

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

**Νταλάκας Αθανάσιος
Γεωλόγος**

**ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΟΛΟΥΘΙΩΝ ΣΤΟ ΧΩΡΟ
ΤΗΣ ΙΑΠΩΝΙΑΣ**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Που υποβλήθηκε στο τμήμα Γεωλογίας της
Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.

QE
537.2.J3
.D3
2005
c.1
ΕΙΔ

Θεσσαλονίκη 2005

ΑΠΘ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

Επιστάτης Αθανάσιος
Γεωργίου

050185

ΕΘΝ. ΚΑΠΟΔ. ΠΑΝ. ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ**

ΕΠΙΣΤΑΤΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

Η παρούσα βιβλιοθήκη ανήκει στο τμήμα Γεωλογίας
και βρίσκεται στην οδό Πανεπιστημίου 157

QE

537.2.I3.

D3

2005

ΕΙΔ

6710

HB 511458

HC 968494

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. **Καρακάσης Γεώργιος**, Καθηγητής Α.Π.Θ.
2. **Καρακώστας Βασίλειος**, Επίκουρος καθηγητής Α.Π.Θ.
3. **Σκορδύλης Εμμανουήλ**, Επίκουρος καθηγητής Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

1.1	Βασικές Έννοιες και Ορισμοί.....	1
1.2	Σύντομη Ανασκόπηση της Έρευνας των Σεισμικών Ακολουθιών.....	3
1.2.1	Γένεση Σεισμικών Ακολουθιών	3
1.2.2	Εξέλιξη της Έρευνας των Σεισμικών Ακολουθιών.....	7
1.2.3	Έρευνα των Σεισμικών Ακολουθιών στο Χώρο της Ιαπωνίας..	13
1.3	Σεισμοτεκτονικό Περιβάλλον της Ιαπωνίας.....	16

Κεφάλαιο 2

Δεδομένα Παρατήρησης

2.1	Καθορισμός Σεισμών Σεισμικών Ακολουθιών.....	22
2.2	Κατάλογος Σεισμικών Ακολουθιών της Περιόδου 1977-1998.....	24
2.2.2	Δεδομένα Παρατήρησης.....	24
2.2.2	Δημιουργία του Καταλόγου των Σεισμικών Ακολουθιών.....	24

Κεφάλαιο 3

Μετασεισμοί στο Χώρο της Ιαπωνίας

3.1	Γενικά.....	31
3.2	Μέγεθος και Χρόνος Γένεσης του Μεγαλύτερου μετασεισμού.....	32
3.3	Αριθμός Μετασεισμών και Διάρκεια Μετασεισμικής Ακολουθίας	36
3.4	Χρονική και Κατά Μέγεθος Κατανομή των Μετασεισμών.....	38
3.5	Εξέλιξη Μετασεισμικής Ακολουθίας.....	40

Κεφάλαιο 4

Χωρική και Χωροχρονική Κατανομή των Εστιών των Σεισμών Σεισμικών Ακολουθιών

4.1	Εισαγωγή.....	54
-----	---------------	----

4.2	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Izu-Oshima, 1978.....	55
4.3	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Akita-Oki, 1983.....	57
4.4	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Nansei-Oki, 1993.....	60
4.5	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Toho-Oki στο Hokkaido, 1994.....	62
4.6	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Sanriku-Oki, 1994.....	67
4.7	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Kobe, 1995.....	72
4.8	Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Etorofu, 1995.....	75
4.9	Σχέση Μέγιστης Διάστασης Μετασεισμικής Περιοχής και του Μεγέθους του Κύριου Σεισμού.....	78
Σύνοψη και Βασικά Αποτελέσματα.....		81
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....		83
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ		

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή αποτελεί προσπάθεια αξιοποίησης του μεγάλου όγκου δεδομένων που αφορούν σεισμικές ακολουθίες στο χώρο της Ιαπωνίας, το χρονικό διάστημα 1977-1998. Η αξιοποίηση αυτή οδήγησε σε συμπεράσματα σχετικά με κάποιες ιδιότητες των μετασεισμικών ακολουθιών που έγιναν στην Ιαπωνία, στην εκτίμηση της μετασεισμικής δράσης καθώς και σε συμπεράσματα σχετικά με τη διαδικασία διάρρηξης των ρηγμάτων που προκάλεσαν μεγάλους σεισμούς. Παράλληλα προτάθηκαν σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος του κύριου σεισμού με το μέγεθος του μεγαλύτερου μετασεισμού του καθώς και με τη διαφορά του μεγέθους του μεγαλύτερου μετασεισμού από το μέγεθος του κύριου. Προτάθηκαν ακόμα σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος του κύριου σεισμού με τον αριθμό των μετασεισμών του καθώς και με τη χρονική διάρκεια της μετασεισμικής δραστηριότητας, ενώ τέλος προτάθηκε σχέση που συνδέει το μέγεθος του κύριου σεισμού με το μήκος της μεγαλύτερης διάστασης του μετασεισμικού χώρου.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή σεισμολογίας Γεώργιο Καρακαίση, για την επιλογή του θέματος, για την βοήθεια, την καθοδήγησή, την συνεχή υποστήριξή καθώς και για τον σωστό προσανατολισμό σε όλα τα στάδια της εκπόνησης της διατριβής.

Τον επίκουρο καθηγητή σεισμολογίας Βασίλη Καρακώστα για τις παρατηρήσεις και τις επισημάνσεις του καθώς επίσης και για τις διορθώσεις που έκανε στο τελικό στάδιο της εκπόνησης της διατριβής θερμά ευχαριστώ. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον επίκουρο καθηγητή σεισμολογίας Μανώλη Σκορδύλη για τη βοήθεια του κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής, για τη συμπαράσταση του και φυσικά για τις καίριες παρατηρήσεις του και διορθώσεις του για το καλύτερο δυνατόν αποτέλεσμα. Θεωρώ απαραίτητο επιπλέον να ευχαριστήσω όλους του καθηγητές του τομέα Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας της σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ., για την υποστήριξή τους σε ότι τους ζητήθηκε καθώς και όλους τους διδάκτορες, υποψήφιους διδάκτορες, μεταπτυχιακούς φοιτητές, ερευνητές και το τεχνικό προσωπικό του Τομέα για την υποστήριξή τους και την ειλικρινή τους συμπαράσταση. Τέλος ευχαριστώ θερμά την οικογένεια μου για την υλική και ηθική υποστήριξη καθ'όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Κεφάλαιο 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

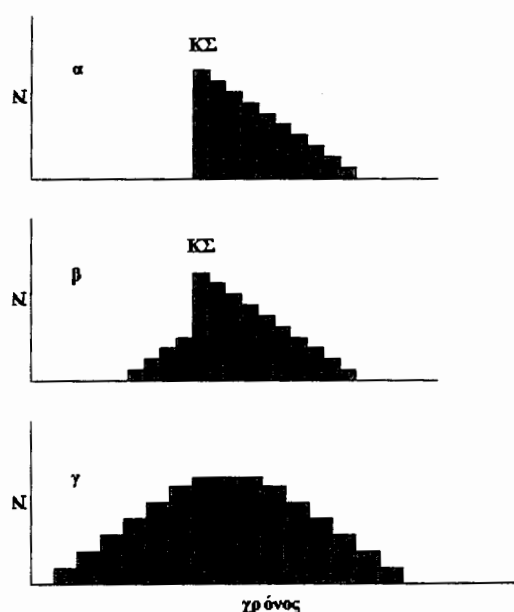
1.1 Βασικές Έννοιες και Ορισμοί

Έχει αποδειχθεί ότι οι σεισμοί δεν πραγματοποιούνται τυχαία στο χώρο και στο χρόνο αλλά ότι πολλοί από αυτούς εμφανίζουν χωροχρονική ομαδοποίηση. Η ιδιότητά τους αυτή, εντοπισμένη σε περιορισμένη κλίμακα προσέλκυσε το ενδιαφέρον, όχι μόνο των επιστημόνων, αλλά και του κοινωνικού συνόλου. Η ομαδοποίηση αυτή ονομάζεται σεισμική ακολουθία. Επομένως, όταν πραγματοποιούνται σεισμοί σε περιορισμένο σχετικά χώρο κατά τη διάρκεια περιορισμένου χρονικού διαστήματος, τότε οι σεισμοί αυτοί αποτελούν μια σεισμική ακολουθία. Στο σχήμα (1.1) φαίνονται οι διάφοροι τύποι σεισμικών ακολουθιών: α) Γένεση του κύριου σεισμού (ΚΣ) ο οποίος και ακολουθείται από μετασεισμούς, ο αριθμός των οποίων μειώνεται με το χρόνο. Η ακολουθία αυτή ονομάζεται μετασεισμική ακολουθία. β) Πριν τη γένεση του κύριου σεισμού, προηγούνται προσεισμοί, τα μεγέθη των οποίων είναι μικρότερα του κύριου σεισμού, και στη συνέχεια ακολουθούν οι μετασεισμοί. Στην περίπτωση αυτή, οι προσεισμοί συνιστούν μια προσεισμική ακολουθία. γ) Γένεση πολλών μικρών σεισμών, που εμφανίζουν αρχικά αυξανόμενη συχνότητα η οποία στη συνέχεια ελαττώνεται με τον ίδιο περίπου ρυθμό, χωρίς κάποιος από αυτούς να εμφανίζει σημαντικά μεγαλύτερο μέγεθος από τους υπόλοιπους ώστε να χαρακτηριστεί κύριος σεισμός. Στην περίπτωση αυτή οι σεισμοί συνιστούν ένα σμήνος σεισμών ή αλλιώς μια σμηνοακολουθία ή σμηνοσειρά. Υπάρχουν και περιπτώσεις όπου δύο ή περισσότεροι κύριοι σεισμοί, γίνονται σε σχετικά μικρή απόσταση ο ένας από τον άλλο. Στην περίπτωση αυτή, οι σεισμοί ονομάζονται σύνθετοι (Scholz 1990).

Ο περισσότερο συνηθισμένος τύπος σεισμικής ακολουθίας είναι η μετασεισμική ακολουθία. Οι περισσότεροι από τους επιφανειακούς ($h \leq 60\text{Km}$) κύριους ισχυρούς σεισμούς ακολουθούνται από μετασεισμούς. Οι μετασεισμικές ακολουθίες των ισχυρών σεισμών διαρκούν συνήθως μερικούς μήνες. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις στις οποίες η μετασεισμική δραστηριότητα διαρκεί πολλούς μήνες, ακόμα και χρόνια. Οι εστίες των σεισμών οι οποίοι ανήκουν σε σεισμικές ακολουθίες, βρίσκονται πάνω ή κοντά στο ενεργό μέρος του ρήγματος, από τη διάρρηξη του οποίου προκλήθηκε ο κύριος σεισμός. Το υλικό που περιβάλλει ένα

ενεργό ρήγμα βρίσκεται σε κατάσταση ελαστικής παραμόρφωσης πριν τη γένεση του κύριου σεισμού. Ο χώρος αυτός ονομάζεται σεισμογόνος χώρος.

