ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΜΙΧΑΗΛΟΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2015

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΜΙΧΑΗΛΟΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον'

Τομέας Γεωφυσικής

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 11/5/2015

Τριμελής Συμβουλευτική και Εξεταστική Επιτροπή

Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Σεισμολογίας Α.Π.Θ.,.....Επιβλέπων

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας Α.Π.Θ.,.....Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Elisa Buforn Peiró, Καθηγήτρια Γεωφυσικής Παν/μιο Complutense της Μαδρίτης U.C.M.,.....Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

© Κωνσταντίνος Μιχαήλος , 2015

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ ..... - 7 -
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^{ο} : ΕΙΣΑΓΩΓΗ ..... - 9 -
1.1 Γενικά ..... - 9 -
1.2 Σεισμοτεκτονικό πλαίσιο της περιοχής μελέτης ..... - 9 -
1.3 Κινηματικά μοντέλα ..... - 16 -
1.4 Σεισμικότητα της περιοχής ..... - 18 -
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^{ο} : ΟΜΟΓΕΝΗΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ ..... - 23 -
2.1 Εισαγωγή ..... - 23 -
2.2 Κλίμακες μεγεθών ..... - 24 -
2.3 Προηγούμενη έρευνα ..... - 25 -
2.4 Δεδομένα ..... - 26 -
2.4.1 Προβλήματα ανομοιογένειας στα δεδομένα ..... - 26 -
2.5 Μεθοδολογία ..... - 37 -
2.5.1 Διόρθωση μεγεθών από τους σταθμούς ..... - 37 -
2.5.2 Διόρθωση μεγεθών με το μέσο μέγεθος ..... - 43 -
2.6 Αποτελέσματα ..... - 45 -
2.6.1 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της διόρθωσης των σταθμών ..... - 46 -
2.6.2 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της διόρθωσης με το μέσο μέγεθος- 48 -
2.6.3 Σύγκριση των δυο διορθώσεων ..... - 50 -
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^{ο} : ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑΣ ..... - 53 -
3.1 Εισαγωγή ..... - 53 -
3.2 Προηγούμενη έρευνα ..... - 54 -
3.3 Μεθοδολογία ..... - 55 -
3.3.1 Μέθοδος δοκιμής καλής προσαρμογής (GFT) ..... - 56 -
3.3.2 Τροποποιημένη μέθοδος δοκιμής καλής προσαρμογής (MGFT) ..... - 57 -
3.3.3 Τρόπος καθορισμού της παραμέτρου b ..... - 59 -
3.4 Αποτελέσματα ..... - 59 -
3.4.1 Πρόβλημα ανομοιογένειας αποτελεσμάτων ..... - 72 -
3.4.2 Διορθωμένα αποτελέσματα ..... - 75 -
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^{ο} : ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ..... - 79 -
4.1 Εισαγωγή ..... - 79 -
4.2 Προηγούμενη έρευνα ..... - 79 -

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

4.3 Μεθοδολογία ..... - 80 -
4.3.1 Συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής..... - 81 -
4.3.2 Ρυθμός απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής..... - 81 -
4.3.3 Ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης..... - 82 -
4.4 Εφαρμογή της μεθόδου στο Νότιο Αιγαίο ..... - 83 -
4.4.1 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών στο χώρο του Νοτίου Αιγαίου ..... - 83 -
4.4.2 Συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής..... - 89 -
4.4.3 Ρυθμός απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής..... - 93 -
4.4.4 Ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης..... - 96 -
4.4.5 Σύνοψη αποτελεσμάτων..... - 98 -
4.4.6 Συζήτηση και σύγκριση αποτελεσμάτων..... - 99 -
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^{ο} : ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ..... - 103 -
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ..... - 107 -

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή έχει ως στόχο την μελέτη της σεισμικότητας και των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου. Εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Στο **Κεφάλαιο 1** παρουσιάζονται πληροφορίες για τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου με βάση δημοσιευμένα σχετικά αποτελέσματα. Επίσης δίνονται πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρότερων σεισμών της περιοχής.

Στο **Κεφάλαιο 2** περιγράφονται οι κατάλογοι των σεισμών, οι χρήσεις τους καθώς και τα προβλήματα που παρουσιάζουν, καθώς τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στη διατριβή. Τέλος παραθέτονται οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν με σκοπό την διόρθωση των μεγεθών και την μετατροπή τους σε μια κοινή κλίμακα με μεγέθη ισοδύναμα με αυτά του μεγέθους σεισμικής ροπής.

Στο **Κεφάλαιο 3** παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του καθορισμού του μεγέθους πληρότητας, M_c, καθώς και οι χωροχρονικές μεταβολές του στη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Επίσης, υπολογίζονται οι τιμές των παραμέτρων a και b.

Στο **Κεφάλαιο 4** εξετάζεται το πεδίο τάσεων και η διεύθυνση κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών στη περιοχή με βάση πληροφορίες από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Με συνδυασμό των μηχανισμών γένεσης και της σεισμικότητας (ρυθμός απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης) έγινε μια προσπάθεια να καθοριστεί η ταχύτητα παραμόρφωσης του φλοιού.

Στο **Κεφάλαιο 5** συνοψίζονται τα συμπεράσματα της παρούσας εργασίας και γίνεται συζήτηση σχετικά με τα αποτελέσματα για το γεωτεκτονικό καθεστώς του ευρύτερου χώρου του Νοτίου Αιγαίου.

Οι χάρτες σχεδιάστηκαν με την βοήθεια του λογισμικού GMT (Wessel and Smith, 1995).

Με την ολοκλήρωση της διατριβής αυτής θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Καρακώστα Βασίλειο χωρίς τη βοήθεια του οποίου η εργασία αυτή δεν θα είχε πραγματοποιηθεί. Τον ευχαριστώ για την ανάθεση του θέματος, καθώς και για καθοδήγηση και τις ουσιαστικές

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

παρατηρήσεις και συμβουλές τόσο κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών όσο και των προπτυχιακών σπουδών μου. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία, καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., για την συνεργασία και τις παρατηρήσεις της καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της παρούσας διατριβής. Επιπλέον, με την δική της διμερή συμφωνία με την κ. Elisa Buforn Peiro μου δόθηκε η ευκαιρία να δουλέψω στο εξωτερικό, μέρος της διπλωματικής εργασίας.

Στο τρίτο μέλος της επιτροπής κ. Elisa Buforn Peiro Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τμήματος Φυσικής της Γης, Αστρονομίας και Αστροφυσικής στη Σχολή Φυσικών Επιστημών στο Πανεπιστήμιο Complutense της Μαδρίτης (U.C.M.) θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου αρχικά για την επιλογή της να με δεχτεί ως μεταπτυχιακό φοιτητή για πέντε μήνες με το πρόγραμμα Erasmus, αλλά επίσης και για την καθοδήγηση, την ενθάρρυνση και τις παρατηρήσεις της στην ολοκλήρωση μέρους της διπλωματικής εργασίας.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τους μεταπτυχιακούς φοιτητές καθώς και όλο τον Τομέα Γεωφυσικής, για την βοήθεια που μου προσέφεραν σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ευχαριστώ επίσης τη φίλη και συμφοιτήτρια Παρασκευή Ιώ Ιωαννίδη για την συμπαράσταση, το κουράγιο, την υπομονή και την ψυχολογική υποστήριξη που μου έδειξε. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω την υποψήφια διδάκτορα σεισμολογίας Μεσημέρη Μαρία για την βοήθεια και τις πολύτιμες συμβουλές της κατά την διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Τέλος, εκφράζω την απεριόριστη ευγνωμοσύνη στην οικογένεια μου για την ηθική, οικονομική και ψυχολογική υποστήριξη που μου παρείχαν όλα αυτά τα χρόνια.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^{ο} : ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γενικά

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου (Σχ. 1.1). Επιλέχθηκε η συγκεκριμένη περιοχή λόγω της πολυπλοκότητας της τεκτονικής, όπου παρατηρείται πλήθος μηχανισμών παραμόρφωσης (ωκεάνια κατάδυση, ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, εφελκυσμός). Επιπλέον, η περιοχή παρουσιάζει έντονη σεισμικότητα με συχνή τη γένεση ισχυρών (M ≥ 6.0) σεισμών, όπως προκύπτει από ιστορικές πληροφορίες και ενόργανες καταγραφές. Καταδεικνύεται έτσι η αναγκαιότητα για περαιτέρω ερευνητική προσπάθεια για την καλύτερη κατανόηση των μηχανισμών παραμόρφωσης που λαμβάνουν χώρα στην συγκεκριμένη περιοχή.

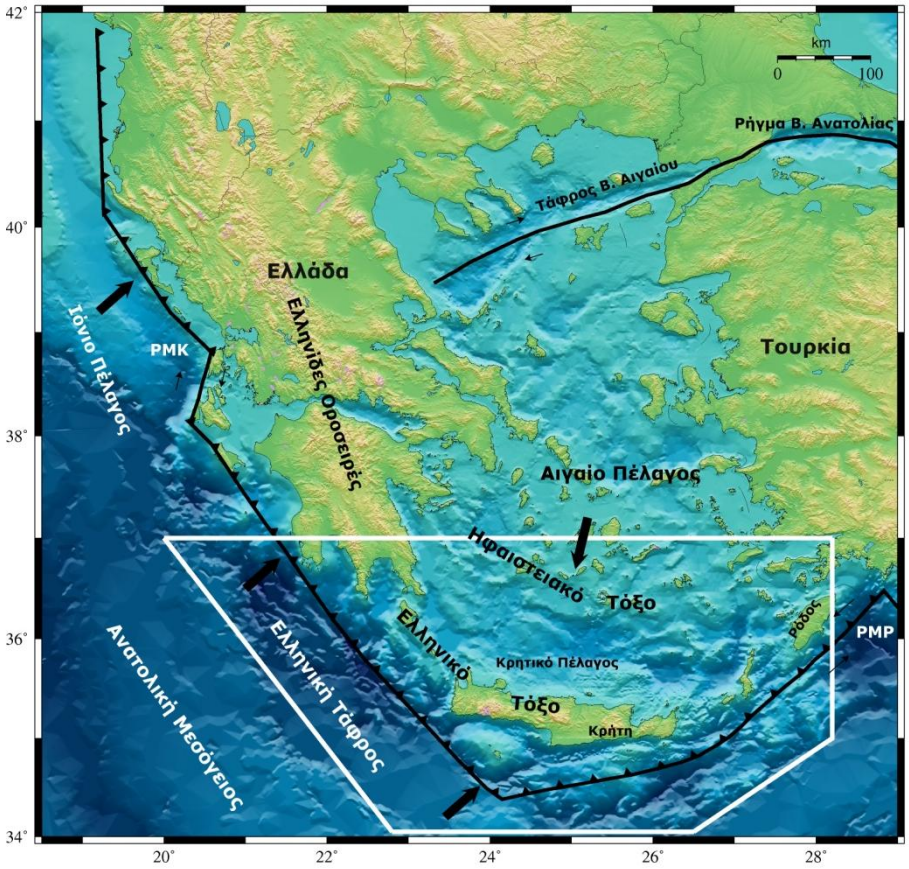
1.2 Σεισμοτεκτονικό πλαίσιο της περιοχής μελέτης

Η περιοχή μελέτης αποτελεί τμήμα του Ελληνικού τόξου (Σχ. 1.1) και παρουσιάζει πολύ έντονη σεισμική δραστηριότητα, με ισχυρούς σεισμούς έως M=8.3 (Papazachos, 1990; Papadimitriou and Karakostas, 2008; Shaw, 2012). Το Ελληνικό τόξο εκτείνεται από την περιοχή των Ιόνιων νήσων μέχρι την περιοχή της νήσου Ρόδου και είναι τμήμα του μετώπου σύγκλισης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας και της Ανατολικής Μεσογείου. Το τόξο αυτό συνεχίζεται ανατολικότερα μέχρι την Κύπρο με παρόμοιες γεωδυναμικές ιδιότητες. Η σύγκρουση είναι υπεύθυνη για την ανάπτυξη πολύπλοκων γεωλογικών δομών στο όριο των λιθοσφαιρικών πλακών. Το Ελληνικό Τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο (Σχ. 1.1) το οποίο είναι παράλληλο προς το ιζηματογενές και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 120 km από αυτό (Papazachos and Comninakis, 1971).

Το ιζηματογενές τόξο περιλαμβάνει τις Ελληνίδες Οροσειρές, τα Ιόνια Νησιά, την Κρήτη και τη Ρόδο, ενώ το ηφαιστειακό τόξο περιλαμβάνει διάφορα ηφαιστειακά νησιά και ανδεσιτικά ενεργά ηφαίστεια. Μεταξύ του ιζηματογενούς και ηφαιστειακού τόξου βρίσκεται η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους (λεκάνη Ν. Αιγαίου) με βάθη μέχρι 2 km. Στο εξωτερικό τμήμα του τόξου βρίσκεται η Ελληνική τάφρος η οποία αποτελείται

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

από μια σειρά λεκανών με βάθος έως 5 km που είναι το μεγαλύτερο βάθος πυθμένα της Μεσογείου και είναι παράλληλη στο Ελληνικό Τόξο.

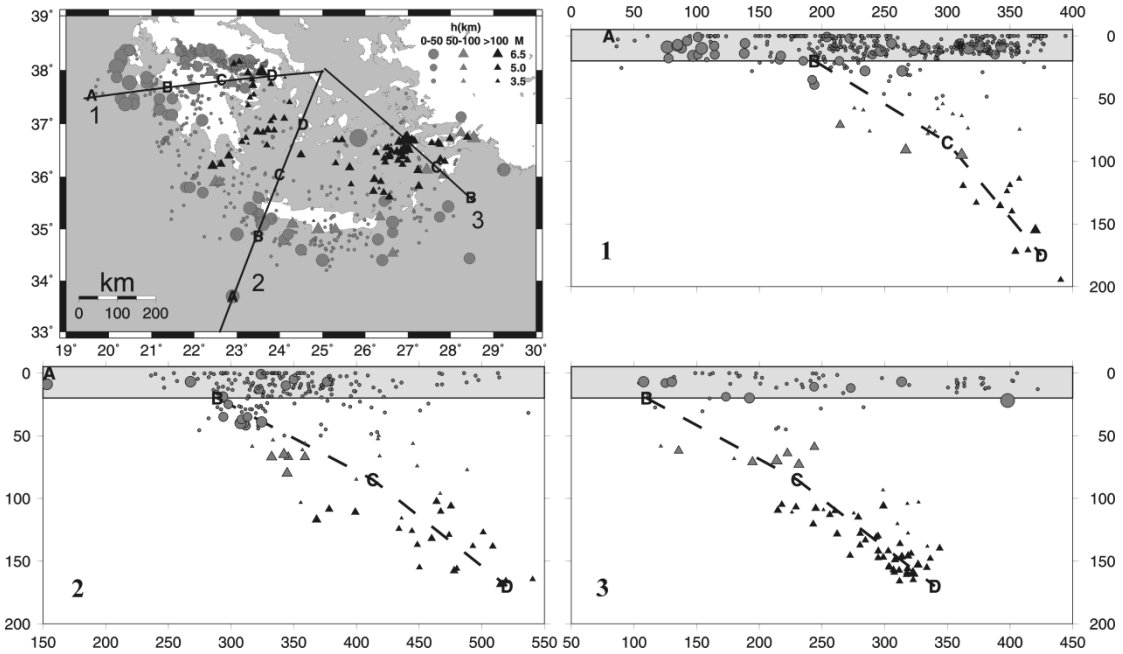


Σχ. 1.1 Τοπογραφικά χαρακτηριστικά τεκτονικής προελεύσεως της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου. Οι συνεχείς γραμμές αντιπροσωπεύουν τα μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και το μέτωπο κατάδυσης ενώ τα βέλη αντιπροσωπεύουν τη διεύθυνση και φορά της κίνησης των πλακών σε σχέση με την «ακίνητη» Ευρασία. (PMK : Ρήγμα μετασχηματισμού Κεφαλονιάς, PMP : Ρήγμα Μετασχηματισμού Ρόδου)

Η έντονη ενεργός παραμόρφωση του χώρου αυτού είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού της κατάδυσης τμήματος της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου, καθώς και της προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της πλάκας του Αιγαίου, ως αποτέλεσμα της προς τα δυτικά κίνησης της μικροπλάκας της Ανατόλιας κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου και της οπισθοκύλησης της καταδυόμενης λιθόσφαιρας (Le Pichon et al., 1995). Οι πρώτοι που διέκριναν και μελέτησαν αυτή τη κατάδυση ήταν οι Papazachos and Comninakis (1971).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Η διαπίστωση της ύπαρξης της σεισμικής ζώνης Benioff στο νότιο Αιγαίο ήταν το πρώτο σημαντικό βήμα για την κατανόηση της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών στη συγκεκριμένη περιοχή καθώς η ύπαρξη αυτής της σεισμικής ζώνης αποτέλεσε το ισχυρότερο επιστημονικό στοιχείο για την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Η γεωμετρία και άλλες ιδιότητες της ζώνης Benioff μελετήθηκαν στη συνέχεια με τη χρησιμοποίηση ακριβέστερων δεδομένων όπως καλύτερα προσδιορισμένες εστιακές παράμετροι (Hatzfeld and Martin, 1992; Papazachos et al., 2000; Shaw and Jackson, 2010), μηχανισμοί γένεσης σεισμών με βάση μεθόδους αντιστροφής σεισμικών κυμάτων (Taymaz et al., 1990; Benetatos et al., 2004, μεταξύ άλλων), καθώς και σύγχρονες μέθοδοι τομογραφίας (Papazachos and Nolet, 1997) και μεγάλης κλίμακας πειράματα με σύγχρονες σεισμικές μεθόδους (Bohnhoff et al., 2001) έδειξαν ότι η ζώνη Benioff στο νότιο Αιγαίο αποτελείται από ένα επιφανειακό τμήμα (h≤100km) και ένα βαθύτερο (100 km ≤h≤ 180 km) με διαφορετικές κλίσεις.



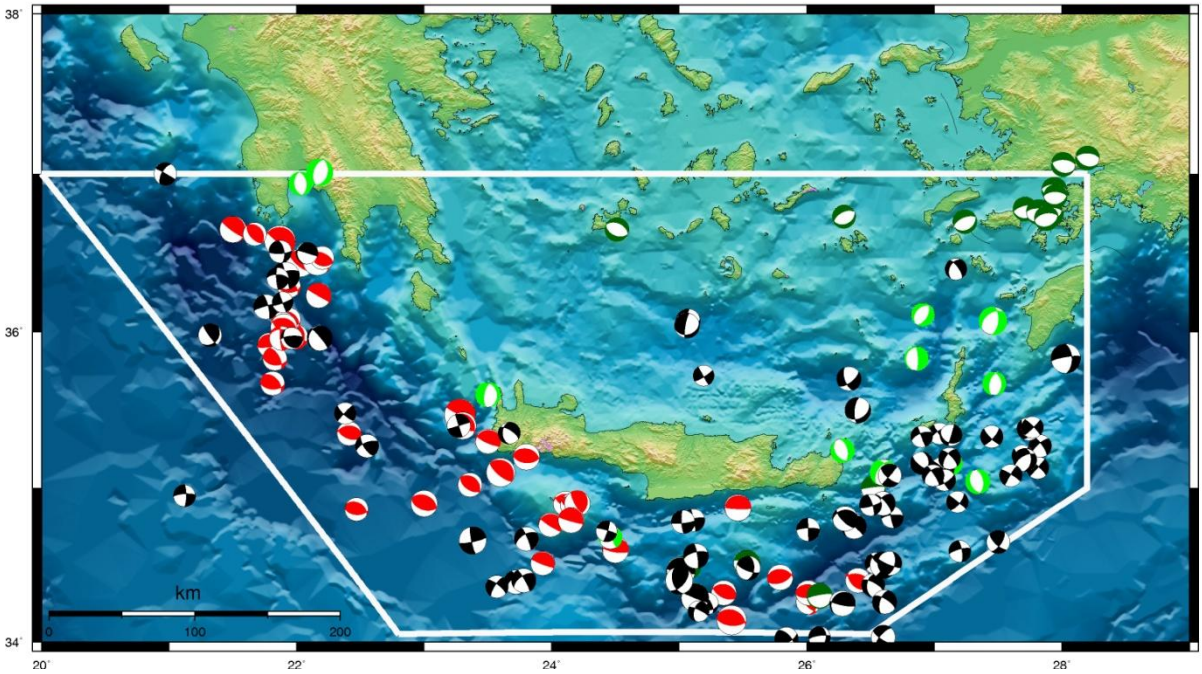
Σχήμα 1.2 Η ζώνη Benioff πάνω σε κατακόρυφες τομές: στο δυτικό (1), στο κεντρικό (2) και στο ανατολικό (3) μέρος του Ελληνικού τόξου (Papazachos et al., 2000).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Συγκεκριμένα, ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (2000), προσδιορίζοντας τη γεωμετρία της ζώνης Benioff, έδειξαν ότι το επιφανειακό της τμήμα (20km≤h≤100km) έχει κλίση 30º και το βαθύτερο τμήμα (100km≤h≤180km) έχει κλίση 45º.

Στο σχήμα 1.3 φαίνονται οι μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών με M≥5.0 που έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 1965 έως σήμερα. Παρατηρείται μια υψηλή συγκέντρωση ισχυρών επιφανειακών σεισμών (h ≤ 40 km) στο μέτωπο (εξωτερικό μέρος) του τόξου, με τους περισσότερους μηχανισμούς γένεσης να δείχνουν ανάστροφη διάρρηξη μικρής κλίσης με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση άξονα μέγιστης συμπίεσης. Η ζώνη αυτή εκτείνεται προς τα ΒΔ μέχρι το δεξιόστροφο ρήγμα της Κεφαλονιάς (Scordilis et al., 1985) και οριοθετείται προς τα ανατολικά από το αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Ρόδου (Papazachos and Papazachou, 2003). Οι Govers and Wortel (2005) ονομάζουν αυτά τα ρήγματα Επεκτάσεις Άκρου Κατάδυσης-Μετασχηματισμού (STEP: Subduction - Transform Edge Propagators), και θεωρούν ότι τέτοιου είδους ρήγματα σχηματίζονται στα άκρα των καταδυόμενων πλακών και αποτελούν μια γεωμετρική συνέπεια που επιτρέπει την συνέχιση της κατάδυσης. Ταυτόχρονα, υπάρχει μια συγκέντρωση ισχυρών επιφανειακών σεισμών στο εσωτερικό μέρος του τόξου, με τους μηχανισμούς γένεσης εκεί να συνδέονται με κανονικές διαρρήξεις. Οι μηχανισμοί αυτοί χωρίζονται σε δύο ομάδες ανάλογα με την παράταξή τους. Στην πρώτη ομάδα ανήκουν οι μηχανισμοί εκείνοι οι οποίοι έχουν παράταξη κατά τη διεύθυνση Βορρά - Νότου (εφελκυσμός κατά την διεύθυνση Ανατολή - Δύση), βρίσκονται κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων και αναπαριστώνται με το ανοικτό πράσινο στο σχήμα 1.3. Το συγκεκριμένο εφελκυστικό πεδίο συνδέεται άμεσα με την συμπίεση που βρίσκεται δυτικά του, καθώς και με τις ορογενετικές διαδικασίες που πραγματοποιούνται στις ζώνες αυτές. Ενώ στην δεύτερη ομάδα ανήκουν οι μηχανισμοί οι οποίοι έχουν παράταξη κατά τη διεύθυνση Ανατολής - Δύσης (εφελκυσμός κατά την διεύθυνση Βορράς - Νότος) και βρίσκονται στην οπισθοτόξια περιοχή του Ελληνικού τόξου και συμβολίζονται με το σκούρο πράσινο στο σχήμα 1.3. Το εφελκυστικό αυτό πεδίο οφείλεται στην ταχύτερη κίνηση προς το νότο του μπροστινού (νότιου) τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση προς το πίσω (βόρειο) τμήμα αυτής της μικροπλάκας (McClusky et al., 2000).

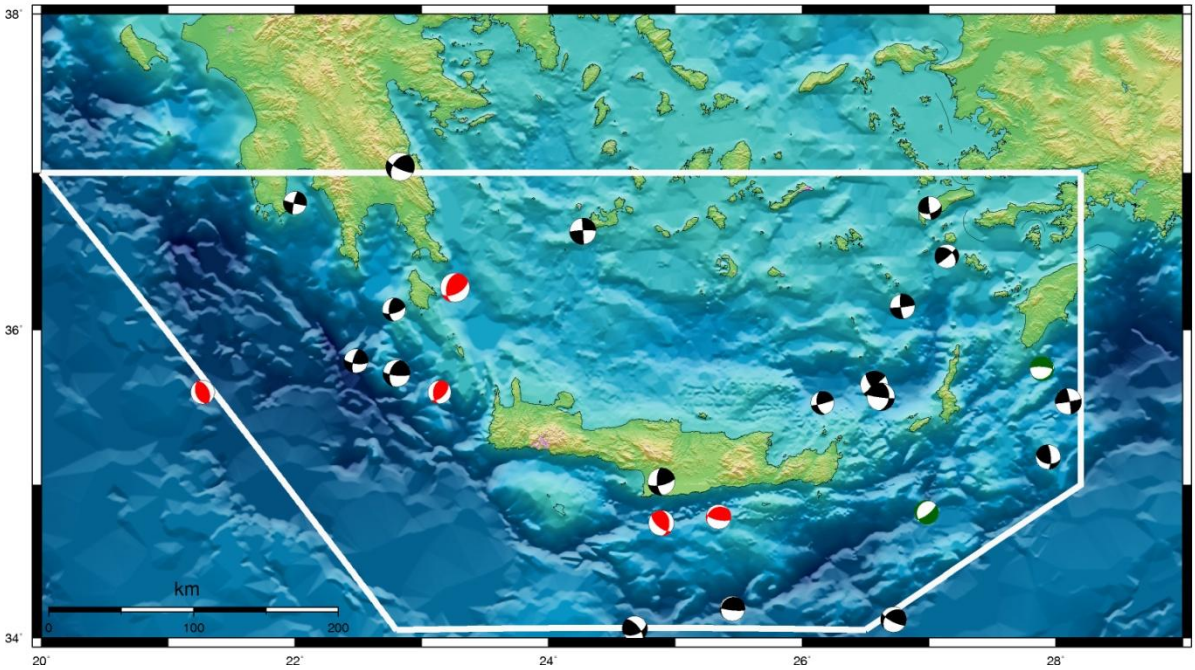
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 1.3 Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών (h ≤ 40 km) με M≥5.0 για την χρονική περίοδο 1965 - 2013. Με κόκκινο χρώμα είναι μηχανισμοί σε ανάστροφα ρήγματα, με μαύρο χρώμα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο τα κανονικά ρήγματα.

Τέλος, οι ισχυροί σεισμοί ενδιαμέσου βάθους (h ≥ 40 km) συγκεντρώνονται στο νότιο Αιγαίο και κυρίως στο εσωτερικό (κοίλο) μέρος του Ελληνικού τόξου (Σχ. 1.4). Οι μεγαλύτεροι από τους σεισμούς αυτούς γίνονται σε βάθη 40-100km, δηλαδή στο επιφανειακό τμήμα της ζώνης Benioff. Οι διαρρήξεις είναι οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφή συνιστώσα, με τους άξονες μέγιστης συμπίεσης να είναι παράλληλοι προς το ελληνικό τόξο και με τους άξονες εφελκυσμού να είναι σχεδόν παράλληλοι προς τη κλίση της ζώνης Benioff (Kiratzi and Papazachos, 1995; Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012).

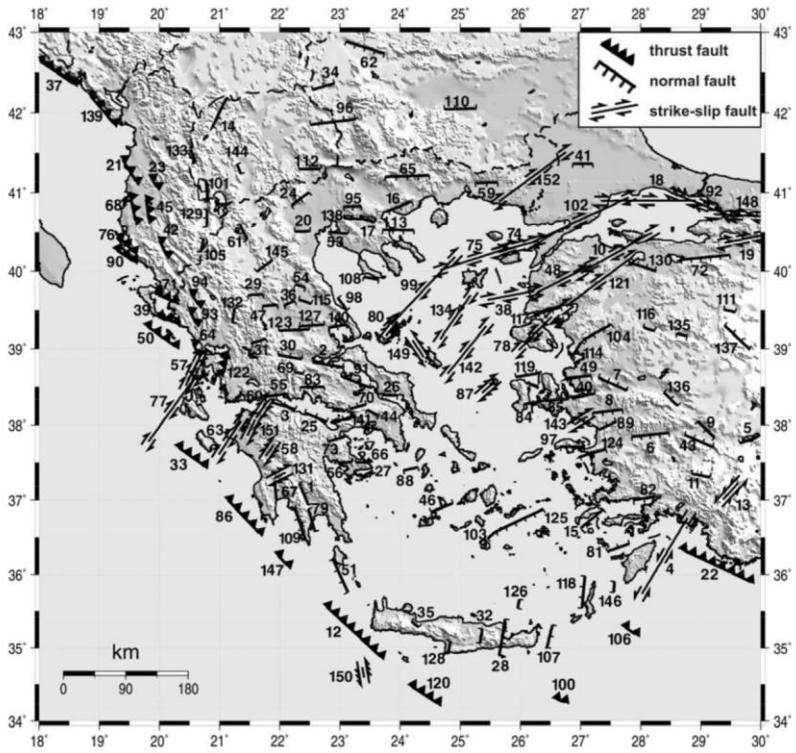
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 1.4 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους (h ≥ 40 km) με M≥5.0 για την χρονική περίοδο 1965 - 2013. Με κόκκινο χρώμα είναι μηχανισμοί σε ανάστροφα ρήγματα, με μαύρο χρώμα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο τα κανονικά ρήγματα.

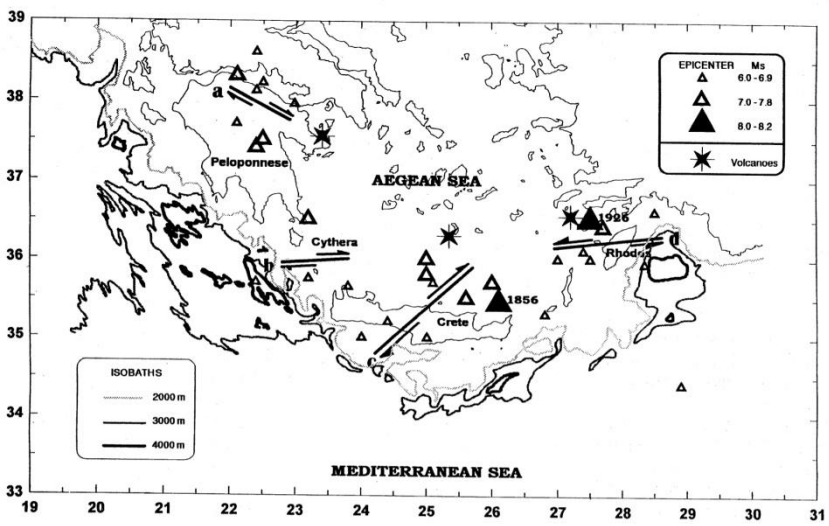
Στο σχήμα 1.5 παρουσιάζονται τα κύρια ρήγματα επιφανειακών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, από τους Karakaisis et al. (2010) με βάση σεισμολογικά και γεωλογικά στοιχεία. Τα ρήγματα αυτά συνδέονται με τη γένεση γνωστών ισχυρών (M ≥ 6.0) επιφανειακών (h ≤ 40 km) σεισμών οι οποίοι έγιναν στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές από το 446 π.Χ. μέχρι σήμερα. Στην περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας παρατηρούνται και τα τρία είδη διάρρηξης (ανάστροφη, κανονική και οριζόντιας μετατόπισης) παρ 'όλη τη μικρή έκτασή της.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 1.5 Τα κύρια ρήγματα των επιφανειακών σεισμών στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (Karakaisis et al., 2010).

Στο σχήμα 1.6 παρουσιάζονται τα κύρια ρήγματα σεισμών ενδιαμέσου βάθους (h = 40 - 100 km) στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, από τον Papazachos (1996) με βάση δεδομένα που αφορούν τη χωρική συγκέντρωση των σεισμικών εστιών και τους μηχανισμούς γένεσης. Καθόρισε τέσσερα κύρια ρήγματα σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο Νότιο Αιγαίο. Όλα τα ρήγματα είναι οριζόντιας διεύθυνσης με ανάστροφη συνιστώσα.



Σχ. 1.6 Τα κύρια σεισμικά ρήγματα σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο νότιο Αιγαίο (Papazachos, 1996).

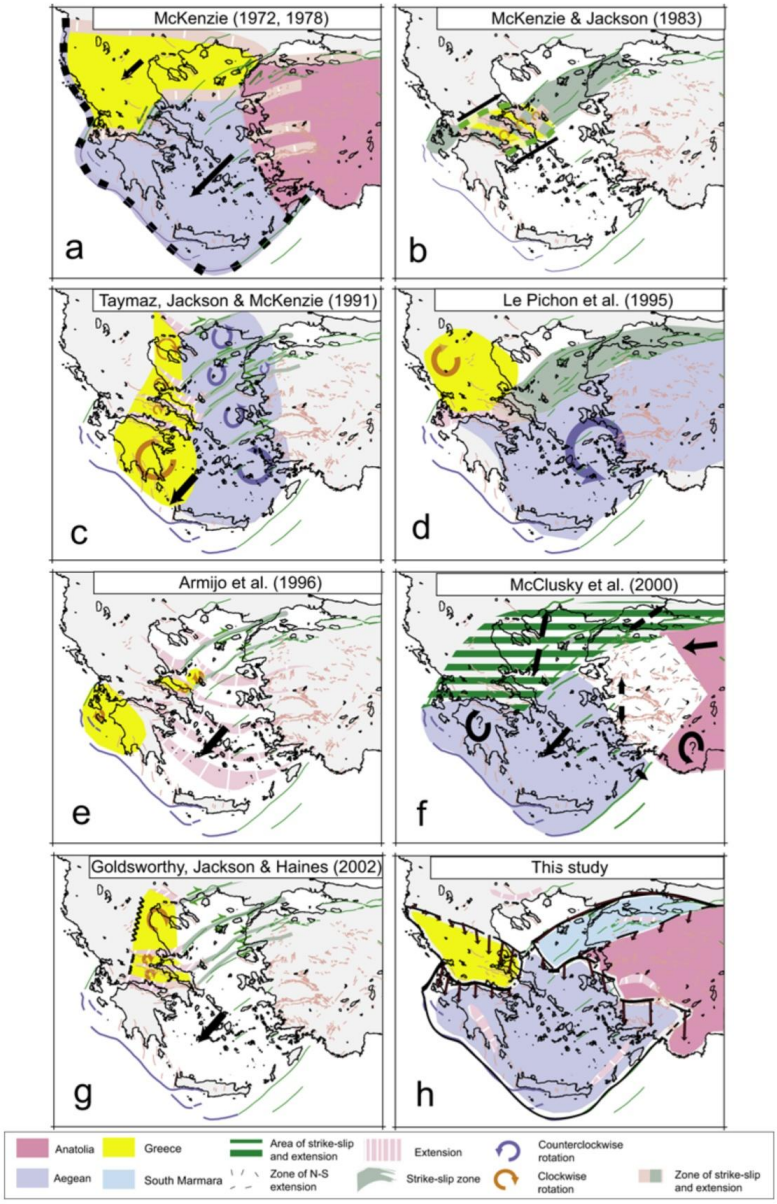
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

1.3 Κινηματικά μοντέλα

Τα πρώτα μοντέλα που προτάθηκαν για την κατανόηση των τεκτονικών κινήσεων και της παραμόρφωσης του φλοιού, στηρίζονταν αποκλειστικά στους μηχανισμούς γένεσης ισχυρών σεισμών. Ο McKenzie (1972, 1978) ήταν ο πρώτος που χρησιμοποίησε τις πρώτες αποκλίσεις επιμήκων (P-) κυμάτων για να καθορίσει μηχανισμούς γένεσης και να προτείνει ένα μοντέλο το οποίο να ερμηνεύει την κατανομή της σεισμικότητας στο χώρο του Αιγαίου (Σχ. 1.7a). Κατά τον McKenzie η σεισμικότητα οφείλεται στις κινήσεις ενός συστήματος άκαμπτων πλακών όπως είναι η Αραβική πλάκα, η πλάκα της Ανατολίας και αυτή του Αιγαίου όπου η κίνηση μεταφέρεται από την Αραβική πλάκα προς το χώρο του Αιγαίου, υπογραμμίζοντας παράλληλα τη συνεισφορά του υλικού του μανδύα στην κίνηση αυτή.

Οι McKenzie and Jackson (1983), ήταν οι πρώτοι που πρότειναν την δεξιόστροφη περιστροφή τεμαχών του φλοιού στην κεντρική Ελλάδα έτσι ώστε να εξηγήσουν την απουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων στην περιοχή αυτή (Σχ. 1.7b). Ο B-N προσανατολισμός των διανυσμάτων ολίσθησης στην κεντρική Ελλάδα είναι σε συμφωνία με την ΝΝΔ κίνηση των τεμαχών του φλοιού σε σχέση με την Ευρασία, αν τα κανονικά ρήγματα και τα τεμάχη του φλοιού στην κεντρική Ελλάδα περιστρέφονται δεξιόστροφα σε σχέση με την Ευρασία. Σύμφωνα με τους Taymaz et al. (1991) (Σχ. 1.7c) διαπιστώθηκε η κυριαρχία των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Β. Αιγαίου και η ύπαρξη χαρακτηριστικών εφελκυσμού στην κεντρική Ελλάδα. Προτάθηκε ένα μοντέλο που αποτελείται από εννέα μικροπλάκες για την ερμηνεία αυτών των γνωρισμάτων. Αργότερα, οι Le Pichon et al. (1995) (Σχ. 1.7d) με τη χρήση γεωδαιτικών μετρήσεων παρατήρησαν και προσπάθησαν να ποσοτικοποιήσουν τη δεξιόστροφη περιστροφή της κεντρικής Ελλάδας, καθώς και τον προς τα δυτικά αυξανόμενο εφελκυσμό στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Πρότειναν ένα μοντέλο δυο τεμαχών για τη παραμόρφωση του Αιγαίου με δεξιόστροφη περιστροφή στην κεντρική Ελλάδα, αριστερόστροφη περιστροφή στο νότιο Αιγαίο και την Ανατολία, εφελκυσμό στον Κορινθιακό κόλπο και μια ευρεία ζώνη με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Β. Αιγαίου.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 1.7 Κινηματικά μοντέλα που έχουν προταθεί για την τεκτονική της περιοχής του Αιγαίου, που έχουν προταθεί από προηγούμενες μελέτες (από Nyst and Thatcher, 2004).

Οι Armijo et al. (1996) (Σχ. 1.7e) πρότειναν ένα μοντέλο που δίνει έμφαση στον εφελκυσμό στη κεντρική Ελλάδα και στις συνέπειες του τερματισμού των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης του βορείου Αιγαίου. Πρότειναν ότι ο εφελκυσμός εμφανίζεται στο βόρειο Αιγαίο, στην κεντρική Ελλάδα και στις άκρες των βόρειων και νότιων κλάδων του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας. Οι McClusky et al. (2000) (Σχ. 1.7f) αναλύοντας και συνθέτοντας γεωδαιτικά δεδομένα υψηλής ποιότητας από τη Δυτική Ελλάδα, το Ν. Αιγαίο και τη Δυτική Τουρκία πρότειναν την ύπαρξη των μικροπλακών της Ανατολίας και του Νοτίου Αιγαίου. Χρησιμοποιώντας τεκτονικά και γεωμορφολογικά δεδομένα και ενσωματώνοντας σε αυτά σεισμολογικά, γεωδαιτικά και

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

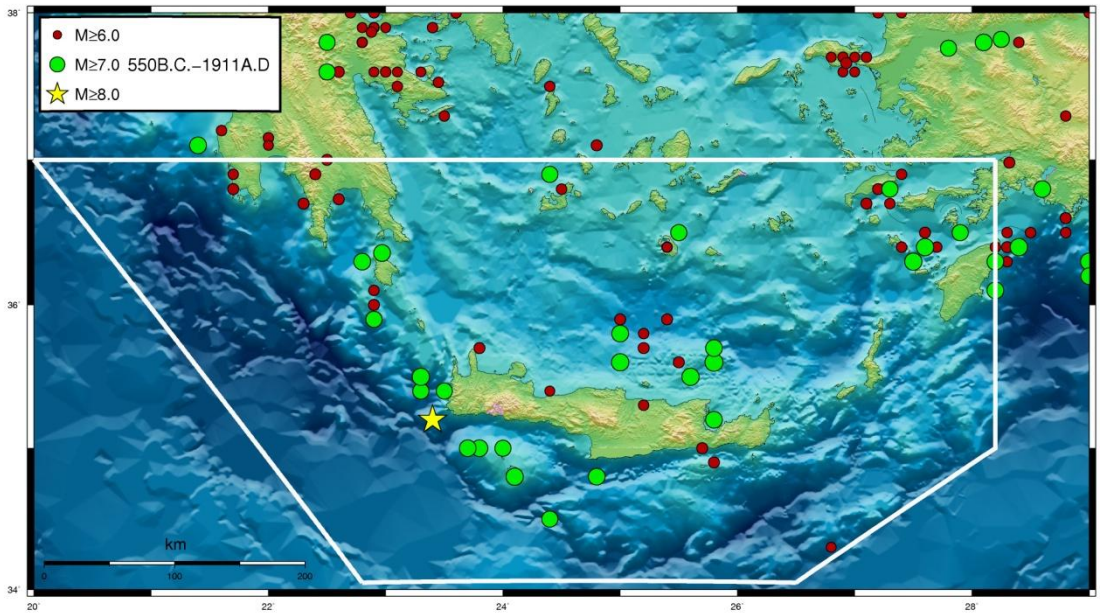
γεωλογικά δεδομένα, οι Goldsworthy et al. (2002)(Σχ. 1.7g) παρουσιάζουν ένα μοντέλο για τη Κεντρική και Βόρεια Ελλάδα το οποίο περιλαμβάνει τρία τεμάχη με δεξιόστροφη περιστροφή και εκδήλωση εφελκυσμού μεταξύ τους. Επίσης, επεσήμαναν την εκδήλωση εφελκυσμού στον Κορινθιακό κόλπο ο οποίος μειώνεται προς τα ανατολικά, σε αντίθεση με τον εφελκυσμό στον Ευβοϊκό κόλπο, στις λεκάνες της Θεσσαλίας και στην Μακεδονία ο οποίος μειώνεται προς τα δυτικά. Τέλος, το μοντέλο που προτείνουν οι Nyst and Thatcher (2004) (Σχήμα 1.7h) αποτελείται από τέσσερις μικροπλάκες που ερμηνεύουν τα κινηματικά χαρακτηριστικά του Αιγαίου. Τα αποτελέσματά τους καθορίζουν μια διαμορφωμένη μικροπλάκα στην Κεντρική Ελλάδα η οποία περιστρέφεται δεξιόστροφα και ένα τέμαχος με αριστερόστροφη περιστροφή στη περιοχή του Νότιου Μαρμαρά. Το μοντέλο αυτό προβλέπει εφελκυστική κίνηση στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου.

