

ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΑΝΑΤΟΛΙΑ

**Διερεύνηση των τεκτονικών στοιχείων σεισμικής
επικινδυνότητας Β. Αιγαίου,
με χρήση χερσαίων και υποθαλάσσιων σειсмоγράφων**

Επιστημονική Υπεύθυνος

Δρ. Μαρία Σαχπάζη

Σεισμολόγος – Ερευνητής Β΄

Γεωδυναμικό Ινστιτούτο ΕΑΑ

	Σελίδες
<u>ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ</u>	
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	4
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ-ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ Β. ΑΙΓΑΙΟΥ	7
3. ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΥ	9
4. ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΕΥΡΕΙΑΣ ΓΩΝΙΑΣ	15
4.1.1 STREAMERS 1993	15
4.1.2 SEISGREECE 1998	16
4.2 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ	17
4.3 ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΒΑΘΥΤΕΡΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΤΗΡΩΝ	18
4.4 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΕΥΡΕΙΑΣ ΓΩΝΙΑΣ	20
4.5.1 ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ Β. ΑΙΓΑΙΟΥ – ΔΕΙΚΤΕΣ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΣΤΟ Β. ΑΙΓΑΙΟ	22
4.5.2 ΣΗΜΕΡΙΝΟ ΠΕΔΙΟ ΤΑΣΕΩΝ – ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΝΕΟΥ ΣΕΙΣΜΟΓΟΝΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ	24
4.6 ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΑ ΓΙΑ ΤΟ ΑΙΓΑΙΟ ΜΟΝΤΕΛΑ	25
4.6.1 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΛΗΡΟΥΣ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΦΛΟΙΟ	25
4.6.2 ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΠΛΗΣ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΑΝΩΤΕΡΟ ΦΛΟΙΟ ΚΑΙ PURE SHEAR ΓΙΑ ΤΟΝ ΚΑΤΩΤΕΡΟ ΦΛΟΙΟ	26
4.6.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ	27
4.6.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΥΠΟΥ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΩΝ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΩΝ	27
5. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	29
6. ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ – ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ	32
6.1 ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ ΣΤΟΥΣ ΧΡΟΝΟΥΣ ΑΦΙΞΗΣ ΛΟΓΩ ΤΗΣ ΥΠΑΡΞΗΣ ΧΑΛΑΡΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	32
6.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΠΡΩΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	34
6.3 ΑΞΙΟΠΙΣΤΙΑ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΛΥΣΕΩΝ	35
6.3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	35
6.3.2 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΑ OBS	36

6.4	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΧΡΟΝΩΝ ΑΦΙΞΗΣ ΣΤΙΣ ΕΣΤΙΑΚΕΣ ΛΥΣΕΙΣ	37
6.4.1	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ	37
6.4.2	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ ΤΩΝ ΧΡΟΝΩΝ ΑΦΙΞΗΣ	39
6.5	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ VP/VS	41
7.	ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ – ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	43
7.1	ΧΑΡΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ Β.ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	43
7.2	HYPODD	48
7.3	Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ 22/08/00	49
8.	ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	50
9.	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΑΠΟ ΠΙΘΑΝΗ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ	53
9.1	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ	53
9.2	ΕΦΑΡΜΟΓΗ – ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	55
10.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	61
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	64

ΑΝΑΤΟΛΙΑ II

Διερεύνηση των τεκτονικών στοιχείων σεισμικής επικινδυνότητας Β. Αιγαίου, με χρήση χερσαίων και υποθαλάσσιων σειсмоγράφων

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

Το 2003 πραγματοποιήθηκε η εγκατάσταση ενός πυκνού δικτύου χερσαίων και υποθαλάσσιων (OBS) σειсмоγράφων στη περιοχή του Β. Αιγαίου, για την καταγραφή της μικροσεισμικής δραστηριότητας με στόχο τη διερεύνηση ενεργών ρηγμάτων, το προσδιορισμό των γεωμετρικών χαρακτηριστικών τους και του σειсмоγενούς δυναμικού τους . Τα αποτελέσματα από το σεισμολογικό πείραμα ΑΝΑΤΟΛΙΑ έδειξαν, ότι η σεισμική δραστηριότητα στη λεκάνη του Β. Αιγαίου –αν και μικρή κατά τη διάρκεια των 2 μηνών καταγραφής- μπορεί να συσχετιστεί με την εικόνα των ρηγμάτων όταν αυτή είναι γνωστή όπως στη περίπτωση μας, από τα σεισμικά πειράματα κατακορύφου ανάκλασης και ευρείας γωνίας (Streamers και Seisgrece).

Διάφορα τεστ που πραγματοποιήθηκαν έδειξαν την αναγκαιότητα να εφαρμόζονται ποσοτικές διορθώσεις στους χρόνους άφιξης των θαλασσιών σειсмоγράφων εξ' αιτίας της ύπαρξης χαλαρών πετρωμάτων διότι διαφορετικά γίνεται λάθος εκτίμηση των υποκέντρων.

Ειδικευμένη επεξεργασία των σεισμικών κατακορύφου ανάκλασης και μοντελοποίηση με τα δεδομένα ευρείας γωνίας μας επιτρέπουν τη σύνθεση ενός μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

Τα αποτελέσματα από τα σεισμικά πειράματα δείχνουν ότι το πεδίο εφελκυσμού στη τάφρο του Β.Αιγαίου δεν μπορεί να ερμηνευθεί κάνοντας χρήση διδιάστατων μοντέλων στα οποία γίνεται η παραδοχή ότι η διεύθυνση εφελκυσμού παραμένει σταθερή με τη πάροδο του χρόνου.

Τα αποτελέσματα από τη μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στη τάφρο του Β. Αιγαίου υποδηλώνουν την ενεργοποίηση σειсмоγόνων ρηγμάτων κανονικής διάρρηξης με διεύθυνση Β100Α κάθετη στην εφελκυστική παραμόρφωση που χαρακτηρίζει το Β. Αιγαίο σύμφωνα με τις μελέτες GPS (Le Pichon et al., 1995).

Υπολογίσαμε για δύο περιοχές την αναμενόμενη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση για σεισμό μεγέθους 7 από αυτό το ρήγμα. Οι τιμές είναι χαμηλότερες από τις τιμές του ΕΑΚ2000 (εκτός από τα νότια παράλια της Κασσάνδρας όπου είναι ίσες με τις προτεινόμενες από τον ΕΑΚ), όμως η ενίσχυση της κίνησης λόγω τοπικών εδαφικών συνθηκών μπορεί να αυξήσει τη σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής .

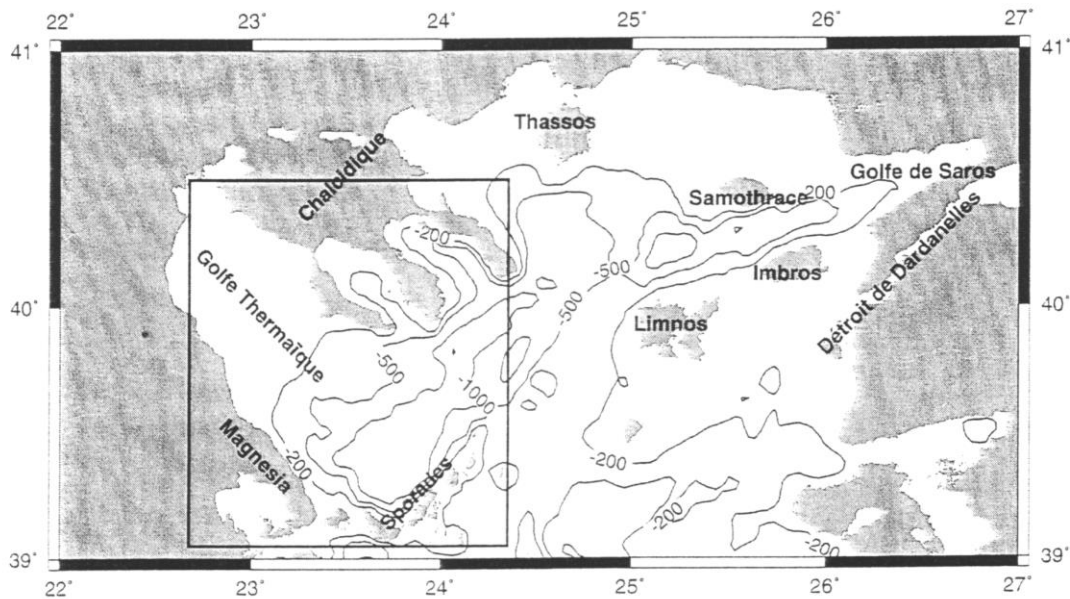
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η τάφος του Β.Αιγαίου ευρίσκεται ανάμεσα στην ηπειρωτική Ελλάδα και την Τουρκία, Βόρεια των Σποράδων. Χαρακτηρίζεται από ένα ιδιαίτερα πολύπλοκο τεκτονικό καθεστώς, καθώς η κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά, κατά μήκος της αντίστοιχης μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης (North Anatolian Fault) είναι υπεύθυνη για τους σεισμούς ολίσθησης (strike slip) που παρατηρούνται στη περιοχή, που χαρακτηρίζεται από κανονικά ρήγματα μέσα σε ένα ευρύτερο εφελκυστικό πεδίο τάσεων.

Το πιο ενδιαφέρον τοπογραφικό χαρακτηριστικό που παρατηρείται στην περιοχή ως συνέπεια του εφελκυστικού πεδίου τάσεων που δεσπόζει, είναι μία σειρά από λεκάνες, οι οποίες διαχωρίζονται από ανυψώσεις του θαλάσσιου πυθμένα (Σχήμα 1.1). Η λεκάνη που ευρίσκεται ανάμεσα στη Λήμνο και τον κόλπο του Σάρου είναι η δυτικότερη από τις τρεις. Έχει διεύθυνση B70A και μέγιστο βάθος 1400μ περίπου. Νοτιοανατολικά της χερσονήσου της Χαλκιδικής βρίσκεται η δεύτερη λεκάνη με διεύθυνση B50A και μέσο βάθος 1200 μ. Συνέχεια της λεκάνης αυτής προς τα δυτικά αποτελεί η λεκάνη των Σποράδων με μέγιστο βάθος περίπου 1500μ, το μεγαλύτερο που παρατηρείται σε ολόκληρη τη περιοχή του Αιγαίου (συμπεριλαμβανομένου και του Κρητικού πελάγους). Η λεκάνη αυτή αποτελεί το όριο προς τα δυτικά του ρήγματος της Ανατολίας (Bornovas and Rondogianni-Tsiambaou, 1983) το οποίο εισήλθε στο Θερμαϊκό κόλπο κατά το Μειόκαινο (Mercier et al., 1989, Armijo et al., 1999)

Στη περιοχή εμφανίζεται έντονη σεισμική δραστηριότητα η οποία εντοπίζεται στους ιστορικούς χρόνους και συνεχίζεται μέχρι σήμερα (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989).

Αξίζει όμως να σημειωθεί, ότι παρ'όλο που η πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα στο Β. Αιγαίο συγκεντρώνεται στο δυτικό τμήμα του ρήγματος της Ανατολίας, οι ισχυρότεροι σεισμοί στον αιώνα μας δεν έγιναν κατά μήκος αυτού του ρήγματος αλλά βορειότερα, ήτοι: το 1930 (M=6.0) στα ανατολικά παράλια του Πηλίου και το 1923 στα νότια παράλια της Κασσάνδρας (M=6.4) (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989). Αντίθετα, στο ανατολικό του άκρο εκδηλώνεται σημαντικός αριθμός σεισμών που φθάνουν και υπερβαίνουν μεγέθη της τάξης των 7 R.



Σχ. 1.1: Απλοποιημένος βαθυμετρικός χάρτης των λεκανών της τάφρου του Β. Αιγαίου

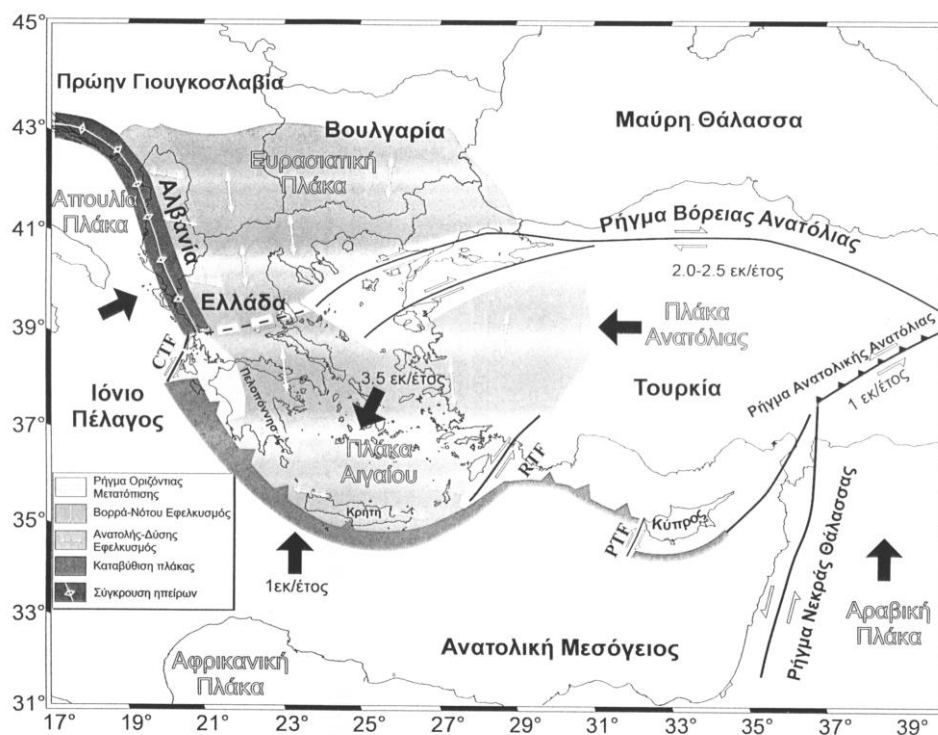
Τα αποτελέσματα θαλάσσιων σεισμικών πειραμάτων βαθέας διεϊσδυσης αποκάλυψαν την ύπαρξη ενός ρήγματος το οποίο ευρίσκεται ανάμεσα στις Σποράδες και στη χερσόνησο της Κασσάνδρας και έχει διεύθυνση B105A (Laigle et al., 2000). Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος τεκμηριώνουν ότι η δράση του έχει ξεκινήσει πρόσφατα με υψηλούς ρυθμούς. Η διεύθυνση αλλά και ο ρυθμός ολίσθησης ταιριάζουν με τη σημερινή διεύθυνση εφελκυσμού που έχει υπολογισθεί από τις μετρήσεις GPS (Global Positioning System) (Le Pichon et al., 1995) υποδηλώνοντας ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από κανονικές διαρρήξεις.

Στο ερώτημα εάν αυτό το ρήγμα αλλά και η ευρύτερη ρηξιγενής δομή που ελέγχεται από αυτό είναι σεισμογενείς δομές, καλείται να δώσει απάντηση το παρόν ερευνητικό έργο ANATOLIA. Στόχος λοιπόν του έργου είναι η μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στη περιοχή Β. Αιγαίου με τη χρήση πυκνού δικτύου χερσαίων και υποθαλάσσιων σειсмоγράφων προκειμένου να διερευνηθεί η δυνατότητα συσχετισμού της με τις προαναφερόμενες ρηξιγενείς δομές.

2. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ-ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ Β. ΑΙΓΑΙΟΥ

Η σύγκρουση μεταξύ των πλακών Αραβίας και Ευρασίας έχει ως αποτέλεσμα η Ανατολία να απομακρύνεται από την Ανατολική Τουρκία με κατεύθυνση προς τα

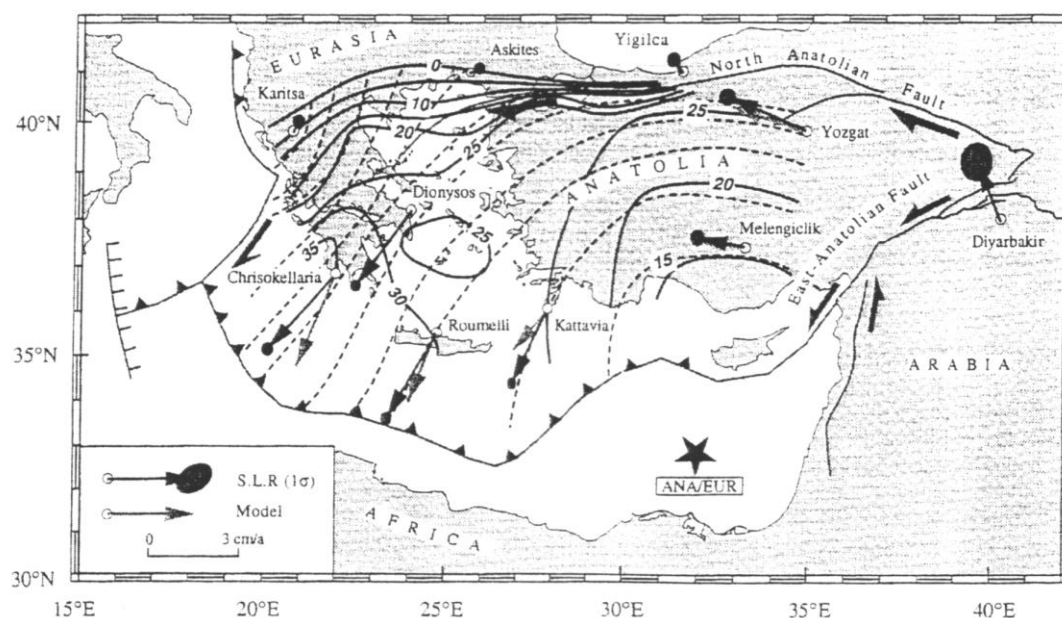
δυτικά, στη περιοχή του Αιγαίου. Η πλάκα του Αιγαίου αναγκάζεται να μετακινηθεί προς την βυθιζόμενη κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, Αφρικανική πλάκα (McKenzie 1972, Dewey and Sengor 1989). Η περιοχή αυτή δεσπόζεται από εφελκυστικό πεδίο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η πλάκα του Αιγαίου δεν περιστρέφεται όπως η Ανατολία, αλλά πραγματοποιεί γρήγορη γραμμική κίνηση προς τα νοτιοανατολικά με μέση ταχύτητα 3.5 cm/yr σε σχέση με την Ευρώπη. Έτσι, η λιθόσφαιρα του Αιγαίου απομακρύνεται από την Ανατολία προς την Ελληνική τάφρο με συνέπεια να μη δημιουργείται συμπιεστικό πεδίο μεταξύ της Ανατολίας και του Αιγαίου αλλά μία μεταβατική ζώνη κοντά στο δυτικό «όριο» της Ανατολίας (Σχ. 2.1)



Σχ. 2.1 Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές, (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003)

Η προς τα νοτιοδυτικά γρήγορη κίνηση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου σε σχέση με την Ευρώπη έχει διαπιστωθεί τόσο με γεωδαιτικά (GPS) όσο και με σεισμολογικά στοιχεία. Τα στοιχεία αυτά δείχνουν ότι η ταχύτητα της κίνησης αυτής αυξάνει από βορρά προς νότο με συνέπεια η λιθόσφαιρα του Αιγαίου να επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση αυτή.

Το εφελκυστικό πεδίο στο Αιγαίο έχει αναγνωρισθεί από παλαιότερες (Mercier et al., 1989), αλλά και νεότερες μελέτες SLR (Satellite Laser Ranging) και GPS. Στο χάρτη του σχήματος 2.2 (Le Pichon et al., 1995) παρατηρείται μία έντονη μεταβολή ταχυτήτων ανάμεσα στη Β. Ελλάδα και στις Σποράδες (από 0 σε 20 χιλιοστά/χρόνο). Μεταγενέστερες μελέτες GPS (Kahle et al., 1998, McClusky et al., 2000, Clarke et al., 1998) αποκαλύπτουν μία σχετική μετατόπιση του ΝΔ ορίου της λεκάνης του Θερμικού κατά τη ΝΔ διεύθυνση θεωρώντας την Ευρασιατική πλάκα σταθερή. Αυτή η μετατόπιση αναγνωρίστηκε και από μελέτες της σεισμικότητας της περιοχής. Συγκεκριμένα, ο σεισμός που έγινε το 1930 με μέγεθος $M_s = 6.0$ είχε μηχανισμό γένεσης συναφή με την κατεύθυνση της μετατόπισης που παρατηρήθηκε από τα GPS (Ekstrom and England, 1989, Taymaz et al., 1991)



Σχ.2.2 Κατανομή των διανυσμάτων ταχύτητας απομάκρυνσης του Αιγαίου από την Ευρώπη σύμφωνα με τους Le Pichon et al., 1995

3. ΔΙΑΦΟΡΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΦΕΛΚΥΣΜΟΥ

Το φαινόμενο του εφελκυσμού σε ηπειρωτικό περιβάλλον (continental extension) παρατηρείται σε πολλές περιοχές του κόσμου. Οι λεκάνες όμως που δημιουργούνται εξ' αιτίας του εφελκυστικού πεδίου τάσεων δεν έχουν ούτε το ίδιο σχήμα αλλά ούτε και το ίδιο βάθος υποδηλώνοντας ότι οι αντίστοιχες

παραμορφώσεις είναι εντοπισμένες σε διαφορετικές ζώνες (Σχήμα 3.1). Ο Buck (1991) διακρίνει τρεις κατηγορίες λεκανών:

- Τάφρους με μικρό άνοιγμα (narrow rift mode) όπως ο Κόλπος του Suez ή το East African Rift. Η παραμόρφωση συγκεντρώνεται σε μία ζώνη μόλις 100 χιλιομέτρων. Οι μεταβολές τόσο του επιφανειακού αναγλύφου όσο και του πάχους του φλοιού μπορεί να είναι μεγάλες. Οι τάφροι αυτού του τύπου παρουσιάζονται σε περιοχές όπου το πάχος της λιθόσφαιρας είναι αρκετά μεγάλο, ενώ η ροή της θερμότητας αρκετά μικρή και σχετίζονται με την άνοδο ασθenoσφαιρικού υλικού.
- Τις τάφρους με μεγάλο άνοιγμα (wide rift mode), που βρίσκονται σε περιοχές όπου οι οροσειρές υπέστησαν βαρυντική καθίζηση, όπως το Basin and Range Province (USA) που έχει κατά κόρον μελετηθεί αλλά και άλλες περιοχές, όπως η περιοχή του Αιγαίου, οι οποίες θεωρούνται ότι υπέστησαν παρόμοια λέπτυνση. Η παραμόρφωση κατανέμεται σε μία μεγάλη ζώνη (της τάξης των 800 χιλιομέτρων για το Basin and Range), της οποίας το πάχος του φλοιού είναι αρκετά ομοιογενές σε αντίθεση με τις τάφρους του προηγούμενου τύπου (Gans et al., 1987).
- Τα μεταμορφωμένα συμπλέγματα (Metamorphic Core Complex) τα οποία βρίσκονται στο εσωτερικό των τάφρων με μεγάλο άνοιγμα (όπως οι Κυκλάδες στο Αιγαίο, το Snake Range στο Basin and Range) και συνδέονται με την οριζόντια μετατόπιση λιθοσφαιρικού υλικού σε μεγάλη κλίμακα. Ένα κανονικό ρήγμα με μικρή κλίση διαχωρίζει δύο στρώματα: το κατώτερο που αποτελείται από πετρώματα που προέρχονται από το βαθύτερο φλοιό και το ανώτερο που προέρχεται από τον ανώτερο φλοιό.

Ποιοι είναι λοιπόν οι μηχανισμοί που μας επιτρέπουν να ερμηνεύσουμε τα γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα στις περιοχές όπου υφίσταται καθεστώς επέκτασης;

Δύο είναι τα βασικά μοντέλα που συχνά προτείνονται: το μοντέλο πλήρους διάτμησης (pure shear) και το μοντέλο απλής διάτμησης (simple shear).

Το πρώτο (McKenzie, 1978) υποστηρίζει ότι σε περίπτωση εφελκυστικού πεδίου τάσεων ολόκληρη η λιθόσφαιρα παραμορφώνεται με τρόπο ομοιογενή (Σχ. 3.2α). Μία παραλλαγή του (Royden and Keen, 1980), υποστηρίζει ότι ο φλοιός παραμορφώνεται κατά τρόπο εύθραυστο (brittle), ενώ η κατώτερη λιθόσφαιρα παραμορφώνεται κατά τρόπο όλκιμο (Σχ. 3.2β). Όμως και τα δύο προαναφερόμενα

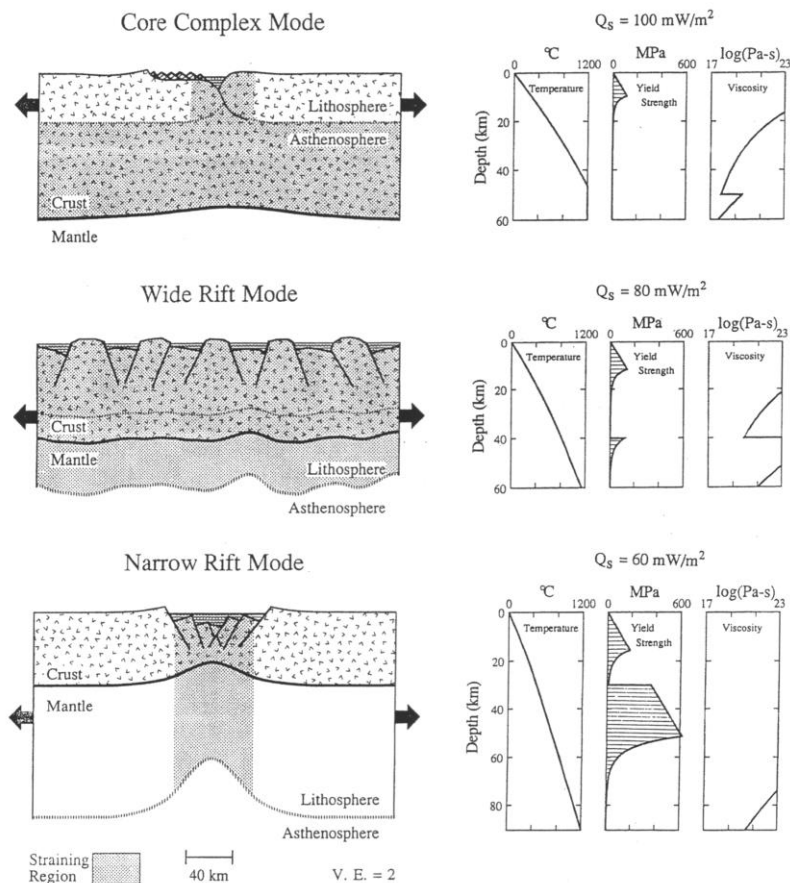


Fig. 1. Sketches of the lithosphere in the three modes of continental extension, emphasizing the regions undergoing the greatest amount of extensional strain. Lithosphere connotes areas with effective viscosities of $>10^{21}$ Pa s. Hatched lines show the base of the lithosphere. The plots to the right show particular initial model geotherms, yield strengths (for a strain rate of $8 \times 10^{-15} \text{ s}^{-1}$) and effective viscosities (as defined in the text for dry quartz crust overlying a dry olivine mantle) corresponding to each mode. From top to bottom the crustal thicknesses are 50 km, 40 km and 30 km. Q_s is the initial surface heat flow.

