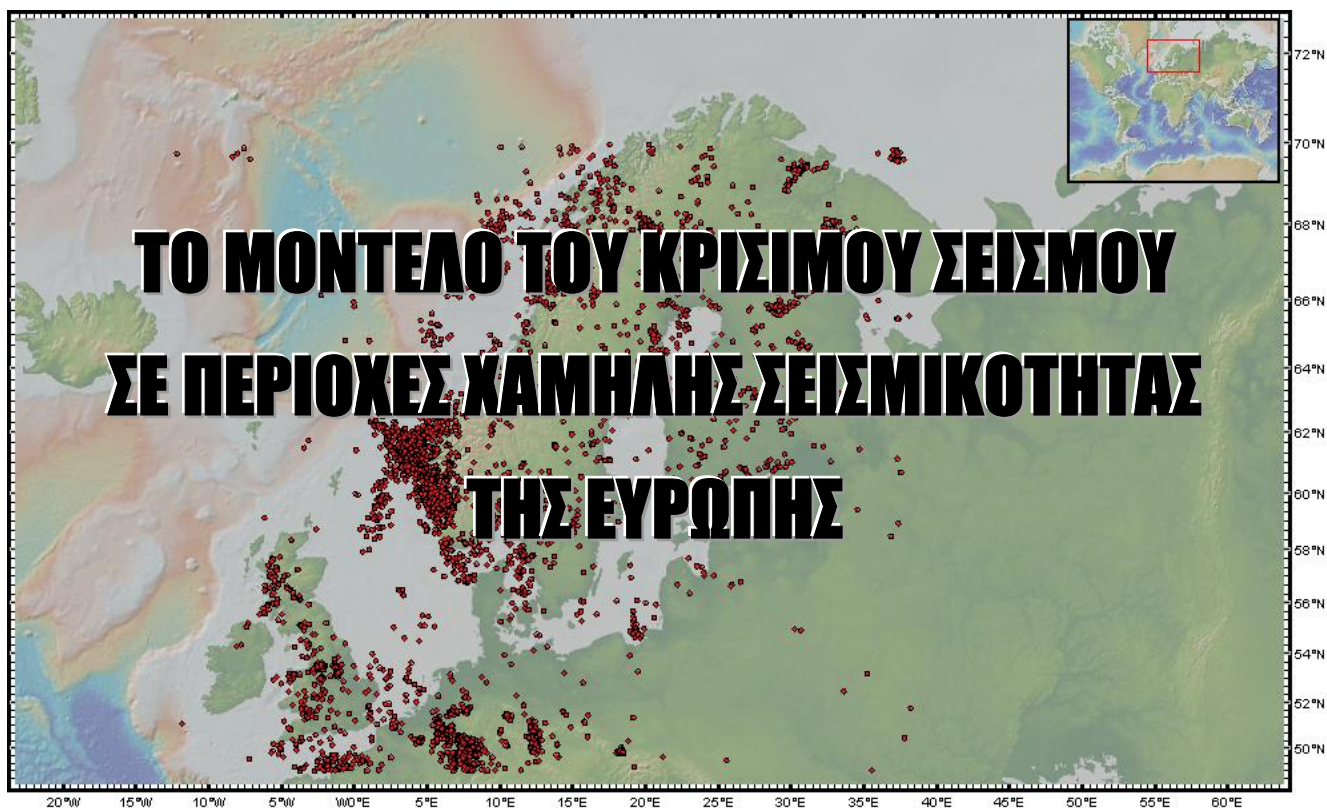


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΣΑΜΠΑΣ ΑΝΕΣΤΗΣ
Γεωλόγος



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ : ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, Οκτώβριος 2006

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΣΚΟΡΔΥΛΗΣ ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ

ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ. (επιβλέπων)

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ

ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ. (μέλος)

ΚΑΡΑΚΑΙΣΗΣ ΓΙΩΡΓΟΣ

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ. (μέλος)

Η παρουσίαση της διατριβής πραγματοποιήθηκε στις 31 Οκτωβρίου 2006

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	2
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	4
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ.....	6
1.0. Γενικά.....	6
1.1. Βασικές Αρχές.....	9
1.2. Σύγχρονες ερευνητικές εξελίξεις στη πρόγνωση.....	13
1.3. Ορισμοί - Στοιχεία θεωρίας χάους και αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας.....	16
1.4. Επιταχυνόμενη σεισμικότητα.....	20
1.5. Θεωρία του κρίσιμου σημείου ή κρίσιμου σεισμού.....	26
1.6. Σεισμική επιβράδυνση.....	27
2. ΠΕΡΙΟΧΕΣ – ΕΡΕΥΝΑΣ.....	29
2.0. Γενικά για το γεωτεκτονικό περιβάλλον του ευρωπαϊκού χώρου.....	29
2.1. Επιμέρους περιοχές.....	32
2.2. Γεωδυναμική και Σεισμικότητα στη Σκανδιναβία και τη Βαλτική.....	37
2.3. Νεοτεκτονική και Σεισμοτεκτονική.....	41
3. ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΟΜΟΓΕΝΟΥΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ.....	47
3.0. Εισαγωγή.....	47
3.1. Μεγέθη σεισμών - Βασικές αρχές.....	48
3.2. Δεδομένα.....	51
3.2.1. Κατάλογος δεδομένων από I.S.C.....	51
3.2.2. Μεγέθη σεισμικής ροπής από Harvard και N.E.I.C.....	53
3.2.3. Κατάλογοι με δεδομένα από άλλες πηγές.....	57
3.3. Ενοποίηση καταλόγων.....	59
3.4. Βαθμολόγηση μεγεθών.....	62
3.4.1. mbISC – mbNEIC.....	62
3.4.2. MsISC – MsNEIC.....	65
3.4.3. Ms Karnik.....	67
3.4.4. mbEMSC.....	68
3.4.5. MsEMSC.....	69
3.4.6. Mw Romania.....	71
3.4.7. MI LDG.....	72
3.4.8. Mw Switzerland.....	73
3.4.9. MI VIE/ MI STR/ MI BGS.....	74
3.4.10. MI SZGRF/ MI FUR/ MI CLL/ MI LEDBW/ MI BUG.....	76
3.4.11. MI HEL/ MI BER/ MI NAO/ MI UPP.....	78
3.4.12. mb MOS/ Ms MOS.....	81
3.4.13. MI ZUR.....	82
3.5. Μετατροπή μεγεθών στο τελικό μέγεθος MMf.....	85
3.6. Επαγόμενη σεισμικότητα από μεταλλευτική δραστηριότητα.....	87
3.6.1. Γενικά.....	87

3.6.2. Διαχωρισμός και απομάκρυνση μη σεισμικών γεγονότων.....	89
3.7. Ομογενής Σεισμικός Κατάλογος για τη βόρεια και κεντρική Ευρώπη.....	90
3.8. Πληρότητα καταλόγου.....	94
3.9. Δημιουργία συνθετικών καταλόγων.....	97
4. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΘΕΩΡΙΑΣ ΚΡΙΣΙΜΟΥ ΣΗΜΕΙΟΥ.....	102
4.0. Μοντέλο του κρίσιμου σεισμού.....	102
4.1. Εφαρμογή της μεθόδου για περιοχές χαμηλής σεισμικότητας της Ευρώπης.....	108
5. ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	115
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	117

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. με ειδίκευση στη Γεωφυσική.

Κύριος σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η εφαρμογή του μοντέλου του κρίσιμου σημείου (ή διαφορετικά κρίσιμου σεισμού), όπως αυτό έχει διαμορφωθεί και εξελιχθεί κατά τις τελευταίες δεκαετίες στη παγκόσμια σεισμολογική έρευνα, σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας του ευρωπαϊκού χώρου. Η εφαρμογή αυτή πραγματοποιείται ουσιαστικά μέσω της μεθόδου που εισήγαγαν αρχικά οι Papazachos και Papazachos (2000) και η οποία εξελίχθηκε και αναπτύχθηκε μέχρι σήμερα από τους Papazachos και συνεργάτες, με στόχο τη διερεύνηση δυνατοτήτων πρόγνωσης των σεισμών.

Στο **πρώτο κεφάλαιο**, αναφέρονται τα εισαγωγικά στοιχεία και οι βασικές αρχές σε ότι αφορά τη σεισμολογική έρευνα στο τομέα της πρόγνωσης. Δίνονται ορισμοί, περιγράφονται οι πρώτες ερευνητικές προσπάθειες και οι σύγχρονες ερευνητικές εξελίξεις σε παγκόσμιο επίπεδο. Επίσης δίνονται εισαγωγικά στοιχεία και βασικές έννοιες από την θεωρία του χάους και τη θεωρία του κρίσιμου σημείου. Τέλος γίνεται εκτενής αναφορά στις σύγχρονες επιστημονικές παρατηρήσεις που αφορούν την επιταχυνόμενη σεισμικότητα και τη σεισμική επιβράδυνση.

Στο **δεύτερο κεφάλαιο**, περιγράφεται το γεωτεκτονικό – σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της ευρύτερης περιοχής έρευνας (βόρεια – κεντρική Ευρώπη), με βασικά στοιχεία γεωτεκτονικής εξέλιξης και περιγραφή των κύριων γεωτεκτονικών δομών. Μεγαλύτερη βαρύτητα δίνεται στις περιοχές της σκανδιναβικής χερσονήσου που παρουσιάζουν και το μεγαλύτερο ενδιαφέρον από πλευράς σεισμικότητας με ειδικές αναφορές στη γεωδυναμική και τη νεοτεκτονική των συγκεκριμένων περιοχών.

Στο **τρίτο κεφάλαιο**, βασικό αντικείμενο έρευνας αποτελεί η δημιουργία ενός ομογενούς ως προς το μέγεθος καταλόγου σεισμών για την περιοχή μελέτης. Δίνονται εισαγωγικά στοιχεία που αφορούν τις κλίμακες μεγεθών των σεισμών, όπως αυτές έχουν εξελιχθεί και χρησιμοποιούνται στη σύγχρονη εποχή. Παρουσιάζονται αναλυτικά τα δεδομένα (κατάλογοι σεισμών) που χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία του ομογενούς σεισμικού καταλόγου από διάφορες πηγές (διεθνή σεισμολογικά κέντρα, τοπικά σεισμολογικά κέντρα και δίκτυα). Πραγματοποιείται βαθμολόγηση 23 μεγεθών με την μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης και προκύπτουν ισάριθμες μαθηματικές σχέσεις ως προς ένα κοινό μέγεθος αναφοράς, που είναι το μέγεθος σεισμικής ροπής. Αφού ορίζονται κατάλληλες υποπεριοχές της ευρύτερης περιοχής μελέτης ο ομογενής κατάλογος σεισμών που παράγεται μελετάται ως προς τη κατανομή των σεισμών στο χώρο και το χρόνο. Τέλος

με κατάλληλη διεργασία παράγονται και συνθετικοί κατάλογοι σεισμών της περιοχής με σκοπό την εμπειριστατωμένη μελέτη και εφαρμογή του μοντέλου του κρίσιμου σεισμού στο επόμενο κεφάλαιο.

Στο **τέταρτο κεφάλαιο** εφαρμόζεται η μέθοδος των Parazachos και συνεργατών στη περιοχή μελέτης, αφού σε πρώτο στάδιο πραγματοποιούνται οι αναγκαίες διορθώσεις σε αυτή, μιας και η εφαρμογή σε συνθήκες χαμηλής σεισμικότητας επιχειρείται για πρώτη φορά και στη συνέχεια εξάγονται αποτελέσματα.

Στο **πέμπτο κεφάλαιο** συνοψίζονται τα όσα πραγματοποιήθηκαν στη παρούσα διατριβή και αναφέρονται τα γενικότερα συμπεράσματα τα οποία προέκυψαν από αυτή.

Στο σημείο αυτό αυτό θα πρέπει να τονίσω ότι η ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής δεν θα ήταν δυνατή χωρίς τη συνεισφορά και την αμέριστη βοήθεια ενός σημαντικού αριθμού ανθρώπων. Καταρχήν θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου, επίκουρο καθηγητή Α.Π.Θ. Μανώλη Σκορδύλη, ο οποίος από την αρχή της εκπόνησης της διατριβής αυτής, καθώς και από τα προπτυχιακά μου χρόνια παρακολουθεί με ιδιαίτερο ενδιαφέρον την εξέλιξη της δουλειάς μου και μου συμπαραστέκεται σε κάθε βήμα αυτής. Τον ευχαριστώ πολύ τόσο για το πολύτιμο χρόνο που μου αφιέρωσε, όσο και για τις λύσεις που μου πρότεινε σε πλήθος ερωτημάτων που προέκυψαν κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής. Επίσης τον αναπληρωτή καθηγητή Κώστα Παπαζάχο για τις άμεσες παρεμβάσεις του και συμβουλές του πάνω σε κρίσιμα θέματα, καθώς και για την στήριξη του από τα προπτυχιακά μου χρόνια μέχρι σήμερα. Ένα μεγάλο ευχαριστώ στον καθηγητή Γιώργο Καρακαϊση που με κατεύθυνε πάνω σε θεωρητικά θέματα με χρήσιμη βιβλιογραφία και κρίσιμες επεξηγήσεις προς βαθύτερη κατανόηση αυτών.

Το μεγαλύτερο ευχαριστώ όμως το οφείλω στην οικογένεια μου, στους γονείς μου και τα αδέρφια μου, που με βοηθάνε και με στηρίζουν σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου και σε κάθε μελλοντικό μου βήμα. Ευχαριστώ επίσης φίλους και συναδέλφους από το τομέα Γεωφυσικής Α.Π.Θ και ιδιαίτερα τους συναδέλφους στο σεισμολογικό σταθμό καθώς και τη διδάκτορα Κεμεντζετζίδου Δέσποινα, τη διδάκτορα Μπάμπα Άννα και την υποψήφια διδάκτορα Καραγιάννη Ιωάννα, τη κάθε μια ξεχωριστά για την βοήθειά τους και την συμβολή τους. Τέλος ευχαριστώ όλους μου τους φίλους και τη Μαρία που είναι μαζί μου και με στηρίζουν όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών μου.

1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ

1.0. Γενικά

Οι σεισμοί είναι φυσικά φαινόμενα εξαιρετικής πολυπλοκότητας. Σήμερα το γεγονός αυτό είναι πλέον αντιληπτό και αδιαμφισβήτητο. Από ένα αρκετά μεγάλο αριθμό παρατηρήσεων και επιστημονικών μελετών που προέκυψαν μετά την ραγδαία ανάπτυξη του κλάδου της σεισμολογίας ως αυτόνομης επιστήμης κατά την δεκαετία του '60 (δημιουργία και εγκατάσταση πρώτων σεισμολογικών δικτύων σε παγκόσμια κλίμακα), έγινε δυνατή και η ουσιαστικότερη μελέτη των σεισμών που οδήγησε σε πολλά και σημαντικά αποτελέσματα. Αυτά σε πρώτο στάδιο αφορούσαν κυρίως τη φύση, τη γένεση και την γεωγραφική κατανομή των σεισμών, ενώ στα χρόνια που ακολούθησαν ως και τη σημερινή εποχή τα αποτελέσματα της σεισμολογικής έρευνας αξιοποιήθηκαν σε ικανοποιητικό βαθμό και σε πρακτικό επίπεδο, με την δημιουργία και εφαρμογή κατάλληλων, ανά τον κόσμο, αντισεισμικών κανονισμών.

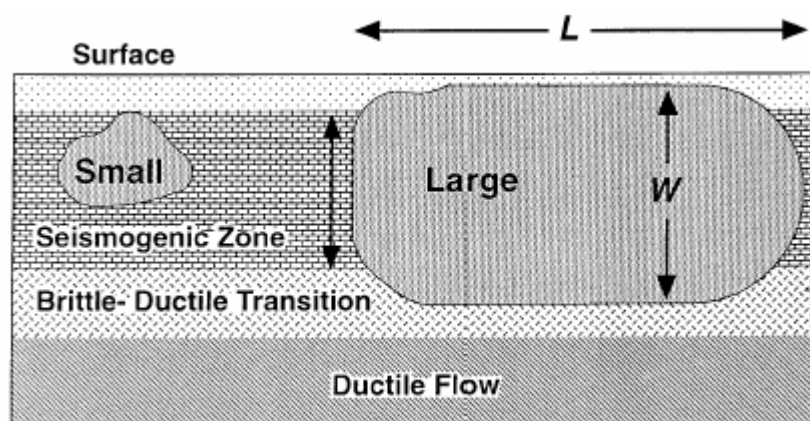
Το βασικό όμως ερώτημα που προέκυψε από την πρώτη στιγμή που ο άνθρωπος ήρθε αντιμέτωπος με το σεισμό ως φυσικό κίνδυνο συνίσταται στο αν είναι δυνατή η ακριβής πρόγνωση ενός τέτοιου χαοτικού στη φύση του φαινομένου, όπως αυτό έχει χαρακτηριστεί και είναι γενικά αποδεκτό σήμερα.

Από τα πρώτα κιόλας βήματα της σεισμολογικής έρευνας, έγινε αντιληπτό από τους επιστήμονες ότι οι σεισμοί δεν ήταν δυνατό να προβλεφθούν με την απλή εφαρμογή ενός γνωστού φυσικού νόμου, όπως είναι π.χ. ο νόμος του Ohm για το ηλεκτρικό ρεύμα που διαρρέει μια ηλεκτρική αντίσταση. Είναι δηλαδή φαινόμενα που παρουσιάζουν σε αρκετά μεγάλο βαθμό χαοτικό χαρακτήρα, όπως ακριβώς συμβαίνει με τα ατμοσφαιρικά και με τα μετεωρολογικά φαινόμενα.

Προφανώς η απάντηση στο παραπάνω ερώτημα επιχειρώντας μια αρχική προσέγγιση εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από το τι εννοούμε και το τι καθορίζουμε με την χρήση του όρου «πρόγνωση». Με την ευρεία έννοια θα μπορούσε κανείς να ισχυρισθεί ότι και η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, που είναι αποδεκτή από το σύνολο πλέον της επιστημονικής κοινότητας, προβλέπει κατά κάποιο τρόπο τους σεισμούς, αφού βρισκόμαστε σήμερα σε θέση να διαχωρίζουμε τις περιοχές χαμηλής σεισμικότητας από τις περιοχές υψηλής σεισμικότητας. Επιπλέον, η πιθανότητα να συμβεί ένας ισχυρός σεισμός στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών είναι πολύ

μεγαλύτερη από την αντίστοιχη πιθανότητα της γένεσης ενός σεισμού στο εσωτερικό μιας λιθοσφαιρικής πλάκας. Ακόμα ένα σημαντικό στοιχείο που προκύπτει από την παραπάνω θεωρία είναι το γεγονός ότι σε ορισμένο διάστημα χρόνου, αναμένεται το συνολικό άθροισμα της σεισμικής ροπής που εκλύεται σε παγκόσμια κλίμακα να είναι σε συμφωνία με τις σχετικές κινήσεις των τεκτονικών πλακών όπως αυτές καθορίζονται από την ανάλυση των μαγνητικών ανωμαλιών.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να διευκρινίσουμε ότι οι όροι “μεγάλος” ή “πολύ ισχυρός” σεισμός χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν εκείνα τα γεγονότα που διαρρηγνύουν προς τα κάτω ολόκληρο το εύρος της σεισμογενούς ζώνης των ρηγμάτων (σχ.1.1), δηλαδή το τμήμα εκείνο των ρηγμάτων που δύναται να αναπτύσει τάσεις και να τις απελευθερώνει απότομα (Scholz, 1988). Οι σεισμοί αυτοί προκαλούν το μεγαλύτερο ποσοστό από το σύνολο των βλαβών σε παγκόσμια κλίμακα, καθώς και τις ισχυρότερες δονήσεις. Επίσης τα ρήγματα στα οποία αναφερόμαστε όταν πρόκειται για θέματα πρόγνωσης είναι τα πολύ ενεργά ρήγματα με ρυθμούς ολίσθησης ίσους ή μεγαλύτερους των 10mm/year, στα οποία οι ρυθμοί επανάληψης κυμαίνονται από δεκαετίες ως πολλές εκατοντάδες χρόνια.



Σχήμα 1.1: Τα δύο είδη σεισμών, μικροί και ισχυροί, όπου L είναι το μήκος της διάρρηξης κατά μήκος ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης και W είναι το προς τα κάτω πλάτος αυτής. Οι μικροί σεισμοί δεν διαρρηγνύουν ολόκληρο το πλάτος W που είναι ικανό να υποστεί ρήξη από κάποιο σεισμό. Αντίθετα οι μεγάλοι και οι ισχυροί σεισμοί διαρρηγνύουν το πλάτος W , διαρρηγνύοντας έτσι και ολόκληρο το πλάτος της σεισμογενούς ζώνης. Οι μικρότερες διάρρηξεις μπορούν να αναπτυχθούν κατά δύο διαστάσεις L και W , ενώ οι διάρρηξεις των ισχυρών σεισμών μπορούν να παρουσιάσουν ανάπτυξη μόνο κατά τη διάσταση L (μετά από Pacheco et al., 1992) (Sykes et al., 1999).

Κατά το παρελθόν έχουν γίνει πολλές απόπειρες, ώστε να καθοριστεί με σαφήνεια ποιο πρέπει να είναι το κατάλληλο περιεχόμενο μιας ανακοινώσιμης πρόγνωσης σεισμού. Αρχικά θεωρήθηκε ότι το επίκεντρο, ο χρόνος και το μέγεθος ενός επικείμενου μελλοντικού σεισμού θα πρέπει να δηλώνονται υπό την μορφή “παραθύρων” τιμών (Allen, 1976), κάτι που υιοθετήθηκε και από άλλους ερευνητές και σε πιο πρόσφατα χρόνια (π.χ. Evans, 1997). Στην πορεία, όμως, η επιλογή

αυτή αποδείχθηκε ανεπαρκής, αφού τα “παράθυρα” τιμών είναι στην καλύτερη περίπτωση μια ακατέργαστη απεικόνιση της κατανομής της πιθανότητας και δεν ικανοποιούν την απαιτούμενη ακρίβεια στον προσδιορισμό των στοιχείων ενός αναμενόμενου σεισμού. Παρόλα αυτά, ακόμα και σήμερα, μερικές περιπτώσεις προγνώσεων σεισμών χαρακτηρίζονται, είτε ως πιθανολογικές (*probabilistic*), είτε ως στοχαστικές (*deterministic*), ανάλογα με το περιεχόμενο και τον τρόπο διατύπωσής τους. Έτσι, τα βασικά χαρακτηριστικά μιας πρόγνωσης επικείμενου ή μελλοντικού σεισμού πρέπει να είναι τα εξής: i) ο χρόνος γένεσης του σεισμού, ii) το κατά προσέγγιση επίκεντρο, iii) το κατά προσέγγιση μέγεθος και iv) οι αβεβαιότητες στον υπολογισμό των αναφερθέντων ή η πιθανότητα για την επαλήθευση της πρόγνωσης.

Ανάλογα με το χρονικό διάστημα για το οποίο πραγματοποιείται μια πρόγνωση διακρίνουμε τρία είδη: τη **βραχείας διάρκειας πρόγνωση** (για διάστημα λίγων ημερών), τη **μεσοπρόθεσμη πρόγνωση** (για μερικά χρόνια) και την **μακράς διάρκειας πρόγνωση** (για μερικές δεκαετίες).

- **Βραχείας διάρκειας πρόγνωση** είναι το είδος της πρόγνωσης που συγκέντρωσε ένα μεγάλο αριθμό ερευνητικών προσπαθειών κατά τις τελευταίες δεκαετίες, χωρίς ωστόσο τα επιθυμητά αποτελέσματα. Βασικός σκοπός των προσπαθειών αυτών ήταν ο εντοπισμός και η μελέτη πρόδρομων σεισμικών φαινομένων με στόχο την άμεση πρόγνωση ενός επικείμενου σεισμού. Τα πρόδρομα φαινόμενα μπορούν να είναι σεισμολογικής φύσεως (π.χ. προσεισμοί) και γεωλογικής φύσεως (π.χ. τεκτονική ανύψωση περιοχών, μικρής έκτασης εκδήλωση διακλάσεων και ρωγμών), είτε ηλεκτρομαγνητικά φαινόμενα (μεταβολές της έντασης του γήινου ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου) ή ακόμα και παρατηρούμενες μεταβολές στη στάθμη των υδροφόρων στρωμάτων μιας περιοχής, αυξημένη εκπομπή ραδονίου κτλ. Παρόλα αυτά, η μελέτη των πρόδρομων φαινομένων δεν οδήγησε σε ακριβείς στο σύνολό τους προγνώσεις.
- Σημαντικά βήματα πραγματοποιήθηκαν προς τη κατεύθυνση της **μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης** τα τελευταία 15 χρόνια κυρίως με το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού που βασίζεται σε αρχές της στατιστικής φυσικής και αποτελεί τη βάση του αντικειμένου της διατριβής αυτής και θα αναπτυχθεί αναλυτικότερα παρακάτω. Η ανάπτυξη και η εξέλιξη του μοντέλου αυτού κατά τη διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας, συνέβαλε ουσιαστικά στη στατιστική πρόγνωση των σεισμών. Το μοντέλο αυτό όμως έχει παράγει και σημαντικά αποτελέσματα που αφορούν την ίδια τη μεσοπρόθεσμη πρόγνωση, με καθορισμό σχέσεων για το μέγεθος και το χρόνο γένεσης ενός επικείμενου σεισμού, καθώς και των σχετικών αβεβαιοτήτων που συνοδεύουν τις σχέσεις αυτές. Παρόλα αυτά σε ότι αφορά το επίκεντρο οι αβεβαιότητες εξακολουθούν να παραμένουν σημαντικές.

- **Μακράς διάρκειας πρόγνωση** μπορεί να εφαρμοσθεί για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε μεγάλες σχετικά περιοχές και να οδηγήσει στη λήψη χρήσιμων μακροπρόθεσμης κλίμακας αντισεισμικών μέτρων στις περιοχές αυτές. Έτσι εφαρμογή των μεθόδων πρόγνωσης αυτού του τύπου στηρίζονται κυρίως στο προσδιορισμό του σεισμικού κύκλου για μια περιοχή και στον υπολογισμό της περιόδου επανάλληψης των ισχυρών σεισμών του κύκλου. Παρόλα αυτά η άμεση πρόγνωση σεισμών σε τόσο μεγάλο βάθος χρόνου δεν είναι εφικτή σύμφωνα με την υπάρχουσα επιστημονική γνώση.

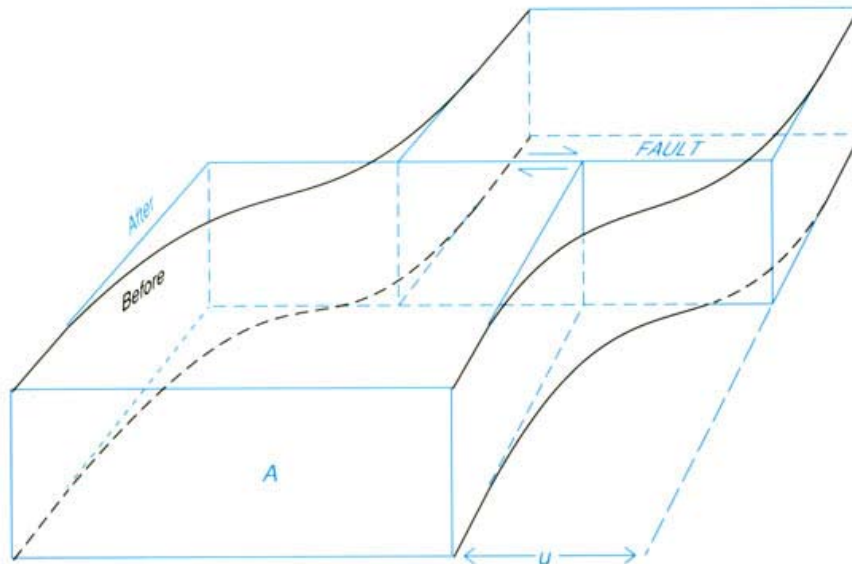
Το βασικό κοινό χαρακτηριστικό και για τα τρία παραπάνω είδη πρόγνωσης, προσδιορίζεται στο ότι τα χρονικά διαστήματα αναφοράς είναι μικρότερα σε διάρκεια από τους μέσους χρόνους επανάλληψης των πολύ ισχυρών σεισμών κατά μήκος ενός συγκεκριμένου τμήματος ρήγματος.

1.1. Βασικές αρχές

Σύμφωνα με τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών οι κύριες αιτίες γένεσης των σεισμών είναι οι ίδιες οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών (τεκτονικοί σεισμοί). Λόγω των κινήσεων αυτών προκαλείται ελαστική παραμόρφωση των πετρωμάτων και συσσώρευση μεγάλων ποσών δυναμικής ενέργειας μέσα σε αυτά (ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης), που οδηγεί σε μια σταδιακή αύξηση των τάσεων και παραμόρφωση του σεισμογόνου χώρου. Όταν η τιμή των τάσεων αυτών ξεπεράσει το όριο αντοχής των πετρωμάτων εκατέρωθεν ενός ρήγματος, προκαλείται έκλυση της συσσωρευμένης ενέργειας υπό μορφή ελαστικής ενέργειας και δημιουργία μιας νέας κατάστασης δυναμικής ισορροπίας για τη λιθόσφαιρα. Καθώς όμως οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών συνεχίζονται, νέες τάσεις συσσωρεύονται στα πετρώματα που εκτονώνονται με νέους σεισμούς κτλ.

Από τις πρώτες και σημαντικότερες παρατηρήσεις πάνω στη σταδιακή συσσώρευση της παραμόρφωσης στα ρήγματα και την εκτόνωση της συσσωρευμένης αυτής ενέργειας μέσω των σεισμών ήταν αυτές του Reid (1910). Στις παρατηρήσεις αυτές οφείλεται και η σταδιακή αποδοχή της άποψης που θεωρούσε ως βασικό αίτιο γένεσης των σεισμών τα ρήγματα και τις διάφορες τεκτονικές διεργασίες που λάμβαναν χώρα σε αυτά. Έτσι ο ίδιος, ερμηνεύοντας τα γεωδαιτικά δεδομένα που είχε συλλέξει πριν και μετά από τον ισχυρό σεισμό του San Francisco Bay (1906) από περιοχές κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα, πρότεινε με βάση την θεωρία του (θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης όπως ονομάστηκε, σχ.1.2), ότι ο επόμενος ισχυρός σεισμός στη περιοχή, θα πραγματοποιούνταν όταν οι επικρατούσες τάσεις επανέλθουν στα επίπεδα που τις χαρακτήριζαν ακριβώς πριν το σεισμό του 1906. Η θεωρία αυτή του Reid απέκτησε σημαντική ιστορική και πρακτική αξία, αφού στην συνέχεια επαληθεύτηκε από την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών και αποτέλεσε συγχρόνως και την βάση για την ανάπτυξη πολλών νεότερων θεωριών της

σεισμολογίας, όπως είναι η γνωστή θεωρία των σεισμικών κενών. Αυτή η αρχική δηλαδή υπόθεση του Reid, για μια αργή και σταδιακή συσσώρευση των τάσεων, είναι αυτό που ακριβώς σήμερα αναγνωρίζουμε ως κίνηση των τεκτονικών πλακών.



Σχήμα 1.2: Μετατόπιση u πριν και μετά το σεισμό σε κατακόρυφο ρήγμα παράταξης (strike-slip) περιοχής Α, σύμφωνα με τη θεωρία ελαστικής ανάπαλσης (Reid, 1910). Τα βέλη υποδεικνύουν τη σχετική κίνηση που είναι παράλληλη προς τη διεύθυνση του ρήγματος.

Σήμερα πλέον γνωρίζουμε ότι οι σεισμοί δεν συμβαίνουν τυχαία στο χώρο και στο χρόνο. Γι' αυτόν ακριβώς το λόγο και η επιστήμη προχώρησε σε διάκριση της σεισμικής δράσης, τόσο ανάλογα με το χρόνο (προσεισμοί, μετασεισμοί, σμηνοσεισμοί), όσο και με τον χώρο (επιφανειακοί, ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους) στον οποίο πραγματοποιούνται αυτοί. Επίσης έχει αποδειχθεί ότι κάποιες χρονικές μεταβολές, όπως είναι π.χ. η εξασθένηση της συχνότητας των μετασεισμών, ακολουθούν σε ικανοποιητικό βαθμό καλά προσδιορισμένους εμπειρικούς νόμους όπως είναι π.χ. ο νόμος του Omori που τροποποιήθηκε αργότερα από τον Utsu (1961):

$$n(t) = \frac{K}{(c+t)^p} \quad (1.1)$$

όπου $n(t)$ είναι ο αριθμός των μετασεισμών σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα, t , K είναι ο ρυθμός ελάττωσης των μετασεισμών, c η παράμετρος αντιστάθμισης του χρόνου και p παράμετρος που

εξαρτάται από τις ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο με τιμές μεταξύ 0.7-1.5. Αντίστοιχες σχέσεις έχουν προταθεί και σε ότι αφορά τους προσεισμούς, όπως είναι αυτή του Papazachos (1975):

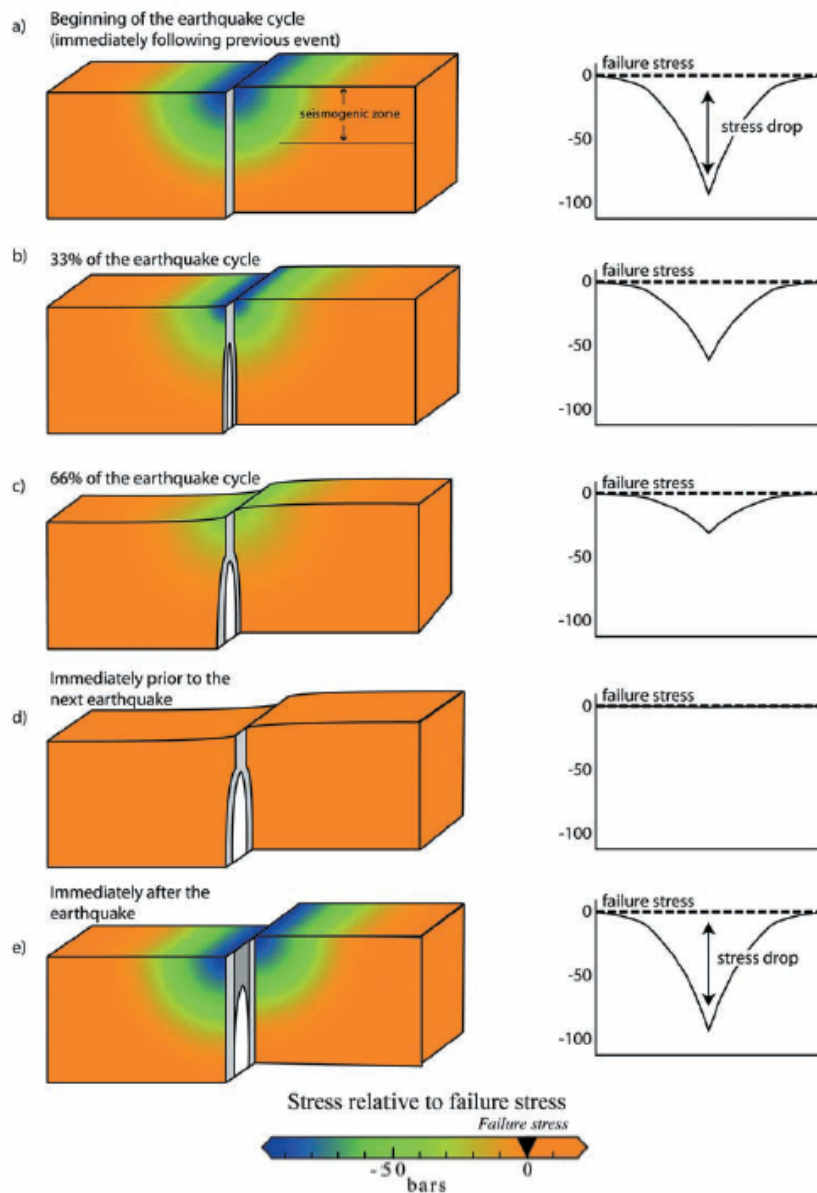
$$n = n_1 (\tau - t)^h \quad (1.2)$$

όπου n είναι ο αριθμός των μετασεισμών στη μονάδα χρόνου, t ο χρόνος από την αρχή της προσεισμικής ακολουθίας και n_1 , τ , h παράμετροι. Επίσης, σημαντικός αριθμός παρόμοιων μαθηματικών μοντέλων και μηχανισμών που έχουν προταθεί κατά καιρούς, στις περισσότερες των περιπτώσεων ανταποκρίνονται κατά πολύ στους αντίστοιχους πραγματικούς μηχανισμούς της φύσης.

Από σύγχρονες μελέτες και παρατηρήσεις έχει αποδειχθεί ότι οι μεταβολές των στατικών τάσεων που προκαλούνται κατά τη γένεση ενός σεισμού σε μια περιοχή, ασκούν μια ισχυρή επίδραση στο επίκεντρο και το χρόνο γένεσης μελλοντικών σεισμών, καθώς και στη μεταγενέστερη σεισμικότητα τη περιοχής εν γένει. Δύο βασικές κατευθύνσεις έρευνας στο θέμα των μεταβολών αυτών αφορούν τη δημιουργία σκιερών ζωνών τάσεων μετά τη γένεση ισχυρών σεισμών (π.χ. *Simpson and Reasenberg, 1994; Harris and Simpson, 1996; Jaumé and Sykes, 1996*) και τη προκαλούμενη σεισμικότητα από μεταβολές των τάσεων Coulomb (π.χ. *King et al., 1994, Stein, 1999, King and Cocco, 2001*). Ακόμα μια παρατήρηση που συμπίπτει με τις μελέτες αυτές είναι και το γεγονός ότι η σεισμικότητα επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από μικρές αλλαγές στο στατικό πεδίο των τάσεων. Άμεση συνέπεια των παραπάνω αποτελεί η σύγχρονη άποψη κατά την οποία οι συσσωρευόμενες τάσεις πριν κάποιο σεισμό δεν συγκεντρώνονται αποκλειστικά πάνω στο σειсмоγόνο ρήγμα αλλά σε μια ευρύτερη περιοχή γύρω από αυτό (σεισμογόνος χώρος). Οι μεταβολές του πεδίου των τάσεων κατά τη διάρκεια του σεισμικού κύκλου για ένα κατακόρυφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης απεικονίζονται στο σχήμα (1.3).

Έχει διαπιστωθεί επίσης ότι η κατανομή των τάσεων σε ένα σύστημα ρηγμάτων δεν είναι ομοιόμορφη και ενιαία. Αντιθέτως, χαρακτηρίζεται από αρκετά μεγάλο βαθμό πολυπλοκότητας και ελέγχεται από το ιστορικό των σεισμών, συγκεκριμένα των πολύ μεγάλων σεισμών σε ένα σύστημα ρηγμάτων. Έτσι, το μεγαλύτερο μέρος αυτής της πολυπλοκότητας των σεισμικών διεργασιών, προκύπτει από την ευαισθησία της κατανομής των τάσεων στις λεπτομέρειες που παρουσιάζει η κατανομή της ολίσθησης στους μεγάλους σεισμούς. Δηλαδή, ασήμαντες διαφορές στο μήκος της διάρρηξης έχουν σοβαρή επίδραση στο υποκείμενο πεδίο των τάσεων σε γειτονικά τμήματα ρηγμάτων. Ωστόσο, οι σεισμικές διεργασίες που παρεμβάλλονται στο χρονικό διάστημα μεταξύ δύο ισχυρών γεγονότων είναι συνήθως ακόμα πιο πολύπλοκες. Για λόγο αυτό το χάος και η μη γραμμικότητα, έννοιες στις οποίες θα αναφερθούμε αναλυτικότερα παρακάτω, προκύπτουν κυρίως

κατά την ασταθή ολίσθηση σε ισχυρούς σεισμούς και παρόλο που οι μικρότεροι σεισμοί υπερσχύουν αριθμητικά των μεγαλύτερων σεισμών, οι μεγάλοι σεισμοί εκλύουν το μεγαλύτερο ποσοστό σεισμικής ροπής και ενέργειας.



Σχήμα 1.3: Εξέλιξη των μεταβολών των τάσεων σε ένα κατακόρυφο ρήγμα απείρου μήκους κατά τη διάρκεια του σεισμικού κύκλου. Το ανώτερο τμήμα του ρήγματος χαρακτηρίζεται ως σεισμογενές, ενώ σε μεγαλύτερα βάθη η ολίσθηση πραγματοποιείται ασεισικά. Το πορτοκαλί χρώμα αντιπροσωπεύει τις τιμές των τάσεων για τις οποίες πραγματοποιείται ολίσθηση στο ρήγμα (διατμητικές τάσεις ολίσθησης). (a) Ακριβώς μετά τη γένεση του σεισμού οι τάσεις γύρω από το ρήγμα ελατώνονται σχηματίζοντας σκιερή ζώνη. (b,c) Στο 33% του σεισμικού κύκλου το ανώτερο τμήμα του ρήγματος «κλειδώνει», ενώ το κατώτερο ολισθαίνει ασεισικά, με αποτέλεσμα τη σμίκρυνση της σκιερής ζώνης. Στο 66% η σκιερή ζώνη ελατώνεται ακόμα περισσότερο. (d) Ακριβώς πριν τον επόμενο σεισμό στο ρήγμα το ανώτερο τμήμα αυτού προσεγγίζει τη τιμή της τάσεως ολίσθησης. (e) Η σεισμική ολίσθηση επαναφέρει τις τάσεις στο στάδιο (a) με επάνυψη της συνολικής ολίσθησης στο ρήγμα (από King & Bowman, 2003).

1.2. Σύγχρονες ερευνητικές εξελίξεις στη πρόγνωση

Οι πρώτες προσπάθειες στο πεδίο της πρόγνωσης σεισμών ξεκινούν την δεκαετία του '60 με αντίστοιχα ερευνητικά προγράμματα που λαμβάνουν χώρα στις Η.Π.Α., την Ιαπωνία και την Κίνα. Παράλληλα την ίδια περίοδο, η εισαγωγή και η αποδοχή της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών από την παγκόσμια επιστημονική κοινότητα καθορίζει το νέο πλαίσιο για την κατανόηση των σεισμών και των συνοδών τους φαινομένων. Στις επόμενες δύο δεκαετίες η έρευνα για πρόγνωση επικεντρώνεται κυρίως στα πρόδρομα των σεισμών φαινόμενα, που όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο, δεν κατέστη δυνατό να οδηγήσει σε τόσο ικανοποιητικά αποτελέσματα, όσο διαφαινόταν αρχικά. Κατά συνέπεια δεν ήταν δυνατή και η αξιοποίηση των ερευνητικών αυτών αποτελεσμάτων σε σταθερά εφαρμοζόμενες και επιτυχημένες μεθόδους πρόγνωσης που θα στηρίζονταν στα πρόδρομα φαινόμενα. Έτσι κατά την δεκαετία του '90 επικράτησε μια απαισιοδοξία σε ότι αφορούσε την πρόγνωση, με την πραγματοποίηση ελάχιστων ερευνητικών προσπαθειών στο πεδίο αυτό της σεισμολογίας.

Στα μέσα της δεκαετίας του '80 οι Bakun and Lindh (1985), στηριζόμενοι στις παρατηρήσεις μεγάλων σεισμών της Καλιφόρνια κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα και με βασικό επιχείρημα την περιοδικότητα γένεσης αυτών, αποπειράθηκαν να προγνώσουν τον επόμενο μεγάλο σεισμό για την περιοχή σύμφωνα με το «μοντέλο του χαρακτηριστικού σεισμού». Έτσι, υπέδειξαν το Parkfield της California ως τον πιθανότερο χώρο γένεσης ενός σεισμού με αναμενόμενο μέγεθος από 5.5 ως 6.0 και με χρόνο γένεσης το 1988 ± 5 έτη. Η πρόγνωση αυτή έμεινε στην ιστορία περισσότερο γνωστή ως «πείραμα του Parkfield». Παρόλα αυτά όμως, η εκτεταμένη κινητοποίηση τόσο της επιστημονικής κοινότητας, όσο και της πολιτείας με την χορήγηση σημαντικών χρηματικών ποσών για το συγκεκριμένο πείραμα, δεν απέδωσαν τα αναμενόμενα. Αποτέλεσμα αυτής της προσπάθειας ήταν τελικά, η πρόγνωση του Parkfield να μείνει στην ιστορία ως ανεπιτυχής, παρότι αρκετά πιο βόρεια σημειώθηκε το 1989 ο γνωστός σεισμός της Loma Prieta, ενώ αρκετά πιο πρόσφατα στις 28/09/2004 πραγματοποιήθηκε με αρκετά χρόνια καθυστέρηση ο αναμενόμενος σεισμός με μεγέθους 6.0.

Μετά τη ανεπιτυχή κατάληξη του πειράματος του Parkfield και του μοντέλου του χαρακτηριστικού σεισμού που εφαρμόστηκε, ένας αριθμός επιστημόνων άρχισε να διερευνά το ενδεχόμενο να είναι η συμπεριφορά του συστήματος των τεκτονικών πλακών χαοτική, παρόλο που το φαινόμενο ερμηνεύεται ως ντετερμινιστικό. Ουσιαστικά αυτό σημαίνει ότι μια μικρή αλλαγή των αρχικών συνθηκών του συστήματος συνεπάγεται μεγάλες μεταβολές στην εξέλιξη αυτού και καθιστά αδύνατη τη πρόγνωση μεμονωμένων σεισμών.

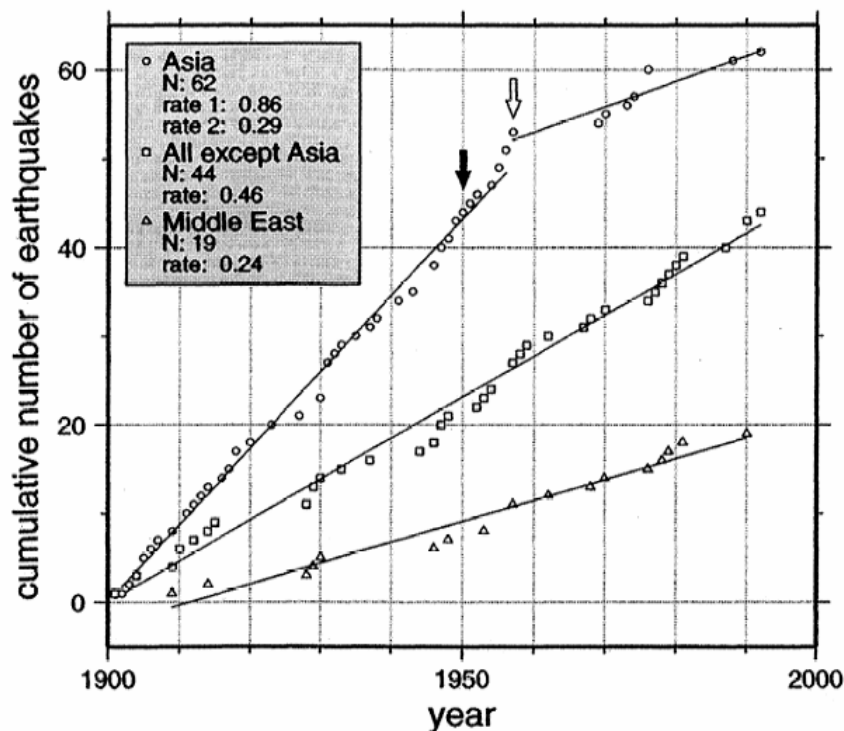
Την ίδια χρονική περίοδο υπήρξε ένας έντονος προβληματισμός στην παγκόσμια σεισμολογική κοινότητα, που συνοδεύτηκε από ανάλογη κριτική των MME, σχετικά με το αν είναι

δυνατή η μελλοντική πρόγνωση των σεισμών και αν αυτή η προσπάθεια άξιζε το κόπο (*Geller et al., 1997, Wyss et al., 1997*). Η κριτική επικεντρωνόταν κυρίως στην υπερβολική ακρίβεια που θα έπρεπε να εμπεριέχεται σε προγνώσεις μελλοντικών σεισμών ώστε να μπορούν αυτές να είναι αξιοποιήσιμες από την κοινωνία και την πολιτεία. Ένα από τα κύρια αξιώματα στο οποίο στηριζόταν οι απόψεις που θεωρούσαν την πρόγνωση των σεισμών αδύνατη ήταν το ότι οι σεισμοί αντιπροσωπεύουν ένα φαινόμενο αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας (*Self-Organized Criticality – SOC*), υποδηλώνοντας έτσι ένα σύστημα το οποίο χαρακτηρίζεται διαρκώς από χαοτική συμπεριφορά. Στην συγκεκριμένη περίπτωση είναι το σύστημα των λιθοσφαιρικών πλακών που βρίσκεται κατά το μεγαλύτερο χρονικό διάστημα σε κατάσταση οριακής ευστάθειας. Έτσι, μια μικρή διαταραχή μπορεί να καταστήσει το σύστημα ασταθές με αποτέλεσμα να προκληθεί σεισμός.

Σύμφωνα με τους Sykes και συνεργάτες (1999), ο παραπάνω ισχυρισμός είναι αληθής ισχύει όμως μόνο σε παγκόσμια κλίμακα. Συγκεκριμένα, στις περιοχές γύρω από τις ζώνες διάρρηξης χαρακτηριστικών μεγάλων ρηγμάτων, σημειώνεται μια εμφανής ελάττωση των τάσεων μετά από σεισμούς μεγάλου μεγέθους σε αυτά. Μια βασική υπόθεση (*Sykes et al., 1997*) είναι, πως παρόλο που ο φλοιός της Γης μπορεί να βρίσκεται σε κατάσταση αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας για μεγάλο χρονικό διάστημα και σε μεγάλη χωρική κλίμακα, η πραγματοποίηση ενός πολύ ισχυρού σεισμού οδηγεί την γειτονική σε αυτόν περιοχή σε απομάκρυνση από την αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα. Λόγω της τεκτονικής φόρτωσης που υφίστανται οι περιοχές αυτές, πραγματοποιείται σταδιακή αύξηση των τάσεων καθώς πλησιάζουμε προς τη γένεση ενός ακόμα ισχυρού σεισμού. Εξάλλου, η παρατηρούμενη αύξηση στον ρυθμό σεισμικότητας με ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς προαναγγέλλει ουσιαστικά την αποκατάσταση της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας στη περιοχή. Σύμφωνα με την άποψη αυτή, η αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα μπορεί κάλλιστα να θεωρηθεί σαν ένα πρόδρομο των μεγάλων σεισμών φαινόμενο, παρά σαν ένα εμπόδιο στην προσπάθεια πρόγνωσης αυτών.

Ακόμα ένα βασικό σημείο τριβής μεταξύ των επιστημόνων που αφορούσε τις προϋποθέσεις και τις δυνατότητες για μελλοντικές προγνώσεις αποτέλεσε και μια βασική αρχή της σεισμολογίας, ο νόμος κατανομής των μεγεθών των Gutenberg – Richter. Πολλοί ερευνητές που θεωρούσαν ανέφικτη τη πρόγνωση των σεισμών, ισχυρίζονταν πως η σταθερά b του νόμου των Gutenberg – Richter υποδεικνύει ότι για ένα ευρύ φάσμα μεγεθών δεν παρατηρείται καμία χωρική ή χρονική μεταβολή στις σεισμικές παραμέτρους. Παρόλα αυτά, η τιμή της σταθεράς b αλλάζει από τους μικρούς στους μεγαλύτερους σεισμούς (σχ.1.4) (*Pacheco et al., 1992; Main, 1996; Triep & Sykes, 1997*). Εξαιρετικής σημασίας είναι και το γεγονός ότι η σχέση Gutenberg – Richter εφαρμόζεται για περιοχές πολύ μεγαλύτερες από αυτές των ζωνών διάρρηξης ακόμα και αυτών των πολύ μεγάλων σεισμών. Έτσι, η συγκεκριμένη σχέση εξασθενεί ή παύει να ισχύει για περιοχές με μικρότερες

διαστάσεις της τάξεως των τμημάτων ρηγμάτων. Την ισχυρότερη ένδειξη για το γεγονός αυτό αποτελεί το ότι ο ρυθμός γένεσης των μεγάλων σεισμών κατά μήκος ξεχωριστών τμημάτων ευκίνητων ρηγμάτων είναι σαφώς πολύ μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο ρυθμό που προκύπτει από αναγωγή (*extrapolation*) της σχέσης Gutenberg – Richter, όπως αυτή διαμορφώνεται από τους μικρότερους σε μέγεθος σεισμούς με τιμή σταθεράς b περίπου ίση με τη μονάδα. Είναι φανερό λοιπόν ότι το συχνά επαναλαμβανόμενο επιχείρημα που επικαλείται το νόμο των Gutenberg – Richter ως μια ένδειξη της αυτο-ομοιότητας μεταξύ των σεισμών, με την ύπαρξη αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας σε όλες τις περιοχές παγκοσμίως και στο διηλεκές (κάτι που ουσιαστικά καθιστά αδύνατη τη μελλοντική πρόγνωση των σεισμών), δεν ισχύει στην κλίμακα των διαφορετικών τμημάτων των ρηγμάτων.



Σχήμα 1.4: Αθροιστικός αριθμός ενδοηπειρωτικών επιφανειακών σεισμών με μέγεθος $M_w \geq 7.0$ ως συνάρτηση του χρόνου για το χρονικό διάστημα 1900-1994. Οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν σεισμούς της Ασίας, τα τετράγωνα όλους τους ενδοηπειρωτικούς σεισμούς σε παγκόσμια κλίμακα πλην αυτών της Ασίας και τα τρίγωνα σεισμούς της Μέσης Ανατολής. Το μαύρο και το λευκό βέλος σημειώνουν τους πολύ ισχυρούς σεισμούς του Assam $M=8.6$ (1950) και του Gobi-Altai $M=8.1$ (1957) αντίστοιχα (Triep & Sykes, 1997).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η χαοτική φύση των σεισμών δεν συνεπάγεται απαραίτητα και αδυναμία πρόγνωσης αυτών ούτε επίσης ότι η γένεση αυτών πραγματοποιείται τυχαία. Η έννοια του χάους υποδηλώνει κυρίως ότι η δυνατότητα πρόγνωσης αυτών μπορεί να χαθεί τελικά σε πολύ

μεγάλες κλίμακες χώρου και χρόνου. Κρίσιμα ερωτήματα που στο μέλλον πρέπει να απαντηθούν αφορούν:

- α) τα αίτια της παρατηρούμενης πολυπλοκότητας κατά την εξέλιξη της σεισμικότητας
- β) τις χρονικές κλίμακες για τις οποίες χάνεται η δυνατότητα της πρόγνωσης
- γ) το πότε λαμβάνουν χώρα οι περισσότερες από τις μη γραμμικές μεταβολές κατά τη διάρκεια του σεισμικού κύκλου για ένα συγκεκριμένο τμήμα ρήγματος.

1.3. Ορισμοί - Στοιχεία θεωρίας χάους και αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας

Σύμφωνα με τις τελευταίες εξελίξεις στο επιστημονικό πεδίο της πρόγνωσης των σεισμών, έχει διαπιστωθεί ότι οι φυσικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στη λιθόσφαιρα συνιστούν ένα πολύπλοκο μη γραμμικό σύστημα με την γένεση των σεισμών να αποτελεί αναπόσπαστο κομμάτι αυτής της διαδικασίας. Η θεωρία του χάους αποτέλεσε τα τελευταία χρόνια τη κινητήρια δύναμη για μια σε μεγαλύτερο βάθος μελέτη των συστημάτων που υπακούουν σε μη γραμμική συμπεριφορά. Έτσι και στην σεισμολογία κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες εισήχθησαν νέες έννοιες, όπως οι νόμοι δύναμης (*power-laws*), τα μορφοκλασματικά σύνολα (*fractals*) και η αυτο-ομοιότητα (*self-similarity*), νέες επιστημονικές υποθέσεις όπως το αιτιοκρατικό χάος (*deterministic chaos*), η θεωρία του κρίσιμου σημείου (*critical point*) και η αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα (*self-organized criticality*), νέες αναλυτικές μέθοδοι όπως τα μοντέλα κυψελιδωτών αυτομάτων ή μοντέλα αυτομάτων (*cellular automata models*), η θεωρία των ομάδων επανακανονικοποίησης (*renormalization group theory*), μοντέλα ιεράρχησης (*hierarchical models*) καθώς και μέθοδοι αριθμητικής προσομοίωσης. Επίσης σημαντικό ρόλο στην εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων διαδραμάτισε και η μελέτη αρκετών φυσικών μοντέλων στα οποία θα αναφερθούμε αναλυτικότερα παρακάτω.

Είναι χρήσιμο στο σημείο αυτό για την περαιτέρω κατανόηση να αναφερθούμε σε κάποιους βασικούς ορισμούς:

- **Νόμος δύναμης** ονομάζεται η μαθηματική σχέση στην οποία η συχνότητα εμφάνισης μιας φυσικής ποσότητας συνδέεται γραμμικά με μια άλλη ποσότητα υψωμένη σε ορισμένη δύναμη (δηλαδή, ο λογάριθμος της μιας ποσότητας είναι γραμμική συνάρτηση του λογαρίθμου της άλλης ποσότητας).
- **Μορφοκλασματικά σύνολα** είναι «αντικείμενα» των οποίων η συχνότητα εμφάνισης σχετίζεται με το μέγεθός τους μέσω της εφαρμογής ενός νόμου δύναμης. Η τιμή της δύναμης δίνει κάθε φορά και τη διάσταση του συνόλου. Βασικά χαρακτηριστικά τους είναι η αυτο-ομοιότητα και το γεγονός ότι εμφανίζονται ανεξάρτητα κλίμακας (*scale invariant*) δηλαδή δεν έχουν χαρακτηριστικό μέγεθος μέτρησης.

- **Αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα** μπορούμε γενικά να πούμε ότι είναι η αυτο-οργάνωση ενός συστήματος καθοδηγούμενου από εξωτερικές δυνάμεις, προς μια κρίσιμη δυναμική κατάσταση η οποία χαρακτηρίζεται από ευαίσθητες ισορροπίες και στην οποία οι συσχετισμοί των διαστάσεων χώρου – χρόνου, υπακούουν σε νόμους δύναμης. Συστήματα αυτού του είδους είναι σκεδαστικά (dissipative) δηλαδή εκλύουν ενέργεια, επεκτείνονται χωρικά, χαρακτηρίζονται από πολλούς βαθμούς ελευθερίας και υπακούουν σε αλληλεπιδράσεις μεγάλου εύρους (long-range correlations).
- **Μοντέλα αυτομάτων** ονομάζονται τα μοντέλα που έχουν την δυνατότητα να προσομοιώνουν τη πολυπλοκότητα δυναμικών καταστάσεων όπως η αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα και η συμπεριφορά συστημάτων στο κρίσιμο σημείο. Τα μοντέλα αυτά αποτελούνται από παρατάξεις κυψελών που σε κάθε μια αντιστοιχεί μια δυναμική μεταβλητή.
- **Κρίσιμο σημείο** ονομάζεται το σημείο στο οποίο οι φυσικές ιδιότητες του συστήματος μεταβάλλονται απότομα (π.χ. το σημείο στο οποίο αλλάζει η φάση ενός σώματος από υγρό σε αέριο κτλ). Ακριβώς λίγο πριν το κρίσιμο σημείο, διαπιστώνεται μια περίοδος κατά την οποία το σύστημα βρίσκεται σε ένα μετασταθές στάδιο (*metastable state*) και υπακούει σε νόμους δύναμης (αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα).

Η έννοια της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας βασίστηκε σε μελέτες τριών απλών φυσικών μοντέλων. Έτσι το μοντέλο σωρού άμμου (*sand pile model*), το μοντέλο ολισθαινόντων σωμάτων (*slider-block model*) και το μοντέλο δάσους – πυρκαγιάς (*forest-fire model*) διακρίνονται για τα μεταξύ τους κοινά γνωρίσματα, καθώς και τα κοινά χαρακτηριστικά που αυτά τα μοντέλα παρουσιάζουν σε σχέση με την κατανομή της σεισμικότητας σε μια περιοχή. Σε καθένα από τα τρία παραπάνω μοντέλα υπάρχει μια σταθερά εισαγόμενη ποσότητα (*input*) και η απώλεια της ποσότητας αυτής κατά τα διαδοχικά στάδια εξέλιξης του συστήματος σχετίζεται άμεσα με την μορφοκλασματική (*fractal*) κατανομή των «κατολισθήσεων» (*avalanches* - όρος που βρίσκεται σε αναλογία με το μοντέλο σωρού άμμου) που ακολουθεί νόμο δύναμης (*power law*).

Αρχικά, την αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα εισήγαγαν οι Bak και συνεργάτες (1988) στην προσπάθεια τους να εξηγήσουν τη συμπεριφορά του μοντέλου σωρού άμμου, που είναι και το απλούστερο φυσικό μοντέλο που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη συστηματική διερεύνηση δυναμικών συστημάτων υψηλής τάξης. Σε αυτό το μοντέλο θεωρήθηκε μια τετραγωνική διάταξη που αποτελούνταν από ένα δίκτυο κυψελών, η μια δίπλα στην άλλη. Σε κάθε βήμα ένα σωματίδιο αφήνεται να πέσει τυχαία μέσα σε κάποια από τις κυψέλες αυτές. Όταν σε μια από τις κυψέλες συγκεντρωθούν 4 σωματίδια (μέγιστος αριθμός σωματιδίων για κάθε κυψέλη), τότε πραγματοποιείται ανακατανομή των σωματιδίων στις 4 γειτονικές (ως προς τη πρώτη) κυψέλες ή στην περίπτωση πρόσκρουσης σωματιδίου σε κάποιο άκρο κυψέλης, τότε αυτό βρίσκεται

αυτομάτως και εκτός συστήματος. Επειδή κατά την πραγματοποίηση της ανακατανομής, συμπεριλαμβάνονται μόνο οι γειτονικές κυψέλες, το μοντέλο αυτό ονομάζεται και μοντέλο κυψελιδωτών αυτομάτων (*cellular – automata model*).

Καθώς βέβαια η ανακατανομή των σωματιδίων συμβαίνει σε όλο και μεγαλύτερο βαθμό με το πέρασμα του χρόνου μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα επιπλέον αστάθειες του συστήματος. Βλέπουμε λοιπόν ότι η πιθανότητα για την πραγματοποίηση «κατολίσθησης», δηλαδή μιας ομαδικής απώλειας αριθμού σωματιδίων από το σύστημα αυξάνει συνεχώς με το χρόνο, με το μέγεθος της «κατολίσθησης» να καθορίζεται από τον αριθμό των σωματιδίων που χάνονται κάθε φορά. Προφανώς το μοντέλο που περιγράφηκε εδώ ονομάζεται μοντέλο σωρού άμμου, λόγω των εμφανών αναλογιών και ομοιοτήτων που παρουσιάζει με σωρό άμμου που δημιουργείται κατά την συνεχή συσσώρευση κόκκων πάνω σε ένα επίπεδο.

