 (6.4), 1939 (6.6)
2	B. Χίος	38.65	26.10	42	261	45	-155	1389(6.7), 1674(6.2), 1949 (6.7)
3	N. Χίος	38.29	26.20	38	82	45	-155	1546(6.3), 1684(6.0), 1820(6.0), 1856(6.3), 1863(6.2), 1865(6.1), 1866(6.4), 1881(6.5), 1941(6.0)
4	Urla	38.33	26.61	34	266	45	-115	1883(6.8)
5	Izmir	38.38	27.05	44	256	45	-115	178(6.5), 1040(6.8), 1654(6.4), 1680(6.2), 1688(6.8), 1723(6.4), 1778(6.4)
6	Foca	38.63	26.98	38	84	45	-115	1739(6.8), 1772(6.4), 1880(6.7)
7	Torbali	38.06	27.01	34	238	85	-167	1992(6.2)
8	Σάμος	37.71	26.87	46	91	45	-115	200π.Χ.(6.3), 1751(6.4), 1831(6.0), 1846(6.0), 1865(6.0), 1868(6.0), 1873(6.5), 1877(6.0), 1904(6.8), 1955(6.9)
9	Μίλητος	37.63	27.21	26	73	45	-115	1955(6.9)
10	Έφεσσος	37.99	27.45	31	244	45	-115	1890(6.2), 1893(6.6)
11	Marmaris	37.03	28.11	58	80	42	-99	1869(6.8), 1941(6.0), 1941(6.2)
12	Ψαρά	38.49	25.46	22	229	84	-153	1890(6.2)
13	Καλονή	39.20	26.25	50	45	89	-172	1383(6.8), 1636(6.2), 1845(6.7), 1867(7.0), 1889(6.8)

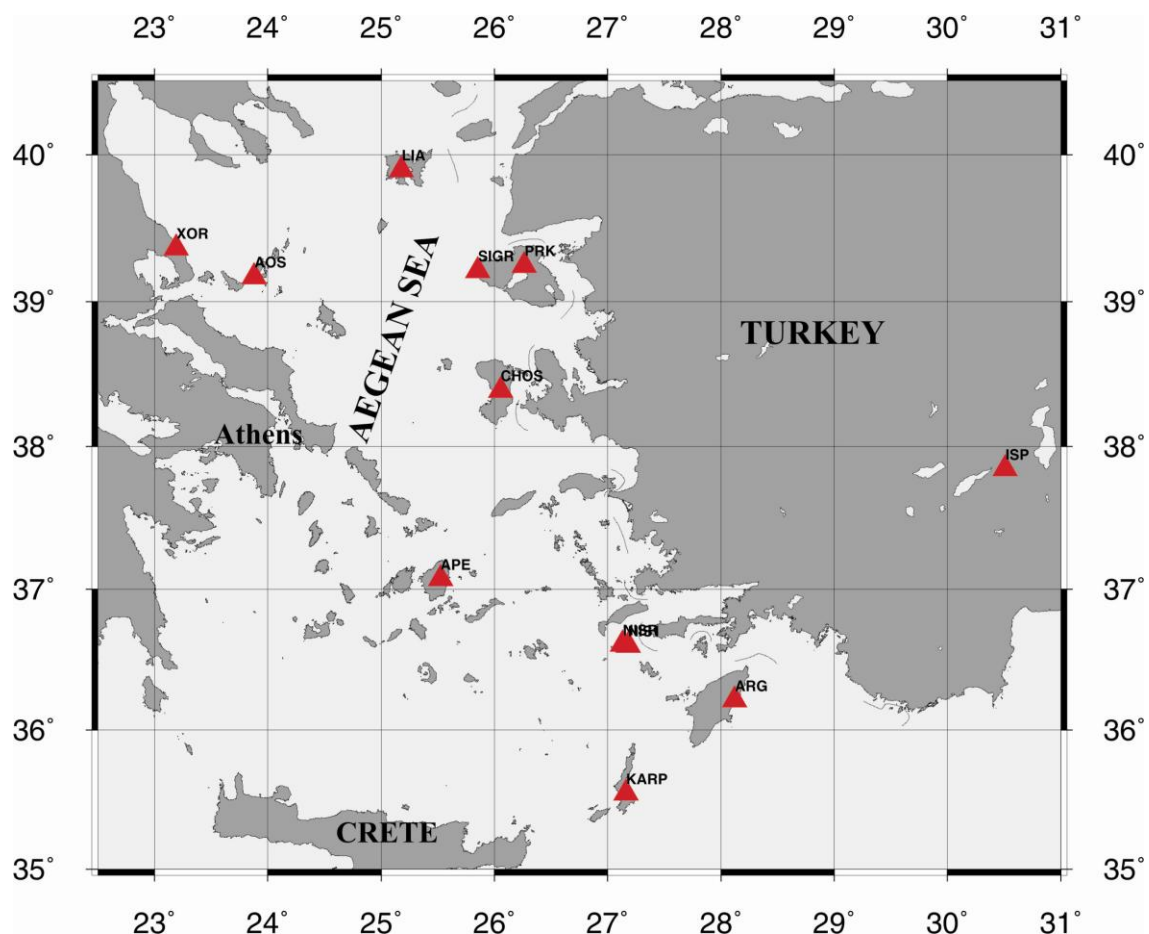
Ο πιο καταστρεπτικός έλαβε χώρα στις 7 Μάρτη 1867 στη Λέσβο (Mw 7.0), με το επίκεντρο να εντοπίζεται κοντά στην Καλλονή. Ο σεισμός αυτός είχε σαν αποτέλεσμα να σκοτωθούν 550 άτομα και να τραυματιστούν 816, ενώ καταστράφηκαν ολοσχερώς 2498 σπίτια και μερικώς 3122, με τα περισσότερα χωριά να καταστρέφονται ολοσχερώς. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και κατολισθήσεις του εδάφους, ενώ αναφορές έγιναν για πρόδρομα φαινόμενα. Επόμενος καταστρεπτικός σεισμός σημειώθηκε στις 25 Οκτώβρη 1889 (Mw 6.8), πάλι στη Λέσβο και είχε σαν συνέπεια να σκοτωθούν 39 άνθρωποι και να τραυματιστούν 27, ενώ σχεδόν ολόκληρο το δυτικό τμήμα της Λέσβου καταστράφηκε. Ο συγκεκριμένος σεισμός προκάλεσε πολλές ζημιές και στα παράλια της Μ. Ασίας.



Σχήμα 3.12 Σεισμικότητα στο χώρο του Ανατολικού Αιγαίου για την περίοδο 1995-2011. Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 3.0$ και με γαλάζιο χρώμα οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 4.5$. Τα δεδομένα έχουν συλλεχθεί από το κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσσαλονίκης.

Στον 20^ο αιώνα δύο είναι οι μεγαλύτεροι και καταστρεπτικότεροι σεισμοί που συνέβησαν στην περιοχή αυτή. Ο πρώτο έγινε στις 23 Ιουλίου 1949 (M_w 6. 7) με επίκεντρο τα Καρδάμυλα, και είχε σαν αποτέλεσμα να χάσουν τη ζωή τους 15 άνθρωποι και να τραυματιστούν 50, ενώ καταστράφηκαν το βόρειο τμήμα του νησιού της Χίου, οι Οινούσες, και τα περισσότερα χωριά στην χερσόνησο της Ερυθραίας

(Καραμπουρνού) μέχρι και την Φώκαια. Μετά το σεισμό παρατηρήθηκε τσουνάμι το οποίο έφτασε ύψος 2m και κατέκλυσε την παραλία της Σμύρνης (Ambraseys, 1988b). Ο επόμενος καταστρεπτικός σεισμός συνέβη στις 16 Ιούλη 1955 (M_w 6.9) με επίκεντρο το δέλτα του ποταμού Boughiougk Menteres, και είχε σαν αποτέλεσμα να καταστραφούν στο νησί της Σάμου περίπου 60 σπίτια, 200 να πάθουν σοβαρές βλάβες και ελαφριές 600. Παρατηρήθηκε επίσης θαλάσσιο κύμα (τσουνάμι) στην περιοχή του Πυθαγορίου και στο Ηραίο, ύψους 2m, το οποίο εισέβαλε στην ξηρά σε βάθος 20m.

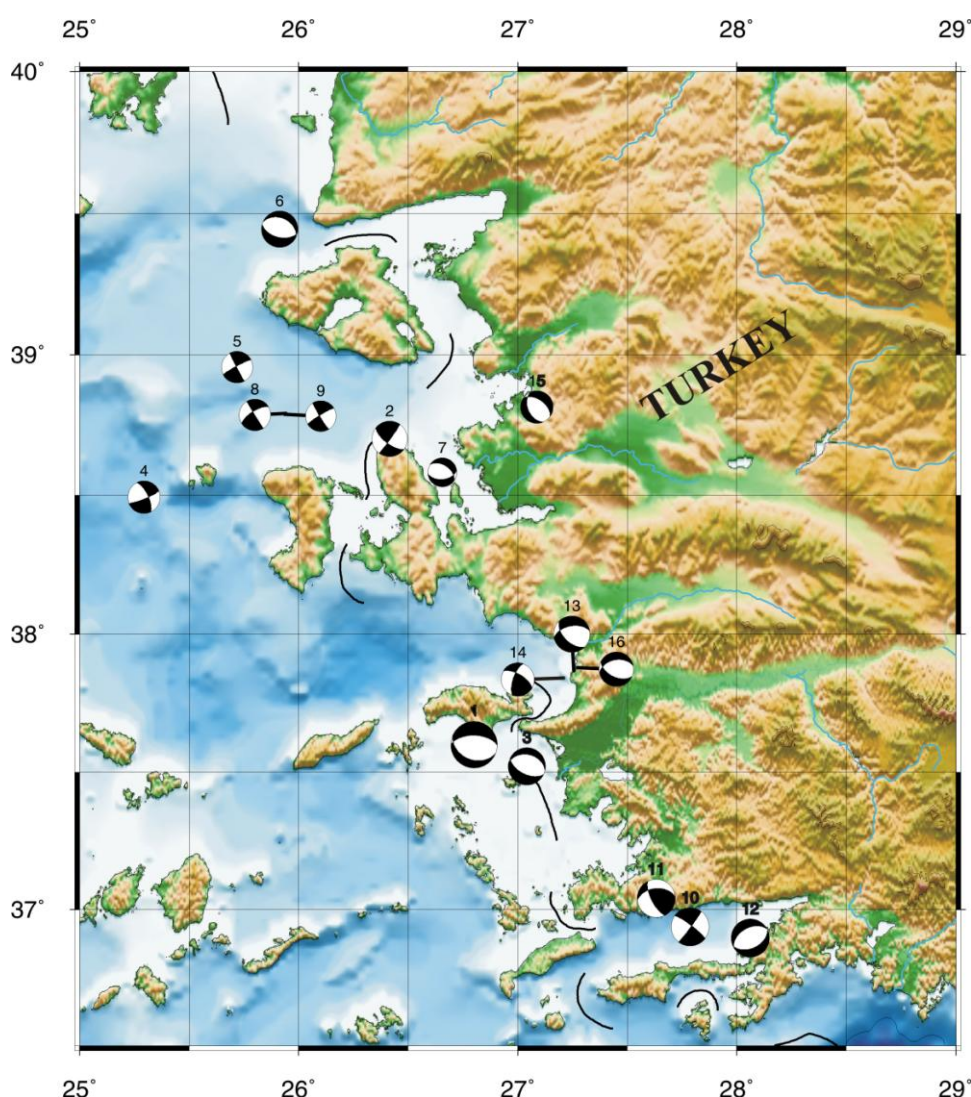


Σχήμα 3.13 Σταθμοί του Εθνικού Δικτύου που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης στο χώρο του Ανατολικού Αιγαίου.

Στην εργασία αυτή μελετηθήκαν οι μεγαλύτεροι σεισμοί που έγιναν στην περιοχή αυτή από τον Ιούνιο του 2009 έως το Φλεβάρη του 2011. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων (Σχήμα 3.13) για σεισμούς με μέγεθος $3 < M < 5.0$ και εφαρμόστηκε η μέθοδος της αντιστροφής των κυμάτων χώρου (Dreger, 2003) για τον υπολογισμό των μηχανισμών

γένεσης. Τα αρχικά δεδομένα διορθώθηκαν για την επίδραση του οργάνου και στη συνέχεια εφαρμόστηκε ζωνοπερατό φίλτρο με εύρος από 0.05-0.08 Hz. Για την κατασκευή των θεωρητικών συναρτήσεων Green χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001) και των Karagianni et al. (2005). Συνολικά υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης 16 σεισμών (Σχήμα 3.14) για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και τα αποτελέσματα τους παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.6.

Για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης του σεισμού της 20^{ης} Ιούνη 2009 (Mw 5.0), στη Σάμο, χρησιμοποιήθηκαν οκτώ (8) σταθμοί (CHOS, NIS1, PRK, SIGR, ARG, KARP, LIA και ISP), ενώ για τους υπόλοιπους από ένας (1) έως τέσσερις (4).



Σχήμα 3.14 Μηχανισμοί γένεσης των κυριότερων σεισμών στο χώρο του Ανατολικού Αιγαίου για το διάστημα από Ιούνιο του 2009 έως Φεβρουάριο 2011. Οι αριθμοί δίπλα στους μηχανισμούς γένεσης αντιστοιχούν σε αυτούς του Πίνακα 3.6.

Από τις λύσεις αυτών των μηχανισμών γένεσης φαίνεται να ενεργοποιούνται κανονικά ρήγματα κατά μήκος των παραλίων της Μ. Ασίας (Δυτ. Τουρκία) με διεύθυνση ανατολή-δύση. Το γεγονός αυτό επαληθεύει τις μέχρι τώρα εκτιμήσεις πως η τάση εφελκυσμού, η οποία οφείλεται στην ταχύτερη κίνηση προς το νότο του μπροστινού τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση με το βόρειο τμήμα της, δρα κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου και οδηγεί σε διάρρηξη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση ανατολή-δύση. Διακρίνεται επίσης η ενεργοποίηση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση βορειοανατολική-νοτιοδυτική, στο χώρο μεταξύ Λέσβου και Χίου, γεγονός που οφείλεται στην κίνηση προς τα δυτικά της Ανατολίας και στη γρήγορη προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου.

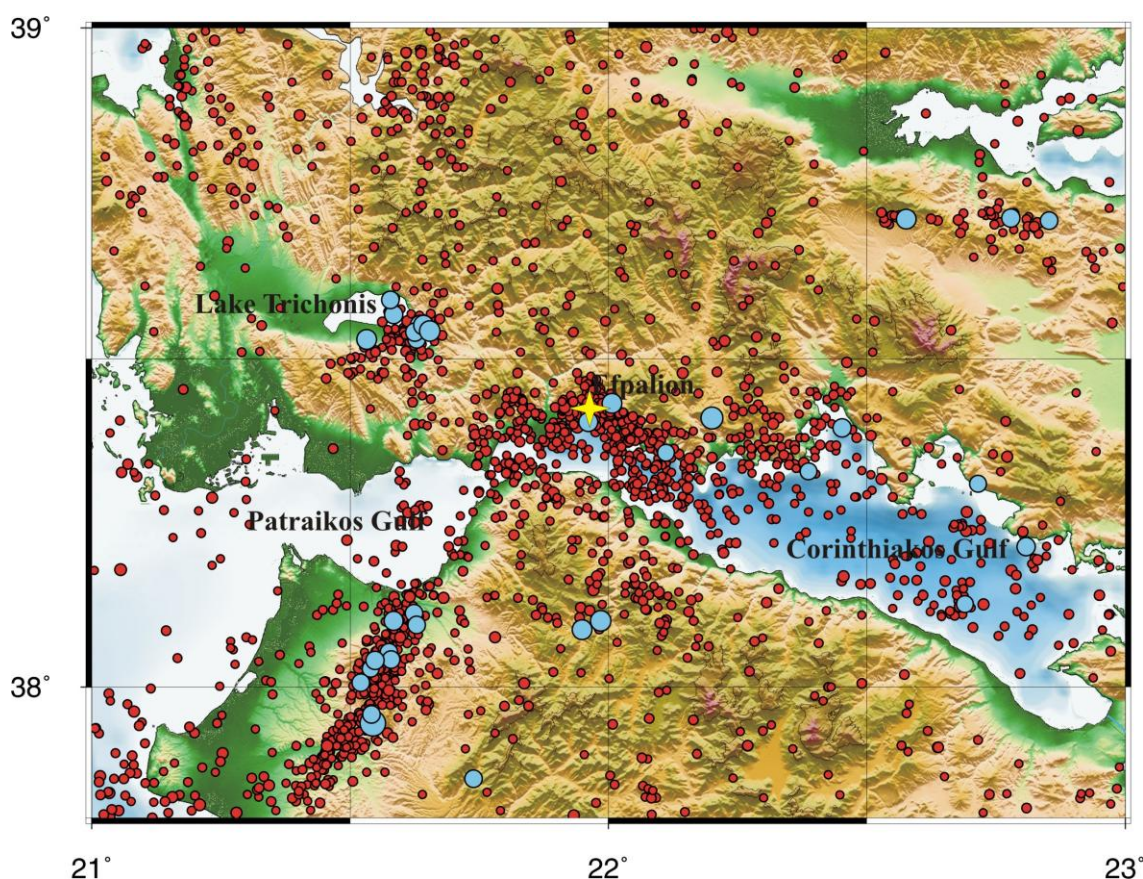
Πίνακας 3.3 Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης των σεισμών που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου για το χρονικό διάστημα Ιούνης 2009-Φλεβάρης 2011. Με Q συμβολίζεται η ποιότητα του μηχανισμού όπως αυτή προκύπτει μετά την αντιστροφή (Q4= πολύ καλή, Q3= καλή, Q2=μέτρια, Q1=κακή)

No	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°)B	λ (°)A	Βάθος (km)	M _w	Ορικό Επίπεδο 1			Ορικό Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		CLVD %	VR %	Q
							ξ ₁ (°)	δ ₁ (°)	λ ₁ (°)	ξ ₂ (°)	δ ₂ (°)	λ ₂ (°)	ξ _P (°)	δ _P (°)	ξ _T (°)	δ _T (°)			
1	20090620	08:28:20	37.658	26.842	6	5	271	57	-102	112	35	-73	147	75	10	11	2	85	Q4
2	20090831	21:49:55	38.701	26.415	21	3.8	36	87	157	127	67	3	84	14	349	18	11	85	Q4
3	20090912	00:50:39	37.521	27.041	8	4	116	55	-82	282	36	-101	56	78	200	10	20	89	Q4
4	20091127	17:26:17	38.492	25.293	4	3.5	68	81	-158	334	68	-10	293	22	199	9	1	70	Q3
5	20091130	08:46:38	38.956	25.718	10	3.4	152	88	-6	242	84	-178	107	6	197	3	3	75	Q3
6	20100511	05:23:13	39.446	25.913	5	3.9	104	52	-96	294	38	-82	344	81	198	7	4	81	Q4
7	20100511	17:49:02	38.581	26.655	8	3.1	84	49	-118	303	48	-62	285	69	193	1	3	69	Q3
8	20100512	09:41:22	38.786	25.938	6	3.4	148	90	-20	238	70	-180	101	14	195	14	3	77	Q3
9	20100512	10:01:45	38.782	25.923	10	3.3	148	85	-6	239	84	-175	103	8	194	1	9	85	Q4
10	20100713	12:07:52	36.936	27.786	24	4.1	37	87	-172	307	82	-3	262	8	172	4	0	79	Q3
11	20100907	14:17:59	37.04	27.632	4	4.1	153	69	132	265	46	30	214	14	108	48	4	68	Q3
12	20110112	03:04:06	36.895	28.061	8	4.1	241	45	-93	65	45	-87	63	88	153	0	0	81	Q4

13	20110205	02:37:53	37.857	27.247	7	3.9	135	53	-49	260	53	-131	108	59	198	0	5	68	Q3
14	20110218	04:54:5	37.836	27.207	14	3.6	199	67	152	301	64	26	251	2	159	36	1	75	Q3
15	20110219	18:50:50	38.814	27.087	9	3.5	305	51	-111	156	43	-66	154	74	49	4	20	65	Q3
16	20110222	15:23:41	37.873	27.259	7	3.7	115	52	-66	259	44	-118	86	71	188	4	1	72	Q3

Ακολουθία του σεισμού στο Ευπάλιο Φωκίδας (Mw 5.2) στις 18 Ιανουαρίου 2010

Στις 18 Ιανουαρίου 2010 (GMT:15:56:09) σημειώθηκε ισχυρός σεισμός Mw 5.3, λίγο έξω από το χωριό Ευπάλιο της Φωκίδας, το οποίο βρίσκεται στην βόρεια ακτή στο δυτικό μέρος του Κορινθιακού κόλπου. Τις επόμενες ημέρες ακολούθησε έντονη μετασεισμική δραστηριότητα, ενώ τέσσερις (4) μέρες μετά τον κύριο σεισμό, σημειώθηκε νέος ισχυρός σεισμός Mw 5.2 (22 Ιανουαρίου 2010, GMT:00:46:56), αυτή τη φορά περίπου 5km ανατολικά από τον πρώτο. Στην ευρύτερη περιοχή παρουσιάστηκαν μικρές και μεγάλες ρηγματώσεις σε αρκετά κτίρια, ενώ έπεσαν κάποια πετρόκτιστα σπίτια και στάβλοι.



Σχήμα 3.15 Σεισμικότητα της περιοχής γύρω από το Ευπάλιο για την περίοδο 1995-2011. Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 3.0$ και με γαλάζιο χρώμα οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 4.5$. Τα δεδομένα έχουν συλλεχθεί από το κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσσαλονίκης.

Ο Κορινθιακός κόλπος είναι μια ασύμμετρη λεκάνη η οποία έχει μελετηθεί από πολλούς ερευνητές (McKenzie, 1972; Armijo et al., 1996; Hatzfeld et al., 2000; Bernard et al., 2006) με έντονη σεισμικότητα (Σχήμα 3.15), ενώ στο παρελθόν έχουν σημειωθεί πολλοί καταστρεπτικοί σεισμοί (Πίνακας 3.7). Μεγάλο ενδιαφέρον έχουν τα γεωδαιτικά στοιχεία που αφορούν τον εφελκυσμό της λεκάνης, με το ανατολικό τμήμα να κινείται με 5 mm/yr και το δυτικό με περίπου 15 mm/yr (Avallone et al., 2004). Το νότιο περιθώριο του Κορινθιακού χαρακτηρίζεται από κανονικά ρήγματα σε μια διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, τα οποία βυθίζονται με μεγάλη κλίση προς το βορρά (Roberts and Koukouvelas, 1996), ενώ το βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου έχει μικρότερα κανονικά ρήγματα, τα οποία έχουν διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και κλίση προς το νότο (Bell et al., 2008).

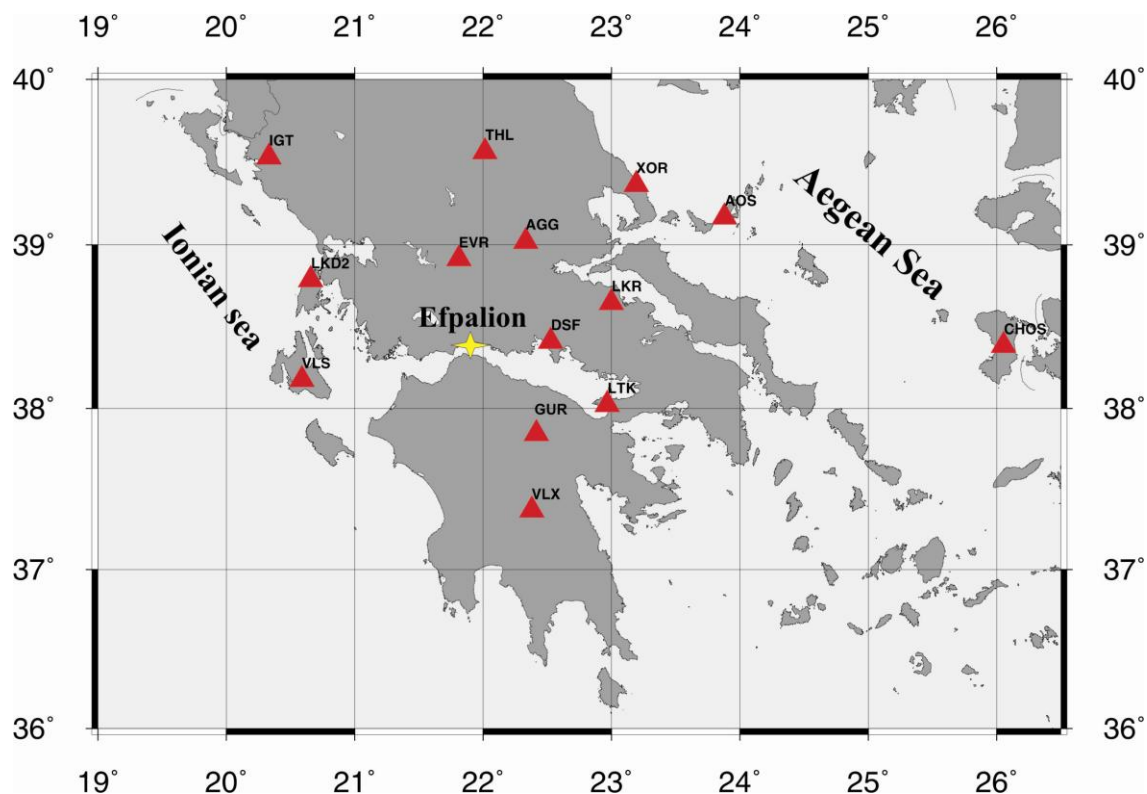
Πίνακας 3.7 Παράμετροι των ρηγμάτων που γεννήθηκαν οι γνωστοί κύριοι επιφανειακοί σεισμοί ($M > 6.0$) στην περιοχή του Κορινθιακού (Parazachos et al, 2001).

Νο	Περιοχή	φ(°)	λ(°)	L	ζ	θ	λ	Χρονολογία και μέγεθος
1	Ναύπακτος	38.39	21.94	40	85	40	-125	551(6.5), 1703(6.1), 1714(6.3), 1756(6.8), 1769(6.8), 1831(6.0), 1909(6.2), 1917(6.0)
2	Ελίκη	38.25	22.07	48	290	30	-79	373π.Χ.(6.8), 23(6.3), 61(6.3), 1748(6.6), 1817(6.6), 1861(6.7), 1888(6.3), 1965(6.3), 1995(6.4)
3	Ευλόκαστρο	38.10	22.60	40	295	30	-79	303π.Χ.(6.4), 1402(6.8), 1742(6.7), 1753(6.1), 1887(6.5)
4	Γαλαξίδι	38.32	22.68	40	106	40	-90	996(6.8), 1147(6.5), 1660(6.4), 1794(6.7), 1970(6.2)
5	Δελφοί	38.50	22.54	40	91	40	-90	279π.Χ.(6.4), 361(6.8), 551(6.8), 1580(6.8), 1870(6.8)
6	Πάτρα	38.20	21.70	26	37	89	176	1785(6.4), 1804(6.4)1806(6.2)

Σημαντικό στοιχείο για την περιοχή που μελετάμε είναι η γειτνίασή της με το σύστημα ρηγμάτων Ρίου- Πάτρας προς το νότο και το σύστημα ρηγμάτων τις λίμνης

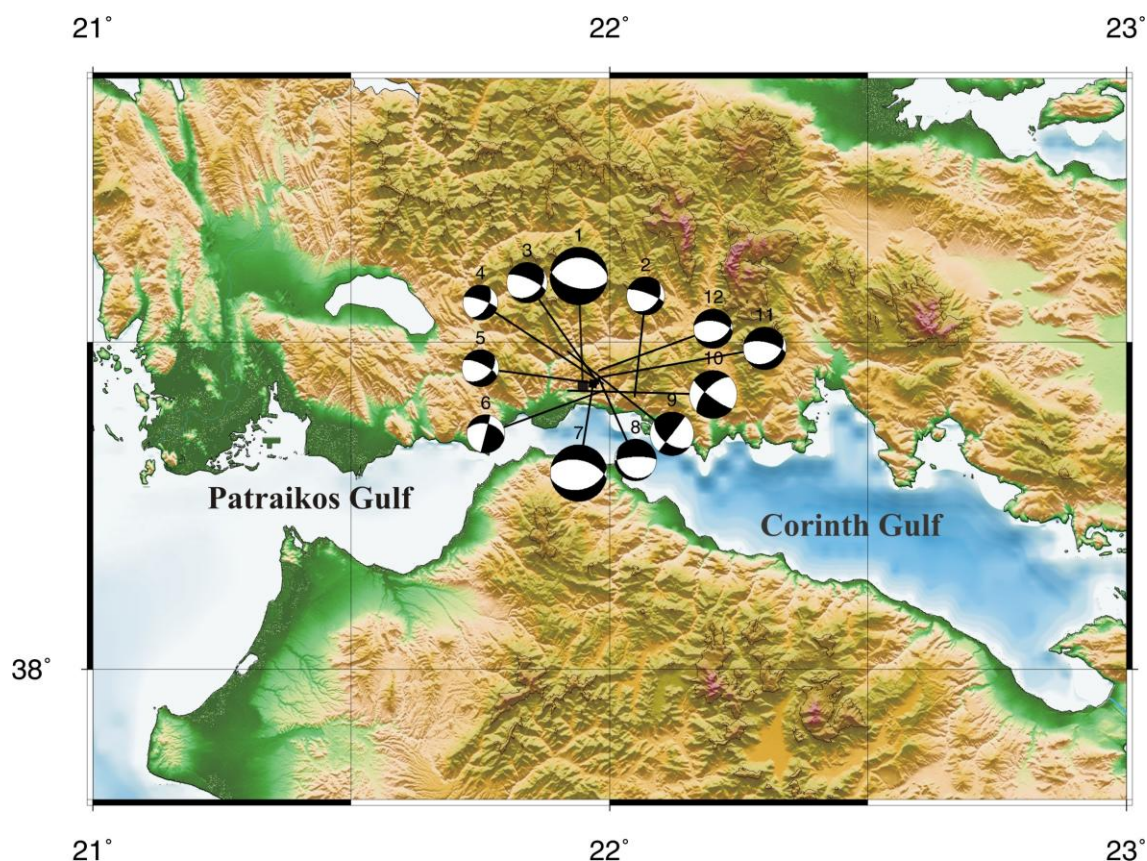
Τριγωνίδας προς το Βορρά (Kiritzi et al., 2008). Τα ενεργά ρήγματα της περιοχής που μελετάμε έχουν χαρτογραφηθεί σε ικανοποιητικό επίπεδο από πολλούς ερευνητές. Το πιο γνωστό ρήγμα στο νότιο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου είναι το ρήγμα του Ψαθόπυργου, το οποίο έχει διεύθυνση Ανατολή- Δύση και βυθίζεται προς το βορρά με κλίση περίπου 60° . Το ρήγμα του Ψαθόπυργου συνδέεται με το σύστημα ρηγματών Ρίου-Πάτρας, μέσω του ρήγματος των Σελιανίτικων, κοντά στην πόλη του Αιγίου. Στο βόρειο περιθώριο βρίσκεται το ρήγμα του Μαραθιά, το οποίο έχει διεύθυνση ανατολή-δύση και βυθίζεται με κλίση προς το νότο, περίπου 55° , και είναι η πιο ενεργή δομή της περιοχής (Gallousi and Koukouvelas, 2007).

Οι μηχανισμοί γένεσης των δύο κύριων σεισμών καθώς και των υπόλοιπων σεισμών της ακολουθίας υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου (Dreger, 2003), με δεδομένα που συλλέχθηκαν από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων (Σχήμα 3.16) για σεισμούς με μέγεθος $3 < M < 5.5$. Τα αρχικά δεδομένα διορθώθηκαν για την επίδραση του οργάνου και στη συνέχεια εφαρμόστηκε ζωνοπερατό φίλτρο με εύρος από 0.05-0.08 Hz. Για την κατασκευή των θεωρητικών συναρτήσεων Green χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001). Συνολικά υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης 12 σεισμών (Σχήμα 3.17) για τη συγκεκριμένη ακολουθία και τα αποτελέσματα τους παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.8.



Σχήμα 3.16 Σταθμοί του Εθνικού Δικτύου που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης της ακολουθίας του σεισμού του Ευπαλίου.

Για τον πρώτο κύριο σεισμό χρησιμοποιήθηκαν οκτώ (8) σταθμοί (GUR, LTK, LKD2, XOR, AOS, IGT, SGR και CHOS), για τον δεύτερο κύριο σεισμό χρησιμοποιήθηκαν πέντε (5) σταθμοί (LTK, LKD2, XOR, AOS και IGT), ενώ για τους υπόλοιπους μηχανισμούς λιγότεροι (2-4), εξαιτίας του λόγου σήματος προς θόρυβο που ήταν σε ικανοποιητικά επίπεδα μόνο στους κοντινότερους σταθμούς.



Σχήμα 3.17 Μηχανισμοί γένεσης της ακολουθίας του σεισμού του Ευπαλίου ($M 5.3$, 18 Ιανουαρίου 2010). Οι αριθμοί δίπλα στους μηχανισμούς γένεσης αντιστοιχούν σε αυτούς του Πίνακα 3.8.

