



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑΣ M_c ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Μιχαήλος Κωνσταντίνος ΑΕΜ 4456

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης
Σχολή Θετικών Επιστημών
Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2012

Πρόλογος.

Η εργασία αυτή αποτελεί τη διπλωματική εργασία του φοιτητή του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης Μιχαήλου Κωνσταντίνου.

Πραγματοποιήθηκε υπό την επίβλεψη του αναπληρωτή καθηγητή Καρακώστα Βασίλειου.

Καθοριστική υπήρξε η βοήθεια για την ολοκλήρωση της εργασίας από τον Λεπτοκαρόπουλο Κωνσταντίνο, υποψήφιο Διδάκτορα στον Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ. Με την χρήση μεθόδου που έχει προτείνει ο ίδιος προέκυψαν τα μεγέθη πληρότητας (M_c) για την περιοχή της Ελλάδας για διάφορα χρονικά διαστήματα.

Ο κύριος στόχος της εργασίας ήταν η εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας για κάθε ζώνη για διάφορες χρονικές περιόδους, με σκοπό να φανούν οι διακυμάνσεις του M_c στο χρόνο και στο χώρο στην περιοχή της Ελλάδας.

Για την σύνταξη της μελέτης χρησιμοποιήθηκαν εργασίες Ελλήνων επιστημόνων από τις οποίες ελήφθησαν κυρίως τα δεδομένα που αφορούν τους σεισμούς στην περιοχή της Ελλάδας (κατάλογοι σεισμών).

Χρησιμοποιήθηκε επίσης και διεθνής βιβλιογραφία αφού πολλοί ερευνητές ανά τον κόσμο έχουν ασχοληθεί με το συγκεκριμένο θέμα σε διάφορες περιοχές του πλανήτη.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

- 1.1 Εισαγωγή.
- 1.2 Κατάλογοι σεισμών σε διάφορες περιοχές της Γης.
 - 1.2.1 Αλάσκα. Δυτικές Ηνωμένες πολιτείες Αμερικής. Νότια Καλιφόρνια. Ιαπωνία.
 - 1.2.2 Ιταλία.
 - 1.2.3 Κατάλογος σεισμών νότιας Καλιφόρνιας (SCSN)
 - 1.2.4 Ελλάδα.
- 1.3 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς στην περιοχή της Ελλάδας.

2. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

- 2.1 Ιστορία σεισμολογικού δικτύου.
 - 2.1.1 Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών.
 - 2.1.2 Τομέας Γεωφυσικής Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ).
- 2.2 Εξέλιξη σεισμολογικού δικτύου.
- 2.3 Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων.

3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑΣ

- 3.1 Ανάπτυξη μεθοδολογιών για την εκτίμηση της πληρότητας από την προηγούμενη έρευνα.
 - 3.1.1 Συνολικό-εύρος-μεγεθών (EMR).
 - 3.1.2 Μέθοδος μέγιστης καμπυλότητας (MAXC).
 - 3.1.3 Δοκιμή καλής προσαρμογής (GFT).
 - 3.1.4 Μέγεθος πληρότητας από την σταθερότητα της τιμής b (MBS).

3.2 Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε.

3.3 Δεδομένα.

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Βιβλιογραφία

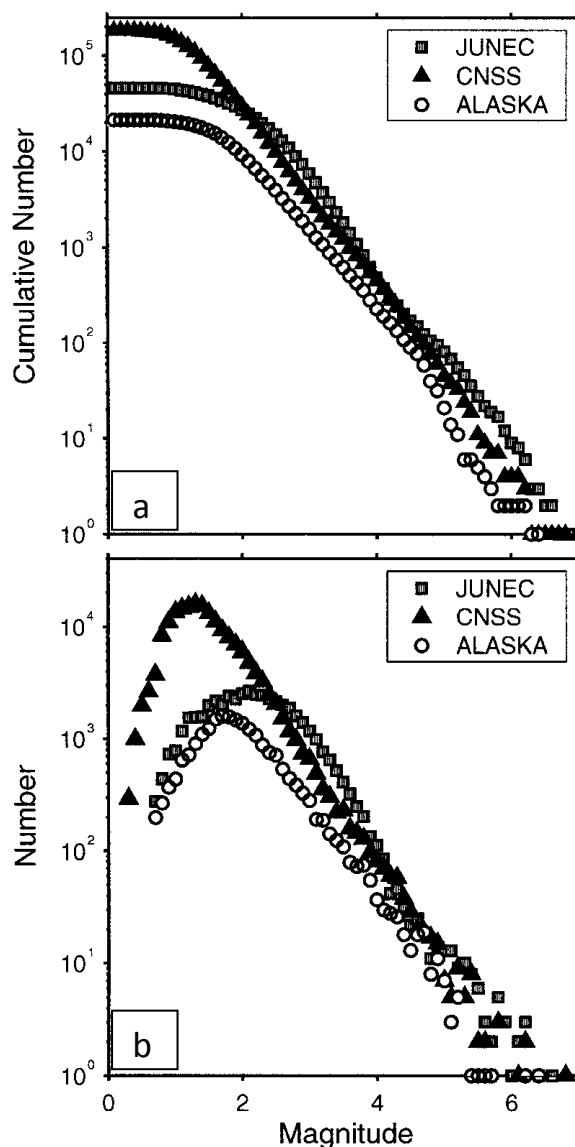
1.1. Εισαγωγή.

Ο καθορισμός του μεγέθους πληρότητας, M_c , αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα για τις περισσότερες μελέτες σεισμικότητας. Ως 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). Αυτός ο ορισμός υποθέτει ότι η κατανομή των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα από M_c ακολουθούν ένα νόμο δύναμης. Επίσης ισχύει ότι ένα ποσοστό των σεισμών με μεγέθη μικρότερα από 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 έχουν ενδιαφέρον, ή (3) στην περίπτωση μιας μετασεισμικής ακολουθίας, επειδή είναι πολύ μικροί για να ανιχνευτούν εντός των κυμάτων ουράς μεγαλύτερων σεισμών (Woessner & Wiemer, 2000).

Σε μελέτες σεισμικότητας είναι συχνά απαραίτητη η χρήση του μέγιστου αριθμού των σεισμών που είναι διαθέσιμοι για την εξαγωγή υψηλής ποιότητας αποτελεσμάτων. Έχει εκπονηθεί ένας μεγάλος αριθμός ερευνητικών εργασιών, από τις οποίες προκύπτει και είναι ευρέως αποδεκτό στη σεισμολογική κοινότητα, ότι το M_c μεταβάλλεται με το χρόνο στους περισσότερους καταλόγους. Συνήθως μειώνεται, επειδή ο αριθμός των σειсмоγράφων που καταγράφουν τη σεισμική δραστηριότητα αυξάνεται και συγχρόνως βελτιώνονται οι μέθοδοι ανάλυσης. Ωστόσο, το μέγεθος πληρότητας παρουσιάζει συχνά και έντονες χωρικές μεταβολές εξαιτίας της γεωγραφικής κατανομής των σεισμολογικών σταθμών. Για παράδειγμα, κατάλογοι σεισμών που έχουν γίνει από περιοχές έξω από τα όρια του δικτύου διαφέρουν σημαντικά από αυτούς των περιοχών εντός του δικτύου (Wiemer και Wyss, 2000).

Ο καθορισμός του M_c βασίζεται στην υπόθεση ότι για ένα δεδομένο πλήθος μια απλή σχέση δύναμης μπορεί να προσεγγίσει την κατανομή συχνότητας–μεγέθους (FMD, Frequency–Magnitude Distribution). Η κατανομή αυτή (Ishimoto and Iida, 1939; Gutenberg and Richter, 1944) περιγράφει τη σχέση μεταξύ συχνότητας εμφάνισης και μεγέθους των σεισμών:

$$\log_{10}N = a - bM \quad (1)$$



Σχήμα 1. Αθροιστικός αριθμός σεισμών (a) και Αριθμός σεισμών (b) σε συνάρτηση με το μέγεθος για τρεις εξεταζόμενους καταλόγους. (Wiemer and Wyss, 2000)

όπου N είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο από M και τα a και b είναι σταθερές. Στο **σχήμα 1** φαίνεται ο αθροιστικός αριθμός (1a) και ο αριθμός (1b) από τα τρία σύνολα δεδομένων που εξετάστηκαν από τους Wiemer και Wyss (2000) και υποθέτουν ότι η μείωση του αριθμού των σεισμών κάτω από το $M_c \sim 2$ στο **σχήμα 1** προκαλείται από την ατελή καταγραφή των σεισμών.

Η χρήση της FMD για την εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας είναι πιθανόν η απλούστερη μέθοδος. Οι μελέτες των Wiemer και Wyss (2000) δείχνουν ότι παρά τα κάποια εμφανή μειονεκτήματα η χωρική χαρτογράφηση του M_c βασισμένη στην FMD είναι ένα γρήγορο και χρήσιμο εργαλείο για αναλύσεις σεισμικότητας και θα πρέπει να αποτελεί την αρχική δοκιμή σε κάθε μελέτη σχετική με σεισμικότητα.

1.2 Κατάλογοι σεισμών σε διάφορες περιοχές της Γης.

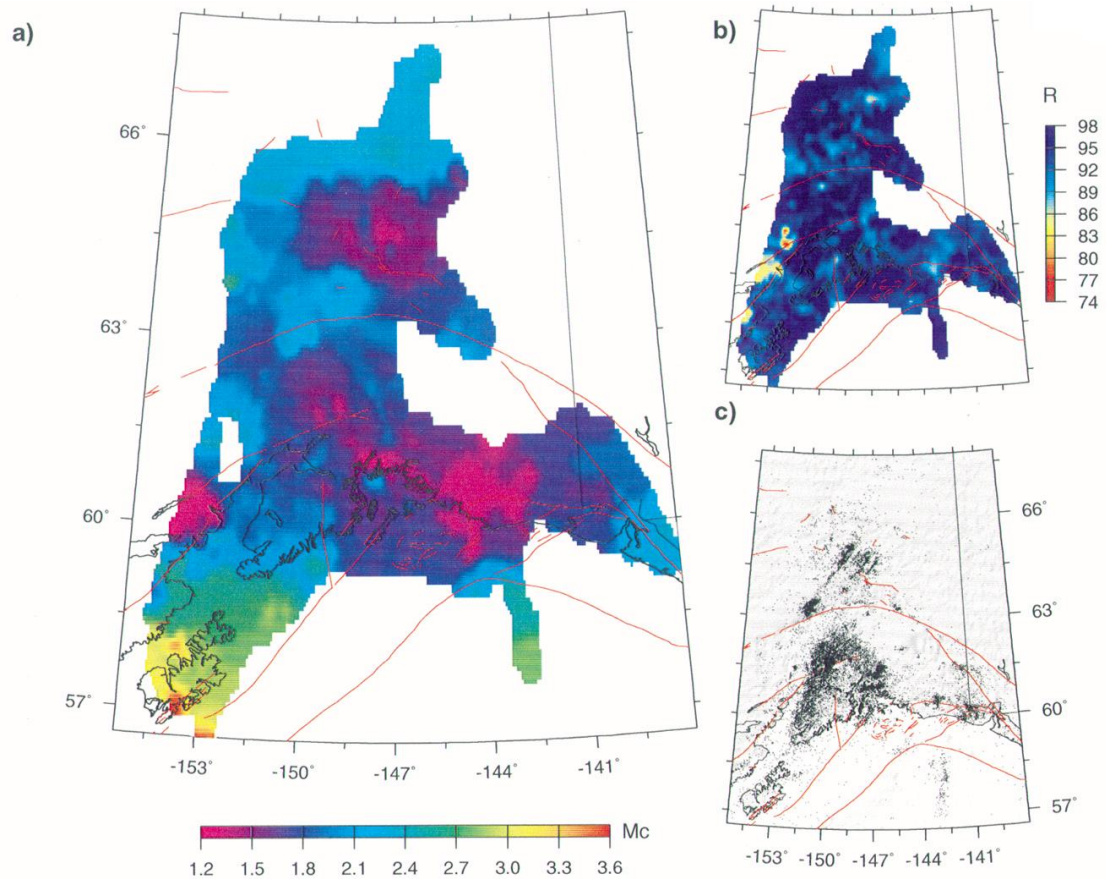
Η σύνταξη καταλόγων σεισμών αποτελεί ένα από τα βασικότερα στοιχεία υποδομής της σεισμολογικής έρευνας. Ιδιαίτερα σημαντικό είναι το θέμα αυτό σε περιοχές με υψηλή σεισμικότητα όπως οι δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες, Αλάσκα, η Ιαπωνία, η Ιταλία καθώς και η Ελλάδα. Στη συνέχεια δίνονται παραδείγματα που αφορούν τον τρόπο με τον οποίο γίνεται η διαχείριση του θέματος αυτού στις προαναφερθείσες περιοχές.

1.2.1 Αλάσκα, Δυτικές Ηνωμένες πολιτείες Αμερικής, Νότια Καλιφόρνια. Ιαπωνία.

Οι Wiemer και Wyss (2000) μελέτησαν το ελάχιστο μέγεθος πληρότητας M_c σε καταλόγους χρησιμοποιώντας τη κατανομή συχνότητας-μεγέθους των σεισμών. Επίσης μελέτησαν τη χωρική κατανομή του M_c . Για την περιοχή της Αλάσκας επιλέχτηκε κατάλογος σεισμών ο οποίος δημιουργήθηκε από το

σεισμολογικό κέντρο πληροφοριών της Αλάσκας (AEIC) για τη χρονική περίοδο Ιανουαρίου 1992-Δεκεμβρίου 1998 και περιέχει περίπου 21.000 σεισμούς από τη Αλάσκα τα βάθη των οποίων είναι μικρότερα από 60km και έχουν $M > 0.5$. Πρόεκυψαν τα αποτελέσματα που φαίνονται στο **σχήμα 2**. όπου το M_c ποικίλει από τιμές κοντά στο 1.4 στην ενδοχώρα, (μπλε/μωβ στο **σχήμα 2α**), μέχρι τιμές $M_c > 3$ στη θάλασσα (κόκκινο στο **σχήμα 2α**).

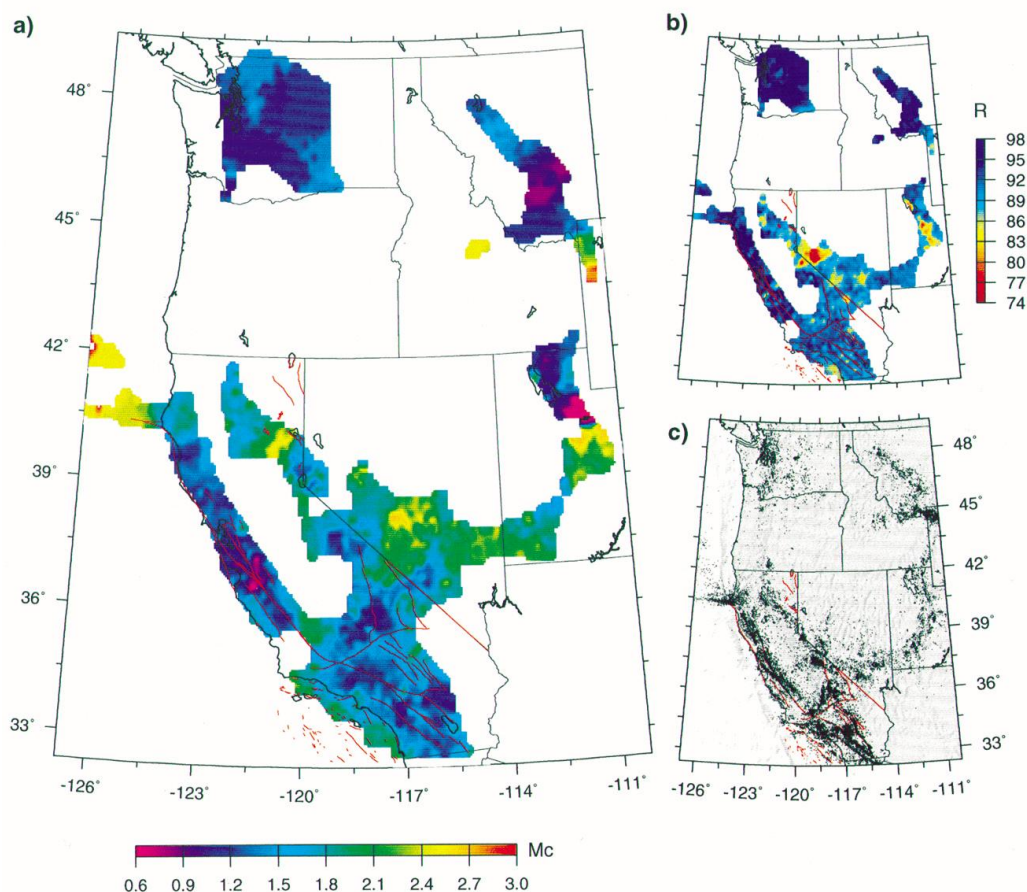
Στο **σχήμα 2b** φαίνεται η χαρτογραφημένη παράμετρος R (η οποία εκφράζει την απόλυτη διαφορά του αριθμού των σεισμών σε κάθε διάστημα μεγεθών μεταξύ των παρατηρούμενων τιμών και των θεωρητικών κατανομών). Χαμηλές τιμές R ($R < 90\%$) φαίνονται με τα κόκκινα χρώματα και καταδεικνύουν ότι μόνο μια χαμηλή συσχέτιση μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και της κατανομής GR μπορεί να επιτευχθεί. Υπάρχουν και αρκετές περιοχές με καλή συμφωνία των πραγματικών δεδομένων με το νόμο δύναμης. Η ασθενέστερη συσχέτιση ($R < 80\%$) παρατηρείται κοντά στα ηφαίστεια Spurr και Redoubt.



Σχήμα 2. (a) Χάρτης κεντρικής και νότιας Αλάσκας. Με τα χρώματα φαίνεται η διαφοροποίηση του ελάχιστου μεγέθους πληρότητας M_c . (b) Χάρτης της περιοχής με μεταβλητή την απόλυτη διαφορά R μεταξύ των παρατηρούμενων και των συνθετικών δεδομένων. (c) Επίκεντρα των σεισμών της περιοχής για τη χρονική περίοδο 1992-1999 και με βαθη $<60\text{km}$. Οι κόκκινες γραμμές συμβολίζουν τα κυρία ρήγματα. (Wiemer and Wyss, 2000)

Για τις Δυτικές Ηνωμένες Πολιτείες οι Wiemer και Wyss (2000) χρησιμοποίησαν τον κατάλογο σεισμών του CNSS (Council of the National Seismic Systems) για τη χρονική περίοδο Ιανουαρίου 1995-Μαΐου 1999 για σεισμούς με βάθη μικρότερα των 30km. Το **σχήμα 3c** είναι ένας χάρτης επικέντρων της εξεταζόμενης περιοχής. Στο **σχήμα 3a** φαίνεται η χωρική κατανομή του M_c . Ο χάρτης **b** δείχνει την διαφορά R που προκύπτει από τον έλεγχο καλής προσαρμογής και υποδεικνύει πολυάριθμες μικρές περιοχές όπου η διαφορά παρατηρούμενων και τεχνητών δεδομένων είναι μικρότερη από 90% (**σχήμα 3b**).

Τα αποτελέσματα που κατέληξαν οι Wiemer και Wyss (2000) για τη νότια Καλιφόρνια είναι ότι οι θαλάσσιες περιοχές παρουσιάζουν σχετικά περιορισμένη καταγραφή σεισμών ($M_c \approx 2 \pm 0.2$). Ενώ στην ενδοχώρα και μέσα στα όρια του δικτύου, το M_c είναι μικρότερο από 1.7 για τις περισσότερες περιοχές εκτός από την έρημο Mojave. Η καλύτερη ποιότητα δεδομένων ($M_c \approx 0.8$) έχει επιτευχθεί στις λιγότερο κατοικημένες περιοχές (Landers, Salton Sea, San Jacinto και Malibu). Στη περιοχή του Λος Άντζελες η ποιότητα καταγραφής των σεισμών που έχει επιτευχθεί είναι αρκετά υψηλή με $M_c \approx 1.5$, κάτι που είναι αξιοσημείωτο δεδομένου του επιπέδου του βιομηχανικού θορύβου. Στην βόρεια Καλιφόρνια υψηλότερο μέγεθος πληρότητας, $M_c > 2.7$ παρατηρείται στη θάλασσα σε απόσταση από την ακτή. Στην περιοχή του ρήγματος του Άγιου Ανδρέα υπολογίστηκε $M_c < 1.6$. Οι χαμηλότερες τιμές M_c ($M_c \approx 0.8$) έχουν επιτευχθεί νότια του κόλπου του Σαν Φραντσίσκο και στη λίμνη Mammoth Περιοχή με φτωχή κάλυψη είναι αυτή στο όριο με τη Νεβάδα. Από όλα αυτά προκύπτει ότι το M_c διαφοροποιείται χωρικά στην έκταση που καλύπτει το σεισμολογικό δίκτυο.

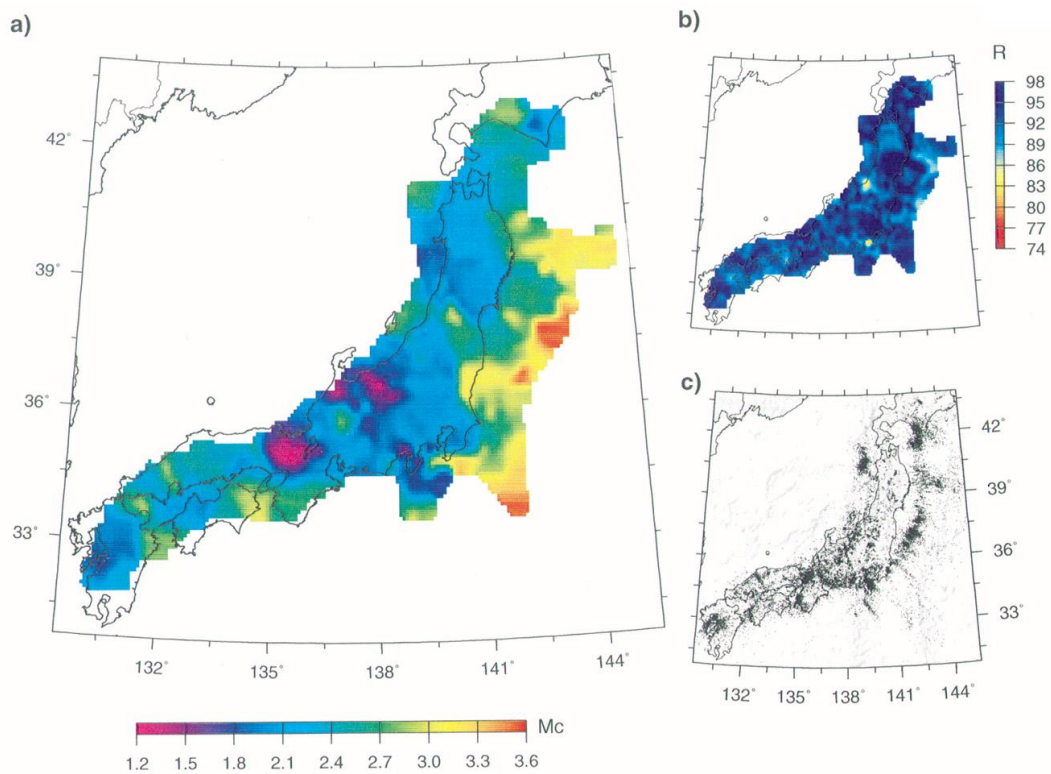


Σχήμα 3. (a) Χάρτης των δυτικών Ηνωμένων Πολιτειών. Με τα χρώματα φαίνεται η διαφοροποίηση του ελάχιστου μεγέθους πληρότητας M_c . (b) Χάρτης της περιοχής με μεταβλητή την διαφορά R μεταξύ των παρατηρούμενων και των συνθετικών δεδομένων. (c) Επίκεντρα των σεισμών της περιοχής για τη χρονική περίοδο 1992-1999 και με βαθη $< 30 \text{ km}$. Οι κόκκινες γραμμές συμβολίζουν τα κυρία ρήγματα. (Wiemer and Wyss, 2000)

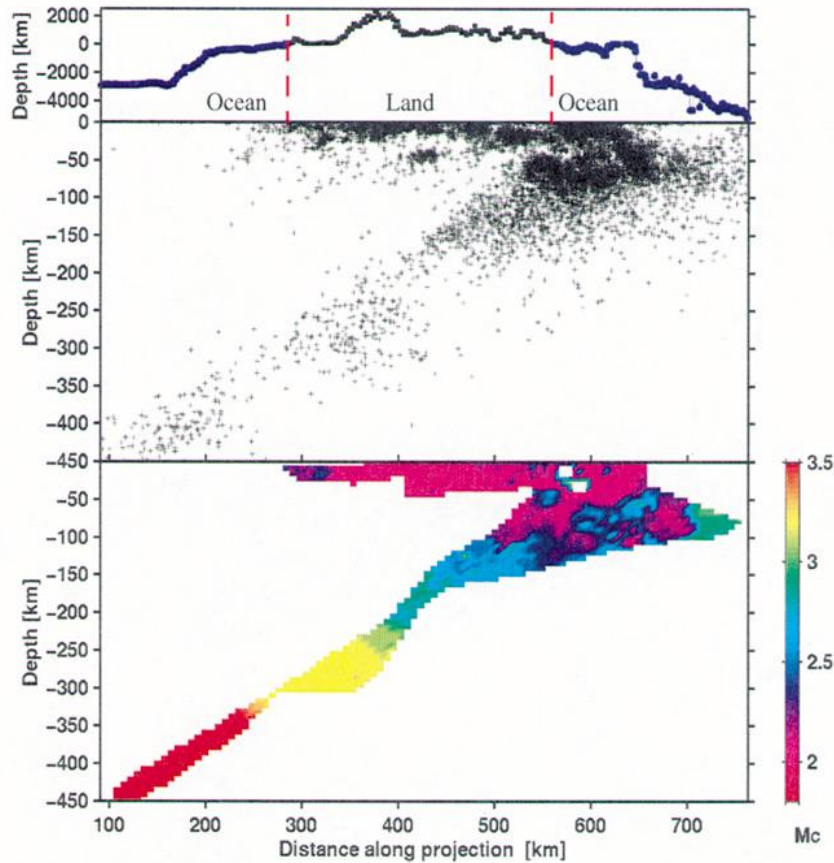
Η ανάλυση των Wiemer και Wyss (2000) έχει βασιστεί στο κατάλογο του πανεπιστημιακού δικτύου της Ιαπωνίας (JUNEC) για τη χρονική περίοδο Ιανουαρίου 1986-Δεκεμβρίου 1990. Ο χάρτης επικέντρων των σεισμών με βάθη μικρότερα των 35km. φαίνεται στο **σχήμα 4c**, η χωρική κατανομή του M_c αναπαρίσταται στο **σχήμα 4α**. Το M_c στην πλάκα που καταδύεται κάτω από τη κεντρική Ιαπωνία παρουσιάζεται στο **σχήμα 5**.