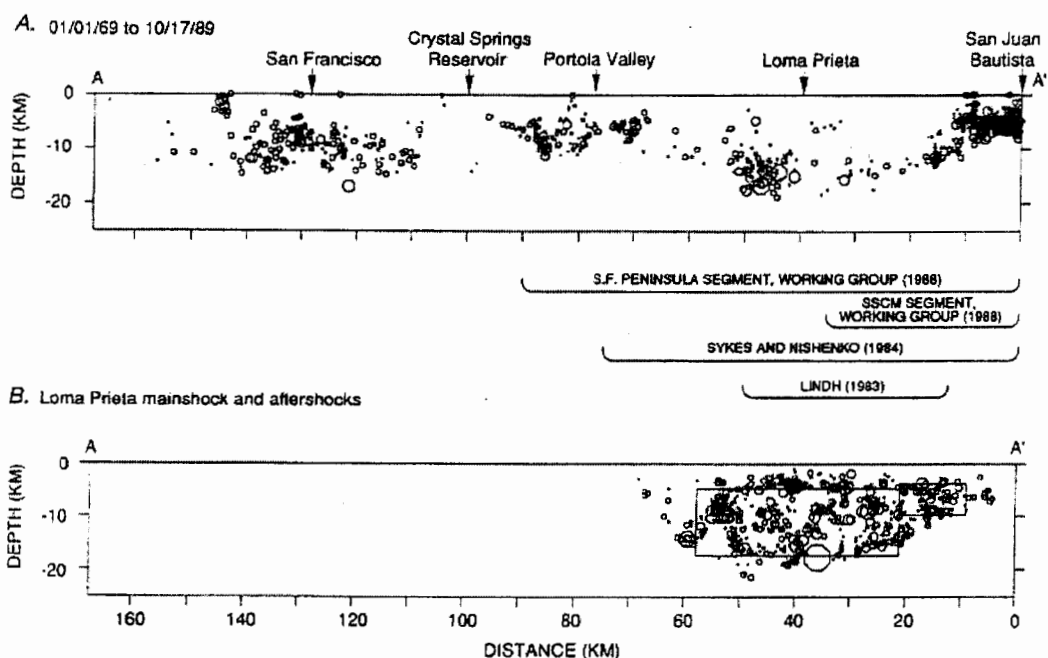
Οι ασκούμενες στο σεισμογόνο χώρο τάσεις, αυξάνουν με το χρόνο, και όταν αυτές ξεπεράσουν ένα συγκεκριμένο όριο, το οποίο εξαρτάται από τις τεκτονικές και μηχανικές ιδιότητες του υλικού, πραγματοποιείται διάρρηξη στο ρήγμα και κατ'επέκταση γένεση του σεισμού. Η διάρρηξη ξεκινά από ένα σημείο του ρήγματος, το οποίο ονομάζεται εστία του κύριου σεισμού και προοδευτικά διαδίδεται σε όλο το μήκος του ρήγματος. Η εστία συνήθως βρίσκεται στο κατώτερο τμήμα του ενεργού ρήγματος. Η κατακόρυφη προβολή της εστίας στην επιφάνεια της γης ονομάζεται επίκεντρο του σεισμού. Οι εστίες του κύριου σεισμού και των μετασεισμών του, καλύπτουν ορισμένο χώρο, ο οποίος ονομάζεται μετασεισμικός χώρος και που συχνά ταυτίζεται με το σεισμογόνο χώρο. Η μετασεισμική περιοχή έχει τις περισσότερες φορές ελλειπτικό σχήμα.



Σχ.1.1- Σχηματικό διάγραμμα των διαφόρων τύπων σεισμικών ακολουθιών: α) κύριος σεισμός με μετασεισμούς, β) κύριος σεισμός με προσεισμούς και μετασεισμούς και γ) σηνοακολουθία.

Ένα παράδειγμα σεισμικής ακολουθίας φαίνεται στο σχήμα (1.2), όπου φαίνεται η χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών του κύριου σεισμού της Loma-Prieta στην Καλιφόρνια (17.10.1989, $M=7.1$). Στο πάνω μέρος του σχήματος φαίνεται η κατανομή των εστιών των σεισμών οι οποίοι έγιναν σε τμήμα του ρήγματος San Andreas, μήκους 150Km (απο το San Francisco ως τα βουνά Santa

Cruz) σε χρονικό διάστημα 20 χρόνων πριν από το σεισμό. Ο σεισμός της Loma-Prieta πραγματοποιήθηκε σε μια περιοχή στην οποία δεν είχαν πραγματοποιηθεί μεγάλοι σεισμοί τα προηγούμενα χρόνια. Ο κύριος σεισμός, ο οποίος παριστάνεται με ένα μεγάλο κύκλο, έγινε στο κατώτερο σημείο του ρήγματος, ενώ οι μετασεισμοί του έγιναν σε εκείνο το τμήμα του ρήγματος, στο οποίο η σεισμική δραστηριότητα τα προηγούμενα χρόνια δεν ήταν σημαντική (Sykes 1996).



Σχ.1.2.- Χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1969-1989 σε τμήμα μήκους 150Km του ρήγματος San Andreas μεταξύ της πόλης του San Francisco και των βουνών Santa Cruz της Καλιφόρνιας (πάνω). Στο κάτω μέρος του σχήματος φαίνεται η χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας της Loma Prieta (17.10.1989, M=7.1) (Sykes 1996).

1.2 Σύντομη Ανασκόπηση της Έρευνας των Σεισμικών Ακολουθιών

1.2.1 Γένεση σεισμικών ακολουθιών

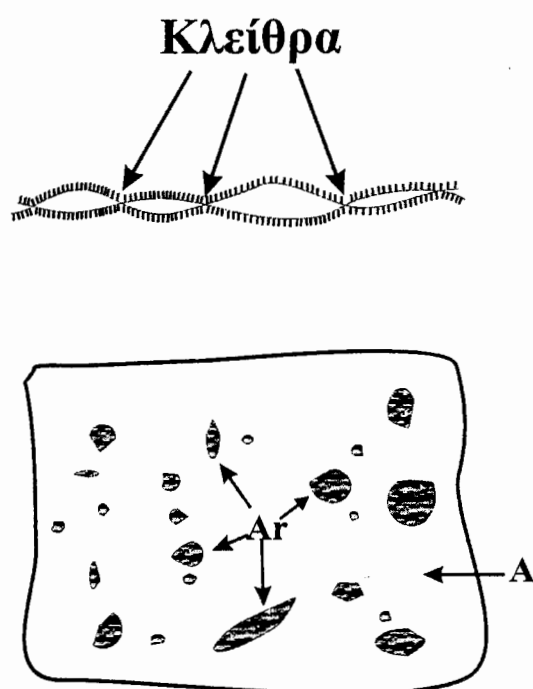
Η μελέτη των σεισμών των σεισμικών ακολουθιών προσφέρει πολύ σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του φλοιού της γης για το λόγο ότι πραγματοποιούνται σε περιορισμένο χώρο και σε μικρό χρονικό διάστημα, δίνοντας έτσι τη δυνατότητα της καταγραφής τους από τα σύγχρονα όργανα. Για το λόγο αυτό είναι δυνατή η αναγνώριση νέων ρηγμάτων, με βάση τη χωρική κατανομή

των μετασεισμών, όταν τα ρήγματα αυτά δεν παρουσιάζουν επιφανειακή εκδήλωση. Είναι επίσης δυνατόν από τη μελέτη μιας σεισμικής ακολουθίας να προκύψουν ενδείξεις για τη γένεση μεγάλων μετασεισμών, πληροφορία μεγάλης σημασίας για το κοινωνικό σύνολο. Από την άλλη μεριά, η μελέτη σεισμικών ακολουθιών είναι σημαντική, καθώς αποτελεί τη βάση για την εκτίμηση της εξέλιξης μελλοντικών σεισμικών ακολουθιών.

Η γένεση των σεισμικών ακολουθιών αποτέλεσε αντικείμενο μελέτης από τους επιστήμονες από την αρχή της εμφάνισης της επιστήμης της σεισμολογίας. Πολλές από τις απόψεις οι οποίες διατυπώθηκαν αρχικά, όπως για παράδειγμα ότι η ολίσθηση και η πτώση τάσης στην επιφάνεια ενός ρήγματος είναι ομοιόμορφη, έχουν αναθεωρηθεί, αλλά η θεωρία του Reid (θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης, 1911) φαίνεται ότι σε γενικές γραμμές ισχύει. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή πριν από τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού ο σειсмоγόμος χώρος παραμορφώνεται εξαιτίας διατμητικών τάσεων. Οι διατμητικές τάσεις τείνουν να προκαλέσουν σχετική κίνηση μεταξύ των δύο τεμαχών. Όταν η παραμόρφωση ξεπεράσει κάποιο όριο, δηλαδή αποκτήσει τιμή μεγαλύτερη από την τιμή της τριβής, η οποία αντιστέκεται σε αυτή την κίνηση, τότε πραγματοποιείται ολίσθηση των δύο τεμαχών. Μετά την έκλυση όλης της ενέργειας του εστιακού χώρου, η διαδικασία επαναλαμβάνεται. Οι σύγχρονες απόψεις, πάνω στις οποίες έχουν βασιστεί τα μοντέλα που έχουν προταθεί για να εξηγήσουν τα αποτελέσματα εργαστηριακών πειραμάτων καθώς και παρατηρήσεων πάνω στη χρονική και χωρική κατανομή των σεισμών των σεισμικών ακολουθιών, στηρίζονται στην ύπαρξη τμημάτων πάνω στα ρήγματα τα οποία παρουσιάζουν ισχυρή σύζευξη και επομένως μεγάλη αντοχή στη διάρρηξη. Τα τμήματα αυτά ονομάζονται κλείθρα και μπορούν να οφείλουν την παρουσία τους σε μεταβολές της γεωμετρίας, σε ανομοιόμορφη κατανομή της τριβής καθώς και σε διαφορετικές μηχανικές ιδιότητες κατά μήκος του ρήγματος. Στο σχήμα (1.3) φαίνονται σχηματικά τα κλείθρα στις επιφάνειες επαφής, A, ενός ρήγματος σε τομή (πάνω) και κάτοψη (κάτω). Οι γκριζες περιοχές στο κάτω σχήμα αποτελούν τις πραγματικές επιφάνειες επαφής, A_r.

Η αναγνώριση των κλείθρων ως καθοριστικών παραγόντων στη διαδικασία διάδοσης της διάρρηξης οδήγησε στη διαμόρφωση δύο βασικών μοντέλων, σύμφωνα με τα οποία εξηγούνται τόσο η διαδικασία διάρρηξης όσο και αρκετές ιδιότητες των σεισμικών ακολουθιών. Ουσιαστικά οι διαφορές των δύο μοντέλων έχουν να κάνουν

με την κατανομή των τάσεων στις επιφάνειες επαφής των τεμαχών ενός ρήγματος πριν από τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού.



Σχ.1.3.- Σχηματικό διάγραμμα σε τομή (πάνω) και κάτοψη (κάτω) των επιφανειών επαφής, A_r , (κλείθρων) στην επιφάνεια ενός ρήγματος, A (Τροποποιημένο από Scholz 1990).