1.4 Σεισμικότητα της περιοχής

Η περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, παρουσιάζει έντονη σεισμικότητα με συχνή τη γένεση ισχυρών ($M \geq 6.0$) σεισμών, η οποία οφείλεται σε όλα εκείνα τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά που περιγράφηκαν προηγουμένως. Η κατανομή των επικέντρων σε όλη την έκταση του Νοτίου Αιγαίου σκιαγραφεί ορισμένα από αυτά τα χαρακτηριστικά όπως είναι το Ελληνικό τόξο, καθώς συνδέεται με υψηλή σεισμική δραστηριότητα.

Στο χάρτη του σχήματος 1.8 παρουσιάζονται τα επίκεντρα όλων των ιστορικών σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγιναν κατά την περίοδο 550 π.Χ.-1911 στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Παρατηρείται ότι η σεισμική δραστηριότητα κατά τους ιστορικούς χρόνους στην περιοχή μελέτης είναι έντονη.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

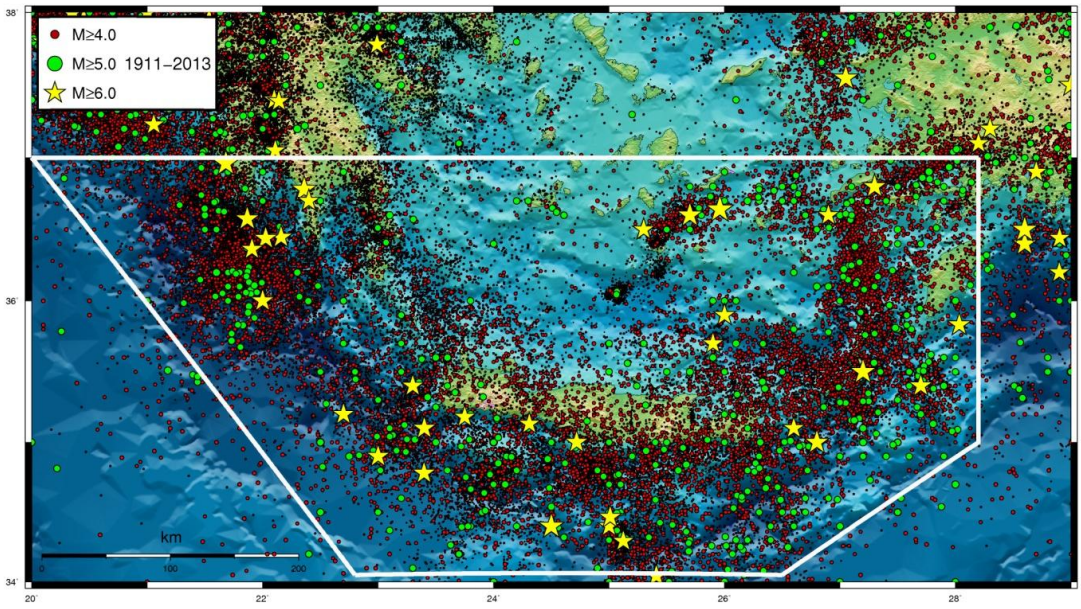


Σχ. 1.8 Χάρτης επικέντρων των ιστορικών σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 550 π.Χ. - 1911 με M ≥ 6.0. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος 6.0≤M<7.0, με πράσινο εκείνα για μεγέθη 7.0≤M<8.0 και με κίτρινο εκείνα για μεγέθη M≥8.0.

Στο σχήμα 1.8 φαίνεται το επίκεντρο του ισχυρότερου γνωστού επιφανειακού σεισμού (κίτρινο αστέρι) που έγινε στην περιοχή μελέτης και πιο συγκεκριμένα στην Κρήτη το 365 μ.Χ. με M=8.3. Πρόκειται για το μεγαλύτερο γνωστό σεισμό της Μεσογείου, ο οποίος συνοδεύτηκε από το επίσης μεγαλύτερο γνωστό θαλάσσιο κύμα βαρύτητας, "tsunami" (Papadimitriou and Karakostas, 2008).

Στο χάρτη του σχήματος 1.9 παρουσιάζονται τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν από το 1911, έτος το οποίο σηματοδοτεί την έναρξη της ενόργανης περιόδου για τα σεισμολογικά δεδομένα στην περιοχή της Ελλάδας, έως το 2013 στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

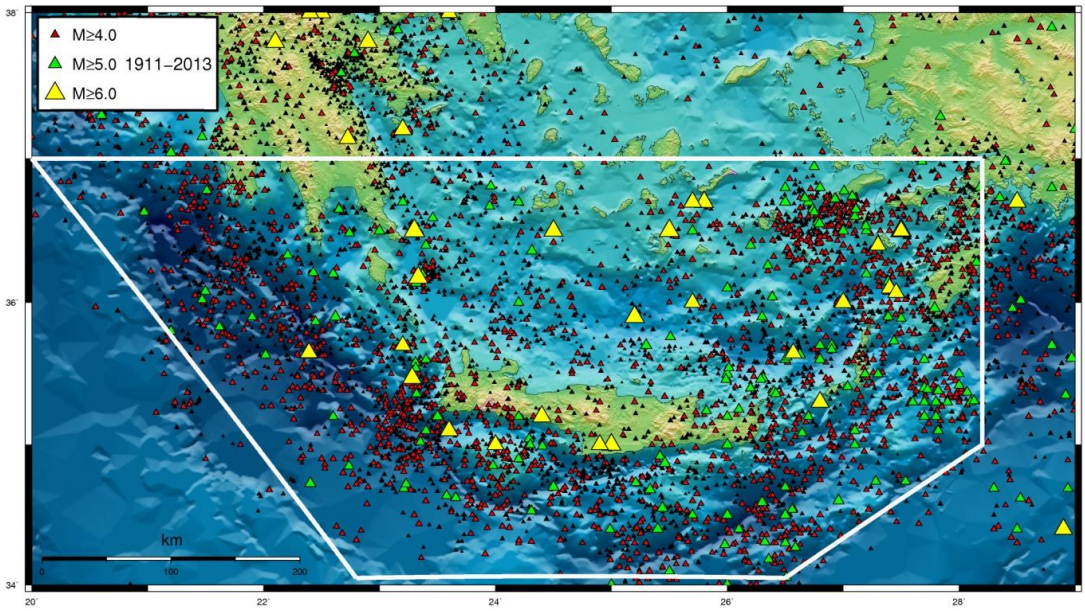


Σχ. 1.9 Χάρτης επικέντρων των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 1911 - 2013 με M ≥ 4.0. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος 4.0≤M<5.0, με πράσινο εκείνα για μεγέθη 5.0≤M<6.0 και με κίτρινο εκείνα για μεγέθη M≥6.0.

Παρατηρείται ότι η κύρια σεισμική δράση για τα επιφανειακά βάθη (Σχ. 1.9) εντοπίζεται κυρίως κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Η υψηλή σεισμική δραστηριότητα στο Ελληνικό τόξο συνδέεται άμεσα με το σύνολο των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών που έχουν αναφερθεί προηγουμένως, όπως είναι για παράδειγμα η κατάδυση του τμήματος της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου.

Στο χάρτη του σχήματος 1.10 παρουσιάζονται τα επίκεντρα όλων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που έγιναν από το 1911 έως το 2013 στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 1.10 Χάρτης επικέντρων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 1911 - 2013 με M ≥ 4.0. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος 4.0≤M<5.0, με πράσινο εκείνα για μεγέθη 5.0≤M<6.0 και με κίτρινο εκείνα για μεγέθη M≥6.0.

Από τον χάρτη του σχήματος 1.10 παρατηρείται ότι, η κύρια σεισμική δράση για εστιακά βάθη μεγαλύτερα από 40 km εντοπίζεται κυρίως στο εσωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου, γεγονός που οφείλεται στην ύπαρξη της σεισμικής ζώνης Benioff στο Νότιο Αιγαίο. Μια σημαντική συγκέντρωση σεισμών ενδιαμέσου βάθους βρίσκεται στην περιοχή κοντά στην Κω. Στο χώρο αυτό έχουν παρατηρηθεί και τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη των σεισμών.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^{ο} : ΟΜΟΓΕΝΗΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ

2.1 Εισαγωγή

Οι κατάλογοι σεισμών είναι ένα από τα σημαντικότερα αποτελέσματα που παρέχουν τα σεισμολογικά δίκτυα στην επιστημονική κοινότητα. Περιλαμβάνουν ένα αριθμό σεισμών, που έχει γίνει σε μια συγκεκριμένη περιοχή για ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και από τα χαρακτηριστικά τους (χρόνος γένεσης, επίκεντρο, μέγεθος, και άλλα) (Mignan and Woessner, 2012, report από CORRSA). Ωστόσο, οι περισσότεροι κατάλογοι σεισμών είναι ανομοιογενείς λόγω διαφόρων παραγόντων που εξαρτώνται τόσο από τυχαία αλλά και από συστηματικά σφάλματα, τα οποία εισάγονται στα δεδομένα κατά την διαδικασία καταγραφής και επεξεργασίας τους. Τα τυχαία σφάλματα προκύπτουν από τον ανθρώπινο παράγοντα που υπεισέρχεται στην παρατήρηση των χρόνων άφιξης και σε πιθανές προσωρινές βλάβες μέρους του σεισμολογικού δικτύου. Τα συστηματικά σφάλματα σχετίζονται με τις αβεβαιότητες του μοντέλου που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής καθώς και σε αλλαγές του τρόπου υπολογισμού των μεγεθών στο πέρασμα του χρόνου (Husen and Hardebeck, 2010). Αυτές οι αλλαγές μπορεί να οφείλονται στην χρήση μιας διαφορετικής εμπειρικής σχέσης για τον υπολογισμό του μεγέθους ή στην αντικατάσταση των παλαιών με νέα σεισμόμετρα δίνοντας έτσι διαφοροποιημένες τιμές μεγεθών.

Ένας συνήθης λόγος ανομοιογένειας στα μεγέθη ενός καταλόγου σεισμών, ιδιαίτερα εάν αυτός καλύπτει μια μεγάλης έκτασης περιοχή, είναι το γεγονός ότι μπορεί να περιέχει δεδομένα που αντιστοιχούν σε διαφορετικές κλίμακες υπολογισμού του μεγέθους των σεισμών. Αφού τα δεδομένα αυτά μπορεί να προέρχονται από διαφορετικά σεισμολογικά κέντρα, τα οποία έχουν την ευχέρεια να επιλέξουν την χρήση οποιασδήποτε κλίμακας για την μέτρηση των μεγεθών. Η επιλογή αυτή συνήθως καθορίζεται από το είδος των σεισμολογικών οργάνων που χρησιμοποιεί το κάθε σεισμολογικό κέντρο για την καταγραφή των διαφόρων ειδών σεισμικών κυμάτων.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2.2 Κλίμακες μεγεθών

Όπως είναι ευρέως γνωστό υπάρχουν διάφορες κλίμακες για τον υπολογισμό του μεγέθους. Η πρώτη κλίμακα που ορίστηκε είναι αυτή του τοπικού μεγέθους, M_L (Richter, 1935), με βάση το πλάτος αναγραφής των σεισμών από πρότυπο σεισμογράφο Wood-Anderson. Αναφέρεται σε επιφανειακούς σεισμούς, η επικεντρική απόσταση των οποίων δεν ξεπερνά τα 600 km. Έπειτα προτάθηκαν και άλλες, όπως είναι η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους, M_s (Gutenberg, 1945), που βασίζεται στο εδαφικό πλάτος των επιφανειακών κυμάτων με περίοδο περίπου 20 sec (17 – 23sec) και σε επικεντρικές αποστάσεις μεταξύ 15° και 130°. Η κλίμακα του χωρικού μεγέθους, m_b, που βασίζεται στο εδαφικό πλάτος των κυμάτων χώρου (επιμήκων, εγκαρσίων) με περίοδο ~1sec που καταγράφονται σε μακρινές αποστάσεις και η κλίμακα του μεγέθους ροπής, M_w, (Hanks and Kanamori, 1979) που βασίζεται στη σεισμική ροπή, M_o.

Τα δυο μεγαλύτερα Σεισμολογικά Ινστιτούτα στην Ελλάδα, το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΝΟΑ) και ο Τομέας Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (AUTH) χρησιμοποιούν την κλίμακα τοπικού μεγέθους M_L στα μηνιαία δελτία σεισμών. Η ευρεία χρήση της κλίμακας τοπικού μεγέθους M_L συνεχίζεται και σήμερα παρά την εισαγωγή άλλων κλιμάκων που αναπαριστούν με μεγαλύτερη ακρίβεια το ποσό ενέργειας που εκλύεται από τη πηγή (κλίμακα M_w) και την σταδιακή κατάργηση των αναλογικών σεισμογράφων Wood-Anderson. Οι παρατηρητές συνεχίζουν να υπολογίζουν το μέγιστο πλάτος αναγραφής, αλλά πλέον σε κυματομορφές οι οποίες προσομοιώνουν αυτές των σεισμογράφων Wood-Anderson. Η χρήση της συγκεκριμένης κλίμακας συνεχίζεται για να υπάρχει μια συνέχεια στα δεδομένα αλλά και επειδή η συγκεκριμένη κλίμακα βρίσκει εφαρμογές στην Τεχνική Σεισμολογία. Από την άλλη μεριά όμως, η κλίμακα σεισμικής ροπής M_w είναι ευρέως αναγνωρισμένη ως η καλύτερη στην μέτρηση του μεγέθους σεισμών. Για το λόγο αυτό, είναι πολύ σημαντική η χρήση και των δυο κλιμάκων.

Ο στόχος του συγκεκριμένου κεφαλαίου είναι να δημιουργηθεί ένας ομογενής κατάλογος σεισμών της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου, με όλα τα μεγέθη να βρίσκονται σε μια κοινή κλίμακα ισοδύναμη με την κλίμακα σεισμικής ροπής. Για να επιτευχθεί αυτό εφαρμόστηκαν μια σειρά από διορθώσεις στα δεδομένα, οι οποίες επεξηγούνται λεπτομερώς στη συνέχεια.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2.3 Προηγούμενη έρευνα

Αρκετές προηγούμενες μελέτες επιδίωξαν να εκφράσουν διαφορετικές κλίμακες σε μια κοινή για να επιτευχθεί μια ομοιογένεια στους καταλόγους σεισμών τόσο σε εθνική όσο και σε διεθνή κλίμακα (Ambraseys, 1990, 2000; Papazachos *et al*., 1997, 2001, 2002; Margaris and Papazachos C. 1999; Baba *et al*., 2000; Burton *et al*., 2004; Scordilis, 2006; Grunthal *et al*., 2009; Deniz and Yucemen, 2010; Leptokaropoulos *et al*., 2013).

Ο Papazachos και οι συνεργάτες του (1997) παρουσίασαν μια σειρά από εμπειρικές σχέσεις για να δημιουργήσουν ένα ομογενή κατάλογο τόσο των ιστορικών αλλά και των πρόσφατων σεισμών που έχουν γίνει στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Εκφράζοντας τα μεγέθη όλων των σεισμών στην κλίμακα μεγέθους ροπής, με την χρήση εμπειρικών σχέσεων μεταξύ διαφορετικών κλιμάκων (M, M_L, M_s και m_b).

Η Baba και οι συνεργάτες της (2000) δημιούργησαν έναν ομογενή κατάλογο σεισμών, για το χρονικό διάστημα 1964-1995 της περιοχής των N. Βαλκανίων, στον οποίο όλα τα μεγέθη των σεισμών εκφράζονται σε μια ενοποιημένη κλίμακα τοπικού μεγέθους. Για να επιτευχθεί αυτό δημιούργησαν εμπειρικές σχέσεις μεταξύ των κλιμάκων τοπικού μεγέθους από έξι διαφορετικά σεισμολογικά κέντρα της περιοχής των Βαλκανίων.

Ο Burton και οι συνεργάτες του (2004) δημιούργησαν ένα ομογενή κατάλογο σεισμών της Ελλάδας και της ευρύτερης περιοχής για τον 20° αιώνα εκφράζοντας τα μεγέθη όλων των σεισμών στην κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής (M_w) και επιφανειακού μεγέθους (M_s). Τα επιφανειακά μεγέθη (M_s) υπολογίστηκαν με σκοπό να χρησιμοποιηθεί ο κατάλογος των σεισμών για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, αφού οι σχέσεις απόσβεσης εκφράζονται συνήθως σε σχέση με το M_s και όχι με το M_w.

Ο Scordilis (2006) χρησιμοποίησε ένα πολύ μεγάλο δείγμα δεδομένων (20.407 σεισμοί), από τα Διεθνή Κέντρα (ISC και NEIC), για να προσδιορίσει νέες εμπειρικές σχέσεις μεταξύ των κλιμάκων m_b, M_s και M_L με την M_w, με σκοπό την δημιουργία ενός ομογενούς καταλόγου σεισμών για σεισμούς που έγιναν σε ολόκληρη τη Γη.

Ο Leptokaropoulos και οι συνεργάτες του (2013) δημιούργησαν έναν ομογενή κατάλογο σεισμών για την περιοχή της δυτικής Τουρκίας, και για τα έτη 1964-2010. Χρησιμοποίησαν δεδομένα από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC) όπου τα μεγέθη βρίσκονται σε διαφορετικές κλίμακες και προέρχονται από μια πληθώρα σεισμολογικών κέντρων. Με την χρήση μεγάλου αριθμού εμπειρικών σχέσεων, μετέτρεψαν όσο το δυνατό

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

περισσότερα μεγέθη σεισμών σε μια ενιαία κλίμακα ισοδύναμη της σεισμικής ροπής M_w^*, που βασίζεται στα μεγέθη του Global Centroid Moment Tensor M_wGCMT.

2.4 Δεδομένα

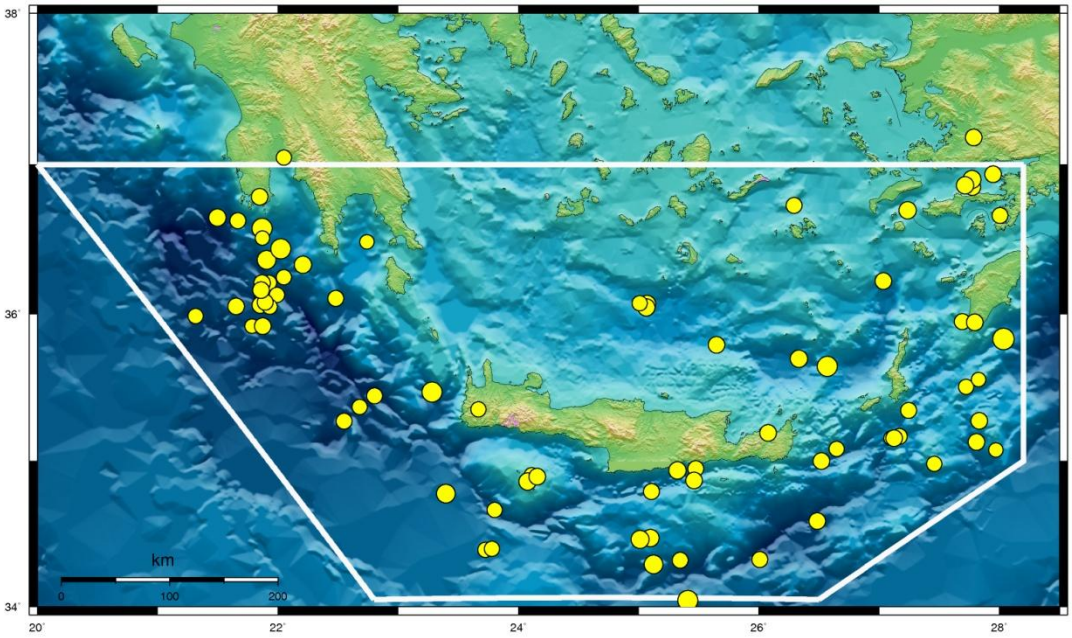
Ο κατάλογος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, για την μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου, αποτελείται από καταγραφές των μηνιαίων δελτίων σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Χρησιμοποιήθηκε ο κατάλογος σεισμών για το χρονικό διάστημα 2000-2013, επειδή θεωρήθηκε ότι η ακρίβεια στον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών είναι επαρκής για τους σκοπούς της εργασίας αυτής.

2.4.1 Προβλήματα ανομοιογένειας στα δεδομένα

Τα μεγέθη στον κατάλογο δίνονται στην κλίμακα τοπικού μεγέθους όπως αυτή υπολογίζεται από τα δυο σεισμολογικά κέντρα. Λόγω του διαφορετικού τρόπου υπολογισμού των μεγεθών από το κάθε σεισμολογικό κέντρο και κυρίως λόγω αλλαγών του τρόπου υπολογισμού των μεγεθών στο ίδιο Ινστιτούτο, δημιουργείται μια ανομοιογένεια στον κατάλογο η οποία μπορεί να επηρεάσει σημαντικά την ποιότητα των αποτελεσμάτων. Για να λυθεί το πρόβλημα αυτό, όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, γίνεται μια μετατροπή όλων των μεγεθών σε μια κλίμακα ισοδύναμη της σεισμικής ροπής.

Για τον σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκαν 75 σεισμοί επιφανειακού βάθους ($h \leq 40$km), για τους οποίους υπάρχουν τιμές σεισμικής ροπής από το GCMT (Global Centroid Moment Tensor). Η χωρική κατανομή των σεισμών παρουσιάζεται στο σχήμα 2.1 και οι εστιακές παράμετροί τους αναφέρονται στον πίνακα 2.1. Οι σεισμοί αυτοί έχουν γίνει στο χρονικό διάστημα μεταξύ 2000 και 2013.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.1 Χωρική κατανομή των 75 σεισμών επιφανειακού βάθους (h≤40km) για τους οποίους είναι διαθέσιμα μεγέθη σεισμικής ροπής, M_w από το GCMT.

Συγκρίνοντας τις τιμές των μεγεθών σεισμικής ροπής με τις αντίστοιχες των κλιμάκων τοπικού μεγέθους συμπεραίνεται εάν και κατά πόσο υπάρχει ασυμφωνία μεταξύ των κλιμάκων. Από τα διαγράμματα του σχήματος 2.2 προκύπτει ότι τόσο τα μεγέθη που υπολογίζονται στο ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) όσο και στον Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH) διαφέρουν συστηματικά από τα μεγέθη M_w.

Πίνακας 2.1 Στοιχεία των σεισμών για τους οποίους υπάρχουν διαθέσιμα M_w καθώς και τα τοπικά μεγέθη M_L υπολογισμένα από το ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) και τον Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH).

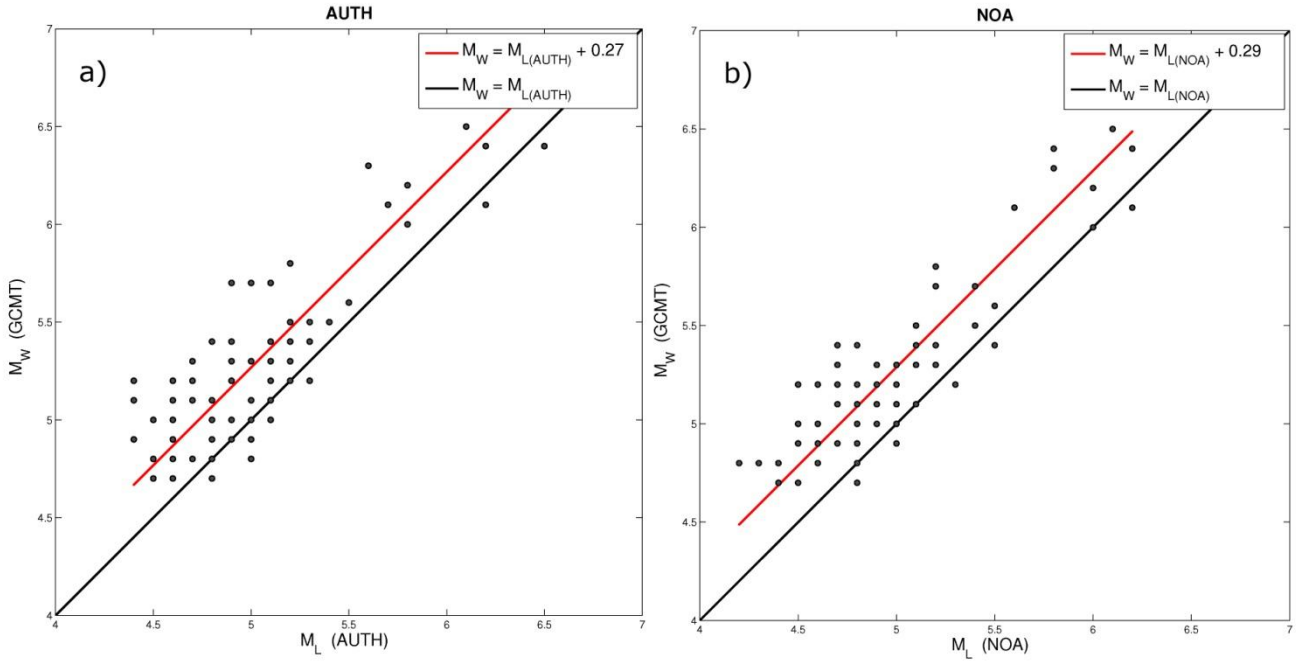
No	Date (XMM)	Time (ω:λ:δ)	Lat (^{o}B)	Long (^{o}A)	Depth (χλμ)	$M_{w(GCMT)}$	$M_{L(NOA)}$	$M_{L(AUTH)}$
1	000524	10:01:45	35.9	21.7	15	5.2	4.6	4.4
2	000613	01:43:18	35.1	27.1	10	5.4	5.2	4.8
3	000615	21:30:36	34.8	20.2	11	5.1	4.8	4.7
4	000524	05:40:38	35.9	21.8	5	5.7	5.4	5.0
5	000222	11:55:32	34.9	25.4	30	5.3	5.0	4.9
6	010501	06:00:50	35.5	27.7	7	5.2	4.9	4.7
7	010623	06:52:50	35.9	27.6	10	5.7	5.2	4.9
8	010529	04:44:00	35.5	27.8	7	5.1	5.1	4.4
9	011126	05:03:23	34.9	24.1	10	5.2	5.0	4.7
10	030429	01:51:24	37.0	22.0	20	5.1	5.0	4.6
11	040804	04:19:50	36.8	27.7	13	5.2	4.8	5.1
12	040804	03:01:08	36.9	27.7	10	5.5	5.4	5.4
13	040804	14:18:52	36.8	27.7	7	5.3	5.1	5.2

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

14	040209	03:48:14	36.1	22.4	20	4.9	4.6	4.9
15	040317	05:21:04	34.7	23.3	20	6.0	6.0	5.8
16	040921	14:15:06	35.1	27.8	20	4.9	4.8	5.0
17	040328	14:54:33	35.4	22.8	10	4.7	4.4	4.8
18	040207	00:00:00	36.2	27.0	6	5.1	5.0	5.1
19	040724	00:00:00	35.3	23.6	10	4.8	4.3	4.7
20	050703	22:39:28	35.1	27.0	29	4.7	4.8	4.5
21	051209	14:33:20	34.9	27.4	20	4.8	4.6	4.7
22	050111	04:36:01	37.1	27.7	7	5.0	5.0	5.0
23	050110	23:48:51	36.9	27.9	13	5.4	4.8	5.1
24	060813	10:35:16	34.5	26.4	30	5.3	4.7	5.0
25	060409	23:27:23	35.3	27.2	27	5.3	4.9	4.9
26	070831	20:52:41	36.7	26.2	2	5.2	4.7	4.9
27	070923	00:54:29	35.1	27.1	1	5.3	5.1	5.1
28	070521	16:39:09	35.0	27.9	3	5.0	4.8	4.5
29	080621	11:36:26	36.1	21.9	19	5.6	5.5	5.5
30	080621	13:43:33	36.1	21.8	0	4.9	4.6	4.6
31	080622	00:40:11	36.2	21.9	1	4.8	4.2	4.6
32	080323	20:11:09	36.2	21.8	1	5.0	4.8	5.0
33	080314	07:10:26	36.1	21.9	10	5.1	4.7	4.7
34	080715	03:26:35	35.8	28.0	32	6.4	6.2	6.5
35	080621	05:57:15	36.0	21.8	0	5.2	4.8	5.1
36	080307	20:28:31	36.2	22.0	31	4.9	4.8	4.6
37	080304	13:25:25	36.0	21.9	0	4.9	4.6	4.6
38	080226	16:10:37	36.0	21.8	4	5.0	4.9	4.8
39	080226	10:46:08	36.0	21.6	0	5.4	5.2	5.1
40	080328	00:16:22	34.9	25.3	30	5.5	5.1	5.3
41	080612	00:20:46	35.1	26.0	0	5.1	5.0	5.0
42	080508	12:26:22	36.1	21.8	0	4.9	4.7	5.0
43	080220	18:27:08	36.3	21.9	9	6.2	6.0	5.8
44	080214	12:08:56	36.4	22.0	8	6.5	6.1	6.1
45	080214	10:09:25	36.5	21.8	34	6.8	6.2	6.2
46	080715	23:52:41	35.9	27.7	26	4.9	4.8	5.0
47	090113	06:12:46	35.6	26.3	30	5.3	5.2	5.2
48	090523	04:47:40	36.5	21.8	0	4.9	4.5	4.4
49	090701	09:30:12	34.0	25.4	33	6.4	5.8	6.2
50	091126	15:09:16	35.9	21.3	13	5.0	4.5	4.6
51	100117	20:16:05	35.2	27.8	0	4.9	5.0	5.0
52	100211	21:56:35	34.3	25.3	0	5.4	4.8	4.8
53	100424	15:01:10	34.3	26.0	0	5.4	4.7	4.9
54	101003	15:20:59	35.0	26.5	0	5.3	5.1	5.0
55	110401	13:29:12	35.6	26.5	40	6.1	6.2	6.2
56	110508	06:50:24	36.6	27.2	9	5.2	4.9	5.3
57	110519	20:39:03	34.3	23.7	11	5.2	4.5	4.6

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

58	110913	16:19:34	34.6	23.8	10	5.2	4.7	4.6
59	110927	12:08:21	34.4	23.7	0	5.3	4.7	4.7
60	111106	20:56:50	35.7	25.6	11	4.8	4.8	5.0
61	111123	12:17:54	34.4	25.0	9	5.5	5.1	5.2
62	120126	04:24:59	36.0	25.0	14	5.2	5.3	5.2
63	120127	01:33:24	36.0	25.0	5	5.4	5.2	5.3
64	120129	09:55:06	36.0	25.0	17	4.7	4.5	4.6
65	120416	11:23:42	36.6	21.4	13	5.8	5.2	5.2
66	120912	03:27:47	34.8	24.0	7	5.4	5.5	5.2
67	120921	08:47:39	35.2	22.5	0	5.0	4.8	4.9
68	120921	15:39:16	35.3	22.6	10	4.8	4.4	4.6
69	121126	17:35:42	36.6	28.0	1	4.8	4.8	4.8
70	130217	05:42:08	36.6	21.6	16	5.1	4.9	4.8
71	130406	11:26:08	34.8	24.1	0	5.3	5.1	5.1
72	130606	11:53:48	36.7	21.8	26	5.0	5.0	5.1
73	130615	16:11:03	34.4	25.0	0	6.3	5.8	5.6
74	130616	21:39:05	34.2	25.1	4	6.1	5.6	5.7
75	130908	04:59:27	34.7	25.1	0	4.9	4.7	4.8



Σχ. 2.2 Τιμές μεγεθών M_w από το GCMT σε σύγκριση a) με τις αντίστοιχες από τα μηνιαία δελτία σεισμών του AUTH (M_L) και b) με τις αντίστοιχες από τα μηνιαία δελτία σεισμών του NOA (M_L). Η μαύρη γραμμή είναι για M_W=M_L και η κόκκινη για την καλύτερη προσαρμογή με μια ευθεία με κλίση ίση με 1.0 με την χρήση της μεθόδου των ελάχιστων τετραγώνων.

Από την χαρτογράφηση των δεδομένων (Σχ. 2.2), παρατηρείται ότι οι κλίμακες μεγεθών από τα μηνιαία δελτία σεισμών τόσο του AUTH αλλά και του NOA δίνουν

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

μικρότερα μεγέθη από την κλίμακα σεισμικής ροπής σε όλο το εύρος των μεγεθών, δηλαδή η διαφοροποίηση αυτή είναι ίδια στα μικρά και στα μεγάλα μεγέθη. Με την χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκε η καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα για ευθεία με κλίση ίση με b=1.0 και πρόεκυψαν οι παρακάτω σχέσεις μεταξύ των διαφορετικών κλιμάκων μεγεθών. Για τα δεδομένα από το AUTH και για τα έτη 2000 - 2013 προέκυψε η σχέση :

$$M_W = M_{L(AUTH)} + 0.27, \qquad 4.4 \leq M_{L(AUTH)} \leq 6.5 \qquad (2.1)$$

Ενώ για τα δεδομένα από το NOA και για τα έτη 2000 - 2013 προέκυψε η σχέση :

$$M_W = M_{L(NOA)} + 0.29, \qquad 4.2 \leq M_{L(NOA)} \leq 6.2 \qquad (2.2)$$

Από αυτές τις σχέσεις προκύπτει ότι τα μεγέθη που υπολογίζονται από το AUTH διαφέρουν κατά 0.27 από τα μεγέθη σεισμικής ροπής ενώ αυτά από το NOA κατά 0.29. Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1997) πρότειναν την παρακάτω σχέση η οποία υπολογίζει το ισοδύναμο μέγεθος σεισμικής ροπής με γνωστό το τοπικό μέγεθος M_{LGR} των σεισμών της Ελλάδας το οποίο υπολογίζεται από καταγραφές σεισμογράφων Wood-Anderson ή άλλων βραχείας περιόδου σεισμογράφων, για το χρονικό διάστημα 1964-1995 και είναι της μορφής:

$$M_W^* = M_{LGR} + 0.5, \qquad 3.6 \leq M_{LGR} \leq 6.5 \qquad (2.3)$$

Οι σχέσεις (2.1 και 2.2) παρουσιάζουν μια σημαντική διαφορά ίση με 0.2 με τη σχέση μετατροπών που πρότεινε ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (σχέση 2.3). Αυτό συμβαίνει διότι τα δύο είδη σχέσεων προέκυψαν από δεδομένα διαφορετικής χρονικής περιόδου. Το γεγονός αυτό αποτελεί ένδειξη της χρονικής μεταβολής των διαφορών μεταξύ των μεγεθών M_{LGR} και M_{LGCMT}.

Από τις σχέσεις (2.1 και 2.2), γίνεται φανερή η αναγκαιότητα της διόρθωσης στις τιμές των μεγεθών από τα δελτία των δυο σεισμολογικών κέντρων για την δημιουργία ομογενούς ως προς το μέγεθος καταλόγου. Σε αυτή τη διόρθωση όμως πρέπει να ληφθεί υπόψη και η εξάρτηση ως προς τον χρόνο, δεδομένου ότι ο τρόπος υπολογισμού του τοπικού μεγέθους και στα δυο σεισμολογικά κέντρα (AUTH και NOA) έχει υποστεί σημαντικές αλλαγές τα τελευταία χρόνια ενώ παράλληλα γίνονταν και βελτιώσεις των σεισμολογικών δικτύων με πρόσθεση νέων σταθμών ή αναβαθμίσεις του λογισμικού. Τα διαγράμματα στα οποία εξετάζεται αν υπάρχει κάποια εξάρτηση με τον χρόνο παρατίθενται σε επόμενο κεφάλαιο (Κεφ. 2.5.2).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ένα επιπρόσθετο πρόβλημα, το οποίο έχει παρατηρηθεί με το πέρασμα του χρόνου στην λειτουργία του σεισμολογικού δικτύου είναι ότι, υπάρχουν σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι συστηματικά υποεκτιμούν ή υπερεκτιμούν το μέγεθος του σεισμού που καταγράφουν σε σύγκριση με τη μέση υπολογιζόμενη τιμή. Κατά συνέπεια, είναι πιθανόν ένας σεισμός να έχει καταγραφεί μόνο από σταθμούς που υπερεκτιμούν ή υποεκτιμούν τα μεγέθη με αποτέλεσμα το μέγεθος να διαφοροποιείται αντιστοίχως από το αναμενόμενο μέγεθος. Για να εξετασθεί εκτενέστερα αυτό το πρόβλημα πρέπει να μελετηθεί με λεπτομέρεια η συμπεριφορά όσον το δυνατόν περισσότερων σεισμολογικών σταθμών. Το συγκεκριμένο πρόβλημα διερευνήθηκε μόνο για το χρονικό διάστημα 2009-2013, για το οποίο υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα στα μηνιαία δελτία του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.

Για το σκοπό αυτό, δημιουργήθηκαν ιστογράμματα (Σχ. 2.3) από τα οποία προκύπτει μια αρχική εικόνα των μεγεθών που υπολογίζονται σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Αναλυτικότερα, για κάθε σεισμό με M_w από τον πίνακα 2.1 βρέθηκαν οι αντίστοιχες καταγραφές σε M_L , από τα μηνιαία δελτία σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ. Για παράδειγμα από τον σεισμό στις 14 Μαΐου το 2009 στα Δωδεκάνησα, υπάρχει η τιμή σεισμικής ροπής M_w=4.8, ενώ από τα μηνιαία δελτία βρέθηκαν οι καταγραφές M_L από τους αντίστοιχους σταθμούς (Πίνακας 2.2).

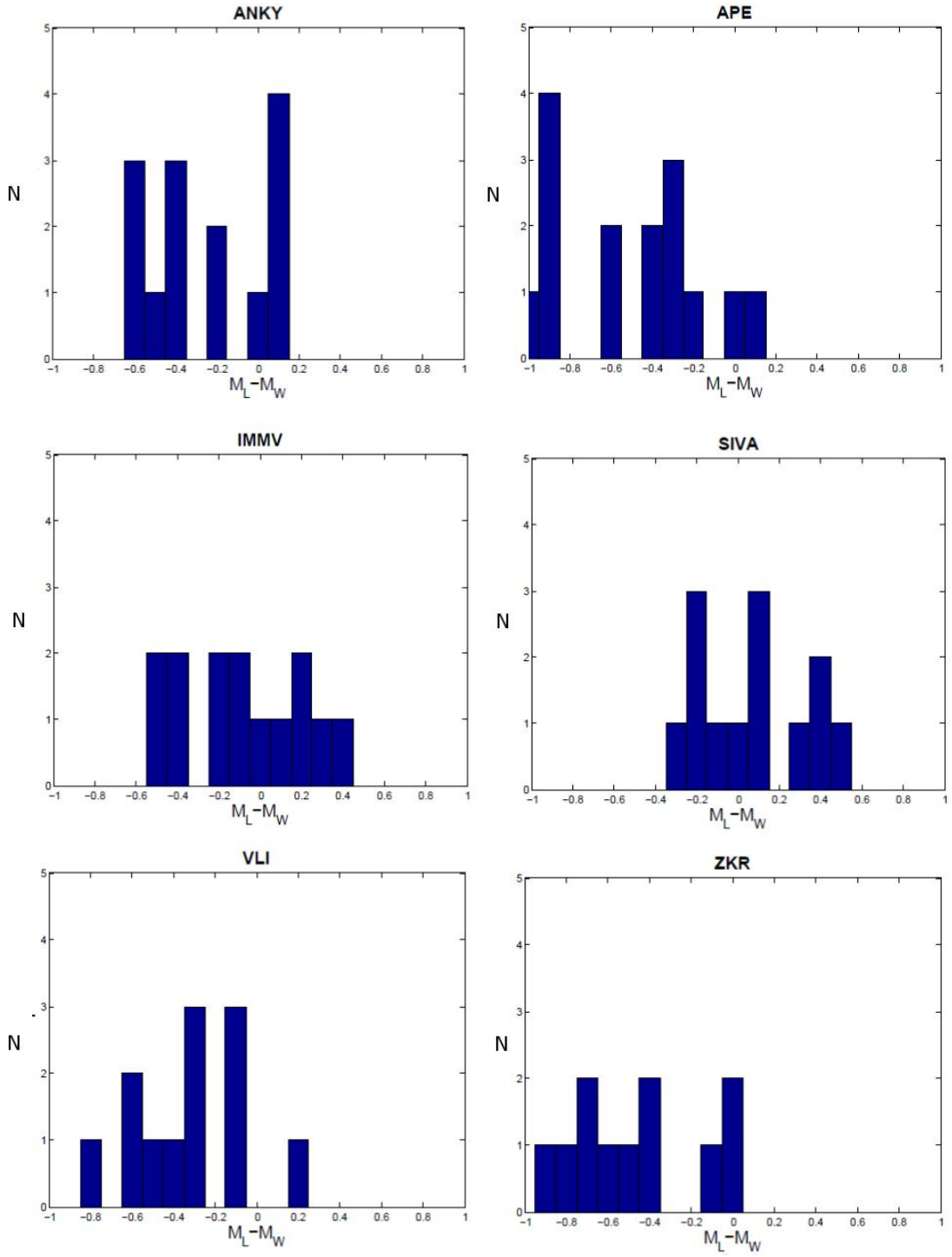
Πίνακας 2.2 Υπολογισμός μεγεθών σε κάθε σταθμό για τον σεισμό της 14 Μαΐου το 2009 με M_w = 4.8 στα Δωδεκάνησα.

ΣΤΑΘΜΟΣ	**M_L**	**M_L-M_w**
APE	4.9	0.1
CHOS	4.5	-0.3
PRK	5.1	0.3
SIGR	4.8	0.0
DID	4.7	-0.1
LTK	4.8	0.0
AOS	4.4	-0.4

Από τον πίνακα 2.2 προκύπτει ότι για τον σταθμό APE η διαφορά M_L-M_w είναι ίση με 0.1, για τον σταθμό CHOS είναι ίση με -0.3, για τον σταθμό PRK 0.3 ομοίως και για τους υπόλοιπους. Η ίδια διαδικασία επαναλήφθηκε για τους 31 σεισμούς (2009 και μετά) με τα M_w που είχαν υπολογιστεί από το GCMT. Με τον τρόπο αυτό προκύπτουν τα ιστογράμματα του σχήματος 2.3 στα οποία φαίνεται η διαφορά της τιμής του μεγέθους της τοπικής

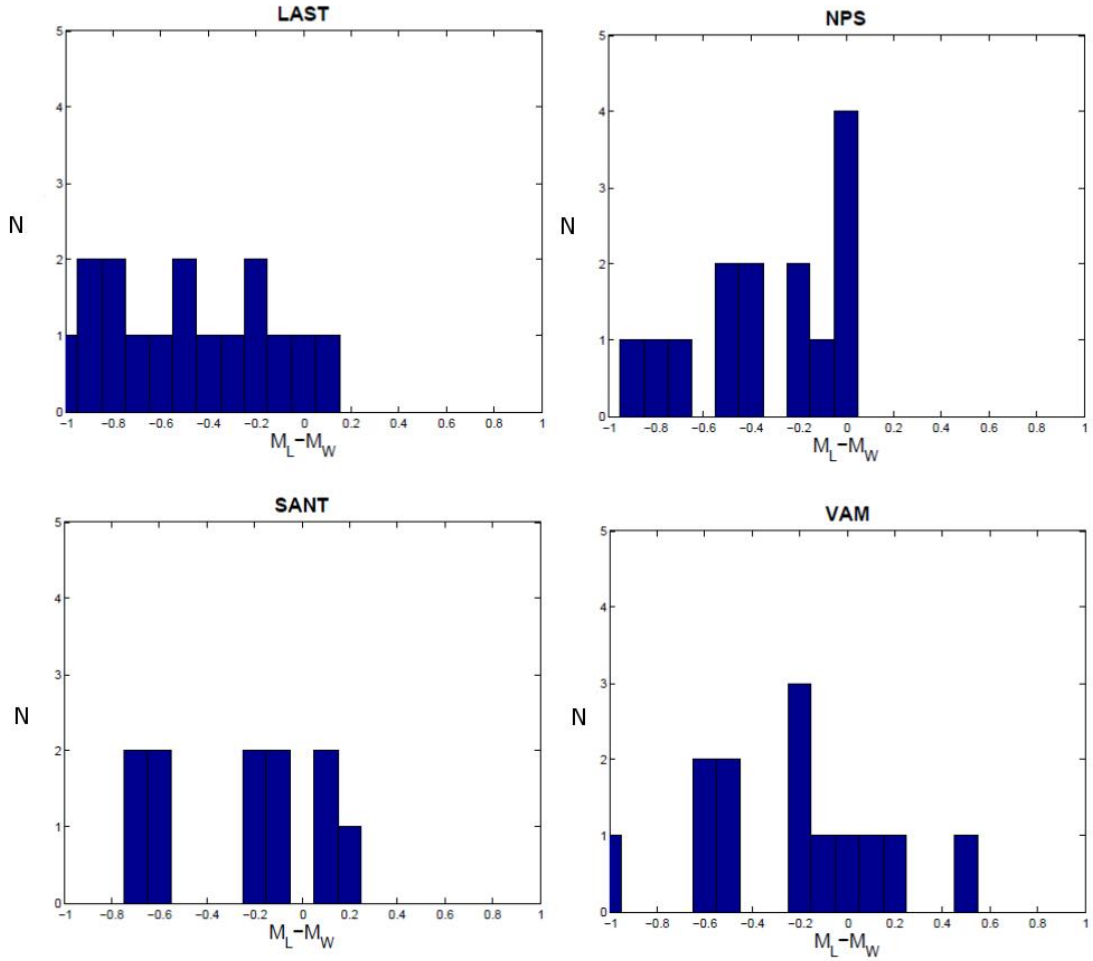
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

κλίμακας μεγέθους από το μέγεθος σεισμικής ροπής για τους σεισμολογικούς σταθμούς με ικανοποιητικό αριθμό καταγραφών (N≥10).