Από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης για τους δύο κύριους σεισμούς φαίνεται να ενεργοποιούνται δομές κανονικής διάρρηξης με διεύθυνση ανατολή-δύση, και να βυθίζονται και τα δύο προς το νότο με κλίση περίπου 53° . Το ίδιο φαίνεται να ισχύει και για τους μετασεισμούς, βασικό γνώρισμα των οποίων είναι ότι δεν έχουν τα επίκεντρα τους πάνω στην δομή που ενεργοποίησε ο πρώτος κύριος σεισμός, αλλά έχουν μεταφερθεί προς τα ανατολικά.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα των λύσεων των μηχανισμών γένεσης της συγκεκριμένης ακολουθίας ήταν το υψηλό CLVD στην εστία, το οποίο σε όλες τις περιπτώσεις (εκτός από δύο), είναι σταθερά πάνω από 12%. Στην βιβλιογραφία δεν βρέθηκε για την συγκεκριμένη περιοχή κάποια ανάλογη παρατήρηση από άλλον ερευνητή, που να εξηγεί αυτό το υψηλό ποσοστό του CLVD στην πηγή. Το χαρακτηριστικό όμως αυτό του ταχυστή σεισμικής ροπής έχει παρατηρηθεί στην περιοχή νότια της Ζακύνθου κατά το σεισμό και την ακολουθία του σεισμού του

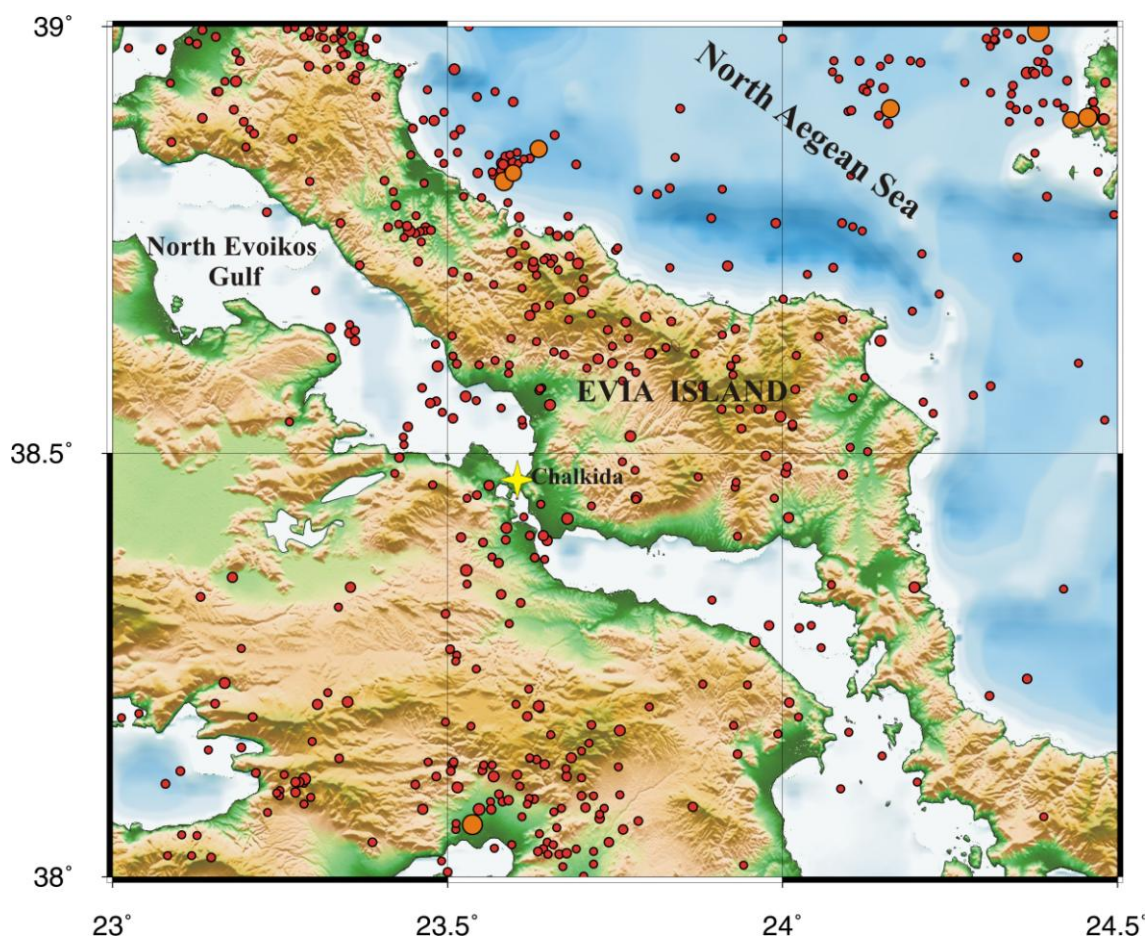
Απρίλη του 2006. Στην περίπτωση αυτή το φαινόμενο αυτό αποδόθηκε στο μοντέλο ταχυτήτων σε σχέση με την πολυπλοκότητα της δομής της περιοχής. Εάν υποθέσουμε το ίδιο και στην περίπτωση της ακολουθίας του Ευπαλίου και με δεδομένο την ήδη γνωστή πολύπλοκη δομή της περιοχής του Κορινθιακού, τότε εξηγούνται και τα αυξημένα ποσοστά του CLVD στην εστία.

Πίνακας 3.8 Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης των σεισμών που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου την ακολουθία του Ευπαλίου στις 18 Ιανουαρίου 2010. Με Q συμβολίζεται η ποιότητα του μηχανισμού όπως αυτή προκύπτει μετά την αντιστροφή (Q4= πολύ καλή, Q3= καλή, Q2=μέτρια, Q1=κακή).

No	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°)B	λ (°)A	Βάθος (km)	M _w	Ορικό Επίπεδο 1			Ορικό Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		CLVD %	VR %	Q
							ξ ₁ (°)	δ ₁ (°)	λ ₁ (°)	ξ ₂ (°)	δ ₂ (°)	λ ₂ (°)	ξ _P (°)	δ _P (°)	ξ _T (°)	δ _T (°)			
1	20100118	15:56:09	38.42	21.94	4	5.3	266	46	-104	107	45	-75	39	79	187	10	12	86	Q4
2	20100118	16:16:13	38.41	22.04	12	3.5	270	54	-97	102	37	-80	150	80	5	9	10	71	Q3
3	20100118	17:10:13	38.43	21.97	10	3.7	293	72	-61	52	34	-146	239	54	1	22	13	77	Q4
4	20100118	17:35:35	38.43	21.98	9	3.2	289	77	-39	29	52	-164	242	36	344	16	16	65	Q3
5	20100118	18:11:12	38.43	21.97	9	3.4	260	37	-91	81	53	-89	354	82	171	8	17	63	Q3
6	20100121	13:42:55	38.42	21.98	8	3.5	190	85	120	289	30	10	255	33	128	42	14	72	Q3
7	20100122	00:46:56	38.43	21.96	6	5.2	275	58	-78	73	34	-108	244	77	1	6	15	88	Q4
8	20100122	04:37:35	38.44	21.97	7	3.8	268	77	-101	129	17	-50	164	57	7	31	12	61	Q2
9	20100122	10:53:32	38.48	21.91	9	4.0	45	92	110	135	20	0	116	42	334	42	15	67	Q3
10	20100122	10:59:15	38.42	21.91	9	4.4	115	65	-38	223	56	-157	75	44	171	6	12	88	Q4
11	20100122	18:14:17	38.44	21.97	7	3.9	301	50	-78	103	41	-104	266	80	23	5	16	69	Q3
12	20100122	8:19:49	38.45	21.97	8	3.6	265	50	-90	85	40	-90	175	85	355	5	11	79	Q3

Εύβοια

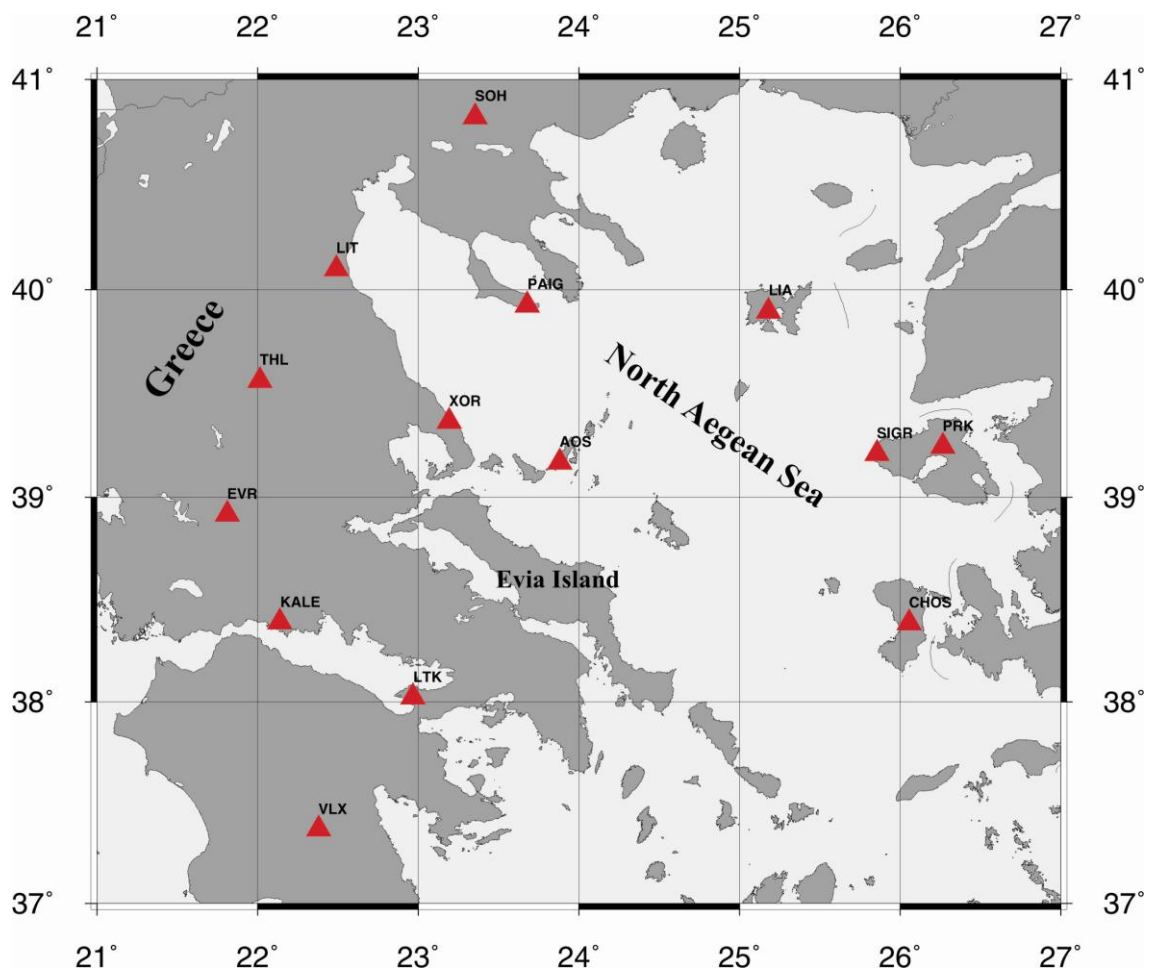
Η Εύβοια βρίσκεται σε μια ζώνη μετάβασης, όπου από τα ανατολικά υπάρχουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, λόγω της ύπαρξης του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Ανατολίας, ο οποίος εισέρχεται στο Βόρειο Αιγαίο και φθάνει μέχρι τις Σποράδες, ενώ στα δυτικά βρίσκεται η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων της Κεντρικής Ελλάδας. Σε προηγούμενες μελέτες (Hatzfeld et al. 1999; Kiratzi, 2002), έχειδειχθεί πως η ενεργός παραμόρφωση στη βόρειο τμήμα της Εύβοιας οφείλεται κυρίως στη δραστηριοποίηση κανονικών και οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτων. Όσο αφορά την διεύθυνσή τους αυτή έχει παρατηρηθεί ότι είναι συνήθως δεξιόστροφη.



Σχήμα 3.18 Σεισμικότητα στην περιοχή της Εύβοιας για την περίοδο 1995-2011. Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 3.0$ και με πορτοκαλί χρώμα οι σεισμοί με μέγεθος $M_w > 4.5$. Τα δεδομένα έχουν συλλεχθεί από το κατάλογο του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσσαλονίκης.

Στο παρελθόν στο χώρο της Εύβοιας δεν έχουν συμβεί ιδιαίτερα μεγάλοι σεισμοί. Εξάιρεση αποτελεί η σμηνοσειρά που ξεκίνησε από τα μέσα Ιούνη 2003 στην περιοχή των Ψαχνών Ευβοίας. Η εκκίνηση έγινε στις 13 Ιούνη 2003 με ένα σεισμό Mw 4.2 και συνεχίστηκε με μια σειρά από σεισμούς με τον μεγαλύτερο να έχει μέγεθος Mw 4.9. Στην περιοχή των Ψαχνών, σημαντικές βλάβες παρουσιάστηκαν σε 90 σπίτια, ενώ σε περίπου 500 παρατηρήθηκαν μικρότερες αλλά σημαντικές βλάβες. Οι σεισμοί συνεχίστηκαν μέχρι το τέλος του Αυγούστου. Συνολικά έγιναν 13 σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο των Mw 3.5 και περισσότεροι από 100 με μεγέθη $2.5 < Mw < 3.5$.

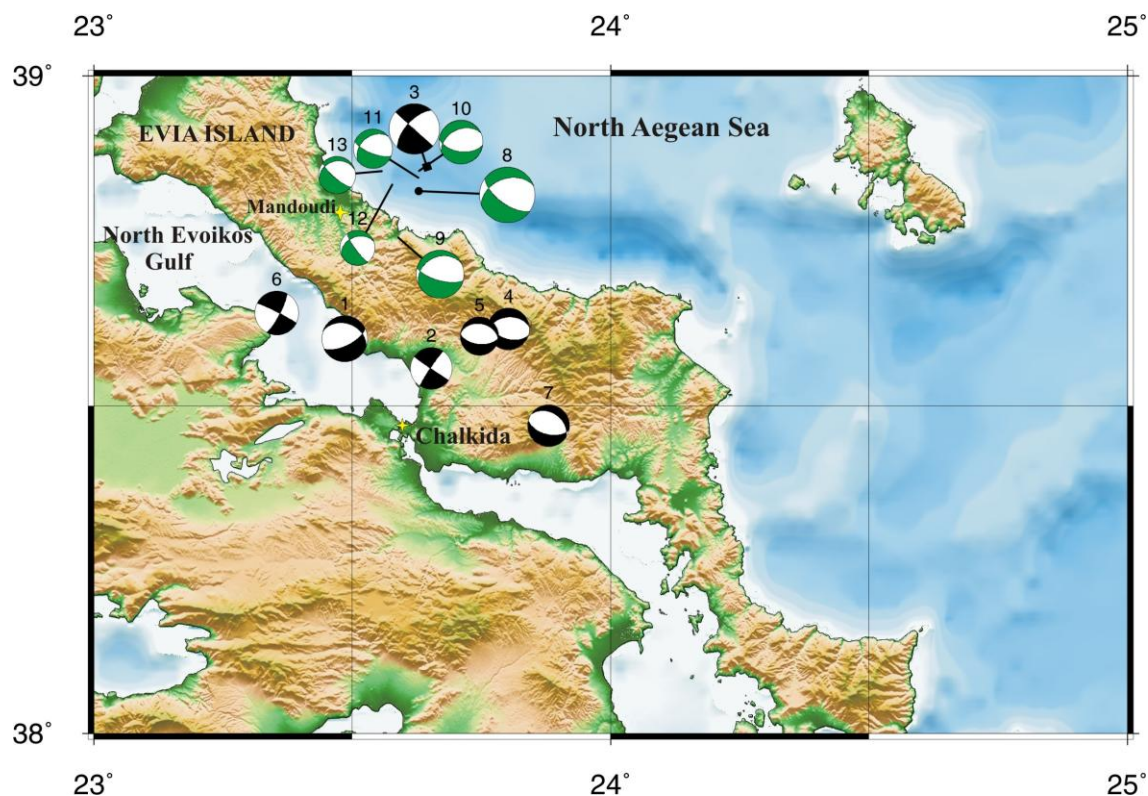
Ένα ακόμα πρόσφατο γεγονός είναι ο σεισμός (Mw 5.1) στις 14 Οκτώβρη 2008 και η ακολουθία του στο Μαντούδι της Εύβοιας. Η περιοχή βρίσκεται στο βορειοανατολικά παράλια της Εύβοιας, με μέτωπο προς το Αιγαίο. Ακολούθησαν άλλοι 5 σεισμοί με μέγεθος πάνω από Mw 3.2. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε από δεξιόστροφο κανονικό ρήγμα, με κλίση 36° προς το βορρά.



Σχήμα 3.19 Σταθμοί του Εθνικού Δικτύου που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή της Εύβοιας.

Στην παρούσα εργασία συλλέχθηκαν δεδομένα, για την περιοχή της Εύβοιας, από σεισμόμετρα ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων (Σχήμα 3.19) για σεισμούς με μέγεθος $3 < M_w < 5$, για το χρονικό διάστημα από το Νοέμβριο του 2009 έως τον Μάη του 2011. Οι σεισμοί για τους οποίους υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης ήταν και οι μεγαλύτεροι που έγιναν μετά την τελευταία ακολουθία στο Μαντούδι στις 14 Οκτώβρη του 2008. Ο υπολογισμός των μηχανισμών γένεσης έγινε με την μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου (Dreger, 2003). Στα αρχικά μας δεδομένα υπήρξε διόρθωση για την επίδραση του οργάνου και στη συνέχεια εφαρμόστηκε ζωνοπερατό φίλτρο με εύρος από 0.05-0.08 Hz. Για την κατασκευή των θεωρητικών συναρτήσεων Green χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των *Nonothny et al.* (2001). Συνολικά υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης 7 σεισμών (Σχήμα 3.20)

για την συγκεκριμένη περιοχή και τα αποτελέσματα τους παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.9.



Σχήμα 3.20 Μηχανισμοί γένεσης στην Εύβοια για το χρονικό διάστημα Νοέμβρης 2009-Μάης 2011. Οι αριθμοί δίπλα στους μηχανισμούς γένεσης αντιστοιχούν σε αυτούς του Πίνακα 3.9. Με πράσινο χρώμα και αρίθμηση από το 8 έως το 13 απεικονίζονται οι σεισμοί της ακολουθίας στο Μαντούδι το 2008 (τα στοιχεία τους βρίσκονται στον Πίνακα στο Παράρτημα).

Στον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης χρησιμοποιήθηκαν από τέσσερις (4) έως πέντε (5) σταθμοί. Στον σεισμό της 9^{ης} Μαρτίου 2010 (Mw 4.6), στο χώρο του Μαντουδίου, ο οποίος ήταν και ο μεγαλύτερος σε μέγεθος μετά το σεισμό της 14 Οκτώβρη 2008, στην περιοχή, χρησιμοποιήθηκαν επτά (7) σταθμοί (XOR, LTK, THL, LIA, SIGR, VLX και CHOS).

Από τα αποτελέσματα φαίνεται η ενεργοποίηση δομής οριζόντιας μετατόπισης στο χώρο του Μαντουδίου, πολύ κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμού της 14^{ης} Οκτώβρη 2008. Πρόκειται για το συμβάν στις 9 Μαρτίου 2010 (Mw 4.6), το οποίο στο

σχήμα 3.20 συμβολίζεται με τον αριθμό 3, και έχει διεύθυνση ανατολή-δύση και κλίση περίπου 89° . Στα Ψαχνά φαίνεται να συνυπάρχουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης μαζί με κανονικά ρήγματα. Ο σεισμός της 29^{ης} Αυγούστου του 2010 (Mw 4) (στο σχήμα 3.20 με το νούμερο 6) κοντά στην περιοχή της Μαλεσίνας, δείχνει την ενεργοποίηση ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης, με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, το οποίο βυθίζεται προς την πλευρά της Εύβοιας με κλίση σχεδόν κατακόρυφη (~ 86). Το γεγονός αυτό ερμηνεύεται με την άποψη πως ο βόρειος Ευβοϊκός κόλπος είναι μια ασύμμετρη λεκάνη, η οποία έχει πολλές ομοιότητες με τον Κορινθιακό κόλπο, και χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, με διεύθυνση παράλληλη προς της ακτές της Εύβοιας, στο ΒΑ περιθώριο και προς τις ακτές της ηπειρωτικής Ελλάδας στο ΝΔ περιθώριο (Kiritzi, 2002).

Πίνακας 3.9 Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης των σεισμών που υπολογίστηκαν με την μέθοδο της αντιστροφής των κυμάτων χώρου στην περιοχή της Εύβοιας για το χρονικό διάστημα Νοέμβρης 2009-Μάης 2011. Με Q συμβολίζεται η ποιότητα του μηχανισμού όπως αυτή προκύπτει μετά την αντιστροφή (Q4= πολύ καλή, Q3= καλή, Q2=μέτρια, Q1=κακή).

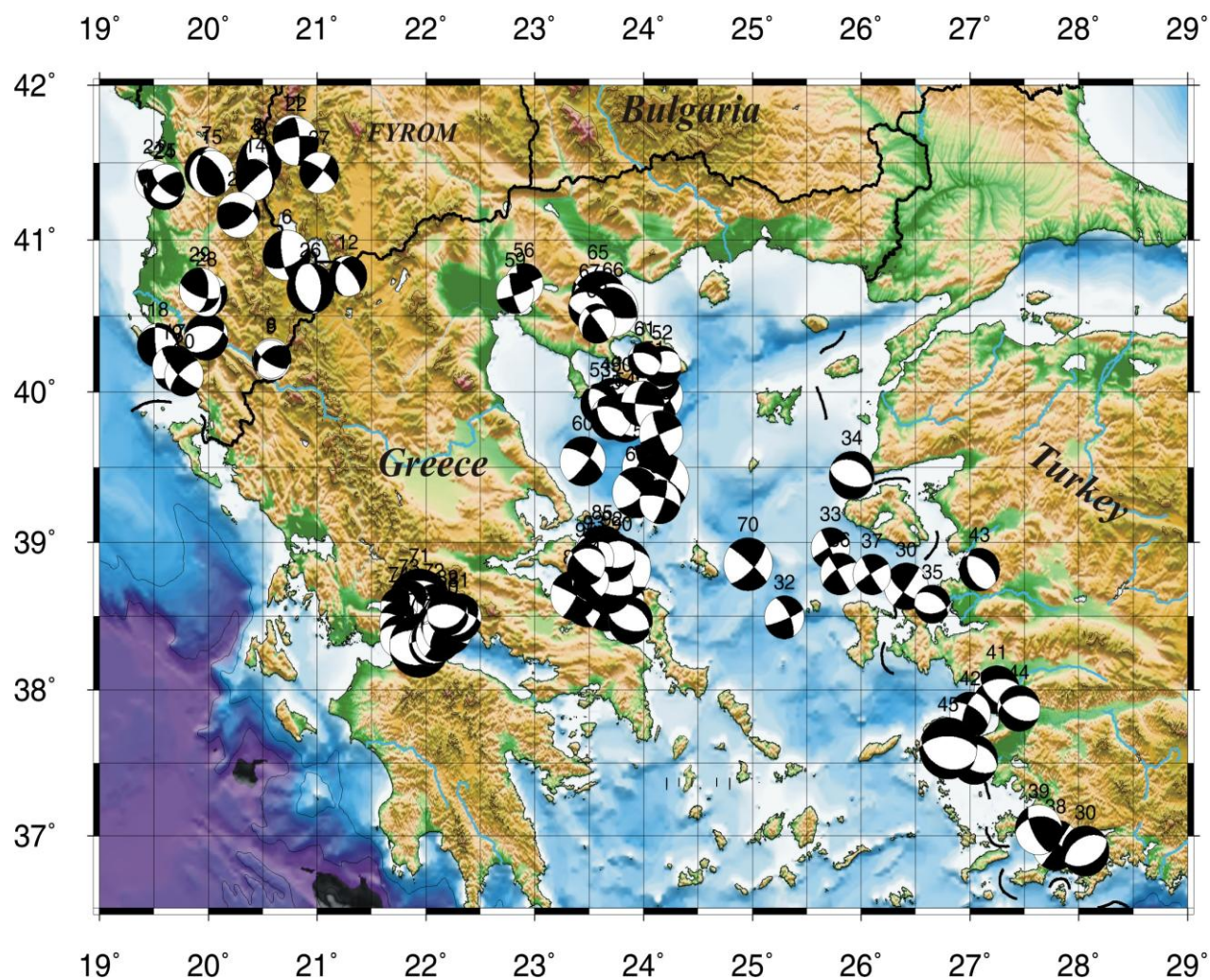
No	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°)B	λ (°)A	Βάθος (km)	M _w	Ορικό Επίπεδο 1			Ορικό Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		CLVD %	VR %	Q
							ξ ₁ (°)	δ ₁ (°)	λ ₁ (°)	ξ ₂ (°)	δ ₂ (°)	λ ₂ (°)	ξ _P (°)	δ _P (°)	ξ _T (°)	δ _T (°)			
1	20091112	7:26:48	38.602	23.485	9	4.2	64	65	-113	289	33	-50	298	63	171	17	5	77	Q3
2	20100207	10:18:10	38.557	23.653	9	3.8	124	88	-4	214	86	-178	79	4	169	1	7	77	Q3
3	20100309	02:55:01	38.857	23.636	10	4.6	132	89	-26	222	64	-179	84	19	180	17	2	88	Q4
4	20100511	07:03:36	38.617	23.802	8	3.8	109	50	-73	264	43	-109	82	77	187	4	6	76	Q3
5	20100512	06:59:22	38.606	23.746	8	3.5	96	55	-92	279	35	-88	359	80	187	10	9	83	Q4
6	20100829	00:51:58	38.641	23.354	11	4	297	86	-11	28	79	-176	252	11	343	5	1	89	Q4
7	20110519	09:05:39	38.47	23.88	7	3.8	303	37	-74	103	55	-102	334	77	201	9	11	74	Q3

Κεφάλαιο 4ο

Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκαν τα χαρακτηριστικά των σεισμών που έγιναν κατά τη διάρκεια των ετών 2009-2011 στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, με μεγέθη $M > 3.0$. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος αντιστροφής κυμάτων χώρων (Dreger, 2003), με δεδομένα από σταθμούς ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων. Μελετήθηκαν τρεις μεγάλες γεωγραφικές περιοχές (Αλβανία, Βόρειο Αιγαίο και Ανατολικό Αιγαίο), μια ακολουθία (Ευπάλιο) και μια σχετικά μικρή περιοχή (Εύβοια). Οι συναρτήσεις Green που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από τη βάση δεδομένων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής και κατασκευάστηκαν με βάση δύο διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων (Novotny et al. ,2001, Karagianni et al. ,2005). Η αναβάθμιση του δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ, πρώτα και κύρια, καθώς και του υπόλοιπου Εθνικού Δικτύου, με σύγχρονα όργανα ευρέος φάσματος, έδωσαν τη δυνατότητα να συλλεχθούν επαρκή δεδομένα που επιτρέπουν έτσι τον καλύτερο υπολογισμό μηχανισμών γένεσης για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο.

Τελικά, στην παρούσα εργασία, υπολογίστηκαν 87 αξιόπιστοι μηχανισμοί γένεσης ($3.0 < M < 5.5$) με αυτή τη μέθοδο (Σχήμα 4.1) για της περιοχές του Βόρειου και Ανατολικού Αιγαίου, την ευρύτερη περιοχή της Αλβανίας, την Εύβοια και την περιοχή του Ευπαλίου στον Κορινθιακό κόλπο.



Σχήμα 4.1 Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία για τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο.

Αποτελέσματα και συμπεράσματα από τη μελέτη των περιοχών του ευρύτερου Ελληνικού χώρου

Αλβανία

Οι μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν σε αυτή την εργασία σε συνδυασμό με παλαιότερες λύσεις μηχανισμών (Kiritzi and Louvari, 2003; Kiritzi et al., 2007; Roumelioti et al., 2011) για την ίδια περιοχή, μπορούν να δώσουν μια καθαρή εικόνα της τεκτονικής της περιοχής.



Σχήμα 4.2 Μηχανισμοί γένεσης για σεισμούς με μέγεθος $M_w > 3.0$ για την ευρύτερη περιοχή της Αλβανίας. Με κόκκινο χρώμα παριστάνονται τα ανάστροφα ρήγματα, με μαύρο χρώμα τα οριζόντια μετατόπισης, με ανοιχτό πράσινο τα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση B-N και με σκούρο πράσινο τα κανονικά ρήγματα με διεύθυνση A-Δ. Με τη διακεκομμένη γραμμή αναπαρίσταται η ζώνη ρηγμάτων Vlorë-Elbasan-Diber (Kiritzi and Dimakis 2011).

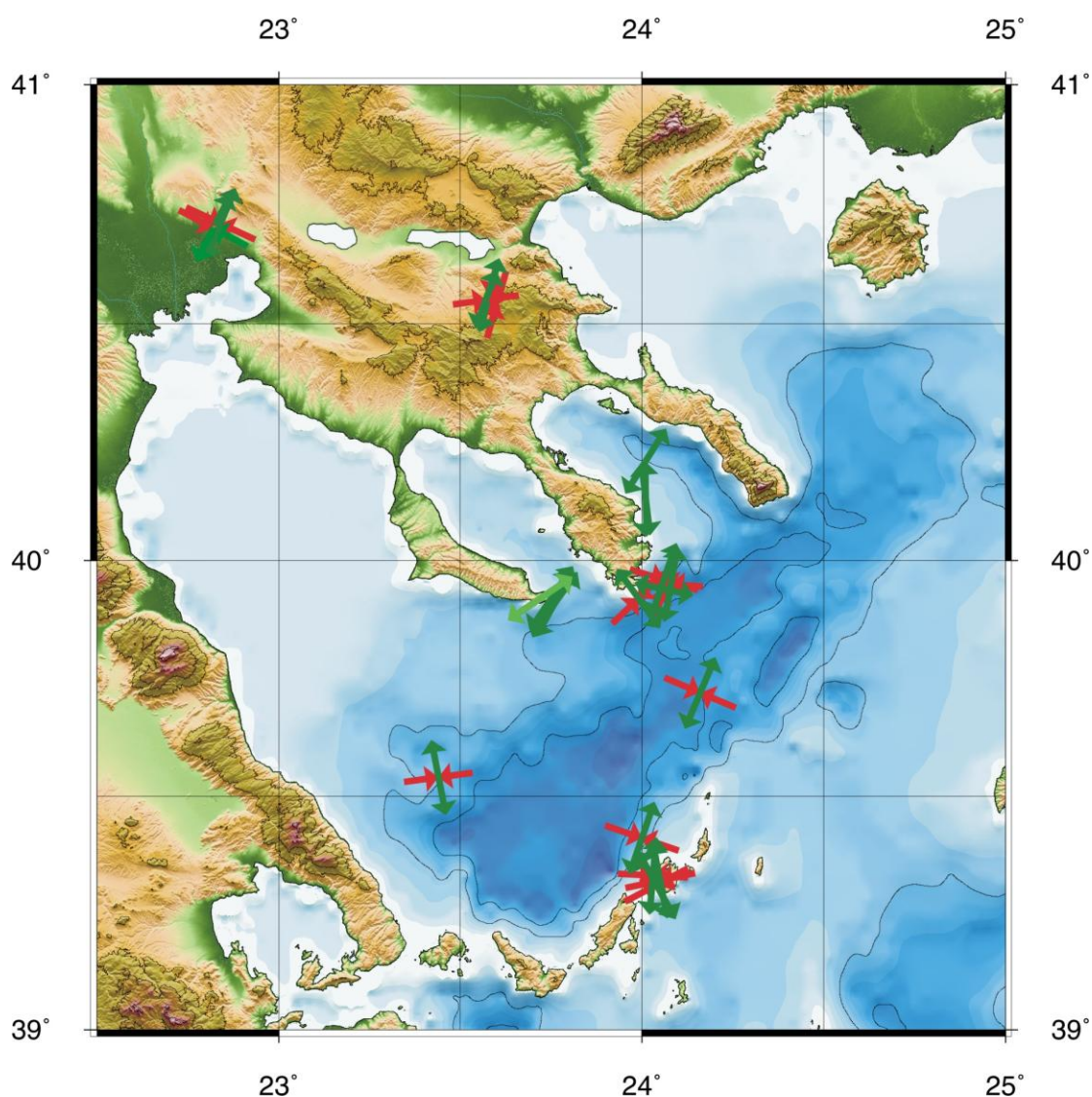
Ξεκινώντας από τα Δυτικά παράλια της Αλβανίας συναντάμε μια ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων παράλληλα με την ακτή με το βάθος τους να μην ξεπερνά τα 30km, με τρία από αυτά να φτάνουν σε βάθος 20-26 km, τα οποία βρίσκονται κοντά στην πόλη των Τυράνων (Σχήμα 4.2, συμβολίζονται με D1, D2, D3). Η κλίση των ανάστροφων ρηγμάτων είναι μικρή, όμως εντοπίστηκαν και μερικά, ειδικά σε πεδιάδες με μικρό υψόμετρο, τα οποία είχαν μεγάλη κλίση. Στη συνέχεια έχουμε παράλληλα με τα γεωγραφικά σύνορα της Αλβανίας με τη FYROM μια ζώνη με κανονικά ρήγματα, με διεύθυνση B-N, τα οποία όταν καταλήγουν στον ελληνικό χώρο, αποκτούν διεύθυνση Α-Δ. Υπάρχουν ακόμα και μερικά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και αυτά εντοπίζονται κυρίως στην ζώνη ρηγμάτων Vlora-Elbasan-Diber. Η ζώνη αυτή είναι πολύ ενεργή και αποτελεί «σεισμική απειλή» για τις γειτονικές περιοχές.

Η χρήση της μεθόδου αντιστροφής των κυμάτων χώρου έδωσε πολύ καλά αποτελέσματα για το χώρο της Αλβανίας. Το μοντέλο των ταχυτήτων των Novotny et al. (2001), που χρησιμοποιήθηκε, φαίνεται πως ερμηνεύει ικανοποιητικά τις εδαφικές κινήσεις που καταγράφονται. Η αξιμουθιακή κάλυψη ωστόσο των επικέντρων της περιοχής εμφανίζει ορισμένες αδυναμίες. Αυτό συμβαίνει ειδικά όταν το επίκεντρο βρίσκεται κοντά στα δυτικά παράλια της Αλβανίας, όπου το παρόν δίκτυο δεν προσφέρει κάλυψη. (Ο κοντινότερος σταθμός βρίσκεται στην Ιταλία, TIP (Timpagrande)). Το γεγονός αυτό καθιστά δύσκολο τον υπολογισμό μηχανισμών γένεσης για σεισμούς που το μέγεθός τους είναι $M_w < 3.5$.

Βόρειο Αιγαίο

Τα αποτελέσματα από τη μελέτη της περιοχής, επιβεβαιώνουν τις μέχρι τώρα παρατηρήσεις που έχουν γίνει για το χώρο του Βόρειου Αιγαίου.

Διακρίναμε την παράλληλη ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, στο θαλάσσιο χώρο κοντά στις ακτές της Κασσάνδρας και της Σιθωνίας, γεγονός που εξηγείται από την ύπαρξη των λεκανών διάνοιξης που βρίσκονται στο χώρο αυτό.