Σύμφωνα λοιπόν με το μοντέλο του «φράγματος», που προτάθηκε από τους Das και Aki (1977) και Aki (1979), υπάρχει σχετικά ομοιόμορφη κατανομή των τάσεων στην επιφάνεια ενός ρήγματος πριν από τη γένεση ενός κύριου σεισμού, δηλαδή οι τάσεις είναι περίπου ίδιες τόσο στην επιφάνεια των κλείθρων όσο και στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος. Με τη γένεση του κύριου σεισμού η διάρρηξη αρχικά πραγματοποιείται σε εκείνα τα σημεία της επιφάνειας του ρήγματος τα οποία είναι και τα πιο ασθενή και συνεχίζει σπάζοντας τα ασθενέστερα φράγματα. Τα υπόλοιπα φράγματα αντιδρούν στη διάδοση της διάρρηξης ανάλογα με την αντοχή τους. Έτσι αν η εφαρμοζόμενη τάση σε ένα φράγμα είναι μεγάλη σε σχέση με την αντοχή του φράγματος, τότε αυτό σπάει καθώς περνάει το μέτωπο της διάρρηξης. Αν η εφαρμοζόμενη τάση είναι μέτρια τότε το φράγμα δεν σπάει αμέσως, αλλά μπορούν να συμβούν τα εξής: αν η τάση στατικής τριβής στην άλλη πλευρά του φράγματος είναι μεγαλύτερη από τη δυναμική τάση, τότε η αύξηση της δυναμικής τάσης θα οδηγήσει στη δημιουργία σύνθετου σεισμού, ενώ αν η τάση στατικής τριβής είναι μικρότερη από τη δυναμική τάση τότε η διάρρηξη θα συνεχίσει ασεισμικά. Τέλος, αν η

εφαρμοζόμενη τάση είναι σχετικά μικρή σε σχέση με την αντοχή του φράγματος τότε αυτό δεν σπάζει αλλά το μέτωπο της διάρρηξης συνεχίζει. Αυτό γίνεται ως εξής: η διάρρηξη σταματάει μπροστά στο φράγμα, αλλά τα ελαστικά κύματα που δημιουργήσε μπορούν να σπάσουν το ρήγμα πίσω από το φράγμα. Με αυτόν τον τρόπο η διάρρηξη διαδίδεται, αφήνοντας πίσω της φράγματα που δεν έχουν σπάσει (Aki 1982). Με τη διαδικασία αυτή, μετά το τέλος της διάρρηξης, στην επιφάνεια του ρήγματος έχουν μείνει άθραυστα τα ισχυρότερα φράγματα, στα οποία οι εφαρμοζόμενες τάσεις είναι ισχυρές. Η διάρρηξη πολλών από τα φράγματα αυτά αργότερα, θα οδηγήσει στην γένεση των μετασεισμών. Σύμφωνα λοιπόν με το μοντέλο αυτό, η πτώση τάσης στην αρχή της διάρρηξης είναι μικρή, καθώς η διάρρηξη πραγματοποιείται σε περιοχές με σχετικά μικρή αντοχή, και στη συνέχεια αυξάνει προοδευτικά με την προοδευτική θραύση των φραγμάτων (Παπαζάχος 1990).

Στο μοντέλο του εμποδίου (Kanamori and Stewart 1978) υπάρχει ανομοιομορφία κατανομή των τάσεων στην επιφάνεια ενός ρήγματος καθώς αυτές είναι συγκεντρωμένες κυρίως σε ισχυρά κλείθρα τα οποία ονομάζονται «εμπόδια». Η συγκέντρωση αυτή των τάσεων γύρω από τα εμπόδια, οφείλεται είτε σε ασεισμική ολίσθηση (ερπυσμό) των τεμαχίων του ρήγματος κατά μήκος της επιφάνειας επαφής, είτε σε προσεισμούς, που συμβαίνουν στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος, όπου η ολίσθηση είναι εύκολη και η συγκέντρωση των τάσεων πολύ μικρή. Με βάση αυτή τη διαδικασία, το μοντέλο του εμποδίου, ερμηνεύει όχι μόνο τη γένεση ισχυρών σεισμών αλλά και τη γένεση των προσεισμών του, όταν αυτοί υπάρχουν. Με τη γένεση του κύριου σεισμού, η εστία του οποίου βρίσκεται πάνω σε ένα ισχυρό εμπόδιο, πραγματοποιείται ολίσθηση πρώτα στις θέσεις των εμποδίων και στη συνέχεια πραγματοποιείται ολίσθηση και στα υπόλοιπα μέρη του ρήγματος. Θραύση ενός εμποδίου, του οποίου οι διαστάσεις περιορίζονται από γειτονικά, ισχυρότερα εμπόδια, οδηγεί στη γένεση ενός μετασεισμού. Σύμφωνα λοιπόν με αυτό το μοντέλο, η πτώση τάσης στην αρχή της διαδικασίας διάρρηξης (γένεση του κύριου σεισμού) είναι μεγάλη, λόγω της θραύσης των ισχυρότερων φραγμάτων, ενώ στη συνέχεια η πτώση τάσης είναι μικρή, καθώς η διάρρηξη πραγματοποιείται σε τμήματα της επιφάνειας του ρήγματος τα οποία δεν παρουσιάζουν έντονη συγκέντρωση τάσεων.

Σύμφωνα λοιπόν με τα δύο αυτά μοντέλα, ένα κλείθρο συμπεριφέρεται ως φράγμα, όταν εμποδίζει τη διάδοση της διάρρηξης, ενώ ένα κλείθρο συμπεριφέρεται ως εμπόδιο όταν η διάρρηξη του συνοδεύεται από μεγάλη έκλυση σεισμικής ροπής και υψηλή τιμή πτώσης τάσης.

1.2.2 Εξέλιξη της έρευνας των σεισμικών ακολουθιών

Μελέτες που αφορούν ιδιότητες σεισμικών ακολουθιών έγιναν για πρώτη φορά από Ιάπωνες επιστήμονες, γεγονός που αποδίδεται στην μεγάλη σεισμικότητα αυτής της χώρας.

Η πρώτη προσπάθεια να μελετηθούν ποσοτικά σεισμοί μετασεισμικών ακολουθιών, έγινε από τον Omori (1894). Αυτός, μελετώντας τους μετασεισμούς του σεισμού που έγινε στο Nobī της κεντρικής Ιαπωνίας το 1891 ($M=8.3$), παρατήρησε ότι η συχνότητά τους μειωνόταν έντονα με την πάροδο του χρόνου μετά τον κύριο σεισμό και πρότεινε τη σχέση :

$$n(t) = \frac{k}{t+c} \quad (1.1)$$

όπου t είναι ο χρόνος μετά τον κύριο σεισμό, $n(t)$ είναι ο αριθμός των μετασεισμών στη μονάδα του χρόνου, k παράμετρος ανάλογη του αριθμού των μετασεισμών και c παράμετρος που χρησιμοποιείται για να αποφευχθούν σφάλματα στη χρονική κατανομή αμέσως μετά τον κύριο σεισμό, με συνήθη τιμή <0.1 μέρες. Η σχέση (1.1) είναι γνωστή ως πρωτότυπος νόμος Omori.

Ο πρωτότυπος νόμος Omori είναι ειδική περίπτωση της σχέσης :

$$n(t) = \frac{k}{(t+c)^p} \quad (1.2)$$

όπου $n(t)$ είναι ο αριθμός των σεισμών που γίνονται σε χρόνο t μετά τον κύριο σεισμό και k , c , p , παράμετροι που προσδιορίζονται με τα διαθέσιμα δεδομένα. Η σχέση (1.2) προτάθηκε από τον Hirano (1924) που μελέτησε τη συχνότητα γένεσης των μετασεισμών του μεγάλου σεισμού στο Kwantō το 1923 ($M=8.2$). Η σχέση (1.2) είναι γνωστή και ως τροποποιημένος νόμος Omori.

Λίγο αργότερα ο Nakamura (1925) έδειξε ότι η συχνότητα των μετασεισμών στο Nobī και στο Kwantō μειωνόταν όσο αυξανόταν η παρατηρούμενη σεισμική ένταση, I , ακολουθώντας ένα νόμο δύναμης :

$$\log n(I) = a_1 - b_1 I \quad (1.3)$$

Ο πρώτος προσδιορισμός επικέντρων, με τη σχετική ακρίβεια που επέτρεπαν τα τεχνικά χαρακτηριστικά των σειсмоγράφων της εποχής εκείνης, έγινε από τον Nasu (1929) για τη μετασεισμική ακολουθία του σεισμού του Tango ($M=7.3$) το 1927. Ο

Nasu μελέτησε τη χρονική μεταβολή της συχνότητας γένεσης των μετασεισμών, καθώς και την κατανομή τους στο χώρο.

Ο Sagisaka (1929) ασχολήθηκε με τον τρόπο της έκλυσης της ενέργειας στη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας.

Ο Richter (1935) καθιέρωσε την έννοια του μεγέθους και το 1939 οι Ishimoto και Iida κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η συχνότητα των μετασεισμών μπορεί να εκφραστεί ως συνάρτηση του μέγιστου πλάτους καταγραφής, a , που έχει καταγραφεί σε έναν σταθμό, με την ακόλουθη σχέση:

$$n(a) = ka^{-m} \quad (1.4)$$

όπου k και m σταθερές.

Ο Kawasumi (1943) καθόρισε μια κλίμακα μεγέθους και παρουσίασε τον ακόλουθο νόμο κατανομής συχνότητας των σεισμών με μέγεθος M_k :

$$\log n(M_k) = a_k - b_k M_k \quad (1.5)$$

όπου a_k και b_k σταθερές.

Το 1944 οι Gutenberg και Richter διατύπωσαν σχέση κατανομής της συχνότητας των σεισμών που ισχύει για ομάδα σεισμών ή για ακολουθία:

$$\log n(M) = a - bM \quad (1.6)$$

όπου $n(M)$ είναι ο αριθμός των σεισμών σε μια περιοχή με μέγεθος M ή μεγαλύτερο και a , b παράμετροι.

Ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1967) μελετώντας σεισμικές ακολουθίες 40 σεισμικών ακολουθιών που έγιναν στην Ελλάδα και στην ευρύτερη περιοχή κατά το χρονικό διάστημα 1926-1964, παρατήρησαν, ότι η τιμή της παραμέτρου b της αθροιστικής συχνότητας κατανομής των προσεισμών ήταν μικρότερη από τη τιμή της ίδιας παραμέτρου των μετασεισμών. Στο ίδιο συμπέρασμα κατέληξαν και οι Syehiro et al. (1964) και ο Mogi (1967a).

Ο Mogi (1967b), μετά από μελέτη σεισμικών ακολουθιών στην Ιαπωνία, διαπίστωσε ότι υπήρχε διαφορά στο ρυθμό ελάττωσης των μετασεισμών μεταξύ των σεισμικών ακολουθιών που γίνονταν στην εσωτερική πλευρά του νησιωτικού τόξου της Ιαπωνίας (θάλασσα της Ιαπωνίας) και στην εξωτερική πλευρά αυτού (Ειρηνικός Ωκεανός). Παρατήρησε, ότι η παράμετρος p είχε, γενικά, μεγαλύτερες τιμές στις μετασεισμικές ακολουθίες που γίνονταν στο εσωτερικό τμήμα του νησιωτικού τόξου παρά στο εξωτερικό τμήμα αυτού.

Ο Utsu (1969) βρήκε, ότι η τιμή της παραμέτρου, p , κυμαινόταν στο διάστημα από 0.9 μέχρι 1.9 με επικρατέστερες τιμές 1.0-1.4. Διατύπωσε την άποψη, ότι δεν υπήρχε συσχέτιση μεταξύ της παραμέτρου αυτής, σε μια μετασεισμική ακολουθία, και του μεγέθους του κύριου σεισμού της ακολουθίας. Τόνισε, επίσης, ότι η παράμετρος p είναι σταθερή σε μια ακολουθία ανεξάρτητα από το κατώτερο μέγεθος σεισμού, το οποίο επιλέχτηκε για να μετρηθεί η συχνότητα των μετασεισμών. Για το λόγο αυτό, η παράμετρος p αποτελεί χαρακτηριστικό κάθε μετασεισμικής ακολουθίας.