Σχ. 2.3 Ιστογράμματα στα οποία παρουσιάζεται η διαφορά της τιμής του μεγέθους της τοπικής κλίμακας μεγέθους (M_L) από το μέγεθος σεισμικής ροπής (M_w) για τους σταθμούς με ικανοποιητικό αριθμό καταγραφών.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.3 (Συνέχεια)

Από τα ιστογράμματα εξάγεται μια πρώτη εκτίμηση για το κατά πόσο ο κάθε σταθμός υποεκτιμά ή υπερεκτιμά τα μεγέθη. Για τους συγκεκριμένους σταθμούς, αν και ο αριθμός των δεδομένων είναι μικρός και παρουσιάζεται μια μεγάλη διασπορά, μπορεί να ειπωθεί πως σε γενικές γραμμές όλοι τείνουν να υποεκτιμούν τα μεγέθη, εκτός από τους σταθμούς IMMV και SIVA οι οποίοι φαίνεται να έχουν μια μέση τιμή κοντά στο μηδέν. Στην συνέχεια υπολογίστηκαν για τους ίδιους δέκα σταθμούς, οι μέσες τιμές των διαφορών M_L-M_W καθώς και οι τυπικές αποκλίσεις του κάθε σταθμού (Πίν. 2.3), με σκοπό να προκύψει σαφέστερη εικόνα.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

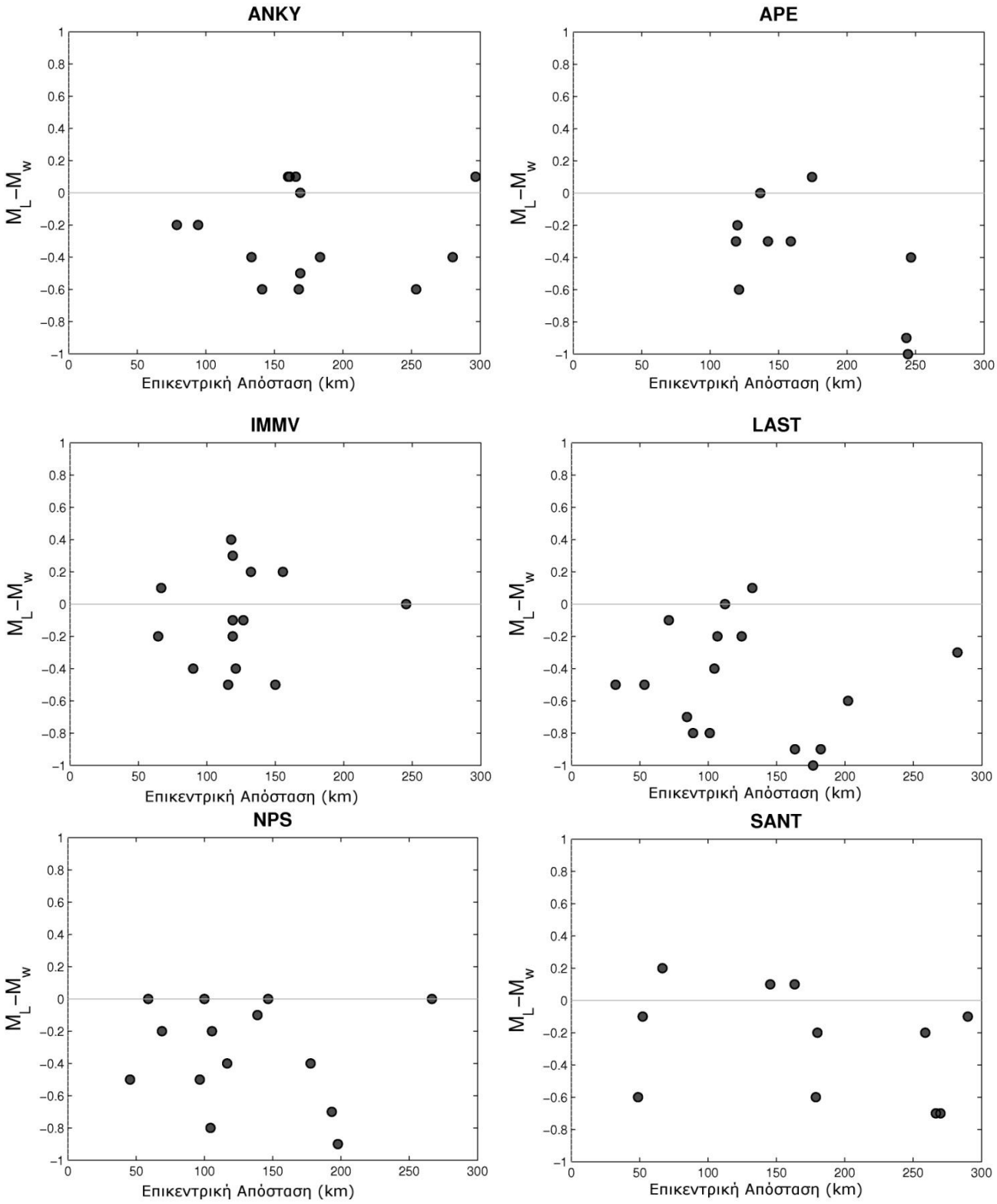
Πίνακας 2.3 Αριθμός καταγραφών, N, μέση τιμή της διαφοράς (M_L-M_W) της τιμής του μεγέθους της τοπικής κλίμακας μεγέθους από το μέγεθος σεισμικής ροπής και η τυπική απόκλιση, STDEV, για τους σεισμολογικούς σταθμούς με ικανοποιητικό αριθμό καταγραφών (N≥10).

ΣΤΑΘΜΟΣ	N	M_L-M_W	STDEV
ANKY	14	-0.250	0.284
APE	15	-0.506	0.353
IMMV	14	-0.085	0.298
LAST	16	-0.487	0.346
NPS	14	-0.335	0.312
SANT	11	-0.254	0.338
SIVA	13	+0.069	0.265
VAM	13	-0.238	0.399
VLI	12	-0.325	0.276
ZKR	11	-0.463	0.317

Από τις μέσες τιμές (Πίν. 2.3) προκύπτει ότι υπάρχουν διαφοροποιήσεις στα μεγέθη που υπολογίζονται σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Επίσης, προκύπτει ότι όλοι οι σταθμοί υποεκτιμούν τα μεγέθη με εξαίρεση τους σταθμούς SIVA και IMMV οι οποίοι δίνουν μεγέθη σχετικά ισοδύναμα με αυτά των σεισμικών ροπών.

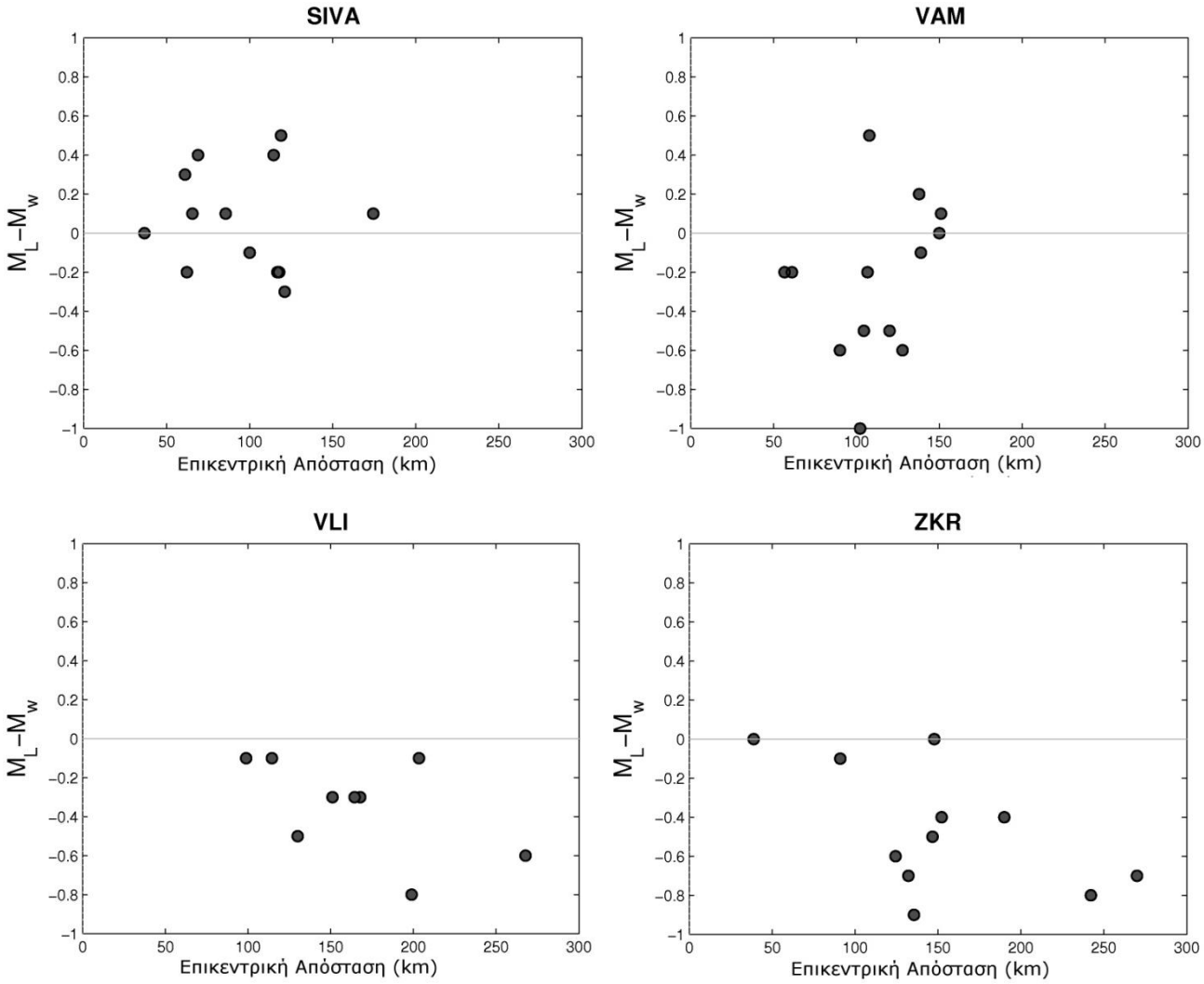
Επιπλέον, εξετάσθηκε κατά πόσο υπάρχει εξάρτηση μεταξύ της διαφοράς των τιμών των μεγεθών των δυο κλιμάκων με την επικεντρική απόσταση. Επειδή, υπάρχουν ενδείξεις ότι οι σεισμολογικοί σταθμοί που βρίσκονται κοντά στο επίκεντρο τείνουν να υπερεκτιμούν τα μεγέθη, δημιουργήθηκαν διαγράμματα της διαφοράς M_L-M_w σε σχέση με την επικεντρική απόσταση (Σχ. 2.4) για τους σεισμολογικούς σταθμούς με ικανοποιητικό αριθμό παρατηρήσεων.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.4 Διαγράμματα στα οποία παρουσιάζεται η διαφορά της τιμής του μεγέθους της τοπικής κλίμακας μεγέθους (M_L) από το μέγεθος σεισμικής ροπής (M_w), για τους σταθμούς με ικανοποιητικό αριθμό καταγραφών, σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.4 (Συνέχεια)

Από τα διαγράμματα του σχήματος 2.4 παρατηρείται ότι οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν έχουν επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες από 30 km. Για ένα τέτοιο εύρος επικεντρικών αποστάσεων φαίνεται να μην υπάρχει εξάρτηση με την διαφορά M_L-M_w, για τον λόγο αυτό δεν θα ληφθεί υπόψη κάτι τέτοιο στα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2.5 Μεθοδολογία

2.5.1 Διόρθωση μεγεθών από τους σταθμούς

Η διόρθωση αυτή βασίζεται στο κατά πόσο ο κάθε σταθμός υποεκτιμά ή υπερεκτιμά το μέγεθος, σε σχέση με το μέγεθος ροπής (M_wGCMT). Υπολογίζεται μια μέση διόρθωση για τον κάθε σταθμό έτσι ώστε να δίνει πλέον τιμές μεγεθών κοντά σε αυτές της σεισμικής ροπής. Διορθώνοντας όλα τα μεγέθη που έχουν καταγραφεί από τον κάθε σταθμό στα μηνιαία δελτία σεισμών, διορθώνεται τελικά το μέγεθος του κάθε σεισμού. Γίνεται έτσι εύκολα κατανοητό, ότι όσο περισσότεροι σταθμοί χρησιμοποιηθούν τόσο πιο αξιόπιστα θα είναι τα τελικά διορθωμένα μεγέθη. Η συγκεκριμένη διόρθωση εφαρμόστηκε για να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα με τους σταθμούς που έχουν μια συστηματική διαφορά με το M_w, στα μηνιαία δελτία σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (AUTH) για το χρονικό διάστημα 2009 - 2014.

Με την χρήση των διαγραμμάτων του σχήματος 2.3 καθώς και των δεδομένων που προέκυψαν από τον πίνακα 2.3, επιλέχθηκαν τέσσερις σταθμοί ως σταθμοί αναφοράς, οι οποίοι αποτέλεσαν την βάση για την δημιουργία σχέσεων μεταξύ της διαφοράς του M_L από το M_w για τους σταθμούς με μικρότερο αριθμό παρατηρήσεων. Οι σταθμοί αναφοράς χρησιμοποιήθηκαν διότι, ο αριθμός των σεισμών με M_w ήταν μικρός και με τον τρόπο αυτό δεν υπήρχε η δυνατότητα να χρησιμοποιηθούν οι καταγραφές από όλους τους σταθμούς. Οι τέσσερις σταθμοί αυτοί είναι οι ANKY, VLI, SIVA και IMMV και επιλέχθηκαν, λόγω της κανονικότητας των κατανομών τους στα ιστογράμματα (Σχ. 2.3). Επίσης, ένας άλλος σημαντικός λόγος για την επιλογή αυτών των συγκεκριμένων σταθμών, ήταν ότι παρουσιάζουν τις μικρότερες τιμές τυπικής απόκλισης. Από αυτές τις μέσες τιμές της διαφοράς του M_L από το M_w (Πίνακας 2.3) δημιουργήθηκαν οι παρακάτω σχέσεις.

$$\text{ANKY: } M_{L(ANKY)} = M_w - 0.250 \quad (2.4)$$

$$\text{IMMV: } M_{L(IMMV)} = M_w - 0.085 \quad (2.5)$$

$$\text{SIVA: } M_{L(SIVA)} = M_w + 0.069 \quad (2.6)$$

$$\text{VLI: } M_{L(VLI)} = M_w - 0.325 \quad (2.7)$$

Οι σχέσεις αυτές περιγράφουν την διόρθωση που απαιτείται στον κάθε σεισμολογικό σταθμό. Για να διερευνηθεί πως ό,τι ισχύει στις σχέσεις με τα M_w ισχύει και στα μεταξύ των σταθμών μεγέθη, υπολογίστηκαν οι διαφορές των μεγεθών όλων των πιθανών ζευγών των τεσσάρων σταθμών αναφοράς, λαμβάνοντας υπόψη ανά δύο τις σχέσεις 2.4 -2.7.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

$$M_{(ANKY)}-M_{(IMMV)} = -0.165 \quad (2.8)$$

$$M_{(ANKY)}-M_{(VLI)} = 0.075 \quad (2.9)$$

$$M_{(ANKY)}-M_{(SIVA)} = -0.319 \quad (2.10)$$

$$M_{(IMMV)}-M_{(VLI)} = 0.240 \quad (2.11)$$

$$M_{(IMMV)}-M_{(SIVA)} = -0.154 \quad (2.12)$$

$$M_{(SIVA)}-M_{(VLI)} = 0.394 \quad (2.13)$$

Για να ελεγχθεί η συνέπεια αυτών των σχέσεων δημιουργήθηκαν ιστογράμματα (Σχ. 2.5) της διαφοράς των μεγεθών, αυτήν τη φορά, από τα μηνιαία δελτία για σεισμούς οι οποίοι έχουν καταγραφεί και από τους δυο σταθμούς του κάθε ζεύγους. Στην συνέχεια υπολογίστηκαν και οι μέσες τιμές αυτών διαφορών για να προκύψουν οι παρακάτω σχέσεις.

$$M_{L(ANKY)}-M_{L(IMMV)} = -0.137 \quad (2.14)$$

$$M_{L(ANKY)}-M_{L(VLI)} = 0.064 \quad (2.15)$$

$$M_{L(ANKY)}-M_{L(SIVA)} = -0.341 \quad (2.16)$$

$$M_{L(IMMV)}-M_{L(VLI)} = 0.196 \quad (2.17)$$

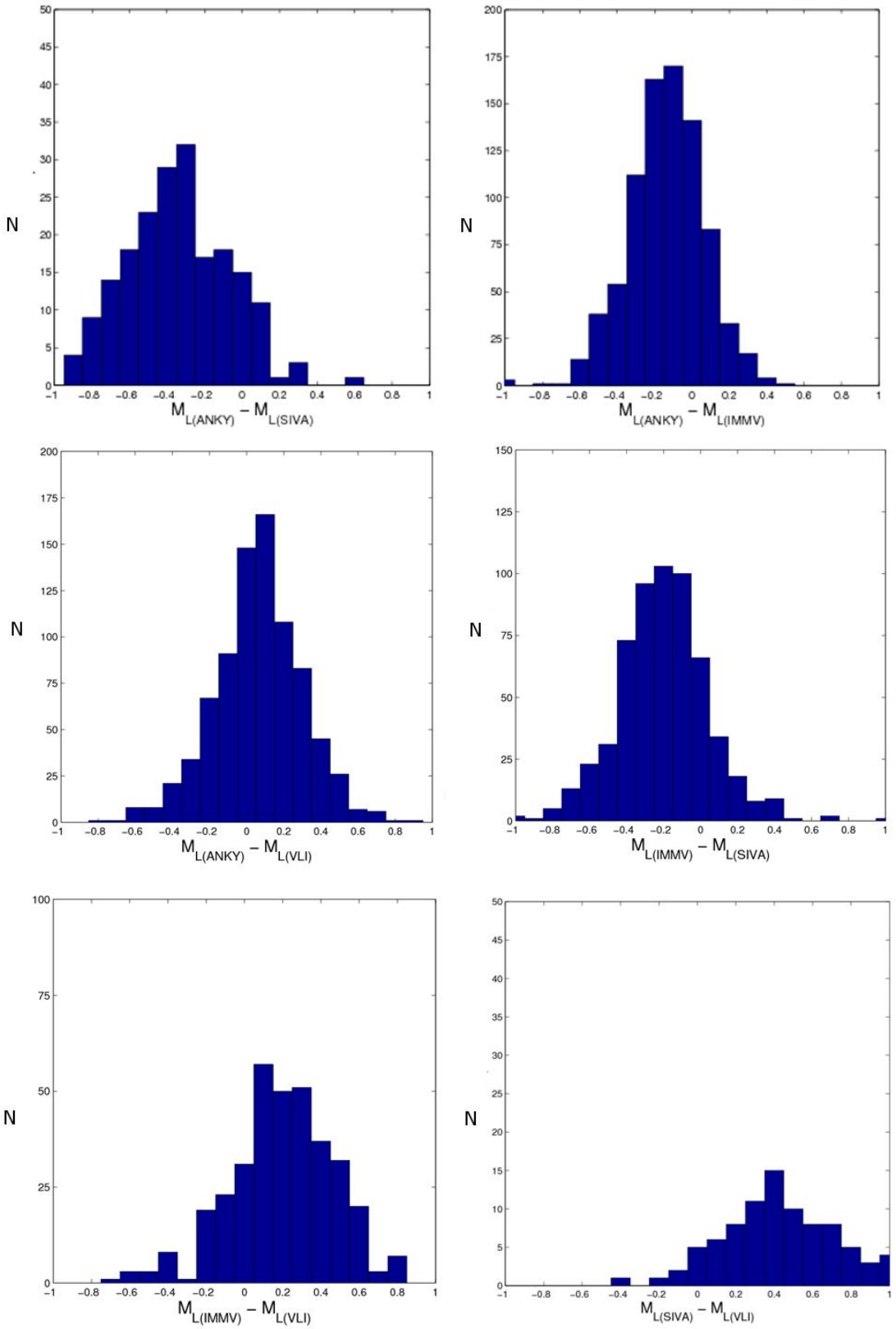
$$M_{L(IMMV)}-M_{L(SIVA)} = -0.200 \quad (2.18)$$

$$M_{L(SIVA)}-M_{L(VLI)} = 0.426 \quad (2.19)$$

Συγκρίνοντας τις τιμές των διαφορών από τα δύο είδη σχέσεων για το κάθε ζεύγος, δηλαδή η διαφορά των σχέσεων 2.8 από την 2.14, 2.9 από 2.15 και ούτω καθεξής, παρατηρείται ότι όλα τα ζεύγη μεταξύ των τεσσάρων σταθμών έχουν διαφορές μικρότερες από 0.050 μεταξύ τους. Με βάση τις παραπάνω σχέσεις συμπεραίνουμε ότι υπάρχει μια συνέπεια στα μεγέθη που υπολογίζονται μεταξύ των σταθμών που επιλέχθηκαν ως σταθμοί αναφοράς, αφού οι μεταξύ τους διαφορές είναι συγκρίσιμες με τις διαφορές που προκύπτουν εμμέσως λαμβάνοντας υπόψη το M_w.

Οι διορθώσεις όλων των άλλων σταθμών πλέον μπορούν να υπολογιστούν εμμέσως χρησιμοποιώντας τις σχέσεις που προκύπτουν μεταξύ των μεγεθών κάθε σταθμού με κάθε σταθμό αναφοράς και στη συνέχεια βρίσκονται σχέσεις με το M_w χρησιμοποιώντας και τις τέσσερις σχέσεις 2.4, 2.5, 2.6 και 2.7.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.5 Ιστογράμματα στα οποία παρουσιάζεται η διαφορά των μεγεθών από τα μηνιαία δελτία για σεισμούς οι οποίοι έχουν καταγραφεί και από τους δυο σταθμούς του κάθε ζευγαριού των σταθμών αναφοράς.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ως τελική διόρθωση σε κάθε σταθμό χρησιμοποιείται η μέση τιμή των διορθώσεων που προκύπτουν από τη σύγκριση με όλους τους σταθμούς αναφοράς. Οι μέσες τιμές διαφοράς του τοπικού μεγέθους M_L μεταξύ των δυο σταθμών του κάθε ζεύγους προέκυψαν από τα μηνιαία δελτία σεισμών από τους κοινούς σεισμούς, δηλαδή για τους σεισμούς τους οποίους και οι δυο σταθμοί έχουν καταγράψει. Για παράδειγμα για τον σταθμό APE προέκυψαν οι παρακάτω σχέσεις με τις εξής μέσες τιμές της διαφοράς:

$$M_{L(APE)} - M_{L(ANKY)} = - 0.180 \quad (2.20)$$

$$M_{L(APE)} - M_{L(VLI)} = - 0.100 \quad (2.21)$$

$$M_{L(APE)} - M_{L(SIVA)} = - 0.396 \quad (2.22)$$

$$M_{L(APE)} - M_{L(IMMV)} = - 0.162 \quad (2.23)$$

Μεταφέροντας τα M_L των σταθμών αναφοράς στο άλλο μέλος οι σχέσεις παίρνουν την παρακάτω μορφή:

$$M_{L(ANKY)} = M_{L(APE)} + 0.180 \quad (2.24)$$

$$M_{L(VLI)} = M_{L(APE)} + 0.100 \quad (2.25)$$

$$M_{L(SIVA)} = M_{L(APE)} + 0.396 \quad (2.26)$$

$$M_{L(IMMV)} = M_{L(APE)} + 0.162 \quad (2.27)$$

Με απλή αντικατάσταση αυτών των σχέσεων στις αντίστοιχες των σταθμών αναφοράς (σχέσεις 2.4, 2.5, 2.6 και 2.7) προκύπτουν 4 σχέσεις για τον σταθμό APE ως προς το μέγεθος ροπής M_w.

$$M_{L(APE)} + 0.180 = M_w - 0.250 \quad (2.28)$$

$$M_{L(APE)} + 0.100 = M_w - 0.325 \quad (2.29)$$

$$M_{L(APE)} + 0.396 = M_w + 0.069 \quad (2.30)$$

$$M_{L(APE)} + 0.162 = M_w - 0.085 \quad (2.31)$$

Αφήνοντας στο ένα μέλος το μέγεθος σεισμικής ροπής και κάνοντας τις προσθέσεις προκύπτουν οι τέσσερεις σχέσεις για τον σταθμό APE.

$$M_w = M_{L(APE)} + 0.430 \quad (2.32)$$

$$M_w = M_{L(APE)} + 0.425 \quad (2.33)$$

$$M_w = M_{L(APE)} + 0.327 \quad (2.34)$$

$$M_w = M_{L(APE)} + 0.247 \quad (2.35)$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Με πρόσθεση κατά μέλη υπολογίζεται η τελική διόρθωση της τιμής του M_L σε σχέση με το M_w για τον σταθμό APE :

$$APE : M_{L(APE)} = M_w - 0.357 \quad (2.36)$$

Η ίδια διαδικασία επαναλήφθηκε και για τους υπόλοιπους σταθμούς όπου υπάρχουν καταγραφές για σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 2009 έως σήμερα. Συνολικά προέκυψαν διορθώσεις για 86 σταθμούς (Πίνακας 2.4) με την χωρική κατανομή τους να απεικονίζεται στο χάρτη του σχήματος 2.6.

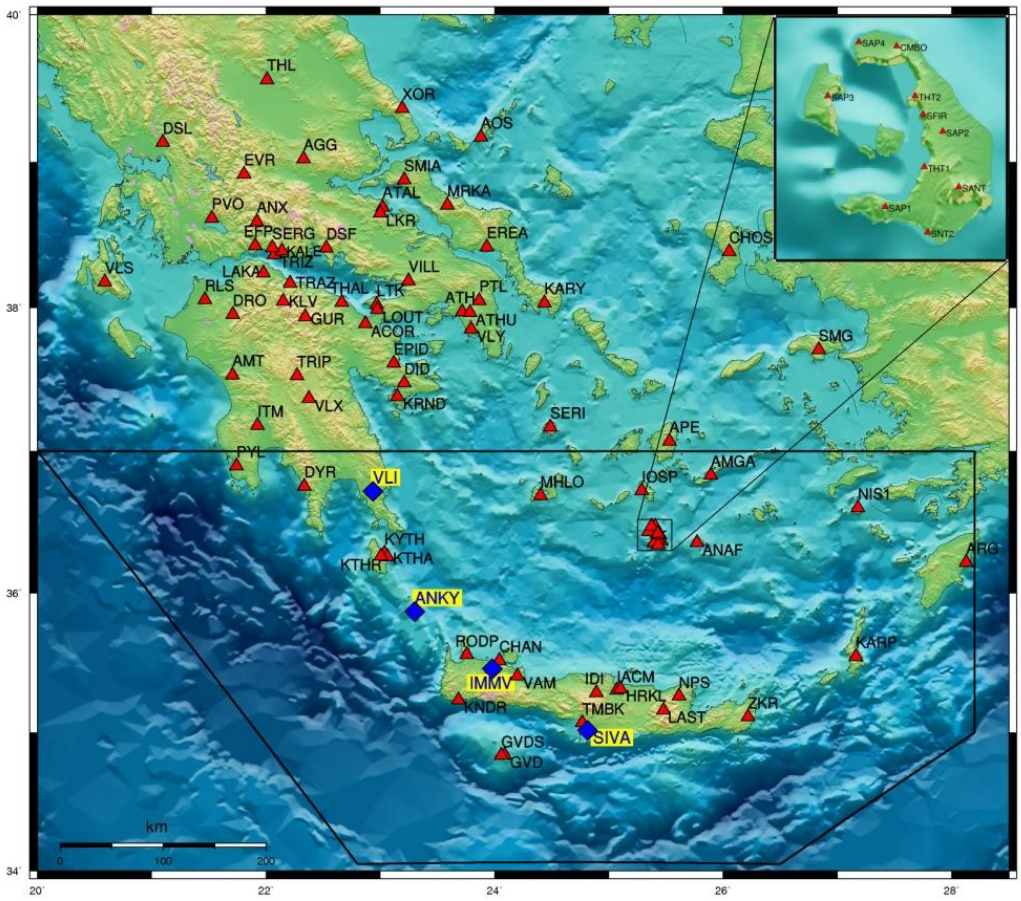
Πίνακας 2.4 Τελικές διορθώσεις που εφαρμόστηκαν στις καταγραφές του κάθε σταθμού.

Σταθμός	Διόρθωση	Σταθμός	Διόρθωση
ACOR	+0.268	KYTH	+0.212
AGG	+0.345	LAKA	+0.304
AMGA	+0.220	LAST	+0.419
AMT	+0.009	LKR	+0.378
ANAF	-0.243	LOUT	+0.250
ANKY	+0.250	LTK	+0.311
ANX	+0.271	MHLO	-0.240
AOS	+0.410	MRKA	+0.272
APE	+0.349	NIS1	+0.161
ARG	+0.191	NPS	+0.138
ATAL	+0.597	PTL	+0.342
ATH	+0.356	PVO	+0.517
ATHU	+0.759	PYL	+0.357
CHAN	+0.544	RLS	+0.351
CHOS	+0.584	RODP	+0.774
CMBO	+0.047	SANT	+0.204
DID	+0.298	SAP1	-0.263
DRO	+0.096	SAP2	-0.273
DSF	+0.430	SAP3	-0.288
DSL	+0.308	SAP4	-0.107
DYR	+0.521	SERG	+0.374
EFP	+0.326	SERI	+0.485
EPID	+0.653	SFIR	-0.027
EREA	+0.353	SIVA	-0.069

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

EVR	+0.390	SMG	+0.440
GUR	+0.061	SMIA	+0.093
GVD	+0.025	SNT2	+0.135
GVDS	+0.171	THAL	-0.120
HRKL	+0.084	THL	+0.811
IACM	-0.420	THT1	+0.510
IDI	+0.389	THT2	+0.432
IMMV	+0.085	TMBK	+0.388
IOSP	+0.050	TRAZ	-0.126
ITM	+0.366	TRIP	+0.428
KALE	+0.460	TRIZ	+0.287
KARP	+0.117	VAM	+0.107
KARY	+0.358	VILL	+0.255
KLV	+0.443	VLI	+0.325
KNDR	+0.434	VLS	+0.480
KRND	+0.295	VLX	+0.156
KSL	+0.363	VLY	+0.219
KTHA	+0.133	XOR	+0.674
KTHR	+0.208	ZKR	+0.293

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.6 Χωρική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών για τους οποίους υπολογίστηκε διόρθωση στη τιμή του μεγέθους. Με μπλε φαίνονται οι σεισμολογικοί σταθμοί που επιλέχθηκαν ως σταθμοί αναφοράς.

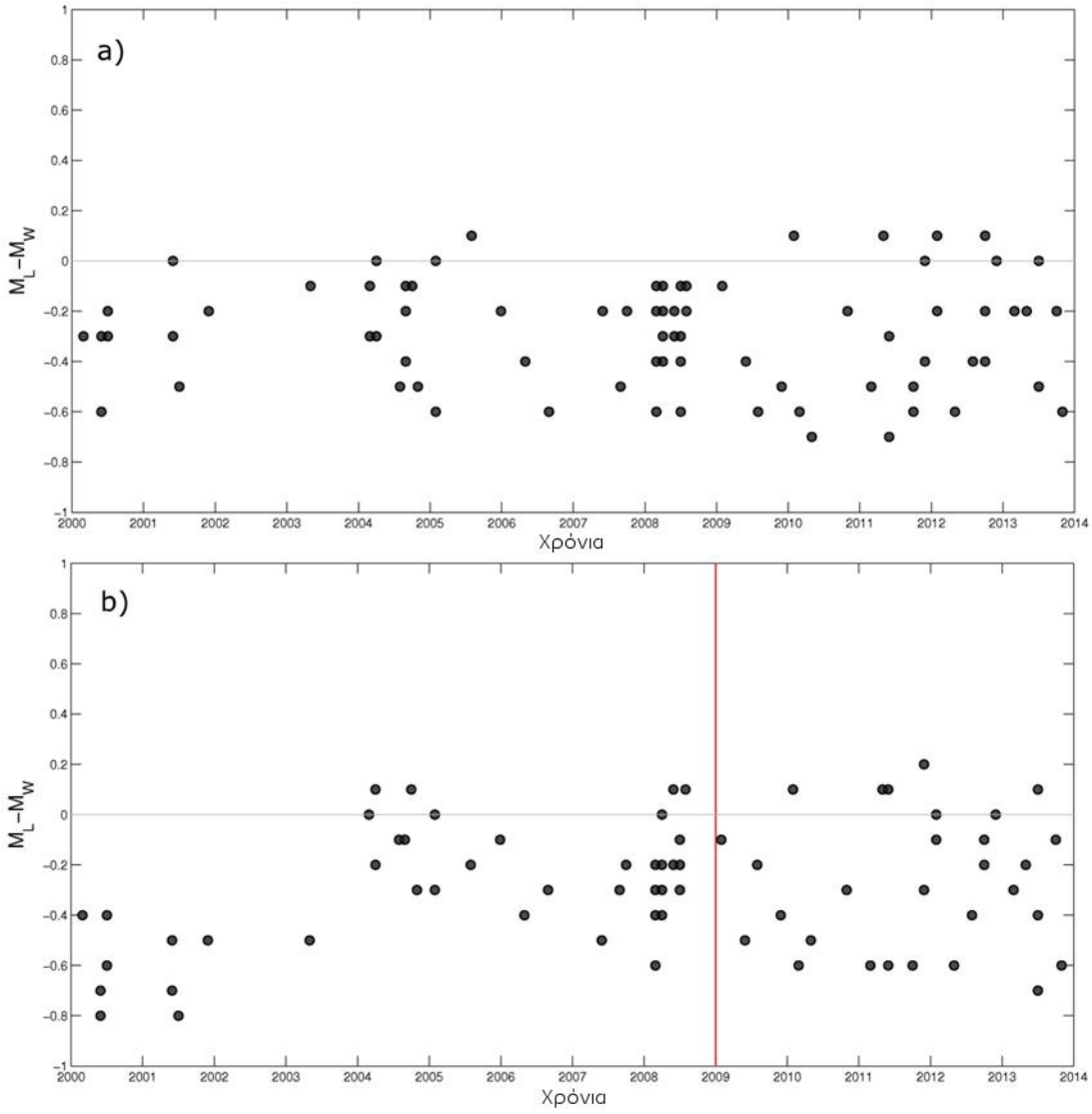
2.5.2 Διόρθωση μεγεθών με το μέσο μέγεθος

Η συγκεκριμένη εφαρμογή περιλαμβάνει την διόρθωση της μέσης διαφοράς των τοπικών μεγεθών από τα μηνιαία δελτία σεισμών από τις τιμές του μεγέθους σεισμικής ροπής (M_L-M_w). Για παράδειγμα, εάν υποθέσουμε πως υπολογίστηκε για το έτος 2000 ότι τα μηνιαία δελτία σεισμών κατά μέσο όρο υποεκτιμούν το μέγεθος κατά 0.2, τότε η διόρθωση θα είναι να προστεθεί 0.2 σε όλα τα μεγέθη των σεισμών από τα δελτία για το έτος 2000. Αντιμετωπίζεται με αυτό τον τρόπο το πρόβλημα της εξάρτησης της διαφοράς M_L-M_W με τον χρόνο.

Η διόρθωση γίνεται στα μεγέθη από τα δελτία σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH) για τους σεισμούς που έγιναν το χρονικό διάστημα 2000 - 2008, καθώς επίσης και στα μεγέθη των σεισμών από τα δελτία σεισμών του ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) για όλα τα έτη (2000-2013). Παρά το ότι έχει βρεθεί μια σχέση μεταξύ του τοπικού μεγέθους (M_L)

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

και του μεγέθους σεισμικής ροπής (M_W) για τα δυο σεισμολογικά κέντρα σε προηγούμενο κεφάλαιο (σχέσεις 2.1 και 2.2), έπρεπε να εξετασθεί αν υπάρχει χρονική εξάρτηση. Αυτό έγινε με την χαρτογράφηση των διαφορών M_L-M_W σε συνάρτηση με το χρόνο. Στο σχήμα 2.7a παρουσιάζεται η διαφορά αυτή για τα δεδομένα από το ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA). Παρά το γεγονός ότι τα δεδομένα παρουσιάζουν μια σημαντική διασπορά, δεν παρατηρείται κάποια ιδιαίτερη διακύμανση της μέσης τιμής. Από την άλλη μεριά φαίνεται να είναι σταθερή για όλο το χρονικό διάστημα. Δεν μπορεί να ειπωθεί το ίδιο και για τα δεδομένα από τον Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH) (Σχ. 2.7b) των οποίων η μέση τιμή φαίνεται να διαφοροποιείται σημαντικά σε συνάρτηση με το χρόνο.



Σχ. 2.7 Η διαφορά M_L - M_w ανά έτος a) για τα δεδομένα από τα μηνιαία δελτία σεισμών του ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) και b) για τα δεδομένα από τα μηνιαία δελτία σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH). Με κόκκινη το χρονικό όριο μέχρι το οποίο εφαρμόστηκε η διόρθωση μεγεθών με το μέσο μέγεθος για τα δεδομένα από το ΑΠΘ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Συνεπώς, στα μεγέθη από τα δελτία σεισμών του ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) μπορεί να εφαρμοστεί μια ενιαία διόρθωση στο σύνολο των δεδομένων, η οποία είναι ίση με τη μέση τιμή της διαφοράς M_L-M_w (+0.287). Για τα μεγέθη του δελτίου του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH), προκύπτει ότι δεν μπορεί να εφαρμοστεί μια ενιαία διόρθωση από το 2000 μέχρι το τέλος του 2008, που ορίζεται με την κόκκινη γραμμή, γιατί υπάρχουν σημαντικές διαφοροποιήσεις στην τιμή της διαφοράς M_L-M_w. Για το λόγο αυτό, το χρονικό διάστημα χωρίστηκε σε πέντε υποδιαστήματα, από τα οποία θα προκύψουν αντίστοιχα πέντε μέσες τιμές διόρθωσης. Οι διορθώσεις που εφαρμόστηκαν συνοψίζονται στον πίνακα 2.5. Οι διορθώσεις αυτές είναι ίσες και αντίθετες από τις μέσες τιμές της διαφοράς M_L-M_w.

Πίνακας 2.5 Διορθώσεις που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα των μηνιαίων δελτίων σεισμών του ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) και του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH) .

Διορθώσεις ανά Χρονικό Διάστημα	**NOA**	**AUTH**
2000 - 2003	+0.287	+0.590
2004	+0.287	+0.070
2005	+0.287	+0.150
2006	+0.287	+0.350
2007 - 2008	+0.287	+0.218
2009 - 2013	+0.287	+0.271

Από τον πίνακα 2.5 προκύπτει ότι η μέση τιμή της διαφοράς M_L-M_W, δηλαδή η διόρθωση, για τα μεγέθη από το ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) είναι ίδια με αυτήν που βρέθηκε από την σχέση 2.2. Οπότε, με γνωστές τις διορθώσεις που πρέπει να εφαρμοστούν στα μεγέθη των σεισμών μπορούν πλέον να προκύψουν τα τελικά διορθωμένα μεγέθη.