Καθίσταται, λοιπόν, δυνατό να διατυπωθεί ένας περισσότερο εμπειρικός ορισμός θεωρώντας ότι ένα σύστημα βρίσκεται σε κατάσταση αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας: **όταν και ενώ αυτό βρίσκεται σε αναταραχή, να μπορεί να επανέρχεται σε οριακή ισορροπία και σταδιακά κατά την εξέλιξη του συστήματος να τείνει ξανά προς μια διαταραγμένη κατάσταση, εξαιτίας των ελαχίστων μεταβολών (*perturbations*) που πραγματοποιούνται σε αυτό.** Το σύστημα, δηλαδή, ουσιαστικά ταλαντεύεται γύρω από μια οριακή και εύθραυστη ισορροπία με το κρίσιμο σημείο να αποτελεί έναν ελκυστή των δυναμικών διαδικασιών. Για το μοντέλο σωρού άμμου π.χ. όπως αυτό το περιγράψαμε παραπάνω, η σταθερά εισαγόμενη ποσότητα στο σύστημα είναι η συνεχής σε κάθε βήμα προσθήκη σωματιδίων (κόκκων άμμου) στο σύστημα, ενώ η εξαγόμενη ποσότητα είναι οι πραγματοποιούμενες κάθε φορά «κατολίσθησεις» που ακολουθούν κλασματοειδή στατιστική. Ο αριθμός των σωματιδίων σε κάθε κυψέλη αποτελεί και ένα μέτρο που μας υποδεικνύει σε ποιο στάδιο της εκτελούμενης ταλάντωσης βρίσκεται το σύστημα κάθε στιγμή.

Στο μοντέλο ολισθαινόντων σωμάτων που εμφανίζει από άποψη φυσικής μια πλησιέστερη εικόνα ως προς τα σεισμικά φαινόμενα (*Burridge & Knoppof, 1967*) αφού περιλαμβάνει φαινόμενα όπως η ξαφνική ολίσθηση και η ελαστική ανάπαυση, θεωρούμε μια τετραγωνική διάταξη από ολισθαίνοντα σώματα τα οποία είναι συνδεδεμένα μέσω ελατηρίων μεταξύ τους καθώς επίσης και με μια πλάκα οδηγό. Εξαιτίας των δυνάμεων τριβής, τα σώματα υπόκεινται σε απότομη ολίσθηση (*stick – slip*) κάθε φορά που σύρονται πάνω σε μια επιφάνεια. Εξαιτίας της σταθερής μετακίνησης της πλάκας, η επιμήκυνση των ελατηρίων που συνδέονται σε αυτή, αποτελεί και την σταθερά εισαγόμενη ποσότητα (*input*) του συστήματος. Οι ολισθήσεις των σωμάτων θεωρούνται ως οι αντίστοιχες «κατολίσθησεις» (σύμφωνα με το μοντέλο σωρού άμμου) του συστήματος και ακολουθούν νόμο δύναμης στην κατανομή συχνότητας – μεγέθους για έναν ευρύ αριθμό διαφορετικών συνθηκών. Σήμερα είναι κοινά αποδεκτό ότι το μοντέλο ολισθαινόντων σωμάτων υπακούει στο αιτιοκρατικό χάος και τη συμπεριφορά μορφοκλασματικών συνόλων σε αντίθεση προς το στοχαστικό μοντέλο της σωρού άμμου.

Σημαντικού ενδιαφέροντος αναλογίες παρατηρούνται ανάμεσα στη συμπεριφορά του μοντέλου ολισθαινόντων σωμάτων και την τοπική σεισμικότητα, καθώς και στις δύο περιπτώσεις οι ολισθήσεις υπακούουν σε μια κλασματική κατανομή συχνότητας – μεγέθους. Στην περίπτωση των σεισμών το γεγονός αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την σχέση συχνότητας – μεγέθους, περισσότερο γνωστή και ως νόμο Gutenberg – Richter, νόμο στον οποίο υπακούουν οι σεισμοί σε παγκόσμιο επίπεδο. Σύμφωνα με αυτό, ο αριθμός των σεισμών, N , ανά χρόνο για μια συγκεκριμένη περιοχή και με μέγεθος ροπής ίσο ή μεγαλύτερο από M δίνεται από τη σχέση:

$$\log N = -bM + \log a \quad (1.3)$$

όπου b είναι η γνωστή σταθερά με παγκοσμίως καθορισμένη τιμή την $b = 0.9 \pm 0.15$ (Evernden., 1970) και η σταθερά a είναι μέτρο της πυκνότητας της τοπικής σεισμικότητας. Αν αντί για το μέγεθος, M , η παραπάνω σχέση εκφραστεί με όρους της επιφάνειας σεισμικής διάρρηξης, A , προκύπτει ένας νόμος δύναμης (Turcotte, 1997) της μορφής:

$$\log N \sim A^{-b} \quad (1.4)$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι παρόμοια με τον νόμο των Gutenberg – Richter με τη διαφορά ότι η τελευταία βασίζεται σε αθροιστική στατιστική, σε αντίθεση με το νόμο Gutenberg – Richter που βασίζεται σε μη αθροιστική στατιστική. Οι Bak και Tang (1989) επισημάναν επιπλέον την συμφωνία που εμφανίζεται μεταξύ της καμπύλης που περιγράφει την αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα (μοντέλο ολισθαινόντων σωμάτων) και τη σεισμικότητα.

Μια ακόμα σημαντική αναλογία αποτελεί το γεγονός ότι μεγάλα και σημαντικά ποσά συσσωρευμένης παραμόρφωσης εκλύονται μόνο κατά την πραγματοποίηση ισχυρών σεισμών. Σε αντίθεση, οι μικρότεροι σεισμοί υποδεικνύουν κατά κάποιον τρόπο το πληθυσμό των μετασταθών περιοχών, όπως είναι π.χ. οι περιοχές των ρηγμάτων, αλλά δεν απελευθερώνουν σημαντικά ποσά σεισμικής ενέργειας. Έτσι σύμφωνα με τον Turcotte (1999b), αν απομακρυνθούν οι μετασεισμοί, η πάγια (background) σεισμικότητα για την νότια Καλιφόρνια είναι σχεδόν ομοιόμορφη από χρόνο σε χρόνο, με τους μικρούς σεισμούς να αποτελούν τον περιβάλλοντα θόρυβο. Η παρατήρηση αυτή αποτελεί ακόμη μια ένδειξη για το ότι ο γήινος φλοιός βρίσκεται διαρκώς στο όριο της θραύσης (Scholz, 1991). Ακόμη μια ένδειξη για το γεγονός αυτό προέρχεται και από την επαγόμενη σεισμικότητα, όπου κάθε φορά που πραγματοποιείται συσσώρευση τάσεων σε ένα τμήμα του φλοιού, είτε αυτό βρίσκεται σε τεκτονικά ενεργή περιοχή είτε όχι, προκαλείται επαγόμενη σεισμική δραστηριότητα.

Ωστόσο, μεταξύ ολισθαινόντων σωμάτων και σεισμικότητας παρατηρούνται και αξιόλογες διαφορές. Έτσι οι σεισμοί στις περισσότερες των περιπτώσεων συσχετίζονται απευθείας με τα ρήγματα, με τους μικρούς σεισμούς να πραγματοποιούνται σε μικρά ρήγματα και τους μεγαλύτερους σε πιο μεγάλα. Παρόλα αυτά, κάθε φορά που κάποιος σεισμός πραγματοποιείται σε ένα ρήγμα η συσσωρευμένη μετατόπιση για το ευρύτερο σύστημα ρηγμάτων της περιοχής αυξάνεται. Είναι επίσης γνωστό ότι το μήκος των ρηγμάτων συνδέεται με τη συνολική μετατόπιση για το ευρύτερο σύστημα με ένα νόμο δύναμης. Ίσως αυτή η εξάρτηση να είναι αποτέλεσμα της τάσης των μικρότερων ρηγμάτων να συνδυαστούν μεταξύ τους με τελικό αποτέλεσμα το σχηματισμό μεγαλύτερων ρηγμάτων, π.χ. σεισμός Landers ($M = 7.3$, 1992) (Turcotte, 1999).

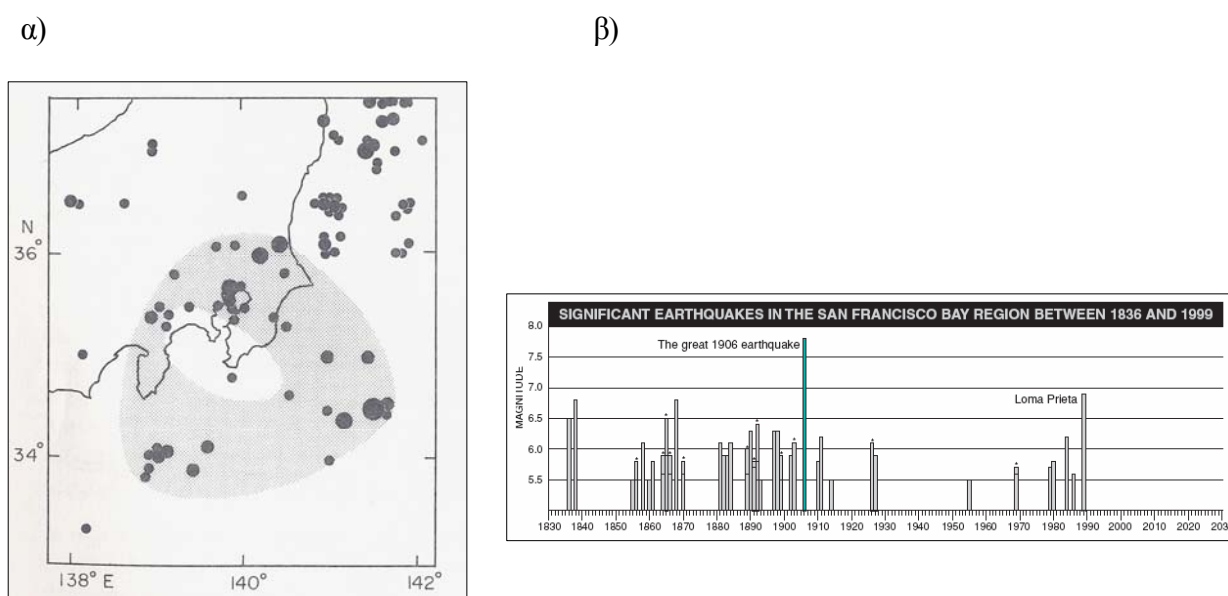
1.4. Επιταχυνόμενη σεισμικότητα

Από το πρώτο μισό του εικοστού αιώνα υπήρξαν παρατηρήσεις που αφορούσαν την αλλαγή στο ρυθμό γένεσης των σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους πριν από πολύ ισχυρούς σεισμούς, τόσο στην Ιαπωνία, όσο και στην Καλιφόρνια (Willis, 1924; Imamura, 1937; Gutenberg & Richter, 1954; Tocher, 1959). Τις παρατηρήσεις αυτές πήρε υπόψη του και ο Fedotov (1968) όταν διατύπωσε τις θεμελιώδεις απόψεις για την περιγραφή του σεισμικού κύκλου με την παρεμβολή μικρότερων σεισμών στο χρονικό διάστημα ανάμεσα στα ισχυρότερα σεισμικά γεγονότα που οφείλονταν στις τεράστιες οριοπλακικές διαρρήξεις στην περιοχή της χερσονήσου Kurile-Kamchatka. Αργότερα, ο Mogi (1969) περιέγραψε αναλυτικότερα την χρονική εξέλιξη της σεισμικότητας μιας περιοχής στο χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ ισχυρών σεισμών. Έτσι οι παραπάνω ερευνητές διαπίστωσαν ότι την μετασεισμική δράση ακολουθεί ένα σχετικά ήσυχο, σε ότι αφορά την σεισμική δραστηριότητα, χρονικό διάστημα κατά το οποίο και αναπτύσσεται σταδιακά ένα υψηλότερο επίπεδο σεισμικότητας υποβάθρου στην περιοχή, πριν από την γένεση του επόμενου ισχυρού σεισμού.

Ορισμένοι επιστήμονες μελέτησαν επίσης την χωρική συσχέτιση μεταξύ σεισμών που προηγούνται μερικά χρόνια ως και δεκαετίες των πολύ μεγάλων σεισμών. Δείχθηκε με αυτό τον τρόπο ότι υπάρχει μια συγκέντρωση σεισμικότητας στα άκρα της ρηξιγενούς ζώνης, πριν τη γένεση του κύριου σεισμού πάνω σε αυτή (Kelleher & Savino, 1975). Ο Mogi (1969) σύμφωνα με παρατηρήσεις που έκανε για την νοτιοδυτική Ιαπωνία, διαπίστωσε ότι τα επίκεντρα των σεισμών κατά την περίοδο της διαρκώς αυξανόμενης σεισμικότητας συγκεντρώνονται κυρίως στην περιφέρεια της ζώνης διάρρηξης του επερχόμενου σεισμού, ενώ σε αντίθεση κοντά στην ζώνη διάρρηξης παρατηρείται μια σχετική σεισμική ησυχία (σχ.1.5α). Αυτή η παρατήρηση είναι περισσότερο γνωστή ως «φαινόμενο ντόνατ» (*doughnut pattern*).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την σεισμολογική έρευνα έχουν και οι παρατηρήσεις που αφορούν το ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ενέργειας κατά το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ δύο ισχυρών σεισμών σε μια περιοχή. Συγκεκριμένα για την Καλιφόρνια και για το διάστημα μεταξύ των σεισμών του 1906 στο San Francisco Bay και του 1989 στη Loma Prieta (σχ.1.5β), δείχθηκε ότι ο ρυθμός γένεσης των σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους αρχικά ελαττώθηκε, ενώ το 1955, μερικές δεκαετίες πριν από το σεισμό της

Loma Prieta, ο ρυθμός αυτός παρουσίασε αξιοσημείωτη αύξηση (Bakun, 1999). Επιπλέον, οι Ellworth και συνεργάτες (1981) επισήμαναν, ότι σε αντίθεση με τις παρατηρούμενες αλλαγές στο ρυθμό γένεσης των σεισμών ενδιάμεσου μεγέθους, ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής ενέργειας για τους μικρότερους σεισμούς παρέμενε σχεδόν σταθερός από το 1930 περίπου. Από την ίδια ομάδα ερευνητών προτάθηκε ότι η ισορροπία στο σύστημα ρηγμάτων του Αγίου Ανδρέα, καθορίζεται από τις μεγάλου μήκους κύματος δυνάμεις οι οποίες διαμορφώνονται από τους πολύ ισχυρούς σεισμούς στο ρήγμα αυτό. Στη δυναμική ισορροπία του συστήματος συμβάλλει επίσης και η συσσώρευση της τεκτονικής παραμόρφωσης, αλλά το καθεστώς των τάσεων που διαμορφώνεται με αυτό τον τρόπο δεν επηρεάζει την ισορροπία μεταξύ των ιδιαίτερων τμημάτων του συστήματος.



Σχήμα 1.5:(α) Χάρτης με τις συγκέντρωσεις (clusters) των σεισμικών επικέντρων σε περίοδο αυξανόμενης σεισμικότητας παρατηρούνται στη περίμετρο της ζώνης διάρρηξης ενός επικείμενου σεισμού (doughnut pattern) (Mogi, 1969). (β) Χρονικό διάγραμμα των σημαντικών σεισμών ($M \geq 5.5$) που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή του San Francisco Bay για το διάστημα 1836-1999 (από κατάλογο Bakun, 1999).

Από σειρά σεισμολογικών παρατηρήσεων και επιστημονικών εργασιών, ιδιαίτερα κατά τις τελευταίες δεκαετίες, διαπιστώθηκε ότι των μεγάλων σεισμών προηγείται επιταχυνόμενη σεισμική δραστηριότητα που εκδηλώνεται με τη γένεση σεισμών ενδιάμεσου μεγέθους (προτεροσεισμοί – *preshocks*) (Tocher, 1959; Raleigh et al., 1982; Sykes & Jaumé, 1990; Papadopoulos, 1986; Knopoff et al., 1996; Tzanis et al., 2000, κ.α.). Οι προτεροσεισμοί λαμβάνουν χώρα στον ευρύτερο χώρο του επικέντρου του επικείμενου ισχυρού σεισμού (κρίσιμη περιοχή – *critical region*), εκτός της ζώνης

διάρρηξης αυτού και γενικά στο σύνολο τους πραγματοποιούνται πάνω σε διαφορετικά ρήγματα. Η δραστηριότητα αυτή έχει διάρκεια από μερικά έτη ως και δεκαετίες, ανάλογα με τη σεισμικότητα της περιοχής και το μέγεθος του επικείμενου σεισμού (Papazachos et al., 2006). Η γένεση των προτεροσεισμών αποδίδεται στην αλληλεπίδραση των στοιχειωδών κλάδων που συνιστούν ένα τοπικό σύστημα ρηγμάτων και θεωρείται μέρος της βασικής διαδικασίας διάρρηξης που οδηγεί στη γένεση του κύριου σεισμού (*main shock*). Οι προτεροσεισμοί εμφανίζονται να είναι, όσον αφορά την τάξη μεγέθους τους, ως και δύο μονάδες μικρότεροι από τον κύριο σεισμό. Σήμερα γνωρίζουμε ότι οι διαστάσεις της κρίσιμης περιοχής εξαρτώνται άμεσα από το μέγεθος του επερχόμενου σεισμού (Papazachos et al., 2005a).

Από τους πρώτους ερευνητές που έδειξαν ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την μελέτη της επιταχυνόμενης σεισμικής δραστηριότητας πριν από μεγάλους σεισμούς στην περιοχή San Francisco Bay, ήταν οι Bufe και Varnes (1993). Αυτοί εφάρμοσαν νόμο δύναμης για το χρόνο που υπολείπεται μέχρι την διάρρηξη, λαμβάνοντας υπόψη τις αλλαγές του ρυθμού έκλυσης της σεισμικότητας πριν από τους ισχυρούς σεισμούς που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή το 1868, 1906 και το 1989. Οι ίδιοι ερευνητές όρισαν σαν μετρούμενη ποσότητα σεισμικότητας το συσσωρευτικό αριθμό των προτεροσεισμών ή τη συσσωρευμένη παραμόρφωση Benioff ή την συσσωρευμένη σεισμική ροπή. Η μέθοδος του χρόνου που υπολείπεται για την διάρρηξη όπως ονομάστηκε, στηρίζονταν στη θεμελιώδη σχέση της μορφής:

$$d\Omega/dt = k/(t_f - t)^n \quad (1.5)$$

όπου Ω είναι μετρούμενη ποσότητα που περιγράφει το ρυθμό έκλυσης της σεισμικότητας (αριθμός προτεροσεισμών, παραμόρφωση Benioff ή σεισμική ροπή), t_f είναι ο χρόνος γένεσης του μεγάλου κύριου σεισμού, t είναι ο χρόνος της τελευταίας μέτρησης της ποσότητας Ω και τα k , n είναι σταθερές. Από την εφαρμογή της παραπάνω εξίσωσης αναδρομικά (a priori) για 11 ακολουθίες σεισμών και με στόχο κυρίως τον καθορισμό του χρόνου γένεσης του κύριου σεισμού, οι Bufe και Varnes διαπίστωσαν ότι είναι η παραμόρφωση Benioff που ως μετρούμενη ποσότητα οδηγεί στους πιο ακριβείς προσδιορισμούς του χρόνου t_f .

Επίσης συστηματική έρευνα για τις αλλαγές στην σεισμικότητα που παρατηρούνται πριν την πραγματοποίηση ισχυρών σεισμών στην California και την ακτή Mendocino, πραγματοποιήθηκε από τους Knopoff και συνεργάτες (1996). Οι ερευνητές αυτοί χρησιμοποίησαν ως μετρούμενη ποσότητα σεισμικότητας τη συσσωρευμένη σεισμική ροπή, χωρίς όμως να φτάνουν σε πολύ διαφορετικά συμπεράσματα από αυτά των Bufe και Varnes. Εξετάζοντας τις αλλαγές στο ρυθμό γένεσης των ενδιάμεσου μεγέθους σεισμών πριν από πολύ μεγάλους σεισμούς με μεγέθη $M \geq 6.8$ και για το χρονικό διάστημα από το 1941 μέχρι το 1993, διαπίστωσαν ότι και των 11 σεισμών που τηρούσαν τα παραπάνω κριτήρια, προηγήθηκε

αύξηση το ρυθμό έκλυσης της σεισμικότητας για γεγονότα μεγέθους $M \geq 5.1$. Επισημαίνουν όμως και το γεγονός ότι, αυτές οι αλλαγές στο ρυθμό σεισμικότητας είναι διακριτές μόνο για πρότερο-σεισμούς με μέγεθος $M \geq 5.1$, αφού για μικρότερα μεγέθη παύουν να είναι εμφανείς, ενώ η πρότερο-σεισμική δραστηριότητα λαμβάνει χώρα σε μια ευρεία περιοχή πολύ μεγαλύτερη σε διαστάσεις από τις αντίστοιχες διαστάσεις των ζωνών διάρρηξης των 11 μεγάλων σεισμών που μελετήθηκαν.

Πιο πρόσφατα οι Bowman και συνεργάτες (1998) εξέτασαν όλους τους σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.5$ (8 στο σύνολό τους) που είχαν πραγματοποιηθεί στο σύστημα ρηγμάτων του Αγίου Ανδρέα, συμπεραίνοντας ότι η συσσωρευτική παραμόρφωση Benioff προσεγγίζεται καλύτερα από την εξίσωση (1.5) σε σχέση με την απλή γραμμική μεταβολή αυτής. Επίσης, επιδίωξαν να ορίσουν «κρίσιμες περιοχές», δηλαδή κυκλικές περιοχές γύρω από το επίκεντρο στις οποίες η συσσωρευτική παραμόρφωση Benioff της προτεροσεισμικής δραστηριότητας προσεγγίζεται καλύτερα από την εξίσωση (1.5). Οι ίδιοι διαπίστωσαν ότι και οι διαστάσεις της κυκλικής αυτής περιοχής μεταβάλλονται με το μέγεθος του κύριου επικείμενου σεισμού και συγκεκριμένα ισχύει:

$$\log R \propto 0.44 M \quad (1.6)$$

όπου R είναι η ακτίνα της κυκλικής «κρίσιμης περιοχής». Ένα σημαντικό στοιχείο της μεθόδου που εφάρμοσαν οι παραπάνω ερευνητές, είναι το διάστημα εμπιστοσύνης για τον εντοπισμό των «κρίσιμων περιοχών» που παρουσιάζουν επιτάχυνση, το οποίο μπορεί να ανέλθει μέχρι και το 99%, ώστε με αρκετή ακρίβεια να διασφαλισθεί το γεγονός ότι η παρατηρούμενη επιτάχυνση δεν οφείλεται σε τυχαία αίτια.

Τα κύρια χαρακτηριστικά της παρατηρούμενης επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ενέργειας (*Accelerating Seismic Release – ASR*) ή επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ροπής (*Accelerating Moment Release – AMR*) όπως αλλιώς αυτή ονομάζεται, πριν την γένεση μεγάλων κύριων σεισμών μπορούν να συνοψιστούν στα παρακάτω σημεία (*Jaumé & Sykes, 1999*):

- Ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής ή αλλιώς παραμόρφωσης Benioff (που είναι ίση προς την τετραγωνική ρίζα της σεισμικής ενέργειας), οφείλεται σε ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς και παρουσιάζει επιτάχυνση πριν την πραγματοποίηση μεγάλων σεισμών. Σε πολλές περιπτώσεις η επιτάχυνση αυτή μπορεί να προσεγγιστεί σε αρκετά καλό βαθμό με ένα νόμο δύναμης και εφαρμογή αυτού μέσα στη σχέση του χρόνου ως προς την διάρρηξη (*time to failure power-law*), από την οποία είναι δυνατό να καθοριστεί ο χρόνος, καθώς και το μέγεθος του επικείμενου σεισμού σε κάποιες περιπτώσεις.
- Οι ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί (προτεροσεισμοί) που σχετίζονται με την επιτάχυνση της σεισμικότητας, πραγματοποιούνται κυρίως έξω από την ζώνη διάρρηξης του κύριου σεισμού.

- Η παρατηρούμενη αύξηση στο ρυθμό γένεσης των σεισμών (επιτάχυνση), περιορίζεται σε σεισμούς με μεγέθη μικρότερα περίπου κατά δύο μονάδες από το μέγεθος του επερχόμενου σεισμού.
- Οι διαστάσεις της περιοχής που επιταχύνεται σεισμικά, δηλαδή της περιοχής μέσα στην οποία πραγματοποιούνται οι πρότεροσεισμοί (ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί), μεταβάλλονται ανάλογα με το μέγεθος του επικείμενου σεισμού.

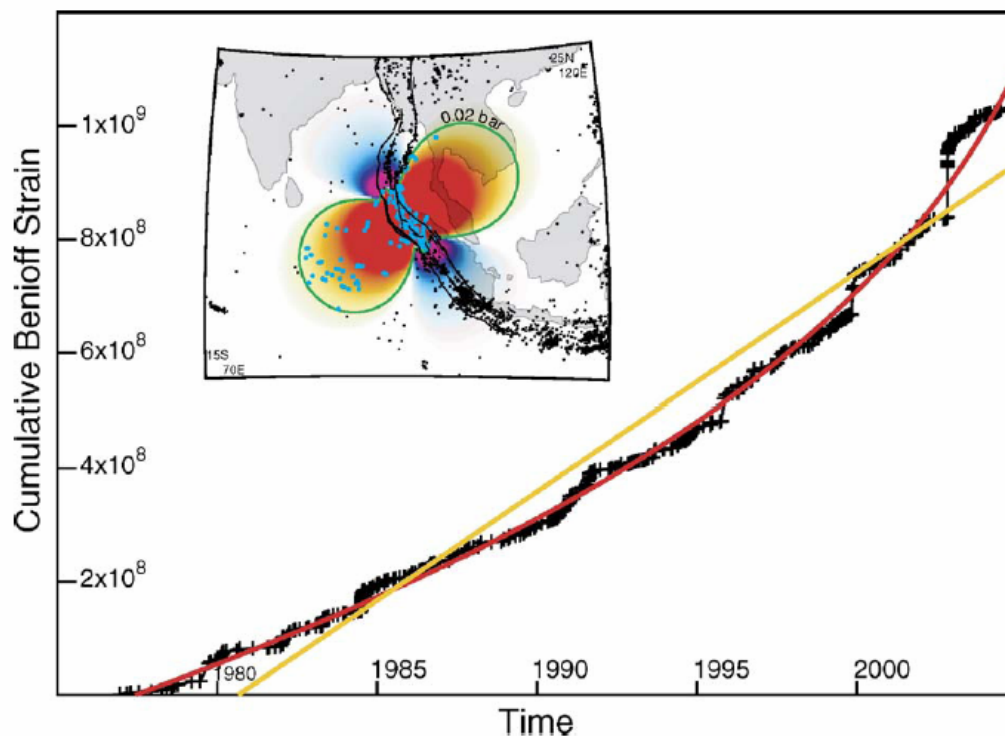
Οι παραπάνω ερευνητές (*Jaumé και Sykes, 1999*) σε σχετική ανασκόπηση που αφορά το φαινόμενο της επιταχυνόμενης σεισμικότητας, κάνουν αναφορά και σε μερικές περιπτώσεις ισχυρών σεισμών στις οποίες το φαινόμενο αυτό δεν παρατηρήθηκε πριν από αυτούς. Έτσι, θέτουν βασικά κριτήρια και προϋποθέσεις που πρέπει να ικανοποιούνται, ώστε να εκδηλώνεται σεισμική επιτάχυνση σε μια περιοχή:

- Σε μια πρώτη προσέγγιση απαιτείται ένας αρκετά υψηλός βαθμός ετερογένειας των πετρωμάτων μέσα στα οποία αναπτύσσεται το σύστημα των ρηγμάτων, καθώς επίσης και μια ιεραρχία στην κατανομή των μηκών των ρηγμάτων ή των διαστάσεων των φραγμάτων (εμποδίων) στην περιοχή (*Sykes & Jaumé, 1990; Huang et al., 1998*).
- Ένα δεύτερο κριτήριο αφορά την πυκνότητα των ρηγμάτων ή/και των φραγμάτων (εμποδίων) σε μια περιοχή, αφού σύμφωνα με τους Saleur και συνεργάτες (1996) η επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής ενέργειας προκύπτει ως αποτέλεσμα των ελαστικών αλληλεπιδράσεων που λαμβάνουν χώρα μεταξύ των διαφόρων στοιχείων του συστήματος (ρήγματα). Αυξανόμενων των αποστάσεων μεταξύ των διαφόρων στοιχείων, ελαττώνονται οι αλληλεπιδράσεις και τα ρήγματα-στοιχεία λειτουργούν ως αυτόνομα σε μεγαλύτερο βαθμό.
- Τέλος αναγκαία συνθήκη αποτελεί και η πραγματοποίηση ενός σεισμού στην περιοχή, αρκετά μεγάλου, ώστε να επηρεάσει το πεδίο τάσεων σε σημαντικό τμήμα του συστήματος. Το μέγεθος του εν λόγω σεισμού εξαρτάται από το αντίστοιχο μέγεθος του συστήματος των ρηγμάτων στην περιοχή.

Ένα ερώτημα που επανειλημμένα προκύπτει κατά τη μελέτη της επιταχυνόμενης σεισμικότητας, αφορά την κλίμακα του χώρου και του χρόνου. Όσον αφορά το χώρο, όπως είδαμε παραπάνω, η περιοχή που επιταχύνεται σεισμικά εμφανίζεται να μεταβάλλεται σε σχέση με το μέγεθος του κύριου σεισμού και οι αλλαγές στο ρυθμό σεισμικότητας παρατηρούνται από κάποιο συγκεκριμένο οριακό μέγεθος και άνω. Σε αναλογία, οι μεταβολές της σεισμικότητας παρατηρούνται για ένα σύνολο από διαρρήξεις που είναι μεγαλύτερες από ένα συγκεκριμένο μήκος διαρρήξεων, μήκος που αντιστοιχεί στο οριακό μέγεθος. Μια παρόμοια, αλλά όχι τόσο καλά ποσοτικοποιημένη μεταβολή όσο αυτή του χώρου, εμφανίζει και η κλίμακα

του χρόνου (Papazachos *et al.*, 2005a). Μπορεί λοιπόν κανείς να διατυπώσει την άποψη που βρίσκεται σε συμφωνία με την υπόθεση του κρίσιμου σημείου, ότι δηλαδή η επιταχυνόμενη σεισμική ενέργεια ή ροπή που εκλύεται σχετίζεται άμεσα με τις αλλαγές που παρατηρούνται στη κλίμακα του μήκους κατά τη διάρκεια των σεισμικών διεργασιών.

Σε πιο πρόσφατα αποτελέσματα ερευνών (π.χ. Mignan *et al.*, 2006) κατά τη μελέτη της επιταχυνόμενης σεισμικής ενέργειας από πολύ ισχυρούς σεισμούς, όπως αυτός της Sumatra – Java το Δεκέμβριο του 2004 ($M_w = 9.0-9.3$), λαμβάνεται υπ' όψη και το πεδίο των τάσεων που επικρατεί στο σεισμογόνο χώρο πριν ακριβώς τη γένεση του σεισμού (σχ. 1.6). Επιδιώκεται με αυτό τον τρόπο ο εντοπισμός κρίσιμων περιοχών (κυκλικών περιοχών), όπως αυτές προκύπτουν από το πεδίο των τάσεων που χαρακτηρίζει το γεωτεκτονικό περιβάλλον της επικείμενης για ισχυρό σεισμό περιοχής.



Σχήμα 1.6: Επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής ροπής (AMR) για τον ισχυρότατο σεισμό που πραγματοποιήθηκε στη Sumatra στις 26/12/2004. Στο γράφημα απεικονίζεται η μεταβολή της συσσωρευτικής παραμόρφωσης Benniof σε συνάρτηση με το χρόνο (σε έτη). Η κόκκινη καμπύλη συνιστά το νόμο δύναμης (power-law), ενώ η κίτρινη τη γραμμική συσχέτιση (line-fit). Παρατίθεται επίσης στον ένθετο χάρτη το πεδίο των τάσεων στη περιοχή ακριβώς πριν την ολίσθηση, όπως αυτό υπολογίσθηκε με την μέθοδο της οπισθολίσθησης (backslip earthquake method για το τμήμα με την υψηλότερη ολίσθηση στις 26/12/2004). Η καμπύλη των 0.02 bar περικλείει την περιοχή με τους προτεροσεισμούς που δίνουν τη καμπύλη νόμου δύναμης με την καλύτερη εφαρμογή (Mignan *et al.*, 2006).

1.5. Θεωρία του κρίσιμου σημείου ή κρίσιμου σεισμού

Στα τέλη τις δεκαετίας του '90, υπήρχε μια διαρκώς εντονότερη τάση στην σεισμολογία για αξιοποίηση των θεωριών της στατιστικής φυσικής, που θα οδηγούσαν σε πιθανή εξήγηση των παρατηρούμενων διεργασιών κατά τη γένεση των σεισμών. Έτσι, παρατηρήσεις όπως η σχέση Gutenberg – Richter μεταξύ μεγέθους και συχνότητας, καθώς και η μικρή σε μέτρο πτώση της δυναμικής τάσης μετά από κάποιο σεισμό, σε σχέση με την προβλεπόμενη τιμή αυτής από τις τιμές τάσεων που επικρατούν στο φλοιό της Γης, μας υποδεικνύουν ότι το σεισμογόνο τμήμα του φλοιού βρίσκεται σταθερά σε κατάσταση αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας (*SOC*).

Συγκεκριμένα στη κατάσταση αυτή, κάθε μικρό σε έκταση σεισμικό γεγονός δύναται να εξελιχθεί σε ένα μεγαλύτερο, το οποίο και διαρρηγνύει τη συνολική διάσταση του σεισμογόνου ρήγματος (*Kagan, 1994; Geller, 1997*). Το γεγονός αυτό οδήγησε τους συγκεκριμένους ερευνητές στο συμπέρασμα ότι οι μεγάλοι σεισμοί δεν προβλέπονται. Αντίθετα η υπόθεση της επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ενέργειας (*Accelerating Seismic Release – ASR*), που βασίζεται στη μελέτη σεισμών που προηγούνται του μεγαλύτερου σεισμού, υποστηρίζει ότι είναι ο ρυθμός έκλυσης σεισμικής ροπής ή σεισμικής παραμόρφωσης που παρουσιάζει επιτάχυνση σε μια ευρύτερη περιοχή πριν πραγματοποιηθεί ένας ενδιαμέσου ως μεγάλου ή και πολύ μεγάλου μεγέθους σεισμός στην περιοχή αυτή (*Jaumé & Sykes, 1999 κ.α.*).

Αρκετοί ερευνητές (*Sornette & Sammis, 1995; Rundle et al., 1999*), ερμήνευσαν αυτή τη συμπεριφορά σαν ανάλογη των αλλαγών στις οποίες υπόκειται ένα φυσικό σύστημα, καθώς αυτό πλησιάζει σταδιακά σε μια φάση μετάβασης. Σε αυτά τα μοντέλα που παρουσιάζουν «ασυνεχή (ή διακεκομμένη) κρισιμότητα» (*intermittent criticality*), όπως ονομάζεται, ένα σύστημα ρηγμάτων εναλλακτικά προσεγγίζει ή απομακρύνεται από το στάδιο της κρισιμότητας. Όταν το σύστημα πλησιάζει στο κρίσιμο στάδιο, παρατηρείται μια προοδευτική αύξηση στις μεγάλου εύρους συσχετίσεις του υποκείμενου πεδίου των τάσεων, με αποτέλεσμα να είναι δυνατή, με διαρκώς αυξανόμενη πιθανότητα, η πραγματοποίηση μεγαλύτερων σεισμών.

Αναπτύχθηκαν έτσι μοντέλα των πραγματοποιούμενων διεργασιών κατά τη γένεση ενός σεισμού (*Huang et al., 1998; Saleur et al., 1996; Sammis et al., 1996; Sornette & Sammis, 1995*), τα οποία στηρίζονταν στην υπόθεση του κρίσιμου σημείου (*critical point theory*). Σύμφωνα με την υπόθεση αυτή, οι πολύ ισχυροί σεισμοί μπορούν να θεωρηθούν σαν το αποτέλεσμα μιας σταδιακής καθοδήγησης του συστήματος των ρηγμάτων σε μια περιοχή, υπό την επίδραση πολύ μικρών σε κλίμακα αλλαγών. Στην περίπτωση αυτή και σύμφωνα με την θεωρία της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας, ο σεισμός μπορεί να θεωρηθεί ως ένα κρίσιμο σημείο (*critical point*) στην εξέλιξη του συστήματος. Δηλαδή, είναι εκείνο το σημείο στο οποίο οι ιδιότητες του συστήματος μεταβάλλονται απότομα, ανάλογο με τη θερμοκρασία εξάερωσης ενός υγρού, που οδηγεί στην μεταβολή του σε

αέριο (μετάβαση από την υγρή στην αέρια φάση). Στο κρίσιμο αυτό σημείο οι συσχετίσεις πραγματοποιούνται σε όλες τις κλίμακες και το σύστημα εξελίσσεται συνολικά και σε απότομα στάδια. Ένα βασικό χαρακτηριστικό της υπόθεσης του κρίσιμου σημείου αποτελεί το γεγονός ότι η παρατηρούμενη σεισμική επιτάχυνση είναι αναμενόμενη τόσο για συστήματα που διακριτώς εμφανίζονται να είναι ανεξάρτητα κλίμακας (*scale invariant*), π.χ. με μορφοκλασματική κατανομή των μηκών των ρηγμάτων (Huang et al., 1998), όσο και για συστήματα στα οποία μια τέτοιου τύπου ιεράρχηση εμφανίζεται ανεξάρτητα, προκύπτοντας από τις φυσικές ιδιότητες ενός ετερογενούς μη-ιεραρχημένου συστήματος.

Σήμερα τείνει να γίνει αποδεκτό το παραπάνω μοντέλο, ως μοντέλο του κρίσιμου σεισμού. Το μοντέλο αυτό ερμηνεύει σε σημαντικό βαθμό τη σεισμική επιτάχυνση σε μια ευρύτερη περιοχή (Sornette & Sornette, 1990; Sornette & Sammis 1995) και σύμφωνα με αυτό ο γήινος φλοιός βρίσκεται σε κατάσταση αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας (SOC), κατά την διάρκεια της κρίσιμης περιόδου (*critical period*) πραγματοποίησης των προτεροσεισμών. Έτσι μοντέλα αυτού είδους προβλέπουν την εφαρμογή νόμου δύναμης στη σχέση του χρόνου προς την διάρρηξη σαν μέτρο της παραμόρφωσης κοντά στο κρίσιμο σημείο. Αυτή η συμπεριφορά της σεισμικότητας ως νόμος δύναμης είναι αποτέλεσμα της εμφάνισης των συσχετίσεων μεγάλου εύρους στο πεδίο των τάσεων, που προηγείται ενός ισχυρού σεισμού. Το γεγονός αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με την παρατήρηση ότι οι προτεροσεισμοί πραγματοποιούνται έξω από τη ζώνη διάρρηξης του επικείμενου σεισμού και μέσα στη κρίσιμη περιοχή οι διαστάσεις της οποίας εξαρτώνται από το μέγεθος του σεισμού. Η γένεση του κύριου σεισμού (κρίσιμο σημείο), οδηγεί σε μεγάλες διαταράξεις του καθεστώτος των τάσεων και απομακρύνει τη περιοχή από την κρισιμότητα.

1.6. Σεισμική επιβράδυνση

Εκτός από την επιταχυνόμενη σεισμική δραστηριότητα σε μια περιοχή μεγάλων σχετικά διαστάσεων γύρω από τις ζώνες διάρρηξης επικείμενων ισχυρών σεισμών στην οποία αναφερθήκαμε εκτενώς παραπάνω, έχει παρατηρηθεί και το φαινόμενο ελάττωσης της συχνότητας των μικρότερων σε μέγεθος σεισμών (σεισμική ησυχία) γύρω από μια περιορισμένη περιοχή που περιλαμβάνει το ρήγμα και τη γειτονική σε αυτό περιοχή (σεισμογόνος περιοχή) πριν τη γένεση του ισχυρού σεισμού (Wyss et al., 1981; Scholz, 1988; Wyss & Habermann, 1988; Wyss, 1997; Chouliaras & Stavrakakis, 2001; Zöller et al., 2002). Επίσης σημαντικός αριθμός μελετών στις οποίες έχουν χρησιμοποιηθεί διάφορες ποσότητες (όπως είναι π.χ. η παραμόρφωση Bennioff) ως μέτρα της σεισμικής παραμόρφωσης του φλοιού, έχουν δείξει μια μεσοπρόθεσμη ελάττωση της σεισμικής δραστηριότητας με το χρόνο στο σεισμογόνο χώρο μέσα στον οποίο πραγματοποιούνται οι κύριοι ισχυροί σεισμοί (σεισμική επιβράδυνση) (Kanamori, 1981; Jaumé, 1992; Bufe et al., 1994; Tzanis &

Valianatos, 2003). Αυτή η «προτεροσεισμική ησυχία» αποδίδεται κυρίως στη χαλάρωση των τάσεων πριν τη προσεισμική ολίσθηση (Wyss *et al.*, 1981; Kato *et al.*, 1997). Η ταυτόχρονη εμφάνιση σεισμικής ησυχίας κόντρά στο ρήγμα και μιας αυξανόμενης σεισμικής δραστηριότητας σε μια ευρύτερη του ρήγματος περιοχή όπως προκύπτει στο σημείο αυτό, βρίσκεται σε πλήρη συμφωνία με τις παρατηρήσεις του Mogi (1969) (*doughnut pattern*) στις οποίες αναφερθήκαμε.

Πιο πρόσφατα οι Papazachos και συνεργάτες (2004a, b, 2006) χρησιμοποιώντας σύγχρονα δεδομένα μελέτησαν ισχυρούς σεισμούς σε παγκόσμια κλίμακα και υπέδειξαν την εμφάνιση επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης που πραγματοποιείται, κατά τη διάρκεια της κρίσιμης περιόδου, σε μια ευρύτερη κρίσιμη περιοχή και επιβραδυνόμενης σεισμικότητας για την περιορισμένου εύρους περιοχή κοντά στο ρήγμα. (σεισμογόνος περιοχή). Έδειξαν επιπλέον ότι η γραμμική διάσταση και των δύο αυτών περιοχών μεταβάλλεται θετικά με το μέγεθος του επικείμενου κύριου σεισμού, M , και αρνητικά με το μακροπρόθεσμο ρυθμό σεισμικής παραμόρφωσης, s , (σε $\text{Joule}^{1/2}/\text{έτος}$ ανηγμένο σε 10^4 km^2) της περιοχής, ενώ οι διάρκειες των χρονικών διαστημάτων για τα οποία εμφανίζουν επιτάχυνση οι προτεροσεισμοί στην κρίσιμη περιοχή (t_a σε έτη) και αντίστοιχα επιβράδυνση στη σεισμογόνο περιοχή (t_d σε έτη), μεταβάλλονται αρνητικά με τον μακροπρόθεσμο ρυθμό παραμόρφωσης.

Το μοντέλο αυτό, που θα σχολιαστεί αναλυτικότερα στο τέταρτο κεφάλαιο, ονομάζεται «μοντέλο της επιβραδυνόμενης – επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης» και έχει εφαρμοσθεί για υψηλής σεισμικότητας περιοχές σε παγκόσμιο επίπεδο California, Ιαπωνία, Ασία, Αιγαίο κτλ (Papazachos *et al.*, 2004a, b, 2005, 2006). Στην παρούσα διατριβή θα επιχειρηθεί εφαρμογή του σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας του Ευρωπαϊκού χώρου.

2

ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

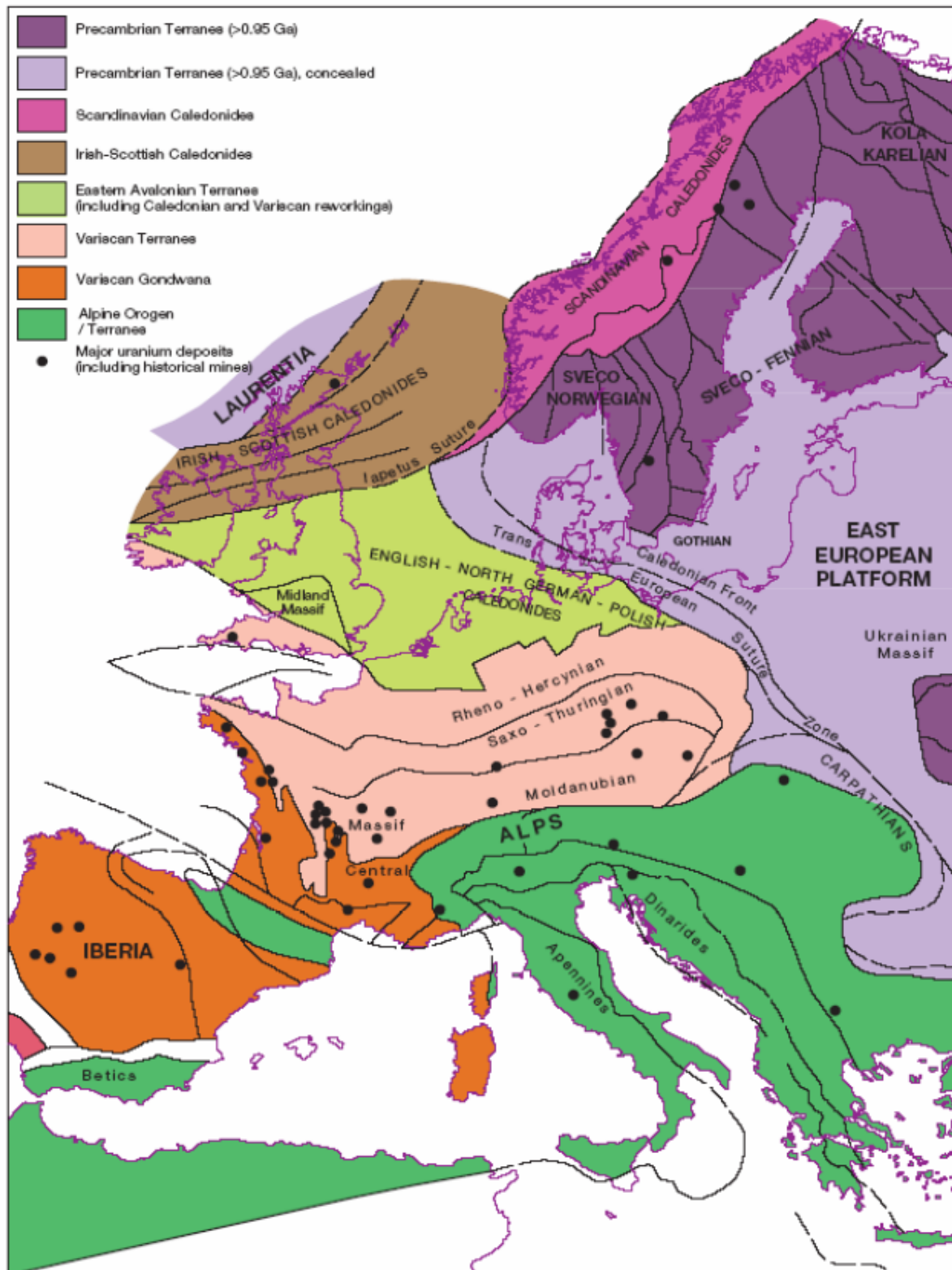
2.0. Γενικά για το γεωτεκτονικό περιβάλλον του ευρωπαϊκού χώρου

Η ευρωπαϊκή ήπειρος σήμερα καθορίζεται στα δυτικά από το υποθαλάσσιο ηπειρωτικό περιθώριο (Δ. Μεσόγειος – Ατλαντικός ωκεανός – Β. Θάλασσα), στα ανατολικά από την οροσειρά των Ουραλλίων, από τις αρχαίες μεγάλης γεωλογικής ηλικίας και σχετικά σταθερές τεκτονικά μάζες της Σκανδιναβικής Ασπίδας στο βορρά, καθώς και τις νεότερες πιο ενεργές τεκτονικά μάζες και δραστήριες ηφαιστειακές ζώνες της κεντρικής και ανατολικής Μεσογείου στο νότο. Γεωγραφικά ο ευρωπαϊκός χώρος αποτελεί το δυτικό τμήμα της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας.

Παρά το γεγονός ότι οι τεκτονικές διεργασίες που επηρέασαν την Ευρώπη κατά τη χρονική περίοδο των τελευταίων 2000 εκατ. ετών είναι αρκετά κατανοητές, δε συμβαίνει το ίδιο με τα αρχικά στάδια εξέλιξης της ευρωπαϊκής ηπειρωτικής λιθόσφαιρας που έχουν μακρά γεωλογική ιστορία με σύνθετες περιόδους εξέλιξης και τεκτονικές διεργασίες που όλο και πιο δύσκολα διακρίνονται και ερμηνεύονται καθώς προχωράει κανείς πίσω στο χρόνο. Έτσι για μια πλήρη κατανόηση της γεωλογίας της Ευρώπης απαιτείται θεώρηση των διεργασιών των τεκτονικών πλακών και της μεταβαλλόμενης γεωμετρίας - γεωγραφίας αυτών για ένα λειτουργικό χρονικό διάστημα 3.500 εκατ. ετών, διάστημα κατά το οποίο και εξελίχθηκε η ήπειρος.

Όπως όλες οι ηπειρωτικές μάζες η Ευρώπη σήμερα συνίσταται από ποικίλα τμήματα του γήινου φλοιού που ενοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια των γεωλογικών αιώνων (σχ. 2.1). Στο πιο βορειοδυτικό τμήμα της Σκωτίας εντοπίζεται ένα τμήμα του τελευταίου προτεροζωϊκού φλοιού της Λαυρέντιου εποχής (αρχικά τμήμα της ηπειρωτικής μάζας της Β. Αμερικής – Γροιλανδίας). Σε γενικές γραμμές το ηπειρωτικό υπόβαθρο της Ευρώπης μπορεί να διακριθεί σε δύο ευρείες καλά διαχωρισμένες περιοχές:

- Το Ανατολικό Ευρωπαϊκό Κρατογενές (*East European Craton, EEC*) στα βόρεια και ανατολικά που είναι μια σταθερή προκάμβρια κρατονική μάζα (κρατονική πλατφόρμα).
- Μια ευμετακίνητη ζώνη στα νότια και δυτικά που συνίσταται από τμήματα του φλοιού τα οποία διαδοχικά προσκολλήθηκαν πάνω στον αρχαιότερο κρατονικό πυρήνα προκαλώντας την επαύξησή του.



Σχήμα 2.1: Απλοποιημένος χάρτης με τις κύριες ορογενετικές ζώνες της Ευρώπης από το Προκάμβριο και το Φανεροζωϊκό. Συρραφές και μέτωπα ορογενών συμβολίζονται με έντονες γραμμές, εσωτερικές ζώνες με λεπτότερες κανονικές ή διακεκομμένες γραμμές. Το μέγεθος και το σχήμα των διαφόρων ζωνών δεν μεταβάλλεται σημαντικά με το χρόνο και η βασική κατεύθυνση των νεότερων σχηματισμών είναι από το βορρά προς το νότο (Plant et al., 2003).

Το όριο μεταξύ των δύο αυτών βασικών περιοχών σημειώνεται από την ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ζώνη συρραφής (Trans-European Suture Zone, TESZ, παλαιότερα γνωστή και ως Trans-European Fault) η οποία εκτείνεται σε απόσταση 2000km από τη Βόρειο Θάλασσα μέχρι και τη περιοχή Dobrogea στη Μαύρη Θάλασσα. Η ζώνη αυτή επικαλύπτεται και είναι δυσδιάκριτη μεταξύ των μεσοζωϊκών και καινοζωϊκών ιζημάτων, αλλά καθορίζεται σε αρκετά καλό βαθμό από την επιφανειακή γεωλογία, τα αποτελέσματα γεωτρήσεων και από γεωφυσικές μεθόδους που περιλαμβάνουν δεδομένα σεισμικής ανάκλασης μεγάλου βάθους.

Το ανατολικό ευρωπαϊκό κρατογενές (EEC) συνίσταται από πετρώματα προκάμβριας ηλικίας της Βαλτικής, της Ουκρανίας και των ασπίδων του Voronezh μαζί με την ρωσική (ή ανατολική) ευρωπαϊκή πλατφόρμα, όπου το κρατογενές επικαλύπτεται από ένα σχετικά λεπτό αδιατάρακτο στρώμα που αποτελείται από σειρές πετρωμάτων του Φανεροζωϊκού. Σε αντίθεση οι ευκίνητες ζώνες στα νότια και δυτικά αποτελούνται από πετρώματα του φλοιού Προτεροζωϊκής – Παλαιοζωϊκής ηλικίας (μικρο-ήπειροι), τα οποία ήταν τμήματα της νοτιότερης περιοχής της Γκοτβάνα, που υπέστη τεκτονισμό κατά τη τελευταία ορογένεση του Προκάμβριου (Cadomian). Αυτά τα τμήματα του φλοιού ανήκουν στην ανατολική Avalonia που αποτελεί σήμερα τμήμα του υποβάθρου της Βρετανικής ενδοχώρας, του νοτιότερου τμήματος της Βόρειας Θάλασσας και της Armonica που εκτείνεται από τη δυτική Ιβηρική και τη Βρετάνη με κατεύθυνση προς τα ανατολικά, προς τη κεντρική Ευρώπη μέσω του ορεινού όγκου της Βοημίας. Τη σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών της ανατολικής Avalonia με το ανατολικό ευρωπαϊκό κρατογενές ακολούθησε το κλείσιμο της θάλασσας του Tonquist (Κ. Παλαιοζωϊκό) στα τέλη του Ορδοβισίου – αρχές Σιλουρίου. Αργότερα και εξαιτίας της ταυτόχρονης σύγκρουσης της μικροηπείρου Armonica με το ανατολικό ευρωπαϊκό κρατογενές και την μικρο-ήπειρο Avalonia, ακολούθησε το κλείσιμο των ωκεανών Rheic και Theic στο τέλος του Μ. Δεβονίου (Matte, 1991; Rey et al., 1997). Το νοτιότερο τμήμα της ευρωπαϊκής αλπικής ορογένεσης είναι κατά το μεγαλύτερο μέρος του καινοζωϊκής ηλικίας. Το κρυσταλλικό υπόβαθρο της δυτικής και κεντρικής Ευρώπης συνιστά ένα περίπλοκο μωσαϊκό τμημάτων του φλοιού που συνενώθηκαν μεταξύ τους κατά τους διάφορους ορογενετικούς κύκλους του Προκάμβριου, τους οποίους ακολούθησαν οι ορογένεσεις του Φανεροζωϊκού (Καληδονική-Ερκύνιος-Αλπική). Κατά την διάρκεια αυτής της μακράς σύνθετης εξέλιξης του φλοιού τα πρώιμα ενοποιημένα στοιχεία αυτού, επανελλημένως μετακινήθηκαν και αναμορφώθηκαν εξαιτίας των μεταγενέστερων γεγονότων. Έτσι οι επαρχίες στις οποίες διακρίνεται το γεωλογικό υπόβαθρο στη δυτική και κεντρική Ευρώπη καθορίζονται με βάση το τελευταίο ορογενετικό γεγονός που επέδρασε στο συγκεκριμένο τμήμα του φλοιού προκαλώντας ευρεία περιοχική μεταμόρφωση που σε πολλές περιπτώσεις γίνεται φανερή με την διείσδυση ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων.

Τις αρχαιότερες επαρχίες προκαμβρίου ηλικίας της δυτικής και κεντρικής Ευρώπης συνιστούν τα κρατογενή της ανατολικής Ευρώπης (EEC) και των νήσων Hebridean (Σκωτία), τα σταθερά τμήματα της πλατφόρμας του Λονδίνου (ορογένεση Cadomian) και του ορεινού όγκου της ανατολικής Silesian (Πολωνία), καθώς και οι πτυχωμένες ζώνες των καληδονικών, βαρύσκιων και αλπικών ορογενέσεων. Τα όρια μεταξύ των βασικών μερών που αποτελούν τα διάφορα τμήματα του ευρωπαϊκού ηπειρωτικού φλοιού δεν είναι σαφώς καθορισμένα, αφενός λόγω της έλλειψης δεδομένων και αφετέρου επειδή αυτά επικαλύπτονται μερικώς από νεότερα πετρώματα. Επίσης κάποιες παλαιότερες σειρές πετρωμάτων του υποβάθρου έχουν υποστεί μεταμορφική αναμόρφωση κατά τους νεότερους ορογενετικούς κύκλους. Αυτό παρατηρείται κυρίως στη ζώνη πτυχώσεων της βαρύσκιου ορογένεσης που κατά περιοχές φαίνεται να εμπεριέχει κάποιες ορογενετικές ζώνες της καληδονικής ορογένεσης, καθώς και κάποιες παλαιοζωϊκής ηλικίας (Δεβόνιο-αρχές Λιθανθρακοφόρου). Παρομοίως κατά μήκος των Άλπεων της νότιας Ευρώπης απαντώνται σε πολλές θέσεις προαλπικά πετρώματα υποβάθρου που περιλαμβάνουν υπόβαθρο προβαρίσκιου ηλικίας, γρανιτοειδή τέλους βαρίσκιου και ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα μεταβαρίσκιου ηλικίας.

2.1 Επιμέρους περιοχές

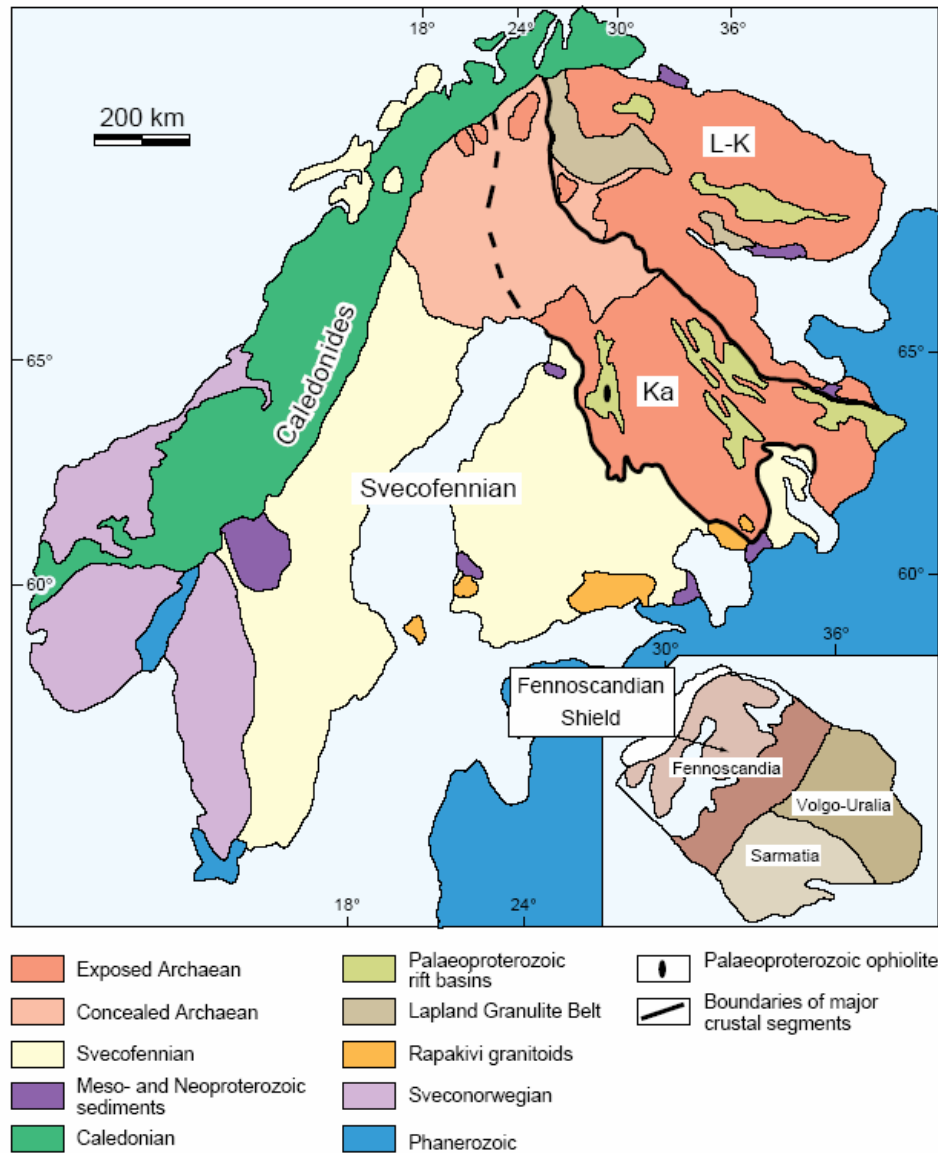
A. Ασπίδα Λαυρεντίας

Ο βασικός σχηματισμός της Λαυρεντίας με μικρές σε έκταση επιφανειακές εμφανίσεις είναι το σύμπλεγμα γενεσίων του Lewisian στο ΒΔ τμήμα της Σκωτίας που έχει παραμείνει τεκτονικά σταθερό από τους προτεροζωϊκούς χρόνους. Αποτελείται κυρίως από γρανοδιορίτες αρχαϊκής ηλικίας, τοναλίτες και αμφιβολιτικούς γενεύσιους, διοριτικά σώματα, στρωματομένα βασικά-υπερβασικά σώματα, θολεϊτικό δολερίτη, βασαλτικές φλέβες, μεταϊζήματα και μεταηφαιστειακά πετρώματα που σχετίζονται με συνθήκες κατάδυσης (subduction) στα 1900Ma. Οι περιοχές αυτές αναμορφώθηκαν σε μεγάλο βαθμό κατά τη διάρκεια μιας έντονης τεκτονικής-μεταμορφικής διεργασίας που έλαβε χώρα στα 1750Ma (Laxfordian) κάτω από συνθήκες αμφιβολιτικής παραμόρφωσης με εξαίρεση τις περιοχές Assynt και μικρά τμήματα των εξωτερικών Hebrides. Η ανύψωση της περιοχής πραγματοποιήθηκε πριν από 1.100-1.200Ma.

B. Βαλτική ασπίδα

Η Βαλτική ασπίδα (Baltic Shield or Fennoscandian Shield) αποτελεί τμήμα του Προκάμβριου φλοιού στη περιοχή της βόρειας Ευρώπης. Σήμερα καταλαμβάνει σχεδόν ολόκληρη τη σκανδιναβική χερσόνησο, εκτός από το βόρειο – δυτικό τμήμα αυτής που ανήκει στην νορβηγική, κατά το μεγαλύτερο μέρος της, οροσειρά των Καληδονίδων (Caledonides) ή αλλιώς Σκανδιναβική οροσειρά (σχ. 2.2). Περιλαμβάνει έτσι μεγάλα τμήματα της Φινλανδίας, της βορειοδυτικής Ρωσίας, της Νορβηγίας και της Σουηδίας και αποτελεί

συγχρόνως αναπόσπαστο μέρος της κρατογενούς πλατφόρμας στην ανατολική Ευρώπη, η οποία και συνίσταται από τρεις βασικές κρατονικές υποπεριοχές όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.2: τις Fennoscandia, Sarmatia και Volgo – Uralia.