Η σεισμικότητα του καταλόγου στη θάλασσα σε απόσταση μεγαλύτερη από 100 km από την ακτή αναλύεται μόνο με $M_c \approx 3.2$ (**σχήμα 4α**). Μέχρι τα 100 km από την ακτή το M_c αναλύεται από $M_c = 2.5$ μέχρι $M_c = 2.8$. Οι περιοχές στην κεντρική Ιαπωνία κοντά στο Τόκιο και στο Κιότο εμφανίζουν τις χαμηλότερες τιμές M_c ($M_c \approx 1.3$) ενώ στη βόρεια Ιαπωνία το M_c είναι περίπου

2,4 για αυτόν το κατάλογο. Η ανάλυση της κατακόρυφης τομής στην περιοχή Κάντο, της κεντρικής Ιαπωνίας, (σχήμα 5) αποκαλύπτει το χαμηλότερο M_c ($M_c \approx 2$) για την ενδοχώρα. Με αύξηση της απόστασης από τη ξηρά, το M_c αυξάνεται σταδιακά σε τιμές μεγαλύτερες από 3. Σεισμοί βάρους στην καταδυόμενη πλάκα έχουν $M_c \approx 3$ στα 200km βάθος και $M_c \approx 3.5$ στα 400km βάθος.



Σχήμα 4. (a) Χάρτης Ιαπωνίας. Με τα χρώματα φαίνεται η διαφοροποίηση του ελάχιστου μεγέθους πληρότητας M_c . (b) Χάρτης της περιοχής με μεταβλητή την διαφορά R μεταξύ των παρατηρούμενων και των συνθετικών δεδομένων. (c) Επίκεντρα των σεισμών της περιοχής για τη χρονική περίοδο 1986-1992 και με βαθη $< 35 \text{ km}$. (Wiemer and Wyss, 2000)



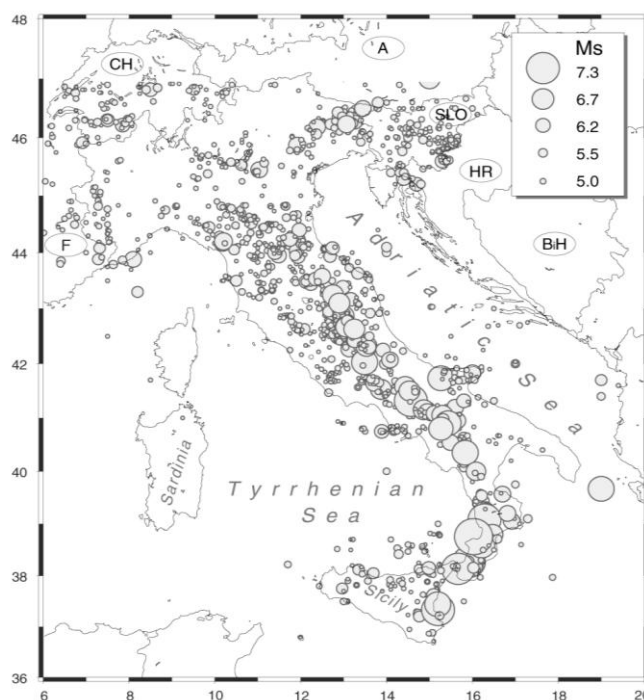
Σχήμα 5. Κατακόρυφη τομή της καταδυόμενης πλάκας του Ειρηνικού στη περιοχή Τοχόκου της βόρειας Ιαπωνίας. Το πάνω πλαίσιο δείχνει την τοπογραφία και τη βαθυμετρία. Στο μεσαίο πλαίσιο φαίνεται η θέση των επικέντρων στο βάθος με τις πληροφορίες από το κατάλογο (JUNEC) για τη χρονική περίοδο Ιανουαρίου 1986-Δεκεμβρίου 1991. Το κάτω πλαίσιο απεικονίζει την κατανομή του μεγέθους πληρότητας M_c (Wiemer and Wyss, 2000)

Σύμφωνα με τα προηγούμενα παραδείγματα (από Αλάσκα, Ιαπωνία και δυτική Αμερική) οι Wiemer και Wyss (2000) κατέληξαν πως οι περισσότερες κατανομές συχνότητας – μεγέθους που δεν είναι σύμφωνες στο νόμο G-R προκαλούνται από (1) αλλαγή του M_c ως συνάρτηση του χρόνου, (2) από την ανάμειξη ετερογενών πληθυσμών σεισμών (π.χ. τεκτονικών σεισμών με σεισμούς που σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα) και (3) από χωρική ετερογένεια στην κατανομή του M_c . Οι ερευνητές υποθέτουν πως αφού αντιμετωπιστούν τα παραπάνω προβλήματα, περισσότεροι σεισμοί θα μπορούν να περιγράφονται επαρκώς από το νόμο δύναμης G-R για ένα μεγαλύτερο εύρος μεγεθών.

1.2.2 Κατάλογος σεισμών Ιταλίας.

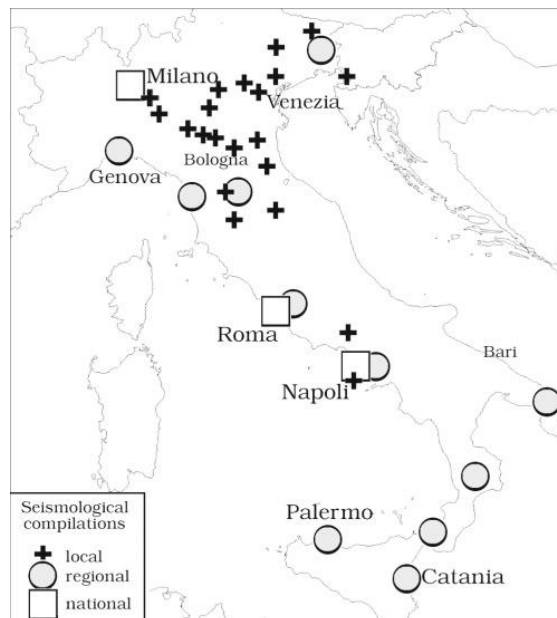
Οι Albarello et al. (2001) μελέτησαν τη χωρική και χρονική ετερογένεια που παρουσιάζουν οι κατάλογοι σεισμών. Ο συγκεκριμένος κατάλογος που χρησιμοποίησαν είναι από την περιοχή της Ιταλίας και είναι αποτέλεσμα συλλογής αρκετά ετερογενών τμημάτων πληροφοριών από πρόσφατες ενόργανες μετρήσεις και από μακροσεισμικές παρατηρήσεις ιστορικών πηγών. Γενικά, ο κατάλογος χαρακτηρίζεται από διαφορετικά επίπεδα αξιοπιστίας λόγω των ετερογενών διαδικασιών δειγματοληψίας, επεξεργασίας δεδομένων και της διαθεσιμότητας σχετικών πληροφοριών.

Ο κατάλογος αυτός συγκεντρώνει δεδομένα epicέντρων από 2488 σεισμούς που έλαβαν χώρα από το 1000 μέχρι το 1992 και χαρακτηρίζονται από μεγέθη $M \geq 4.0$ και από μέγιστη ένταση τουλάχιστον V με VI στη μακροσεισμική κλίμακα Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS). Η γεωγραφική κατανομή των ιστορικών μακροσεισμικών καταγραφών παρουσιάζεται στο **σχήμα 6**. Το **σχήμα 7** δίνει μια γενική ιδέα για την περιοχή και τονίζει την αξιοσημείωτη διαφορά πυκνότητας δεδομένων μεταξύ βόρειας και νότιας Ιταλίας. (**σχήμα 7**).



Σχήμα 6. Κατανομή epicέντρων των σεισμών ($M_s \geq 4.4$) που αναφέρονται από τον Ιταλικό κατάλογο σεισμών. (Albarello et al., 2001)

Ο χάρτης δείχνει ξεκάθαρα κάποιες μεγάλες περιοχές με κενά στα δεδομένα ιδιαίτερα στη νότια Ιταλική χερσόνησο με εξαίρεση τη Νάπολη. Από το **σχήμα 7** καταδεικνύονται οι περιοχές όπου στο παρελθόν είχε δοθεί σημασία στη διάσωση αυτών των δεδομένων.



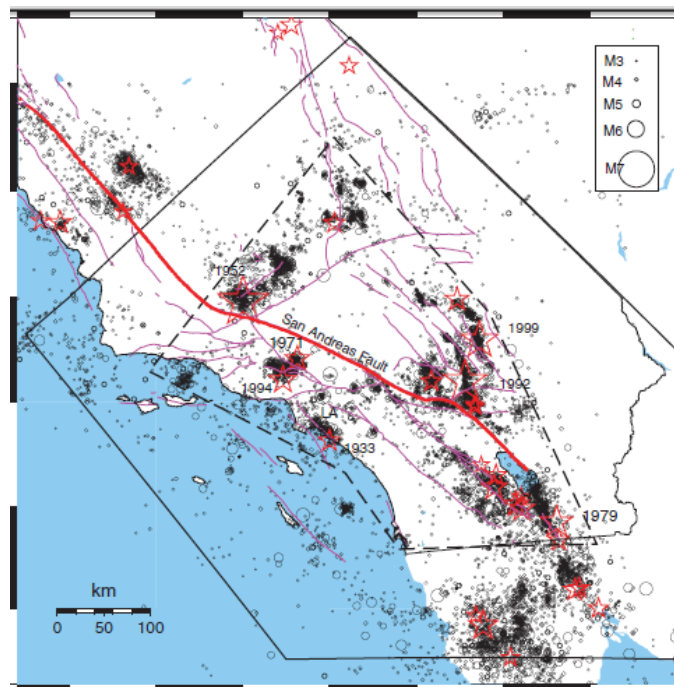
Σχήμα 7. Γεωγραφική κατανομή των ιστορικών σεισμολογικών δεδομένων από τον Bonito (1691) στο Baratta (1901). Οι σταυροί συμβολίζουν δεδομένα τοπικού χαρακτήρα (μικρές πόλεις), οι κύκλοι και τα τετράγωνα συμβολίζουν δεδομένα που καταγράφηκαν σε μεγαλύτερες περιοχές (επαρχίες) (Albarelo et al., 2001)

1.2.3 Κατάλογος σειμών νότιας Καλιφόρνιας (SCSN).

Οι Hutton et al. (2010) δημιούργησαν μια εργασία η οποία παρουσιάζει την ιστορία του SCSN δικτύου και την εξέλιξη του καταλόγου για να διευκολύνουν έτσι τη κατανόηση των ορίων του και των δυνατοτήτων του. Το SCSN λειτουργεί από το 1932, και έχει καταγράψει πάνω από 470.000 σειμούς. Η πυκνότητα και η τεχνολογία του δικτύου αυξήθηκαν σταθερά από το 1932 δημιουργώντας έτσι ένα καλής ποιότητας κατάλογο σειμών μεγάλης ακριβείας.

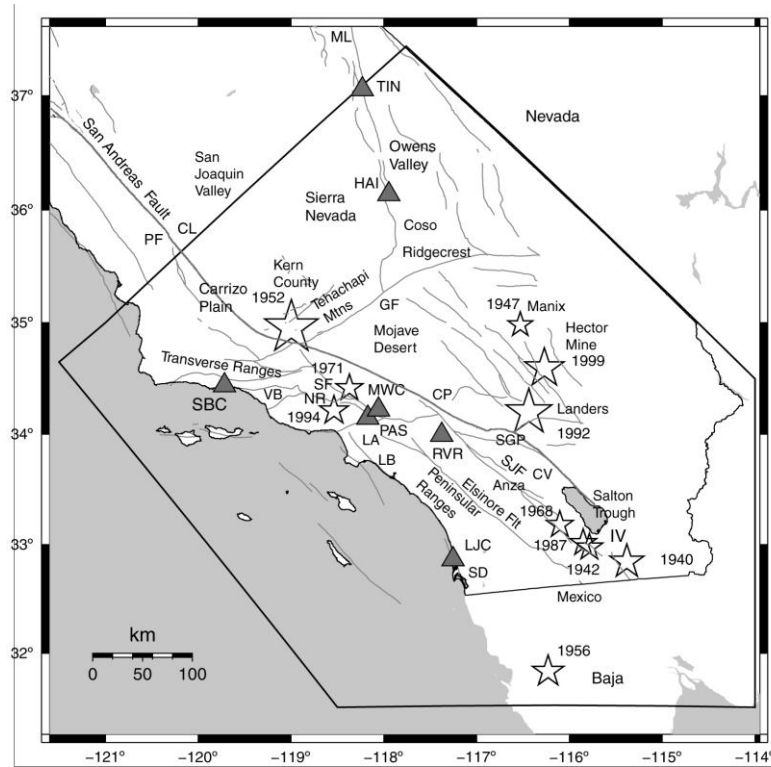
Η σεισμικότητα με $M \geq 3.25$ που έχει καταγράψει από το SCSN από το 1932 μέχρι σήμερα επικρατεί η μετασεισμική ακολουθία των κύριων σειμών με $M \geq 6$ (**σχήμα 8**). Μέσα στα πλαίσια του δικτύου οι μετασεισμοί δημιουργούν πυκνές κατανομές σκιαγραφώντας τις κύριες ρηξιγενείς ζώνες,

ενώ ξεχωριστά πλήθη επίσης δημιουργούν ομάδες. Τα ευδιάκριτα πλήθη είναι πιο σκόρπια στα όρια και έξω από το δίκτυο, κυρίως στη θάλασσα σε απόσταση από την ακτή. Παρόλα αυτά το SCSN είναι ικανό να ανιχνεύει επαρκώς τους σεισμούς με $M \geq 3.25$ σε αποστάσεις 100 με 150km. από τα όρια του.



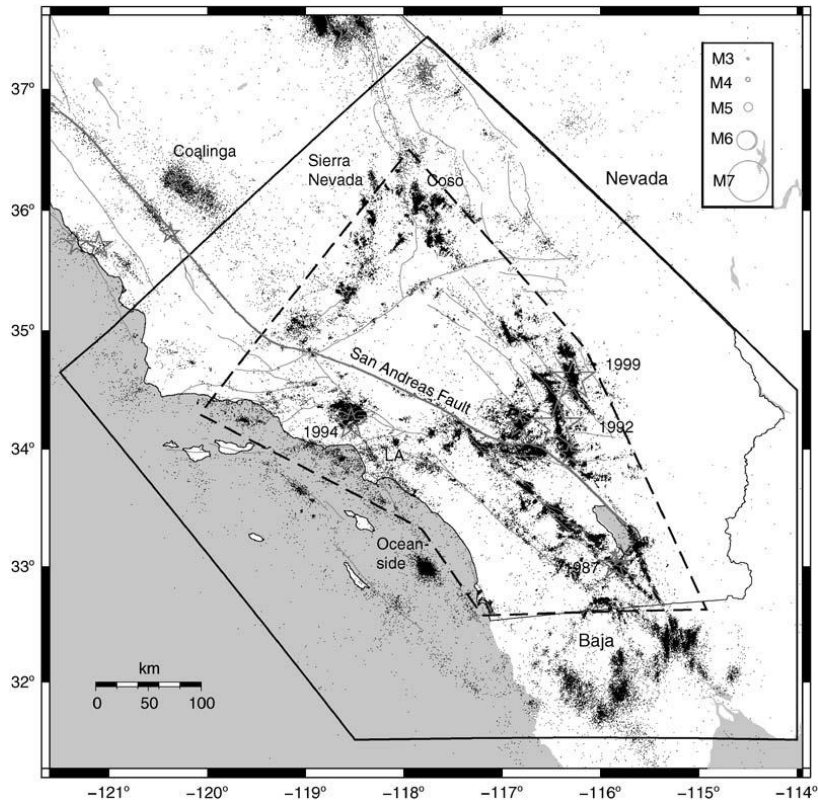
Σχήμα 8. Χάρτης σεισμικότητας $M \geq 3.25$ από το 1932 μέχρι το 2008. Τα τεταρτογενή ρήγματα είναι από τον Jennings (1995). Τα όρια της περιοχής που καλύπτει το SCSN βρίσκονται στο εξωτερικό πολύγωνο με τη μαύρη γραμμή. Το εσωτερικό πολύγωνο με τη διακεκομμένη γραμμή δείχνει τη περιοχή όπου χρησιμοποιείται μια τιμή b . Οι σεισμοί με $M \geq 6$ φαίνονται ως αστέρια. (Hutton et al. 2010).

Οι τρεις μεγαλύτερες σεισμικές ακολουθίες που έχουν καταγράψει είναι το 1952 με M_w 7.5 στο Kern County, το 1992 με M_w 7.3 στο Landers και το 1999 με M_w 7.1 στο Hector Mine, έχουν εμφανιστεί ανατολικά από το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα στα βουνά Tehachari και στα ανατολικά της ερήμου Mojave. Και οι τρεις σεισμοί ακολουθήθηκαν από ισχυρούς μετασεισμούς. Οι τρεις πιο καταστροφικοί σεισμοί του 1933 με M_w 6.4 στο Long Beach, του 1971 με M_w 6.7 στο San Fernando, και του 1994 με M_w 6.7 στο Northridge έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του Λος Άντζελες. Κατά μέσο όρο μια ακολουθία κύριου σεισμού ($M \geq 6$) με μετασεισμούς εμφανίζεται κατά προσέγγιση κάθε τρία χρόνια στη νότια Καλιφόρνια. Αυτοί οι σεισμοί αποτελούν το ένα τρίτο όλων των καταγεγραμμένων σεισμών του καταλόγου.



Σχήμα 9. Χάρτης με των τριών πιο καταστροφικών και των τριών μεγαλύτερων σεισμών. (Hutton et al. 2010).

Από το 1981 με το πυκνότερο δίκτυο και τις μοντέρνες δυνατότητες επεξεργασίας των δεδομένων οι κατανομές της σεισμικότητας είναι καλύτερα χωρικά ομαδοποιημένες (**σχήμα 10**). Έντονη σεισμικότητα παρατηρείται γύρω από τα χαρτογραφημένα Τεταρτογενή ρήγματα (Hauksson, 2010). Σε μερικές περιπτώσεις, σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν χαρτογραφημένα τεταρτογενή ρήγματα, ο χώρος γένεσης των σεισμών μπορεί να δημιουργήσει ευθύγραμμες μορφές. Κάποια παραδείγματα από τέτοιες ευθυγραμμίσεις βρίσκονται δυτικά του ρήγματος του San Jacinto, τα οποία σχηματίζουν μια συζυγή ρηγματώση κάθετα παρά παράλληλα στο ρήγμα του San Jacinto καθώς και σε άλλα ρήγματα προς τα βορειοδυτικά όπως παρατηρήθηκαν από τους Nicholson et al.(1986). Παρόλο που το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα αποτελεί το κύριο ρήγμα του ορίου των πλακών στη νότια Καλιφόρνια οι περισσότεροι σεισμοί που έχουν καταγράψει, κατά τη διάρκεια λειτουργίας του SCSN, εμφανίστηκαν σε άλλα ρήγματα.



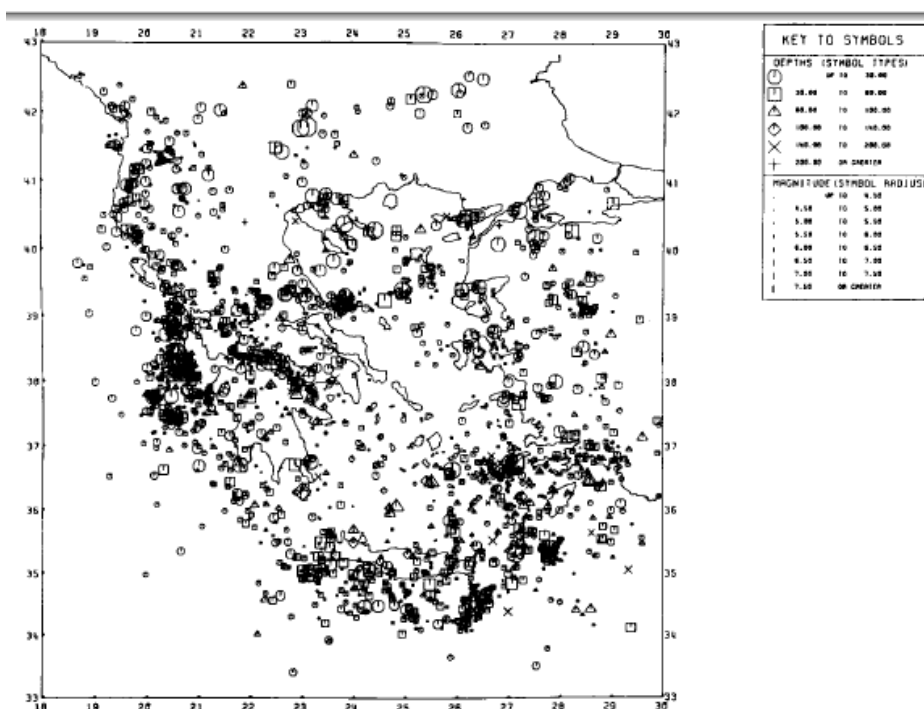
Σχήμα 10. Χάρτης της $M \geq 1.8$ σεισμικότητας από το 1981 μέχρι το 2008. Σεισμοί με $M \geq 6$ φαίνονται ως αστέρια. (Hutton et al., 2010).

Τα δεδομένα και ο κατάλογος του SCSN αποτελούν τη βασική πηγή πληροφοριών για πολλές σεισμολογικές έρευνες, για το σχεδιασμό σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής καθώς και για την προετοιμασία του κόσμου για αντιμετώπιση των σεισμών.

1.2.4 Κατάλογος σεισμών στην Ελλάδα.

Όπως αναφέρουν οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) πληροφορίες για τη σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου υπάρχουν από τον 6^ο π.Χ. αιώνα καθώς αρχαίοι Έλληνες, Λατίνοι και άλλοι ιστορικοί (Ηρόδοτος, Θουκυδίδης, Στράβων, Αμμιανος, κλπ) περιέγραψαν τα μακροσκοπικά αποτελέσματα διαφόρων ισχυρών σεισμών οι οποίοι έγιναν κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου 550π.Χ.–300μ.Χ.. Τέτοιες μακροσεισμικές περιγραφές αποτελεσμάτων διαφόρων ισχυρών σεισμών πραγματοποιήθηκαν αργότερα από Βυζαντινούς συγγραφείς (Προκόπιος, Θεοφάνης, Κερδινός, Παχυμέρης, μεταξύ άλλων) κατά τη διάρκεια της περιόδου 300-1550. Οι περιγραφές αυτές συνεχίστηκαν με γρηγορότερο ρυθμό κατά τη περίοδο 1550-1845 και γίνονταν συνήθως από ταξιδιώτες, μοναχούς, κλπ.