Ο Ranalli (1969) έδειξε ότι η σχέση της αθροιστικής κατανομής των μετασεισμών, όπως και αυτή της απλής συχνότητας των Gutenberg-Richter (1944), ισχύει όχι μόνο για μια ομάδα σεισμών που συμβαίνουν σε μια περιοχή αλλά και για τους προσεισμούς και τους μετασεισμούς μιας ακολουθίας.

Μια σχέση της μορφής:

$$N(M) = \exp(a - c \exp(bM)) \quad (1.7)$$

προτάθηκε από τους Lomnitz-Adler και Lomnitz (1978, 1979) για τη περιγραφή της κατανομής των μεγεθών των μετασεισμών. Η σχέση αυτή μπορεί να μετασχηματιστεί στην ακόλουθη σχέση:

$$\log N(M) = 1 + bM - c10^{bM} \quad (b > 0) \quad (1.8)$$

όπου a , b και c παράμετροι. Αν το πρόσημο του δεύτερου όρου, bM , της σχέσης (1.8) είναι θετικό, τότε ο παράγοντας $N(M)$, μειώνεται όσο το μέγεθος M μειώνεται. Λόγω αυτού του χαρακτήρα, η σχέση (1.8) ταιριάζει καλύτερα από οποιαδήποτε άλλη σχέση για μη πλήρη δεδομένα από τα οποία λείπουν σεισμοί με μικρά μεγέθη (Utsu 1999).

Η ιδέα ότι η περιοχή στην οποία συμβαίνουν μετασεισμοί που ακολουθούν ένα μεγάλο σεισμό συμπίπτει με την περιοχή στην οποία συσσωρεύεται ενέργεια υπό μορφή ελαστικής παραμόρφωσης που ελευθερώνεται μετά από το σεισμό, εκφράστηκε στη δεκαετία του 1930 (Wilson 1936, Kishinouye 1936, Ishimoto 1937). Σύμφωνα με αυτήν, οι μετασεισμοί γίνονται στις περιοχές όπου πραγματοποιήθηκε παραμόρφωση του φλοιού πριν τη γένεση του κύριου σεισμού. Το επίκεντρο του κύριου σεισμού βρίσκεται συνήθως στα όρια της μετασεισμικής περιοχής παρά στο κέντρο της. Ο Benioff το 1951, πρότεινε μοντέλο για τους μετασεισμούς και ο Tsuboi

το 1956 διατύπωσε τη θεωρία του σειсмоγόνου όγκου. Ο Mogi (1962) και ο Scholz (1968) πειραματίστηκαν πάνω στη συμπεριφορά δοκιμών πετρωμάτων σε πιέσεις, προσπαθώντας να βρουν ομοιότητες με τους μετασεισμούς και τους προσεισμούς που συμβαίνουν στην φύση. Οι τεχνικές βελτιώσεις στους σειсмоγράφους, συνέβαλαν στην ελάττωση των σφαλμάτων υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων. Αυτό είχε ως συνέπεια την ακριβέστερη γνώση του χώρου που πραγματοποιούνται οι μετασεισμοί, των μηχανισμών γένεσης τους και των τάσεων που επικρατούν στους μετασεισμικούς χώρους.

Για την ερμηνεία των αιτιών που προκαλούν τους προσεισμούς και τους μετασεισμούς προτάθηκαν πιθανοκρατικά και αιτιοκρατικά μοντέλα και βρέθηκαν διάφορες στατιστικές σχέσεις που συσχετίζουν το μέγεθος του κύριου σεισμού με την έκταση της μετασεισμικής περιοχής, με το μήκος και πλάτος του ρήγματος και την ολίσθηση.

Οι μελέτες που αφορούν τους μετασεισμούς παρέχουν πληροφορίες για τον τρόπο γένεσής τους. Από την άποψη αυτή, φυσικά και στατιστικά χαρακτηριστικά, όπως η χωρική, η χρονική και η κατά μέγεθος κατανομή, συμβάλλουν στη γνώση του τεκτονικού περιβάλλοντος όπου συμβαίνουν και στη γνώση της κατάστασης των τάσεων στην περιοχή.

Ο αριθμός των μετασεισμών που ακολουθούν ένα σεισμό, δεν είναι μόνο συνάρτηση του μεγέθους του κύριου σεισμού και του εστιακού βάθους. Εξαρτάται και από την τεκτονική κατάσταση της περιοχής. Το επίπεδο των τάσεων και η ικανότητα του υλικού να παραμορφώνεται ελαστικά, ποικίλει από περιοχή σε περιοχή, πράγμα που επιδρά στον τρόπο γένεσης των μετασεισμών, στη χρονική διάρκεια τους και στην κατανομή των μεγεθών τους (Καρακαϊσης 1984).

Οι Kagan και Knopoff (1981, 1987) και ο Ogata (1988), πρότειναν ένα μοντέλο (ETAS model) το οποίο υποθέτει, ότι ένας σεισμός μεγέθους $m_i \geq m_0$, όπου m_0 το κατώτερο μέγεθος, προκαλεί δευτερογενή μετασεισμική ακολουθία, στην οποία η συχνότητα κατανομής των μεγεθών ακολουθεί τον νόμο των Gutenberg-Richter (1944), ενώ η χρονική κατανομή ακολουθεί τον τροποποιημένο νόμο του Omori.

Πολλές απόψεις έχουν διατυπωθεί από διάφορους ερευνητές, οι οποίοι προσπάθησαν να ερμηνεύσουν την παράμετρο b , αποδίδοντας σε αυτή φυσική και όχι στατιστική σημασία. Προσπάθησαν να την συσχετίσουν με την κατάσταση των τάσεων που επικρατούν στην εστία του σεισμού, ερεύνησαν τη χρονική της μεταβολή

σε μια περιοχή και διατύπωσαν την άποψη, ότι μπορεί να συμβάλει στο πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών.

Ο Benioff (1951) συσχέτισε την παράμετρο b με την απελευθέρωση της ενέργειας, η οποία έχει συσσωρευθεί υπό μορφή παραμόρφωσης, στο υλικό του σεισμογόνου χώρου. Διέκρινε σε μια ακολουθία, δύο φάσεις έκλυσης της ενέργειας αυτής : Τη “συμπιεστική” φάση, στην οποία εκλύεται ενέργεια υπό μορφή μικρών σεισμών, πράγμα που σημαίνει αύξηση της τιμής της παραμέτρου b , και τη “διατμητική” φάση κατά την οποία η ενέργεια εκλύεται με σεισμούς σχετικά μεγάλων μεγεθών με συνέπεια τη μείωση της τιμής της παραμέτρου b . Ο Sakuma (1958) βρήκε ότι η τιμή της b για σεισμούς ηφαιστειογενών περιοχών είναι μερικές φορές πολύ μεγάλη και το απέδωσε στο ότι το υλικό του φλοιού, σε μικρό τουλάχιστον βάθος κάτω από τα ηφαίστεια, έχει πολύπλοκη τεκτονική δομή. Μετά από εργαστηριακά πειράματα σε πετρώματα, ο Scholz (1968) κατέληξε στο συμπέρασμα, ότι η τιμή της παραμέτρου b ελαττώνεται όσο αυξάνεται η τάση και ότι το σπουδαιότερο ρόλο στη διαμόρφωση της τελικής της τιμής έχει το επίπεδο των τάσεων, παρά η ετερογένεια του υλικού.

Ο Suyehiro και οι συνεργάτες του (1964), ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (1967) και ο Mogi (1967a) πιστεύουν ότι η τιμή της παραμέτρου b είναι μικρότερη για τους προσεισμούς, ενώ ο Utsu (1971) διαφώνησε με την άποψη αυτή. Ο Παπαζάχος για το ίδιο θέμα αλλά για ακολουθίες που πιθανόν να σχετίζονται με τη φόρτωση μιας περιοχής λόγω δημιουργίας σε αυτήν τεχνητής λίμνης (1974a), διαπίστωσε ότι η τιμή της παραμέτρου b είναι συνήθως μεγαλύτερη για τους προσεισμούς και μικρότερη για τους μετασεισμούς. Οι McEvelly και Casaday (1967) παρατήρησαν, ότι χαμηλές τιμές της παραμέτρου b έχουν ακολουθίες των οποίων τα επίκεντρα επεκτείνονται σε μεγαλύτερη περιοχή από αυτές που έχουν μεγαλύτερη τιμή της b . Ο Francis (1968) διαπίστωσε ότι ακολουθίες που προέρχονται από κανονικά ρήγματα έχουν μεγαλύτερες τιμές της b από ακολουθίες που προέρχονται από ρήγματα διεύθυνσης. Ο Wyss (1972, 1973) παρατηρεί, ότι η τιμή της b είναι αντίστροφα ανάλογη προς τη μέση πτώση τάσης των σεισμών της ακολουθίας. Εξετάζοντας τη χρονική της μεταβολή, διαπίστωσε πως η τιμή της στην ίδια περιοχή ελαττώνεται όσο αυξάνεται η τάση. Ο Gibovicz (1973a,b) μετά από μελέτη σεισμικών ακολουθιών στη Νέα Ζηλανδία και στις Η.Π.Α. συμπεραίνει, ότι η παράμετρος b εξαρτάται από τη αναλογία των μεγάλων σεισμών προς τους μικρούς. Αν έχει παραμείνει μεγάλο ποσοστό τάσης στην περιοχή μετά τον κύριο σεισμό,

δηλαδή, αν αυτός είχε σχετικά μικρό μέγεθος, η τιμή της b για τους μετασεισμούς θα είναι χαμηλή. Αντίθετα ο Long (1974) υποστηρίζει, ότι μικρή τιμή της παραμέτρου b θα σχετίζεται πιθανόν με μεγάλες διαστάσεις της πηγής ή με μεγάλη πτώση τάσης κατά τη διάρκεια του κύριου σεισμού, πράγμα που σημαίνει ότι αυτός είχε μεγάλο μέγεθος. Ο Pasquale (1977) μελετώντας ένα σμήνος σεισμών στη Savona κατέληξε στο συμπέρασμα, ότι η τιμή της b σε μια σεισμική ακολουθία, ελαττώνεται πριν το μεγάλο μετασεισμό και στη συνέχεια αυξάνεται μέχρι να σταματήσει η ακολουθία, γεγονός που το παρατήρησαν και οι Cagnetti και Pasquale (1979), στην ακολουθία του Friuli της Ιταλίας το 1976. Οι Mikumo και Miyatake (1979) πιστεύουν ότι η τιμή της παραμέτρου b εξαρτάται περισσότερο από τις διαδικασίες διάρρηξης στην εστία, παρά από τη ετερογένεια του υλικού. Οι Frochlich and Davis (1993) μελετώντας επιφανειακούς σεισμούς κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι επιφανειακοί σεισμοί με κανονικούς μηχανισμούς γένεσης έχουν υψηλότερες τιμές της παραμέτρου b από αυτούς που έχουν ανάστροφους ή οριζόντιας μετατόπισης μηχανισμούς γένεσης.