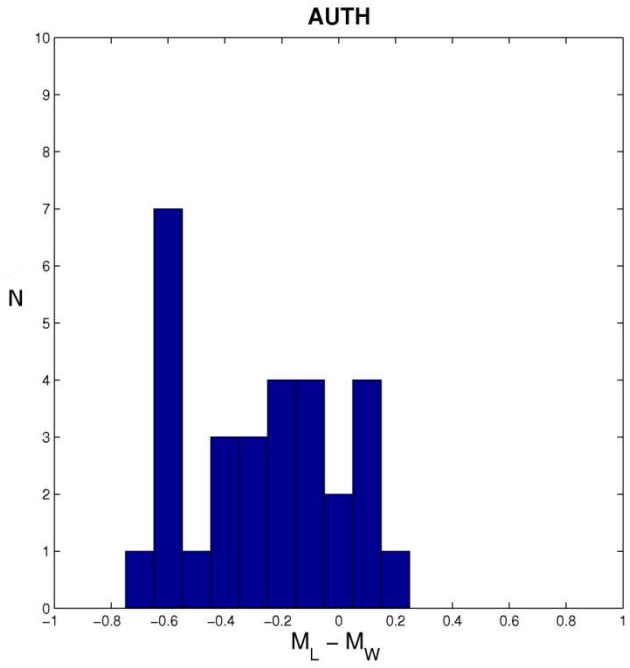
2.6 Αποτελέσματα

Ο τελικός κατάλογος αποτελείται από μεγέθη τα οποία είναι ισοδύναμα με την κλίμακα σεισμικής ροπής (M_{w*}). Στη συνέχεια γίνεται αξιολόγηση των αποτελεσμάτων για να διερευνηθεί κατά πόσο τα τελικά μεγέθη είναι αξιόπιστα και ακριβή. Τέλος, γίνεται μια σύγκριση μεταξύ των δυο μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν για την διόρθωση των μεγεθών. Η σύγκριση είναι αναγκαία διότι σε περίπτωση κατά την οποία τα αποτελέσματα των δυο μεθόδων δεν συμφωνούν μεταξύ τους, δημιουργείται αυτόματα και μια ανομοιογένεια στα δεδομένα, η οποία μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένα αποτελέσματα.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2.6.1 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της διόρθωσης των σταθμών

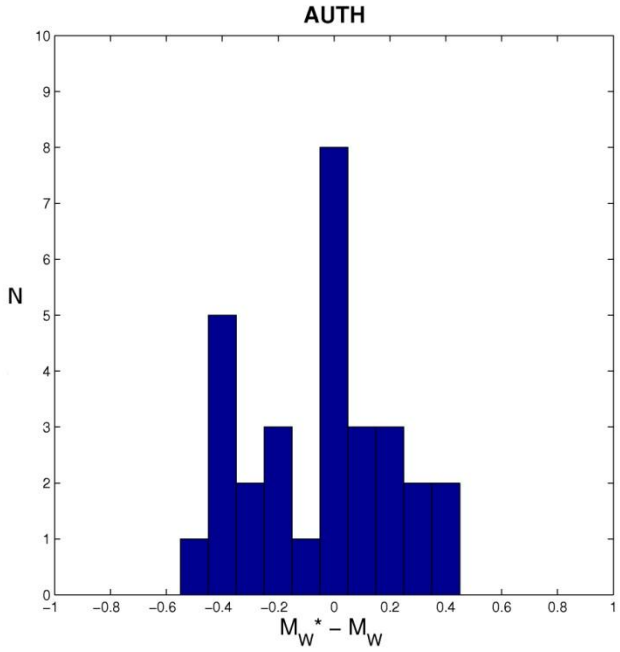
Για να πραγματοποιηθεί μια αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που έδωσε η διόρθωση των σταθμών, έγινε το ιστόγραμμα των διαφορών των αρχικών τιμών των μεγεθών (M_L) από τα μηνιαία δελτία του AUTH (M_{LAUTH}) από τις αντίστοιχες τιμές σεισμικής ροπής από το GCMT (M_{wGCMT}) για τους σεισμούς από τον πίνακα 2.1, που έγιναν το χρονικό διάστημα 2009-2013 (Σχ. 2.8). Η μέση διαφορά είναι περίπου ίση με -0.3, άρα οι τιμές της κλίμακας τοπικού μεγέθους (M_{LAUTH}) είναι υποεκτιμημένες κατά 0.3 περίπου της μονάδας μεγέθους. Παρατηρήθηκε ότι για ορισμένους ισχυρούς σεισμούς (πχ. 15/06/2013 M_w = 6.3 και 12/10/2013 M_w = 6.8) η διαφορά M_L-M_w είναι πολύ μεγάλη, -0.7 και -0.6 αντίστοιχα, γεγονός που πιθανώς να οφείλεται στον κορεσμό της κλίμακας τοπικού μεγέθους.



Σχ. 2.8 Ιστόγραμμα της διαφοράς (M_L - M_w) των τοπικών μεγεθών που έχουν καταγραφεί στα δελτία σεισμών του AUTH από τα μεγέθη σεισμικής ροπής (πίνακας 2.1) για το χρονικό διάστημα 2009-2013.

Στην συνέχεια δημιουργήθηκε ένα ιστόγραμμα (Σχ. 2.9) το οποίο συγκρίνει τις τελικές διορθωμένες τιμές των μεγεθών (M_{w*}) με τις τιμές των μεγεθών σεισμικής ροπής (M_w) από το GCMT.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

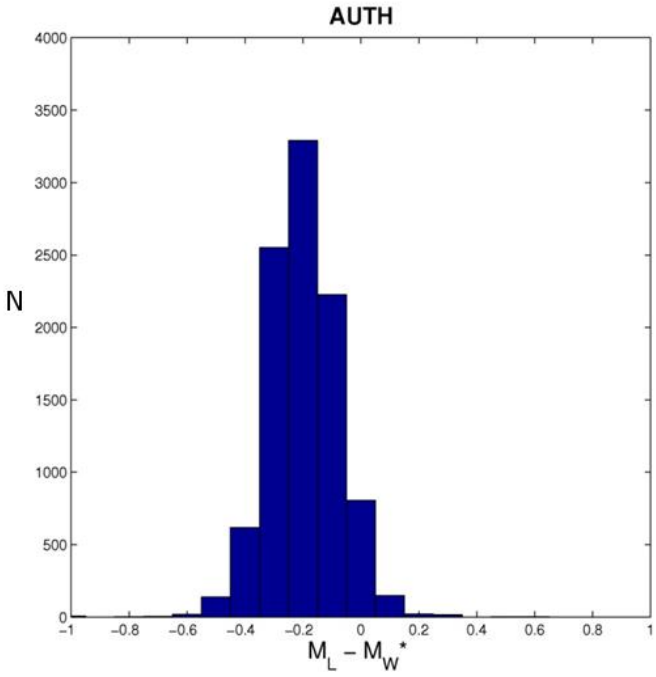


Σχ. 2.9 Ιστόγραμμα της διαφοράς των τελικών διορθωμένων τιμών των μεγεθών (Mw*) από τις τιμές μεγεθών (Mw) από το GCMT (Mw* - Mw) για το χρονικό διάστημα 2009-2013.

Από το σχήμα 2.9 φαίνεται σε γενικές γραμμές, αν και παρατηρείται μια αρκετά μεγάλη διασπορά, να υπάρχει μια καλή συμφωνία, με μια μέση τιμή ίση με 0. Αναμφισβήτητα, η χρήση περισσοτέρων δεδομένων θα έδινε ένα πιο αξιόπιστο αποτέλεσμα, όμως μια πιο λεπτομερής διερεύνηση του θέματος θα ήταν πέρα από τα πλαίσια της παρούσας εργασίας. Από τα σχήματα 2.8 και 2.9, επιβεβαιώνεται σε έναν βαθμό ότι η διαδικασία διόρθωσης ήταν σωστή, αφού τα τελικά διορθωμένα μεγέθη είναι κοντά στα M_w.

Επίσης, ενδιαφέρον θα παρουσίαζε να γίνει μια σύγκριση μεταξύ των τελικών διορθωμένων μεγεθών (M_{w*}) με τα αρχικά μεγέθη των σεισμών από τα μηνιαία δελτία του AUTH (M_{LAUTH}) για όλους τους σεισμούς που έγιναν το χρονικό διάστημα 2009-2013 (Σχ. 2.10).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



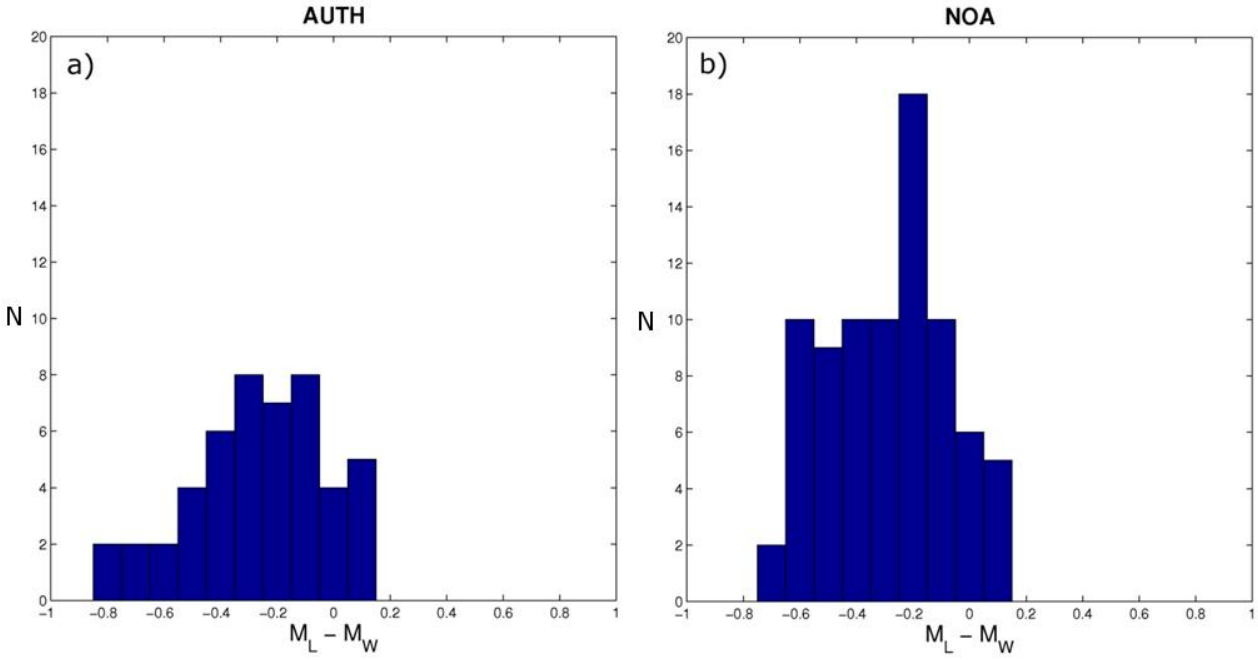
Σχ. 2.10 Ιστόγραμμα της διαφοράς (ML - Mw*) του συνόλου των τοπικών μεγεθών που έχουν καταγραφεί στα δελτία σεισμών του AUTH από τα τελικά διορθωμένα μεγέθη για το χρονικό διάστημα 2009-2013.

Από το σχήμα 2.10, μπορεί να φανεί το κατά πόσο διαφοροποιήθηκαν τα μεγέθη όλου του καταλόγου για το χρονικό διάστημα 2009 - 2013. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρείται ότι η μέση τιμή της διαφοράς είναι ίση με -0.2, δηλαδή προκύπτει ότι τα αρχικά μεγέθη του συνόλου των σεισμών αυξήθηκαν κατά μια μέση τιμή ίση με 0.2. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει την ορθότητα και την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων, αφού έχει δειχθεί ότι τα μεγέθη από τα μηνιαία δελτία σεισμών υπολογίζονταν συστηματικά μικρότερα από τα M_w.

2.6.2 Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της διόρθωσης με το μέσο μέγεθος

Για την αξιολόγηση των τελικών αποτελεσμάτων της διόρθωσης με το μέσο μέγεθος, δημιουργήθηκαν ιστογράμματα (Σχ. 2.11 και 2.12), στα οποία παρουσιάζεται η διαφορά των αρχικών τιμών των τοπικών μεγεθών από τα μηνιαία δελτία του AUTH για το χρονικό διάστημα 2000 - 2008 και του NOA για το χρονικό διάστημα 2000 - 2013, από τις αντίστοιχες τιμές σεισμικής ροπής από το GCMT.

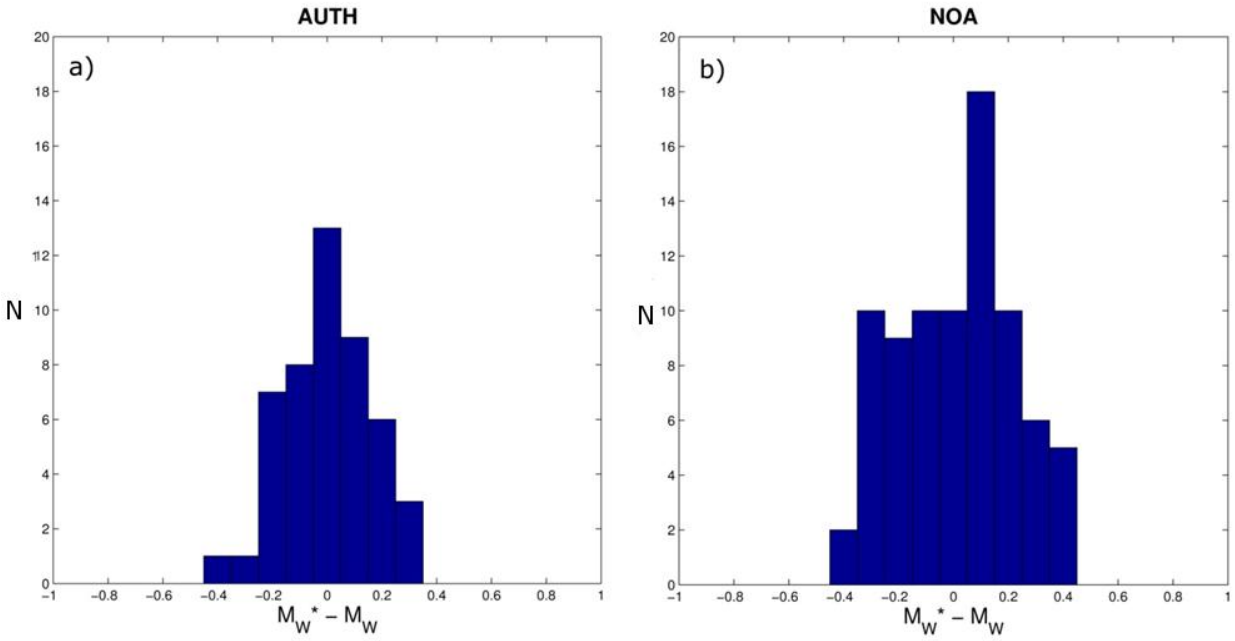
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.11 Ιστόγραμμα της διαφοράς M_L - M_W για τα δεδομένα από τα μηνιαία δελτία σεισμών a) του AUTH για το χρονικό διάστημα 2000-2008 και b) του NOA για το χρονικό διάστημα 2000-2013.

Από τα διαγράμματα του σχήματος 2.11, παρατηρείται για μια ακόμη φορά ότι τα τοπικά μεγέθη και από τα δύο Σεισμολογικά κέντρα είναι μικρότερα από τα M_w. Στο σχήμα 2.12 συγκρίνονται οι τελικές διορθωμένες τιμές των μεγεθών (M_{w*}) της μεθόδου διόρθωσης του μέσου μεγέθους με τις τιμές των μεγεθών σεισμικής ροπής (M_w) από το GCMT.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 2.12 Ιστογράμματα της διαφοράς των τελικών διορθωμένων τιμών των μεγεθών (M_{w*}) από τις τιμές μεγεθών σεισμικής ροπής (M_w) από το GCMT (M_{w*} - M_w) με τη χρήση της μεθόδου διόρθωσης με το μέσο μέγεθος a) για τα δεδομένα από το AUTH και το χρονικό διάστημα 2000-2008 και b) για τα δεδομένα από το NOA και το χρονικό διάστημα 2000-2013.

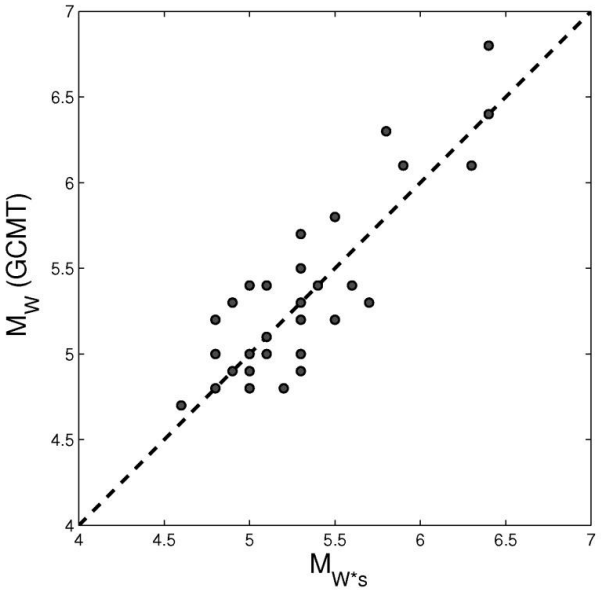
Από το σχήμα 2.12 προκύπτει ότι υπάρχει μια καλή συμφωνία των τελικών μεγεθών με τα μεγέθη σεισμικής ροπής. Αναλυτικότερα, για τα μεγέθη από το AUTH παρατηρείται ότι η κατανομή τους βελτιώνεται σημαντικά όσον αφορά και τον μέσο όρο αλλά και την τυπική απόκλιση. Έπειτα για τα μεγέθη από το NOA παρατηρείται απλά μια μετατόπιση της κατανομής όπως είναι και αναμενόμενο, αφού για τα δεδομένα αυτά εφαρμόστηκε μια διόρθωση στο σύνολό τους. Και σε αυτήν την περίπτωση, όπως και με τα αποτελέσματα από την μέθοδο διόρθωσης των σταθμών, παρατηρείται μια μεγάλη τυπική απόκλιση λόγω του μικρού αριθμού των δεδομένων.

2.6.3 Σύγκριση των δυο διορθώσεων

Επειδή δεν εφαρμόστηκε κοινός τρόπος διόρθωσης σε όλα τα δεδομένα, είναι απαραίτητο να εξετασθεί κατά πόσο συμφωνούν μεταξύ τους οι δυο διαφορετικές προσεγγίσεις. Για τον σκοπό αυτό, εφαρμόστηκε επιπλέον η διόρθωση από τις μέσες τιμές στα δεδομένα από τα δελτία του AUTH για το χρονικό διάστημα 2009 - 2013, δηλαδή στα ίδια δεδομένα στα οποία έχει εφαρμοστεί η διόρθωση στα μεγέθη που υπολογίστηκαν σε κάθε σταθμό.

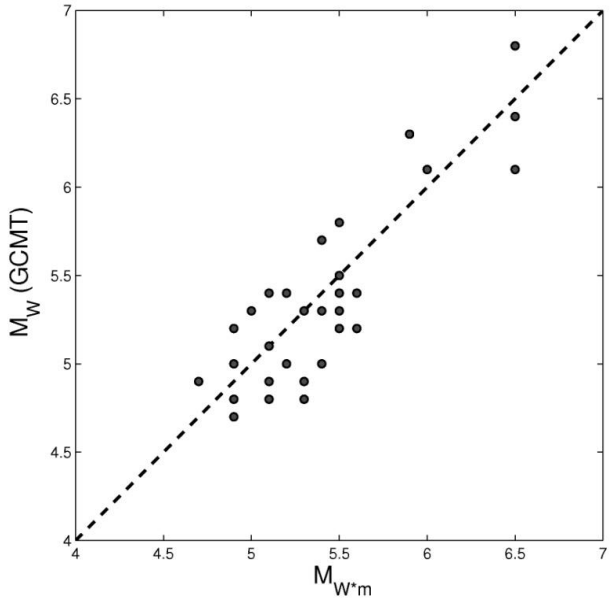
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Με σκοπό να συγκριθούν οι δύο διορθώσεις έγιναν συσχετίσεις, των τιμών των μεγεθών από την πρώτη διόρθωση, από τους σταθμούς, με τα μεγέθη της σεισμικής ροπής (M_w) από το GCMT (Σχ. 2.13), των τιμών των μεγεθών από την δεύτερη διόρθωση, από τις μέσες τιμές, με τα μεγέθη της σεισμικής ροπής (M_w) από το GCMT (Σχ. 2.14) και τέλος μεταξύ των τιμών των δύο διορθώσεων (Σχ. 2.15).



Σχ. 2.13 Τελικές διορθωμένες τιμές μεγεθών M_{w*s} ,όπως προέκυψαν από τη διόρθωση στα μεγέθη των σταθμών σε συνάρτηση με τις αντίστοιχες από τα τιμές μεγεθών M_w από το GCMT για το χρονικό διάστημα 2009-2013.

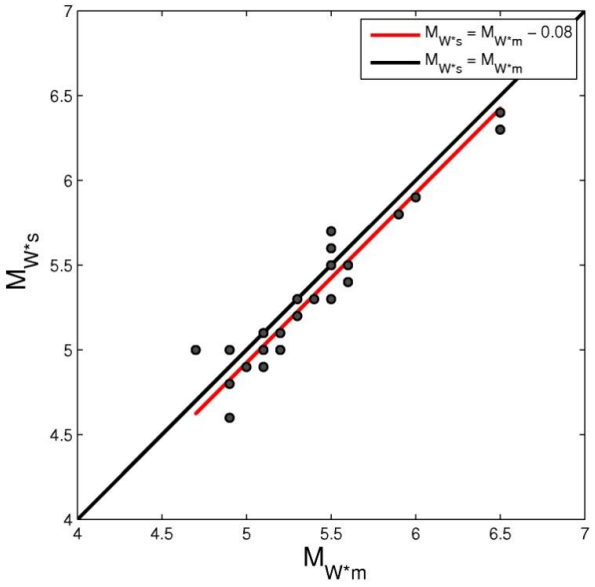
Γίνεται η σύγκριση των μεγεθών από την δεύτερη διόρθωση (από τις μέσες τιμές), με τα μεγέθη σεισμικής ροπής (M_w) από το GCMT.



02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Σχ. 2.14 Τελικές διορθωμένες τιμές μεγεθών M_{w*m} ,όπως προέκυψαν από τη διόρθωση από τις μέσες τιμές σε συνάρτηση με τις αντίστοιχες από τα τιμές μεγεθών M_w από το GCMT για το χρονικό διάστημα 2009-2013.

Από τα σχήματα 2.13 και 2.14, προκύπτει ότι και οι δυο διορθώσεις, δίνουν μεγέθη ισοδύναμα με αυτά της σεισμικής ροπής σε ικανοποιητικό βαθμό. Στο διάγραμμα του σχήματος 2.15, γίνεται η σύγκριση των τιμών των μεγεθών μεταξύ των δυο διορθώσεων που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη εργασία από το οποίο φαίνεται ότι υπάρχει σε καλή συμφωνία μεταξύ τους.



Σχ. 2.15 Σύγκριση των τιμών των μεγεθών όπως προέκυψαν από τις δυο διαφορετικές διορθώσεις για το χρονικό διάστημα 2009-2013. Η μαύρη γραμμή είναι για $M_{W*s} = M_{W*m}$ και η κόκκινη για την καλύτερη προσαρμογή με μια ευθεία με κλίση ίση με 1.0 με την χρήση της μεθόδου των ελάχιστων τετραγώνων.

Με την χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκε η καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα για ευθεία με κλίση ίση με b=1.0 και προέκυψε η σχέση :

$$M_{W*s} = M_{W*m} - 0.08, \qquad 4.6 \leq M_{W*s} \leq 6.4 \qquad (2.37)$$

Η οποία δείχνει ότι η μικρή διαφορά, 0.08 επιτρέπει τη χρήση οποιασδήποτε από τις δύο διαφορετικές διορθώσεις. Το αποτέλεσμα αυτό είναι ενθαρρυντικό για την αξιοπιστία και ακρίβεια των τελικών δεδομένων.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^{ο} : ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑΣ

3.1 Εισαγωγή

Πρώτο βήμα πριν από κάθε μελέτη σεισμικότητας είναι ο καθορισμός του μεγέθους πληρότητας των δεδομένων. Ως μέγεθος πληρότητας, M_c, ορίζεται το ελάχιστο μέγεθος στο οποίο το 100% των σεισμών έχει καταγραφεί από ένα δίκτυο σεισμολογικών σταθμών (Rydelek and Sacks, 1989; Taylor et al., 1990; Wiemer and Wyss, 2000). Ο ορισμός αυτός υποθέτει ότι ένα ποσοστό των σεισμών με μεγέθη μικρότερα από το M_c, δεν καταγράφονται από το δίκτυο: (1) επειδή είναι πολύ μικροί για να καταγραφούν σε αρκετούς σταθμούς, (2) επειδή οι χειριστές των δικτύων αποφάσισαν ότι οι σεισμοί κάτω από ένα συγκεκριμένο όριο δεν θα αναλύονται, ή (3) στην περίπτωση μιας μετασεισμικής ακολουθίας, επειδή είναι πολύ μικροί για να ανιχνευτούν εντός των κυμάτων ουράς μεγαλύτερων σεισμών (Woessner and Wiemer, 2005).

Η σωστή εκτίμηση του M_c είναι κρίσιμη, καθώς μια μεγαλύτερη τιμή από την κανονική οδηγεί σε υποδειγματοληψία των δεδομένων, απορρίπτοντας χρήσιμα δεδομένα, ενώ μια χαμηλότερη τιμή οδηγεί σε λανθασμένο προσδιορισμό των σεισμικών παραμέτρων από τη χρήση ατελών δεδομένων.

Επιπλέον ο καθορισμός του M_c υποθέτει ότι, η κατανομή των μεγεθών των σεισμών για συγκεκριμένη σεισμική ζώνη κατά την διάρκεια οποιουδήποτε χρονικού διαστήματος ακολουθεί ένα γενικό νόμο δύναμης, σύμφωνα με τον οποίο ο αριθμός των μικρών σεισμών είναι μεγαλύτερος από αυτόν των μεγάλων. Οι Gutenberg and Richter (1944) πρότειναν τη σχέση μεταξύ του αριθμού των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Σύμφωνα με τον νόμο αυτό ο αριθμός, n, των σεισμών μεγέθους M±ΔM, που γίνονται σε ορισμένο χώρο και χρονικό διάστημα συνδέεται με το μέγεθος με την σχέση $\log n = a' - bM$, όπου a΄, b, είναι παράμετροι. Από την συχνότητα, n, υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα, N, και ο νόμος εκφράζεται με τη σχέση:

$$\log N = a_t - bM \qquad (3.1)$$

όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M.

Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού του εστιακού χώρου ενώ η παράμετρος a_t εξαρτάται από την σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν, S, της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί και αντιστοιχεί στο λογάριθμο του αριθμού των σεισμών με

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

μέγεθος M≥0. Η παράμετρος b αποτελεί μια ποσοτική μονάδα μέτρησης της κατανομής των μεγεθών των σεισμών και έχει τιμή συνήθως ίση με την μονάδα αλλά έχουν υπολογιστεί και διαφορετικές τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 0.5 και 1.5.

Η παράμετρος a_t συνήθως ανάγεται σε χρονικό διάστημα ενός έτους, οπότε η ανηγμένη τιμή της, a, δίνεται από την σχέση:

$$a = a_t - \log t \tag{3.2}$$

όπου t είναι ο χρόνος σε έτη.

Συνεπώς, για το χρονικό διάστημα ενός έτους η σχέση (3.1) γίνεται:

$$\log N = a - bM \tag{3.3}$$

Επίσης για να γίνει σύγκριση της σεισμικότητας δύο περιοχών ανάγεται σε μονάδα επιφάνειας (συνήθως στα 10.000km^2). Η παράμετρος b είναι μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους της Σεισμολογίας. Η σημασία της οφείλεται στο γεγονός ότι μπορεί να περιγράψει τον βαθμό της ομοιογένειας των υλικών και την κατάσταση των τάσεων που επικρατούν στην εστιακή περιοχή (Mogi 1963, Scholz 1968), να χρησιμοποιηθεί για προβλήματα σεισμικότητας (Allen et al., 1965, Karnik 1969), όπως επίσης και για προβλήματα που σχετίζονται με την πρόγνωση των σεισμών (Suyehiro 1976, Wyss and Lee 1973, Papazachos 1975).

3.2 Προηγούμενη έρευνα

Πολλές προηγούμενες μελέτες επιχείρησαν να καθορίσουν το μέγεθος πληρότητας σεισμολογικών δεδομένων (Hutton et al., 2010; Leptokaropoulos, 2013; Mignan and Chouliaras, 2013), καθώς και τις τιμές της παραμέτρου b (Hatzidimitriou et al., 1984).

Ο Hatzidimitriou και οι συνεργάτες του (1984) χώρισαν τη ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου σε 21 σεισμικές ζώνες βασιζόμενοι σε σεισμοτεκτονικά κριτήρια και υπολόγισαν τις τιμές της παραμέτρου b για την κάθε ζώνη. Σκοπός της εργασίας ήταν να βρεθεί πιθανή συσχέτιση των αποτελεσμάτων με την γεωλογία της περιοχής.

Ο Hutton και οι συνεργάτες του (2010) παρουσίασαν την ιστορία και την εξέλιξη του σεισμολογικού δικτύου της Νότιας Καλιφόρνιας (SCSN) από το 1932 μέχρι το 2008. Για τον σκοπό αυτό υπολόγισαν τις τιμές του μεγέθους πληρότητας, M_c, και της παραμέτρου b σε συνάρτηση τον χρόνο και έδειξαν ότι το μέγεθος πληρότητας μειώθηκε

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

σημαντικά με τον χρόνο λόγω της λειτουργίας νέων σεισμολογικών σταθμών και κατά συνέπεια την πυκνότερη κατανομή αυτών.

Ο Leptokaropoulos και οι συνεργάτες του (2013) υπολόγισαν τις χωροχρονικές διακυμάνσεις της τιμής του μεγέθους πληρότητας, M_c, με σκοπό να ερευνήσουν την εξέλιξη της ανιχνευσιμότητας του σεισμολογικού δικτύου της περιοχής της δυτικής Τουρκίας. Για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας πρότειναν την τροποποιημένη μέθοδο καλής προσαρμογής (MGFT), η οποία στηρίζεται στη μέθοδο καλής προσαρμογής (GFT) που έχει προταθεί από τους Wiemer and Wyss (2000). Επίσης υπολόγισαν και τις τιμές των σεισμικών παραμέτρων a και b.

Οι Mignan and Chouliaras (2013) παρουσίασαν μια αναλυτική χωροχρονική ανάλυση της εξέλιξης του Ελληνικού σεισμολογικού δικτύου. Εξετάζοντας την ανιχνευσιμότητα του δικτύου με τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας, M_c.

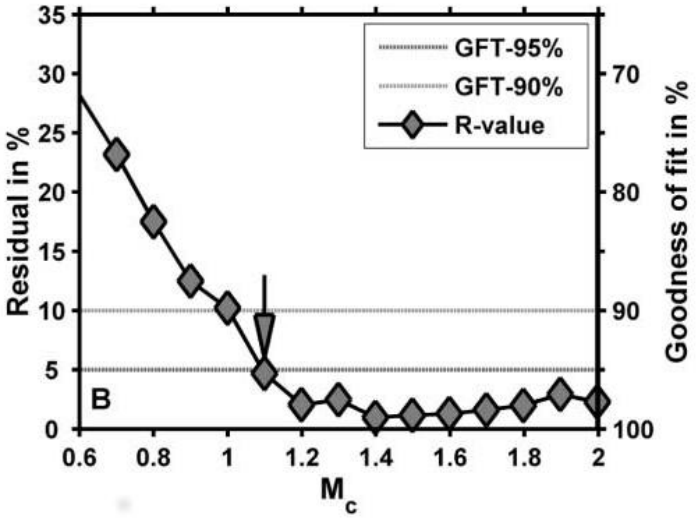
3.3 Μεθοδολογία

Για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας υπάρχουν δυο κατηγορίες μεθόδων. Η πρώτη βασίζεται στις ιδιότητες του σεισμολογικού δικτύου (Schorlemmer and Woessner; 2008, Mignan et al., 2011), ενώ η δεύτερη στηρίζεται στους καταλόγους σεισμών. Υπάρχουν δυο ομάδες μεθόδων εκτίμησης του μεγέθους πληρότητας που βασίζονται στους καταλόγους σεισμών. Η πρώτη θεωρεί ότι το όριο ανιχνευσιμότητας των σεισμών γίνεται χαμηλότερο κατά την διάρκεια της νύχτας, επειδή μειώνεται ο θόρυβος. Επομένως, το μέγεθος πληρότητας καθορίζεται υπολογίζοντας τον λόγο της συχνότητας των σεισμών που έγιναν την ημέρα προς αυτούς που έγιναν τη νύχτα (Rydelek and Sacks, 1989; Taylor et al., 1990). Η δεύτερη υποθέτει την αυτοομοιότητα της διαδικασίας γένεσης των σεισμών. Με τον τρόπο αυτό η κατανομή συχνότητας-μεγέθους των σεισμών μπορεί να προσομοιωθεί από τον νόμο δύναμης των Gutenberg-Richter (G-R). Κάποιες από αυτές που υποθέτουν την αυτοομοιότητα στην γένεση των σεισμών είναι η μέθοδος συνολικού εύρους μεγεθών (EMR) των Ogata and Katsura (1993), η μέθοδος μέγιστης καμπυλότητας (MAXC) των Wiemer and Wyss (2000), η δοκιμή καλής προσαρμογής (GFT) των Wiemer and Wyss (2000) και η τροποποιημένη δοκιμή καλής προσαρμογής (MGFT) του Λεπτοκαρόπουλου και των συνεργατών του (2013). Στην παρούσα εργασία θα περιγραφούν με λεπτομέρεια μόνο οι δυο τελευταίες.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

3.3.1 Μέθοδος δοκιμής καλής προσαρμογής (GFT)

Με τη μέθοδο καλής προσαρμογής (GFT) υπολογίζεται η τιμή της απόλυτης διαφοράς του αριθμού του σεισμών μεταξύ πραγματικών και συνθετικών κατανομών (Wiemer και Wyss, 2000). Οι συνθετικές κατανομές υπολογίζονται με την χρήση των παραμέτρων a και b των πραγματικών δεδομένων για μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα από ένα ελάχιστο μέγεθος. Η απόλυτη διαφορά, R, καθορίζει το ποσοστό της συμφωνίας με τα πραγματικά δεδομένα και υπολογίζεται ως συνάρτηση του ελάχιστου μεγέθους, M_{co}. Οι δυο οριζόντιες γραμμές (Σχ. 3.1) καθορίζουν την τιμή της απόλυτης διαφοράς, R για την οποία το 90% και το 95% των πραγματικών δεδομένων μπορεί να προσομοιωθεί από τον συγκεκριμένο νόμο δύναμης.



Σχ. 3.1 Παράδειγμα υπολογισμού του μεγέθους πληρότητας με την μέθοδο δοκιμής καλής προσαρμογής (GFT) (Woessner and Wiemer, 2005).

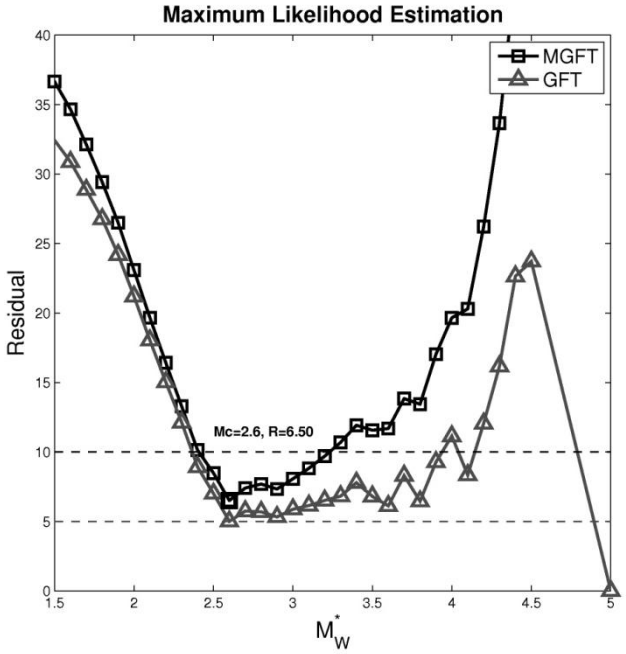
Στο σχήμα 3.1 φαίνεται ένα παράδειγμα με την επιλογή του M_c να δηλώνεται από το βέλος στο σημείο όπου η τιμή του R βρίσκεται κάτω από την οριζόντια γραμμή στην οποία το 95% των συνθετικών δεδομένων συμφωνεί με τα πραγματικά. Το μέγεθος πληρότητας δεν αντιστοιχεί στην ελάχιστη τιμή του R αλλά στην μικρότερη τιμή του μεγέθους για την οποία το R είναι κάτω από την οριζόντια γραμμή με συμφωνία 90% ή 95%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

3.3.2 Τροποποιημένη μέθοδος δοκιμής καλής προσαρμογής (MGFT)

Η μέθοδος αυτή για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας, M_c, βασίζεται στη δοκιμή καλής προσαρμογής (Goodness of Fit) των Wiemer και Wyss (2000) και προτάθηκε ως η τροποποιημένη δοκιμή καλής προσαρμογής (Modified Goodness of Fit) από τον Λεπτοκαρόπουλο και τους συνεργάτες του (2013). Σύμφωνα με αυτήν την μέθοδο, δημιουργείται ένα συνθετικό πλήθος δεδομένων από N σεισμούς με κατανομή τυχαίων αριθμών σύμφωνα με το νόμο G-R (Zechar, 2010). Το N είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με $M \geq M_i$ των πραγματικών δεδομένων. Μετά από k αριθμό επαναλήψεων της διαδικασίας, έχουν προκύψει k συνθετικοί κατάλογοι. Επιλέχθηκε η τιμή του k να είναι ίση με 1000 και αντί της σύγκρισης μεταξύ πραγματικών και θεωρητικών δεδομένων (GFT μέθοδος), δημιουργούνται 1000 συνθετικοί κατάλογοι οι οποίοι αποτελούνται από τυχαίους σεισμούς με τον ίδιο αριθμό δεδομένων και την ίδια κατανομή μεγεθών, για κάθε διάστημα μεγέθους. Οπότε εισάγεται μια ακόμη παράμετρος, η οποία είναι ο ρυθμός γένεσης των σεισμών σε κάθε διάστημα μεγέθους. Οι παράμετροι a και b του νόμου G-R υπολογίστηκαν σύμφωνα με την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) του Aki (1965), για όλους τους σεισμούς με $M_i \leq M \leq M_{max}$. Πρόεκυψε μια μέση τιμή της διαφοράς μεταξύ των συνθετικών δεδομένων και των πραγματικών δεδομένων. Στη συνέχεια όλη η διαδικασία επαναλήφτηκε με το M_{i+1} τώρα ως το ελάχιστο μέγεθος. Γίνεται υπολογισμός των νέων τιμών των παραμέτρων a και b, αυτήν τη φορά για σεισμούς με $M \geq M_{i+1}$. Υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ της πραγματικής κατανομής συχνότητας-μεγέθους (FMD) και των συνθετικών καταλόγων για κάθε διάστημα μεγέθους (Σχ. 3.2). Η γκρι γραμμή παριστάνει τη διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας ως συνάρτηση του μεγέθους (GFT). Η μαύρη γραμμή παριστάνει τη μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με το νόμο δύναμης που αναφέρθηκε προηγουμένως (MGFT). Οι διαφορές είναι υψηλές, αλλά υπάρχει ένα εμφανές ελάχιστο σημείο στο M=2.6. Έτσι αντί να λαμβάνεται υπόψη ένα αυθαίρετα επιλεγμένο επίπεδο εμπιστοσύνης, εφαρμόζεται ένα πιο αντικειμενικό κριτήριο.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 3.2 Παράδειγμα υπολογισμού του μεγέθους πληρότητας με την τροποποιημένη μέθοδο δοκιμής καλής προσαρμογής (MGFT). Η γκρι γραμμή παριστάνει τη διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας ως συνάρτηση του μεγέθους (GFT). Η μαύρη γραμμή παριστάνει τη μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με το νόμο δύναμης που αναφέρθηκε προηγουμένως (Leptokaropoulos et al., 2013).

Όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2, η διαφορά μεταξύ της κατανομής του νόμου δύναμης και των τυχαίων σεισμών που ακολουθούν την ίδια κατανομή, αρχίζει να γίνεται σημαντική για μεγέθη μεγαλύτερα από περίπου 3.5. Αυτό υποδηλώνει ότι όταν το δείγμα δεδομένων μικραίνει (κάτι που συμβαίνει στα μεγαλύτερα μεγέθη) ακόμη και οι συνθετικοί κατάλογοι αποτυγχάνουν να προσομοιώσουν τη θεωρητική κατανομή επαρκώς εξαιτίας του ανεπαρκούς αριθμού των δεδομένων και έτσι δεν είναι ξεκάθαρο αν τα πραγματικά δεδομένα προσεγγίζουν το νόμο G-R συμπτωματικά. Για αυτό το λόγο οι χαμηλές διαφορές της γκρι γραμμής στα υψηλότερα μεγέθη είναι πιο πιθανό να μην είναι πραγματικές αλλά να πρόεκυψαν από τον ανεπαρκή αριθμό των δεδομένων (τυχαίες διακυμάνσεις) και όχι μια απόδειξη για ικανοποιητική συμφωνία. Από την άλλη η μαύρη γραμμή είναι απαλλαγμένη από τέτοια τεχνητά σφάλματα επειδή λαμβάνει υπόψη το μέγεθος του δείγματος σε κάθε εύρος μεγεθών καταδεικνύοντας έτσι ένα ελάχιστο ακρότατο το οποίο ανταποκρίνεται στο μέγεθος πληρότητας.

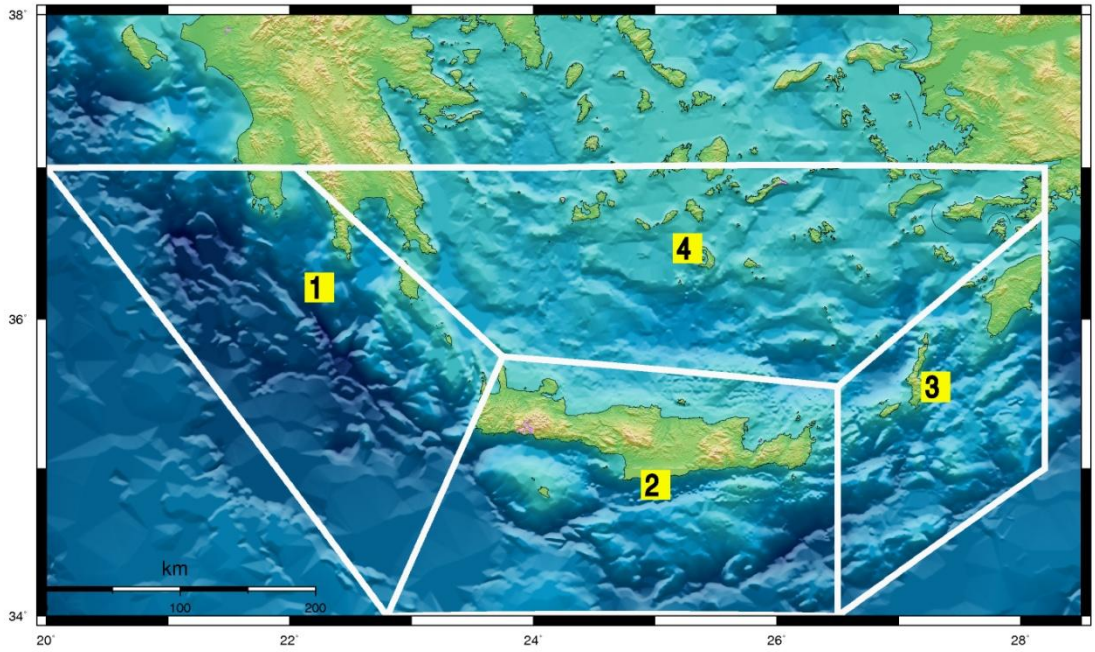
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

3.3.3 Τρόπος καθορισμού της παραμέτρου b

Ο υπολογισμός των παραμέτρων a και b γίνεται όπως περιγράφηκε και προηγουμένως με την χρήση της μεθόδου εκτίμησης μέγιστης πιθανοφάνειας (Aki, 1965), κατά την διάρκεια εφαρμογής της τροποποιημένης δοκιμής καλής προσαρμογής (Modified Goodness of Fit) για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας. Εναλλακτική μέθοδος που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b είναι αυτή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων.