Από τα μέσα του 19^{ου} αιώνα μέχρι τα μέσα του 20^{ου} αιώνα, εκτός από την περιγραφή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων συγκεκριμένων σεισμών (Βεργωτής, 1867; Mitzoroulos, 1894; Χρηστομάνος, 1899; Critikos, 1928; Galanopoulos, 1949 μεταξύ άλλων), δημοσιεύτηκαν κατάλογοι που περιλαμβάνουν ημερομηνίες και μακροσεισμικές περιγραφές για διάφορους σεισμούς (Hoff, 1840; Perrey, 1848; Mallet, 1854; Barbiani and Barbiani, 1864; Watzof, 1902; Michailovic, 1951 μεταξύ άλλων) και πραγματοποιήθηκε ποιοτική μελέτη της σεισμικότητας διαφόρων περιοχών της Ελλάδας με παρουσίαση κυρίως χαρτών επικέντρων (Montesus de Balore, 1900; Μαραβελάκης, 1936; Galanopoulos, 1953a μεταξύ άλλων).



Σχήμα 11. Χωρική κατανομή όλων των σεισμών στη περιοχή της Ελλάδας 1901-1977 (Makropoulos and Burton, 1980)

Κατάλογοι σεισμών που περιλαμβάνουν ημερομηνίες, συντεταγμένες των επικέντρων, εστιακά βάθη και μεγέθη των σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών, έχουν δημοσιευτεί στη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών (Galanopoulos, 1953b, 1960a, 1961a, 1963; Karnik 1969, 1971, Papazachos and Comninakis 1972; 1982, Comninakis and Papazachos, 1978, 1986, 1989; Makropoulos, 1978; Καρακώστας, 1988 Makropoulos et al., 1989, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989, Papazachos and Papazachou, 1997, Papazachos et al. 1998b). Οι κατάλογοι αυτοί έχουν χρησιμοποιηθεί για τη ποιοτική και ποσοτική μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής.

Στην τράπεζα δεδομένων του εργαστηρίου Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης υπάρχουν πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους (χρόνος γένεσης, επίκεντρο, εστιακό βάθος, μέγεθος) για περισσότερους από 200.000 σεισμούς που έγιναν στη περιοχή αυτή στη διάρκεια της χρονικής περιόδου 550 π.Χ.-2010 και έχουν μεγέθη από 2.0-8.3. Οι Parazachos et al. (1998b) έχουν ετοιμάσει κατάλογο ο οποίος περιλαμβάνει σεισμούς με $M \geq 6.0$ από το 550 πΧ, με $M \geq 4.9$ από το 1950 και με $M \geq 4.0$ από το 1981. Τα δεδομένα αυτά είναι ομογενή αφού τα μεγέθη τους είναι υπολογισμένα στην κλίμακα μεγέθους ροπής (Parazachos et al., 1997a; Margaris and Parazachos, 1998), δεν έχουν, όμως, όλες τις βασικές ιδιότητες (πληρότητα, κλπ.) οι οποίες απαιτούνται για μια αξιόπιστη μελέτη της σεισμικότητας σε ολόκληρη την εξεταζόμενη περιοχή. Μετά την εκτέλεση αρκετών ελέγχων βρέθηκε (Parazachos, 1998) ότι τα δεδομένα των επιφανειακών σεισμών ($h < 60\text{km}$) που πληρούν αυτές τις ιδιότητες, δηλαδή, είναι πλήρη και τα σφάλματα στον προσδιορισμό των επικέντρων και των μεγεθών είναι μέσα σε λογικά όρια, είναι τα ακόλουθα :

1970-1997, $M=4.5-4.9$

1950-1997, $M=5.0-5.4$

1911-1997, $M=5.5-6.4$ (α)

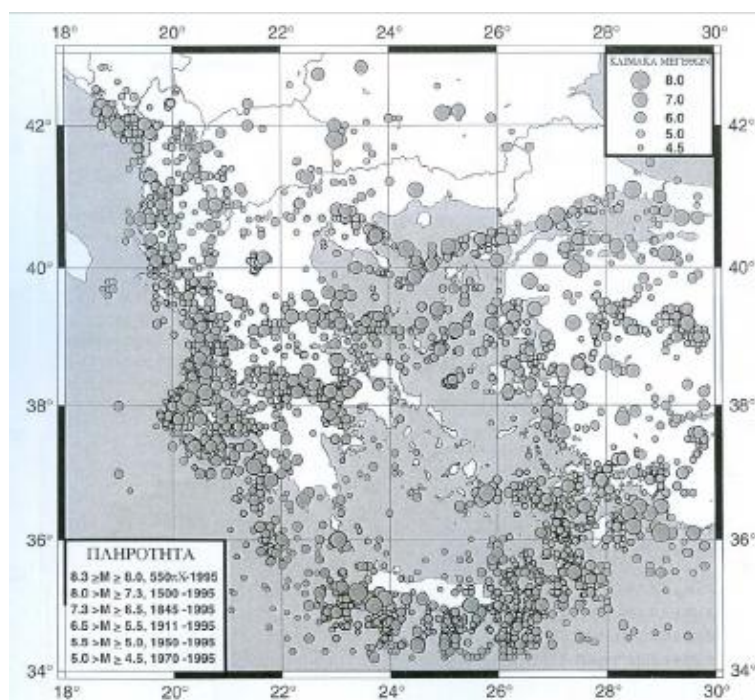
1845-1997, $M=6.5-7.2$

1500-1997, $M=7.3-7.9$

550 π.Χ. -1997, $M=8.0-8.3$

Τα σφάλματα στα επίκεντρα και στα μεγέθη είναι μικρότερα των 20km και με διάστημα μεγεθών 0.3, αντίστοιχα, για τη χρονική περίοδο ενόργανης καταγραφής (1911-1997). Τα αντίστοιχα σφάλματα για τα ιστορικά δεδομένα (550π.Χ.-1910) δεν είναι πολύ μεγαλύτερα επειδή τα δεδομένα αυτά αφορούν ισχυρούς σεισμούς για κάθε έναν από τους οποίους είναι διαθέσιμος ένας ικανοποιητικός αριθμός μακροσεισμικών παρατηρήσεων. Για αυτούς τους ιστορικούς σεισμούς το σφάλμα στο επίκεντρο είναι μικρότερο των 30km και το σφάλμα στο μέγεθος μικρότερο των 0.4 μονάδων μεγέθους (Parazachos and Parazachou, 1997). Στο **σχήμα 12** δίνεται χάρτης επικέντρων των επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών που

πληρούν τις προϋποθέσεις που ορίζονται από τις σχέσεις (α) (Parazachos 1998).



Σχήμα 12. Χάρτης επικέντρων των επιφανειακών σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών (Parazachos, 1998)

Η συνεχής αύξηση του αριθμού των σταθμών του εθνικού δικτύου σειсмоγράφων έχει ως αποτέλεσμα τη σημαντική βελτίωση της ποσότητας και της ποιότητας των δεδομένων που αφορούν τους σεισμούς του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών. Στην κατεύθυνση αυτή σημαντική είναι η συμβολή του δικτύου σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ το οποίο σήμερα αποτελείται από 35 σεισμολογικούς σταθμούς. Οι σταθμοί αυτοί είναι κατανομημένοι στο μεγαλύτερο μέρος της Ελλάδας όπως φαίνεται από το **σχήμα 14**.



Σχήμα 13. Γεωγραφική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών του Α.Π.Θ. (http://geophysics.geo.auth.gr/ss/station_index.html)

Η εξέλιξη των μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων έχει αυξήσει σημαντικά την ακρίβεια στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, ιδιαίτερα στην περιοχή που καλύπτεται από το δίκτυο αυτό. Είναι χαρακτηριστικό ότι η πληρότητα των δεδομένων στη περιοχή αυτή φτάνει μέχρι $M=3.0$, τιμή σημαντικά μικρότερη από το μέγεθος πληρότητας σε ολόκληρο τον ελληνικό χώρο ($M=4.5$). Η διαδικασία η οποία αναφέρθηκε προηγούμενα εφαρμόστηκε επίσης με σκοπό να αποκτηθεί ένας ομογενής, πλήρης και ακριβής κατάλογος των ενδιάμεσου βάθους ($60\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) σεισμών της Ελλάδας. Ο κατάλογος αυτός αποτελείται από τις ακόλουθες ομάδες δεδομένων :

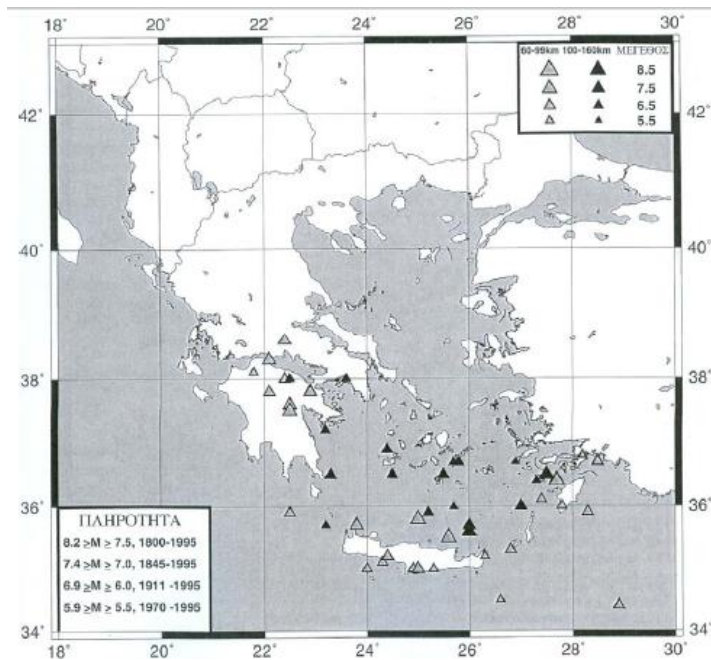
1970-1997, $M=5.5-5.9$

1911-1997, $M=6.0-6.9$ (β)

1845-1997, $M=7.0-7.4$

1800-1997, $M=7.5-8.2$

και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον αξιόπιστο υπολογισμό της ενδιάμεσου βάθους σεισμικότητας της Ελλάδας.

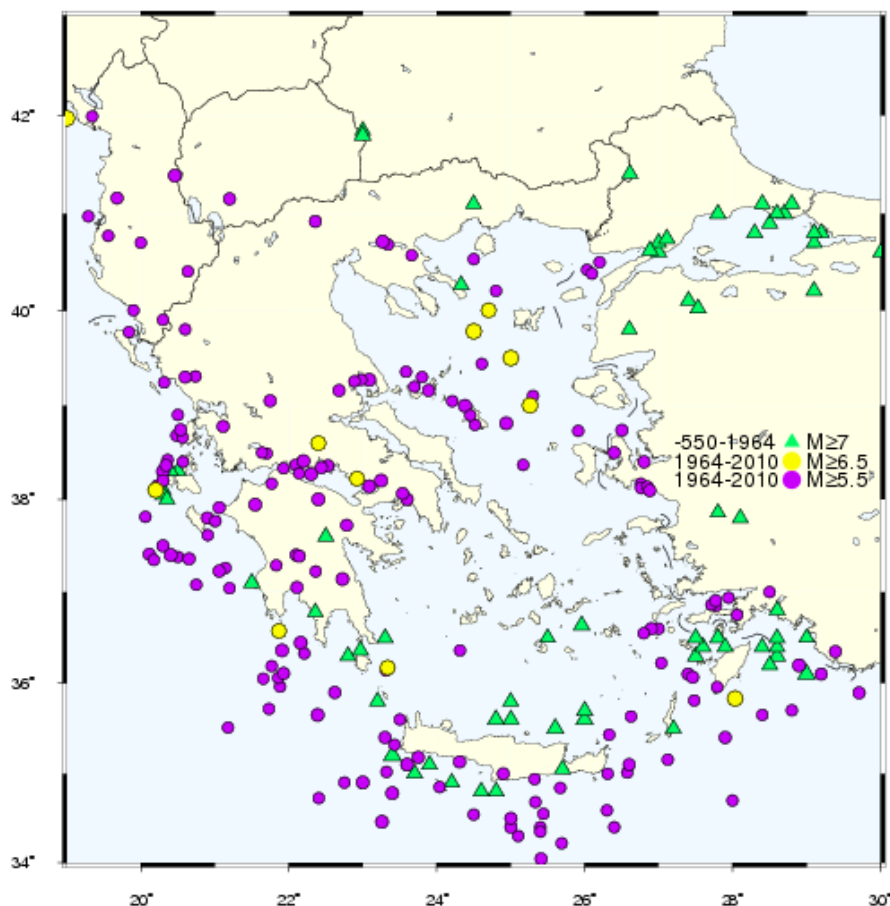


Σχήμα 14. Χάρτης επικέντρων των ενδιάμεσου βάθους σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών (Parazachos, 1998)

Η αξιοποίηση όλων των διαθέσιμων ιστορικών πληροφοριών και όλων των ενόργανων καταγραφών είχε ως αποτέλεσμα την κατασκευή ενός καταλόγου σεισμών του ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών ο οποίος πληρεί τις απαραίτητες προϋποθέσεις (πληρότητα, ακρίβεια, ομοιογένεια) ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων που αφορούν τη σεισμολογική έρευνα στην περιοχή.

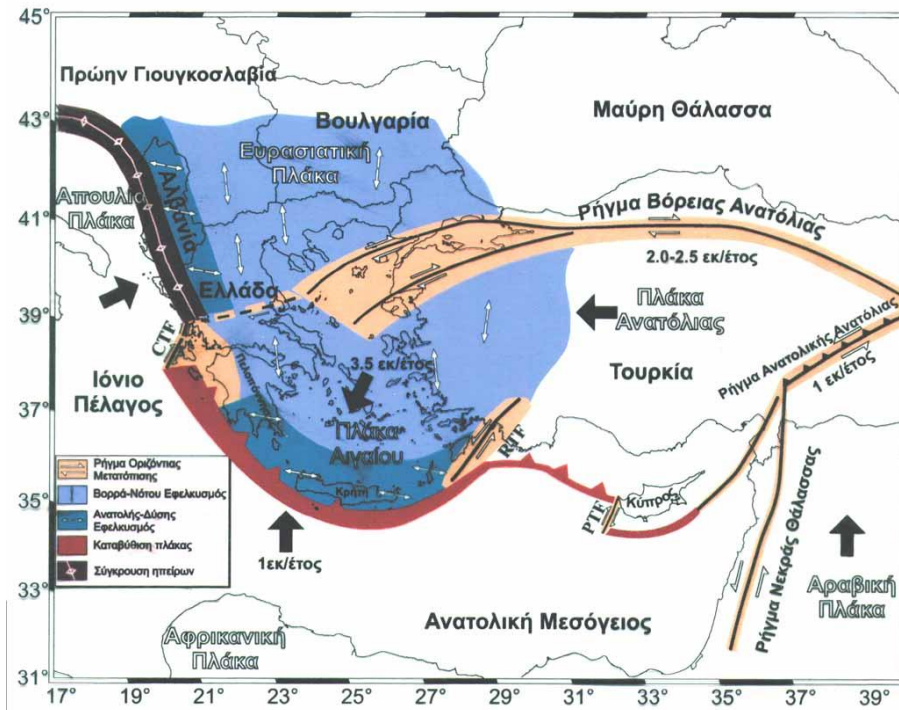
1.3. Σεισμοτεκτονικό καθεστώς στην περιοχή της Ελλάδας.

Η περιοχή του Ελληνικού χώρου παρουσιάζει μια ενεργό τεκτονική με έντονη σεισμική δραστηριότητα και συχνή γένεση ισχυρών σεισμών (**Σχήμα 15**). Η τεκτονική έχει τα παρακάτω χαρακτηριστικά (**Σχήμα 16**). Στο νότιο όριο της λιθόσφαιρας του Αιγαίου (Ελληνική τάφρος) πραγματοποιείται σύγκλιση μεταξύ της Ευρασιατικής και της πλάκας της ανατολικής Μεσογείου κατά τη διεύθυνση Β-Ν. Η Αραβική πλάκα επηρεάζει την ενεργό τεκτονική της Ελλάδος αφού κινείται κατά τη Β-ΒΑ κατεύθυνση όπου σπρώχνει την Ανατολία προς τα δυτικά (προς το Αιγαίο).



Σχήμα 15. Χάρτης σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας περιέχει τους ισχυρούς σεισμούς για τη χρονική περίοδο 550π.Χ.-1964 με $M \geq 7$. Καθώς επίσης και τους σεισμούς με $M \geq 5.5$ για τη χρονική περίοδο 1964-2010.

Αυτή η κίνηση της Ανατολίας προς τα δυτικά δεν δημιουργεί συμπιεστικό πεδίο με τη πλάκα του Αιγαίου αλλά στην περιοχή δεσπόζει ένα εφελκυστικό πεδίο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η πλάκα του Αιγαίου πραγματοποιεί γραμμική κίνηση προς τα ΝΑ με αποτέλεσμα η πλάκα του Αιγαίου να απομακρύνεται από αυτήν της Ανατολίας και να δημιουργείται έτσι μια μεταβατική ζώνη στα όρια τους. Η Απουλία (Αδριατική) μικροπλάκα που θεωρείται ως προέκταση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας περιστρέφεται αριστερόστροφα. Αυτή η περιστροφή έχει ως συνέπεια τη σύγκλιση της Απουλίας πλάκας με την Ευρασιατική πλάκα κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Αδριατικής και του βορείου Ιονίου πελάγους.



Σχήμα 16. Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Parazachos et al., 1998b)

2.1 Ιστορία του σεισμολογικού δικτύου.

Το Αιγαίο και οι γύρω περιοχές χαρακτηρίζονται ως οι πιο ενεργές σεισμικά περιοχές της Ευρώπης. Ωστόσο οι διαθέσιμοι τοπικοί κατάλογοι σεισμών δεν παρουσιάζουν την αναμενόμενη σταθερότητα. Για παράδειγμα το σύγχρονο Ελληνικό εθνικό δίκτυο άρχισε να λειτουργεί από το 1964, με πάνω από 100 μόνιμους σεισμολογικούς σταθμούς σε χρήση σήμερα. Για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου τη χρονική περίοδο 1964-2000 ο κατάλογος σεισμών που χρησιμοποιήθηκε είναι πλήρης για $M \geq 4.3$ (Karakaisis et al., 2002). Γενικά αποδεκτό είναι ότι ένα τέτοιο όριο στο μέγεθος δεν είναι επαρκές για πολλά είδη ερευνών στη σεισμολογία και για αυτό το λόγο η μεμονωμένη μελέτη συγκεκριμένων περιοχών είναι απαραίτητη για την ανάκτηση πραγματικών αποτελεσμάτων.

2.1.1 Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών.

Μετά την ανεξαρτησία της Ελλάδας, το κράτος έδειξε άμεσο ενδιαφέρον για τους σεισμούς. Ο J. Schmidt ο πρώτος διευθυντής του Αστεροσκοπείου συνέλεξε δεδομένα από σεισμούς που συνέβησαν σε όλη την Ελλάδα. Δημιούργησε έτσι λεπτομερείς καταλόγους σεισμών μεταξύ των ετών 1840-1878. Επίσης περιέγραψε αρκετούς σημαντικούς σεισμούς αυτής της περιόδου (όπως είναι ο σεισμός της Ελίκης 26/12/1861).

Το 1893, δημιουργήθηκε η Ελληνική Σεισμολογική Υπηρεσία. Αργότερα η υπηρεσία έγινε ο πυρήνας του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου. Με παρατηρήσεις στην Αθήνα από δυο σειμοσκόπια τύπου Brassart και στις γύρω επαρχίες από το προσωπικό των τοπικών μετεωρολογικών σταθμών. Τα πρώτα όργανα τέθηκαν σε λειτουργία το 1897. Επρόκειτο για πέντε σειμογράφους τύπου Agamemnon που εγκαθίστανται στην Αθήνα τον Ιούνιο του 1899, στην Χαλκίδα τον Ιούνιο του 1900, στη Καλαμάτα το Σεπτέμβριο του 1900, στη Ζάκυνθο τον Οκτώβριο του 1902 και στο Αίγιο τον Ιανουάριο του 1903. Εξαιτίας των πολλών προβλημάτων που προκλήθηκαν από δυσλειτουργίες στα όργανα το δίκτυο λειτούργησε για μικρό χρονικό διάστημα (οι περιφερειακοί σταθμοί λειτούργησαν μέχρι το 1912 και αυτός της Αθήνας μέχρι το 1920). Το 1910 το Αστεροσκοπείο τοποθέτησε ένα σειμογράφο τύπου Mainka δυο συνιστωσών ο οποίος λειτούργησε στη διάρκεια του 1911. Αυτό το όργανο ήταν το πρώτο ακριβείας σε ολόκληρη την Ανατολική Μεσόγειο και το 1911 ήταν το πρώτο έτος με μετρήσεις από αξιόπιστα όργανα.

Το 1924, εγκαθίσταται ένας σειμογράφος τύπου Wiechert δυο συνιστωσών από δωρεά ενός ελληνικής καταγωγής πολίτη του Αμβούργου. Το 1928, στο Αστεροσκοπείο αγοράστηκε και εγκαταστάθηκε ένας ακόμη σειμογράφος τύπου Wiechert (κατακόρυφης συνιστώσας). Το 1932, ο Ν. Κρητικός, διευθυντής του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου, κατασκεύασε ένα σειμογράφο οριζόντιας συνιστώσας (N-S) χαμηλής μεγέθυνσης και τον εγκατέστησε για τη μέτρηση των τοπικών σεισμών. Το 1957, μετά από δωρεά από τον Καναδά, ένας σειμογράφος τύπου Benioff εγκαθίσταται. Αυτό το όργανο θεωρείται ως το πρώτο με υψηλής μεγέθυνσης ενισχυτή. Το 1962, ένας WWSSN σταθμός εγκαθίσταται στην Αθήνα (όπου WWSSN είναι το World Wide Standardized Seismographic Network). Ο σταθμός αποτελείται, από τρεις βραχείας περιόδου σειμογράφους (έναν κατακόρυφης και δυο

οριζόντιας συνιστώσας) τύπου Benioff, καθώς επίσης και από τρεις μακράς περιόδου σειсмоγράφους τύπου Sprengnether. Το 1963, ένα όργανο τύπου Wiechert κατακόρυφης συνιστώσας εγκαθίσταται στη Πάτρα. Επίσης το 1964 σειсмоγράφοι τύπου Hiller (μιας κατακόρυφης και δυο οριζοντίων συνιστωσών) εγκαθίσταται στην Αθήνα. Το 1965, ένας σειсмоγράφος Wood-Anderson (δυο οριζοντίων συνιστωσών) τοποθετήθηκε στην Αθήνα. Αυτό το όργανο χρησιμοποιείται μέχρι πρόσφατα για τον υπολογισμό του μεγέθους M_L των τοπικών σεισμών. Στη διάρκεια του ίδιου έτους τέσσερις νέοι σταθμοί που αποτελούνταν από βραχείας περιόδου σειсмоγράφους τύπου Sprengnether (κατακόρυφης συνιστώσας) εγκαθίστανται. Ο σταθμός της Ρόδου μεταφέρθηκε στον Αρχάγγελο τον Μάρτιο του 1967. Κατά το 1968, δυο νέοι σταθμοί τοποθετήθηκαν στα Ιωάννινα και στην Χαλκιδική (Πολύγυρος). Και αυτοί οι σταθμοί αποτελούνται επίσης από βραχείας περιόδου σειсмоγράφους τύπου Sprengnether (κατακόρυφης και οριζόντιας συνιστώσας). Το 1971, εγκαθίσταται στην Πεντέλη ένας σειсмоγράφος τύπου Benioff. Τον Μάιο του 1972 οι σειсмоγράφοι Hiller μεταφέρθηκαν στην Πεντέλη από όπου και συνέχισαν τη λειτουργία τους. Τον Ιούλιο του ίδιου έτους ένας νέος σταθμός τοποθετείται στην Κοζάνη με λειτουργία ενός σειсмоγράφου τύπου Benioff. Τον Ιούλιο του 1973 ένας νέος σταθμός τοποθετείται στην Νεάπολη (Ανατολική Κρήτη) με σειсмоγράφο κατακόρυφης συνιστώσας CBK-M3 και οριζόντιας συνιστώσας CBK-M3. Στα Βαλσαμάτα (Κεφαλονιά) τον Οκτώβριο του 1973 εγκαθίσταται σειсмоγράφος Wood-Anderson (το όποιο όργανο λειτουργεί έως τον Σεπτέμβριο του 1988).