Ο Lomnitz (1966) μελετώντας τους μετασεισμούς του κύριου σεισμού του Kern County της Καλιφόρνιας (21.7.1952, $M=7.5$), διαπίστωσε ότι το μέσο μέγεθος των μετασεισμών παραμένει σταθερό. Από την άλλη ο Utsu (1965) έχει δείξει ότι η παράμετρος b μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το μέσο μέγεθος, $\bar{M}$, ενός συνόλου σεισμών σύμφωνα με τη σχέση:

$$\bar{M} = \frac{\log e}{b} + M_{\min} \Rightarrow b = \frac{\log e}{\bar{M} - M_{\min}} \quad (1.9)$$

Από όλα τα παραπάνω προκύπτει το συμπέρασμα, ότι οι περισσότεροι επιστήμονες πιστεύουν ότι η παράμετρος b σε μια σεισμική ακολουθία αποτελεί μάλλον μέτρο της κατάστασης των τάσεων στο σεισμογόνο χώρο και της διαδικασίας διάρρηξης στην εστία, παρά δείκτη του βαθμού ετερογένειας του υλικού στον ίδιο χώρο.

Άλλες ιδιότητες των μεγεθών των σεισμών των σεισμικών ακολουθιών που μελετήθηκαν είναι η εκτίμηση του μεγέθους του μεγαλύτερου μετασεισμού σε σχέση με το μέγεθος του κύριου σεισμού, η σταθερότητα της τιμής του μέσου μεγέθους των μετασεισμών (που χρησιμοποιείται ως ένα επιπρόσθετο κριτήριο ελέγχου της ομαλής ή μη εξέλιξης μιας μετασεισμικής ακολουθίας), ο αριθμός των μετασεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο από ορισμένη τιμή, κλπ.

Η παράμετρος a , εξαρτάται από τη χρονική περίοδο που καλύπτουν τα δεδομένα που επεξεργαζόμαστε και από την έκταση της περιοχής στην οποία γίνονται οι σεισμοί. Αυτή η παράμετρος παριστάνει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών με μέγεθος M μεγαλύτερο ή ίσο του μηδενός. Η τιμή της a ποικίλλει από περιοχή σε περιοχή (Κομνηνάκης 1975).

Όσον αφορά τη χρονική κατανομή των σεισμών σεισμικών ακολουθιών πιο πρόσφατες εργασίες είναι αυτές των Yamashita and Knopoff (1987), που θεώρησαν ότι η εξομάλυνση των τάσεων είναι ο μηχανισμός των καθυστερημένων διαρρήξεων που προκαλούν τους μετασεισμούς, του Marcellini (1995, 1997), ο οποίος πρότεινε ότι η στατική κόπωση του υλικού σε συνδυασμό με την ετερογένεια των τάσεων στην επιφάνεια του ρήγματος έχει ως αποτέλεσμα τη γένεση μετασεισμικών ακολουθιών που ακολουθούν το νόμο του Omori, και των Lee (1999) και Lee and Sornette (2000) που πρότειναν μοντέλο χρονικά εξαρτώμενης αντοχής στην επιφάνεια του ρήγματος το οποίο είναι συμβατό με το μοντέλο υποκρίσιμης ανάπτυξης ρωγμών.

Στο πλαίσιο της χωρικής κατανομής των μετασεισμών έχουν προταθεί πρόσφατα διάφορες σχέσεις που συνδέουν τις διαστάσεις του ρήγματος με το μέγεθος του κύριου σεισμού (Bonilla and Buchanan 1970, Geller 1976, Wesnousky et al. 1983, Kiratzi et al 1985, Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989, Drakatos and Latoussakis 2001, μεταξύ άλλων).



1.2.3 Έρευνα των σεισμικών ακολουθιών στο χώρο της Ιαπωνίας.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι πρώτες μελέτες πάνω στις σεισμικές ακολουθίες επιφανειακών κυρίως σεισμών που έγιναν στην Ιαπωνία, αφορούσαν την κατανομή στο χρόνο και στο μέγεθος των μετασεισμών. Σημαντική συνεισφορά στη μελέτη έγινε από τον Utsu (1965), ο οποίος σε μια σειρά εργασιών παρατήρησε ότι μια μετασεισμική ακολουθία πραγματοποιείται σε μια περιορισμένη περιοχή η οποία περιέχει και τον κύριο σεισμό. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η περιοχή αυτή μπορεί να καθοριστεί εύκολα και συνήθως έχει κυκλικό ή ελλειπτικό σχήμα.

Οι Utsu και Seki (1954) ερεύνησαν την συσχέτιση μεταξύ της περιοχής A στην οποία γίνονται οι μετασεισμοί και της ακτίνας αισθητότητας του κύριου σεισμού και κατέληξαν στην ακόλουθη σχέση μεταξύ της μετασεισμικής περιοχής A (σε Km^2) και του μεγέθους (M_0) του κύριου σεισμού :

$$\log A = 1.02M_0 - 4.01 \quad (1.10)$$

Ο Utsu (1961) επιβεβαίωσε την σχέση (1.10) από μετασεισμικές ακολουθίες της Ιαπωνίας, και επιπλέον κατέληξε στην παρακάτω σχέση μεταξύ της γραμμικής διάστασης (D σε Km) της μετασεισμικής περιοχής και του μεγέθους (M_0) του κύριου σεισμού, για 48 σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή της Ιαπωνίας, χρησιμοποιώντας την διαφορά των αφίξεων των S-P κυμάτων που παρατηρήθηκαν σε συγκεκριμένο σταθμό :

$$\log D = 0.5M_0 - 1.8 \quad (1.11)$$

Ο Utsu (1961) και ο Mogi (1962) χαρτογράφησαν την συχνότητα των μετασεισμών σε σχέση με το χρόνο για πάνω από 40 σεισμικές ακολουθίες της Ιαπωνίας χρησιμοποιώντας τον τροποποιημένο νόμο του Omori. Οι τιμές της παραμέτρου p σε αυτές τις εργασίες είναι μεταξύ 0.9 και 1.9 και οι τιμές μεταξύ 1.0 και 1.4 οι πιο συχνές. Η τιμή της παραμέτρου p θεωρείται μια πολύ σημαντική παράμετρος η οποία χαρακτηρίζει μια μετασεισμική ακολουθία. Παρ'όλα αυτά δεν βρέθηκε συσχέτιση μεταξύ της τιμής της παραμέτρου p και του μεγέθους του κύριου σεισμού. Ο Utsu (1957) παρατήρησε ότι η συχνότητα των μετασεισμών τείνει να μειώνεται ακολουθώντας έναν εκθετικό νόμο, περίπου μετά τις πρώτες 100 μέρες από τον κύριο σεισμό. Όμως, μελέτες σε πολλές σεισμικές ακολουθίες δείχνουν ότι μπορεί να μην είναι γενικός κανόνας (Utsu 1969).

Ο Katsumata (1966) πρόσθεσε νέο υλικό στον κατάλογο του JMA (supplementary volumes of the Seismological Bulletin of JMA) με σκοπό να υπολογίσει με μεγαλύτερη ακρίβεια τιμές της παραμέτρου b μετασεισμών κύριων σεισμών και να αποφύγει σφάλματα λόγω χρήσης δεδομένων που δεν ήταν πλήρη, για διάφορες περιοχές υψηλής σεισμικότητας για την ευρύτερη περιοχή της Ιαπωνίας.

Η ερευνητική ομάδα για μετασεισμούς του πανεπιστημίου του Tohoku, στο Sendai της Ιαπωνίας (1965) μελέτησε την σεισμική ακολουθία του κύριου σεισμού που έγινε στην περιοχή Oga (7 Μαΐου του 1964) με $M_0=6.6$ και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η χρονική κατανομή των μετασεισμών ακολουθεί τον τροποποιημένο νόμο του Omori, ενώ για την κατά μέγεθος κατανομή χρησιμοποίησε τον νόμο των Ishimoto-Iida.

Ο Okada (1970) μελέτησε την σημνοακολουθία του Matsushiro (1965-1969) και υπολόγισε τιμή της παραμέτρου $b=0.89$ για σεισμούς με μεγέθη $4.0 \leq M \leq 5.5$ για το χρονικό διάστημα από τον Αύγουστο του 1965 έως και το 1967. Επίσης υπολόγισε

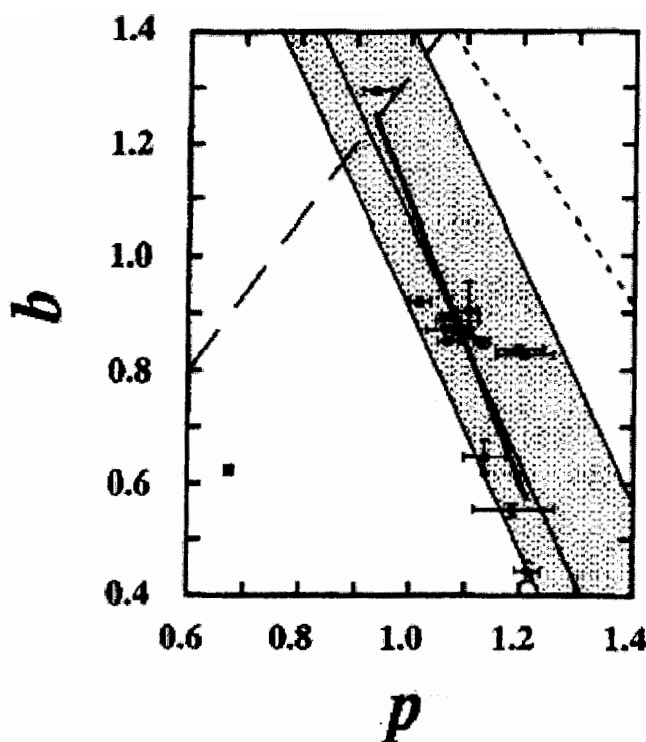
και τρεις διαφορετικές τιμές της παραμέτρου b για τρία διαφορετικά χρονικά διαστήματα. Ο Katsumata (1970) υπολόγισε τιμή της $b=1.27$ για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 4.0$ για την χρονική περίοδο από τον Αύγουστο του 1965 έως τον Δεκέμβριο του 1966 χωρίς να θέσει ανώτερο όριο στο μέγεθος.

Ο Motoya (1970), μελετώντας την μετασεισμική ακολουθία του σεισμού στο νησί Hokkaido τον Αύγουστο του 1969 με μέγεθος 7.8, υπολόγισε δύο τιμές της παραμέτρου b ($b=1.07$ για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.6$ και $b=1.44$ για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.1$).

Οι Tajima και Kanamori (1985) θεώρησαν ότι η χωρική κατανομή των μετασεισμών καθορίζει το τμήμα του ρήγματος το οποίο διαρρήχτηκε κατά τη διάρκεια του κύριου σεισμού, παρόλο που η ζώνη των μετασεισμών επεκτείνεται σε μεγαλύτερη περιοχή μετά από μια εβδομάδα από τη γένεση του κύριου σεισμού.

Ο Ogata (1989) με βάση την μελέτη του Omori (1894) για τον σεισμό του Nobi (1891) και την μελέτη του για τον σεισμό στο Tango (1927), κατέληξε στο συμπέρασμα ότι για τους ενδοπλακικούς σεισμούς ο τροποποιημένος νόμος του Omori ισχύει, όχι όμως και για σεισμούς που γίνονται στα όρια λιθοσφαιρικών πλακών, όπως ο σεισμός στο Tocachi (1952) και ο σεισμός στα νησιά Rat το 1965 ($M=8.7$) (Ogata and Shimazaki, 1984). Σε αυτήν την περίπτωση, ο τροποποιημένος νόμος του Omori επεκτάθηκε για να συμπεριλάβει και δευτερογενείς μετασεισμούς, σύμφωνα με το μοντέλο που πρότεινε ο Ogata (1989).