Σχ. 3.1 Περιγραφή των τριών μοντέλων ηπειρωτικού εφελκυσμού

μοντέλα αδυνατούν να εξηγήσουν την ύπαρξη τάφρων με σχήμα μη συμμετρικό όπως είναι ο Κορινθιακός και ο Ευβοϊκός Κόλπος ή την ύπαρξη περιοχών όπου παρατηρούμε μεταμορφωμένα συμπλέγματα (metamorphic core complexes). Οι περιοχές με μεταμορφωμένα συμπλέγματα ερμηνεύονται με το μοντέλο της απλής διάτμησης (simple shear) (Wernicke, 1981, σχήμα 3.3). Και το μοντέλο αυτό όμως, έχει δεχτεί πολλές κριτικές διότι υποστηρίζει την ύπαρξη κανονικού ρήγματος με μικρή κλίση κατά μήκος ολόκληρου του φλοιού όπως επίσης και άνοδο του μανδύα πλησίον της βάσης του ρήγματος. Αυτό αντιβαίνει με την θεωρία του Anderson, η οποία –σε περίπτωση εφελκυσμού– απορρίπτει τη δημιουργία ρήγματος με κλίση μικρότερη των 60° . (Ως γνωστόν σε εφελκυστικά πεδία ο σ_1 είναι κατακόρυφος. Η γωνία ανάμεσα στα ρήγματα και τον σ_1 δίδεται από τον τύπο $\pi/4 - \phi/2$, όπου ϕ είναι η γωνία τριβής και είναι ίση με 30°).

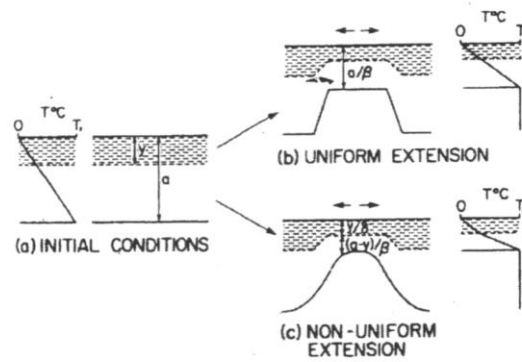


Fig. 2. Simplified diagram of extension: (a) Initial conditions show the lithosphere in thermal equilibrium. Decoupling horizon at a depth y . (b) During uniform extension the entire lithosphere extends by β and thins by $1/\beta$. This results in an elevated, linear thermal gradient. (c) During non-uniform extension, the upper lithosphere (above depth = y) extends by δ and thins by $1/\delta$. The lower lithosphere extends by β and thins by $1/\beta$. This results in a "two-legged" thermal gradient.

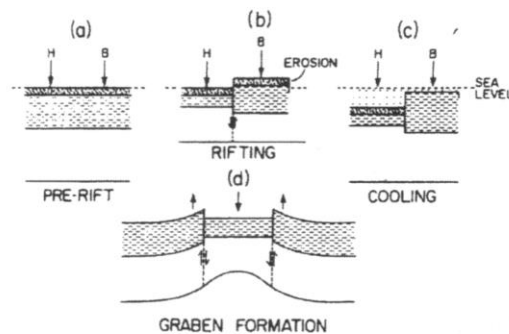
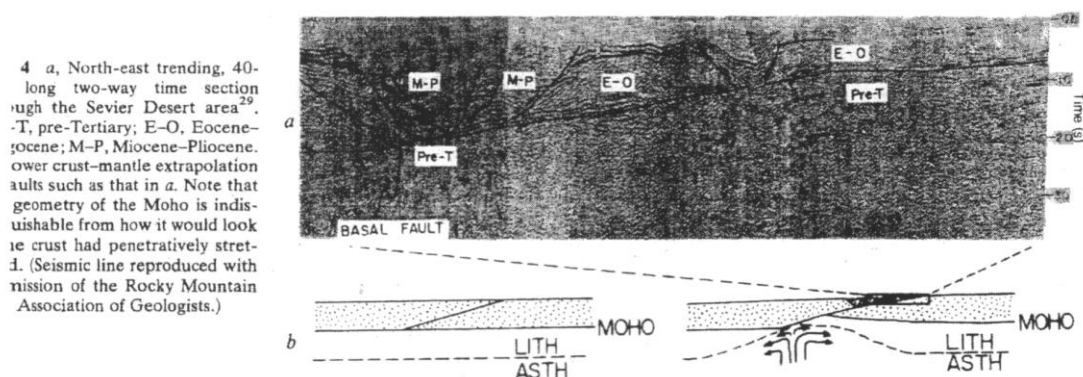


Fig. 7. (a) to (c). Diagrams showing evolution of basement high under Bjarni (B) and relative basement low under Herjolf (H) on the Labrador shelf. Less intensive crustal thinning under Bjarni accompanied by subcrustal extension results in uplift and erosion. During cooling the difference between basement depths is magnified by sediment loading. (d) Schematic drawing of graben formation showing how non-uniform extension can produce faultbounded graben flanked by regions of uplift.

Σχ. 3.2 Μοντέλα εφελκυσμού του φλοιού υπό καθεστώς α) ομοιόμορφης και β) μη-ομοιόμορφης πλήρους διάτμησης (Royden et al., 1980)

Εν τούτοις, μελέτες σεισμικότητας σε περιοχές όπως η τάφρος Entrecasteaux στη Νέα Γουινέα (Abers et al., 1997) και ο Κορινθιακός Κόλπος (Bernard et al., 1997) έχουν αποκαλύψει μηχανισμούς γένεσης σεισμών με μικρή κλίση. Τέλος,

κανονικά ρήγματα αποκόλλησης (detachment fault) με ιδιαίτερα μικρή κλίση φαίνονται σε πολλές σεισμικές τομές από θαλάσσια σεισμικά πειράματα που πραγματοποιήθηκαν τόσο στον Κορινθιακό Κόλπο (Sachpazi et al., 2003) όσο και στην περιοχή του Β. Αιγαίου (Laigle et al., 2000).



Σχ. 3.3 Μοντέλο απλής διάτμησης (Wernicke, 1981)

Η ανάγκη να γεφυρωθεί το χάσμα ανάμεσα στη θεωρία και στην παρατήρηση οδήγησε στην πρόταση τρίτου μοντέλου (Lister and Davis, 1989 για το Basin and Range, Tiberi, 1999 για τον Κορινθιακό Κόλπο) που συνδυάζει τα δύο πρώτα μοντέλα και δέχεται ότι το εύθραστο τμήμα του φλοιού υφίσταται πλήρη διάτμηση (pure shear), ενώ στο όλκιμο τμήμα του, απλή διάτμηση (simple shear.)

Προκειμένου να μελετήσουμε την τεκτονική δομή των βαθύτερων στρωμάτων του φλοιού στο Β. Αιγαίο, το οποίο ευρίσκεται υπό καθεστώς εφελκυσμού, πραγματοποιήσαμε δύο θαλάσσια σεισμικά πειράματα κατακορύφου ανάκλασης και ευρείας γωνίας (Streamers και Seisgrece) στην τάφρο του Β.Αιγαίου. Τα αποτελέσματα περιγράφονται στο πρώτο κομμάτι του υποβληθέντος κειμένου. (Μέρος Α)

Για τη μελέτη των χαρακτηριστικών της μικροσεισμικής δραστηριότητας στην ίδια περιοχή, πραγματοποιήσαμε το σεισμολογικό πείραμα Ανατολία. Τα αποτελέσματα περιγράφονται στο δεύτερο μέρος του υποβληθέντος κειμένου (Μέρος Β). Ακολουθεί η σύνθεση των αποτελεσμάτων και τα συμπεράσματα.

ΜΕΡΟΣ Α

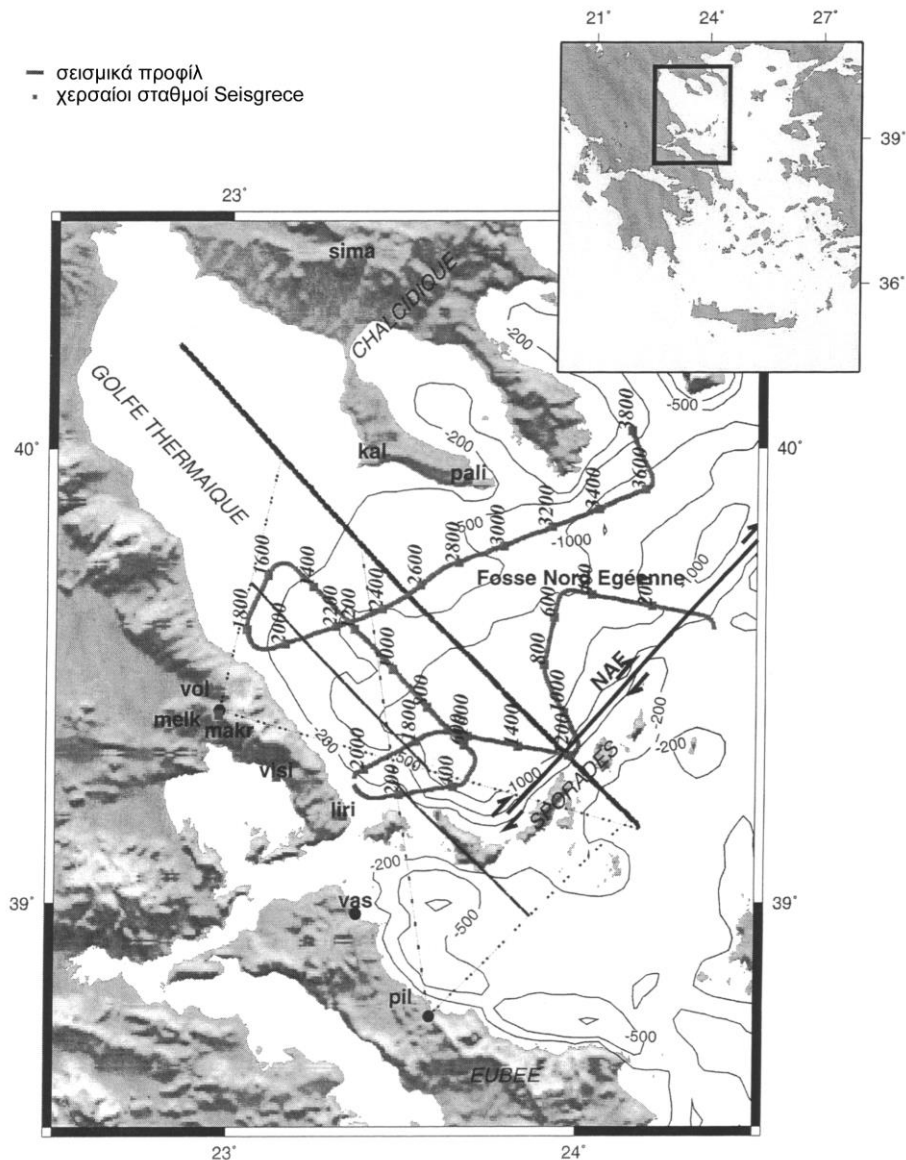
4 ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΟΥ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΕΥΡΕΙΑΣ ΓΩΝΙΑΣ

4.1.1 STREAMERS 1993

Το σεισμικό πείραμα Streamers πραγματοποιήθηκε το 1993. Χρησιμοποιήθηκε το Γαλλικό σκάφος του Ifremer, Le Nadir, το οποίο διέθετε μακρύ σεισμικό καλώδιο μήκους 2,4 χιλιομέτρων και 96 σεισμικά κανάλια (γεώφωνα) εγκατεστημένα κατά μήκος του καλωδίου. Η σεισμική πηγή που χρησιμοποιήσαμε ήταν χωρητικότητας 840 κυβικών ιντσών και δημιουργώντας εκρήξεις ανά 50 μέτρα μας επέτρεψε να έχουμε πολλαπλή επικάλυψη 24.

Στη περιοχή του Β. Αιγαίου πραγματοποιήθηκε ένα σεισμικό προφίλ μήκους 160 χιλιομέτρων, διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Σχήμα 4.1).

Οι εκρήξεις κατεγράφησαν επίσης από 3 χερσαίους σταθμούς που ήταν εγκατεστημένοι στην Εύβοια και στη Μαγνησία.



Σχ. 4.1 Χάρτης των σεισμικών προφίλ που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια των προγραμμάτων Streamers (με την παχιά γραμμή) και Seisgrece.

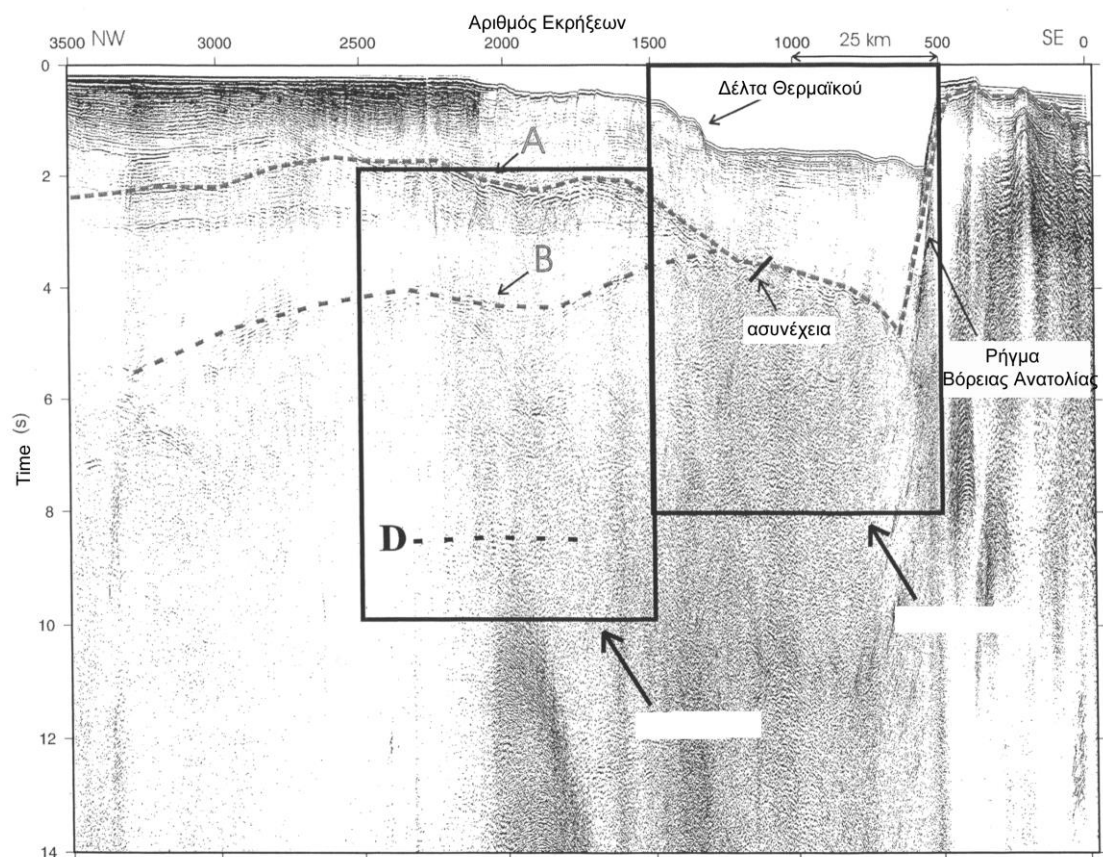
4.1.2 SEISGRECE 1998

Το σεισμικό πείραμα Seisgrece πραγματοποιήθηκε το 1998. Χρησιμοποιήθηκε το γαλλικό πλοίο Le Nadir, με 96 σεισμικά κανάλια καταγραφής των εκρήξεων, αλλά αυτή τη φορά διαθέταμε σεισμική πηγή τρεις φορές πιά ισχυρή (3000 κυβικές ίντσες), ώστε να έχουμε καλύτερη διάδοση των σεισμικών κυμάτων. Πραγματοποιήθηκαν 3 σεισμικά προφίλ τα οποία κατεγράφησαν επίσης από 7 χερσαίους σταθμούς (Σχήμα 4.1).

Η σύνθεση των πληροφοριών που παίρνουμε από τις σεισμικές τομές κατακορύφου ανάκλασης (π.χ πάχος στρωμάτων, ταχύτητα διάδοσης) με τις αντίστοιχες που παίρνουμε από τις καταγραφές ευρείας γωνίας μας δίνει το βάθος των ανακλαστήρων (όπως επίσης και τις ταχύτητες των στρωμάτων). Αυτή τη σύνθεση πραγματοποιήσαμε στα πλαίσια της παρούσας μελέτης καθώς τα αποτελέσματα αποτελούν τη βάση για τον προσδιορισμό του μοντέλου ταχυτήτων που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των σεισμικών εστιών.

4.2 Αποτελέσματα των σεισμικών κατακορύφου ανάκλασης

Στο σεισμικό προφίλ Streamer, κατακορύφου ανάκλασης, ξεχωρίζουμε διάφορους ανακλαστήρες (Σχ. 4.2)



Σχ. 4.2 Σεισμική τομή (stacking) του προφίλ Streamers. A και B είναι δύο επιφανειακοί ανακλαστήρες D είναι βαθύτερος ανακλαστήρας (Vigner, 2002)

1) Τον **ανακλαστήρα Α**, που αντιστοιχεί στη βάση του νεώτερου σε ηλικία ιζηματογενούς στρώματος. Το πάχος του στρώματος αυτού είναι μικρό, λιγότερο από 0.5 δευτερόλεπτα TWT (περίπου 0.5 χιλιόμετρα) νότια των Σποράδων, ήτοι πριν από την έκρηξη Νο 500. Κοντά στο ρήγμα της Ανατολίας (έκρηξη Νο 600) μεγαλώνει δραματικά για να φθάσει τα 3 δευτερόλεπτα TWT.

Παρατηρήσουμε επίσης ότι το βάθος του νερού αρχίζει να ελαττώνεται από την έκρηξη 1300. Συγκεκριμένα στην έκρηξη 1200 είναι 1.1Km ενώ στην έκρηξη 1700 είναι 0.3Km. Αυτή η άνοδος του θαλάσσιου πυθμένα οφείλεται στο Θερμιακό Δέλτα το οποίο έχει αναγνωρισθεί στο παρελθόν και από άλλα σεισμικά πειράματα (Brooks and Ferentinos, 1980).

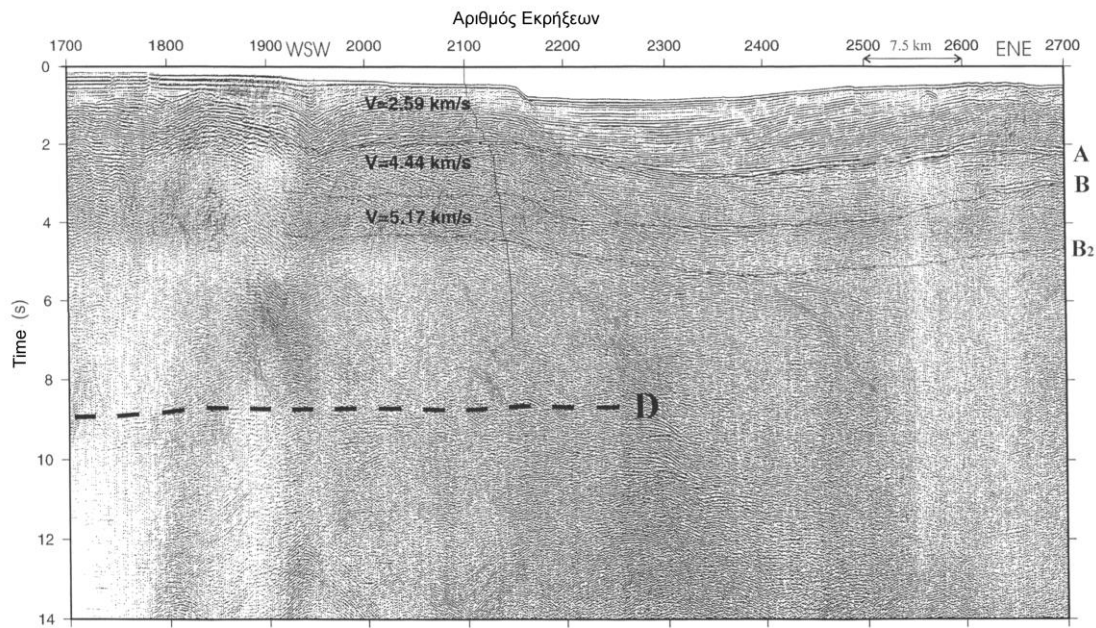
2) Τον **ανακλαστήρα Β**, ο οποίος εντοπίζεται κοντά στην έκρηξη 1250 και συνεχίζει Βόρεια μέχρι το τέλος του σεισμικού προφίλ. Το πάχος του στρώματος που ορίζεται ανάμεσα στον Α και αυτόν τον ανακλαστήρα φθάνει τα 3 δευτερόλεπτα (TWT) στο ΒΔ άκρο του προφίλ.

Πλησίον της έκρηξης 1000 (TWT 3.5 δευτερόλεπτα) παρατηρούμε μία τοπική μετατόπιση της βάσης του πρόσφατου ιζηματογενούς στρώματος. Η αιτία αυτής της μετατόπισης είναι η παρουσία ενός κανονικού ρήγματος (Laigle et al., 2000). Τόσο η διεύθυνση αυτού του ρήγματος όσο και τα σεισμικά χαρακτηριστικά του περιγράφονται εκτενώς σε επόμενη παράγραφο.

Πλησίον της έκρηξης 2000 που εντοπίζεται νοτιοδυτικά της χερσονήσου της Χαλκιδικής, ξεχωρίζουμε έναν βαθύτερο **ανακλαστήρα D**, ο οποίος εντοπίζεται σε TWT περίπου 8.5 δευτερόλεπτα.

4.3 Απεικόνιση βαθύτερων ανακλαστήρων

Ενας από τους κυριότερους στόχους του προγράμματος είναι ο προσδιορισμός του μοντέλου ταχυτήτων τόσο στα επιφανειακά, όσο και στα βαθύτερα στρώματα όπου γίνονται οι σεισμοί, προκειμένου να γίνει αξιόπιστος εντοπισμός των υποκέντρων και η συσχέτιση των με τεκτονικές δομές. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε ειδική επεξεργασία όλων των σεισμικών προφίλ με τη μέθοδο Pre Stack Depth Migration (Vigner, 2002) με σκοπό να υπολογίσουμε αρχικά τις ταχύτητες και τα πάχη των ανώτερων στρωμάτων. Τα τελικά αποτελέσματα φαίνονται στο σχήμα 4.3.1

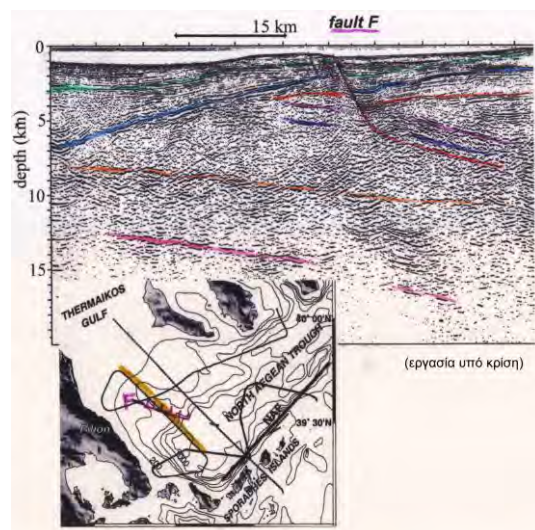


Σχ. 4.3.1 Σεισμική τομή (stacking) ενός από τα προφίλ Seisgrece

Κατόπιν χρησιμοποιήσαμε τα ανωτέρω αποτελέσματα για να προχωρήσουμε σε τεχνικές όπως: μοντελοποίηση των σεισμικών ευρείας γωνίας και μετατροπή των σεισμικών τομών σε βάθος προκειμένου να εντοπισθεί με ακρίβεια η θέση των βαθύτερων ανακλαστήρων .

Το σχήμα 4.3.2 αντιπροσωπεύει μία από τις τελικές σεισμικές τομές βάθους (depth migrated).

Σχ. 4.3.2 Σεισμική Τομή Βάθους (depth migrated) όπου διακρίνονται α) με μπλέ χρώμα το σεισμικό υπόβαθρο στη λεκάνη του Β. Αιγαίου με μέγιστο βάθος 6.5 χιλιόμετρα β) με καφέ χρώμα μία επιφάνεια με κλίση προς τα βόρεια σε βάθη από 8-11 χιλιόμετρα και γ) με μωβ χρώμα το ανώτερο άκρο του βαθύτερου φλοιού με κλίση προς τα βόρεια σε βάθη από 13-18 χιλιόμετρα. (Sachrazi et al., 2003 Laigle et al., 2003)



Παρατηρούμε λοιπόν:

1) Το υπόβαθρο (ορίζοντας με μπλέ χρώμα) το οποίο εντοπίζεται κάτωθεν της λεκάνης του Β. Αιγαίου, σε βάθη που φθάνουν τα 6,5 χιλιόμετρα (το ανώτερο άκρο του). Παρατηρούνται διάφορα ιζηματογενή πακέτα από την επιφάνεια μέχρι το υπόβαθρο τα οποία αναγνωρίστηκαν και ερμηνεύτηκαν από τους Laigle et al., 2000. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται συνοπτικά στην παράγραφο 4.5.1.