3.4 Αποτελέσματα

Για να πραγματοποιηθεί ο υπολογισμός του μεγέθους πληρότητας, M_c, καθώς και οι χωροχρονικές του διακυμάνσεις, εφαρμόστηκαν τα ακόλουθα βήματα. Πρώτον, χωρίστηκε η περιοχή μελέτης σε τέσσερις ζώνες όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3. Η επιλογή των συγκεκριμένων ζωνών κρίθηκε ότι εξυπηρετεί τις ανάγκες της παρούσας εργασίας και έγινε με βάση την σεισμικότητα και την κατανομή του σεισμολογικού δικτύου, δηλαδή το πόσο κοντά σε κάθε περιοχή βρίσκονται σεισμολογικοί σταθμοί και ποια είναι η αζιμουθιακή κάλυψη της κάθε περιοχής. Δεν ήταν δυνατό να γίνει λεπτομερέστερος χωρισμός γιατί με αυτό τον τρόπο μειώνεται σημαντικά ο αριθμός των διαθέσιμων σεισμών.

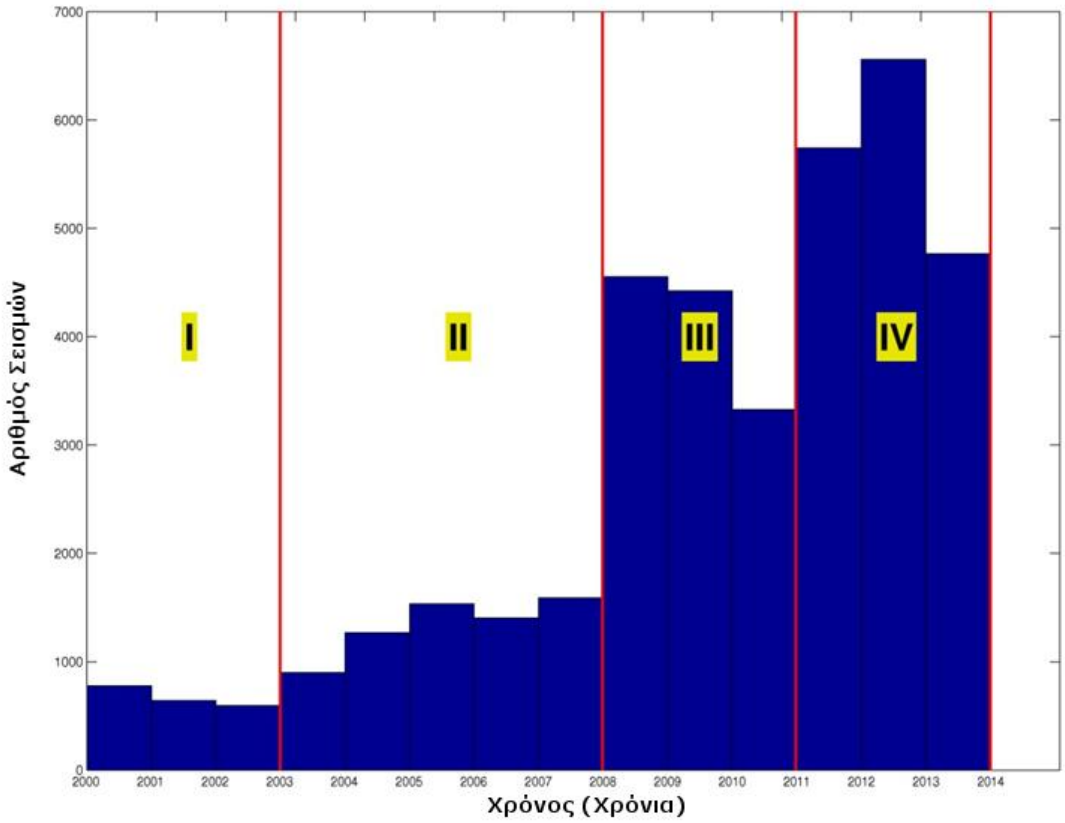


Σχ. 3.3 Οι τέσσερις ζώνες στις οποίες χωρίστηκε η περιοχή έρευνας.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Δεύτερον, για να υπολογιστούν οι χρονικές μεταβολές του μεγέθους πληρότητας, M_c για την περιοχή του Νοτίου Αιγαίου για το χρονικό διάστημα 2000-2013 επιλέχθηκαν τέσσερα χρονικά διαστήματα για τα οποία υπάρχει ένας σχετικά σταθερός ρυθμός καταγραφής των σεισμών, δηλαδή ο αριθμός των σεισμών που έχουν καταγραφεί ανά έτος είναι περίπου ίδιος. Έπειτα από δοκιμές και σύμφωνα με το σχήμα 3.4 καταλήξαμε στα εξής χρονικά διαστήματα ([2000-2002], [2003-2007], [2008-2010] και [2011-2013]) για τον καθορισμό του μεγέθους πληρότητας.

Στο σχήμα 3.4, παρατηρείται μια αύξηση του αριθμού των σεισμών αρχικά μετά το 2008 και έπειτα μια μεγαλύτερη μετά το 2011. Αυτό οφείλεται στη βελτίωση των μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων και την πύκνωση των σεισμολογικών δικτύων, αποτέλεσμα της ενοποίησης των σεισμολογικών δικτύων που βρίσκονται στην Ελλάδα και την ενσωμάτωση δεδομένων από σεισμολογικούς σταθμούς γειτονικών χωρών.



Σχ. 3.4. Κατανομή του αριθμού των σεισμών ανά έτος για ολόκληρη την περιοχή μελέτης. Με κόκκινο συμβολίζεται το χρονικό όριο της κάθε υποπεριόδου.

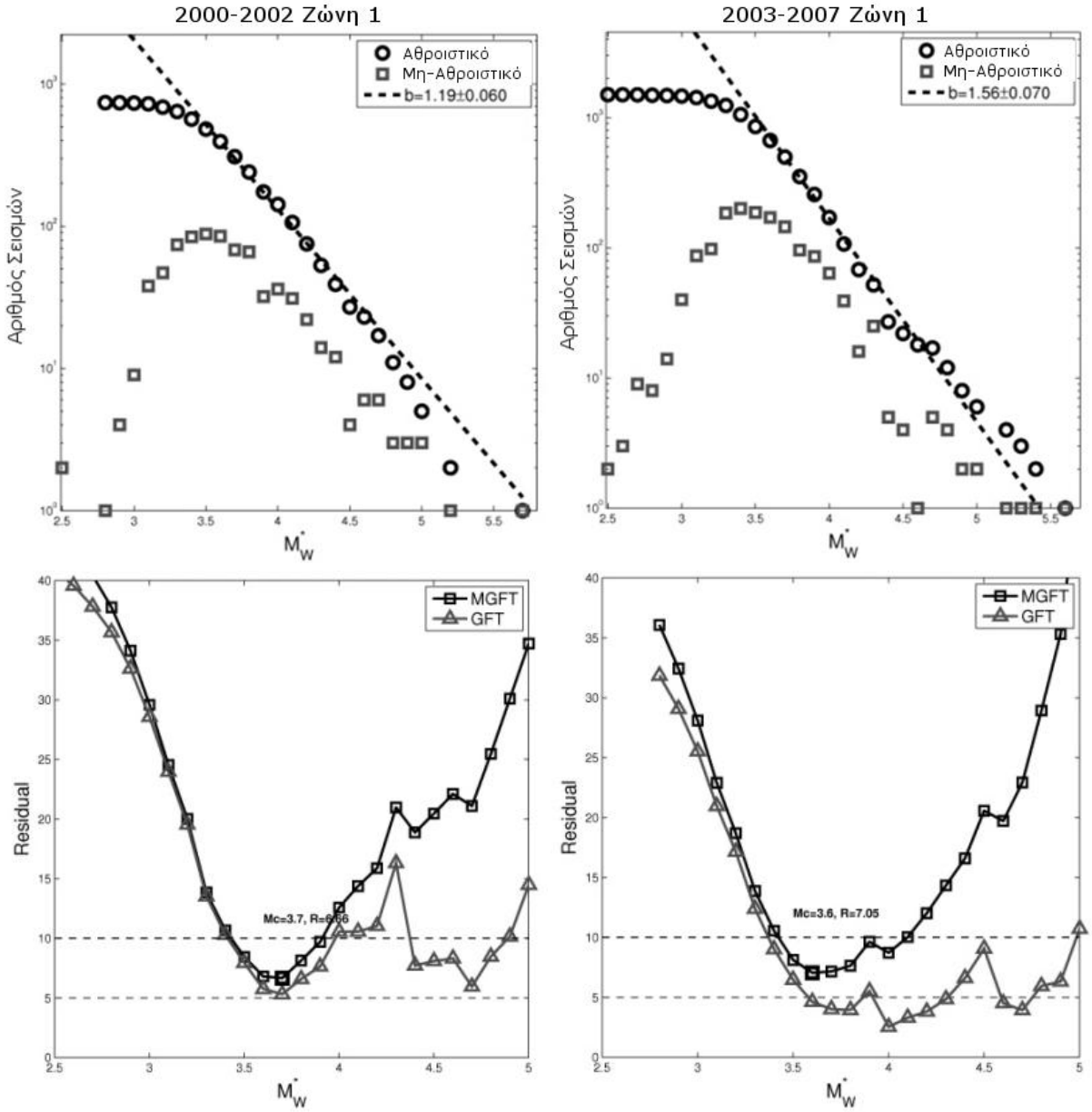
Οι τιμές των μεγεθών πληρότητας για την κάθε σεισμική ζώνη, στο κάθε χρονικό διάστημα που προέκυψαν με την χρήση της μεθόδου MGFT, παρουσιάζονται στα επόμενα σχήματα (3.5, 3.6, 3.7 και 3.8). Επίσης, επιχειρήθηκε σύγκριση των αποτελεσμάτων της

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

μεθόδου που χρησιμοποιήθηκε (MGFT) με αυτά της GFT. Η διαφοροποίηση μεταξύ των δύο μεθόδων βρίσκεται στο ότι με την MGFT το M_c προσδιορίζεται από το μέγεθος με την ελάχιστη διαφορά ενώ με την GFT το M_c ορίζεται ως το ελάχιστο μέγεθος για το οποίο η διαφορά γίνεται μικρότερη από ένα συγκεκριμένο όριο (10 ή 5 %). Το όριο αυτό τέθηκε στην παρούσα εργασία να είναι το 5% (GFT 95%). Στις περιπτώσεις όπου δεν επιτυγχάνεται αυτό το όριο θα λαμβάνεται ως M_c το μέγεθος εκείνο με την ελάχιστη τιμή διαφοράς (GFT min).

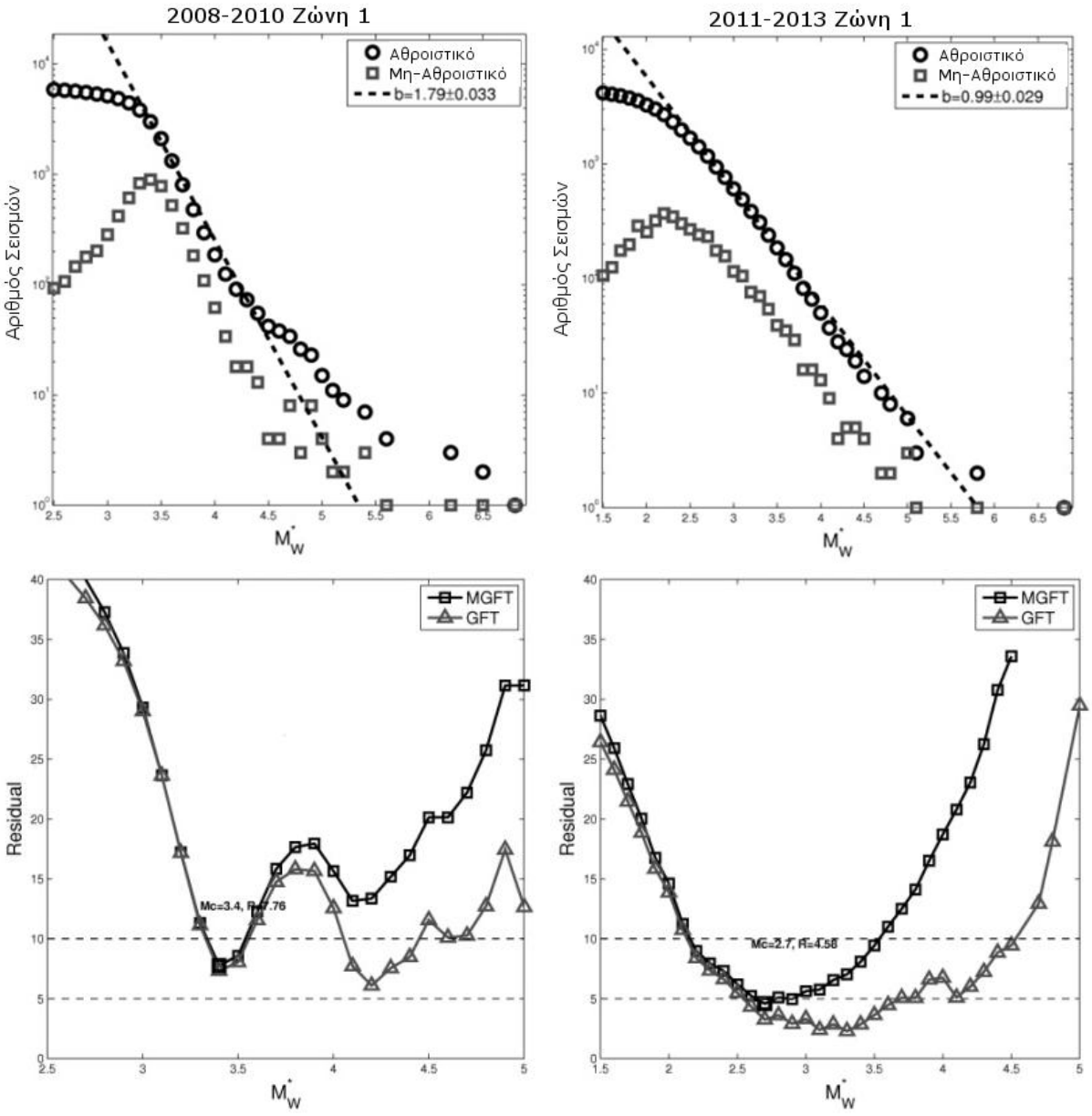
Για την ζώνη 1 (Σχ. 3.5) σε δύο από τις τέσσερις περιπτώσεις (2000-2002 και 2008-2010) η διαφορά δεν πέφτει κάτω από το 5%, αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι υπολογισμοί γίνονται για μικρά χρονικά διαστήματα όπου ο αριθμός των δεδομένων είναι περιορισμένος. Σε αυτές όμως που το όριο του 95% έχει ξεπεραστεί η GFT δίνει παρόμοιες τιμές με την MGFT. Στην ζώνη 2 (Σχ. 3.6) για μια ακόμη φορά η διαφορά δεν πέφτει κάτω από το 5% σε δυο από τις τέσσερις περιπτώσεις (2000-2002 και 2008-2010). Για το δεύτερο χρονικό διάστημα (2003-2007) οι μέθοδοι GFT και MGFT δίνουν σχεδόν όμοια τιμή (0.1 διαφορά). Στο τελευταίο χρονικό διάστημα (2011-2013) η MGFT δίνει την πιο συντηρητική τιμή (2.8). Στη ζώνη 3 πάλι η διαφορά δεν πέφτει κάτω από το 5% σε δυο από τις τέσσερις περιπτώσεις (2000-2002 και 2011-2013). Στο τρίτο χρονικό διάστημα (2008-2010) παρατηρείται ότι η διαφορά γίνεται μικρότερη από το 5% για υψηλότερα μεγέθη (M=3.8). Η τιμή αυτή είναι πιο πιθανό να μην είναι πραγματική αλλά να πρόεκυψε από ανεπαρκή αριθμό δεδομένων (τυχαίες διακυμάνσεις), για το λόγο αυτό κρατήθηκε ως M_c το ελάχιστο μέγεθος με την μικρότερη διαφορά (M=3.4). Τέλος για την ζώνη 4 οι τιμές των δύο μεθόδων είναι πάλι παρόμοιες, με τις μεταξύ τους διαφορές να φθάνουν μέχρι και 0.2. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι τιμές των M_c που προέκυψαν από τις δύο μεθόδους για το τρίτο χρονικό διάστημα (2008-2010), καθώς η περίπτωση αυτή αποτελεί την μοναδική στην οποία η GFT μέθοδος δίνει μεγαλύτερη τιμή (κατά 0.1) από την MGFT μέθοδο. Παρατηρήθηκε ότι αν και σε αρκετές περιπτώσεις η συμφωνία των δεδομένων δεν ξεπερνά το όριο 95%, σε όλες τις περιπτώσεις ξεπερνά το όριο 90%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



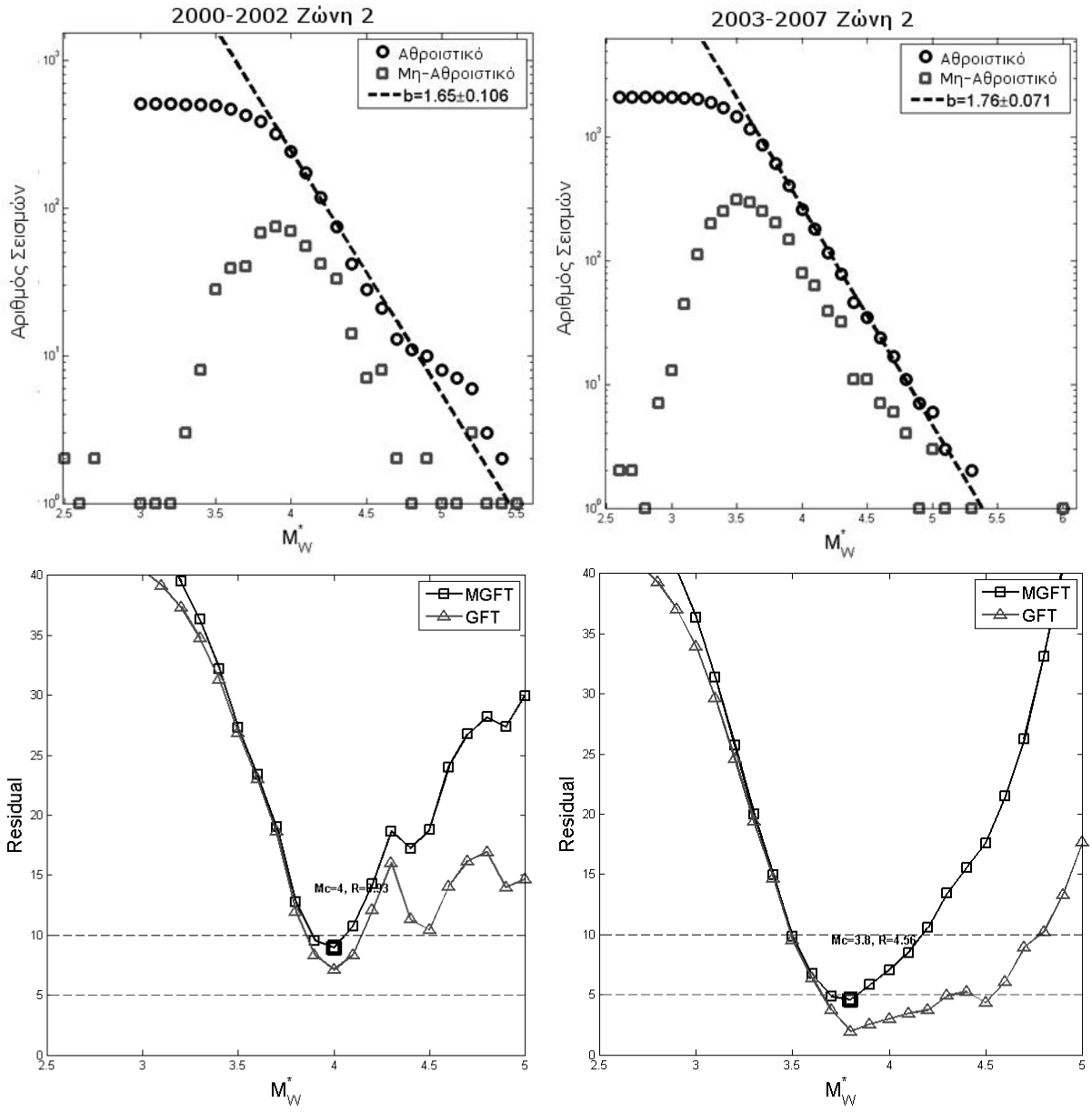
Σχ. 3.5 Αθροιστική (κύκλοι) και απλή (τετράγωνα) συχνότητα σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, της Ζώνης 1, για τα τέσσερα χρονικά διαστήματα (επάνω πλαίσιο). Με την διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η καμπύλη καλύτερης προσαρμογής όπως προέκυψε από την MGFT μέθοδο (κάτω πλαίσιο). Η γκρι γραμμή παρουσιάζει την διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) ως συνάρτηση του μεγέθους (GFT). Η μαύρη γραμμή δηλώνει την μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με τον MGFT νόμο δύναμης. Οι δυο οριζόντιες διακεκομμένες γραμμές καταδεικνύουν την διαφορά 5% και 10%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



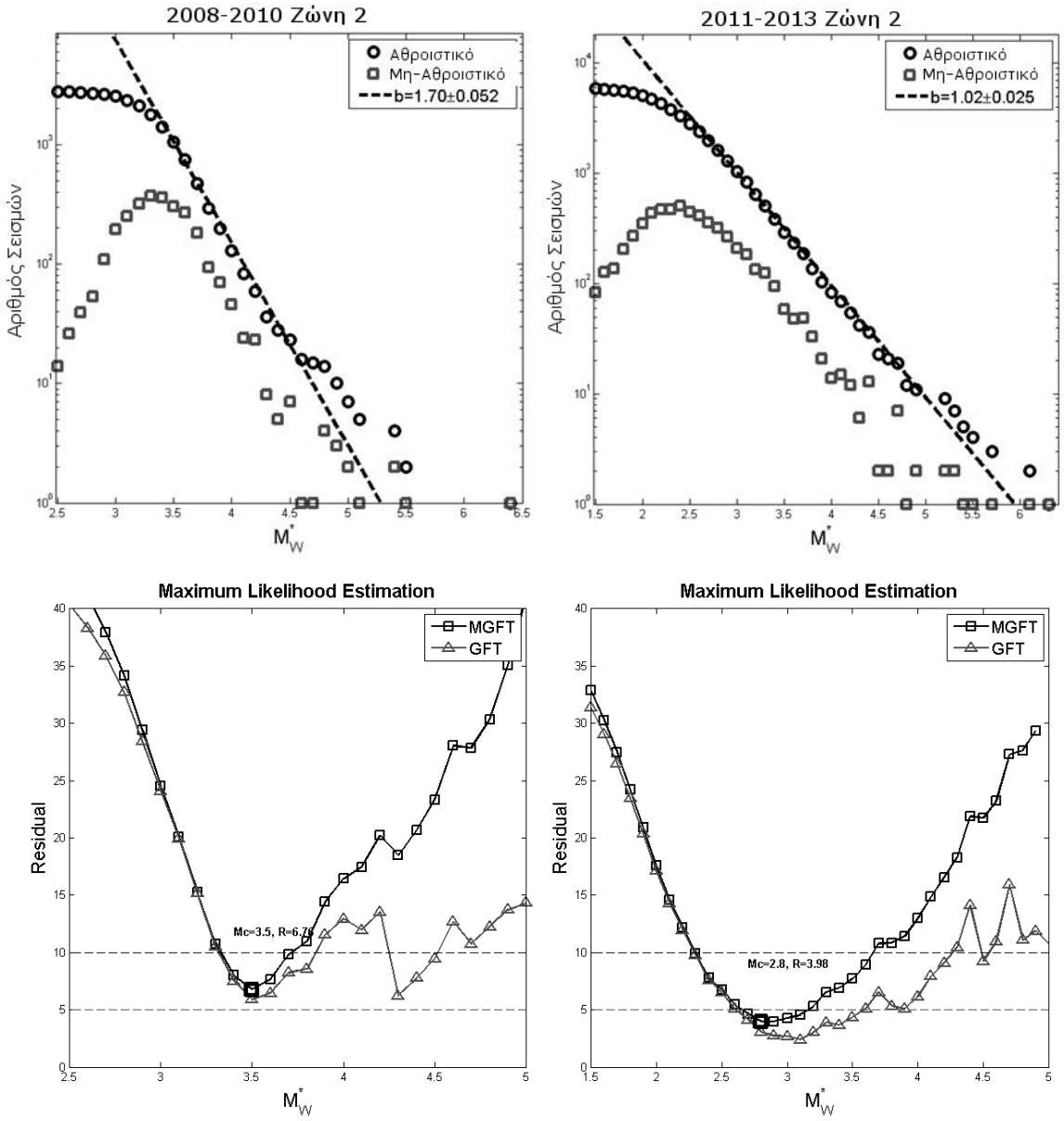
Σχ. 3.5 (Συνέχεια)

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

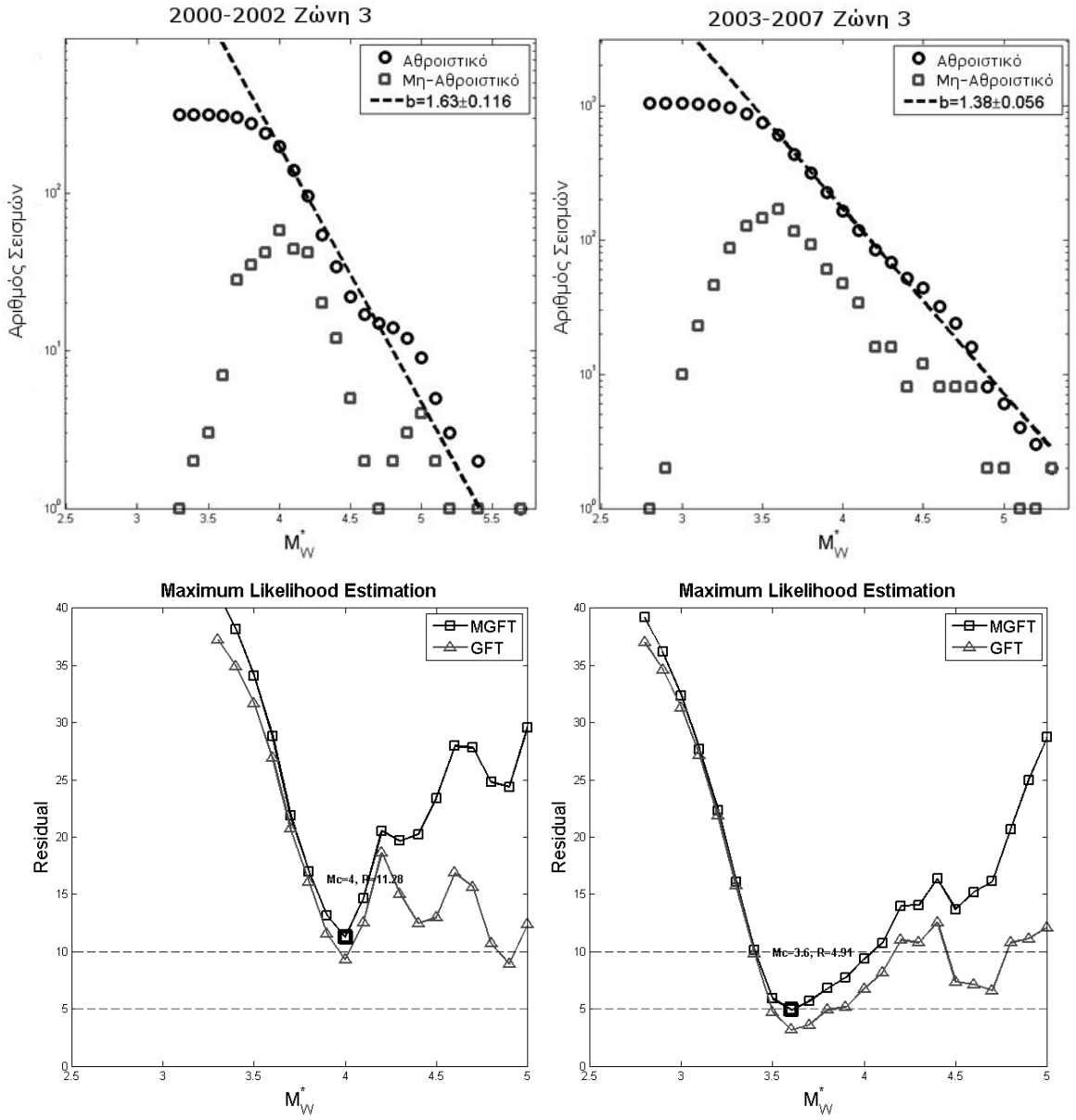


Σχ. 3.6 Αθροιστική (κύκλοι) και απλή (τετράγωνα) συχνότητα σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, της Ζώνης 2, για τα τέσσερα χρονικά διαστήματα (επάνω πλαίσιο). Με την διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η καμπύλη καλύτερης προσαρμογής όπως προέκυψε από την MGFT μέθοδο (κάτω πλαίσιο). Η γκρι γραμμή παρουσιάζει την διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) ως συνάρτηση του μεγέθους (GFT). Η μαύρη γραμμή δηλώνει την μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με τον MGFT νόμο δύναμης. Οι δυο οριζόντιες διακεκομμένες γραμμές καταδεικνύουν την διαφορά 5% και 10%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

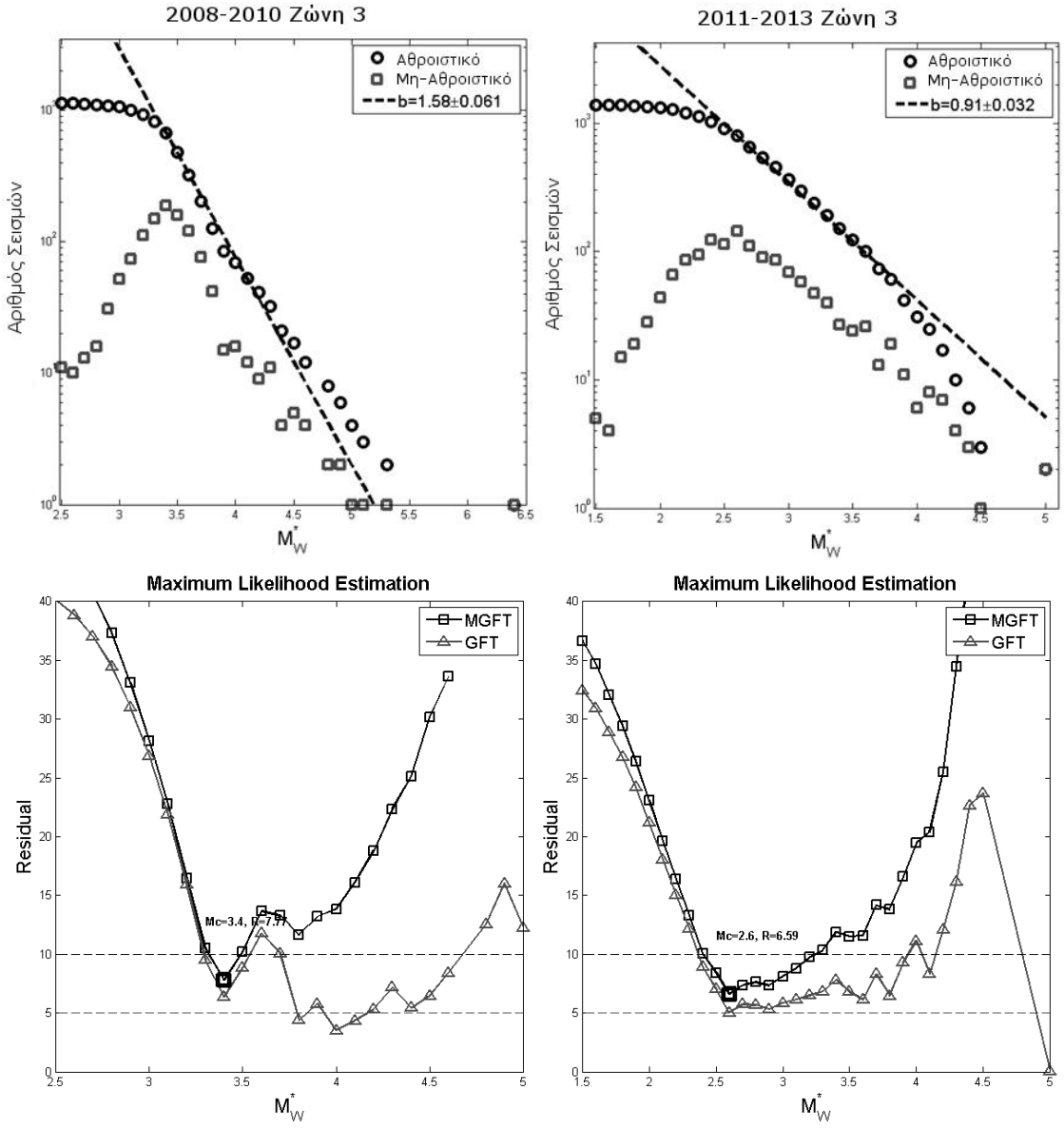


Σχ. 3.6 (Συνέχεια)

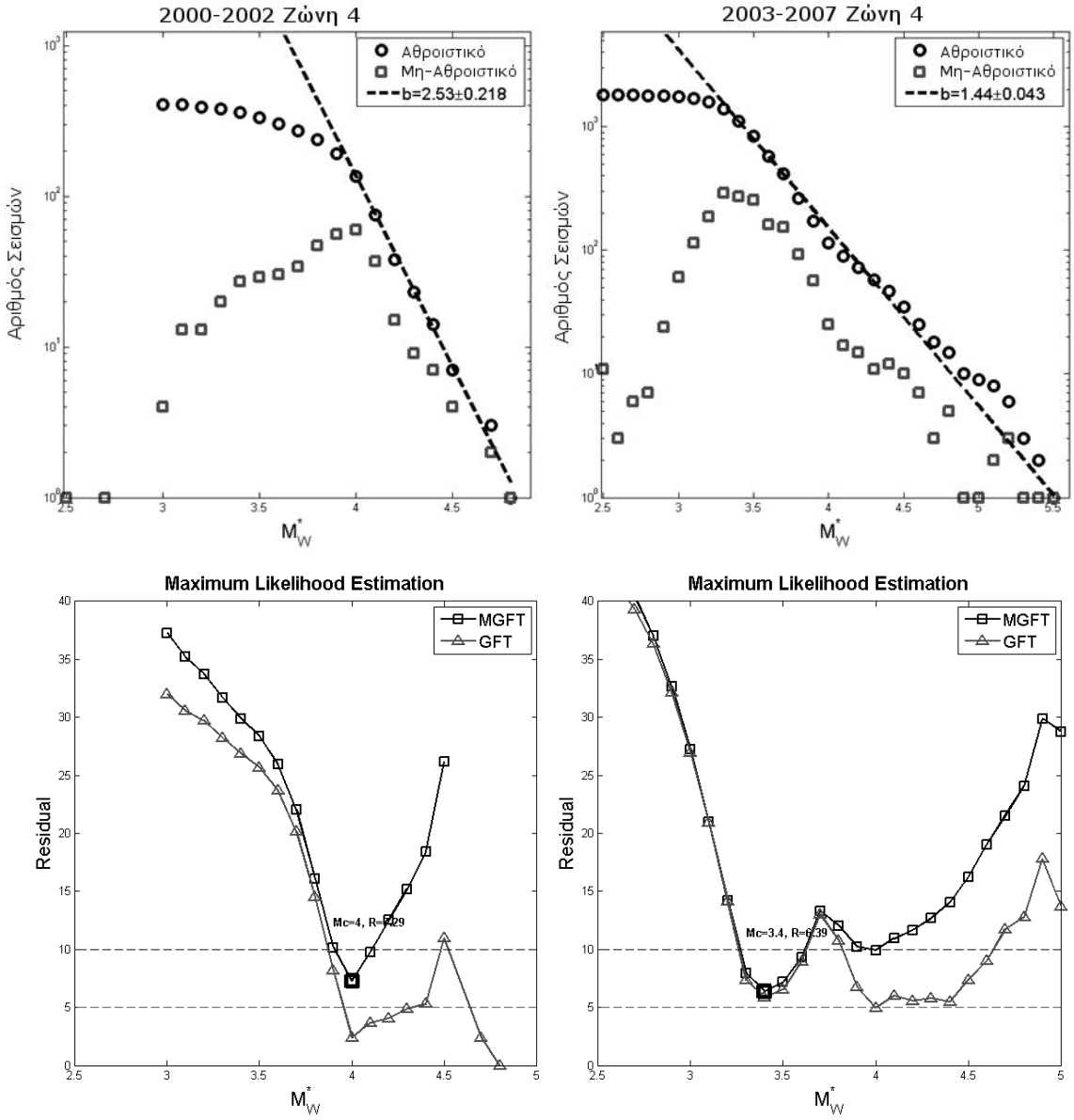


Σχ. 3.7 Αθροιστική (κύκλοι) και απλή (τετράγωνα) συχνότητα σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, της Ζώνης 3, για τα τέσσερα χρονικά διαστήματα (επάνω πλαίσιο). Με την διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η καμπύλη καλύτερης προσαρμογής όπως προέκυψε από την MGFT μέθοδο (κάτω πλαίσιο). Η γκρι γραμμή παρουσιάζει την διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) ως συνάρτηση του μεγέθους (GFT). Η μαύρη γραμμή δηλώνει την μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με τον MGFT νόμο δύναμης. Οι δυο οριζόντιες διακεκομμένες γραμμές καταδεικνύουν την διαφορά 5% και 10%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

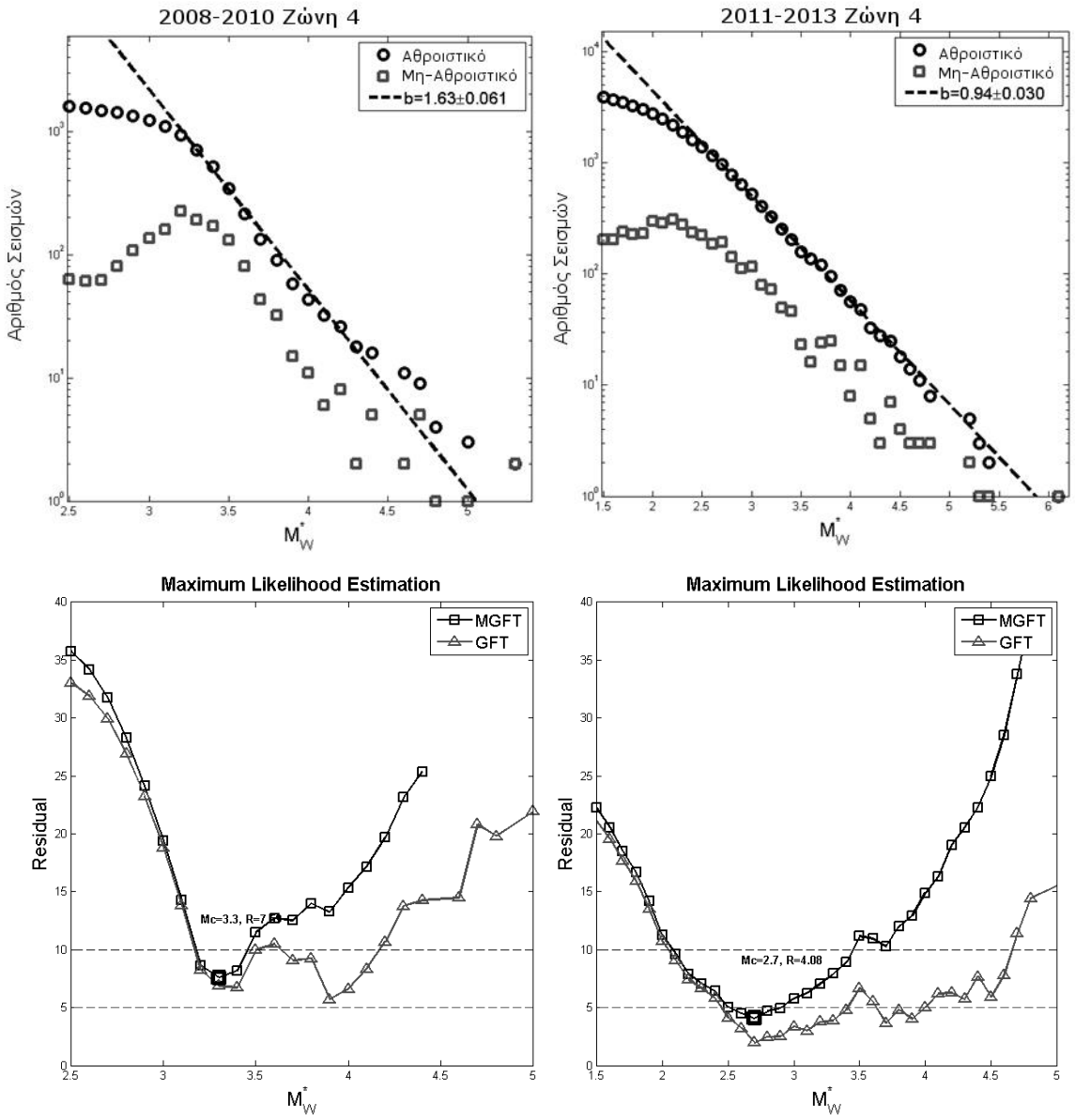


Σχ. 3.7 (Συνέχεια)



Σχ. 3.8 Αθροιστική (κύκλοι) και απλή (τετράγωνα) συχνότητα σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, της Ζώνης 4, για τα τέσσερα χρονικά διαστήματα (επάνω πλαίσιο). Με την διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η καμπύλη καλύτερης προσαρμογής όπως προέκυψε από την MGFT μέθοδο (κάτω πλαίσιο). Η γκρι γραμμή παρουσιάζει την διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) ως συνάρτηση του μεγέθους (GFT). Η μαύρη γραμμή δηλώνει την μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με τον MGFT νόμο δύναμης. Οι δυο οριζόντιες διακεκομμένες γραμμές καταδεικνύουν την διαφορά 5% και 10%.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 3.8 (Συνέχεια)

Ταυτόχρονα με τον υπολογισμό των τιμών των μεγεθών πληρότητας γίνεται και ένας υπολογισμός της παραμέτρου b με χρήση της μεθόδου εκτίμησης μέγιστης πιθανοφάνειας (Aki 1965). Στον πίνακα 3.1 συνοψίζονται οι τιμές των μεγεθών πληρότητας από τις δύο μεθόδους για τις τέσσερις ζώνες καθώς και οι τιμές της παραμέτρου b.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Πίνακας 3.1 Καθορισμός μεγέθους πληρότητας, M_c, για την κάθε ζώνη για το αντίστοιχο χρονικό διάστημα. από τις δυο μεθόδους (GFT και MGFT). Επίσης παρουσιάζονται οι τιμές της παραμέτρου b την χρήση της μεθόδου εκτίμησης μέγιστης πιθανοφάνειας.