Πολλοί ερευνητές προσπάθησαν να συσχετίσουν τις παραμέτρους b και p . Έτσι ο Utsu (1961) παρουσίασε την σχέση $p=4b/3$. Οι Ohtsuka et al. (1985) παρουσίασαν την σχέση $b=3-1.5p$, ενώ οι Guo και Ogata (1995), αφού υπολόγισαν τις τιμές των παραμέτρων p , b για 33 κύριους σεισμούς απέδειξαν ότι υπάρχει θετική συσχέτιση μεταξύ p και b . Οι Nanjo et al. (1998) χρησιμοποιώντας 15 μετασεισμικές ακολουθίες κύριων σεισμών με μέγεθος $M \geq 5.2$ το χρονικό διάστημα 1931-1995 πρότειναν τη σχέση μεταξύ των παραμέτρων p και b , $b = (-2.45 \pm 0.53)p + (3.54 \pm 0.58)$ (σχ.1.4).



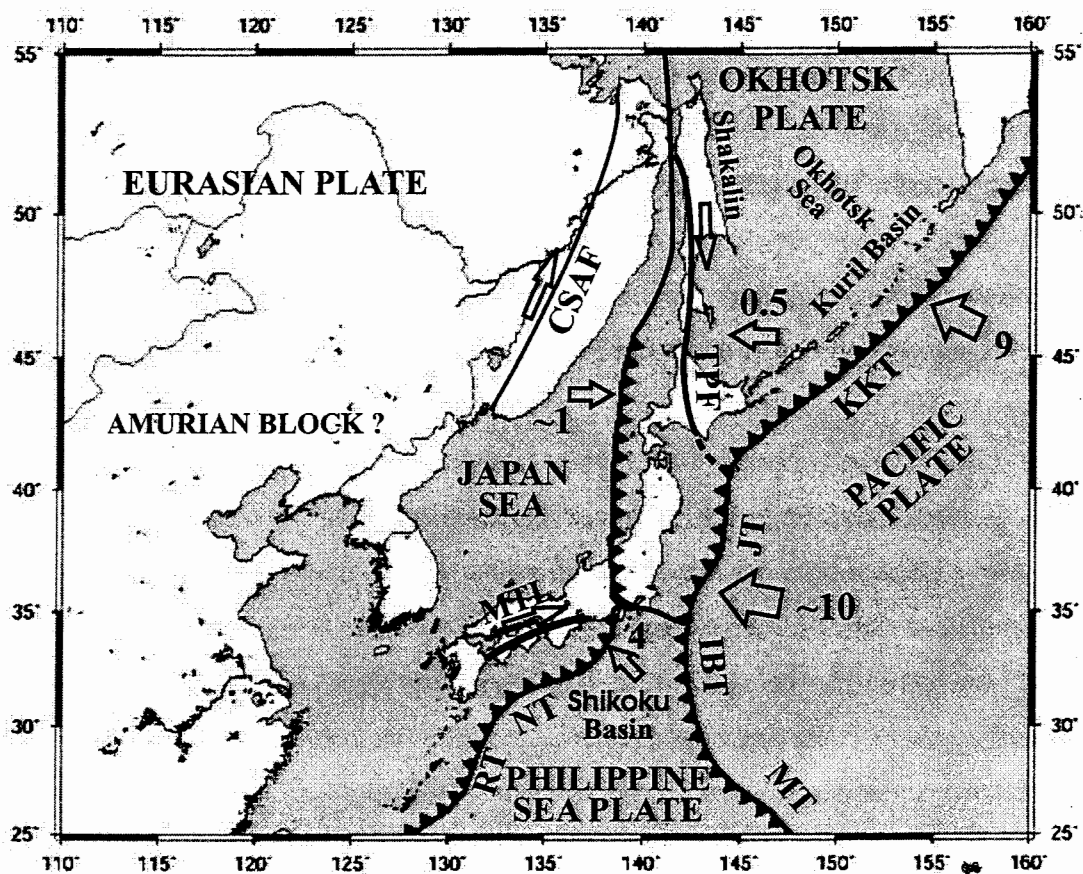
Σχ.1.4- Γραφική παράσταση της παραμέτρου p σε συνάρτηση με την παράμετρο b . Παρατηρείται αρνητική συσχέτιση μεταξύ των δύο παραμέτρων. (Nanjo et al. 1997).

1.3 Σεισμοτεκτονικό Περιβάλλον της Ιαπωνίας

Η θάλασσα της Ιαπωνίας είναι μία από τις πολλές λεκάνες πίσω από το τόξο της ζώνης κατάδυσης του Δυτικού Ειρηνικού (σχ.1.5). Δημιουργήθηκε στις αρχές του Μέσου Μειοκαίνου (Tamaki et al., 1992) οπότε και δημιουργήθηκαν τα νησιά της Ιαπωνίας. Πολλά από τα κύρια δομικά χαρακτηριστικά του Νησιωτικού τόξου της Ιαπωνίας, όπως είναι γνωστά σήμερα, σχηματίστηκαν ή άρχισαν να σχηματίζονται με τη δημιουργία της θάλασσας της Ιαπωνίας (Kimura 1967, Sugimura and Ueda 1973, Yoshikawa et al. 1981, Kimura et al. 1991).

Τα νησιά της Ιαπωνίας αποτελούνται από διάφορα νησιωτικά τόξα που αναπτύσσονται κατά μήκος του Ανατολικού ορίου της Ευρασιατικής πλάκας. Σε αυτά πραγματοποιούνται, κάτω από πολύπλοκες τεκτονικές διεργασίες, καταδύση της πλάκας του Ειρηνικού και της πλάκας των Φιλιππίνων, επαύξηση, επέκταση του πίσω τόξου και σύγκρουση τόξων, όπως του τόξου του Izu-Bonin με το τόξο της Ιαπωνίας στα νότια του νησιού Honshu (Iwasaki et al. 2002), και σύγκρουση του τόξου των νησιών Kuril με το τόξο της Ιαπωνίας στο νησί Hokkaido (Taira 2001), σχηματίζοντας τη ζώνη σύγκρουσης Hidaka (σχ.1.6). Τα κυριότερα νησιά της

Ιαπωνίας, δηλαδή το Hokkaido, το Honshu, το Shikoku και το Kyushu μπορούν να διαιρεθούν γεωλογικά σε δύο τόξα, αυτό της ΒΑ Ιαπωνίας και αυτό της ΝΔ Ιαπωνίας (σχήμα 1.6).



Σχ.1.5.- Τεκτονικά στοιχεία και κύρια γεωδυναμικά χαρακτηριστικά της Ιαπωνίας και της ευρύτερης περιοχής. Τάφροι: KKT = Kuril-Kamchatka, JT = Japan, IBT = Izu-Bonin, MT = Marianna, NT = Nankai Trough, RT = Ryuku. Ρήγματα: MTL = Median Tectonic Line, TPF = Tym-Poronaik fault, CSAF = central Sikhote-Alin fault. Οι αριθμοί δίπλα στα βέλη δείχνουν τις σχετικές ταχύτητες σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών σε cm/yr. (Τροποποιημένο από Ranken et al. 1984).

Στο ΒΑ Ιαπωνικό τόξο, το οποίο περιλαμβάνει το βόρειο τμήμα του νησιού Honshu και το δυτικό τμήμα του νησιού Hokkaido, πραγματοποιείται κατάδυση της λιθοσφαιρικής πλάκας του Ειρηνικού με ταχύτητα περίπου 10 cm/yr και γενική διεύθυνση περίπου $B70^{\circ}\Delta$. Η κλίση της καταδυόμενης λιθόσφαιρας είναι περίπου 10° για τα πρώτα 20 Km, 15° ως 25° στα βάθη 30-50 Km και περίπου 30° για μεγαλύτερα βάθη. Το βάθος της κατάδυσης είναι περίπου 50 Km κάτω από τις ακτές του

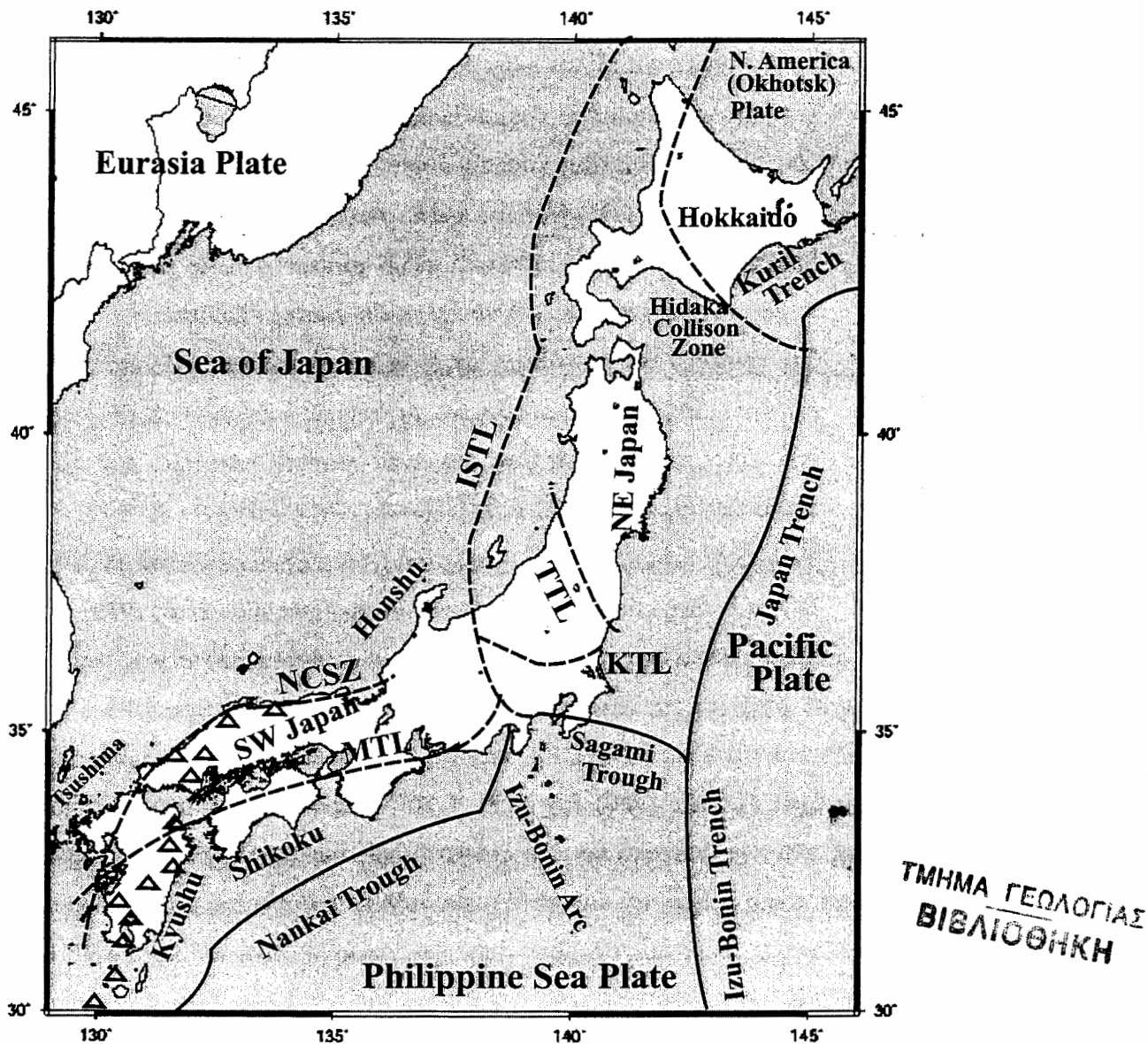
Ειρηνικού, περίπου 150 Km κάτω από τη θάλασσα της Ιαπωνίας και σχεδόν 100 Km κάτω από το ηφαιστειακό μέτωπο (Zhao et al., 1997) (σχ.1.6). Επιπρόσθετα, η Ευρασιατική πλάκα, ή ένα μικρό τμήμα της, η Αμούρια μικροπλάκα, καταδύεται κάτω από τη ΒΑ Ιαπωνία από τα Δυτικά με ταχύτητα περίπου 1 cm/yr (Tamaki and Honza 1985).