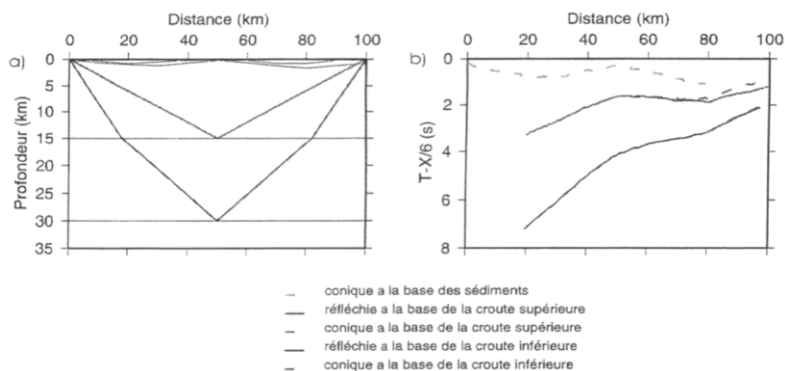
2) Εναν ανακλαστήρα (χρώμα καφέ), το βάθος του οποίου κυμαίνεται ανάμεσα στα 8 και 13 χιλιόμετρα, με κλίση προς τα βόρεια και ο οποίος ερμηνεύεται ως επιφάνεια αποκόλλησης detachment zone (Sachpazi et al., 2003, Laigle et al., 2003).

3) Εναν ανακλαστήρα (χρώμα κόκκινο), το βάθος του οποίου προσδιορίστηκε, κατόπιν συνδυασμού των δεδομένων κατακορύφου ανάκλασης και ευρείας γωνίας. Ο ανακλαστήρας παρουσιάζει κλίση προς τα βόρεια και αντιστοιχεί στην οροφή του βαθύτερου φλοιού (Sachpazi et al., 2003).

4.4 Σεισμικά ευρείας γωνίας (wide angle reflexion)

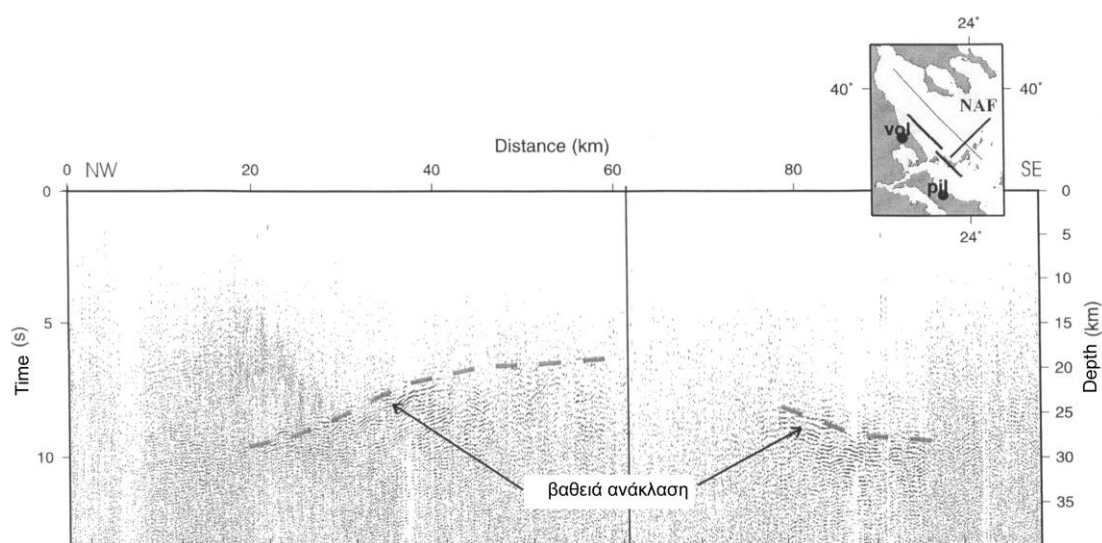
Τα σεισμικά κύματα που παράχθηκαν κατά τη διάρκεια των πειραμάτων κατακορύφου ανάκλασης κατεγράφησαν επίσης (εκτός από αυτά που διαδόθηκαν μέσα από το στρώμα του νερού) από τους χερσαίους σταθμούς.

Στο σχήμα 4.4.1 παρουσιάζονται για ένα δεδομένο μοντέλο οι οδόχρονοι των αντιστοιχών σεισμικών κυμάτων στη περίπτωσης καταγραφής ευρείας γωνίας σε έναν σταθμό.



Σχ. 4.4.1 Αναπαράσταση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων για καταγραφές ευρείας γωνίας

Η σεισμική τομή του σχήματος 4.4.2 αποτελεί σύνθετο παράδειγμα καταγραφής ευρείας γωνίας από τους χερσαίους σταθμούς Vol και Pil. Η σεισμική τομή ευρείας γωνίας μας δίνει την εικόνα της δομής –στο ήμισυ της διαδρομής- ανάμεσα στους σταθμούς και το σεισμικό προφίλ για την περιοχή που ευρίσκεται ανάμεσα στο κέντρο του Θερμικού Κόλπου και νοτίως των Σποράδων. Οι καταγραφές του σταθμού Vol παρουσιάζονται στο αριστερό τμήμα του σχήματος (τα πρώτα 65 χιλιόμετρα), ενώ τα δεδομένα από τον σταθμό Pil, στο δεξιό τμήμα της εικόνας (τα επόμενα 40 χιλιόμετρα).



Σχ. 4.4.2 Σεισμική τομή βάθους ευρείας γωνίας των σταθμών Vol και Pil

Στα δεδομένα έχουμε εφαρμόσει κατ'αρχάς στατική διόρθωση, αντικαθιστώντας το στρώμα του νερού. Κατόπιν προχωρήσαμε σε depth migration παίρνοντας ως σταθερή ταχύτητα διάδοσης τα 6 km/sec (μέση ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων μέσα στον φλοιό). Στον αριστερό άξονα του σχήματος 4.4.2 έχουμε το διπλό χρόνο διαδρομής και στο δεξιό τα αντίστοιχα βάθη.

Κατά μήκος της τομής φαίνεται μία ζώνη ανακλάσεων με το ανώτερο όριο της να αλλάζει βάθος από Βορά προς Νότο. Αποτυπώνεται καθαρά η μορφή ενός δόμου, του οποίου η κορυφή ευρίσκεται στα 15 χιλιόμετρα βάθος, κάτω ακριβώς από τη λεκάνη των Σποράδων, ενώ βαθαινει βορειότερα έως τα 25 χιλιόμετρα αλλά και νοτιότερα, κάτω από τις Σποράδες.

Η μοντελοποίηση των χρόνων άφιξης στους δύο σταθμούς (Zelt, 1992), που έγινε στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, μας επέτρεψε να υπολογίσουμε την

ταχύτητα του φλοιού άνωθεν αυτού του ανακλαστήρα, η οποία είναι της τάξης των 5.3 km/sec, αποδίδοντας έτσι στον ανακλαστήρα αυτό το προσδιορισμό του ως την οροφή του βαθύτερου φλοιού.

Η μοντελοποίηση των χρόνων άφιξης για τα βαθύτερα στρώματα μας επιτρέπει τον προσδιορισμό του βάθους του επόμενου ανακλαστήρα, το οποίο κυμαίνεται στα 25 χιλιόμετρα περίπου.

Πρόκειται λοιπόν για την βάση του κατώτερου φλοιού ή διαφορετικά για την επιφάνεια Moho, που χωρίζει το φλοιό από το μανδύα σε βάθη περίπου 25 χιλιομέτρων (Sachrazi et al., 2003, Laigle et al., 2003).

4.5.1 *Ιζηματογένεση της λεκάνης του Β. Αιγαίου-Δείκτες της εξέλιξης στο Β. Αιγαίο*

Τα σεισμικά προφίλ κατακορύφου ανάκλασης που πραγματοποιήθηκαν στην τάφρο του Β. Αιγαίου πέραν των βαθύτερων στρωμάτων, μας επέτρεψαν και την απεικόνιση των επιφανειακών στρωμάτων με μεγάλη ευκρίνεια.

Διάφορα ιζηματογενή πακέτα από το Εώκαινο μέχρι σήμερα αναγνωρίστηκαν από τους Laigle et al. 2000 και ερμηνεύτηκαν ως σημάδια της τεκτονικής εξέλιξης της τάφρου.

Θα περιγράψουμε κάτωθι τους διάφορους ανακλαστήρες, οι οποίοι επισημαίνονται με διαφορετικά χρώματα στη σεισμική τομή του Σχ.4.5 (Σχ. 2 της εργασίας Laigle et al., 2000)

Ο ανακλαστήρας χρώματος μωβ (syn-ορογένεση): Αυτός ο ορίζοντας αποτελεί την βάση των ιζημάτων που σχηματίστηκαν κατά το Εώκαινο - Ολιγόκαινου (Lalechos et Savoyat, 1979). Παρουσιάζονται ως στρώματα με σταθερό πάχος και φαίνεται ότι εναποτέθηκαν κατά τη διάρκεια της ορογένεσης για να βυθιστούν στη συνέχεια μετά την ορογένεση.

Ο ανακλαστήρας χρώματος πορτοκαλί (post-orogenic extension): Αυτός ο ανακλαστήρας υποδηλώνει μία αλλαγή στον τρόπο εναπόθεσης των ιζημάτων, πιθανότατα εξ αιτίας του εφελκυστικού πεδίου που έδρασε κατά και μετά την ορογένεση στο Μειόκαινο. Πράγματι, παρατηρούμε ότι το πάχος των ιζημάτων ανάμεσα στους ανακλαστήρες πορτοκαλί και μπλέ είναι μεγαλύτερο στα ΔΝΔ από ότι στα ΑΒΑ. Αυτό υποδηλώνει μία ταχύτερη καθίζηση προς το ΔΝΔ άκρο του προφίλ 3, η οποία οφείλεται σε τεκτονικά αίτια και πιθανότατα στην

δραστηριοποίηση του ρήγματος της ακτογραμμής του Δυτικού Θερμαϊκού, δηλώνοντας εφελκυσμό ΑΒΑ διεύθυνσης.

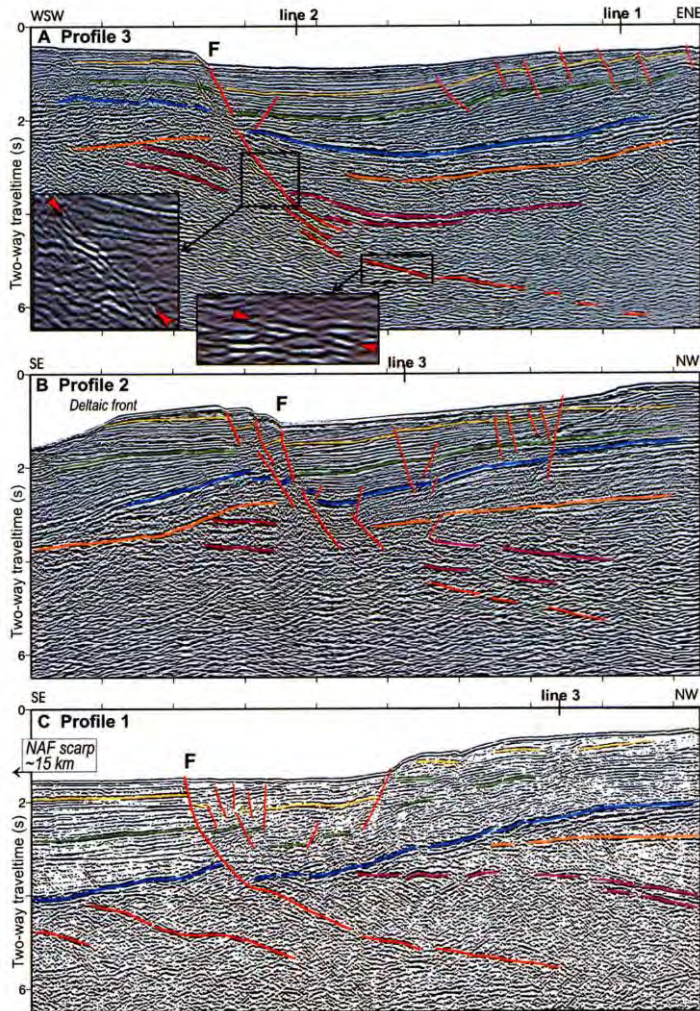
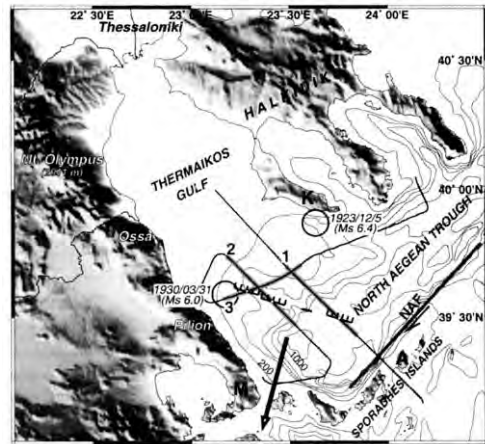


Figure 2. A, B, C: Time sections of profiles 1, 2, and 3 (from bottom to top), traversing fault F noted in section. Horizontal scale is 5 km between ticks. Profile 1 is a common midpoint (CMP) stack, and profiles 2 and 3 have been prestack depth migrated and restretched to time. Colors identify diverse sedimentary strata, and faults are in red. See text for discussion. NAF is North Anatolian fault. Acquisition parameters: 96 channel, 2.4-km-long streamer; for line 1: 24 fold coverage, with source of 8 generator-injector airguns of 14 L generator volume, operated in single-bubble mode (Avedik et al., 1996); for lines 2 and 3: 16 fold coverage with source of 16 airguns of 31 L volume operated in same mode.



Σχ. 4.5 Σεισμικές τομές των προφίλ 1, 2 και 3 (αριστερά) και χάρτης προφίλ (δεξιά) (Laigle et al., 2000)

Ο ανακλαστήρας χρώματος μπλέ: Παρατηρείται πάλι αλλαγή όσον αφορά στον τρόπο εναπόθεσης των ιζημάτων και κατά συνέπεια αλλαγή στον τρόπο εφελκυσμού. Συγκεκριμένα, έχουμε αφ' ενός αύξηση του βάθους της λεκάνης και αφ' ετέρου αλλαγή της διεύθυνσης του στρώματος κατά μήκος του ανακλαστήρα μπλε τον οποίο αντιστοιχούμε στο Πλειόκαινο. Ο ανακλαστήρας αυτός αποτελεί το ανώτατο όριο του ταμιευτήρα κάτω από το βαθύτερο σημείο της τάφρου, όπου τα Εωκαινικά-Ολιγοκαινικά και Μεοκαινικά στρώματα δεν διακρίνονται (Σεισμικό προφίλ 1).

Αντίθετα με το Μεσοκαινικό ιζηματογενές στρώμα του οποίου το πάχος αυξανόταν προς τα δυτικά, για τα Πλειοκαινικά ιζήματα (επάνω από τον μπλέ ανακλαστήρα και κάτω από τον πράσινο) το πάχος μειώνεται. Το αντίθετο παρατηρείται στο προφίλ 2 όπου πάνω από τον μπλέ ταμιευτήρα το Πλειοκαινικό στρώμα έχει μεγαλύτερο πάχος προς τα Νότια υποδηλώνοντας την παρουσία του ρήγματος, υπεύθυνο για τον σχηματισμό του. Πρόκειται για το ρήγμα της Ανατόλιας το οποίο «έφθασε» στη περιοχή του Β.Αιγαίου πριν από 5 εκατομ. χρόνια (Armijo et al., 1999) και είναι υπεύθυνο για την αλλαγή στην εναπόθεση των ιζημάτων την οποία σχολιάσαμε ανωτέρω.

Ανακλαστήρας χρώματος πράσινου: Στο σεισμικό προφίλ 3, τα ιζήματα άνωθεν του ανακλαστήρα χρώματος πράσινου, παρουσιάζουν ίδιο πάχος κατά μήκος της σεισμικής τομής (π.χ προφίλ 3), αντίθετα με την εναπόθεση του κατώτερου στρώματος που ορίζεται από τον μπλέ ανακλαστήρα, υποδηλώνοντας προέλαση (progradation) προς τα δυτικά-νοτιοδυτικά. Η αλλαγή αυτή στον τρόπο της ιζηματογένεσης φαίνεται να αντιστοιχεί με την αλλαγή της διεύθυνσης εφελκυσμού στο Β. Αιγαίο από ΒΑ-ΝΔ, στην αρχή του Πλειοκαίνου, σε ΒΒΔ-ΝΝΑ στο μέσο Πλειστόκαινο (Mercier et al., 1989).

Ανακλαστήρας χρώματος κίτρινου: Πρόκειται για τον τελευταίο ανακλαστήρα που παρατηρείται στις σεισμικές τομές και σηματοδοτεί την εφελκυστική παραμόρφωση που επικρατεί σήμερα. Πράγματι, μία επιπλέον αλλαγή πρέπει να έχει συμβεί στο εφελκυστικό πεδίο ώστε να έχουμε την τωρινή διεύθυνση Β15Α (Le Pichon et al., 1995, Kahle et al., 1998).

4.5.2 Σημερινό πεδίο τάσεων- Δημιουργία νέου σεισμογενούς ρήγματος

Οι σεισμικές τομές από τα πολυκάναλα σεισμικά προφίλ κατακορύφου ανάκλασης που πραγματοποιήσαμε (STREAMERS, SEISGRECE), έδωσαν τη δομή του φλοιού σε βάθη άνω των 25 χιλιομέτρων, αποκαλύπτοντας παράλληλα την τεκτονική εξέλιξη στη περιοχή του Β. Αιγαίου. Τα στοιχεία αποκάλυψαν την ύπαρξη ενός κανονικού ρήγματος με διεύθυνση Β100Α, το οποίο παρατηρείται και στα 3 προφίλ των σεισμικών κατακορύφου ανάκλασης και τα οποία με ειδική επεξεργασία (Pre Stack Depth Migration) αποτύπωσαν τη γεωμετρία του (Laigle et al., 2000). Το ρήγμα αυτό (F) κόβει τα ανώτερα ιζηματογενή στρώματα με μεγάλη κλίση και συνεχίζει στο υπόβαθρο με πολύ μικρή κλίση (Σχήμα 4.5).

Σύμφωνα με το πάχος των ιζηματογενών στρωμάτων άνωθεν των ανακλαστήρων χρώματος πράσινου και κίτρινου, η δράση του ρήγματος F άρχισε μετά το μέσο Πλειστόκαινο, πιθανά πριν από λίγες εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια.

Τόσο η διεύθυνση όσο και ο ρυθμός ολίσθησης του ρήγματος είναι σύμφωνα με τη διεύθυνση του επεκτατικού πεδίου που επικρατεί στη περιοχή όπως είναι γνωστό από τα GPS (Le Pichon et al., 1995).

Οι Clarke et al., 1998 και Kahle et al., 1998, δεχόμενοι ως σταθερή την πλάκα της Ευρώπης, δείχνουν ότι έχουμε υψηλό ρυθμό κίνησης ανάμεσα στο βόρειο και ανατολικό Θερμαϊκό μέχρι τον Ολυμπο και στη νότια Μαγνησία μέχρι και τις Σποράδες, όπου η νότια Μαγνησία και οι Σποράδες απομακρύνονται προς τα νότιο-νοτιοδυτικά με ταχύτητα 15 mm/yr. Οι δύο αυτές περιοχές ευρίσκονται στις παρακείμενες πλευρές του ρήγματος της Β. Ανατολίας αλλά και οι δύο ευρίσκονται στην ίδια πλευρά της βάσης (footwall) του κανονικού ρήγματος B100A. Οι Laigle et al., 2000 υποστηρίζουν ότι η αναμενόμενη παραμόρφωση εξ' αιτίας του υψηλού ρυθμού κίνησης προς τα νότιο-νοτιοδυτικά συγκεντρώνεται στο ρήγμα F.

Παρατηρείται η ύπαρξη και άλλων ρηγματίων στα Νότιο-δυτικά της τάφρου με ίδια διεύθυνση αλλά μικρότερη μετατόπιση. Αυτά τα ρήγματα φαίνονται να καταλήγουν σε μία σχεδόν επίπεδη επιφάνεια που εντοπίζεται σε βάθος 10-13 χιλιόμετρα και η οποία ερμηνεύεται ως επιφάνεια αποκόλλησης detachment zone.

4.6 Προτεινόμενα για το Αιγαίο μοντέλα

4.6.1 Μοντέλο πλήρους διάτμησης (pure shear) για το φλοιό

Le Pichon et al., 1984, χρησιμοποιώντας διάφορα γεωφυσικά δεδομένα (σεισμικά ανάκλασης, διάθλασης, βαρυτομετρία, μαγνητικά και ροή θερμότητας) προκειμένου να ερμηνεύσουν τη βύθιση της λεκάνης των Σποράδων προτείνουν το μοντέλο της ομοιογενούς παραμόρφωσης του φλοιού, του McKenzie (1978).

Υποστηρίζουν ότι ο φλοιός κάτω από το Β. Αιγαίο έχει υποστεί μία ιδιαίτερα μικρή λέπτυνση, με αποτέλεσμα την δημιουργία μεγάλων πλευρικών μεταβολών (η τιμή για το β γίνεται 1 από 3.5 για τουλάχιστον 20 Km) (βλ. επίσης Σχήμα 3.2α). Συμπεραίνουν δε, ότι σύμφωνα με το μοντέλο τους η επιφάνεια Moho, στην περιοχή όπου υπάρχει το παχύτερο ιζηματογενές στρώμα έχει βάθος 15 Km.

Τα αποτελέσματα των σεισμικών πειραμάτων Streamers και Seisgrece δείχνουν ότι στα 15 Km έχουμε την οροφή του κατώτερου φλοιού και όχι την βάση του ή αλλιώς την επιφάνεια Moho. Οι δε ταχύτητες πάνω από αυτόν τον ανακλαστήρα είναι χαρακτηριστικές για τον επιφανειακό φλοιό και όχι για φλοιό που έχει υποστεί λέπτυνση (Mooney et Brocher, 1987).

4.6.2 Μοντέλο απλής διάτμησης (*simple shear*) για τον ανώτερο φλοιό και πλήρους διάτμησης (*pure shear*) για τον κατώτερο φλοιό

Ο Brooks και Kiriakidis (1986) βασισμένοι σε ένα προφίλ βαρυτομετρίας, προτείνουν για το φλοιό λέπτυνση της τάξης των 5 Km, ήτοι 3 φορές πιά μικρή τιμή από αυτή που προτείνεται στο μοντέλο του Le Pichon.

Καταλήγουν, ερμηνεύοντας με διαφορετικό τρόπο τα ίδια γεωφυσικά δεδομένα, ότι η επέκταση που παρατηρείται στη τάφρο του Β. Αιγαίου μπορεί να ερμηνευτεί βάσει ενός γενικότερου μοντέλου που εξηγεί το σύνολο του εφελκυστικού πεδίου στο Αιγαίο. Προτείνουν λοιπόν απλή διάτμηση (*simple shear*) για τον ανώτερο φλοιό, πλήρη διάτμηση (*pure shear*) για τον κατώτερο και σταθερό πάχος φλοιού (25 Km).

Τα αποτελέσματα των δύο σεισμικών πειραμάτων φανερώουν ότι η οροφή του βαθύτερου φλοιού δεν παρουσιάζει το ίδιο βάθος σε όλη την τάφρο του Β. Αιγαίου, αλλά παρουσιάζει τοπογραφικό ανάγλυφο. Αυτή η παρατήρηση αντίκειται στο προτεινόμενο μοντέλο (Σχήμα 4.6.2).

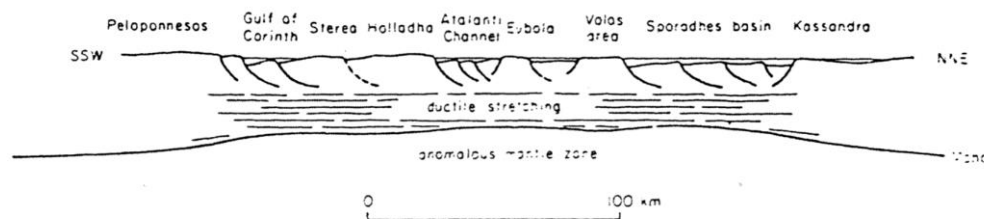


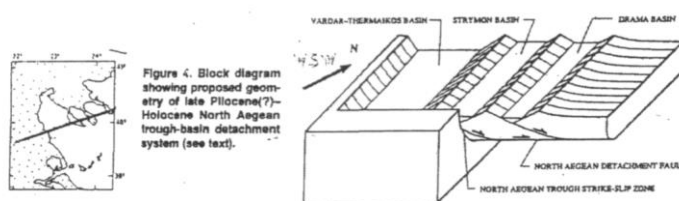
Fig. 4. Schematic crustal section across the Aegean area. The Sporadhes basin represents the western part of the North Aegean trough.

Σχ. 4.6.2 Προτεινόμενο μοντέλο για το Αιγαίο σύμφωνα με τους Brooks and Kiriakidis, 1986.

4.6.3 Μοντέλο επιφανειακής παραμόρφωσης

Ο Dinter και Royden βασισμένοι σε γεωλογικά δεδομένα υποστηρίζουν ότι οι λεκάνες του Θερμαϊκού, Στρυμόνα και Δράμας έχουν δημιουργηθεί εξ αιτίας της μεταφοράς της δεξιόστροφης μετατόπισης (που υπάρχει στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας NAF) κατά την επεκτατική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ.

Από το μοντέλο συνάγεται ότι τα κανονικά ρήγματα που είναι στα άκρα αυτών των λεκανών, όπως και το ρήγμα της Β. Ανατολίας (NAF) ανήκουν στην ίδια ζώνη αποκόλλησης (detachment zone), της οποίας το επιφανειακό τμήμα ευρίσκεται στο δυτικό άκρο της λεκάνης του Θερμαϊκού και έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Σχήμα 4.6.2).



Σχ. 4.6.3 Προτεινόμενο μοντέλο για την τάφρο του Β. Αιγαίου (Dinter and Royden, 1993).

Στο προτεινόμενο μοντέλο ο κατώτερος φλοιός δεν παραμορφώνεται, με αποτέλεσμα να μην δικαιολογεί την ύπαρξη τοπογραφικού αναγλύφου, που παρατηρείται στα σεισμικά προφίλ.