		Mc			
Ζώνη	Χρονικό διάστημα	GFT(min)	GFT(95%)	MGFT	$b_{(MGFT)}$
1	2000-2002	3.7	-	3.7	1.19
	2003-2007	-	3.6	3.6	1.56
	2008-2010	3.4	-	3.4	1.79
	2011-2013	-	2.6	2.7	0.99
2	2000-2002	4.0	-	4.0	1.65
	2003-2007	-	3.7	3.8	1.76
	2008-2010	3.5	-	3.5	1.70
	2011-2013	-	2.6	2.8	1.04
3	2000-2002	4.0	-	4.0	1.63
	2003-2007	-	3.5	3.6	1.39
	2008-2010	3.4	-	3.4	1.58
	2011-2013	-	2.6	2.6	0.91
4	2000-2002	-	4.0	4.0	2.53
	2003-2007	3.4	-	3.4	1.44
	2008-2010	3.4	-	3.3	1.63
	2011-2013	-	2.5	2.7	0.94

Από τον πίνακα 3.1 φαίνεται ότι συγκρίνοντας τις δύο μεθόδους (GFT και MGFT) όπως εφαρμόστηκαν στη παρούσα εργασία προκύπτει ότι, στις περιπτώσεις που και οι δύο καμπύλες δεν δίνουν τιμές μικρότερες του 5% συνήθως τα ελάχιστα βρίσκονται στο ίδιο μέγεθος που θεωρήθηκε το μέγεθος πληρότητας. Στις περιπτώσεις που και οι δύο καμπύλες φθάνουν σε τιμές μικρότερες του 5%, το M_c που υπολογίζεται από την MGFT είναι συνήθως μεγαλύτερο του GFT. Το ίδιο συμβαίνει όταν μόνο η καμπύλη από τη GFT μέθοδο παίρνει τιμές μικρότερες του 5%. Άρα προκύπτει ότι η MGFT μέθοδος δίνει πιο συντηρητικά αποτελέσματα από την GFT μέθοδο. Επίσης από τον πίνακα 3.1 προκύπτει ότι το σύνολο των τιμών της παραμέτρου b, εκτός από αυτές κατά το τελευταίο χρονικό διάστημα, είναι αρκετά μεγάλες. Αυτό πιθανόν να συμβαίνει λόγω μικρού πλήθους δεδομένων ή εξαιτίας κάποιου προβλήματος του καταλόγου. Το ακραίο παράδειγμα μεγάλης τιμής της παραμέτρου b, στο πρώτο χρονικό διάστημα (2000-2002) της ζώνης 4, με τιμή b=2.53 παρατηρείται γιατί τα συγκεκριμένα δεδομένα έχουν μικρό εύρος στο μέγεθος. Ένα επιπλέον στοιχείο που φαίνεται από τον πίνακα 3.1 αφορά την κατάσταση και την εξέλιξη του σεισμολογικού δικτύου. Παρατηρείται ότι το μέγεθος πληρότητας, M_c,

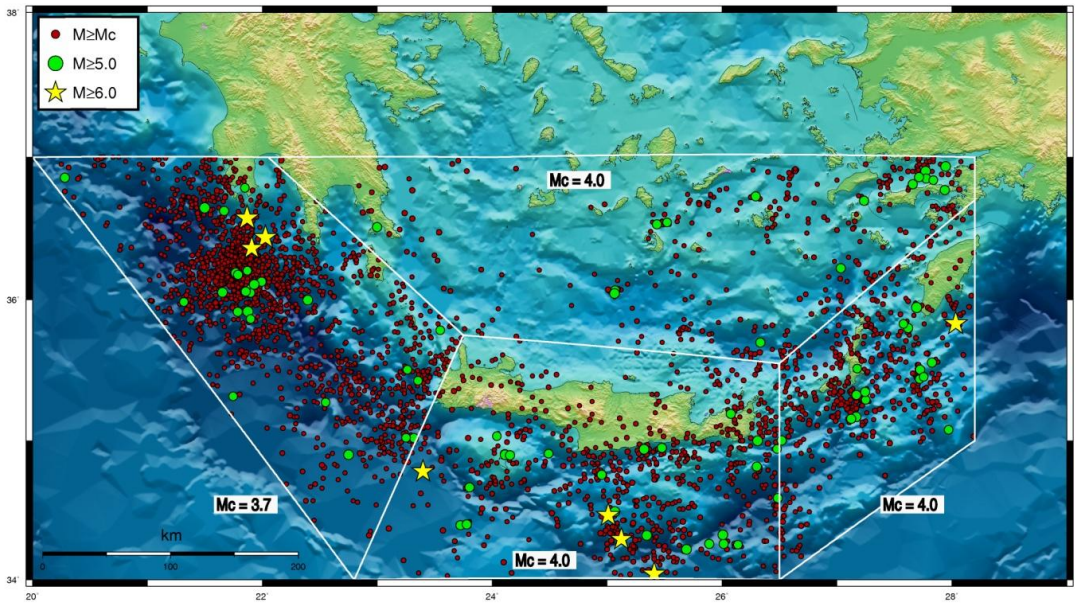
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

μειώνεται με το χρόνο, δηλαδή βελτιώνεται η ανιχνευσιμότητα του σεισμολογικού δικτύου στην περιοχή μελέτης. Αυτό οφείλεται στην αύξηση του αριθμού των σεισμολογικών σταθμών (πύκνωση σεισμολογικού δικτύου) και την βελτίωση των μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων.

Η σημαντικότερη διαφοροποίηση για όλες τις ζώνες παρατηρείται στην μετάβαση από το τρίτο προς το τελευταίο χρονικό διάστημα, δηλαδή από το 2011 και μετά, στο οποίο οι τιμές πληρότητας είναι όλες μικρότερες από 3.0. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τότε οριστικοποιήθηκε ο κοινός τρόπος υπολογισμού των μεγεθών στο Ελληνικό Ενοποιημένο Σεισμολογικό Δίκτυο (ΕΕΣΔ). Το ΕΕΣΔ ξεκίνησε να λειτουργεί από το 2008 και είναι ένα δίκτυο που αποτελείται από σταθμούς που συνεισφέρουν όλοι οι σεισμολογικοί φορείς της χώρας όπως είναι το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, ο Τομέας Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, ο Τομέας Γεωφυσικής και Γεωθερμίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστήμιου Αθηνών και το Εργαστήριο Σεισμολογίας, του Πανεπιστήμιου Πατρών. Το δίκτυο αυτό είναι σε μια δυναμική κατάσταση, συνεχώς προστίθενται νέοι σταθμοί. Σήμερα λειτουργούν πάνω από 150 σταθμοί στο πλαίσιο του ΕΕΣΔ και σε συνδυασμό με σταθμούς γειτονικών χωρών, στα δεδομένα των οποίων υπάρχει πρόσβαση σε πραγματικό χρόνο, η ανιχνευσιμότητα του δικτύου έχει βελτιωθεί αρκετά.

Χρησιμοποιώντας τις πληρότητες που προέκυψαν για την κάθε ζώνη (Πίν. 3.1), μπορούμε πλέον να απεικονίσουμε σε ένα χάρτη τη πλήρη σεισμικότητα της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου για το χρονικό διάστημα 2000 - 2013. Στο χάρτη του σχήματος 3.9 παρουσιάζονται τα επίκεντρα όλων των επιφανειακών σεισμών ($h \leq 40$ km) με $M_w^* \geq M_c$ που έγιναν από το 2000 έως το 2013 στην ευρύτερη περιοχή του νοτίου Αιγαίου.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



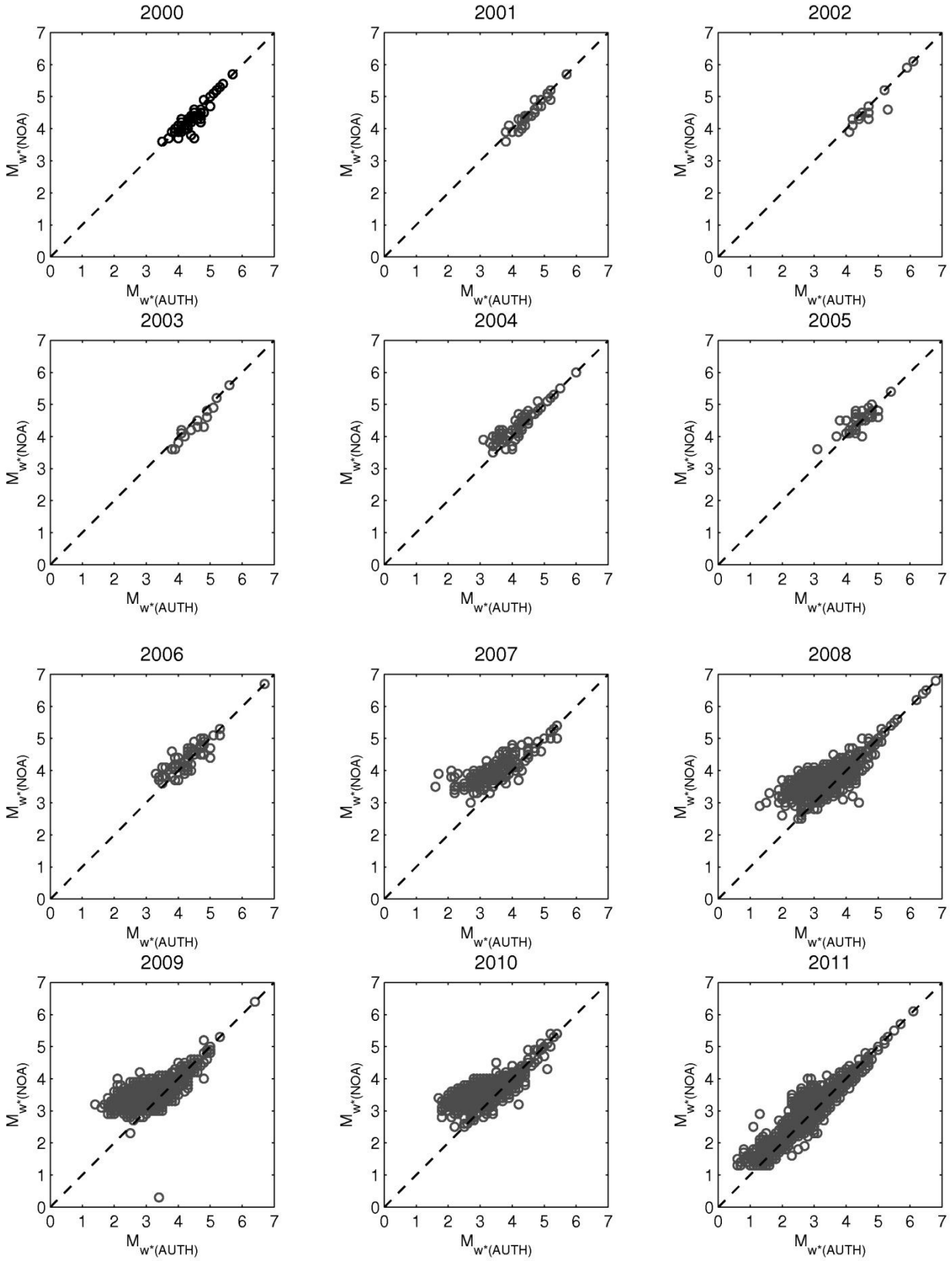
Σχ. 3.9 Χάρτης επικέντρων των επιφανειακών (h ≤ 40km) σεισμών που έγιναν στο Νότιο Αιγαίο για το χρονικό διάστημα 2000 - 2013 με $M_w^* \geq M_c$. Με κόκκινο χρώμα διακρίνονται τα επίκεντρα των σεισμών με μέγεθος $M_c \leq M_w^* < 5.0$, με πράσινο εκείνα για μεγέθη $5.0 \leq M_w^* < 6.0$ και με κίτρινο εκείνα για μεγέθη $M_w^* \geq 6.0$.

Από τον χάρτη του σχήματος 3.9 παρατηρείται ότι η σεισμική δραστηριότητα είναι έντονη κατά μήκος του Ελληνικού τόξου (τρεις εξωτερικές ζώνες), ενώ στην οπισθοτόξια περιοχή (εσωτερική ζώνη) είναι φανερώς πιο ασθενής.

3.4.1 Πρόβλημα ανομοιογένειας αποτελεσμάτων

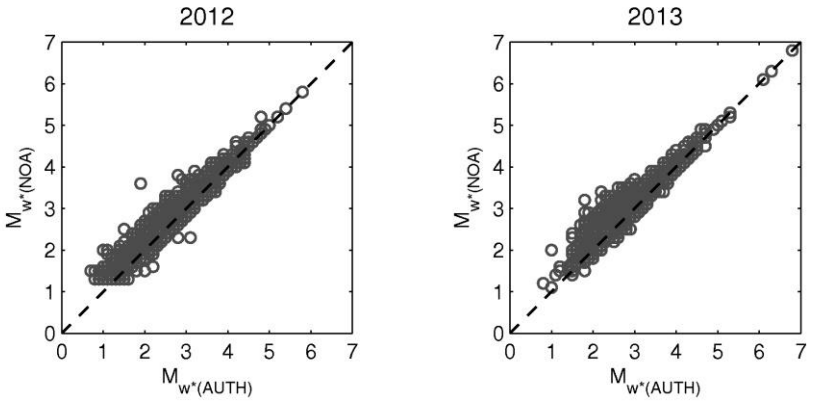
Στις συσσωρευτικές συναρτήσεις συχνότητας των μεγεθών των σεισμών, για την κάθε ζώνη (Σχ. 3.5, 3.6, 3.7 και 3.8) και για το τρίτο χρονικό διάστημα (2008-2010), παρουσιάζεται ανομοιογένεια στην κατανομή των σεισμών. Πιο αναλυτικά, εμφανίζεται να υπάρχει μια κάμψη στην συσσωρευτική καμπύλη, για μεγέθη από 4.0 έως 5.0, δηλαδή φαίνεται να υπάρχουν περισσότεροι σεισμοί με μεγέθη γύρω στο 4.5 από ότι σεισμοί με M=4.0, το οποίο έρχεται σε αντίθεση με τον νόμο δύναμής GR, σύμφωνα με τον οποίο όσο μειώνεται η τιμή του μεγέθους ο αριθμός των σεισμών αναμένεται να αυξάνεται. Η ασυμφωνία αυτή επηρεάζει σημαντικά τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b. Για τον λόγο αυτό παρατηρήθηκαν τόσο μεγάλες τιμές της παραμέτρου b.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 3.9 Σύγκριση των τιμών των μεγεθών για τους σεισμούς που έχουν καταγραφεί από το AUTH και το NOA.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 3.9 (Συνέχεια)

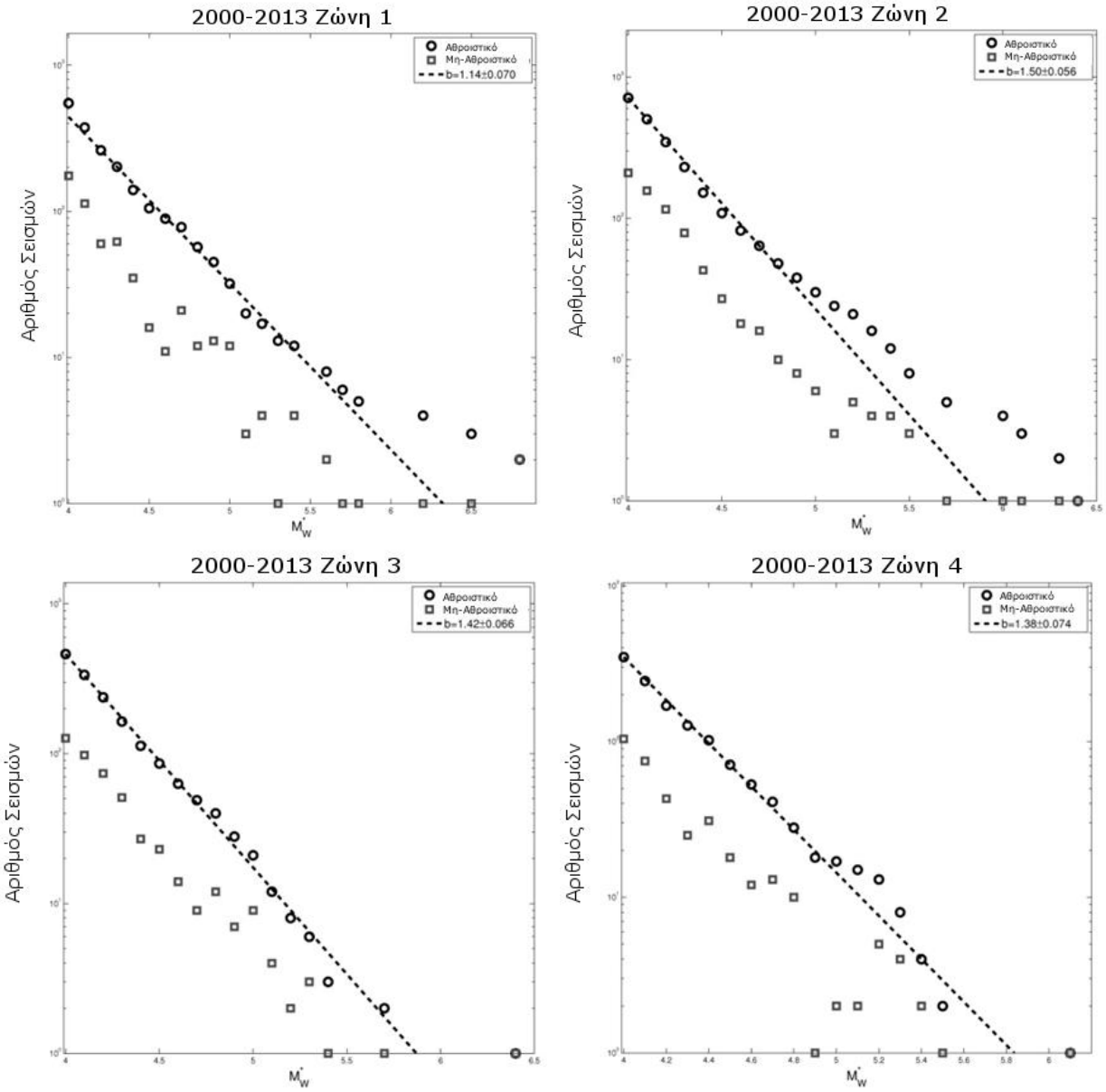
Έπειτα από διερεύνηση του προβλήματος, καταλήξαμε ότι αυτή η κάμψη στην συσσωρευτική καμπύλη θα μπορούσε να οφείλεται σε μια ασυμφωνία μεταξύ των μεγεθών από τα μηνιαία δελτία σεισμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΝΟΑ) και του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (AUTH) για τους ίδιους σεισμούς. Για να εξακριβωθεί κατά πόσο ισχύει αυτή η ασυμφωνία, δημιουργήθηκαν διαγράμματα στα οποία συγκρίνονται τα μεγέθη από σεισμούς που καταγράφηκαν από το AUTH και από το ΝΟΑ ανά έτος (Σχ. 3.9).

Από τα διαγράμματα του σχήματος 3.9, παρατηρείται ότι για τα έτη 2007, 2008, 2009 και 2010 τα μεγέθη για τους ίδιους σεισμούς από τους δυο σεισμολογικούς φορείς διαφέρουν συστηματικά. Πιο συγκεκριμένα, υπάρχουν πολλοί σεισμοί από το AUTH με μεγέθη M=2.0-3.0 των οποίων τα αντίστοιχα μεγέθη από το ΝΟΑ είναι M = 3.0 - 4.0. Επομένως, συμπεραίνεται ότι τα τελικά μεγέθη του καταλόγου, που δημιουργήθηκαν στην παρούσα εργασία, έχουν το συγκεκριμένο πρόβλημα το οποίο δεν μπορεί να διορθωθεί, καθώς για την περιοχή μελέτης υπάρχουν πολλοί σεισμοί, οι οποίοι έχουν καταγραφεί μόνο από το AUTH ή μόνο από το ΝΟΑ. Από την άλλη μεριά, για μεγέθη M≥4,0 φαίνεται να υπάρχει μια συνέπεια για όλα τα έτη. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα διαγράμματα για τα έτη 2011, 2012 και 2013 στα οποία η συμφωνία των τιμών των μεγεθών είναι εξαιρετικά καλή και παρατηρείται σε όλο εύρος των μεγεθών. Αυτό το γεγονός δείχνει, για ακόμη μια φορά, την βελτιωμένη ποιότητα δεδομένων που λαμβάνονται μετά την έναρξη λειτουργίας του Ελληνικού Ενοποιημένου Σεισμολογικού Δικτύου (ΕΕΣΔ).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

3.4.2 Διορθωμένα αποτελέσματα

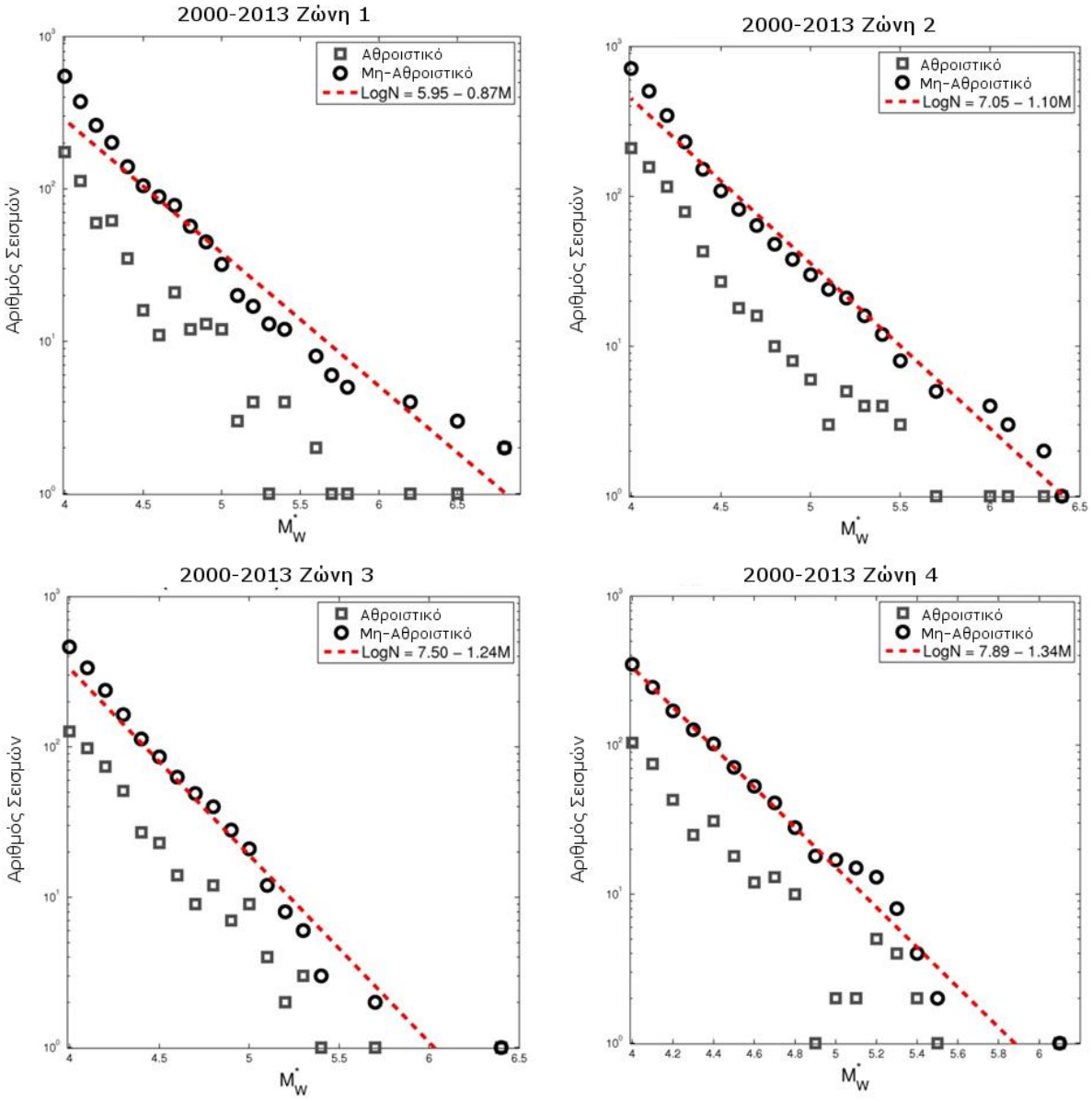
Έχοντας εντοπίσει πλέον το πρόβλημα αυτό, γίνεται αντιληπτό ότι οι τιμές των παραμέτρων a και b που υπολογίστηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο, περιέχουν ένα σφάλμα το οποίο δεν λαμβάνεται υπόψη. Για τον λόγο αυτό, επαναϋπολογίστηκαν οι παράμετροι a και b, της κάθε ζώνης για το σύνολο των ετών (2000 - 2013) για σεισμούς με μέγεθος M≥4.0 αφού σε αυτά δεν παρουσιάζεται το πρόβλημα ασυμφωνίας των μεγεθών από τα δυο σεισμολογικά κέντρα (Σχ. 3.10).



Σχ. 3.10 Αθροιστική (κύκλοι) και απλή (τετράγωνα) συχνότητα σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, τις τέσσερις Ζώνες και για το χρονικό διάστημα 2000-2013 με μέγεθος M≥4.0. Με την διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η καμπύλη καλύτερης προσαρμογής όπως προέκυψε από την MGFT (μέθοδος μέγιστης πιθανοφάνειας).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Από το σχήμα 3.10 προκύπτει ότι οι τιμές της παραμέτρου b για όλες τις ζώνες είναι σχετικά μεγάλες. Για να εξακριβωθεί εάν το γεγονός αυτό οφείλεται στη χρήση της μεθόδου της εκτίμησης μέγιστης πιθανοφάνειας ή σε κάποιο άλλο πρόβλημα στον κατάλογο, επαναϋπολογίστηκαν οι τιμές των παραμέτρων a και b αυτήν τη φορά με την μέθοδο των Ελαχίστων Τετραγώνων. Επιπλέον, με τον τρόπο αυτό τα αποτελέσματα που θα προκύψουν θα είναι συγκρίσιμα με αυτά από προηγούμενες εργασίες για την περιοχή (Σχ. 3.11).



Σχ. 3.11 Αθροιστική (κύκλοι) και απλή (τετράγωνα) συχνότητα σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος, τις τέσσερις Ζώνες και για το χρονικό διάστημα 2000-2013 με μέγεθος M≥4.0. Με την κόκκινη διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται η καμπύλη καλύτερης προσαρμογής όπως προέκυψε από την χρήση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Από τα διαγράμματα του σχήματος 3.11 υπολογίστηκαν οι τελικές τιμές των παραμέτρων a_t και b, όπως προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων, για την κάθε ζώνη, με αναγωγή της τιμής a_t σε χρονικό διάστημα ενός έτους, (Σχέση 3.2). Η τελευταία αναγωγή ήταν αναγκαία επειδή για κάθε στατιστικό υπολογισμό, χρειάζεται η τιμή της παραμέτρου a, δηλαδή, αυτή που αναφέρεται στο ένα έτος.

Πίνακας 3.2 Αποτελέσματα για τις παραμέτρους a και b με την χρήση της μεθόδου των Ελαχίστων Τετραγώνων.

Ζώνη	b(LSQ)	a_t(LSQ)	a(LSQ)
1	0.87	5.95	4.83
2	1.10	7.05	5.93
3	1.24	7.50	6.38
4	1.34	7.89	6.77

Από τον πίνακα 3.2 φαίνεται ότι υπάρχουν διαφοροποιήσεις στις τιμές της παραμέτρου b που οφείλονται στις διαφορετικές σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της κάθε ζώνης. Αυτές οι χωρικές διακυμάνσεις της παραμέτρου b οφείλονται σε ένα βαθμό στις διαφορετικές τιμές πληρότητας που προέκυψαν αλλά και σε επιπλέον παράγοντες όπως είναι το τεκτονικό περιβάλλον, η κατάσταση των τάσεων, η ανομοιογένεια του φλοιού και άλλα γεωφυσικά και γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά. Από όλους τους παραπάνω παράγοντες οι τεκτονικές τάσεις διαδραματίζουν το κυριότερο ρόλο σε αυτές τις διακυμάνσεις. Οι Mogi (1962) και Scholz (1968) με την χρήση εργαστηριακών δοκιμών θραύσης έδειξαν ότι μια αύξηση της τάσης προκαλεί μείωση της τιμής της παραμέτρου b. Οπότε η χαμηλή τιμή της παραμέτρου b για την ζώνη 1 (b=0.87) υποδηλώνει ότι οι τάσεις που ασκήθηκαν σε αυτή ήταν μεγάλες, ενώ για την ζώνη 4 με την μεγαλύτερη τιμή της παραμέτρου b (b=1.34) ισχύει το αντίθετο, δηλαδή οι τάσεις ήταν μικρές.

Επιπλέον, οι μεγάλες τιμές της ζώνης 3 και 4 καταδεικνύουν ότι ο φλοιός σε αυτές τις ζώνες είναι έντονα τεκτονισμένος και ανομοιογενής. Από την άλλη, οι μικρές τιμές της ζώνης 1 και 2 υποδηλώνουν το αντίθετο, δηλαδή ότι ο φλοιός εκεί είναι λιγότερο τεκτονισμένος (μεγάλες διαστάσεις ρηγμάτων) και περισσότερο ομογενής.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^{ο} : ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ

4.1 Εισαγωγή

Ο μηχανισμός γένεσης ενός σεισμού καθορίζεται από συγκεκριμένες παραμέτρους οι οποίες πρέπει να προσδιοριστούν. Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά (διεύθυνση και κλίση) του επιπέδου του ρήγματος που συνδέεται με το σεισμό, το είδος της διάρρηξης (κανονική ή ανάστροφη, διεύθυνσης ή κλίσης, δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη), αλλά κυρίως ο καθορισμός των τάσεων που επικρατούν στην περιοχή της εστίας και ευθύνονται για τη διάρρηξη, είναι τα στοιχεία εκείνα που απαιτούνται για τον καθορισμό του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού. Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο γίνεται μια προσπάθεια να προσδιοριστούν το πεδίο τάσης και η διεύθυνση κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου με την μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών. Επίσης με το συνδυασμό των μηχανισμών γένεσης και της σεισμικότητας (ρυθμός απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης) έγινε μια προσπάθεια να καθοριστεί η ταχύτητα παραμόρφωσης του φλοιού.

4.2 Προηγούμενη έρευνα

Σημαντικά αποτελέσματα σχετικά με τη γνώση της ενεργού τεκτονικής της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου, έχουν προκύψει ως τώρα από τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών. Πιο αναλυτικά, η μελέτη των μηχανισμών γένεσης συνέβαλε στην αναγνώριση της ζώνης ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος του κυρτού τμήματος του Ελληνικού τόξου (Papazachos and Delibasis, 1969), του εφελκυστικού πεδίου στην ηπειρωτική Ελλάδα και τη γειτονική περιοχή (McKenzie, 1970, 1972) και της συνέχειάς του βόρεια από τη ζώνη του βορείου Αιγαίου (Papazachos et al., 1979) καθώς και των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή της Κεφαλονιάς (Scordilis et al., 1985, Louvari et al., 1999) στο βόρειο Αιγαίο Πέλαγος (Galanopoulos, 1967) και στην Σκύρο (Karakostas et al., 2003).

Πιο συγκεκριμένα για την περιοχή μελέτης οι Taymaz et al. (1991) υπολόγισαν τις παραμέτρους 14 μηχανισμών γένεσης σεισμών που έγιναν στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, με την μέθοδο αντιστροφής των σεισμικών κυμάτων μακράς περιόδου. Στη συνέχεια, χώρισαν αυτούς τους μηχανισμούς γένεσης σε τέσσερις ομάδες σύμφωνα με το είδος διάρρηξής τους. Με τον τρόπο αυτό επιχείρησαν να δώσουν μια ερμηνεία για τα

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

χαρακτηριστικά και την γεωμετρία των ρηγμάτων στην περιοχή κοντά στην Κρήτη. Η Papadimitriou (1993) προσδιόρισε έντεκα μηχανισμούς γένεσης με αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων, για σεισμούς που έγιναν κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Με την χρήση άλλων μηχανισμών γένεσης που είχαν δημοσιευτεί σε προηγούμενες εργασίες, επιχείρησε να ερμηνεύσει τη σεισμοτεκτονική εικόνα του Ελληνικού τόξου και έδειξε ότι η διεύθυνση του άξονα μέγιστης συμπίεσης P κατά μήκος του Ελληνικού τόξου αλλάζει από ΑΒΑ σε ΒΒΑ από το δυτικό προς το ανατολικό του τμήμα. Οι Papazachos and Kiratzi (1996), υπολόγισαν ταχύτητες παραμόρφωσης του φλοιού για 63 σεισμικές ζώνες που βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Για τους υπολογισμούς αυτούς χρησιμοποίησαν δεδομένα σεισμικότητας και μηχανισμούς γένεσης και βρήκαν ταχύτητα παραμόρφωσης ίση με 13mm/yr στο εξωτερικό τμήμα του τόξου όπου λαμβάνει χώρα συμπίεση του φλοιού και 12mm/yr στο Δυτικό Ελληνικό Τόξο.

Ο Benetatos et al. (2004) υπολόγισαν τις εστιακές παραμέτρους με αντιστροφή κυμάτων χώρου για ένα σημαντικό αριθμό σεισμών που έγιναν στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, με σκοπό να μελετηθεί η ενεργός τεκτονική αλλά και τα είδη διάρρηξης στην περιοχή. Τα αποτελέσματα τους αρχικά επιβεβαίωσαν αλλά επιπλέον βελτίωσαν και αποσαφήνισαν τις προηγούμενες γνώσεις σχετικά με την ενεργό παραμόρφωση της περιοχής.

Ο Yolsal-Çevikbilen and Taymaz (2012) προσδιόρισαν τις εστιακές παραμέτρους και τα διανύσματα ολίσθησης των σεισμών με $M_w \geq 5.0$ που έγιναν στο χρονικό διάστημα 2000-2008 κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου, με αντιστροφή των κυμάτων χώρου. Χώρισαν τους σεισμούς σε τρεις κύριες κατηγορίες: 1) μηχανισμοί γένεσης που παρουσιάζουν εφελκυσμό Α-Δ πάνω στην εφιππεύουσα πλάκα του Αιγαίου, 2) σεισμοί που σχετίζονται με την κατάδυση και 3) μηχανισμοί γένεσης μέσα στην καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα. Με αυτόν το τρόπο, έδειξαν και επιβεβαίωσαν ότι η ενεργός τεκτονική που επικρατεί σήμερα στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου ελέγχεται από την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την λιθόσφαιρα του Αιγαίου.

4.3 Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε στο συγκεκριμένο κεφάλαιο με σκοπό να μελετηθεί η ενεργός παραμόρφωση της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου, βασίζεται στην έννοια της σεισμικής ροπής, την οποία πρότεινε ο Aki (1965) και ορίζεται από την σχέση:

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

$$M_o = \mu \Delta u S \quad (4.1)$$

όπου μ είναι ο συντελεστής ακαμψίας του υλικού στην περιοχή του ρήγματος, S είναι η επιφάνεια του ρήγματος και Δu η σχετική μετάθεση των δυο τεμαχών του ρήγματος.

4.3.1 Συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής

Για να προσδιοριστεί το πεδίο των τάσεων σε μια περιοχή, χρησιμοποιήθηκε ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής, ο οποίος ορίζεται ως το άθροισμα των τανυστών ροπής του κάθε μηχανισμού γένεσης:

$$M_{ij}^{total} = \sum_{k=1}^{N} M_0^k m_{ij}^k \quad (4.2)$$

όπου k είναι ο αριθμός των σεισμών, M_o είναι η σεισμική ροπή του κάθε σεισμού και m_{ij} οι συνιστώσες του τανυστή σεισμικής ροπής. Όσο ισχυρότεροι είναι οι σεισμοί, δηλαδή όσο υψηλότερες τιμές M_o έχουν, τόσο περισσότερο συνεισφέρουν στην εκτίμηση του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής. Για τον υπολογισμό του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής απαιτείται η γνώση των παραμέτρων του ρήγματος (το αζιμούθιο, ξ, η κλίση, δ, και η γωνία ολίσθησης, λ) καθώς και της σεισμικής ροπής, M_o, του κάθε σεισμού που έχει γίνει σε μια περιοχή (Buforn et al., 2004). Ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής αναλύεται σε μια συνιστώσα που περιγράφει ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων στην εστία (double couple component) και σε μια συνιστώσα γραμμικού διανυσματικού δίπολου αντιστάθμισης CLVD (Compensated Linear Vector Dipole, Dziewonski and Woodhouse, 1983).

4.3.2 Ρυθμός απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής

Ο ρυθμός απελευθέρωσης σεισμικής ροπής ορίζεται ως ο ρυθμός με τον οποίο η σεισμική ροπή οφείλει να απελευθερώνεται από σεισμούς σε ένα ρήγμα ή σε μια περιοχή ώστε να ανακουφίζει την ετήσια παραμόρφωση στο ρήγμα ή την περιοχή. Για τον υπολογισμό του ρυθμού αυτού, απαιτείται η γνώση της σεισμικής ροπής M_o του κάθε σεισμού (πλήρης κατάλογος σεισμών) που έχει γίνει στη συγκεκριμένη περιοχή. Στην περιοχή μελέτης όμως, υπάρχουν λίγοι σεισμοί για τους οποίους έχουν υπολογιστεί τιμές σεισμικής ροπής. Για το λόγο αυτό, χρησιμοποιήθηκε μια εμπειρική σχέση με την χρήση της οποίας μετατράπηκαν τα μεγέθη της κλίμακας σεισμικής ροπής (M_w) σε M_o. Η σχέση αυτή προτάθηκε από τους Hanks and Kanamori (1979):

$$\log M_o = 1.5 M_w + 16.1 \quad (4.3)$$

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ο ετήσιος ρυθμός απελευθέρωσης σεισμικής ροπής υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\dot{M}_o = \frac{\sum M_o}{\Delta t} \quad (4.4)$$

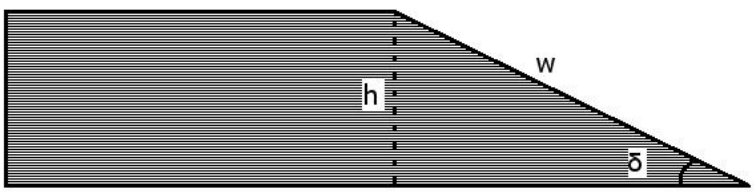
όπου στον αριθμητή βρίσκεται το άθροισμα των σεισμικών ροπών, M_o, του συνόλου των σεισμών για την κάθε περιοχή και στον παρανομαστή το χρονικό διάστημα κατά το οποίο έχουν γίνει οι σεισμοί αυτοί.

4.3.3 Ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης

Η ταχύτητα σεισμικής παραμόρφωσης υπολογίστηκε σύμφωνα με τη μεθοδολογία που έχει περιγραφεί στις εργασίες των Buforn et al. (2004) και Borges et al. (2007) και δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$\Delta\dot{u} = \dot{M}_o/\mu S \quad (4.5)$$

όπου $\dot{M}_o$ είναι ο ετήσιος ρυθμός απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, μ είναι ο συντελεστής ακαμψίας του υλικού στην περιοχή του ρήγματος, S, είναι η επιφάνεια του ρήγματος. Ο υπολογισμός της επιφάνειας του ρήγματος γίνεται πολλαπλασιάζοντας το μήκος του ρήγματος, L, το οποίο θεωρείται πως είναι ίσο με το μήκος της κάθε ζώνης, επί το πλάτος του ρήγματος, W, το οποίο θεωρείται πως είναι ίσο με το μέσο εύρος των βαθών των επιφανειακών σεισμών της περιοχής και προκύπτει από ιστογράμματα κατανομής των βαθών των σεισμών. Κατά τον τρόπο αυτό, η συγκεκριμένη μεθοδολογία θεωρεί, ότι το ρήγμα είναι κατακόρυφο, δηλαδή ότι έχει γωνία κλίσης ίση με $\delta = 90^o$. Τα ρήγματα όμως στην περιοχή μελέτης είναι κεκλιμένα, λόγω του συμπιεστικού και εφελκυστικού πεδίου στην εξωτερική και εσωτερική ζώνη αντίστοιχα, με αποτέλεσμα η τιμή του πλάτους του ρήγματος, W, να είναι μεγαλύτερη από ότι στα κατακόρυφα ρήγματα.



Σχ. 4.1 Κατακόρυφη προβολή της γεωμετρίας του επιπέδου του ρήγματος. Διακρίνονται η κλίση, δ, το πλάτος του ρήγματος, W και το πάχος του σεισμογόνου στρώματος, h.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Όπως φαίνεται από το σχήμα 4.1, για τον υπολογισμό του πλάτους του ρήγματος W πρέπει να ληφθεί υπόψη η κλίση δ της επιφάνειας του ρήγματος, όποτε το πλάτος W είναι ίσο με h/sin(δ). Άρα ο υπολογισμός της επιφάνειας S στην παρούσα εργασία προκύπτει από την παρακάτω σχέση:

$$S = L * W = L * (h / \sin(\delta)) \quad (4.6)$$

4.4 Εφαρμογή της μεθόδου στο Νότιο Αιγαίο

4.4.1 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών στο χώρο του Νοτίου Αιγαίου

Πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους 113 ισχυρών επιφανειακών σεισμών ($M_w \geq 5.0$) δίνονται στον πίνακα 4.1. Στην τελευταία στήλη του πίνακα δίνεται η πηγή από την οποία ελήφθησαν τα δεδομένα. Η χωρική κατανομή τους φαίνονται στο σχήμα 4.2. Έγινε προσπάθεια ομαδοποίησης των μηχανισμών γένεσης των ισχυρών επιφανειακών σεισμών των οποίων οι εστίες βρίσκονται σε σχετικά μικρές μεταξύ τους αποστάσεις επειδή παρατηρήθηκε ότι παρουσίαζαν παρόμοια χαρακτηριστικά. Η περιοχή μελέτης χωρίστηκε τελικά σε εννέα ζώνες, με βάση την ομοιότητα των λύσεων και τη γειτνίαση των σεισμικών εστιών.

Πίνακας 4.1 Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών μεγέθους $M_w \geq 5.0$ που έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 1965. Η παράταξη, ξ, η κλίση, δ, και η γωνία ολίσθησης, λ, που δίνονται σε κάθε περίπτωση αντιστοιχούν στο επίπεδο του ρήγματος. M_o είναι η σεισμική ροπή.