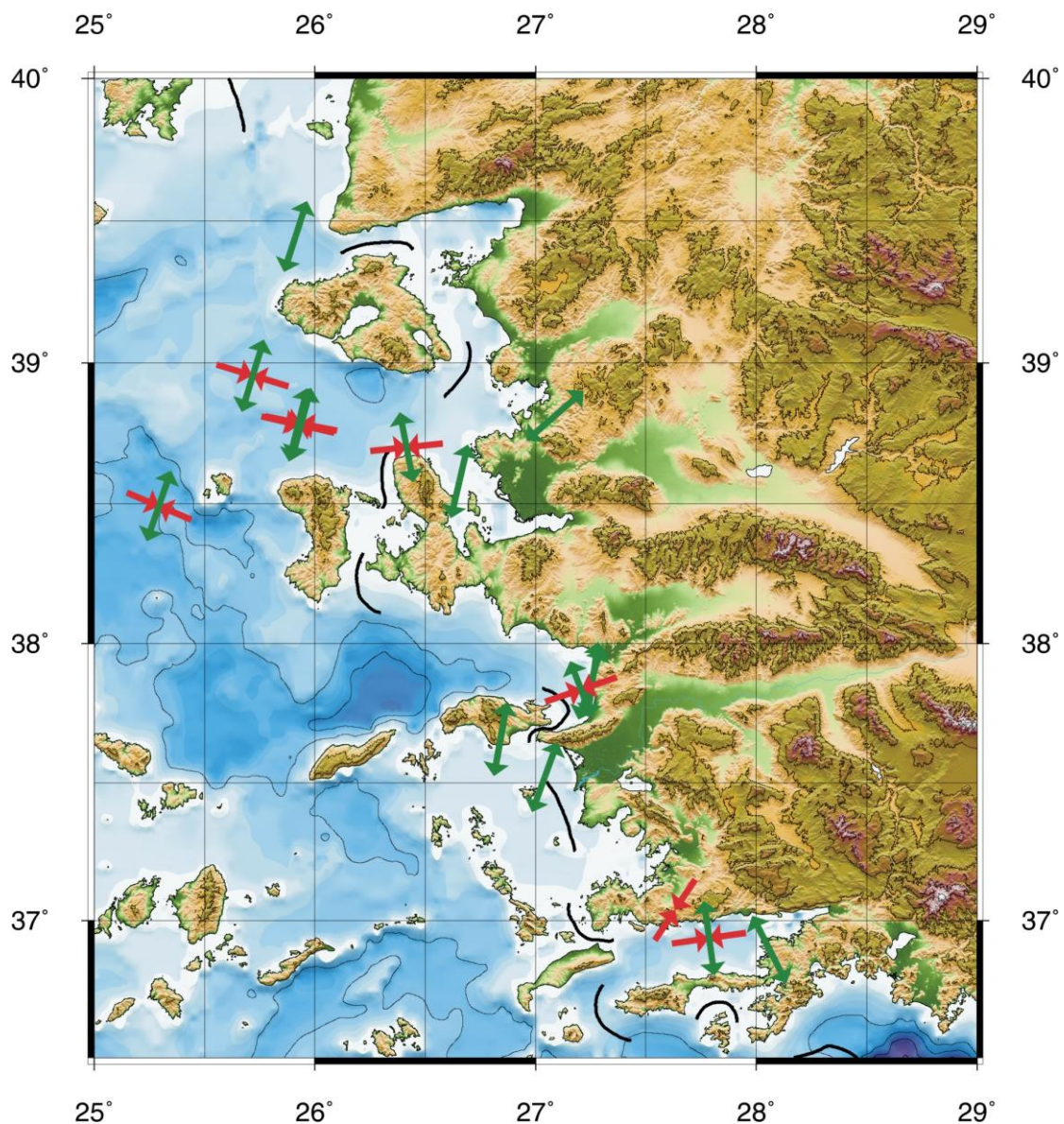
Σχήμα 4.3 Άξονες μέγιστου εφελκυσμού (*T*) και μέγιστης συμπίεσης (*P*) για τους σεισμούς της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου.

Σημαντική είναι και η ενεργοποίηση των κανονικών ρηγμάτων στην περιοχή της Αρναίας με διεύθυνση ανατολή –δύση και κλίση περίπου 70° , η οποία οφείλεται στην τάση εφελκυσμού που επικρατεί στην περιοχή με διεύθυνση βορρά-νότου. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης για τους σεισμούς που έγιναν στο θαλάσσιο χώρο βόρεια της Αλοννήσου, δείχνουν πως η περιοχή των Σποράδων είναι περιοχή τερματισμού της επιρροής του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Ανατολίας.

Η μέθοδος αντιστροφής των κυμάτων χώρου που χρησιμοποιήθηκε και για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης, έδωσε αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα. Σε αυτό συνέβαλε και η καλή αξιμουθιακή κάλυψη γύρω από τα επίκεντρα των σταθμών, με αρκετούς σταθμούς του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων. Τα δύο μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν, ανάλογα με την περιοχή που θεωρήθηκε, έδειξαν πως ερμηνεύουν ικανοποιητικά τις εδαφικές κινήσεις που καταγράφονται στην περιοχή αυτή. Έτσι για τους σεισμούς που είχαν επίκεντρο την Χαλκιδική και το θαλάσσιο χώρο κοντά στην Κασσάνδρα, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο των Novotny et al. (2001) με πολύ καλά αποτελέσματα, ενώ για τους σεισμούς του θαλάσσιου χώρου κοντά στη Σιθωνία και στις Σποράδες, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο των Karagianni et al. (2005).

Ανατολικό Αιγαίο

Η περιοχή που μελετήσαμε τοποθετείται σε μια μεταβατική ζώνη ανάμεσα στην πλάκα της Ανατολίας και την μικροπλάκα του Αιγαίου. Βρίσκεται δυτικά των εφελκυστικών συστημάτων των κοιλάδων της Δ.Τουρκίας που περιλαμβάνουν κανονικά ρήγματα, πολύ εμφανή στη μορφολογία, τα οποία έχουν παράταξη ~Α-Δ. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης έδειξαν ενεργοποίηση κυρίως ΑΒΑ-ΔΝΔ δομών.



Σχήμα 4.4 Άξονες μέγιστου έφελκυσμού (T) και μέγιστης συμπίεσης (P) για τους σεισμούς που μελετήθηκαν στο χώρο του Ανατολικού Αιγαίου.

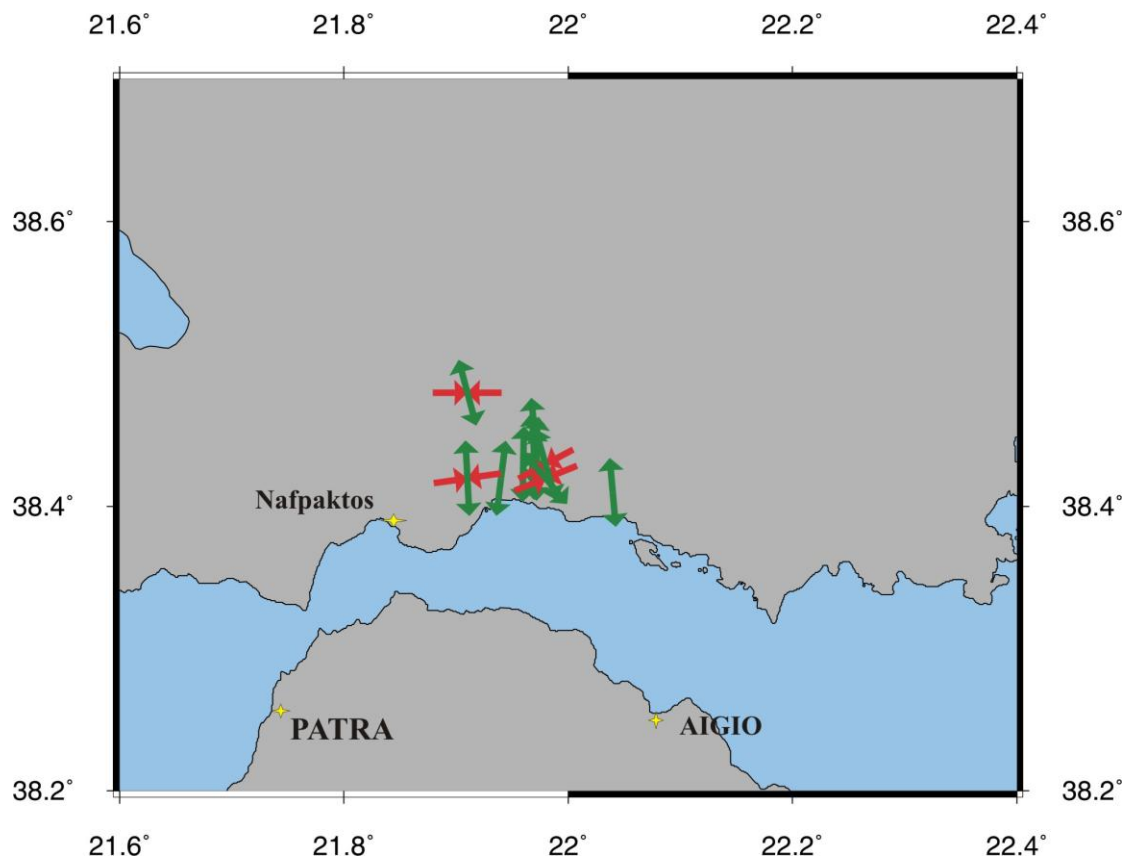
Η κατανομή των μηχανισμών γένεσης των σεισμών δείχνει ενεργοποίηση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στο θαλάσσιο τμήμα μεταξύ Λέσβου και Χίου με τιμές για τον P- άξονα $N100\pm10^\circ$ E και τιμή για τον T-άξονα $N200\pm20^\circ$ E, σε συμφωνία με το γενικότερο πεδίο των τάσεων στην περιοχή. Ενώ στα παράλια της Μ. Ασίας φαίνεται η ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση ανατολή-δύση.

Η εφαρμογή της μεθόδου της αντιστροφής των κυμάτων χώρου στην περιοχή έδωσε αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα. Πρόβλημα συναντήσαμε στην αξιμουθιακή κάλυψη των σεισμών γύρω από το επίκεντρό τους. Από την πλευρά της Τουρκίας ο μόνος σταθμός για τον οποίο διαθέταμε δεδομένα ήταν ο ISP (Isparta, Lat: 37.84- Lo: 30.50), ο οποίος βρίσκεται σε πολύ μεγάλη απόσταση από τα παράλια της Μ. Ασίας, γεγονός που καθιστά αδύνατη την χρήση δεδομένων από αυτών όταν ο σεισμός έχει μέγεθος $M < 3.9$. Το μοντέλο ταχυτήτων των Novotny et al. (2001) έδωσε καλύτερα αποτελέσματα για τους σεισμούς που μελετήθηκαν και είχαν επίκεντρο νότια από τις 38° . Αντίθετα το μοντέλο των Karagianni et al. (2005) έδωσε καλύτερα αποτελέσματα για τους σεισμούς που είχαν επίκεντρο βόρεια από τις 38° .

Ακολουθία του σεισμού του Ευπαλίου (Mw 5.2) στις 18 Ιανουαρίου 2010

Στην συγκεκριμένη ακολουθία από την μελέτη των μηχανισμών των δύο κύριων σεισμών και τον υπόλοιπων σεισμών της ακολουθίας, φαίνεται η ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων, στην περιοχή γύρω από το χωριό Ευπάλιο. Παρατηρήθηκε επίσης πως ο κύριος σεισμός (Mw 5.3, 18 Ιανουαρίου 2010, GMT:15:56:09) δεν είχε σχεδόν καθόλου μετασεισμούς κοντά στο επίκεντρό του. Οι μετασεισμοί εντοπίζονται κατά κύριο λόγο 5 km περίπου από το αρχικό επίκεντρο. Το επίκεντρο του δεύτερου κύριου σεισμού (Mw 5.2, 22 Ιανουαρίου 2010, GMT:00:46:56) εντοπίζεται και αυτό ανατολικά του πρώτου σεισμού. Και οι δύο κύριοι σεισμοί έχουν διεύθυνση ανατολή-δύση. Σύμφωνα με την εργασία των Sokos et al. (2012) ο πρώτος σεισμός φαίνεται να σχετίζεται με ένα ρήγμα που κλίνει προς το νότο ενώ ο δεύτερος σεισμός φαίνεται να σχετίζεται με ένα ρήγμα που κλίνει προς το βορρά.

Τα βάθη των σεισμών της ακολουθίας είναι από 4 km έως 10 km, γεγονός που δείχνει πως το ανώτερο τμήμα των ρηγμάτων δεν είχε κίνηση.



Σχήμα 4.5 Άξονες μέγιστου εφελκυσμού (T) και μέγιστης συμπίεσης (P) για τους σεισμούς της ακολουθίας του Ευπαλίου

Η κατανομή των μηχανισμών γένεσης των σεισμών δείχνει ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων στην ακολουθία του Ευπαλίου με τιμές για τον P- άξονα $N220\pm30^\circ E$ και τιμή για τον T-άξονα $N350\pm15^\circ E$, σε συμφωνία με το γενικότερο πεδίο των τάσεων στην περιοχή.

Ένα άλλο χαρακτηριστικό της ακολουθίας είναι το σχετικά ψηλό CLVD στην εστία, το οποίο σε όλες τις περιπτώσεις (εκτός από δύο), είναι σταθερά πάνω από 12%. Το συγκεκριμένο γνώρισμα εμφανίζεται σε περιοχές όπου εξαιτίας της πολύπλοκης δομής και του μοντέλου ταχυτήτων δεν εξάγονται ικανοποιητικά αποτελέσματα. Στην εργασία των Zahradnik et al. (2007) μελετάται σε λεπτομέρεια το φαινόμενο των υψηλών ποσοστών CLVD στην εστία των σεισμών και παρουσιάζονται παραδείγματα από σεισμούς της ευρύτερης περιοχής της Πελοποννήσου. Μια παρατήρηση που πρέπει

να αναφερθεί είναι πως στον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης η αξιμουθιακή κάλυψη των σταθμών από τα νοτιοδυτικά δεν ήταν επαρκής, ειδικά για τους σεισμούς της ακολουθίας για μεγέθη $M_w < 3.8$.

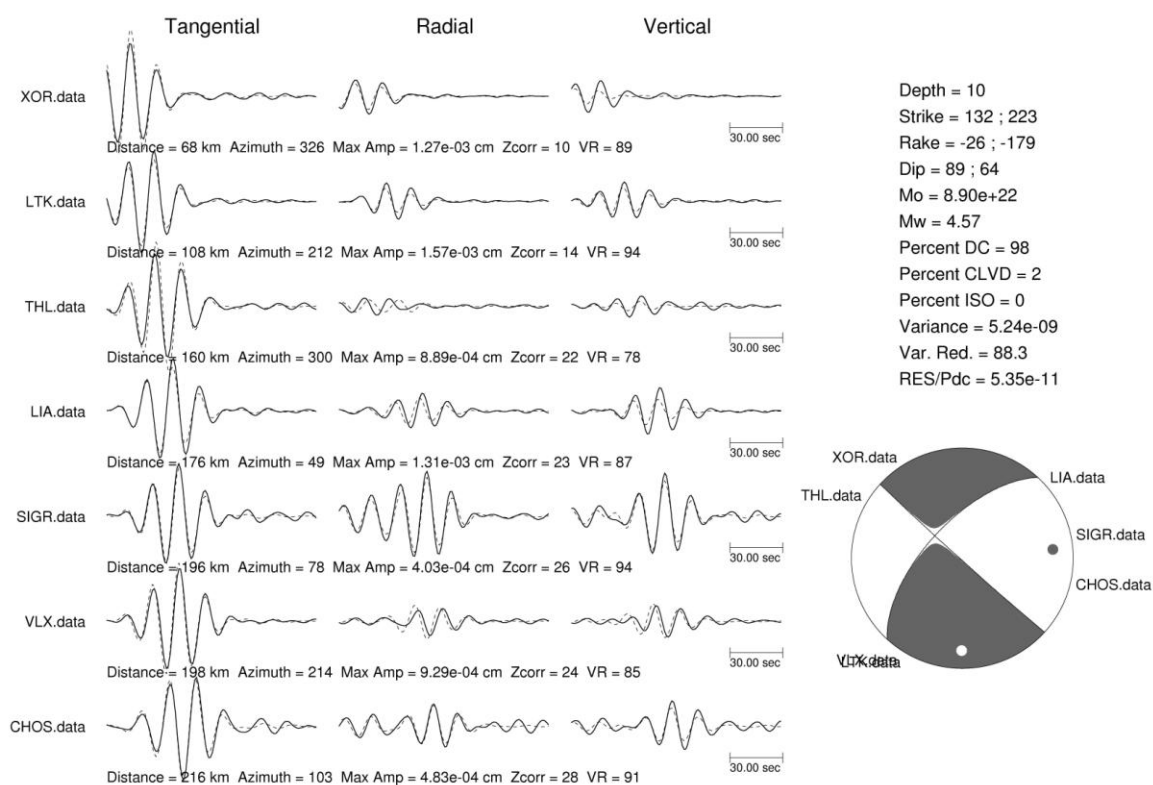
Εύβοια

Κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Εύβοιας τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης μετατρέπονται σταδιακά σε κανονικά ρήγματα στην ενδοχώρα και το όριο στο οποίο πραγματοποιείται αυτή η μετατροπή δεν είναι πλήρως καθορισμένο, αλλά πρόκειται για μια μεταβατική ζώνη. Για το λόγο αυτό είναι ιδιαίτερης σημασίας η μελέτη της συγκεκριμένης περιοχής.

Η μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών της περιοχής έδειξε ότι ενεργοποιήθηκε στην περιοχή του Μαντουδίου μια δομή οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση περίπου Α-Δ και σχεδόν κατακόρυφη κλίση με τις ακτές της περιοχής, σε κοντινή απόσταση από το επίκεντρο του μεγάλου σεισμού στις 14 Οκτώβρη 2008, γεγονός αυτό μαζί με προηγούμενα αποτελέσματα μηχανισμών γένεσης (Kiritzi and Roumelioti, 2008) για την περιοχή, επιβεβαιώνουν την ύπαρξη δομών οριζόντιας μετατόπισης στο βορειοανατολικό τμήμα της Εύβοιας το οποίο συνορεύει με την κατάληξη του βόρειου κλάδου του ρήγματος της Ανατολίας.

Φάνηκε επιπλέον ύπαρξη μικρής δομής κανονικής μετατόπισης στα περιθώρια της λεκάνης του βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, με διεύθυνση Ανατολή-δύση, παράλληλη με τις ακτές στην περιοχή των Ψαχνών Ευβοίας. Γεγονός που έρχεται να επιβεβαιώσει προηγούμενες μελέτες (Kiritzi, 2002, Benetatos, 2007).

Χαρακτηριστικό στην μελέτη αυτής της περιοχής ήταν οι πολύ καλές καταγραφές που είχαν οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης, και αυτό αποτυπώνεται στα πολύ υψηλά VR% που εμφανίζουν οι περισσότεροι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν (σχήμα 4.6).



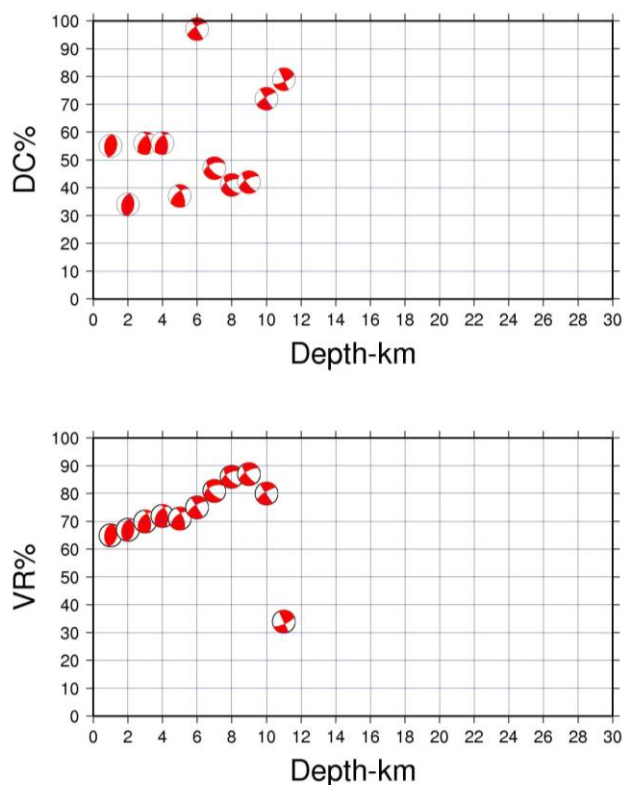
Σχήμα 4.6 Αποτέλεσμα της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής για το σεισμό της 9^{ης} Μαρτίου 2010 στο Μαντούδι Εύβοιας. Με τη συνεχή γραμμή παρουσιάζονται οι πραγματικές κυματομορφές ενώ με τη διακεκομμένη οι συνθετικές καταγραφές. Κάτω από κάθε καταγραφή υπάρχουν τα στοιχεία για κάθε σταθμό (απόσταση από την εστία, αζιμούθιο, VR%). Στο δεξί τμήμα παρουσιάζονται τα στοιχεία του μηχανισμού γένεσης και πάνω στον μηχανισμό εμφανίζεται η θέση κάθε σταθμού σε σχέση με την εστία.

Από τις παραμέτρους των μηχανισμών γένεσης αξίζει να σημειωθεί η σχεδόν κατακόρυφη κλίση ($\sim 87^\circ$) των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που έχουν, ενώ αξιοσημείωτο είναι και το βάθος των εστιών που εντοπίζεται στα $\sim 10\text{km}$ για όλους τους σεισμούς που μελετήθηκαν.

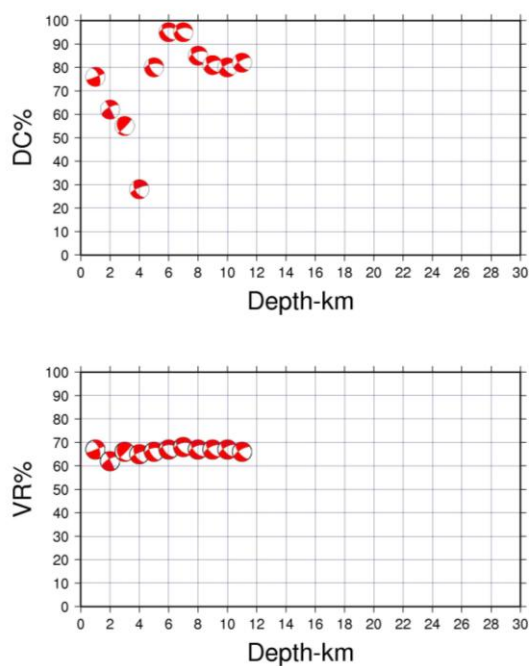
Αξιοπιστία των μοντέλων ταχυτήτων

Η μέθοδος αντιστροφής των κυμάτων χώρου (Dreger, 2003) για τον υπολογισμό μηχανισμών γένεσης που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Στις περιοχές που επικεντρώθηκε η έρευνα προέκυψε η ανάγκη αξιόλογου μοντέλου ταχυτήτων για τον υπολογισμό των μηχανισμών γένεσης. Το μοντέλο των Novotny et al. (2001) αποδείχθηκε κατάλληλο για τη μελέτη της σεισμικής εστίας σχεδόν σε όλο των ευρύτερο Ελληνικό χώρο. Στην περιοχή όμως του Βορείου και του Ανατολικού Αιγαίου τα αποτελέσματα με το μοντέλο αυτό δεν ήταν τόσο ικανοποιητικά σε ορισμένες περιπτώσεις. Σε αυτές τις περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο των Karagianni et al. (2005), το οποίο έδωσε καλύτερα αποτελέσματα. Στις περισσότερες όμως περιπτώσεις τα αποτελέσματα ήταν και για τα δύο μοντέλα ταχυτήτων εξίσου ικανοποιητικά. Στα σχήματα 4.7α και 4.7β φαίνεται η διαφορά που είχαν τα δύο μοντέλα για τον ίδιο σεισμό. Πρόκειται για το σεισμό (Mw 3.5) που σημειώθηκε στις 12 Μαΐου 2010 (GMT: 09:41:22), στο θαλάσσιο χώρο βόρεια της Χίου. Χρησιμοποιήθηκαν και τα δύο μοντέλα ταχυτήτων για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης και τα αποτελέσματα τους έδειξαν πως το μοντέλο ταχυτήτων των Karagianni et al. (2005) δίνει καλύτερα αποτελέσματα. Συμπερασματικά, το μοντέλο των Novotny et al. (2001) χρησιμοποιήθηκε για τους περισσότερους υπολογισμούς μηχανισμών γένεσης με πολύ καλά αποτελέσματα σε όλες τις περιοχές. Το μοντέλο των Karagianni et al. (2005) χρησιμοποιήθηκε σε αρκετές περιπτώσεις, στις περιοχές του βόρειου και ανατολικού Αιγαίου και είχε καλύτερα αποτελέσματα από το μοντέλο των Novotny et al. (2001), για σεισμούς που το μέγεθός τους ήταν $M_w < 4$.

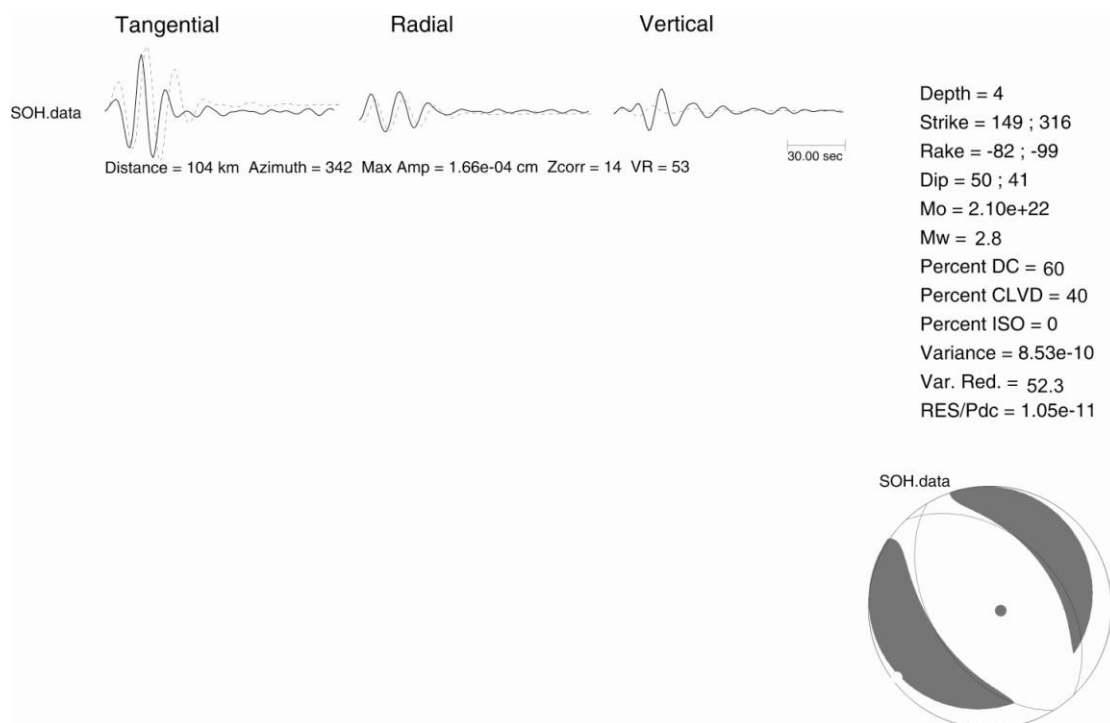


Σχήμα 4.7α Δοκιμές αντιστροφής του ταχυστή σεισμικής ροπής με τη χρήση του μοντέλου ταχυτήτων των Karagianni et al. (2005) για διαφορετικά βάθη για το σεισμό (M_w 3.5) της 12^{ης} Μαΐου του 2010 στην βόρεια Χίο.



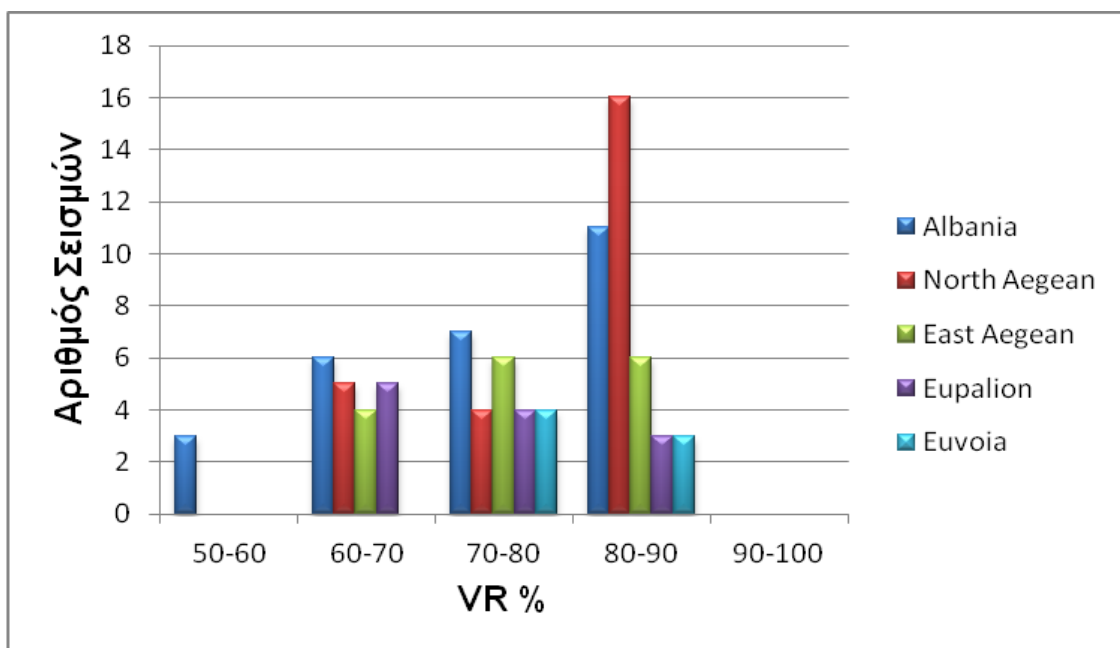
Σχήμα 4.7β Δοκιμές αντιστροφής του ταχυστή σεισμικής ροπής με τη χρήση του μοντέλου ταχυτήτων των Ntonny et al. (2001) για διαφορετικά βάθη για το σεισμό (M_w 3.5) της 12^{ης} Μαΐου του 2010 στην βόρεια Χίο.

Στη διάρκεια της μελέτης έγινε προσπάθεια να υπολογιστούν με την μέθοδο της αντιστροφής και σεισμοί με μέγεθος $M < 3.0$, ειδικά κοντά στα αστικά κέντρα των περιοχών που επιλέξαμε. Σε πολλές περιπτώσεις αζιμουθιακή κάλυψη γύρω από το επίκεντρο του σεισμού δεν ήταν επαρκής με αποτέλεσμα να χρησιμοποιούνται ένας (1) με δύο (2) σταθμοί. Στα δεδομένα αυτά επιπλέον από αυτούς τους σταθμούς ο λόγος του σήματος προς το θόρυβο δεν ήταν σε ικανοποιητικά επίπεδα. Μια άλλη παράμετρος είναι πως ενδεχομένως τα διαθέσιμα μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιήσαμε δεν ερμηνεύουν ικανοποιητικά τις εδαφικές κινήσεις που καταγράφονται.

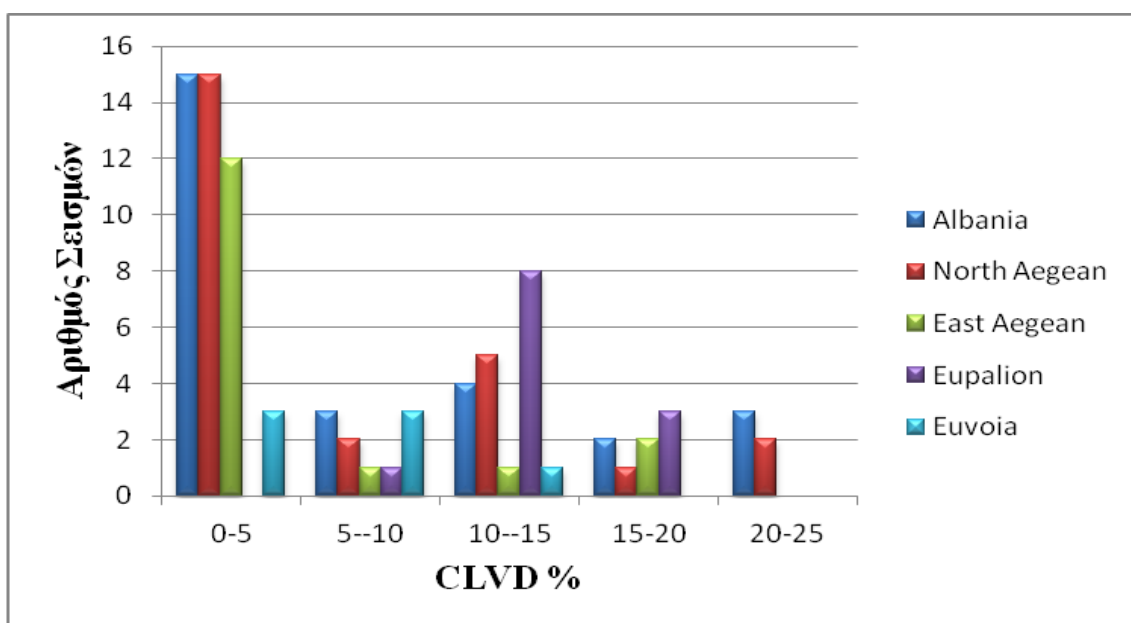


Σχήμα 4.8 Λύση μηχανισμού γένεσης για σεισμό με μέγεθος $M < 3.0$, με τη χρήση ενός μόνο σταθμού.

Στο σχήμα (4.8) φαίνεται η λύση του μηχανισμού γένεσης για σεισμό που έγινε κοντά στην στις ακτές της Χερσονήσου του Άθω και ο οποίος είχε μέγεθος $M_w = 2.8$. Η καλύτερη δυνατή καταγραφή έγινε από το σταθμό του Σοχού (SOH). Η ταύτιση των πραγματικών και συνθετικών κυματομορφών είναι επαρκής, αλλά στη γενική λύση καταγράφεται η χαμηλή τιμή της συνάρτησης διακύμανσης (VR) και της εφαρμογής διπλού ζεύγους δυνάμεων (DC) στην εστία.