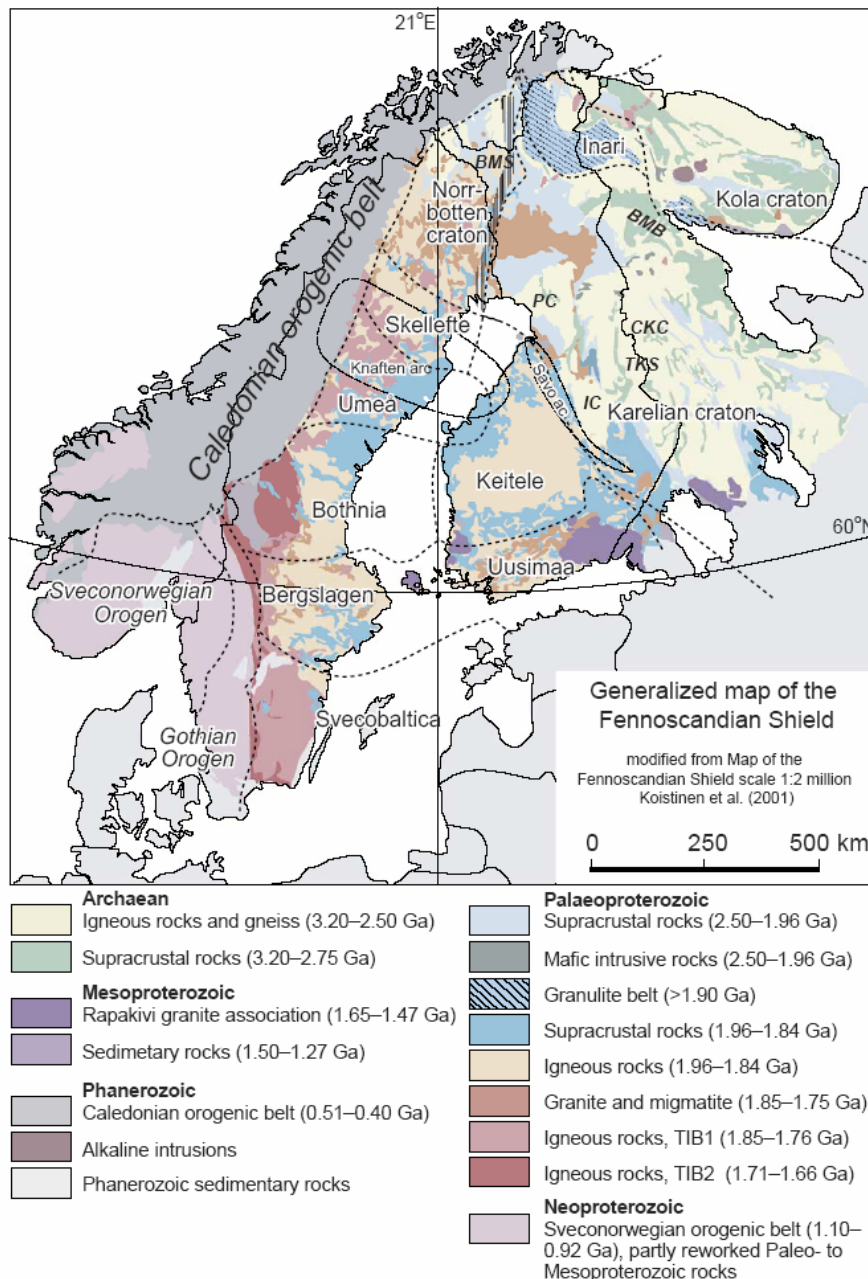
Σχήμα 2.2: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Βαλτικής Ασπίδας και των γύρω περιοχών στον οποίο απεικονίζονται τα τεκτονικά όρια μεταξύ των ορογενών Lapland-Kola (L-K), της επαρχίας Karelian (Ka) και του ορογενούς Svecofennian, με έντονες γραμμές (διακεκομμένες όπου τα όρια δεν είναι προσδιορισμένα με ακρίβεια). Ρηξιγενείς λεκάνες προτεροζωϊκής ηλικίας παραλείπονται στη περιοχή που χαρακτηρίζεται ως συγκεκαλυμμένο Αρχαϊκό (concealed Archean) (Gorbatschev, 1993, τροποποιημένο από Boyd et al, 1985 και Öhlander et al.). Στον ένθετο χάρτη απεικονίζονται οι υποδιαιρέσεις του ανατολικού ευρωπαϊκού κρατογενούς (EEC) σύμφωνα με τους Gorbatschev και Bogdanova (Hjelt & Daly, 1996).

Σε ότι αφορά την γεωτεκτονική της εξέλιξη της Βαλτικής ασπίδας διακρίνονται οι εξής ορογενετικές ζώνες:

- το ορογενές Lapland – Kola, που οριοθετείται στο βόρειο-ανατολικό τμήμα της ασπίδας, αποτελείται κυρίως από πετρώματα αρχαϊκής ηλικίας ενώ ο φλοιός έχει ηλικία σχηματισμού $2.7 \cdot 10^9 - 2.9 \cdot 10^9$ έτη (ορογένεση Lopian).
- την επαρχία Karelian που εντοπίζεται στο νότιο περιθώριο του ορογενούς Lapland – Kola και συνίσταται στο μεγαλύτερο μέρος από νεότερους, αρχαϊκής ηλικίας γρανίτες και πρασινόλιθους. Κάποιες περιοχές της δίνουν ηλικίες ως και $3.1 \cdot 10^9$ έτη (Saamian) όμως το μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής σχηματίστηκε πριν από $2.8 \cdot 10^9$ έτη περίπου. Το νοτιοδυτικό περιθώριο της επαρχίας είναι μια καλά καθορισμένη ζώνη σύγκλισης (collisional zone) με προσανατολισμό ΒΔ-ΝΑ, όπου το περιθώριο εφίπτευεται από το νησιωτικό σύμπλεγμα (island arc complex) του ορογενούς Svecofennian στα νοτιοδυτικά (σχ 2.1).
- το ορογενές Svecofennian που αποκόπηκε από τις ηπείρους των Karelian και Kola Archean σε δύο φάσεις, πριν από $2.45 \cdot 10^9$ και $2.1 \cdot 10^9$ έτη αντίστοιχα σχηματίζοντας ένα παθητικό περιθώριο με αυτόνομη ιζηματογένεση και θολεϊτικό μαγματισμό. Ακολούθησε ο σχηματισμός του ωκεάνιου φλοιού που πραγματοποιήθηκε στα $1.97 \cdot 10^9$ χρόνια με το σχηματισμό του αντίστοιχου οφειολιθικού συμπλέγματος. Οι αρχικές διεργασίες που σχετίζονται με την ορογένεση του Svecofennian είναι ελάχιστα γνωστές. Όμως από χρονολογήσεις ζirkονίων καθώς και δεδομένα Sm-Nd υποδεικνύεται η ύπαρξη ηπειρωτικού φλοιού πριν από $2.1 - 1.93 \cdot 10^9$ έτη. Η κύρια φάση μαγματισμού χρονολογείται $1.89 - 1.88 \cdot 10^9$ έτη και σχετίζεται με συνθήκες υψηλών θερμοκρασιών και χαμηλών πιέσεων και πιθανή απόσχιση της λιθόσφαιρας με ταυτόχρονη άνοδο μαγματικού υλικού.

Μέχρι σήμερα τα μεγαλύτερης ηλικίας πετρώματα στην Βαλτική έχουν προσδιοριστεί να είναι $3.5 \cdot 10^9$ ετών περίπου (Huhma et al., 2004), με τις κύριες ορογενέσεις να έχουν λάβει χώρα κατά το Αρχαϊκό και το Προτεροζωϊκό. Στο μεγαλύτερο τμήμα της ασπίδας επικρατεί η ορογένεση Svecofennian (σχ. 2.2, 2.3) που αναμόρφωσε το πρώιμο γήινο φλοιό κατά το Παλαιoproτεροζωϊκό. Στο βόρειο τμήμα της Βαλτικής ασπίδας επικρατούν τα παλαιότερα πετρώματα αρχαϊκής ηλικίας, τα οποία και υπέστησαν τις μεταμορφικές – τεκτονικές διεργασίες κατά το Παλαιoproτεροζωϊκό, κυρίως στο ορογενές Lapland – Kola και σε μικρότερο βαθμό στο ορογενές των Karelia. Το ορογενές Lapland – Kola σε αντίθεση με το Svecofennian περιλαμβάνει στο σημερινό στάδιο διάβρωσης μόνο ελάχιστα τμήματα ανώριμου φλοιού, με εξαίρεση την ζώνη γρανουλιτών του Lapland (Lapland Granoulite Belt). Τα νεότερης ηλικίας πετρώματα (μέσο- και νέο-προτεροζωϊκής ηλικίας) όπως αυτά του ορογενούς της Gothia συναντώνται δυτικότερα στη περιοχή της Σουηδίας και έχουν εν μέρει υποστεί την ορογένεση Svecofennian. Σύμφωνα με σύγχρονα γεωτεκτονικά

μοντέλα (Blundell et al., 1992 - *European Geotraverse*; Korsman & Korja, 1996 – *GGT / SVEKA project*; Gorbatshev, 1993 – *ICCP project 275*; Brewer, 1996 - *ICCP project 371*), μπορεί να θεωρηθεί ότι η συναρμογή του φλοιού πραγματοποιήθηκε το Παλαιοπροτεροζωϊκό, κατά τη διάρκεια του οποίου η Βαλτική ασπίδα αποτελούσε εσωτερικό τμήμα μιας σταδιακά εξελισσόμενης μέγα – ηπείρου.



Σχήμα 2.3: Γεωλογικός χάρτης της Σκανδιναβικής Ασπίδας που περιλαμβάνει τα κύρια τεκτονικά και στρωματογραφικά χαρακτηριστικά (μετά από Lahtinen et al., 2005, μετατροπή από Koistinen et al., 2001). BMB= ευκίνητη ζώνη Belomorian, CKC = κεντρικό σύμπλεγμα Karelían, IC = σύμπλεγμα Iisalmi, PC = σύμπλεγμα Pudasjärvi, TKS = πρασινοσχιστολιθικό σύμπλεγμα Tipasjärvi-Kuhmo_Suomussalmi, BMS = μεγαδιατμητική ζώνη Bothian (σκιασμένη περιοχή) (Weiherd et al., 2005).

Γ. Ορογενή Gothian και Sveco-Norwegian

Τα ορογενή Gothian και Sveco-Norwegian (σχ. 2.2) εντάσσονται είτε στη Βαλτική ασπίδα (Plant et al., 2005), είτε θεωρούνται από άλλους ερευνητές ως ορογενή που ενώ ο σχηματισμός τους και η εξέλιξη τους είναι γεγονότα άμεσα συνδεδεμένα με τα αντίστοιχα της Βαλτικής, παρόλα αυτά η μελέτη τους πραγματοποιείται χωριστά. Το ορογενές Gothian αποτελείται από γεωλογικούς σχηματισμούς που συσσωρεύτηκαν πριν από $1.77-1.5 \cdot 10^9$ χρόνια και δεν περιλαμβάνει παλαιότερα πετρώματα από αυτά, ενώ το ορογενές Sveco-Norwegian χρονολογείται στα $1.05-0.9 \cdot 10^9$ χρόνια και επέδρασε στο μεγαλύτερο μέρος του ορογενούς Gothian. Ένα μικρό τμήμα του ορογενούς Gothian το οποίο δεν αναμόρφωσε η ορογένεση Sveco-Norwegian εντοπίζεται στο νοτιοανατολικό άκρο της Σουηδίας καθώς και στο νησί Bornholm της Δανίας. Το παλαιότερο γνωστό πέτρωμα της Gothian είναι αμφιβολίτες ($1.77 \cdot 10^9$ χρόνια).

Δ. Ορογενές Cadomian

Το ορογενές Cadomian ($650 \cdot 10^6 - 550 \cdot 10^6$ χρόνια) λειτούργησε κατά το τέλος του Προκάμβριου και ήταν το τελευταίο από μια σειρά γεωτεκτονικών γεγονότων που διαμόρφωσε το κρυσταλλικό υπόβαθρο της Ευρώπης. Έτσι τα συμπλέγματα του υποβάθρου που σχηματίστηκαν αργότερα κατά την καληδονική και την ερκύνιο ορογένεση εμπεριέχουν πολλά ηπειρωτικά του φλοιού που έχουν την προέλευση τους στις διεργασίες της ορογένεσης Cadomian. Τέτοιες περιοχές είναι το τεκτονικό κέρασ της θάλασσας της Ιρλανδίας, η πλατφόρμα του Λονδίνου, τα κρατογενή των ορεινών όγκων Armonica και Bohemia, το ανατολικό τέμαχος της Silesian και η ο ορεινός όγκος Malopolska στη νοτιοανατολική Πολωνία.

Ε. Καληδονικό Ορογενές

Το Καληδονικό ορογενές έλαβε χώρα μεταξύ του τέλους Καμβρίου και το πρώιμο Δεβόνιο και αντιπροσωπεύει τη σύγκρουση των προτεροζωϊκών ηπείρων της Βαλτικής, της Λαυρεντίας και της Αβαλονίας (Avalonia, τμήμα της Γκοτβάνια). Κατά τη καληδονική ορογένεση πραγματοποιήθηκε και το σύνθετο κλείσιμο του προ-Ατλαντικού ωκεανού, του Ιαπετού. Οι μεταμορφωμένοι γεωλογικοί σχηματισμοί των Καληδονίδων σε Ιρλανδία, Σκωτία και Σκανδιναβία σχηματίζουν ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ζώνη στην ΒΔ Ευρώπη που διακόπτεται από τις λεκάνες της Ιρλανδικής και της Βορείου Θάλασσας. Δείγματα πετρωμάτων από βαθιές θαλάσσιες γεωτρήσεις υποδεικνύουν ότι η οροσειρά των Καληδονίδων συνεχίζεται στη βόρεια Βρετανία και την Νορβηγία. Στις αρχές του Σιλούριου το ανατολικό τμήμα της Αβαλονίας προσέγγισε τις ηπείρους της Βαλτικής και της Λαυρεντίας που μόλις είχαν ενοποιηθεί σχηματίζοντας μια νέα ήπειρο την Λαυρασία. Κατά μήκος της συρραφής Αβαλονίας-Λαυρασίας επαναλαμβάνονταν συμπεστικές κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης μέχρι το τέλος Σιλουρίου που οδήγησαν στην εξέλιξη και ανάπτυξη των Καληδονίδων σε Αγγλία, βόρεια Γερμανία και Πολωνία. Έτσι, εκτός από το κλείσιμο του Ιαπετού ωκεανού,

ο ορογενετικός κύκλος της καληδονικής ορογένεσης περιλαμβάνει και το κλείσιμο των ωκεανών του Tornquist και του Rheic.

ΣΤ. Βαρύσκιο Ορογενές

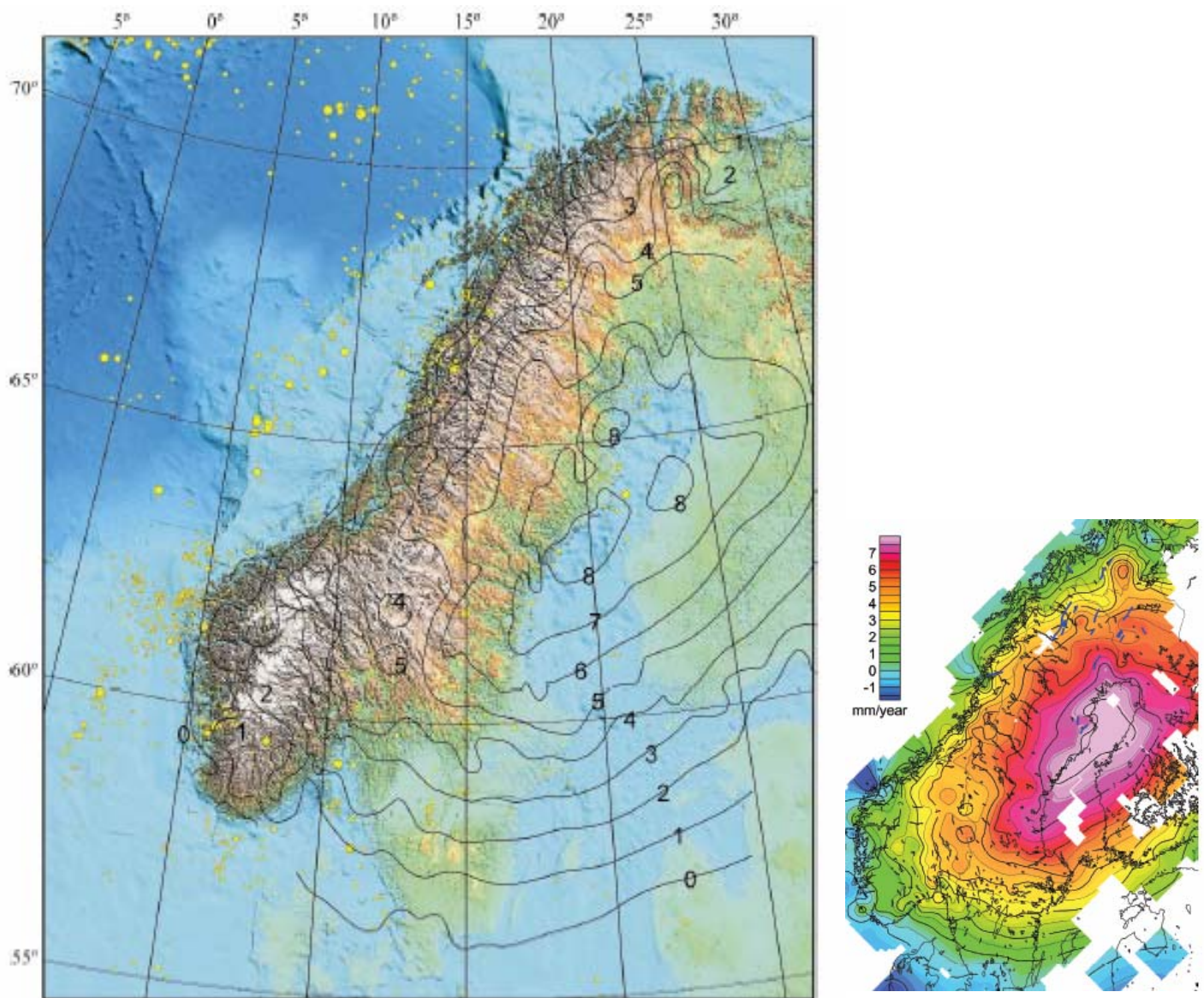
Ο ορογενετικός κύκλος του Ερκυνίου που πραγματοποιήθηκε κατά το χρονικό διάστημα που μεσολάβησε μεταξύ Δεβονίου και του πρώιμου Περμίου, περιελάμβανε το σχηματισμό της τελευταίας υπερ-ηπείρου της Γης, της Παγγαίας. Σε αυτή τη χρονική φάση σχεδόν όλες οι ήπειροι έχουν συγκλίνει μεταξύ τους σχηματίζοντας μια εννιαία ήπειρο από το βορρά ως το νότο, με μερικά μικρότερα τεμάχια όπως την Armonica, την Ιβηρική και τη Βοημία να τοποθετούνται ενδιάμεσά τους, ενώ μεγαλύτερα τμήματα όπως η Λαυρασία (Λαυρεντία-Βαλτική) να τοποθετούνται εξωτερικά της εννιαίας ηπείρου στα ΒΔ. Ο όρος Βαρύσκιος ορογένεση αναφέρεται στις διεργασίες της ερκύνιου ορογένεσης που πραγματοποιήθηκαν στην Ευρώπη. Κατά το μέσο και τελικό Δεβόνιο οι ηπειρωτικές μάζες της Λαυρασίας και της Γκοτβάννα αρχίζουν να συγκλίνουν μεταξύ τους για να σχηματίσουν την Παγγαία. Καθώς προοδευτικά κλείνει ο ωκεανός της πρωτο-Τηθύος επιτρέπει την επαφή μεταξύ Λαυρασίας και Γκοτβάννα στη περιοχή της Ιβηρικής και της ΒΔ Αφρικής με αποτέλεσμα την ανταλλαγή χλωρίδας και πανίδας μεταξύ των δύο αρχικά διακριτών γεωγραφικών ηπείρων. Τελική σύγκρουση των δύο λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικής και του νοτίου περιθωρίου της Λαυρασίας (Σκανδιναβία – Βαλτικής) πραγματοποιήθηκε στα τελευταία στάδια του Visean (Κατώτερο Λιθανθρακοφόρο), ενώ η ελάττωση του πάχους στη ζώνη πτυχώσεων του Βαρύσκιου ολοκληρώθηκε κατά την περίοδο του Βεστφάλιου (Ανώτερο Λιθανθρακοφόρο).

2.2 Γεωδυναμική και Σεισμικότητα στη Σκανδιναβία και τη Βαλτική

Από τέλη του 19^{ου} αιώνα κιόλας (De Geer, 1888, 1890) παρουσιάστηκαν οι πρώτες ισχυρές ενδείξεις από παρατηρήσεις πεδίου, για τη σταδιακή ανύψωση της περιοχής της Βαλτικής. Λίγο νωρίτερα το ο Jamieson (1882) έδινε τον ορισμό του φαινομένου της παγετώδους ισοστασίας: «Κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο στην Ευρώπη και την Νότιο Αμερική σχηματίστηκαν ηπειρωτικά παγετώδη καλύμματα με αξιοσημείωτα πάχη που έφταναν ως και τα 3 km. Λόγω της παραπάνω φόρτωσης προκλήθηκε καθίζηση στο γεωλογικό υπόβαθρο, κατά 1/3 – 1/4 περίπου του πάχους του παγετώδους καλύμματος. Μετά το τέλος της παγετώδους περιόδου, η τήξη του καλύμματος και άρα η ελάττωση στη δύναμη φόρτωσης οδήγησαν σε σταδιακή ανύψωση των ηπείρων» (κατά Möerner, 1991).

Από τότε η χερσόνησος της Σκανδιναβίας αποτελεί μια κλασσική περίπτωση μελέτης του ισοστατικού φαινομένου (Mörner, 1979), με μια συνεχή μεταπαγετώδη ανύψωση που συνεχίζεται ως σήμερα (σχ. 2.4). Από σχετικές ερευνητικές εργασίες (Mörner, 1979, 1980, 1990), έχει αποδειχθεί ότι η συνολική ανύψωση για την περιοχή φθάνει τα 830 m στο κέντρο της περιοχής, σε αντίθεση με τα πρώτα αποτελέσματα που ήθελαν την ανύψωση της τάξεως των 300 – 400 m. Επίσης, ήδη από το 1940 ο De Geer έφτανε στο συμπέρασμα μετά από παρατηρήσεις πεδίου, ότι η ανύψωση λόγω ισοστασίας ήταν πιθανό να

συνδέεται με πολύ ισχυρούς σεισμούς που πραγματοποιήθηκαν στο παρελθόν (σχ. 2.5), αρκετά μεγαλύτερους σε μέγεθος από τους αντίστοιχους που πραγματοποιούνται σήμερα στη σκανδιναβική χερσόνησο.



Σχήμα 2.4: Χάρτης αναγλύφου της Σκανδιναβικής χερσονήσου στον οποίο απεικονίζεται ο φαινομενικός ρυθμός ισοστατικής ανύψωσης (σε mm/yr), καθώς και τα επίκεντρα σεισμών με μέγεθος $M \geq 3.0$ από το 1965 και μετά (αριστερά). Ετήσια ταχύτητα ανύψωσης του υποβάθρου της Σκανδιναβίας σήμερα (δεξιά) (Dehls et al., 2000b).

Η θεωρία αυτή φάνηκε να επαληθεύεται και με νεότερα στοιχεία που προέκυψαν από αντίστοιχες παλαιοσεισμικές έρευνες στην περιοχή (Mörner, 1978), με αποτέλεσμα η περίοδος της τήξεως των παγετώνων με τους μέγιστους ρυθμούς ισοστατικής ανύψωσης να σχετίζεται άμεσα με έντονη παλαιοσεισμική δραστηριότητα. Το ίδιο φαινόμενο συναντάται και σε περιοχές με παραπλήσιο γεωλογικό

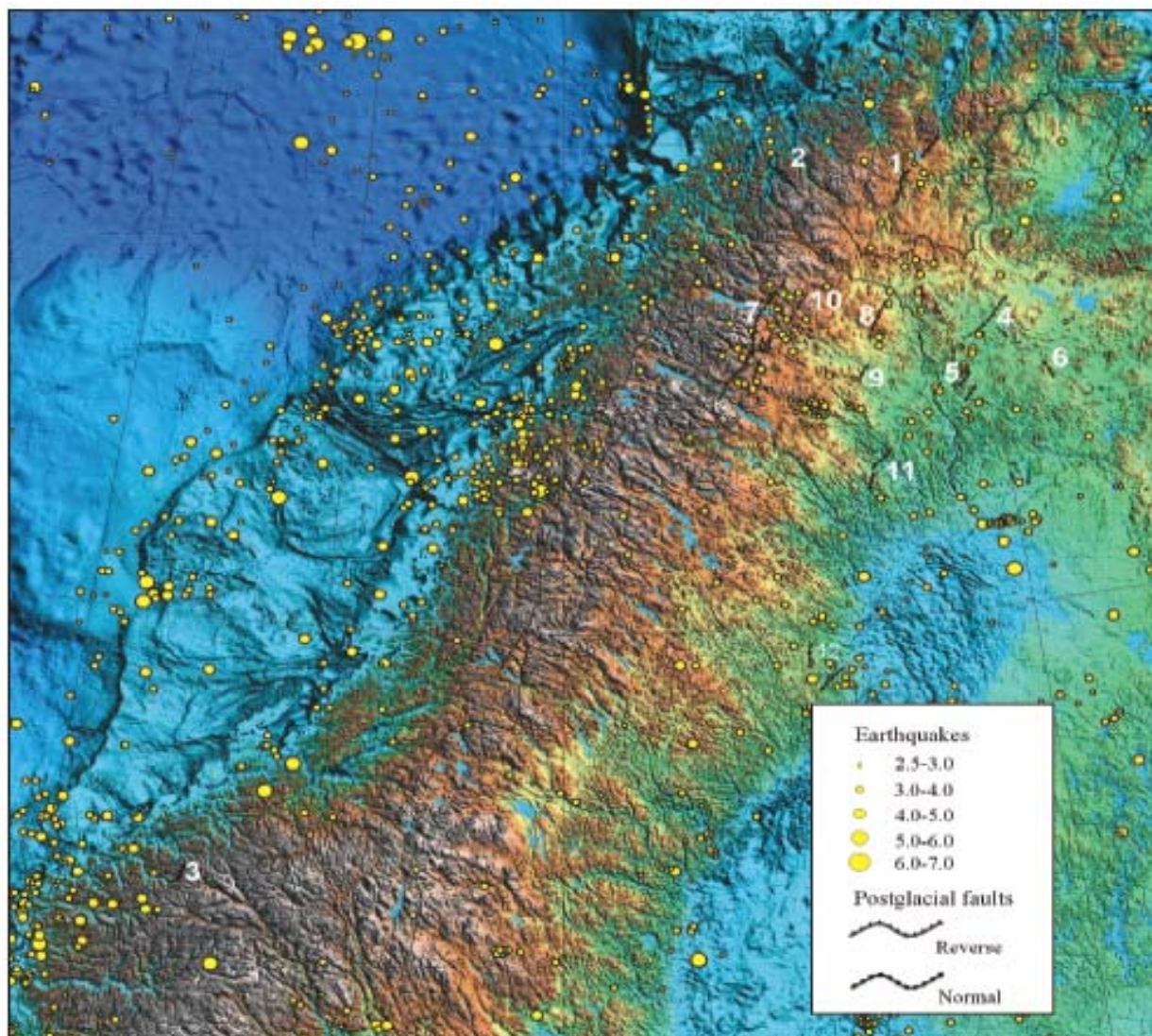
παρελθόν, όπως η Σκωτία και η Νότιος Αμερική. Επιπλέον, πιο πρόσφατες μελέτες στον ανατολικό Καναδά έδειξαν ότι για να εξηγηθεί η παρατηρούμενη στη περιοχή σεισμικότητα πρέπει να ληφθούν υπ' όψη τόσο οι σημερινές τεκτονικές δυνάμεις, όσο και οι μεταπαγετώδεις τάσεις ανάπαλσης που οφείλονται στο φαινόμενο της ισοστασίας. Έτσι σε σχετικά μοντέλα, οι παλαιότερες τεκτονικές διεργασίες δημιουργούν ζώνες εξασθένησης στις οποίες οι πρόσφατες τεκτονικές τάσεις οδηγούν τα προ-υπάρχοντα ρήγματα σε αστοχία, ενώ η ισοστατική ανύψωση επαναδραστηριοποιεί τα ρήγματα με τον κατάλληλο προσανατολισμό (Wu & Hasegawa, 1996 a,b; Wu, 1997).



Σχήμα 2.5: Πλάγια εναέρια όψη τμήματος του ρήγματος Parvie (150km μήκος) στη επαρχία Lapland της βόρειας Σκανδιναβίας όπου διακρίνεται απότομη ανύψωση ύψους 10m που προεξέχει από το παγωμένο τοπίο. Από λεπτομερή χαρτογράφηση και στρωματογραφικές μελέτες το ρήγμα αυτό αποδίδεται σε τοπική τήξη του παγετώνα που πριν από 9000 χρόνια και που πιθανόν οδήγησε σε ένα ισχυρότατο σεισμό (Stewart *et al.*, 2000).

Στην Σκανδιναβία όμως οι παρατηρήσεις και τα δεδομένα είναι αρκετά διαφορετικά. Εξάλλου, υπάρχουν ενδείξεις ότι η σκανδιναβική χερσόνησος εκτός από τη μεταπαγετώδη ανύψωση υπόκειται και σε επιπλέον τεκτονική ανύψωση που ξεκίνησε από το Νεογενές (Rohrman *et al.*, 1995). Η σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή δεν περιορίζεται σε συγκεκριμένες ζώνες εξασθένησης. Αντιθέτως, οι περισσότεροι από τους σεισμούς που εκδηλώνονται, κατανέμονται κατά μήκος των ακτογραμμών (σχήμα 2.6), ενώ το εσωτερικό της χερσονήσου παραμένει σχετικά ασεισμικό με μικρότερους σε μέγεθος σεισμούς ($M < 4.0$) (Bungum, 1989; Slunga, 1989; Wahlstrom, 1989; Bungum *et al.*, 1991). Ο τύπος της διάρρηξης που επικρατεί για τους τελευταίους είναι ένας συνδυασμός οριζόντιας μετατόπισης, ανάστροφης και κανονικής

διάρρηξης (*Slunga et al., 1989; Wahlstrom, 1989; Arvidson, 1996*), παρουσιάζοντας όμως έτσι ελάχιστη συμβατότητα με τον αναμενόμενο τύπο διάρρηξης που θα προέκυπτε στην περίπτωση που η μεταπαγετώδης ισοστατική ανύψωση ήταν η βασική αιτία της σεισμικότητας στη περιοχή. Στο σημείο αυτό θα μπορούσε να συμπεράνει κανείς ότι η τήξη του παγετώδους καλύμματος κατά το παρελθόν διαδραμάτισε ελάχιστο ρόλο στη διαμόρφωση του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος, όπως αυτό διαφαίνεται σήμερα στη περιοχή.



Σχήμα 2.6: Σεισμοί που πραγματοποιήθηκαν κατά το χρονικό διάστημα 1965-1998 στη βόρεια και κεντρική Σκανδιναβία και μεταπαγετώδη ρήγματα (τροποποιημένο από *Dehls et al., 2000b*). Τα ρήγματα εμφανίζονται σε περιοχές με αυξανόμενη σεισμικότητα.

Παρόλα αυτά, η μελέτη του πεδίου των τάσεων που επικρατούν σήμερα στη Βαλτική μπορεί να μας δώσει εξίσου σημαντικές πληροφορίες. Σε πρώτο βαθμό το επιφανειακό πεδίο χαρακτηρίζεται ως αξιοσημείωτα ανομοιογενές (*Stephansson 1989, 1993; Clauss et al., 1989*), κάτι που πιθανόν να οφείλεται

τόσο στα τοπικά ρήγματα όσο και την τοπογραφία. Σε βάθη όμως μεγαλύτερα των 300 m ο προσανατολισμός των μέγιστων οριζόντιων δυνάμεων γίνεται περισσότερο προφανής, καθώς πραγματοποιείται κατά την διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και σε συμφωνία με τη διεύθυνση των ασκούμενων τάσεων που προκύπτουν από την απομάκρυνση της μεσο-Ατλαντικής ράχης. Δηλαδή το πεδίο των τάσεων που επικρατεί εμφανίζεται να έχει περισσότερο τεκτονική προέλευση με την ισοστατική ανάπαυση να έχει μικρότερη συνεισφορά σε αυτό (*Gregersen et al., 1991*).

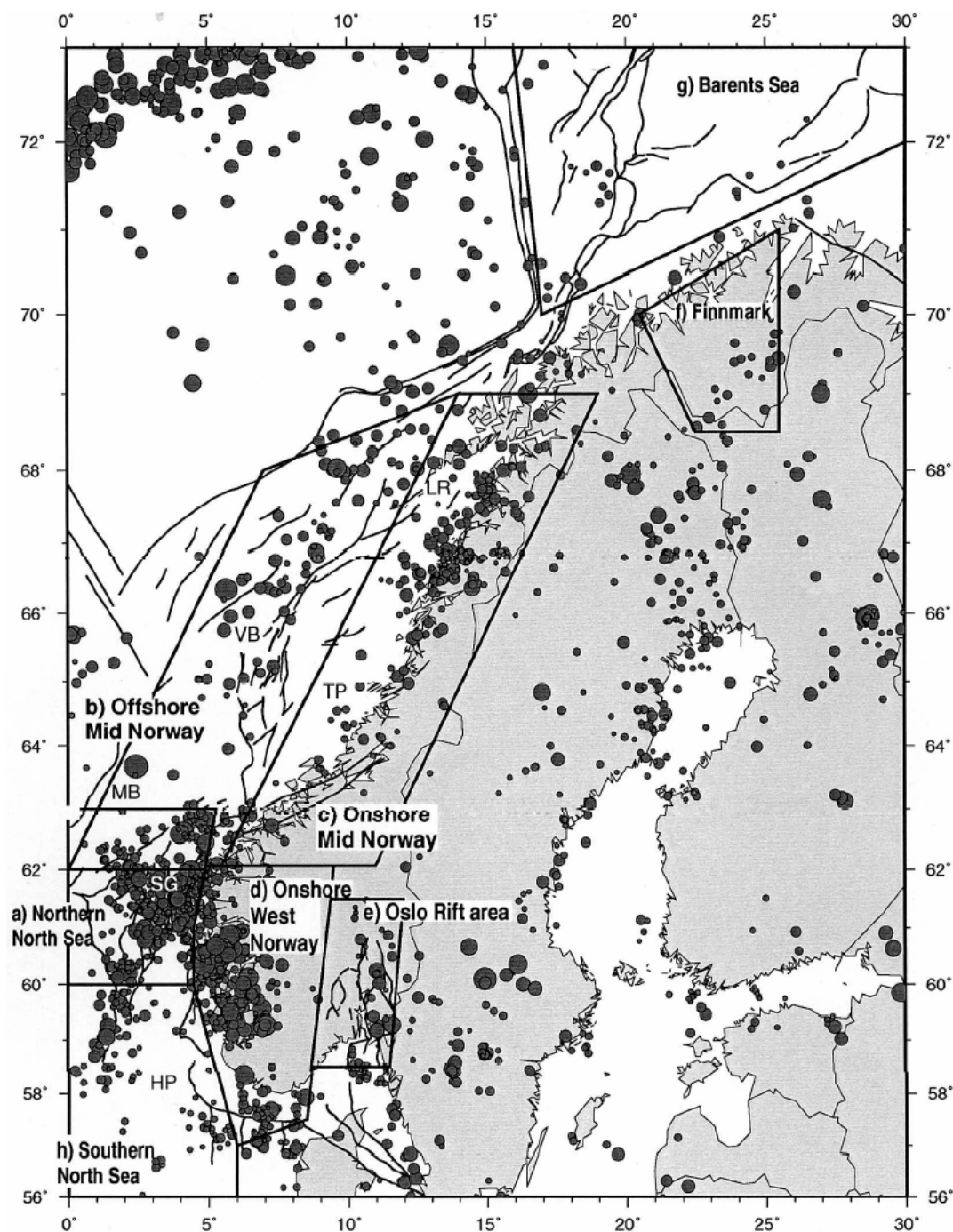
Εξάλλου ο Mömer (1979) διατύπωσε την άποψη ότι η παρατηρούμενη μετα-παγετώδης ανύψωση αποτελείται από δύο συνιστώσες, μια γραμμική με τεκτονική προέλευση και μια εκθετική με ισοστατική προέλευση. Σύμφωνα με τον ίδιο η ανύψωση που πραγματοποιείται σήμερα δεν είναι τόσο ένα ισοστατικό φαινόμενο, αλλά μια τεκτονική διεργασία που οφείλεται στη μετάβαση με το χρόνο στη σήμερα επικρατούσα γραμμική έναντι της εκθετικής ισοστατικής συνιστώσας. Αυτή όμως η ερμηνεία του ισοστατικού φαινομένου βρίσκεται μέχρι σήμερα υπο συζήτηση.

Σήμερα μετά από ένα πολύ μεγάλο αριθμό επιστημονικών εργασιών και παρατηρήσεων που αφορούν την ανύψωση της Βαλτικής ασπίδας, έχει επικρατήσει η άποψη ότι αυτή είναι κυρίως ισοστατικής προέλευσης και συνεχίζεται μέχρι σήμερα, με το ρόλο της μεταπαγετώδους νεοτεκτονικής να περιορίζεται κυρίως στο εσωτερικό της σκανδιναβικής χερσονήσου. Τα βασικά επιχειρήματα που ενισχύουν αυτή την άποψη είναι η συμφωνία και η κοινή εικόνα που προκύπτει από γεωλογικές παρατηρήσεις για τις μεταπαγετώδεις περιόδους με την τήξη των παγετώνων, τις διακυμάνσεις των παλαιο-ακτών και το σημερινό παρατηρούμενο ρυθμό ανύψωσης όπως προκύπτει κυρίως από μετρήσεις GPS. Ο εντοπισμός όμως επιφανειακών εμφανίσεων νεοτεκτονικών ρηγμάτων BBA-NNΔ διεύθυνσης, με ηλικίες σχηματισμού 8000 – 9000 χρόνων (τελευταία μεταπαγετώδης εποχή), κυρίως στο βορειο-ανατολικό τμήμα της ασπίδας (σχ. 2.6), υποδεικνύει ότι η ισοστατική ανάπαυση συνέβαλε ουσιαστικά στη γένεση ισχυρών σεισμών κατά το πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν. Οι παρατηρήσεις αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με αντίστοιχες στη Σκωτία και υποδεικνύουν τις μεγάλες μεταβολές που υπέστη το πεδίο των τάσεων στη βορειοδυτική Ευρώπη με το πέρασμα του χρόνου.

2.3 Νεοτεκτονική και Σεισμοτεκτονική

Η Βαλτική ασπίδα συνιστά εξ'ορισμού μια τυπική ενδοπλακική περιοχή. Αποτελεί συγχρόνως όμως και μια εξαίρεση σε ότι αφορά την κατανομή της παρατηρούμενης σεισμικότητας σε αυτή (*Sykes, 1978*). Έτσι η τελευταία εμφανίζεται σχετικά υψηλή τοπικά και σε συγκεκριμένες περιοχές με τη γένεση σεισμών μικρού και ενδιάμεσου μεγέθους ($M \leq 6.0$). Τα χαρακτηριστικά αυτά κατέστησαν από την αρχή τη Βαλτική μια ιδιαίτερη περιοχή με την υψηλότερη σεισμικότητα στη βορειοδυτική Ευρώπη που συγκεντρώνεται σε μερικές ζώνες και δεν έχει ξεκάθαρη προέλευση. Αξιοσημείωτο είναι ότι, ενώ αρχικά θεωρήθηκε ότι η σεισμική δράση οφείλεται κατά ένα μεγάλο ποσοστό στη μεταπαγετώδη ανύψωση (*Kolderup, 1930*),

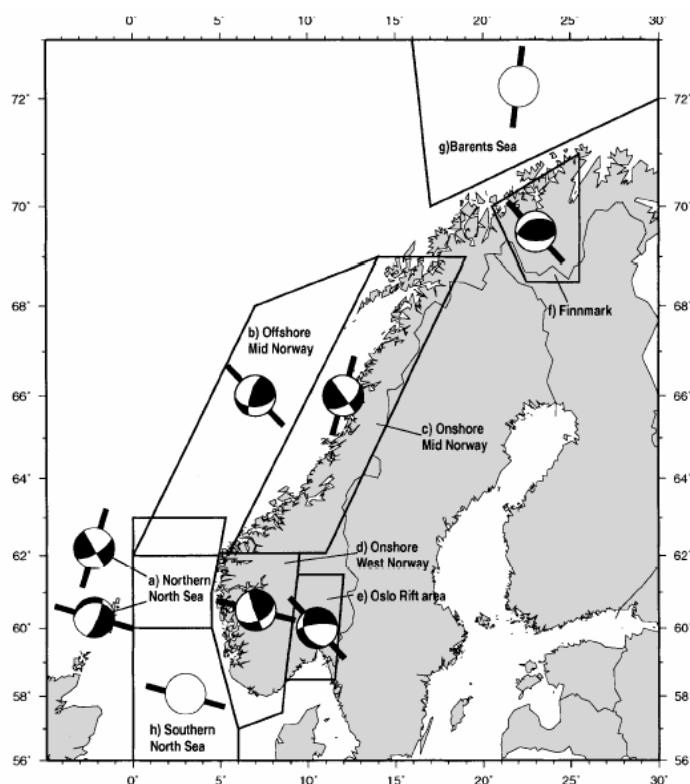
αργότερα εκφράστηκαν σημαντικές αντιρρήσεις ως προς το συγκεκριμένο αυτό μηχανισμό γένεσης των σεισμών (Kvale, 1960). Βλέπουμε δηλαδή ότι η ισοστατική ανύψωση της ασπίδας μετά την τελευταία παγετώδη περίοδο ως πρόσθετο γεωδυναμικό φαινόμενο, καθιστά το καθορισμό του σεισμοτεκτονικού περιβάλλοντος στη σκανδιναβική χερσόνησο αρκετά δύσκολο.



Σχήμα 2.7: Σεισμοί που πραγματοποιήθηκαν στη Νορβηγία και τις γύρω περιοχές κατά το χρονικό διάστημα 1980-1999 με μέγεθος $M \geq 2.0$. Οι περιοχές με την μεγαλύτερη σεισμικότητα είναι η περιοχή βόρεια της Βόρειας Θάλασσας και οι περιοχές κοντά στις ακτές στη δυτική Νορβηγία. Ανάλογα με το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής διακρίνονται επιμέρους μικρότερες περιοχές (πλαίσια στο χάρτη) και απεικονίζονται επίσης οι κυριότερες ρηξιγενείς δομές του θαλάσσιου χώρου (Hicks et al., 2000).

Από το χάρτη του σχήματος (2.7) παρατηρούμε ότι η σεισμική δράση στη χερσόνησο της Σκανδιναβίας εμφανίζει συγκεκριμένες συγκεντρώσεις, κυρίως στις παραθαλάσσιες περιοχές, με το μεγαλύτερο αριθμό των σεισμών να πραγματοποιείται μέσα στη θάλασσα. Η υψηλότερη σεισμικότητα με μεγέθη σεισμών που φθάνουν το 4.0 – 5.0, εντοπίζεται σε δύο διακριτές περιοχές: μια στη θαλάσσια ζώνη της κεντρικής Νορβηγίας και μια στο νότιο-δυτικό άκρο της σκανδιναβικής χερσονήσου (νότιο όριο της βόρειας θάλασσας). Ως μεγαλύτεροι ιστορικοί σεισμοί για την ευρύτερη περιοχή της Σκανδιναβίας αναφέρονται, ένας στις 22/12/1759 με μέγιστη ένταση VI (*Kebeasy and Husebye, 2003*) στη μακροσεισμική κλίμακα EMS-98 που πραγματοποιήθηκε στο βόρειο Kattegat και ένας στις 31/08/1819 στη περιοχή Rana – Nordland με μέγεθος που σήμερα αξιολογείται στο $M_s = 5.1$ (*Wahlström, 2004*) (ενώ παλιότερα το αντίστοιχο μέγεθος ήταν 5.8-6.2 με βάση τις μακροσεισμικές παρατηρήσεις).

Σε ότι αφορά τις ηπειρωτικές περιοχές η σεισμική δραστηριότητα χαρακτηρίζεται ως χαμηλή με μικρότερα μεγέθη σεισμών. Σαν τέτοιου είδους περιοχές μπορούμε να αναφέρουμε την ακτογραμμή της Nordland, τις περιοχές Oslofjord και Vänern, την Σουηδική ακτή στο κόλπο της Bothnia και τη ζώνη της κεντρικής Φιλανδίας.



Σχήμα 2.8: Λύσεις συνθετικών μηχανισμών γένεσης που προήλθαν από αντιστροφή των τάσεων για τις επιμέρους περιοχές που αναφέρονται στο σχήμα 2.7. Οι περιοχές για τις οποίες παρουσιάστηκε έλλειψη δεδομένων περιλαμβάνουν κενό μηχανισμό, ενώ για τη Βόρειο Θάλασσα (North Sea) προτείνονται δύο μηχανισμοί γένεσης (bimodality) (*Hicks et al., 2000*).

Τις τελευταίες δεκαετίες με την ανάπτυξη των σεισμολογικών δικτύων στις τρεις Σκανδιναβικές χώρες και την ουσιαστική αύξηση της ανιχνευτικής τους ικανότητας, έγινε δυνατή η πιο λεπτομερής μελέτη της κατανομής της σεισμικής δράσης με τον προσδιορισμό μηχανισμών γένεσης για μεγάλο αριθμό σεισμών. Οι Hinks και συνεργάτες (2000), εφαρμόζοντας τη μέθοδο της αντιστροφής των τάσεων για 112 μηχανισμούς γένεσης σεισμών που πραγματοποιήθηκαν σε διάφορες περιοχές της Νορβηγίας (σχήμα 2.7) κατά το χρονικό διάστημα 1959 – 1999, υπολόγισαν τις λύσεις των συνθετικών μηχανισμών γένεσης όπως αυτοί παρουσιάζονται στο σχήμα (2.8).

Τα αποτελέσματα αυτά σε όλες τις υποπεριοχές της Νορβηγίας, δείχνουν κυρίως διευθύνσεις τάσεων που υπακούουν σε μεγάλο βαθμό στην ασκούμενη βαρυτική δύναμη λόγω του εφελκυσμού των τεκτονικών πλακών στη μεσοωκεάνεια ατλαντική ράχη. Πάνω σε αυτό το πρόβλημα έχει διατυπωθεί η άποψη ότι για την ερμηνεία του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος στη περιοχή, είναι αναγκαία η σύμπραξη όλων των υψηλότερης τάξης πηγών, όπως άλλωστε προκύπτει από το παρατηρούμενο πεδίο των τάσεων και την μοντελοποίηση αυτών για την περιοχή (*Byrkjeland et al., 2000*). Άλλωστε το γεγονός αυτό υποδεικνύεται και από το ότι διαπιστώνεται διαφορετικός τύπος διάρρηξης για τις ηπειρωτικές και τις θαλάσσιες περιοχές αντίστοιχα. Έτσι στη στεριά επικρατούν κυρίως οι κανονικού τύπου διαρρήξεις που είναι και επιφανειακές, ενώ στις θαλάσσιες περιοχές οι διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης καθώς και ανάστροφες διαρρήξεις, όπως και αναμένεται θεωρητικά (*Stein et al., 1979*).

Η σεισμική δραστηριότητα στη Νορβηγία έχει μελετηθεί αναλυτικά (*Bungum et al., 1991; Byrkjeland et al., 2000*) κατά τα τελευταία χρόνια. Έτσι έχει προκύψει το συμπέρασμα ότι, ενώ το πεδίο των τάσεων κατά μήκος του Νορβηγικού περιθωρίου είναι γενικά σύμφωνο με τις δυνάμεις ώθησης που ασκούνται σε αυτό, λόγω του εφελκυστικού πεδίου τάσεων της μεσοωκεάνιας ράχης, το πεδίο αυτό ενισχύεται επιπλέον και από τοπικά αναπτυσσόμενες τάσεις που οφείλονται σε άλλα φαινόμενα, όπως η ιζηματογένεση και η τοπογραφία. Οι παράγοντες αυτοί είναι απαραίτητοι να για να ερμηνευθεί η κατανομή της σεισμικής δράσης κατά μήκος και πλησίον του Νορβηγικού περιθωρίου.

Σύμφωνα με τους Fejerskov and Lindholm (2000) οι μηχανισμοί γένεσης των τάσεων στη σκανδιναβική χερσονήσο μπορούν να ομαδοποιηθούν ως εξής:

- σε τάσεις πρώτης τάξεως που προκαλούνται από τα περιθώρια των τεκτονικών πλακών, με την προϋπόθεση μιας ελαστικής λιθόσφαιρας όπου η διάδοση των τάσεων είναι εφικτή. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, όπως προαναφέραμε, είναι η μεσο-ατλαντική ράχη που αποτελεί το πλησιέστερο στη σκανδιναβική χερσόνησο περιθώριο. Το εφελκυστικό πεδίο της ράχης είναι υπεύθυνο για την επικράτηση ενός συμπιεστικού πεδίου βορειοδυτικής – νοτιοανατολικής διεύθυνσης που παρατηρείται σε όλο το μήκος της σκανδιναβικής χερσονήσου και το θαλάσσιο χώρο που την περικλείει.

- σε δεύτερης τάξεως τάσεις που εμφανίζονται πιο περιορισμένες σε έκταση καλύπτοντας την ηπειρωτική Σκανδιναβία
- και σε τρίτης τάξεως τάσεις σχετιζόμενες κυρίως με το τοπικό χαρακτήρα (σπάνια εκτείνονται σε αποστάσεις άνω των 100 km) και τη τεκτονική συγκεκριμένων περιοχών.

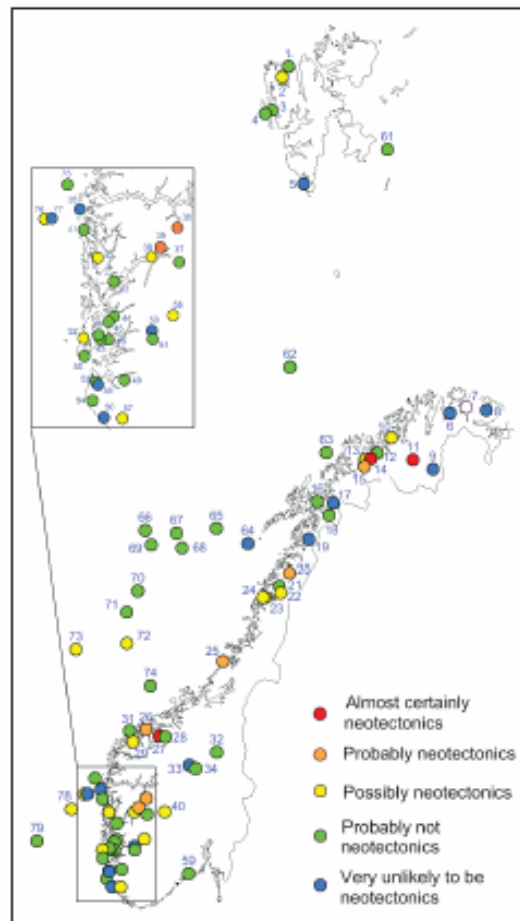
Σε ότι αφορά τη σημερινή σεισμική δραστηριότητα και σύμφωνα με τον Ekman (1985, 1988), παρατηρείται υψηλός βαθμός συσχετισμού μεταξύ της χωρικής κατανομής της μικροσεισμικής δραστηριότητας και τη καμπύλης μέγιστης ισοστατικής ανύψωσης για την Βαλτική. Παρόμοιος συσχετισμός προτείνεται και από άλλους ερευνητές (Skordas & Kulhanek, 1992), μεταξύ της τιμής της σταθεράς b του νόμου των Gutenberg – Richter για την περιοχή, και των ισοκαμπύλων ηπειρωτικής ανύψωσης. Εξάλλου, μελέτες με μοντέλα ισοστασίας που βασίζονται σε παραμέτρους που προέκυψαν από μετρήσεις του επιπέδου της θάλασσας και του παγετώδους καλύμματος στη Σκανδιναβία, έδειξαν ότι οι σημερινές μεταβολές στην σταθερότητα των τάσεων στα ρήγματα προβλέπονται να είναι της τάξεως του 1MPa, ικανές δηλαδή για τη γένεση σεισμών (Wu *et al.*, 1999).

Επίσης, οι Zoback and Grollimund (2001), πραγματοποιώντας πειράματα με τρισδιάστατα μοντέλα πεπερασμένων στοιχείων, συμπέραναν ότι η τήξη των πάγων στη βόρεια θάλασσα και τα περιθώρια αυτής, συνιστά ένα σημαντικό αίτιο για τις παρατηρούμενες μεταβολές του τοπικού πεδίου τάσεων. Σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές, τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τα μοντέλα πεπερασμένων στοιχείων βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με το παρατηρούμενο πεδίο τάσεων στις ακτές της δυτικής Νορβηγίας. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ότι ένα σημαντικό μέρος της σεισμικής ενέργειας που εκλύεται στη περιοχή είναι αρκετά πιθανό να οφείλεται απευθείας σε τάσεις προκαλούμενες από την τήξη των πάγων.

Συνοπτικά αποτελέσματα για ενδείξεις νεοτεκτονικών κινήσεων στην Σκανδιναβία παρουσιάστηκαν πρώτη φορά από τον Muir Wood (1993, 1995), με 13 πιθανές περιοχές (6 στη στεριά και 7 στο θαλάσσιο χώρο), ενώ οι Olesen και συνεργάτες (2004) υποδεικνύουν επιπλέον 66 περιοχές (53 στη στεριά και 13 στο θαλάσσιο χώρο) (σχ. 2.9).

Σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές, στη πλειοψηφία τους οι ηπειρωτικές περιοχές που μελετήθηκαν παρουσιάζουν νεοτεκτονικές ενδείξεις που οφείλονται σε άλλα αίτια (ολισθήσεις βαρύτητας και παγετώδης διάβρωση κατά μήκος προϋπαρχόντων ρηγμάτων και διαρρήξεων) και όχι σε τεκτονικές δυνάμεις. Παρόλα αυτά οι δομές που οφείλονται σε δυνάμεις ασκούμενες από τα παγετώδη καλύμματα και τους παγετώνες σχετίζονται άμεσα με νεοτεκτονικές δυνάμεις. Γενικά προέκυψε το συμπέρασμα ότι ένας αρκετά μεγάλος αριθμός από τις δομές που μελετήθηκαν μπορεί να συσχετισθεί με την γένεση σεισμών κατά το παρελθον, με τα μεγαλύτερα σε διαστάσεις ρήγματα να έχουν μεταπαγετώδη ηλικία. Τα συγκεκριμένα ρήγματα είναι ανάστροφα και εντοπίζονται κυρίως στη βόρεια Νορβηγία, καθώς επίσης και στη Φιλανδία και τη Σουηδία σε μικρότερο αριθμό. Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως η κύρια διεύθυνση διάρρηξης γι' αυτά είναι ΒΑ

– ΝΔ και καλύπτουν συνολικά μια μεγάλη περιοχή με διαστάσεις 400 x 400 km στο βόρειο τμήμα της Σκανδιναβικής χερσονήσου. Σε ότι αφορά το νότιο τμήμα της Νορβηγίας που υποδεικνύεται από το σχήμα (2.9) ως η περιοχή με τις περισσότερες ενδείξεις πιθανής νεοτεκτονικής δραστηριότητας και όπου παρατηρείται σήμερα η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα, έχει εντοπιστεί μόνο μια περίπτωση μεταπαγετώδους διάρρηξης (*Olesen et al., 2004*).



Σχήμα 2.9: Πιθανές θέσεις με ενδείξεις νεοτεκτονικών κινήσεων: 59 θέσεις κοντά στις ακτές και 20 στο θαλάσσιο χώρο. Με διαφορετικό χρώμα συμβολισμού χαρακτηρίζεται η ποιότητα των παρατηρήσεων για κάθε μια από αυτές τις θέσεις (*Olesen et al., 2004*).

3

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΟΜΟΓΕΝΟΥΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ**3.0. Εισαγωγή**

Η περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης, που αποτελεί και το αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής, μπορεί να χαρακτηριστεί γενικά ως μια περιοχή χαμηλής σεισμικότητας, όπως είδαμε και στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Η ανάπτυξη των σεισμολογικών δικτύων στις βόρειες χώρες, ιδιαίτερα αυτές της Σκανδιναβίας, ξεκίνησε ουσιαστικά στις αρχές της δεκαετίας του '80. Έτσι η ανάπτυξη των ενεργειακών εγκαταστάσεων και η δημιουργία γεωτρητικών συγκροτημάτων για την εξόρυξη πετρελαίου στις θαλάσσιες περιοχές της Βαλτικής και της Βόρειας θάλασσας, κατέστησαν επιτακτική την ανάγκη για προσδιορισμό της σεισμικότητας και του σεισμικού κινδύνου στις περιοχές αυτές.

Πολλοί κατάλογοι σεισμών έχουν καταρτισθεί για την περιοχή της Σκανδιναβίας, μεταξύ αυτών και μια συλλογή από ισχυρούς σεισμούς που έγιναν σε ιστορικές περιόδους μέχρι σήμερα (*Ahjos & Korhonen, 1984*). Ωστόσο τα δεδομένα αυτά στο σύνολό τους εμπεριέχουν πολλές ανακρίβειες και σφάλματα που οφείλονται κυρίως στο γεγονός της διαφορετικής ακρίβειας προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που περιλαμβάνουν, καθώς αυτοί προέρχονται από διαφορετικές εποχές καταγραφής. Όπως είναι φυσικό, τα μεγαλύτερα σφάλματα στον προσδιορισμό των σεισμικών παραμέτρων παρατηρούνται κυρίως για σεισμούς που πραγματοποιήθηκαν πριν το πρώτο ήμισυ του 20ου αιώνα, περίοδος κατά την οποία το μέγεθος των σεισμών υπολογίζεται με βάση τα μακροσεισμικά στοιχεία. Σε ότι αφορά τη σεισμική δραστηριότητα που καταγράφεται ενόργανα πλέον από τις αρχές της δεκαετίας του '60 περίπου, η ακρίβεια προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων και του μεγέθους των σεισμών βελτιώνεται αισθητά και σε ικανοποιητικό βαθμό σε σχέση με τους ιστορικούς σεισμούς, με αποτέλεσμα τη δημιουργία περισσότερο αξιόπιστων σεισμικών καταλόγων.

Είναι γεγονός όμως ότι στη σύγχρονη σεισμολογική έρευνα που έχει ως βασικό στόχο την επίτευξη σημαντικής ακρίβειας στους υπολογισμούς που περιλαμβάνονται σε μελέτες σεισμικότητας, σεισμικής επικινδυνότητας καθώς και πρόγνωσης σεισμών, παρουσιάζεται συχνά το φαινόμενο των περισσοτέρων από μία διαφορετικών εκτιμήσεων – λύσεων για τον ίδιο σεισμό. Οι διαφορετικές εκτιμήσεις εντοπίζονται τόσο στις εστιακές παραμέτρους των σεισμών που ο

υπολογισμός τους είναι συνάρτηση κυρίως του αριθμού και της αξιμουθιακής κατανομής των σταθμών καταγραφής γύρω από το επίκεντρο του σεισμού, όσο και στη σημαντικότερη παράμετρο για την οποία παρατηρούνται και οι περισσότερες διαφορετικές εκτιμήσεις που είναι το μέγεθος των σεισμών.

3.1. Μέγεθος σεισμών - Βασικές αρχές

Το μέγεθος αποτελεί μια από τις πλέον αντιπροσωπευτικές παραμέτρους ενός σεισμού αφού σχετίζεται άμεσα με την σεισμική ενέργεια που εκλύεται στην εστία κατά την διάρρηξη. Ο Richter (1935) ήταν ο πρώτος που όρισε τη κλίμακα τοπικού μεγέθους M_L , στηριζόμενος στο μέγιστο πλάτος αναγραφής σειсмоγραμμάτων τοπικών σεισμών, που καταγράφονται από πρότυπα σεισμόμετρα Wood Anderson βραχείας περιόδου ($T_0 = 0.8$ sec, $V = 2800$, απόσβεση 80% της κρίσιμης). Ο ορισμός της κλίμακας τοπικού μεγέθους υπήρξε ένα ιστορικής σημασίας γεγονός για την σεισμολογία αφού το μέγεθος είναι μέχρι σήμερα το επικρατέστερο μέτρο της «ισχύος» των σεισμών. Εξάλλου η γραμμική συσχέτισή του με τον λογάριθμο χαρακτηριστικών φυσικών ποσοτήτων των σεισμών, όπως είναι η σεισμική ενέργεια και η σεισμική ροπή, επέτρεψαν την συστηματική αξιοποίηση του μεγέθους για την επίλυση επιστημονικών προβλημάτων θεωρητικού και πρακτικού ενδιαφέροντος.

Στις δεκαετίες που ακολούθησαν, με την ανάπτυξη της τεχνολογίας και την κατασκευή νέων σεισμολογικών οργάνων, προέκυψαν καταγραφές από διαφορετικών τύπων σεισμόμετρα για τα διάφορα είδη σεισμικών κυμάτων και σε ποικίλες αποστάσεις. Σαν φυσικό επακόλουθο το πλήθος των διαφορετικών σεισμικών καταγραφών οδήγησε σε νέες κλίμακες μεγεθών. Ο Gutenberg (1945a) εισήγαγε το επιφανειακό μέγεθος M_S με την χρήση του πραγματικού πλάτους εδαφικής κίνησης που οφείλεται σε επιφανειακά σεισμικά κύματα περιόδου 17-23 sec και για επικεντρικές αποστάσεις 15° - 130° με εφαρμογή της σχέσης :

$$M_S = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 \quad (3.1)$$

όπου A είναι το εδαφικό πλάτος σε μm και Δ η επικεντρική απόσταση σε μοίρες. Επίσης ο ίδιος ερευνητής (Gutenberg 1945 b,c) καθώς και οι Gutenberg και Richter (1956) όρισαν το χωρικό μέγεθος που βασίζεται σε καταγραφές επιμήκων (P) κυμάτων με περιόδους μεγαλύτερες των 10 sec σε όργανα μέσης έως μακράς περιόδου. Αρχικά το χωρικό μέγεθος συμβολιζόταν ως m_B και υπολογιζόταν από το λόγο του πλάτους προς την περίοδο για τα επιμήκη (P) και εγκάρσια (S) κύματα σύμφωνα με την σχέση:

$$m_B = \log \left(\frac{A}{T} \right) + q(\Delta, h) \quad (3.2)$$

όπου A είναι το μέγιστο παρατηρούμενο πλάτος, T η αντίστοιχη περίοδος και $q(\Delta, h)$ μια συνάρτηση βαθμολόγησης όπως ονομαζόταν με τιμές από αντίστοιχους πίνακες για επιφανειακούς σεισμούς (Gutenberg, 1945b) και από αντίστοιχους χάρτες ανάλογα με βάθος του σεισμού (Gutenberg, 1945c; Gutenberg & Richter, 1956).