Ημ/νία	Χρόνος Γένεσης	φ(°N)	λ(°E)	Βάθος (km)	M_w	ξ (°)	δ (°)	λ (°)	M_o (x10^{15} Nm)	Αναφορές
19650427	14:09:06	35.60	23.50	13.0	5.4	191	65	-79	180	Lyon-Caen et al., 1988
19660509	00:42:53	34.40	26.40	16.0	5.5	132	46	110	220	Taymaz et al., 1990
19690612	15:13:31	34.40	25.00	19.0	6.0	163	50	44	1100	Taymaz et al., 1990
19720504	21:39:57	35.10	23.60	40.0	6.2	309	18	89	2620	Kiratzi and Langston, 1989
19731129	10:57:44	35.20	23.80	18.0	5.7	283	38	97	420	Papadimitriou, 1993
19750430	04:28:57	36.18	30.77	25.0	5.4	109	80	70	182	Yilmazturk and Burton, 1999
19770818	09:27:41	35.30	23.50	38.0	5.5	265	13	62	200	Taymaz et al., 1990
19770911	23:19:19	34.90	23.00	16.0	5.8	295	40	95	530	Papadimitriou, 1993
19790515	06:59:23	34.60	24.50	35.0	5.7	253	17	65	390	Taymaz et al., 1990
19790615	11:34:17	34.90	24.20	40.0	5.6	150	75	70	350	Taymaz et al., 1990
19790723	11:41:54	35.50	26.40	11.0	5.6	61	35	-40	320	CMT Harvard solution
19800502	05:31:10	36.35	29.39	22	5.6	94	75	104	334	Kiratzi and Louvari, 2003

19810913	23:25:25	34.56	25.13	15	5.5	256	65	-11	194	CMT Harvard solution
19820817	22:22:20	33.70	22.90	39.0	6.3	230	45	109	3000	Taymaz et al., 1990
19830714	02:54:20	35.67	21.81	17	5.3	318	48	124	117	Kiratzi and Louvari, 2003
19840621	10:43:46	35.40	23.30	39.0	6.0	110	72	83	1200	Taymaz et al., 1990
19850421	08:49:42	35.35	22.41	38.5	5.3	269	36	71	99.7	CMT Harvard solution
19850927	16:39:48	34.50	26.60	38.0	5.8	125	77	9	550	Taymaz et al., 1990
19860608	04:55:15	36.47	22.20	29.0	5.1	109	34	86	59.9	CMT Harvard solution
19860913	17:24:35	37.01	22.18	8.0	5.8	196	51	-90	650	Baker et al., 1997
19870412	02:47:16	35.40	23.27	15.0	5.1	252	90	180	59	CMT Harvard solution
19880905	20:03:36	34.51	26.65	15.0	5.2	15	55	-11	88.3	CMT Harvard solution
19890317	05:42:53	34.51	25.53	17.0	5.7	77	10	-118	406	CMT Harvard solution
19890427	23:06:53	37.10	28.20	7	5.3	271	57	-103	112	Kiratzi and Louvari, 2003
19890428	13:30:20	37.06	28.01	22	5.3	271	58	-103	113	Kiratzi and Louvari, 2003
19890614	18:06:40	34.30	26.10	15.0	5.5	102	8	-68	229	CMT Harvard solution
19890827	01:21:17	34.25	26.28	15.0	5.6	223	19	33	302	CMT Harvard solution
19900709	11:22:16	34.90	26.60	9	5.2	217	56	-21	70	Kiratzi and Louvari, 2003
19900718	11:29:26	37.04	29.51	14	5.4	270	41	-60	140	Kiratzi and Louvari, 2003
19910319	12:09:23	34.80	26.30	12	5.5	261	30	40	249	Kiratzi and Louvari, 2003
19920320	05:37:26	36.65	24.51	15.0	5.2	293	45	-90	68	CMT Harvard solution
19920430	11:44:40	35.10	26.60	7	5.8	214	52	-47	564	Kiratzi and Louvari, 2003
19940111	07:22:52	35.83	21.83	14	5.3	331	60	126	127	Kiratzi and Louvari, 2003
19951207	18:01:01	34.79	24.15	15.0	5.6	319	6	123	276	CMT Harvard solution
19951210	03:27:50	34.76	23.99	24	5.2	266	9	54	74	Kiratzi and Louvari, 2003
19960720	00:00:40	36.07	27.46	12	6.1	232	42	-52	1527	Kiratzi and Louvari, 2003
19960722	01:44:42	36.11	26.91	15.0	5.0	223	36	-78	45.8	CMT Harvard solution
19971013	13:39:40	36.45	22.16	32	6.3	123	72	84	3190	Kiratzi and Louvari, 2003
19971105	12:22:53	34.51	23.93	22	5.2	309	6	108	69	Kiratzi and Louvari, 2003
19980429	03:30:38	35.96	21.88	13	5.3	176	81	117	130	Kiratzi and Louvari, 2003
19981007	18:47:38	34.02	25.84	21.6	5.1	318	60	150	53.8	CMT Harvard solution
20000222	11:55:22	34.48	25.54	7	5.2	111	72	43	68	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20000310	22:01:45	34.260	26.015	16	5.4	140	64	71	146	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20000405	04:36:57	34.42	25.79	4	5.6	272	36	108	295	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20000524	05:40:36	35.97	21.99	13	5.5	111	80	238	238	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

20000524	10:01:44	35.916	21.786	15	5.2	263	12	93	72	Global cmt catalog
20000613	01:43:21	35.12	27.06	12	5.3	43	82	9	97	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20010310	11:20:53	34.73	26.01	21	5.0	268	78	-1	33.6	Pondrelli et al., 2004
20010501	06:00:56	35.67	27.47	10	5.1	194	55	-78	58	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20010529	04:43:57	35.38	27.74	32	5.0	142	62	-137	46	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20011126	05:03:25	34.68	24.46	30	5.1	331	85	-129	54.6	Pondrelli et al., 2004
20011230	04:06:32	34.65	27.50	19	5.0	34	67	157	35.1	Pondrelli et al., 2004
20021012	05:58:55	34.75	26.37	9	5.4	219	29	-4	180	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20031017	12:57:07	35.96	22.18	12	5.5	201	13	-30	248	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20031124	15:51:08	34.78	25.03	27	5.1	176	78	-171	55.7	Pondrelli et al., 2008
20040207	21:17:21	35.83	26.86	8	5.2	198	12	-70	69	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20040301	00:35:58	36.94	22.03	16	5.1	175	44	-88	64.6	Pondrelli et al., 2008
20040317	05:20:57	34.66	23.38	35	6.0	169	82	8	1071	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz 2012
20040803	13:11:35	36.75	27.92	15	5.2	60	43	-108	77.1	Pondrelli et al., 2008
20040804	04:19:51	36.78	27.71	15	5.2	83	23	-83	86.4	Pondrelli et al., 2008
20040804	03:01:09	36.76	27.82	15	5.5	63	28	-115	22.7	Pondrelli et al., 2008
20040804	14:18:51	36.72	27.88	15	5.3	68	36	-100	11.8	Pondrelli et al., 2008
20050110	23:48:53	36.90	27.94	12	5.5	95	37	-88	187	Pondrelli et al., 2011
20050111	04:35:58	36.86	27.95	12	5.1	80	32	-100	47.8	Pondrelli et al., 2011
20050208	16:38:31	34.37	26.52	25	5.0	189	45	-27	40.2	Pondrelli et al., 2011
20050902	07:42:26	33.64	25.60	20	5.2	322	70	166	75.1	Pondrelli et al., 2011
20051125	09:30:56	35.02	23.36	32	5.2	136	59	105	72.3	CMT Harvard solution
20060409	23:27:18	35.04	27.34	29	5.3	160	39	-99	130	Pondrelli et al., 2011
20060813	10:35:12	34.26	26.61	21	5.3	198	58	-25	112	Pondrelli et al., 2011
20070118	22:25:23	34.86	22.47	18	5.0	300	40	111	38.5	Pondrelli et al., 2011
20070521	16:39:10	35.18	27.71	17	5.0	5	45	-135	38.6	Pondrelli et al., 2011
20070831	20:52:41	36.73	26.29	11	5.0	242	56	-96	38.4	Roumelioti et al., 2011
20070923	00:54:33	35.157	27.124	18	5.3	342	75	-129	129	CMT Harvard solution
20080214	10:09:25	36.575	21.869	30	6.7	125	80	93	14650	Roumelioti et al., 2009
20080214	12:08:57	36.438	22.026	33	6.1	129	72	89	1667	Roumelioti et al., 2009
20080219	23:15:44	36.16	21.76	20	5.4	345	76	-174	168	Pondrelli et al., 2011
20080220	18:27:07	36.358	21.913	10	6.0	253	65	-2	1358	Roumelioti et al., 2009
20080226	10:46:14	36.05	21.92	15	5.4	296	38	92	173	Pondrelli et al., 2011

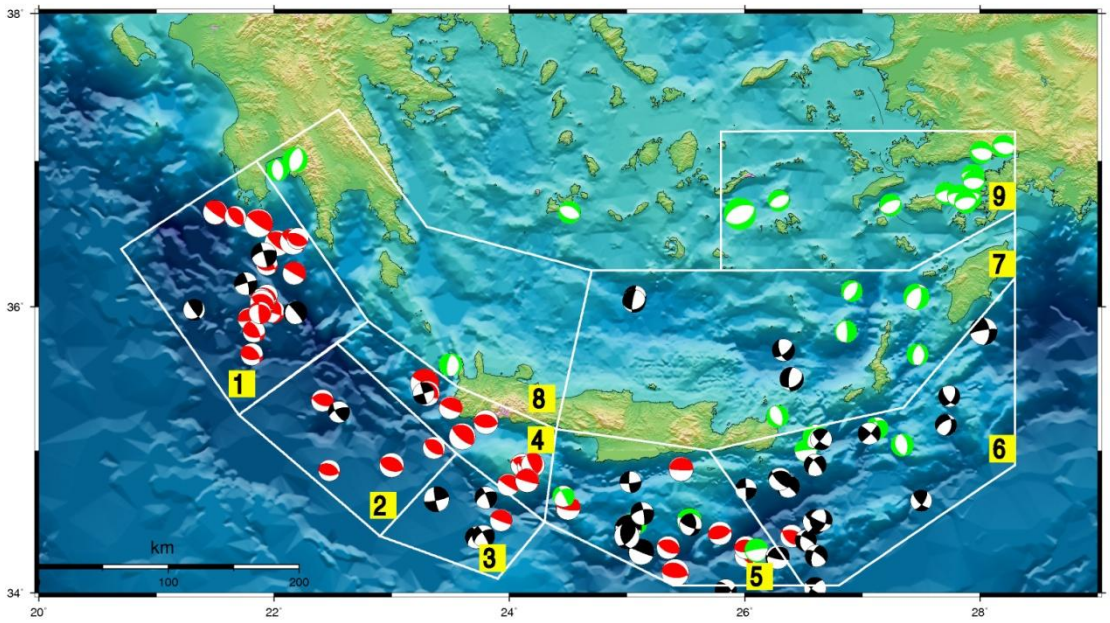
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

20080226	16:10:38	36.01	21.89	19	5.1	299	41	85	49.3	Pondrelli et al., 2011
20080314	07:10:27	36.08	21.94	14	5.1	305	42	105	63.9	Pondrelli et al., 2011
20080323	20:11:12	36.29	21.94	18	5.0	91	45	59	46	Pondrelli et al., 2011
20080510	20:53:06	36.23	22.17	10	5.5	316	1	106	216	Pondrelli et al., 2011
20080612	00:20:48	35.24	26.28	0	5.1	117	40	-151	76	Pondrelli et al., 2011
20080621	11:36:27	36.03	21.90	13	5.7	289	33	81	423	Pondrelli et al., 2011
20080621	05:57:19	36.05	21.89	18	5.3	303	41	96	115	Pondrelli et al., 2011
20080715	03:26:39	35.83	28.03	32.7	6.4	357	88	-169	2049	CMT Harvard solution
20080804	19:38:29	34.03	26.60	20	5.3	220	68	-161	114	Pondrelli et al., 2011
20090113	06:12:00	35.70	26.33	29	5.3	159	61	-150	107	CMT Harvard solution
20090701	09:30:00	34.042	25.411	30	6.4	295	32	108	5850	CMT Harvard solution
20091126	15:09:00	35.98	21.32	12	5.0	39	27	163	41.8	CMT Harvard solution
20100211	21:56:00	34.32	25.35	29	5.4	282	32	77	185	CMT Harvard solution
20100424	15:01:00	34.32	26.01	36	5.4	277	33	101	136	CMT Harvard solution
20101003	15:21:00	35.00	26.52	12	5.3	49	7	-124	127	CMT Harvard solution
20110228	07:49:00	34.87	25.46	33	5.7	246	6	64	444	CMT Harvard solution
20110508	06:50:00	36.70	27.24	13	5.2	60	30	-97	89.9	CMT Harvard solution
20110519	20:39:00	34.39	23.72	22	5.2	232	56	-24	90.4	CMT Harvard solution
20110913	16:19:00	34.67	23.80	10	5.2	241	57	-11	81.9	CMT Harvard solution
20110927	12:08:00	34.40	23.78	28	5.3	235	59	-9	129	CMT Harvard solution
20111123	12:17:00	34.49	25.07	15	5.5	238	39	-55	190	CMT Harvard solution
20120126	04:24:59	36.07	25.07	15	5.2	81	39	-17	85	CMT Harvard solution
20120127	01:33:00	36.04	25.06	31	5.4	78	28	-24	167	CMT Harvard solution
20120416	11:23:46	36.65	21.50	33	5.8	340	11	124	687	CMT Harvard solution
20120704	23:46:37	35.08	26.65	32	5.0	131	69	1	39	CMT Harvard solution
20120912	03:27:46	34.90	24.11	40	5.4	278	26	69	148	CMT Harvard solution
20120921	08:47:42	35.27	22.55	16	5.0	247	65	23	36	CMT Harvard solution
20130406	11:26:08	34.89	24.16	47	5.3	298	32	93	132	CMT Harvard solution
20130606	11:53:48	36.79	21.85	39	5.0	219	59	13	37.5	CMT Harvard solution
20130615	16:11:05	34.46	25.01	32	6.3	235	7	45	3780	CMT Harvard solution
20131012	13:11:56	35.47	23.28	15	6.8	339	3	130	17400	CMT Harvard solution

Από το σχήμα 4.2, μπορούν να προκύψουν κάποια στοιχεία για τις μετακινήσεις που λαμβάνουν χώρα στον στερεό φλοιό, δηλαδή για το πεδίο των τάσεων που επικρατεί στην

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

περιοχή μελέτης για εστιακά βάθη μέχρι 40 km. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης για τις ζώνες 1, 2, 4, 5 δείχνουν ότι στις περιοχές αυτές επικρατούν ανάστροφες διαρρήξεις, με την μέση τιμή της οριζόντιας συμπίεσης να έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Στις ίδιες ζώνες υπάρχουν και μερικοί μηχανισμοί γένεσης οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίοι είναι συμβατοί με οριζόντια συμπίεση ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.



Σχ. 4.2 Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών (h < 40 km) με μέγεθος $M_w \geq 5.0$. Με κόκκινο χρώμα είναι μηχανισμοί σε ανάστροφα ρήγματα, με μαύρο χρώμα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο τα κανονικά ρήγματα.

Στη ζώνη 3 από τους πέντε συνολικά διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης οι τέσσερις αφορούν διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης και ο ένας ανάστροφη διάρρηξη. Οι τρεις οριζόντιας μετατόπισης και ο ανάστροφος είναι συμβατοί με οριζόντια συμπίεση διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ. Ο τελευταίος, ο οποίος έγινε τον Μάρτιο του 2004 με μέγεθος $M_w = 6.0$ δεν είναι συμβατός με αυτή την διεύθυνση της συμπίεσης, αλλά δείχνει ένα αριστερόστροφο ρήγμα με την συμπίεση να έχει διεύθυνση ΒΔ - ΝΑ. Για τον συγκεκριμένο σεισμό οι Bohnhoff et al. (2005) έχουν προτείνει ότι είναι πιθανόν να οφείλεται σε διάρρηξη πάνω σε προϋπάρχοντα ρήγματα του ανώτερου φλοιού. Στην ζώνη 6 το πεδίο των τάσεων αλλάζει σημαντικά. Στην συγκεκριμένη ζώνη παρατηρείται μια μεγάλη ποικιλία στα είδη των μηχανισμών γένεσης, όπου (5) αντιστοιχούν σε κανονικές διαρρήξεις, (1) σε ανάστροφη διάρρηξη και (10) σε διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης. Τα χαρακτηριστικά αυτά των διαρρήξεων πιθανότατα να οφείλονται στο ότι η διεύθυνση της κατάδυσης είναι

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

πλάγια στη διεύθυνση των κύριων τεκτονικών δομών. Στις ζώνες 7, 8 και 9 επικρατεί εφελκυστικό πεδίο τάσεων με χαρακτηριστικό στοιχείο την απουσία μηχανισμών γένεσης με ανάστροφη συνιστώσα. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρείται εφελκυσμός με διεύθυνση B-N (ζώνη 9) και Α-Δ (ζώνες 7 και 8) ο οποίος οδηγεί σε ολίσθηση κανονικών ρηγμάτων τα οποία έχουν παράταξη περίπου Α-Δ και B-N, αντίστοιχα.

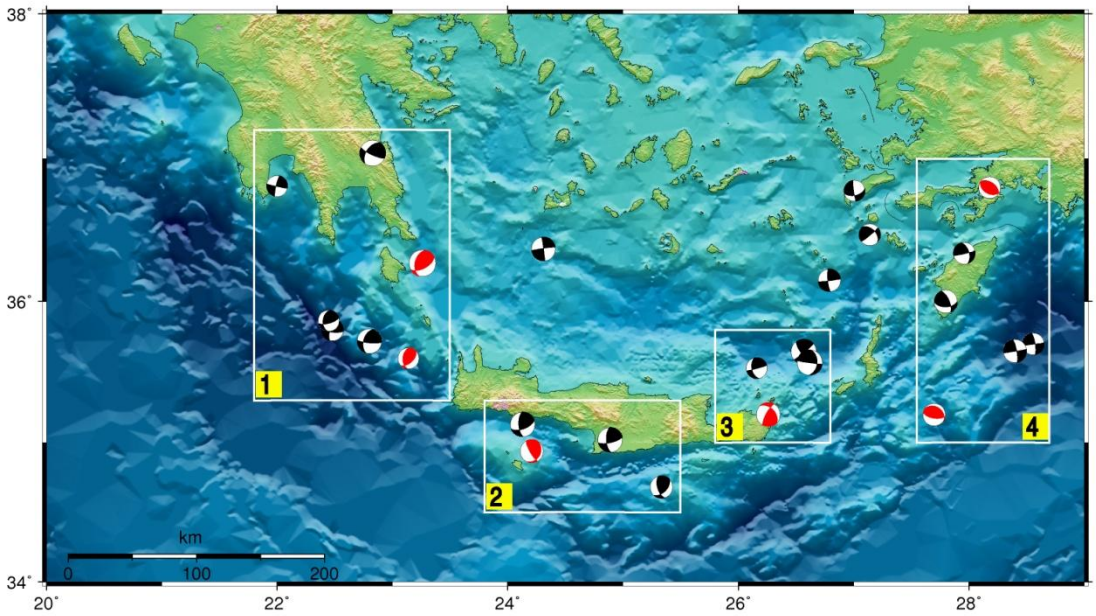
Πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους 26 ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 5.0$) ενδιαμέσου βάθους δίνονται στον πίνακα 4.2. Στην τελευταία στήλη του πίνακα δίνεται η πηγή από την οποία ελήφθησαν τα δεδομένα. Η χωρική κατανομή τους φαίνονται στο σχήμα 4.3.

Πίνακας 4.2 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους με μέγεθος $M_w \geq 5.0$ που έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 1965. Η παράταξη, ξ, η κλίση, δ, και η γωνία ολίσθησης, λ, που δίνονται σε κάθε περίπτωση αντιστοιχούν στο επίπεδο του ρήγματος. M_o είναι η σεισμική ροπή.

Ημ/νία	**Χρόνος Γένεσης**	**φ(^o_N)**	**λ(^o_E)**	**Βάθος (km)**	**M_w**	**ξ (^{o})**	**δ (^{o})**	**λ (^{o})**	**M_o (x10^{15} Nm)**	**Αναφορές**
19650309	23:57:02	35.06	21.13	69	6.0	69	59	148	1000	Taymaz et al. 1990
19750922	00:44:56	35.20	26.26	64	5.8	209	75	131	501	Taymaz et al. 1990
19771128	02:59:10	35.18	27.94	85	5.4	103	46	24	165	CMT Harvard solution
19790615	11:34:17	34.94	24.21	41	5.6	150	75	70	230	Taymaz et al. 1990
19790822	20:12:47	35.75	27.89	94.4	5.3	53	19	-129	102	CMT Harvard solution
19830319	21:41:49	34.75	24.89	65	5.6	44	51	139	333	CMT Harvard solution
19840522	13:57:11	36.13	22.78	73	5.1	182	55	29	62.3	CMT Harvard solution
19870619	18:45:42	36.80	28.18	65	5.2	121	41	88	63	Benetatos et al., 2004
19911018	14:04:55	35.70	28.56	43	5.2	82	88	13	63	Benetatos et al., 2004
19921121	05:07:25	35.72	22.80	70.4	5.9	196	50	16	856	CMT Harvard solution
19940523	06:46:19	35.02	24.89	80.8	6.0	177	63	22	1490	CMT Harvard solution
19960412	15:39:10	36.47	27.14	151.9	5.2	315	44	173	80.1	CMT Harvard solution
19960426	07:01:28	36.34	27.96	70	5.3	343	54	174	125	Benetatos et al., 2004
20010623	06:52:42	35.54	28.10	44	5.7	80	87	8	419	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012
20020122	04:53:52	35.57	26.62	82	6.1	4	41	175	1516	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012
20020521	20:53:30	36.63	24.27	91	5.8	267	84	180	527	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012
20020606	22:35:41	35.53	26.16	81	5.1	168	51	5	51	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012
20030429	01:51:2	36.81	22.00	55	5.1	193	81	4	51.1	CMT Harvard solution
20041007	01:05:12	36.15	26.79	144	5.5	83	86	168	200	Pondrelli et al., 2008
20041104	06:22:37	35.6	23.14	67	5.1	46	53	117	48	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

20060108	11:34:54	36.27	23.26	60	6.5	62	57	121	8255	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012
20070203	13:43:22	35.80	22.48	57	5.3	194	71	19	124	Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012
20080106	05:14:24	37.04	22.83	86	6.2	217	49	18	2390	Pondrelli et al., 2011
20100716	08:11:00	36.777	27.008	162	5.1	77	53	-8	65.6	CMT Harvard solution
20110401	13:29:00	35.646	26.569	44	6.1	142	71	5	2020	CMT Harvard solution



Σχ. 4.3 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους (40 km ≤ h ≤ 100 km) με μέγεθος $M_w \geq 5.0$. Με κόκκινο χρώμα είναι μηχανισμοί σε ανάστροφα ρήγματα, με μαύρο χρώμα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης.

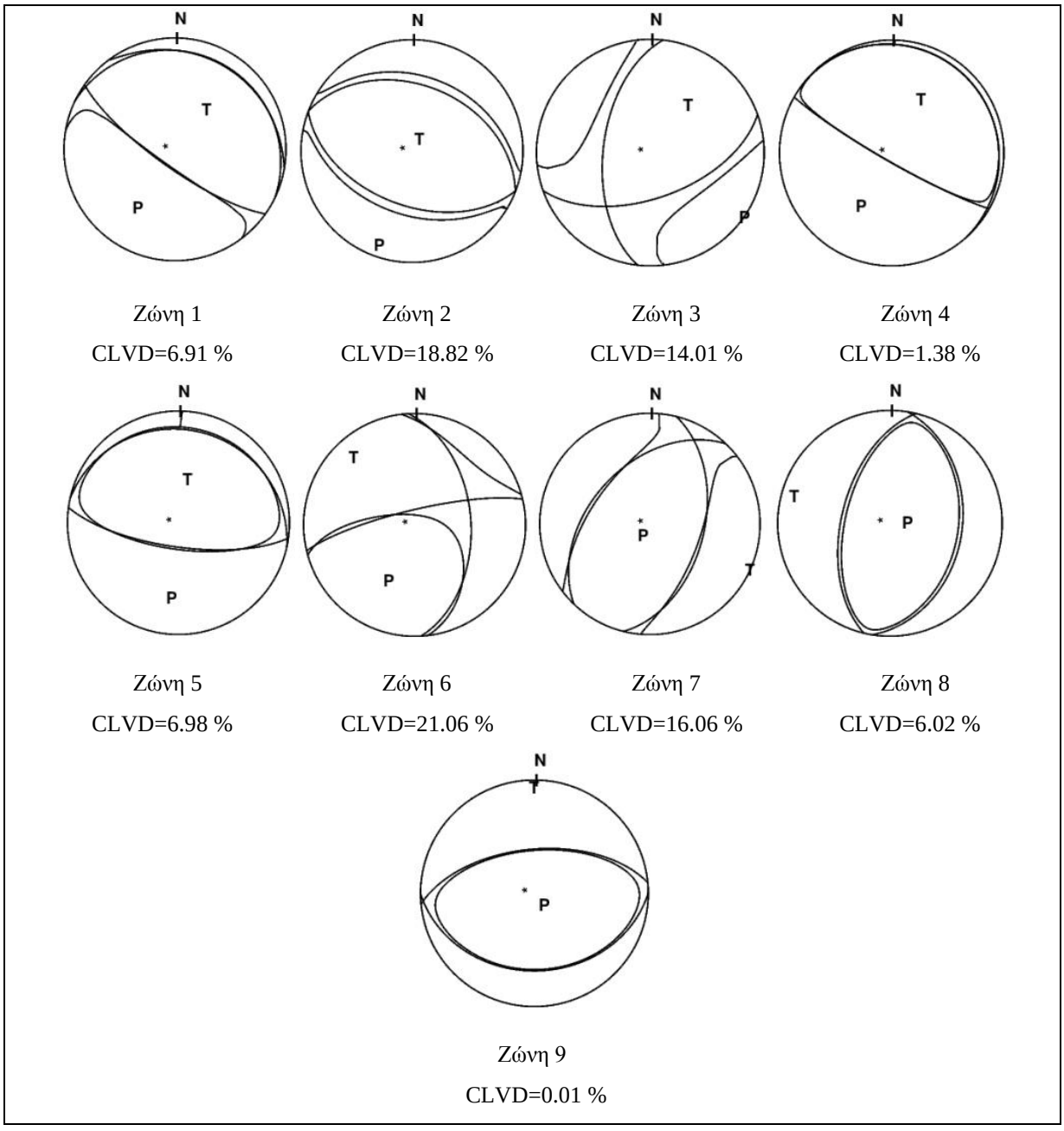
Οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους, χωρίστηκαν σε τέσσερις ζώνες με βάση την ομοιότητα των λύσεων και τη γειτνίαση των σεισμικών εστιών. Τέσσερις από τους σεισμούς αυτούς έχουν μεγάλα εστιακά βάθη (h ≥ 100 km) για τον λόγο αυτό δεν συμπεριλήφθηκαν στους υπολογισμούς. Η πλειονότητα των μηχανισμών γένεσης δείχνουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα. Χαρακτηριστική είναι η απουσία μηχανισμών γένεσης με κανονική διάρρηξη για εστιακά βάθη μεγαλύτερα από 40 km.

4.4.2 Συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής

Από τις παραμέτρους των μηχανισμών γένεσης των ισχυρών επιφανειακών σεισμών ($M_w \geq 5.0$) του πίνακα 4.1 υπολογίστηκαν οι συνολικοί τανυστές σεισμικής ροπής για τις εννέα ζώνες. Από τους συνολικούς τανυστές σεισμικής ροπής μπορεί να προσδιοριστεί το

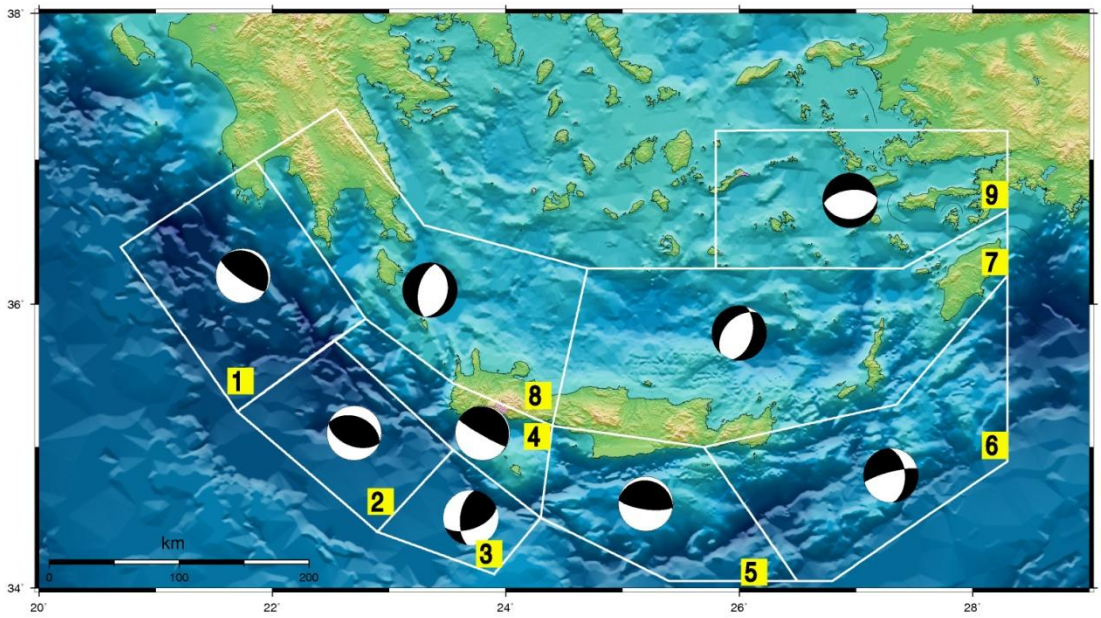
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

αντιπροσωπευτικό πεδίο των τάσεων για την κάθε ζώνη. Τα αποτελέσματα για την κάθε ζώνη φαίνονται στο σχήμα 4.4α μαζί με τις τιμές της συνιστώσας CLVD, ενώ στο σχήμα 4.4β φαίνεται η χωρική κατανομή τους.



Σχ. 4.4α Συνολικοί τανυστές σεισμικής ροπής και η CLVD συνιστώσα της κάθε ζώνης για τους επιφανειακούς σεισμούς (h≤40km).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



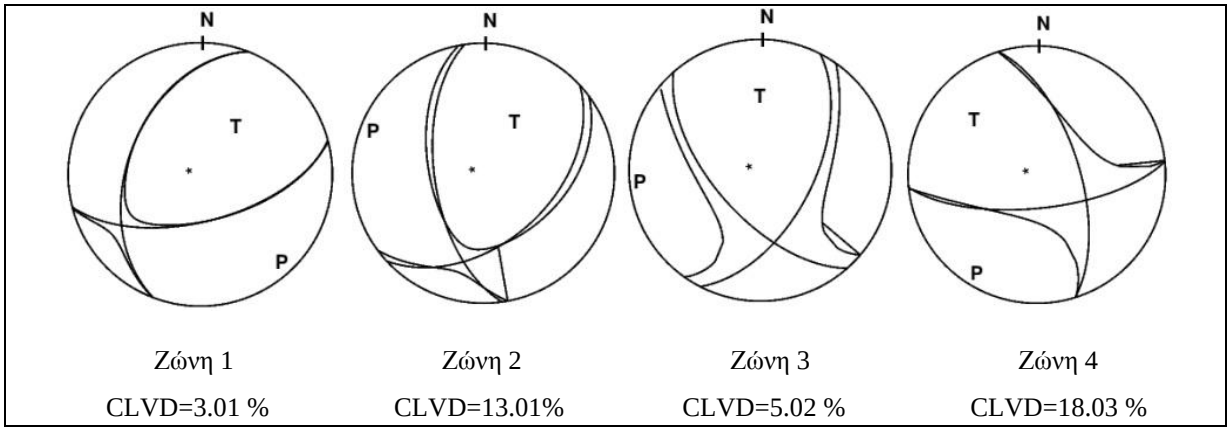
Σχ. 4.4β Χωρική κατανομή των συνολικών τανυστών σεισμικής ροπής για τις εννέα ζώνες επιφανειακών σεισμών (h≤40km) για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου.

Για τις ζώνες 1, 2, 4 και 5 οι τανυστές σεισμικής ροπής δείχνουν ρήγματα ανάστροφης διάρρηξης. Τα ρήγματα αυτά έχουν ΒΔ-ΝΑ παράταξη και βορειοανατολική κλίση και οφείλονται στο μέτωπο κατάδυσης τμήματος της λιθόσφαιρας της Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου. Για την ζώνη 3 ο τανυστής σεισμικής ροπής δείχνει διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα. Αυτό το αποτέλεσμα προέκυψε λόγω του μηχανισμού γένεσης του ισχυρού σεισμού του 2004 με μέγεθος M_w 6.0. Στην ζώνη 6 επικρατούν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με μικρή κανονική συνιστώσα. Η συγκεκριμένη ζώνη αποτελεί το ανατολικό άκρο της Τάφρου όπου βρίσκεται το αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου (RTF = Rhodos Transform Fault). Στις ζώνες 7 και 8 οι τανυστές σεισμικής ροπής δείχνουν κανονικές διαρρήξεις, με τις οριζόντιες εφελκυστικές τάσεις να ασκούνται κατά τη διεύθυνση Ανατολής - Δύσης και τα ρήγματα να έχουν παράταξη κατά τη διεύθυνση Βορρά - Νότου. Το συγκεκριμένο εφελκυστικό πεδίο συνδέεται άμεσα με την συμπίεση που βρίσκεται δυτικά του, καθώς και με τις ορογενετικές διαδικασίες που πραγματοποιούνται στις ζώνες αυτές. Τέλος, ο τανυστής σεισμικής ροπής για την ζώνη 9 δείχνει ρήγματα κανονικής διάρρηξης, αλλά με εφελκυστικές τάσεις να ασκούνται κατά τη διεύθυνση Βορρά - Νότου και τα κανονικά ρήγματα με παράταξη κατά τη διεύθυνση Ανατολής - Δύσης. Το εφελκυστικό αυτό πεδίο οφείλεται στην ταχύτερη κίνηση προς το νότο του εμπρόσθιου

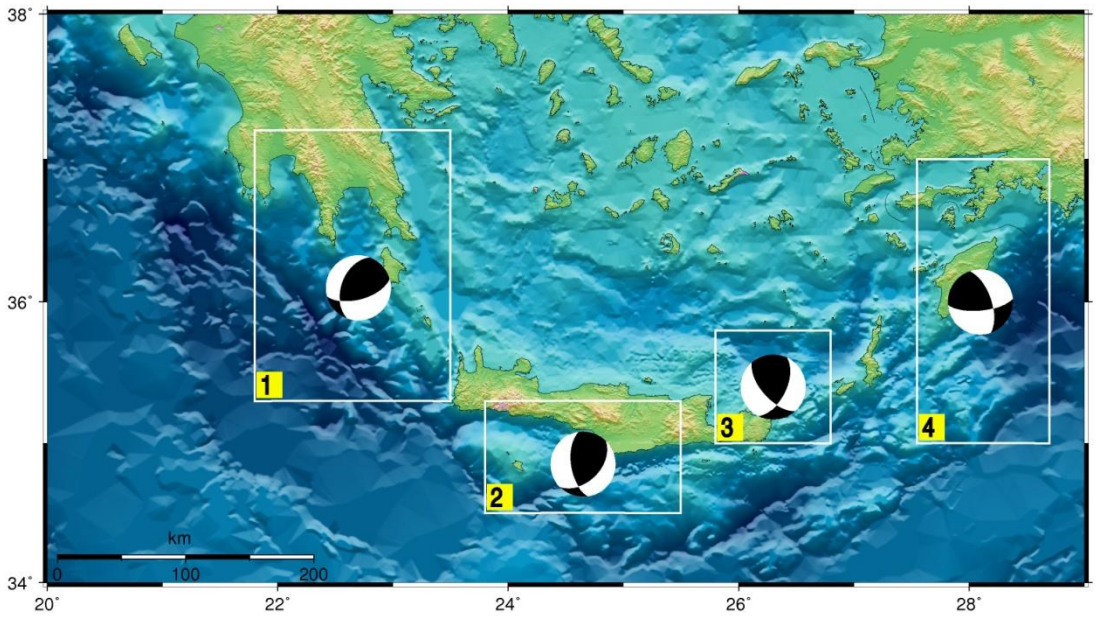
02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

(νότιου) τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση προς το οπίσθιο (βόρειο) τμήμα της μικροπλάκας.

Η ίδια διαδικασία εφαρμόστηκε και για τις παραμέτρους των μηχανισμών γένεσης των ισχυρών σεισμών ($M_w \geq 5.0$) ενδιαμέσου βάθους του πίνακα 4.2. Υπολογίστηκαν οι συνολικοί τανυστές σεισμικής ροπής για τέσσερις ζώνες. Από τους συνολικούς τανυστές σεισμικής ροπής μπορεί να προσδιοριστεί το αντιπροσωπευτικό πεδίο τάσεων για την κάθε ζώνη. Τα αποτελέσματα για την κάθε ζώνη φαίνονται στο σχήμα 4.5α μαζί με τις τιμές της συνιστώσας CLVD, ενώ στο σχήμα 4.5β φαίνεται η χωρική κατανομή τους.



Σχ. 4.5α Συνολικοί τανυστές σεισμικής ροπής και η CLVD συνιστώσα της κάθε ζώνης για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους.



Σχ. 4.5β Χωρική κατανομή των συνολικών τανυστών σεισμικής ροπής για τις τέσσερις ζώνες σεισμών ενδιαμέσου βάθους (40 - 100km) για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Οι τανυστές σεισμικής ροπής δείχνουν διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα για όλες τις ζώνες. Με τους άξονες συμπίεσης P να είναι παράλληλοι προς το ελληνικό τόξο ενώ οι άξονες εφελκυσμού T είναι σχεδόν παράλληλοι προς τη κλίση της ζώνης Benioff αποτελέσματα τα οποία βρίσκονται σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες (Kiratzi and Papazachos, 1995).

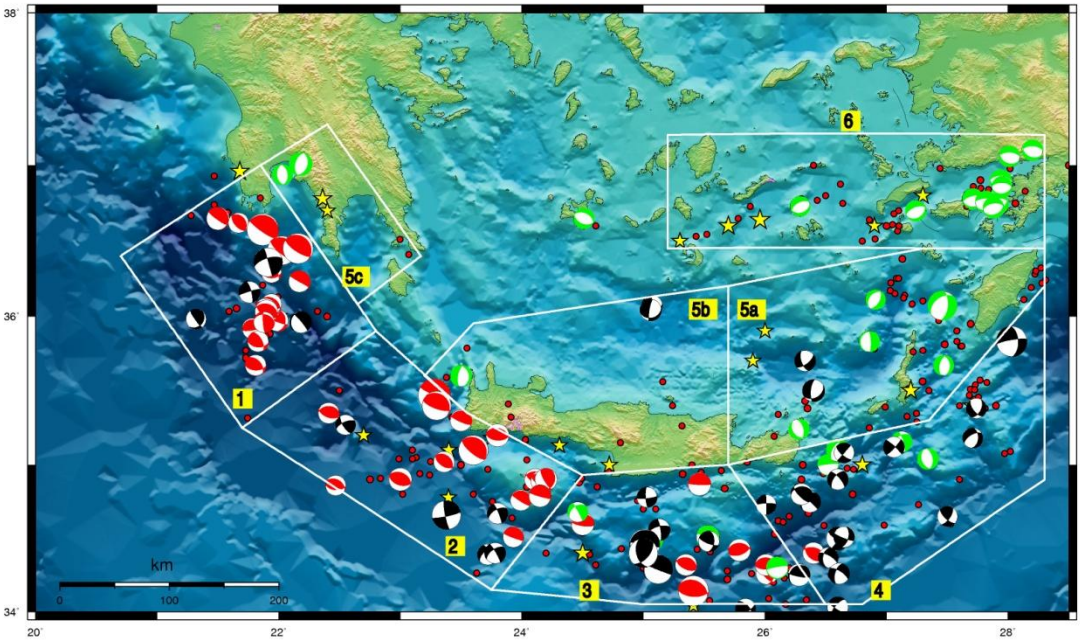
Τα ποσοστά της συνιστώσας CLVD για όλες τις ζώνες, επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών, είναι μικρότερα από 20%. Οπότε, μπορεί να θεωρηθεί ότι οι τανυστές σεισμικής ροπής αντιπροσωπεύουν το πραγματικό πεδίο τάσεων στις συγκεκριμένες ζώνες και ότι το πεδίο των τάσεων ελέγχεται από τους ισχυρότερους σεισμούς. Εξαίρεση αποτελεί η ζώνη 6 των επιφανειακών σεισμών για την οποία το ποσοστό είναι ίσο με 21.06 %. Το σχετικά μεγάλο ποσοστό της συνιστώσας CLVD για την ζώνη 6 υποδηλώνει ότι ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής δεν αντιπροσωπεύει το πεδίο των τάσεων (Dziewonski and Woodhouse, 1983).

4.4.3 Ρυθμός απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής

Με σκοπό να προσδιορισθούν τα χαρακτηριστικά της σεισμικότητας της περιοχής μελέτης υπολογίστηκαν οι ρυθμοί απελευθέρωσης σεισμικής ροπής. Για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους δεν υπολογίστηκαν οι τιμές των ρυθμών απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής, καθώς ο αριθμός των συγκεκριμένων σεισμών είναι μικρός και η ακρίβεια προσδιορισμού του βάθους είναι αξιόπιστη μόνο για πρόσφατα δεδομένα.

Για τον υπολογισμό των ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, χρησιμοποιήθηκε ένας διαφορετικός χωρισμός της περιοχής μελέτης σε σχέση με αυτόν για τον υπολογισμό των συνολικών τανυστών σεισμικής ροπής (Σχ. 4.4β). Αυτό έγινε διότι ο προηγούμενος χωρισμός είχε γίνει μόνο με βάση την ομοιότητα των λύσεων και τη γειτνίαση των σεισμικών εστιών, με αποτέλεσμα η διάκριση αυτή να περιλαμβάνει περιοχές με ανομοιόμορφη κατανομή σεισμικής δραστηριότητας. Δεδομένου ότι, για τον ακριβή υπολογισμό των ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, $\dot{M}_o$, πρέπει να ληφθεί υπόψη και η χωρική κατανομή των σεισμών, η περιοχή μελέτης χωρίστηκε εκ νέου για να προκύψουν οι ζώνες που παρουσιάζονται στο σχήμα 4.6.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 4.6 Χωρισμός της περιοχής μελέτης για τον υπολογισμό των ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής και των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης. Διακρίνονται οι μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών (h < 40 km) με μέγεθος $M_w \geq 5.0$. Με κόκκινο χρώμα είναι μηχανισμοί σε ανάστροφα ρήγματα, με μαύρο χρώμα σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο σε κανονικά ρήγματα. Με κόκκινους κύκλους φαίνονται οι σεισμοί με $M \geq 5.0$ για το χρονικό διάστημα 1964-2013 ενώ με τα κίτρινα αστέρια οι σεισμοί με $M \geq 6.0$ για το χρονικό διάστημα 1911-2013.

Οι υπολογισμοί των ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής έγιναν για δυο πλήρη δείγματα δεδομένων. Το πρώτο δείγμα αποτελείται από το σύνολο των ισχυρών σεισμών ($M \geq 6.0$) που έχουν γίνει από το 1911 μέχρι το 2013. Επιλέχθηκε το συγκεκριμένο έτος, διότι από τότε ξεκινούν οι ενόργανες μετρήσεις για την περιοχή της Ελλάδας, καθώς τότε εγκαταστάθηκε στην Αθήνα ο πρώτος σεισμογράφος τύπου Mainka δυο συνιστωσών. Το δεύτερο δείγμα δεδομένων αποτελείται από το σύνολο των ισχυρών σεισμών ($M \geq 5.0$) που έχουν γίνει από το 1964 μέχρι το 2013. Το 1964 επιλέχθηκε ως αρχικό έτος, διότι από τότε υπάρχει μεγαλύτερη ακρίβεια στα δεδομένα, καθώς το 1962 εγκαταστάθηκε στην Αθήνα σταθμός WWSSN (Worldwide Standardized Seismographic Network).

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Πίνακας 4.3 Ετήσιοι ρυθμοί απελευθέρωσης σεισμικής ροπής για τα δυο δείγματα δεδομένων.