Το Μάρτιο του 1974 ένας σειсмоγράφος Press-Ewing κατακόρυφης συνιστώσας εγκαθίσταται στην Πεντέλη για την καταγραφή μακρινών σεισμών. Στον ίδιο σταθμό οι σειсмоγράφοι Hiller σταμάτησαν να λειτουργούν το Δεκέμβριο του ίδιου έτους. Τον Οκτώβριο του 1974 ένας νέος σταθμός τοποθετείται στην Ιθώμη (Μεσσηνία) με CBK-M3 σειсмоγράφο. Τον Οκτώβριο του 1975 ο σειсмоγράφος στον σταθμό της Κοζάνης αντικαθίσταται με ένα όργανο Sprengnether. Το Νοέμβριο του ίδιου έτους ένας νέος σταθμός δημιουργείται στην Νάξο με όργανο Sprengnether επίσης. Τον Ιούνιο του 1976 τοποθετείται νέος σταθμός στην Αχαΐα με κατακόρυφης συνιστώσας σειсмоγράφο θερμικής καταγραφής. Το ίδιο έτος ο σταθμός της Πάτρας σταμάτησε να λειτουργεί.

Από τον Μάρτιο του 1983 ένα τηλεμετρικό δίκτυο άρχισε να λειτουργεί μεταξύ των σταθμών των Αθηνών, των Βαλσαμάτων, της Κοζάνης, της

Αγίας Παρασκευής και της Νεάπολης. Το νέο δίκτυο αποτελείται από κατακόρυφης συνιστώσας σειсмоγράφους θερμικής καταγραφής. Τα σεισμόμετρα ήταν τύπου S-13(Velocity) κατασκευασμένα από την Teledyne Geotech. Στο σταθμό των Αθηνών εγκαθίσταται επίσης δυο οριζόντιας συνιστώσας σεισμόμετρα. Τον Φεβρουάριο του 1988 ο σταθμός WWSSN της Αθήνας μετατράπηκε σε θερμογραφικό. Την άνοιξη του ίδιου έτους δώδεκα νέοι τηλεμετρικοί σταθμοί που εγκαθίστανται στην Κέρκυρα, στο Καρπενήσι, στο Πήλιο, στη Ροδόπη, στη Σάμο, στη Λακωνία, στην Κάρπαθο, στη Ρόδο, στην Ιθώμη, στο Βάμο, στον Πολύγυρο και στο Καστελόριζο.

Η εγκατάσταση του ψηφιακού δικτύου αρχίζει το 1993. Οι πρώτοι σταθμοί είναι οι : Αθήνα, Ιωάννινα, Βαλσαμάτα, Ιθώμη, Σάμος, Πολύγυρος, Καρπενήσι, Πήλιο και Θήρα (Σαντορίνη). Το 1994, μετά από συνεργασία με το Ινστιτούτο Γεωφυσικής της Ρώμης (ING) εγκαθίσταται νέος σταθμός στη Κρήτη (Ανώγεια) ο οποίος εντάσσεται στο Μεσογειακό δίκτυο (MEDNET). Ο σταθμός άρχισε να λειτουργεί από τις αρχές του 1995 και από το 1999 έχει ενταχτεί στο Παγκόσμιο Σύστημα Ανίχνευσης Πυρηνικών Εκρήξεων του ΟΗΕ.

Από το 1998 αρχίζει η εγκατάσταση σεισμολογικών σταθμών στην Αταλάντη, στη Σκύρο, στη Λήμνο, στη Χίο, στο Νευροκόπι, στην Καστοριά και στην Τρίπολη. Την ίδια εποχή συνεχίζεται και η μετατροπή των υπόλοιπων σεισμολογικών σταθμών σε ψηφιακούς συνεχούς μετάδοσης σε πραγματικό χρόνο ενώ τα σεισμόμετρα όλων των σταθμών αντικαθίστανται με εξελιγμένα ευρέως φάσματος.

2.1.2 Τηλεμετρικό σεισμολογικό δίκτυο Τομέα Γεωφυσικής ΑΠΘ.

Η ίδρυση του Εργαστηρίου Γεωφυσικής το 1977 ακολουθήθηκε από την εγκατάσταση ενός τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας το οποίο επισήμως άρχισε να λειτουργεί από την 01/01/1981. Το σεισμολογικό δίκτυο εξελίχθηκε αρχικά σε τρεις κύριες μεταβατικές φάσεις.

Στην διάρκεια της πρώτης φάσης (1980-1989) το δίκτυο αποτελούνταν από τον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό της Θεσσαλονίκης (THE) και από 7 περιφερειακούς σταθμούς στον Σοχό (SOH), στο Λιτόχωρο (LIT), στο Γρίβα (GRG), στο Παλιούρι (PAIG), στην Ουρανούπολη (OUR), στις Σέρρες (SRS) και στο Κεντρικό (KNT). Η επιλογή αυτών των τοποθεσιών έγινε με βάση επιστημονικών και κοινωνικών κριτηρίων. Το δίκτυο με τους οχτώ σταθμούς

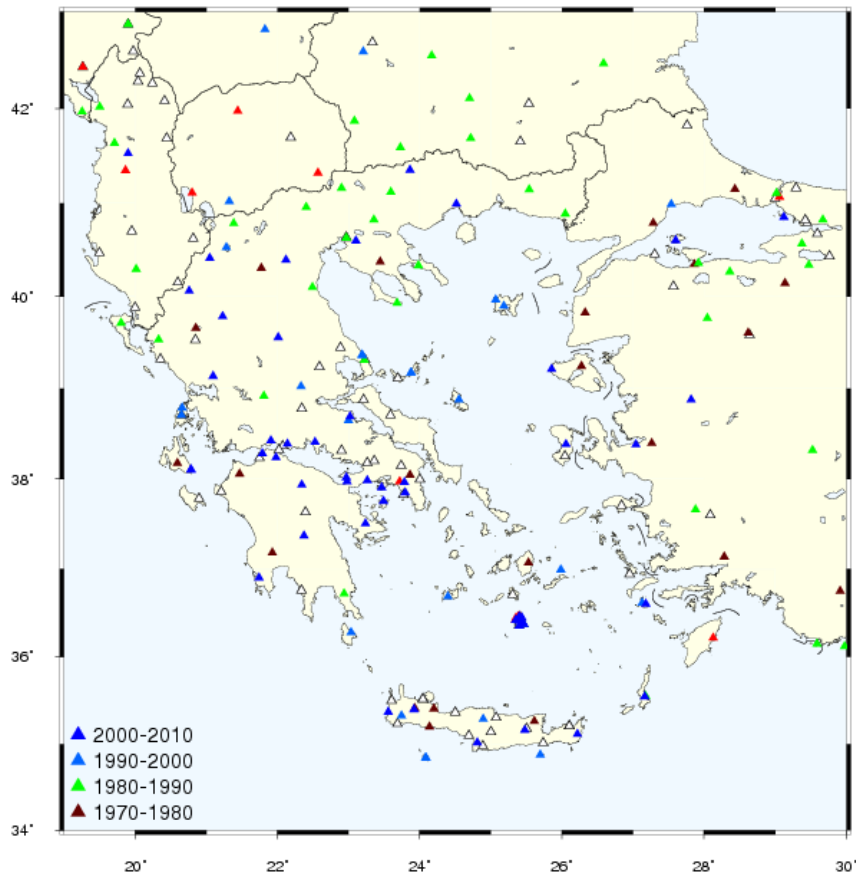
του κάλυπτε επαρκώς το τμήμα της σερβομακεδονικής ζώνης που ανήκει στην Ελλάδα. Η σεισμικότητα αυτής της ζώνης είναι η υψηλότερη στη Βόρεια Ελλάδα. Αυτό το δίκτυο ήταν το πρώτο τηλεμετρικό δίκτυο στην Ελλάδα και το πρώτο σε όλα τα Βαλκάνια που υποστηρίζονταν από υπολογιστές. Το δίκτυο επεκτάθηκε το 1989 (δεύτερη φάση) με την εγκατάσταση τεσσάρων νέων σεισμολογικών σταθμών στην Ηγουμενίτσα (IGT), στη Φλώρινα (FNA), στην Αλεξανδρούπολη (ALN) και στον Άγιο Γεώργιο (AGG).

Όλοι αυτοί οι σταθμοί είναι εξοπλισμένοι με τρία βραχείας περιόδου (Z, N-S, E-W) σεισμόμετρα S-13 Teledyne Geotech. Επιπλέον, στο κεντρικό σταθμό της Θεσσαλονίκης λειτουργεί από το 1981 σεισμόμετρο (SL-210 Teledyne-Geotech) τριών συνιστωσών μακράς περιόδου. Τα σεισμικά σήματα από αυτούς τους σεισμολογικούς σταθμούς μεταφέρονται απευθείας στο κεντρικό σεισμολογικό σταθμό της Θεσσαλονίκης μέσω μισθωμένων τηλεφωνικών γραμμών.

Κατά την περίοδο 1996-1999 (τρίτη φάση) τέσσερις ακόμη σταθμοί εγκαθίστανται στην Λήμνο (LOS), στην Αλόνησο (AOS), στο Ξορύχτι (Πήλιο) και στην Λευκάδα (LKD) βελτιώνοντας έτσι την αζιμουθιακή κάλυψη του Βορείου Αιγαίου και των νησιών του Ιονίου αποτέλεσμα εξαιρετικά υψηλής επιστημονικής σημασίας. Σε αυτούς τους σταθμούς εγκαθίστανται κατακόρυφα βραχείας περιόδου σεισμόμετρα (S-13 Teledyne-Geotech), ενώ η μετάδοση των σεισμικών σημάτων προς το κεντρικό σεισμολογικό σταθμό γίνεται ασύρματα μέσω συχνότητας UHF.

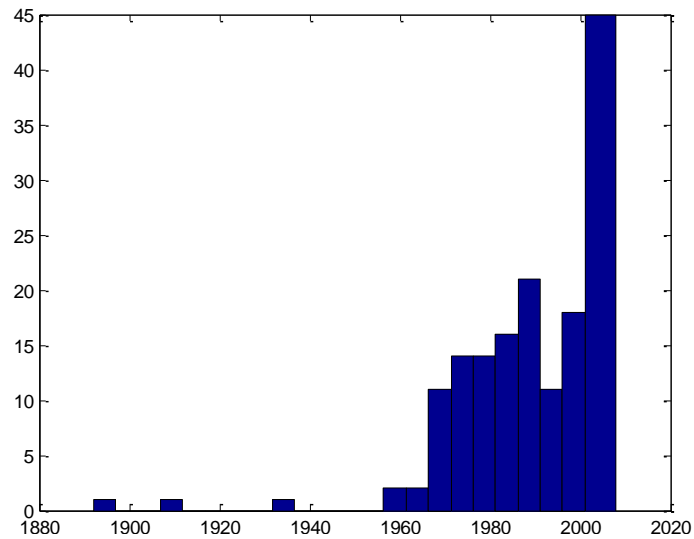
2.2 Εξέλιξη του σεισμολογικού δικτύου.

Ο αριθμός των σεισμολογικών σταθμών μέχρι το 1965 είναι μικρός. Μέχρι το 1965 είχαν εγκατασταθεί πέντε σταθμοί από τους οποίους όμως ορισμένοι μεταφέρθηκαν και άλλοι σταμάτησαν να λειτουργούν. **Σχήμα 19.**

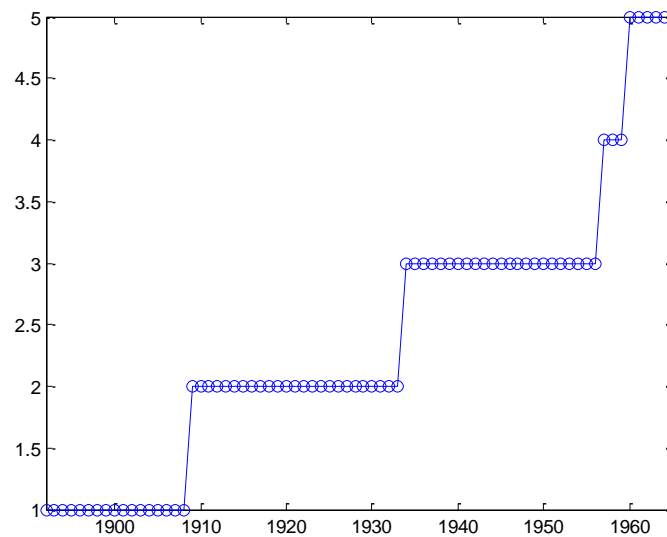


Σχήμα 17. Χωρική και χρονική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών στη περιοχή της Ελλάδας. Με καφέ φαίνονται οι σταθμοί που εγκαταστάθηκαν μεταξύ 1970-1980. Με πράσινο φαίνονται οι σταθμοί που για το διάστημα 1980-1990. Με ανοιχτό μπλε φαίνονται οι σταθμοί για το διάστημα 1990-2000. Και με σκούρο μπλε φαίνονται οι σταθμοί για το διάστημα 2000-2010.

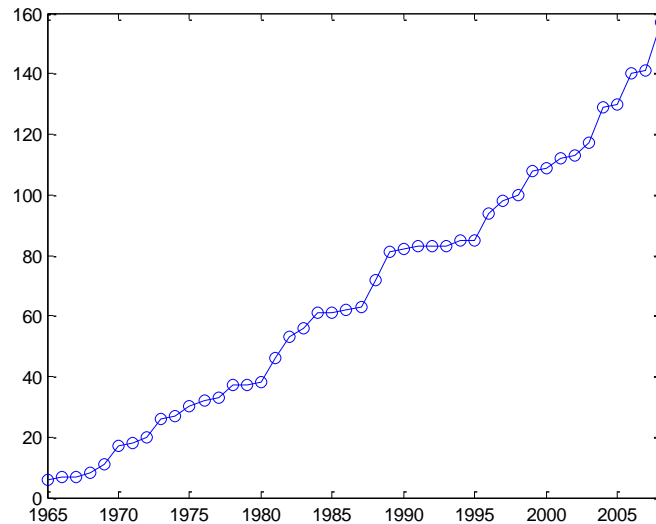
Στη συνέχεια (μετά το 1965) παρατηρείται μια ραγδαία αύξηση στον αριθμό των σεισμολογικών σταθμών. Ο ρυθμός εγκατάστασης των σταθμών φαίνεται στο **σχήμα 20**. Ο ρυθμός αυτός παρουσιάζει διάφορες τιμές στη διάρκεια των ετών.



Σχήμα 18. Διάγραμμα με τον αριθμό των σεισμολογικών σταθμών που εγκαταστάθηκαν ανά πενταετία.

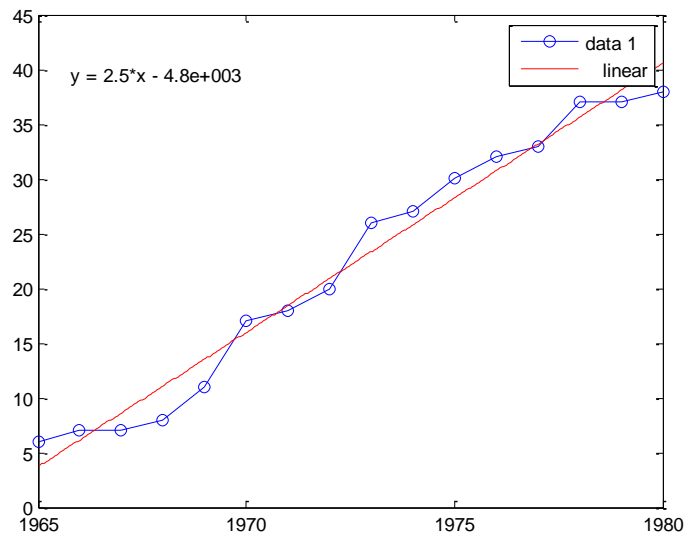


Σχήμα 19. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών για τα έτη 1899-1965. Στην περιοχή της Ελλάδας ($\varphi=18^{\circ}-30^{\circ}A$ και $\lambda=33^{\circ}-43^{\circ}B$).



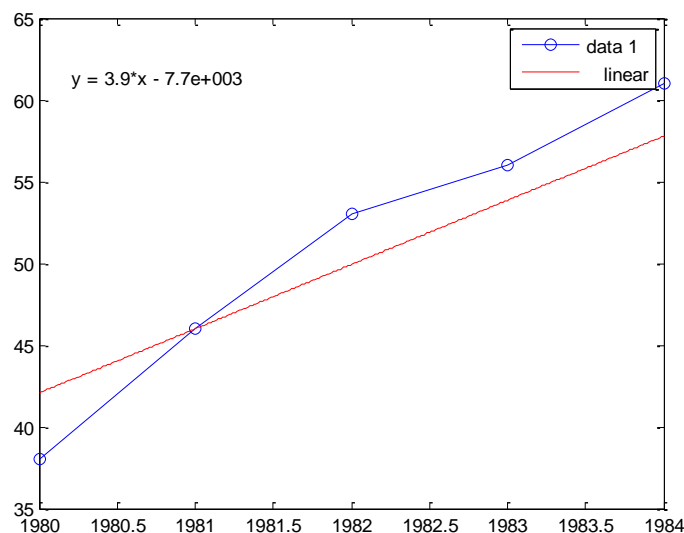
Σχήμα 20. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών για τα έτη 1965-2010. Στην περιοχή της Ελλάδας ($\varphi=18^{\circ}-30^{\circ}A$ και $\lambda=33^{\circ}-43^{\circ}B$).

Από το 1965 μέχρι το 1977 ο ρυθμός εγκατάστασης σταθμών είναι σχετικά χαμηλός **σχήμα 20α**. Εγκαθίστανται πολλοί σειсмоγράφοι. Με νέους σταθμούς στην Αγία Παρασκευή, στα Βαλσαμάτα, στη Ρόδο, στη Χαλκιδική, στα Ιωάννινα, στη Πεντέλη, στη Νεάπολη (Κρήτη), στην Ιθώμη, στη Νάξο και στην Αχαΐα. Στο διάστημα 1977-1980 η καμπύλη είναι σχεδόν οριζόντια οπότε δεν εγκαθίστανται νέοι σταθμοί.



Σχήμα 20α. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών στη χρονική περίοδο 1965-1980.

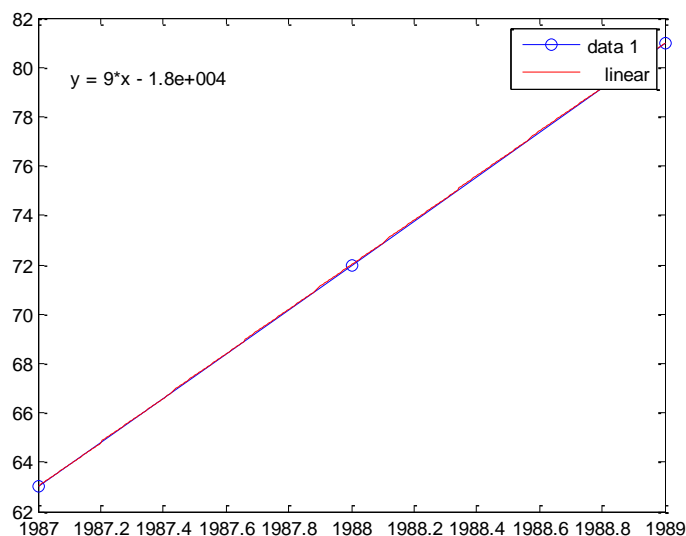
Από το 1981 μέχρι και το 1984 ο ρυθμός αυξάνεται σημαντικά λόγω της εγκατάστασης του τηλεμετρικού δικτύου στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης με σταθμούς στη Θεσσαλονίκη (THE), στον Σοχό (SOH), στο Λιτόχωρο (LIT), στον Γρίβα (GRG), στο Παλιούρι (PAIG), στην Ουρανούπολη (OUR), στις Σέρρες (SRS) και στο Κεντρικό (KNT). **Σχήμα 20β.**



Σχήμα 20β. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών για το χρονικό διάστημα 1980-1984.

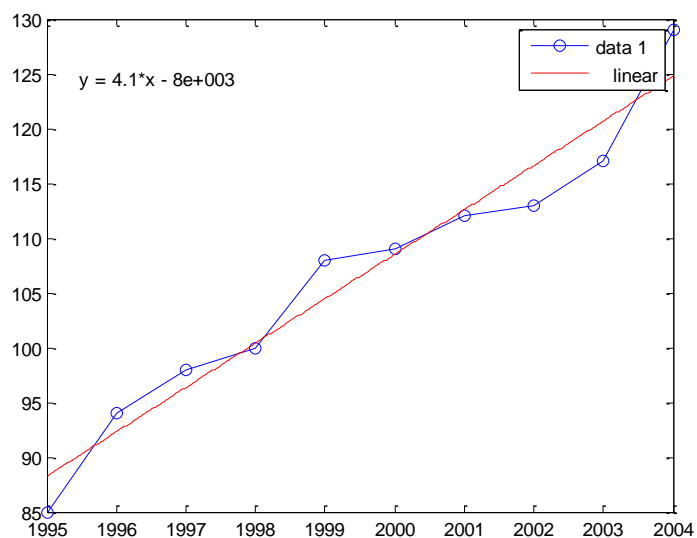
Τα έτη 1985 και 1986 ο ρυθμός εγκατάστασης είναι πάλι σχεδόν μηδέν οπότε δεν εγκαθίστανται νέοι σεισμολογικοί σταθμοί αυτήν τη διετία. Την επόμενη τριετία όμως (1987-1989) τοποθετούνται πολλοί νέοι σταθμοί με αποτέλεσμα ο ρυθμός εγκατάστασης σταθμών να παρουσιάζει μια ραγδαία

αύξηση. Νέοι σταθμοί στην Ηγουμενίτσα (IGT), στη Φλώρινα (FNA), στην Αλεξανδρούπολη (ALN) και στον Άγιο Γεώργιο (AGG). **Σχήμα 20γ.**



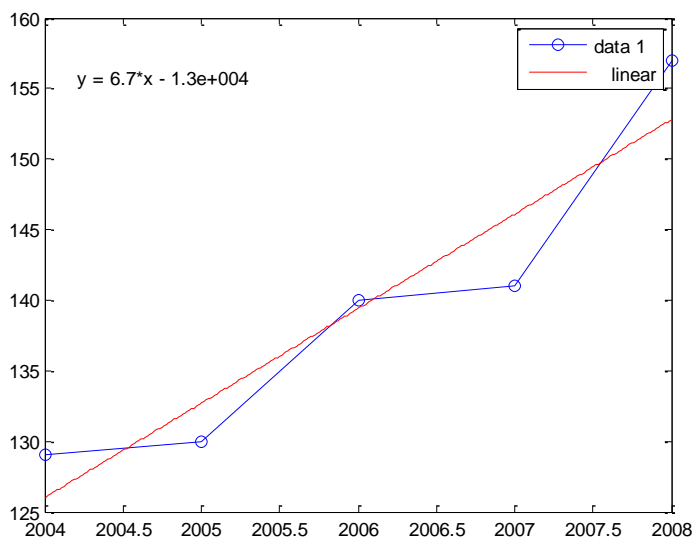
Σχήμα 20γ. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών για το χρονικό διάστημα 1987-1989.

Στη συνέχεια στα έτη 1990-1995 εγκαθίστανται ελάχιστοι σταθμοί χαρακτηριστική οριζοντιότητα στη καμπύλη στο **σχήμα 20**. Από το 1996 μέχρι και το 2004 αυτή η κατάσταση αναστρέφεται με την εγκατάσταση αρκετά μεγάλου αριθμού νέων σεισμολογικών σταθμών στην Λήμνο (LOS), στην Αλόνησο (AOS), στο Ξωρυχτι (Πήλιο) και στην Λευκάδα (LKD), στη Σκύρο, στην Λήμνο, στην Αλόνησο, στη Χίο, στο Νευροκόπι, στη Καστοριά και στην Τρίπολη. Χαρακτηριστική αύξηση στην κλίση της καμπύλης για τα συγκεκριμένα έτη. (**σχήμα 20δ**)



Σχήμα 20δ. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών για τη χρονική περίοδο 1995-2004.