Στη σύγχρονη εποχή τα μεγάλα κέντρα όπως είναι το ISC και το NEIC υπολογίζουν το γνωστό ως ενιαίο μέγεθος m_b με χρήση των 5 πρώτων sec των βραχείας περιόδου επιμήκων (P) κυμάτων σε βραχείας περιόδου όργανα, σύμφωνα με την διαδικασία που προτάθηκε από τους Gutenberg και Richter (1956) και με εφαρμογή της σχέσης:

$$m_b = \frac{\sum_{i=1}^n \left[Q(\Delta_i, h) + \log \left(\frac{A_i}{T_i} \right) \right]}{n} - 3 \quad (3.3)$$

όπου $Q(\Delta_i, h)$ είναι ο παράγοντας βάθους- απόστασης και A_i, T_i είναι το πλάτος σε μm και η αντίστοιχη περίοδος σε sec για τον i σταθμό.

Γενικά τα m_B και m_b παρουσιάζουν μικρές διαφορές, πλην μερικών περιπτώσεων, όπως είναι π.χ. αυτές των σεισμών που προκαλούνται από μεγάλα ρήγματα ή των σεισμών που χαρακτηρίζονται από περίπλοκες διεργασίες διάρρηξης (Abe, 1981; Kanamori, 1983). Στις περιπτώσεις αυτές οι διαφορές φαίνονται να είναι αξιοσημείωτες και έχει προταθεί η παρακάτω σχέση (Abe, 1981):

$$m_B = 1.5m_b - 2.2 \quad (3.4)$$

για μεγέθη m_b που έχουν προέλευση από το ISC.

Στα δελτία σεισμών που εκδίδονται από τα διεθνή σεισμολογικά κέντρα ISC και NEIC, περιλαμβάνεται και το επιφανειακό μέγεθος M_s που υπολογίζεται από τα πλάτη και τις αντίστοιχες περιόδους των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, για περιόδους που κυμαίνονται από 10 ως 60 sec και για τιμές επικεντρικών αποστάσεων μεταξύ 20° - 160° . Ο υπολογισμός του επιφανειακού μεγέθους πραγματοποιείται με εφαρμογή του γνωστού και ως τύπου της Πράγας (Vanek et al., 1962):

$$M_s = \log \left(\frac{A}{T} \right)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (3.5)$$

όπου A είναι το μέγιστο εδαφικό πλάτος από τις οριζόντιες συνιστώσες σε μm , T η αντίστοιχη περίοδος και Δ η επικεντρική απόσταση σε μοίρες, ενώ τα εστιακά βάθη των σεισμών για τους οποίους υπολογίζεται το επιφανειακό μέγεθος δεν πρέπει να είναι μεγαλύτερα από 60 km.

Τα περισσότερα τοπικά σεισμολογικά κέντρα σήμερα που αντλούν πληροφορίες από τα δικά τους σεισμολογικά δίκτυα, υπολογίζουν μεγέθη και δημοσιεύουν τοπικούς καταλόγους σεισμών για μια συγκεκριμένη περιοχή μιας χώρας, για ολόκληρη τη χώρα, καθώς και για τα γειτονικά προς αυτή κράτη χρησιμοποιώντας τη κλίμακα τοπικού μεγέθους M_L . Το τοπικό μέγεθος εξ' ορισμού όμως υπολογίζεται από καταγραφές σεισμομέτρων Wood Anderson που είναι διαθέσιμα από ένα μικρό αριθμό σεισμολογικών κέντρων. Έτσι ο υπολογισμός του τοπικού μεγέθους βασίζεται σε μαθηματικές σχέσεις που μετατρέπουν το υπολογιζόμενο από το κάθε κέντρο μέγεθος σε τοπικό μέγεθος M_L , ισοδύναμο με αυτό που ορίστηκε από τον Richter (1935).

Ένα σημαντικό πρόβλημα που αφορά τις παραπάνω κλίμακες μεγεθών M_L , m_b και M_S είναι το ότι αυτές δεν συμπεριφέρονται ομοιόμορφα για όλο το φάσμα τιμών των μεγεθών των σεισμών. Επίσης, οι τρεις αυτές κλίμακες μεγεθών εμφανίζουν η κάθε μια ξεχωριστά, από ένα ανώτατο όριο, πάνω από το οποίο η τιμή τους παραμένει σταθερή (φαινόμενο κορεσμού). Έτσι, παρόλο που η ενέργεια για τους μεγάλους σεισμούς ολοένα και αυξάνεται, οι τρεις αυτές κλίμακες υφίστανται, σε διαφορετική τιμή η κάθε μια κορεσμό. Οι δύο αυτοί σημαντικοί περιορισμοί που αναφέρθηκαν οφείλονται στον ορισμό της κάθε κλίμακας μεγέθους και έχουν σαν αποτέλεσμα, είτε την υποεκτίμηση, είτε την υπερεκτίμηση στον υπολογισμό των μεγεθών και ήταν αυτοί που οδήγησαν τους Kanamori (1977) και τους Hanks and Kanamori (1979) στο να προτείνουν τον ορισμό μιας νέας κλίμακας μεγεθών, της γνωστής κλίμακας μεγέθους σεισμικής ροπής M_w , που ορίζεται από τη σχέση:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (3.6)$$

όπου M_0 είναι η σεισμική ροπή σε dyn.cm , όπως αυτή υπολογίζεται από την ανάλυση φάσματος μακρινού πεδίου και όπως ορίζεται από τον Aki (1967):

$$M_0 = \mu L w u \quad (3.7)$$

όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού, L και w το μήκος και το πλάτος του ρήγματος αντίστοιχα και u η μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος κατά την γένεση του σεισμού.

Η σεισμική ροπή εξ' ορισμού είναι ανεξάρτητη από την περίοδο αφού υπολογίζεται από φασματικά πλάτη μακρινού πεδίου, κάτι που δεν ισχύει για τις άλλες κλίμακες μεγεθών και γι' αυτό το λόγο μπορεί να θεωρηθεί ως ένα αξιόπιστο μέτρο της ολικής ενέργειας του σεισμού, αφού

εξαρτάται από το μέγεθος του ρήγματος και τη μετατόπιση πάνω σε αυτό. Έτσι το μέγεθος σεισμικής ροπής δεν υπόκειται σε κορεσμό, καθώς είναι απευθείας ανάλογο του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής και εμφανίζει μια ομοιόμορφη συμπεριφορά για όλο το φάσμα των μεγεθών. Αυτοί είναι οι κυριότεροι λόγοι για τους οποίους η κλίμακα M_w χαρακτηρίζεται ως η πιο αξιόπιστη κλίμακα μέτρησης του μεγέθους των σεισμών. Παρόλα αυτά υπάρχουν και κάποια βασικά μειονεκτήματα της κλίμακας μεγέθους σεισμικής ροπής όπως το γεγονός ότι χρησιμοποιείται μόνο κατά τις τελευταίες δύο δεκαετίες και αρχικά είχε οριστεί μόνο για τους πολύ ισχυρούς σεισμούς με $M_s \geq 7.5$. Σήμερα ο υπολογισμός του γίνεται για $M_w > 5.5$ και τέτοια μεγέθη δίνονται από το κατάλογο του πανεπιστημίου του Harvard υπολογισμένα με τη μέθοδο C.M.T. (*Centroid Moment Tensor*) των Dziewonski και συνεργατών (1981). Όμως πρόσφατες εργασίες υποδεικνύουν και άλλους πιθανούς περιορισμούς κατά τον υπολογισμό του μεγέθους ροπής, π.χ. Paton and Randal (2002), όπως το ότι για κάποιες περιοχές του κόσμου, π.χ. την κεντρική Ασία, οι τιμές της σεισμικής ροπής M_0 που υπολογίζονται από τα επιφανειακά κύματα που καταγράφονται στο τοπικό δίκτυο, παρουσιάζουν σημαντικές αποκλίσεις από αυτές που δίνει το Harvard με τη μέθοδο C.M.T.

3.2. Δεδομένα

Για την πραγματοποίηση της παρούσας διατριβής που έχει σαν βασικό αντικείμενο τη διερεύνηση μιας εφαρμοζόμενης θεωρίας όπως είναι αυτή του κρίσιμου σημείου, και που στηρίζεται ουσιαστικά στην εφαρμογή ενός μαθηματικού αλγορίθμου, καθίσταται αναγκαία η δημιουργία ενός ομογενούς και πλήρους καταλόγου σεισμών για την περιοχή μελέτης που στην περίπτωση μας είναι η βόρεια και κεντρική Ευρώπη. Το γεγονός ότι οι εν λόγω περιοχές χαρακτηρίζονται από χαμηλή σεισμικότητα ενισχύει τις απαιτήσεις για ένα όσο το δυνατό ολοκληρωμένο κατάλογο σε ότι αφορά τον αριθμό των σεισμών, καθώς και τα μεγέθη τους που πρέπει να είναι αξιόπιστα και ομογενή, ανηγμένα δηλαδή σε ένα ενιαίο μέγεθος αναφοράς. Ως τέτοιο μέγεθος υιοθετούμε το μέγεθος σεισμικής ροπής που δίνεται από το Harvard.

3.2.1. Κατάλογος δεδομένων από I.S.C.

Το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (International Seismological Centre, I.S.C) λειτουργεί από το 1964 και ιδρύθηκε στην Μ. Βρετανία με βασικό σκοπό τη συλλογή σεισμολογικών δεδομένων από τα πολυάριθμα σεισμολογικά κέντρα σε όλο το κόσμο και την επεξεργασία τους, καθώς και τον επαναπροσδιορισμό των εστιών και των σεισμικών παραμέτρων στο σύνολό τους. Σήμερα ο αριθμός των δεδομένων αυτών είναι τεράστιος και πιο λεπτομερής από ποτέ, μιας και η εξέλιξη σε συνδυασμό με την εξάπλωση των σεισμολογικών δικτύων τις τελευταίες δεκαετίες οδήγησαν σε

εκθετικούς ρυθμούς αύξησης των δεδομένων που καταγράφονται καθημερινά.

Τα μεγέθη που υπολογίζονται από το ίδιο το ISC είναι βασικά στις κλίμακες του χωρικού μεγέθους m_b , και του επιφανειακού μεγέθους M_S . Αντίστοιχα είναι και τα μεγέθη από το άλλο μεγάλο διεθνές σεισμολογικό κέντρο, το N.E.I.C (National Earthquake Information Center) λύσεις του οποίου περιλαμβάνονται στα δεδομένα που διατίθενται από το ISC. Εκτός όμως από τα μεγάλα διεθνή κέντρα, το ISC συγκεντρώνει και κάθε άλλη διαθέσιμη πληροφορία από τα διάφορα εθνικά δίκτυα σειсмоγράφων ανά τον κόσμο, προσφέροντας έτσι μια πληθώρα πληροφοριών προς αξιοποίηση. Ευρωπαϊκά σεισμολογικά δίκτυα και σταθμοί τα δεδομένα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία μέσω των πληροφοριών που δίνει το ISC γι' αυτά αναφέρονται συνοπτικά στον πίνακα 3.1. Όλα αυτά τα δεδομένα με πληροφορίες για τα μεγέθη και τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών είναι προσβάσιμα μέσω του διαδικτύου (<http://www.isc.ac.uk/>).

Πίνακας 3.1: Στη πρώτη στήλη δίνονται οι κωδικοί τοπικών σεισμολογικών κέντρων, δικτύων και σταθμών του ευρωπαϊκού χώρου, δεδομένα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν. Στη δεύτερη και τη τρίτη στήλη αναγράφονται οι κλίμακες μεγέθους που δίνει το κάθε κέντρο (κατά πλειοψηφία τοπικά μεγέθη) και οι χώρες προέλευσης αντιστοίχως.

<i>Κωδικός Σεισμολογικού Τοπικού Κέντρου – Δικτύου - Σταθμού</i>	<i>Κλίμακα Μεγέθους</i>	<i>Προέλευση - Θέση</i>
BGS	ML	British Geological Survey Edinburgh (UK)
LDG	ML	Lab. de Détection et de Géophysique France
STR	ML	Strasbourg Alsace-France
ROM	ML	Rome Italy
ZUR	ML	Zurich Switzerland
VIE	ML	Vienna Austria
SZGRF	ML	Κέντρο δεδομένων των δικτύων Gräfenberg-Array (GRF) και του τοπικού γερμανικού δικτύου (GRSN)
FUR	ML	Furstenfeldbruck Bayern-Germany
BUG	ML	Bochum (univ.)
		Nordrhein-Westfalen-Germany
CLL	ML	Collm Sachsen-Germany
LEDBW	ML	LED network Freiburg-Germany
UPP	ML	Uppsala Sweden
HEL	ML	Helsinki Finland
BER	ML	Bergen Norway
NAO	ML	NORSAR Norway
MOS	m_b, M_S	Moscow Russia

Επίσης από το ISC είναι διαθέσιμες, όπου αυτό είναι δυνατό από αντίστοιχες αναφορές δευτερεύουσες πληροφορίες που αφορούν κάποια μακροσεισμικά αποτελέσματα, καθώς και τυχόν πληροφορίες για μεταλλευτική δραστηριότητα σε μια περιοχή κτλ. Οι τελευταίες παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφού τέτοιου είδους δραστηριότητες είναι δυνατό να προκαλέσουν τη δημιουργία επιπλέον διαρρήξεων ή να επηρεάσουν το πεδίο των δυναμικών τάσεων της περιοχής με την ενεργοποίηση ρηγμάτων κυρίως στο επίπεδο μιας γεωλογικής ασυνέχειας. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα επαγόμενη σεισμική δραστηριότητα στη περιοχή, φαινόμενο που παρατηρείται αρκετά συχνά στη βόρεια και κεντρική Ευρώπη.

Αρχικά από τον κατάλογο του ISC και για μια ευρεία περιοχή (μεγαλύτερη από αυτή που αποτελεί το βασικό χώρο της μελέτης μας) με γεωγραφικό πλάτος που κυμαίνεται από 32.9^οN ως 81.8^οN και με γεωγραφικό μήκος από 28.9^οW ως 48.4^οE, προήλθαν τα δεδομένα που αφορούν το χρονικό διάστημα 1908–2003 (07/31) που αποτελούν και το κύριο όγκο δεδομένων του τελικού καταλόγου που χρησιμοποιήθηκε. Προφανώς τα γεγονότα πριν από το 1964 (έναρξη λειτουργίας του ISC) στηρίζονται και σε μακροσεισμικές παρατηρήσεις λόγω της έλλειψης ή του μικρού αριθμού ενόργανων παρατηρήσεων για κάποιες περιοχές του ευρωπαϊκού χώρου. Αργότερα τα δεδομένα αυτά συμπληρώθηκαν για το υπόλοιπο χρονικό διάστημα ως το τέλος του 2005. Η λήψη των δεδομένων από τον κατάλογο του ISC πραγματοποιήθηκε σε μορφή αναλυτικού δελτίου (comprehensive bulletin), με διαμόρφωση (format) τύπου IMS1.0 και με επιπλέον μεγέθη (magnitudes) από άλλες πηγές, δευτερεύουσες πληροφορίες (secondaries), καθώς και σχόλια (comments) όπου αυτά υπάρχουν.

3.2.2. Μεγέθη σεισμικής ροπής από Harvard και N.E.I.C.

Κατά τις αρχές της δεκαετίας του '80 στο πανεπιστήμιο του Harvard, μια ομάδα σεισμολόγων και ερευνητών του ιδρύματος εργάστηκε πάνω στο θέμα προσδιορισμού μηχανισμών γένεσης σεισμών με τη μέθοδο C.M.T (*Centroid-Moment Tensor*) (Dziewonski & Woodhouse, 1981; Dziewonski, Chou & Woodhouse, 1981; Woodhouse & Dziewonski, 1984). Η επεξεργασία αυτή γίνεται σε καθημερινή βάση και σε παγκόσμια κλίμακα και τα αποτελέσματα δημοσιεύονται στο διαδίκτυο. Ο κατάλογος αυτός περιλαμβάνει λύσεις C.M.T σεισμών από το 1976 έως και σήμερα. Για την περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης το Harvard δίνει συνολικά 85 λύσεις σεισμών με τιμές μεγεθών κλίμακας ροπής που κυμαίνονται 4.6–7.5 (πίνακας 3.2).

Πίνακας 3.2: Τα 85 επίκεντρα σεισμών για την περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης με μέγεθος σεισμικής ροπής M_w , όπως αυτά δίνονται στο διαδίκτυο από το πανεπιστήμιο του Harvard (<http://www.seismology.harvard.edu/>). Οι τρεις πρώτες στήλες δίνουν το χρόνο γένεσης (yyyy-dd/mm-hh/mm/ss.ss), η τέταρτη και η πέμπτη τις συντεταγμένες του επικέντρου και οι επόμενες το εστιακό βάθος, το μέγεθος και τη περιοχή στην οποία εκδηλώθηκε ο κάθε σεισμός.

Έτος	Ημερο- μηνία	Χρόνος	Γεωγρ. Πλάτος φ°	Γεωγρ. Μήκος λ°	Εστιακό Βάθος (km)	M_w	Περιοχή
1976	06/05	20:00:11.60	46.36	13.27	9	6.5	AUSTRIA
1976	17/06	14:28:49.20	46.16	12.86	24	5.2	NORTHERN ITALY
1976	15/09	03:15:19.90	46.30	13.20	10	6.0	AUSTRIA
1977	04/03	19:21:54.10	45.77	26.76	94	7.5	BUCAREST,ROMANIA
1977	07/05	02:13:32.70	71.75	-1.81	33	5.4	JAN MAYEN ISLAND REGION
1977	16/09	23:48:08.40	46.27	12.97	25	5.4	AUSTRIA
1977	23/12	11:15:44.00	72.02	-0.50	10	5.2	JAN MAYEN ISLAND REGION
1978	03/09	05:08:30.20	48.29	9.01	8	5.2	GERMANY
1978	02/10	20:28:52.60	45.73	26.48	164	5.1	ROMANIA
1979	13/03	19:21:30.90	74.75	8.57	10	5.0	GREENLAND SEA
1979	31/05	07:20:06.30	45.55	26.33	120	5.2	ROMANIA
1979	11/09	15:36:54.20	45.56	26.30	154	5.1	ROMANIA
1979	20/11	17:36:01.20	71.19	-8.03	10	5.8	JAN MAYEN ISLAND REGION
1983	15/01	06:43:58.00	73.17	5.72	10	5.2	GREENLAND SEA
1983	05/12	20:54:22.40	73.78	8.70	10	4.9	GREENLAND SEA
1984	29/01	16:14:36.30	71.83	-1.85	10	5.5	JAN MAYEN ISLAND REGION
1984	30/07	12:16:42.40	71.62	-11.51	10	5.7	JAN MAYEN ISLAND REGION
1985	07/01	21:53:16.00	71.16	-7.32	10	5.0	JAN MAYEN ISLAND REGION
1985	01/08	14:35:03.00	45.74	26.50	105	5.2	ROMANIA
1985	15/08	04:28:47.10	47.05	18.06	10	5.1	HUNGARY
1985	21/08	16:38:03.60	71.88	-1.61	10	5.3	JAN MAYEN ISLAND REGION
1985	31/12	06:57:17.60	73.31	6.63	10	5.4	GREENLAND SEA
1986	30/08	21:28:35.90	45.55	26.30	139	7.2	ROMANIA
1988	08/08	19:59:31.10	63.52	2.39	10	5.5	NORWEGIAN SEA
1988	13/12	04:01:38.80	71.08	-7.78	10	6.0	JAN MAYEN ISLAND REGION
1989	09/06	12:19:35.50	71.42	-4.67	10	5.6	JAN MAYEN ISLAND REGION
1989	04/11	18:04:02.40	72.25	0.53	10	5.5	NORWEGIAN SEA
1989	04/11	18:17:13.80	72.28	0.59	10	5.5	NORWEGIAN SEA
1990	27/05	21:49:32.70	74.26	8.69	10	5.7	GREENLAND SEA
1990	30/05	10:40:06.20	45.87	26.67	90	6.9	ROMANIA
1990	31/05	00:17:48.40	45.80	26.75	96	6.3	ROMANIA
1990	11/11	07:06:29.80	74.66	9.14	10	5.3	GREENLAND SEA
1991	30/03	12:58:33.50	71.19	-7.80	10	5.1	JAN MAYEN ISLAND REG.

1991	02/07	21:24:03.60	72.98	12.46	10	5.2	NORWEGIAN SEA
1991	12/07	10:42:21.30	45.38	21.05	10	5.5	ROMANIA
1991	02/12	08:49:40.20	45.48	21.12	10	5.5	ROMANIA
1992	13/04	01:20:00.70	51.16	5.82	20	5.3	NETHERLANDS
1993	02/07	04:11:04.50	71.58	-11.33	10	5.7	JAN MAYEN ISLAND REGION
1993	12/07	05:05:31.50	72.18	1.10	10	5.3	NORWEGIAN SEA
1994	22/08	12:41:16.40	70.96	-5.84	10	5.3	JAN MAYEN ISLAND REGION
1995	08/12	07:41:12.60	72.59	3.79	0	5.5	NORWEGIAN SEA
1997	02/12	00:02:03.30	71.70	-2.93	10	5.3	JAN MAYEN ISLAND REGION
1997	13/12	07:02:03.60	71.25	-8.33	10	5.6	JAN MAYEN ISLAND REGION
1998	13/03	13:14:37.60	45.61	26.30	154	5.2	ROMANIA
1998	23/03	19:30:13.70	71.49	-4.56	10	5.3	JAN MAYEN ISLAND REGION
1998	12/04	10:55:32.50	46.24	13.65	10	5.6	AUSTRIA
1998	16/12	09:28:34.40	70.68	-14.77	10	5.1	JAN MAYEN ISLAND REGION
1999	13/04	02:09:22.30	73.21	6.65	10	5.1	GREENLAND SEA
1999	28/04	08:47:55.50	45.46	26.18	156	5.4	ROMANIA
1999	07/06	16:10:33.60	73.02	5.19	10	5.5	GREENLAND SEA
1999	07/06	16:35:46.70	73.08	5.45	10	5.5	GREENLAND SEA
1999	01/07	02:06:58.40	70.39	-15.15	10	5.5	JAN MAYEN ISLAND REGION
1999	01/07	02:08:02.00	70.28	-15.35	10	5.6	JAN MAYEN ISLAND REGION
1999	03/08	13:55:41.40	72.26	0.40	10	5.3	NORWEGIAN SEA
1999	26/08	05:03:04.90	71.72	-2.48	10	5.2	JAN MAYEN ISLAND REGION
1999	31/12	20:44:55.70	51.58	16.03	5	5.4	POLAND
2000	06/04	00:10:38.80	45.74	26.58	133	5.1	ROMANIA
2000	21/05	19:58:47.40	71.19	-8.26	10	5.9	JAN MAYEN ISLAND REGION
2000	24/05	01:10:50.80	71.22	-8.78	10	5.3	JAN MAYEN ISLAND REGION
2000	21/06	14:56:25.10	70.79	-13.59	10	5.1	JAN MAYEN ISLAND REGION
2000	17/07	08:18:48.00	70.90	-13.32	10	5.1	JAN MAYEN ISLAND REGION
2001	24/05	17:34:01.00	45.69	26.42	142	5.2	ROMANIA
2001	20/07	05:09:39.70	45.75	26.73	129	5.2	ROMANIA
2001	16/11	16:19:36.60	74.88	8.24	10	5.1	GREENLAND SEA
2001	05/12	11:52:04.00	73.37	6.80	10	4.8	GREENLAND SEA
2003	22/02	20:41:03.40	48.34	6.57	10	5.0	FRANCE
2003	19/06	12:59:24.40	71.12	-7.58	10	5.5	JAN MAYEN ISLAND REGION
2003	04/08	03:08:35.00	65.99	5.48	10	5.1	NORWEGIAN SEA
2003	30/08	01:04:42.30	73.27	6.42	10	5.4	GREENLAND SEA
2004	14/04	23:07:39.90	71.07	-7.75	12	5.9	JAN MAYEN ISLAND REGION
2004	12/07	13:04:07.20	46.30	13.64	8	5.2	AUSTRIA
2004	21/09	13:32:30.80	54.84	19.91	10	4.7	POLAND
2004	27/09	09:16:23.90	45.69	26.48	145	4.8	ROMANIA
2004	03/10	09:02:07.00	45.20	28.97	31	4.8	UKRAINE-MOLDOVA-SW RUSSI
2004	27/10	20:34:36.80	45.79	26.62	96	5.8	ROMANIA
2004	24/11	22:59:40.00	45.63	10.56	17	5.0	NORTHERN ITALY

2004	05/12	01:52:37.20	48.12	8.08	10	4.7	GERMANY
2005	31/01	20:29:08.40	65.89	-9.78	18	5.2	NORWEGIAN SEA
2005	14/05	01:53:20.70	45.68	26.44	149	5.2	ROMANIA
2005	18/06	15:16:42.40	45.71	26.69	139	5.0	ROMANIA
2005	25/07	16:02:07.60	71.11	-7.43	10	5.4	JAN MAYEN ISLAND REGION
2005	30/08	20:53:49.90	71.88	-1.05	10	5.0	JAN MAYEN ISLAND REGION
2005	08/09	11:27:17.40	46.00	6.90	7	4.6	SWITZERLAND
2005	07/11	01:49:38.40	71.69	-12.06	24	5.0	JAN MAYEN ISLAND REGION
2005	13/12	12:14:42.60	45.77	26.78	145	4.8	ROMANIA

Επίσης μια ακόμα πηγή δεδομένων που υπολογίζει μέγεθος σεισμικής ροπής είναι το USGS το οποίο μέσω του NEIC διαθέτει στο διαδίκτυο κατάλογο με σεισμούς για τους οποίους γίνεται υπολογισμός του τανυστή σεισμικής ροπής, καθώς και των παραμέτρων της σεισμικής πηγής όπως αυτές υπολογίζονται από τις μακράς διάρκειας καταγραφές. Από το κατάλογο του USGS βρέθηκαν εκτός από τους παραπάνω και επιπλέον τρεις σεισμοί που οι παράμετροί τους φαίνονται στον πίνακα (3.3).

Πίνακας 3.3: Τα τρία επιπλέον επίκεντρα σεισμών για την περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης με μέγεθος σεισμικής ροπής M_w , όπως αυτά δίνονται από το USGS (Moment Tensor and Broadband Source Parameter Search) στο διαδίκτυο (<http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>).

Έτος	Ημερο- μηνία	Χρόνος Γένεσης	Γεωγρ. Πλάτος φ°	Γεωγρ. Μήκος λ°	Εστιακό Βάθος (km)	M_w
1991	19/07	01:27:35.00	44.79	20.93	15	5.1
1999	01/07	03:20:48.10	69.89	-15.63	15	5.2
2001	17/07	15:06:15.24	46.73	11.20	12	4.7

Έχει αποδειχθεί (Scordilis, 2006) ότι τα μεγέθη ροπής με προέλευση το Harvard και το NEIC είναι περίπου ισοδύναμα και ισχύει η σχέση:

$$M_{w(HAR)} = M_{w(NEIC)} - 0.05$$

$$\text{για } 5.2 \leq M_{w(NEIC)} \leq 8.2, \quad n = 1023, \quad \sigma = 0.19 \quad (3.8)$$

Οι δύο παραπάνω πίνακες αποτελούν στο σύνολό τους τον εννιαίο κατάλογο HRVD+NEIC με τους 88 (85+3) σεισμούς για τους οποίους έχει υπολογισθεί αυθεντικό μέγεθος σεισμικής ροπής M_w .

3.2.3. Κατάλογοι με δεδομένα από άλλες πηγές

▪ E.M.S.C.

Το Ευρωπαϊκό-Μεσογειακό Σεισμολογικό Κέντρο (*European-Mediterranean Seismological Centre, E.M.S.C*) ιδρύθηκε το 1975 μετά από υπόδειξη της Ευρωπαϊκής Σεισμολογικής Υπηρεσίας (*European Seismological Commission, E.S.C*) που αποτελεί περιφερειακή υπηρεσία του διεθνούς οργανισμού I.A.S.P.E.I. (*International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*). Το EMSC αναπτύχθηκε και εξελίχθηκε ιδιαίτερα μετά το 1993 με βασικό σκοπό τον άμεσο προσδιορισμό εστιακών παραμέτρων και μεγεθών σεισμών που προέρχονται από τον Ευρωπαϊκό και Μεσογειακό χώρο (αλλά και παγκόσμια), καθώς και τη συλλογή και διάθεση σεισμολογικών δεδομένων σε άλλα διεθνή σεισμολογικά κέντρα όπως το ISC και το NEIC. Επίσης το EMSC ασχολείται και με ένα μεγάλο τμήμα της σεισμολογικής έρευνας που διεξάγεται στην Ευρώπη και συμβάλλει στη συνεργασία μεταξύ των σεισμολογικών κέντρων των διαφόρων ευρωπαϊκών κρατών.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν και προέρχονται από το EMSC καλύπτουν την χρονική περίοδο 1976 – 1993 και αφορούν την περιοχή που περικλείεται μεταξύ των συντεταγμένων 40N – 75N και -30W – 40E. Τα δεδομένα αυτά δίνονται υπο μορφή δελτίων (*bulletins*) του EMSC και τα μεγέθη των σεισμών δίνονται σε κλίμακα χωρικού μεγέθους m_b , και στην κλίμακα επιφανειακού μεγέθους M_S .

▪ Κατάλογος Σεισμικότητας του Ευρωπαϊκού και Μεσογειακού Χώρου από V.Karnik

Το 1996 δημοσιεύθηκε από την Ακαδημία Επιστημών της Πράγας (*Academy Of Sciences Of The Czech Republic*) ο κατάλογος των σεισμών της Ευρώπης και της Μεσογείου με ομογενοποιημένο μέγεθος που μπορεί να θεωρηθεί και ως το έργο ζωής του Vit Karnik (Karnik 1996). Σεισμικές παράμετροι όπως επίκεντρο, χρόνος γένεσης κτλ, προέρχονται από τα διάφορα σεισμολογικά κέντρα και υποβλήθηκαν σε έλεγχο, αλλά κύριο μέλημα του Karnik ήταν η ομοιογένεια ως προς το παρατηρούμενο μέγεθος. Για το σκοπό αυτό ανέτρεξε στα αυθεντικά σειсмоγράμματα και από τις καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων LR και Lg/Sg υπολόγισε επιφανειακό μέγεθος M_S , ενώ για σεισμούς με μεγάλο εστιακό βάθος υπολόγισε χωρικό μέγεθος m_b από τα πλάτη των P και S κυμάτων. Ο κατάλογος του Karnik ξεκινά από το 1800 και χρονικά περιλαμβάνει σεισμούς μέχρι και το 1990, ενώ γεωγραφικά καλύπτει σχεδόν όλη την Ευρώπη. Το ελάχιστο μέγεθος για το πρώτο μισό του 20^{ου} αιώνα είναι το 4.5 και αυτό ελαττώνεται σε 3.8 για το υπόλοιπο χρονικό διάστημα ως το 1990.

▪ Ελβετική Σεισμολογική Υπηρεσία (SED)

Ο κατάλογος με σεισμούς της Ελβετίας (*E.C.O.S*) δημιουργήθηκε από την Ελβετική Σεισμολογική Υπηρεσία (*Schweizerischer Erdbebendienst, S.E.D*) και περιέχει όλους τους σεισμούς με μέγεθος $M_w \geq 2.5$ για τους οποίους υπήρχαν διαθέσιμες ιστορικές και μακροσεισμικές παρατηρήσεις ή ενόργανες καταγραφές. Ο κατάλογος αυτός βρίσκεται σήμερα δημοσιευμένος στο διαδίκτυο (<http://www.seismo.ethz.ch/>) και βασίζεται στην αναθεώρηση ενός παλιότερου Ελβετικού καταλόγου η οποία και ολοκληρώθηκε το 2002. Ο ελβετικός κατάλογος, χρονικά έχει αφετηρία τους ιστορικούς χρόνους (250 μ.Χ.) περιλαμβάνει σεισμούς μέχρι το τέλος του 2002. Γεωγραφικά καλύπτει το χώρο της Ελβετίας και των γειτονικών χωρών και όλα τα μεγέθη δίνονται σε κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής.

▪ Κατάλογος Σεισμών της Ρουμανίας (ROMPLUS)

Το Εθνικό Ινστιτούτο Φυσικής της Γης στη Ρουμανία, έχει κάνει διαθέσιμο μέσω του διαδικτύου (<http://www-old.infp.ro/Labs/catal.html>) τον ομογενοποιημένο κατάλογο της Ρουμανίας που βρίσκεται συνεχώς σε ανανέωση. Στη περιοχή αυτή αλλά και στην ευρύτερη περιοχή των Καρπαθίων, η σεισμική δραστηριότητα είναι συγκεντρωμένη στο σύνολό της σε έναν καλά καθορισμένο γεωγραφικά χώρο ($\varphi = 45^\circ - 46^\circ\text{N}$, $\lambda = 26^\circ - 28^\circ\text{E}$), ευρύτερα γνωστό και ως περιοχή της Vrancea. Στη περιοχή αυτή πραγματοποιούνται οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί για την βόρεια και κεντρική Ευρώπη και είναι στην πλειοψηφία τους σεισμοί ενδιάμεσου βάθους. Ο κατάλογος της Ρουμανίας ξεκινά από τους ιστορικούς χρόνους (984 μ.Χ.) και καλύπτει το χρονικό διάστημα έως και το τέλος του 2004. Οι σεισμοί που στηρίζονται σε ιστορικά στοιχεία καλύπτουν το χρονικό διάστημα 984 – 1900, ενώ ενόργανες καταγραφές υπάρχουν από το 1901 μέχρι σήμερα. Τα μεγέθη των σεισμών είναι σε κλίμακα σεισμικής ροπής και καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα τιμών από 1.1–7.9.

Όλα τα παράπανω δεδομένα σεισμικών καταλόγων από τα διάφορα σεισμολογικά κέντρα αφορούν σεισμούς από διαφορετικές περιοχές της Ευρώπης. Συνοπτικά οι κατάλογοι σεισμών που αξιοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή με τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά τους στοιχεία (χρονικό διάστημα που καλύπτουν, γεωγραφική κατανομή επικέντρων, τιμές και κλίμακα μεγέθων κτλ) παρουσιάζονται στο πίνακα 3.4 που ακολουθεί:

Πίνακας 3.4: Αναλυτικά χαρακτηριστικά των έξι καταλόγων σεισμών που ενοποιήθηκαν για την δημιουργία ομογενούς καταλόγου σεισμών για τη περιοχή έρευνας.

Προέλευση	Χρονικό Διάστημα	Ελάχιστο Γεωγραφικό Πλάτος φ°(min)	Μέγιστο Γεωγραφικό Πλάτος φ°(max)	Ελάχιστο Γεωγραφικό Μήκος λ°(min)	Μέγιστο Γεωγραφικό Μήκος λ°(max)	Πλήθος Σεισμών	Κλίμακα Μεγέθους
I.S.C.	1904-2005	32.900N	81.800N	28.909W	48.360E	194496	Διάφορες
E.M.S.C.	1976-1993	40.000N	85.800N	30.000W	40.000E	9037	m _b , M _S
Karnik	1800-1990	27.200N	74.000N	30.500W	59.800E	15745	M _{SK} (M _S , m _B)*
SED	0250-2002	45.330N	48.290N	11.100W	5.600W	3598	M _w
ROMPLUS	0984-2004	30.030N	45.580N	31.690W	13.820W	8013	M _w
HRVD+N.E.I.C	1976-2005	44.790N	74.880N	28.970W	15.630W	88	M _w

* M_{SK} ονομάζουμε το μέγεθος Karnik όπως θα το χρησιμοποιούμε από εδώ και πέρα που είναι βασικά το επιφανειακό μέγεθος M_S ή και σε κάποιες περιπτώσεις χωρικό μέγεθος m_B.

3.3. Ενοποίηση καταλόγων

Σε πρώτο στάδιο πραγματοποιείται απομάκρυνση των διπλών σεισμών (double events) που είναι πολύ πιθανό να περιέχονται στους παραπάνω καταλόγους που έχουν προέλευση τα διεθνή και ευρωπαϊκά κέντρα. Για το σκοπό αυτό και με τη χρήση κατάλληλου κώδικα προγραμματισμού σε γλώσσα fortran (Σκορδύλης, προσωπική επικοινωνία), απομονώνονται όλοι οι πιθανοί διπλοί σεισμοί που περιέχονται σε κάθε κατάλογο. Στη συνέχεια αυτά τα ζεύγη των πιθανών διπλών σεισμών εξετάζονται ξεχωριστά το καθένα και για κάθε μια περίπτωση κρίνεται η απομάκρυνση ή όχι αυτών από το κατάλογο.

Σε δεύτερο στάδιο και μετά την απομάκρυνση των διπλών σεισμών (double events) οι καταλόγοι του πίνακα 3.4 ενοποιούνται ανά δύο, με την χρήση κατάλληλου κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού fortran. Ο κώδικας αυτός (Σκορδύλης, προσωπική επικοινωνία) τροποποιήθηκε ανάλογα για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής. Η μορφή των δύο εισαγόμενων στο κώδικα καταλόγων (inputs), καθώς και η αντίστοιχη μορφή του εξαγόμενου (output) ενοποιημένου καταλόγου φαίνονται στα σχήματα (3.1) και (3.2).

1	1976	0103174017.80	45.60	13.00	10	2.9	0.0
2	1976	0108034829.50	45.00	7.30	10	0.0	2.6
3	1976	0129113908.90	46.20	7.70	10	0.0	3.5
4	1976	0201011559.30	47.80	7.20	10	0.0	2.0
5	1976	0203132917.60	45.50	26.90	10	3.7	0.0
6	1976	0211234355.30	46.00	-1.20	5	0.0	0.0
7	1976	0227095849.70	45.90	13.10	10	3.4	0.0
8	1976	0229034018.20	48.00	8.60	10	0.0	0.0
9	1976	0302082757.60	47.60	9.40	10	3.9	0.0
10	1976	0325111519.40	47.60	10.70	2	4.2	3.3
11	1976	0326222831.50	47.60	9.40	10	0.0	0.0
12	1976	0506195907.10	46.20	13.20	10	4.2	5.4
13	1976	0506200014.70	46.30	13.30	10	6.4	6.5
14	1976	0506202501.60	46.30	13.20	10	3.8	4.2
15	1976	0506210742.40	46.20	13.00	10	4.1	4.3
16	1976	0506214215.20	46.20	13.40	10	3.8	4.2
17	1976	0506214942.60	46.20	13.20	10	4.0	4.5
18	1976	0506222043.00	46.30	13.30	10	3.9	3.8
19	1976	0506230705.20	46.30	13.20	10	4.1	3.8
20	1976	0507002351.00	46.20	13.30	10	4.8	4.9
21	1976	0507054021.90	46.30	13.10	10	3.6	3.4
22	1976	0507060205.40	46.20	13.40	10	4.1	3.7
23	1976	0507063931.80	46.30	13.30	10	0.0	3.7
24	1976	0507094118.70	46.40	13.00	10	3.9	3.7
25	1976	0507134250.00	46.30	13.30	10	0.0	3.8
26	1976	0507155442.40	46.20	13.20	10	0.0	3.6
27	1976	0507201252.50	46.30	13.10	10	3.7	3.7
28	1976	0508031007.30	46.30	13.20	10	3.9	3.9
29	1976	0508031007.30	46.30	13.20	10	3.9	3.9

1	1800	1007074300.00	46.60	15.60	8	0.0	
2	1801	0907060000.00	56.40	-4.00	0	0.0	
3	1802	0104070000.00	45.30	14.40	0	0.0	
4	1802	0512093000.00	45.50	10.00	0	0.0	
5	1802	0914070400.00	48.50	7.50	0	0.0	
6	1802	1026105500.00	45.80	26.60	0	0.0	
7	1806	0212023000.00	44.80	10.80	0	0.0	
8	1806	0922194500.00	47.80	18.10	0	0.0	
9	1807	0330111300.00	45.80	3.00	0	0.0	
10	1808	1117214000.00	49.00	21.20	0	0.0	
11	1810	0114170900.00	47.40	18.20	6	0.0	
12	1810	0121130000.00	47.40	18.20	0	0.0	
13	1810	0718000000.00	47.60	14.50	0	0.0	
14	1812	0322022000.00	44.80	12.50	0	0.0	
15	1812	0502110000.00	47.20	-1.50	0	0.0	
16	1812	1025070000.00	46.50	13.00	0	0.0	
17	1813	0817000000.00	46.70	15.80	10	0.0	
18	1813	1226143000.00	45.30	18.40	0	0.0	
19	1816	0813224500.00	57.50	-4.20	0	0.0	
20	1817	0311211000.00	45.90	6.80	0	0.0	
21	1818	1209180000.00	44.80	10.40	0	0.0	
22	1819	0831150000.00	65.00	17.00	0	0.0	
23	1820	0717063000.00	47.30	11.70	0	0.0	
24	1821	1117145000.00	45.80	26.60	0	0.0	
25	1822	0218161500.00	47.80	18.20	0	0.0	
26	1822	0219081500.00	45.80	5.80	0	0.0	
27	1823	0105020000.00	47.90	23.90	0	0.0	
28	1823	0611114500.00	47.80	21.20	0	0.0	
29	1823	0611114500.00	47.80	21.20	0	0.0	

Σχήμα 3.1: Αριστερά και δεξιά απεικονίζονται τα δύο εισαγόμενα προς ενοποίηση αρχεία καταλόγων. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα αναφέρονται οι κατάλογοι του EMSC (αριστερά) και του Karnik (δεξιά).

Το ενοποιημένο αρχείο που προκύπτει υπόκειται στη συνέχεια σε νέα ενοποίηση με τον επόμενο κατάλογο και κ.ο.κ. Στην τελευταία στήλη του αρχείου αναφέρεται η προέλευση του κάθε σεισμού, δηλαδή 1st αν αυτός προέρχεται από το πρώτο αρχείο και 2nd στη περίπτωση που έχει προέλευση από δεύτερο αρχείο (σύμφωνα με την σειρά που αυτά εισάγονται στο κώδικα). Στη περίπτωση που ένας σεισμός είναι κοινός και για τα δύο αρχεία (COM) υιοθετείται ο χρόνος γένεσης και το βάθος από τη λύση του πρώτου αρχείου – καταλόγου και υπολογίζονται νέες συντεταγμένες επικέντρου (μέσος όρος συντεταγμένων για τις δύο λύσεις) (σχ. 3.2). Όλα τα μεγέθη από τα εισαγόμενα στο κώδικα αρχεία δημιουργούνται αυτούσια και προστίθενται ως νέες στήλες στο ενοποιημένο αρχείο όπως φαίνεται και στο σχήμα (3.3).

Το στάδιο αυτό της ενοποίησης σεισμικών καταλόγων διαφορετικής προέλευσης συμβάλλει αισθητά στον εμπλουτισμό των σεισμολογικών πληροφοριών που θα περιέχονται στον ενοποιημένο κατάλογο που θα προκύψει τελικά και θα έχει τη μορφή που φαίνεται στο σχήμα (3.3). Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές στους μικρότερους σε μέγεθος τοπικούς σεισμούς που συνήθως δεν περιέχονται στα δεδομένα που είναι διαθέσιμα από τα μεγάλα σεισμολογικά κέντρα. Η παραπάνω διαδικασία βοηθά σημαντικά στη βελτίωση τόσο των εστιακών παραμέτρων όσο και του μεγέθους των σεισμών που δίνονται από τα μεγάλα σεισμολογικά κέντρα λόγω της αξιοποίησης επιπλέον πληροφοριών που περιέχονται στους τοπικούς καταλόγους.

2032	1978	0621224347.70	46.00	12.10	10	0.0	0.0	3.5	2nd
2033	1978	0622023324.40	46.78	21.14	8	4.4	4.1	4.5	COM
2034	1978	0622024412.90	47.80	19.40	10	0.0	0.0	0.0	2nd
2035	1978	0622025754.80	46.73	21.04	10	3.9	0.0	0.0	COM
2036	1978	0622053059.90	46.80	21.10	10	0.0	3.2	0.0	2nd
2037	1978	0630011529.00	47.68	23.27	0	3.4	4.0	3.0	COM
2038	1978	0630073416.70	46.80	21.10	10	0.0	3.5	0.0	2nd
2039	1978	0704043746.10	47.40	10.60	10	0.0	0.0	3.3	2nd
2040	1978	0704151656.30	45.50	26.60	114	0.0	0.0	0.0	2nd
2041	1978	0705063851.90	70.68	-15.31	0	4.4	0.0	0.0	1st
2042	1978	0710191951.80	45.00	18.00	10	0.0	0.0	0.0	2nd
2043	1978	0806002926.10	47.70	15.70	10	0.0	0.0	0.0	2nd
2044	1978	0813040227.60	47.40	7.70	39	0.0	3.3	3.5	2nd
2045	1978	0902160814.70	46.60	11.60	10	0.0	3.3	3.3	2nd
2046	1978	0903050832.00	48.28	9.03	6	5.3	0.0	0.0	1st
2047	1978	0903053419.00	48.28	8.72	10	4.2	0.0	0.0	1st
2048	1978	0903081010.00	48.50	8.90	10	4.0	0.0	0.0	1st
2049	1978	0903100242.00	48.40	8.90	10	4.2	0.0	0.0	1st
2050	1978	0905133611.00	45.66	26.48	154	0.0	4.3	0.0	COM
2051	1978	0908080303.50	46.30	13.40	10	0.0	0.0	0.0	2nd
2052	1978	0915193500.70	45.70	26.70	150	0.0	0.0	0.0	2nd
2053	1978	0917200303.40	47.70	15.80	10	0.0	0.0	0.0	2nd
2054	1978	0919125607.20	45.40	6.20	10	0.0	3.3	0.0	2nd
2055	1978	0919145233.90	62.34	1.50	10	4.1	0.0	0.0	1st
2056	1978	0919235347.00	48.30	8.95	10	4.1	0.0	0.0	1st
2057	1978	0922005557.30	46.50	13.30	10	0.0	0.0	3.2	2nd
2058	1978	0926164734.90	47.30	19.00	10	0.0	0.0	4.1	2nd
2059	1978	0927002352.30	46.90	9.50	10	0.0	3.1	3.2	2nd
2060	1978	0930022453.10	45.70	26.60	147	0.0	0.0	0.0	2nd
2061	1978	1002202852.40	45.72	26.54	161	0.0	5.1	3.9	COM

Σχήμα 3.2: Αρχείο καταλόγων σεισμών που προέκυψε από την ενοποίηση των καταλόγων του σχήματος 3.1.

1	Year	MoDaHr.MnSecs	Lat	Lon	Dep	M _a	mbL	M _s L	mbN	M _s N	M _s K	mbE	M _s E	M _L R	M _L L	M _s S	M _L Z	M _L V	mbM	M _s M	M _L S	M _L B	M _L S	M _L F	M _L C	M _L I	M _s R	M _L H	M _L B	
2	0250	0000000000.00	47.5000	7.7000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
3	0849	0218000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
4	0867	1010000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
5	0902	0000000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
6	0944	0416000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
7	0984	0000000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	0.0
8	1022	0512000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.5	0.0	0.0
9	1038	0815000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.3	0.0	0.0
10	1048	1013000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
11	1062	0208000000.00	47.7000	9.1000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
12	1065	0327110000.00	45.5300	10.2200	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
13	1091	0000000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	0.0
14	1092	1200000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
15	1107	0212030000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	0.0
16	1117	0103130000.00	45.4500	11.0400	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
17	1122	1000000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0
18	1126	0808000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	0.0
19	1127	0325000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
20	1128	0629000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
21	1134	0112000000.00	0.0000	0.0000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
22	1170	0401000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.3	0.0	0.0
23	1196	0213070000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0
24	1222	1225110000.00	45.5300	10.6200	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
25	1223	0108000000.00	46.2000	24.4000	10	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.9	0.0	0.0
26	1230	0510070000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.3	0.0	0.0
27	1258	0207130000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	0.0
28	1258	0218170000.00	46.8500	9.5300	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
29	1265	0619000000.00	47.7000	8.2000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
30	1277	0609000000.00	47.6700	9.1700	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
31	1280	1026000000.00	48.0900	7.3700	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
32	1295	0403000000.00	48.0900	7.3700	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
33	1295	0903000000.00	46.7900	9.5400	12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
34	1305	1021000000.00	45.9000	9.1200	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
35	1313	0000000000.00	46.9800	6.9300	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
36	1322	1016000000.00	46.2000	6.1500	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
37	1327	0000000000.00	45.7000	26.6000	150	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.3	0.0	0.0
38	1334	1242030000.00	45.4200	10.9500	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
39	1336	1008000000.00	47.5000	7.6000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
40	1356	1018170000.00	47.5500	7.6000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
41	1356	1018210000.00	47.4700	7.6000	12	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
42	1357	0505050000.00	47.6700	9.1800	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
43	1357	0508170000.00	47.6700	9.1800	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
44	1357	0514000000.00	48.1700	7.5000	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

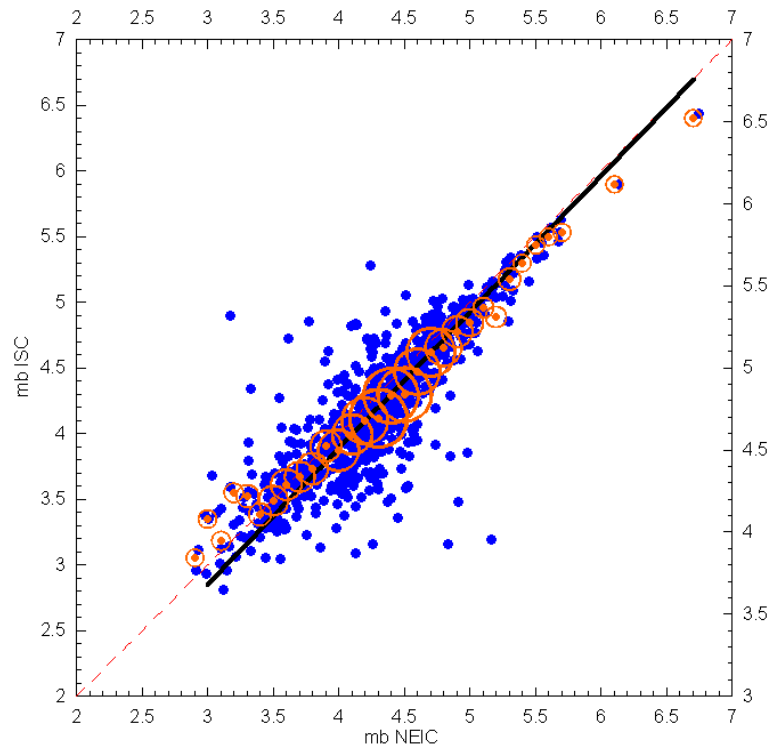
3.4. Βαθμολόγηση μεγεθών

Με τον όρο βαθμολόγηση μεγεθών εννοούμε βασικά τις συσχετίσεις μεταξύ μεγεθών διαφορετικής προέλευσης που ανήκουν στην ίδια κλίμακα, μεγεθών που προέρχονται από το ίδιο σεισμολογικό κέντρο αλλά ανήκουν σε διαφορετικές κλίμακες ή μεγεθών διαφορετικής κλίμακας και προέλευσης με τελικό σκοπό την αναγωγή αυτών μέσω των μαθηματικών σχέσεων που προκύπτουν από μία ή περισσότερες πραγματοποιούμενες συσχετίσεις, σε ένα κοινό μέγεθος, το μέγεθος αναφοράς. Αυτή είναι και η βασική διεργασία για τη δημιουργία ενός καταλόγου που παρουσιάζει ομοιογένεια ως προς το μέγεθος των σεισμών που περιλαμβάνονται σε αυτόν, δηλαδή ενός ομογενοποιημένου καταλόγου. Οι συσχετίσεις που πραγματοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή ήταν στο σύνολό τους όλες γραμμικές και οι υπολογισμοί των αντίστοιχων σχέσεων-εξισώσεων έγινε με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων (γραμμική παλινδρόμηση).

Σε πρώτη φάση έγινε προσπάθεια να βαθμολογηθούν 8 στο σύνολό τους μεγέθη που ήταν αυτά τα οποία χρησιμοποιούνται περισσότερο σε διεθνές επίπεδο και θεωρούνται τα πιο σημαντικά. Οι κατάλογοι με τα μεγέθη αυτά προέρχονται, είτε από τα γνωστά σεισμολογικά κέντρα (ISC, NEIC, EMSC), είτε από τοπικούς καταλόγους που δημοσιεύονται από διάφορα ερευνητικά κέντρα και πανεπιστήμια (κατάλογοι από SED, Ελβετία και LDG, Γαλλία, κατάλογος ROMPLUS, Ρουμανία), είτε προέρχονται από εργασίες μεμονωμένων ερευνητών (π.χ. Karnik, 1996). Στον αρχικό αυτό ομογενή κατάλογο που προέκυψε από τη βαθμολόγηση των 8 αρχικών μεγεθών προστέθηκαν στη συνέχεια και άλλα δευτερεύοντα, τοπικού χαρακτήρα μεγέθη, εμπλουτίζοντας τον. Τα μεγέθη αυτά προήλθαν κατά βάση από το ISC, είναι δηλαδή οι τιμές μεγεθών που υπολογίζονται από διάφορα ευρωπαϊκά κέντρα ή σεισμολογικά δίκτυα και αποστέλλονται στο ISC.

3.4.1. m_b (I.S.C) – m_b (N.E.I.C)

Το χωρικό μέγεθος m_b είναι όπως αναφέραμε και παραπάνω, μια από τις πιο γνωστές και πιο συχνά χρησιμοποιούμενες κλίμακες μεγεθών, αφού στη σημερινή εποχή χρησιμοποιείται από τα δύο μεγαλύτερα διεθνή σεισμολογικά κέντρα (ISC και NEIC) για σεισμούς που γίνονται σε όλο τον κόσμο. Επιχειρείται στη συνέχεια συσχετισμός μεταξύ του χωρικού μεγέθους που δημοσιεύεται από τα δύο αυτά κέντρα για 783 σεισμούς της περιοχής μελέτης που έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1985-2003 και είχαν μεγέθη, m_b , που κυμαίνονται από 2.8-6.7.



Σχήμα 3.4: Συσχετισμός χωρικού μεγέθους, m_b , από το ISC σε συνάρτηση με το αντίστοιχο μέγεθος που δίνεται από το NEIC για 783 κοινούς σεισμούς. Η διακεκομμένη κόκκινη γραμμή είναι η διχοτόμος, ενώ η μύρη γραμμή παριστάνει τη καλύτερα προσαρμοζόμενη ευθεία (γραμμική παλινδρόμηση). Οι κόκκινοι συγκεντρωτικοί κύκλοι (bubble plot) τα κέντρα και το μέγεθος των οποίων συμβολίζουν την κατανομή και την πυκνότητα των σημείων του γραφήματος στο δισδιάστατο επίπεδο, μας δίνουν μια πιο ολοκληρωμένη εικόνα του γραμμικού συσχετισμού.

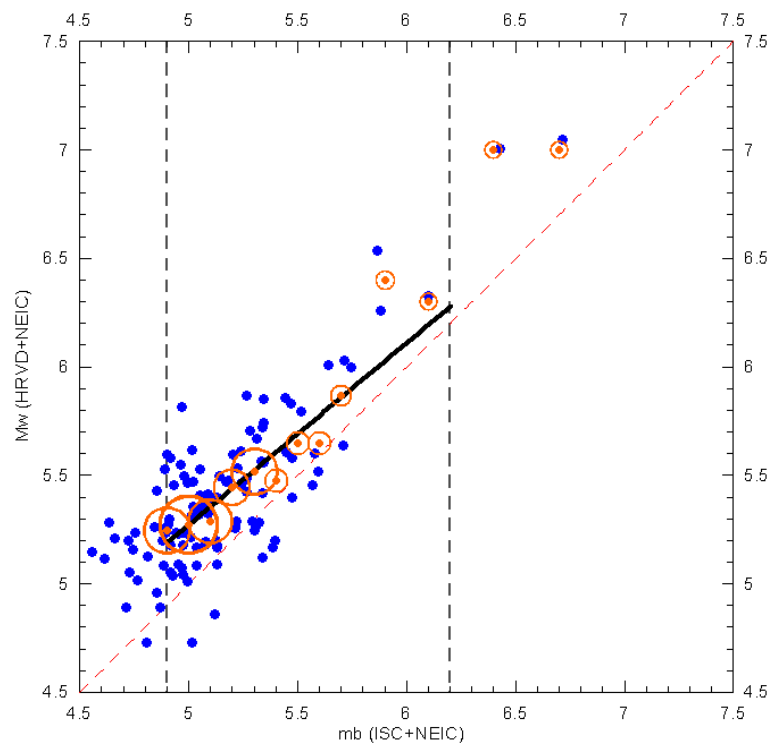
Ο συσχετισμός αυτός του m_b από το ISC σε συνάρτηση με το m_b του NEIC φαίνεται στο σχήμα (3.4), όπου με την εφαρμογή γραμμικής παλινδρόμησης (μύρη γραμμή) προκύπτει η σχέση:

$$m_{b(ISC)} = 1.04 m_{b(NEIC)} - 0.26, \quad \sigma = 0.29, \quad n = 783 \quad (3.9)$$

Από την σχέση (3.9) μπορούμε να συμπεράνουμε ότι τα χωρικά μεγέθη που υπολογίζονται από το ISC και το NEIC αντίστοιχα είναι σχεδόν ισοδύναμα, δηλαδή ισχύει:

$$m_{b(ISC)} \approx m_{b(NEIC)} \quad (3.10)$$

γεγονός που έχει δειχθεί και από άλλους ερευνητές (π.χ. Utsu, 2002; Scordilis, 2006).



Σχήμα 3.5: Συσχετισμός μεγέθους ροπής, M_w , του καταλόγου σεισμών από HRVD και NEIC σε συνάρτηση με το χωρικό μέγεθος, m_b , από ISC και NEIC. Ο συσχετισμός πραγματοποιείται για το διάστημα μεγεθών 4.9-6.2 (καθορίζεται από τις διακεκομμένες κάθετες γραμμές), αφού γι' αυτές τις τιμές η ευθεία γραμμικής παλινδρόμησης προσαρμόζει ικανοποιητικά στα δεδομένα.

Μας δίνεται έτσι, η δυνατότητα να θεωρήσουμε ένα ενιαίο χωρικό μέγεθος m_b το οποίο μπορεί να συσχετισθεί με το ενιαίο μέγεθος σεισμικής ροπής από Harvard και NEIC (USGS). Η συσχέτιση αυτή πραγματοποιείται για 114 σεισμούς του ευρωπαϊκού χώρου, αλλά όπως φαίνεται και από το αντίστοιχο γράφημα του σχήματος (3.5) μια ικανοποιητική εφαρμογή γραμμικής σχέσης ελαχίστων τετραγώνων επιτυγχάνεται μόνο για διάστημα τιμών του m_b από 4.9 έως 6.2 και για τελικό σύνολο 99 σεισμών που πραγματοποιήθηκαν για το χρονικό διάστημα 1973-2003. Αυτό οφείλεται προφανώς στην έλλειψη τιμών μεγεθών σεισμικής ροπής για μεγέθη μικρότερα του 5.0, γεγονός που για περιοχές χαμηλής σεισμικότητας όπως είναι η βόρεια και κεντρική Ευρώπη έχει ιδιαίτερη σημασία. Η σχέση που προκύπτει είναι:

$$M_{w(HRVD+NEIC)} = 0.84 m_{b(ISC+NEIC)} + 1.07$$

$$\text{για } 4.9 \leq m_{b(ISC+NEIC)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.22, \quad n = 99 \quad (3.11)$$

η οποία βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με την παρακάτω σχέση που έχει υπολογισθεί από τον Scordilis (2006) για 38581 σεισμούς σε παγκόσμια κλίμακα:

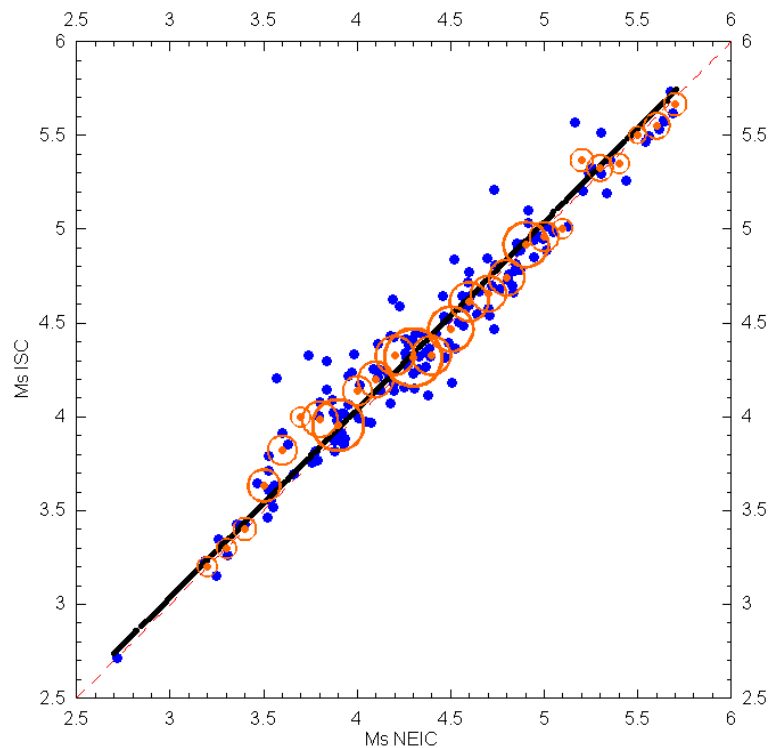
$$M_{w(HRVD+NEIC)} = 0.85 m_{b(ISC+NEIC)} + 1.02$$

$$\text{για } 3.5 \leq m_{b(ISC+NEIC)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.29 \quad , \quad n = 38531 \quad (3.12)$$

την οποία και θα υιοθετήσουμε αφού επιτρέπει την αξιοποίηση μεγαλύτερου αριθμού σεισμών με μικρότερα σχετικά μεγέθη και επειδή βασίζεται σε σαφώς μεγαλύτερο αριθμό παρατηρήσεων σε σύγκριση με τα λιγοστά ευρωπαϊκά δεδομένα.

3.4.2. M_S (I.S.C) – M_S (N.E.I.C)

Το επιφανειακό μέγεθος M_S που υπολογίζεται από το ISC και το NEIC προκύπτει από την εφαρμογή της σχέσης (3.5). Τα δύο μεγέθη παρουσιάζουν ελάχιστες αποκλίσεις για κοινούς σεισμούς. Αυτό γίνεται εμφανές και από το σχήμα (3.6) στο οποίο έχουν χαρτογραφηθεί για 148 σεισμούς τιμές του επιφανειακού μεγέθους M_S από το ISC σε συνάρτηση με τις αντίστοιχες του NEIC για το χρονικό διάστημα 1985-2003 και για τιμές μεγεθών από 2.7 έως 5.7.