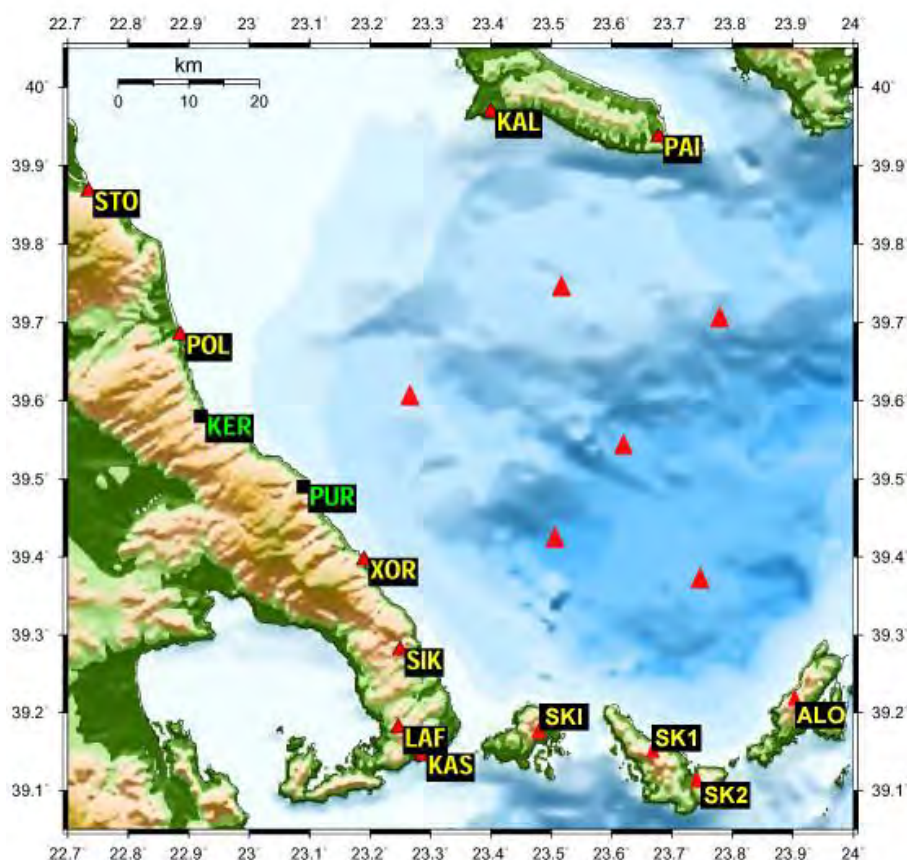
4.6.4 Μοντέλο τύπου «core complex»

Ο Gautier et al., 1993 πρότειναν για την περιοχή των Κυκλάδων το μοντέλο που βασίζεται στην άνοδο του όγκιμου φλοιού (Σχ. 3.1). Το δυτικό άκρο του Θερμαϊκού κόλπου παρουσιάζει την ίδια επιφάνεια αποκόλλησης με αυτή που παρατηρείται στις ακτές της Τήνου και της Ανδρου, στις Κυκλάδες. Είναι δυνατόν λοιπόν αυτό το μοντέλο να ερμηνεύσει εν μέρει τα δεδομένα μας, όσον αφορά τουλάχιστον στην παρατηρούμενη τοπογραφία του κατώτερου φλοιού.

ΜΕΡΟΣ Β
(ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟ ΠΕΙΡΑΜΑ)

5 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Εγκαταστήσαμε, σε συνεργασία με το Πανεπιστήμιο της Θεσσαλονίκης ένα τοπικό δίκτυο από 20 σειсмоγράφους, κατά τη περίοδο 5 Φεβρουαρίου έως 25 Μαρτίου. 14 από αυτούς ήταν χειρσαίοι και τοποθετήθηκαν στην ηπειρωτική Ελλάδα και στα νησιά των Σποράδων (Σχήμα 5.1). Ήταν όλοι ψηφιακοί, 3 συνιστωσών, τύπου Reftek. Οι σταθμοί αυτού του τύπου έχουν τη δυνατότητα να λειτουργήσουν είτε με trigger mode, είτε με συνεχή καταγραφή. Επιλέξαμε την συνεχή καταγραφή προκειμένου να καταγραφούν όλα τα σεισμικά γεγονότα ακόμη και αυτά που είχαν πολύ μικρή σεισμική ενέργεια. Η συχνότητα δειγματοληψίας επιλέχθηκε στα 125 Hz. Όλοι οι σταθμοί ήταν εφοδιασμένοι με GPS. Οι σταθμοί διέθεταν σκληρό δίσκο 1-2 GB, με αποτέλεσμα η αυτονομία τους να φθάνει τον ένα μήνα συνεχούς καταγραφής. Όμως επισκέψεις πραγματοποιούνται ανά 7-8 ημέρες προκειμένου να επιβεβαιωθεί η σωστή λειτουργία των σταθμών στην ύπαιθρο. Η μέση απόσταση ανάμεσα στους σταθμούς είναι 20 χιλιόμετρα.



Σχ. 5.1 Οι θέσεις των χερσαίων και θαλασσίων σταθμών του δικτύου ANATOLIA.

Κατά τη διάρκεια των 7 εβδομάδων λειτουργίας του τοπικού δικτύου, συγκεντρώθηκαν 30 GB δεδομένων. Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε σε σταθμό εργασίας SUN σε συνεργασία με το Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης χρησιμοποιώντας το λογισμικό PQL.

Το δίκτυο διέθετε επίσης 6 θαλάσσιους σειсмоγράφους OBS (Ocean Bottom Seismometers), οι οποίοι τοποθετήθηκαν (ποντίστηκαν) στο θαλάσσιο χώρο Βόρεια των Σποράδων (Σχήμα 5.1). Τα OBS ποντίστηκαν σε προκαθορισμένα σημεία κατά μήκος η πλησίον των σεισμικών προφίλ. Η πρόσθετη εγκατάσταση του δικτύου των θαλάσσιων σειсмоγράφων έγινε με στόχο την ακριβέστερη εκτίμηση της μικροσεισμικής δραστηριότητας στο θαλάσσιο χώρο (Sachpazi et al., 2001).

Οι θαλάσσιοι σειсмоγράφοι έχουν επίσης τη δυνατότητα να λειτουργήσουν είτε με συνεχή καταγραφή είτε ως trigger mode. Όπως με τους χερσαίους σταθμούς επιλέξαμε την συνεχή καταγραφή.

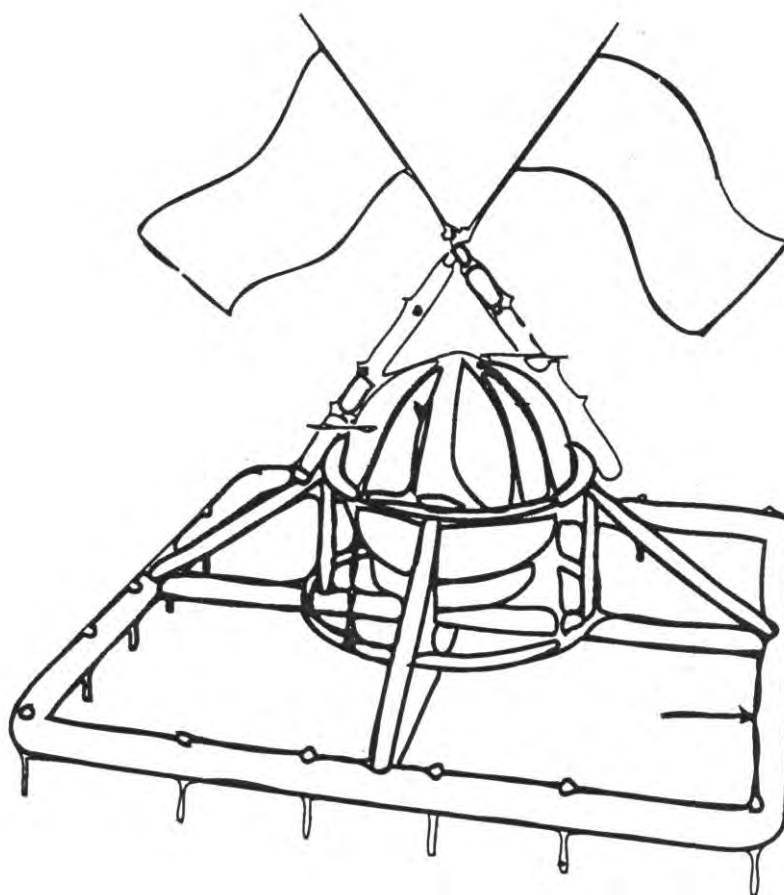
Τα OBS αποτελούνται από δύο γυάλινα ημισφαίρια, ικανά να αντέξουν στις υψηλές πιέσεις που επικρατούν στο θαλάσσιο πυθμένα (Σχ.5.2). Οι σφαίρες τοποθετούνται μέσα σε μία πλαστική βάση και έχουν στο εσωτερικό τους την ηλεκτρονική υποδομή που απαιτείται για την καταγραφή των σεισμικών γεγονότων. Επίσης, διαθέτουν δίσκο χωρητικότητας 1GB, ένα σεισμόμετρο 4.5Hz, ένα ρολόι και κάρτες προγραμματισμού της ανέλκυσής τους προς την επιφάνεια. Επίσης διαθέτουν κεραία και πομπό και στο εσωτερικό της σφαίρας έναν λαμπτήρα που αναβοσβήνει (φλας). Και τα δύο (το ηχητικό και το φωτεινό σήμα) δραστηριοποιείται από τη στιγμή που αρχίζει η ανέλκυση του σειсмоγράφου, για να έχουμε οπτικό-ακουστική επαφή, ώστε να διευκολύνεται ο εντοπισμός του, όταν θα φθάσει στην επιφάνεια της θάλασσας. Κατά τη διάρκεια εντοπισμού τους βόρεια των Σποράδων δεν μπορέσαμε να ανακτήσουμε δύο από τα OBS, κυρίως εξ αιτίας των θυελλωδών ανέμων που επικρατούσαν στη περιοχή (Μάρτιος 2003).

Συγκεντρώθηκαν, κατά τη διάρκεια περίπου 4 εβδομάδων καταγραφής 5 GB δεδομένων. Η επεξεργασία έγινε σε σταθμό εργασίας SUN αλλά και σε PC που διαθέτει λειτουργικό σύστημα Linux. Η μέτρηση των αφίξεων των σεισμικών κυμάτων P και S (picking) έγινε με το λογισμικό PQL. Ένα βασικό, αλλά ιδιαίτερα χρονοβόρο στάδιο προ-επεξεργασίας είναι η μετατροπή του format των δεδομένων των OBS σε format SEG-Y προκειμένου να προχωρήσουμε στην επεξεργασία των

σεισμικών φάσεων με τη χρήση του λογισμικού PQL (Pascal software). Αυτό έγινε σε 2 φάσεις. Η πρώτη προβλέπει την μετατροπή των δεδομένων σε format ascii με το πρόγραμμα dobs2asco. Πιο συγκεκριμένα, κάθε ένα αρχείο miniDOBS αποσυμπιέζεται και διασπάται σε 4 ascii αρχεία, για κάθε ένα κανάλι καταγραφής (P, Z, N, E). Η δεύτερη προβλέπει τη μετατροπή των προηγούμενων αρχείων σε αρχεία SEG-Y με το πρόγραμμα len2pascal. Σε αυτή τη φάση εισάγεται επίσης η καμπύλη διόρθωσης του χρόνου για κάθε ένα OBS.

Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών υπολογίστηκαν με τη χρήση των προγραμμάτων FPFIT και FPLOT (Reasenber & Oppenheimer, 1988).

MECANIQUE CHASSIS « OBS »



Σχ. 5.2. Σχηματικό διάγραμμα θαλάσσιου σειсмоγράφου (OBS).

6. ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ – ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ

Για τον εντοπισμό των συντεταγμένων της σεισμικής εστίας (x, y, z) αλλά και το χρόνο γένεσης του σεισμού χρησιμοποιήσαμε το κλασσικό πρόγραμμα HYPO. Χρησιμοποιήσαμε αρχικά ένα απλό μοντέλο ταχυτήτων, αυτό του ημι-χώρου (half space).

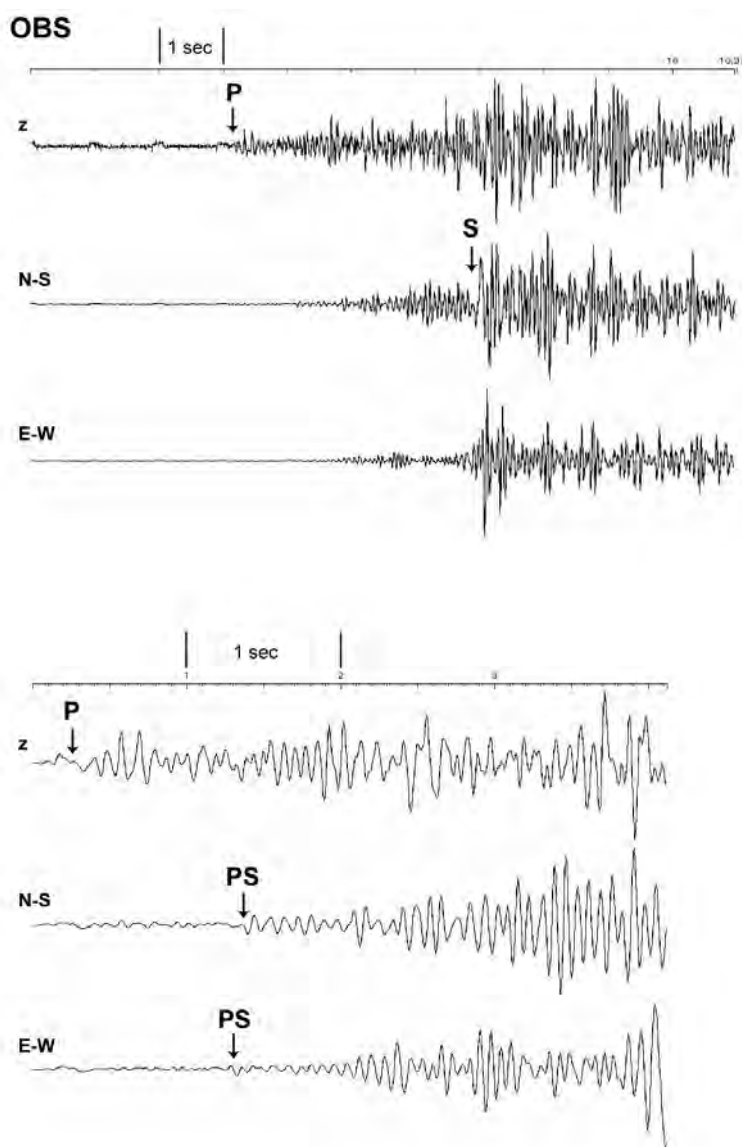
6.1 Διορθώσεις των σταθμών εξ' αιτίας της ύπαρξης χαλαρών πετρωμάτων

Το HYPO δέχεται απλά μοντέλα, τα οποία δεν ανταποκρίνονται στη πραγματικότητα ιδίως όσον αφορά τα στρώματα που ευρίσκονται κοντά στην επιφάνεια, όπου η ανομοιογένεια όσον αφορά τις σεισμικές ταχύτητες είναι ιδιαίτερα υψηλή.

Στη περίπτωση που διαθέτουμε αρκετά σεισμικά δεδομένα (μεγάλο αριθμό σεισμών) και καλή γεωμετρία δικτύου, εφαρμόζοντας σύγχρονες τεχνικές, όπως π.χ της σεισμικής τομογραφίας, παίρνουμε την τρισδιάστατη εικόνα των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων. Όμως και σε αυτή την περίπτωση τα αποτελέσματα είναι αξιόπιστα μόνο στη περιοχή όπου η δειγματοληψία είναι σημαντική, π.χ μεγάλος αριθμός ακτίνων. Στη περιοχή κοντά στην επιφάνεια η δειγματοληψία είναι μικρή ή χειρότερη σε σχέση με τα βαθύτερα στρώματα. Συνεπώς, ο προσδιορισμός των ταχυτήτων των πετρωμάτων κοντά στην επιφάνεια, πρέπει να γίνει με ποσοτικό τρόπο (deterministic). Αυτό είναι απαραίτητο ιδιαίτερα στην περίπτωση που το δίκτυο διαθέτει σειсмоγράφους εγκατεστημένους στο βυθό της θάλασσας, όπου η ύπαρξη στρώματος με χαλαρά πετρώματα είναι δεδομένη, με αποτέλεσμα η διάδοση των P κυμάτων και περισσότερο των S κυμάτων να επιβραδύνεται, να μεγαλώνει το $t_S - t_P$ και να έχουμε στην ουσία λάθος εκτίμηση των υποκέντρων. Η παρουσία αυτού του στρώματος που επιφέρει ανομοιογένεια στις σεισμικές ταχύτητες μπορεί να προσδιοριστεί από την μελέτη των εκ μετατροπής “converted waves” εφ’ όσον διαθέτουμε σειсмоγράφους 3 συνιστωσών (Lewis et al., 1977, Nercessian et al., 1983).

Τα σειсмоγράματα (Σχ.6.1) δείχνουν ότι οι κυματομορφές δεν αποτελούνται απλά και μόνο από τα σεισμικά κύματα P και S, αλλά είναι πολύ περισσότερο πολύπλοκα εξ' αιτίας της ισχυρής ανομοιογένειας που υπάρχει στα ανώτερα

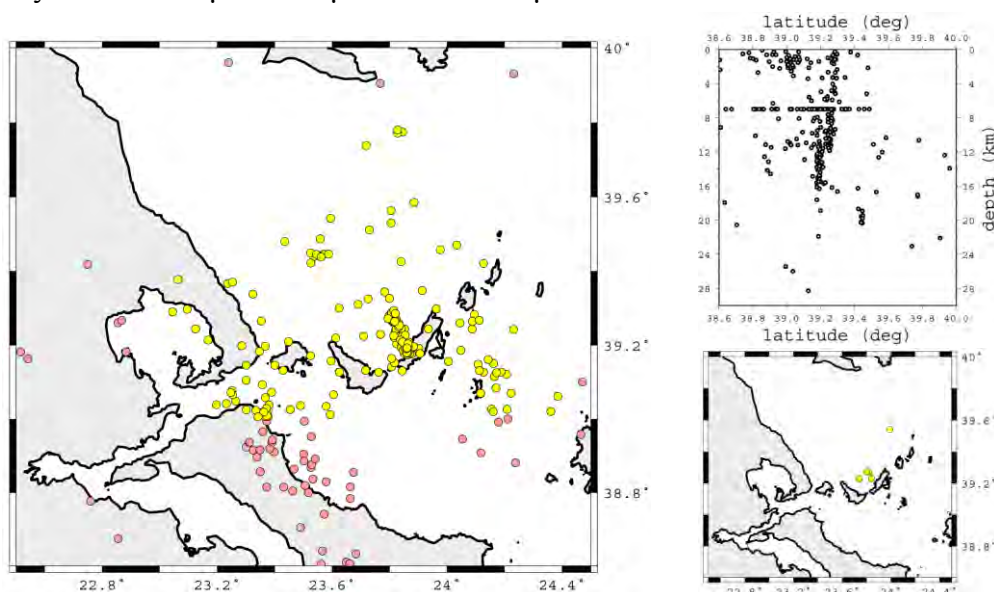
στρώματα στην περιοχή του Β. Αιγαίου. Οι διορθώσεις που πρέπει να γίνουν φαίνονται να είναι μεγάλες σε σύγκριση με τους παρατηρούμενους χρόνους διάδοσης με αποτέλεσμα, να επηρεάζονται οι υπολογισμοί των υποκέντρων. Παρόμοιο φαινόμενο παρατηρείται και στη θάλασσα του Μαρμαρά (Becel, 2003), αλλά πιστεύουμε ότι ισχύει και για οποιοδήποτε άλλη περιοχή για την οποία επιχειρείται εντοπισμός της σεισμικότητας είτε από τοπικό είτε από εθνικό δίκτυο, χρησιμοποιώντας ένα γενικευμένο (regional) μοντέλο ταχυτήτων. Ο υπολογισμός των διορθώσεων των σταθμών που θα εισάγουμε προκειμένου να «διορθώσουμε» τους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων θα αναλυθεί στην παράγραφο 6.3.2.



Σχ. 6.1 Χαρακτηριστικό παράδειγμα καταγραφής εκ μετατροπής εγκαρσίου κύματος (converted PS wave) από θαλάσσιο σειсмоγράφο (OBS2) στη λεκάνη του Β. Αιγαίου.

6.2 Περιγραφή των πρώτων αποτελεσμάτων

Κατά τη διάρκεια του πειράματος κατεγράφησαν περισσότεροι από 350 σεισμοί. Από αυτούς εντοπίστηκαν οι 300, εκ των οποίων μόνο 4 κατεγράφησαν από το Εθνικό Δίκτυο (Σχ. 6.2). Εχουμε λοιπόν αρχικά μία εικόνα της σεισμικότητας, η οποία δεν φαινόταν από το μόνιμο δίκτυο. Ένα κριτήριο για πιο αξιόπιστο απόλυτο εντοπισμό της δραστηριότητας ήταν η επιλογή σεισμών που είχαν τουλάχιστον 3 φάσεις από τα P κύματα και μία από τα S κύματα.



Σχ. 6.2. Χάρτης μικροσεισμικής δραστηριότητας στο Β. Αιγαίο κατά τη διάρκεια 05/02-25/03/03. Ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων έγινε κατ'αρχάς με την εφαρμογή ενός απλού μοντέλου ταχυτήτων α) επίκεντρα και β) προβολές των βαθών κατά τη διεύθυνση Β-Ν γ) τα επίκεντρα που εντοπίστηκαν από το δίκτυο του Γ.Ι.Ε.Α.Α κατά την ίδια περίοδο

Η προβολή των εστιών σε βάθος, φανερώνει τον επιφανειακό χαρακτήρα της μικροσεισμικότητας στην περιοχή του Β. Αιγαίου, χαρακτηριστικό των περιοχών με ηπειρωτική παραμόρφωση. Η κατανομή των επικέντρων δείχνει μία σχετική συγκέντρωση της σεισμικής δραστηριότητας στο νότιο και κεντρικό τμήμα της μελετηθείσας περιοχής και απουσία επικέντρων βορειότερα, ήτοι στο Θερμαϊκό κόλπο.

6.3 Αξιοπιστία των εστιακών λύσεων

6.3.1 Εισαγωγή

Προκειμένου να εκτιμήσουμε τη βαρύτητα που έχει το μοντέλο ταχυτήτων και οι διορθώσεις των σταθμών που θα εισάγουμε κατά τον προσδιορισμό των υποκέντρων, αποφασίσαμε να πραγματοποιήσουμε διάφορα τεστ και να συγκρίνουμε τα αποτελέσματα. Αυτά τα τεστ μας επιτρέπουν, με τη σύγκριση αντίστοιχων χαρτών και σεισμικών τομών, να αξιολογήσουμε με ποιοτικό τρόπο την αξιοπιστία που έχουν οι λύσεις όσον αφορά τον εντοπισμό των σεισμών.

Επιλέξαμε αυτό το τρόπο διότι ο αριθμός των σεισμών που διαθέτουμε για τη μελέτη μας δεν είναι ιδιαίτερα υψηλός και η επιλογή των σεισμικών γεγονότων βάσει γεωμετρικών κριτηρίων (GAP, αριθμός φάσεων για κάθε σεισμό, RMS) θα μπορούσε να οδηγήσει στη μείωση του. Αυστηρά κριτήρια επιλογής ενδείκνυται να εφαρμόζονται όταν διαθέτουμε πολύ μεγάλο αριθμό δεδομένων. Σε αντίθετη περίπτωση, συνηθίζεται να εκτιμάται η ποιότητα των κατεγραμμένων σεισμικών γεγονότων βάσει δεικτών που μετράνε την εσωτερική συνάφεια που υπάρχει στο δείγμα των δεδομένων (Katsumata et al., 2001).

Κατά τη διάρκεια των τεστ, ο προσδιορισμός των υποκέντρων πραγματοποιήθηκε με το κλασικό πρόγραμμα HYPO71. Ως γνωστόν στο πρόγραμμα αυτό γίνεται χρήση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής. Με τη μέθοδο αυτή προσδιορίζεται ο χρόνος γένεσης και το υπόκεντρο κάθε σεισμού χρησιμοποιώντας τη διαφορά (residual) μεταξύ των παρατηρούμενων χρόνων διαδρομής και των υπολογισθέντων χρόνων διαδρομής

Για την επεξεργασία των δεδομένων είναι απαραίτητη η χρησιμοποίηση μίας ομάδας παραμέτρων που σχετίζονται με τις μεταβλητές του προγράμματος (Reset list), του καταλόγου των σταθμών που χρησιμοποιούνται, ενός μοντέλου ταχυτήτων, δοκιμαστικού βάθους και επικεντρικής απόστασης και του καταλόγου των φάσεων. Το πρώτο πρόβλημα που αντιμετωπίσαμε ήταν ότι το HYPO71 στη σύνηθη μορφή που χρησιμοποιείται δεν λαμβάνει υπόψη του το βάθος των υποθαλάσσιων σειсмоγράφων (OBS). Μία μετατροπή στον κώδικα ήταν απαραίτητη όπως επίσης και αντίστοιχες αλλαγές στην ομάδα παραμέτρων π.χ η μεταβλητή Reset test (15)

προστέθηκε για να ορίσει τα ανώτερα όρια του πρώτου στρώματος που για την περίπτωση μας είναι πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας (Reset test (15)=-2)

Τα πρώτα τεστ που έγιναν είχαν ως στόχο να ελέγξουν την εξάρτηση που έχουν οι λύσεις των επικέντρων από τη μεταβλητή Reset test (05) που σχετίζεται με το βάθος a priori. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι οι λύσεις είχαν μικρή ή και καθόλου εξάρτηση. Επιλέξαμε λοιπόν ως βάθος τα 7 χιλιόμετρα. Επίσης επιλέξαμε για την μεταβλητή Reset test (11) που ορίζει τον μέγιστο αριθμό επαναλήψεων για τη ρύθμιση του υποκέντρου Reset test(11)=15.

6.3.2 Υπολογισμός των στατικών διορθώσεων για τα OBS

Οι διορθώσεις υπολογίστηκαν με την μελέτη των εκ μετατροπής εγκαρσίων κυμάτων (converted waves). Η μελέτη των σειсмоγραμμάτων των OBS μας επέτρεψαν να αναγνωρίσουμε κύματα τύπου P converted σε κύματα τύπου S. Αυτή η παρατήρηση συνηγορεί υπέρ της παρουσίας ενός επιφανειακού στρώματος κοντά στους σταθμούς όπου η ύπαρξη νερού είναι έντονη.

Πιο συγκεκριμένα, στις οριζόντιες συνιστώσες των σειсмоγραμμάτων (Σχ. 6.1) ξεχωρίζουμε ένα πακέτο κυμάτων που φθάνουν αμέσως μετά τα κύματα P. Αντιστοιχούν σε κύματα P τα οποία διήνυσαν τη διαδρομή από την εστία μέχρι πολύ κοντά στο σταθμό, όπου και μετατράπηκαν σε κύματα S, πιθανότατα στην επιφάνεια που διαχωρίζει τα χαλαρά πετρώματα από τα μη χαλαρά. Το σειсмоγράμα του σχήματος 6.1 είναι χαρακτηριστικό παράδειγμα των καταγραφών μας.