Σχήμα 4.9 Κατανομή της τιμής τη συνάρτησης VR στο σύνολο των δεδομένων, ανά περιοχή μελέτης.



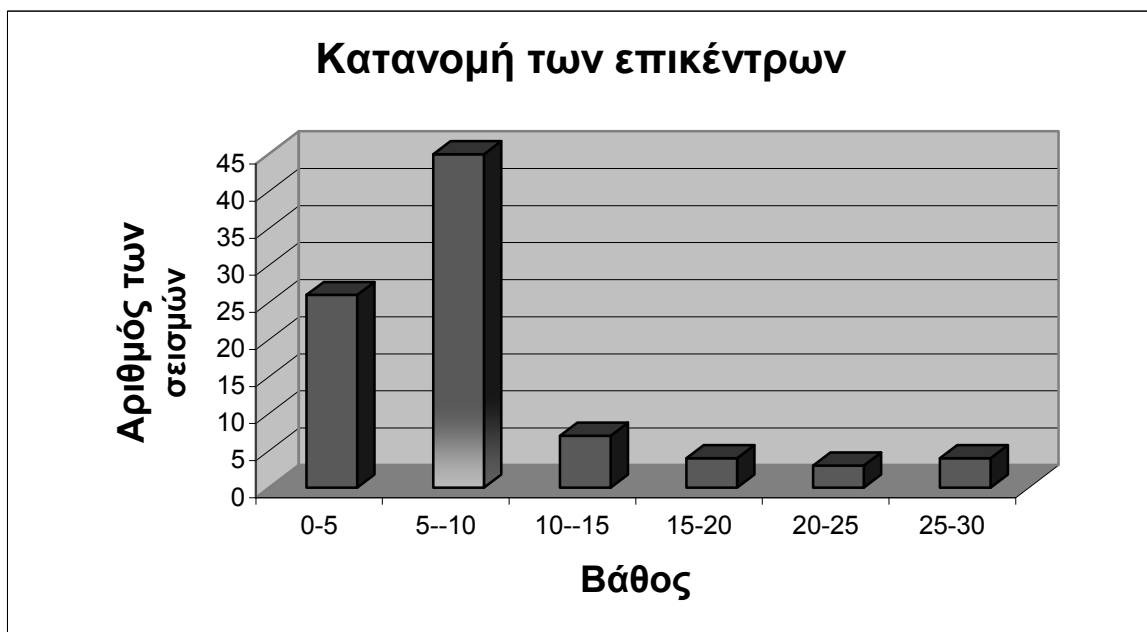
Σχήμα 4.10 Κατανομή του ποσοστού CLVD στο σύνολο των δεδομένων, ανά περιοχή μελέτης

Στο σύνολο των αποτελεσμάτων (σχήμα 4.9 και 4.10) φαίνεται πως η τιμή της συνάρτησης VR και η εφαρμογή διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία, σε γενικές γραμμές είναι υψηλή. Το γεγονός αυτό δείχνει πως υπήρχε ικανοποιητική αξιμουθιακή κάλυψη από τους σταθμούς που επιλέχθηκαν να χρησιμοποιηθούν στην κάθε περιοχή. Επιπλέον συμπεραίνουμε πως το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε στους περισσότερους

σεισμούς ερμήνευε ικανοποιητικά τις κατά περίπτωση εδαφικές κινήσεις. Στην περιοχή της Αλβανίας εντοπίζονται οι περισσότεροι σεισμοί (3) με τα πιο χαμηλά ποσοστά VR και αντίστοιχα υψηλά ποσοστά CLVD, και αυτό εξηγείται από το γεγονός πως αυτοί οι σεισμοί ήταν μικρού μεγέθους και οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν ήταν από ένας έως δύο, δηλαδή δεν υπήρχε επαρκής αζιμουθιακή κάλυψη. Φαίνεται, τέλος, πως για την περίπτωση της ακολουθίας του Ευπαλίου, εμφανίζονται τα μεγαλύτερα ποσοστά CLVD, που έχουν να κάνουν πιθανώς με την πολυπλοκότητα της δομής της περιοχής και του μοντέλου το οποίο χρησιμοποιήθηκε.

Γενικά συμπεράσματα

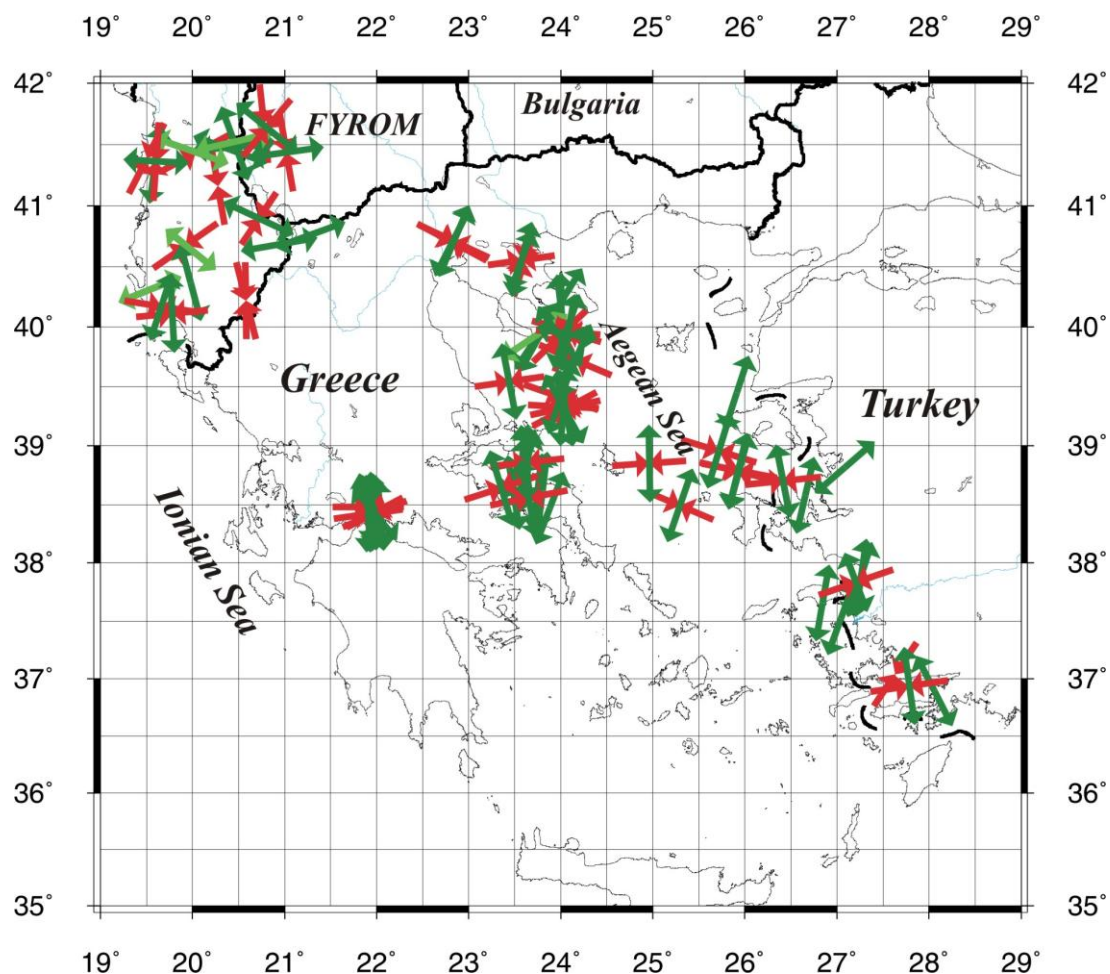
Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης έγινε προσπάθεια να μελετηθούν περιοχές του ευρύτερου Ελληνικού χώρου που παρουσιάζουν ενδιαφέρον τόσο για την έντονη σεισμική δραστηριότητα τους όσο και για τα χαρακτηριστικά της ενεργού παραμόρφωσης. Υπολογίστηκαν 87 μηχανισμοί γένεσης χρησιμοποιώντας δεδομένα των σταθμών ευρέος φάσματος του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων.



Σχήμα 4.11 Κατανομή των επικέντρων για το σύνολο των μηχανισμών γένεσης που υπολογίστηκαν σε αυτή την εργασία.

Από τους μηχανισμούς γένεσης που προσδιορίστηκαν σε αυτή την εργασία, τα βάθη των εστιών που έχουν υπολογιστεί με την μέθοδο αντιστροφής των κυμάτων

χώρου κυμαίνονται από 2 km έως 16 km για το Ελληνικό χώρο, ενώ για το χώρο της Αλβανίας από 4 km έως 26km (σχήμα 4.11). Το συμπέρασμα είναι πως στο ανώτερο τμήμα του φλοιού παρατηρούνται οι περισσότεροι σεισμοί, ενώ στο κατώτερο φλοιό δεν έχουμε πολλούς. Επιβεβαιώνεται έτσι το συμπέρασμα πως το πάχος του σεισμογόνου στρώματος στον ελληνικό χώρο είναι της τάξης των 10-15 km (Καρακώστας, 1988).



Σχήμα 4.12 Άξονες μέγιστου εφελκυσμού (T) και μέγιστης συμπίεσης (P) για τους σεισμούς ($3.0 < M < 5.5$) και βάθη $h < 30\text{km}$, που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία.

Όπως φαίνεται από τους κύριους άξονες των τάσεων (σχήμα 4.12), η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων οριοθετεί το όριο ηπειρωτικής σύγκλισης Απουλίας-Ευρασίας. Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης κυριαρχούν στο χώρο του Αιγαίου, ξεκινώντας

από τη Χαλκιδική έως την Σάμο. Διακρίνεται επίσης η μεταβατική ζώνη όπου τερματίζει ο Βόρειος κλάδος του ρήγματος της Ανατολίας συναντώντας τη ζώνη ρηγμάτων της Κεντρικής Ελλάδας στην περιοχή της Εύβοιας και των Σποράδων.

Συνοψίζοντας θα λέγαμε πως η τεκτονική εικόνα της ευρύτερης περιοχής του Ελληνικού χώρου διαμορφώνεται σε σημαντικό βαθμό από την κατάδυση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από το Ν. Αιγαίο και από την είσοδο των κλάδων του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας. Σημαντικό στοιχείο είναι ο εφελκυσμός διεύθυνσης B-N, που έχει ως αποτέλεσμα η παραμόρφωση να εκλύεται ως διάρρηξη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική κανονική συνιστώσα ή διάρρηξη κανονικών ρηγμάτων με σημαντική συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι

Πίνακας 1 Πληροφορίες και συντεταγμένες για τους σταθμούς του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών (NOA).

α/α	Σταθμός	Περιοχή	Latitude	Longitude	Υψόμετρο	Μοντέλο
1	ANKY	Antikythira	35.8670	23.3012	141	CMG-3ESP/60sec
2	APE	Apeiranthos, Naxos	37.0727	25.5230	608	STS-2
3	ARG	Archangelos, Rhodes	36.2136	28.1212	148	Le3D/20sec
4	ATH	Athens	37.9738	23.7176	93	STS-2
5	EVR	Karpenissi, Evritania	38.9165	21.8105	1037	CMG-3ESP/60sec
6	GVD	Gavdhos	34.8391	24.0874	180	STS-2/N
7	IACM	Heraklio	35.3058	25.0709	45	STS-2/N
8	IMMV	Varypetro, Chania	35.4606	23.9811	230	STS-2/N
9	ITM	Ithomi, Messinia	37.1787	21.9252	423	Le3D/20sec
10	JAN	Ioannina	39.6561	20.8487	526	CMG-3ESP/60sec
11	KARP	Karpathos	35.5471	27.1610	524	STS-2
12	KEK	Kerkira	39.7127	19.7962	227	STS-2
13	KLV	Kalavryta	38.0437	22.1504	758	STS-2
14	KSL	Kastellorizo	36.1503	29.5856	64	CMG-3ESP/60sec
15	KYTH	Kythira	36.2800	23.0360	458	Le3D/20sec
16	KZN	Kozani	40.3033	21.7821	791	STS-2

17	LAST	Lasithi	35.1611	25.4786	870	STS-2/N
18	LIA	Limnos	39.8973	25.1806	67	CMG-3ESP/60sec
19	LKR	Atalanti, Lokrida	38.6496	22.9989	185	CMG-40T/30sec
20	MHLO	Milos	36.6898	24.4017	175	Le3D/20sec
21	NEO	Neochori, Volos	39.3056	23.2218	510	KS2000
22	NISR	Nissiros	36.6106	27.1309	48	CMG-40T/30sec
23	NPS	Neapoli, Crete	35.2613	25.6103	288	TRILLIUM 120P
24	NVR	Nevrokopi	41.3484	23.8651	627	CMG-3ESP/60sec
25	PLG	Poligiros, Chalkidiki	40.3714	23.4439	590	Le3D/20sec
26	PRK	Agia Paraskevi, Lesvos	39.2457	26.2650	130	STS-2
27	PTL	Penteli, Attiki	38.0473	23.8638	500	KS2000
28	RDO	Gratini, Rodopi	41.1450	25.5355	116	CMG-3ESP/60sec
29	RLS	Riolos, Achaia	38.0558	21.4647	97	Le3D/20sec
30	SANT	Santorini	36.3710	25.4590	540	STS-2/N
31	SIVA	Sivas	35.0178	24.8120	95	STS-2/N
32	SMG	Samos	37.7042	26.8377	348	TRILLIUM 120P
33	SMTH	Samothraki	40.4709	25.5304	365	CMG-3ESP/60sec

34	THL	Thessalia	39.5647	22.0145	86	STS-2
35	VAM	Vamos, Crete	35.4070	24.1997	225	Le3D/20sec
36	VLI	Velies, Lakonia	36.7180	22.9468	220	CMG- 3ESP/60sec
37	VLS	Valsamata, Kefalonia	38.1768	20.5886	402	Le3D/20sec
38	VLV	Voula, Attiki	37.8524	23.7942	256	KS2000
39	ZKR	Zakros	35.1147	26.2170	270	STS-2/N

Πίνακας 2 Πληροφορίες και συντεταγμένες για τους σταθμούς του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών (ΗΑ).

α/α	Σταθμός	Περιοχή	Latitude	Longitude	Υψόμετρο	Μοντέλο
1	ACOR	Acrocorinthos	37.8890	22.8692	437	CMG-40T/30sec
2	ATAL	Atalanti	38.6926	23.0213	290	CMG-40T/30sec
3	ATHU	Athens University	37.9665	23.7845	308	CMG-40T/30sec
4	AXAR	Ag. Haralambos	38.7664	22.6590	406	CMG-40T/30sec
5	DESF	Desfina	38.4127	22.5321	750	CMG-40T/30sec
6	DIDY	Didyma	37.4765	23.2118	1036	CMG-3ESP/60sec
7	EREA	Eretria	38.4199	23.9318	475	CMG-40T/30sec
8	FYTO	Fytoko	39.4086	22.9396	192	CMG-40T/30sec
9	KALE	Kalithea	38.3911	22.1398	760	CMG-40T/60sec
10	KARY	Karystos	38.0321	24.4370	220	CMG-40T/30sec
11	LAKA	Lakka	38.2401	21.9785	505	CMG-3T/120sec
12	LOUT	Loutraki	37.9879	22.9743	307	CMG-40T/30sec
13	MAKR	Makrakomi	39.0132	22.1317	532	CMG-40T/30sec
14	MRKA	Markates	38.7058	23.5875	424	CMG-40T/30sec

15	PROD	Prodromos	38.2589	22.9006	350	Le3D/5sec
16	SERI	Serifos	37.1707	24.4871	100	CMG- 40T/30sec
17	SKIA	Skiathos	39.1665	23.4661	325	CMG- 40T/60sec
18	SMIA	Simia	38.8791	23.2090	448	CMG- 40T/30sec
19	THAL	Thalero	38.0372	22.6631	129	CMG- 40T/30sec
20	TRAZ	Trapeza	38.1685	22.2121	668	CMG- 40T/30sec
21	VILL	Villia	38.1842	23.2470	1384	CMG- 40T/30sec

Πίνακας 3 Πληροφορίες και συντεταγμένες για τους σταθμούς του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών (HP)

α/α	Σταθμός	Περιοχή	Latitude	Longitude	Υψόμετρο	Μοντέλο
1	AMT	Artemida	37.5324	21.7089	482	TRILLIUM 40
2	ANX	Anw Xora	38.5933	21.9209	1002	CMG-3T/120
3	AXS	Araxos	38.1962	21.3763	102	S-13
4	DDN	Dodoni, Ipeiros	39.5314	20.8449	1110	KS2000
5	DID	Diduma, Argolida	37.5063	23.2368	525	TRILLIUM 40
6	DRO	Drosia	37.9522	21.7111	471	TRILLIUM 120
7	DSF	Desfina	38.4112	22.5271	701	TRILLIUM 40
8	DSL	Diaselo, Ipeiros	39.1338	21.0964	525	KS2000
9	DYR	Ag. Nikwnas Messinias	36.7540	22.3363	420	TRILLIUM4 0
10	EFP	Efpalio	38.4269	21.9058	135	TRILLIUM 40
11	EXG	Exogi, Ithaki	38.4609	20.6327	331	CMG-3ESP
12	GUR	Gura	37.9363	22.3423	1080	TRILLIUM 40
13	KFL	Kefalonia	38.1096	20.7880	264	S-13
14	KNS	Konista, Ipeiros	40.0596	20.7592	1092	KS2000
15	LTK	Loutraki	38.0228	22.9673	408	CMG-3T/120
16	PDO	Prodromos	38.5986	21.1833	227	CMG-3T/120
17	PVO	Paravola	38.6167	21.5259	188	S-13

18	PYL	Pylos	36.8955	21.7420	220	CMG-3T/120
19	RGA	Parga, Ipeiros	39.3212	20.3544	610	KS2000
20	SERG	Sergoula	38.4133	22.0566	480	CMG-3T/120
21	SFD	Strofades	37.2512	21.0165	45	TRILLIUM 120
22	SGD	Sagiada	39.6120	20.2340	553	KS2000/40s
23	UPR	University Rio	38.2836	21.7864	138	S-13
24	VLX	Vlachokerasia	37.3703	22.3793	1031	TRILLIUM 40
25	VTN	Killini	37.916	21.185	52	S-13
26	ZKS	Zakynthos	37.696	20.785	374	TRILLIUM 120

Πίνακας 4 *Πληροφορίες και συντεταγμένες για τους σταθμούς του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΗΤ).*

α/α	Σταθμός	Περιοχή	Latitude	Longitude	Υψόμετρο	Μοντέλο
1	AGG	Ag. Georgios	39.0211	22.3360	625	CMG-3ESP/100sec
2	ALN	Alexandroupoli	40.8957	26.0497	110	Trillium120P
3	AOS	Alonisos isl.	39.1654	23.8639	230	CMG-3ESP/100sec
4	CHOS	Chios isl.	38.3869	26.0506	854	CMG-3ESP/100sec
5	FNA	Florina	40.7817	21.3836	806	CMG-3ESP/100sec
6	GRG	Griva	40.9558	22.4029	600	CMG-3ESP/100sec
7	HORT	Hortiatis mt.	40.5978	23.0995	925	CMG-3ESP/100sec
8	IGT	Igoumenitsa	39.5315	20.3299	262	CMG-3ESP/100sec
9	KAVA	Kavala	40.9941	24.5119	95	Trillium120P
10	KNT	Kentriko	41.1620	22.8980	380	CMG-3ESP/100sec
11	KPRO	Kipourio	39.9549	21.3632	837	CMG-3ESP/100sec
12	KRND	Kranidi	37.3830	23.1502	140	CMG-3ESP/100sec
13	KTI	Kastania	40.3929	22.1165	1329	S-13
14	LIT	Litochoro	40.1033	22.4892	568	CMG-3ESP/100sec
15	LOS	Lemnos isl.	39.9330	25.0810	460	S-13
16	LRSO	Larissa.	39.6713	22.3917	78	CMG-3ESP/100sec

17	MEV	Metsovo	39.7850	21.2290	1500	S-13
18	LKD2	Lefkada isl.	38.7889	20.6578	485	CMG- 3ESP/100sec
19	NEST	Nestorio	40.4147	21.0489	1056	Trillium 120P
20	OUR	Ouranoupolh	40.3325	23.9791	117	CMG- 3ESP/100sec
21	PAIG	Paliouri	39.9363	23.6768	217	CMG- 3ESP/100sec
22	SIGR	Sigri	39.2114	25.8553	92	CMG- 3ESP/100sec
23	SOH	Sohos	40.8206	23.3556	731	Trillium 120P
24	SRS	Serres	41.1087	23.5950	314	CMG- 3ESP/100sec
25	THE	Thessaloniki	40.6319	22.9628	132	CMG- 3ESP/100sec
26	XOR	Xorichti	39.3660	23.1918	541	CMG- 3ESP/100sec
27	THR1	Thira isl. - Profitis	36.3712	25.4597	522	S-13
28	THR2	Thira isl. - Vourvoulos	36.4469	25.4354	220	S-13
29	THR3	Thira isl. - Kammeni	36.4091	25.4008	71	S-13
30	THR5	Thira isl. - Kera	36.4172	25.3479	180	S-13
31	THR6	Thira isl - Akrotiri	36.3562	25.3975	119	S-13
32	THR7	Thira isl. - Fira	36.4224	25.4284	315	S-13
33	THR8	Thira isl. - Monolithos	36.4070	25.4788	30	S-13

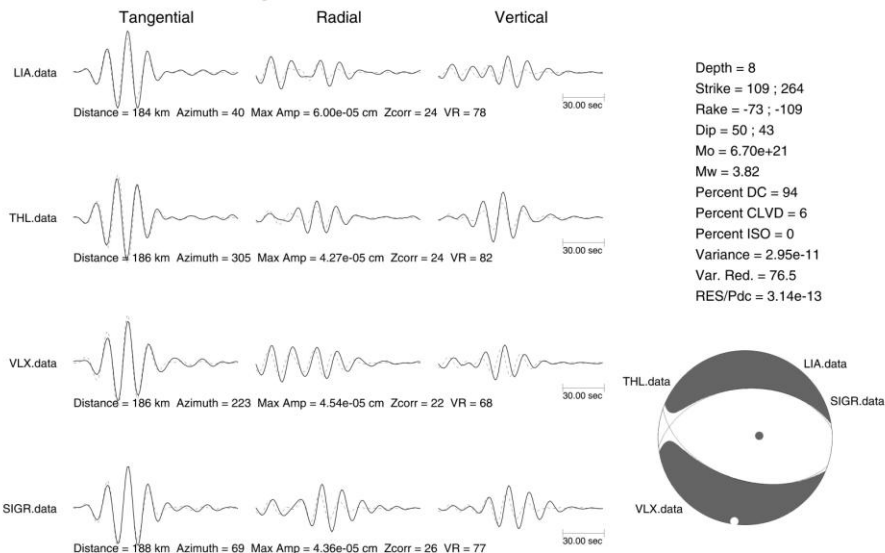
34	CMBO	Thira isl. - Columbo	36.4709	25.4056	108	Trillium120P
35	THT1	Thira isl. - Athinios (Pelecan)	36.3858	25.4296	0	Trillium120P
36	THT2	Thira isl. - Imerovigli	36.4351	25.4218	338	CMG- 3ESP/60sec
37	NIS1	Nisyros isl. - Emporios	36.6023	27.1782	378	CMG- 3ESP/100sec
38	NIS2	Nisyros isl. - Theologos	36.5780	27.1808	400	CMG- 6T/30sec
39	NIS3	Nisyros isl. - Moni Stavrou	36.5742	27.1557	271	CMG- 6T/30sec
40	NIS4	Nisyros isl. - Giali	36.6717	27.1314		CMG- 6T/30sec

Πίνακας 5 Παράμετροι μηχανισμών γένεσης από την ακολουθία του Μαντουδίου 2008, οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για να γίνει το σχήμα 3.20 (Roumelioti , 2008)

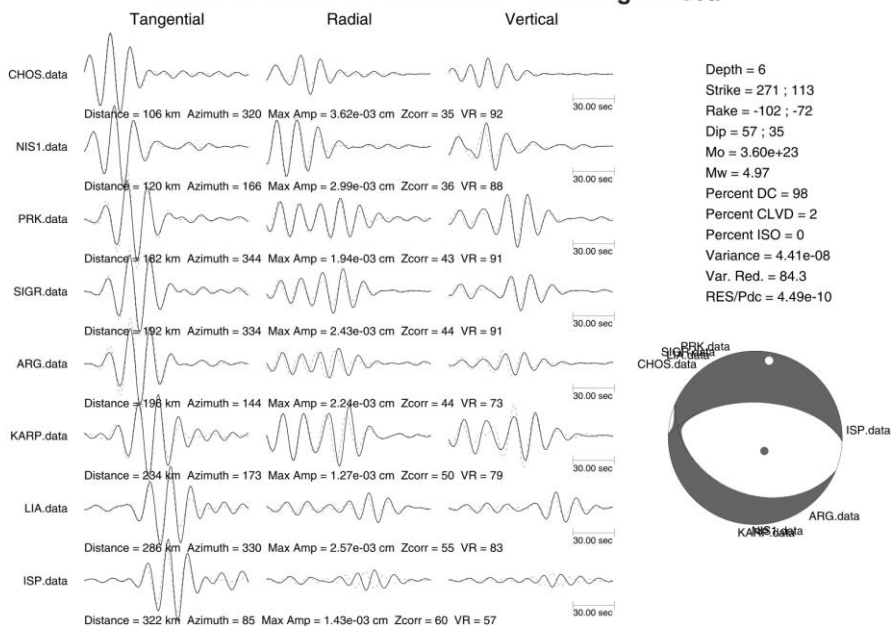
No	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°)B	λ (°)A	Βάθος (km)	M _w	Ορικό Επίπεδο 1			Ορικό Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		CLVD %	VR %	Q
							ξ ₁ (°)	δ ₁ (°)	λ ₁ (°)	ξ ₂ (°)	δ ₂ (°)	λ ₂ (°)	ξ _P (°)	δ _P (°)	ξ _T (°)	δ _T (°)			
1	20081014	02:06:36	38.82	23.62	8	5.1	250	41	-138	126	64	-57	82	57	193	13	5	81	Q4
2	20081014	02:17:01	38.75	23.58	9	4.4	244	28	-128	106	68	-72	45	62	182	21	6	83	Q4
3	20081014	02:35:47	38.85	23.62	7	4	244	41	-117	98	54	-68	62	71	173	7	3	97	Q4
4	20081014	03:13:32	38.84	23.62	7	3.6	230	37	-146	112	70	-58	61	53	179	19	7	93	Q4
5	20081014	03:27:29	38.83	23.57	7	3.2	249	37	-161	144	79	-54	89	44	207	25	14	86	Q3
6	20081014	04:39:41	38.85	23.55	7	3.4	252	25	-146	131	76	-69	67	54	204	28	1	99	Q4

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ

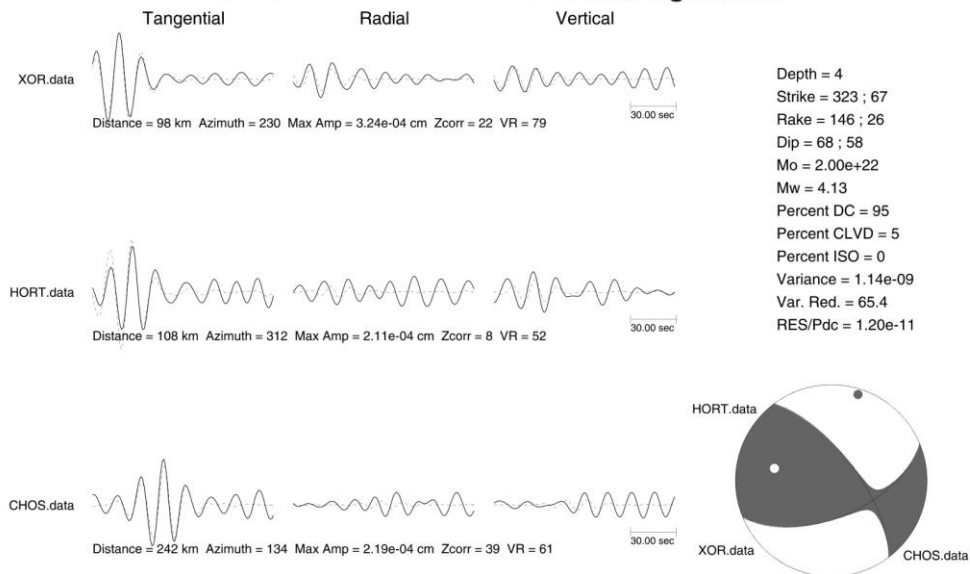
May 19, 2011 09:05:39 Euvoia isl.



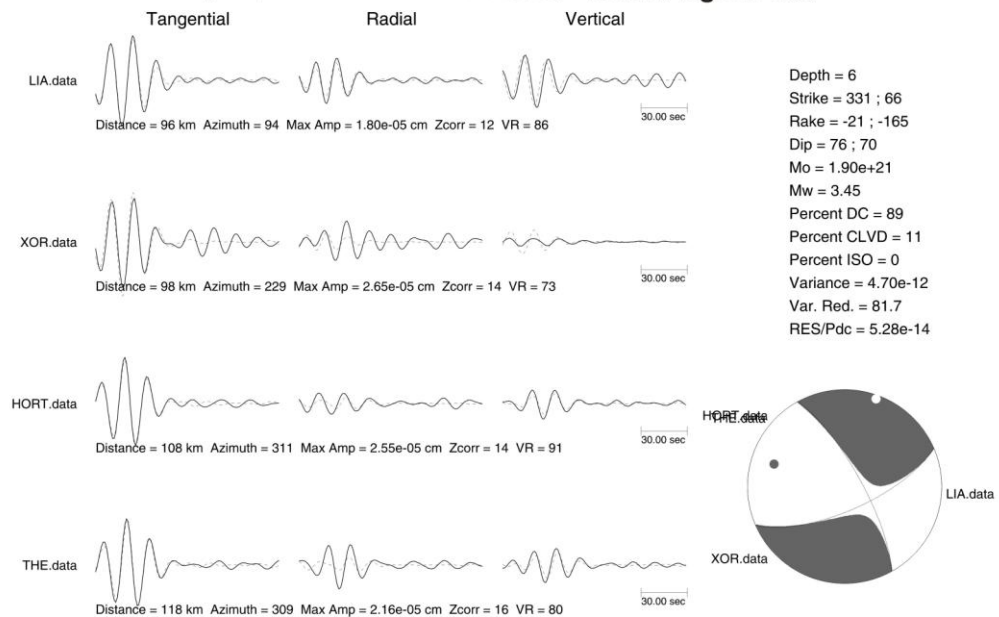
June 20, 2009 08:28 Samos Isl. - East Aegean sea



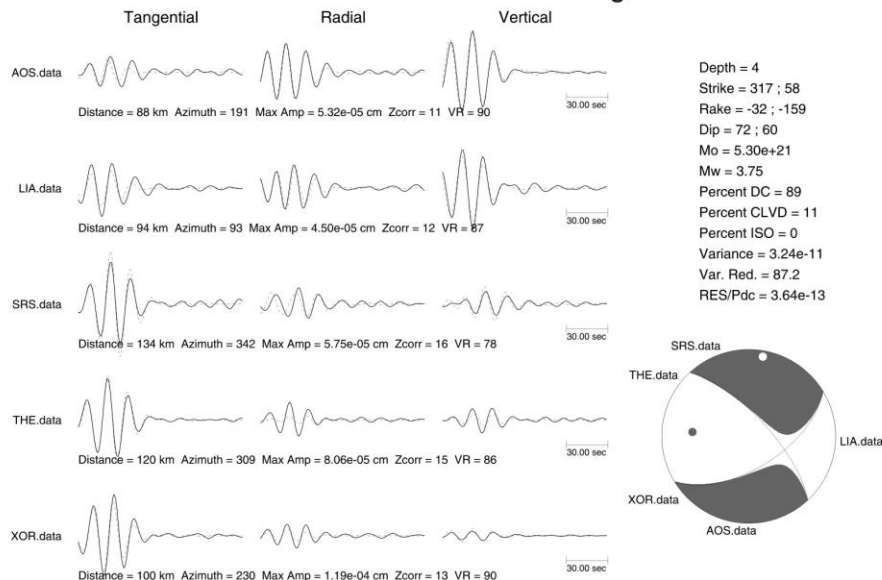
July 01, 2009 10:54 Sithonia - North Aegean sea



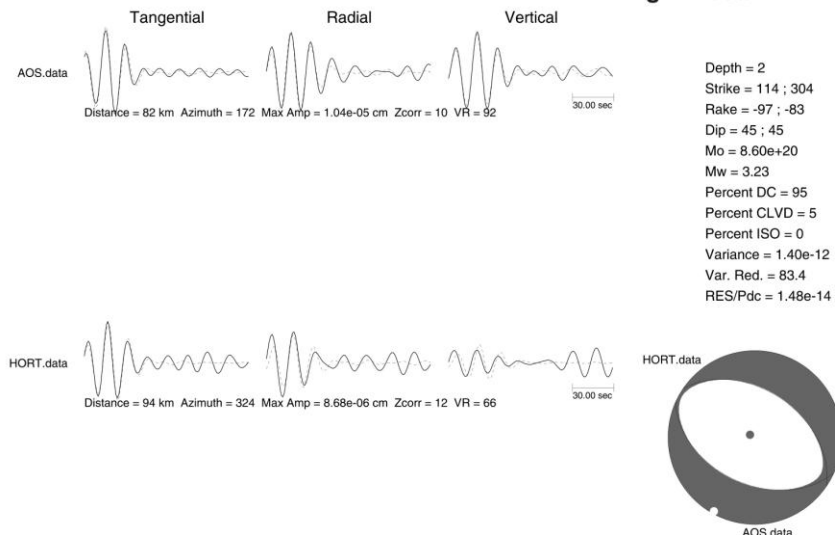
July 03, 2009 23:10:14 Sithonia - North Aegean sea