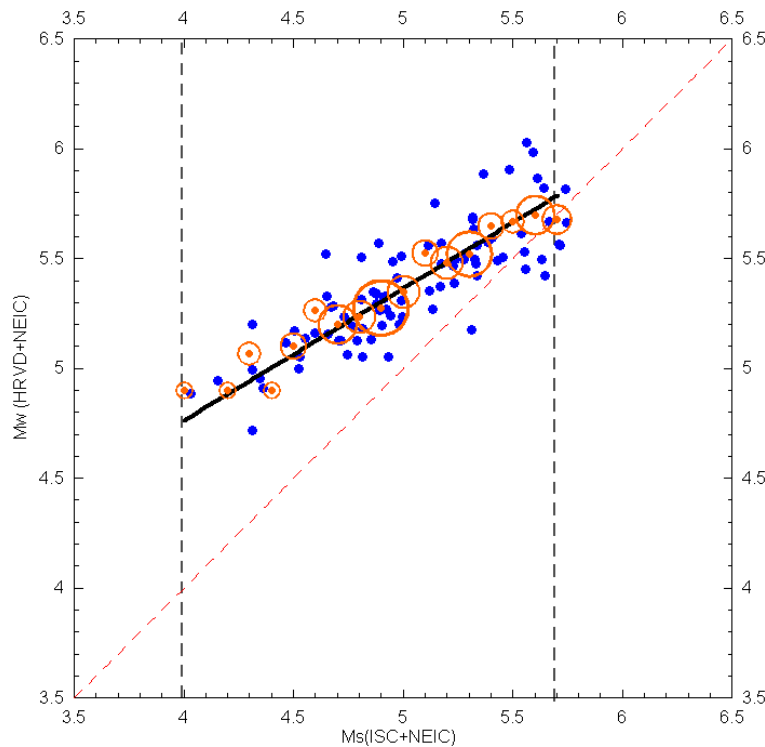
Σχήμα 3.6: Συσχετισμός επιφανειακού μεγέθους, M_S , από το ISC σε συνάρτηση με το αντίστοιχο μέγεθος που δίνεται από το NEIC για 148 κοινούς σεισμούς.

Με τη μαύρη γραμμή παριστάνεται στο γράφημα η ευθεία που εφαρμόζει καλύτερα στα δεδομένα και εκφράζεται από τη σχέση:

$$M_{S(ISC)} = M_{S(NEIC)} + 0.04, \quad \sigma = 0.15, \quad n = 148 \quad (3.13)$$

και βλέπουμε δηλαδή ότι τα δύο μεγέθη μπορούν να θεωρηθούν ισοδύναμα.

Όπως στην περίπτωση του χωρικού μεγέθους έτσι και εδώ θεωρούμε το επιφανειακό μέγεθος M_S που δίνεται από το ISC και το NEIC σαν ένα εννιαίο μέγεθος το οποίο το συσχετίζουμε με το μέγεθος ροπής.



Σχήμα 3.7: Συσχετισμός μεγέθους ροπής, M_w σε συνάρτηση με επιφανειακό μέγεθος, M_S , από το ISC και NEIC για 87 κοινούς σεισμούς.

Από την συσχέτιση αυτή για 87 σεισμούς (σχ.3.7) που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή μελέτης κατά το χρονικό διάστημα 1978-2003 και έχουν υπολογισμένο επιφανειακό μέγεθος καθώς και μέγεθος σεισμικής ροπής, καταλήγουμε στη παρακάτω σχέση :

$$M_{w(HRVD+NEIC)} = 0.60 M_{S(ISC+NEIC)} + 2.36$$

$$\text{για } 4.0 \leq M_{S(ISC+NEIC)} \leq 5.7 \quad \sigma = 0.15, \quad n = 87 \quad (3.14)$$

η οποία βρίσκεται σε αρκετά καλή συμφωνία με την αντίστοιχη σχέση που έχει προκύψει από τα παγκόσμια δεδομένα (Scordilis, 2006) για επιφανειακούς σεισμούς με εστιακά βάθη μικρότερα των 70km και είναι:

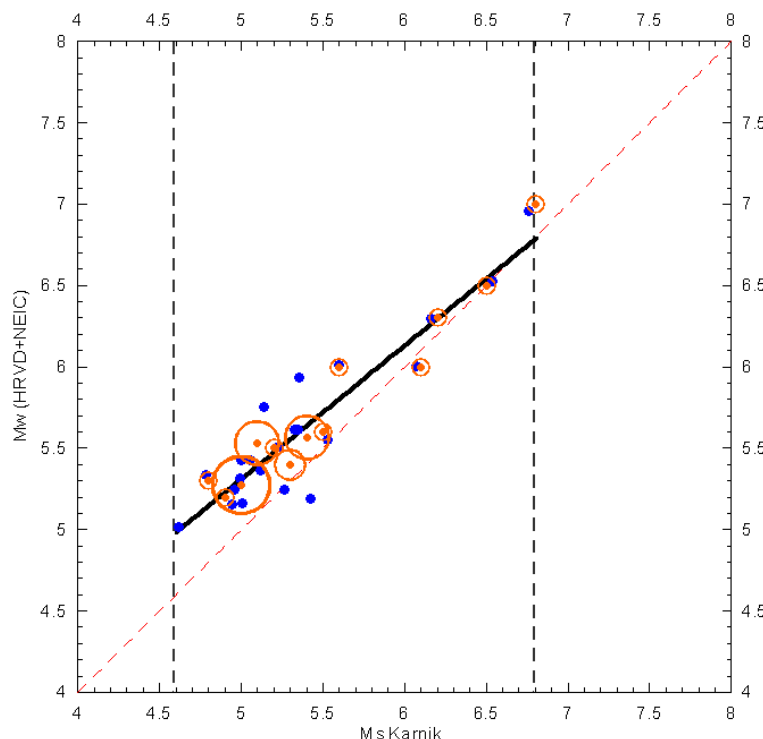
$$M_{w(HRVD+NEIC)} = 0.65 M_{S(ISC+NEIC)} + 2.20$$

$$\text{για } 3.0 \leq M_{S(ISC+NEIC)} \leq 6.1 \quad \sigma = 0.14, \quad n = 22415 \quad (3.15)$$

Η σχέση (3.15) είναι και αυτή που θα χρησιμοποιήσουμε τελικά στην παρούσα μελέτη για προφανείς λόγους που σχετίζονται με την σταθερότητα και τεκμηρίωση αυτής, αφού έχει υπολογισθεί με βάση ένα μεγάλο αριθμό παγκόσμιων δεδομένων.

3.4.3. M_S (Karnik)

Το επιφανειακό μέγεθος του Karnik σύμφωνα με τον ίδιο τον συγγραφέα, στην τελευταία έκδοση του καταλόγου των σεισμών του ευρωπαϊκού χώρου (Karnik, 1996), έχει υπολογισθεί είτε μέσω μετατροπών άλλων μεγεθών, είτε έχει επανυπολογισθεί με βάση το τύπο της Πράγας που χρησιμοποιείται μέχρι και σήμερα για τον υπολογισμό του επιφανειακού μεγέθους από τα διεθνή σεισμολογικά κέντρα (Vanek et al., 1962).



Σχήμα 3.8: Συσχετισμός του μεγέθους ροπής, M_w σε συνάρτηση με το επιφανειακό μέγεθος, M_S , του Karnik για 22 κοινούς σεισμούς.

Από το παραπάνω γράφημα (σχ.3.8) βλέπουμε ότι ο συσχετισμός του επιφανειακού μεγέθους του Karnik με το μέγεθος σεισμικής ροπής κατέστη δυνατός για ένα πολύ μικρό αριθμό, 22 συνολικά κοινών σεισμών με μεγέθη που κυμαίνονται από 4.6 ως και 6.8. Τα δύο μεγέθη φαίνονται να ακολουθούν τη σχέση:

$$M_{w(HRVD+NEIC)} = 0.82 M_{SK} + 1.21$$

$$\text{για } 4.6 \leq M_{SK} \leq 6.8 \quad \sigma = 0.19 \quad , \quad n = 22 \quad (3.16)$$

Ο Scordilis (2006) βαθμολόγησε το επιφανειακό μέγεθος του Karnik για παγκόσμια δεδομένα προτείνοντας τις παρακάτω σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος σεισμικής ροπής με το επιφανειακό μέγεθος του Karnik:

$$M_W = 0.78 M_{SK} + 1.45, \quad 4.0 \leq M_{SK} \leq 5.3, \quad \sigma = 0.42 \quad (3.17a)$$

$$M_W = 0.68 M_{SK} + 1.99, \quad 5.4 \leq M_{SK} \leq 6.1, \quad \sigma = 0.32 \quad (3.17b)$$

$$M_W = 1.04 M_{SK} - 0.30, \quad 6.2 \leq M_{SK}, \quad \sigma = 0.34 \quad (3.17c)$$

Οι σχέσεις (3.17a,b,c) που τελικά υιοθετήθηκαν όπως θα αποδειχθεί και στη συνέχεια είναι πολύ σημαντικές για την δημιουργία του εννιαίου ομογενούς ευρωπαϊκού καταλόγου, αφού το μέγεθος του Karnik καλύπτει μια ευρεία γεωγραφικά περιοχή της Ευρώπης και ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα, χαρακτηριστικά που επιτρέπουν τη συσχέτισή του με πολλές κλίμακες.

3.4.4. m_b (E.M.S.C)

Το χωρικό μέγεθος m_b που δίνεται από το EMSC δεν είναι το ίδιο χωρικό μέγεθος που δίνεται από τα άλλα δύο διεθνή κέντρα, δηλαδή το ISC και το NEIC, κάτι το οποίο γίνεται εμφανές στο γράφημα που ακολουθεί (σχ.3.9).

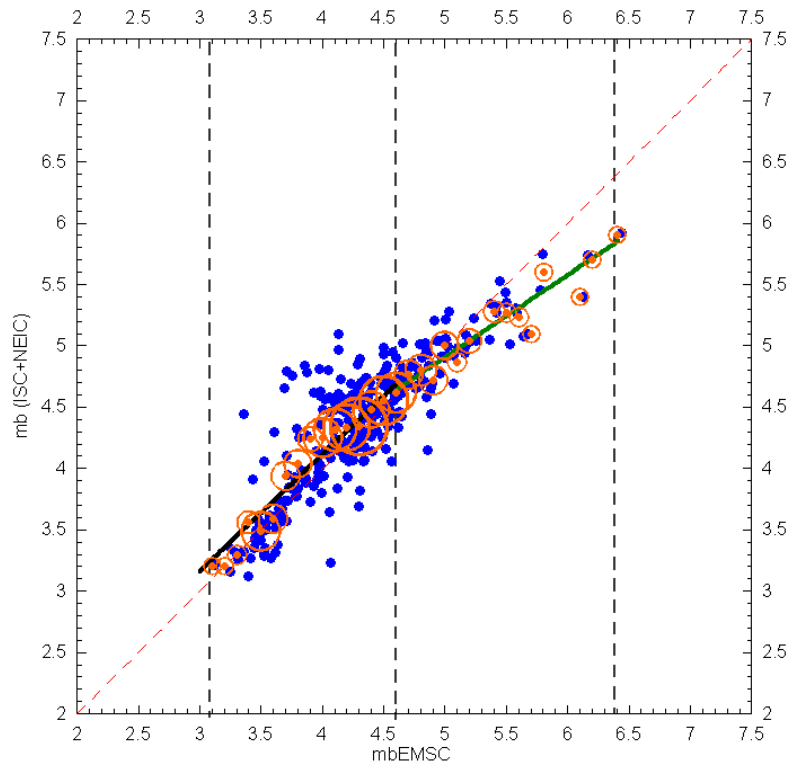
Βλέπουμε έτσι ότι το χωρικό μέγεθος των ISC και NEIC σε συνάρτηση με το αντίστοιχο μέγεθος του EMSC (σχ.3.9) δίνεται από δύο σχέσεις 3.18a,b:

$$m_{b(ISC+NEIC)} = 0.95 m_{b(EMSC)} + 0.30$$

$$\text{για } 3.1 \leq m_{b(EMSC)} \leq 4.6 \quad \sigma = 0.30 \quad , \quad n = 235 \quad (3.18a)$$

$$m_{b(ISC+NEIC)} = 0.67 m_{b(EMSC)} + 1.56$$

$$\text{για } 4.7 \leq m_{b(EMSC)} \leq 6.4 \quad \sigma = 0.18 \quad , \quad n = 72 \quad (3.18b)$$



Σχήμα 3.9: Συσχετισμός χωρικού μεγέθους, m_b , από το ISC και το NEIC με το αντίστοιχο μέγεθος από το EMSC για 307 κοινούς σεισμούς. Η γραμμική συσχέτιση προσαρμόζει καλύτερα στα δεδομένα για δύο διαστήματα τιμών μεγεθών όπως προκύπτει και από το γράφημα.

οι οποίες με την μεσολάβηση της σχέσης (3.12) μας οδηγούν σε έμμεση συσχέτιση του χωρικού μεγέθους από το EMSC με το μέγεθος σεισμικής ροπής:

$$M_W = 0.81 m_{b(EMSC)} + 1.27 \quad \text{για } 3.4 \leq m_{b(EMSC)} \leq 4.6 \quad \sigma = 0.42 \quad (3.19a)$$

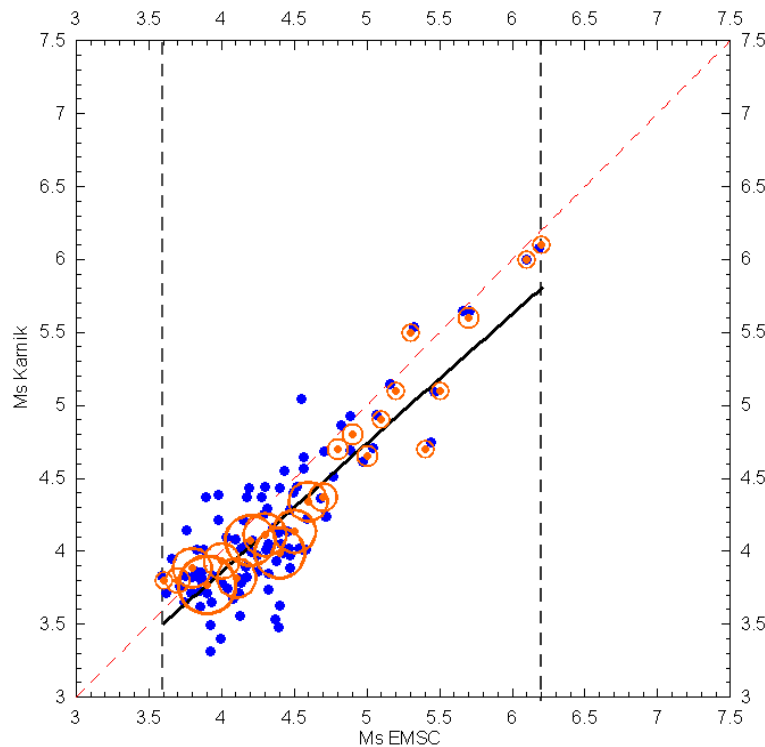
$$M_W = 0.57 m_{b(EMSC)} + 2.35 \quad \text{για } 4.7 \leq m_{b(EMSC)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.34 \quad (3.19b)$$

με τον συντελεστή σφάλματος για κάθε τελική έμμεση σχέση να προκύπτει ως τετραγωνική ρίζα του άθροισματος των τετραγώνων των αντίστοιχων συντελεστών των αρχικών σχέσεων που χρησιμοποιήθηκαν.

3.4.5. M_S (E.M.S.C)

Το επιφανειακό μέγεθος που δίνεται από το EMSC συσχετίζεται με το μέγεθος του Karnik για 99 κοινούς σεισμούς (σχ.3.10). Προτιμήθηκε η συσχέτιση με το μέγεθος του Karnik και όχι με κάποιο άλλο επιφανειακό μέγεθος (όπως π.χ. το M_S από ISC και NEIC) γιατί η συγκεκριμένη

συσχέτιση οδηγεί σε μια πιο σταθερή γραμμική σχέση ανάμεσα στα δύο μεγέθη, παρόλο που σε άλλες περιπτώσεις συσχετίσεων οι αντίστοιχες σχέσεις που προκύπτουν βασίζονται σε μεγαλύτερο αριθμό κοινών σεισμών.



Σχήμα 3.10: Συσχετισμός του μεγέθους, M_{SK} , του Karnik σε συνάρτηση με το επιφανειακό μέγεθος, M_S , από EMSC για 99 κοινούς σεισμούς.

Η αντίστοιχη σχέση που συσχετίζει το μέγεθος του Karnik με το αντίστοιχο του EMSC (σχ.3.10) είναι η εξής:

$$M_{SK} = 0.88 M_{S(EMSC)} + 0.32$$

$$\text{για } 3.6 \leq M_{S(EMSC)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.28 \quad , \quad n = 99 \quad (3.20)$$

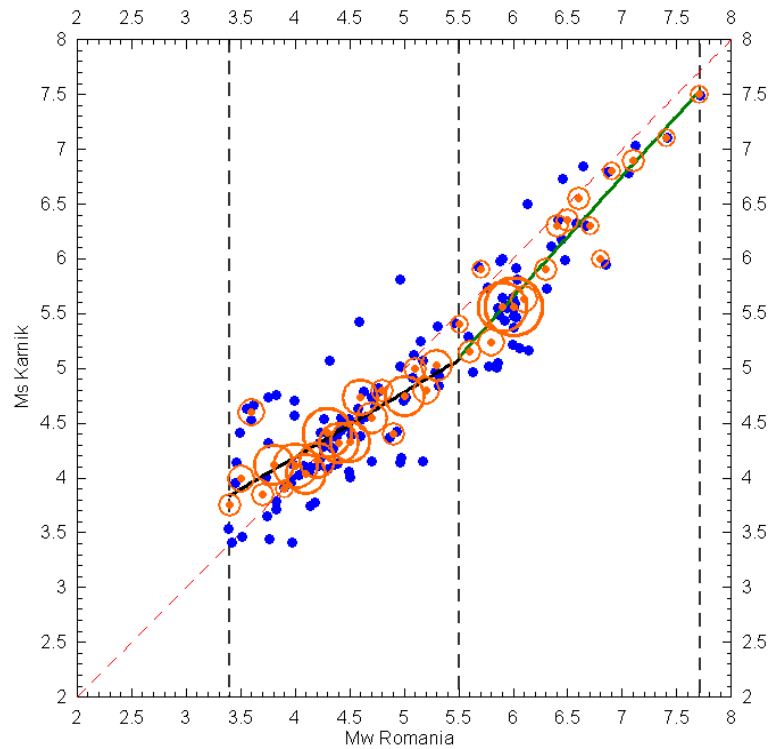
και μέσω της σχέσης 3.17 καταλήγουμε τελικά στην σχέση που συνδέει το επιφανειακό μέγεθος του EMSC με το M_w :

$$M_w = 0.69 M_{S(EMSC)} + 1.70$$

$$\text{για } 4.2 \leq M_{S(EMSC)} \leq 5.7 \quad \sigma = 0.50 \quad (3.21)$$

3.4.6. M_w (Romania)

Ακόμα ένα μέγεθος που συσχετίστηκε γραμμικά σε ικανοποιητικό βαθμό με το μέγεθος του M_w είναι το μέγεθος σεισμικής ροπής της Ρουμανίας (σχ.3.11). Έτσι για δύο διαστήματα αυτών των μεγεθών (3.4 ως 5.5 και 5.6 ως 7.7) και για 85 και 43 κοινούς σεισμούς αντίστοιχα προκύπτουν οι έξης σχέσεις:



Σχήμα 3.11: Συσχετισμός του μεγέθους, M_{SK} , του Karnik σε συνάρτηση με το μέγεθος σεισμικής ροπής του καταλόγου ROMPLUS για την περιοχή της Ρουμανίας. Η γραμμική συσχέτιση πραγματοποιείται για δύο διαστήματα μεγεθών σεισμικής ροπής.

$$M_{SK} = 0.59 M_{w(ROMANIA)} + 1.83$$

$$\text{για } 3.4 \leq M_{w(ROMANIA)} \leq 5.5 \quad \sigma = 0.37 \quad , \quad n = 85 \quad (3.22a)$$

$$M_{SK} = 1.1 M_{w(ROMANIA)} - 0.95$$

$$\text{για } 5.6 \leq M_{w(ROMANIA)} \leq 7.7 \quad \sigma = 0.32 \quad , \quad n = 43 \quad (3.22b)$$

Με την μεσολάβηση της σχέσης (3.17) φτάνουμε στις παρακάτω σχέσεις ανάμεσα στο μέγεθος σεισμικής ροπής που δίνεται από το ρουμανικό κατάλογο ROMPLUS και το μέγεθος σεισμικής ροπής των Harvard και NEIC:

$$M_W = 0.46 M_{w(ROMANIA)} + 2.88$$

για $3.7 \leq M_{w(ROMANIA)} \leq 5.6$ $\sigma = 0.56$ (3.23a)

$$M_W = 0.75 M_{w(ROMANIA)} + 1.34$$

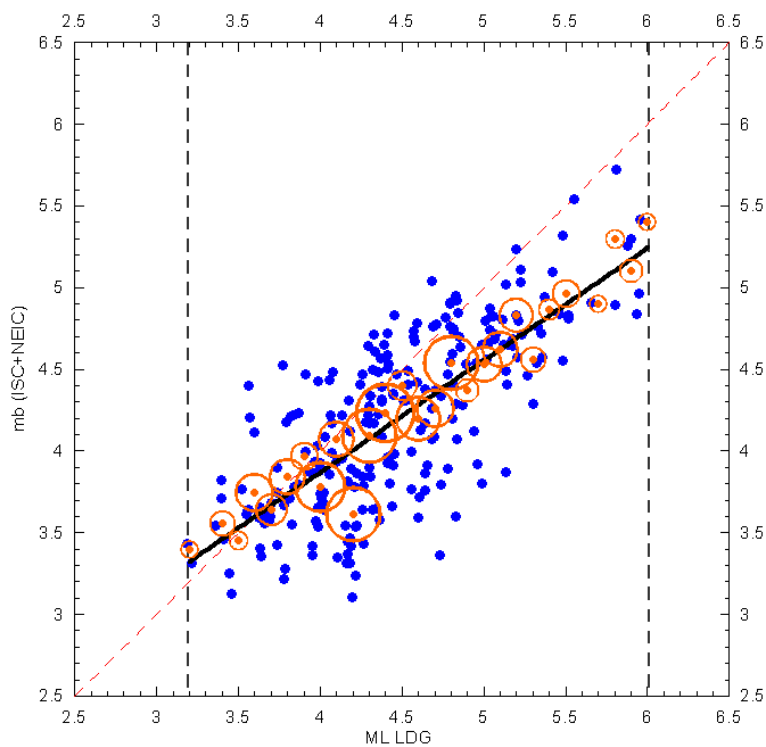
για $5.7 \leq M_{w(ROMANIA)} \leq 6.4$ $\sigma = 0.45$ (3.23b)

$$M_W = 1.14 M_{w(ROMANIA)} - 1.29$$

για $6.5 \leq M_{w(ROMANIA)} \leq 7.7$ $\sigma = 0.47$ (3.23c)

3.4.7. M_L (LDG)

Το τοπικό μέγεθος που υπολογίζεται από το L.D.G (Laboratoire de Détection et de Géophysique) στη Γαλλία είναι ένα από τα πιο σημαντικά μεγέθη για τα γεωγραφικά πλαίσια της υπό μελέτη περιοχής, καθώς επιτρέπει ικανό αριθμό συσχετίσεων με άλλα μεγέθη και οδηγεί έτσι στην έμμεση βαθμολόγησή τους.



Σχήμα 3.12: Συσχετισμός του χωρικού μεγέθους, m_b , από το ISC και το NEIC σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , του LDG για 236 σεισμούς.

Το τοπικό μέγεθος του LDG σχετιζόμενο με το χωρικό μέγεθος των ISC και NEIC για 236 σεισμούς του ευρωπαϊκού χώρου (σχ.3.12) οδήγησε στη σχέση:

$$m_{b(ISC+NEIC)} = 0.68 M_{L(LDG)} + 1.13$$

$$\text{για } 3.2 \leq M_{L(LDG)} \leq 6.0 \quad \sigma = 0.36, \quad n = 236 \quad (3.24)$$

που λόγω της σχέσης (3.12) οδηγεί στην:

$$M_w = 0.58 M_{L(LDG)} + 1.98$$

$$\text{για } 3.5 \leq M_{L(LDG)} \leq 6.0 \quad \sigma = 0.46 \quad (3.25)$$

3.4.8. M_w (Switzerland)

Ένας γειτονικός κατάλογος σεισμών με αυτόν του LDG είναι ο κατάλογος σεισμών της Ελβετίας που δημιουργήθηκε από την Ελβετική Σεισμολογική Υπηρεσία (S.E.D) η οποία υπολογίζει το μέγεθος σε κλίμακα σεισμικής ροπής. Ο μεγάλος αριθμός κοινών σεισμών μεταξύ των δύο παραπάνω καταλόγων (σχ.3.13) έδωσε τη δυνατότητα για μια εύρωστη στον ορισμό της γραμμική σχέση που είναι:

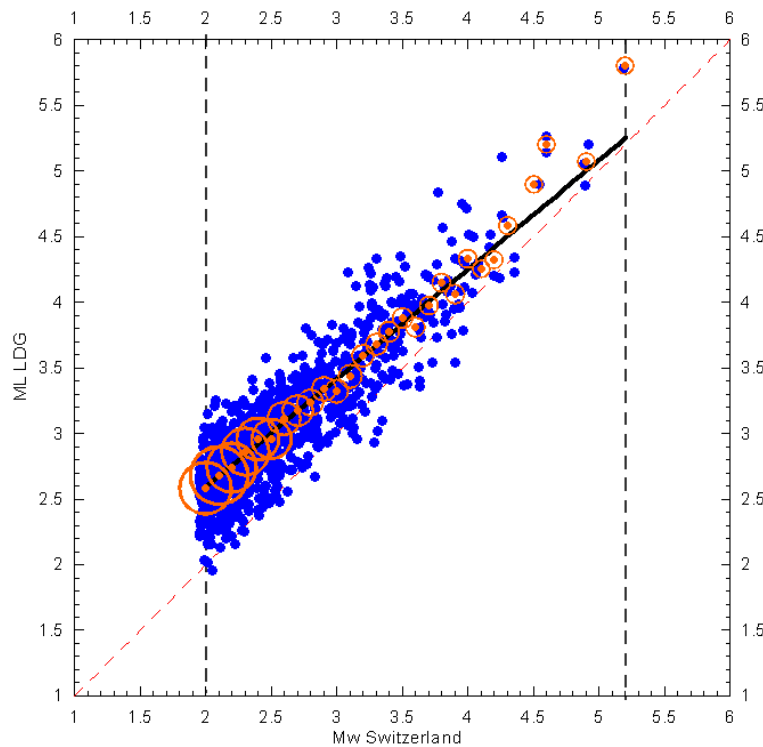
$$M_{L(LDG)} = 0.83 M_{w(SWITZERLAND)} + 0.92$$

$$\text{για } 2.0 \leq M_{L(LDG)} \leq 5.2 \quad \sigma = 0.21, \quad n = 1376 \quad (3.26)$$

Εύκολα λόγω της σχέσης (3.25) καταλήγουμε στην εξίσωση που συνδέει το μέγεθος σεισμικής ροπής του ελβετικού καταλόγου με το μέγεθος σεισμικής ροπής των Harvard και NEIC που είναι:

$$M_w = 0.48 M_{w(SWITZERLAND)} + 2.51$$

$$\text{για } 3.1 \leq M_{w(SWITZERLAND)} \leq 5.2 \quad \sigma = 0.50 \quad (3.27)$$



Σχήμα 3.13: Συσχετισμός του τοπικού μεγέθους, M_L , που δίνεται από το LDG σε συνάρτηση με το μέγεθος M_w της Ελβετικής Σεισμολογικής Υπηρεσίας (SED) για 1376 σεισμούς. Η καλύτερη γραμμική συσχέτιση προκύπτει για κατώτερο μέγεθος ροπής ίσο με 2.0.

3.4.9. M_L (VIE)/ M_L (STR)/ M_L (BGS)

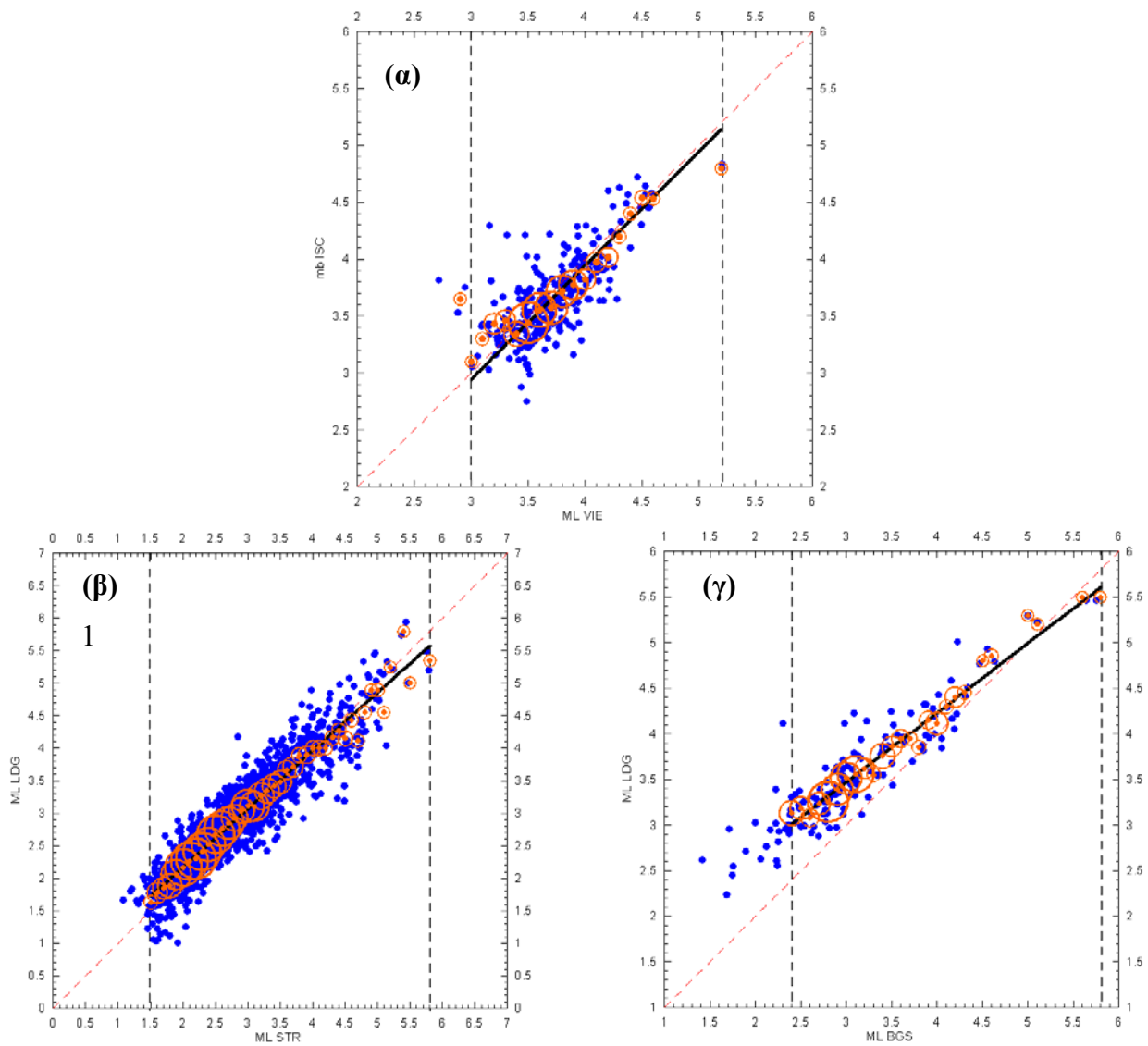
Τα τρία τοπικά μεγέθη με προέλευση τη Βιέννη, το Στρασβούργο και τη Βρετανική Γεωλογική Υπηρεσία (British Geological Survey) στο Εδιμβούργο συσχετίστηκαν αρχικά με το χωρικό μέγεθος του ISC (το πρώτο) και με το τοπικό μέγεθος του LDG (τα άλλα δύο), όπως φαίνεται στα αντίστοιχα γραφήματα του σχήματος (3.14).

Οι γραμμικές σχέσεις που προέκυψαν στηρίζονται σε ικανοποιητικό αριθμό κοινών σεισμών για κάθε περίπτωση, ιδιαίτερα για τα τοπικά μεγέθη της Βιέννης και του Στρασβούργου, και δίνονται από τις εξισώσεις:

$$m_{b(ISC)} = M_{L(VIE)} - 0.06, \quad \text{για } 3.0 \leq M_{L(VIE)} \leq 5.2 \quad \sigma = 0.26, \quad n = 251 \quad (3.28)$$

$$M_{L(LDG)} = 0.89 M_{L(STR)} + 0.38, \quad \text{για } 1.5 \leq M_{L(STR)} \leq 5.8 \quad \sigma = 0.27, \quad n = 1793 \quad (3.29)$$

$$M_{L(LDG)} = 0.76 M_{L(BGS)} + 1.18, \quad \text{για } 2.4 \leq M_{L(BGS)} \leq 5.8 \quad \sigma = 0.22, \quad n = 123 \quad (3.30)$$



Σχήμα 3.14: α) Συσχετισμός του χωρικού μεγέθους, m_b , που δίνεται από το ISC σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , της Βιέννης (VIE) για 251 σεισμούς. β) Φαίνεται η γραμμική συσχέτιση του τοπικού μεγέθους, M_L , που δίνεται από το LDG σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , του Στρασβούργου (STR) για 1793 σεισμούς και γ) σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , της Βρετανικής Γεωλογικής Υπηρεσίας (BGS) για 123 σεισμούς.

Οι σχέσεις αυτές οδηγούν τελικά σε συσχέτιση των τριών παραπάνω τοπικών μεγεθών με το μέγεθος αναφοράς με την μεσολάβηση των σχέσεων (3.12) για την πρώτη περίπτωση και (3.25) για τις άλλες δύο:

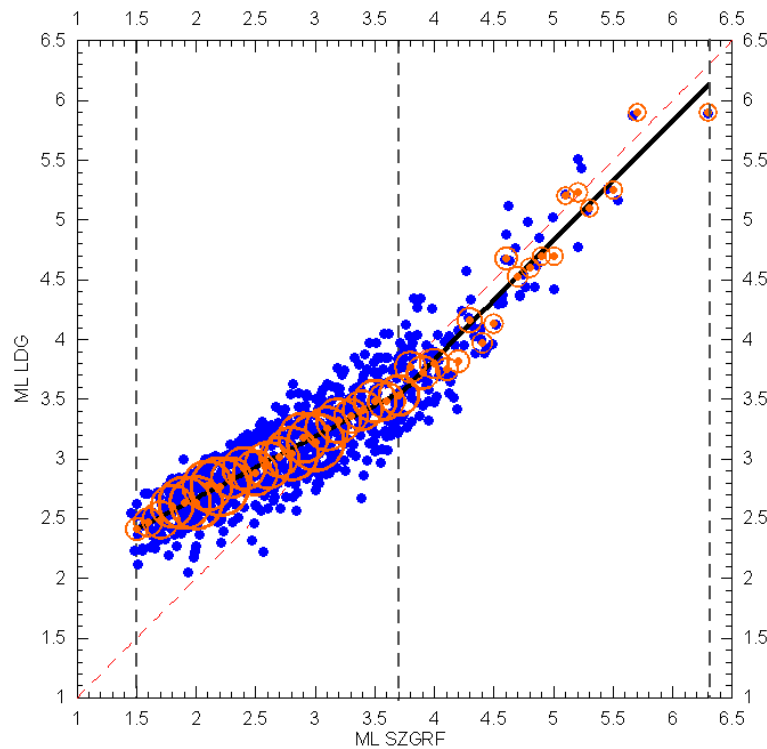
$$M_w = 0.85 M_{L(VIE)} + 0.97 \quad \text{για} \quad 3.6 \leq M_{L(VIE)} \leq 5.2 \quad \sigma = 0.39 \quad (3.31)$$

$$M_w = 0.53 M_{L(STR)} + 2.10 \quad \text{για} \quad 3.5 \leq M_{L(STR)} \leq 5.8 \quad \sigma = 0.52 \quad (3.32)$$

$$M_w = 0.44 M_{L(BGS)} + 2.67 \quad \text{για} \quad 3.0 \leq M_{L(BGS)} \leq 5.8 \quad \sigma = 0.51 \quad (3.33)$$

3.4.10. M_L (SZGRF)/ M_L (FUR)/ M_L (CLL)/ M_L (LEDBW)/ M_L (BUG)

Το κοινό χαρακτηριστικό των τεσσάρων αυτών τοπικών μεγεθών είναι η προέλευσή τους, αφού είναι μεγέθη που υπολογίζονται σε σεισμολογικά κέντρα διαφόρων περιοχών (ομοσπονδιακών κρατιδίων) της Γερμανίας. Το βασικό σεισμολογικό κέντρο όμως για την Γερμανία θεωρείται το SZGRF (παλαιότερα γνωστό ως GRF) το τοπικό μέγεθος του οποίου δίνει γραμμική συσχέτιση για δύο διαστήματα μεγεθών με το αντίστοιχο του LDG (σχ.3.15) για 693 συνολικά σεισμούς.



Σχήμα 3.15: Γραμμικός συσχετισμός του τοπικού μεγέθους, M_L , που δίνεται από το LDG σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , του SZGRF 693 στο σύνολο τους σεισμούς. Ο συσχετισμός γίνεται σε δύο διαστήματα μεγεθών όπως φαίνεται και από το γράφημα.

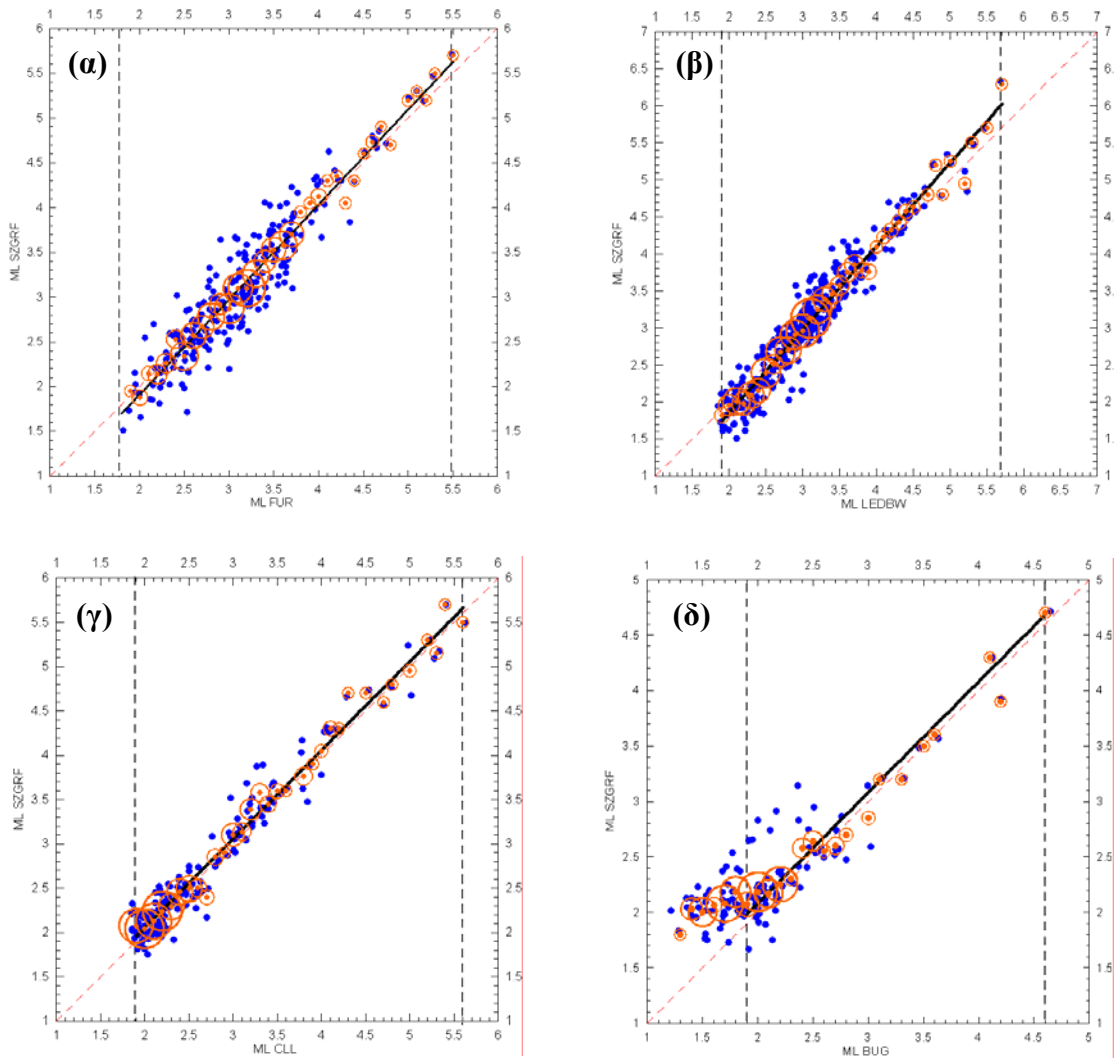
Έτσι για δύο διαστήματα τιμών του τοπικού μεγέθους που υπολογίζεται από το SZGRF προκύπτουν οι σχέσεις:

$$M_{L(LDG)} = 0.52 M_{L(SZGRF)} + 1.63$$

$$\text{για } 1.5 \leq M_{L(SZGRF)} \leq 3.7 \quad \sigma = 0.21, n = 574 \quad (3.34)$$

$$M_{L(LDG)} = 1.00 M_{L(SZGRF)} - 0.17$$

$$\text{για } 3.7 \leq M_{L(SZGRF)} \leq 6.3 \quad \sigma = 0.27, n = 119 \quad (3.35)$$



Σχήμα 3.16: Γραμμικοί συσχετισμοί του τοπικού μεγέθους, M_L , που δίνεται από το SZGRF με τα αντίστοιχα τοπικά μεγέθη σεισμών: α) από το Fustenfeldbruck της Βαυαρίας (FUR), β) από το Freiburg της Βάδης-Βυρτεμβέργης (LEDBW), γ) από το Collm της Σαξωνίας (CLL) και δ) από το Bochum της North Rhine-Westphalia (BUG). Στο τελευταίο επιλέχθηκε τελικά σαν κατώτερο όριο του διαστήματος τιμών τοπικού μεγέθους, M_L BUG το 1.9 και η γραμμική συσχέτιση πραγματοποιήθηκε για 71 από τους 114 συνολικά σεισμούς.

και λόγω της σχέσης (3.25) έχουμε:

$$M_w = 0.58 M_{L(SZGRF)} + 1.88 \quad \text{για} \quad 3.7 \leq M_{L(SZGRF)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.53 \quad (3.36)$$

Στη συνέχεια τα άλλα τέσσερα τοπικά μεγέθη βαθμολογήθηκαν με βάση το SZGRF και για ικανοποιητικό αριθμό κοινών σεισμών (σχ.3.16), αφού ουσιαστικά πρόκειται για γειτονικά σεισμολογικά δίκτυα. Επίσης για τον ίδιο λόγο οι τρεις από τις τέσσερις εξισώσεις που προκύπτουν

με εφαρμογή της μεθόδου της γραμμικής παλινδρόμησης ταυτίζονται σχεδόν με τη διχοτόμο (σχ.3.16(α), (γ), (δ)). Οι αντίστοιχες εξισώσεις που προκύπτουν είναι:

$$M_{L(SZGRF)} = 1.06 M_{L(FUR)} - 0.21$$

$$\text{για } 1.8 \leq M_{L(FUR)} \leq 5.5 \quad \sigma = 0.26, n = 242 \quad (3.37)$$

$$M_{L(SZGRF)} = M_{L(CLL)} + 0.05$$

$$\text{για } 1.9 \leq M_{L(CLL)} \leq 5.6 \quad \sigma = 0.18, n = 167 \quad (3.38)$$

$$M_{L(SZGRF)} = 1.12 M_{L(LEDBW)} - 0.39$$

$$\text{για } 1.9 \leq M_{L(LEDBW)} \leq 5.7 \quad \sigma = 0.23, n = 323 \quad (3.39)$$

$$M_{L(SZGRF)} = M_{L(BUG)} + 0.08$$

$$\text{για } 1.9 \leq M_{L(BUG)} \leq 4.6 \quad \sigma = 0.24, n = 71 \quad (3.40)$$

Από τις σχέσεις αυτές και την (3.36) προκύπτουν τελικά οι:

$$M_w = 0.61 M_{L(FUR)} - 1.76$$

$$\text{για } 3.7 \leq M_{L(FUR)} \leq 5.5 \quad \sigma = 0.59 \quad (3.41)$$

$$M_w = 0.58 M_{L(CLL)} + 1.91$$

$$\text{για } 3.7 \leq M_{L(CLL)} \leq 5.6 \quad \sigma = 0.56 \quad (3.42)$$

$$M_w = 0.65 M_{L(LEDBW)} + 1.65$$

$$\text{για } 3.6 \leq M_{L(LEDBW)} \leq 5.7 \quad \sigma = 0.58 \quad (3.43)$$

$$M_w = 0.58 M_{L(BUG)} + 1.93$$

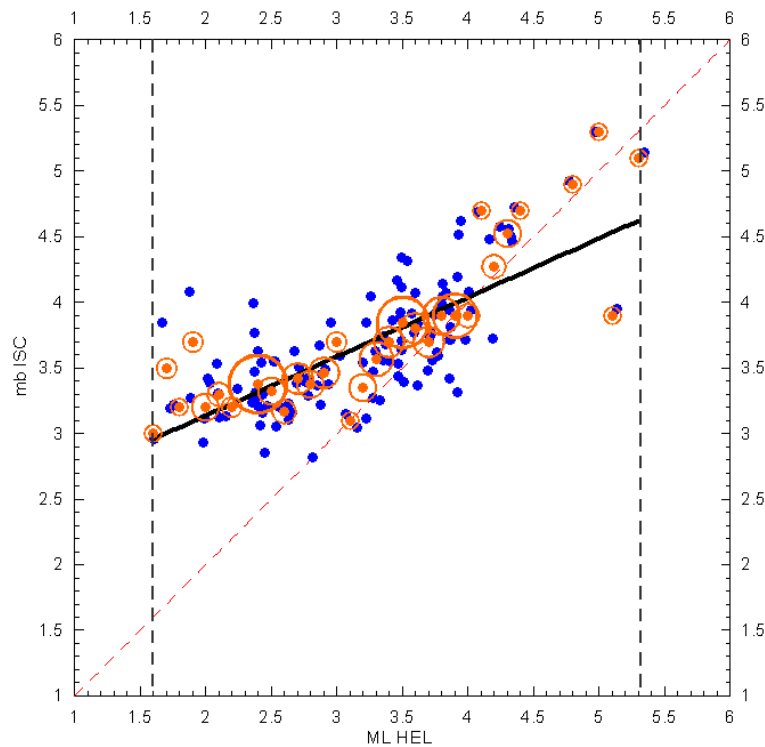
$$\text{για } 3.6 \leq M_{L(BUG)} \leq 4.6 \quad \sigma = 0.58 \quad (3.44)$$

3.4.11. M_L (HEL)/ M_L (BER)/ M_L (NAO)/ M_L (UPP)

Αυτά τα τέσσερα τοπικά μεγέθη προέρχονται από τις τρεις χώρες της σκανδιναβικής χερσονήσου Φιλανδία, Σουηδία και Νορβηγία αντίστοιχα. Το τοπικό μέγεθος που δίνεται από το Ελσίνκι (HEL) συσχετίστηκε με το χωρικό μέγεθος του ISC για 121 κοινούς σεισμούς (σχ.3.17), για σχετικά ευρύ διάστημα τιμών μεγεθών (από 1.6 ως 5.3) και προέκυψε τη σχέση:

$$m_{b(ISC)} = 0.45 M_{L(HEL)} - 2.24$$

$$\text{για } 1.6 \leq M_{L(HEL)} \leq 5.3 \quad \sigma = 0.33, n = 121 \quad (3.45)$$



Σχήμα 3.17: Συσχετισμός του χωρικού μεγέθους, m_b , του ISC σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , του ινστιτούτου σεισμολογίας του Ελσίνκι (HEL).

Επομένως λόγω της σχέσης (3.12) έχουμε:

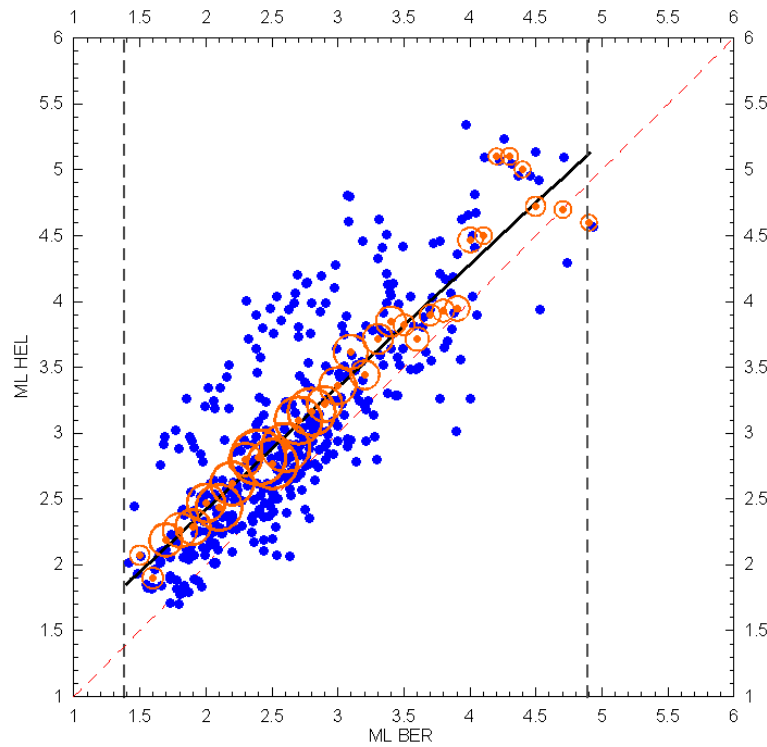
$$M_w = 0.38M_{L(HEL)} - 2.92$$

$$\text{για } 2.8 \leq M_{L(HEL)} \leq 5.3 \quad \sigma = 0.44 \quad (3.46)$$

Στη συνέχεια το τοπικό μέγεθος από το Bergen της Νορβηγίας (BER) που βρίσκεται σε καλή συμφωνία με το τοπικό μέγεθος από το Ελσίνκι όπως φαίνεται από το σχήμα (3.18) μας οδηγεί στη σχέση:

$$M_{L(HEL)} = 0.93M_{L(BER)} - 0.55$$

$$\text{για } 1.4 \leq M_{L(BER)} \leq 4.9 \quad \sigma = 0.45, n = 402 \quad (3.47)$$



Σχήμα 3.18: Συσχετισμός του τοπικού μεγέθους, M_L , που δίνεται το Ελσίνκι (HEL) σε συνάρτηση με το αντίστοιχο μέγεθος από το Bergen (BER).

Τελικά, λαμβάνοντας υπόψη και την (3.46), καταλήγουμε στη σχέση:

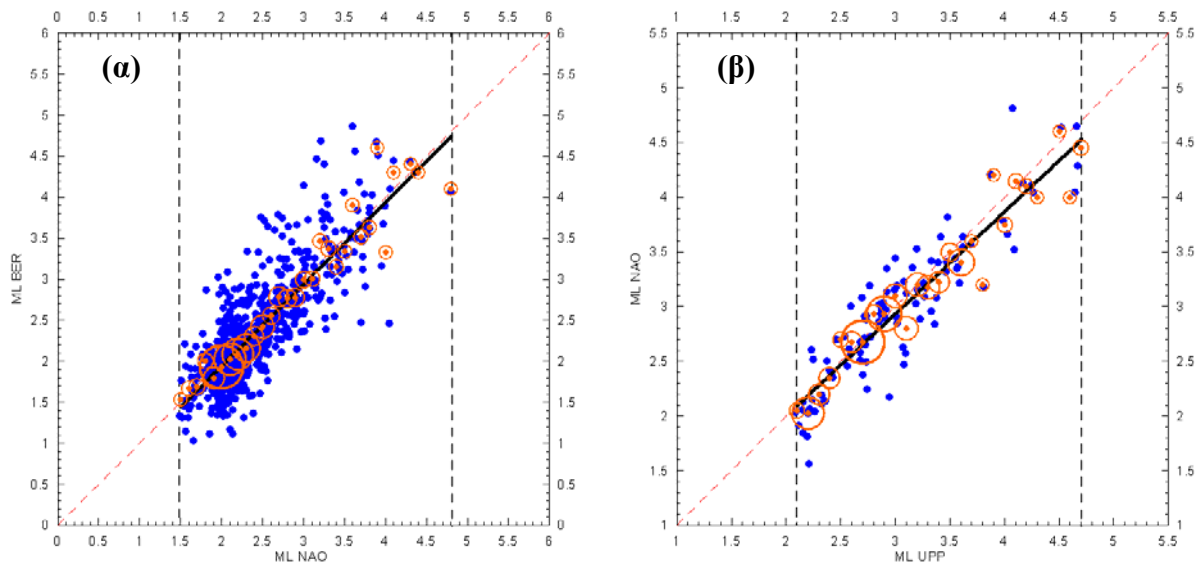
$$M_w = 0.70M_{L(BER)} - 1.97 \quad \text{για } 3.5 \leq M_{L(BER)} \leq 4.9 \quad \sigma = 0.68 \quad (3.48)$$

Εκτός όμως από το παραπάνω τοπικό μέγεθος στη Νορβηγία συναντάμε και το τοπικό μέγεθος που υπολογίζεται από το NORSAR (NAO) ένα ανεξάρτητο ερευνητικό κέντρο πάνω σε θέματα σεισμολογίας και εφαρμοσμένης γεωφυσικής που βρίσκεται σε λειτουργία από το 1977. Το τοπικό μέγεθος του NORSAR είναι σχεδόν ταυτόσημο (σχ.3.19α) με το αντίστοιχο του Bergen αφού ισχύει:

$$M_{L(BER)} = M_{L(NAO)} - 0.06 \quad \text{για } 1.5 \leq M_{L(BER)} \leq 4.8 \quad \sigma = 0.38, n = 698 \quad (3.49)$$

και λόγω της σχέσης (3.48) προκύπτει:

$$M_w = 0.70M_{L(NAO)} - 1.93 \quad \text{για } 3.6 \leq M_{L(NAO)} \leq 4.8 \quad \sigma = 0.78 \quad (3.50)$$



Σχήμα 3.19: (α) Συσχετισμός μεταξύ του M_L του Bergen (BER) με το αντίστοιχο μέγεθος του NORSAR (NAO) για 698 σεισμούς τα δύο μεγέθη φαίνονται να είναι ισοδύναμα (β) Συσχετισμός του M_L από Νορβηγία (NORSAR) με το αντίστοιχο Σουηδίας (Uppsala, UPP) για 96 σεισμούς.

Επίσης στο σχήμα (3.19β) απεικονίζεται και ο συσχετισμός του τοπικού μεγέθους της Σουηδίας που υπολογίζεται από το πανεπιστήμιο της Uppsala (UPP), με το τοπικό μέγεθος του NORSAR. Για 96 σεισμούς για τους οποίους έχουν υπολογιστεί και τα δύο παραπάνω μεγέθη προκύπτει η σχέση:

$$M_{L(NAO)} = 0.93M_{L(UPP)} + 0.12$$

για $2.1 \leq M_{L(UPP)} \leq 4.7$ $\sigma = 0.27$, $n = 96$ (3.51)

και λόγω της (3.50) έχουμε:

$$M_w = 0.65M_{L(UPP)} + 2.01$$

για $3.7 \leq M_{L(UPP)} \leq 4.7$ $\sigma = 0.82$ (3.52)

3.4.12. m_b (MOS)/ M_s (MOS)

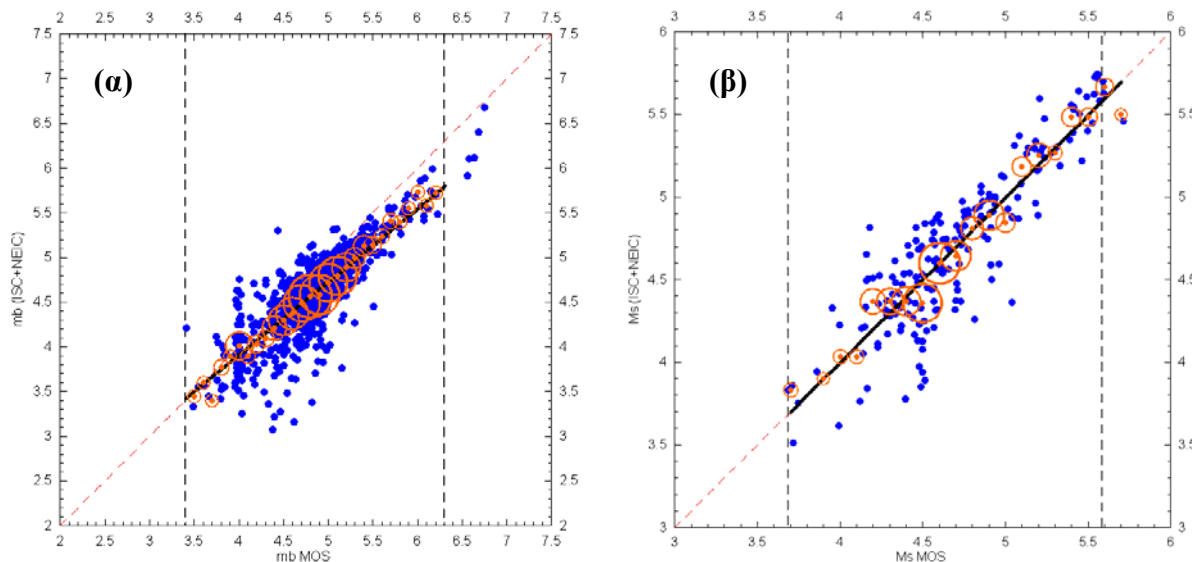
Ο υπολογισμός μεγεθών από το σεισμολογικό κέντρο της Μόσχας (MOS) πραγματοποιείται για τις κλίμακες του χωρικού και του επιφανειακού μεγέθους. Τα δύο αυτά μεγέθη συσχετίζονται με τα αντίστοιχα μεγέθη των ISC και NEIC όπως φαίνεται στα γραφήματα του σχήματος (3.20) και προκύπτουν οι αντίστοιχες σχέσεις:

$$m_{b(ISC+NEIC)} = 0.82 m_{b(MOS)} + 0.64$$

$$\text{για } 3.4 \leq m_{b(MOS)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.26, \quad n = 798 \quad (3.53)$$

$$M_{S(ISC+NEIC)} = M_{S(MOS)}$$

$$\text{για } 3.7 \leq M_{S(MOS)} \leq 5.6 \quad \sigma = 0.22, \quad n = 189 \quad (3.54)$$



Σχήμα 3.20: (α) Συσχετισμός του m_b από ISC και NEIC σε συνάρτηση με το m_b της Μόσχας (MOS). (β) Συσχετισμός του M_s από ISC και NEIC με το M_s της Μόσχας (MOS). Οι δύο συσχετισμοί πραγματοποιούνται για 798 και 189 σεισμούς, αντίστοιχα.

Επομένως λαμβάνοντας υπόψη τις (3.12) και (3.15) έχουμε:

$$M_w = 0.70 m_{b(MOS)} + 1.56$$

$$\text{για } 3.5 \leq m_{b(MOS)} \leq 6.2 \quad \sigma = 0.39 \quad (3.55)$$

$$M_w = 0.65 M_{S(MOS)} + 2.20$$

$$\text{για } 3.7 \leq M_{S(MOS)} \leq 5.6 \quad \sigma = 0.26 \quad (3.56)$$

3.4.13. M_L (ZUR)

Το τοπικό μέγεθος της Ζυρίχης μπορεί να συσχετισθεί για έναν αρκετά μεγάλο αριθμό ($n=1353$) κοινών σεισμών με το μέγεθος σεισμικής ροπής που δίνεται από τον ελβετικό κατάλογο, όπως παρατηρούμε στο σχήμα (3.21). Η σχέση που προκύπτει με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων είναι η εξής:

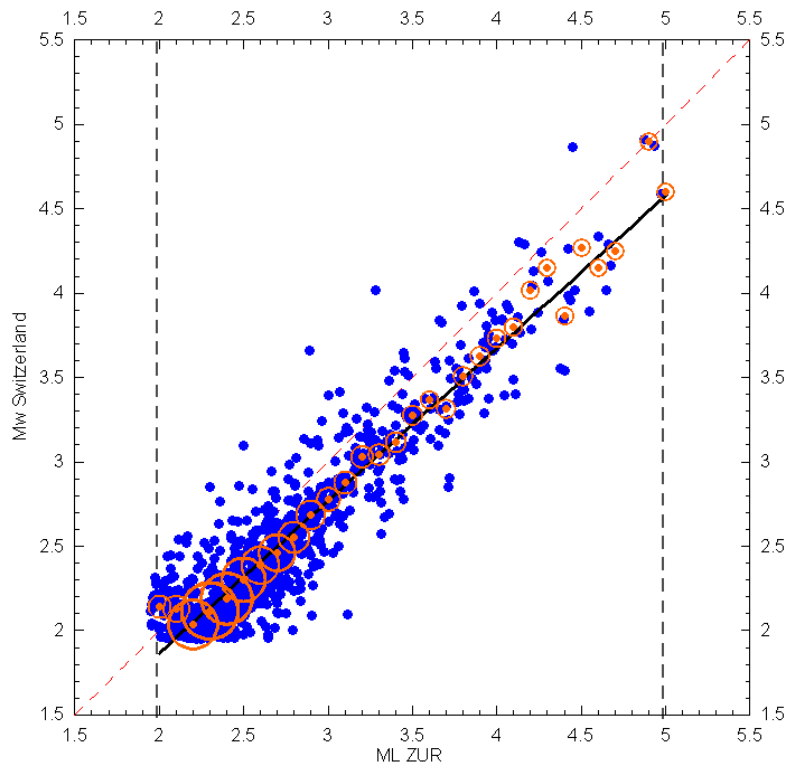
$$M_{w(SWITZERLAND)} = 0.90M_{L(ZUR)} + 0.06$$

για $2.0 \leq M_{L(ZUR)} \leq 5.0$ $\sigma = 0.16$, $n = 1353$ (3.57)

και τελικά λόγω της (3.27):

$$M_w = 0.43M_{L(ZUR)} + 2.54$$

για $3.4 \leq M_{L(ZUR)} \leq 5.0$ $\sigma = 0.52$ (3.58)



Σχήμα 3.21: Συσχετισμός του μεγέθους ροπής, M_w , της Ελβετίας (SED) σε συνάρτηση με το τοπικό μέγεθος, M_L , της Ζυρίχης για 1353 σεισμούς της Ελβετίας και γειτονικών περιοχών.