Από την ανάλυση των σεισμικών προφίλ γνωρίζουμε ότι η μέση ταχύτητα V_p του Νεογενούς είναι $V_p=2.6$ km/sec. Το πάχος του στρώματος είναι 2 sec TWT. Κατά συνέπεια το πάχος του στρώματος είναι $H=2.6$ km. Η διαφορά στους χρόνους άφιξης ανάμεσα στα εκ μετατροπής κύματα (tps) και στα P κύματα (tp) μας δίνει πληροφορίες, εφ' όσον γνωρίζουμε το πάχος του στρώματος (H) για τις ταχύτητες διάδοσης των S κυμάτων για τις οποίες δεν έχουμε καμία πληροφορία a priori. Συνήθως υπολογίζεται από το V_p/V_s το οποίο επιλέγεται ανάμεσα 1.73-1.78 αλλά αυτή η τιμή δεν είναι σωστή για την περίπτωση διάδοσης σε χαλαρό στρώμα.

Λαμβάνοντας υπ' όψη μας το κάτωθι τύπο:

$$H = \frac{t_{ps} - t_p}{\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p}}$$

Και γνωρίζοντας ότι: $t_{ps}-t_p=1$ s

$$V_p=2.6 \text{ Km/s}$$

$$H=2.6 \text{ Km}$$

Συμπεραίνουμε ότι: $V_p/V_s=2.0$

Οι διορθώσεις λοιπόν για τα OBS για τα κύματα P και S δίνονται από το τύπο:

$$\text{Διόρθωση: } P = H (1/V_p' - 1/V_p) \quad S = H (1/V_s' - 1/V_s)$$

Όπου υπενθυμίζουμε ότι: V_p και V_s είναι οι ταχύτητες του μοντέλου ταχυτήτων που χρησιμοποιούμε στο αρχικό μοντέλο ταχυτήτων HYPO71

$$V_p=2.6 \text{ Km/sec και } V_s= 2.6/2.0$$

Αποτελέσματα: Για το σύνολο των OBS, οι διορθώσεις οι οποίες λαμβάνουν υπ' όψη την ύπαρξη του επιφανειακού στρώματος είναι της τάξης του 0.5 s για τα P και 1.2 s για τα S.

6.4 Επίδραση του μοντέλου ταχυτήτων και των διορθώσεων των χρόνων άφιξης στις εστιακές λύσεις

6.4.1 Επίδραση του μοντέλου ταχυτήτων

Ο καθορισμός και η χρησιμοποίηση ενός αξιόπιστου μοντέλου ταχυτήτων αποτελεί το πιο σημαντικό στάδιο στον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων ενός σεισμού.

Προκειμένου να διερευνήσουμε την εξάρτηση που παρουσιάζουν οι εστιακές λύσεις από το μοντέλο ταχυτήτων πραγματοποιήσαμε το κάτωθι τεστ.

Εστω: **AYSH 0** Μοντέλο PSDM - Με διορθώσεις

AYSH 1 Ημι-χωρος-με ταχύτητα 5.7 Km/s - Χωρίς στατικές διορθώσεις

AYSH 2 Μοντέλο PSDM - Χωρίς διορθώσεις

Όπου μοντέλο PSDM (Pre Stack Depth Migration) είναι το μοντέλο ταχυτήτων που συνάγεται από τα σεισμικά κατακόρυφου ανάκλασης (Πίνακας Α)

Πίνακας Α

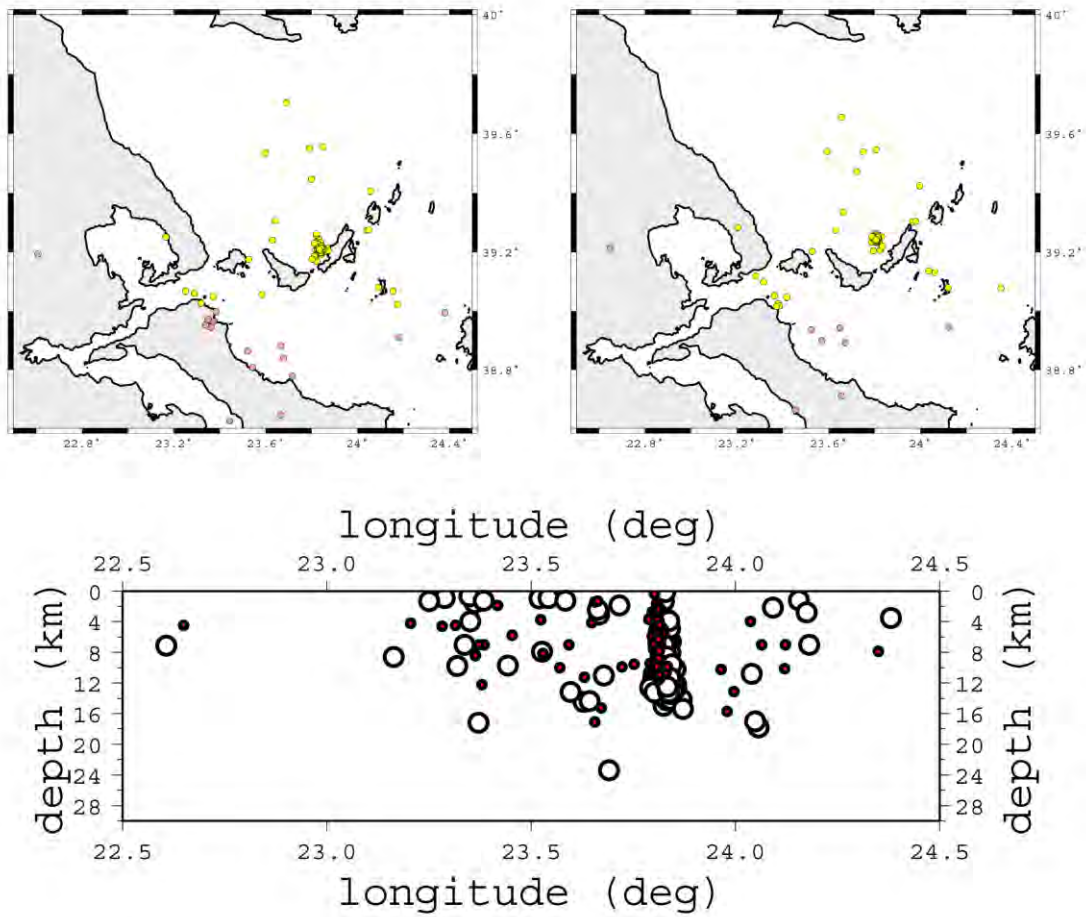
Velocity (km/s)	Depth (km)
5.0	-2
5.5	4
6.0	16
8.0	24

Τεστ 1: Σύγκριση Λύση 0 – Λύση 1: Ως ταχύτητα του ημίχωρου επιλέξαμε την τιμή 5.7 Km/s επειδή είναι η μέση ταχύτητα στο μοντέλο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου ανάμεσα στην επιφάνεια και στα 10-15 χιλιόμετρα. Οι χάρτες και οι τομές του σχήματος 6.4.1 δείχνουν την ευαισθησία που έχουν οι λύσεις στο μοντέλο ταχυτήτων.

Για την περίοδο όπου τα δύο δίκτυα, χερσαίο και θαλάσσιο λειτουργούσαν μαζί, βλέπουμε ότι τα βάρη των σεισμών εντός δικτύου εντοπίζονται βαθύτερα στη ΛΥΣΗ 1 από ότι στη ΛΥΣΗ 0. Εάν συγκρίνουμε τους χάρτες των επικέντρων βλέπουμε ότι για τους λιγοστούς σεισμούς που έγιναν στο θαλάσσιο χώρο πλησίον των OBS, η διαφορά στις λύσεις είναι μικρή, ενώ γίνεται μεγαλύτερη για τους σεισμούς που εντοπίζεται κοντά στη ξηρά. Επίσης οι λύσεις του μοντέλου του ημίχωρου συχνά ευρίσκονται μετατοπισμένες νοτιότερα.

Οι προηγούμενες παρατηρήσεις ερμηνεύονται ως εξής:

Τα επίκεντρα που ευρίσκονται εντός του δικτύου των OBS εξαρτώνται λιγότερο από το μοντέλο ταχυτήτων και τις διορθώσεις των χρόνων άφιξης διότι ορίζονται από ένα μεγάλο αριθμό σταθμών με καλή αζιμουθιακή κάλυψη. Αλλά και τα επίκεντρα που είναι σε μικρή απόσταση από το δίκτυο των OBS αν και δείχνουν μία μικρή ευαισθησία στο μοντέλο ταχυτήτων εντοπίζονται με μικρές διαφορές στις λύσεις τους. Αντίθετα οι σεισμοί που είναι εκτός του δικτύου δεν έχουν ούτε καλή αζιμουθιακή κάλυψη ούτε μεγάλο αριθμό καταγραφών γι' αυτό παρουσιάζουν μεγάλη ευαισθησία στο μοντέλο ταχυτήτων.

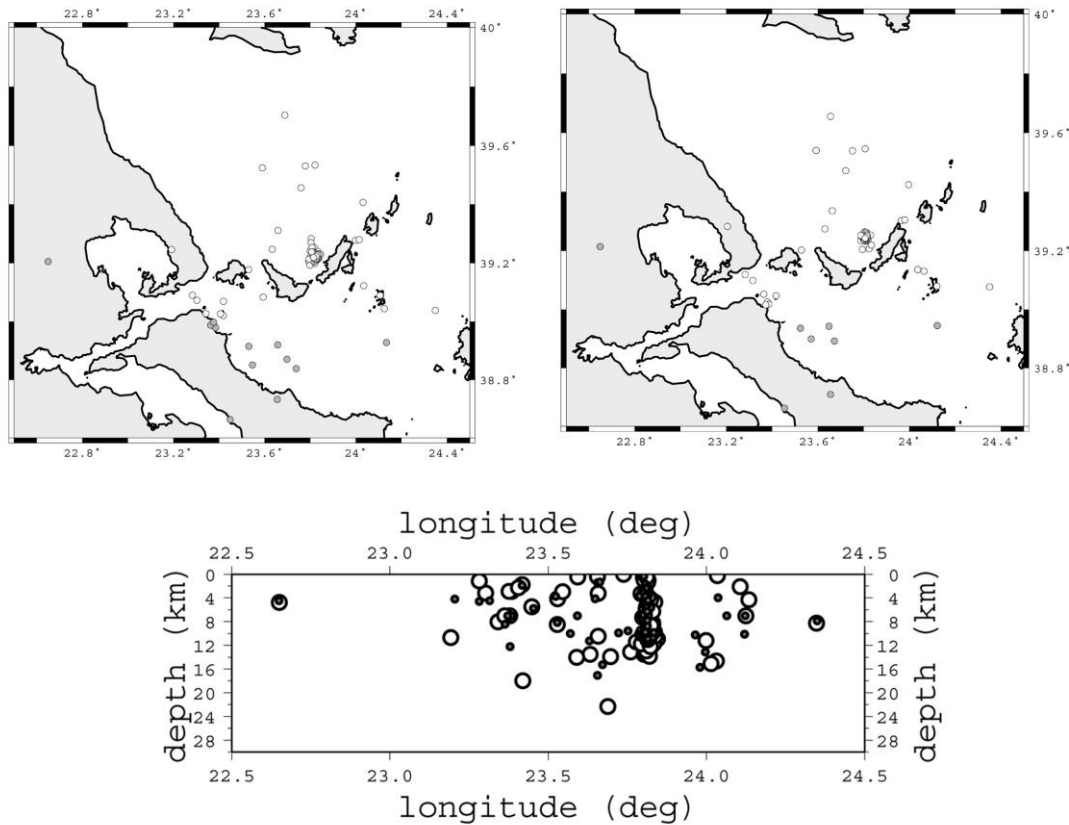


Σχ. 6.4.1 α) Χάρτης επικέντρων κατά τη περίοδο λειτουργίας των OBS 01/03-25/03 προσδιορισμένα με (αριστερά) απλό μοντέλο ημίχωρου ΛΥΣΗ 1 και (δεξιά) με το μοντέλο του πίνακα Α ΛΥΣΗ 0 β) Συγκριτική σεισμική τομή των υποκέντρων κατά τη διεύθυνση Δ-Α. Με μεγάλους κύκλους παριστάνονται τα υπόκεντρα που εντοπίστηκαν με το απλό μοντέλο και με μικρούς κύκλους με το μοντέλο του πίνακα Α

6.4.2 Επίδραση των διορθώσεων των χρόνων άφιξης

Όπως είδαμε, οι χρόνοι άφιξης των θαλασσίων σειсмоγράφων αντανακλούν σφάλματα που είναι αποτέλεσμα των μικρών ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων δια μέσου των επιφανειακών ιζημάτων. Επομένως, πρέπει να εφαρμοστούν οι διορθώσεις τις οποίες υπολογίσαμε στην προηγούμενη παράγραφο. Συνήθως αυτού του είδους οι διορθώσεις δεν εισάγονται διότι εάν δεν υπάρχουν σεισμικά προφίλ δεν είναι γνωστές ποσοτικά.

Ο χάρτης του Σχ.6.4.2 παρουσιάζει τα επίκεντρα εντοπισμένα χωρίς την εφαρμογή διορθώσεων στους χρόνους άφιξης ΛΥΣΗ 2 και με την εφαρμογή των διορθώσεων ΛΥΣΗ 0, για τη περίοδο καταγραφής του χερσαίου και του θαλάσσιου δικτύου.



Σχ. 6.4.2. Χάρτης επικέντρων κατά τη περίοδο λειτουργίας των OBS 01/03-25/03 προσδιορισμένα με το μοντέλο ταχυτήτων του πίνακα Α (αριστερά) ΛΥΣΗ 2 χωρίς εφαρμογή διορθώσεων στους χρόνους άφιξης (δεξιά) με εφαρμογή διορθώσεων ΛΥΣΗ 0 (άνωθεν) Συγκριτική σεισμική τομή των υποκέντρων κατά τη διεύθυνση Δ-Α. Με μεγάλους κύκλους παριστάνονται τα υπόκεντρα που εντοπίστηκαν χωρίς την εφαρμογή διορθώσεων και με μικρούς κύκλους με την εφαρμογή διορθώσεων (κάτωθεν).

Οι λύσεις των επικέντρων χωρίς διορθώσεις σχεδόν συστηματικά τείνουν να απομακρυνθούν από το δίκτυο. Αυτό δικαιολογείται διότι οι διορθώσεις που εφαρμόσαμε, μεγαλύτερες για τους χρόνους άφιξης των κυμάτων S από ότι για τα κύματα P, μειώνουν το ts-p με αποτέλεσμα οι σεισμοί να εντοπίζονται πλησιέστερα στα OBS.

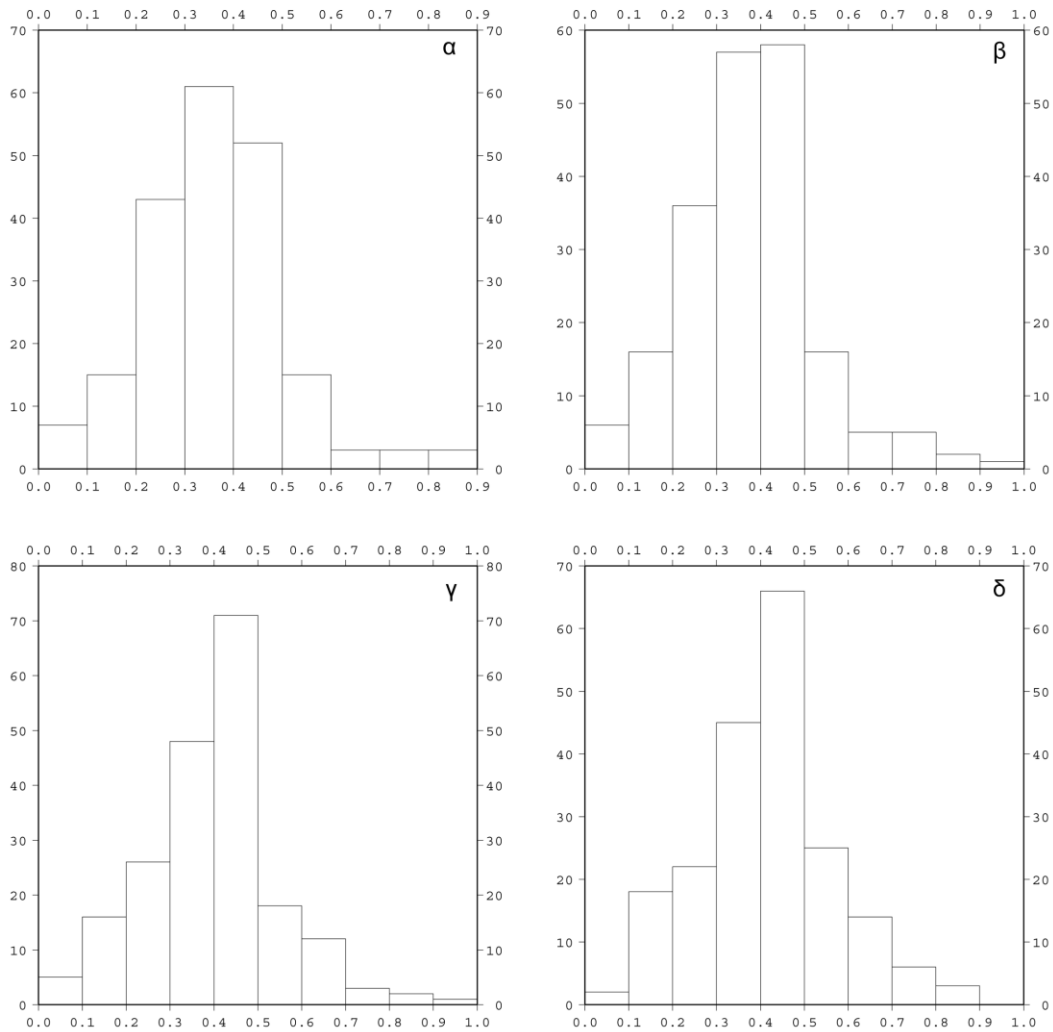
Παρατηρούμε ότι τα υπόκεντρα που υπολογίστηκαν χωρίς την εφαρμογή διορθώσεων και ευρίσκονται εντός του δικτύου μας είναι συστηματικά βαθύτερα από αυτά που υπολογίστηκαν με την εφαρμογή διορθώσεων. Αυτό δικαιολογείται από το γεγονός ότι τα επίκεντρα είναι καλά καθορισμένα από το δίκτυο, για τους σεισμούς εντός του δικτύου μας και επομένως ο μόνος τρόπος να απομακρυνθούν από το δίκτυο είναι να εντοπιστούν βαθύτερα π.χ η σεισμική ομάδα στο γεωγραφικό μήκος 23.8, αντίθετα με αυτούς που δεν είναι εντός δικτύου οπότε και οι λύσεις τους δεν είναι καλά καθορισμένες και μπορούν να απομακρυνθούν στο επίπεδο.

Το τεστ αυτό δείχνει την σπουδαιότητα που έχει η επιβολή των στατικών διορθώσεων όσον αφορά τον αξιόπιστο εντοπισμό των βαθών.

6.5 Επίδραση του V_p/V_s

Στη κάρτα ελέγχου του HYPO71 μία σημαντική παράμετρος είναι το V_p/V_s . Συνήθως επιλέγεται ανάμεσα στις τιμές 1.73-1.78. Είναι προφανές ότι για ένα δεδομένο μοντέλο ταχυτήτων η επιλογή του V_p/V_s π.χ από τις μικρότερες σε μεγαλύτερες τιμές επηρεάζει κυρίως τα υπόκεντρα μετακινώντας τα από μεγαλύτερα σε μικρότερα βάθη.

Ο μοναδικός τρόπος για την επιλογή τιμής για το V_p/V_s είναι να χρησιμοποιήσουμε κριτήρια που καθιστούν τα δεδομένα μας πιο συναφή, π.χ τη διευρεύνηση της μεταβολής του RMS για κάθε σεισμό. Έτσι σχεδιάσαμε τα ραβδογράμματα για διάφορες τιμές του V_p/V_s (Σχ. 6.5.1).



Σχ. 6.5.1 Ραβδογράμματα των τιμών RMS των λύσεων των σεισμών που κατεγράφησαν κατά τη περίοδο 05/02-25/03/03 για α) $V_p/V_s=1.76$ β) $V_p/V_s=1.78$ γ) $V_p/V_s=1.80$ και δ) $V_p/V_s=1.82$

Πιστεύουμε ότι η καλύτερη κατανομή ανταποκρίνεται στη τιμή $V_p/V_s = 1.80$ γιατί παρουσιάζει τη μικρότερη διασπορά. Επιλέγουμε λοιπόν αυτή την τιμή για το V_p/V_s .

7. ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ-ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

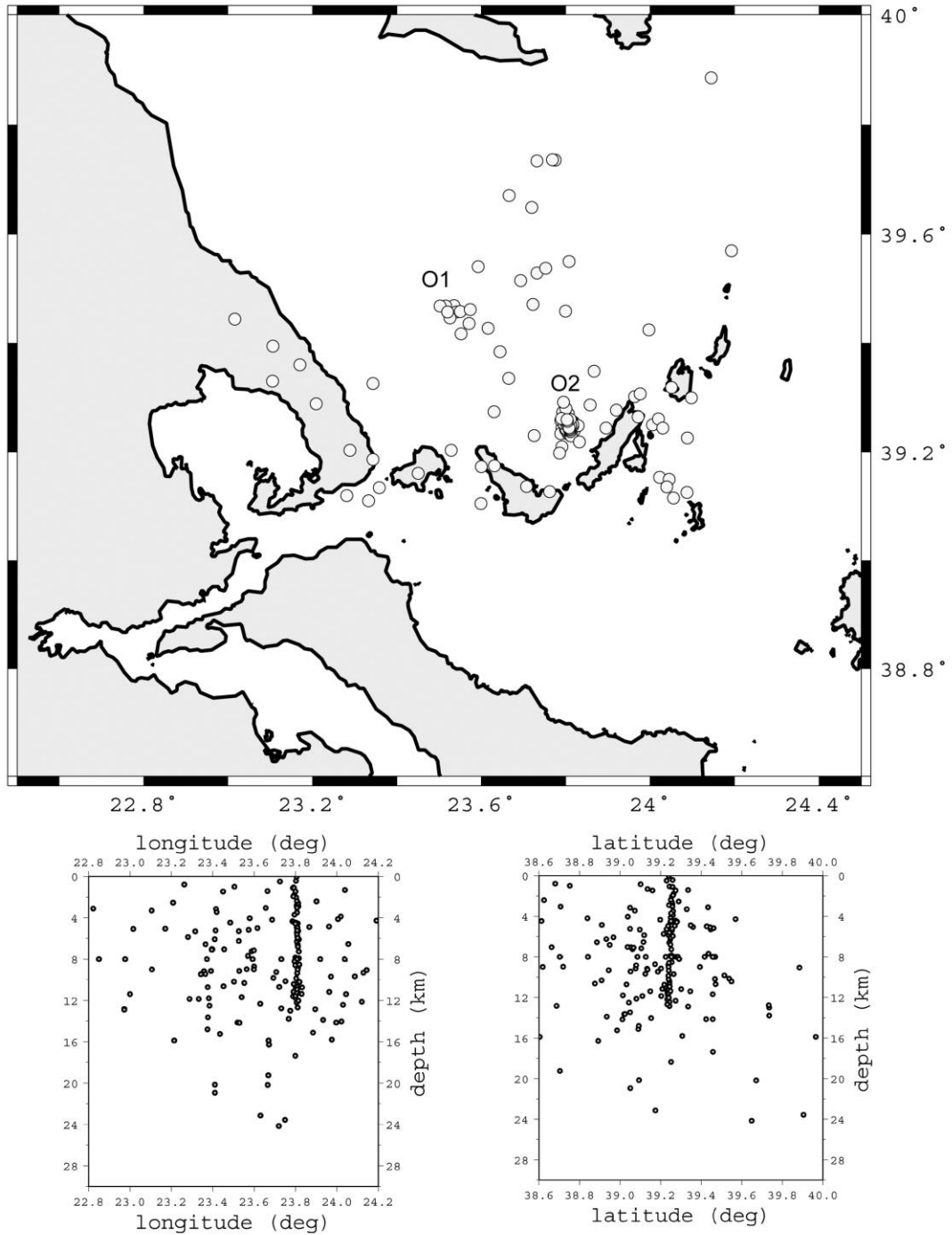
7.1 Χάρτης σεισμικότητας Β.Αιγαίου και μηχανισμοί γένεσης των σεισμών

Το Σχήμα 7.1.1 παρουσιάζει τον τελικό χάρτη των επικέντρων για την περίοδο των 7 εβδομάδων καταγραφής, για την περιοχή εντός του δικτύου μας (204 σεισμοί). Η μικροσεισμική δραστηριότητα εντοπίστηκε αφού πρώτα επιβάλλαμε διορθώσεις στους χρόνους άφιξης των OBS και εφαρμόσαμε το μοντέλο ταχυτήτων που προσδιορίστηκε από τον συνδυασμό των συνδυασμό κατακορύφου ανάκλασης (Pre Stack Depth Migration) και ευρείας γωνίας (Πίνακας Α).