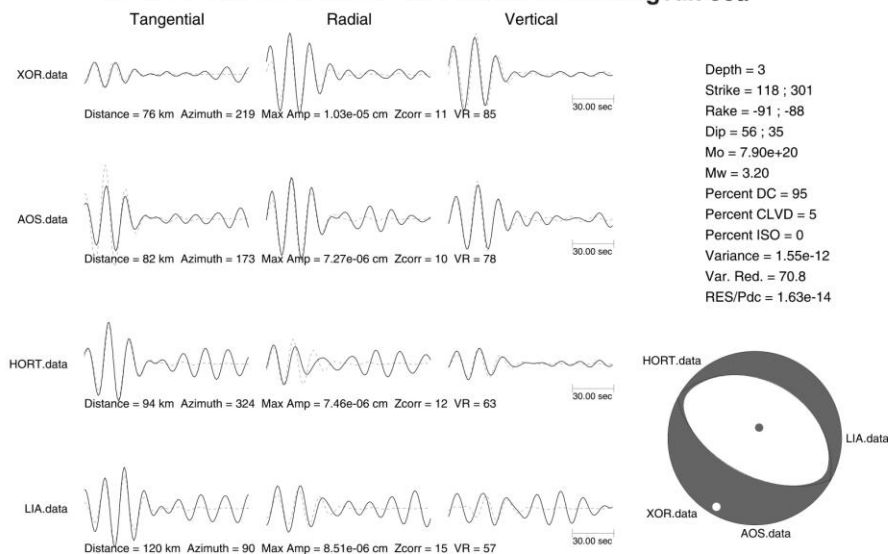
July 03, 2009 23:24:31 Sithonia - North Aegean sea



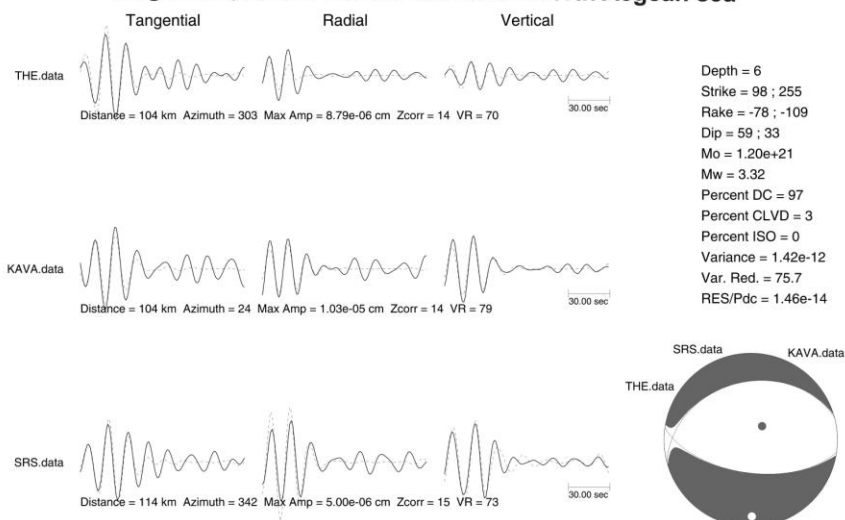
August 11, 2009 02:34:40 Chalkidiki - North Aegean sea



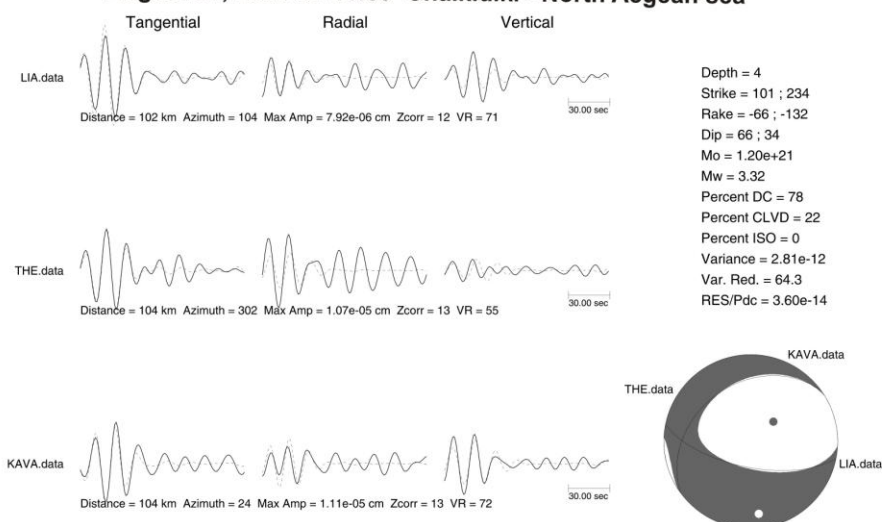
August 11, 2009 02:40:59 Chalkidiki - North Aegean sea



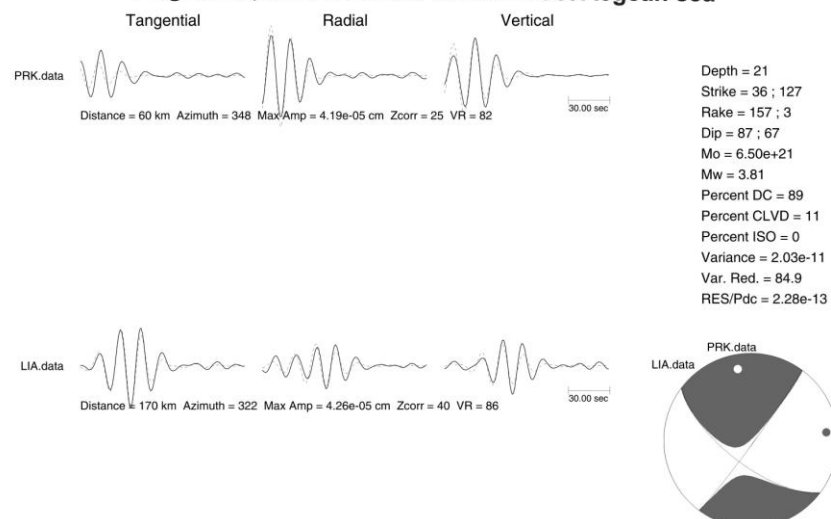
August 31, 2009 01:14:12 Sithonia - North Aegean sea



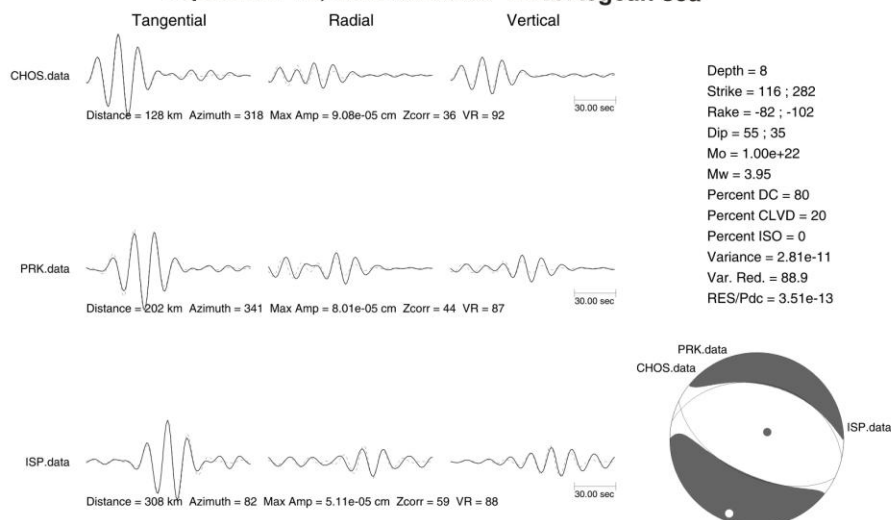
August 31, 2009 01:41:00 Chalkidiki - North Aegean sea



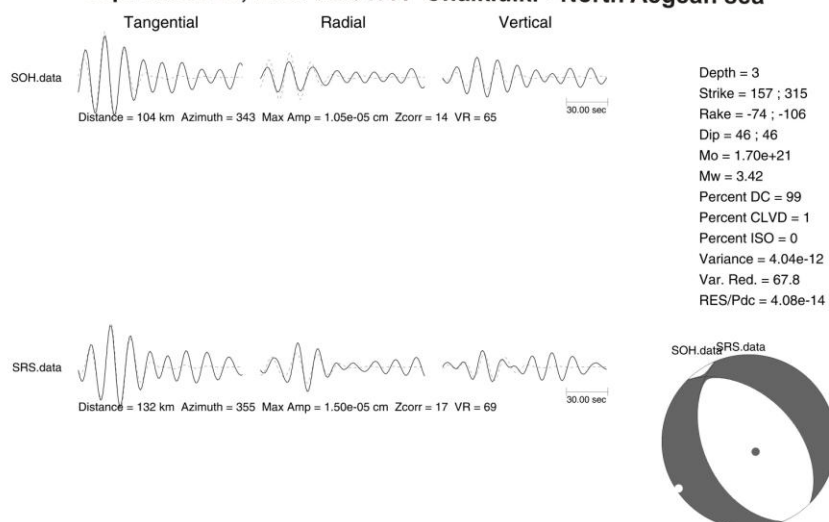
August 31, 2009 21:49:55 Chios - East Aegean sea



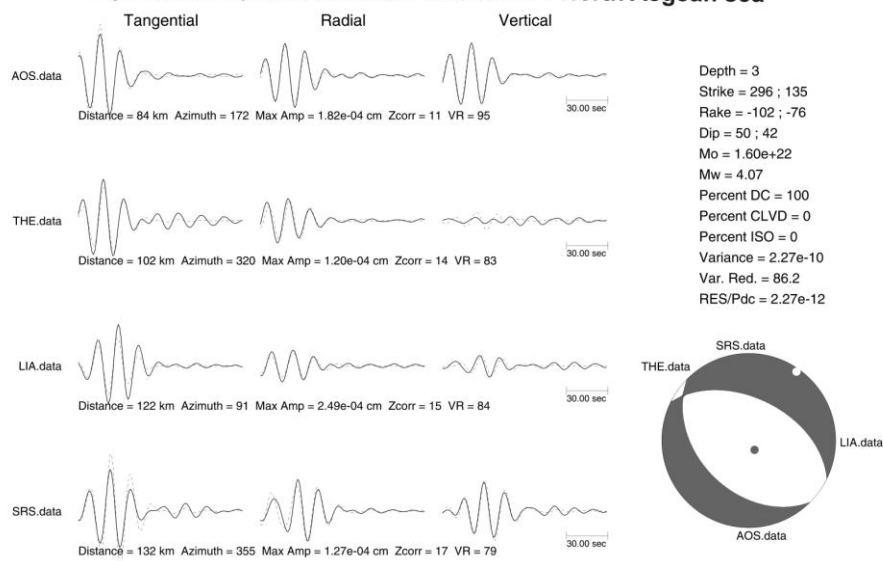
September 12, 2009 00:50:39 East Aegean sea



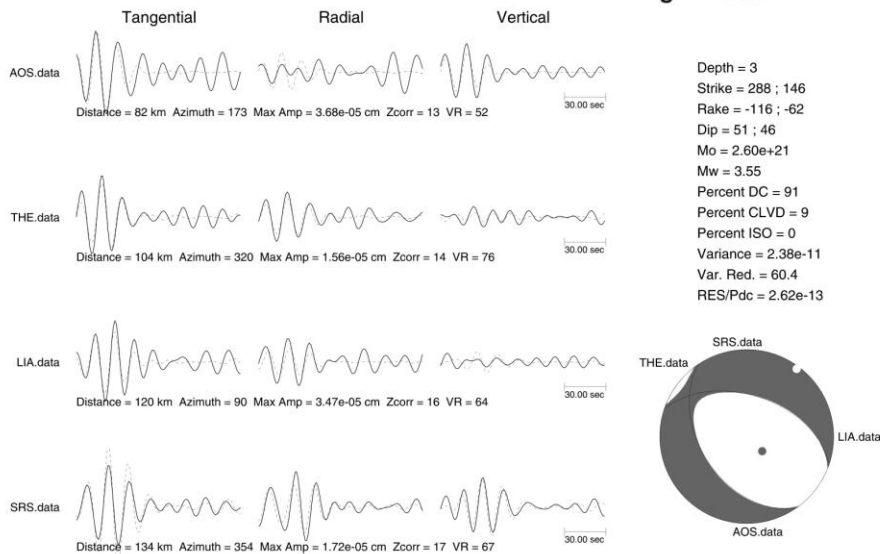
September 28, 2009 06:51:41 Chalkidiki - North Aegean sea



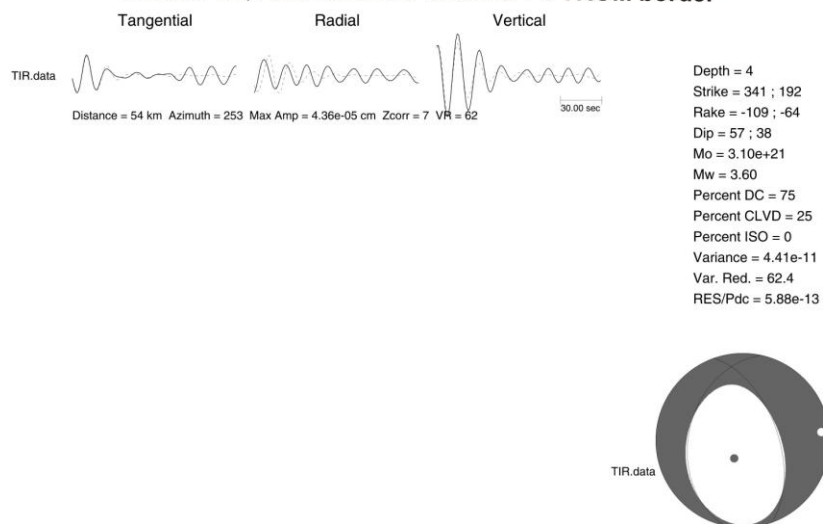
September 28, 2009 07:46:54 Chalkidiki - North Aegean sea



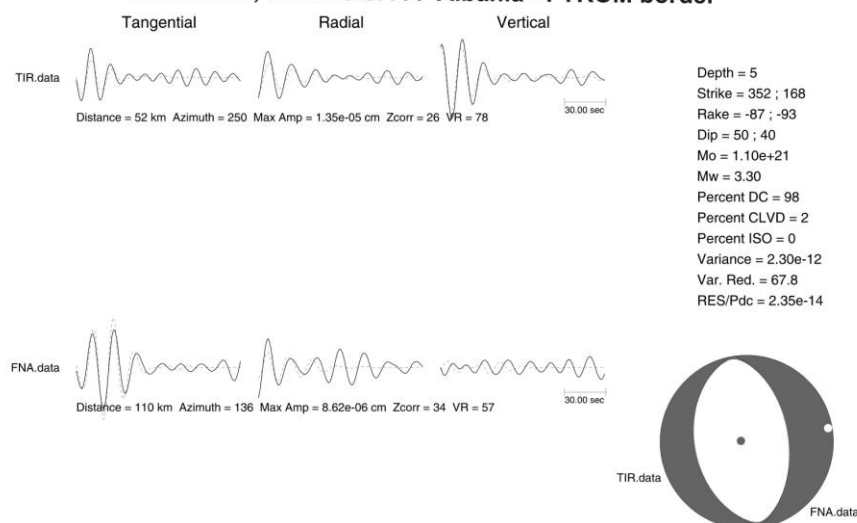
September 28, 2009 08:18:25 Chalkidiki - North Aegean sea



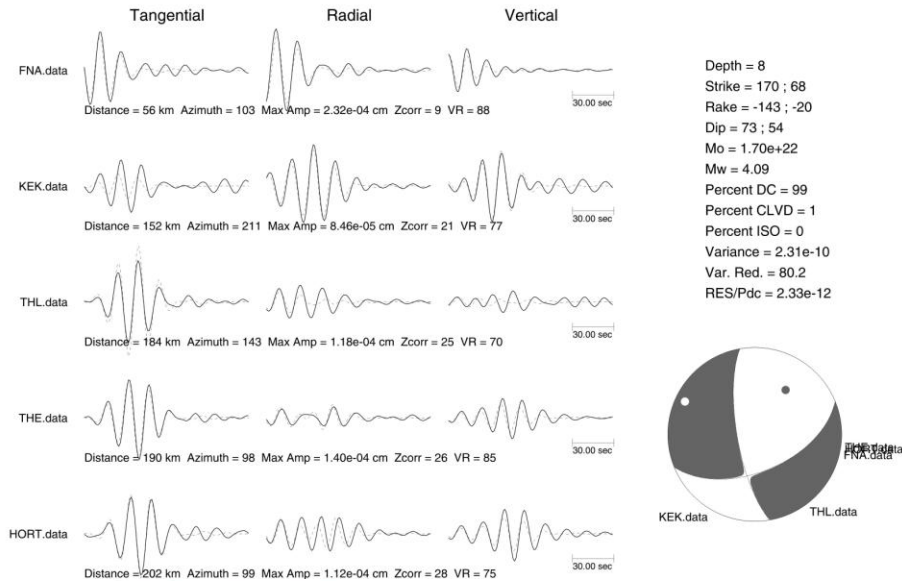
October 03, 2009 05:02:10 Albania - FYROM border



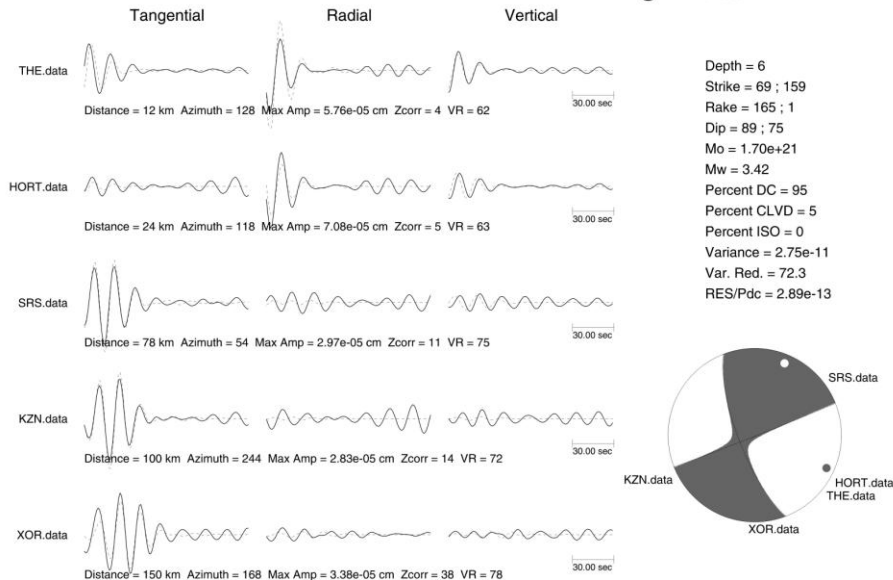
October 04, 2009 20:27:44 Albania - FYROM border



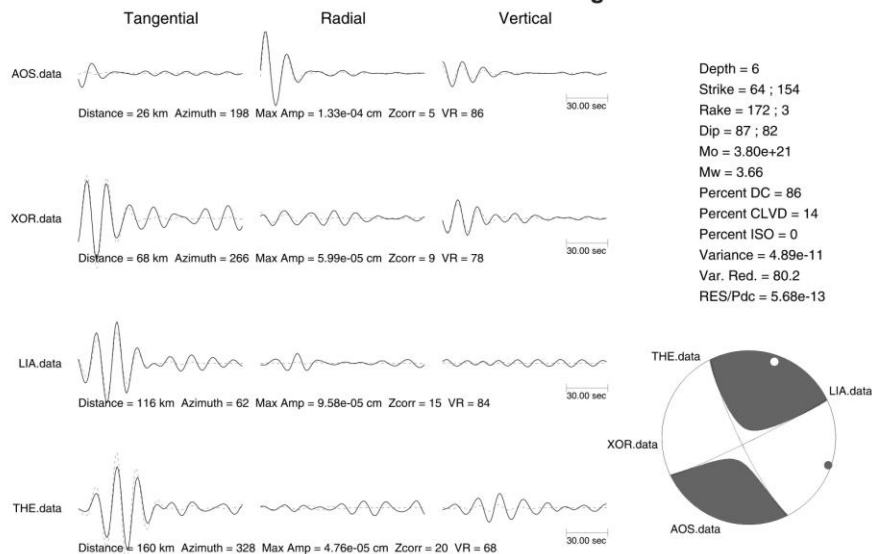
October 10, 2009 00:28:39 Albania-FYROM border



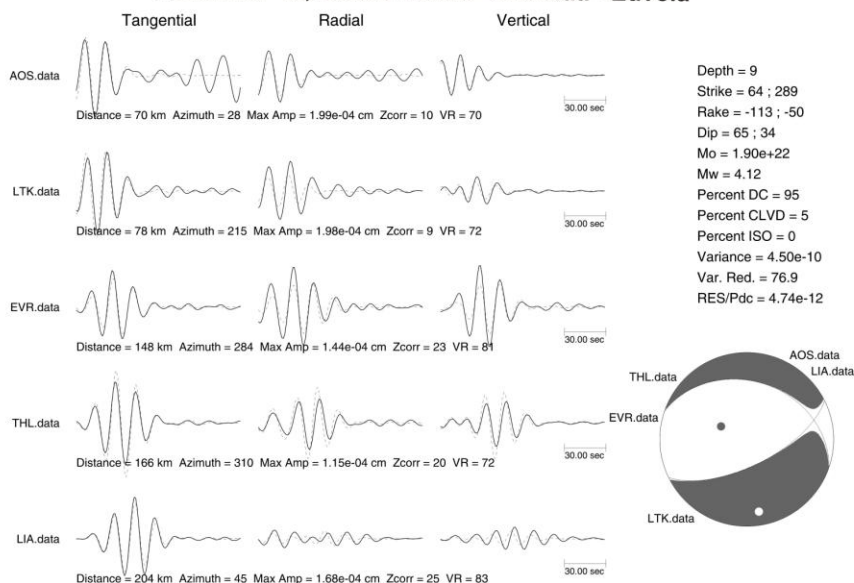
October 18, 2009 11:57:45 Sithonia - North Aegean sea



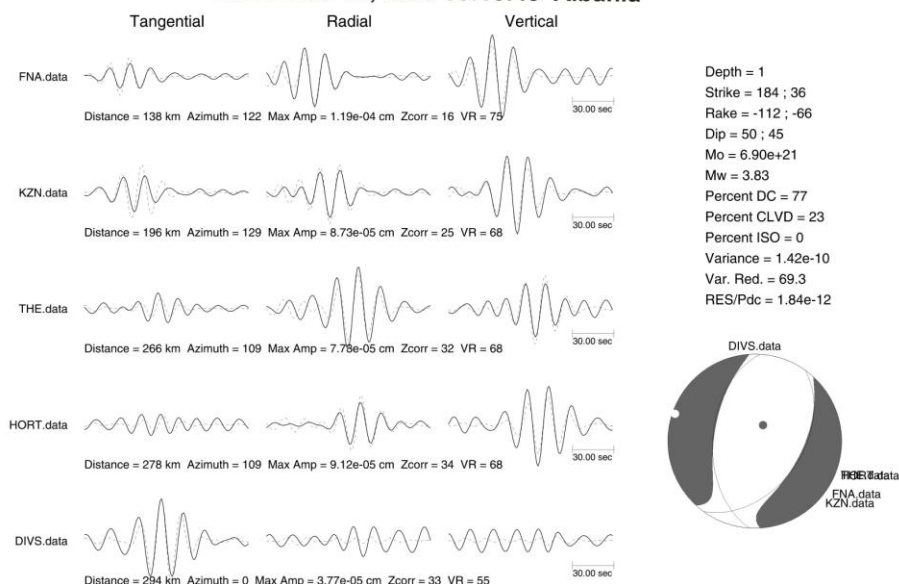
November 08, 2009 08:40:46 North Aegean sea



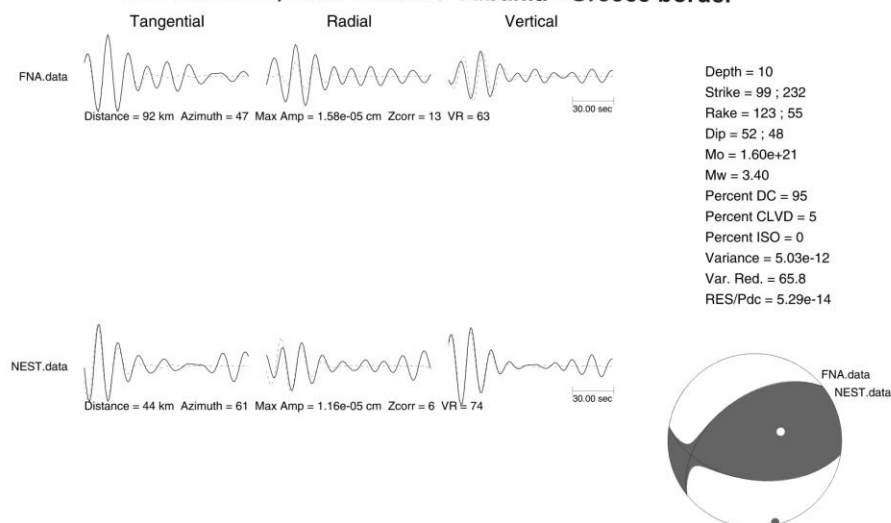
November 12, 2009 07:26:48 Chalkida - Euvoia



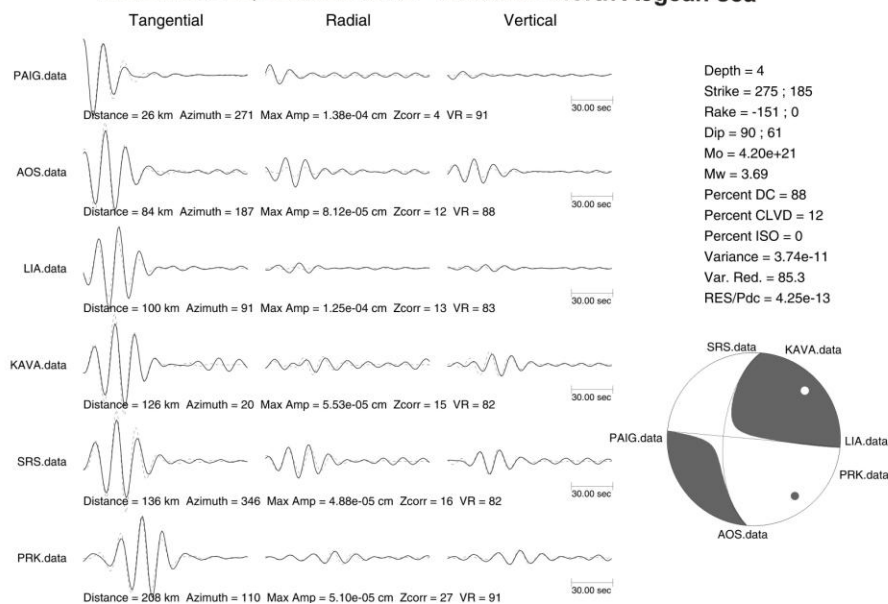
November 18, 2009 03:16:45 Albania



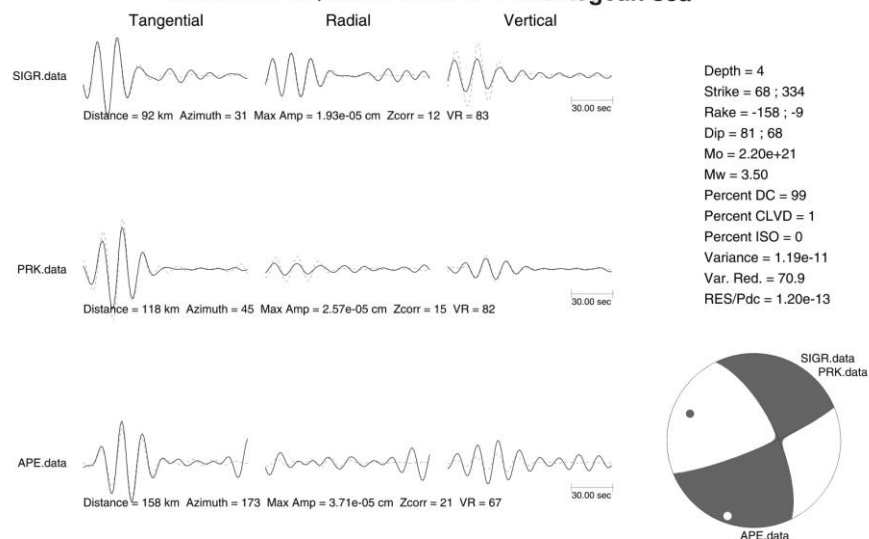
November 23, 2009 16:50:00 Albania - Greece border



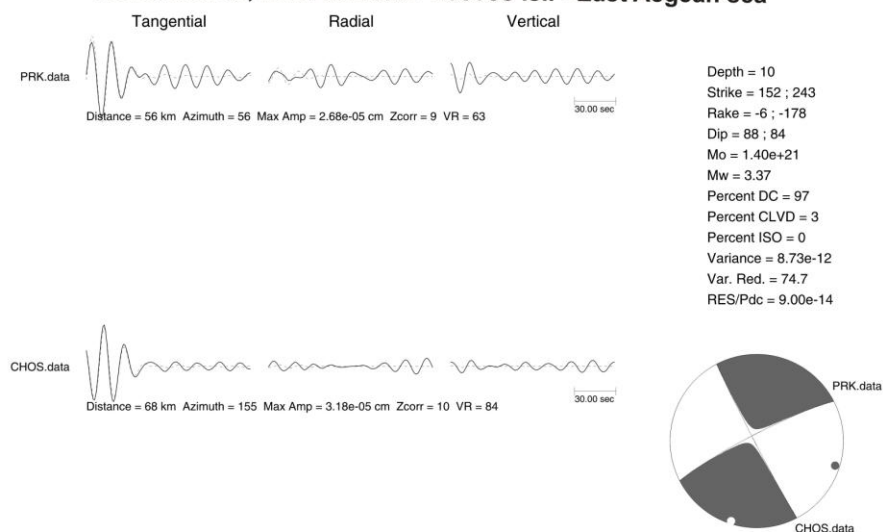
November 26, 2009 23:51:01 Sithonia - North Aegean sea



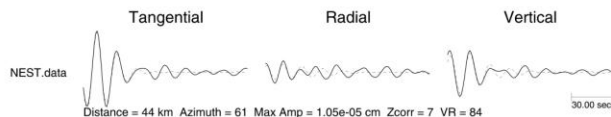
November 27, 2009 17:26:17 East Aegean sea



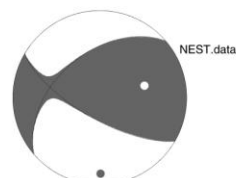
November 30, 2009 08:46:38 Lesvos isl. - East Aegean sea



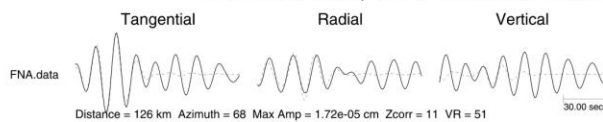
December 16, 2009 00:36:42 Albania - Greece border



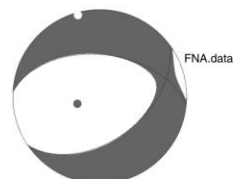
Depth = 5
Strike = 120 ; 229
Rake = 135 ; 27
Dip = 70 ; 48
Mo = 6.40e+20
Mw = 3.14
Percent DC = 94
Percent CLVD = 6
Percent ISO = 0
Variance = 7.81e-13
Var. Red. = 84.1
RES/Pdc = 8.30e-15



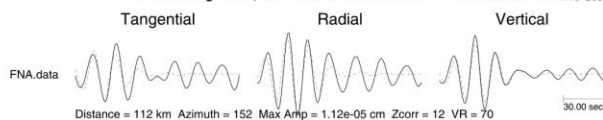
December 20, 2009 14:52:15 Albania



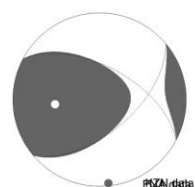
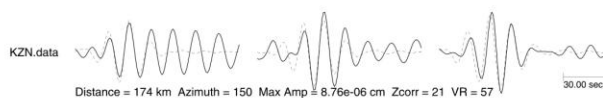
Depth = 3
Strike = 275 ; 54
Rake = -61 ; -120
Dip = 50 ; 48
Mo = 6.40e+21
Mw = 3.81
Percent DC = 91
Percent CLVD = 9
Percent ISO = 0
Variance = 1.42e-11
Var. Red. = 51.1
RES/Pdc = 1.56e-13



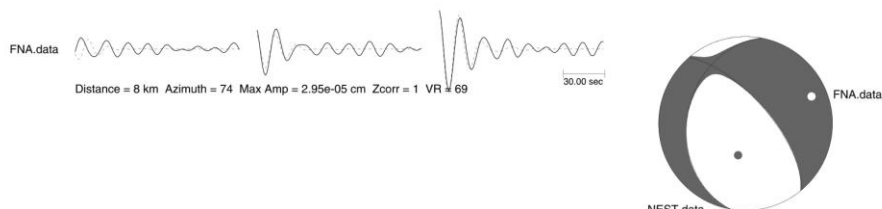
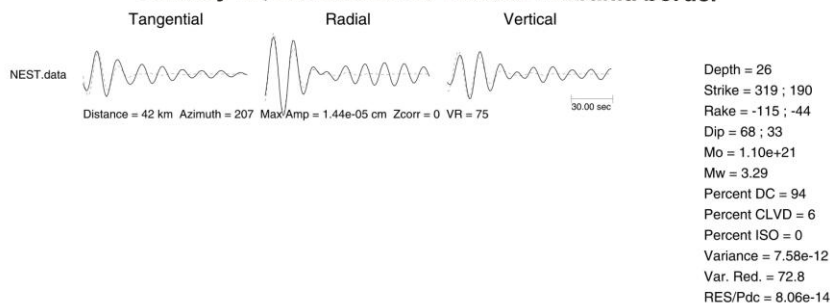
January 07, 2010 13:24:42 FYROM - Albania border