Στον παρακάτω πίνακα (3.5) δίνονται συγκεντρωτικά όλες οι σχέσεις μετατροπής μεγεθών που καθορίστηκαν στην παρούσα διατριβή με εφαρμογή των διαδικασιών που περιγράφηκαν και στηρίζονται σε συσχετίσεις με τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης. Οι πέντε πρώτες σχέσεις στο πίνακα καθορίστηκαν από τον Scordilis (2006) για δεδομένα σεισμών από τη παγκόσμια κλίμακα και υιοθετήθηκαν στην παρούσα διατριβή εξαιτίας της μεγαλύτερης σταθερότητας που παρουσιάζουν συγκριτικά με αντίστοιχες σχέσεις που υπολογίσθηκαν για δεδομένα του ευρωπαϊκού χώρου.

Πίνακας 3.5: Συγκεντρωτικός πίνακας των σχέσεων που προέκυψαν κατά τη βαθμολόγηση μεγεθών του ευρωπαϊκού χώρου. Σε πιο σκούρο φόντο σημειώνονται οι σχέσεις που προήλθαν από βαθμολόγηση των αντίστοιχων μεγεθών για τα παγκόσμια δεδομένα και υιοθετούνται στη παρούσα διατριβή (Scordilis, 2006).

Τύπος μεγέθους	Σχέση γραμμικής παλινδρόμησης	Διάστημα τιμών	Σταθερή απόκλιση (σ)
$m_b\text{ISC} - m_b\text{NEIC}$	$M_w = 0.85 m_b(\text{ISC+NEIC}) + 1.07$	$4.9 \leq m_b(\text{ISC+NEIC}) \leq 6.2$	0.29
$M_s\text{ISC} - M_s\text{NEIC}$	$M_w = 0.65 M_s(\text{ISC+NEIC}) + 2.20$	$3.0 \leq M_s(\text{ISC+NEIC}) \leq 6.1$	0.14
$M_s\text{Karnik}$	$M_w = 0.78 M_{SK} + 1.45$	$4.0 \leq M_{SK} \leq 5.3$	0.42
	$M_w = 0.68 M_{SK} + 1.99$	$5.4 \leq M_{SK} \leq 6.1$	0.32
	$M_w = 1.04 M_{SK} - 0.30$	$6.2 \leq M_{SK}$	0.34
$m_b\text{EMSC}$	$M_w = 0.81 m_b(\text{EMSC}) + 1.27$	$3.4 \leq m_b(\text{EMSC}) \leq 4.6$	0.42
	$M_w = 0.57 m_b(\text{EMSC}) + 2.35$	$4.7 \leq m_b(\text{EMSC}) \leq 6.2$	0.34
$M_s\text{EMSC}$	$M_w = 0.69 M_s(\text{EMSC}) + 1.70$	$4.2 \leq M_s(\text{EMSC}) \leq 5.7$	0.50
$M_w\text{Romania}$	$M_w = 0.46 M_w(\text{ROMANIA}) + 2.88$	$3.7 \leq M_w(\text{ROMANIA}) \leq 5.6$	0.56
	$M_w = 0.75 M_w(\text{ROMANIA}) + 1.34$	$5.7 \leq M_w(\text{ROMANIA}) \leq 6.4$	0.45
	$M_w = 1.14 M_w(\text{ROMANIA}) - 1.29$	$6.5 \leq M_w(\text{ROMANIA}) \leq 7.7$	0.47
$M_L\text{LDG}$	$M_w = 0.58 M_L(\text{LDG}) + 1.98$	$3.5 \leq M_L(\text{LDG}) \leq 6.0$	0.46
$M_w\text{Switzerland}$	$M_w = 0.48 M_w(\text{SWITZERLAND}) + 2.51$	$3.1 \leq M_w(\text{SWITZERLAND}) \leq 5.2$	0.50
$M_L\text{VIE}$	$M_w = 0.85 M_L(\text{VIE}) + 0.97$	$3.6 \leq M_L(\text{VIE}) \leq 5.2$	0.39
$M_L\text{STR}$	$M_w = 0.53 M_L(\text{STR}) + 2.10$	$3.5 \leq M_L(\text{STR}) \leq 5.8$	0.52
$M_L\text{BGS}$	$M_w = 0.44 M_L(\text{BGS}) + 2.67$	$3.0 \leq M_L(\text{BGS}) \leq 5.8$	0.51
$M_L\text{SZGRF}$	$M_w = 0.58 M_L(\text{SZGRF}) + 1.88$	$3.7 \leq M_L(\text{SZGRF}) \leq 6.2$	0.53
$M_L\text{FUR}$	$M_w = 0.61 M_L(\text{FUR}) - 1.76$	$3.7 \leq M_L(\text{FUR}) \leq 5.5$	0.59
$M_L\text{CLL}$	$M_w = 0.58 M_L(\text{CLL}) + 1.91$	$3.7 \leq M_L(\text{CLL}) \leq 5.6$	0.56
$M_L\text{LEDBW}$	$M_w = 0.65 M_L(\text{LEDBW}) + 1.65$	$3.6 \leq M_L(\text{LEDBW}) \leq 5.7$	0.58
$M_L\text{BUG}$	$M_w = 0.58 M_L(\text{BUG}) + 1.93$	$3.6 \leq M_L(\text{BUG}) \leq 4.6$	0.58
$M_L\text{HEL}$	$M_w = 0.38 M_L(\text{HEL}) - 2.92$	$2.8 \leq M_L(\text{HEL}) \leq 5.3$	0.44
$M_L\text{BER}$	$M_w = 0.70 M_L(\text{BER}) - 1.97$	$3.5 \leq M_L(\text{BER}) \leq 4.9$	0.68
$M_L\text{NAO}$	$M_w = 0.70 M_L(\text{NAO}) - 1.93$	$3.6 \leq M_L(\text{NAO}) \leq 4.8$	0.78
$M_L\text{UPP}$	$M_w = 0.65 M_L(\text{UPP}) + 2.01$	$3.7 \leq M_L(\text{UPP}) \leq 4.7$	0.82
$m_b\text{MOS}$	$M_w = 0.70 m_b(\text{MOS}) + 1.56$	$3.5 \leq m_b(\text{MOS}) \leq 6.2$	0.39
$M_s\text{MOS}$	$M_w = 0.65 M_s(\text{MOS}) + 2.20$	$3.7 \leq M_s(\text{MOS}) \leq 5.6$	0.26
$M_L\text{ZUR}$	$M_w = 0.43 M_L(\text{ZUR}) - 2.54$	$3.4 \leq M_L(\text{ZUR}) \leq 5.0$	0.52

3.5. Μετατροπή μεγεθών στο τελικό μέγεθος MM_f

Στην παράγραφο 3.3 περιγράφηκε η διαδικασία που ακολουθήθηκε και τα επιμέρους στάδια δημιουργίας του ενοποιημένου καταλόγου σεισμών, στον οποίο περιλαμβάνονται σε διαφορετικές στήλες όλες οι διαθέσιμες πληροφορίες μεγεθών για κάθε σεισμικό γεγονός, όπως αυτές προέκυψαν από τα δεδομένα των έξι καταλόγων σεισμών για τη περιοχή μελέτης. Στο σημείο αυτό με εφαρμογή κατάλληλου κώδικα (Σκορδύλης, προσωπική επικοινωνία), πραγματοποιείται για κάθε σεισμό που περιέχεται στον ενοποιημένο κατάλογο υπολογισμός του τελικού μεγέθους MM_f όπως το ονομάζουμε.

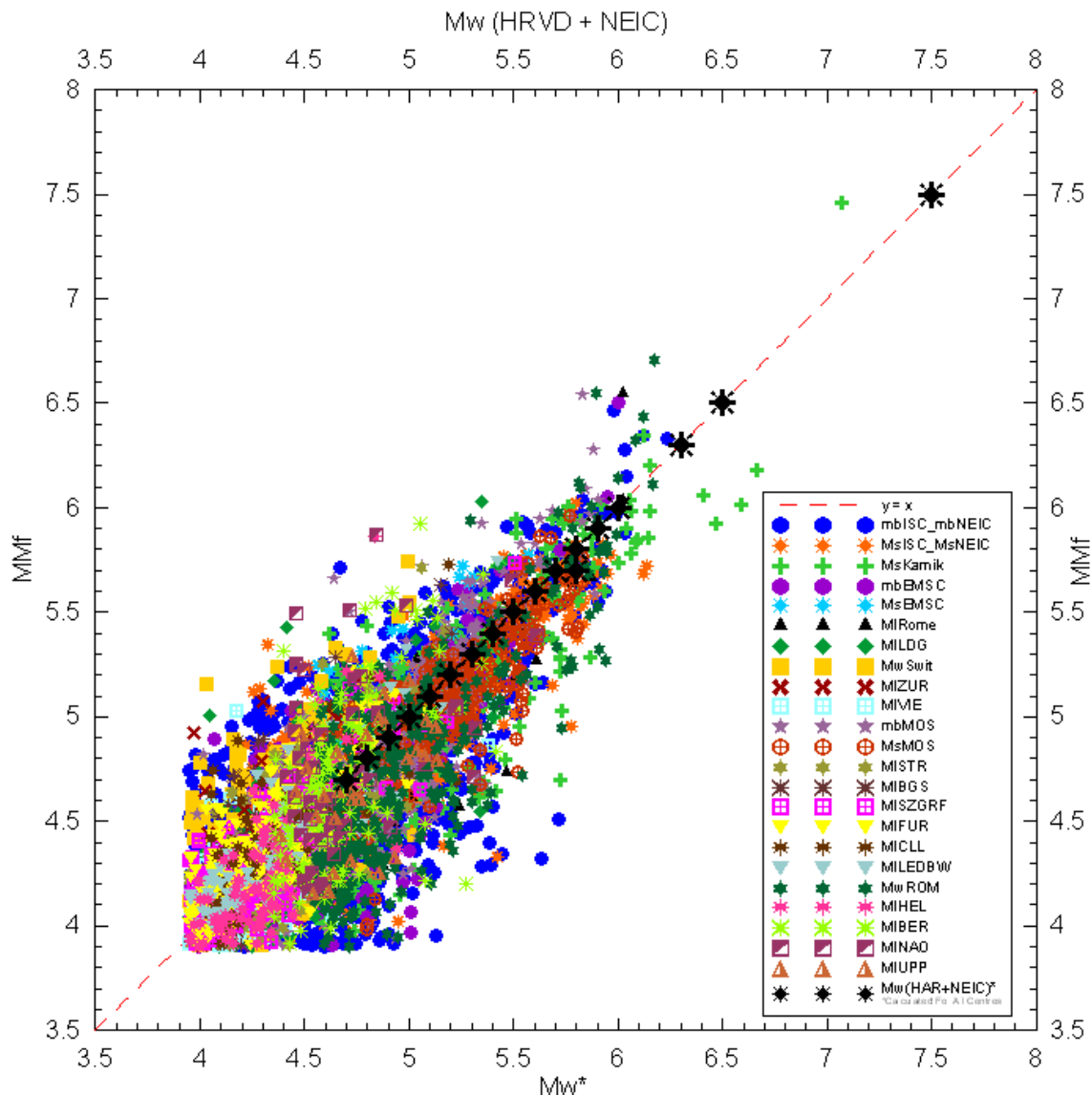
1	Year	MoDaHrMnSecs	Lat	Lon	Dep	Mw	mbI	MsI	mbN	MsN	Msk	mbE	MsE	MLR	MLL	mbM	MsM	MwR	Mm1	sd1	n1	MMf	sd2	n2
2	1976	0509005344.77	46.2234	13.3320	20	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	5.1	5.5	5.2	5.5	0.0	5.5	4.9	0.0	5.4	0.245	7	5.4	0.378	6
3	1976	0511224400.91	46.2852	12.9870	13	0.0	4.9	0.0	0.0	0.0	4.7	5.2	5.0	5.3	0.0	5.2	4.8	0.0	5.2	0.334	7	5.3	0.224	6
4	1976	0911163111.19	46.2929	13.1760	10	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	5.5	5.2	5.3	5.5	0.0	5.5	5.5	0.0	5.5	0.529	7	5.4	0.457	4
5	1976	0911163503.94	46.3035	13.1890	24	0.0	5.3	0.0	0.0	0.0	5.6	5.6	5.7	5.9	0.0	5.7	5.5	0.0	5.6	0.407	7	5.7	0.115	6
6	1976	0915031518.73	46.3032	13.1870	2	6.0	5.7	0.0	0.0	0.0	6.1	6.2	6.2	6.1	5.8	6.2	6.1	0.0	6.0	1.204	7	6.0	0.685	6
7	1976	0915092118.64	46.3434	13.1210	12	0.0	5.4	0.0	0.0	0.0	6.0	6.1	6.1	6.0	6.0	6.1	6.0	0.0	5.8	0.380	7	5.8	0.219	5
8	1977	0420003151.50	44.8656	17.3270	10	0.0	4.7	0.0	0.0	0.0	4.6	4.3	4.6	0.0	4.3	4.9	4.6	0.0	4.9	0.654	7	5.0	0.279	4
9	1977	0916234808.12	46.2826	12.9810	21	5.4	5.1	0.0	0.0	0.0	5.1	5.7	5.5	0.0	5.4	5.4	5.1	0.0	5.4	0.557	8	5.4	0.269	7
10	1978	0622023323.17	46.7788	21.1350	0	0.0	4.4	4.6	0.0	0.0	4.4	4.1	4.5	0.0	0.0	0.0	4.6	4.6	5.0	0.895	7	5.1	0.709	5
11	1979	0330155620.65	47.9812	23.6550	10	0.0	4.7	4.4	0.0	0.0	4.0	4.4	3.5	0.0	0.0	5.0	0.0	4.5	4.9	0.882	7	5.0	0.503	5
12	1979	0418151919.68	46.3232	13.2370	14	0.0	4.8	4.7	0.0	0.0	4.9	4.8	4.9	0.0	5.2	5.0	4.7	0.0	5.1	0.653	8	5.2	0.535	7
13	1979	0531072006.49	45.5729	26.2990	121	5.2	5.1	4.3	0.0	0.0	5.0	5.2	4.1	0.0	0.0	5.3	0.0	5.3	5.2	0.438	8	5.2	0.786	6
14	1980	0911232425.75	45.3813	28.0620	17	0.0	4.6	0.0	0.0	0.0	4.4	4.7	3.9	0.0	0.0	4.8	4.4	4.2	4.9	0.638	7	5.0	0.448	6
15	1981	1113090708.14	45.2656	29.0070	8	0.0	5.2	4.6	4.9	0.0	4.9	4.9	4.8	0.0	0.0	5.3	5.0	5.1	5.2	0.313	9	5.3	0.389	8
16	1983	0221180357.11	45.2801	26.8820	21	0.0	4.7	0.0	0.0	0.0	4.4	4.5	4.2	0.0	0.0	4.9	4.4	3.5	4.9	0.747	7	5.0	0.381	5
17	1985	0106102257.05	71.2846	-7.7020	10	0.0	4.7	4.2	4.8	3.6	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	4.6	0.0	4.9	0.875	7	5.0	0.519	5
18	1985	0801143503.20	45.7302	26.5160	105	5.2	5.1	0.0	5.3	0.0	5.0	5.6	4.6	0.0	0.0	5.1	4.4	5.8	5.2	0.950	9	5.2	0.495	5
19	1985	0815042847.38	47.0625	18.0050	10	5.2	4.7	5.0	4.7	5.0	4.9	4.8	5.1	0.0	5.1	5.1	4.9	0.0	5.2	0.636	11	5.2	0.633	7
20	1985	0821163803.78	71.8828	-1.5660	10	5.3	5.0	5.0	5.0	5.1	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.2	4.9	0.0	5.3	0.535	8	5.3	0.535	8
21	1986	0427000434.10	45.4801	26.9460	41	0.0	5.0	3.9	4.8	0.0	4.4	4.6	4.5	0.0	0.0	5.4	4.5	0.0	5.0	0.523	8	5.0	0.488	4
22	1986	0626024131.22	71.4200	-4.0630	10	0.0	4.7	4.4	4.7	4.2	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	4.4	0.0	5.0	0.398	7	5.0	0.398	7
23	1986	1224164805.64	44.1059	16.3690	29	0.0	4.9	4.7	4.8	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7	5.3	4.6	0.0	5.2	0.704	7	5.2	0.349	6
24	1988	0320143931.60	70.8966	-6.2890	10	0.0	4.6	4.5	4.7	3.5	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.1	4.3	0.0	4.9	0.510	7	5.0	0.079	3
25	1988	1213040139.15	71.1296	-7.6940	10	6.0	5.6	5.6	5.7	5.6	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0	5.6	0.0	6.0	1.262	8	6.0	1.262	8
26	1989	0610045321.90	71.4486	-3.9500	10	0.0	4.9	4.5	5.0	4.5	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	4.2	0.0	5.1	0.347	7	5.1	0.347	7
27	1989	1104180402.63	72.2411	0.6110	10	5.5	5.0	5.3	5.1	5.2	5.2	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	5.3	0.0	5.5	0.430	8	5.5	0.353	7
28	1989	1104181714.00	72.2688	0.6440	10	5.4	5.1	5.2	5.3	5.3	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6	5.2	0.0	5.4	0.915	8	5.4	0.915	8
29	1990	0527214935.66	74.2207	8.7530	29	5.8	5.5	5.6	5.5	5.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1	5.5	0.0	5.8	0.375	7	5.8	0.375	7
30	1990	0910121736.99	70.7483	-13.7860	10	0.0	5.0	4.4	5.0	4.3	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0	5.2	4.6	0.0	5.1	0.574	7	5.1	0.574	7
31	1990	0911171523.62	71.5935	-2.6370	10	0.0	4.7	4.3	4.7	4.1	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	5.1	4.5	0.0	5.0	0.379	7	5.0	0.379	7
32	1991	0330125834.21	71.0337	-7.5490	6	5.2	5.0	4.8	4.9	4.5	0.0	5.0	4.9	0.0	0.0	5.2	4.7	0.0	5.2	0.501	9	5.2	0.410	8
33	1991	0421020136.86	73.0671	5.5060	10	0.0	4.4	3.6	4.5	3.5	0.0	4.5	3.6	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	4.6	0.655	7	4.6	0.816	4
34	1991	0421021058.02	73.0737	6.0750	10	0.0	4.2	3.6	4.4	3.5	0.0	4.5	3.5	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	4.6	0.529	7	4.6	0.609	4
35	1991	0702212404.17	72.9354	12.2250	10	5.2	5.4	4.6	5.4	4.7	0.0	5.5	4.8	0.0	0.0	5.7	4.7	0.0	5.2	1.087	9	5.2	0.535	4
36	1991	0712104221.85	45.3570	20.9870	11	5.6	4.9	5.7	5.3	5.7	0.0	5.0	5.7	0.0	0.0	5.4	5.6	5.6	5.6	0.809	10	5.6	0.877	4
37	1991	0718115630.85	44.8980	22.4070	12	0.0	5.5	5.5	5.7	5.5	0.0	5.8	5.5	0.0	0.0	5.9	5.4	5.6	5.7	0.706	9	5.7	0.441	8
38	1991	0719012732.52	45.3000	21.0210	10	5.1	5.0	4.9	5.3	4.9	0.0	5.4	4.9	0.0	0.0	5.1	4.6	3.7	5.1	0.667	10	5.1	0.935	4
39	1991	0901011603.32	45.4792	26.9190	33	0.0	4.9	4.8	4.8	4.8	0.0	4.9	4.8	0.0	0.0	5.2	4.6	3.5	5.2	1.014	9	5.2	0.579	7

Σχήμα 3.22: Εξαγόμενο αρχείο κατά την εκτέλεση κώδικα για τον υπολογισμό του τελικού μεγέθους, MM_f.

Δίνονται οι χρόνοι γένεσης, οι συντεταγμένες των επικέντρων και τα εστιακά βάθη των σεισμών του καταλόγου για τα οποία υπολογίστηκε τελικό μέγεθος MM_f. Στις στήλες από 6-18 δίνονται τα μεγέθη που υπολογίζονται από τα διάφορα σεισμολογικά κέντρα για κάθε σεισμό. Στη συνέχεια δίνεται ο μέσος όρος (Mm₁) και η αντίστοιχη τυπική απόκλιση (sd1) και το πλήθος παρατηρήσεων. Στις τελευταίες τρεις στήλες δίνονται ο μέσος όρος (Mm₂) και η τυπική απόκλιση (sd2) που προκύπτουν από δεύτερη εκτέλεση του αλγορίθμου (κώδικα) για διάστημα εμπιστοσύνης ίσο με 95%.

Ο υπολογισμός αυτός βασίζεται στη μετατροπή των επιμέρους μεγεθών σε μέγεθος ροπής M_w (για την ακρίβεια σε έμμεσα υπολογισμένο μέγεθος ροπής M_w^{*}), σύμφωνα με τις σχέσεις που καθορίστηκαν με τη διεργασία των συσχετίσεων (πίνακας 3.5). Το μέγεθος αυτό αποτελεί στην πραγματικότητα το μέσο όρο των τιμών M_w^{*} που προκύπτουν από τα διάφορα κέντρα και για κάθε

σεισμό. Στον υπολογισμό του μέσου όρου λαμβάνεται υπ' όψη κατά την εφαρμογή του κώδικα, ένας συντελεστής στατιστικού βάρους με τιμή ίση προς το αντίστροφο της σταθερής απόκλισης ($1/\sigma$), όπως αυτή υπολογίσθηκε για τις τελικές σχέσεις μετατροπής του μεγέθους κάθε κέντρου σε μέγεθος σεισμικής ροπής. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται με την εφαρμογή διαστήματος εμπιστοσύνης 95% ($\sim \pm 2SD$). Έτσι στον νέο κατάλογο που προκύπτει ως εξαγόμενο αρχείο του συγκεκριμένου κώδικα, περιέχονται στις δύο τελευταίες στήλες το τελικά υπολογισμένο μέγεθος για κάθε σεισμό, μαζί με την αντίστοιχη τιμή τυπικής απόκλισης (σχ.3.22).



Σχήμα 3.23: Συγκεντρωτικό γράφημα που απεικονίζει τη μεταβολή του τελικού μεγέθους MM_f για κάθε μέγεθος (υπολογίζεται από όλα τα υπόλοιπα μεγέθη πλην του συγκεκριμένου με εξαίρεση τον υπολογισμό που πραγματοποιείται για το μέγεθος σεισμικής ροπής από HRVD+NEIC – βλέπε κείμενο για λεπτομέρειες) σε συνάρτηση με το έμμεσα υπολογισμένο μέγεθος ροπής M_w^* για αυτό το συγκεκριμένο μέγεθος (το M_w^* προκύπτει για κάθε βαθμολογημένο μέγεθος από τις αντίστοιχες σχέσεις του πίνακα 3.5). Στο υπόμνημα αναφέρεται ο συμβολισμός που αντιστοιχεί σε κάθε κέντρο ενώ η γραφική παράσταση πραγματοποιείται για τιμές M_w^* από 3.9 έως 7.5.

Το αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας μετατροπής των βαθμολογημένων μεγεθών που χρησιμοποιήθηκαν τελικά για τον υπολογισμό του τελικού (ισοδύναμου προς το μέγεθος σεισμικής ροπής) μεγέθους MM_f , μπορεί να απεικονιστεί συνοπτικά στο σχήμα (3.23). Στο σχήμα αυτό απεικονίζεται η συσχέτιση του μεγέθους M_w^* (άξονας των x), όπως το ονομάζουμε και αντιστοιχεί στο μέγεθος σεισμικής ροπής όπως αυτό υπολογίζεται έμμεσα για κάθε βαθμολογημένο μέγεθος μέσω των σχέσεων του πίνακα (3.5), σε συνάρτηση με το τελικό μέγεθος MM_f (άξονας των y), όπως αυτό υπολογίζεται από τον κώδικα. Πιο συγκεκριμένα, το μέγεθος MM_f για κάθε κέντρο προέκυψε ξεχωριστά, υπολογίζοντας με τη χρήση του κώδικα κάθε φορά, το τελικό μέγεθος που προκύπτει αν λάβουμε υπ' όψη μόνο τις σχέσεις βαθμολόγησης για όλα τα υπόλοιπα κέντρα και χωρίς να λαμβάνουμε υπ' όψη το αυθεντικό μέγεθος που έχει προέλευση από το ίδιο το κέντρο. Δηλαδή το κέντρο για το οποίο υπολογίστηκε το τελικό μέγεθος κάθε φορά (π.χ. το m_b EMSC), δεν λαμβάνονταν υπ' όψη κατά την εφαρμογή του κώδικα (στατιστικό βάρος ίσο προς μηδέν). Μοναδική εξαίρεση όπως φαίνεται και στο γράφημα αποτελεί το μέγεθος σεισμικής ροπής από Harvard και NEIC, του οποίου το τελικό μέγεθος υπολογίστηκε κανονικά λαμβάνοντας υπ' όψη και το ίδιο (στατιστικό βάρος ίσο προς 1/0,010).

Όπως γίνεται φανερό από το σχήμα (3.23), παρατηρείται μια αρκετά ικανοποιητική συμφωνία ανάμεσα στα μεγέθη MM_f και M_w^* , που εκδηλώνεται με την συγκέντρωση του νέφους των σημείων εκατέρωθεν και συμμετρικά της διχοτόμου ($y=x$). Επίσης, τα σημεία του μεγέθους σεισμικής ροπής από Harvard και NEIC (μαύροι αστερίσκοι στο γράφημα), βρίσκονται ακριβώς στη διχοτόμο, όπως και θα ήταν αναμενόμενο άλλωστε, αφού το τελευταίο αποτελεί και το μέγεθος αναφοράς κατά την πραγματοποίηση της όλης διαδικασίας δημιουργίας του ομογενούς σεισμικού καταλόγου.

3.6. Επαγόμενη σεισμικότητα από μεταλλευτική δραστηριότητα

3.6.1. Γενικά

Με τον όρο επαγόμενη σεισμικότητα αναφερόμαστε στη γένεση σεισμών εξαιτίας της ανθρώπινης δραστηριότητας. Διακρίνονται δύο περιπτώσεις επαγόμενης σεισμικότητας:

i) να επισπεύδεται ή να επιβραδύνεται η γένεση ενός σεισμού εξαιτίας μεταβολής των δυναμικών τάσεων που επικρατούν σε μια περιοχή. Έτσι η άμεση σχέση που εμφανίζεται σε αυτή τη περίπτωση μεταξύ της χωροχρονικής κατανομής των επικέντρων και της διάρκειας της ανθρωπογενούς δραστηριότητας σε μια περιοχή, υποδεικνύει μια εμφανή συσχέτιση μεταξύ των δύο, δηλαδή της σεισμικότητας και της ανθρωπογενούς δραστηριότητας.

ii) καθαρά επαγόμενοι σεισμοί που προκαλούνται από την αύξηση των τεκτονικών τάσεων στη περιοχή που πραγματοποιούνται ανθρώπινες παρεμβάσεις.

Στην βόρεια και κεντρική Ευρώπη και ιδιαίτερα στις σκανδιναβικές χώρες, παρατηρείται έντονα το φαινόμενο της μεταλλευτικής δραστηριότητας και της επαγόμενης από αυτή σεισμικότητας, με αποτέλεσμα να είναι αναγκαίο να υπάρξει ένας διαχωρισμός αυτών των πληροφοριών, ώστε να έχουμε τελικά έναν όσο το δυνατό πιο αξιόπιστο σεισμικό κατάλογο. Το πρόβλημα αυτό έχει εξαιρετική σημασία στη περίπτωση μας, αφού βασικός σκοπός της εργασίας αυτής είναι η μελέτη της δυνατότητας μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας. Αυτές είναι ακριβώς και οι περιοχές εκείνες στις οποίες τα επαγόμενα σεισμικά γεγονότα, που είναι συνήθως μικρά σε μέγεθος διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο συμβάλλοντας σε πιο σύνθετα τοπικά γεωδυναμικά φαινόμενα.

Ένας βασικός προβληματισμός ανάμεσα στους επιστήμονες ο οποίος δεν επιδέχεται μονοσήμαντης λύσης, αφορά το γεγονός της επαγόμενης σεισμικότητας και το αν αυτή πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ή όχι κατά τη δημιουργία των σεισμικών καταλόγων. Αρχικά, η επαγόμενη σεισμικότητα δεν συμπεριλήφθηκε στη μελέτη της περιοχής, με τα αντίστοιχα σεισμικά γεγονότα να αντιμετωπίζονται όπως ακριβώς και οι εκρήξεις. Ο κατάλογος που προέκυψε όμως δεν απέδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα στο τελευταίο στάδιο που αφορά την εφαρμογή του αλγορίθμου μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης που εφαρμόζεται από το εργαστήριο Γεωφυσικής Α.Π.Θ (αναλυτική περιγραφή στο 4^ο κεφάλαιο). Για το λόγο αυτό κρίθηκε σκόπιμο να συμπεριληφθούν τα γεγονότα επαγόμενης σεισμικότητας στο κατάλογο πάνω στον οποίο θα δοκιμαζόταν τελικά και ο αλγόριθμος. Σε αντίστοιχες περιπτώσεις οι εκρήξεις εντοπίστηκαν και απομονώθηκαν στον κατάλογο στηριζόμενοι στις πληροφορίες που δίνονται από το ISC.

Ο βασικός λόγος που έγινε αυτή η επιλογή προκύπτει από το γεγονός ότι ακόμα και οι επαγόμενοι σεισμοί οφείλονται σε απότομη μεταβολή του πεδίου των τάσεων στην περιοχή, λόγω της πραγματοποιούμενης μεταλλευτικής δραστηριότητας με την χρήση εκρηκτικών υλών. Έτσι τα μεγαλύτερα σε μέγεθος σεισμικά γεγονότα από επαγωγή ($M > 3.0$), δεν κρίνεται απαραίτητο να οφείλουν τη γένεση τους σε πραγματοποιούμενες εκρήξεις, αλλά υπάρχουν ενδείξεις που αποδίδουν τα γεγονότα αυτά σε μακροπρόθεσμες μεταβολές του πεδίου των τάσεων σε μια περιοχή. Οι σεισμοί επομένως διαδραματίζουν ενεργό ρόλο στην κατανομή των τάσεων που είναι πολύ πιθανό να οδηγήσει στη γένεση ενός μεγαλύτερου σεισμού στον ευρύτερο γεωγραφικό χώρο.

Ως ένα παράδειγμα του κατά πόσο μπορεί να επηρεαστεί το πεδίο των τάσεων μιας περιοχής στην οποία πραγματοποιείται εξόρυξη πρώτων υλών και στην οποία παρατηρείται το παραπάνω φαινόμενο σε έντονο βαθμό, μπορούμε να αναφέρουμε αυτό της Πολωνίας (βλέπε πίνακα 3.6). Μπορεί εύκολα να παρατηρήσει κανείς ότι για το χρονικό διάστημα 1977-1981 έχουμε την γένεση σεισμών αξιόλογων μεγεθών στην ευρύτερη περιοχή της Πολωνίας με έκλυση σημαντικών ποσών σεισμικής ενέργειας, γεγονός που για την παρούσα διατριβή αποκτά ιδιαίτερη

σημασία. Συγκεκριμένα, οι Gibowich και συνεργάτες (1981) αναφέρουν έντονη επαγόμενη σεισμικότητα κατά την περίοδο 1979-1980, εξαιτίας της επιφανειακής εκμετάλλευσης αποθεμάτων γαιάνθρακα στην περιοχή Belchatow. Οι μέγιστες σεισμικές εντάσεις ήταν της τάξεως 4-6 της κλίμακας MSK-64, ενώ τα εστιακά βάθη υπολογίσθηκαν κατά προσέγγιση στα 3 km. Σαν πιθανή αιτία της παρατηρούμενης αυτής σεισμικότητας ωστόσο, μπορεί να θεωρηθεί και η μεταβολή στις υδρογεωλογικές συνθήκες όπως αναφέρουν νεότεροι ερευνητές (Guha, 2000).

Πίνακας 3.6: Γεγονότα επαγόμενης σεισμικότητας στη Πολωνία που έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1977-1981. Στην πρώτη στήλη αναφέρεται η περιοχή στην οποία σημειώθηκε ο σεισμός, στη δεύτερη το τοπικό του μέγεθος και στην τρίτη η ημερομηνία γένεσής του. Οι στήλες τέσσερα και πέντε δίνουν αντίστοιχα τη σεισμική ενέργεια σε Joules και τη σεισμική ροπή σε N·m για κάθε γεγονός (Gibowich, 1984).

Περιοχή Μεταλλευτικής Δραστηριότητας	M_L	Ημερομηνία	Σεισμική Ενέργεια (J)	M_0 (N.m)
Lubin (μεταλλείο χαλκού)	4.5	24/03/1977	28×10^9	20×10^{14}
Bytom (εξόρυξη γαιάνθρακα)	4.3	30/09/1980	12×10^9	6×10^{14}
Belchatow (επιφανειακή εξόρυξη)	4.6	29/11/1980	44×10^9	23×10^{14}
Bytom (μεταλλείο χαλκού)	4.1	12/07/1981	5×10^9	5×10^{14}

3.6.2. Διαχωρισμός και απομάκρυνση μη σεισμικών γεγονότων

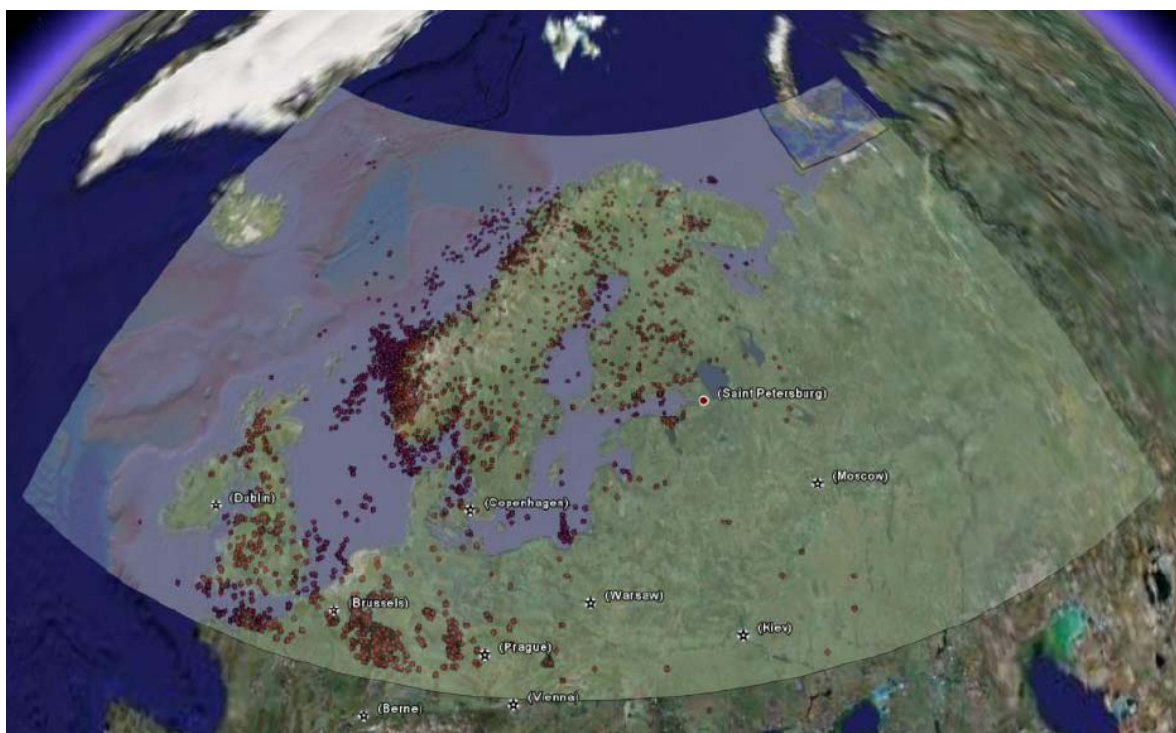
Τα δεδομένα από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC) περιλαμβάνουν αρκετά ακριβείς και χρήσιμες πληροφορίες που αφορούν το χαρακτηρισμό κάποιων γεγονότων είτε ως εκρήξεις, ανατινάξεις, καταρρεύσεις κτλ (explosions, blasts, rockbursts, nuclear explosions etc.) που είναι μη σεισμικά γεγονότα (εξαιτίας μεταλλευτικής δραστηριότητας ως επί το πλείστον), είτε ως γεγονότα σεισμικά επαγόμενα που οφείλονται σε διάφορα αίτια, όπως μεταλλευτική δραστηριότητα (mining induced seismicity), δημιουργία τεχνητών λιμνών, εξόρυξη υδρογονανθράκων σε πεδία εκμετάλλευσης πετρελαίου ή φυσικού αερίου, καθώς και γεωθερμικών πεδίων, μεταβολές στη υδροστατική πίεση του περιεχόμενου στο πορώδες των γεωλογικών στρωμάτων νερού, ηφαιστειότητα, παλιρροιακές δυνάμεις κτλ. Είναι λογικό λοιπόν τα μη σεισμικά γεγονότα όπως είναι οι εκρήξεις που ισοδυναμούν σε ενέργεια με μικρούς σε μέγεθος σεισμούς, να μην περιλαμβάνονται στο σεισμικό κατάλογο της περιοχής.

Παρόλα αυτά ο διαχωρισμός αυτός δεν είναι πάντοτε δυνατός αν δεν υπάρχουν οι αντίστοιχες αναφορές ή πληροφορίες στα μεγάλα σεισμολογικά κέντρα, με αποτέλεσμα πολλές εκρήξεις να θεωρούνται ως μικροί σεισμοί. Στη παρούσα μελέτη θεωρήθηκε ότι οι σχετικές

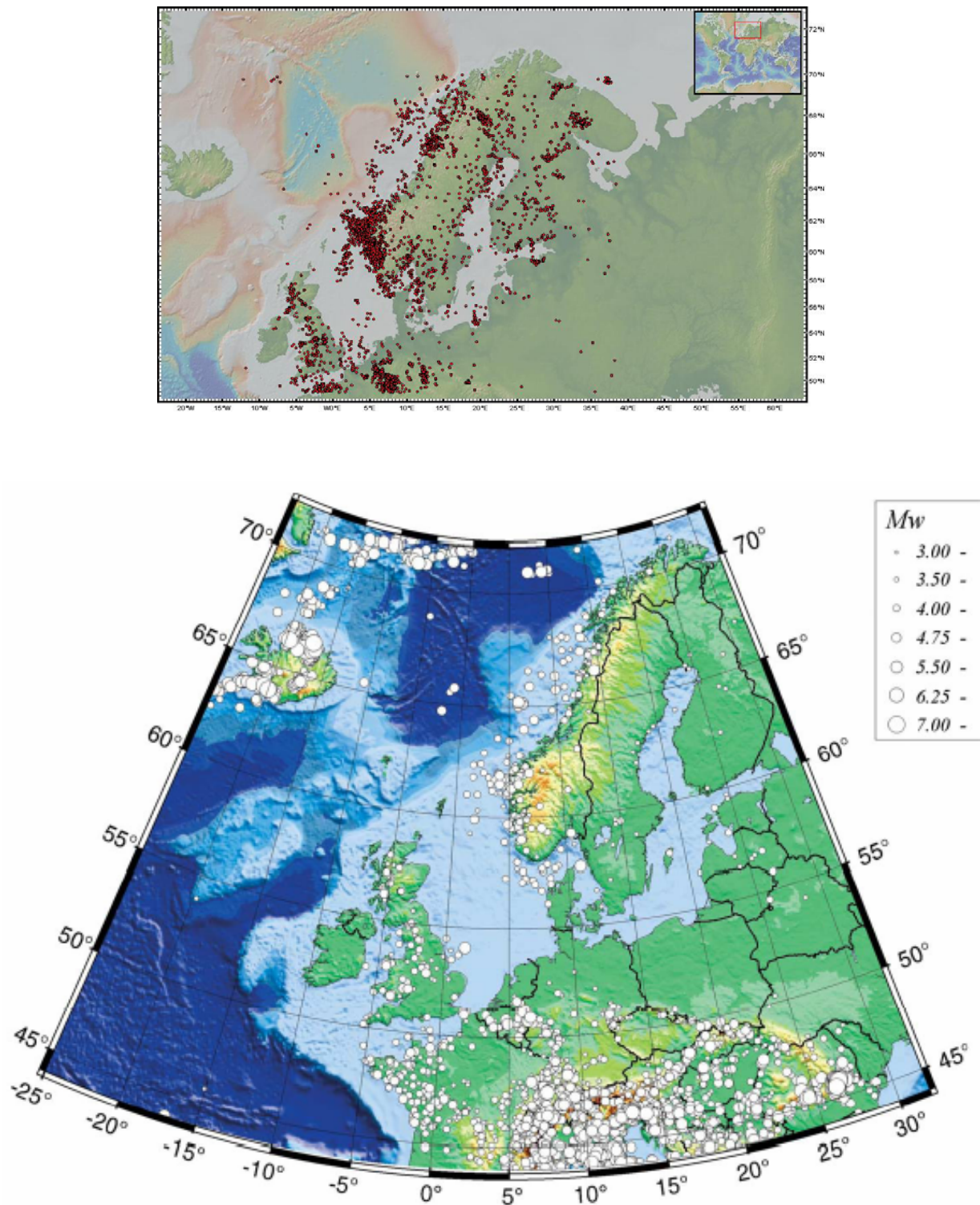
πληροφορίες που δίνονται από το ISC είναι αξιόπιστες σε μεγάλο βαθμό και μπορούν να περιορίσουν το συγκεκριμένο πρόβλημα στο μέγιστο δυνατό βαθμό. Για το σκοπό αυτό γράφτηκε κώδικας σε γλώσσα fortran ο οποίος εντοπίζει και σημειώνει με συγκεκριμένο συμβολισμό όλα τα αναφερόμενα ως εκρήξεις γεγονότα. Στη συνέχεια το εξαγόμενο αρχείο μετατρέπεται στον τελικό κατάλογο δεδομένων από το ISC στον οποίο περιέχονται και οι εκρήξεις με ανάλογο διακριτικό σύμβολο που επιτρέπει την μετέπειτα απομάκρυνσή τους.

3.7. Ομογενής Σεισμικός Κατάλογος για τη βόρεια και κεντρική Ευρώπη

Ο τελικός ομογενής κατάλογος σεισμών που προέκυψε καλύπτει το χρονικό διάστημα 1901-2004 και περιέχει τελικά 11452 σεισμούς, αφού πρώτα αφαιρέθηκε η επαγόμενη σεισμικότητα και οι εκρήξεις (μη σεισμικά γεγονότα). Τα μεγέθη στο κατάλογο κυμαίνονται από 2.0-6.4, ενώ γεωγραφικά καλύπτει τη περιοχή (15.0W – 38.4E / 49.7N – 70.0N) όπως φαίνεται και στους χάρτες του σχήματος (3.24). Ο τελικός κατάλογος βρίσκεται σε καλή συμφωνία και αποτελέσματα άλλων ερευνητών (π.χ. Grünthal & Wahlström, 2003 κ.α) όπως φαίνεται και από το σχήμα (3.25).



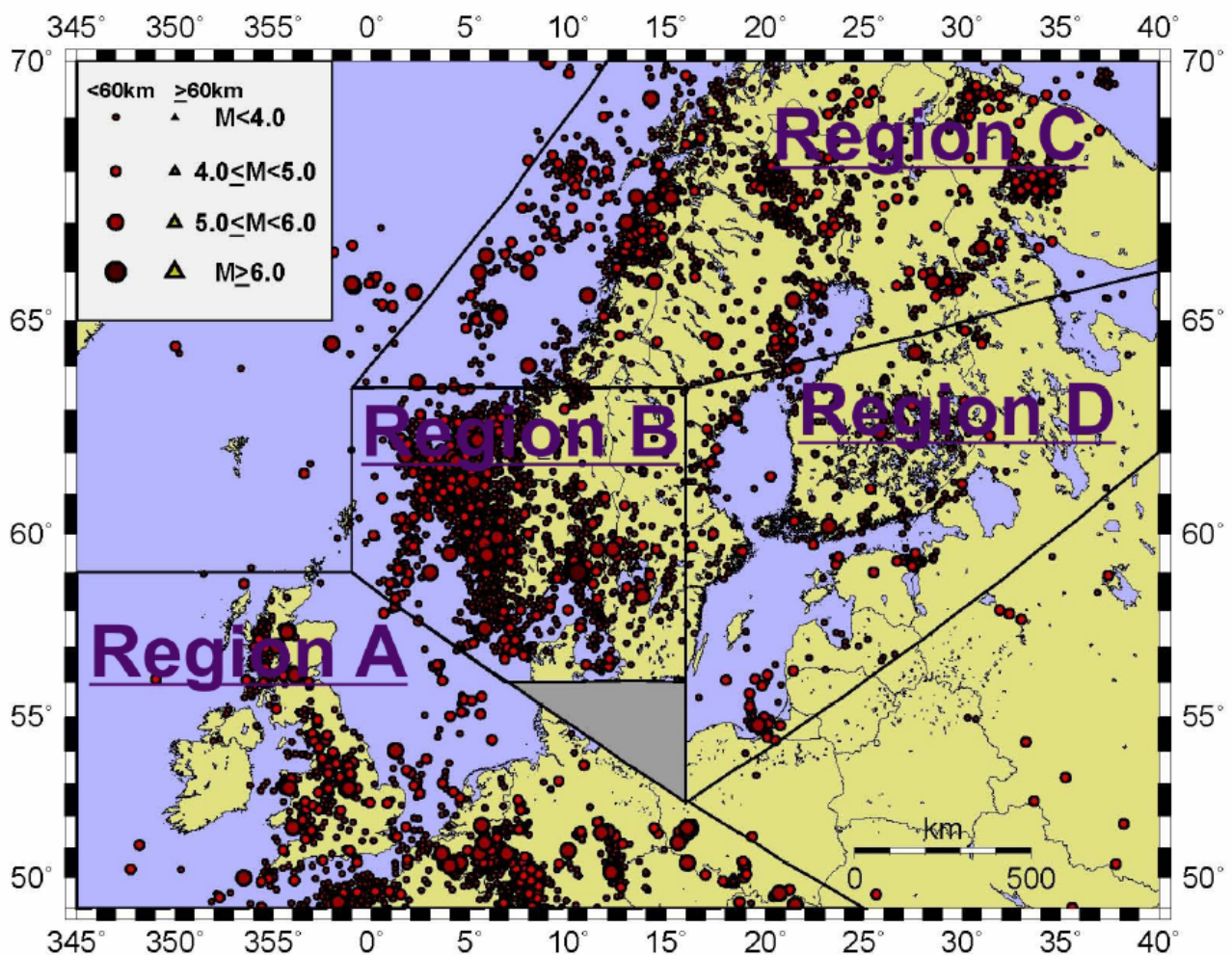
Σχήμα 3.24: Χάρτης με τα σεισμικά επίκεντρα του ομογενή σεισμικού καταλόγου όπως αυτά προέκυψαν για την περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης (ο χάρτης δημιουργήθηκε με το λογισμικό Google Earth που παρέχεται προς ελεύθερη χρήση στο διαδίκτυο). Ο συγκεκριμένος κατάλογος που δημιουργήθηκε για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής περιέχει σεισμούς με μεγέθη από 2.0-6.4 που πραγματοποιήθηκαν κατά το χρονικό διάστημα 1901 – 2004 και έχουν εξαιρεθεί από αυτόν επαγόμενοι σεισμοί καθώς και μη σεισμικά γεγονότα (εκρήξεις κτλ).



Σχήμα 3.25: Πάνω: χάρτης με τα σεισμικά επίκεντρα του ομογενή σεισμικού καταλόγου όπως αυτά προέκυψαν για την περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης (ο χάρτης δημιουργήθηκε με το λογισμικό GeoMapApp που παρέχεται προς ελεύθερη χρήση στο διαδίκτυο). Κάτω: χάρτης με τα επίκεντρα (περίπου 5000) τεκτονικών σεισμών με $M_w > 3.5$ της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης από Grünthal και Wahlström (2003). Ο κατάλογος των συγκεκριμένων ερευνητών καλύπτει το χρονικό διάστημα 1300-1993 και τη περιοχή 44°N - 72°N / 25°W - 32°E.

Η ευρύτερη περιοχή μελέτης με κριτήριο τα γεωτεκτονικά-σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της καθώς και τη κατανομή της σεισμικότητας σε αυτή, χωρίσθηκε σε τέσσερις διακριτές υποπεριοχές όπως φαίνεται στο σχήμα (3.26). Έτσι σε πρώτο στάδιο διακρίθηκαν:

- **Περιοχή Α:** Περιλαμβάνει τη περιοχή του Ηνωμένου Βασιλείου, της Ιρλανδίας και τμημάτων χωρών της δυτικής-κεντρικής Ευρώπης (Γαλλία, Γερμανία, Ολλανδία, Βέλγιο, Πολωνία, Τσεχία), καθώς και τη θάλασσα της Μάγχης (English Channel), τη Βόρεια Θάλασσα (North Sea) και το βόρειο Ατλαντικό ωκεανό.
- **Περιοχή Βαλτικής:** Περιλαμβάνει τις χώρες της Βαλτικής χερσονήσου (Λιθουανία, Εστονία, Λάτβια), της Σκανδιναβίας (Σουηδία, Φινλανδία, Νορβηγία, Δανία, Ρωσία), καθώς ακόμα τη Βαλτική Θάλασσα (Baltic Sea) και τη θάλασσα της Νορβηγίας (Norwegian Sea).

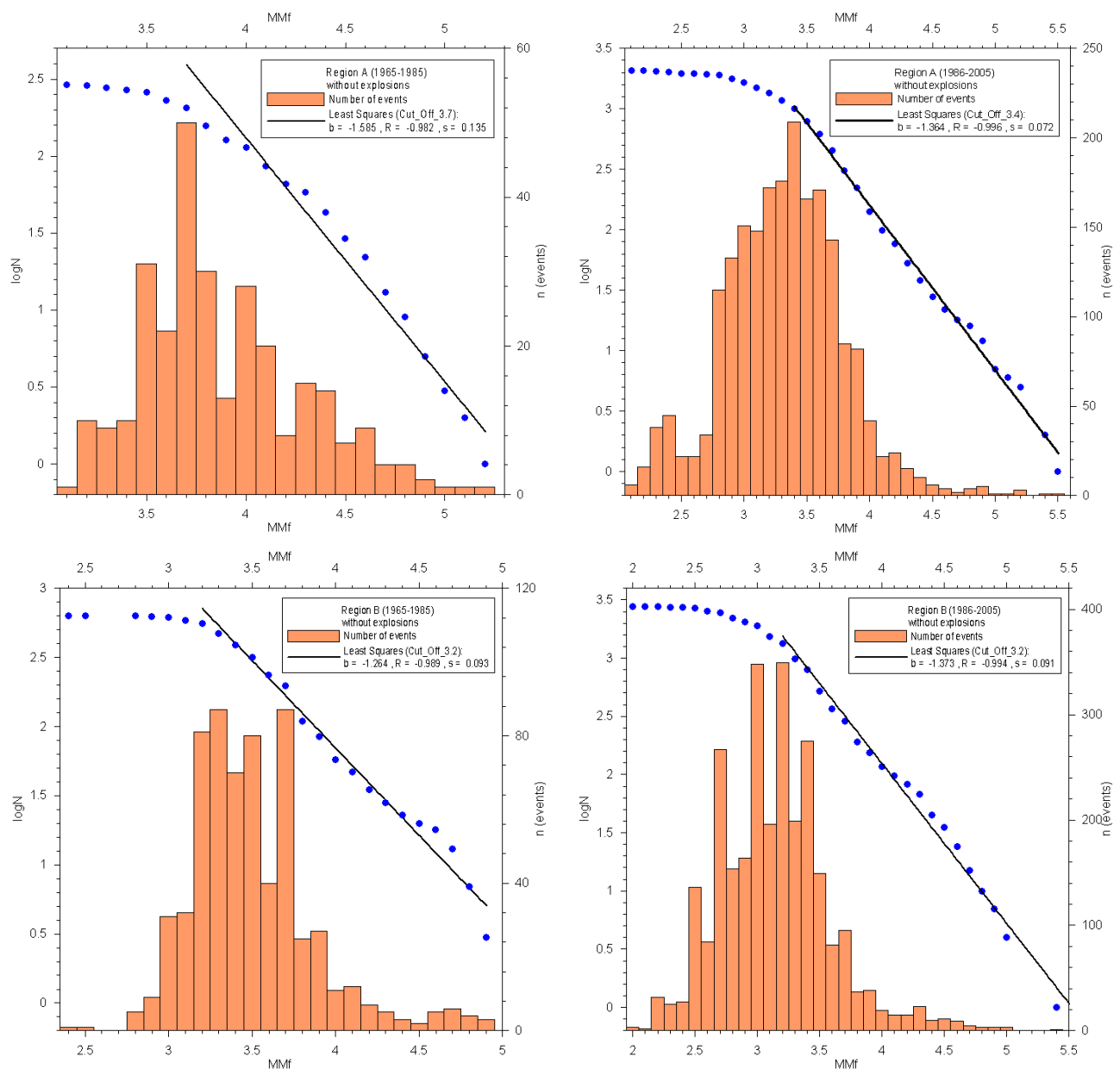


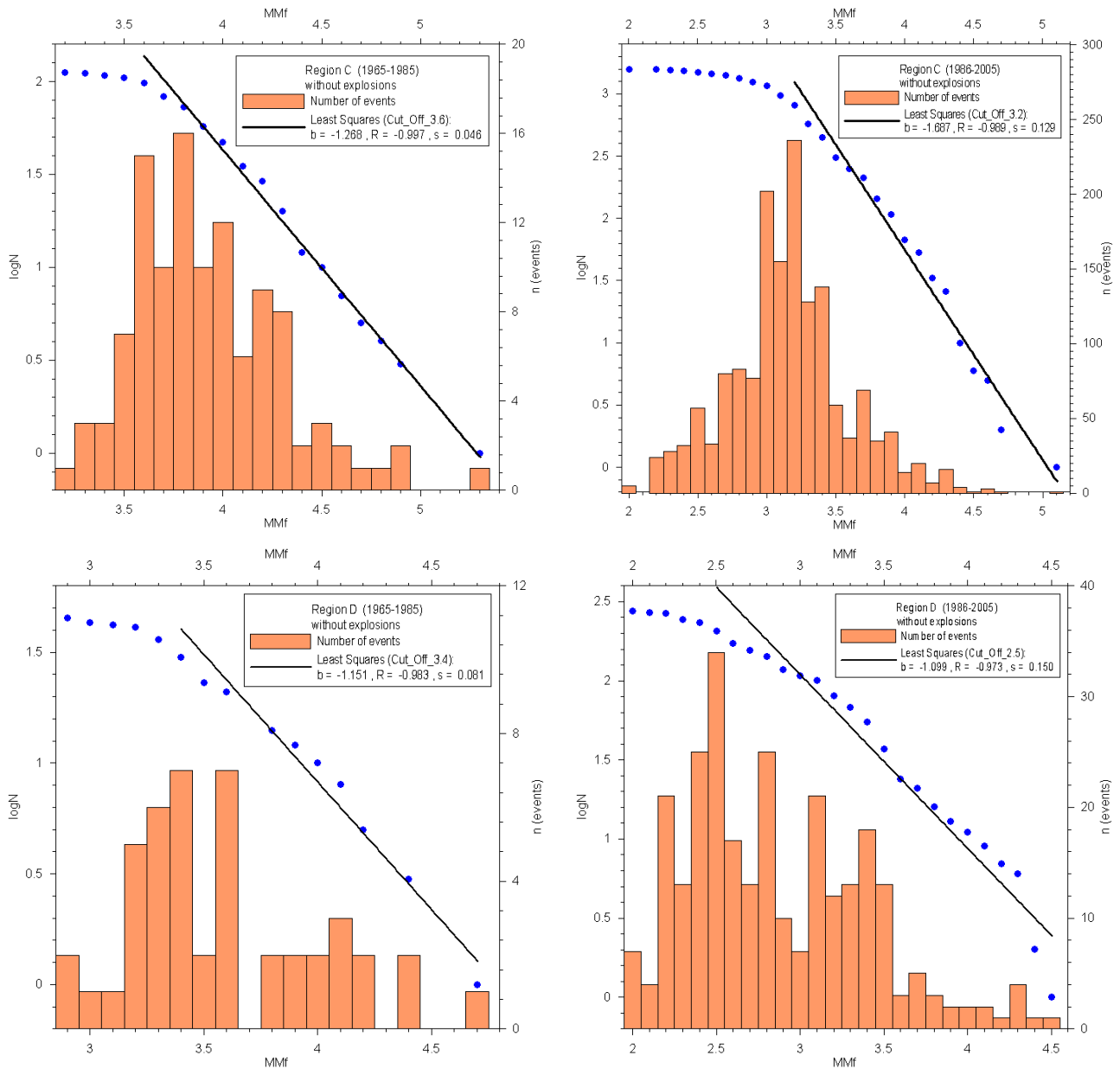
Σχήμα 3.26: Διάκριση τεσσάρων επιμέρους υποπεριοχών που βασίζεται στην κατανομή των σεισμικών epicέντρων και στο γεωτεκτονικό-σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της κάθε μιας από αυτές. Την υψηλότερη σεισμικότητα εμφανίζει η Περιοχή Β, ενώ ακολουθούν οι Α, C και D.

Η περιοχή της Βαλτικής, όπως αυτή φαίνεται και από το χάρτη του σχήματος (3.26), διακρίνεται επιπλέον στις επιμέρους υποπεριοχές **B**, **C** και **D**. Ο επιπλέον αυτός διαχωρισμός έγινε με κριτήριο τη κατανομή της σεισμικότητας που φαίνεται να είναι μεγαλύτερη για την Περιοχή B συγκεντρωμένη στο μεγαλύτερο μέρος της στο νοτιοδυτικό άκρο της Νορβηγίας (Bergen). Στην Περιοχή C η σεισμικότητα είναι πιο αραιά κατανεμημένη σε επιμέρους συγκεντρώσεις (clusters), ενώ αυτή εμφανίζεται πολύ πιο ασθενής για την Περιοχή D.

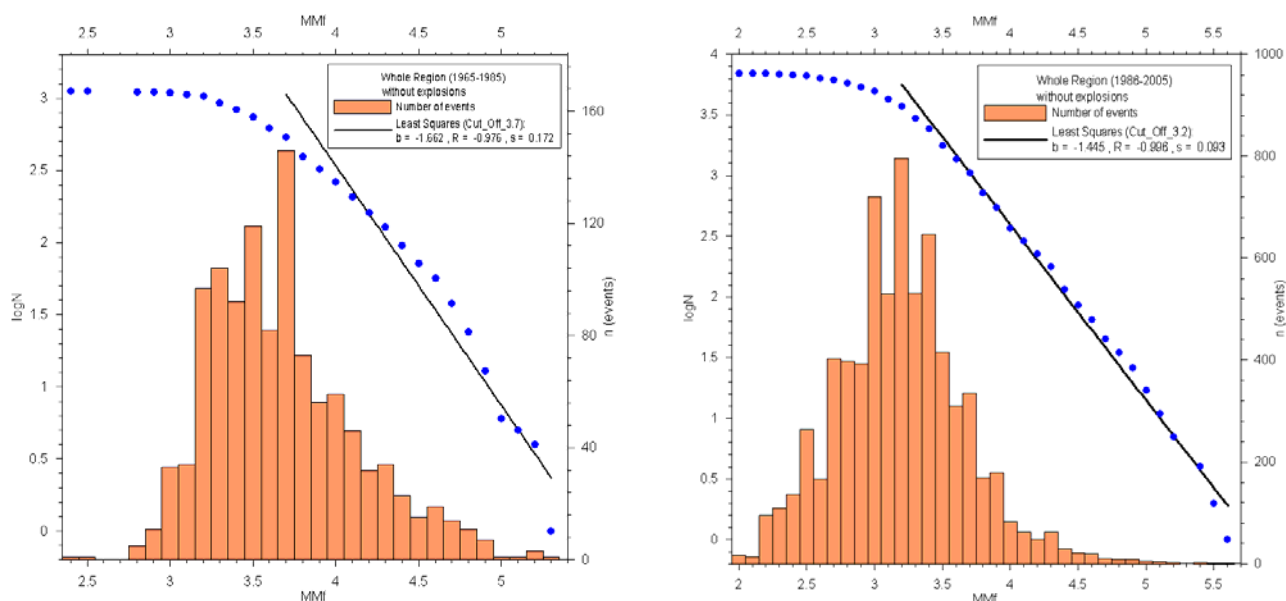
3.8. Πληρότητα καταλόγου

Για τις τέσσερις υποπεριοχές που ορίστηκαν παραπάνω εξετάστηκε η πληρότητα του συνταχθέντος καταλόγου σε κατάλληλα χρονικά διαστήματα: i) 1965-1985 και ii) 1986-2005 αφού σε πρώτη φάση πραγματοποιήθηκαν δοκιμές για περισσότερα χρονικά διαστήματα. Τελικά φάνηκε ότι τα δύο παραπάνω χρονικά διαστήματα είναι αυτά κατά τα οποία παρατηρείται αλλαγή στη πληρότητα των μεγεθών της ευρύτερης περιοχής. Για τις υποπεριοχές A, B, C και D τα αντίστοιχα γραφήματα πληροτήτων φαίνονται στο σχήμα (3.27) και οι τιμές των παραμέτρων b , a και τα αντίστοιχα μεγέθη πληρότητας δίνονται στο πίνακα (3.7).





Σχήμα 3.27: Πληρότητες μεγεθών για τις υποπεριοχές A, B, C και D αντίστοιχα και για δύο χρονικά διαστήματα, 1965-1985 και 1986-2005. Με την ένδειξη Cut_Off σημειώνεται σε κάθε υπόμνημα το μέγεθος πληρότητας που προκύπτει σε κάθε περίπτωση. Το χρονικό διάστημα με τις περισσότερες παρατηρήσεις και την καλύτερη πληρότητα για όλες τις περιοχές είναι το 1986-2005, κάτι που όπως είναι λογικό οφείλεται στην ανάπτυξη των σεισμολογικών δικτύων κατά τη δεκαετία του '80 στις περιοχές που μελέτης.



Σχήμα 3.28: Πληρότητες μεγεθών για ολόκληρη την περιοχή έρευνας για τα δύο χρονικά διαστήματα, 1965-1985 και 1986-2005.

Στο γράφημα του σχήματος (3.28) απεικονίζεται η πληρότητα για ολόκληρη την περιοχή μελέτης, ενώ στον πίνακα (3.7) δίνονται οι αντίστοιχες παράμετροι. Βλέπουμε ότι οι τιμές της παραμέτρου b (απόλυτη τιμή) για τα δύο χρονικά διαστήματα είναι αξιοσημείωτα υψηλή και ιδιαίτερα για το χρονικό διάστημα 1965-1985. Αυτό δείχνει μια μη ομογενή κατανομή της σεισμικότητας στην ευρύτερη περιοχή, γεγονός που οφείλεται στο γενικότερο σεισμοτεκτονικό περιβάλλον που χαρακτηρίζει μια περιοχή χαμηλής σεισμικότητας. Αυτός είναι άλλωστε και ο κύριος λόγος για τη διαίρεση και μελέτη της πληρότητας σε επιμέρους υποπεριοχές.