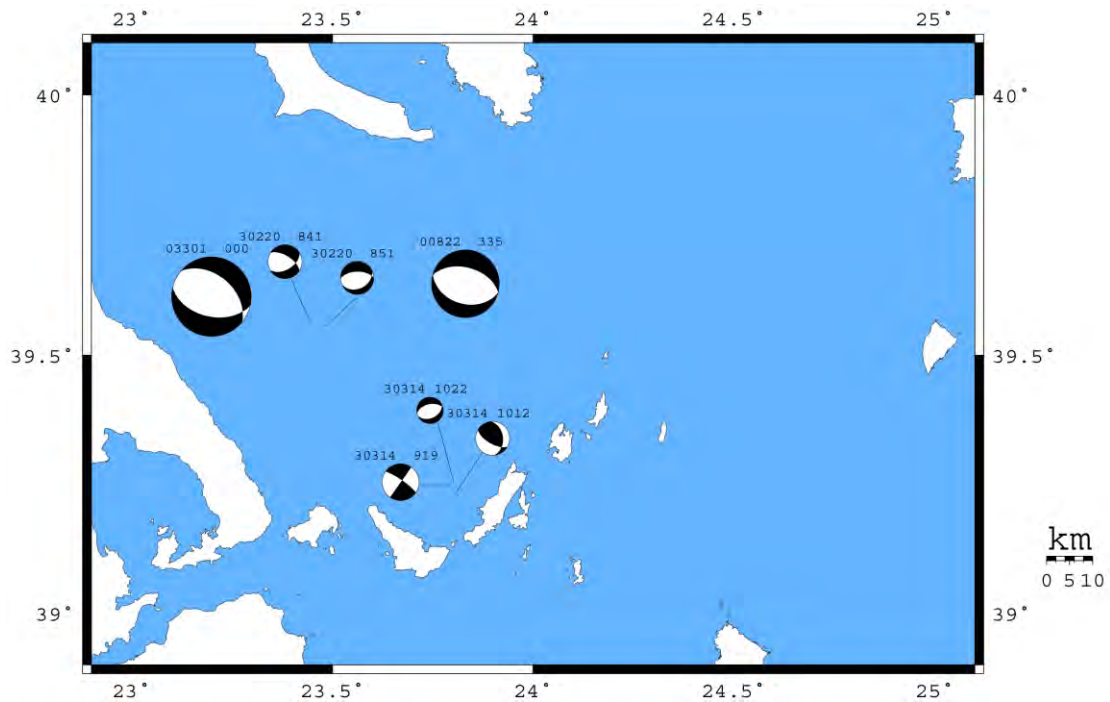
Παρατηρούμε ότι η σεισμικότητα στη λεκάνη του Β. Αιγαίου συγκεντρώνεται βασικά σε δύο ομάδες. Η πρώτη ομάδα (O1) εντοπίζεται στο θαλάσσιο χώρο ανατολικά της Μαγνησίας πλησίον της περιοχής που έγινε ο καταστρεπτικός σεισμός του 1930 ($M=6.0$) ο οποίος μελετήθηκε από τους Ambraseys and Jackson, 1990. Παρατηρείται επίσης μία διασπορά μικρού αριθμού επικέντρων πλησίον της περιοχής διάρρηξης του ισχυρού σεισμού της 23/08/00 ($M=5.1$) ο οποίος αναλύεται στην επόμενη παράγραφο.

Οι λύσεις του μηχανισμού γένεσης για τους δύο ισχυρότερους σεισμούς της ομάδας O1 δείχνουν ο ένας (20/02 08^h41) κανονική διάρρηξη με μικρή πλάγια συνιστώσα κίνησης και ο άλλος (20/02 08^h51) κανονική διάρρηξη (Σχ.7.1.2). Οι Taymaz et al., 1991, υπολόγισαν στην ίδια περιοχή, παρόμοιο μηχανισμό για το σεισμό του 1930. Τα πολυκάναλα σεισμικά προφίλ κατακορύφου ανάκλασης και ευρείας γωνίας αποκάλυψαν ένα σημαντικό ρήγμα με κανονική διάρρηξη B100A διεύθυνσης και κλίση προς τα βόρεια, στην ίδια περιοχή (παράγραφος 4.5.2).

Η δεύτερη ομάδα σεισμικών εστιών (O2) εντοπίζεται ΒΑ της Σκοπέλου όπου ευρίσκεται η βαθύτερη λεκάνη της τάφρου. Συνδέεται με τη γένεση ενός σεισμού μεγέθους $M_s = 4.0$ της κλίμακας Richter ο οποίος έγινε αισθητός από τους κατοίκους του νησιού. Πρόκειται για τον κύριο σεισμό, τον οποίον ακολούθησαν περισσότεροι από 60 μετασεισμοί που κατεγράφησαν μέχρι την τελευταία ημέρα λειτουργίας του δικτύου (7.1.3). Από αυτούς οι 5 μεγαλύτεροι κατεγράφησαν και από το δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Σχ. 6,2γ).



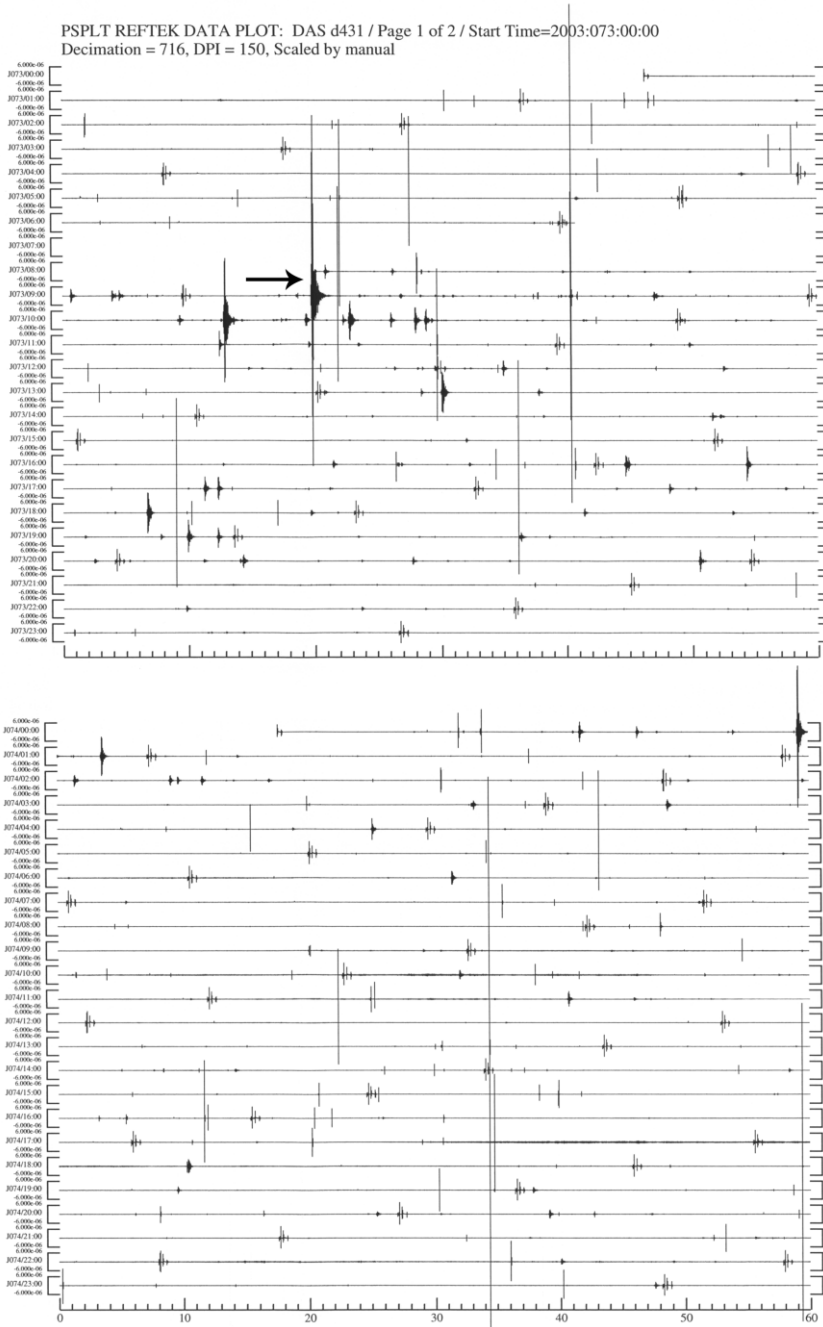
Σχ. 7.1.1 (άνωθεν) Τελικός χάρτης της μικροσεισμικής δραστηριότητας που κατεγράφη από το δίκτυο ANATOLIA κατά τη περίοδο 05/02-25/03/03 (κάτωθεν) Τομές προβολής των βαθών κατά τη διεύθυνση Δ-Α και Β-Ν



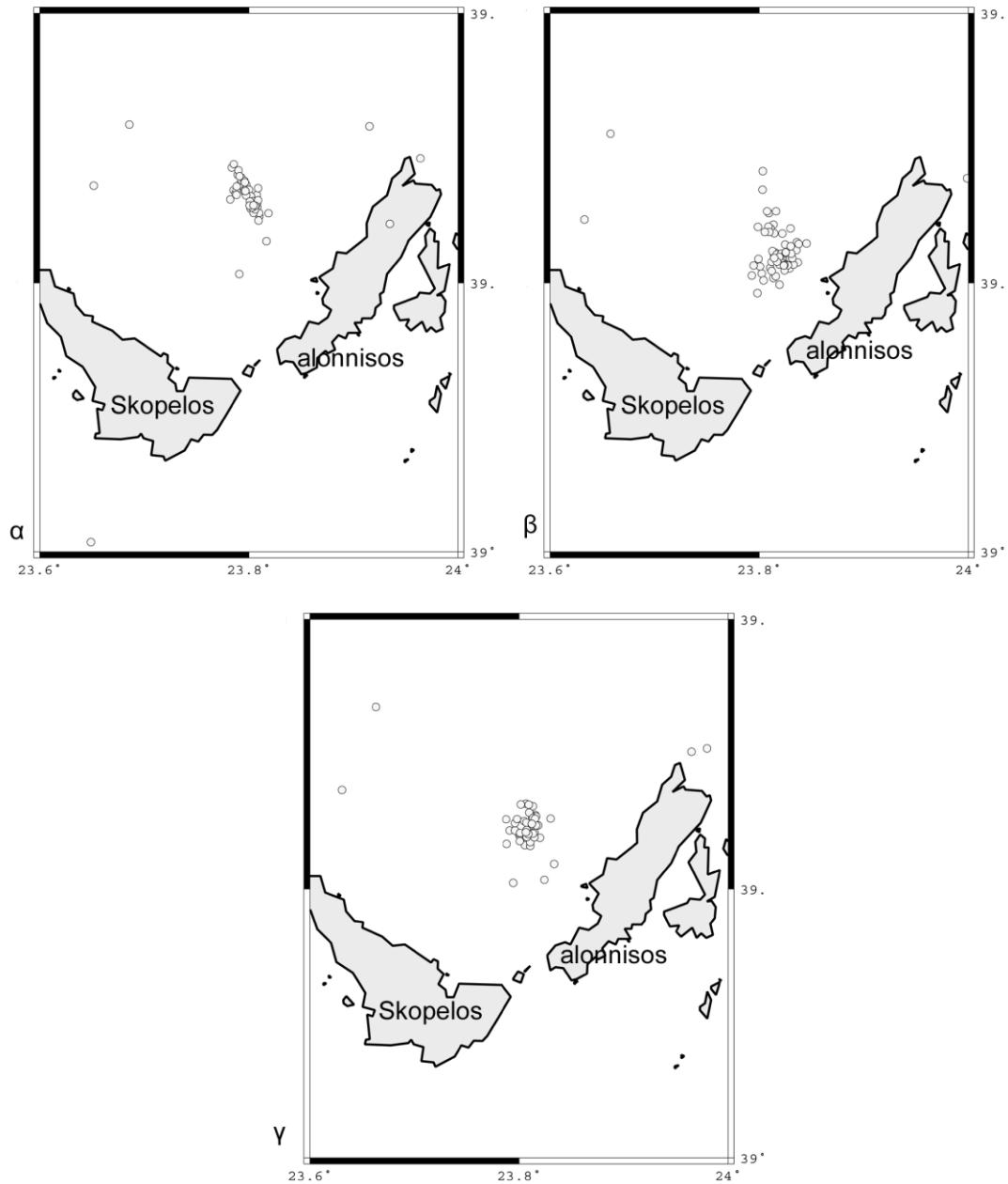
Σχ.7.1.2 Λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμικής δραστηριότητας Β. Αιγαίου. Παρουσιάζονται μόνον οι καλά προσδιορισμένες λύσεις για τους σεισμούς εντός του δικτύου. Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών 22/08/00 και 01/03/30 (Taymaz et al., 1991) έχουν επίσης προστεθεί

Η κατανομή των σεισμικών εστιών της ομάδας O2 παρουσιάζεται χωριστά στο Σχ 7.1.4. Για τον εντοπισμό των σεισμικών επικέντρων αρχικά χρησιμοποιήσαμε τους χρόνους άφιξης των σταθμών του χερσαίου δικτύου (Σχ. 7.1.4.α). Τα σεισμικά επίκεντρα τότε παρουσιάζονται ευθυγραμμισμένα κατά την βορειοδυτική διεύθυνση. Όταν προσθέσουμε τους χρόνους άφιξης των σταθμών του θαλάσσιου δικτύου, τα επίκεντρα μετακινούνται 5-8 χιλιόμετρα νοτιότερα και αν και εντοπίζονται πιο συγκεντρωμένα στο χώρο, με μία μικρή διασπορά προς τα Βόρεια, η κατανομή τους δείχνει διεύθυνση βορειοανατολική (Σχ. 7.1.4.β). Προσθέτοντας επί πλέον τις διορθώσεις που υπολογίσαμε στους χρόνους άφιξης των σταθμών του θαλάσσιου δικτύου η εικόνα που παίρνουμε είναι διαφορετική (Σχ. 7.1.4.γ). Η ομάδα εντοπίζεται βορειότερα από ότι στη προηγούμενη λύση, ακριβώς στο χώρο όπου υπήρχε η μικρή διασπορά και τα επίκεντρα παρουσιάζονται πιο συγκεντρωμένα στο χώρο. Με την λύση αυτή, οι σεισμοί μετακινούνται βορειότερα, πλησιάζοντας τις θέσεις των θαλάσσιων σειсмоγράφων. Η παρατήρηση αυτή δικαιολογείται από το γεγονός ότι η εφαρμογή των διορθώσεων έχει ως αποτέλεσμα να μειώνεται το ts-p με αποτέλεσμα τα επίκεντρα να εντοπίζονται πιο κοντά στους σταθμούς (OBS). Οι

προβολές των σεισμικών εστιών σε βάθος δείχνουν ότι τα υπόκεντρα κυμαίνονται από 0-24 χιλιόμετρα.



Σχ. 7.1.3 Παράδειγμα συνεχούς καταγραφής του κυρίως σεισμού 14/03 09^η19 (με βελάκι) και της μετασεισμικής ακολουθίας κατά τη διάρκεια 48 ωρών, από το θαλάσσιο σειсмоγράφο OBS1.



Σχ. 7.1.4 Χάρτης επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας της 14-24/03. Τα επίκεντρα είναι εντοπισμένα α) χωρίς τη χρήση των χρόνων άφιξης των θαλασσίων σειсмоγράφων β) με τη χρήση μη διορθωμένων χρόνων άφιξης των θαλασσίων σειсмоγράφων γ) με τη χρήση των διορθωμένων χρόνων άφιξης.

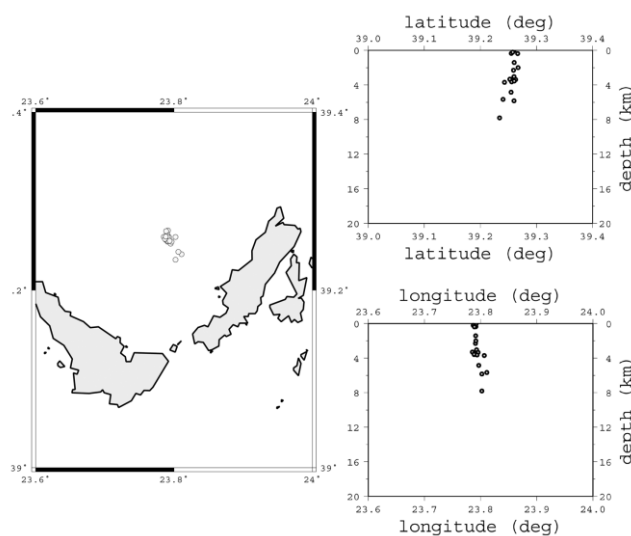
Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης του κυρίου σεισμού και των μεγαλύτερων από τους μετασεισμούς της ακολουθίας παρουσιάζονται επίσης στο Σχήμα 7.1.2.(14/03 09^h19, 10^h12, 10^h22)

7.2 HYPODD

Χρησιμοποιήσαμε το πρόγραμμα HypoDD προκειμένου να βελτιώσουμε τον σχετικό (relative location) προσδιορισμό του κυρίου σεισμού και των μετασεισμών της ομάδας O2. Το πρόγραμμα αυτό είναι γραμμένο σε Fortran και χρησιμοποιεί τον αλγόριθμο διπλής διαφοράς των Waldhauser και Ellsworth (2000).

Τα κλασσικά προγράμματα προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων κάνουν χρήση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής. Έτσι βάσει συστήματος γραμμικών εξισώσεων προσδιορίζεται ο χρόνος γένεσης και το υπόκεντρο κάθε σεισμού ελαχιστοποιώντας τη διαφορά (residual) μεταξύ των παρατηρούμενων και των υπολογισθέντων χρόνων διαδρομής.

Η μέθοδος DD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) χρησιμοποιεί το γεγονός ότι εάν η υποκεντρική διαφορά ανάμεσα σε δύο σεισμούς είναι μικρή σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση και το μέγεθος της ανομοιογένειας, τότε οι σεισμικές ακτίνες κατά την διάδοση των από τις εστίες προς το κοινό σταθμό είναι ίδιες (Frechet, 1985 Got et al., 1994). Κατά συνέπεια η διαφορά στους χρόνους άφιξης δύο σεισμών στον ίδιο σταθμό οφείλεται μόνο στην απόσταση ανάμεσα στους διάφορους σεισμούς και η οποία προσδιορίζεται με αυτό το τρόπο με μεγάλη ακρίβεια. Ο νέος χάρτης των επικέντρων εμφανίζει τη σεισμική ομάδα O2 περισσότερο συγκεντρωμένη στο χώρο και τα βάθη των εστιών να κυμαίνονται από την επιφάνεια έως τα 8-9 χιλιόμετρα (Σχ. 7.2).

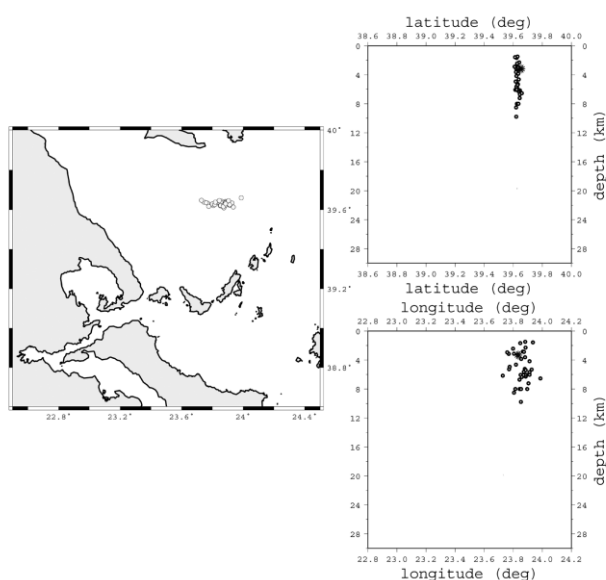


Σχ. 7.2 Χάρτης επαναπροσδιορισμένων επικέντρων (αριστερά) και υποκέντρων (δεξιά) με τη χρήση του προγράμματος HypoDD

7.3 Ο σεισμός της 22/08/00

Ενας ισχυρός σεισμός μεγέθους 5.1 συνέβη στις 22/08/00 στο Β. Αιγαίο, ανάμεσα στη Χαλκιδική και τις Σποράδες. Ενας μεγάλος αριθμός μετασεισμών ακολούθησε τις επόμενες ημέρες. Χάρη στην επιτυχή συνεργασία μεταξύ του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου και στο Εργαστήριο Σεισμολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης στα πλαίσια του προγράμματος ANATOLIA τόσο ο κύριος σεισμός όσο και περισσότεροι από 30 μετασεισμοί εντοπίστηκαν από έναν μεγάλο αριθμό σεισμολογικών σταθμών. Χρησιμοποιήσαμε για τον εντοπισμό τους το μοντέλο ταχυτήτων του πίνακα Α.

Το Σχήμα 7.3 παρουσιάζει τη κατανομή της σεισμικής ακολουθίας. Η κατανομή των epicέντρων καθορίζει μία σχεδόν Δ-Α σεισμική ζώνη. Το μήκος της ζώνης είναι περίπου 15 χιλιόμετρα αρκετά μεγαλύτερο από το μήκος της διάρρηξης που αντιστοιχεί σε σεισμό μεγέθους 5.1 (Η διάρρηξη που αντιστοιχεί σε σεισμό μεγέθους 5.5 είναι περίπου 9 χιλιόμετρα σύμφωνα με τον Παπαζάχο και Παπαζάχου, 1989. Πράγματι το μήκος της ζώνης της μετασεισμικής ακολουθίας περιορίζεται σε περίπου 8-9 χιλιόμετρα όταν χρησιμοποιούμε ως πρόγραμμα εντοπισμού το HYPODD.



Σχ. 7.3 Χάρτης epicέντρων του κυρίως σεισμού (22/08/00) και της μετασεισμικής ακολουθίας του (αριστερά) και τομές προβολής των βαθών κατά τη διεύθυνση Δ-Α και Β-Ν (δεξιά).

Οι σεισμικές τομές κατά τη διεύθυνση B-N και Δ-A παρουσιάζονται στο Σχήμα 7.3. Τα βάθη των σεισμικών εστιών κυμαίνονται ανάμεσα στην επιφάνεια και στα 9 χιλιόμετρα υποδηλώνοντας ότι το σεισμογενές στρώμα δεν ξεπερνά τα 10 χιλιόμετρα.

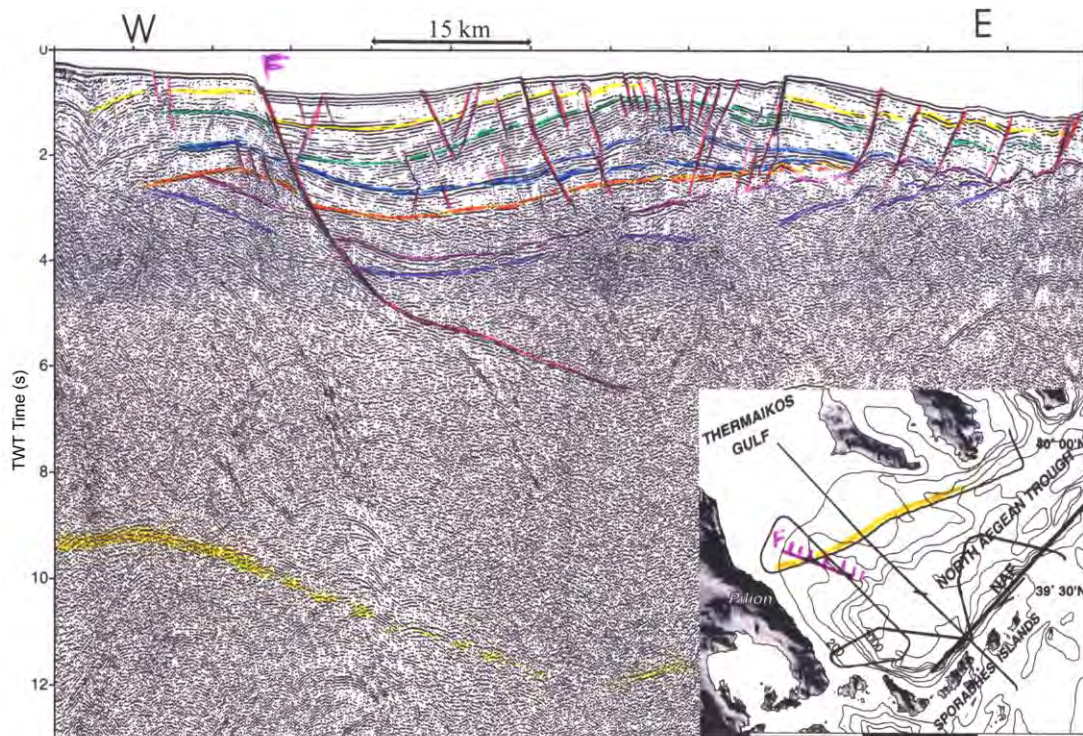
Ο κύριος σεισμός εντοπίζεται σε μικρό βάθος, μόλις 3 χιλιομέτρων, καθώς και οι μεγαλύτεροι από τους μετασεισμούς. Συγκρίνοντας τους χρόνους άφιξης που χρησιμοποιήσαμε γι' αυτούς τους σεισμούς, με τους υπόλοιπους της ακολουθίας παρατηρούμε ότι η διαφορά στις εστιακές λύσεις οφείλεται στους χρόνους άφιξης των μακρινών σταθμών. Εάν π.χ απομακρύνουμε τους χρόνους άφιξης των μακρινών σταθμών προκειμένου να έχουμε ομογενοποίηση των δεδομένων (Pg direct waves) τότε ο κύριος σεισμός εντοπίζεται σε βάθος 7 χιλιομέτρων. Αυτή η εστιακή λύση επιλέχθηκε προκειμένου να υπολογισθεί ο μηχανισμός γένεσης του κυρίως σεισμού η οποία δείχνει ότι πρόκειται για κανονική διάρρηξη (Σχ. 7.1.2).

8 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Βασιζόμενοι στις πληροφορίες του Α μέρους δηλαδή στα τεκτονικά και γεωδυναμικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης και στα συμπεράσματα από την ανάλυση και επεξεργασία της σεισμικής δραστηριότητας του Β μέρους θα κάνουμε μία σεισμοτεκτονική ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων του Β. Αιγαίου.

Το σχήμα 8 παρουσιάζει μία σεισμική τομή κατακορύφου ανάκλασης όπου αποτυπώνονται με ευκρίνεια, ρήγματα τα οποία ξεκινούν από την επιφάνεια και φθάνουν μέχρι και το υπόβαθρο ή και το διαπερνούν. Πιό συγκεκριμένα, το ρήγμα F αποτυπώνεται να κόβει τα ιζηματογενή στρώματα με μεγάλη κλίση και να εισέρχεται μέσα στο υπόβαθρο με μικρή κλίση. Στην οροφή του F (hanging wall), φαίνονται και άλλα μικρότερα κανονικά ρήγματα με την ίδια B105A διεύθυνση, κατ' αρχάς συνθετικά και ύστερα αντιθετικά με αυτό, στα ανώτερα σημεία του τοπογραφικού αναγλύφου (regional culmination). Η περιγραφή αυτή ταιριάζει με την δομή ενός crestal graben, το οποίο πλαισιώνεται από κανονικά ρήγματα που το ένα είναι απέναντι από το άλλο (Sachpazi et al., 2003).

Η σεισμική δραστηριότητα της ομάδας O1 καθώς και ο ισχυρός σεισμός της 22/08/00 μπορεί να ερμηνευτεί ως απόδειξη ενεργοποίησης της ανωτέρω δομής. Προτείναμε ήδη (Laigle et al., 2000) ως ενεργή την ευρύτερη ρηξιγενή δομή που



Σχ. 8 Σεισμική τομή του προφίλ 3 Αποτυπώνεται το ρήγμα F το οποίο έχει κλίση που μικραίνει με το βάθος και το οποίο ελέγχει τη τάφρο που ευρίσκεται στη κορυφή της δομής (crestal graben). Παρατηρούμε στα ανώτερα σημεία του τοπογραφικού αναγλύφου και άλλα κανονικά ρήγματα στα ανώτερα σημεία του graben. Τα αποτελεσματα του σεισμολογικού δικτύου έδειξαν ότι η ανωτέρω δομή είναι σεισμογενής.