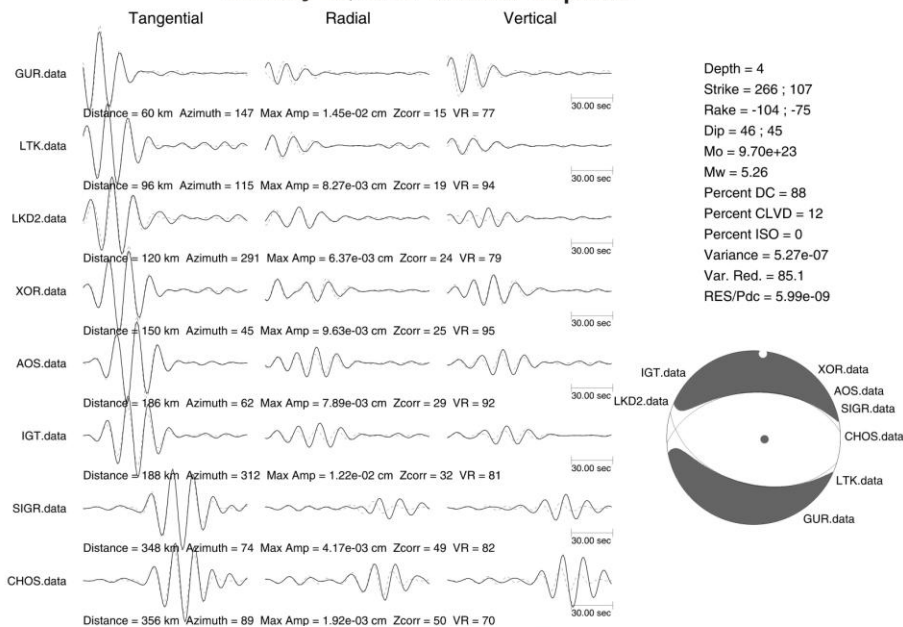
Depth = 30
Strike = 50 ; 298
Rake = 38 ; 143
Dip = 59 ; 59
Mo = 2.30e+21
Mw = 3.51
Percent DC = 80
Percent CLVD = 20
Percent ISO = 0
Variance = 4.09e-12
Var. Red. = 63.4
RES/Pdc = 5.11e-14



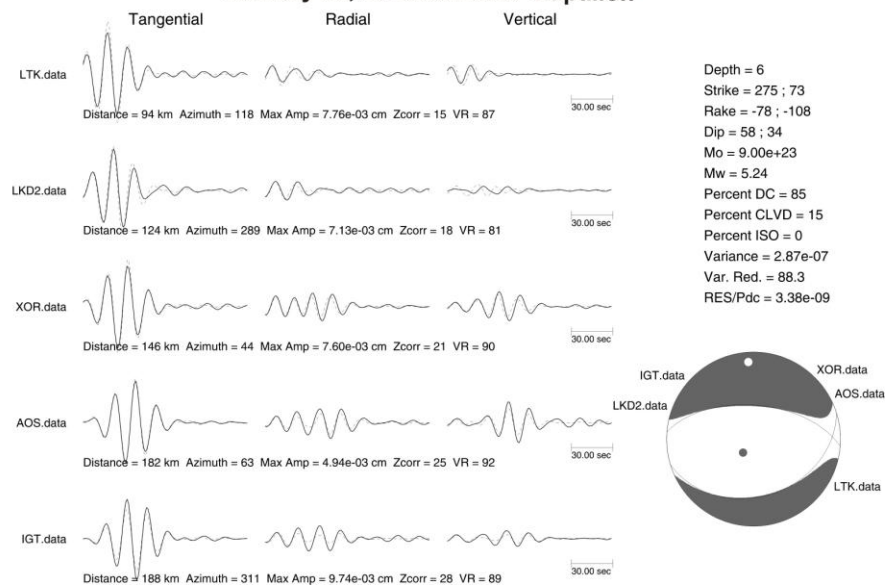
January 18, 2010 08:45:49 Greece - Albania border



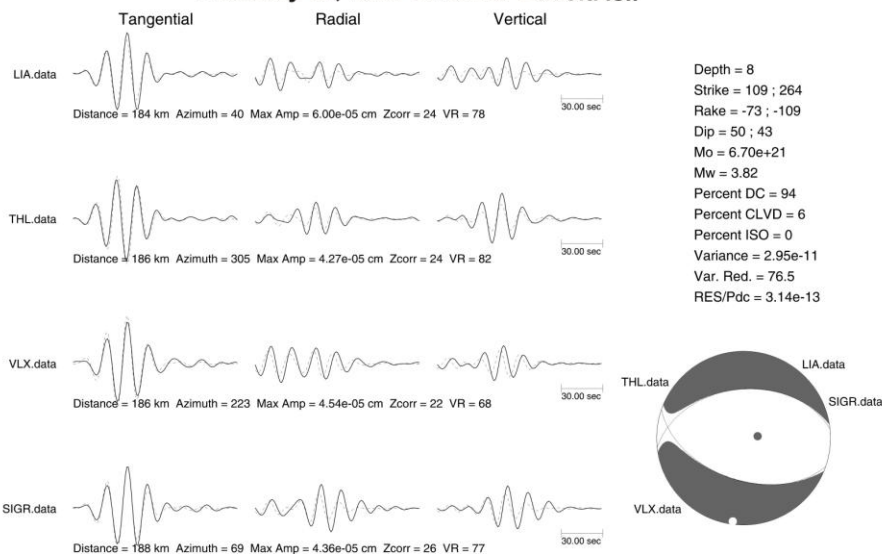
January 18, 2010 15:56:09 Eupalion



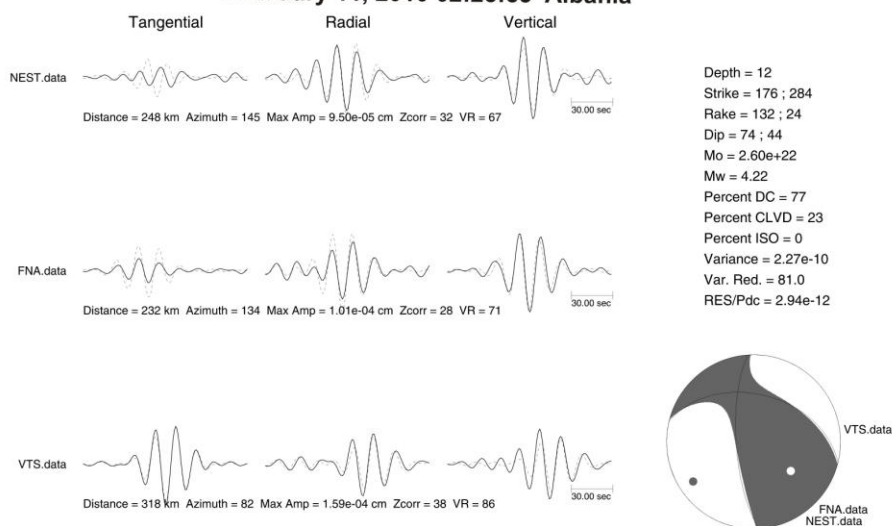
January 22, 2010 00:46:56 Eupalion



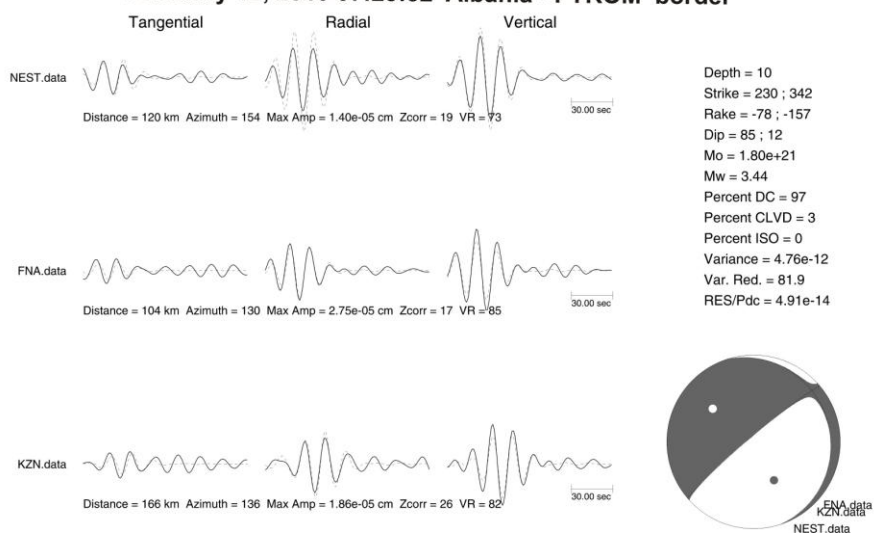
February 07, 2010 10:18:10 Euvoia isl.



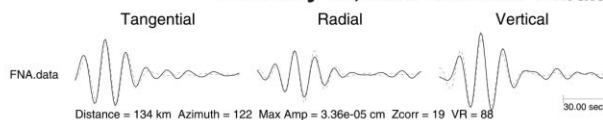
February 11, 2010 02:25:53 Albania



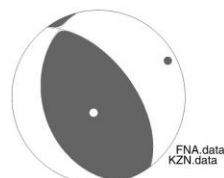
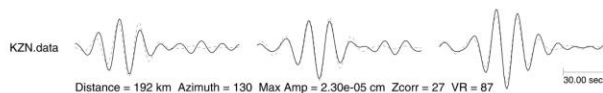
February 12, 2010 07:23:32 Albania - FYROM border



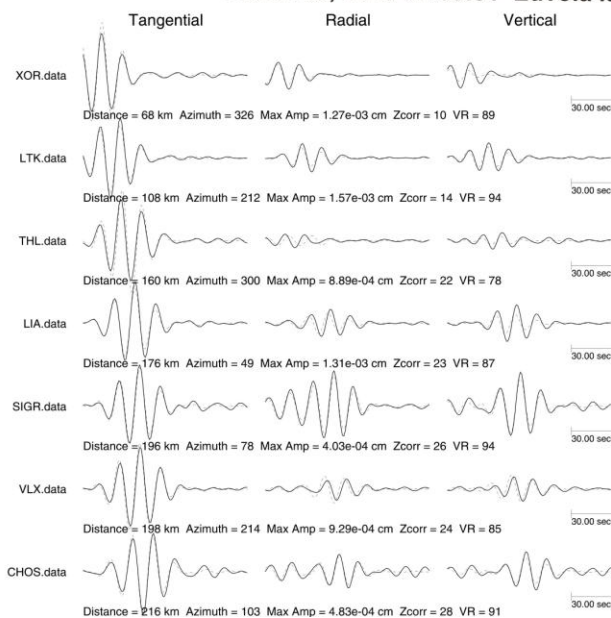
February 25, 2010 06:22:05 Albania



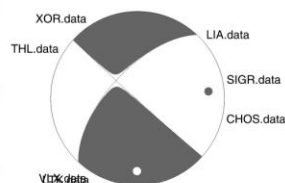
Depth = 20
Strike = 323 ; 166
Rake = 77 ; 109
Dip = 57 ; 35
Mo = 5.20e+21
Mw = 3.75
Percent DC = 100
Percent CLVD = 0
Percent ISO = 0
Variance = 7.52e-12
Var. Red. = 87.9
RES/Pdc = 7.52e-14



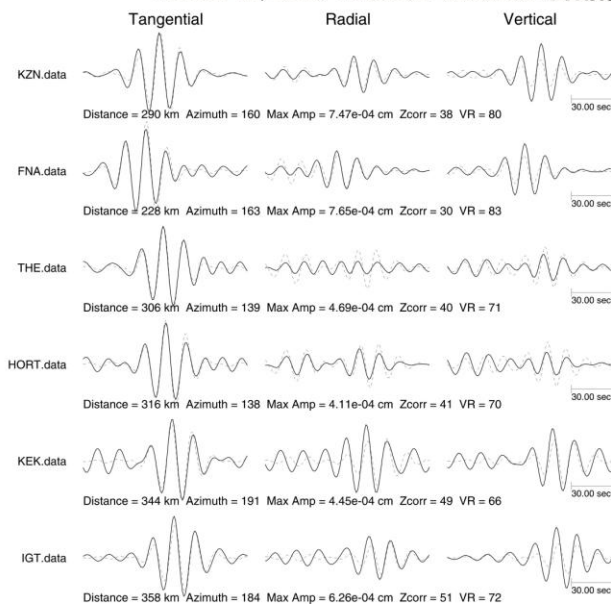
March 09, 2010 02:55:01 Euvoia isl.



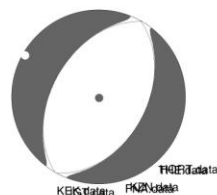
Depth = 10
Strike = 132 ; 223
Rake = -26 ; -179
Dip = 89 ; 64
Mo = 8.90e+22
Mw = 4.57
Percent DC = 98
Percent CLVD = 2
Percent ISO = 0
Variance = 5.24e-09
Var. Red. = 88.3
RES/Pdc = 5.35e-11



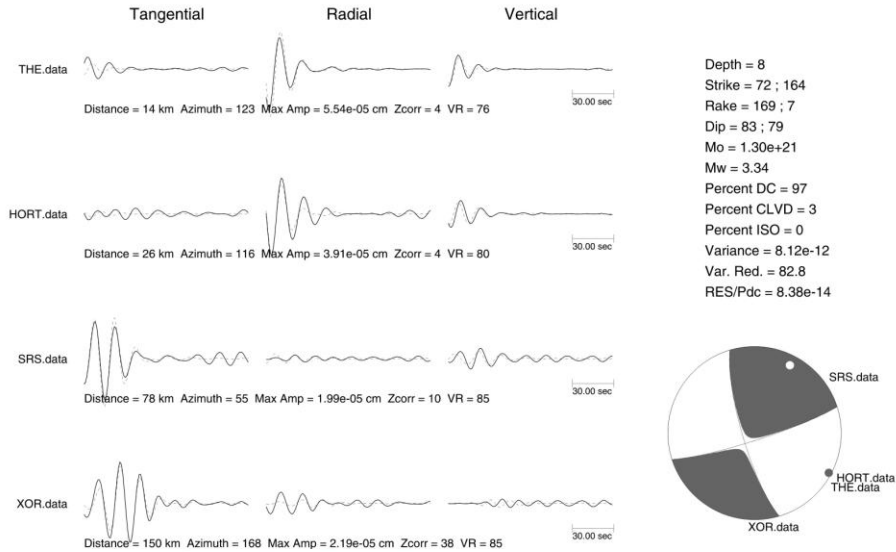
March 10, 2010 13:38:03 Albania- Serbia border



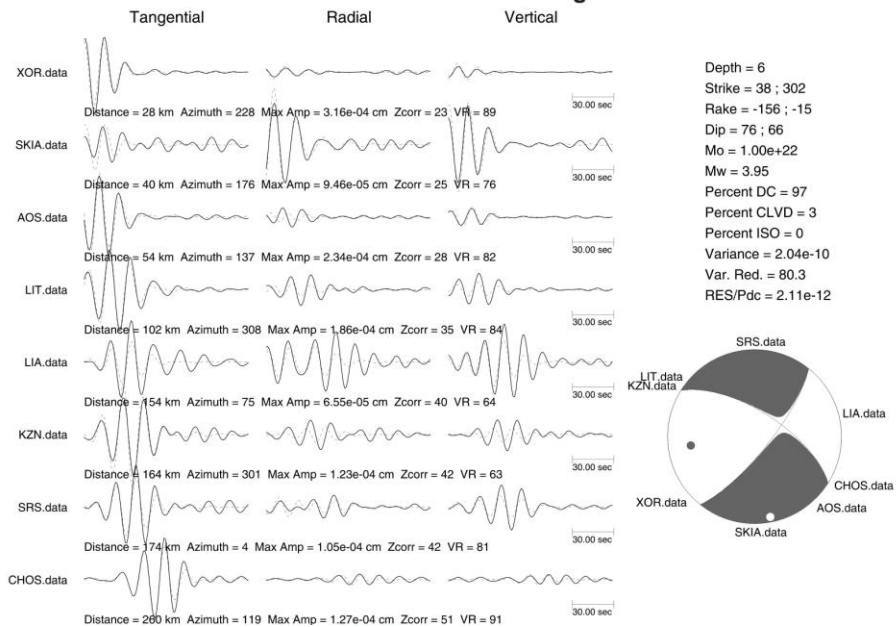
Depth = 9
Strike = 210 ; 29
Rake = -89 ; -91
Dip = 46 ; 44
Mo = 1.40e+23
Mw = 4.70
Percent DC = 96
Percent CLVD = 4
Percent ISO = 0
Variance = 5.61e-09
Var. Red. = 75.1
RES/Pdc = 5.85e-11



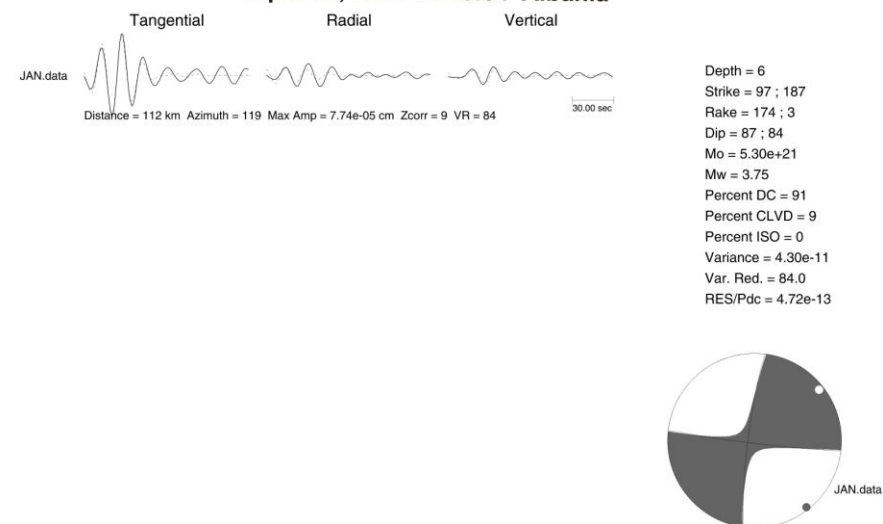
March 13, 2010 01:30:58 Thessaloniki



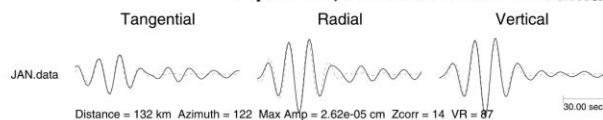
March 20, 2010 20:24:49 North Aegean sea



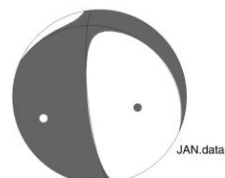
April 05, 2010 12:43:34 Albania



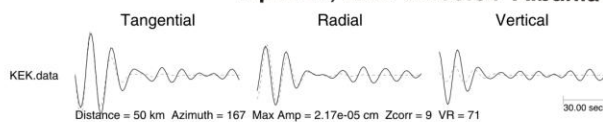
April 24, 2010 05:15:27 Albania



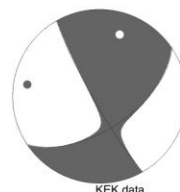
Depth = 10
Strike = 174 ; 294
Rake = -71 ; -148
Dip = 79 ; 21
Mo = 3.20e+21
Mw = 3.60
Percent DC = 90
Percent CLVD = 10
Percent ISO = 0
Variance = 6.80e-12
Var. Red. = 87.4
RES/Pdc = 7.55e-14



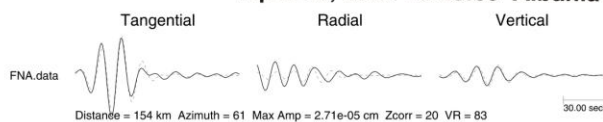
April 27, 2010 03:08:54 Albania



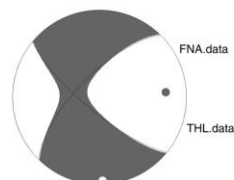
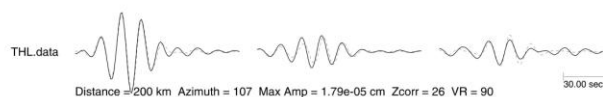
Depth = 13
Strike = 150 ; 57
Rake = 31 ; 173
Dip = 84 ; 59
Mo = 1.50e+21
Mw = 3.39
Percent DC = 94
Percent CLVD = 6
Percent ISO = 0
Variance = 9.21e-12
Var. Red. = 71.0
RES/Pdc = 9.79e-14



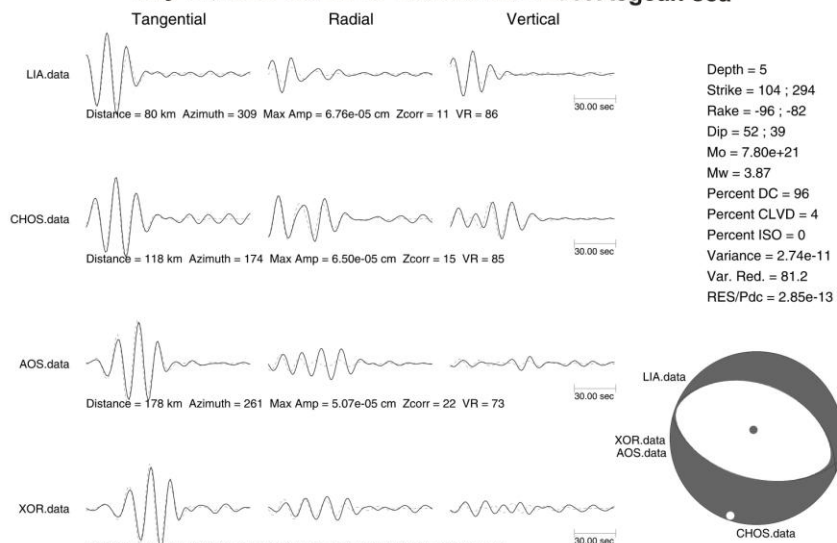
April 30, 2010 15:28:39 Albania



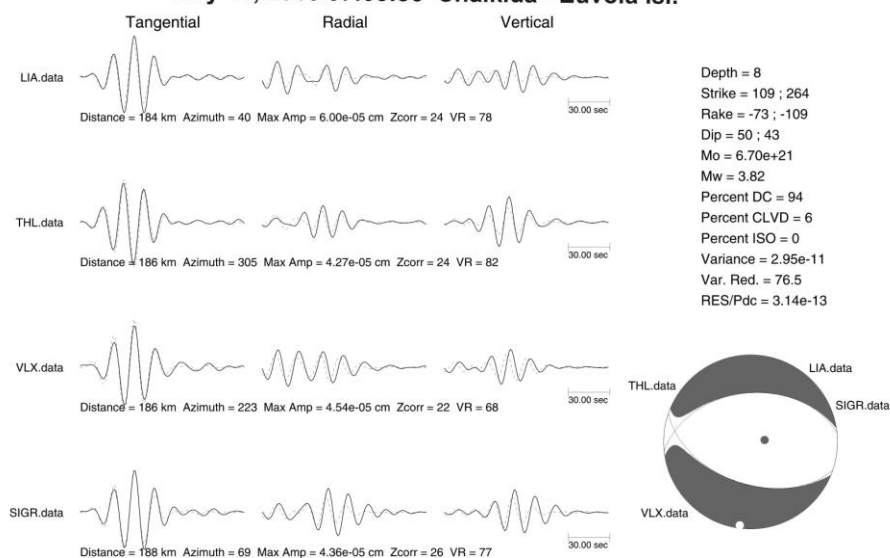
Depth = 4
Strike = 129 ; 225
Rake = -21 ; -165
Dip = 76 ; 69
Mo = 1.80e+21
Mw = 3.44
Percent DC = 89
Percent CLVD = 11
Percent ISO = 0
Variance = 3.25e-12
Var. Red. = 85.6
RES/Pdc = 3.65e-14



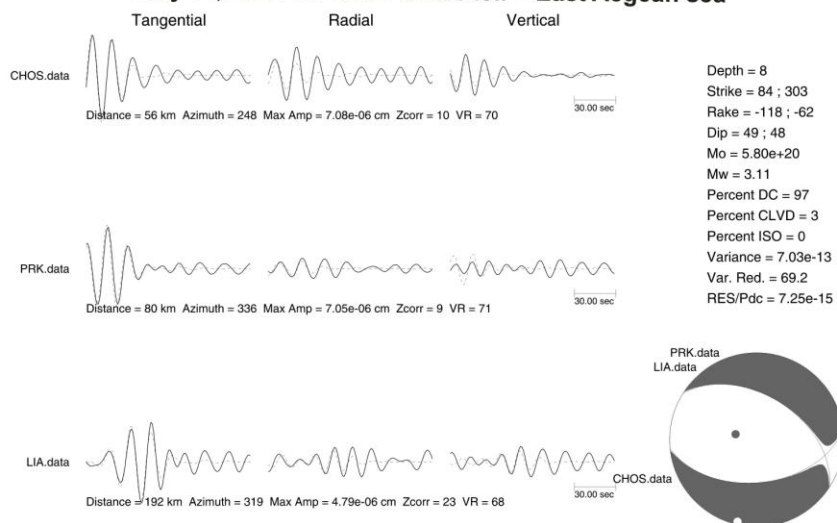
May 11, 2010 05:23:13 Lesvos isl. - East Aegean sea



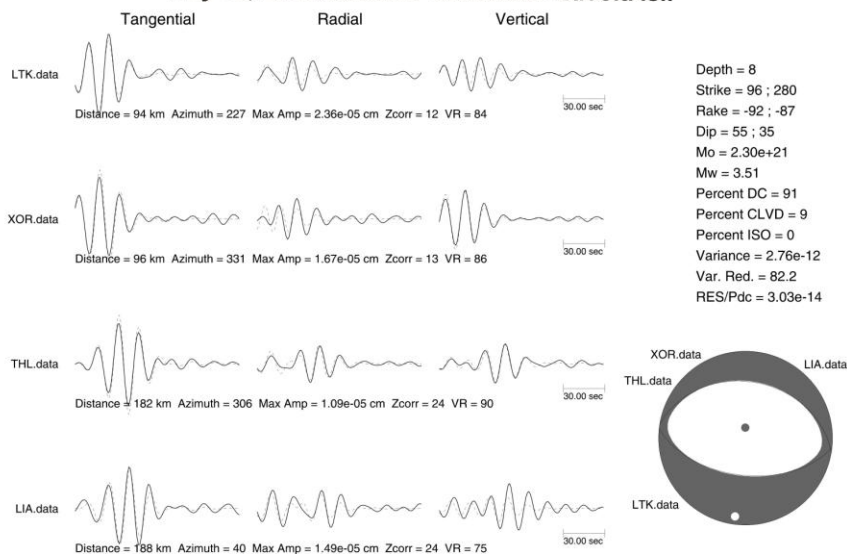
May 11, 2010 07:03:36 Chalkida - Evvoia isl.



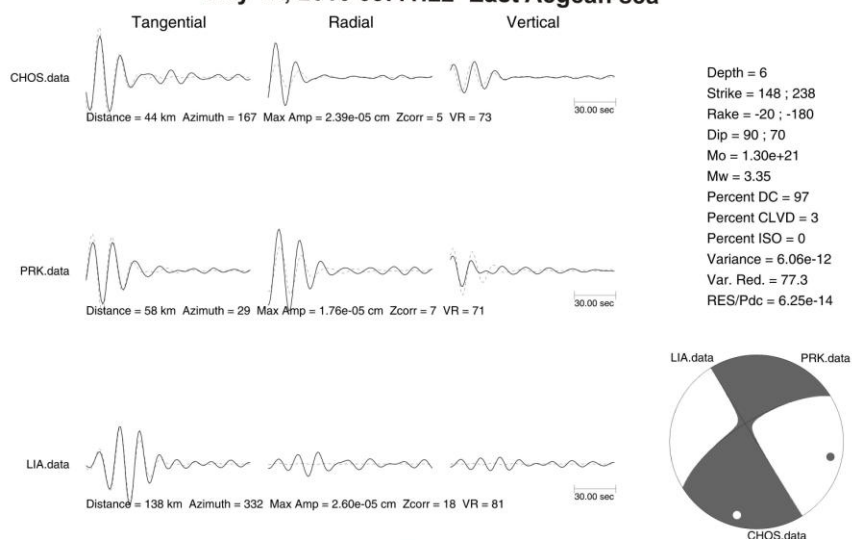
May 11, 2010 17:49:02 Chios isl. - East Aegean sea



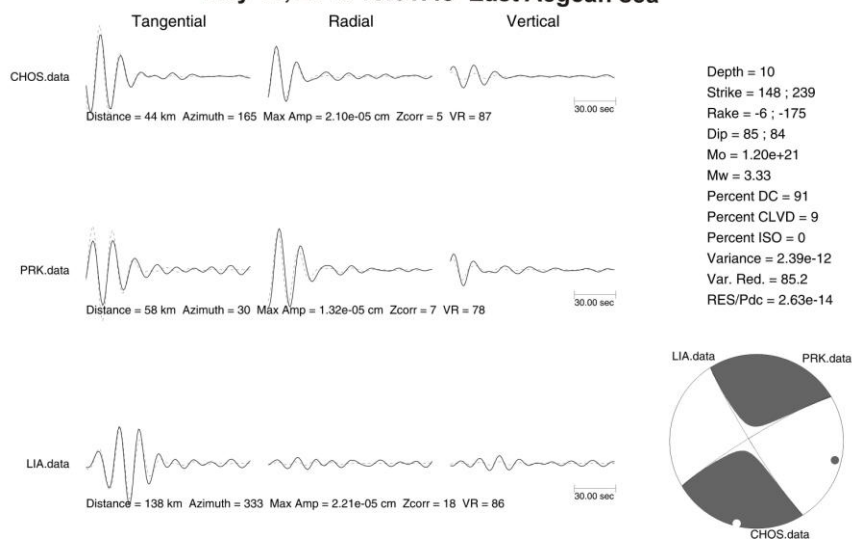
May 12, 2010 06:59:22 Chalkida - Euvoia isl.