Αυτός ο μεγάλος ρυθμός εγκατάστασης αυξάνεται ακόμη περισσότερο τα επόμενα έτη (2005-2010) με ακόμα πιο πολλούς νέους σταθμούς να εγκαθίστανται ανά έτος στην περιοχή της Ελλάδας. (σχήμα 20ε)



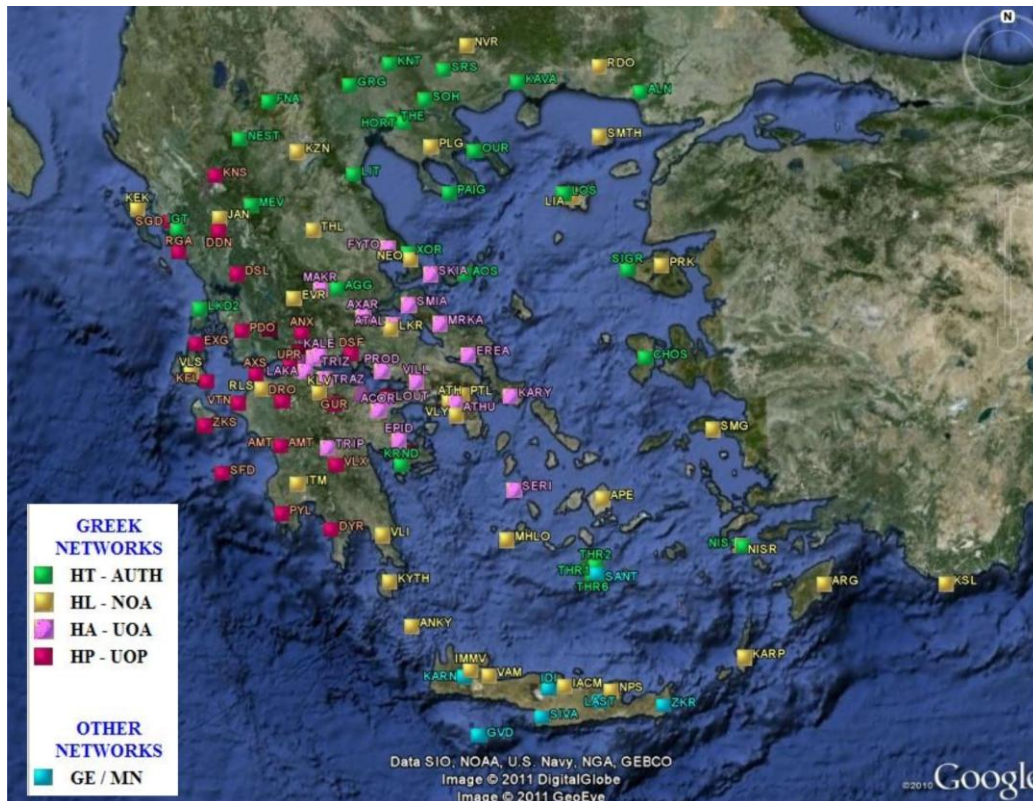
Σχήμα 20ε. Ρυθμός εγκατάστασης σεισμολογικών σταθμών για τη χρονική περίοδο 2004-2008.

2.3 Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων.

Οι σεισμολογικοί σταθμοί σήμερα κατανέμονται σε ολόκληρη την Ελλάδα με τέτοιο τρόπο ώστε να προσφέρονται επαρκή δεδομένα για την καταγραφή της σεισμικότητας της περιοχής καθώς και για ειδικές σεισμολογικές έρευνες και μελέτες. Επίσης επιτρέπει στους επιστήμονες να εκτιμήσουν την μακροπρόθεσμη σεισμική επικινδυνότητα στις διάφορες περιοχές της χώρας. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η λειτουργία και η συντήρηση ενός σύγχρονου σεισμολογικού δικτύου αποτελεί θέμα ύψιστης εθνικής σημασίας για οποιοδήποτε κράτος. Ιδιαίτερα για την Ελλάδα ένα τέτοιο δίκτυο κρίνεται απαραίτητο εξαιτίας της γεωγραφικής θέσης που κατέχει η χώρα και της έντονης σεισμικότητας. Το Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων έχει τεθεί σε λειτουργία από το 2007 και σε αυτό λειτουργούν οι τέσσερις παρακάτω σεισμολογικοί φορείς:

- A) το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΗΛ-ΝΟΑ),
- B) ο τομέας Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΗΤ-ΑΥΤΗ),
- Γ) ο τομέας Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου των Αθηνών (ΗΑ-ΥΟΑ) και
- Δ) το Εργαστήριο Σεισμολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Πατρών (ΗΡ-ΥΟΡ).

Λειτουργούν και άλλα μικρότερα δίκτυα τοπικού χαρακτήρα με ευθύνη άλλων σεισμολογικών φορέων.



Σχήμα 21. Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων. (<http://geophysics.geo.auth.gr/ss/>)

Από το **σχήμα 21** προκύπτει ότι το δίκτυο του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου καλύπτει επαρκώς την Βόρεια Ελλάδα και τα νησιά του Βορείου Αιγαίου. Επίσης ο φορέας του Πανεπιστημίου στην Πάτρα καλύπτει την δυτική Ελλάδα και τα νησιά του Ιονίου. Ο φορέας του Πανεπιστημίου Αθηνών έχει σημαντική κάλυψη στην κεντρική στερεά Ελλάδα καθώς επίσης και στον κορινθιακό κόλπο. Τέλος το δίκτυο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, σε αντίθεση με τους προηγούμενους φορείς, παρουσιάζει μια ικανοποιητική κάλυψη όλης της Ελλάδας με πολλούς σταθμούς στο Νότιο Αιγαίο και κυρίως στη Κρήτη.

3.1 Ανάπτυξη μεθοδολογιών από την προηγούμενη έρευνα.

Στατιστικές και γεωφυσικές μέθοδοι έχουν εφαρμοστεί για τη μελέτη της χωρικής-χρονικής εξέλιξης της σεισμικότητας σε συγκεκριμένες περιοχές. Μια σημαντική προϋπόθεση που απαιτούν πολλές από τις μελέτες είναι οι κατάλογοι που θα χρησιμοποιηθούν να είναι πλήρεις πάνω από ένα

ελάχιστο μέγεθος, M_c . Αυτό δηλώνει ότι το σεισμικό δίκτυο πρέπει να μπορεί να ανιχνεύει τον απόλυτο αριθμό των σεισμών με μέγεθος $M \geq M_c$ σε μια συγκεκριμένη περιοχή κατά τη διάρκεια ενός συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος. Σε περιοχές με εκτεταμένο και πυκνό σεισμολογικό δίκτυο, σχετικά χαμηλές τιμές M_c μπορούν να επιτευχθούν ακόμη και για παλαιότερες περιόδους (Hutton et al., 2010).

ΜΕΘΟΔΟΙ

Οι μέθοδοι εκτίμησης του μεγέθους πληρότητας των καταλόγων σεισμών βασίζονται σε δυο θεμελιώδη διαφορετικές υποθέσεις. Οι περισσότερες μέθοδοι υποθέτουν την αυτοομοιότητα της διαδικασίας των σεισμών, το οποίο συνεπάγεται μια κατανομή νόμου δύναμης των σεισμών με το μέγεθος και τη σεισμική στιγμή του πεδίου ορισμού. Σε αυτή τη μελέτη συγκρίνονται μόνο οι μέθοδοι που υποθέτουν αυτοομοιοτητα στην εξέλιξη των σεισμών:

- 1) Συνολικό-εύρος-μεγεθών (EMR) τροποποιημένη από τους Ogata and Katsura (1993)
- 2) Μέθοδος μέγιστης καμπυλότητας (MAXC). (Wiemer and Wyss, 2000).
- 3) Δοκιμή καλής προσαρμογής (GFT). (Wiemer and Wyss, 2000)
- 4) Μέγεθος πληρότητας από την σταθερότητα της τιμής b (MBS). (Cao and Gao, 2002)

3.2.1 Συνολικό-εύρος-μεγεθών (EMR).

Είναι η μέθοδος που για την εκτίμηση του M_c χρησιμοποιεί ολόκληρα τα σύνολα δεδομένων, συμπεριλαμβανομένων των μεγεθών που έχουν καταγραφεί χωρίς πληρότητα. Η προσέγγισή των Woessner and Wiemer (2005) είναι παρόμοια με αυτή των Ogata and Katsura (1993) και

χρησιμοποιεί ένα μοντέλο το οποίο αποτελείται από δυο μέρη: πρώτον ο σχεδιασμός του πλήρους μέρους και δεύτερον ο σχεδιασμός των χωρίς πληρότητα μερών της κατανομής συχνότητας-μεγέθους. Χρησιμοποιούμε το συνολικό εύρος μεγεθών για να αποκομίσουμε μια πιο σταθερή εκτίμηση του M_c ειδικά για σκοπούς χαρτογράφησης.

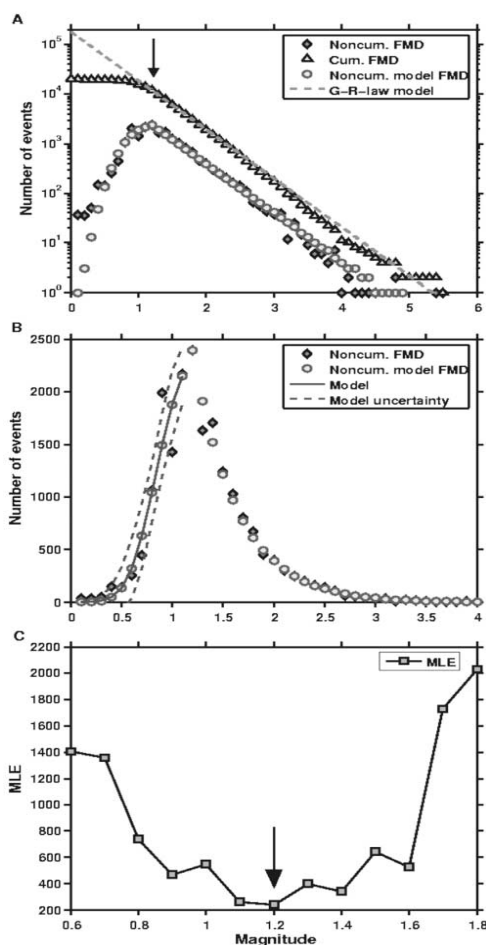
Για δεδομένα με μέγεθος μεγαλύτερο από το M_c , αναμένουμε μια συμπεριφορά νόμου δύναμης. Υπολογίζουμε τις τιμές a και b χρησιμοποιώντας μια εκτίμηση μέγιστης πιθανότητας για τις σταθερές a και b (Aki, 1965; Utsu, 1965). Για δεδομένα κάτω από το M_c μια αθροιστική κανονική συνάρτηση η οποία περιγράφει την ικανότητα εντοπισμού ως συνάρτηση του μεγέθους που ταιριάζει στα δεδομένα. Το $q(M|\mu, \sigma)$ δηλώνει τη πιθανότητα ανίχνευσης ενός σεισμού συγκεκριμένου μεγέθους από ένα σεισμικό δίκτυο και γράφεται ως :

$$q(M|\mu, \sigma) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{M_c} \exp\left(-\frac{(M-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) dM, & M < M_c \\ 1 & , M \geq M_c. \end{cases}$$

όπου μ το μέγεθος στο οποίο το 50% των σεισμών έχουν ανιχνευτεί και το σ δηλώνει τη σταθερή απόκλιση περιγράφοντας το πλάτος του εύρους όπου οι σεισμοί έχουν μερικώς εντοπιστεί. Μεγαλύτερες τιμές του σ δείχνουν ότι η ικανότητα ανίχνευσης ενός συγκεκριμένου δικτύου μειώνεται γρηγορότερα. Σεισμοί με μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα από το M_c υποτίθεται ότι εντοπίζονται με μια πιθανότητα 1. Οι ελεύθεροι παράμετροι μ και σ υπολογίζονται χρησιμοποιώντας μια εκτίμηση μέγιστης πιθανότητας.

Το καλύτερα σύμφωνο μοντέλο είναι αυτό που μεγιστοποιεί τη λογαριθμική συνάρτηση για τέσσερις παραμέτρους: τις μ , σ καθώς και τις a , b . Οι κύκλοι στο **σχήμα 22B** δείχνουν τη καλύτερη συμφωνία για τα σύνολα δεδομένων στο **σχήμα 22A**.

Η EMR δημιουργεί ένα ολοκληρωμένο μοντέλο σεισμικότητας. Για να αποτιμηθεί εάν αυτό το μοντέλο είναι αποδεκτό σε σύγκριση με τα πραγματικά δεδομένα, οι ερευνητές ενστερνίστηκαν μια δοκιμασία Kolmogorov-Smirnov (KS test) σε επίπεδο σημασίας 0,05 για να εξετάσουν τη συμφωνία τους (Conover, 1999). Η δοκιμή υποθέτει ότι τα δυο δείγματα είναι τυχαία και ανεξάρτητα μεταξύ τους. Η μηδενική υπόθεση H_0 της δοκιμασίας είναι ότι τα δυο δείγματα έχουν εξαχτεί από την ίδια κατανομή.



Σχήμα 22. Η EMR μέθοδος εφαρμοσμένη σε δεδομένα του καταλόγου NCSN(1998-2001) (A)Αθροιστική και μη αθροιστική κατανομή συχνότητας-μεγέθους και μοντέλο στη λογαριθμική κλίμακα με το βέλος να δείχνει το M_c . (B)Κανονική συμφωνία κατανομής συχνότητας-μεγέθους (γκρι γραμμή) για τα δεδομένα κάτω από το $M_c=1.2$ σε γραμμική κλίμακα. (C)Επιλογή του καλύτερου μοντέλου με το βέλος να δείχνει τη τελική τιμή του M_c . (Woessner and Wiemer, 2005)

3.1.2 Μέθοδος μέγιστης καμπυλότητας (MAXC).

Οι Wiemer και Wyss (2000) πρότειναν δυο μεθόδους οι οποίες βασίζονται στην υπόθεση της αυτοομοιότητας. Μια γρήγορη και αξιόπιστη εκτίμηση του M_c είναι με τον ορισμό του σημείου κάμψης (MAXC) ως το μέγεθος πληρότητας από τον υπολογισμό της μέγιστης τιμής της πρώτης παραγώγου της καμπύλης συχνότητας-μεγέθους. Στη πράξη αυτό το σημείο συμπίπτει με τη ψηλότερη συχνότητα των σεισμών στη μη-αθροιστική κατανομή συχνότητας-μεγέθους **σχήμα 23A**

Παρόλο την εύκολη εφαρμογή και τη σχετική σταθερότητα αυτής της προσέγγισης το M_c είναι συνήθως υποτιμημένο ειδικά για σταδιακά καμπυλωμένες κατανομές οι οποίες προέρχονται από χωρικές ή χρονικές ετερογένειες.

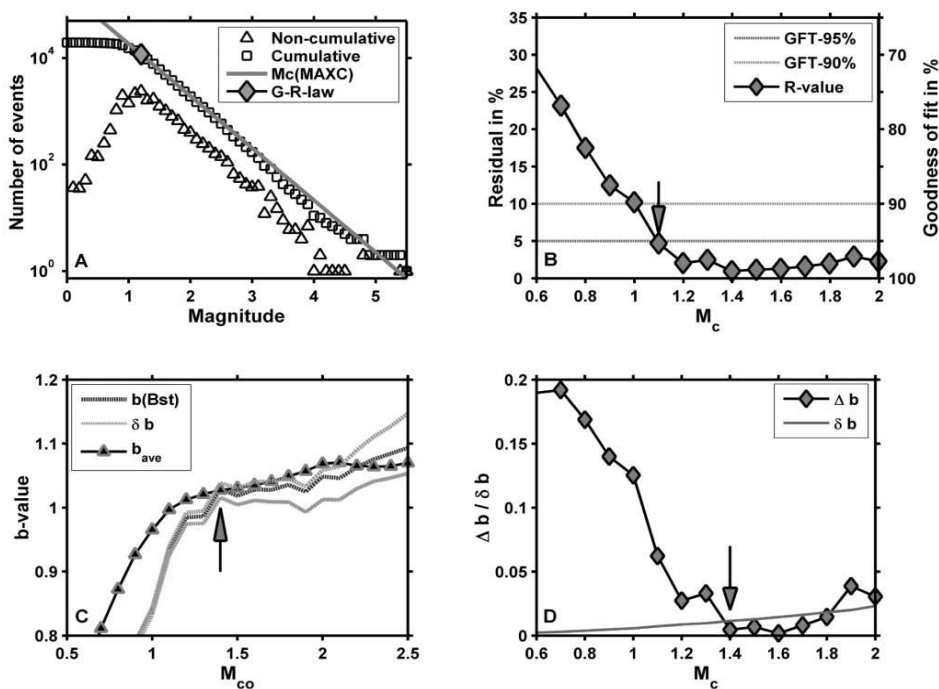
3.1.3 Μέθοδος ελέγχου καλής προσαρμογής (GFT).

Η GFT μέθοδος για τον υπολογισμό του M_c συγκρίνει τη παρατηρούμενη κατανομή συχνότητας-μεγέθους με τις εμπειρικές (Wiemer and Wyss, 2000). Η δοκιμή συμφωνίας υπολογίζεται ως η απόλυτη διαφορά των αριθμών των σεισμών μεταξύ των παρατηρούμενων και των εμπειρικών κατανομών Gutenberg- Richter. Οι εμπειρικές κατανομές υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τις γνωστές τιμές a και b από τα παρατηρούμενα σύνολα δεδομένων για $M \geq M_{co}$ ως συνάρτηση αυξανόμενου μεγέθους διακοπής M_{co} . Το R ορίζει τη συμφωνία σε ποσότητα με τη παρατηρούμενη κατανομή συχνότητας-μεγέθους και υπολογίζεται ως συνάρτηση διακοπής μεγέθους. Ένα μοντέλο που έχει βρεθεί για μια τιμή R στην οποία ένα προκαθορισμένο ποσοστό (90% ή 95%) των παρατηρούμενων δεδομένων εμφανίζεται ως μια ευθεία γραμμή. Στο **σχήμα 23B** φαίνεται ένα σχηματικό παράδειγμα με την επιλογή του M_c να δηλώνεται από το βέλος καθώς η τιμή R πέφτει υπό της οριζόντιας γραμμής

με 95% συμφωνία. Σημείωση ότι η ελάχιστη τιμή R δεν είναι αυτή που επιλέγεται. Επίπεδα με 90% - 95% συμφωνία λαμβάνονται συχνά για πραγματικούς καταλόγους.

3.1.4 Μέγεθος πληρότητας από σταθερότητα της τιμής b (MBS).

Οι Cao και Gao (2002) προσδιόρισαν το M_c χρησιμοποιώντας τη σταθερότητα της τιμής b ως συνάρτηση του μεγέθους διακοπής M_{co} . Αυτό το μοντέλο βασίζεται στην υπόθεση ότι οι τιμές b αυξάνονται για $M_{co} < M_c$, παραμένουν σταθερές για $M_{co} > M_c$ και αυξάνονται ξανά για $M_{co} >> M_c$. Αν το $M_{co} \ll M_c$, η τελική τιμή b θα είναι πολύ χαμηλή. Καθώς το M_{co} πλησιάζει το M_c , η τιμή b πλησιάζει την πραγματική τιμή της και παραμένει σταθερή για $M_{co} >> M_c$ δημιουργώντας ένα πλατό το οποίο καταδεικνύει το M_c (Σχήμα 23C).



Σχήμα 23. (Κατανομή συχνότητας-μεγέθους για το υποσύνολο του καταλόγου NCSN. Το αποτέλεσμα από τη MAXC προσέγγιση υποδεικνύεται με ένα ρόμβο. (B) Τα υπολείμματα R και η συμφωνία των δεδομένων για τη δοκιμή καλής προσαρμογής (GFT). (C) Οι τιμές b , b_{ave} και οι αβεβαιότητες δb ως συνάρτηση του μεγέθους διακοπής M_{co} για τη μέθοδο MBS. (Woessner and Wiemer, 2005)

3.1.5 Επιπλέον μέθοδοι.

Αρκετοί ακόμη συγγραφείς πρότειναν επιπρόσθετες μεθόδους για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας. Κάποιες από αυτές είναι σχεδόν όμοιες με αυτές που περιγράψαμε προηγουμένως. Καποιες βασίζονται σε διαφορετικές υποθέσεις. Όπως είναι του Kagan (2003) του Marsan (2003) και των Rydelek and Sacks (1989) , η τελευταία σε αντίθεση με τις άλλες δεν υποθέτει την αυτοομοιότητα των σεισμών, αλλά βασίζεται στην υπόθεση ότι το όριο ανίχνευσης λόγω του θορύβου μειώνεται στη διάρκεια της νύχτας επιπλέον το μέγεθος πληρότητας εκτιμάται με τη χρήση του λόγου αναλογίας μέρα με νύχτα της συχνότητας των σεισμών. και αυτός είναι ο κύριος λόγος που δεν περιλαμβάνεται στη σύγκριση, καθώς επιθυμείται η σύγκριση μεθόδων που στηρίζονται στην ίδια υπόθεση.

3.2 Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε.

Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό του M_c βασίζεται στη δοκιμή καλής προσαρμογής (Goodness of Fit), που προτάθηκε από τους Wiemer and Wyss, (2000) τροποποιημένη από τον Κ. Λεπτοκαροπουλο. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε είναι ότι ένας νομός δύναμης, ως συνάρτηση του ελάχιστου μεγέθους, M_i , είναι κατάλληλος για σεισμούς με $M \geq M_i$, με εφαρμογή της εκτίμησης μεγίστης πιθανοφάνειας (Maximum Likelihood Estimation). Τα συνθετικά δεδομένα όπως η κατανομή των μεγεθών που αντιπροσωπεύουν μια τέλεια συμφωνία με το νόμο δύναμης, είναι κατασκευασμένα με αυτό το τρόπο. Έπειτα η απόλυτη διαφορά R , του αθροιστικού αριθμού των σεισμών που παρατηρήθηκαν ($N_{observed}$) και οι τεχνητές ($N_{synthetic}$) σε κάθε διάστημα μεγέθους υπολογίζεται και σχεδιάζεται σύμφωνα με το τύπο.

$$R = \frac{\sum_{M_i}^{M_{\max}} |N_{\text{observed}} - N_{\text{synthetic}}|}{\sum_i N_{\text{observed}}}$$

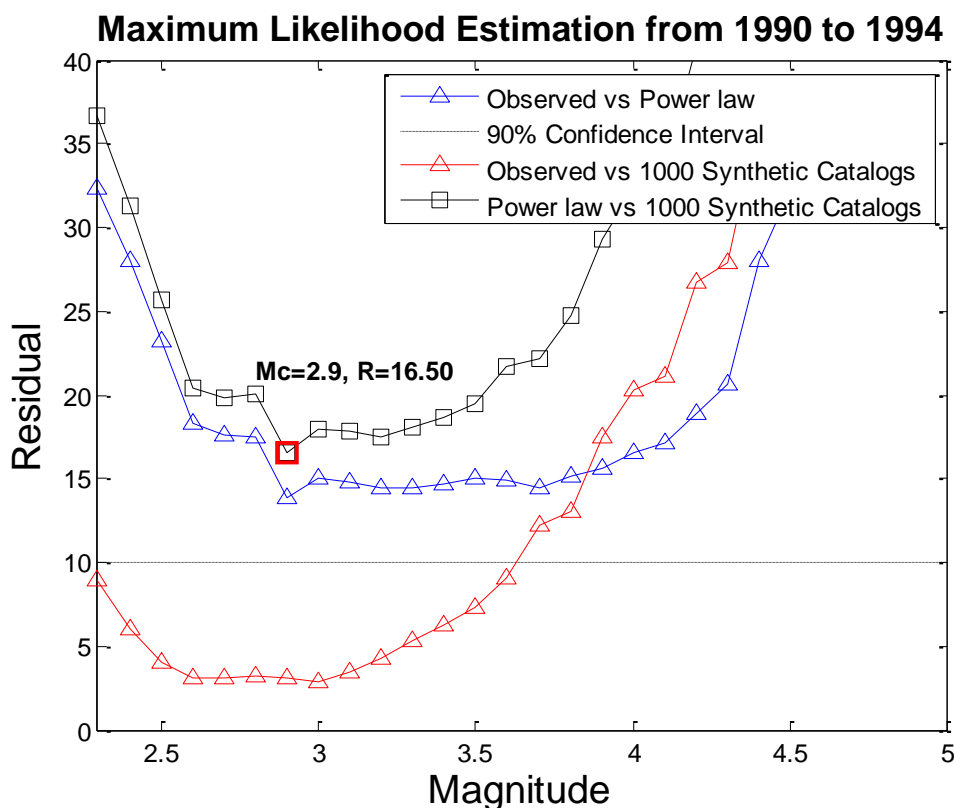
Αν τα δεδομένα ενός συγκεκριμένου M_i , είναι ατελή, η διαφορά R , θα είναι υψηλή. Έχει βρεθεί ένα μοντέλο με μια τιμή R στην οποία ένα προκαθορισμένο ποσοστό (90% ή 95%) των παρατηρούμενων δεδομένων δηλώνεται με μια ευθεία γραμμή, το οποίο σημαίνει ότι το 90% ή το 95% των παρατηρούμενων δεδομένων μπορούν να προσομοιωθούν από ένα συγκεκριμένο νόμο δύναμης.

Σε αυτή τη μελέτη μια άλλη προσέγγιση αυτής της μεθόδου εφαρμόστηκε (Λεπτοκαρόπουλος, 2012). Ένα συνθετικό πλήθος δεδομένων από N_i σεισμούς δημιουργήθηκε με τη κατανομή τυχαίων αριθμών σύμφωνα με το νόμο G-R (Zechar, 2010). Το N_i είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με $M \geq M_i$ των πραγματικών δεδομένων. Μετά από k επαναλήψεις της διαδικασίας, k συνθετικοί κατάλογοι έχουν προκύψει. Επιλέχθηκε τιμή του k ίση με 1000 και αντί της σύγκρισης μεταξύ πραγματικών δεδομένων και θεωρητικών, 1000 συνθετικοί κατάλογοι που αποτελούνται από τυχαίους σεισμούς με τον ίδιο αριθμό δεδομένων και την ίδια κατανομή μεγεθών που δημιουργήθηκε από κάθε διάστημα μεγέθους.