ελέγχεται από το ρήγμα F. Εν τούτοις τα άλλα ρήγματα του συστήματος, όπως αυτά της οροφής του και ιδιαίτερα αυτά που πλαισιώνουν τις πλευρές του crestal graben δεν αποτυπώνονται εύκολα με τα σεισμικά κατακόρυφου ανάκλασης εξ' αιτίας της κατακόρυφης κλίσης των, παρά μόνο στα επιφανειακά στρώματα. Η παρουσία και η δράση τους μας βοηθά να κατανοήσουμε τα σεισμικά γεγονότα της 22/08/00. Σύμφωνα με τη κατανομή της ακολουθίας, τα επίκεντρα εντοπίζονται ακριβώς πάνω στο crestal graben υποδηλώνοντας με αυτό το τρόπο δραστηριοποίηση του συστήματος. Ο μηχανισμός γένεσης ταιριάζει απόλυτα με τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης του κανονικού ρήγματος F, διεύθυνσης σχεδόν Α-Δ που αποτυπώσαμε.

Τα βάθη των σεισμικών εστιών της μετασεισμικής ακολουθίας, το οποίο αποτελεί ένα μέτρο εκτίμησης του επιπέδου διάρρηξης του κύριου σεισμού, δεν ξεπερνούν τα 10 χιλιόμετρα. Κατά συνέπεια η δραστηριότητα δεν κόβει τη προέκταση του ρήγματος F, που εντοπίζεται λίγο δυτικότερα.

Επομένως, η σεισμική διάρρηξη που ενεργοποιήθηκε στις 22/08/00 έχει όλα τα χαρακτηριστικά που μας επιτρέπουν να θεωρήσουμε ότι το ευρύτερο ρηξιγενές σύστημα που ελέγχεται από το κύριο ρήγμα (master fault) F, είναι ενεργό.

Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης (Taymaz et al., 1991, Kiratzi, 2002), που διαθέτουμε για τις τελευταίες μόνο δεκαετίες δείχνουν ότι η περιοχή του Β. Αιγαίου ελέγχεται από καθεστώς δεξιόστροφης οριζόντιας ολίσθησης με διεύθυνσης B45A, που είναι η διεύθυνση της προέκτασης του ρήγματος της Β. Ανατολίας στο Β. Αιγαίο.

Όπως ήδη επισημάναμε, οι δύο μεγαλύτεροι σεισμοί του αιώνα μας δεν συνέβησαν στη προέκταση της Ανατολίας στο Αιγαίο αλλά στο θαλάσσιο χώρο, νότια της Κασσάνδρας (σεισμός του 1923) και ανατολικά της Μαγνησίας, (σεισμός του 1930) (Ambrasseys and Jackson 1990, Papazachos and Papazachou, 1997). Και τα δύο σεισμικά γεγονότα αποδίδονται σε κανονικές διαρρήξεις (Ekstrom and England, 1989). Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης για τον σεισμό της 22/08/00 και της ομάδας O1 (Σχ. 7. 1.2) δείχνουν ότι έχουν ενεργοποιηθεί κανονικές διαρρήξεις με επίπεδα διάρρηξης που συμφωνούν με την γεωμετρία του ρήγματος F. Ο άξονας εφελκυσμού T έχει διεύθυνση περίπου B15A. Οι Le Pichon et al., 1995, πρότειναν ίδια διεύθυνση για τη σημερινή εφελκυστική παραμόρφωση στο Β. Αιγαίο. Αυτή η διεύθυνση είναι αποτέλεσμα της αλλαγής που επήλθε στη προηγούμενη διεύθυνση του εφελκυσμού η οποία ήταν BBD-NNA. Η αλλαγή λοιπόν που επήλθε στον εφελκυσμό δεν είχε ως αποτέλεσμα την δραστηριοποίηση πλάγιας κίνησης στα παλαιά ρήγματα της τάφρου του Β. Αιγαίου, αλλά είναι υπεύθυνη για την δημιουργία νέων ρηγμάτων με διεύθυνση κάθετη στη κύρια διεύθυνση εφελκυσμού. Εάν δεχτούμε ότι η διεύθυνση B105A είναι η νέα διεύθυνση του εφελκυσμού, τότε ευρισκόμαστε μπροστά στο ενδεχόμενο να έχουμε δημιουργία νέων ρηγμάτων στη τάφρο του Β. Αιγαίου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι το ρήγμα F το οποίο είναι σεισμογενές.

Η εικόνα που δίνει το εντοπισθέν ρήγμα σε βάθος είναι ιδιαίτερα ενδιαφέρουσα από την άποψη ότι αντιστοιχεί σε ένα κανονικό λιστρικό ρήγμα το οποίο αποκτά πολύ μικρή κλίση (20°) σε βάθος 10 χιλιομέτρων. Αξίζει να σημειωθεί ότι ελάχιστες είναι οι αναφορές στη διεθνή βιβλιογραφία (Melosh, 1990) όπου έχει απεικονισθεί αντίστοιχο λιστρικό ρήγμα σε τόσο μεγάλα βάθη. Νεότερες επίσης μελέτες (Wernicke et al., 1995) έπισημαίνουν ότι τα ρήγματα με τόσο μικρή κλίση ενεργοποιούνται λιγότερο συχνά από τα άλλα με αποτέλεσμα ελλείψει αντίστοιχων

ιστορικών ανφορών να θεωρούνται λανθασμένα ως μη ενεργά. Τα μεγέθη δε των σεισμών από τέτοιου είδους ρήγματα αναμένονται να είναι ιδιαίτερα μεγάλα.

Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης για την ομάδα O2 που εντοπίζεται νοτιότερα ΒΑ της Σκοπέλου δείχνουν ότι οι διαρρήξεις που έχουν ενεργοποιηθεί είναι κανονικές (10h22), αλλά και πλαγιοανάστροφες (10h12). Η ύπαρξη πλαγιοανάστροφων διαρρήξεων οφείλεται στη σύγκρουση που συντελείται μεταξύ της ηπειρωτικής Ελλάδος και του Αιγαίου σύμφωνα με την Μπαράκου, 2000. Για τον κύριο σεισμό (14/03/03 09 h19) δεν ορίζεται μόνο μία λύση για τον μηχανισμό γένεσης αλλά έχουμε δύο εναλλακτικές λύσεις. Η μία δείχνει κανονική διάρρηξη με πλάγια συνιστώσα κίνησης και η άλλη (Σχ. 7. 1.2) δείχνει οριζόντια ολίσθηση με εστιακό επίπεδο όμως βορειότερα από ότι η διεύθυνση της ρηξιγενούς ζώνης των Β. Σποράδων (προέκταση της ΝΑΦ). Η περιοχή χαρακτηρίζεται από ένα ιδιαίτερα πολύπλοκο καθεστώς όπου και τα δύο είδη διαρρήξεων μπορεί να υπάρχουν, καθώς η κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά κατά μήκος της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης (North Sporades Escarpement) είναι υπεύθυνη για τους σεισμούς ολίσθησης (Taymaz et al., 1991 Kiratzi, 2003), ενώ και η ύπαρξη ρηγμάτων κανονικών διαρρήξεων έχει τεκμηριωθεί στη λεκάνη του Β. Αιγαίου. Τα δύο συστήματα είναι συζευγμένα (coupled). Η επιλογή λοιπόν μιας λύσης δεν είναι δυνατή. Σκοπεύουμε πάντως να προχωρήσουμε σε μία πιο λεπτομερή μελέτη των σεισμικών χαρακτηριστικών αυτής της ομάδας (Sachpazi et al., 2003 under preparation).

9. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΑΠΟ ΠΙΘΑΝΗ ΕΝΕΡΓΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ

9.1 Περιγραφή της Μεθόδου

Για τον υπολογισμό των πιθανών εδαφικών κινήσεων από σεισμό μεγάλου μεγέθους στο ρήγμα F χρησιμοποιήθηκε η υβριδική μέθοδος PEXT (Zahradnik and Tselentis 2002). Η μέθοδος ονομάζεται υβριδική γιατί είναι ένας συνδυασμός δύο μεθόδων σύνθεσης, πιο συγκεκριμένα της στοχαστικής και της μεθόδου των εμπειρικών συναρτήσεων Green ή μεθόδου των μικρών σεισμών.

Η μέθοδος των εμπειρικών συναρτήσεων Green αποτελεί ένα ισχυρό εργαλείο για τη ρεαλιστική περιγραφή της κυματικής διάδοσης και βασίζεται στο ότι η επίδραση του μέσου διάδοσης είναι σχεδόν η ίδια, τόσο για τους μεγάλους όσο και

για τους μικρούς σεισμούς και εξαρτάται κυρίως από τη σχετική θέση του σημείου παρατήρησης ως προς τη σεισμική εστία. Αυτή ακριβώς η παρατήρηση είναι και η βάση της μεθόδου των εμπειρικών συναρτήσεων Green, η οποία και προτάθηκε αρχικά από τον Hartzell, 1978 και στη συνέχεια εφαρμόστηκε-επεκτάθηκε από αρκετούς ερευνητές π.χ. όπως οι Wu (1978), Kanamori (1979), Irikura (1983, 1986), Joyner and Boore (1986) Hutchings (1991) κ.α. Οι εμπειρικές συναρτήσεις Green (‘μικροί σεισμοί’) περιγράφουν τέλεια την επίδραση της σεισμικής πηγής και του μέσου διάδοσης, έτσι με την χρήση κατάλληλης κλίμακας και την εφαρμογή διορθώσεων για την χρονική καθυστέρηση που αντιπροσωπεύει τη διάδοση της διάρρηξης πάνω στην επαφάνεια του ρήγματος, είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί η σύνθεση σειсмоγραμμάτων για ένα μεγαλύτερο σεισμικό γεγονός.

Με τον τρόπο αυτό η κύρια ισχυρή σεισμική κίνηση υπολογίζεται ως ένας γραμμικός συνδυασμός συναρτήσεων που προκύπτουν από τις δευτερεύουσες κυματομορφές. Σοβαρό μειονέκτημα της μεθόδου είναι ότι οι ‘μικροί σεισμοί’ για να είναι κατάλληλοι για την σύνθεση θα πρέπει να έχουν τον ίδιο μηχανισμό γένεσης με το μεγαλύτερο σεισμό. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με τη χαμηλή σεισμικότητα κάποιων περιοχών, περιορίζει αρκετά το πεδίο εφαρμογής της μεθόδου μια και πολλές φορές τα υπάρχοντα σεισμικά δίκτυα δεν μπορούν να προσφέρουν κατάλληλες ‘εμπειρικές συναρτήσεις Green’.

Το γεγονός αυτό καθιστά απαραίτητη σε αρκετές περιπτώσεις τη χρήση συνθετικών συναρτήσεων Green. Έτσι χρησιμοποιώντας τα διαθέσιμα μοντέλα της δομής του φλοιού, με κατάλληλες αναλυτικές μεθόδους υπολογίζονται οι συνθετικές συναρτήσεις Green. Οι συναρτήσεις αυτές μπορεί να περιέχουν το συνολικό κυματικό πεδίο (αυτό εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το κατάλληλο μοντέλο φλοιού) αλλά δεν είναι εύκολο να υπολογιστούν για σχετικά υψηλές συχνότητες. Έτσι έχει προταθεί σαν ικανοποιητική λύση στο παραπάνω πρόβλημα ο συνδυασμός των μεθόδων υπολογισμού συνθετικών συναρτήσεων Green σε χαμηλές συχνότητες και η στοχαστική σύνθεση για τις υψηλότερες συχνότητες (Υβριδικές Μέθοδοι).

Η υβριδική μέθοδος PEXT χρησιμοποιεί τρία στάδια για τον υπολογισμό της τελικής εδαφικής κίνησης : α) την προσομοίωση της σεισμικής πηγής (σεισμογόνο ρήγμα), β) τον υπολογισμό των συνθετικών συναρτήσεων Green με τη μέθοδο του διακριτού κυματάριθμου (Bouchon, 1981) και γ) τη στοχαστική μέθοδο σύνθεσης. Επίσης γίνεται προσπάθεια να περιοριστεί όσο είναι δυνατόν ο στοχαστικός χαρακτήρας της προσομοίωσης. Για το λόγο αυτό, η διάρκεια της ισχυρής σεισμικής

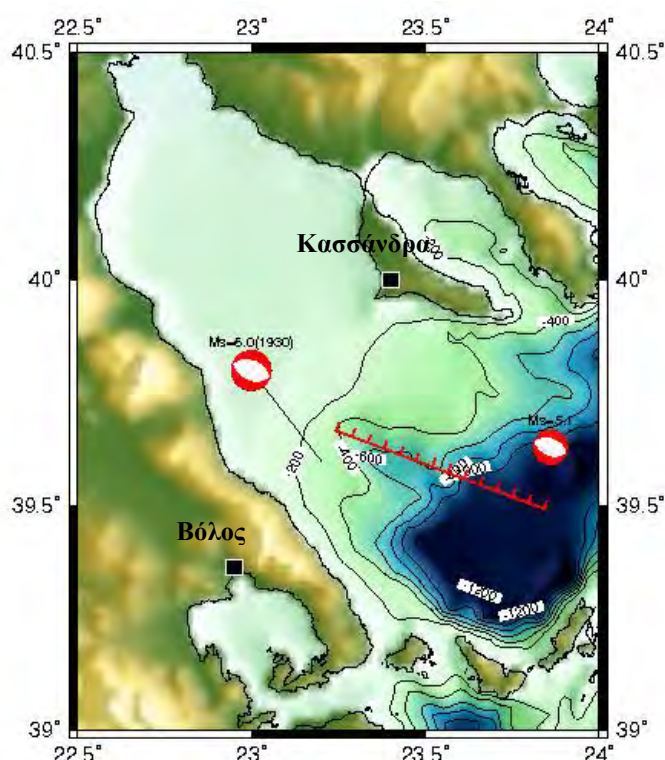
κίνησης, η συνάρτηση μορφοποίησης (envelope shape) καθώς και το τμήμα του φάσματος πλάτους για χαμηλές συχνότητες, προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου του διακριτού κυματάριθμου ενώ η στοχαστική μέθοδος χρησιμοποιείται για την επέκταση (extrapolation) των αποτελεσμάτων σε υψηλότερες συχνότητες.

Για την προσομοίωση της ισχυρής κίνησης τα δεδομένα που εισάγονται στο πρόγραμμα υπολογισμού είναι α) ένα μοντέλο φλοιού και ένα μοντέλο πηγής πεπερασμένων διαστάσεων, β) ένας κάρναβος σημείων για τα οποία θα υπολογιστεί η εδαφική κίνηση και γ) διάφορες παράμετροι για την στοχαστική προσομοίωση όπως ο αριθμός των επαναλήψεων κλπ. Πρέπει να σημειωθεί ότι από την εφαρμογή της μεθόδου, όπως και με όλες τις στοχαστικές μεθόδους δεν προκύπτει ένα μόνο σεισμόγραμμα αλλά μία σειρά σεισμογραμμάτων με την ίδια πιθανότητα.

9.2 Εφαρμογή - Αποτελέσματα

Η μέθοδος εφαρμόστηκε για δύο διαφορετικά ‘σενάρια’ διάρρηξης στο ρήγμα F. Το πρώτο σενάριο (SEN1) προβλέπει διάρρηξη από ΝΑ προς ΒΔ και βασίζεται στο επίκεντρο του σεισμού της 22/08/00 με μέγεθος 5.1, ενώ το δεύτερο (SEN2) βασίζεται στο επίκεντρο του σεισμού του 1930 (M=6.0) και προβλέπει διάρρηξη από ΒΔ προς ΝΑ (Σχήμα 9.2).

Ο μηχανισμός γένεσης και στις δύο περιπτώσεις ήταν ο ίδιος (Σχ.1) με **strike=290°**, **dip=45°**, **rake=-90°**. Το εστιακό βάθος κρατήθηκε επίσης σταθερό στα 10km.



Σχ. 9.2.1: Επίκεντρα και μηχανισμοί γένεσης των δύο σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην σύνθεση εδαφικών κινήσεων. Επίσης παρουσιάζονται οι δύο θέσεις για τις οποίες υπολογίστηκαν συνθετικά επιταχυνσιογράμματα.

Οι απαραίτητες παραμέτροι για την σύνθεση υπολογίστηκαν είτε από κατάλληλες εμπειρικές σχέσεις είτε από τα αποτελέσματα της μικροσεισμικής έρευνας (όπως π.χ. το μοντέλο φλοιού και ο λόγος V_p/V_s). Για το μοντέλο της σεισμικής πηγής χρησιμοποιήθηκαν κυρίως εμπειρικές σχέσεις από τους Somerville et al (1999). Τα δεδομένα παρουσιάζονται στον Πίνακα Β.

Μέγεθος Mw	7.0
Αριθμός υπο-ρηγμάτων	5 x 5
Λόγος πτώσης τάσεων -C	1
Ταχύτητα διάρρηξης- Vr	3.2 (km/sec)
Διάρκεια υπο-ρήγματος	2.1 (sec)
Ορική συχνότητα Brune	2.8 (Hz)
Ολίσθηση (υπο-ρήγματος)	0.25 (m)

Πίνακας Β: Παράμετροι του μοντέλου σεισμικής πηγής που χρησιμοποιήθηκε κατά την εφαρμογή της μεθόδου PEXT.

Τέλος στα αποτελέσματα εφαρμόστηκε διόρθωση για την εξασθένιση με βάση τη σχέση :

$$\exp(-\pi.k.f) = \exp(-\pi.R.f / V_s / Q(f))$$

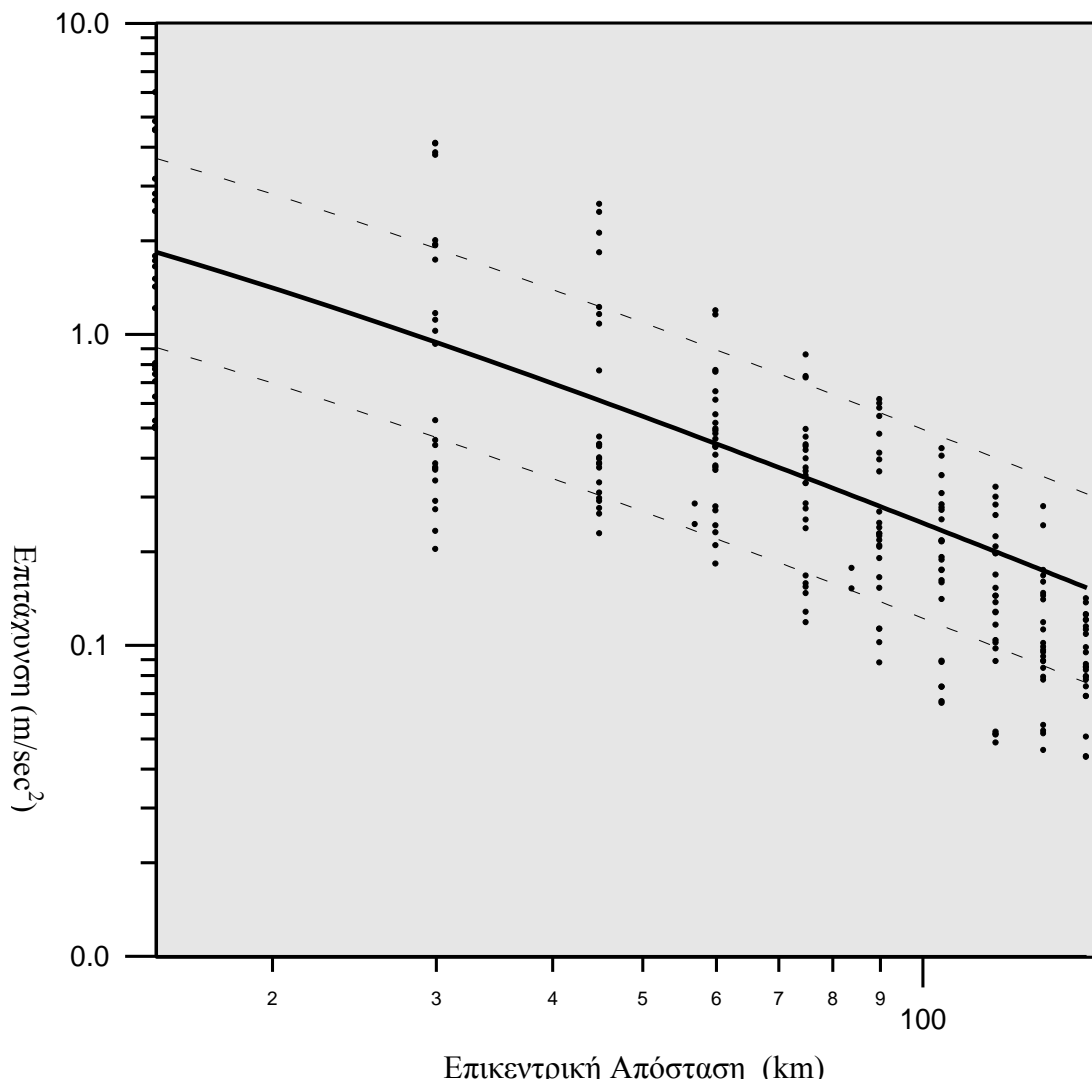
όπου: R= απόσταση από την επιφάνεια διάρρηξης, $V_s=3.48$ km/sec,

$$Q(f)=180f^{0.35} \text{ και } k=0.03$$

Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα υπολογίστηκαν για δύο θέσεις (Βόλος και Κασσάνδρα), ενώ η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση υπολογίστηκε για ένα κানাβο σημείων γύρω από το ρήγμα. Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των δύο σεναρίων παρουσιάζονται στη συνέχεια με τη μορφή σχημάτων και αναλύονται.

Στο σχήμα 9.2.2 παρουσιάζεται η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση που υπολογίστηκε σε διάφορες επικεντρικές αποστάσεις με το παραπάνω μοντέλο και συγκρίνεται με την σχέση εξασθένισης των Μάργαρης κ.ά. 2001 για αντίστοιχο μέγεθος σεισμού. Παρατηρούμε ότι υπάρχει μια πολύ καλή συμφωνία των τιμών που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο PEXT και αυτών που προβλέπονται από την σχέση εξασθένισης, ιδιαίτερα αν λάβουμε υπ' όψη και την τυπική απόκλιση των τιμών της

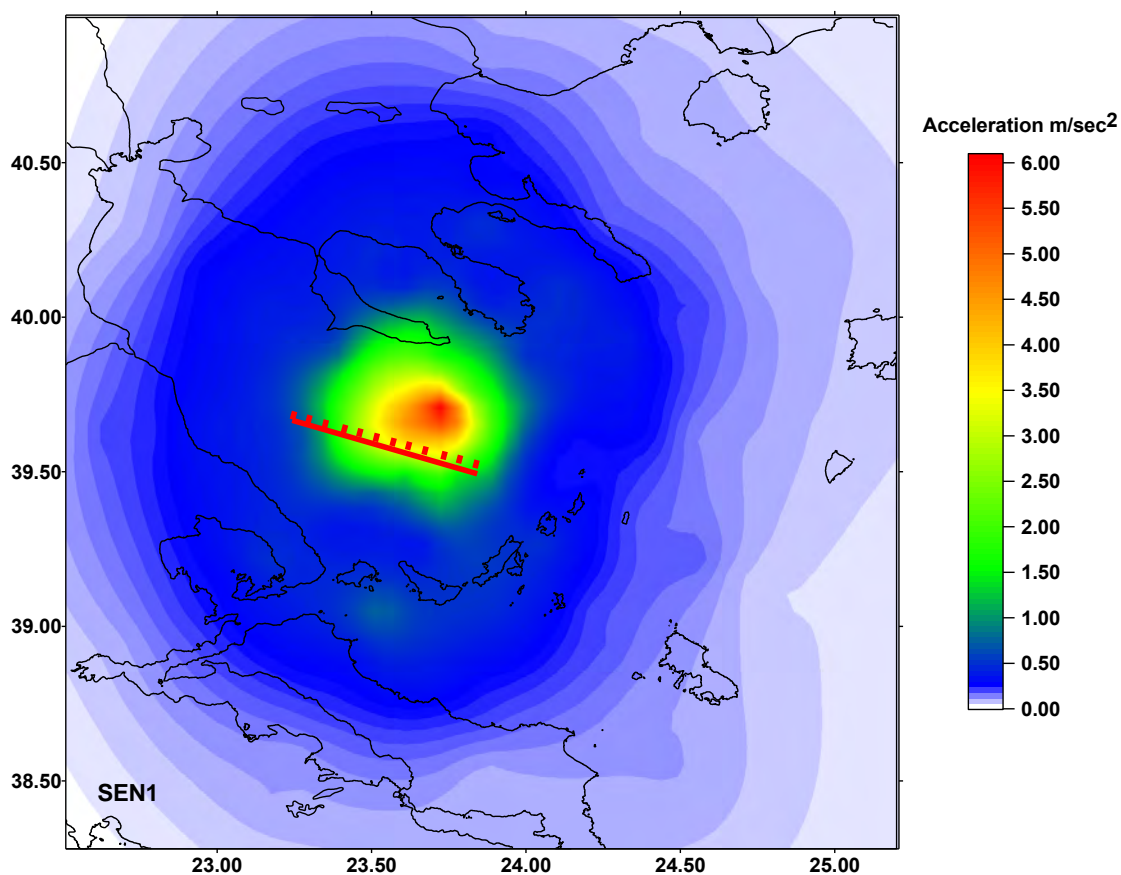
σχέσης εξασθένισης. Το γεγονός αυτό ενισχύει την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων μια και δεν είναι δυνατή η σύγκριση με πραγματικές καταγραφές.