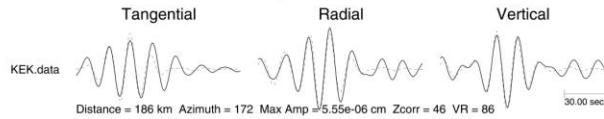
May 12, 2010 09:41:22 East Aegean sea



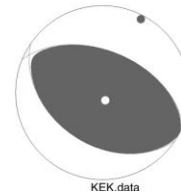
May 12, 2010 10:01:45 East Aegean sea



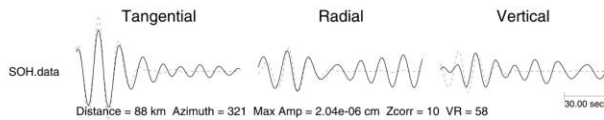
May 13, 2010 12:46:56 Albania



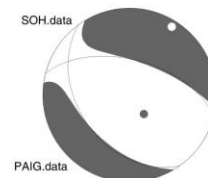
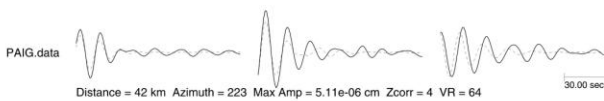
Depth = 16
Strike = 292 ; 124
Rake = 83 ; 99
Dip = 51 ; 40
Mo = 9.70e+20
Mw = 3.26
Percent DC = 98
Percent CLVD = 2
Percent ISO = 0
Variance = 5.03e-13
Var. Red. = 85.6
RES/Pdc = 5.13e-15



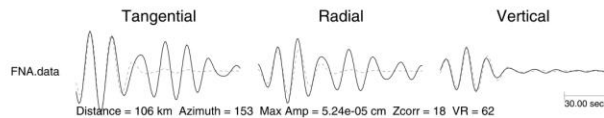
May 30, 2010 00:21:16 Sithonia- North Aegean sea



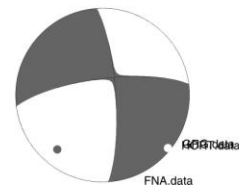
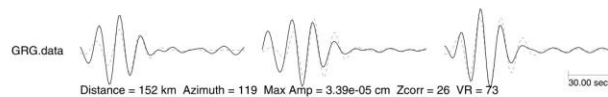
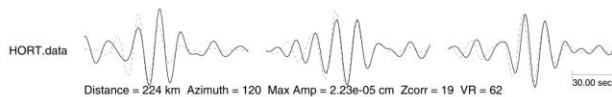
Depth = 6
Strike = 284 ; 144
Rake = -115 ; -58
Dip = 57 ; 41
Mo = 3.20e+20
Mw = 2.94
Percent DC = 75
Percent CLVD = 25
Percent ISO = 0
Variance = 3.34e-13
Var. Red. = 62.2
RES/Pdc = 4.45e-15



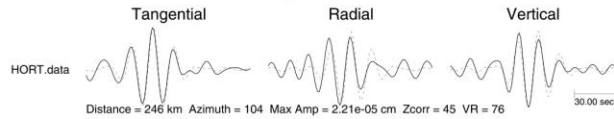
May 30, 2010 10:19:24 FYROM - Albania border



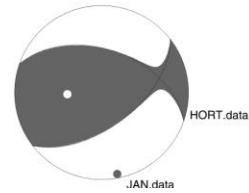
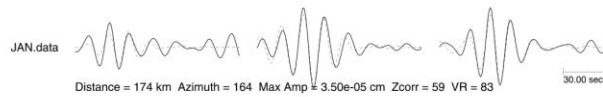
Depth = 30
Strike = 356 ; 263
Rake = -164 ; -13
Dip = 78 ; 75
Mo = 1.10e+22
Mw = 3.96
Percent DC = 99
Percent CLVD = 1
Percent ISO = 0
Variance = 5.57e-11
Var. Red. = 64.5
RES/Pdc = 5.63e-13



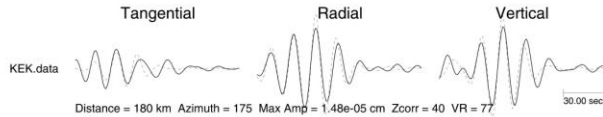
May 30, 2010 11:40:28 Albania



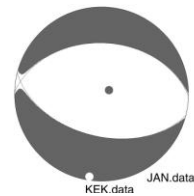
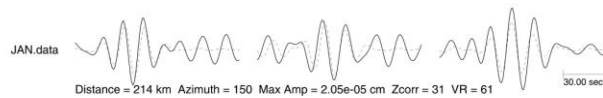
Depth = 15
 Strike = 53 ; 289
 Rake = 51 ; 135
 Dip = 58 ; 49
 Mo = 5.10e+21
 Mw = 3.74
 Percent DC = 95
 Percent CLVD = 5
 Percent ISO = 0
 Variance = 1.47e-11
 Var. Red. = 80.6
 RES/Pdc = 1.55e-13



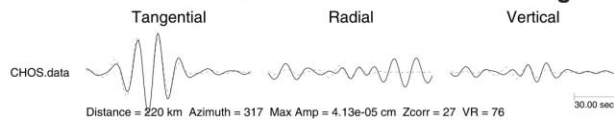
June 13, 2010 17:31:06 Albania



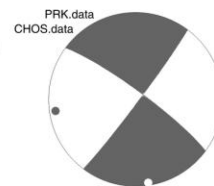
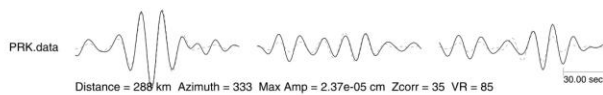
Depth = 16
 Strike = 104 ; 272
 Rake = -82 ; -100
 Dip = 50 ; 41
 Mo = 2.90e+21
 Mw = 3.57
 Percent DC = 98
 Percent CLVD = 2
 Percent ISO = 0
 Variance = 1.17e-11
 Var. Red. = 65.7
 RES/Pdc = 1.19e-13



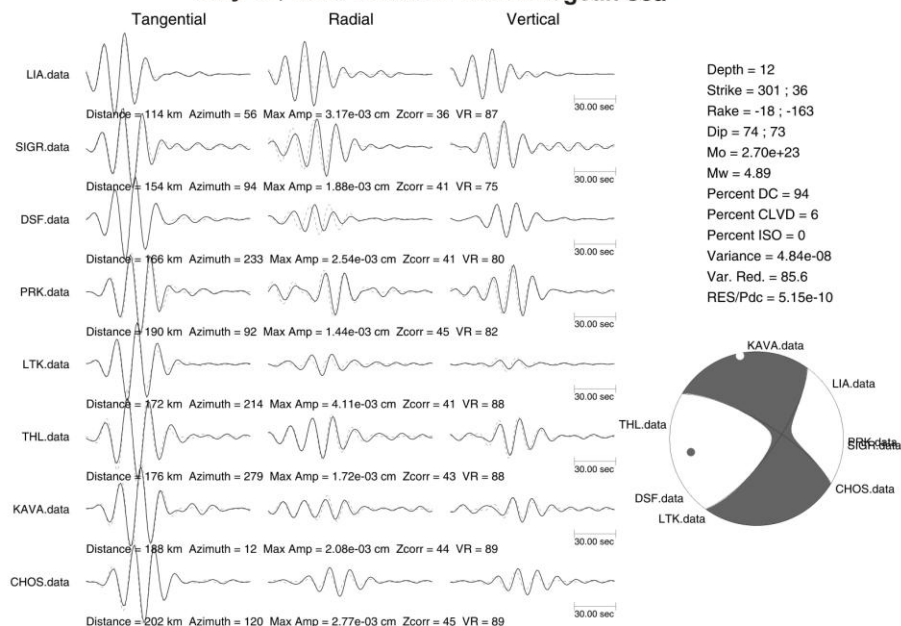
July 13, 2010 12:07:52 East Aegean sea



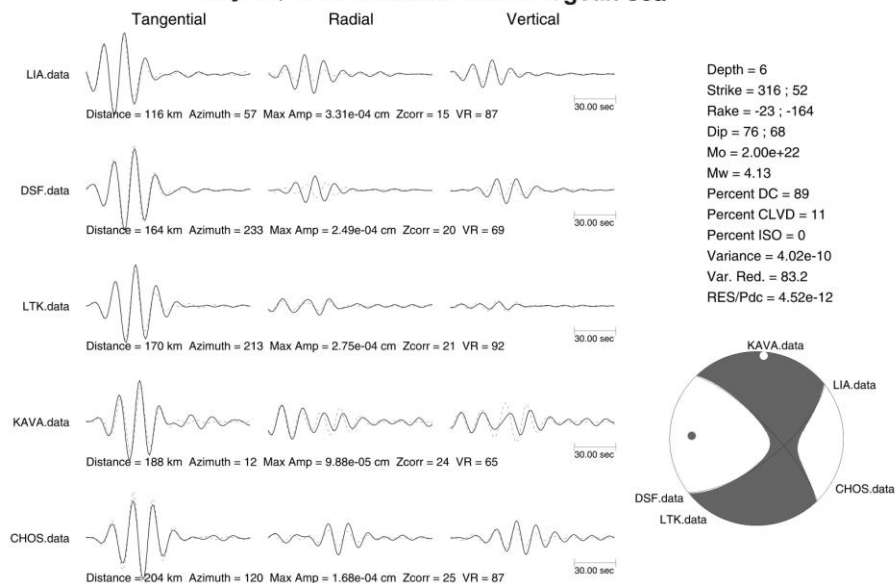
Depth = 24
 Strike = 37 ; 306
 Rake = -172 ; -3
 Dip = 87 ; 82
 Mo = 8.30e+21
 Mw = 3.88
 Percent DC = 100
 Percent CLVD = 0
 Percent ISO = 0
 Variance = 1.17e-11
 Var. Red. = 79.4
 RES/Pdc = 1.17e-13



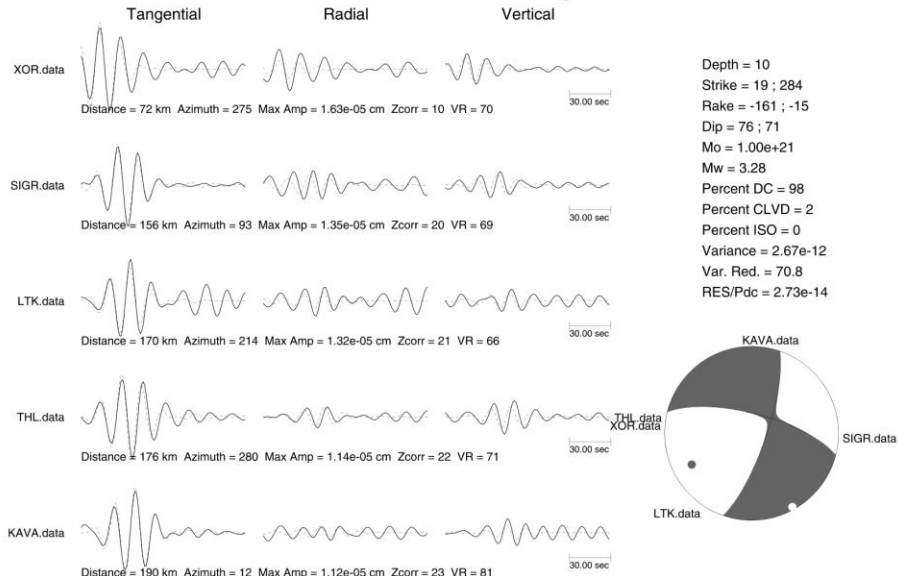
July 16, 2010 18:53:10 North Aegean sea



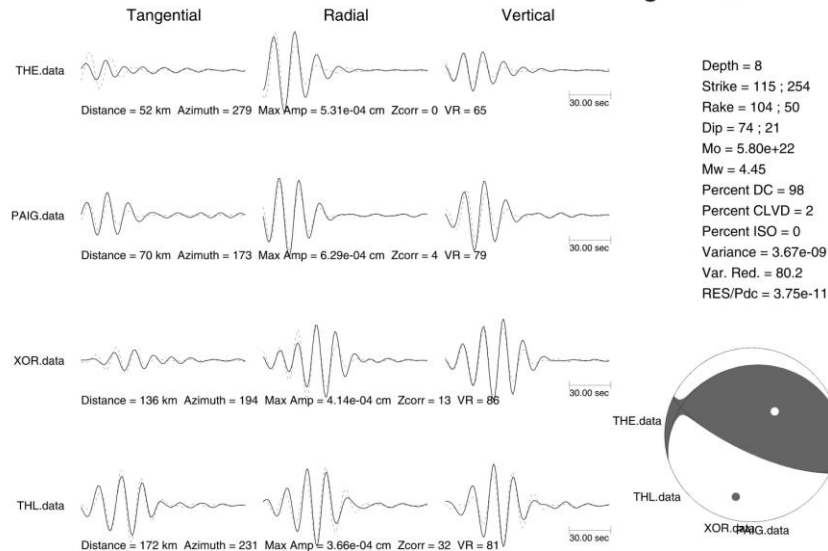
July 17, 2010 02:30:36 North Aegean sea



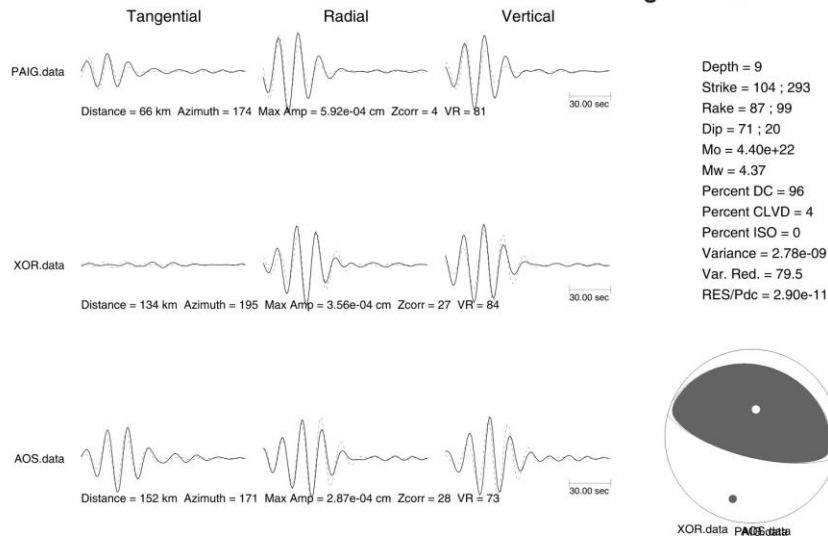
July 18, 2010 05:00:20 North Aegean sea



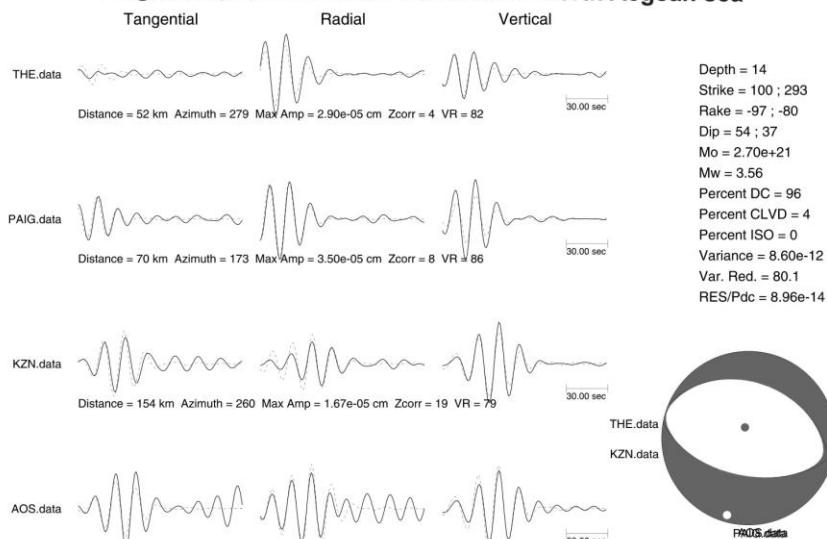
August 08, 2010 09:00:28 Chalkidiki - North Aegean sea



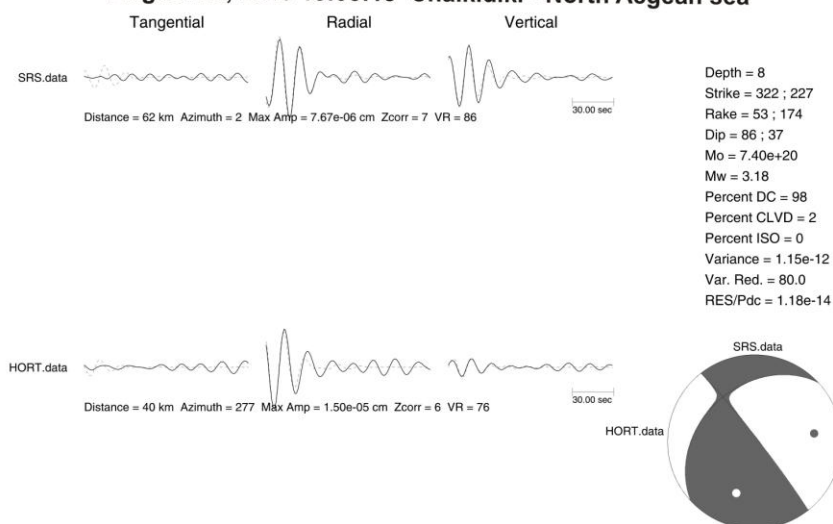
August 08, 2010 09:14:59 Chalkidiki - North Aegean sea



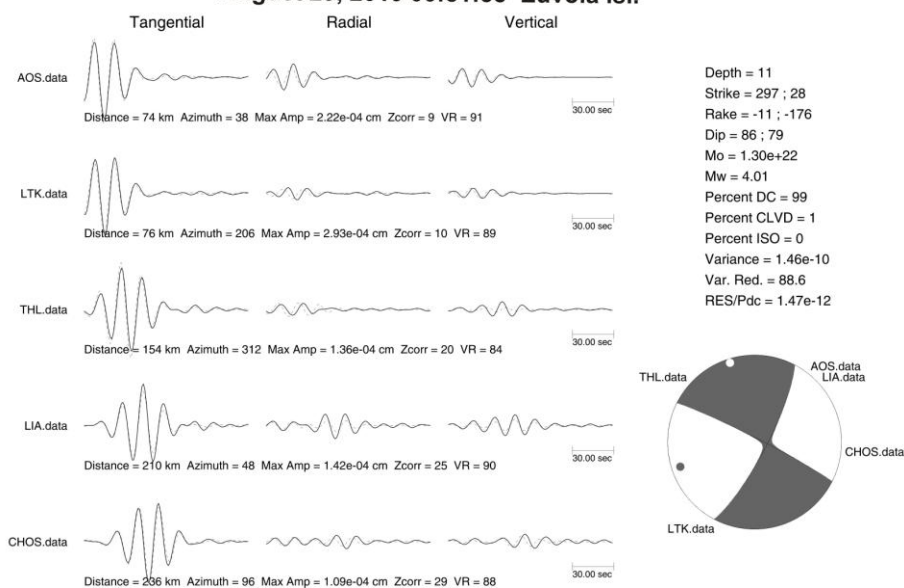
August 08, 2010 09:59:32 Chalkidiki - North Aegean sea



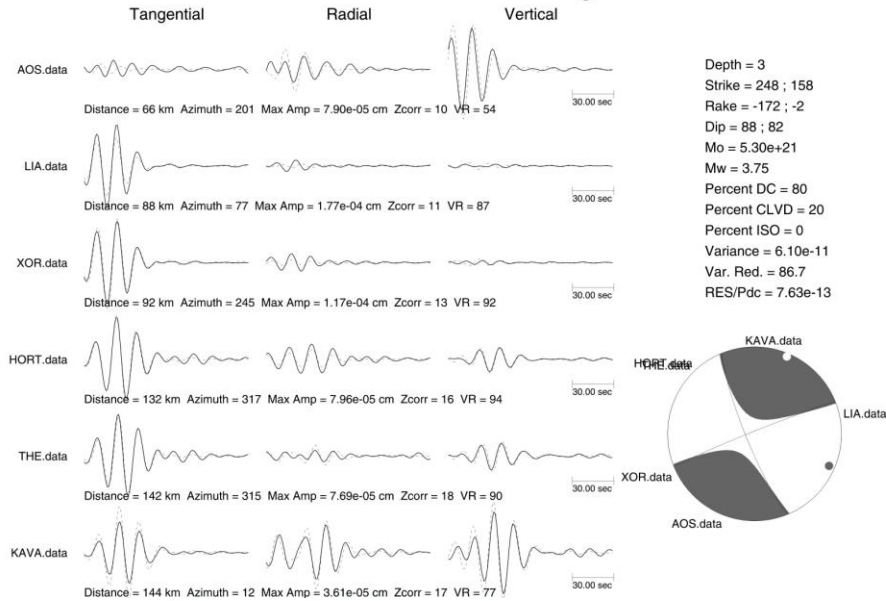
August 26, 2010 18:05:15 Chalkidiki - North Aegean sea



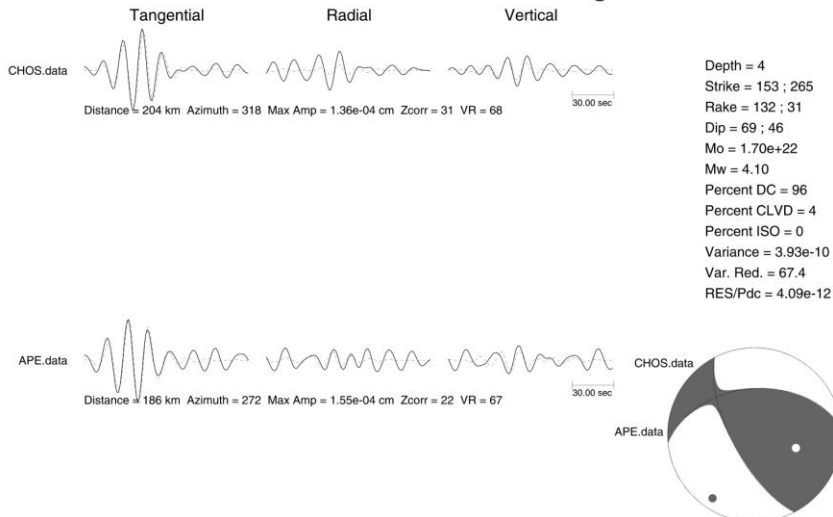
August 29, 2010 00:51:58 Euvoia isl.



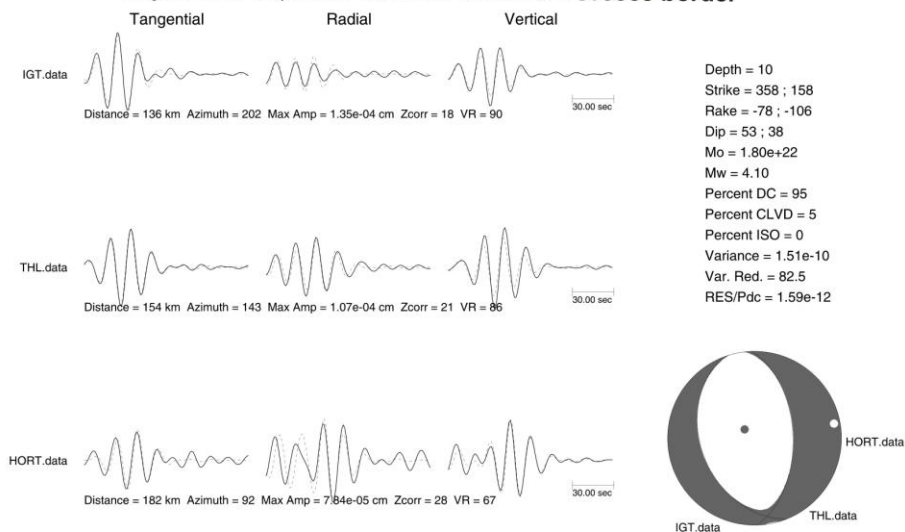
August 29, 2010 05:38:36 North Aegean sea



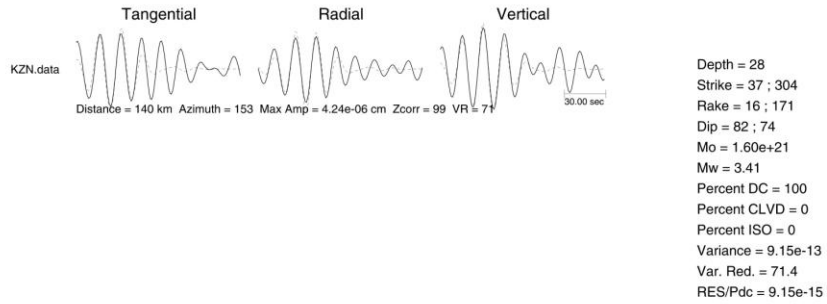
September 07, 2010 14:17:59 East Aegean sea



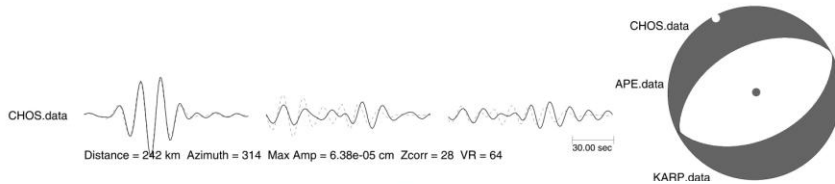
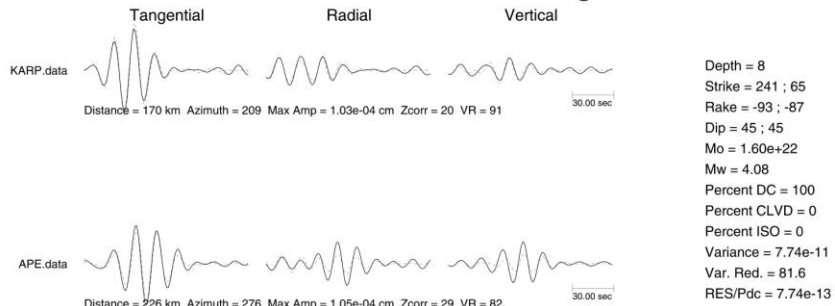
September 11, 2010 15:47:12 Albania - Greece border



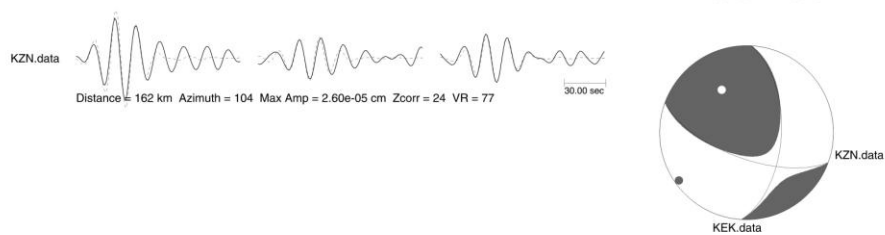
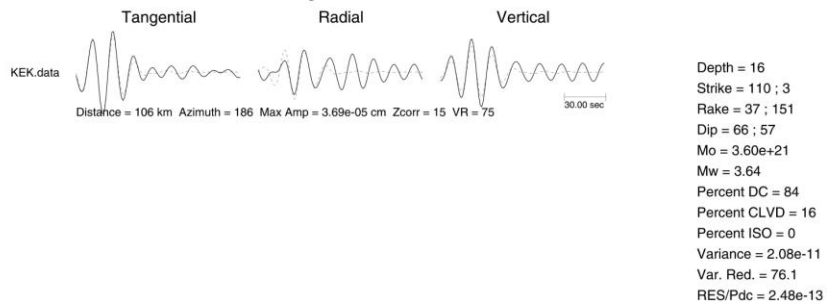
September 26, 2010 05:27:03 FYROM - Albania border



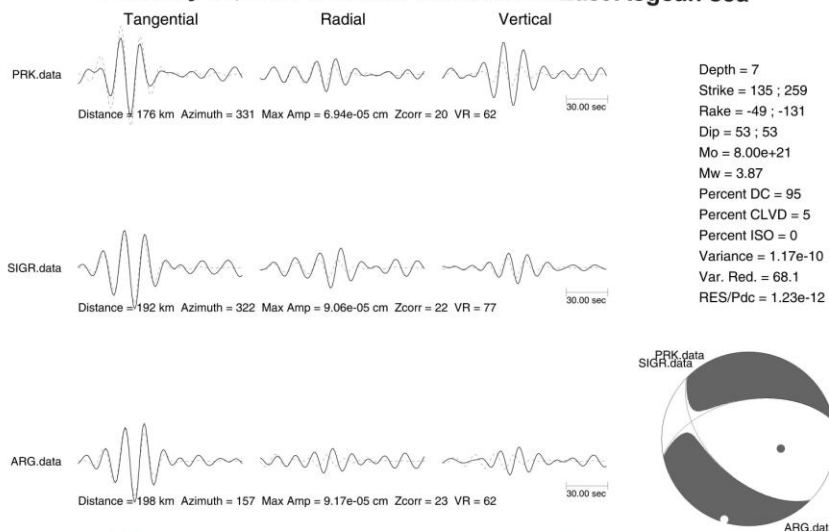
January 12, 2011 03:04:06 East Aegean sea



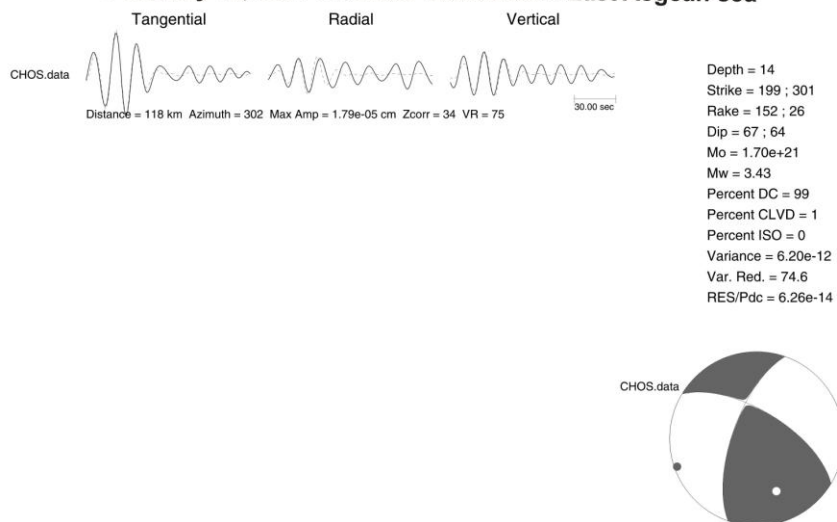
February 01, 2011 17:33:39 Albania



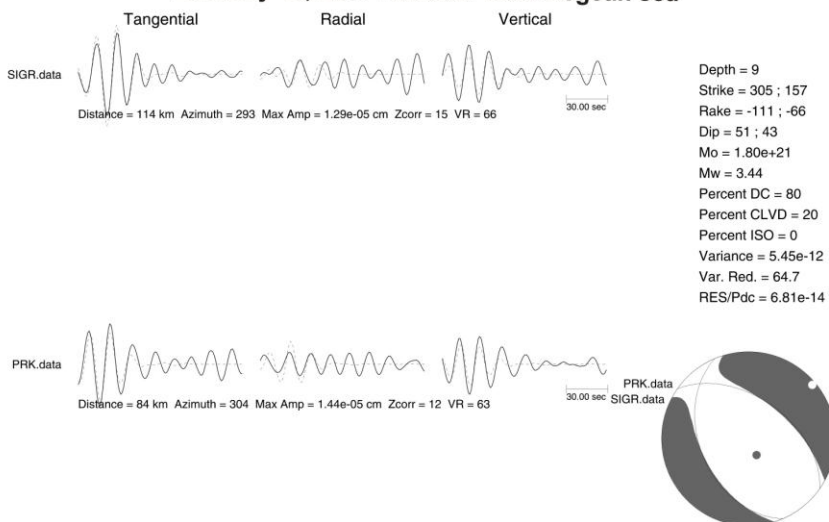
February 05, 2011 02:37:53 Samos isl. - East Aegean sea



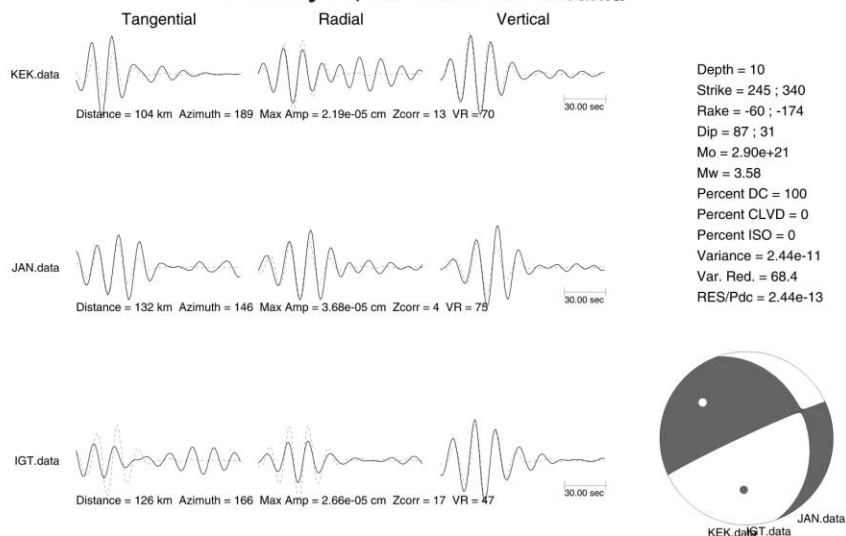
February 18, 2011 04:54:50 Samos isl. - East Aegean sea



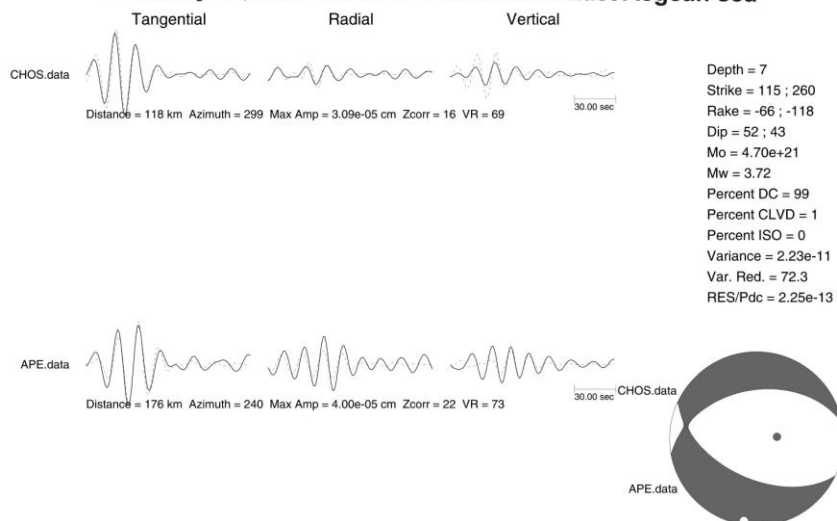
February 19, 2011 18:50:50 East Aegean sea



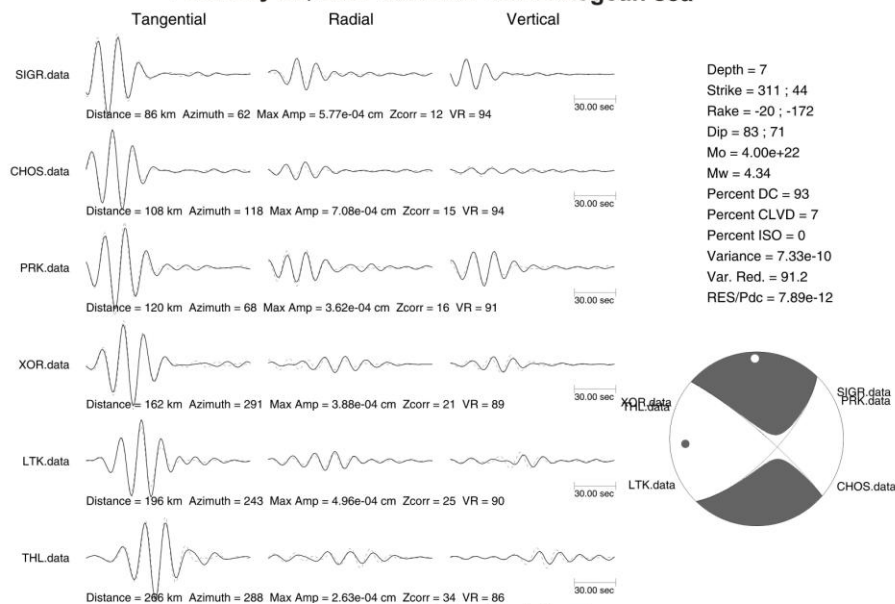
February 21, 2011 05:57:05 Albania



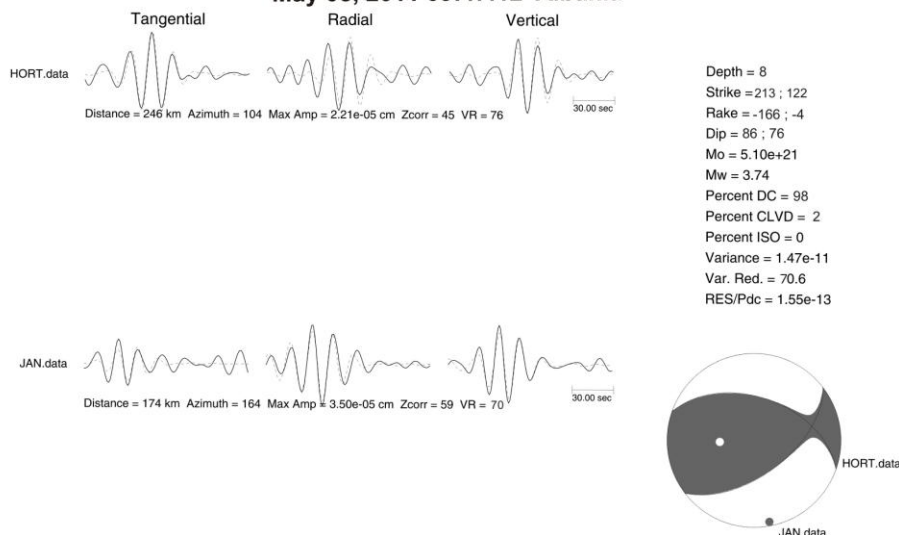
February 22, 2011 15:23:41 Samos isl. - East Aegean sea



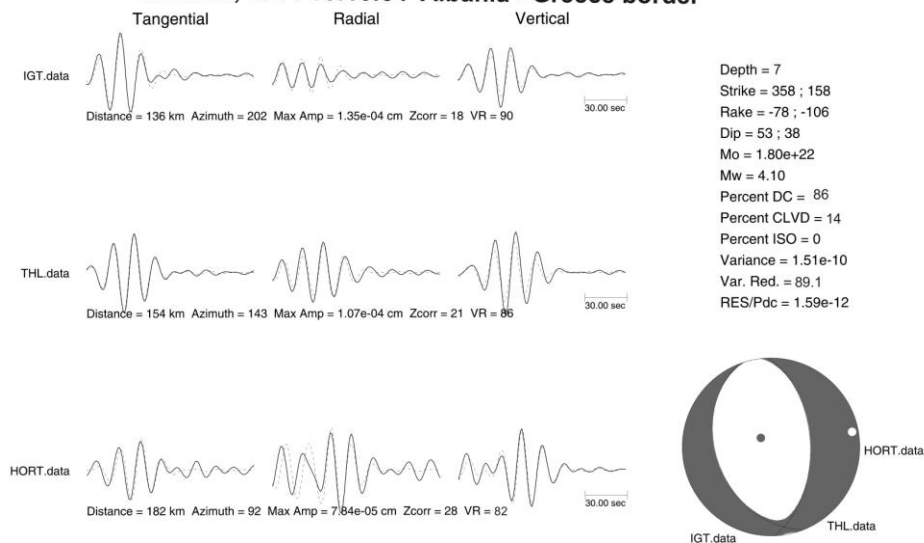
February 22, 2011 20:37:02 North Aegean sea



May 08, 2011 09:47:12 Albania



June 09, 2011 16:16:34 Albania - Greece border



Βιβλιογραφία

Aki, K. and P.G. Richards (2002). *Quantitative Seismology*. University Science Book, 2nd edition, Sausalito, California.