Στην ΒΑ Ιαπωνία κυριαρχεί ένα συμπίεστικό πεδίο τάσεων με διεύθυνση Α-Δ σχεδόν παράλληλα με τη διεύθυνση κίνησης του Ειρηνικού προς την Ευρασία (Fournier et al. 1994). Η ενεργή σμίκρυνση που παρατηρείται κατά μήκος του Ανατολικού ορίου της θάλασσας της Ιαπωνίας, καθιστώντας την ως ζώνη επιφανειακής σεισμικότητας (σχ.1.6) με μεγάλους σεισμούς ($M \geq 7.5$), αποτελεί απόδειξη συμπίεσης Α-Δ (Fukao and Furumoto 1975), που περιορίζεται από ρήγματα επώθησης (Tamaki and Honza 1985, Lallemand and Jolivet 1985). Αυτή η ενεργή παραμόρφωση ερμηνεύτηκε ως αρχική κατάδυση της νεώτερης θάλασσας της Ιαπωνίας κάτω από την ΒΑ Ιαπωνία (Nakamura, 1983). Η σεισμογενής ζώνη επεκτείνεται βορειότερα στην περιοχή του Shakalin όπου και παρατηρούνται σεισμοί, των οποίων οι μηχανισμοί γένεσης δείχνουν ότι οφείλονται σε ανάστροφα ρήγματα καθώς και σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Chapman and Solomon 1976, Savostin et al. 1983, Fournier et al. 1994). Σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται και στο δυτικό τμήμα της θάλασσας της Ιαπωνίας, στον πορθμό Tsushima (σχ.1.6) με σεισμούς που γίνονται σε δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που έχουν ΒΑ διεύθυνση (Jun 1990).

Στο νοτιότερο τμήμα της κεντρικής Honshu, η τάφος της Ιαπωνίας, η τάφος Nankai και η τάφος Izu-Bonin τέμνονται μεταξύ τους σχηματίζοντας ένα τριπλό σημείο και παράγοντας σύνθετες δομές. Το τόξο του Izu-Bonin στην πλάκα της θάλασσας των Φιλιππίνων συγκρούεται με το νησί Honshu στα νότια, προκαλώντας μεγάλη ηφαιστειακή και σεισμική δραστηριότητα. Αυτή η σύγκρουση είναι επίσης υπεύθυνη για το σχηματισμό των τεκτονικών γραμμών Itoigawa-Shizuoka και Kanto (σχ. 1.6). Η τελευταία θεωρείται ότι χωρίζει την ΝΔ Ιαπωνία από την ΒΑ (Iwasaki et al. 2002).

Κινηματικά δεδομένα υποδεικνύουν ότι η διεύθυνση κίνησης της σύγκλισης μεταξύ της πλάκας των Φιλιππίνων και της ΝΔ Ιαπωνίας στη τάφο Nankai έχει διεύθυνση $B51^\circ\Delta$ και ταχύτητα 4.6 cm/yr (Seno et al., 1993) (σχήμα 1.5) ενώ η ζώνη κατάδυσης εκτείνεται σε μια γενική διεύθυνση $B20^\circ\Delta$. Γεωδαιτικά δεδομένα

υποδεικνύουν διεύθυνση κίνησης από B56°Δ (Shen-Tu et al., 1995) ως B71°Δ (Hashimoto and Jackson, 1993).



Σχ.1.6.- Τεκτονικός χάρτης της Ιαπωνίας. TTL = τεκτονική γραμμή Tanagura, KTL = τεκτονική γραμμή Kanto, ISTL = τεκτονική γραμμή Itoigawa-Shizuoka, NCSZ = ζώνη διάρρηξης Βόρειας Chugoku. Τα τρίγωνα παριστάνουν το ενεργό ηφαιστειακό τόξο. (Τροποποιημένο από Iwasaki et al. 2002)

Προσπάθειες για τη χαρτογράφηση ενεργών ρηγμάτων του νησιωτικού τόξου της Ιαπωνίας με διάφορες μεθόδους γίνονται τα τελευταία 30 χρόνια. Η τελική συλογή χαρτών δημοσιεύτηκε από την ερευνητική ομάδα για τα ενεργά ρήγματα της

Ιαπωνίας του πανεπιστημίου του Tokyo (1991). Τα πιο σημαντικά στοιχεία αυτών των μελετών δίνονται παρακάτω:

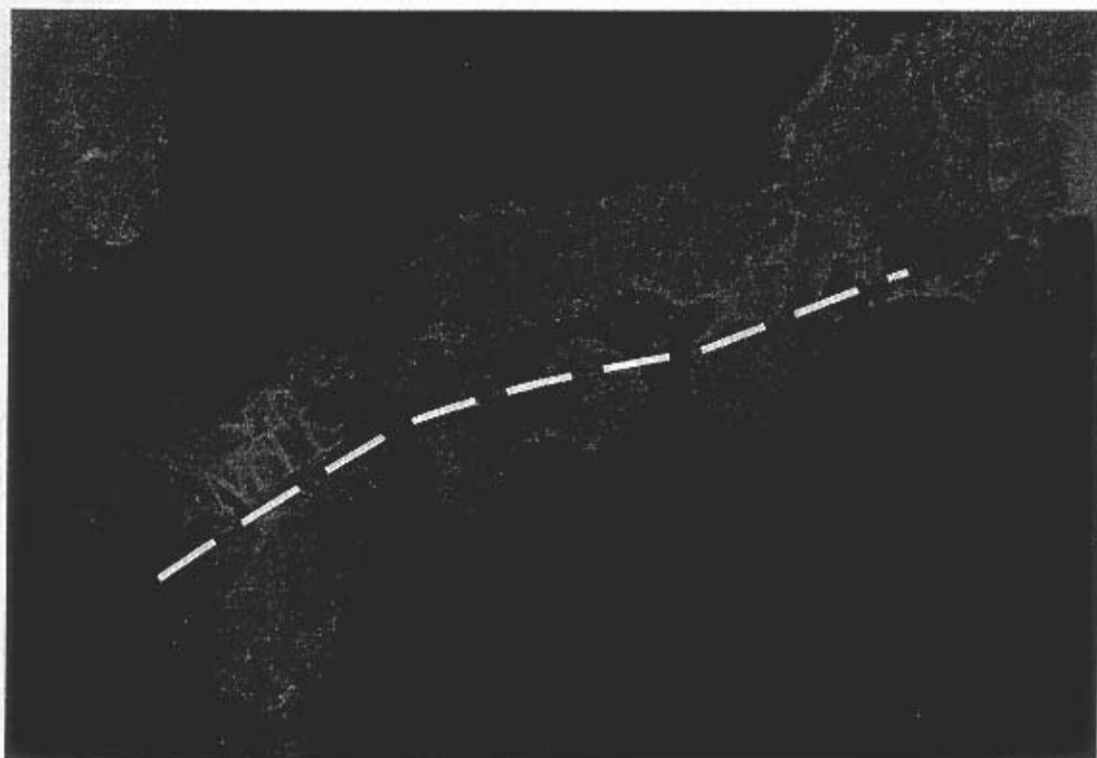
- Στο νησί Hokkaido, ένα σημαντικό σύστημα ρηγμάτων βρίσκεται κατά μήκος της οροσειράς Hidaka. Αυτό το ενεργό σύστημα ρηγμάτων είναι τμήμα της ζώνης σύγκρουσης Hidaka.
- Στο δυτικό τμήμα του νησιού Hokkaido και στο βορειοανατολικό τμήμα του νησιού Honshu παρατηρούνται ανάστροφα ρήγματα με γενική διεύθυνση B-N, γεγονός το οποίο υποδεικνύει ότι αυτές οι περιοχές βρίσκονται σε ένα συμπίεστικό πεδίο τάσεων A-Δ. Η παρατήρηση αυτή συμφωνεί με τα γεωδαιτικά και τα σεισμολογικά δεδομένα.
- Στο κεντρικό και στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού Honshu κυριαρχούν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Προς τα νότια τα ρήγματα αυτά περιορίζονται από την ενδιάμεση τεκτονική γραμμή (MTL) (σχ. 1.7).
- Το δυτικό τμήμα της MTL συνδέεται με μια ζώνη εφελκυσμού διεύθυνσης B-N στο κεντρικό τμήμα του νησιού Kyushu (Okamura et al. 1992)

Η ενδιάμεση τεκτονική γραμμή (MTL), το μεγαλύτερο, πιο ενεργό και ένα από τα πιο παλιά ρήγματα της ΝΔ Ιαπωνίας, εκτείνεται από την κεντρική Ιαπωνία ως το δυτικό Kyushu και είναι ενεργό ως δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης τα τελευταία 5Ma (Okada 1980) (σχ. 1.7). Η MTL είναι ενεργή μόνο στο κεντρικό τμήμα της στο νησί Shikoku και στο δυτικό τμήμα της χερσονήσου Kii (σχήμα 1.7), ενώ στο κεντρικό τμήμα του νησιού Kyushu η MTL αποτελείται από διάφορα μικρά, ΑΒΑ διεύθυνσης, κανονικά ρήγματα στην ηφαιστειακή ζώνη του κεντρικού Kyushu (σχ.1.7) (Altis 1999).

Η προέλευση της MTL, ως δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης αποδίδεται στη κατάδυση της πλάκας της θάλασσας των Φιλιππίνων κάτω από την τάφρο Nankai. Σύμφωνα με τους Okada (1980), Ichikawa (1980) και Sangawa (1986), η MTL ήταν ένα ανάστροφο ρήγμα στις αρχές του Τεταρτογενούς και κατέληξε σε δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης κατά τη διάρκεια του δεύτερου μισού του Τεταρτογενούς.

Σύγχρονες μελέτες με GPS υποδεικνύουν επίσης σύγχρονη ολίσθηση κατά μήκος της MTL (Itoh et al., 1998a, Le Pishon et al., 1998, Ozawa et al., 1999). Παρ'όλα αυτά, τα τελευταία 1000 χρόνια, στο τμήμα της MTL στο Shikoku παρατηρείται πολύ

μικρή σεισμικότητα (Research Group for Active Faults in Japan, 1980, Tsutsumi et al., 1991). Σε αντίθεση με τη MTL, το δυτικό τμήμα του νησιού Honshu υπήρξε σεισμικά ενεργό (Wesnouski et al., 1982, Oike and Huzita, 1988, Shen-Tu et al., 1995).