Κατά τον ίδιο τρόπο μια ακόμη παράμετρος όπως είναι ο αριθμός των σεισμών σε κάθε διάστημα μεγέθους εισάγεται. Ενδιαφέρον δείχνεται μόνο στη κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και όχι στις χωρικές και χρονικές παραμέτρους (επίκεντρο, αρχικός χρόνος γένεσης). Για αυτό το λόγο οι συνθετικοί κατάλογοι αποτελούνται από σεισμούς στους οποίους η μόνη ελευθερή παράμετρος είναι το μέγεθος. Ξεκινώντας από ένα ελάχιστο μέγεθος M_i , οι παράμετροι a και b του νόμου G-R υπολογίστηκαν σύμφωνα με μια εκτίμηση μέγιστης πιθανότητας (MLE) για όλους τους σεισμούς με $M_i \leq M \leq M_{\max}$. Οι διαφορές μεταξύ των συνθετικών δεδομένων και των

πραγματικών δεδομένων υπολογίστηκαν σύμφωνα με τη σχέση (1) και πρόεκυψε μια μέση τιμή αυτών των διαφορών. Στη συνέχεια όλη η διαδικασία επαναλήφθηκε με το M_{i+1} τώρα ως το ελάχιστο μέγεθος. Ένας νέος G-R νόμος ανακτήθηκε, από την εκτίμηση των νέων a και b τιμών, και με δεδομένο ότι N_{i+1} είναι ο αθροιστικός αριθμός των παρατηρούμενων σεισμών με $M \geq M_{i+1}$. Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ της πραγματικής κατανομής συχνότητας-μεγέθους (FMD) και των συνθετικών καταλόγων για κάθε διάστημα μεγέθους υπολογίστηκε και προβλήθηκε σε σχήμα.

Το **σχήμα 24** δείχνει τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου. Η μπλε γραμμή δηλώνει τη διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) ως συνάρτηση του μεγέθους. Η μαύρη γραμμή δηλώνει τη μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με το νόμο δύναμης που αναφέρθηκε προηγουμένως. Οι διαφορές είναι υψηλότερες σε αυτή τη περίπτωση, αλλά υπάρχει ένα εμφανές ελάχιστο σημείο με $M=2.9$ και η γραμμική προσαρμογή ανταποκρίνεται σε μια τιμή b ίση με 1.46. Έτσι αντί να λαμβάνεται υπόψη ένα αυθαίρετα επιλεγμένο επίπεδο εμπιστοσύνης, ένα πιο αντικειμενικό κριτήριο εφαρμόζεται.



Σχήμα 24. Δοκιμή καλής προσαρμογής για τα δεδομένα του παραδείγματος μπλε γραμμή δηλώνει τη διαφορά μεταξύ πραγματικών δεδομένων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης) που προέκυψαν από την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας ως συνάρτηση του μεγέθους. Η μαύρη γραμμή δηλώνει τη μέση διαφορά μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των χιλίων συνθετικών καταλόγων από τυχαίους σεισμούς σύμφωνα με το νόμο δύναμης που αναφέρθηκε προηγουμένως. Η κόκκινη γραμμή δείχνει την διαφορά μεταξύ των κατανομών συχνότητας-μεγέθους των συνθετικών καταλόγων και των θεωρητικών κατανομών (νόμος δύναμης για κάθε ένα από τα διάστημα μεγέθους).

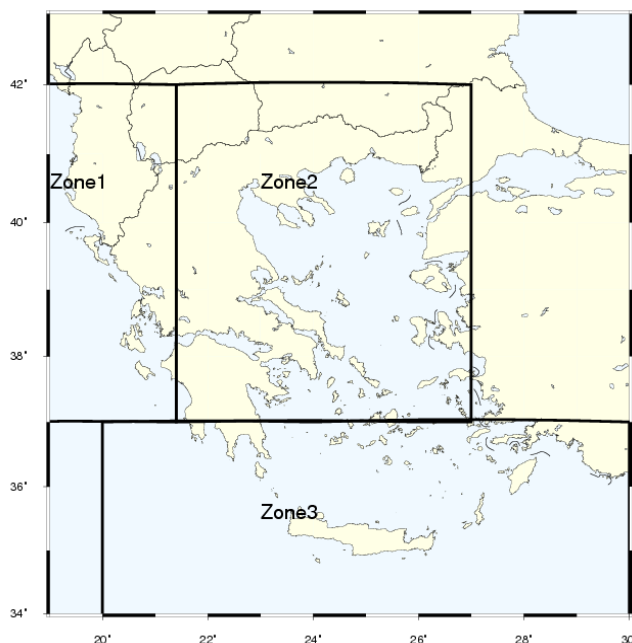
Η ίδια διαδικασία εφαρμόστηκε για την σύγκριση μεταξύ των κατανομών συχνότητας – μεγέθους (FMD) των συνθετικών καταλόγων και των θεωρητικών κατανομών δηλαδή ο νόμος δύναμης για κάθε ένα από τα διάστημα μεγέθους (κόκκινη γραμμή στο **σχήμα 24**). Οι διαφορές αναμένεται να είναι πολύ χαμηλές κάτω από το M_c , όπου η εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE) προσδίδει μια καλύτερη συμφωνία στο G-R νόμο, αλλά επίσης αναμένεται ότι το M_i θα είναι μεγαλύτερο, το N_i γίνεται σημαντικά χαμηλό. Συνεπώς, το δείγμα είναι μικρότερο και έτσι δεν υπάρχουν δεδομένα

για να επικυρώσουν τη συμφωνία με τον επιλεγμένο νόμο δύναμης. Όπως φαίνεται στο **σχήμα 24**, η διαφορά μεταξύ της κατανομής του νόμου δύναμης και των τυχαίων σεισμών που ακλουθούν την ίδια κατανομή, αρχίζει να γίνεται σημαντική για μεγέθη μεγαλύτερα από περίπου 3.7. 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 η χαμηλότερη διαφορά της μπλε γραμμής στα υψηλότερα μεγέθη είναι πιο πιθανό να μην είναι πραγματική αλλά να πρόεκυψε 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 μια εμφανή ελάχιστο ακρότατο η οποία ανταποκρίνεται στο μέγεθος πληρότητας.

3.3 Δεδομένα.

Ο κατάλογος που χρησιμοποιήθηκε είναι των Παπαζάχος et al. (1997) και αποτελείται από σεισμούς που έλαβαν χώρα στη ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για το χρονικό διάστημα 1964-1997. Τα στοιχεία για την περίοδο 1997-2010 έχουν προστεθεί σε αυτό το κατάλογο από τα δεδομένα του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ και του Ινστιτούτου Γεωφυσικής Αθηνών. Η περιοχή της Ελλάδας χωρίστηκε χωρικά σε τρεις ζώνες όπως φαίνεται στο **σχήμα 25**. Επιλέχθηκε αυτός ο τρόπος για τον χωρισμό των ζωνών γιατί με έτσι καλύπτεται ο σκοπός αυτής της εργασίας. Ένας πιο λεπτομερής χωρισμός θα πρόσφερε χωρίς αμφιβολία καλύτερα αποτελέσματα. Στα πλαίσια όμως της παρούσας διπλωματικής εργασίας ένας τέτοιος χωρισμός

είναι επαρκής ώστε να προκύψουν ικανοποιητικής ποιότητας αποτελέσματα.



Σχήμα 25. Ζώνες ανάλυσης των δεδομένων.

Οι τρεις ζώνες που πρόεκυψαν είναι οι εξής:

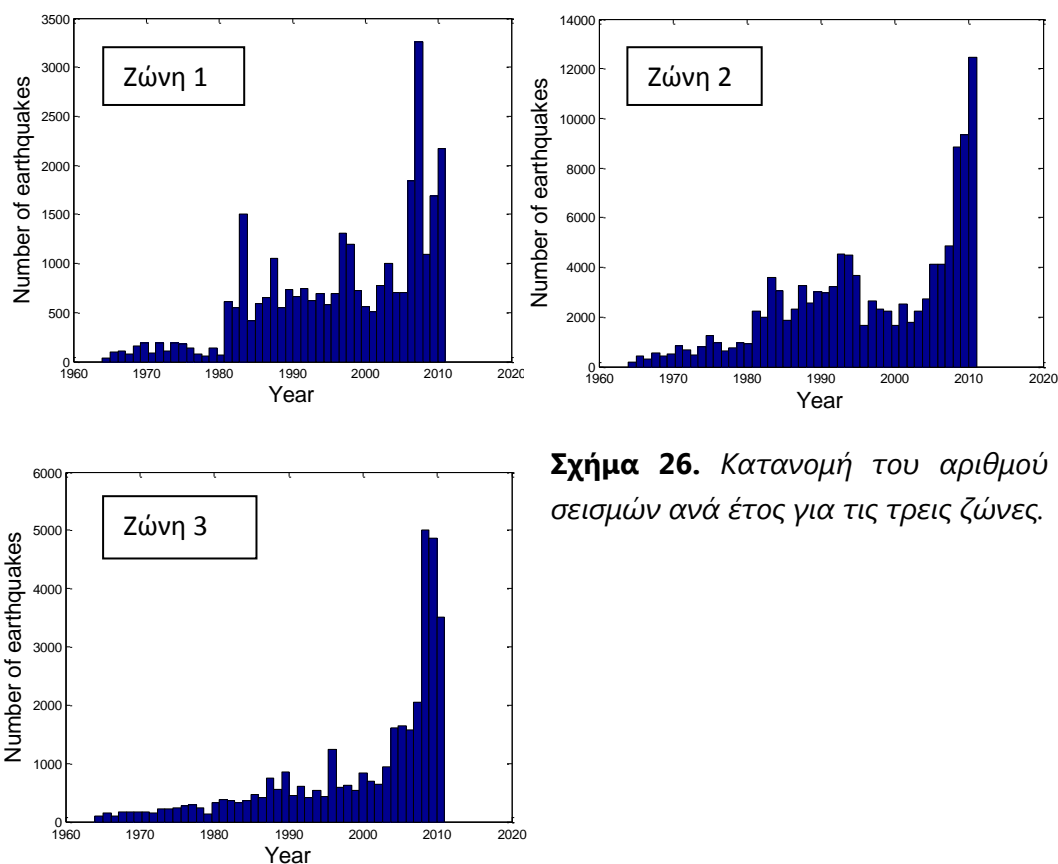
Ζώνη 1 (δυτική Ελλάδα , νησιά του Ιονίου καθώς και μέρος από τις όμορες χώρες Αλβανία και Σκόπια)

Ζώνη 2 (βόρεια, κεντρική και ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα, νησιά του Αιγαίου καθώς και μέρος από τις όμορες χώρες Βουλγαρία και Τουρκία)

Ζώνη 3 (νησιά του νοτίου Αιγαίου και την Κρήτη καθώς και μέρος της Τουρκίας)

Η κάθε ζώνη χωρίστηκε σύμφωνα με την κατανομή του αριθμού των σεισμών ανά έτος (**σχήμα 26**). Προέκυψαν έτσι τέσσερα χρονικά διαστήματα για κάθε ζώνη, όπου ο αριθμός των σεισμών έχει μικρό εύρος τιμών. Με αυτό το τρόπο θα υπολογιστούν οι χρονικές μεταβολές του M_c για την περιοχή της Ελλάδος για το χρονικό διάστημα 1964-2010. Παρατηρείται μια αύξηση στον αριθμό των σεισμών αρχικά μετά το 1980 και έπειτα μια μεγαλύτερη αύξηση μετά το 2000. Αυτό συμβαίνει εξαιτίας της βελτίωσης

των μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων και της πύκνωσης των σεισμολογικών δικτύων.



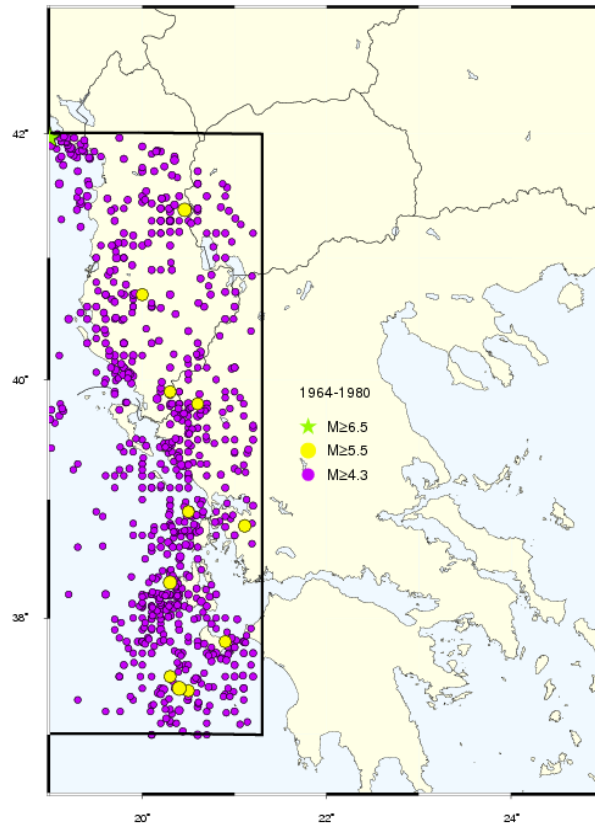
Σχήμα 26. Κατανομή του αριθμού των σεισμών ανά έτος για τις τρεις ζώνες.

4. Αποτελέσματα.

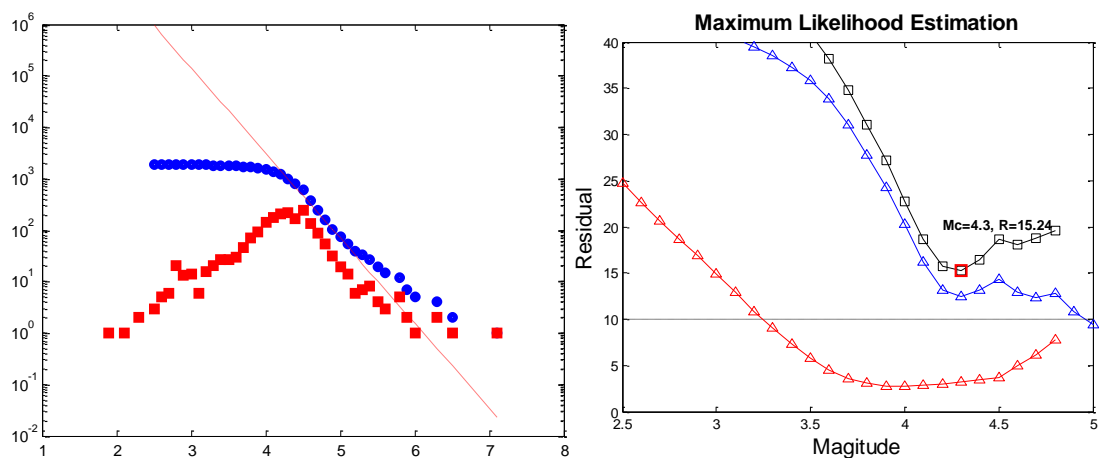
Εφαρμόστηκε η μέθοδος που αναπτύχθηκε προηγουμένως (4.2) για τα τέσσερα χρονικά διαστήματα (1964-1980, 1981-2004, 2005-2007, 2008-2010) με σκοπό να διερευνηθεί η χρονική μεταβολή του M_c για την περιοχή της Ελλάδας.

Στο **σχήμα 27** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 1 τη χρονική περίοδο 1964-1980 φαίνονται στο **σχήμα 28**. Από τις δυο μεθόδους

που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής προκύπτει ότι για $M=4.3$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 4.4 και έτσι υπερεκτιμάται το M_c κατά 0.1.

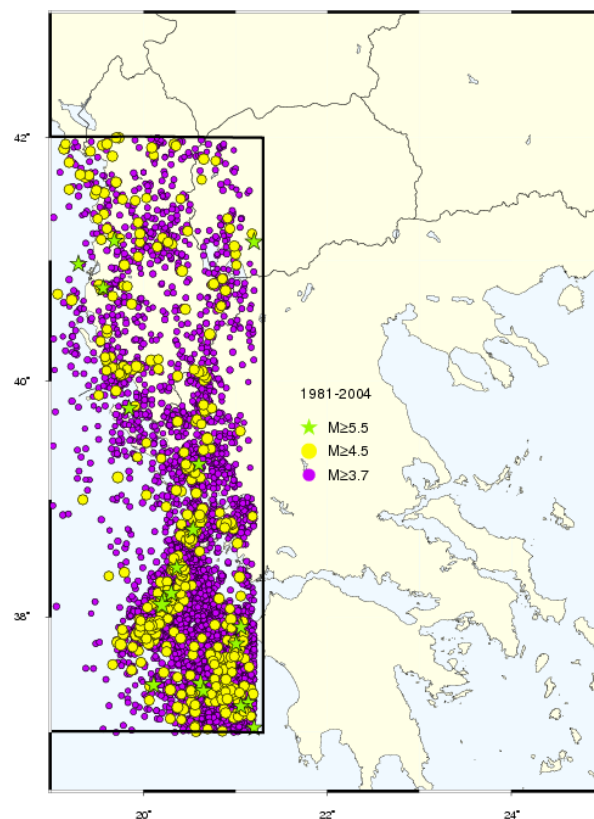


Σχήμα 27. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 1 για την χρονική περίοδο 1964-1980.

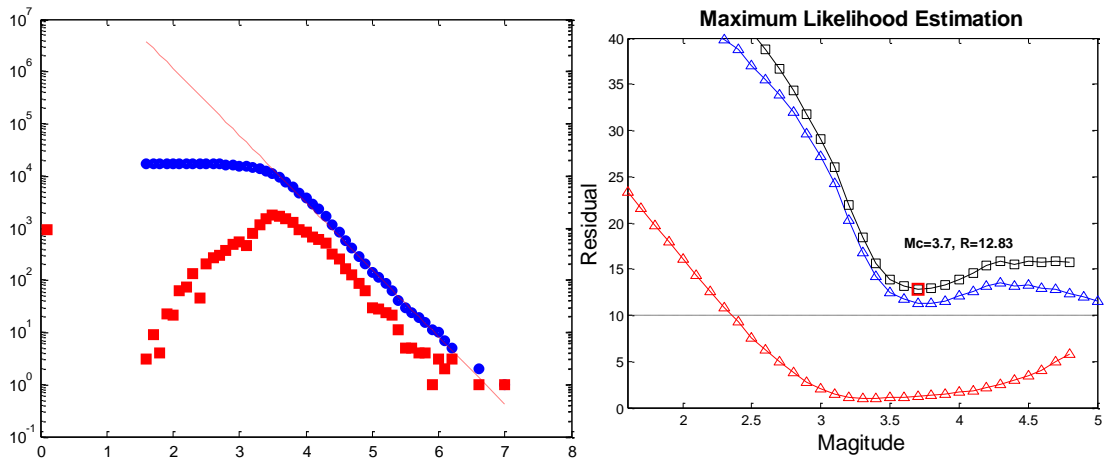


Σχήμα 28. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 1 για τη χρονική περίοδο 1964-1980.

Στο **σχήμα 29** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 1 τη χρονική περίοδο 1981-2004 φαίνονται στο **σχήμα 30**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι προκύπτει ότι για $M=3.7$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 3.7 και έτσι συμφωνεί και αυτή στην ίδια τιμή M_c .

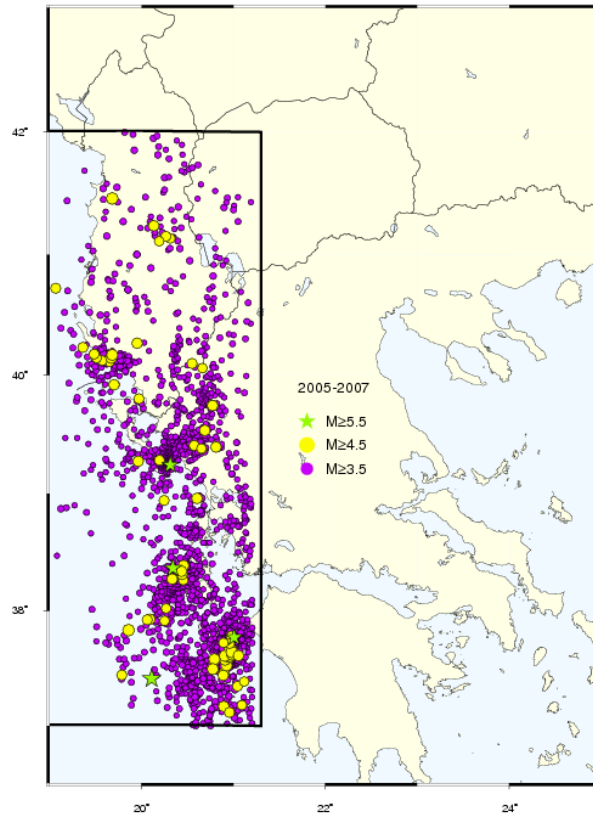


Σχήμα 29. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 1 για την χρονική περίοδο 1981-2004

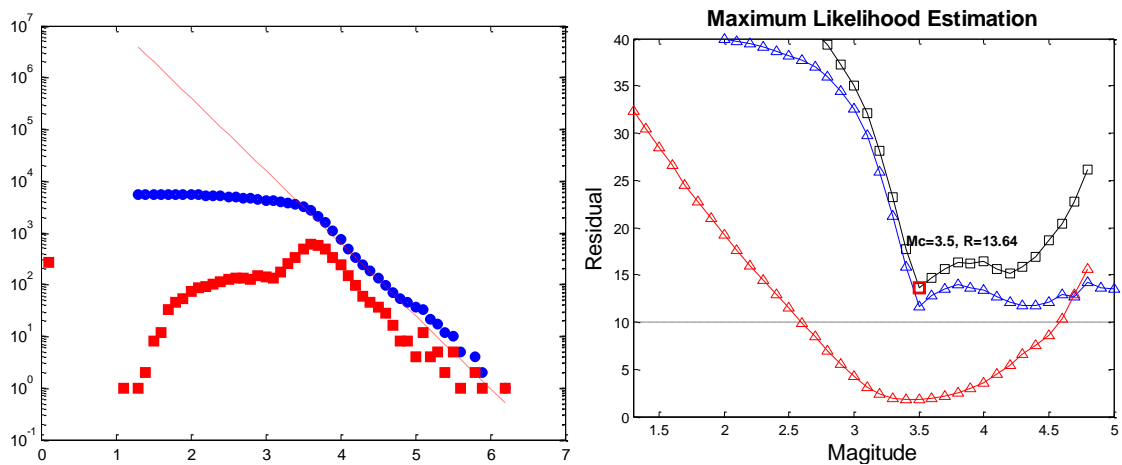


Σχήμα 30. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 1 για τη χρονική περίοδο 1981-2004.

Στο **σχήμα 31** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 1 τη χρονική περίοδο 2005-2007 φαίνονται στο **σχήμα 32**. Από τις δυο μεθόδους που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής προκύπτει ότι για $M=3.5$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 3.8 και έτσι υπερεκτιμάται το M_c κατά 0.3.



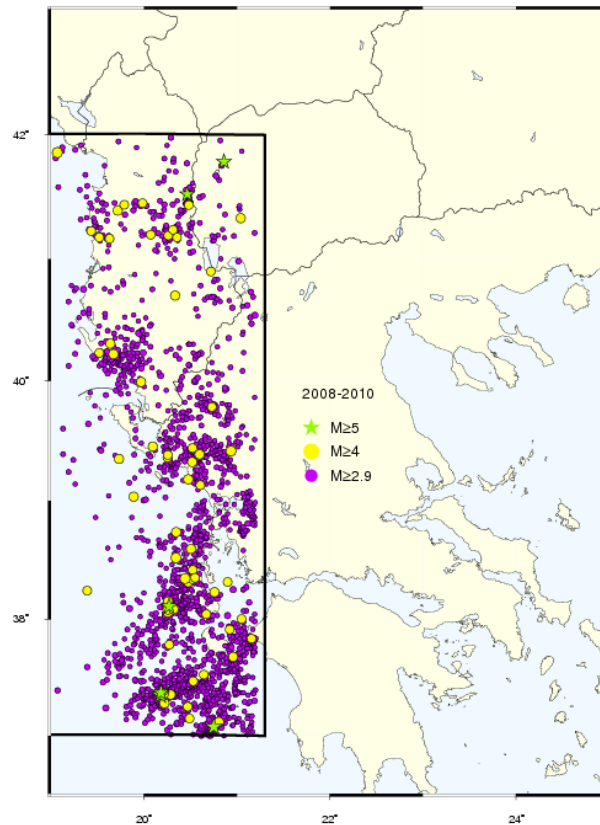
Σχήμα 31. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 1 για την χρονική περίοδο 2005-2007.