Aliaj S. (1991). Neotectonic structure of Albania. *Albanian Journal on Natural and Technological Science* 4, 79-98.

Ambraseys, N.N. and C.F. Finkel (1987). The Saros-Marmara earthquake of 9 August 1912. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, **15**, 189-211.

Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int.*, **101**, 663-709.

Ambraseys, N.N. and C.F. Finkel (1995). *The seismicity of Turkey and adjacent areas: A historical review, 1500-1800*. M.S. Eren publisher, 240 pp. ISBN 9757622389.

Ambraseys, N.N. and J. Jackson (2000). Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500. *Geophys. J. Int.*, **141**, F1 – F6.

Ambraseys, N., Smit, P., Berardi, R., Rinaldis, D., Cotton, F., Berge-Thierry, C., (2000). European Strong - Motion Database, European Council, Environment and Climate Research Programme (CD).

Anderson, H. and J. Jackson (1987). Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **91**, 937-983.

Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D. (1992). East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc. *Geology*, **20**, 491-494.

Armijo, R., B. Meyer, G. King, A. Rigo, and D. Papanastassiou (1996). Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, **126**, 11 – 53.

Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., Mercier de Lépinay, B., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M.-A., Schmidt, S., Beck, C., Çagatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefèvre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O. and K. Sarikavak (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, 1-29. Q06009, doi:10.1029/2004GC000896.

Ayhan, M. E., et al. (2002). Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 216– 229.

Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A.M., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Nercessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D. and Veis, G., (2004). Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(4-5): 301-311.

Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E. and A. Rigo (1997). Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and western Greece. *Geophys. J. Int.*, **131**, 559-594.

Barka, A., and Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, **7**, 663-684.

Barka, A., Akyüz, H.S., Altunel, E., Sunal, G., Çakir, Z., Dikbas, A., Yerli, B., Armijo, R., Meyer, B., de Chabaliér, J.B., Rockwell, T., Dolan, J.R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J. and W. Page (2002). The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Vüzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92** (1), 43-60.

Benetatos, Ch. , Kiratzi, A., Kementzetzidou, K., Roumelioti, Z., Karakaisis, G., Scordilis, E., Latoussakis, I. and G. Drakatos (2004b). “The Psachna (Evia) earthquake swarm of June 2003”. *Bulletin of the Greek Geological Society*, Vol. XXXVI.

Benetatos, C., Kiratzi, A., Papazachos, C. and G. Karakaisis (2004). Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Trench, *Journal of Geodynamics*, **37**, 253-296.

Benetatos, Ch., Dreger, D. and A. Kiratzi (2007). Complex and Segmented Rupture Associated with the 14 August 2003 Mw 6.2 Lefkada, Ionian Islands, Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 35-51, doi:10.1785/0120060123.

Benetatos, C. and A. Kiratzi, (2006). Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2). *Tectonophysics*, **421**, 129-143.

Μπενετάτος Χριστόφορος (2007). Λεπτομερής σεισμοτεκτονική μελέτη της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου με τη χρήση ψηφιακών σεισμολογικών δεδομένων. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Ben-Menahem, A. and A. Gillon (1970). Crustal deformation by earthquakes and explosions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 193 – 215.

Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassara, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastasiou, D., Chouliaras, G. and G. Stavrakakis (1997). A

low angle normal fault earthquake: the Ms=6.2, June, 1995 Aigion earthquake (Greece). *J. Seismology*, **1**, 131-150.

Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A., (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426(1-2).

Bell, R.E., McNeill, L.C., Bull, J.M. and Henstock, T.J., (2008). Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 120(1-2)

Billiris, H., et al. (1991), Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature*, **350**, 124– 129.

Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. and G. Stavrakakis (2001). Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343, 3-4, 239-262. doi:10.1016/S0040-1951(01)00264-5.

Bohnhoff, M., Harjes, H.-P. and T. Meier (2005). Deformation and Stress regimes in the Hellenic subduction zone from focal Mechanisms. *Journal of Seismology*, **9** (3), 341-366. doi:10.1007/s10950-005-8720-5

Boore, D.M., Sims, J.D., Kanamori, H. and S. Harding (1981). The Montenegro, Yugoslavia, earthquake of April 15, 1979: source orientation and strength. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **27**, 133–142.

Braunmiller, J. and J. Nábelek (1996). Geometry of continental normal faults: Seismological constraints. *J. Geophys. Res.*, **10**, 3045-3052.

Briole, P., et al. (2000). Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995, *J. Geophys. Res.*, **105**, 25,605– 25,625.

Chatzipetros, A., Kokkalas, S., Pavlides, S., Koukouvelas, I. (2005). Palaeoseismic data and their implication for active deformation in Greece. *Journal of Geodynamics* **40** (2-3), 170-188.

Chi, W.-C., Dreger, D. and A. Kaverina (2001). Finite-source modeling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake derived from a dense strong-motion network. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 1144-1157.

Clarke, P. J., et al. (1998), Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997, *Geophys. J. Int.*, **135**, 195– 214.

Clinton, F. J., (2004). Modern Digital Seismology – Instrumentation and Small Amplitude Studies in the engineering world. *PhD thesis*, California Institute of Technology, pp 347.

Cocard, M., et al. (1999), New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **172**, 39– 47.

Cohee, B.P. and G.C. Beroza (1994). Slip distribution of the 1992 Landers earthquake and its implications for earthquake source mechanics. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 692-712.

Davies, R., P. England, B. Parsons, H. Billiris, D. Paradissis, and G. Veis (1997). Geodetic strain of Greece in the interval 1892– 1992, *J. Geophys. Res.*, **102**, 24,571–24,588.

Delibasis, N.D. (1968). Focal mechanism of earthquakes of intermediate focal depth in the arc of Greece and their distribution of their macroseismic intensities. *Ph.D. Thesis*, Univ. Athens, 105 pp.

Dewey, J.F. and A.M.C. Sengor (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum mechanics in a convergence zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.

Dewey J. W., B. Glen Reagor, L. Dengler, and K. Moley (1995). Intensity distribution and isoseismal maps for the Northridge, California, earthquake of January 17, 1994. *U. S. Geological Survey Open-File Report 95-92*, 35 pp.

Drakatos, G., (1989). Seismic Tomography-Determination of Velocity Zones in Greece and Surrounding Regions. Ph. D. Thesis, Univ. of Athens, pp 146 .

Dreger, D. S., and D. V. Helmberger (1990). Broadband Modeling of Local Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1162-1179.

Dreger, D.S. (1994). Investigation of the rupture process of the 28 June 1992 Landers earthquake utilizing TERRAScope. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 713-724.

Dreger, D.S. (2003). TDMT_INV: Time Domain Seismic Moment Tensor INVersion. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Volume 81B, p 1627.

Dreger, D.S. and D.V. Helmberger (1991). Complex Faulting Deduced from Broadband Modeling of the 28 February 1990 Upland Earthquake (ML=5.2). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1129-1144.

Dreger, D. and D.V. Helmberger (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 8107-8125.

Dreger, D. and B. Romanowicz (1994). Source characteristics of events in the San Francisco Bay region. In USGS Open-file report, no. 94-176, 301-309, 1994.

Dreger, D. and A. Kaverina (1999). Development of Procedures for the Rapid estimation of Ground Shaking Task 7: Ground Motion Estimates for Emergency Response, Final Report, University of California at Berkeley, Seismological Laboratory, pp 31.

Dreger, D. and A. Kaverina (2000). Seismic remote sensing for the earthquake source process and near – source strong shaking: a case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 27, 1941 – 1944.

Dunkin, J.W. (1965). Computation of modal solutions in layered elastic media at high frequencies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 335-338.

Dziewonski, A.M. and J.H. Woodhouse (1983). An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.

Dziewonski A.M., Chou, T.-A. and J.H. Woodhouse (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.

Eyidogan, H. (1988). Rates of crustal deformation in Western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics*, 148, 83-92.

Galanopoulos, A. G. (1967). The influence of the fluctuation of Marathon Lake elevation on local earthquake in the Attica Basin, *Annales Geol. des Pays Helleniques* 18, 281-306.

Fitch, T. J., D.W. McCowan, and M.W. Shields (1980). Estimation of the seismic moment tensor from teleseismic body wave data with applications to intraplate and mantle earthquakes, *J. Geophys. Res.* 85, 3817-3828.

Ganas, A., Drakatos, G., Pavlides, S., Stavrakakis, G., Ziazia, M., Sokos, E. and V. Karastathis (2005). The 2001 Mw=6.4 Skyros earthquake, conjugate strike-slip faulting and spatial variation in stress within the central Aegean Sea. *J. Geodyn.*, 39, 61–77.

Gallousi, C. and Koukouvelas, I.K., (2007). Quantifying geomorphic evolution of earthquake triggered landslides and their relation to active normal faults. An example from the Gulf of Corinth, Greece. *Tectonophysics*, 440(1-4).

Gilbert F. (1970). Excitation of the normal modes of the earth by earthquake sources. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, 223-226.

Gilbert F. and A. M. Dziewonski, (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structure parameters and source mechanisms for seismic spectra, *Philos. Trans. R., Soc. London, Ser. A*, **278**, 187-269, 1975.

Goldstein, P., D. Dodge, Firpo M. and Lee Minner (2003). SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. Invited contribution to The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.

Goldsworthy, M., J. Jackson, and J. Haines (2002). The continuity of active faults in Greece, *Geophys. J. Int.*, **148**, 596– 618.

Gregcrsen, S., and W. Jaeger, (1984). The gravity field of a dipping plate in Greece, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **76**, 439-443.

Hartzell, S.H. (1989). Comparison of seismic waveform inversion techniques for the rupture history of a finite fault: Application to the 1986 North Palm Springs, California, earthquake. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7515-7534.

Hartzell, S.H. and T.H. Heaton (1983). Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1553-1583.

Hartzell, S. and T. Heaton (1985). Teleseismic Time Functions for Large, Shallow Subduction Zone Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**(4), 965–1004.

Hartzell, S.H. and T.H. Heaton (1986). Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California, earthquake from the inversion of strong motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 649-674.

Hartzell, S.H. and C. Mendoza (1991). Application of an iterative least-squares waveform inversion of strong-motion and teleseismic records to the 1978 Tabas, Iran, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 305-331.

Hartzell, S.H., Langer, C. and C. Mendoza (1994). Rupture histories of eastern North American earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1703-1724.

Haskell, N.A. (1964). Radiation pattern of surface waves from point sources in a multilayer medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1041-1062.

Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G. and O. Coutant (1995). Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece. *Tectonics*, **14**, 773-785.

Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kemenetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and A. Deschamps (1999). Microseismicity

and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics. *J. Geophys. Res.*, **137**, 891-908.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N. and Papaioannou, C., (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, 141(2): 438-456.

Hauksson, E., Small, P., Hafner, K., Busby, R., Clayton, R., Goltz, J., Heaton, T., Hutton, K., Kanamori, H., Polet, J., Given, D., Jones, L.M. and D. Wald (2001). “The Southern California Seismic Network: The Caltech/USGS Element of TriNet, 1997-2001”. *Seismological Research Letters*, Vol. **72**, No. **6**, November/December.

Horner, F., and Freeman, P. (1983). Paleomagnetic evidence from pelagic limestones for clockwise rotation of the Ionian, Western Greece, *Tectonophysics*, **98**, 11-27.

Ιωαννίδου, Ε. (1989). Χαρακτηριστικές σεισμικές παράμετροι σεισμών της Ελλάδας και των γειτονικών περιοχών υπολογιζόμενοι με αντιστροφή μακράς περιόδου κυμάτων χώρου. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 282 σελ.

Jackson, J. (2002). Faulting, flow and the strength of the continental lithosphere. *International Geology Review* , **44**, 29-61.

Jackson, J. and McKenzie, D. (1988a). The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, **93**, 45-73.

Jackson, J. and McKenzie, D., (1988b). Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Res.*, **1**, 121-128

Jost, M.L. and R.B. Herrmann (1989). A student’s guide to and review of moment tensors. *Seism. Res. Lett.*, 60, 37-57.

Kanamori, H. (1979). A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1645 – 1670.

Karagianni, E.E., Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K. and A. Vuan (2002). Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area. *Tectonophysics*, 358, 187-209.

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

Καρακώστας, Β. Γ. (1988). Σχέση μεταξύ της σεισμικής δράσης και γεωλογικών και γεωμορφολογικών στοιχείων του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 243.

Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., Vargemezis, G. and E. Aidona (2003). The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (1), doi:10.1029/2002GL015814.

Kaverina, A., Dreger, D.S. and E. Price (2002). The combined inversion of seismic and geodetic data for the source process of the 16 October, 1999 Mw7.1 Hector Mine, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, Special issue on the Hector Mine earthquake, 1266 - 1280.

Kennett, B. and E. Engdahl (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.

Kiratzí, A. (1991). Rates of crustal deformation in the North Aegean trough- North Anatolian fault deduced from seismicity, *Pure and Applied Geophysics*, **136**, 421-432.

Kiratzí, A. (1993). A study on the active crustal deformation on the North and East Anatolian Fault Zones, *Tectonophysics*, **225**, 191- 203.

Kiratzí, A. (2002). Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, **151**, 360-376.

Kiratzí, A. and E. Dimakis (2011). Focal mechanisms and slip models of moderate size earthquakes in Albania and adjacent countries, *Italian Journal of Geosciences*, (in press)

Kiratzí, A. and C. Langston (1989). Estimation of earthquake source parameters of the May 4, 1972 event of the Hellenic arc by the inversion of waveform data. *Phys. Earth Planet. Int.*, **57**, 225-232.

Kiratzí, A. and C. Langston (1991). Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece). *Geophys. J. Int.*, **105**, 529-535.

Kiratzí, A.A., and C.B. Papazachos (1995). Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. *J. Geodynam.*, **19**, 65-78.

Kiratzí, A. and E. Louvari (2001). Source parameters of the Izmit-Bolu 1999 (Turkey) earthquake sequences from teleseismic data. *Annali di Geofisica*, **44**, 33-47.

Kiratzí, A. and E. Louvari (2003). Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modeling: A new database. *J. Geodyn.*, **36**, 251-274.

Kiratzí, A., Papadimitriou, E.E. and B.C. Papazachos (1987). A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece. *Annales Geophysicae*, **2**, 161-166.

Kiratzi, A., Wagner, G. and C. Langston (1991). Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform modeling. *PAGEOPH*, **135**, 515-527

Kiratzi, A., Benetatos, C. and Z. Roumelioti (2007). Distributed earthquake focal mechanisms in the Aegean Sea. Poster at the 11th International Conference of the Geological Society of Greece, *EGE*, 24-26 May 2007, Athens, Greece.

Κυρατζή, Α., Μπενετάτος Χ., και Ζ. Ρουμेलιώτη (2005). Σεισμικότητα και τεκτονικά χαρακτηριστικά του ΒΑ Αιγαίου Πελάγους και των γειτονικών περιοχών. *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, Τομ. XXXVII.

Kissel, C and Laj, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean Arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophysics*, **144**, 183-201.

Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Savascin, Y., Simeakis, K., and Mercier, J.L. (1986a). Paleomagnetic evidence for neogene rotational deformations in the Aegean domain, *Tectonics*, **5**, 783-796.

Kissel, C., Kondopoulou, D., Laj, C., and Papadopoulos, P. (1986b). New paleomagnetic data from Oligocene formations of Northern Aegean, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1039-1042.

Knopoff L. and M.J. Randall (1970). The compensated Linear Vector Dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **75** (26), 4957- 4963.
Nábělek, J.L. (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Ph.D Thesis, MIT, MA.

Kondopoulou, D. (1982). Paleomagnetisme et deformations neogenes du Nord de la mer Egee, Thesis Univ. Strasbourg, France.

Kondopoulou, D. (1986). Tertiary rotational deformation in the Greek Servomacedonian Massif, *Bulg. Geoph. Journal*, **12**, 71-80.

Kondopoulou, D. and Westphal, M. (1986). Paleomagnetism of the Tertiary intrusives from Chalkidiki (N. Greece), *J. Geophysics*, **59**, 62-66, 1986.

Kondopoulou, D. and Atzemoglou, A. (1989). Paleomagnetic results from N. Greece and their consequences for the geodynamic evolution of the area, Proc. 1st Hell. Geoph. Congress, Athens, Greece, 180-192.

Kotzev, V., R. Nakov, B. C. Burchfiel, R. King, and R. Reilinger (2001). GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998, *J. Geodyn.*, **31**, 189–200.

Koukouvelas, I. and A. Aydin (2002). Fault structure and related basins of the North Aegean Sea and its surroundings. *Tectonics*, **21** (5), 1046, doi:10.1029/2001TC901037.

Kreemer, C., Chamot-Rooke, N. and X. Le Pichon (2004). Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**, 329– 346.

Laj, C., Jamet, M., Sorel, D., and Valente, J.P. (1982). First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc, In: *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench*, Le Pichon, X., Augustithis, S.S., and Mascle, J. (eds.), *Tectonophysics*, **86**, 45-67.

Langston, C.A. (1981). Source Inversion of Seismic Waveforms: The Konya, India Earthquake of September 13, 1967. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1–24.

Langston, C.A. and D.V. Helmberger (1975). A procedure for modeling shallow dislocation sources. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **42**, 117-130.

Le Pichon, X. and J. Angelier (1979). The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1–42. doi:10.1016/0040-1951(79)90131-8.

Le Pichon, X., and J. Angelier (1981), The Aegean Sea, *Philos. Trans. R.Soc. London, Ser. A*, 300, 357– 372.

Le Pichon, X., N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, and G. Veis (1995), Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,675– 12,690.

Ligdas, C. N., Main, I.G. & Adams, R.D. (1990). 3-D structure of the lithosphere in the Aegean region. *Geophysical Journal International*, **102**, 219-229.

Ligdas, C.N. & I.G. Main (1991). Some geodynamic implications from the inversion of P-wave travel-time residuals in the Aegean region, *Bull. Geol. Soc. Greece XXV/3*, 217-224.

Λούβαρη, Ε. (2000). Λεπτομερής Σεισμοτεκτονική μελέτη του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των μικρών σεισμών. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 374.

Louvari, E. and A. Kiratzi (1997). RAKE: A window's program to plot earthquake focal mechanisms and stress orientation. *Computers & Geosciences*, **23**, 851-857.

Louvari, E. and A. Kiratzi (2001). Source parameters of the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake based on teleseismic data. *J. Balkan Geophys. Soc.*, **4**, 51–60.

Louvari, E., Kiratzi, A. and B. Papazachos (1999). The Cephalonia transform zone (Greece): a major transpressive structure. *Tectonophysics*, **308**, 223-236.

Louvari, E., Kiratzi, A., Papazachos, B. and P. Hatzidimitriou (2001). Fault plane solutions determined by waveform modeling confirm tectonic collision in eastern Adriatic. *Pure and Applied Geophysics*, **158** (9-10), 1613-1638.

Lovlie, R., Stole, G., and Spjeldnaes, N. (1990). Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene-Pleistocene marine sediments from Rhodos, eastern Mediterranean, *Phys. Earth Planet. Int.*, **54**, 340-352.

Makris, J.A. (1975). Crustal structure of Aegean Sea and Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geophys.*, **41**, 441-443.

Makris, J.A. (1976). A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. *Tectonophysics*, **36**, 339-346. doi:10.1016/0040-1951(76)90108-6.

Makris, J.A. (1978a). The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, **46**, 269-284. dx.doi.org/10.1016/0040-1951(78)90207-X.

Makris, J.A. (1978b). A geophysical study of Greece based on deep seismic soundings, gravity and magnetics. In: *Alps, Apennines, Hellenides*, (H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt, eds.), Inter. Union, Comm. Geodyn., Sci. Rep., **38**, 392-401.

Makropoulos, K. and P. Burton (1984). Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, **106**, 275-304.

Masclé, J., and Martin, L. (1990). Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles, *Mar. Geol.*, **94**, 271-299.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Georgiev, I., Hamburg, 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., Toksoz, M.N. and G. Veis (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5720.

McKenzie, D.P. (1970). The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, **226**, 239-243

McKenzie, D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **30**, 109-185.

McKenzie, D.P. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **55**, 217-254.

McKenzie, D. P., and J. A. Jackson (1983), The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 182-202.

McKenzie, D. & Jackson, J. (1986). A block model of distributed deformation by faulting. *J. Geol. Soc. Lond.* , **143**, 349-353.

Mercier, J.L., Carey, E., Philip, H. and D. Sorel (1976). La neotectonique plio-quaternaire de l'arc egeen externe et de la mer Egee et ses relations avec la sismicite. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**, 355-372.

Mercier, J.L., Delibassis, N., Gautier, A., Jarrige, J.J., Lemile, F., (1979). La neotectonique de l'arc egeen, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, **21**, 67-92.

Mercie, J.L., Sorel, D., Vergely, P., and Simeakis, K. (1989). Extentional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Reg.*, **2**, 49-71.

Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W., 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.

Mori, J. and S. Hartzell (1990). Source inversion of the 1988 Upland earthquake: Determination of a fault plane for a small event. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 278-295.

Novotny, O., Zahradnik, J. and G-A. Tselentis (2001). Northwestern Turkey earthquakes and the crustal structure inferred from surface waves observed in western Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 875-879.

Nyst, M. and W. Thatcher (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, **109**, No. B11, B11406, doi:10.1029/2003JB002830, 2004

Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ. (1984). *Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο Νότιο Βαλκανικό χώρο.* Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ., 173, 1984.

Panagiotopoulos, D. G. and Papazachos, B. C. (1985). Travel times of Pn-waves in the Aegean and surrounding area. *Geophysical J. Royal astronomical Society*, **80**, 165-176.

Panagiotopoulos, D.G., Papadimitriou, E.E., Papaioannou, Ch.A., Scordilis, E.M. and B.C. Papazachos (1993). Source properties of the 21 December 1990 Goumenissa earthquake in Northern Greece. In: *Proceeding of the 2nd Congress of the Hellenic Geophysical Union, Florina, 5-7 May 1993, Greece*, 286-296.

Papadimitriou, E. (1993). Focal mechanism along the convex side of the Hellenic arc, *Bollettino de Geofisica Teorica ed Applicata*, **XXXV**, 401-426.

Papadimitriou, P. (1988). Etude de la structure du manteau supérieur de l' Europe et modélisation des ondes de volume engendrées par des séismes Egéens. *Ph.D. Thesis*, 211 pp.

Papazachos, B.C. (1996). Large seismic fault in the Hellenic arc. *Annali di Geofisica*, **39**, 891-903.

Papazachos, B.C. and N.D. Delibasis (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, **7**, 231-255.

Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis (1970). Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. *Com. Rend. des Séances de la Conf. Reunie a Madrid, 1969/70*, **16**, 74-75.

Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.

Papazachos, B. and C. Papazachou (2003). *The Earthquakes of Greece*, 3rd edn. Ziti Public, Thessaloniki, p. 286.

Papazachos, B.C., Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Leventakis, G. (1979). Surface fault traces and fault plane solutions of May - June 1978 major shocks in the Thessaloniki area. *Tectonophysics*, **53**, 171-183.

Papazachos, B. C., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. and Rocca, A. (1984). Seismic faults in the Aegean area. *Tectonophysics*, **106**, 71-85.

Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A. and Papadimitriou, E. E. (1991). Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean Area. *Pure Applied Geophysics*, **136**, 405-420.

Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A. A. and Papazachos, C. B. (1997). The stress field in the Aegean area as deduced from fault plane solutions of shallow earthquakes. IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-29 August 1997.

Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A. and Karacostas, B. G. (1997). Toward a homogeneous moment - magnitude determination for earthquakes in Greece and the surrounding area. *Bulletin Seismological Society America*, **87**, 474-483.

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

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

Παπαζάχος, Β.Κ., Μουντράκης, Δ.Μ., Παπαζάχος, Κ.Β., Τρανός, Μ.Δ., Καρακαϊδης, Γ.Φ. και Σαββαΐδης, Α.Σ. (2001) Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5^ο αιώνα π.Χ.

μέχρι σήμερα. 2ο Παν. Συν. Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, Τ.Ε.Ε., Θεσσαλονίκη, 28-30 Σεπτεμβρίου 2001, 1, 17-26.

Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C. and G. Karakaisis (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Vol. XXXVI, Proc. of the 10th Conference of the Hellenic Geol. Union, April 15–17, 2004, Thessaloniki.*

Παπαζάχος Κ.Β. (1994). Συμβολή στη μελέτη της δομής του φλοιού και του πάνω μανδύα στη νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων. Διδακτορική διατριβή που εγκρίθηκε από το Τμήμα Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, σελ. 208, 1994.

Papazachos, C.B. (1999). Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2653-2656.

Papazachos, C.B. (2002), A tecto-kinematic model for the Aegean using seismological and GPS data. *Proc. 11th Gen. Ass. WEGENER*, 12-14 June.

Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A (1992). Formulation for reliable estimation of active crustal deformation and an application to central Greece. *Geophys. J. Int.*, **111**, 424-432.

Papazachos, C. and A. Kiratzi (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 253, 129-154.

Papazachos, C.B. and G. Nolet (1997). P and S deep structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8349–8367.

Papazachos, C.B., Hatzidimitriou, P.M., Panagiotopoulos, D.G. and G.N. Tsokas (1995). Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe. *J. Geophys. Res.*, **100**, 405–422.

Pasyanos, E., Dreger, D. and B. Romanowicz (1996). Towards real-time determination of regional moment tensors. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1255–1269.

Pavlidis, S. (1996). Active faults in Greece, *J. Earth. Prediction and Res.*, **5**, 422-430.

Pinar, A. (1998). Source inversion of the October 1, 1995, Dinar earthquake (Ms=6.1): a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics*, **292**, 255-266.

Randall M. J. Knopoff L. (1970). The mechanism at the focus of deep earthquakes. *J. Geophys. Res.* **75**, 4965-4976

Reid, H.F. (1910). The California earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission, vol. II, *The Mechanics of the Earthquake*, Carnegie Inst. of Washington, Washington, D.C..

Ritsema, A. (1974). The earthquake mechanics of the Balkan region. *R. Netherl. Meteorol. Inst., De Bilt, Sci. Rep.*, 74-4.

Rhoades, D.A.; Papadimitriou, E.E.; Karakostas, V.G.; Console, R.; Murru, M. (2010). Correlation of static stress changes and earthquake occurrence in the North Aegean region. *Pure and applied geophysics*, 167(8/9): 1049-1066; doi: 10.1007/s00024-010-0092-2.

Roberts, G.P. and Koukouvelas, I., (1996). Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implications for models of fault growth. *Annals of Geophysics; Vol 39, No 3 (1996)*.

Rodgers, A.J., Walter, W.R., Mellors, R.J., Al-Amri, A.M.S. and Y.-S. Zhang (1999). Lithospheric structure of the Arabian shield and platform from complete regional waveform modeling and surface wave group velocities, *Geophys. J. Int.*, **138**, 871–878.

Roumelioti Z. and A. Kiratzi (2002). Stochastic Simulation of Strong-Motion Records from the 15 April 1979 (M 7.1) Montenegro Earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **92**, 3, 1095-1101.

Roumelioti, Z., Dreger, D., Kiratzi, A. and N. Theodoulidis (2003a). Slip distribution of the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from an empirical Green's function study, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **93**(2), 775 - 782

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. and N. Melis (2003b). Relocation of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) earthquake sequence using the double-difference technique. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **138**, 231–239.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. and D. Dreger (2004a). The source process of the July 26, 2001 Skyros Island (Greece) earthquake. *Geophys. J. Int.*, **156** (3), 541–548.

Roumelioti Z., Benetatos Ch., Kiratzi A., Stavrakakis G. and N. Melis (2004b). Evidence for sinistral strike-slip faulting in western Peloponnese (Greece): A study of the 2 December 2002 (M 5.5) Vartholomio earthquake sequence. *Tectonophysics*, **387**, 65-79.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Benetatos, C. (2011) -Time domain moment tensors of earthquakes in Greece and its surroundings for the years 2006-2007: the database of the Aristotle University of Thessaloniki, *Journal of Geodynamics*, DOI:10.1016/j.jog.2010.01.011.

Roussos, N. and Lyssimachou, T. (1991). Structure of the central North Aegean Trough: an active strike-slip deformation zone, *Basin Res.*, **3**, 37-46.

Saikia, C.K. (1994). Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; modelling of Lg waves in eastern North America. *Geophys. J. Int.*, **118**, 142-158.

Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karacostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos (1985). Evidence for transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake Sequence of 1983. *PAGEOPH*, **123**, 388-397.

Shaw, B. & Jackson, J. (2010). Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone. *Geophys. J. Int.*, **181**, 966-984.

Shirokova, E., 1972. Stress pattern and probable motion in the earthquake foci of the Asia-Mediterranean seismic belt. In: Elastic Strain Field of the Earth and Mechanics of earthquake sources, L. M. Balakina et al. (eds), Nauka, Moscow.

Sokos, E., Zahradnik, J., Kiratzi, A., Jansky, J., Gallovic, F., O. Novotny, J. Kostecky, A. Serpetsidaki and G-A. Tselentis (2012). The January 2010 Efpalio earthquake sequence in the western Corinth Gulf (Greece), *Tectonophysics*, 530-531, 299-309.

Sodoudi F., R. Kind, D. Hatzfeld, K. Priestley, W. Hanka, K. Wylegalla, G. Stavrakakis, A. Vafidis, H.-P. Harjes, M. Bohnhoff (2007). Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, *J. Geophys. Res.*, **111**, B12307, doi:10.1029/2005JB003932.

Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, Smith, N. and A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.

Song, X., Zhao L. and D.V. Helmberger (1996). Broad-band modelling of regional seismograms; the Basin and Range crustal structure. *Geophys. J. Int.*, **125**, 15-29.

Soufleris, Ch. and G.S. Stewart (1981). A source study of the Thessaloniki (northern Greece) 1978 earthquake sequence. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **67**, 343-358.

Spakman, W. (1986). Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnbouw.*, **65**, 145-153.

Spakman, W. (1988). *Upper mantle delay time tomography. With an application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian Plate.* PhD Thesis, University of Utrecht, Geol. Ultraiectina, **53**, 200 pp.

Spakman, W., Wortel, M.J.R. and N.S. Vlaar (1988). The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its dynamical implications. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 60-63.

Spakman, W., Van der Lee, S. and R.D. Van der Hilst (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth Planet. Int.*, **79**, 3–74. doi:10.1016/0031-9201(93)90142-V.

Speranza, F., Kissel, C., Islami, I., Hysani, A., and Laj, C. (1992). First paleomagnetic evidence for rotation of the Ionian zone of Albania, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 697-700.

Steidl, J.H., Archuleta, R.J. and S.H. Hartzell (1991). Rupture history of the 1989 Loma Prieta, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1573-1602.

Stein, S and M. Wyssesion (2003). Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth structure. *Blackwell Publishing*, pp 512.

Taymaz, T. and S. Price (1992). The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. *Geophys. J. Int.*, **108**, 589-603.

Taymaz, T., Jackson, J. and R. Westaway (1990). Earthquake mechanics in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-731.

Taymaz, T., Jackson, J. and D. McKenzie (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.

Tselentis G-A And Makropoulos K., (1986). Rates Of Crustal Deformation In The Gulf Of Corinth (Central Greece) As Determined From Seismicity. *Tecronophysics*, **124**, 55-66.

Tselentis, G-A., Sokos E., Serpetsidaki A., Zahradnik J., Jansky J. and V. Plicka (2006). New satellite BB network of western Greece and its application to the M5 earthquake sequence of Zakynthos April 2006. *1st ECEES, Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006*.

Tsokas, G. and Hansen R. (1997). Study of the crustal thickness and the subducted lithosphere in Greece from gravity data. *J. Geophys. Res.*, **102**, No B9, 20585-20597.

Valente, J.P., Laj, C., Sorel, D., Roy, S., and Valet, J.P. (1982). Paleomagnetic results from Mio-Pliocene marine series in Crete, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **57**, 159-172.

Wald, D.J. and T.H. Heaton (1994). Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **84**, 668-691.

Wald, D.J., Helmberger, D.V. and T.H. Heaton (1991). Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong-motion and broadband teleseismic data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1540-1572.

Wald, D. J., T. Heaton, H. Kanamori, P. Maechling, and V. Quitoriano (1997). Research and Development of TriNet "Shake" Maps, , **78**, No. 46, p F45

Wald, D. J., V. Quitoriano, T. Heaton, H. Kanamori (1999). Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and Modified Mercalli Intensity in California, *Earthquake Spectra*, **15**.

Watson, T.H. (1970). A note on fast computation of Rayleigh wave dispersion in the multi-layered elastic half space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 161-166.

Wright, T.J., Parsons, B.E., Jackson, J.A., Haynes, M., Fielding, E.J., England, P.C. and P.J. Clarke (1999). Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modeling. *Earth Plan. Sc. Let.*, **172**, 23-37.

Yilmazturk, A. and P.W. Burton (1999). Earthquake source parameters as inferred from body waveform modeling, southern Turkey. *J. Geodynamics*, **27**, 469-499.

Zhao, L., and D.V. Helmberger (1991). Broadband modelling along a regional shield path. *Geophys. Journ. Int.*, **105**, 301-312.

Zahradnik, J., Jansky, J, Plicka, V., Sokos, E., (2006). Cythera M6.7 earthquake (January 8, 2006) in southern Aegean: uneasy retrieval of the upward rupture propagation. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, Switzerland, 3-8 September, 2006.