Ζώνη	$\dot{M}_o$ (Nm/yr x 10^{17}) (1911-2013, M ≥ 6.0)	$\dot{M}_o$ (Nm/yr x 10^{17}) (1964-2013, M ≥ 5.0)
1	5.3	4.2
2	1.5	4.1
3	3.9	2.0
4	2.4	0.69
5a	5.7	0.68
5b	0.55	0.51
5c	6.2	0.09
6	26.0	0.65

Από τον πίνακα 4.3 και για το χρονικό διάστημα μεταξύ 1911 και 2013, προκύπτει ότι η ζώνη 6 παρουσιάζει την μεγαλύτερη τιμή ρυθμού απελευθέρωσης σεισμικής ροπής ίση με 2.6 x 10^{18} Nm/yr. Η τιμή αυτή προέκυψε από τους ισχυρούς σεισμούς που έχουν γίνει στη συγκεκριμένη ζώνη τα τελευταία 100 χρόνια και δεν μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτική, καθώς στην ουσία ορίζει ότι ανά έτος γίνεται σεισμός με μέγεθος M_w=6.2, γεγονός που δεν ισχύει σε καμία περίπτωση για τη συγκεκριμένη περιοχή. Η μεγάλη αυτή τιμή προέκυψε καθώς τέτοιοι ισχυροί σεισμοί, όπως αυτός της Αμοργού το 1956, έχουν περιόδους επανάληψης πολύ μεγαλύτερες από ~100 χρόνια που εξετάζονται. Ο ισχυρός σεισμός της Αμοργού το 1956 (M=7.7) προκάλεσε σοβαρές βλάβες στα νησιά Σαντορίνη, Αμοργό, Ανάφη, Αστυπάλαια, Ιο, Πάρο, Νάξο, Κάλυμνο, Λέρο, Πάτμο και Λειψούς. Καταστράφηκαν συνολικά 529 σπίτια, 1482 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 1750 ελαφρές. Σκοτώθηκαν 53 άτομα και τραυματίστηκαν 100. Πολλές από τις συνέπειες αυτού του σεισμού οφείλονται στο μεγάλο μετασεισμό που ακολούθησε και είχε μέγεθος ίσο με M=6.9. Οι υπόλοιπες ζώνες έχουν τιμές μικρότερες κατά μια τάξη μεγέθους. Τα τελευταία 100 χρόνια στη ζώνη 5b έχουν γίνει μόλις δυο σεισμοί με μεγέθη μεγαλύτερα από 6.0 ως αποτέλεσμα η συγκεκριμένη ζώνη παρουσιάζει την πιο μικρή τιμή ρυθμού απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, δυο τάξεις μεγέθους μικρότερη (10^{16} Nm/yr).

Για το χρονικό διάστημα μεταξύ 1964 και 2013 προκύπτει ότι οι ζώνες 1, 2 και 3 έχουν τις μεγαλύτερες τιμές ρυθμού απελευθέρωσης σεισμικής ροπής. Οι μεγάλες αυτές τιμές προκαλούνται από τους ισχυρούς σεισμούς που έχουν γίνει στις συγκεκριμένες ζώνες τα τελευταία πενήντα χρόνια και κυρίως την τελευταία δεκαετία όπως είναι αυτός στη Μεθώνη τον Φεβρουάριο του 2008 με M_w=6.8 και στην Κρήτη τον Οκτώβριο του 2013 με

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

M_w=6.8, μεταξύ άλλων. Οι ζώνες αυτές βρίσκονται κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου (νότια της Πελοποννήσου - νότια της Κρήτης) όπου εκεί η παραμόρφωση έχει μεγάλες τιμές κυρίως λόγω της εφίππευσης της γρήγορα κινούμενης πλάκας του Αιγαίου πάνω στη ωκεάνια λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου. Για τις υπόλοιπες ζώνες (4, 5a, 5b, 5c και 6) οι τιμές είναι μια και δυο τάξεις μεγέθους μικρότερες. Αυτό συμβαίνει διότι, στις ζώνες αυτές οι σεισμοί έχουν μικρά έως μεσαία μεγέθη και οι ισχυροί σεισμοί είτε απουσιάζουν είτε είναι πολύ λίγοι.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι στον υπολογισμό του ρυθμού απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, $\dot{M}_o$, είναι πολύ ουσιαστική η συμβολή των ισχυρών σεισμών. Αξιόπιστος υπολογισμός του $\dot{M}_o$ επομένως απαιτεί δεδομένα που καλύπτουν χρονική περίοδο μεγαλύτερη της περιόδου επανάληψης των ισχυρών σεισμών. Αυτό όμως δεν είναι εφικτό αφού απαιτούνται δεδομένα πολύ μεγάλων περιόδων με αποτέλεσμα οι υπολογιζόμενες τιμές να είναι ενδεικτικές.

4.4.4 Ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης

Για τον υπολογισμό των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης, χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες ζώνες και τα ίδια δείγματα δεδομένων από τους υπολογισμούς ετήσιων ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής. Για τον υπολογισμό των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης, απαραίτητος είναι πρώτα ο καθορισμός των διαστάσεων της επιφάνειας διάρρηξης της κάθε ζώνης. Δηλαδή, ο καθορισμός παραμέτρων όπως είναι το μήκος, L και το πλάτος του ρήγματος W. Ως μήκος ρήγματος, L, θεωρείται το μέσο μήκος της κάθε ζώνης. Η διεύθυνση κατά την οποία μετριέται ταυτίζεται με την μέση παράταξη των κυρίων ρηγμάτων που υπάρχουν στην κάθε ζώνη. Για τον υπολογισμό του πλάτους ρήγματος, W, της επιφάνειας διάρρηξης πρέπει πρώτα να καθοριστούν δυο άλλοι παράμετροι που είναι το πάχος του σεισμογόνου στρώματος, h, και η κλίση της επιφάνειας διάρρηξης, δ, αφού θεωρούμε ότι η επιφάνεια διάρρηξης είναι κεκλιμένη. Για τον καθορισμό του πάχους του σεισμογόνου στρώματος, θεωρήσαμε ότι στις εξωτερικές ζώνες (1, 2, 3 και 4) οι εστίες των σεισμών βρίσκονται σε βάθη μεταξύ των 5 και 25 km, ενώ για τις εσωτερικές ζώνες (5a, 5b, 5c και 6) από τα 5 έως και τα 15 km. Οπότε, τα πάχη των σεισμογόνων στρωμάτων, h, για τις εξωτερικές και τις εσωτερικές ζώνες είναι ίσα με 20 km και 10 km, αντίστοιχα. Οι γωνίες κλίσης, δ, καθορίστηκαν ανάλογα με το είδος διάρρηξης που επικρατεί στην κάθε ζώνη. Για ανάστροφες διαρρήξεις θεωρήθηκε γωνία κλίσης ίση με 30° μοίρες, για κανονικές

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

διαρρήξεις 45° μοίρες και για διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης 70° μοίρες (Borges et al., 2007). Στον πίνακα 4.4 συνοψίζονται οι τιμές των παραμέτρων που καθορίζουν τις διαστάσεις της επιφάνειας διάρρηξης.

Πίνακας 4.4 Παράμετροι που καθορίζουν τις διαστάσεις της επιφάνειας διάρρηξης για την κάθε ζώνη.

Ζώνη	h (km)	δ^{o}	L (km)	W (km)
1	20	30	150	40
2	20	30	200	40
3	20	30	170	40
4	20	70	210	21
5a	10	45	130	14
5b	10	45	130	14
5c	10	45	130	14
6	10	45	280	14

Με τον ορισμό των παραπάνω παραμέτρων πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός της επιφάνειας διάρρηξης για την κάθε ζώνη, και υπολογίστηκαν οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης σύμφωνα με τη σχέση 4.4. Με τον τρόπο αυτό υπολογίστηκε η ταχύτητα σεισμικής παραμόρφωσης (ολίσθησης) πάνω στο κεκλιμένο επίπεδο ρήγματος, για να αντιστοιχηθεί όμως αυτή η ταχύτητα με την κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών πρέπει να υπολογιστεί η οριζόντια προβολή της. Στον πίνακας 4.5 συνοψίζονται οι οριζόντιες προβολές των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης για την κάθε ζώνη.

Πίνακας 4.5 Τιμές των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης στο οριζόντιο επίπεδο για τα δυο δείγματα δεδομένων.

Ζώνη	Δύ (mm/yr) (1911-2013, M ≥ 6.0)	Δύ (mm/yr) (1964-2013, M ≥ 5.0)
1	2.3	1.8
2	0.5	1.2
3	1.4	0.8
4	0.5	0.1
5a	6.6	0.7
5b	0.6	0.6
5c	7.2	0.1
6	14.2	0.4

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Από τον πίνακα 4.5 προκύπτει ότι οι τιμές των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης δείχνουν παρόμοια αποτελέσματα με αυτά από τους ρυθμούς απελευθέρωσης σεισμικής ροπής. Δηλαδή, για το χρονικό διάστημα μεταξύ των ετών 1911 και 2013, προκύπτει ότι η ζώνη 6 παρουσιάζει για μια ακόμη φορά την μεγαλύτερη τιμή ταχύτητας σεισμικής παραμόρφωσης (1.4 cm/yr). Τιμή η οποία δεν μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτική γιατί προέκυψε από ισχυρούς σεισμούς (Αμοργός 1956) με πολύ μεγαλύτερη περίοδο επανάληψης από το χρονικό διάστημα που εξετάζεται. Οι υπόλοιπες ζώνες παρουσιάζουν μικρότερες τιμές κατά μια τάξη μεγέθους. Τέλος οι ζώνες 2 και 5b παρουσιάζουν τις μικρότερες τιμές οι οποίες είναι δυο τάξεις μεγέθους μικρότερες.

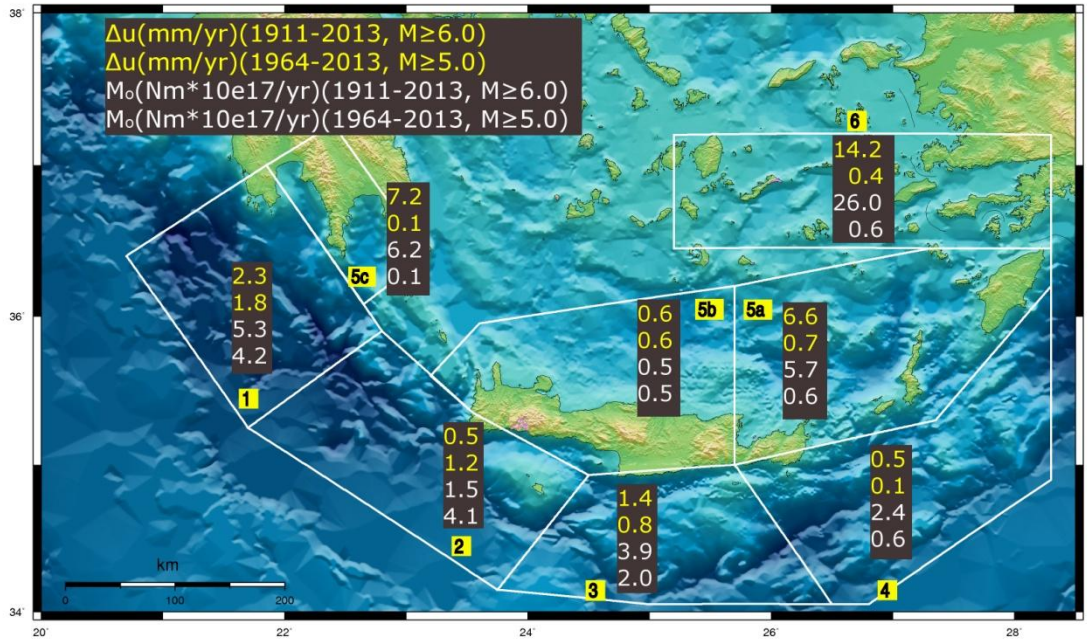
Για το χρονικό διάστημα μεταξύ των ετών 1964 και 2013 προκύπτει ότι οι ζώνες 1, 2 και 5a έχουν τις μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας σεισμικής παραμόρφωσης. Οι μεγάλες αυτές τιμές προκύπτουν από τους ισχυρούς σεισμούς που έχουν γίνει στις συγκεκριμένες ζώνες τα τελευταία πενήντα χρόνια. Για τις υπόλοιπες ζώνες (3, 4, 5b, 5c και 6) οι τιμές είναι μια τάξη μεγέθους μικρότερες. Αυτό συμβαίνει διότι, στις ζώνες αυτές οι σεισμοί έχουν μικρά έως μεσαία μεγέθη και οι ισχυροί σεισμοί είτε απουσιάζουν είτε είναι πολύ λίγοι.

4.4.5 Σύνοψη αποτελεσμάτων

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα από τα δυο δείγματα δεδομένων, δηλαδή από τα δυο διαφορετικά χρονικά διαστήματα, μπορούν να προκύψουν κάποια ενδιαφέροντα συμπεράσματα σχετικά με την συχνότητα γένεσης των ισχυρών σεισμών στην περιοχή μελέτης. Δηλαδή μπορεί να εξετασθεί αν η σεισμικότητα για τα τελευταία ~100 έτη είναι αντίστοιχη με αυτή των τελευταίων ~50 ετών ή αλλάζει σε κάποιες ζώνες. Στο σχήμα 4.7 συνοψίζεται το σύνολο των αποτελεσμάτων των ετήσιων ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής και των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης.

Πιο συγκεκριμένα, οι υπολογισμοί τόσο των ετήσιων ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής αλλά και των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης, για τις ζώνες 3, 4, 5a, 5c και 6 είναι αρκετά μεγαλύτερες στο πρώτο δείγμα δεδομένων (1911 - 2013) από τις αντίστοιχες του δεύτερου δείγματος δεδομένων (1964 - 2013). Αυτό συμβαίνει διότι το χρονικό διάστημα μεταξύ 1911 και 1964 έγιναν στις συγκεκριμένες ζώνες πολύ ισχυροί σεισμοί με μεγέθη από M=6.8 μέχρι M=7.5. Και καθώς τέτοιοι σεισμοί παρουσιάζουν μεγάλες περιόδους επανάληψης παρόμοιου μεγέθους σεισμοί απουσιάζουν τα τελευταία 50 χρόνια.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχ. 4.7 Χάρτης της περιοχής μελέτης στον οποίο συνοψίζονται το σύνολο τα αποτελέσματα των ετήσιων ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής και των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης στο οριζόντιο επίπεδο για τα δύο διαφορετικά δείγματα δεδομένων. Τα αποτελέσματα για την κάθε ζώνη παρουσιάζονται με την σειρά που φαίνονται στο υπόμνημα.

Από την άλλη μεριά, το αντίθετο ισχύει για την ζώνη 2 όπου οι υπολογισμοί τόσο των ετήσιων ρυθμών απελευθέρωσης σεισμικής ροπής αλλά και των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης, έχουν μεγαλύτερες τιμές στο δεύτερο δείγμα δεδομένων (1964 - 2013) από τις αντίστοιχες του πρώτου δείγματος δεδομένων (1911 - 2013). Το γεγονός αυτό συμβαίνει γιατί στην ζώνη 2 δεν έχουν γίνει μόλις 2 ισχυροί σεισμοί (M=6.2 και 6.3) για το χρονικό διάστημα 1911 - 1964. Τέλος, για τις ζώνες 1 και 5b τα αποτελέσματα από τα δυο δείγματα δεδομένων είναι παρόμοια, γεγονός το οποίο υποδηλώνει ότι η συχνότητα γένεσης των ισχυρών σεισμών σε αυτές τις ζώνες είναι σταθερή.

4.4.6 Συζήτηση και σύγκριση αποτελεσμάτων

Για την περιοχή μελέτης έχει δημοσιευτεί ένας μεγάλος αριθμός εργασιών που σχετίζονται με ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης με την χρήση σεισμολογικών και γεωδαιτικών δεδομένων. Τα αποτελεσμάτων των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης της παρούσας εργασίας είναι δυνατόν να συγκριθούν με κάποιες από αυτές τις εργασίες.

Οι Le Pichon et al. (1995) βρήκαν ότι το νότιο Αιγαίο κινείται προς τα ΝΔ σε σχέση με την σταθερή Ευρασία με ταχύτητα 30mm/yr. Η μέγιστη τιμή παρατηρείται στη

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

νοτιοδυτική Πελοπόννησο (35mm/yr). Οι Papazachos and Kiratzi (1996) υπολόγισαν την ταχύτητα παραμόρφωσης, κατά μήκος του εξωτερικού τμήματος του Ελληνικού τόξου να είναι ίση με 13mm/yr. Ο Papazachos (1999) με την χρήση σεισμολογικών και γεωδαιτικών δεδομένων εξέτασε τις κινήσεις των πλακών στην Ανατολική Μεσόγειο και πρότεινε ότι η ταχύτητα προς την τάφρο είναι 30 με 35mm/yr. Οι Cocard et al. (1999) παρουσίασαν μετρήσεις GPS από το χρονικό διάστημα 1993-1998 κατά μήκος του δυτικού Ελληνικού Τόξου και υπολόγισαν μια μέση ταχύτητα στην ΝΔ Ελλάδα ήταν ίση με 30mm/yr. Η μέγιστη ταχύτητα παρατηρήθηκε πάλι στο ΝΔ τμήμα της Πελοποννήσου (40mm/yr). Η ταχύτητα αυτή μειώνεται σε 35mm/yr στην Κρήτη.

Οι McCluskey et al. (2003) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το κεντρικό και νότιο Αιγαίο κινείται προς τα νοτιοδυτικά με ταχύτητα 30±1mm/yr σε σχέση με την Ευρασία, με την μέγιστη ταχύτητα να παρατηρείται κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου 35±1mm/yr, επίσης βρήκαν ότι η Αφρική κινείται προς το βορρά με ταχύτητα 5.4±1mm/yr σε σχέση με την Ευρασία. Οι Nyst and Thatcher (2004) έχοντας ως σημείο αναφοράς την Ευρασία, χρησιμοποίησαν μετρήσεις GPS για να ορίσουν το πεδίο ταχύτητας και το μέσο ρυθμό ολίσθησης για το νότιο όριο της λιθόσφαιρας του Αιγαίου 25mm/yr.

Οι παραπάνω ταχύτητες όμως είναι το αποτέλεσμα απελευθέρωσης της συνολικής παραμόρφωσης που εκδηλώνεται σεισμικά και ασεισμικά, οπότε δεν μπορούν να συγκριθούν με τις ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης της παρούσας εργασίας οι οποίες προέκυψαν μόνο από το σεισμικό μέρος της παραμόρφωσης. Γενικά παρατηρείται ότι στις ζώνες σύγκλισης δύο πλακών μόνο ένα ποσοστό του ρυθμού σύγκλισης είναι σεισμικό. Το ποσοστό αυτό μπορεί να υπολογιστεί με την χρήση του συντελεστή σύζευξης, ο οποίος ορίζεται ως ο λόγος του ρυθμού ολίσθησης που προσδιορίζεται από τη γένεση ισχυρών σεισμών προς τον ολικό ρυθμό ολίσθησης (σεισμικό και ασεισμικό) που προσδιορίζεται από παγκόσμια τεκτονικά μοντέλα (Pacheco et al., 1993). Η συνεισφορά της σεισμικότητας στη σύγκλιση των πλακών στην Ανατολική Μεσόγειο και στο Αιγαίο είναι μικρή, γεγονός που υποδηλώνει ότι η σύγκλιση αυτή γίνεται κυρίως ασεισμικά κατά μήκος του Ελληνικού τόξου (Jackson and McKenzie, 1988; Jackson et al., 1994). Οι πρώτοι ερευνητές που αναγνώρισαν την ασεισμική φύση του νότιου τμήματος του Ελληνικού Τόξου ήταν οι Galanopoulos (1967). Οι Jackson and McKenzie (1988) πρότειναν ότι μόλις το 10% της παραμόρφωσης του επιφανειακού τμήματος του φλοιού εκδηλώνεται σεισμικά στο νοτιοδυτικό τόξο. Ο Παπαζάχος και Παπαζάχου (2002) πρότεινε ότι το 30% του συνολικού ρυθμού σύγκλισης των 45mm/yr είναι σεισμικό, άρα η σεισμική ολίσθηση θεωρείται να

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

είναι ίση με 13.5mm/yr. Papazachos and Kiratzi (1996) υπολόγισαν με βάση την απελευθέρωση σεισμικής ενέργειας τη μέση ταχύτητα παραμόρφωσης να είναι ίση με 12mm/yr στο Δυτικό Ελληνικό Τόξο. Οι Papadimitriou and Karakostas (2005) προτείνουν ότι το 10% της συνολικής παραμόρφωσης εκδηλώνεται σεισμικά στο νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο.

Οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης που προέκυψαν στην παρούσα εργασία αφορούν μόνο το σεισμικό μέρος της ολικής ολίσθησης που λαμβάνει χώρα, οπότε είναι εφικτή μια σύγκριση με τα αποτελέσματα από την εργασία των Papazachos and Kiratzi (1996). Στον πίνακα 4.6 συνοψίζονται οι τιμές των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης της παρούσας εργασίας με τις αντίστοιχες από την εργασία των Papazachos and Kiratzi (1996).

Πίνακας 4.6 Τιμές ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης στο οριζόντιο επίπεδο που προέκυψαν στην παρούσα εργασία σε σύγκριση με αυτές που υπολογίστηκαν από τους Papazachos and Kiratzi (1996).

Ζώνες		$\Delta\dot{u}$ (mm/yr) 1911-2013 $M \geq 6.0$	$\Delta\dot{u}$ (mm/yr) 1964-2013 $M \geq 5.0$	$\Delta\dot{u}$ (mm/yr) Papazachos and Kiratzi (1996)
Παρούσα εργασία	Papazachos and Kiratzi (1996)			
1	3b, 3c, 3B	2.3	1.8	12-20
2	4a, 4A	0.5	1.2	12-15
3	4b, 4B	1.4	0.8	10-15
4	5a, 5b, 5A, 5B	0.5	0.1	18-24
5a	7f, 7e, 7d	6.6	0.7	10-18
5b	-	0.6	0.6	-
5c	7b	7.2	0.1	1-2
6	9c, 9d	14.2	0.4	3-7

Από τον πίνακα 4.6 προκύπτει ότι οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης δεν συμφωνούν μεταξύ τους, αλλά φαίνεται πως τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας είναι μικρότερα κατά μια τάξη μεγέθους. Οι διαφοροποιήσεις αυτές μπορούν να αποδοθούν στο χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα στην παρούσα εργασία, όπως έχει αναφερθεί και νωρίτερα, καθώς και στη διαφορετική διάκριση των σεισμικών ζωνών. Για ένα ακριβέστερο προσδιορισμό των ταχυτήτων σεισμικής παραμόρφωσης απαιτούνται δεδομένα μεγάλων χρονικών περιόδων. Αλλά, λόγω της περιορισμένης ακρίβειας στον προσδιορισμό των επικέντρων και των μεγεθών των ιστορικών σεισμών στην περιοχή αυτή, δεν επιχειρήθηκε μια τέτοια προσέγγιση στην παρούσα εργασία.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Παρά τις διαφοροποιήσεις, προκύπτει το ενδιαφέρον συμπέρασμα ότι περιοχές με μικρές τιμές ταχύτητας παραμόρφωσης, παρουσιάζουν έλλειμμα σεισμών ενώ το αντίθετο συμβαίνει σε περιοχές που οι τιμές είναι μεγαλύτερες. Από την σύγκριση αυτή προκύπτουν κάποιες περιοχές (ζώνες 1, 2, 3 και 4) όπου αναμένεται η γένεση ισχυρών σεισμών πριν από κάποιες άλλες.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^{ο} : ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο κύριος στόχος της εργασίας ήταν η διερεύνηση της σεισμικότητας και των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων για την περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Για την επίτευξη αυτού του στόχου εφαρμόστηκαν συγκεκριμένες τεχνικές και μεθοδολογίες.

Αρχικά, δημιουργήθηκε ομογενής κατάλογος σεισμών της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου, με όλα τα μεγέθη να βρίσκονται σε μια κοινή κλίμακα ισοδύναμη με την κλίμακα σεισμικής ροπής M_w^*. Η δημιουργία του καταλόγου αυτού ήταν αναγκαία καθώς παρατηρήθηκε ότι τα σεισμολογικά δεδομένα της περιοχής παρουσίαζαν κάποια προβλήματα ανομοιογένειας, τα οποία δημιουργούνται από την διαφοροποίηση του τρόπου υπολογισμού των μεγεθών με το χρόνο στα δυο Σεισμολογικά Ινστιτούτα (Τομέας Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών). Παρατηρήθηκε ότι υπάρχουν σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι συστηματικά υποεκτιμούν ή υπερεκτιμούν το μέγεθος των σεισμών που καταγράφουν σε σύγκριση με τη μέση υπολογιζόμενη τιμή.

Για να αντιμετωπιστούν τα παραπάνω προβλήματα εφαρμόστηκαν δύο διορθώσεις στα μεγέθη. Η πρώτη διόρθωση βασίζεται στην υποεκτίμηση ή υπερεκτίμηση του μεγέθους, σε κάθε σεισμολογικό σταθμό σε σχέση με το μέγεθος ροπής (M_{wGCMT}). Υπολογίσθηκε μια μέση διόρθωση για τον κάθε σταθμό έτσι ώστε οι τελικές τιμές μεγεθών να είναι ισοδύναμες της σεισμικής ροπής. Η συγκεκριμένη διόρθωση εφαρμόστηκε στα μηνιαία δελτία σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (AUTH) για το χρονικό διάστημα 2009 - 2013. Η δεύτερη διόρθωση βασίζεται στη μέση διαφορά των τοπικών μεγεθών των μηνιαίων δελτίων σεισμών από τις τιμές σεισμικής ροπής (M_L-M_w). Η διόρθωση αυτή αντιμετώπισε το πρόβλημα της εξάρτησης της διαφοράς M_L-M_W από τον χρόνο. Έγινε διόρθωση των μεγεθών από τα δελτία σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (AUTH) για τους σεισμούς που έγιναν το χρονικό διάστημα 2000 - 2008, καθώς επίσης και στα μεγέθη των σεισμών από τα δελτία σεισμών του ΓΕΙΝ-ΕΑΑ (NOA) για όλα τα έτη (2000-2013). Τέλος, έγινε μια αξιολόγηση των αποτελεσμάτων για να εξακριβωθεί εάν τα αποτελέσματα που προέκυψαν ήταν ορθά και αξιόπιστα. Παρατηρήθηκε ότι οι διορθώσεις που εφαρμόστηκαν έδειξαν ενθαρρυντικά αποτελέσματα ως προς την ακρίβεια των τελικών δεδομένων.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Στην συνέχεια, υπολογίστηκαν οι χωροχρονικές διακυμάνσεις του μεγέθους πληρότητας, Mc, για την περιοχή μελέτης. Χρησιμοποιήθηκε η τροποποιημένη μέθοδος δοκιμής καλής προσαρμογής (MGFT) που πρότεινε ο Λεπτοκαρόπουλος και οι συνεργάτες του (2013). Επίσης, επιχειρήθηκε μια σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου (MGFT) με αυτά της GFT που έχει προταθεί από τους Wiemer and Wyss (2000). Από την σύγκριση προέκυψε ότι η μέθοδος MGFT σε γενικές γραμμές είναι πιο σταθερή από την GFT, ιδιαίτερα για δείγματα δεδομένων με μικρό αριθμό σεισμών και ότι δίνει πιο συντηρητικές τιμές, δηλαδή πιο μεγάλες τιμές του Mc. Ένα σημαντικό στοιχείο που προέκυψε από την χρονική διακύμανση του μεγέθους πληρότητας για όλη την περιοχή μελέτης, αφορά την κατάσταση και την εξέλιξη του σεισμολογικού δικτύου. Πιο συγκεκριμένα, αν και το Ελληνικό Ενοποιημένο Σεισμολογικό Δίκτυο (ΕΕΣΔ) ξεκίνησε να λειτουργεί από το 2008 η μεγαλύτερη μείωση στις τιμές πληρότητας παρατηρήθηκε μετά το 2011 (0.6 - 0.9 της μονάδας μεγέθους), έτος στο οποίο οριστικοποιήθηκε ο κοινός τρόπος υπολογισμού των μεγεθών στο ΕΕΣΔ.

Υπολογίστηκαν και οι χωροχρονικές διακυμάνσεις της παραμέτρου b, για να μελετηθεί η διαφορετική συμπεριφορά της σεισμικότητας της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου. Οι χωρικές και χρονικές διακυμάνσεις που προέκυψαν για τις τιμές της παραμέτρου b οφείλονται σε ένα βαθμό στις διαφορετικές τιμές πληρότητας που προέκυψαν, αλλά και σε άλλους παράγοντες όπως είναι το τεκτονικό περιβάλλον, η κατάσταση των τάσεων, η ανομοιογένεια του φλοιού για την κάθε σεισμική ζώνη.

Ακόμη, στο τελευταίο κεφάλαιο έγινε μια προσπάθεια να προσδιοριστούν το πεδίο τάσης και η διεύθυνση κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών με την μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών και τον υπολογισμό του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής για τις σεισμικές ζώνες στην περιοχή μελέτης. Βρέθηκε ότι οι συνολικοί τανυστές σεισμικής ροπής που προέκυψαν τόσο από τους επιφανειακούς σεισμούς όσο και από τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους, αντιπροσωπεύουν σε ικανοποιητικό βαθμό το πεδίο τάσεων και είναι σε καλή συμφωνία με προηγούμενες μελέτες.

Τέλος, με το συνδυασμό των μηχανισμών γένεσης και της σεισμικότητας (ρυθμός απελευθέρωσης σεισμικής ροπής, ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης) έγινε μια προσπάθεια να καθοριστεί η ταχύτητα παραμόρφωσης του φλοιού. Οι συγκεκριμένοι υπολογισμοί έγιναν για δύο πλήρη δείγματα δεδομένων, το πρώτο με σεισμούς με $M \geq 6.0$ από το 1911 μέχρι σήμερα ενώ το δεύτερο σεισμούς με $M \geq 5.0$ από το 1964 μέχρι σήμερα.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Κατά τον τρόπο αυτό, ήταν δυνατό να προκύψουν κάποια ενδιαφέροντα συμπεράσματα σχετικά με τη συχνότητα γένεσης των ισχυρών σεισμών στην περιοχή μελέτης συγκρίνοντας τα αποτελέσματα από τα δύο δείγματα δεδομένων. Έτσι μπορέσαμε να εξετάσουμε αν η σεισμικότητα τα τελευταία ~110 έτη είναι αντίστοιχη με αυτή των τελευταίων ~50 ετών ή αλλάζει σε κάποιες ζώνες. Προέκυψε ότι για τις περισσότερες ζώνες (3, 4, 5a, 5c και 6) υπάρχει μια έλλειψη ισχυρών σεισμών στα τελευταία ~50 χρόνια. Αντιθέτως, στην ζώνη 2 (θαλάσσια περιοχή νοτιοδυτικά της Κρήτης) παρατηρείται ένας αυξημένος αριθμός ισχυρών σεισμών τα τελευταία ~50 χρόνια, σε σχέση με τα τελευταία ~110 χρόνια. Τέλος για τις ζώνες 1 και 5b παρατηρείται πως η σεισμικότητα για τα ~110 χρόνια είναι αντίστοιχη με αυτή των ~50 χρόνων.

Για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους δεν υπολογίστηκαν οι τιμές των ρυθμών απελευθέρωσης της σεισμικής ροπής και οι ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης, καθώς ο αριθμός των συγκεκριμένων σεισμών ήταν μικρός και η ακρίβεια προσδιορισμού του βάθους ήταν αξιόπιστη μόνο για δεδομένα από πρόσφατα έτη.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula logN=a-bM and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 237-239.

Allen, C.R., Amand, P.S., Richter, C.F. and Nordquist J.M., 1965. Relation between seismicity and geological structure in the southern California region. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 55, 752-797.

Ambraseys, N., 2000. Reappraisal of north-Indian earthquakes at the turn of the 20th century. *Curr. Sci*., 79, 1237–1250.

Ambraseys, N. and Bommer J., 1990. Uniform magnitude re-evaluation for the strong-motion database of Europe and adjacent areas. *European J. Earthq. Engineer.*, 2, 3-16.

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. and Papanastassiou D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implication for the late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126, 11–53.

Baba, A. B., Papadimitiou, E. E., Papazachos, B. C., Papaioannou, C. A. and Karakostas B. G., 2000. Unified local magnitude scale for earthquakes of south Balkan area. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 765–783.

Benetatos, C., Kiratzi A., Papazachos C. and Karakaisis G., 2004. Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc. *J. Geodyn*., 37, 253-296.

Bohnhoff, M., Harjes, H.-P. and Meier, T., 2005. Deformation and Stress regimes in the forearc of the Hellenic subduction zone from inversion of focal mechanisms. *J. Seismology*.

Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. and Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343, 239-262.

Borges, J., Bezzeghoud, M., Buforn, E., Pro, C. and Fitas, A., 2007. The 1980, 1997 and 1998 Azores earthquakes and some seismo-tectonic implications. *Tectonophysics*, 435, 37-54.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. and Pro, C., 2004. Seismic sources on the iberia-african plate boundary and their tectonic implications. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 623-646.

Burton, P.W., Xu, Y., Qin, C., Tselentis, G. and Sokos E., 2004. A catalogue of seismicity in Greece and the adjacent areas for the twentieth century. *Tectonophysics*, 390, 117–127.

Cocard, M., Kahle, H. G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D. and Billiris, H., 1999. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 39– 47.

Deniz, A. and Yücemen M. S., 2010. Magnitude conversion problem for the Turkish earthquake data. *Nat. Hazards*, 55, 333–352.

Dziewonski, A. and Woodhouse, J., 1983. An Experiment in Systematic Study of Global Seismicity: Centroid Moment Tensor Solutions. *J. Geophys. Res.*, 84, 3247–3271.

Galanopoulos, A. G., 1967. The seismotectonic regime in Greece. *Ann. Geof.*, 20, 109.

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

Govers, R. and Wortel, M. J. R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236, 505-523.

Grünthal, G., Wahlström, R. and Stromeyer, D., 2009. The unified catalog of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC) —updated and expanded to the last millennium. *J. Seismol.*, 13, doi: 10.1007/s10950-008-9144-9.

Gutenberg, B., 1945. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 35, 3-12.

Gutenberg, R. and Richter C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188.

Hanks, T. and Kanamori H., 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Hatzfeld, D. and Martin, C., 1992. Intermediate depth seismicity in the Aegean defined by teleseismic data. *Earth Planet. Sci. Lett*., 113, 267– 275.

Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Mountrakis, D.M. and Papazachos B.C., 1985. The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece. *Tectonophysics*, 120, 141-151.

Husen, S. and Hardebeck, J. L., 2011. Understanding seismicity catalogs and their problems. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis doi: 10.5078/corssa-55815573.

Hutton, K., Woessner, J. and Hauksson, E., 2010. Earthquake Monitoring in Southern California for Seventy-Seven years (1932-2008). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 423-446.

Jackson, J., Hains, A. J. and Holt, W. E., 1994. A comparison of satellite laser ranging and seismicity data in the Aegean region. *Geophys. Res. Lett*., 21, 2849–2852.

Jackson, J. A. and McKenzie, D. P., 1988. The relationship between plate motions and seismic tensors and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. Intern*., 93, 45–73.

Karakaisis, G., Papazachos, C. and Scordilis, E., 2010. Seismic sources and main seismic faults in the Aegean and surrounding area. *Bull. Gol. Teor. Aplic*., 48, 371-383.

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

Karnik, V., 1969. Seismicity of the European Area. Part 1 and 2. Reidel, Dordrecht.

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

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

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

Kiratzi, A. A. and Papazachos, C. B., 1995. Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. *J. Geodyn*., 19, 65-78.

LePichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, 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, 12.675-12.690.

Leptokaropoulos, K., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Adamaki, A., Tan, O. and Inan S., 2013. A homogeneous earthquake catalog for western Turkey and magnitude of completeness determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, doi: 10.1785/0120120174.

Louvari, E., Kiratzi, A. and Papazachos B. C., 1999. The Cephalonia transform fault and its continuation to western Lefkada island. *Tectonophysics*, 308, 223-236.

Lyon-Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutas, J., Delibasis, N., Gaulon, R., Kouskouna, R., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Papanastasiou, D. and Pedotti G., 1988. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) Earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Helenic Arc. *J. Geophys. Res*., 93, 14967-15000.

Margaris, B.N. and Papazachos, C.B., 1998. Moment-magnitude relations based on strong-motion records in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am*., 89, 442-455.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, J., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Tosksöz, N. M. and Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res*., 105, 5695-5719.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben–sari, D. and Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Intern*., 155, 126–138.

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

McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. astr. SOC*., 30, 109-185.

McKenzie, D. P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc*., 55, 217-254.

McKenzie, D. and Jackson, J., 1983. The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(1), 182-202.

Mignan, A. and Chouliaras, G., 2014. Fifty years of seismic network performance in Greece (1964 - 2013): Spatiotemporal evolution of the completeness magnitude. *Seismological Research Letters*, 85, 657-667.

Mignan, A., Werner, M. J., Wiemer, S., Chen, C.-C. and Wu, Y.-M., 2011. Bayesian estimation of the spatially varying completeness magnitude of earthquake catalogs. *Bull. Seismol. Soc. Am*., 101, doi: 10.1785/0120100223.

Mignan, A. and Woessner, J., 2012. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-00180805. Available at http://www.corssa.org.

Mogi, K., 1963. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst*., 41, 595-614.

Nyst, M. and Thatcher, W., 2004. New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 109, 1-23.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ogata, Y. and Katsura, K., 1993. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogs. *Geophys. J. Int.*, 113, 727-738.

Pacheco, J. F., Sykes, L. R. and Scholz, C. H., 1993. Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type. *J. Geophys. Res.*, 98, 133-159.

Papadimitriou, E. E., 1993. Focal mechanism along the convex side the Hellenic arc. *Boll Geofis. Teor. Appl.*, XXXV, 401-426.

Papadimitriou, E. E. and Karakostas, V. G., 2003. Episodic occurrence of strong (Mw≥6.2) earthquakes in Thessalia are (central Greece). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 215, 395-409.

Papadimitriou, E. E. and Karakostas, V. G., 2008. Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc. *Acta Geophys*., 56, 293-312.

Papazachos, B.C., 1975. Foreshocks and earthquake prediction. *Tectonophysics*, 28, 213-226.

Papazachos, B.C., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287-308.

Papazachos, B.C., 1999. Seismological and GPS evidence for the Aegean Anatolia interaction. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 2653–2656.

Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1970. Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean ridge. *Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid 1969*, 16, 74-75.

Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1971. Seismic activity in the area of Greece during the time period 1911-1971. Athens, 60pp.

Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1978. Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean Area. "Second Intern. Scient. Conf. Thera and the Aegean World, Santorini, Aug. 1978",121-129.

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

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., Karakaisis, G. F., Karakostas, B. G., Papaioannou, Ch. A., Papazachos, C. B. and Scordilis, E. M., 2000. A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999. Publ. Geoph. Lab., Univ. of Thessaloniki (also at http://geohazards.cr.usgs.gov/iaspei/europe/greece/the/catalog.txt).

Papazachos, B. C. and Kiratzi, A. A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 253, 129-153.

Papazachos, B. C.,. Kiratzi, A. A. and Karakostas, B. G., 1997. Toward a homogeneous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and surrounding area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 474–483.

Papazachos, B. C., Mountrakis, D. M., Papazachos, C. B., Tranos, M. D., Karakaisis, G. F. and Savvaidis, A. S., 2001. The Faults that Caused the Known Strong Earthquakes in Greece and Surrounding Areas during 5th century B. C. up to Present. *2nd Conf. Earthq. Eng. and Eng. Seismol.*, 28–30 September 2001, Thessaloniki 1, 17–26.

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

Papazachos, B.C. and Papazachou, C.B., 1997. The earthquakes of Greece. *Ziti Publications Thessaloniki*, 304pp.

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

Pondrelli, S., Morelli, A. and Ekström, G., 2004. European-Mediterranean regional centroid-moment tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002. Phys. *Earth Planet. Int*., 145, 127-147.

Pondrelli, S., Salimbeni, S., Morelli, A., Ekström, G. and Boschi, E., 2007. European-Mediterranean regional centroid moment tensor catalog: solutions for years 2003 and 2004. *Phys. Earth Planet. Int.*, 164, 90-112.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Richter, C., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.,* 25, 1-32.

Roumelioti, Z., Benetatos, C. and Kiratzi, A., 2009. The 14 February 2008 earthquake (M6.7) sequence offshore south Peloponnese (Greece): Source models of the three strongest events. *Tectonophysics*, 471, 272–284.

Rydelek, P. A. and Sacks, I. S., 1989. Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature*, 337, 251-253.

Scholz, C.H., 1968. The frequency magnitude relation of microfracturing in rocks and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* 58, 399-415.

Schorlemmer, D. and Woessner, J., 2008. Probability of detecting an earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* 98, doi: 10.1785/0120070105.

Scordilis, E. M., 2006. Empirical global relations converting M_s and m_b to moment magnitude. *J. Seismol.,* 10, 225–236.

Scordilis, E., Karakaisis, G., Karacostas, B., Panagiotopoulos, D., Comninakis, P. and Papazachos B., 1985. Evidence for Transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island Earthquake Sequence of 1983. *Pure Appl. Geophys.*, 123, 388-397.

Shaw, B., 2012. Active tectonics of the Hellenic subduction zone. *Springer Theses*, 169 pp.

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

Stein, S. and Wysession M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publishing, Oxford, 498 pp.

Suyehiro, S., 1966. Difference between aftershocks and foreshocks in the relationship of magnitude to frequency of occurrence for the great Chilean earthquake of 1960. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* 56, 185-200.

Taylor, D. W. A., Snoke, J. A., Sacks, I. S. and Takanami, T., 1990. Non-linear frequency-magnitude relationship for the Hokkaido corner, Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* 80, 605–609.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R., 1990. Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench Near Crete. *Geophys. J. Int.*, 102, 695-731.

Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the North and Central Aegean sea. *Geophysical Journal International,* 106(2), 433-490.

Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1995. New Version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS, Trans.Am. Geophys. U.*, 76, 329.

Wiemer, S. and Wyss M., 2000. Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 859-869.

Woessner, J. and Wiemer S., 2005. Assessing the Quality of Earthquake Catalogs: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, No.2, 684-698.

Wyss, M. and Lee W., 1973. The variation of the average earthquake magnitude in central California. In: R. Kovach and A. Nur (Editors), Geological Sciences. Vol. XIII. Proc. Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System. School of Earth Sciences, Stanford University, Stanford, Calif., pp. 24-42.

Yilmazturk, A. and Burton, P., 1999. Earthquake source parameters as inferred from body waveform modeling. *J. Geodyn.*, 27, 469-499.

Yolsal-Cevikbilen, S. and Taymaz, T., 2012. Earthquake source parameters along the Hellenic subduction zone and numerical simulations of historical tsunamis in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 536 - 537, 61 - 100.

Zechar, J. D., 2010. Evaluating earthquake predictions and earthquake forecasts : a quide for students and new researchers. Community Online Resource For Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-77337879.

Παπαζάχος, Β., Καρακαΐσης, Γ., Χατζηδημητρίου, Π., 2005. Εισαγωγή στην σεισμολογία. Εκδόσεις Ζήτη.

Παπαζάχος, Β.Κ., Παπαζάχου, Κ., 2002. Οι σεισμοί της Ελλάδας, (3η έκδοση). Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

02/16/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.