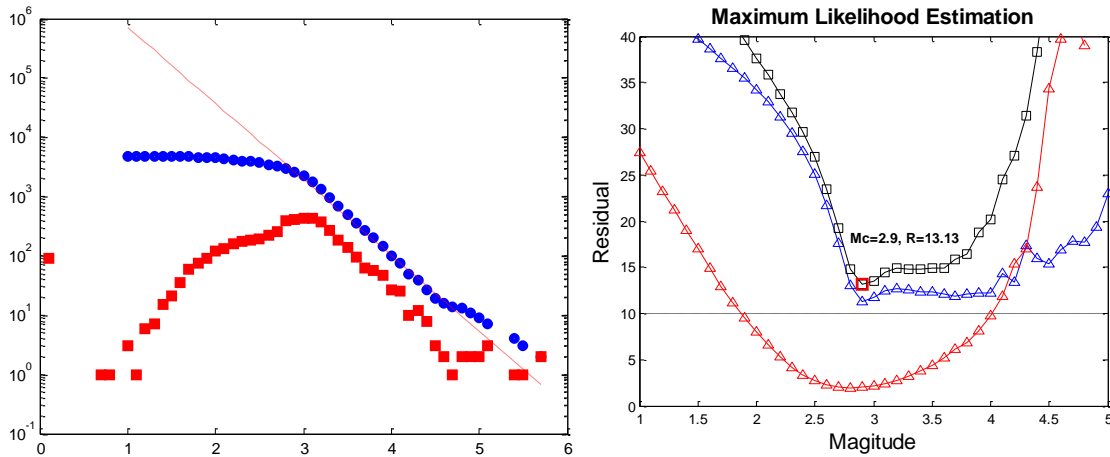
Σχήμα 32. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 1 για τη χρονική περίοδο 2005-2007

Στο **σχήμα 33** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 1 τη χρονική περίοδο 2008-2010 φαίνονται στο **σχήμα 34**. Οι δυο μέθοδοι που

χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι προκύπτει ότι για $M=2.9$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 2.9 και έτσι συμφωνεί και αυτή στην ίδια τιμή M_c .

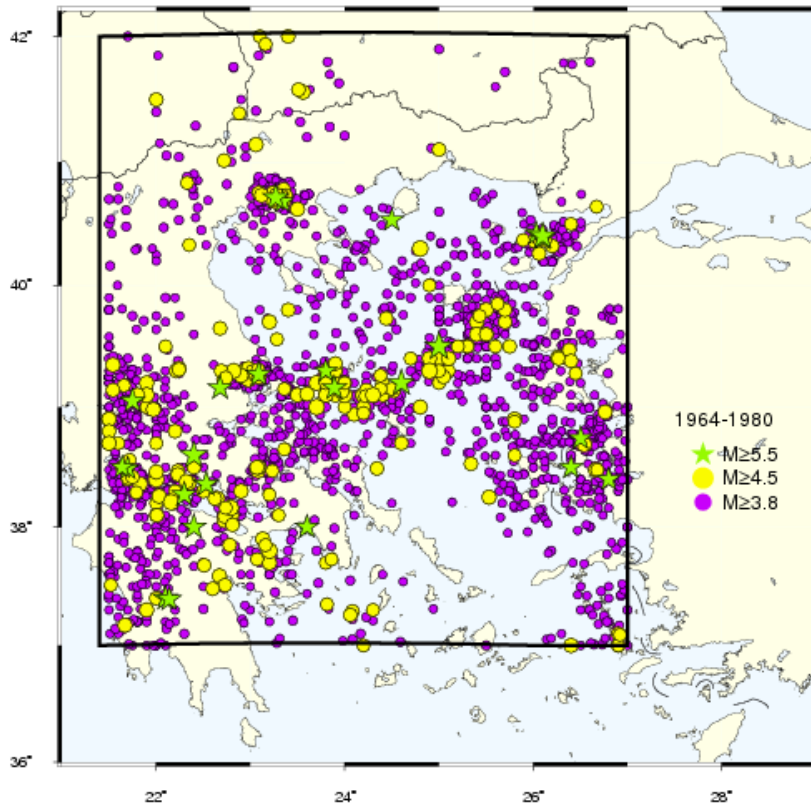


Σχήμα 33. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 1 για την χρονική περίοδο 2008-2010.

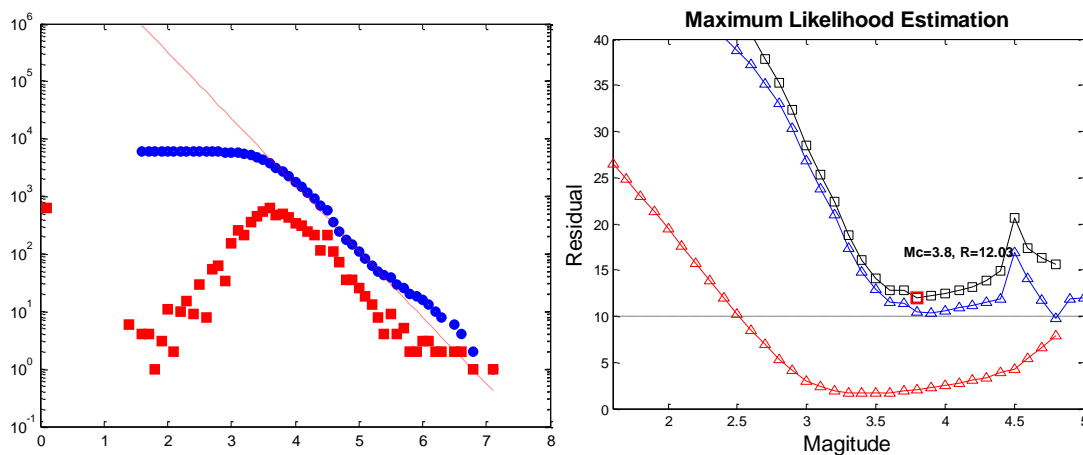


Σχήμα 34. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 1 για τη χρονική περίοδο 2008-2010

Στο **σχήμα 35** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 2 τη χρονική περίοδο 1964-1980 φαίνονται στο **σχήμα 36**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι προκύπτει ότι για $M=3.8$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 3.7 και έτσι υποεκτιμάται η τιμή του M_c κατά 0.1.



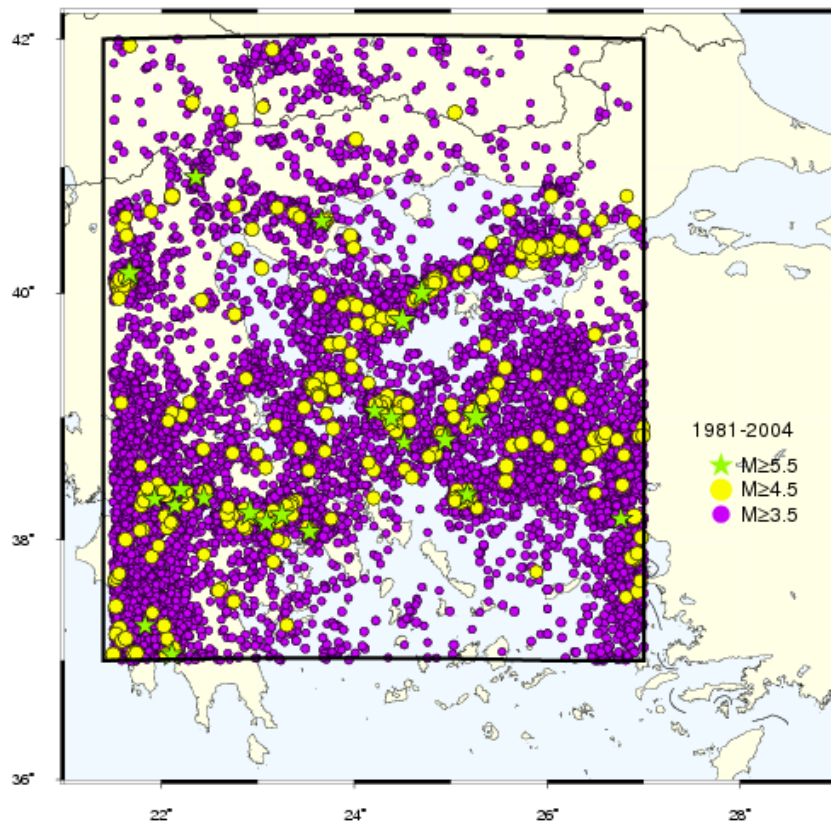
Σχήμα 35. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 2 για την χρονική περίοδο 1964-1980.



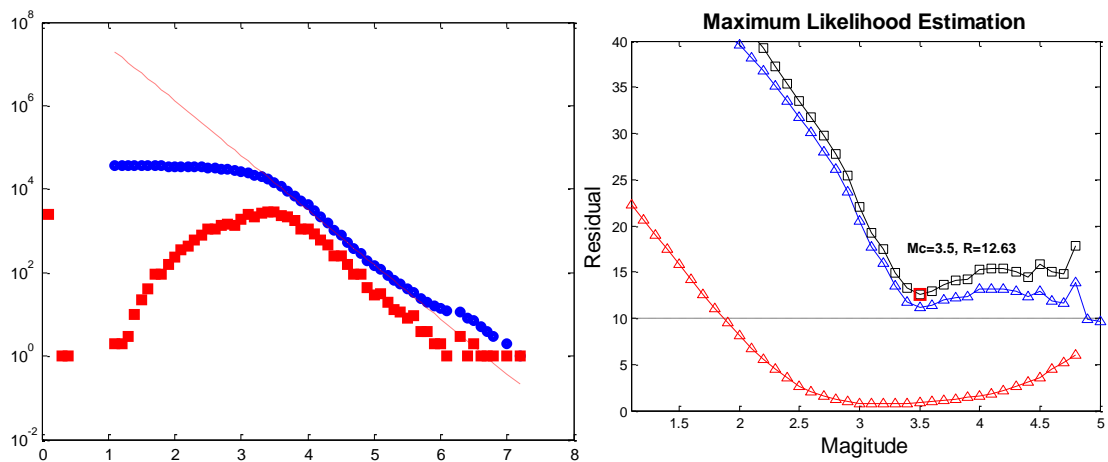
Σχήμα 36. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 2 για τη χρονική περίοδο 1964-1980.

Στο **σχήμα 37** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 2 τη χρονική περίοδο 1981-2004 φαίνονται στο **σχήμα 38**. Από τις δυο μεθόδους που

χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής προκύπτει ότι για $M=3.5$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c την ίδια τιμή ίση με 3.5. Έτσι συμφωνούν και οι τρεις μέθοδοι σε αυτή τη περίπτωση.

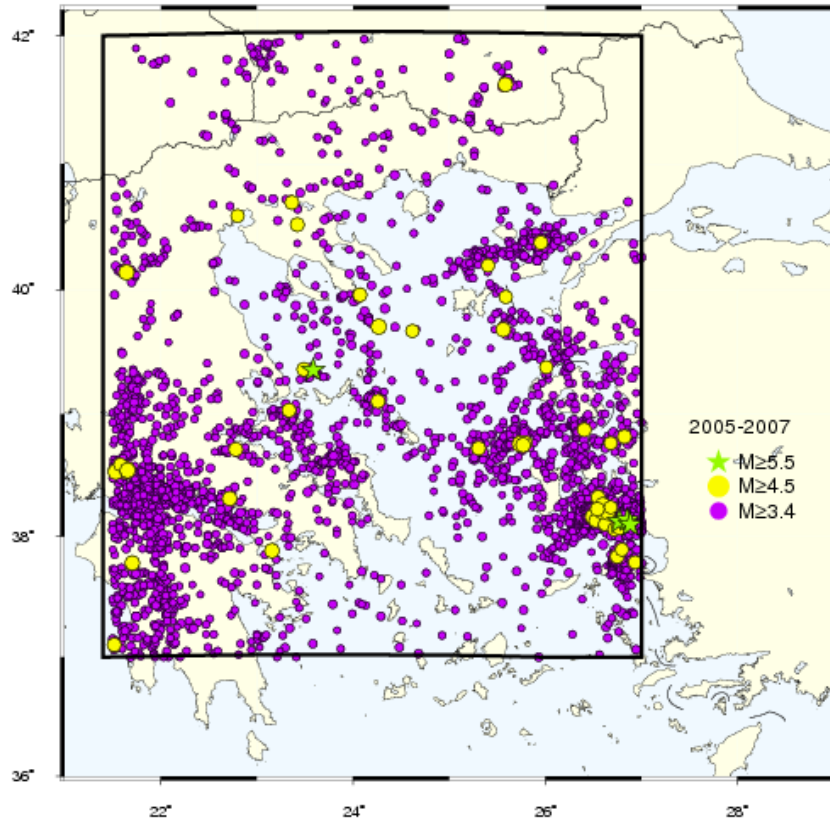


Σχήμα 37. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 2 για την χρονική περίοδο 1981-2004.

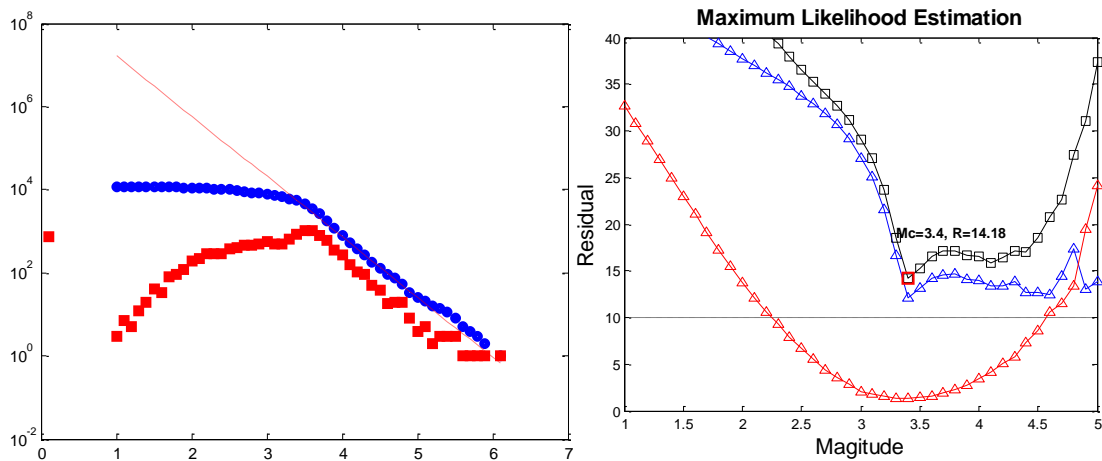


Σχήμα 38. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 2 για τη χρονική περίοδο 1981-2004.

Στο **σχήμα 39** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 2 τη χρονική περίοδο 2005-2007 φαίνονται στο **σχήμα 40**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι προκύπτει ότι για $M=3.4$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 3.5 έτσι υπερεκτιμάται η τιμή του M_c κατά 0.1.



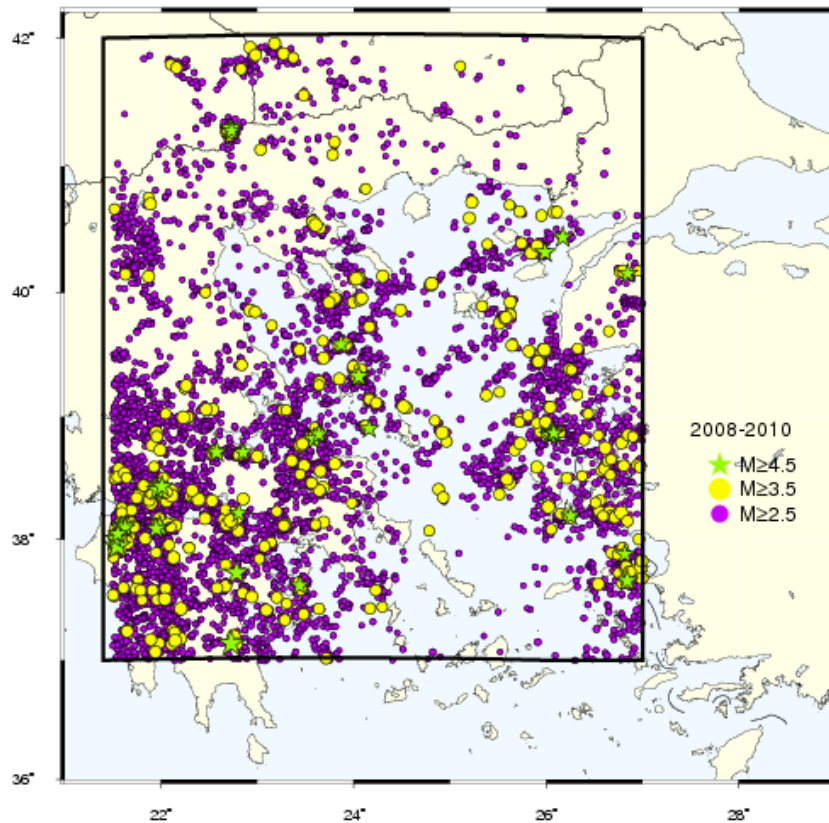
Σχήμα 39. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 2 για την χρονική περίοδο 2005-2007.



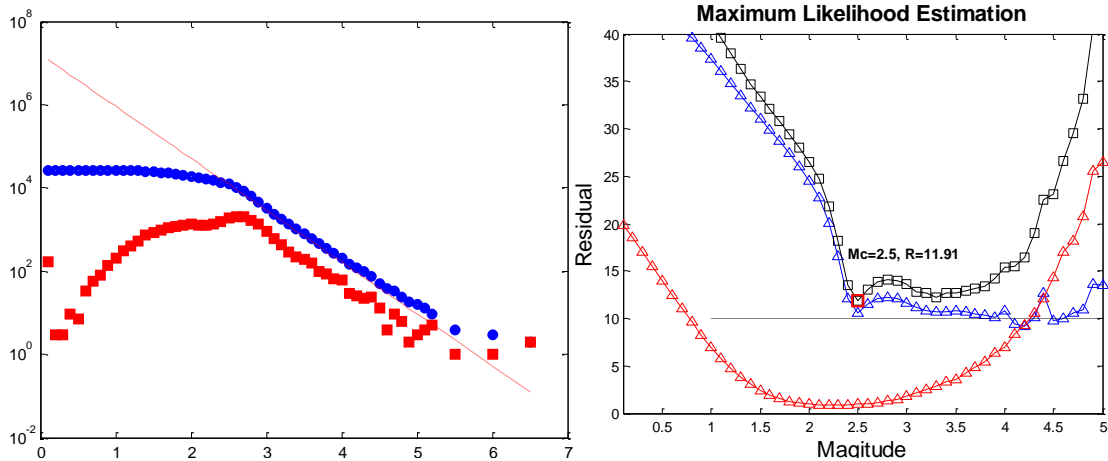
Σχήμα 40. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 2 για τη χρονική 2005-2007.

Στο **σχήμα 41** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 2 τη χρονική περίοδο 2008-2010 φαίνονται στο **σχήμα 42**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι

προκύπτει ότι για $M=2.5$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 2.4 και έτσι υποεκτιμάται η τιμή του M_c κατά 0.1.

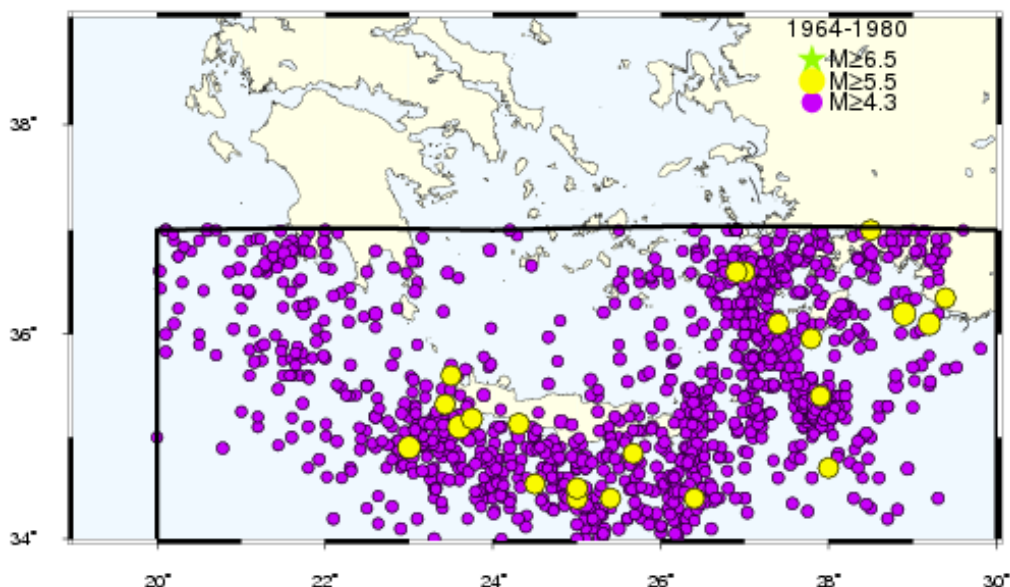


Σχήμα 41. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 2 για την χρονική περίοδο 2008-2010.

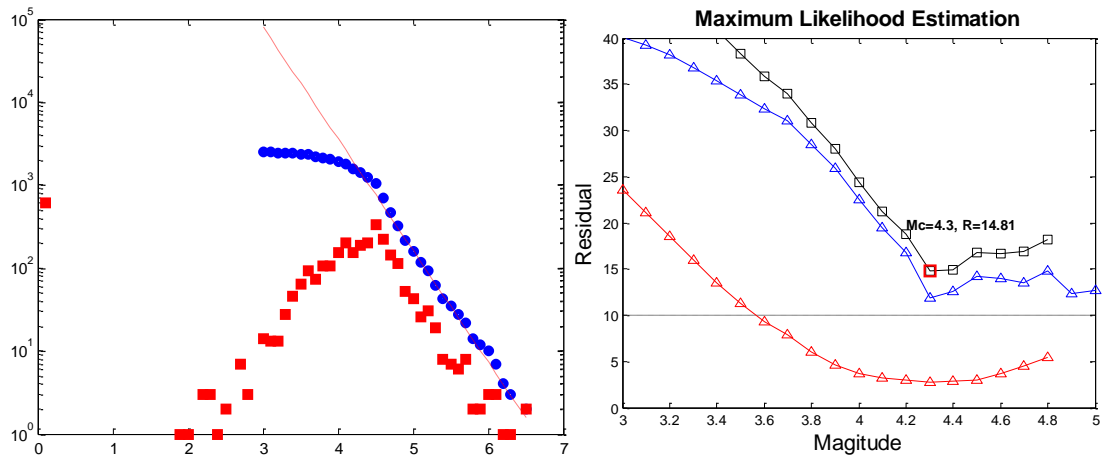


Σχήμα 42. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 2 για τη χρονική 2008-2010.

Στο **σχήμα 43** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 3 τη χρονική περίοδο 1964-1980 φαίνονται στο **σχήμα 44**. Από τις δυο μεθόδους που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής προκύπτει ότι για $M=4.3$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 4.6. Έτσι το M_c υπερεκτιμάται από την MAXC κατά 0.3 μονάδες.

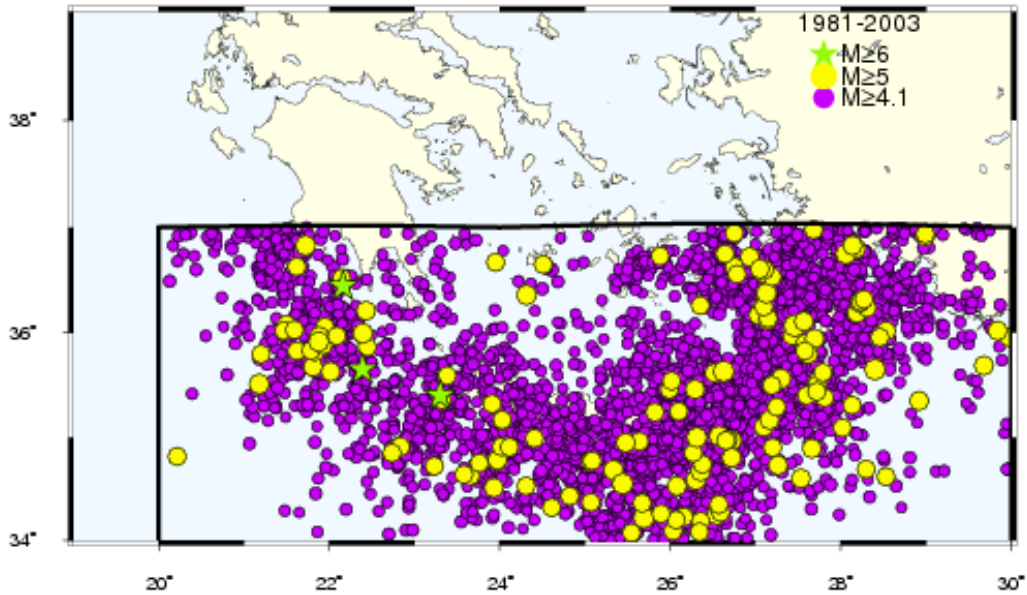


Σχήμα 43. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 3 για την χρονική περίοδο 1964-1980.