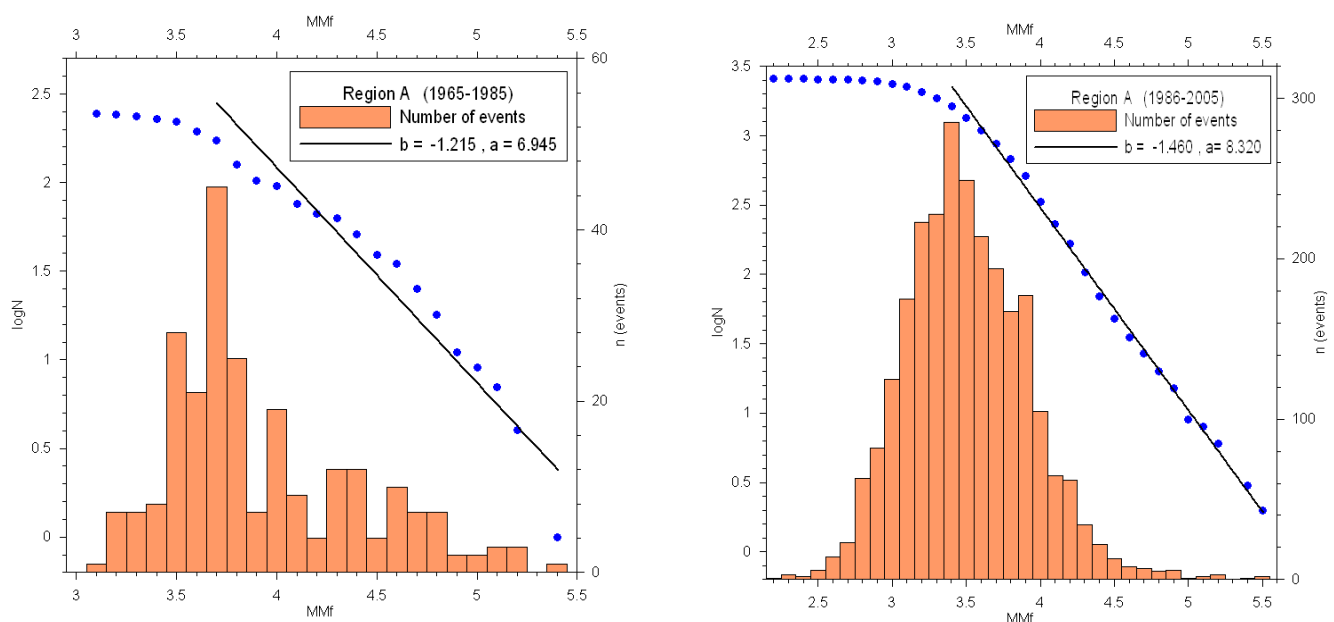
Πίνακας 3.7: Τιμές των παραμέτρων b , a και του μεγέθους πληρότητας $M_{\text{compl.}}$, κάθε υποπεριοχής για τα δύο εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα.

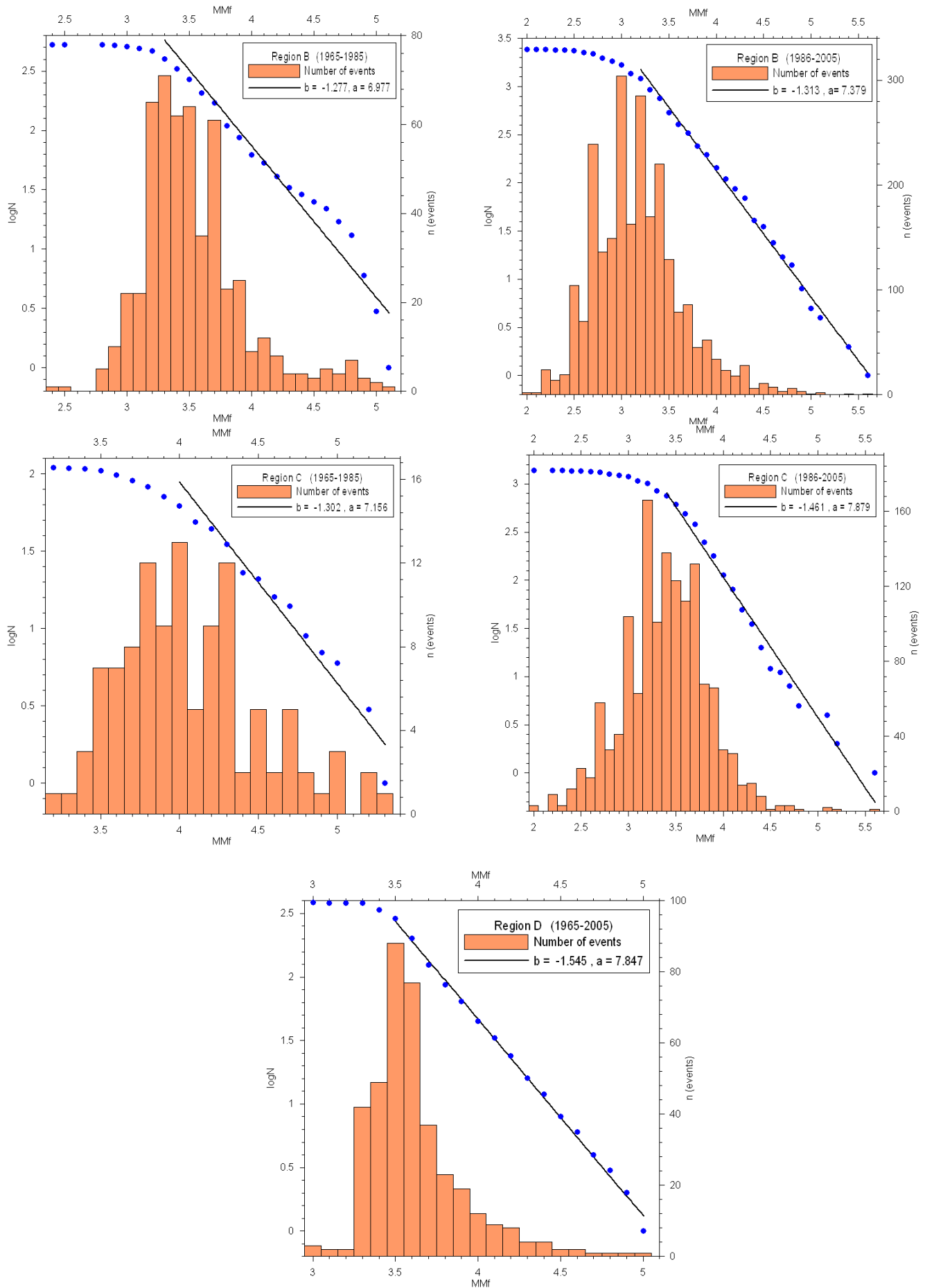
Υποπεριοχή	Χρονικό Διάστημα Πληρότητας					
	1965 - 1985			1986 - 2005		
	$ b $	a	$M_{\text{compl.}}$	$ b $	a	$M_{\text{compl.}}$
Περιοχή Α	1.58	8.46	3.7	1.36	7.66	3.4
Περιοχή Β	1.26	6.90	3.2	1.37	7.58	3.2
Περιοχή C	1.27	6.70	3.6	1.69	8.49	3.2
Περιοχή D	1.15	5.52	3.4	1.10	5.34	2.5
Συνολική Περιοχή	1.52	8.66	3.7	1.55	8.99	3.4

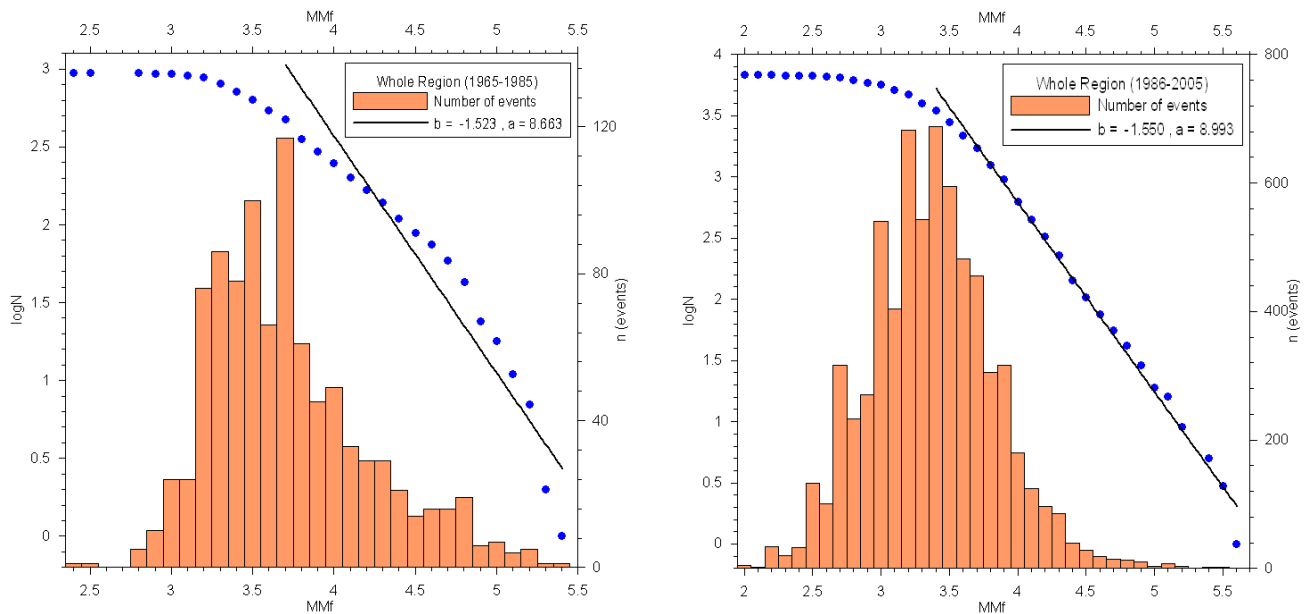
3.9. Δημιουργία συνθετικών καταλόγων

Εκτός από το σεισμικό κατάλογο της περιοχής επιδιώξαμε και τη δημιουργία συνθετικών καταλόγων σεισμών για την περιοχή μελέτης με βασικό σκοπό τον έλεγχο των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από την εφαρμογή του αλγορίθμου της πρόγνωσης (Papazachos & Papazachos, 2000). Έτσι με συνθετικούς καταλόγους που κατασκευάζονται με βάση την σεισμικότητα της περιοχής, ελέγχεται κατά πόσο οι περιπτώσεις όπου αναγνωρίζονται ως επιβραδύνσεις ή επιταχύνσεις της σεισμικότητας, οφείλονται σε φυσικά αίτια που σχετίζονται με τη διαδικασία προετοιμασίας γένεσης ενός κύριου σεισμού ή απλά είναι τυχαία γεγονότα (random events).

Αρχικά από το τελικό σεισμικό κατάλογο της περιοχής (11452 γεγονότα) απομακρύνθηκαν όλοι οι προσεισμοί και μετασεισμοί των σεισμικών ακολουθιών που περιέχονταν σε αυτόν, με τον declustered κατάλογο που προέκυψε να περιέχει 7903 κύριους σεισμούς και με μεγέθη που κυμαίνονται από 2.0 ως 6.4, για το χρονικό διάστημα 1901 – 2005. Η διαδικασία του declustering πραγματοποιήθηκε με την εφαρμογή κώδικα fortran (Καρακαΐσης, προσωπική επικοινωνία) και στη συνέχεια υπολογίσθηκαν, τόσο για τη συνολική περιοχή μελέτης, όσο και για τις τέσσερις υποπεριοχές, όπως αυτές ορίστηκαν κατά τον καθορισμό των πληροτήτων για τον τελικό κατάλογο σεισμών, οι τιμές των παραμέτρων a και b για τον declustered κατάλογο.







Σχήμα 3.29: Πληρότητες μεγεθών για ολόκληρη την περιοχή έρευνας και για τα δύο χρονικά διαστήματα, 1965-1985 και 1986-2005, που υπολογίζονται για τον **declustered** κατάλογο που προέκυψε από τον ομογενή σεισμικό κατάλογο της περιοχής.

Πίνακας 3.7: Τιμές των παραμέτρων b , a και του μεγέθους πληρότητας $M_{compl.}$, του **declustered** καταλόγου κάθε υποπεριοχής για τα δύο εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα.

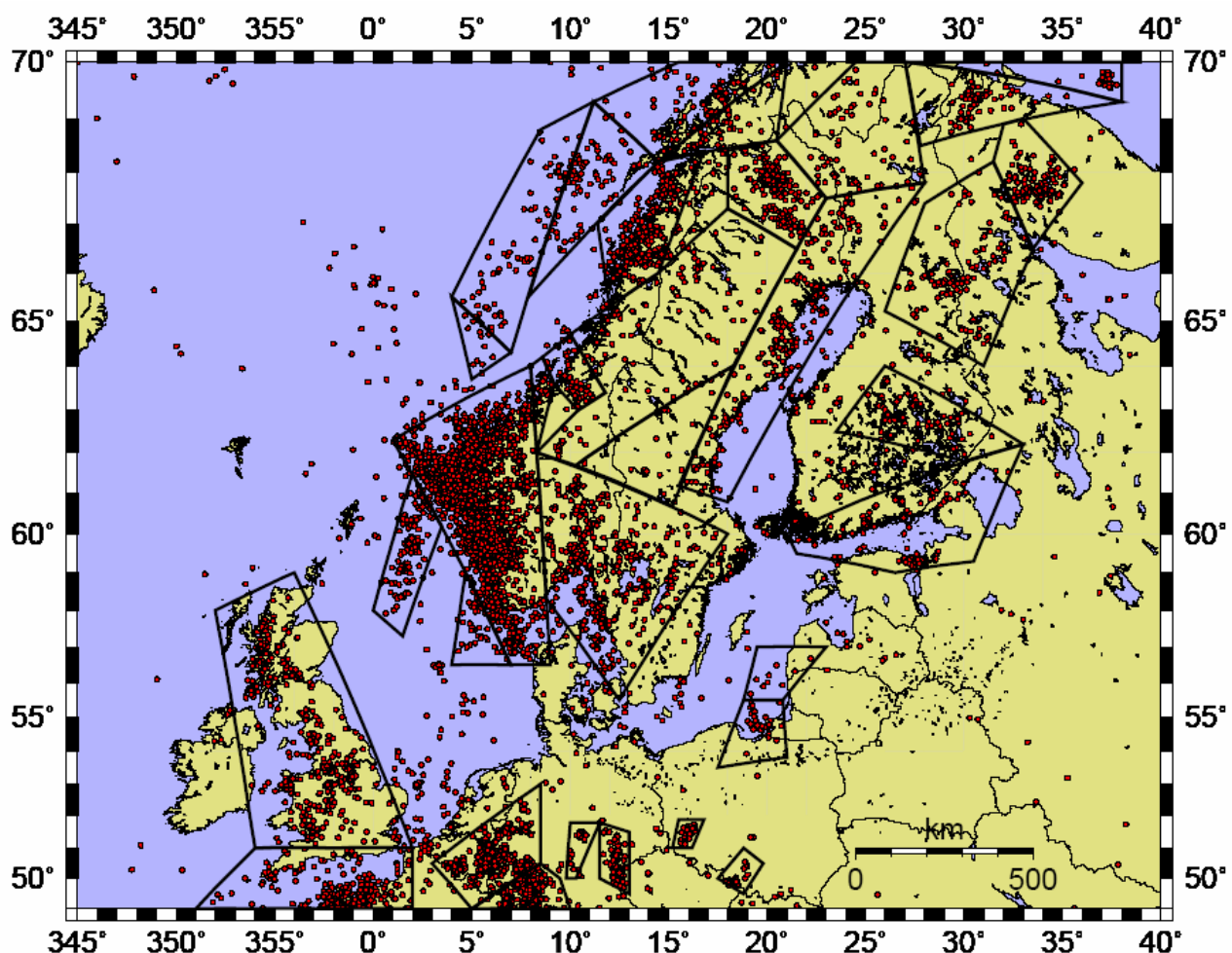
Υποπεριοχή	Χρονικό Διάστημα Πληρότητας					
	1965 - 1985			1986 - 2005		
	b	a	$M_{compl.}$	b	a	$M_{compl.}$
Region A	1.21	6.94	3.7	1.46	8.32	3.4
Region B	1.28	6.98	3.3	1.31	7.38	3.2
Region C	1.3	7.16	4.0	1.46	7.88	3.4
Region D	-	-	-	1.54*	7.85*	3.5*
Συνολική Περιοχή	1.52	8.66	3.7	1.55	8.99	3.4

*τιμές που υπολογίσθηκαν για το χρονικό διάστημα 1965-2005

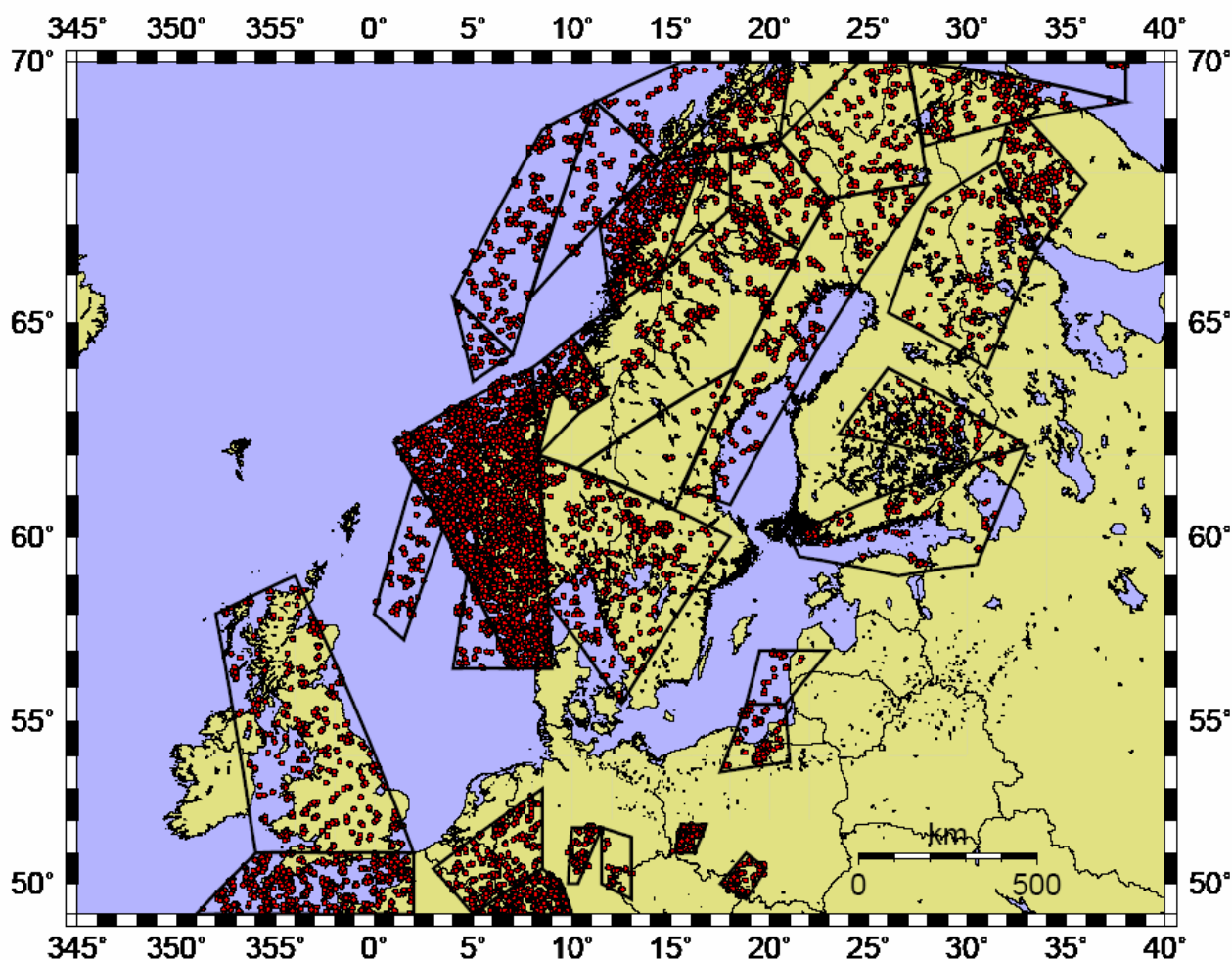
Ο έλεγχος πραγματοποιήθηκε για τα δύο αντίστοιχα χρονικά διαστήματα πληρότητας του ομογενούς σεισμικού καταλόγου (1965-1985) και (1986-2005). Στο σχήμα (3.29) απεικονίζονται τα γραφήματα πληρότητας που προέκυψαν, ενώ στον πίνακα (3.7) δίνονται οι τιμές των παραμέτρων b και a της κατανομής της σεισμικότητας και το μέγεθος πληρότητας κάθε περιοχής. Η υποπεριοχή D

λόγω της ιδιαίτερα χαμηλής σεισμικότητας δεν κατέστη δυνατό να εξεταστεί για δύο χρονικά διαστήματα και έτσι εξετάστηκε για το συνολικό διάστημα 1965-2005.

Οι απαιτήσεις για την κατασκευή αξιόπιστων και όσο το δυνατό πλησιέστερων ως προς στον αρχικό σεισμικό κατάλογο της περιοχής συνθετικών καταλόγων, γέννησαν την ανάγκη για διαίρεση της περιοχής σε περισσότερες πολυγωνικές υποπεριοχές, 34 στο σύνολο, οι οποίες φαίνονται στο χάρτη του σχήματος (3.29). Σαν βασικά κριτήρια για την διαίρεση αυτή θεωρήθηκαν το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον των διαφόρων περιοχών και η αντίστοιχη σεισμικότητα αυτών. Για κάθε μια από τις περιοχές αυτές προσδιορίστηκε η παράμετρος σεισμικότητας b , ενώ σαν παράμετρος a υιοθετήθηκε σε κάθε περίπτωση η τιμή που υπολογίστηκε για τις μεγαλύτερες υποπεριοχές (A, B, C και D). Οι τιμές αυτές είναι και αυτές που χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία των συνθετικών καταλόγων με την εφαρμογή κατάλληλου λογισμικού (Κ.Παπαζάχος, προσωπική επικοινωνία).



Σχήμα 3.29: Οι 34 επιμέρους πολυγωνικές υποπεριοχές στις οποίες διακρίθηκε η περιοχή με σκοπό τη δημιουργία αξιόπιστου συνθετικού καταλόγου.



Σχήμα 3.30: Χάρτης επικέντρων ενός εκ των συνθετικών καταλόγων που κατασκευάστηκαν για τη περιοχή μελέτης. Διακρίνονται οι 34 πολυγωνικές περιοχές στις οποίες διαιρέθηκε ο ομογενής σεισμικός κατάλογος (σχ. 3.29) και τα επίκεντρα των συνθετικών σεισμών για κάθε περιοχή.

Στον χάρτη του σχήματος (3.30) απεικονίζεται η κατανομή των επικέντρων για έναν από τους συνθετικούς καταλόγους που κατασκευάστηκαν σαν αποτέλεσμα αυτής της διεργασίας. Τα συνθετικά αυτά επίκεντρα ακολουθούν τον γνωστό νομο Gutenberg – Richer και παρουσιάζουν κατανομή Poisson ως προς το χρόνο. Από τη σύγκριση των δύο χαρτών (σχ.3.29 και σχ.3.30) μπορεί κανείς να παρατηρήσει το καλό βαθμό συμφωνίας μεταξύ των δύο καταλόγων. Έτσι, παρόλο που η σεισμικότητα είναι άνισα κατανεμημένη (χωρικά) στην περιοχή μελέτης, ο συνθετικός κατάλογος που προκύπτει την προσομοιώνει σε ικανοποιητικό βαθμό για τους σκοπούς αυτής της εργασίας.

4

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΘΕΩΡΙΑΣ ΚΡΙΣΙΜΟΥ ΣΗΜΕΙΟΥ**4.0. Μοντέλο του κρίσιμου σεισμού**

Το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού αρχικά προσεγγίστηκε θεωρητικά από τον Vere-Jones (1977) με την μελέτη κρίσιμων μοντέλων διακλαδώσεων και αργότερα από τους Allègre και συνεργάτες (1982) με τη μελέτη μοντέλων διήθησης. Στην εξέλιξη της θεωρίας αυτής συνέβαλαν αρκετοί ερευνητές (*Keilis – Borok, 1990, Saleur et al., 1996, Sammis et al., 1996, Huang et al., 1998*). Οι Sornette and Sornette (1990), καθώς και οι Sornette and Sammis (1995) στην προσπάθειά τους για ερμηνεία της επιταχυνόμενης προτεροσεισμικής δραστηριότητας και προσδιορισμό των ενδείξεων της κρισιμότητας με την εφαρμογή νόμου δύναμης, πρότειναν το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού όπως αυτό είναι αποδεκτό μέχρι σήμερα.

Το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού στη συνέχεια ενισχύθηκε ακόμη περισσότερο από παρατηρήσεις, που ήθελαν τη φύση και το βαθμό ετερογένειας του υλικού να ρυθμίζουν τη διαδικασία της διάρρηξης. Έτσι αύξηση της αταξίας έχει ως αποτέλεσμα τη μεταβολή της διάρρηξης από πρώτης τάξεως σε κρίσιμη διάρρηξη, δηλαδή, συνεχή διάρρηξη που υπόκειται σε μεταβολή νόμου δύναμης (*Andersen et al., 1997*). Το γεγονός αυτό είχε προβλεφθεί από τον Mogi (1969), ο οποίος βασιζόμενος σε εργαστηριακά πειράματα πολλών διαφορετικών υλικών, συμπέρανε ότι όσο μεγαλύτερη είναι η αταξία ενός υλικού, τόσο πιο μεγάλη είναι η ένταση που χαρακτηρίζει τα πρόδρομα της διάρρηξης φαινόμενα (βασική αρχή στην έρευνα των Ιαπώνων επιστημόνων, σχετικά με την πρόγνωση των σεισμών και τη σεισμική επικινδυνότητα κατά τις δεκαετίες '80 και '90).

Σύμφωνα με τους (*Sornette & Sammis, 2001*), το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού είναι τελείως διαφορετικό στις βασικές αρχές του από την έννοια της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας, όπως αυτή ορίστηκε στο πρώτο κεφάλαιο και σύμφωνα με την οποία οι σεισμοί εξελίσσονται αυτόβουλα σε μια στατιστικά σταθερή περίοδο κρισιμότητας του φλοιού της Γης. Επιπλέον η θεωρία της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας συγκαταλέγει όλα τα σεισμικά γεγονότα στην ίδια παγκόσμια πληθυσμιακή ομάδα που συμμετέχει και διαμορφώνει το στάδιο της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας. Στην περίπτωση αυτή όμως, εξ' ορισμού είναι αδύνατη η οποιαδήποτε σεισμική πρόγνωση, αφού ακόμα και ένα πολύ μικρό σε μέγεθος σεισμικό γεγονός έχει τη δυνατότητα να εξελιχθεί ταχύτατα σε έναν ισχυρό σεισμό. Αντιθέτως, στο μοντέλο του κρίσιμου σεισμού η γένεση ενός ισχυρού σεισμού αποτελεί ουσιαστικά το τέλος του σεισμικού κύκλου για το τοπικό σύστημα ρηγμάτων και την ταυτόχρονη έναρξη ενός νέου κύκλου.

Οι βασικές αρχές της θεωρίας του κρίσιμου σημείου όπως αυτές αναφέρονται από τους Sornette and Sammis (2001) είναι οι εξής:

- Ένας ισχυρός σεισμός είναι πιθανό να συμβεί όταν πλέον ο γήινος φλοιός βρίσκεται σε κατάσταση κρισιμότητας.
- Η γένεση ενός ισχυρού σεισμού απομακρύνει το σύστημα από την κρισιμότητα εφόσον καταρρέει ο συσχετισμός των τάσεων και σχηματίζεται «σκιά» στο πεδίο των τάσεων.
- Στη συνέχεια η τεκτονική φόρτωση σε συνδυασμό με την μεταβίβαση τάσεων από τα μικρότερα σε μέγεθος γεγονότα, επαναπροσδιορίζει την μεγάλου εύρους συσχέτιση των τάσεων, δημιουργώντας σταδιακά τις απαραίτητες προϋποθέσεις για την πραγματοποίηση του επόμενου ισχυρού σεισμού.

Βλέπουμε, δηλαδή ότι το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού δεν προβλέπει ένα περιοδικό σεισμικό κύκλο, αλλά αντίθετα η διάρκεια του σεισμικού κύκλου εξαρτάται κατά πολύ από την εξέλιξη των συσχετισμών μεταξύ των τάσεων που παρουσιάζεται διαφορετική σε κάθε σεισμικό κύκλο. Αξιοσημείωτο επίσης είναι το γεγονός ότι το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού προβλέπει ότι είναι πιθανότερο να συμβεί ένας ισχυρός σεισμός όταν το σύστημα φθάσει στο στάδιο κρισιμότητας, αλλά δεν θεωρεί ότι ο ισχυρός σεισμός θα συμβεί κατά αναγκαιότητα.

Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, όπως προαναφέρθηκε, η φυσική διεργασία της γένεσης των προτεροσεισμών μπορεί να θεωρηθεί ένα κρίσιμο φαινόμενο που συσσωρευτικά οδηγεί στη γένεση ενός ισχυρού κύριου σεισμού, ο οποίος αντιστοιχεί στο κρίσιμο σημείο (*Allégre & LeMouél, 1994; Keilis – Borok, 1990; Saleur et al., 1996a; Sornette & Sammis, 1995; Bowman et al., 1998*). Το φαινόμενο αυτό μπορεί να γραφεί υπό την μορφή:

$$S(t) = A + B(t_c - t)^m \quad (4.1)$$

όπου S (σε $\text{Joule}^{1/2}$) είναι η συσσωρευμένη παραμόρφωση Benioff (τετραγωνική ρίζα της σεισμικής ενέργειας) που εκλύεται από τους προτεροσεισμούς της επιταχυνόμενης σεισμικότητας και μεταβάλλεται με το χρόνο t , t_c είναι ο χρόνος γένεσης του ισχυρού κύριου σεισμού και A , M και m είναι παράμετροι που καθορίζονται από τα δεδομένα με $m < 1.0$ (*Bufe & Varnes, 1993*). Η εξίσωση (4.1) αποτελεί και αυτή μια σχέση δύναμης.

Σύμφωνα με την υπόθεση του κρίσιμου σημείου, η θραύση σε κάποιο σημείο του φλοιού μπορεί να θεωρηθεί ως μια προοδευτικά εξελισσόμενη διαδικασία. Επίσης η θραύση σε ότι αφορά τη κλίμακα μεγέθους αποτελεί αποτέλεσμα της συσσωρευμένης παραμόρφωσης, διεργασίας που πραγματοποιείται σε πολύ μεγαλύτερη κλίμακα. Σε αυτό ακριβώς το γεγονός οφείλονται και οι μεγάλοι εύρους συσχετίσεις των τάσεων

που παρατηρούνται, άρα και η αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας (σεισμική επιτάχυνση) πριν τη γένεση ισχυρών σεισμών. Η εξίσωση (4.1) αντιπροσωπεύει μια διεργασία που χαρακτηρίζεται από κλιμάκωση και που βρίσκεται σε συμφωνία με εργαστηριακά πειράματα διάδοσης διαρρήξεων και εμπειρικές σχέσεις, που έχουν αναπτυχθεί κατά τη μελέτη του επιταχυνόμενου ερπυσμού πριν την τελική θραύση (*Voight, 1989; Varnes, 1989; Bufe & Varnes, 1993*). Η διεργασία αυτή προκύπτει όμως και στην φύση από την αλληλεπίδραση μικρότερων διαρρήξεων πριν το σχηματισμό της τελικής διάρρηξης (*Sornette & Sammis, 1995; Saleur & Sornette, 1996; Bowman et al., 1998*). Στην τελευταία περίπτωση σεισμικά γεγονότα μικρού και ενδιάμεσου μεγέθους σχετίζονται με το διαρκώς αυξανόμενο μήκος συσχέτισης των τάσεων που επικρατούν σε μια περιοχή, ενώ η συσσωρευμένη ενέργεια του μεγάλου σεισμού (κρίσιμο σημείο), εκλύεται όταν οι τάσεις του συστήματος σχετιστούν σε μεγάλο εύρος (*Tzanis & Makropoulos, 2002*). Έχει επιπλέον αποδειχθεί ότι η διάρρηξη που πραγματοποιείται μέσα σε ανομοιογενές μέσο, κατά την εξέλιξή της, μπορεί να θεωρηθεί ως κρίσιμο φαινόμενο (*Herrman & Roux, 1990; Vanneste & Sornette, 1992; Sornette et al., 1992*).

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι τα μοντέλα που βασίζονται στην θεωρία του κρίσιμου σημείου, παρουσιάζουν μια σειρά από ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά, ιδιαίτερα όταν λαμβάνουμε υπόψη μας την επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής ροπής ή ενέργειας πριν από ένα ισχυρό γεγονός. Έτσι, όπως είδαμε, προβλέπουν για το χρόνο που υπολείπεται μέχρι την διάρρηξη αλλά και για τις μετρούμενες παραμορφώσεις κοντά στο κρίσιμο σημείο μεταβολή που ακολουθεί σχέση δύναμης. Σύμφωνα όμως με ορισμένες ομάδες ερευνητών (*Anifrani et al., 1995*), προβλέπονται και επιπλέον λογαριθμικές – περιοδικές διορθώσεις (log-periodic) στην εξίσωση (4.1), όπως η παρακάτω (*Sornette & Sammis, 1995*):

$$\varepsilon(t) = A + B(t_f - t)^m [1 + C \cos(2\pi \frac{\log(t_f - t)}{\log \lambda} + \Psi)] \quad (4.2)$$

Η φυσική ερμηνεία της λογαριθμικής-περιοδικής αυτής συμπεριφοράς, αποδίδεται στην ιεραρχία που χαρακτηρίζει τις διακριτές – χαρακτηριστικές κλίμακες ρωγμών στις ρηξιγενείς ζώνες κατά την διαδικασία της διάρρηξης (*Quillon & Sornette, 2000*).

Στα μοντέλα αυτά, η συμπεριφορά της σεισμικότητας ως νόμου δύναμης ως προς το χρόνο, προκύπτει από την εμφάνιση συσχετίσεων μεγάλου εύρους στο πεδίο των τάσεων πριν από κάποιο ισχυρό σεισμό. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με την παρατήρηση ότι οι σεισμοί που συμβάλλουν στην επιταχυνόμενη σεισμικότητα πραγματοποιούνται εκτός της ζώνης διάρρηξης του επικείμενου ισχυρού σεισμού. Το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού, όμως βρίσκεται σε συνέπεια και με τις παρατηρήσεις που αφορούν τις αλλαγές στο ρυθμό της σεισμικότητας πριν από μεγάλους σεισμούς,

αλλαγές που περιορίζονται στους σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους. Σύμφωνα με τους Saleur και συνεργάτες (1996) έχει αποδειχθεί ότι, ακόμα και αν το σύστημα βρίσκεται πολύ κοντά στο κρίσιμο σημείο για μια μικρή περιοχή, μπορεί την ίδια στιγμή να απέχει κατά πολύ από την κρισιμότητα για περιοχές μεγαλύτερης κλίμακας.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφερθεί ότι υπάρχουν και αποτελέσματα που υποδεικνύουν ότι σε κάποιες περιπτώσεις η προσέγγιση στην κρισιμότητα είναι δυνατό να παρατηρηθεί, ακόμη και πριν την γένεση σχετικά μικρότερων σεισμών με μεγέθη από 3.5 ως 5.2 (Brehm & Braille, 1998). Οι συγκεκριμένοι ερευνητές, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα εικοσαετίας από τοπικό μικροσεισμικό δίκτυο για την σεισμική ζώνη της New Madrid, περιοχή που αναφέρεται ως η περισσότερο σεισμικά ενεργός στις ανατολικές Η.Π.Α., εφάρμοσαν αναδρομικά (*a priori*) και με κάποια βασικά κριτήρια που αφορούν την ακρίβεια του καταλόγου, την τροποποιημένη μέθοδο του χρόνου που απομένει μέχρι την διάρρηξη. Διαπίστωσαν έτσι μια αρχική επιτάχυνση στην έκλυση της σεισμικής ενέργειας με το χρόνο, σε συνδυασμό με επιβράδυνση που δεν γινόταν πάντα διακριτή, ακριβώς λίγο πριν την γένεση του κύριου γεγονότος.

Σημαντικό κρίνεται επιπλέον το γεγονός ότι το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού βρίσκει εφαρμογή και στην περίπτωση της μικροσεισμικής δραστηριότητας που παρατηρείται σε περιβάλλον εξόρυξης ορυκτών υλών (ορυχεία, μεταλλεία κτλ). Η δραστηριότητα αυτή που χαρακτηρίζεται από μικρού μεγέθους σεισμικά γεγονότα, οφείλεται σε διαρρήξεις που προκαλούνται από πραγματοποιούμενες κατά την εκμετάλλευση εκρήξεις (Quillon & Sornette, 2000).

Είναι προφανές από την εξίσωση (4.1) ότι το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού, προβλέπει πως η έκλυση σεισμικής ενέργειας για μια περιοχή αυξάνεται με το χρόνο που απομένει για την διάρρηξη, ακολουθώντας μεταβολή νόμου δύναμης. Βασιζόμενοι σε αυτό, οι Bowman και συνεργάτες (1998) θεώρησαν ότι είναι δυνατή η αναγνώριση μιας περιοχής που παρουσιάζει επιτάχυνση και άρα εξελίσσεται προς την κρισιμότητα, με βελτιστοποίηση (*optimization*) της προσαρμογής της εξίσωσης (4.1) στα δεδομένα. Προσπάθησαν λοιπόν να ποσοτικοποιήσουν τον βαθμό της επιτάχυνσης της συσσωρευτικής παραμόρφωσης Benioff με την εισαγωγή μιας παραμέτρου καμπυλότητας, C , που είναι ίση με το λόγο του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) προσαρμογής του νόμου δύναμης (σχέση 4.1) στα παρατηρούμενα δεδομένα, προς το αντίστοιχο σφάλμα προσαρμογής της γραμμικής παλινδρόμησης σε αυτά, δηλαδή ορίζεται από την σχέση:

$$C = \frac{\text{μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) προσαρμογής νόμου δύναμης}}{\text{μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) γραμμικής προσαρμογής}} \quad (4.3)$$

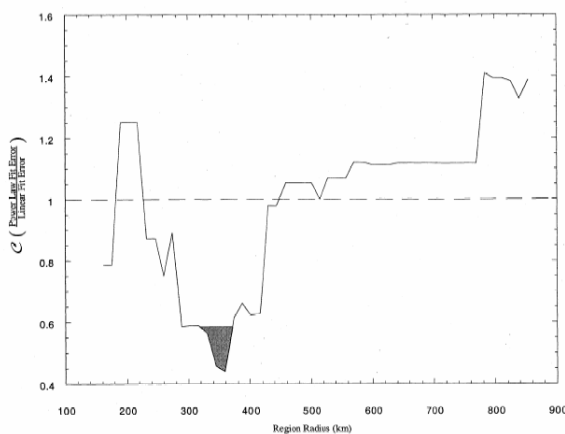
Επομένως στην περίπτωση που στα δεδομένα προσαρμόζει καλύτερα ο νόμος δύναμης, ο αριθμητής της σχέσης (4.3) θα είναι σχετικά μικρός και άρα και η αντίστοιχη τιμή της παραμέτρου C , θα είναι μικρή. Στην περίπτωση που η έκλυση της σεισμικής ενέργειας πραγματοποιείται γραμμικά και ο νόμος δύναμης δεν είναι στατιστικά διακριτός πλέον, η παράμετρος C , θα έχει τιμή ίση ή περίπου ίση της μονάδας.

Οι ίδιοι ερευνητές (*Bowman et al., 1998*) εξετάζοντας κυκλικές περιοχές επιταχυνόμενης σεισμικότητας για 8 ισχυρούς ($M \geq 6.5$) σεισμούς της Καλιφόρνια, διαπίστωσαν μεταβολή της ακτίνας R (σε km) μιας κυκλικής κρίσιμης περιοχής, με το μέγεθος του αναμενόμενου σεισμού:

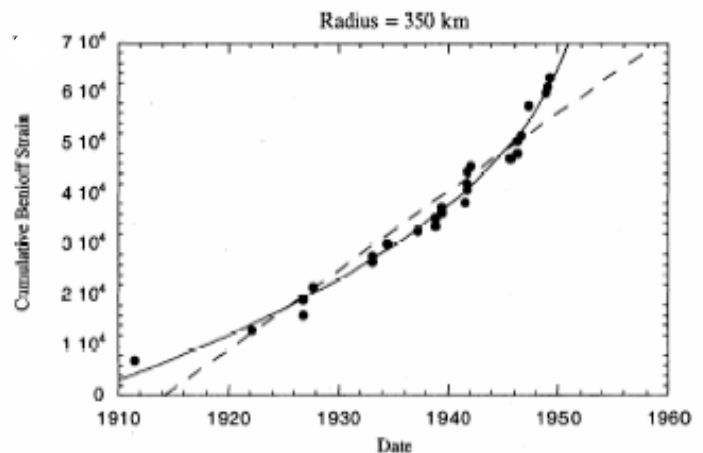
$$\log R \propto 1/2M \quad (4.4)$$

Για τον εντοπισμό της κρίσιμης περιοχής κάθε ισχυρού σεισμού, επανέλαβαν δοκιμές κύκλων με διαφορετικές ακτίνες κάθε φορά, μέχρι να προκύψει η καλύτερη προσαρμογή (μικρότερη τιμή RMS) με σχέση δύναμης. Για το σκοπό αυτό πραγματοποίησαν διάγραμμα μεταβολής της παραμέτρου καμπυλότητας C σε συνάρτηση με τις διάφορες τιμές ακτίνας κύκλων που δοκίμασαν. Η ελαχιστοποίηση της παραμέτρου C αντιστοιχούσε και στην ακτίνα της κυκλικής περιοχής που υιοθετούσαν τελικά ως κρίσιμη για κάθε ισχυρό σεισμό (σχ. 4.1).

(α)



(β)



Σχήμα 4.1: (α) Παράμετρος καμπυλότητας C σε συνάρτηση με την ακτίνα κυκλικής περιοχής γύρω από το επίκεντρο του σεισμού Kern Country (1952, $M_w=7.5$). (β) Διάγραμμα μεταβολής της συσσωρευτικής παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με το χρόνο για τους σεισμούς με επίκεντρα εντός του κύκλου με ακτίνα 350km (*Bowman et al., 1998*).

Επίσης, οι Papazachos and Papazachos (2000, 2001), καθώς και οι Papazachos και συνεργάτες (2004 a, b) διαπίστωσαν τα παρακάτω:

- i) Αρνητική μεταβολή της ακτίνας R (σε km) της κυκλικών κρίσιμων περιοχών (ίσες σε εμβαδόν προς τις αντίστοιχες ελλειπτικές περιοχές που μελετήθηκαν) με τον μέσο μακροπρόθεσμο ρυθμό παραμόρφωσης s_a (σε $\text{Joule}^{1/2} / \text{yr} \cdot 10^4 \text{ km}^2$) στις περιοχές αυτές.
- ii) Θετική εξάρτηση του μεγέθους M του κύριου σεισμού με το μέσο μέγεθος M_{13} των τριών μεγαλύτερων προτεροσεισμών.
- iii) Αρνητική μεταβολή της διάρκειας t_a (σε έτη) της επιταχυνόμενης προτεροσεισμικής ακολουθίας με το ρυθμό παραμόρφωσης s_a .

Υπάρχουν όμως και μελέτες στις οποίες τα διάφορα μετρήσιμα μεγέθη της σεισμικής παραμόρφωσης του φλοιού (π.χ. παραμόρφωση Benioff) δείχνουν μια μεσοπρόθεσμη ελάττωση της προτεροσεισμικής δραστηριότητας στις σεισμογόνες περιοχές των πολύ ισχυρών σεισμών (Kanamori, 1981; Jaumè, 1992; Bufe et al., 1994; Tzanis & Valianatos, 2003). Σύμφωνα με τις μελέτες αυτές η ελάττωση της σεισμικής δραστηριότητας αποδίδεται σε μια τοπική «χαλάρωση» των τάσεων (stress relaxation), εξαιτίας της προσεισμικής ολίσθησης (Wyss et al., 1981; Kato et al., 1997). Συγκεκριμένα, παράλληλα με την σεισμική επιτάχυνση στην ευρύτερη κρίσιμη περιοχή που περιγράφεται με την εξίσωση (4.1), έχει παρατηρηθεί και ελάττωση της σεισμικότητας στη γειτονική περιοχή που περιβάλλει τη ζώνη διάρρηξης ενός ισχυρού σεισμού. Οι παρατηρήσεις αυτές αφορούν κυρίως τη μείωση του αριθμού των μικρών σεισμών (σεισμική ησυχία) στην λεγόμενη σεισμόγονο περιοχή (Wyss et al., 1981; Wyss & Habermann, 1988; Scholz, 1988; Chouliaras & Stavrakakis, 2001; Zoller et al., 2002). Η προτεροσεισμική δραστηριότητα λαμβάνει χώρα στο χρονικό διάστημα Δt_i ($\Delta t_i = t_c - t_i$, όπου, t_c , ο χρόνος γένεσης του ισχυρού σεισμού και t_i , ο χρόνος στον οποίο η επιταχυνόμενη παραμόρφωση γίνεται «αναγνωρίσιμη») (Papazachos & Papazachos, 2001; Yang et al., 2001).

Οι Papazachos και συνεργάτες (2004 a,b) χρησιμοποιώντας δεδομένα του ελληνικού χώρου από μεγάλους σεισμούς που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή του Αιγαίου, έδειξαν ότι κατά τη διάρκεια της κρίσιμης περιόδου η παρατηρούμενη επιβράδυνση στην έκλυση της παραμόρφωσης Benioff για τη σεισμογόνο περιοχή, μπορεί να εκφραστεί και αυτή με ένα νόμο δύναμης (σχέση 4.1) με $m > 1.0$ (αντιπροσωπευτική τιμή $m = 3.0$). Επίσης, από την ίδια ομάδα ερευνητών δείχθηκε ότι το μήκος, a , (σε km) του μεγάλου άξονα της ελλειπτικής σεισμογόνου περιοχής, όπου πραγματοποιείται η επιβράδυνση, μεταβάλλεται θετικά με το μέγεθος του κύριου σεισμού, M και αρνητικά με το μέσο μακροπρόθεσμο ρυθμό παραμόρφωσης, s_a (σε $\text{Joule}^{1/2} / \text{yr} \cdot 10^4 \text{ km}^2$), ενώ παρατηρείται και αρνητική μεταβολή της διάρκειας, t_d (σε έτη), της επιβραδυνόμενης προτεροσεισμικής ακολουθίας με το μέσο μακροπρόθεσμο ρυθμό παραμόρφωσης, s_a , (Papazachos & Papazachos, 2001). Γενικά η κρίσιμη περιοχή έχει διαστάσεις που είναι περίπου 8 φορές το μήκος του ρήγματος (Papazachos & Papazachos, 2000).

Τα παραπάνω αποτελέσματα, με έμφαση στην εφαρμογή ενός νόμου δύναμης για την επιβραδυνόμενη έκλυση σεισμικής ενέργειας κοντά στη ρηξιγενή ζώνη, καθώς και σχετικά αποτελέσματα από μοντέλα εξομοίωσης (Hainzl *et al.*, 2000), αποτελούν σημαντικές ενδείξεις για την εξέταση του φαινομένου της επιβράδυνσης ως κρίσιμου φαινομένου. Έτσι, σε αναλογία με το φαινόμενο της επιταχυνόμενης σεισμικότητας στο οποίο αναφερθήκαμε, η επιβράδυνση παρατηρείται σε μια μικρότερη περιοχή, την σεισμογόνο περιοχή και με θεωρούμενο κρίσιμο σημείο τον αναμενόμενο ισχυρό σεισμό. Βλέπουμε δηλαδή ότι, το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού μπορεί να ερμηνεύσει ικανοποιητικά τις παρατηρήσεις για συνύπαρξη μιας επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης για την ευρύτερη κρίσιμη περιοχή και μιας επιβραδυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης για την σεισμογενή περιοχή κοντά στο ρήγμα, στο εσωτερικό της κρίσιμης περιοχής (*Decelerating In – Accelerating Out Strain*).

Ωστόσο, αν και όλες οι παραπάνω πολυάριθμες μελέτες αποτελούν αξιόπιστα παραδείγματα παρατηρούμενων αλλαγών της πρότερο-σεισμικής δραστηριότητας για πολύ ισχυρούς σεισμούς, αλλαγών που είναι σε συμφωνία με την υπόθεση του κρίσιμου σημείου, δεν είναι ακόμα ξεκάθαρο πότε και αν όλοι οι σεισμοί ακολουθούν αυτή τη συγκεκριμένη διαδικασία. Εξάλλου οι Bowman και συνεργάτες (1998), διευκρινίζουν ότι σε ένα σύστημα που εξελίσσεται προς την κρισιμότητα, χωρίς αυτό να περιλαμβάνει ένα απλό μεγάλο ρήγμα που τελικά να διαρρηγνύεται, η μεγάλου εύρους συσχέτιση του πεδίου των τάσεων που οδηγεί στο ισχυρό τελικό σεισμικό γεγονός μπορεί, είτε να επιτρέψει την συνένωση πολλών μικρότερων γειτονικών ρηγμάτων, είτε να απομακρύνει απλά το σύστημα από την κρισιμότητα με έναν αριθμό μικρότερων σεισμών. Ζητήματα και προβληματισμοί αυτού του είδους είναι υπό διερεύνηση και απαιτούν αρκετή και επίπονη εργασία μέχρι να δοθούν σε αυτά οριστικές απαντήσεις.

4.1. Εφαρμογή της μεθόδου για περιοχές χαμηλής σεισμικότητας της Ευρώπης

Όπως γίνεται αντιληπτό από την προηγούμενη ενότητα το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού, όπως αυτό εξελίχθηκε ως σήμερα, υποστηρίζεται από σειρά παρατηρήσεων σε διαφορετικούς τομείς της επιστημονικής έρευνας, όπως είναι η σεισμολογία, η στατιστική φυσική αλλά και τα εργαστηρικά πειράματα με την θραύση δειγμάτων πετρωμάτων.

Η μεθοδολογία που θα ακολουθήσουμε και θα εφαρμόσουμε στην παρούσα διατριβή είναι αυτή που προτάθηκε στην αρχική της μορφή από τους Papazachos και Papazachos (2004). Κατά τη διεργασία αυτή προτάθηκε από τους εν λόγω ερευνητές, η θεώρηση ελλειπτικών κρίσιμων περιοχών με την χρήση περιοριστικών μεταβλητών για το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού, καθώς και η υιοθέτηση σχέσεων μεταξύ των διαφόρων παραμέτρων που εκφράζουν την επιταχυνόμενη παραμόρφωση Benioff (δηλαδή τη σεισμική παραμόρφωση του φλοιού) και τον μέσο ρυθμό της μακροπρόθεσμης σεισμικής παραμόρφωσης (δηλαδή το

ρυθμό έκλυσης της σεισμικότητας). Οι Papazachos and Papazachos (2001) καθόρισαν και μια παράμετρο P σαν μια μέση τιμή της πιθανότητας που παρουσιάζει η κάθε μια από τέσσερις παραμέτρους (R , t_p , A , M), να πλησιάζει την αναμενόμενη τιμή της. Επίσης οι Papazachos et al., (2002a) καθόρισαν έναν ποιοτικό παράγοντα q που δίνεται από τη σχέση:

$$q = \frac{P}{mC} \quad (4.5)$$

Κατάλληλος αλγόριθμος (Papazachos, 2001) που έχει γραφτεί για αυτό το σκοπό εντοπίζει τις περιοχές που παρουσιάζουν επιτάχυνση ή επιβράδυνση. Σύμφωνα με τον αλγόριθμο αυτό μια ευρύτερη της σεισμικής ζώνης περιοχή (π.χ. $\pm 5^\circ$ στο γεωγραφικό πλάτος και μήκος γύρω από το επίκεντρο ισχυρού σεισμού) διαιρείται σε πλέγμα (grid) το οποίο σαρώνεται με κατάλληλο βήμα (π.χ. 0.5° στο γεωγραφικό μήκος και πλάτος). Κάθε φορά ένα σημείο του πλέγματος θεωρείται σαν το κέντρο μια ελλειπτικής ή κυκλικής κρίσιμης περιοχής, και τα μεγέθη των σεισμών που περιλαμβάνονται στη περιοχή χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των παραμέτρων της σχέσης (4.1), καθώς και των παραμέτρου C , q .

Ως αντιπροσωπευτικό μέτρο της σεισμικότητας και της σεισμικής παραμόρφωσης ορίστηκε ο μέσος ετήσιος ρυθμός παραμόρφωσης Benioff, S_r σε $J^{1/2}/yr$, όπως αυτός δίνεται από την σχέση (4.1). Ο ρυθμός αυτός καθορίζεται από τη συσσωρευτική παραμόρφωση Benioff που εκλύεται μακροπρόθεσμα για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.2$. Στην περίπτωση όμως της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης, όπου σκοπός μας είναι η μελέτη για δυνατότητα πρόγνωσης σε χαμηλότερα μεγέθη, πραγματοποιήθηκαν ανάλογες διορθώσεις στις χρησιμοποιούμενες από την μεθοδολογία σχέσεις, με υπολογισμό της συσσωρευτικής παραμόρφωσης Benioff για $M \geq 4.0$.

Για το λόγο αυτό υπολογίστηκε ο παράγοντας διόρθωσης του λογαρίθμου της συσσωρευμένης παραμόρφωσης που δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta \log S_{rM \min 1}^{M \min 2} = \log \left(\frac{[M_0^{M \max}]^{1-\frac{B}{2}} - [M_0^{M \min 1}]^{1-\frac{B}{2}}}{[M_0^{M \max}]^{1-\frac{B}{2}} - [M_0^{M \min 2}]^{1-\frac{B}{2}}} \right) \quad (4.6)$$

η οποία προέκυψε με επέκταση των αρχικών αποτελεσμάτων του Molnar (1979), που αφορούσαν τη σεισμική ροπή,

όπου :

$$B = \frac{|b|}{c} \quad \text{και} \quad \log M_0 = c M_w + d = 1.5 M_w + 16.1 \quad (4.7)$$

Δηλαδή $c = 0.15$ και b είναι η γνωστή παράμετρος από τη σχέση Gutenberg-Richter. Για τον υπολογισμό της παραμέτρου B στον αριθμητή έχουμε την απόλυτη τιμή της b που για την παρούσα μελέτη προκύπτει για κάθε μια από τις τέσσερις επιμέρους περιοχές (A, B, C και D) από τον declustered κατάλογο. Οι τιμές αυτές προσδιορίστηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο. Στη σχέση (4.6) το $M_{\max}$ είναι το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος για κάθε περιοχή και, $M_{\min 1}$, $M_{\min 2}$, είναι τα μεγέθη για τα οποία θέλουμε να πραγματοποιήσουμε τη διόρθωση (μεγαλύτερο και μικρότερο αντίστοιχα). Οι Papazachos and Papazachos (2000, 2001) καθόρισαν ως κατώτερο μέγεθος (cut off) προτεροσεισμών για τον προσδιορισμό του μακροπρόθεσμου ρυθμού παραμόρφωσης Benioff το 5.2. Για τη παρούσα διατριβή και δεδομένου ότι οι ισχυροί σεισμοί στη περιοχή μελέτης δεν ξεπερνούν το μέγεθος 5.6 (κατά τις τελευταίες δεκαετίες ενόργανης παρατήρησης), κατέστη αναγκαία η διόρθωση του κατώτερου μεγέθους από 5.2 σε 4.0. Έτσι η υπολογιζόμενη από τη σχέση διόρθωση αφαιρέθηκε από το $\log S_r$ σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$\log R = 0.23 M - 0.14 \log S_r^{5.2} + 1.40 \quad (4.7)$$

$$\text{και} \quad \log S_r^{5.2} = \log S_r^{4.0} - \Delta \log S_r \quad (4.8)$$

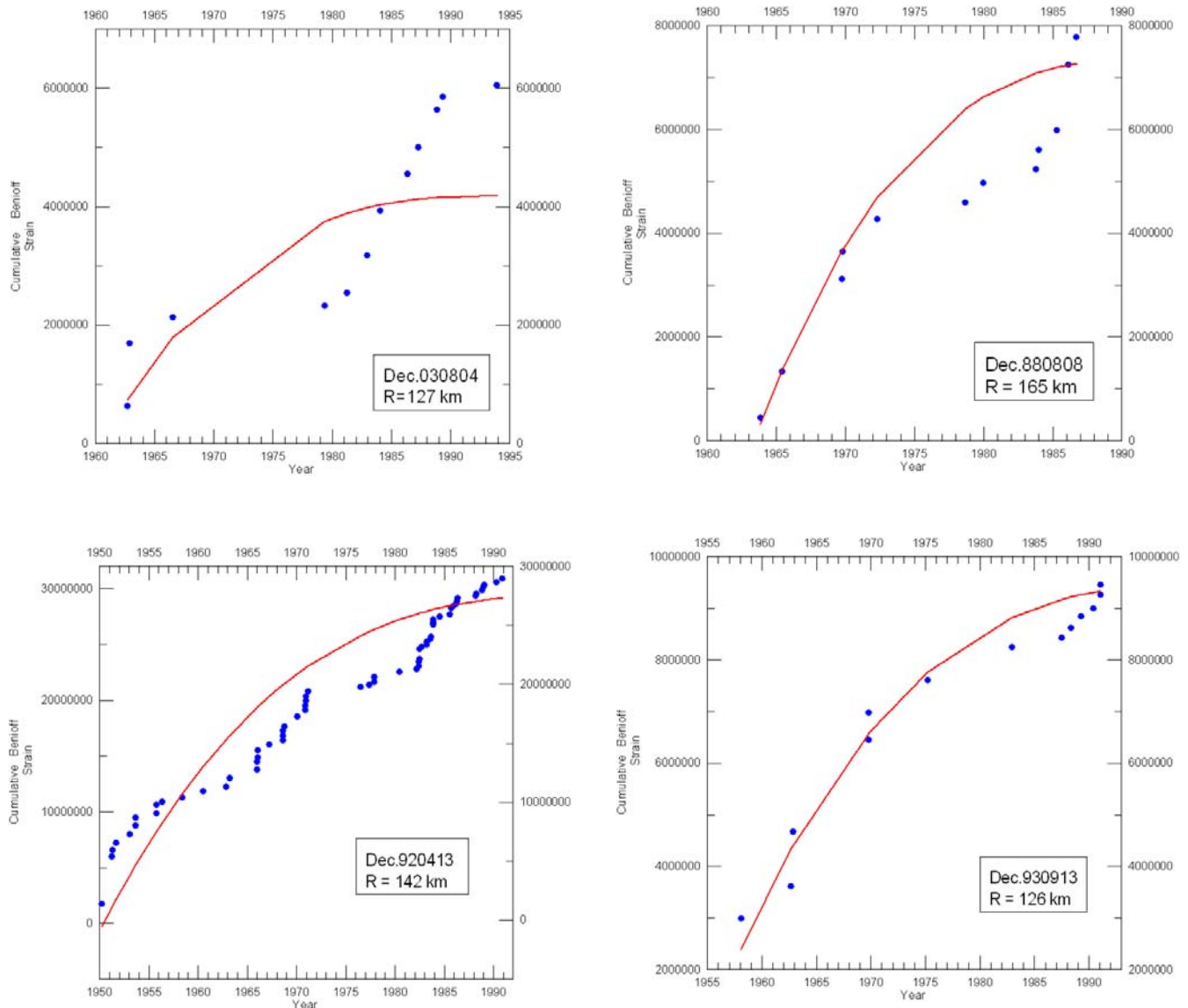
Η μεθοδολογία των Papazachos and Papazachos (2000) εφαρμόστηκε για τον declustered κατάλογο της ευρύτερης περιοχής, στον οποίο περιέχονται 23 σεισμοί μεγέθους $M \geq 5.0$ και για το χρονικό διάστημα 1977-2003. Οι σεισμοί αυτοί φαίνονται στον πίνακα (4.1). Λόγω της πολύ χαμηλής σεισμικότητας που χαρακτηρίζει τις περιοχές της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης δεν αναγνωρίστηκε η ύπαρξη επιταχυνόμενης σεισμικότητας για κάποιον πρόσφατο σεισμό με μέγεθος $M \geq 5.0$. Έτσι, μετά από την εφαρμογή του αλγορίθμου (Papazachos, προσωπική επικοινωνία) για όλους τους σεισμούς του πίνακα (4.1) δεν παρατηρήθηκε το φαινόμενο της σεισμικής επιτάχυνσης.

Το φαινόμενο αυτό πιθανόν να οφείλεται στο ότι τόσο μικροί σε μέγεθος σεισμοί δεν μπορούν να δώσουν αναγνωρίσιμη σεισμική επιτάχυνση μιας και η ύπαρξη αυτής απαιτεί μια μεγάλη σε μέγεθος περιοχή (κυκλική στη περίπτωση μας), μέσα στην οποία πραγματοποιούνται οι προτεροσεισμοί. Σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας όμως η αναγνώριση τέτοιων περιοχών είναι δύσκολη, αφού η κατανομή της σεισμικότητας σε περιορισμένα clusters οδηγεί αναπόφευκτα σε αλληλεπικάλυψη των κρίσιμων περιοχών σχετικά μεγάλων ($M \geq 5.0$) σεισμών. Για το λόγο αυτό μελετήθηκε κυρίως το φαινόμενο της σεισμικής επιβράδυνσης που παρατηρείται σε μικρότερη έκταση (γειτονική στο ρήγμα περιοχή).

Πίνακας 4.1: Οι 23 σεισμοί με τελικό μέγεθος $M \geq 5.0$ οι οποίοι αποτέλεσαν και βασικό αντικείμενο μελέτης της διατριβής.