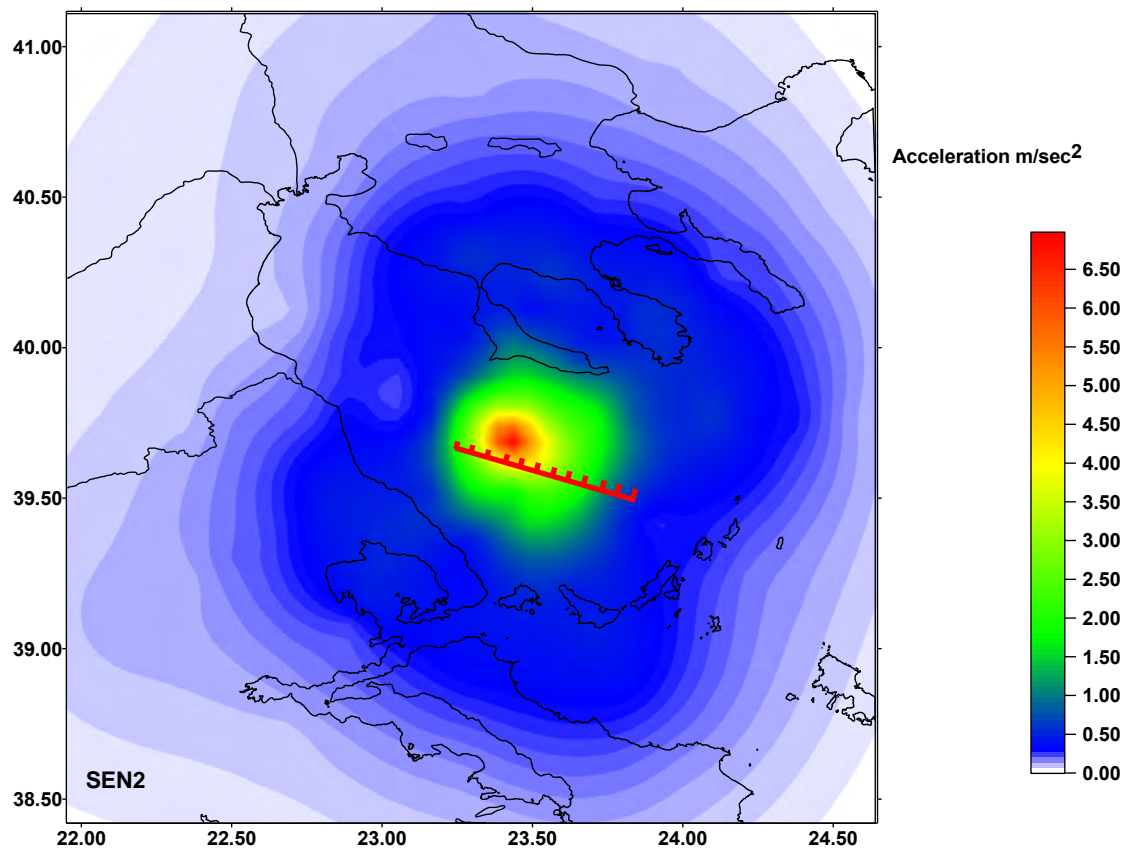
Σχ. 9.2.2: Σύγκριση των αποτελεσμάτων για τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση με τη σχέση εξασθένισης των Μάργαρης κ.ά.2001.

Στα επόμενα σχήματα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα με την μορφή χάρτων καμπύλων ίσης μέγιστης επιτάχυνσης. Οι χάρτες αυτοί προέκυψαν από τον κάναβο των σημείων στα οποία υπολογίστηκε η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση και αντιστοιχούν στο μέσο όρο όλων των επαναλήψεων της μεθόδου. Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση που υπολογίστηκε για τις κατοικημένες περιοχές, είναι μεγαλύτερη στην περίπτωση του πρώτου σεναρίου και φτάνει το (1-2m/sec²) για το νότιο άκρο της χερσονήσου της Κασάνδρας. Πρέπει να σημειωθεί όμως ότι δεν αποκλείεται η

ενίσχυση της εδαφικής κίνησης σε κάποιες περιοχές εξαιτίας των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Γενικά στο δεύτερο σενάριο προβλέπονται σχετικά μεγαλύτερες τιμές για τις ακτές της Μαγνησίας και τη Νότιο-Δυτική πλευρά της Κασάνδρας, σε σχέση με το πρώτο εξαιτίας της μικρότερης επικεντρικής απόστασης. Επίσης στο δεύτερο σενάριο τα επίπεδα της εδαφικής επιτάχυνσης είναι ελαφρώς αυξημένα στις Σποράδες, σε σχέση με το πρώτο εξαιτίας της κατευθυντικότητας (διάρρηξη από ΒΔ προς ΝΑ). Αντίθετα το πρώτο σενάριο προβλέπει μεγαλύτερες επιταχύνσεις για τις νότιες ακτές της χερσονήσου της Κασάνδρας για τον ίδιο λόγο (διάρρηξη από ΝΑ προς ΒΔ).

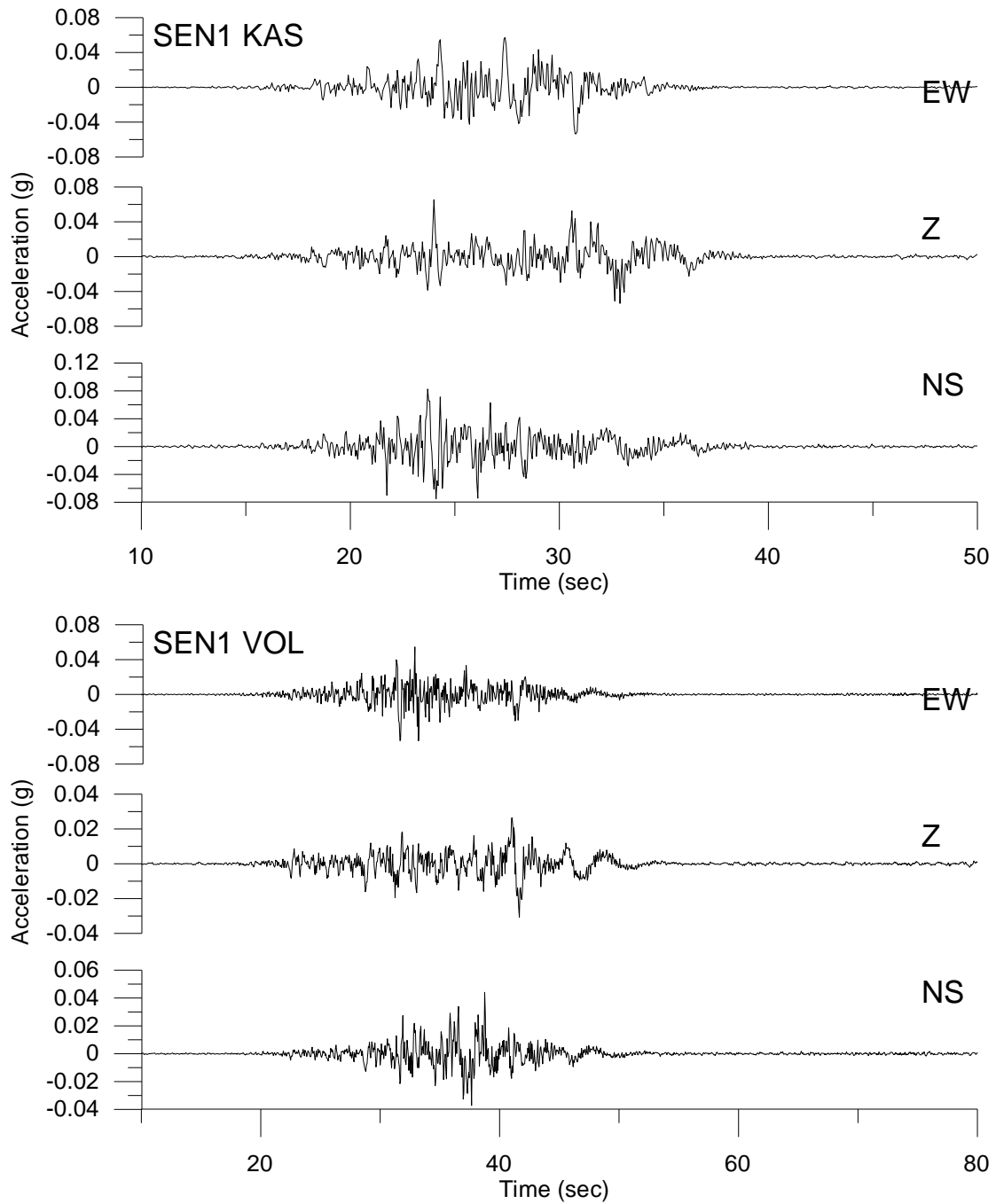


Σχ. 9.2.3: Μέγιστη εδαφική επιτάχυνση για το πρώτο σενάριο διάρρηξης.

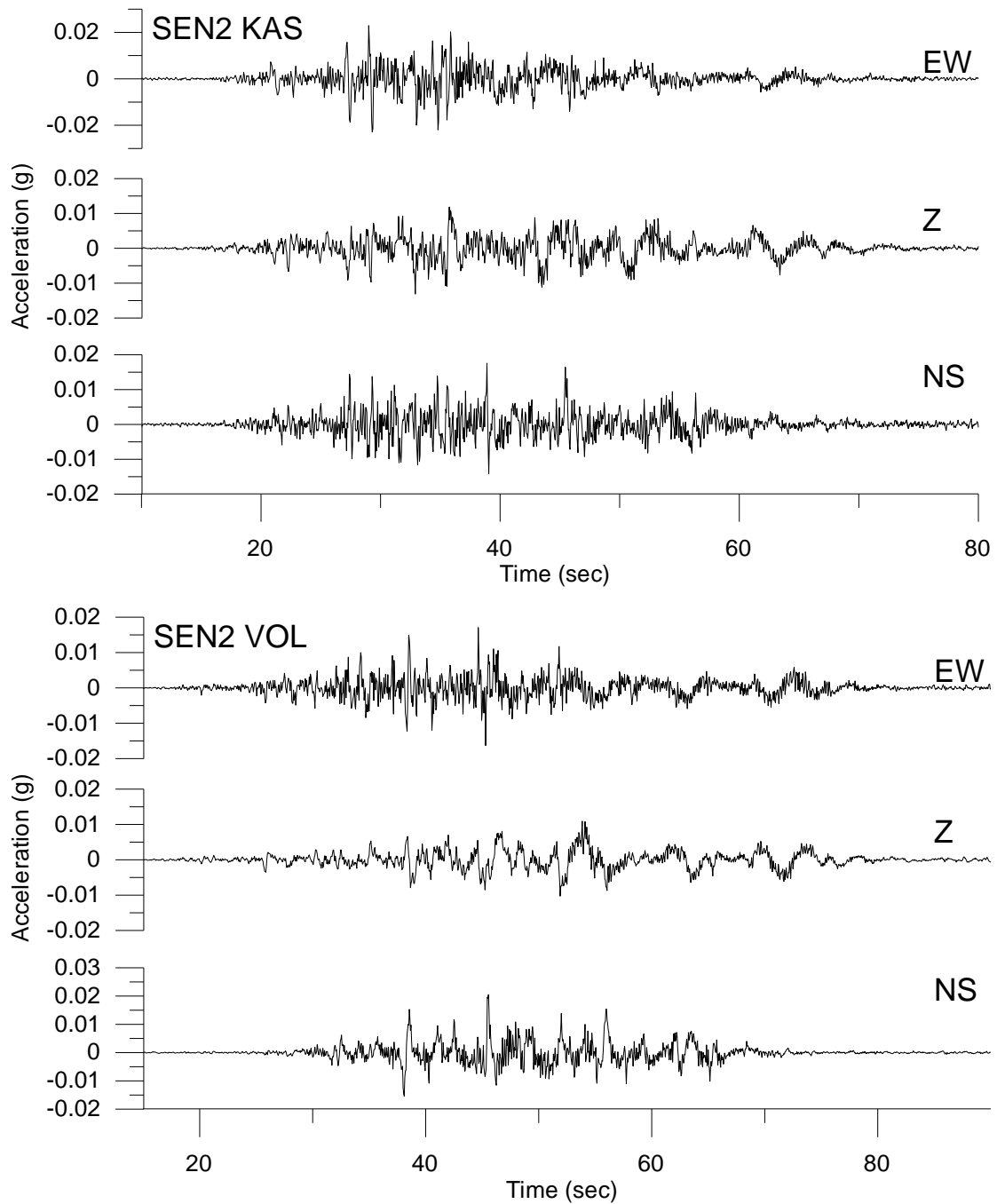


Σχ. 9.2.4: Μέγιστη εδαφική επιτάχυνση για το δεύτερο σενάριο διάρρηξης.

Τέλος στα επόμενα σχήματα παρουσιάζονται τα συνθετικά επιταχυνσιογράμματα για δύο θέσεις, μία στο Βόλο και μία στη χερσόνησο της Κασάνδρας για τα δύο σενάρια διάρρηξης. Τα σειсмоγράμματα που παρουσιάζονται αντιστοιχούν σε μία από τις πιθανές επαναλήψεις, επομένως μπορεί να παρουσιάζουν μικρή απόκλιση ως προς το μέσο όρο. Οι μέγιστες επιταχύνσεις που προέκυψαν κυμαίνονται από 0.03-0.08g για τις συγκεκριμένες περιοχές και στις δύο περιπτώσεις και συγκρίνονται ικανοποιητικά με τις τιμές που προκύπτουν από την σχέση εξασθένησης των Μάργαρης κ.ά.2001. Οι τιμές αυτές είναι αρκετά χαμηλότερες από τις προτεινόμενες από τον ΕΑΚ2000 για τις παραπάνω περιοχές. Πολύ σημαντική όμως για τον αντισεισμικό σχεδιασμό είναι και η διάρκεια των επιταχυνσιογραμμάτων η οποία όπως προέκυψε από την παραπάνω ανάλυση είναι της τάξης των 30-40sec.



Σχ. 9.2.5: Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα για δύο θέσεις στο Βόλο και στην Κασάνδρα για το πρώτο σενάριο διάρρηξης.



Σχ. 9.2.6: Συνθετικά επιταχυνσιογράμματα για δύο θέσεις στο Βόλο και στην Κασάνδρα για το δεύτερο σενάριο διάρρηξης.

10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα αποτελέσματα από το σεισμολογικό πείραμα ANATOLIA έδειξαν, ότι η σεισμική δραστηριότητα στη λεκάνη του Β. Αιγαίου –αν και μικρή κατά τη διάρκεια των 2 μηνών καταγραφής- μπορεί να συσχετιστεί με την εικόνα των ρηγμάτων όταν

αυτή είναι γνωστή όπως στη περίπτωση μας, από τα σεισμικά πειράματα κατακορύφου ανάκλασης και ευρείας γωνίας (Streamers και Seisgrece).

Διάφορα τεστ που πραγματοποιήθηκαν έδειξαν την αναγκαιότητα να εφαρμόζονται ποσοτικές διορθώσεις στους χρόνους άφιξης των θαλασσιών σειсмоγράφων εξ' αιτίας της ύπαρξης χαλαρών πετρωμάτων διότι διαφορετικά γίνεται λάθος εκτίμηση των υποκέντρων.

Ειδικευμένη επεξεργασία των σεισμικών κατακορύφου ανάκλασης και μοντελοποίηση με τα δεδομένα ευρείας γωνίας μας επιτρέπουν τη σύνθεση ενός μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων .

Τα αποτελέσματα από τα σεισμικά πειράματα δείχνουν ότι το πεδίο εφελκυσμού στη τάφρο του Β.Αιγαίου δεν μπορεί να ερμηνευθεί κάνοντας χρήση διδιάστατων μοντέλων στα οποία γίνεται η παραδοχή ότι η διεύθυνση εφελκυσμού παραμένει σταθερή με τη πάροδο του χρόνου.

Τα αποτελέσματα από τη μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στη τάφρο του Β. Αιγαίου υποδηλώνουν την ενεργοποίηση κανονικών σεισμογενών ρηγμάτων με διεύθυνση B100A κάθετη στην εφελκυστική παραμόρφωση που χαρακτηρίζει το Β. Αιγαίο σύμφωνα με τις μελέτες GPS (Le Pichon et al., 1995).

Υπολογίσαμε για δύο περιοχές την αναμενόμενη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση για σεισμό μεγέθους 7 από αυτό το ρήγμα. Οι τιμές είναι χαμηλότερες από τις τιμές του ΕΑΚ2000 (εκτός από τα νότια παράλια της Κασσάνδρας όπου είναι ίσες με τις προτεινόμενες από τον ΕΑΚ), όμως η ενίσχυση της κίνησης εξ' αιτίας τοπικών εδαφικών συνθηκών μπορεί να αυξήσει τη σεισμική επικινδυνότητα της περιοχής.

Πιστεύουμε ότι για την περιοχή μελέτης μας πρέπει να πραγματοποιηθούν επιπλέον μελέτες με αντικείμενο

1) την 3D μελέτη της ρηξιγενούς δομής που ελέγχεται από το ρήγμα F στη λεκάνη του Β. Αιγαίου με την πραγματοποίηση μεγάλου αριθμού σεισμικών προφίλ. Το πυκνό πλέγμα σεισμικών προφίλ που προτείνουμε θα επιτρέψει τη μελέτη των γεωμετρικών χαρακτηριστικών άλλων ρηγμάτων νοτιότερα και ανατολικότερα του ρήγματος F για τα οποία έχουμε ενδείξεις από τα σεισμικά προφίλ ότι υπάρχουν (Laigle et al., 2003)

2) την καταγραφή της μικροσεισμικής δραστηριότητας με πυκνό αριθμό θαλασσιών σειсмоγράφων (15-20) τα οποία θα μπορούν να μείνουν στο βυθό της θάλασσας τουλάχιστον 6 μήνες. Ήδη γίνονται σχετικές αναβαθμίσεις από Ιάπωνες

και Αμερικανούς συναδέλφους προκειμένου να φθάσει η αυτονομία συνεχούς καταγραφής σε 12 μήνες.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- **Abers, G., Mutter, C., and Fand, J., 1997.** Shallow dips of normal faults during rapid extension: Earthquakes in the Woodlark d'Éntrecastaux rift system, Papua New Guinea: *J. Geophys. Res.* 102, pp15301-15317.
- **Ambrassey, N. N., and Jackson, J.J., 1990.** Seismicity and associated strain of Central Greece between 1890 and 1988 *Geophysical Journal International* v.101, p. 663-708.
- **Armijo, R., Meyer, B., Hubert A., and Barka, A., 1999.** Westwards propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27, p267-270.
- **Becel, A., 2002.** Sismicire en mer de Marmara discussion de lápport dún reseau d'ÓBS et contribution des approches par sources artificielles. Memoire de DEA, IPG Paris
- **Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H and others, 1997.** The Ms=6.2 June, 15, 1995, Aigion earthquake (Greece): Evidence for low normal faulting in the Corinth rift, *J. Seismology*, 1, pp131-150.
- **Bornovas, J., and Rondogianni-Tsiambaiu, T., 1983.** Geological map of Greece, 1/500000, Inst. Geol. Min. Expl., Athens
- **Bouchon, M., 1981.** A simple method to calculate Green's functions in elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959-971.
- **Brooks, M., and Ferentinos, G., 1980.** Structure and evolution of the Sporades Basin of the Norht Aegean Trough, northern Aegean Sea. *Tectonophysics*, 68, pp. 15-30.
- **Brooks, M., and Kiriakidis, L., 1986.** Subsidence of the North Aegean Trough: an alternative view *J. Geol. Soc. London*, 143, pp. 23-27.
- **Buck, W., 1991.** Modes of continental extension *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 20161-20178
- **Clarke, P.J., Davies R.R., England P.C., Parsons B and others. 1998.** Crustal strain in Central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997, *J. Geophys. Res.*, 135, pp. 195-214.

- **Dewey, J., F. & Sengor, C., A., M., 1979.** Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Of America Bul.* 90, pp. 84-92.
- **Dinter, D. A. and Royden, L., 1993.** Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex, *Geology*, 21 pp45-48.
- **Ekstrom, G., and England, P., 1989.** Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation, *J. Geophys. Res.*, 94, pp10231-10257.
- **Gans, P.B., 1987.** An open-system, two-layer crustal stretching model for the Eastern Great Basin, *Tectonics*, 6 pp1-12.
- **Gautier, P., Brun, J.P., Jolivet, L., 1993.** Structure and kinematics of Upper Cenozoic, extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece), *Tectonics*, 12 pp1180-1194.
- **Hartzell, S.H., 1978.** Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- **Hutchings, L., G.N. Stavrakakis, E. Ioannidou, F.T. Wu, S. Jarpe and P. Kasameyer, 1997.** Strong Ground Motion Synthesis for a M=7.2 Earthquake in the Gulf of Corinth, Greece Using Empirical Green's Functions. Paper submitted to 29th IASPEI General Assembly, Thessaloniki, Greece, Aug. 18-28.
- **Irikura, K., 1983.** Semi-empirical estimation of the strong ground motions during large earthquakes. *Bull. Disaster Prevention Res. Inst. (Kyoto Univ.)*, 33, 63-104.
- **Irikura, K., 1986.** Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions. *Proc. 7th Jap. Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- **Irikura, K., and K. Kamae, 1994.** Estimation of strong motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical green's function technique. *Annali di Geofisica* 37, 1721-1743.
- **Joyner, W.B. and D.M. Boore, 1986.** On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes. *Earthquake Mechanics, Geophysical Monograph* 37, American Geophysical Union, Das, S., Boatwright, J. and Scholz, C., eds., 269-274.
- **Kahle, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K., Cross, P., 1998.** The strain rate field in the eastern

Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements, *Tectonophysics*, 294, 237-252.

- **Kanamori, H., 1979.** A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes. *Bull.Seis.Soc.Am.*, 69, 1645-1670.
- **Katsumata, T., Sato, J., and Kasahara, J., 2001.** Microearthquake seismicity and focal mechanisms at the Rodriguez triple Junction in the Indian Ocean using ocean bottom seismometers *Journal of Geophysical research*, 106, pp30689-30699.
- **Kiratzi, A., 2002.** Stress tensor inversions along the western North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 151, 360-376.
- **Laigle, M., Hirn, A., Sachpazi, M., and Roussos N. 2000.** North Aegean crustal deformation: An active fault imaged to 10 Km depth by reflection seismic data, *Geology*, v 28, pp71-74.
- **Laigle, M., Sachpazi, M. and Hirn A, 2003.** Active evolution of the North Aegean Trough under submission
- **Lalechos, N., and Savoyat, E., 1979.** La sedimentation Neogene dans le fosse Nord-Egeen, *Proceedings of the VI colloquium on the geology of the Aegean region*, Athens, 2, pp591-603.
- **Le Pichon, X., Lyberis, N., and Alvarez, F., 1984.** Subsidence history of the North Aegean Trough, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds, *Geological evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society (London) Special Publication*, 17, pp 727-741.
- **Le Pichon, X., Chamot-Rooke N., Lallemand S., Noomen R., and Veis G.1995.** Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 100, 12675-12690, 1995.
- **Lewis, J., McClain, 1977.** Converted Shear waves as seen by Ocean Bottom Seismometers and Surface Buoys, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67, pp1291-1302.
- **Lister, G., and Davis, G., 1989.** The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 11, 65-94.

- **Margaris, B.N., C.B. Papazachos, C. H. Papaioannou, N. Theodoulidis, I. Kalogeras, A.A. Skarlatoudis, 2001.** Empirical attenuation relations for the horizontal strong ground motion parameters of shallow earthquakes in Greece" Presented in the 2nd national conference of earthquake engineering and engineering seismology in Greece, presented in the 12th European Conference on Earthquake Engineering 12ECEE in London, presented in the 28th European General Assembly of the European Seismological Commission, Genoa, Italy.
- **McClusky, S., Balassanian S., Barka A. and others, 2000.** GPS constraints on plate motions and deformations in the Eastern Mediterranean: implications for plate dynamics. *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719, 2000.
- **McKenzie, D., 1978.** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, pp25-32.
- **Mercier, J.L., Sorel D., and Vergely P,1989.** Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, 2, 49-71.
- **Mooney, W.D., and Brocker, T.M., 1987.** Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: A global review, *Rev of Geoph.*, 25, pp723-742.
- **Μπαράκου Θ., 2000.** Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά Βορείου Αιγαίου. Διδακτορική Διατριβή Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας
- **Nercessian, A., Sapin, M., Hirn, A., Wittlinger, G., and Djeddi, M., 1983.** Local earthquakes on three-component seismographs: heterogeneity in the aftershock zone of El Asnam, Algeria (10.10.1980, M=7.3), *Geophysical Research Letters*, 10, pp693-696.
- **Παπαζάχος Β και Παπαζάχου Κ., 1989.** Οι σεισμοί της Ελλάδας. Α' Έκδοση Εκδόσεις Ζήτη
- **Παπαζάχος Β και Παπαζάχου Κ., 1989.** Οι σεισμοί της Ελλάδας. Γ' Έκδοση Εκδόσεις Ζήτη
- **Royden, L., and Keen, C.E., 1980.** Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, pp343-361.
- **Sachpazi, M., Hirn A., Clement, C., Haslinger, F., Laigle, M., Kissling, E., Charvis, P., Hello, Y., Lepine, J-C., Sapin, M., and Ansorge, J. 2000.** western

Hellenic subduction and Cephalonia Transform: local earthquakes and plate transport and strain Tectonophysics, 319, pp301-319.

- **Sachpazi, M., Clement, C., Laigle, M., Hirn, A., and Roussos, N., 2003.** Basin evolution and earthquakes in the fastest opening continental rift of the Gulf of Corinth imaged by deep seismic profiles. Earth Planet. Sci. Lett., In press
- **Sachpazi, M., Vigner A., Laigle M., Hirn A., and Roussos N., 2003.** Vertical and wide-angle seismic exploration of crustal structure and the active evolution of the North Aegean Trough between the Sea of Marmara and Gulf of Corinth Abstract EGS –AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France
- **Sachpazi, M., Sokos, E., Karakostas, V., Hirn A., Stavrakakis G., Corela C., and Victor Mendes, L., 2003.** Seismotectonic characteristics of the North Aegean Trough Under preparation for GRL
- **Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Kagava, Y.I.T., Smith, N., Kowada, A., 1999.** Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. Seismol. Res. Lett. 70, 59-80.
- **Taymaz, T., Jackson, J., and McKenzie, D., 1991.** Active tectonics of the north and central Aegean sea: Geophysical Journal international, v. 106, pp433-490.
- **Tiberi, C., 1999.** Rifts de Corinthe et d’Evia (Grece): structure lithospherique par tomographie telesismique et gravimetrique, These de Doctorat, Universite Paris 7.
- **Vigner, A., 2002** Images sismiques par reflexions verticale et grand angle de la croute en contexte extensif: les Cyclades et le Fosse Nord-Egeen These de Doctorat, Universite Paris 7
- **Wernicke, B., 1981.** Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen, Nature, 291, pp645-648.
- **Wernicke, B., 1995.** Low angle normal faults and seismicity: A review: Journal of Geophysical Research, v. 100, pp 20159-20174.
- **Wu, F.T., 1978.** Prediction of strong ground motion using small earthquakes. Proc. Of 2nd International Microzonation Conference, 2, San Francisco, 701-704.
- **Zahradnik, J. and G-Akis Tselentis 2002.** Modeling strong motion accelerograms by “PEXT” method application to the Athens 1999 earthquake. Proc. XXVIII General Assembly of European Seismological Commission, 1-6 September, Genoa (CD-ROM).

- **Zelt, C. A., 1992.** Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophys. J. Int., 108, pp16-34.