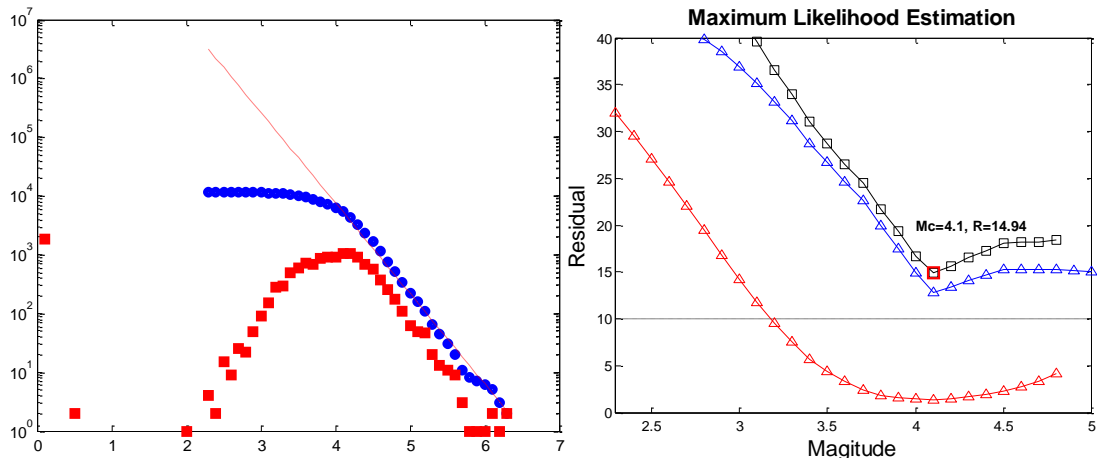


Σχήμα 44. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 3 για τη χρονική περίοδο 1964-1980.

Στο **σχήμα 45** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 3 τη χρονική περίοδο 1981-2003 φαίνονται στο **σχήμα 46**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι προκύπτει ότι για $M=4.1$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 4.2 και έτσι υπερεκτιμάται η τιμή του M_c κατά 0.1.



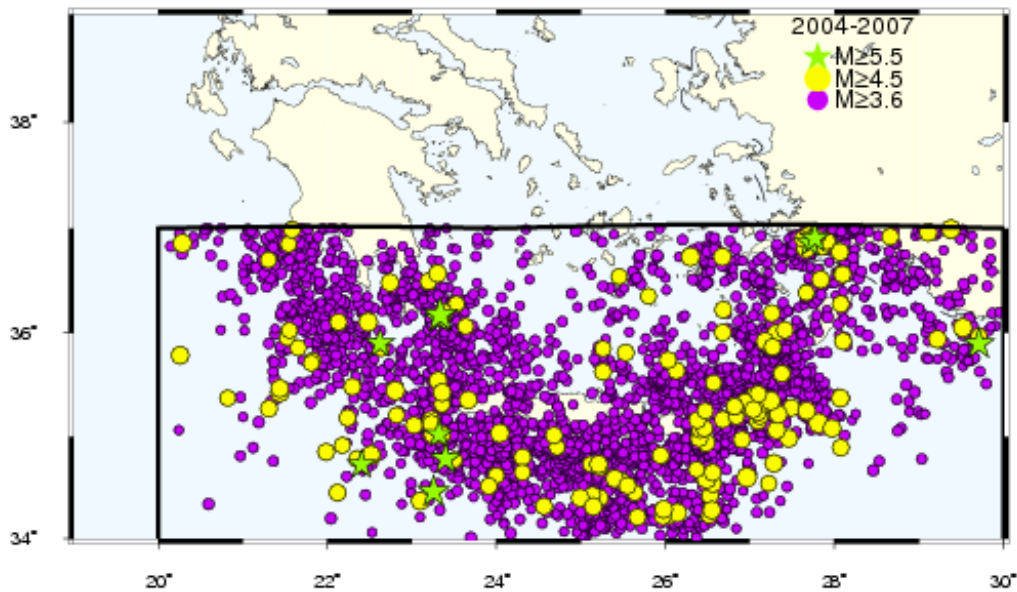
Σχήμα 45. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 3 για την χρονική περίοδο 1981-2003.



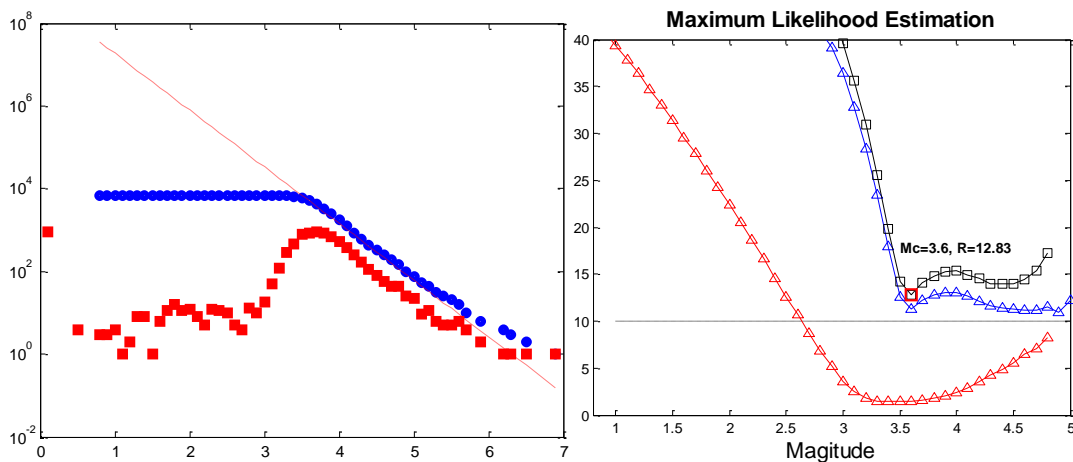
Σχήμα 46. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 3 για τη χρονική περίοδο 1981-2003.

Στο **σχήμα 47** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 3 τη χρονική περίοδο 2004-2007 φαίνονται στο **σχήμα 48**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι προκύπτει ότι για $M=3.6$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το

λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 3.8 και έτσι υπερεκτιμάται η τιμή του M_c κατά 0.2.



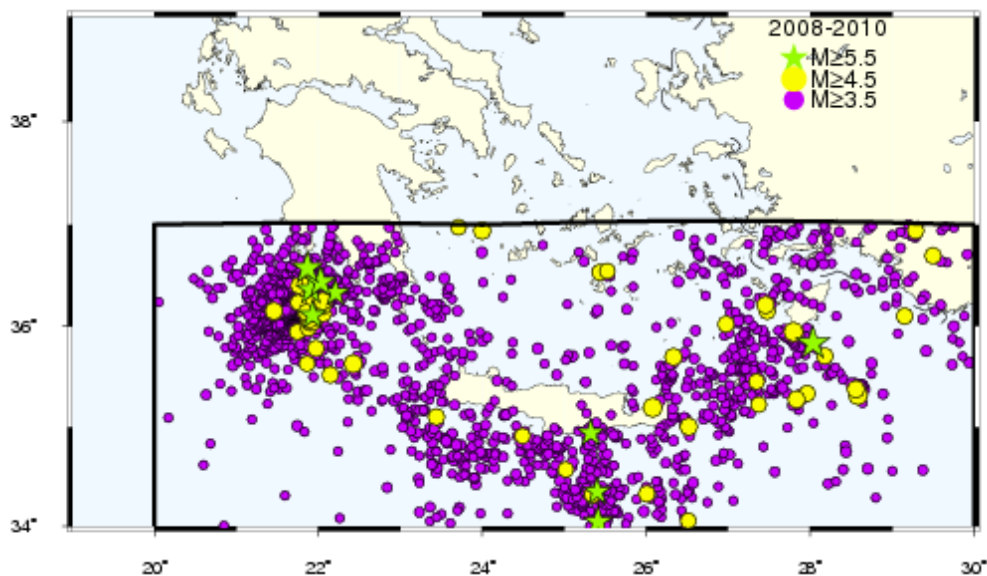
Σχήμα 47. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 3 για την χρονική περίοδο 2004-2007.



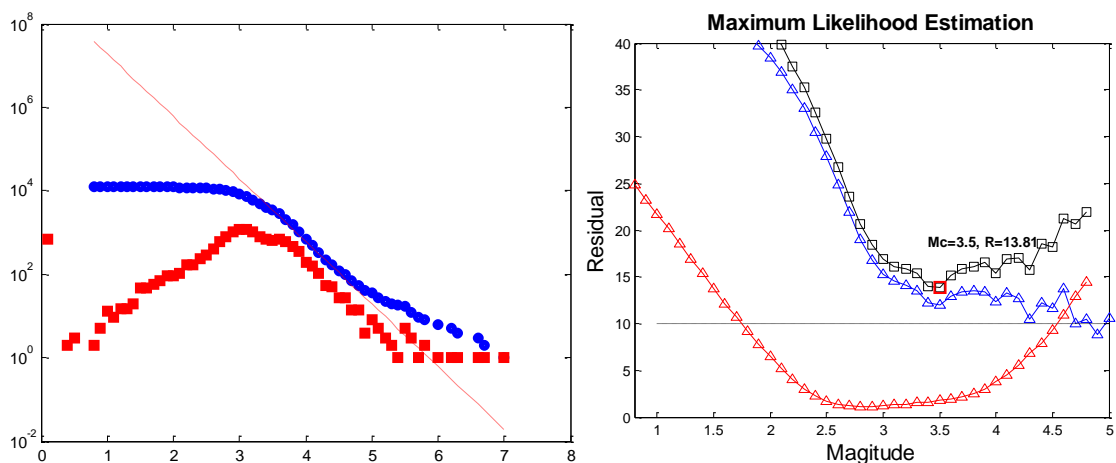
Σχήμα 48. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 3 για τη χρονική περίοδο 2004-2007.

Στο **σχήμα 49** φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών στη περιοχή τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Τα αποτελέσματα για την ζώνη 3 τη χρονική περίοδο 2008-2010 φαίνονται στο **σχήμα 50**. Οι δυο μέθοδοι που χρησιμοποιούν τον έλεγχο καλής προσαρμογής συμφωνούν και έτσι

προκύπτει ότι για $M=3.5$ η μέση απόκλιση είναι η ελάχιστη και για αυτό το λόγο διαλέγεται αυτό το μέγεθος ως το πιο κατάλληλο για M_c . Η MAXC μέθοδος καταδεικνύει για M_c τιμή ίση με 3.0 και έτσι υποεκτιμάται η τιμή του M_c κατά 0.5.



Σχήμα 49. Χάρτης σεισμικότητας στη Ζώνη 3 για την χρονική περίοδο 2008-2010.



Σχήμα 50. Αριστερά η κατανομή συχνότητας-μεγέθους (FMD) και δεξιά ο έλεγχος καλής προσαρμογής (Goodness of fit) στη Ζώνη 3 για τη χρονική περίοδο 2008-2010.

5. Συμπεράσματα.

Ο κύριος στόχος της εργασίας ήταν η εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας M_c για κάθε ζώνη για διάφορες χρονικές περιόδους, με σκοπό να φανούν οι διάφορες διακυμάνσεις του M_c με το χρόνο και το χώρο στην περιοχή της Ελλάδας. Για την επίτευξη αυτού του στόχου χρησιμοποιήθηκε η δοκιμή καλής προσαρμογής των Wiemer και Wyss (2000) τροποποιημένη από τον Κ. Λεπτοκαροπουλο (2012). Αυτή η μέθοδος είναι πιο εύκολα εφαρμόσιμη για δεδομένα που χαρακτηρίζονται από υψηλότερα όρια στα μεγέθη. Η κατανομή συχνότητας – μεγέθους (FMD) προσομοιώθηκε από ένα νόμο δύναμης (ως συνάρτηση του ελάχιστου μεγέθους) μέχρι ένα μέγιστο μέγεθος. Οι τιμές των a και b του G-R νόμου υπολογίζονται με εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας. Επιπρόσθετα σε αυτήν την μέθοδο, δημιουργήθηκαν συνθετικοί κατάλογοι που ακολουθούν το νόμο G-R ως συνάρτηση του ελάχιστου μεγέθους. Ο αριθμός των σεισμών για κάθε διάστημα μεγεθών των συνθετικών καταλογών συγκρίνεται με αυτούς των παρατηρούμενων και επίσης με τον αντίστοιχο αριθμό που προκύπτει από την θεωρητική κατανομή. Με αυτό το τρόπο η μέθοδος προσδίδει ένα ξεχωριστό σημείο με ελάχιστη τιμή απόκλισης το οποίο σημείο μπορεί να θεωρηθεί πως ανταποκρίνεται στο μέγεθος πληρότητας για μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο.

Πίνακας 1.

	ΖΩΝΗ 1		ΖΩΝΗ 2		ΖΩΝΗ 3	
	M_c	R	M_c	R	M_c	R
1964-1980	4,3	15,2	3,8	12	4,3	14,8
1981-2004	3,7	12,8	3,5	12,6	4,1	14,9
2005-2007	3,5	13,6	3,4	14,1	3,6	12,8
2008-2010	2,9	13,3	2,5	11,9	3,5	13,8

Όπως φαίνεται από τον πίνακα για την περίοδο 1964-1980 οι όλες οι ζώνες παρουσιάζουν σχετικά ίδιες τιμές. Από το 1981 όμως παρατηρείται μια

μείωση του M_c για τις ζώνες 1 και 2 που οφείλεται στο γεγονός ότι από την 1/1/1981 άρχισε να λειτουργεί το τηλεμετρικό δίκτυο του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης. Παρόμοια πτώση του M_c για την ζώνη 3 εμφανίζεται το 2005 μόλις μετά από εγκατάσταση αρκετών νέων σταθμών στη περιοχή του νοτίου Αιγαίου και κυρίως στη Κρήτη.

Επίσης προκύπτει ότι το μέγεθος πληρότητας για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας σήμερα έχει τιμή ίση με $M_c \approx 3$. Πιο αναλυτικά στην ζώνη 1, που αποτελείται από την δυτική Ελλάδα και τα νησιά του Ιονίου (καθώς και μέρος από τις όμορες χώρες Αλβανία και Σκόπια), η σημερινή τιμή του M_c είναι ίση με 2.9. Στην ζώνη 2, που καταλαμβάνει τη βόρεια, κεντρική και ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα, τα νησιά του Αιγαίου (καθώς και μέρος από τις όμορες χώρες Βουλγαρία και Τουρκία), η σημερινή τιμή του M_c είναι ίση με 2.5. Και τέλος στην ζώνη 3, που εμπεριέχει τα νησιά του νοτίου Αιγαίου και την Κρήτη, η σημερινή τιμή του M_c είναι ίση με 3.5.

Η ζώνη 2 παρουσιάζει χαμηλές τιμές M_c σχετικά με τις υπόλοιπες δυο ζώνες εξαιτίας της πάρα πολύ μεγάλης έκτασης της (πολλοί σεισμοί, πολλοί σταθμοί). Η ζώνη 2 θα μπορούσε να χωριστεί σε περαιτέρω υποζώνες όμως ένας τέτοιος πιο λεπτομερής χωρισμός θα ήταν πέραν από τα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Οι μέγιστη κοινή πληρότητα (M_c) για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας, που προκύπτουν από τις τρεις ζώνες για κάθε μια από τις τέσσερις χρονικές περιόδους είναι οι παρακάτω. Για την περίοδο 1964-1980 το M_c ισούται με 4.3. Το διάστημα 1981-2004 το M_c είναι ίσο με 4.1. Την περίοδο 2005-2007 η μέση τιμή του M_c είναι ίση με 3.6. Και στην τελευταία χρονική περίοδο η τιμή του M_c είναι ίση με 3.5. Αυτά τα στοιχεία δείχνουν ότι σε γενικές γραμμές ότι το M_c μειώνεται με το πέραν των ετών για την περιοχή της Ελλάδος. Αυτό δεν οφείλεται βέβαια στο γεγονός ότι έχει αυξηθεί η

σεισμικότητα στην περιοχή (δηλαδή έχουμε περισσότερους και μεγαλύτερους σεισμούς από ότι υπήρχαν στο παρελθόν) αλλά συμβαίνει λόγω της αύξησης του αριθμού των σεισμολογικών σταθμών (πύκνωση σεισμολογικού δικτύου) και της βελτίωσης των μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων.

Βιβλιογραφία.

- Aki, K. (1965), Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 43, 237-239.
- Albareello, D., R. Camassi, and A. Rebez (2001), Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of a Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application to the Italian Area, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91, No.6, 1694-1703.
- Barbiani, D.G. and B.A. Barbiani, Memoires sur les tremblements de terre dans l'île de Zante, Presented by A.Perrey in *Academie Imperiale des Sciences*, 1-112, Dijon, 1864.
- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos, A catalogue of earthquakes in Mediterranean and surrounding area for the period 1901-1975. *Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, 5, 96pp., 1978.
- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos, A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985. *Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, 1, 167pp., 1986.
- Comninakis, P.E. and B.C. Papazachos, Aftershock and foreshock sequences in Greece and surrounding area during the period 1911-1985. *Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, 5, 156pp., 1989.
- Conover, W.J. (1999), Practical nonparametric statistics, In *Applied Probability and Statistics Section*, Third Ed., John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Critikos, N.A. Sur les phenomenes sismiques survenus dans des plis Dinotauriques, pendant l' anee 1926. *Ann. de l' Observ. Nat. d'Athenes*, 10, 47-53, 1928.
- Galanopoulos, A.G., The koroni (Messinia) earthquake of october 6, 1947. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 39, 33-39, 1949.
- Galanopoulos, A.G., On the intermediate earthquakes in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 159-178, 1953a.
- Galanopoulos, A.G., Katalog der Erdbeden in Griecheland fur die Zeit von 1879 bis 1892. *Ann. Geol. PaysHellen.*, 5, 144-229, 1953b.

- Galanopoulos, A.G., A catalogue of shocks with $I_0 \geq VI$ or $M \geq 5$ for the years 1801-1958. Athens, 119pp., 1960a.
- Galanopoulos, A.G., A catalogue of shocks with $I_0 \geq VI$ for the years prior to 1800. Athens, 19pp., 1961a.
- Galanopoulos, A.G., On mapping of seismic activity in Greece. *Annali di Geofisica*, 16, 37-100, 1963.
- Gutenberg, R., and C. F. Richter (1944), Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.* 34, 185-188.
- Hauksson, E. (2010), Spatial separation of large earthquakes, aftershocks, and background seismicity: Analysis of interseismic and coseismic seismicity patterns in Southern California, *Pure Appl. Geophys* 167, (in press).
- Hoff, K.V. (1840), *Chronik der Erdbeben und Vulkan – Ausbrücke, mit vorausgehender Abhandlung über die Natur dieser erscheinungen – Gesch. Uebeliederung nachgew. Natur. Verander. Erdoberfläche Th. I, 1840, th. II, 1841.*
- Hutton, K., J. Woessner, and E. Hauksson (2010), Earthquake Monitoring in Southern California for Seventy-Seven years (1932-2008), *Bull. Seism. Soc. Am.* 100, No.2, 423-446.
- Ishimoto, M., and K. Iida (1939), Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 17, 443-478.
- Kagan, Y. Y. (2003), Accuracy of modern global earthquake catalogs, *Phys. Earth Planet. Inter.* 135, 173-209.
- Karakaisis, G.F., B.C. Papazachos, C.B. Papazachos, and A.S. Savvidis (2002), Accelerating seismic crustal deformation in the North Aegean Trough, Greece. *Geophys. J. Int.*, 148, 193-200.
- Karnik, V. *Seismicity of the European Area, Part II, 1801-1900.* D. Reidel publ. Comp., Dordecht, Netherlands, 218pp., 1971.
- Lombardi, A. M., (2003), The Maximum Likelihood Estimator of b -Value for Mainshocks, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, No. 5, pp. 2082–2088
- Makropoulos, K.C., The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. *Ph.D. Thesis, Univ, Edinburg*, 193pp., 1978.

- Makropoulos, K.C., J.K. Drakopoulos and L.B. Latoussakis, A revised earthquake catalogue for Greece since 1900. *Geophys. J. Int.*, 98, 391-394, 1989.
- Mallet, R., Catalogue of recorded earthquakes from 1606 BC to AD 1850. *Report of the Twenty Third Meeting of the British Association for the Advancement of Science*, 22, 1-176, 1852; 23, 118-212, 1852; 24, 1-326, 1854.
- Margaris, B.N. and C.B. Papazachos, Moment-magnitude relations based on strong-motion records in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1998 (submitted)
- Marsan, D. (2003), Triggering of seismicity at short timescales following Californian earthquakes , *J. Geophys. Res.* 108, no. B5, 2266, doi 10.1029/2002JB001946.
- Michailovic, D.J. Catalogue des tremblements des terre Epiro-Albanais. Zagreb, 73pp., 1951.
- Mitzopoulos, C. Die erdbeben von Theben und Lokris in der Jahren 1893 und 1894. *Gotha*, 40, 217-227, 1894.
- Montessus de Ballore. La Grecia seismica. Modena, 1900.
- Nicholson, C., L. Seeber, P. Williams, and L. R. Sykes (1986), Seismicity and fault mechanics through the eastern Transverse Ranges, California : Block rotation, strike slip faulting and low low-angle thrusts, *J. Geophys. Res.* 91, 4891-4908.
- Ogata, Y., and K. Katsura (1993), Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogs, *Geophys. J. Int.* 113, 727-738.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis, Seismic activity in the area of Greece during the time period 1911-1971, Athens, 60pp., 1972.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis, A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area, 479B. C. -1900 A. D. Publication Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki, 6, pp. 24, 1982.
- Papazachos, B.C., V.G. Karakostas, A.A. Kiratzi, E.E. Papadimitriou and C.B. Papazachos, Basic properties of the faulting which caused the 1995 Kozani-Grevena seismic sequence. *J. Geodynamics*, 1998a (in press).

- Papazachos, B.C., V.G. Karakostas, E.M. Scordilis, C.B. Papazachou, Ch.A. Papaioanou and G.F. Karakaisis, A catalogue for the Aegean and surrounding area for the time period 550B.C.-1997, Thessaloniki, 1998b.
- Papazachos, B.C., A.A. Kiratzi and B.G. Karakostas, Toward a homogeneous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and the surrounding area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 474-483, 1997a.
- Papazachos, B.C. and C.B. Papazachou, The earthquakes of Greece. *Ziti Publications Thessaloniki*, 304pp., 1997.
- Perrey, A., Memoire sur les tremblements de terre ressentis dans la peninsula Turco-Hellenique et en Syrie. *Publ. Academie Royale de Belgique*, 73pp., 1848.
- Rydelek, P. A., and I. S. Sacks (2003), Comment on "Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan," by Stefan Wiemer and Max Wyss, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, No.4, 1862-1867.
- Rydelek, P. A., and I. S. Sacks (1989), Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity, *Nature* 337, 251-253.
- Shi, Y., and B. A. Bolt (1982), The standard error of the magnitude-frequency b value, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1677-1687.
- Taylor, D. W. A., J. A. Snoke, I. S. Sacks, and T. Takanami (1990), Non-linear frequency-magnitude relationship for the Hokkaido corner, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 340-353.
- Utsu, T. (1965), A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude frequency for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* 13, 99-103.
- Watzof, S. Tremblements de terre en Bulgarie au XIX siecle. *Imprimerie de l'Etat, Sofia*, 96pp., 1902.
- Wiemer, S., and M. Wyss (2000), Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, No. 4, 859-869.
- Wiemer, S., and M. Wyss (2003), Reply to "Comment on 'Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan,' by Stefan Wiemer and Max Wyss,"

- by Paul A. Rydelek and I. S. Sacks, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, No4, 1868-1871.
- Woessner, J., and S. Wiemer (2005), Assessing the Quality of Earthquake Catalogs: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, No.2, 684-698.
- Zechar, J. D. (2010), Evaluating earthquake predictions and earthquake forecasts : a guide for students and new researchers, *Community Online Resource For Statistical Seismicity Analysis*, doi:10.5078/corssa-77337879.
- Βεργωτής, Π. Ο σεισμός της 23^{ης} Ιανουαρίου 1867. 15 σελ., *Αργοστόλι*, 1867.
- Καρακώστας, Β.Γ., Σχέση της σεισμικής δράσης με γεωλογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 243 σελ., 1988.
- Μαραβελάκης, Μ.Ι. Οι γεωλογικοί και μακροσεισμικοί χαρακτήρες των σεισμών της Χαλκιδικής, Σεπτέμβριος 1932. *Επιστημονική επετηρίς Σχολής Φυσικών και Μαθηματικών Επιστημών Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης*, Θεσσαλονίκη, 4, 43 σελ., 1936.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπαζάχου, Κ.Β. Οι σεισμοί της Ελλάδας. *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη*, 356 σελ., 1989.
- Χρηστομάνος, Α. Ο σεισμός της Σαμοθράκης στις 28 Ιανουαρίου (9 Φεβρουαρίου) 1893. *Επετηρίς Παρνασσός, Αθήνα*, 45 σελ., 1899.