Έτος	Ημερομηνία	Χρόνος	Γεωγρ. Πλάτος φ°	Γεωγρ. Μήκος λ°	Εστιακό Βάθος (km)	MM_f
1977	24/03	07:32:24	51.47	16.05	1	5.1
1979	22/06	23:17:59	64.54	17.47	10	5.3
1981	03/09	18:39:42	69.33	14.23	10	5.2
1984	19/07	06:56:12	52.86	-4.17	20	5.2
1985	05/03	22:59:32	51.63	16.25	14	5.0
1986	05/02	17:53:32	62.67	5.05	10	5.0
1986	14/07	13:50:31	58.37	13.80	10	5.0
1986	25/10	20:07:22	51.63	16.08	5	5.2
1987	18/05	03:54:54	67.48	15.24	15	5.1
1987	31/05	02:54:27	51.59	16.27	10	5.2
1988	23/01	06:21:33	65.57	2.18	10	5.0
1988	08/08	19:59:32	63.63	2.33	10	5.6
1989	23/01	14:06:26	61.78	4.33	33	5.4
1989	29/01	16:38:19	59.45	5.89	21	5.0
1989	25/03	12:46:39	51.62	16.09	10	5.5
1989	20/11	06:05:30	51.16	15.61	10	5.2
1992	13/04	01:20:00	51.13	5.75	21	5.4
1992	28/06	23:18:32	49.50	20.68	10	5.1
1993	13/09	05:25:10	66.32	5.83	10	5.1
1996	11/09	03:36:34	51.46	11.70	10	5.0
1997	22/09	17:48:40	54.76	19.61	0	5.0
2003	04/08	03:08:35	65.98	5.47	10	5.1

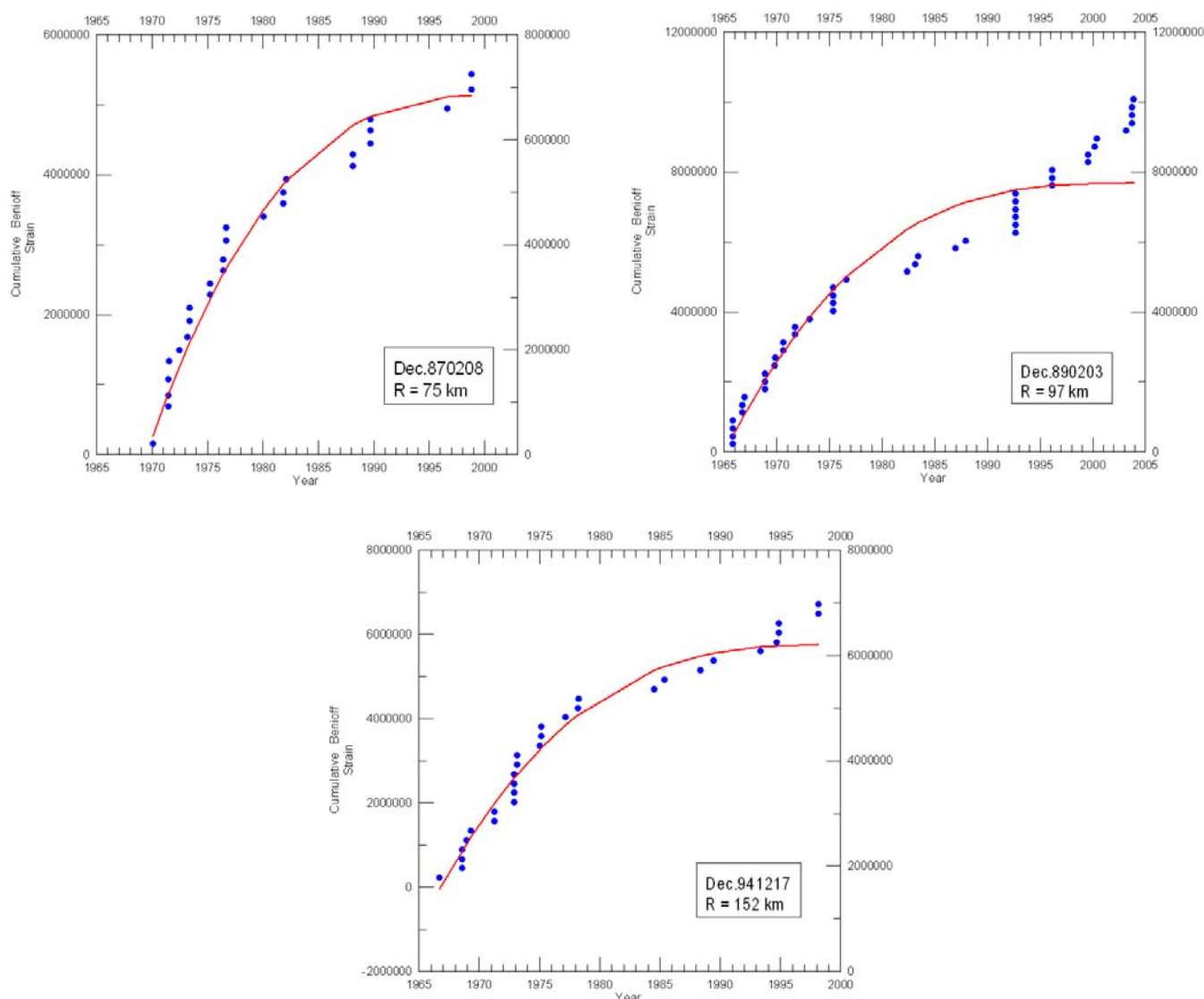
Από τους παραπάνω 23 σεισμούς παρατηρήθηκε σεισμική επιβράδυνση σε τέσσερις που σημειώνονται με χρωματισμό στο πίνακα. Οι διαστάσεις του πλέγματος (grid) που χρησιμοποίησε ο αλγόριθμος είναι παράθυρα με κέντρο το επίκεντρο του σεισμού που ελέγχεται σε κάθε περίπτωση $\pm 2^\circ$ ή $\pm 1^\circ$ με βήμα 0.2° ή 0.1° αντίστοιχα. Οι αντίστοιχες καμπύλες επιβράδυνσης που προκύπτουν φαίνονται στο σχήμα (4.2).



Σχήμα 4.2: Μεταβολή της σεισμικής παραμόρφωσης με το χρόνο για τέσσερις σεισμούς της περιοχής μελέτης (στο υπόμνημα κάθε γραφήματος αναγράφεται και ο σεισμός για τον οποίο προέκυψε η καμπύλη με την μέθοδο της σεισμικής επιβράδυνσης – deceleration). Φαίνεται επίσης με κόκκινο χρώμα η θεωρητική καμπύλη επιβράδυνσης που υπολογίζεται από τον αλγόριθμο.

Στα γραφήματα του σχήματος αυτού φαίνεται ότι από τα σημεία (σεισμική παραμόρφωση) δεν μπορούμε να χαρακτηρίσουμε κάποια από τις περιπτώσεις αυτές σαν ένδειξη σεισμικής επιβράδυνσης στη περιοχή αφού η θεωρητική καμπύλη επιβράδυνσης ελάχιστα ακολουθεί τα πραγματικά δεδομένα (εξάιρεση αποτελεί η τελευταία περίπτωση). Σε παρόμοια αποτελέσματα καταλήγουμε και την εφαρμογή της παραπάνω μεθοδολογίας για συνθετικό κατάλογο σεισμών της περιοχής που δημιουργήθηκε με την διαδικασία που περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Τα δεδομένα του συνθετικού καταλόγου ακολουθούν τη κατανομή Gutenberg – Richter σε ότι αφορά τα

μεγέθη και την κατανομή Poisson σε ότι αφορά το χρόνο γένεσης των σεισμών. Όπως αναφέραμε και παραπάνω τα δεδομένα αυτού του καταλόγου παρακολουθούν τη σεισμικότητα της περιοχής μελέτης σε ικανοποιητικό βαθμό.



Σχήμα 4.3: Μεταβολή της σεισμικής παραμόρφωσης με το χρόνο για τρεις σεισμούς του συνθετικού καταλόγου της περιοχής μελέτης (στο υπόμνημα κάθε γραφήματος αναγράφεται και ο σεισμός για τον οποίο προέκυψε η καμπύλη με την μέθοδο της σεισμικής επιβράδυνσης – deceleration). Φαίνεται επίσης με κόκκινο χρώμα η θεωρητική καμπύλη επιβράδυνσης που υπολογίζεται από τον αλγόριθμο.

Εντοπίστηκαν έτσι στο συνθετικό κατάλογο τρεις σεισμοί που παρουσιάζουν παραπλήσια επίκεντρα και χρόνους γένεσης με τρεις από τους παραπάνω τέσσερις σεισμούς του ομογενούς σεισμικού καταλόγου. Εφαρμόσθηκε η ίδια μεθοδολογία και τα αντίστοιχα γραφήματα της σεισμικής παραμόρφωσης με το χρόνο φαίνονται στο σχήμα (4.3). Παρατηρούμε ότι η θεωρητική

καμπύλη ακολουθεί τα συνθετικά δεδομένα σε πολύ καλό βαθμό, αναδεικνύοντας μια πλασματική επιβράδυνση της συσσωρευτικής παραμόρφωσης Benioff με το χρόνο.

5

ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στη παρούσα διατριβή μελετήθηκε το μοντέλο του κρίσιμου σεισμού και συγκεκριμένα όπως αυτό έχει μέχρι σήμερα εξελιχθεί και διαμορφωθεί από τους Papazachos et al., (ως ολοκληρωμένη μέθοδος της «επιβραδυνόμενης-επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης») σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας της Ευρώπης.

Για την εφαρμογή της μεθόδου κρίθηκε αναγκαία η δημιουργία ομογενούς καταλόγου σεισμών για την ευρύτερη περιοχή της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης. Για το σκοπό αυτό συλλέχθηκαν δεδομένα από διάφορες πηγές μεταξύ των οποίων τα μεγάλα σεισμολογικά κέντρα: ISC, NEIC και EMSC, καθώς και μικρότερα σεισμολογικά κέντρα και δίκτυα του ευρωπαϊκού χώρου. Βαθμολογήθηκαν συνολικά 23 μεγέθη σεισμών και καθορίστηκαν σχέσεις κατάλληλες για τη μετατροπή τους σε ισοδύναμα μεγέθη σεισμικής ροπής, για να προκύψει με την εφαρμογή τους ένας ενιαίος και ομογενής κατάλογος σεισμών της περιοχής ενδιαφέροντος. Σε μερικές περιπτώσεις υιοθετήθηκαν και υπάρχουσες σχέσεις μεγεθών (Scordilis 2006) σε σύγκριση με τις οποίες, οι ανάλογες σχέσεις για την Ευρώπη βρίσκονταν σε αρκετά καλή συμφωνία.

Στηρίζομενοι στην κατανομή της σεισμικότητας και στα γεωτεκτονικά-σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της βορειοδυτικής Ευρώπης, η περιοχή μελέτης χωρίσθηκε σε τέσσερις επιμέρους περιοχές που μελετήθηκαν ανεξάρτητα σε ότι αφορά την πληρότητα των μεγεθών. Αντίστοιχη διαδικασία εφαρμόστηκε και για τον declustered κατάλογο που προέκυψε για την περιοχή μετά την απομάκρυνση των προσεισμών και μετασεισμών σεισμικών ακολουθιών.

Βασικός σκοπός για τη δημιουργία και μελέτη του declustered καταλόγου υπήρξε η ανάγκη για δημιουργία αξιόπιστων συνθετικών καταλόγων σεισμών της περιοχής μελέτης. Οι συνθετικοί κατάλογοι δημιουργήθηκαν αφού η περιοχή διαιρέθηκε σε πολυάριθμες επιμέρους υπο-περιοχές. Τα συνθετικά δεδομένα που προέκυψαν βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με την κατανομή της σεισμικότητας στη περιοχή και αποτέλεσαν σημαντικό εργαλείο στο τελικό στάδιο της διατριβής.

Η μεθοδολογία για την αναγνώριση περιοχών που εμφάνισαν επιταχυνόμενη ή επιβραδυνόμενη σεισμικότητα πριν τη γένεση ισχυρών κύριων σεισμών, μετά τις απαραίτητες προσαρμογές που είχαν να κάνουν με τις ιδιαιτερότητες της περιοχής μελέτης, δοκιμάστηκε για έναν αριθμό 23 συνολικά σεισμών της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης. Λόγω της φύσης του φαινομένου

της σεισμικής επιτάχυνσης δεν μπόρεσαν να εντοπιστούν κρίσιμες περιοχές που θα παρουσίαζαν μια τέτοιου είδους προτεροσεισμική συμπεριφορά κατά το πρόσφατο παρελθόν. Αντίθετα, κατά στη μελέτη της επιβραδυνόμενης σεισμικότητας προέκυψαν αποτελέσματα για τέσσερις σεισμούς (τρεις στη περιοχή της Σκανδιναβίας και ένας στη κεντρική Ευρώπη). Παρόλα αυτά η επιβράδυνση που δείχνουν τα τέσσερα αυτά γεγονότα δεν μπορεί να χαρακτηριστεί ως απόλυτα εμφανής.

Για να διαπιστώσουμε αν το γεγονός αυτό της εμφάνισης αποτελεσμάτων από τους τέσσερις προαναφερόμενους σεισμούς είναι τυχαίο ή οφείλεται σε κάποιο άλλο παράγοντα, εφαρμόσαμε την ίδια ακριβώς μεθοδολογία για έναν από τους συνθετικούς καταλόγους. Οι τελικές παρατηρήσεις έδειξαν μια παρόμοια συμπεριφορά γεγονός που υποδηλώνει την αδυναμία της μεθόδου σε ότι αφορά αναγνώριση προτεροσεισμικής συμπεριφοράς (κυρίως σεισμικής επιβράδυνσης) σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας.

Γενικά συμπεραίνουμε ότι η εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου για πρώτη φορά σε περιοχές τόσο χαμηλής σεισμικότητας δεν απέδωσε τα αναμενόμενα αποτελέσματα, παρόλο που έγινε μια συστηματική μελέτη και εφαρμογή αυτής, με τροποποιήσεις που αφορούσαν περισσότερο το επίπεδο έκλυσης σεισμικής ενέργειας της συγκεκριμένης περιοχής. Το γεγονός αυτό μπορεί να αποδοθεί είτε στην αδυναμία της ίδιας της μεθόδου να εφαρμοσθεί σε μικρούς σεισμούς, είτε στην έλλειψη σεισμολογικών δεδομένων για τις εν λόγω περιοχές αφού: i) σημαντικός αριθμός σεισμών πραγματοποιούνται στο θαλάσσιο χώρο, ii) η κάλυψη της περιοχής με πυκνά σεισμολογικά δίκτυα άρχισε την δεκαετία του '80. Ο συνδυασμός των δύο αυτών παραγόντων μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η μεσοπρόθεσμη πρόγνωση των σχετικά μικρών σε μέγεθος σεισμών σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας, ίσως λόγω της φύσεως του φαινομένου, δεν είναι δυνατή τουλάχιστον με την υπάρχουσα επιστημονική γνώση.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abe, K., 1981, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Pla. Int.* 27, pp. 72–92
- Ahjos, T., and Uski, M., 1992, Earthquakes in northern Europe in 1375-1989, *Tectonophysics* 207, pp. 1-23
- Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectra, *J. Geophys. Res.*, 72, pp. 1217-1231
- Aki, K., and Richards, P., 2002, *Quantitative Seismology: Theory and methods*, Freeman, San Francisco, California
- Allègre, C.J., and Le Mouél, J.L., 1994, Introduction of scaling techniques in the brittle fracture of rocks, *Phys. Earth Pla. Int.* 87, pp. 85-93
- Allen, C.R., 1976, Responsibilities in earthquake prediction, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, pp. 2069 - 2074
- Ambraseys, N.N., 2001, Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East, *Geophys. J. Int.* 145, pp. 471-485
- Ambraseys, N.N., and Free, M.W., 1997, Surface-wave magnitude calibration for European region earthquakes, *J. Earthquake Eng.* 1, pp. 1-22
- Ambraseys, N.N., and Sigbjörnsson, R., 2003, On the seismicity of Northwest Europe: A comparative study of earthquakes catalogues, First report, Research report number: 03-001-SM
- Andersen, J.V., Sornette, D., and Leung, K.-T., 1997, Tri-critical behavior in rupture induced by disorder, *Phys. Rev. Lett.* 78, pp. 2140-2143
- Anifrani J.C., Le Floc'H C., Sornette D., and Souillard B., 1995, Universal log-periodic correction to renormalization group scaling for rupture stress prediction from acoustic emission, *J. Phys. I.* 136, pp. 631–638
- Arvidsson, R., 1996, Fennoscandian earthquakes: whole crust rupturing related to postglacial rebound, *Science*, 274, pp. 744–746
- Arvidsson, R., 1996, Fennoscandian earthquakes: whole crustal rupturing related to postglacial rebound, *Science* 274, pp. 744-746
- Bak, P., and Tang, C., 1989, Earthquakes as a self-organized critical phenomenon, *J. Geophys. Res.* 94, pp. 15,635-15,637
- Bak, P., Chen, K., and Tang, C., 1990, A forest-fire model and some thoughts on turbulence, *Phys. Lett. A* 147, pp. 297–300
- Bak, P., Tang, C., and Wiesenfeld, K., 1988, Self-organized criticality, *Phys. Rev. A* 38, pp. 364 – 374

- Bakun, W.H., 1999, Seismic Activity of the San Francisco Bay region, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, pp. 764-784
- Bakun, W.H., and Lindh, A.G., 1985, The Parkfield, California earthquake prediction experiment, *Science* 229, 4417, pp. 619-624
- Baptie, B., Ottemoller, L., Sargeant, S., Ford, G., and O' Mongain, A., 2005, The Dudley earthquake of 2002: A moderate sized earthquake in the UK, *Tectonophysics* 401, pp. 1-22
- Benfield Greig Hazard Research Centre, 2003, A rift at the heart of Europe – Reassessing large earthquake potential in NW Europe, *Issues In Risk Science* 1
- Benfield Greig Hazard Research Centre, 2003, A rift at the heart of Europe: reassessing large earthquake potential in NW Europe, *Issues in risk science* 1, a Benfield Greig Hazard Research Centre report for Benfield Remetrics
- Ben-Zion, Y., and Lyakhovsky, V., 2002, Accelerated seismic release and related aspects of seismicity patterns on earthquake faults, *Pure Appl. Geophys.* 159, pp. 2385-2412
- Ben-Zion, Y., Dahmen, K., Lyakhovsky, V., Ertas, D., and Agnon, A., 1999, Self-driven mode switching of earthquake activity on a fault system, *Earth Pla. Sci. Lett.* 172, pp. 11-21
- Blundell, D., Freeman, R. and Mueller, S., 1992, *A Continent Revealed. The European Geotraverse*, Cambridge University Press
- Bogdanova, S., and EUROBRIDGE colleagues, 1996, EUROPROBE PROJECTS – EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic accretion of Sarmatia and Fennoscandia
- Bowman, D.D., and King, G.C.P., 2001, Accelerating seismicity and stress accumulation before large earthquakes, *Geoph. Res. Lett.* 28, pp. 4039-4042
- Bowman, D.D., and King, G.C.P., 2001, Stress transfer and seismicity changes before large earthquakes, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* 333, pp. 591-599
- Bowman, D.D., and Sammis, C.G., 2001, Intermittent criticality and the seismic cycle, *Bull. Seism. Soc. Am.* (submitted)
- Bowman, D.D., and Sammis, C.G., 2004, Intermittent criticality and the Gutenberg-Richter distribution, *Pure Appl. Geophys.* 161, pp. 1945-1956
- Bowman, D.D., Quillon, G., Sammis, C.G., Sornette, A., and Sornette, D., 1998, An observational test of the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res.* 103, pp. 24.359-24.372
- Braunmiller, J., Deichmann, N., Giardini, D., Wiemer, S., and the SED Magnitude Working Group, 2005, Homogeneous moment-magnitude calibration in Switzerland, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, pp. 58-74
- Brehm, D.J., and Braile, L.W., 1998, Intermediate-term earthquake prediction using precursory events in the New Madrid seismic zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, pp. 564-580
- Brehm, D.J., and Braile, L.W., 1999, Refinement of the modified time-to-failure method for

- intermediate-term earthquake prediction, *J. Seismology* 3, pp. 121-138
- Brewer, T.S. (ed.), 1996, Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Regions, Spec. Publ. Geol. Soc. London 112
- Bufe, C.D., Nishenko, S.P., Varnes, D.J., 1994, Seismicity trends and potential for large earthquakes in Alaska–Aleutian region. *Pure Appl. Geophys.* 142, 83–99.
- Bufe, C.G., and Varnes, D.J., 1993, Predictive modeling of the seismic cycle of the greater San Francisco Bay region, *J. Geophys. Res.* 98, pp. 9871-9883
- Bungum, H., 1989, Earthquake occurrence and seismotectonics in Norway and surrounding areas, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, pp. 501-519, eds Gregersen, S. & Basham, P.W., Kluwer, Dordrecht
- Bungum, H., Alsaker, A. & Kvamme, L.B. & Hansen, R.A., 1991, Seismicity and seismotectonics of Norway and nearby continental shelf areas, *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 2249–2265
- Bungum, H., Lindholm, C.D., Dahle, A., Woo, G., Nadim, F., Holme, J.K., Gudmestad, O.T., Hagberg, T., and Karthigeyan, K., 2000, New seismic zoning maps for Norway, the North Sea, and the United Kingdom, *Sci. Res. Lett.* 71, No. 6, pp. 687-697
- Bungum, H., Linholm, C., and Faleide, J.I., 2005, Postglacial seismicity offshore mid-Norway with emphasis on spatio-temporal-magnitudal variations, *Marine and Petroleum Geology* 22, pp. 137-148
- Bungum, H., Linholm, C.D., and Dahle, A., 2003, Long-period ground-motions for large European earthquakes, 1905-1992, and comparisons with stochastic predictions, *J. Seismology* 7, pp. 377-396
- Burridge, R., and Knopoff, L., 1967, Model and theoretical seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, pp. 341-347
- Byrkjeland, U., Bungum, H., and Eldholm, O., 2000, Seismotectonics of the Norwegian continental margin, *J. Geophys. Res.* 105, No. B3, pp. 6221-6236
- Carlson, J.M., and Langer, J.S., 1989, Mechanical model of an earthquake fault, *Phys. Rev.* 40, pp. 6470-6484
- Chouliaras, G., and Stavrakakis, G.N., 2001, Current seismic quiescence in Greece: Implications for seismic hazard, *J. Seismology* 5, pp. 595-608
- Clauss, B., Marquardt, G. & Fuchs, K., 1989, Stress orientations in the North Sea and Fennoscandia, a comparison to the central European stress field, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, pp. 277–287, eds Gregersen, S. & Basham, P.W., Kluwer, Dordrecht
- Creutz, M., 1997, “Cellular automata and self organized criticality”, chapter in *Some new directions in science on computers*, G. Bhanot, S. Chen, and P. Seiden, eds. pp. 147-169 (World

- Scientific, Singapore, 1997)
- Dalton, F., and Corcoran, D., 2005, Earthquake behaviour and large-event predictability in a sheared granular stick-slip system
- De Geer, G., 1888, Om Skaninaviens nivåförändringar under Quartärperioden, Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar 10, pp. 366-379
- De Geer, G., 1938, Jordbävningar i Bromma. Sven. Tur. 1939, 24
- De Geer, G., 1940, Geochronologia Suecia Principles. Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl. 3rd 18 (6), pp. 1 – 360
- De Los Rios, P, Valleriani, A., and Luis Vega, J., 1997, Self-organized Criticality Driven by Deterministic Rules, Europhys. Lett. 9702068 v1
- De, R., and Ananthakrishna, G., 2004, Power laws, precursors and predictability during failure, Europhys. Lett. 66 (5) , pp. 715-721
- Dehls, J.F., Olesen, O., Bockmann, L., Brekke, H., Bungum, H., Faleide, J.L., Hicks, E., Lindholm, C., Myrvang, A., Riis, F., 2000b. Neotectonic map: Norway and adjacent areas. Geological Survey of Norway
- Dehls, J.F., Olesen, O., Olsen, L., Blikra, L.H., 2000, Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuorahurra and Nordmannvikdalen postglacial faults, Quat. Sci. Rev. 19, pp. 1447–1460
- Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I., and Miachkin V.I., 1979, Estimation of the size of earthquake preparation zones, Pageoph. 117, pp. 1025-1044
- Dziewonski, A.M., and Anderson, D.L., 1981, Preliminary Reference Earth Model (PREM), Phys. Earth Planet. Inter. 25, pp. 297-356
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., and J. H. Woodhouse, 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, J. Geophys. Res. 86, pp. 2825-2852
- Ekman, M., 1985, Gaussian and mean curvatures of Earth tides and postglacial land uplift, and their effects on earthquakes, PhD thesis, University of Uppsala
- Ellsworth, W.L., Lindh, A.G., Prescott, W.H., and Herd, D.G., 1981, The 1906 San Francisco earthquake and the seismic cycle. In Earthquake Prediction :An International Review (eds. Simpson, D.W. and Richards, P.G.) (AGU, Washington, D. C. 1981) pp. 126–140
- Evans, R., 1997, Assessment of schemes for earthquake prediction: editor's introduction, Geophys. J. Int. 131, pp. 413-420
- Evernden, J. F., 1970, Study of regional seismicity and associated problems, Bull. Seism. Soc. Am. 60(2), pp. 393–446
- Evison, F.F., 2001, Long-range synoptic earthquake forecasting: an aim for the millennium, Tectonophysics 338, pp. 204-215

- Evison, F.F., and Rhoades, D.A., 1998, Long-term seismogenic process for major earthquakes in subduction zones, *Phys. Earth Pla. Int.* 108, pp. 185-199
- Fedotov, S.A., 1968, The seismic cycle, quantitative seismic zoning, and long term seismic forecasting, In: Medvedev, S.V. (Ed.) *Seismic Zoning In The USSR*, Izdatel'stvo "Nauka", Moscow, pp. 133-166
- Fejerskov, M., and Lindholm, C.D., 2000, Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress generating mechanisms. In Nøttvedt, A. et al. (eds.): *Dynamics of the Norwegian Margin*. Geol. Soc., London, Special Publications 167, pp. 441-449
- Fjeldskaar, W., Linholm, C., Dehls, J.F., and Fjeldskaar, I., 2000, Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia, *Quaternary Sci. Rev.* 19, pp. 1413-1422
- Gardini, D., Donato, M., and Boschi, E., 1997, Calibration of magnitude scales for earthquakes of the Mediterrean, *J. Seismology* 1, pp. 161-180
- Geller, R.J., 1997, "VAN cannot predict earthquakes - nor can anyone else," *INCEDE Newsletter*, Vol. 5, No. 4, 5-7, International Center for Disaster-Mitigation Engineering, Institute of Industrial Science, The University of Tokyo.
- Geller, R.J., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y., and Mulargia, F., 1997, Earthquakes cannot be predicted, *Science* 275, pp. 1616-1617
- GeoMapApp, www.geomapapp.org/
- Giovambattista, R.D., and Tyupkin, Y.S., 2004, Seismicity patterns before the M=5.8 2002, Palermo (Italy) earthquake: seismic quiescence and accelerating seismicity, *Tectonophysics* 384, pp. 243-255
- Google Earth, <http://earth.google.com/>
- Gorbatshev, R. (ed.), 1993, *The Baltic Shield. Special volume Precambrian Research*, 64
- Grasso, J.R., and Sornette, D., 1998, Testing self-organized criticality by induced seismicity, *J. Geophys. Res.* 103 (B12), pp. 29,965-29,988
- Gregersen, S., Korhonen, H., and Husebye, E.S., 1991, Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity, *Tectonophysics* 189, pp. 333-344
- Gregersen, S., Voss, P., and TOR Working Group, 2002, Summary of project TOR: delineation of a stepwise, sharp, deep lithosphere transition across Germany-Denmark-Sweden, *Tectonophysics* 360, pp. 61-73
- Gross, S., and Rundle, J., 1998, A systematic test of time-to-failure analysis, *Geophys. J. Int.* 133, pp. 57-64
- Grünthal, G., and the GSHAP Region 3 Working Group, 1999, Seismic Hazard Assessment for Central, North and Northwest Europe: GSHAP Region 3, *Annali di Geofisica*, Vol. 42, No. 6, pp. 999-1011

- Grünthal, G., and Wahlström, R., 2003, An M_w based earthquake catalogue for central, northern and northwestern Europe using a hierarchy of magnitude conversions, *J. Seismology* 7, pp. 507-531
- Gudmundsson, A., 1999, Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway, *Tectonophysics* 307, pp. 407-419
- Guha, S.K., *Induced earthquakes*, 2000, Kluwer Academic Publishers, pp. 175
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1956, Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.* 9, pp. 1-15
- Gutenberg, B., 1945a, Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, pp. 3-12
- Gutenberg, B., 1945b, Amplitude of P, PP, and S and magnitudes of shallow earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, pp. 57-69
- Gutenberg, B., 1945c, Magnitude determination for deep-focus earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, pp. 117-130
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1954, *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed. Princeton University Press, Princeton, NJ
- Hainzl, S., 2003, Self-organization of earthquake swarms, *J. Geodynamics* 35, pp. 157-172
- Hainzl, S., Zöller, G., Kurths, J., and Zschau, J., 2000, Seismic quiescence as an indicator for large earthquakes in a system of self-organized criticality, 2000, *Geoph. Res. Lett.* 27, pp. 597-600
- Hanks, T., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.* 84, pp. 2348-2350
- Harris, R.A., and Simpson, R.W., 1996, In the shadow of 1857-the effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California, *Geoph. Res. Lett.* 23, 3, pp. 229-232
- Harvard Seismology (HRVD), 2006, CMT catalogue, [http:// www.seismology.harvard.edu/ CMT search.html](http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html)
- Helmstetter, A., Sornette, D., and Grasso, J-R., 2003, Mainshocks are aftershocks of conditional foreshocks: How do foreshock statistical properties emerge from aftershock laws, *J. Geophys. Res.* 108(B1), 2046, doi: 10.1029/2002JB001991
- Hermann, H.J., and Roux, S., 1990, *Statistical Models of Disordered Media*, North Holland, Amsterdam
- Hicks, E.C., Bungum, H., and Lindholm, C.D., 2000, Seismic activity, inferred crustal stresses and seismotectonics in the Rana region, Northern Norway, *Quaternary Sci. Rev.* 199, pp. 1423-1436

- Hicks, E.R., Bungum, H., and Lindholm, C.D., 2000, Stress inversion of earthquake focal mechanism solutions from onshore and offshore Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift* 80, pp. 235-250
- Hinzen, K.G., 2003, Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions, *Tectonophysics* 377, pp. 325-356
- Hjelt, S.E., and Daly, S., 1996, EUROPROBE PROJECTS – SVEKALAPKO: Evolution of Palaeoproterozoic and Archaean Lithosphere
- Holliday, J.R., Nanjo, K.Z., Tiampo, K.F., Rundle, J.B., and Turcotte, D.L., 2005, Earthquake forecasting and its verification, *Nonlinear Processes in Geophysics* 12, pp. 965-977
http://arxiv.org/PS_cache/physics/pdf/0211/0211060.pdf
- Huang, Y., Johansen, A., Lee, M.W., Saleur, H., and Sornette, D., 2000, Artifactual log-periodicity in finite size data: relevance for earthquake aftershocks, *J. Geophys. Res.*105(B11), pp. 25,451-25,471
- Huang, Y., Saleur, H., and Sornette, D., 2000, Reexamination of log periodicity observed in the seismic precursors of the 1989 Loma Prieta earthquake, *J. Geophys. Res.*105(B12), pp. 28,111-28,123
- Huang, Y., Saleur, H., Sammis, C.G., and Sornette, D., 1998, Precursors, aftershocks, criticality and self-organized criticality, *Europhys. Lett.* 41, pp. 43-48
- Huhma, H., Mutanen, T., and Whitehouse, M., 2004, Oldest rocks of the Fennoscandian Shield: the 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi granulite belt, Finland. *GFF* 126, 10
- Husebye, E.S., and Kebeasy, T.R.M., 2005, Historical earthquakes in Fennoscandia-how large?, *Phys. Earth Pla. Int.* 149, pp. 355-359
- Imamura, A., 1937, *Theoretical and Applied Seismology* (Maruzen, Tokyo)
- International Seismological Centre (ISC), 2006. On-line Bulletin, Internat. Seis. Cent. Thatcham, United Kingdom, <http://www.isc.ac.uk/Bull>.
- Jamieson, T.F., 1882, On the cause of the depression and re-evaluation of the land during the Glacial Period, *Geological Magazine*, N.S 9, pp. 400-407
- Jaumè, S.C., 1992, Moment release rate variations during the seismic circle in the Alaska–Aleutians subduction zone, extended abstract. Proceed. Wadati Conference on Great Subduction Earthquakes. University of Alaska, pp. 123–128.
- Jaumè, S.C., and Bebbington, M.S., 2004, Accelerating seismic release from a self-correcting stochastic model, *J. Geophys. Res.*109, B12301
- Jaumè, S.C., and Sykes, L.R., 1996, Evolution of moderate seismicity in the San Francisco Bay region, 1850 to 1993: Seismicity changes related to the occurrence of large and great

- earthquakes, *J. Geophys. Res.* 101, B1, pp. 765-790
- Jaumé, S.C., and Sykes, L.R., 1999, Evolving towards a critical point: A review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquakes, *Pure Appl. Geophys.* 155, pp. 279-306
- Johansen, A., and Sornette, D., 2000, Critical ruptures, *Eur. Phys. J. B* 18, pp. 163-181
- Kagan, Y.Y., 1994, Distribution of incremental static stress caused by earthquakes, *Nonlinear Processes in Geophysics* 1, pp. 172-181
- Kagan, Y.Y., and Jackson D.D., 2000, Probabilistic forecasting of earthquakes, *Geophys. J. Int.* 143, pp. 438-453
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82, pp. 2981-2987
- Kanamori, H., 1981, The nature of seismicity patterns before large earthquakes, In: Ewing, M., Simpson, D., Richards, P. (Eds.), *Earthquake Prediction, an International Review, Series 4.* Am. Geophys. Union, Washington, pp. 1-19
- Kanamori, H., 1983, Magnitude scale and quantification of earthquakes, *Tectonophysics* 93, pp. 185-199
- Kaplan D., and Glass, L., 1995, *Understanding Nonlinear Dynamics*, Springer-Verlag New York Inc.
- Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Savvaidis, A.S., and Papazachos, B.C., 2002, Accelerating seismic crustal deformation in the North Aegean Trough, Greece, *Geophys. J. Int.* 148, pp. 193-200
- Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., and Papazachos, B.C., 2004, Current accelerating seismic excitation along the northern boundary of the Aegean microplate, *Tectonophysics* 383, pp. 81-89
- Karakaisis, G.F., Savvaidis, A.S., and Papazachos, C.B., 2003, Time variation of parameters related to the accelerating preshock crustal deformation in the Aegean area, *Pure Appl. Geophys.* 160, pp. 1479-1491
- Karnik, V., 1968, *Seismicity of the European area, Part 1*, Academia Prague and Reidel Dordrecht.
- Karnik, V., 1971, *Seismicity of the European area, Part 2*, Academia Prague and Reidel Dordrecht.
- Karnik, V., 1973, Magnitude differences, *Pure Appl. Geophys.* 103(II), pp. 362-369
- Karnik, V., 1996, *Seismicity of Europe and the Mediterranean*. In: Klima, K. (ed.), Academy of Sciences of the Czech Republic, Geophysical Institute, 28 pp. plus earthquake catalogue
- Kato, N., and Hirasawa, T., 1999, The variation of stresses due to aseismic sliding and its effect on seismic activity, *Pure Appl. Geophys.* 155, pp. 425-442
- Kato, N., Ohtake, M., and Hirasawa, T., 1997, Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to preseismic sliding, *Pure Appl. Geophys.* 120,

pp. 249-267

- Kebeasy, T.R.M., and Husebye, E.S., 2003, Revising the 1759 Kattegat earthquake questionnaires using synthetic wavefield analysis, *Phys. Earth Planet. Int.* 139, pp. 269–284
- Keilis-Borok, V., Ismail-Zadeh, A., Kossobokov, V., and Shebalin, P., 2001, Non-linear dynamics of the lithosphere and intermediate-term earthquake prediction, *Tectonophysics* 338, pp. 247-260
- Keilis-Borok, V.I. Ed. , 1990b, Intermediate-term earthquake prediction: models, phenomenology, worldwide tests, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 61, Special Issue, 1, 2, pp. 144
- Keilis-Borok, V.I., 1990a, The lithosphere of the Earth as non linear system with implications for earthquake prediction, *Reviews of Geophysics* 28, 1 , pp. 19–34
- Keilis-Borok, V.I., 1996, Intermediate-term earthquake prediction, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 93, pp. 3748-3755
- Kelleher, J., and Savino, J., 1975, Distribution of Seismicity before Large Strike-slip and Thrust type, Earthquakes, *J. Geophys. Res.* 80, pp. 260–271
- King, G.C.P, and Cocco, M., 2001, Fault interaction by elastic stress changes: new clues from earthquake sequences, *Adv. Geophys*, 44, pp. 1-38
- King, G.C.P., and Bowman, D.D., 2003, The evolution of regional seismicity between large earthquakes, *J. Geophys. Res.*108(B2), 2096, doi:10.1029/2001JB000783
- King, G.C.P., Hubert-Ferrari, A., Nalbant, S.S., Meyer, B., Armijo, R., and Bowman, D., 2001, Coulomb interactions and the 17 August 1999 Izmit, Turkey earthquake, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA, Earth Pla. Sci.* 333, No. 9, pp. 557-569(13)
- King, G.C.P., Stein, R.S., and Lin, J., 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, pp. 935-953
- Knoll, P., Incuded seismicity, 1992, A.A. Balkema / Rotterdam / Brooklfield
- Knopoff, L., Levshina, T., Keilis-Borok, V.I., and Mattoni, C., 1996, Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California, *J. Geophys. Res.* 101, pp. 5779-5796
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M., and Korhonen, J. (Eds.), 2001, Geological Map of the Fennoscandian Shield, Scale 1:2000000, Geological surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia, ISBN: 951-690-810-1
- Kolderup, CF., 1913, Norges jordskaelv. Bergens Mus. aarb., 8, pp. 152
- Korsman, K. and Korja, T., 1996, Final report of GGT/SVEKA
- Kossobokov, V.G., Earthquake prediction: basics, achievements, perspectives, http://clsmeegophys.bas.bg/papers/Kossobokov_Rusia.pdf

- Kvale, A., 1960, Earthquakes, *Nor. Geol. Unders.*, 208, pp. 490-506
- Kwiatek G., 2004, A search for sequences of mining-induced seismic events at the Rudna copper mine in Poland, *Acta Geophysica Polonica* 52, No. 2, pp. 155-171
- Kwiatek G., 2004, A search for the slow initial phase generated by seismic events at a copper mine in Poland, *Geophys. Res. Abstr.* 6, 01311, European Geosciences Union 2004
- Lahtinen, R., Korja, A., and Nironen, M., 2005, Paleoproterozoic tectonic evolution, In: Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland - Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*, Elsevier Science, B.V., Amsterdam, pp. 481– 532
- Larsson, K., 2004, Mining induced seismicity in Sweden, Licentiate Thesis, Luleå University of Technology – Department of Civil and Environmental Engineering
- Lay, T., and Wallace, T.C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, International Geophysics Series Vol.58, 1st edition
- Lindholm, C.D., and Bungum, H., 2000, Probabilistic seismic hazard: a review of the seismological frame of reference with examples in Norway, *Soil Dyn. Ear. Eng.* 20, pp.27-38
- Lomnitz, L., 1994, *Fundamentals Of Earthquake Prediction*, J.Wiley and Sons, New York
- Main, I., Geller, R., Wyss, M., Bernard, P., Michael, A., Scholz, C., Knopoff, L., Bak, P., Jackson, D., Bowman, D., Sammis, C., Biagi, F., Crampin, S., and Wu, Z., 1999, Is the reliable prediction of individual earthquakes a realistic scientific goal?, *Nature Debates*, <http://www.nature.com>
- Main, I., Irving, D., Musson, R., and Reading, A., 1999, Constraints on the frequency-magnitude relation and maximum magnitudes in the UK from observed seismicity and glacio-isostatic recovery rates, *Geophys. J. Int.* 137, pp. 535-550
- Main, I.G., 1996, Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard, *Rev. Geophys.* 34, 4, pp. 433
- Main, I.G., and F.H. Al-Kindy, 2002, Entropy, energy, and proximity to criticality in global earthquake populations, *Geophys. Res. Lett.* 29(7), 1121, doi:10.1029/2001GL014078
- Matcharashvili, T., Chelidze, T., Javakhishvili, Z. and Ghlonti, E., 2002, Detecting differences in temporal distribution of small earthquakes before and after large events, *Comp. & Geosci.* 28, pp. 693-700
- Matte, P., 1991, Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe, *Tectonophysics*, 196, pp. 309-337
- Michon, L., and Van Balen, R.T., 2005, Characterization and quantification of active faulting in the Roer valley rift system based on high precision digital elevation models, *Quaternary Sci. Rev.* 24, pp. 457-474
- Mignan, A., King, G., Bowman, D., Lacassin, R., and Dmowska, R., 2006, Seismic activity in the

- Sumatra–Java region prior to the December 26, 2004 (Mw=9.0–9.3) and March 28, 2005 (Mw=8.7) earthquakes, *Ear. Pla. Sci. Lett.* 244, pp. 639–654
- Mogi, K., 1969, Some Features of Recent Seismic Activity in and near Japan (2). Activity before and after Great Earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo* 47, pp. 395–417.
- Mogi, K., 1979, Two Kinds of Seismic Gaps, *Pure appl. geophys.* 117, pp. 1172–1186
- Mogi, K., 1981, Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting. In *Earthquake Prediction, An International Review* (eds. Simpson, D.W., and Richards, P.G.) (AGU, Washington, D.C.) pp. 43–51
- Mogi, K., 1985, *Earthquake Prediction*, Academic Press
- Molnar, P., 1979, Earthquake recurrence intervals and plate tectonics, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, pp. 115–133
- Mörner, N.-A., 1978, Faulting, fracturing and seismic activity as a function of glacial-isostasy in Fennoscandia, *Geology* 6, pp. 41–45
- Mörner, N.-A., 1979, The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic geodynamics: geological evidence, *GeoJournal* 3 (3), 287–318.
- Mörner, N.-A., 1980, The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication, In: Mörner, N.-A. (Ed.), *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, Wiley, Chichester, pp. 251–284
- Mörner, N.-A., 1990, The Swedish failure in defining an acceptable bedrock repository for nuclear waste deposition, *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 112, pp. 375–380
- Mörner, N.A., 1991, Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy, *Tectonophysics* 188, pp. 407–410
- Mörner, N.A., 2004, Active faults and palaioseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects, *Tectonophysics*, 380, pp. 139–157
- Muir Wood, R., and King, G.C.P., 1993, Hydrological signatures of earthquake strain, *J. Geophys. Res.* 98, pp. 22,035–22,068
- Μπάμπα, Α., 2003, Σεισμική επικινδυνότητα του Ευρωπαϊκού χώρου, Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ.
- Narteau, C., Shebalin, P., Hainzl, S., Zöller, G., and Holschneider, M., 2003, Emergence of a band-limited power law in the aftershock decay rate of a slider-block model, *Geophys. Res. Lett.* 30, No. 1568, doi:10.1029/2003GL017110
- Neunhöfer H., and Hemmann, A., 2005, Earthquake swarms in the Vogtland/Western Bohemia region: Spatial distribution and magnitude-frequency distribution as an indication of the genesis of swarms?, *J. Geodynamics* 39, pp. 361–385
- Neunhöfer H., and Meier, T., 2004, Seismicity in the Vogtland/Western Bohemia earthquake region

- between 1962 and 1998, *Stud. Geophys. Geod.* 48, pp. 539-562
- Nuttli, O.W., and Kim, S.G., 1975, Surface-wave magnitudes of Eurasian earthquakes and explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, pp. 693-709
- Ogata, Y., 2004, Seismicity quiescence and activation in western Japan associated with the 1944 and 1946 great earthquakes near the Nankai trough, 2004, *J. Geophys. Res.* 109, B04305, doi:10.1029/2003JB002634
- Olesen, O., Blikra, L.H., Braathen, A., Dehls, J.F., Olsen, L., Rise, L., Roberts, D., Fridtjof, R., Faleide, J.I., and Anda, E., 2004, Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review, *Norwegian Journal of Geology* 84, pp. 3-34
- Pacheco, J.F., Scholz, C.H., and Sykes, L.R., 1992, Changes in frequency – size relationship from small to large earthquakes, *Nature* 355, pp. 71- 73
- Papadopoulos, G.A., 1986, Long-term earthquake prediction in the Western Hellenic Arc. *Earthquake Prediction Research* 4, pp. 131-137
- Papazachos, B.C., 1974a. On certain foreshock and aftershock parameters in the area of Greece. *Ann. Geofis.* 27, pp. 497–515.
- Papazachos, B.C., 1974b. On the time distribution of aftershocks and foreshocks in the area of Greece. *Pure Appl. Geophys.* 112, pp. 627–631.
- Papazachos, B.C., 1975, Foreshocks and earthquake prediction, *Tectonophysics* 28, pp.213-226
- Papazachos, B.C., 2003, Chaos in seismology and earthquake prediction, *Prac. Acad. Athens*, 78, pp. 194-226
- Papazachos, B.C., and Papazachos, C.B., 2000, Accelerated preshock deformations of broad regions in the Aegean area, *Pure Appl. Geophys.* 157, pp. 1663-1681
- Papazachos, B.C., Savvaidis, A.S., Karakaisis, G.F., and Papazachos, C.B., 2002, Precursory accelerating seismic crustal deformation in the Northwestern Anatolia Fault Zone, *Tectonophysics* 347, pp. 217-230
- Papazachos, B.C., Savvaidis, A.S., Papazachos, C.B., and Karakaisis, G.F., 2002, Precursory seismic crustal deformation in the area of southern Albanides, *J. Seismology* 6, pp. 237-245
- Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Panagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B., and Karakaisis, G.F., 2004, Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bull. Geol. Soc. Greece* 36, pp. 1482-1489
- Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Papazachos, C.B., and Karakaisis, G.F., in press-a. A forward test of the precursory decelerating and accelerating seismicity model for California. *J. Seismol.*
- Papazachos, B.C., Scordilis, E.M., Papazachos, C.B., and Karakaisis, G.F., 2006, A forward test of

- precursory decelerating and accelerating seismicity model for California, *J. Seismology* 10, pp. 213-224
- Papazachos, C.B., 2001, An algorithm of intermediate-term earthquake prediction using a model of accelerating seismic deformation, Second Hellenic Conference on Earthquake Engineering and Engineering Seismology, 28–30 November 2001, pp. 107–115
- Papazachos, C.B., and B.C. Papazachos, 2001, Precursory accelerating Benioff strain in the Aegean area, *Ann. Geofisica* 144, pp. 461–474
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., and Scordilis, E.M., 2002, Results of a retrospective prediction of past strong mainshocks in the broader Aegean area by application of the accelerating seismic deformation method, XXXVIII General Assembly of ESC
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Savvaidis, A.S., and Papazachos, B.C., 2002, Accelerating seismic crustal deformation in Southern Aegean area, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, pp. 570-580
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M., and Papazachos, B.C., 2005a, Global observational properties of the critical earthquake model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, No. 5 pp. 1841-1855
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M., and Papazachos B.C., 2004, Probabilities of activation of seismic faults in critical regions of the Aegean area, *Geophys. J. Int.* 159, pp. 679-687
- Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M., and Papazachos, B.C., 2006, New observational information on the precursory accelerating and decelerating strain energy release, *Tectonophysics* 423, pp. 83-96
- Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., and Papazachos B.C., 2004b, Decelerating preshock seismic deformation in fault regions during critical periods, *Bull. Geol. Soc. Greece* 36, pp. 1-9
- Patton, H.J., and Randall, G.E., 2002, On the causes of biased estimates of seismic moment for earthquakes in central Asia, *J. Geophys. Res.* 107(B11), 2302
- Plant, J.A., Reeder, S., Salminen, R., Smith, D.B., Tarvainen, T., De Vivo, B., and Petterson, M.G., 2003, The distribution of uranium over Europe: geological and environmental significance, *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B*, 112 (3), pp. 221-238
- Plant, J.A., Whittaker, A., Demetriades, A., DeVivo, B., and Lexa, J., 2005, The Geological and tectonic framework of Europe, in *Geochemical Atlas of Europe. Part 1 - Background Information, Methodology, and Maps*, Salminen R. (Chief-editor)
- Popescu, E., Grecu, B., Popa, M., Rizescu, M., and Radulian, M., 2003, Seismic source properties: Indications of lithosphere irregular structure on depth beneath Vrancea region, Romanian

Reports In Physics 55, pp. 303-321

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 2002, Οι σεισμοί της Ελλάδας, 'Β έκδοση, εκδόσεις Ζήτη

Παπαζάχος, Β., 1997, Εισαγωγή στη σεισμολογία, 'Β έκδοση, εκδόσεις Ζήτη

Quillon, G., and Sornette, D., 2000, The concept of 'critical earthquakes' applied to mine rockbursts with time-to-failure analysis, *Geophys. J. Int.* 143, pp. 454-468

Quillon, G., and Sornette, D., Search for direct empirical spatial correlation signatures of the critical triggering earthquake model, *Geophys. J. Int.* 157, pp. 1233-1246

Raleigh C.B., Sieh K., Sykes L.R., and Anderson, D.L., 1982, Forecasting southern California earthquakes, *Science* 217, No. 4565, pp. 1097 - 1104

Reid, H.F., 1910, The mechanism of the earthquake, in *The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission, Vol. 2*, pp. 16-28, Carnegie Institute of Washington, Washington, DC

Rey, P., Burg, J.-P. and Casey, M., 1997, The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In: J.-P. Burg and M. Ford (Eds.), *Orogeny Through Time*, Geological Society of London, Special Publication 121, pp. 179-200

Richter, C.F., 1958, *Elementary Seismology*, W.H. Freeman and Co, San Francisco

Robinson R., 2000, A test of the precursory accelerating moment release model on some recent New Zealand earthquakes, *Geophys. J. Int.* 140, pp. 568-576

Rohrman, M., Van der Beek, P., Andriessen, P. and Cloetingh, S., 1995, Meso-Cenozoic morphotectonic evolution of Southern Norway-Neogene domal uplift inferred from apatite fission track thermochronology, *Tectonics*, 14, pp. 703-718

Rong, Y., Jackson, D.D., and Kagan, Y.Y., 2003, Seismic gaps and earthquakes, *J. Geophys. Res.* 108(B10), 2471, doi:10.1029/2002JB002334

Rosendahl, J., Vekić, M., and Rutledge, J.E., 1994, Predictability of large avalanches on a sandpile, *Phys. Rev. Lett.* 73, No. 4, pp. 537-540

Roth, M., and Bungum, H., Waveform modeling of the 17 August 1999 Kola Peninsula earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, pp. 1559-1572

Rundle, J.B., Gross, S., Klein, W., Ferguson, C., and Turcotte, D.L., 1997, The statistical mechanics of earthquakes, *Tectonophysics* 277, pp. 147-164

Rundle, J.B., Klein, W., and Gross, S., 1999, Physical basis for statistical patterns in complex earthquake populations: models, predictions and tests, *Appl. Geophys.* 155, pp. 575-607

Rundle, J.B., Klein, W., Turcotte, D.L., and Malamud, B.D., Precursory seismic activation and critical-point phenomena, *Pure Appl. Geophys.* 157, pp. 2165-2182

Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W., and Martins, J.S.Sà., 2002, Self-organization in leaky threshold systems: The influence of near-mean field dynamics and its implications for

- earthquakes, neurobiology, and forecasting, PNAS 99, pp.2514-2521
- Saleur, H., Sammis, C.G. and Sornette, D., 1996, Discrete scale invariance, complex fractal dimensions, and log-periodic fluctuations in seismicity, J. Geophys. Res. 101, pp.17,661-17,667
- Sammis, C., and Sornette, D., 1995, Positive feedback, memory, and the predictability of earthquakes, PNAS 99, pp. 2501-2508
- Sammis, C.G., and Smith, S.W., 1999, Seismic cycles and the evolution of stress correlation in cellular automaton models of finite fault networks, Pure Appl. Geophys. 155, pp. 307-334
- Sammis, C.G., Bowman, D.D., and King, G., 2004, Anomalous seismicity and accelerating moment release preceding the 2001 and 2002 earthquakes in Northern Baja California, Mexico, Pure Appl. Geophys. 161, pp. 2369-2378
- Sammis, C.G., Sornette, D., and Saleur, H., 1996, Complexity and earthquake forecasting, in Rundle, J.B., Klein, W., and Turcotte, D.L., eds., Reduction and Predictability of Natural Disasters, SFI Studies in the Sciences of Complexity, v. XXV: Addison-Wesley, Reading, Mass., pp. 143-156.
- Scholz, C.H., 1988, Mechanisms of seismic quiescences, Pure Appl. Geophys. 126, pp. 701-718
- Scholz, C.H., 1991, Earthquakes and faulting: self-organized critical phenomena with a characteristic dimension, in Spontaneous Formation of Space-Time Structures and Criticality, pp. 41–56, eds Riste, T. & Sherrington, D., Kluwer Academic, Norwell, MA
- Scholz, C.H., 2002, The mechanics of earthquakes and faulting, 2nd edition, Cambridge University Press
- Scholz, C.H., Sykes, L.R., and Aggarwai, Y.P., Earthquake prediction: A physical basis, Science 181, Num. 4102, pp. 803-810
- Scordilis, E.M., 2006, Decelerating precursory seismicity in Vrancea, Tectonophysics 420, pp. 509-517
- Scordilis, E.M., 2006, Empirical global relations converting M_S and m_b to moment magnitude, J. Seismology 10, pp. 225-236
- Scordilis, E.M., Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., and Karakostas, V.G., 2004, Accelerating seismic crustal deformation before strong mainshocks in Adriatic and its importance for earthquake prediction, 2004, J. Seismology 8, pp. 57-70
- Shcherbakov, R., Turcotte, D.L. and Rundle, J.B., 2004, A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay, Geophys. Res. Lett. 31, L11613, doi: 10.1029/2004GL019808
- Simpson, R.W., and P.A., Reasenber, 1994, Earthquake-induced static-stress changes on central California faults, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1550-F, 55-89

- Skordas, E., and Kulhanek, O., 1992, Spatial and temporal variations of Fennoscandian seismicity, *Geophys. J. Int.*, 111, pp. 577–588
- Slunga, R.S., 1989, Focal mechanisms and crustal stresses in the Baltic Shield, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, pp. 261–276, eds Gregersen, S. & Basham, P.W., Kluwer, Dordrecht
- Snieder, R., and Eck, T.V., 1997, Earthquake prediction: a political problem?, *Geol. Rundsch* 86, pp. 446–463
- Sørensen M.B., 2002, Revision of fault plane solutions in the UIB seismic database 1959–2001, Norwegian National Seismic Network Technical Report No.10, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen
- Sornette, A., and Sornette, D., Earthquake rupture as a critical point: consequences for telluric precursors, *Tectonophysics* 179, pp. 327–334
- Sornette, D., and Sammis, C., 1995, Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions, *J. Phys. I France* 5, pp. 607–619
- Stein, R.S., 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature* 402, pp. 605–609
- Stein, S., Cloetingh, S., Sleep, N.H., and Wortel, R., 1979, Passive margin earthquakes, stresses and rheology. In Gregersen, S. & Basham, P. W. (eds.): *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, NATO ASI Ser., 266, pp. 231–259
- Stephansson, O., 1989, Stress Measurements and modeling of crustal rock mechanics in Fennoscandia, in *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*, pp. 213–229, eds Gregersen, S. & Basham, P.W., Kluwer, Dordrecht
- Stephansson, O., 1993, Rock stress in the Fennoscandian Shield, *Comprehensive Rock Engineering, Principles, Practice and Projects*, pp. 445–459, ed. Hudson, J.A., Pergamon Press, Oxford
- Stewart, I.S., Sauber, J., and Rose, J., 2000, Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity, *Quaternary Sci. Rev.* 19, pp. 1367–1389
- Sykes, L.P., 1996, Intermediate- and long-term earthquake prediction, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 93, pp. 3732–3739
- Sykes, L.R., 1978, Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, pp. 621–688
- Sykes, L.R., and Jaumé, S., 1990, Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area, *Nature* 348, pp. 595–599
- Sykes, L.R., Scholz, C.H., and Shaw, B.E, 1997, Increased rates of moderate-size events preceding large earthquakes: The prescence of a self-organized critical state may be regarded as a

- precursor instead of an impediment to earthquake prediction (Abstract), EOS, Trans. AGU 1997 Fall Meeting Suppl. 78, F465
- Sykes, L.R., Shaw, B.E., and Scholz, C.H., 1999, Rethinking earthquake prediction, *Pure Appl. Geophys.* 155, pp. 207-232
- Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Martins, J.S.SÁ., Klein, W., and McGinnis, S., 2004, Methods for evaluation of geodetic data and seismicity developed with numerical simulations: review and applications, *Pure Appl. Geophys.* 161, pp. 1489-1507
- Tiampo, K.F., Rundle, J.B., McGinnis, S., Gross, S.J., and Klein, W., 2002, Mean-field threshold systems and phase dynamics: An application to earthquake fault systems, *Europhys. Lett.* 60, pp. 481-487
- Tittel, B., and Wendt, S., Magnitudes and time distribution of the swarm earthquakes August-November 2000 in NW Bohemia, *J. Geodynam.* 35, pp. 97-105
- Tocher, D., 1959, Seismic History of the San Francisco Bay Region, Calif. Div. Mines Spec. Rep. 57, pp. 39-48
- Triep, E.G., and Sykes, L.R., 1997, Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: Implications for changes in stress, earthquakes prediction and hazards assessments, *J. Geophys. Res.* 102(B5), pp. 9923-9948
- Turcotte, D.L., 1986, A fractal model for crustal deformation, *Tectonophysics* 132, pp. 261-269
- Turcotte, D.L., 1997, *Fractals and chaos in geology and geophysics*, 2nd edition, Cornell University, New York
- Turcotte, D.L., 1999, Seismicity and self-organized criticality, *Phys. Ear. Pal. Int.* 111, pp. 275-293
- Turcotte, D.L., 1999, Self-organized criticality, *Rep. Prog. Phys.* 62, pp.1377-1429
- Turcotte, D.L., 2001, Self-organized criticality: Does it have anything to do with criticality and is it useful?, *Nonlinear Processes in Geophysics* 8, pp. 193-196
- Tyupkin, Y.S., and Giovambattista, R.D., 2005, Correlation length as an indicator of critical point behavior prior to a large earthquake, *Ear. Pla. Sci. Lett.* 230, pp. 85-96
- Tzanis, A., and Makropoulos, K., 2002, Did the 7/9/1999 M5.9 Athens earthquakes come with a warning?, *Nat. Haz.* 27, pp. 85-103
- Tzanis, A., and Vallianatos, F., 2003, Distributed power-law seismicity changes and crustal deformation in the SW Hellenic Arc, *Nat. Haz. Earth Sys. Sci.* 3, pp. 179-205
- United States Geological Survey – Source Parameter Database (2004)
<http://neic.usgs.gov/neis/sopar>
- Utsu, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, 30, pp.521-605
- Utsu, T., 2002, Relationships between magnitude scales, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* 81, pp. 733-746

- Vanek, J., Zatopek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N.V., Riznichenko, Y.V., Savarensky, E.F., Soloviev, S.L. and Shebalin, N.V., 1962, Standardization of magnitude scales, Bull. Acad. Sci. USSR Geophys. Ser. pp. 108–111
- Vanneste, C., and Sornette, D., 1992, Dynamics of rupture in thermal fuse models, J. Phys. I France 2, pp. 1621-1644
- Varnes, D.J., 1989, Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity, Pageoph. 130, pp.661-686
- Varnes, D.J., 1989, Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity, Pageoph. 130, No. 4
- Vere-Jones, D., 1977, Statistical theory of crack propagation (J), Math. Geol., 9, pp. 455-481
- Vere-Jones, D., Robinson, R., and Yang, W., 2001, Remarks on the accelerated moment release model: problems of model formulation, simulation and estimation, Geophys. J. Int. 144, pp. 517-531
- Voight, B., 1989, A relation to describe rate – dependent material failure, Science 243, pp. 200-203
- Wahlström, R., 1989, Seismodynamics and postglacial faulting in the Baltic Shield, in Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound, pp. 467–482, eds Gregersen, S. & Basham, P.W., Kluwer, Dordrecht
- Wahlström, R., 2004, Two large historical earthquakes in Fennoscandia still large, Phys. Earth Planet. Int. 145, pp. 253–258
- Wahlström, R., 1993, Fennoscandian seismicity and its relation to the isostatic rebound, Global Pla. Change 8, pp. 107-112
- Weatherley, D. and Mora, P., 2004, Accelerating precursory activity within a class of earthquake analogue automata, Pure Appl. Geophys. 161, pp. 2005-2019
- Weatherley, D., and Abe, S., 2004, Earthquake statistics in a Block Slider Model and a fully dynamic Fault Model, Nonlinear Processes in Geophysics 11, pp. 553-560
- Weatherley, D., Jaumé, S.C., and Mora, P., 2000, Evolution of stress deficit and changing rates of seismicity in cellular automaton models of earthquake faults, Pure Appl. Geophys. 157, pp. 2183-2207
- Weihed, P., Arndt, N., Billström, K., Duchesne, J.C., Eilu, P., Martinson, O., Papunen, H., and Lahtinen, R., 2005, 8: Precambrian geodynamics and ore formation: The Fennoscandian Shield, Ore Geology Rev. 27, pp. 273-322
- Willis, B., 1924, Earthquake Risk in California 8. Earthquake Districts, Bull. Seismol. Soc. Am. 14, pp. 9–25

- Woodhouse, J.H. and Dziewonski, A.M., 1984, Mapping the upper mantle: Three dimensional modelling of earth structure by inversion of seismic waveforms, *J. Geophys. Res.* 89, pp. 5953-5986
- Wu, P., 1997, Effects of viscosity structure on fault potential and stress orientations in eastern Canada, *Geophys. J. Int.* 130, pp. 362-365
- Wu, P., and Hasegawa, H., 1996a, Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a disc load - a preliminary analysis, *Geophys. J. Int.* 125, pp. 415-430
- Wu, P., and Hasegawa, H., 1996b, Induced stresses and fault potential in eastern Canada due to a realistic load - a preliminary analysis, *Geophys. J. Int.* 125, pp. 215-219
- Wu, P., Johnston, P., and Lambeck, K., 1999, Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia, *Geophys. J. Int.* 139, pp. 657-670
- Wyss, M., Aceves, R.L., Park, S.K., Geller, R.J., Jackson, D.D., Kagan, Y.Y., and Mulargia, F., 1997, Cannot earthquakes be predicted?, *Science* 278, pp. 487-490
- Wyss, M., and Habermann, R.E., 1988, Precursory seismic quiescence, *Pure Appl. Geophys.* 126, pp. 319-332.
- Wyss, M., Klein, F., and Johnston, A.C., 1981, Precursors of the Kalapana M=7.2 earthquake. *J. Geophys. Res.* 86, pp. 3881-3900
- Yang, W., Vere-Jones, D., and Li, M., A proposed method for locating the critical region of the future earthquake using the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res.* 106, pp. 4121-4128
- Zoback, M., 1992, First and second order patterns of stress in the lithosphere; the world stress map project, *J. Geophys. Res.* 97, pp. 11703-11728
- Zoback, M.D., and Grollimund, B., 2001, Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in eastern North America and western Europe, *Earth Pla. Sci.* 333, 23-33
- Zöller, G., and Hainzl, S., 2001, Detecting premonitory seismicity patterns based on critical point dynamics, *Nat. Haz. Earth Sys. Sci.* 1, pp. 93-98
- Zöller, G., and Hainzl, S., 2002, A systematic spatiotemporal test of the critical earthquake hypothesis for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* 29, No.11, 1558
- Zöller, G., Hainzl, S., and Kurths, J., 2001, Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes, *J. Geophys. Res.* 106, No. B2, pp. 2167-2175
- Zöller, G., Hainzl, S., Kurths, J., and Zschau, J., 2002, A systematic test on precursory seismic quiescence in Armenia, *Natural Hazards* 26, pp. 245-263