Σχ.1.7.- Δορυφορική εικόνα όπου φαίνεται η ενδιάμεση τεκτονική γραμμή (MTL) στη ΝΔ Ιαπωνία.

Κεφάλαιο 2

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

2.1 Καθορισμός Σεισμών Σεισμικών Ακολουθιών

Όπως έχει αναφερθεί στο προηγούμενο κεφάλαιο, μια σεισμική ακολουθία ορίζεται ως μια ομάδα σεισμών, των οποίων τα επίκεντρα βρίσκονται σε σχετικά κοντινές αποστάσεις και γίνονται κατά τη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος, ενώ ταυτόχρονα παρουσιάζουν συχνότητα γένεσης σημαντικά μεγαλύτερη της κανονικής για την περιοχή στην οποία γίνονται. Στις περισσότερες περιπτώσεις ένας σεισμός της σεισμικής ακολουθίας έχει σημαντικά μεγαλύτερο μέγεθος από τους υπόλοιπους, οπότε ο σεισμός αυτός καλείται κύριος σεισμός. Στις περιπτώσεις στις οποίες δεν υπάρχει τέτοιος σεισμός, οι Jones και Molnar (1979) θεώρησαν, μελετώντας 92 σεισμικές ακολουθίες οι οποίες έγιναν σε όλο το κόσμο το χρονικό διάστημα 1911-1973, ότι η διαφορά του μεγέθους του κύριου σεισμού από το μέγεθος του μέγιστου μετασεισμού του, πρέπει να είναι τουλάχιστον 0.2. Οι σεισμοί οι οποίοι γίνονται πριν τον κύριο σεισμό ονομάζονται προσεισμοί και αυτοί που γίνονται μετά τον κύριο, μετασεισμοί. Ο χώρος, μέσα στον οποίο βρίσκονται τα επίκεντρα των σεισμών της ακολουθίας, καθώς και ο χρόνος γένεσής τους σε σχέση με τον κύριο σεισμό, εξαρτώνται από το μέγεθος του κύριου σεισμού.

Η αναγνώριση λοιπόν ενός σεισμού, που βρίσκεται σε ένα κατάλογο σεισμών, ως κύριου σεισμού, αποτελεί το πρώτο βήμα για τη δημιουργία μιας σεισμικής ακολουθίας, ενώ στη συνέχεια είναι απαραίτητη η ανεύρεση όλων των σεισμών της ακολουθίας, με βάση τη χωρική και χρονική εγγύτητά τους σε σχέση με το επίκεντρο, το μέγεθος και το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού.

Η πιο απλή εφαρμογή της διαδικασίας που προαναφέρθηκε, απαιτεί τη χρησιμοποίηση χωροχρονικών διαστημάτων, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$t \leq T_0 \pm \Delta_t, \quad d_{km} \leq D \quad (2.1)$$

Στη σχέση (2.1), η παράμετρος T_0 είναι ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού, ενώ η παράμετρος Δ_t είναι ο χρόνος μέσα στον οποίο αναζητούνται οι προσεισμοί ($T_0 - \Delta_t$) και οι μετασεισμοί ($T_0 + \Delta_t$). Η παράμετρος, D , είναι η μέγιστη απόσταση από το επίκεντρο του κύριου σεισμού μέσα στην οποία αναζητούνται οι σεισμοί της ακολουθίας, η οποία και εξαρτάται από το μέγεθος του κύριου σεισμού. Για τη σωστή εφαρμογή αυτής της μεθόδου και για την εξαγωγή αξιόπιστων αποτελεσμάτων και

επομένως ασφαλών συμπερασμάτων, είναι απαραίτητο τα μεγέθη να είναι μεγαλύτερα από μια ελάχιστη τιμή, ώστε να επιτευχθεί πληρότητα των δεδομένων (Knapoff et al. 1982). Απαραίτητο είναι επίσης, οι σεισμοί οι οποίοι συνθέτουν μια σεισμική ακολουθία, η οποία έχει δημιουργηθεί με την προαναφερθείσα διαδικασία, να αφαιρούνται από τον κατάλογο των σεισμών που χρησιμοποιήθηκε, καθώς στην αντίθετη περίπτωση είναι δυνατόν να θεωρηθούν ως μέλη και μιας άλλης ακολουθίας (Knapoff et al. 1982). Η μέθοδος αυτή, παρά το πλεονέκτημα που έχει να μπορεί να εφαρμοστεί για επεξεργασία μεγάλου όγκου δεδομένων, έχει το μειονέκτημα ότι δεν λαμβάνει υπόψη της χαρακτηριστικά ορισμένων σεισμικών ακολουθιών, όπως αυτό της μετανάστευσης των επικέντρων των σεισμών των σεισμικών ακολουθιών (Molchan and Dmitrieva 1992).

Μια εξελιγμένη μέθοδος της προηγούμενης διαδικασίας, είναι η μέθοδος η οποία βασίζεται στη σύγκριση του επικέντρου και του χρόνου γένεσης ενός σεισμού, ο οποίος βρίσκεται σε ένα κατάλογο σεισμών, με τα επίκεντρα και τους χρόνους γένεσης του προηγούμενου και του επόμενου σεισμού και η οποία προτάθηκε από τους Frohlich και Davis (1990) και Davis και Frohlich (1991). Η σύγκριση αυτή γίνεται με βάση ένα δείκτη, d_{ST} , ο οποίος καλείται δείκτης χωροχρονικής εγγύτητας και ο οποίος προσδιορίζεται με βάση τη παρακάτω σχέση:

$$d_{ST} = \sqrt{(d^2 + C^2 T^2)} \quad (2.2)$$

όπου d , είναι η απόσταση των επικέντρων δύο διαδοχικών σεισμών σε km, T , είναι η διαφορά των χρόνων γένεσής τους σε ημέρες, ενώ C , είναι μια παράμετρος που συνδέει την απόσταση με το χρόνο και η οποία έχει συνήθως τιμή ίση με 1km/ημέρα. Στην περίπτωση όπου ο δείκτης d_{ST} , έχει τιμή μικρότερη ή ίση με τη τιμή της παραμέτρου d , οι δύο σεισμοί ανήκουν στην ίδια ακολουθία, ενώ στην αντίθετη περίπτωση, είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους. Το μειονέκτημα αυτής της μεθόδου, λοιπόν, είναι η επιλογή κατάλληλης τιμής της παραμέτρου d . Όταν η παράμετρος αυτή είναι μεγάλη, τότε και ο δείκτης d_{ST} , είναι μεγάλος, τότε είναι δυνατόν να θεωρηθούν μέλη μιας σεισμικής ακολουθίας σεισμοί οι οποίοι είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους. Στην αντίθετη περίπτωση, όταν δηλαδή η παράμετρος d , είναι μικρή τότε είναι δυνατόν να αποκλειστούν από την ακολουθία σεισμοί οι οποίοι δεν είναι ανεξάρτητοι από τον κύριο σεισμό, όπως συμβαίνει στις περιπτώσεις των μετασεισμών μεγάλων σεισμών, οι οποίοι προκαλούνται από διάρρηξη μεγάλων ρηγμάτων. Και στις δύο περιπτώσεις, το τελικό αποτέλεσμα είναι η δημιουργία μιας

σεισμικής ακολουθίας η οποία είναι ανακριβής, η μελέτη της οποίας και τα αποτελέσματα τα οποία θα προκύψουν δεν θα μπορούν σε καμιά περίπτωση να θεωρηθούν ασφαλή.

2.2 Κατάλογος Σεισμικών Ακολουθιών της Περιόδου 1977-1998

2.2.1 Δεδομένα Παρατήρησης

Ο κατάλογος σεισμών που χρησιμοποιήθηκε στο πλαίσιο της εκπόνησης της παρούσας διατριβής με στόχο τη δημιουργία καταλόγου σεισμικών ακολουθιών, αφορά τις εστιακές περαμέτρους όλων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή που ορίζεται από τους παραλλήλους 10°B - 60°B και τους μεσημβρινούς 110°A - 180°A , στο χρονικό διάστημα από 10.1.1926 έως 31.12.1998.

Ο κατάλογος αυτός των σεισμών λήφθηκε από τη Μετεωρολογική Υπηρεσία της Ιαπωνίας (JMA) και περιέχει πληροφορίες για 401.147 σεισμούς. Για κάθε σεισμό δίνεται ο χρόνος γένεσης, οι συντεταγμένες του epicέντρου (βόρειο γεωγραφικό πλάτος, ανατολικό γεωγραφικό μήκος), το εστιακό βάθος και το μέγεθος. Ο κατάλογος αυτός αποτέλεσε τη βάση δεδομένων για τη δημιουργία του καταλόγου των σεισμικών ακολουθιών.



2.2.2 Δημιουργία του Καταλόγου των Σεισμικών Ακολουθιών

Για τη δημιουργία του καταλόγου των σεισμικών ακολουθιών επιφανειακών κύριων σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή της Ιαπωνίας κατά το χρονικό διάστημα 1977-1998 έγιναν οι παρακάτω ενέργειες:

α) Βρέθηκαν, από τον κατάλογο των δεδομένων παρατήρησης, τα στοιχεία όλων των επιφανειακών κύριων σεισμών που έγιναν στην περιοχή με μέγεθος $M \geq 6.0$. Από τον κατάλογο των σεισμών αυτών διαγράφηκαν αυτοί που ήταν προφανώς προσεισμοί και μετασεισμοί άλλων, μεγαλύτερων, σεισμών και σχηματίστηκε τελικά ο κατάλογος των κύριων σεισμών. Ο κατάλογος αυτός θα συγκριθεί με τον κατάλογο κύριων σεισμών που θα προκύψει από την αυτοματοποιημένη διαδικασία που περιγράφεται παρακάτω.

β) Καθορίστηκαν τα κριτήρια επιλογής προσεισμών και μετασεισμών των κύριων σεισμών του προηγούμενου καταλόγου με βάση γνωστές σχέσεις που έχουν

προσδιορισθεί και αφορούν τη διάρκεια της ακολουθίας και τις διαστάσεις των σεισμογόνων χώρων. Συγκεκριμένα, οι Παπαζάχος και Παπαζάχου (1989) χρησιμοποιώντας ακριβή στοιχεία της περιόδου 1968-1982 διαπίστωσαν ότι η ολική διάρκεια, $T_{ολ}$, σε ημέρες, μιας μετασεισμικής ακολουθίας στον Ελληνικό χώρο σε συνάρτηση με το μέγεθος, M , του κύριου σεισμού δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$\log T_{ολ} = -2.08 + 0.66M \quad (2.3)$$

Στην παρούσα εργασία ως αρχική διάρκεια t_a σε ημέρες, της μετασεισμικής ακολουθίας, λήφθηκε το χρονικό διάστημα που προκύπτει από την εφαρμογή της σχέσης (2.3), ενώ ως αρχική διάρκεια, t_b , προσεισμικής ακολουθίας θεωρήθηκε το χρονικό διάστημα 30 ημερών.

Χρησιμοποιήθηκε η παρακάτω σχέση μεταξύ του μήκους του ρήγματος, L , σε Km, και του μεγέθους, M , του κύριου σεισμού (Καρακαϊσης, προσ.επικοινωνία):

$$\log L = 0.36 + 0.19M \quad (2.4)$$

Στην παρούσα διατριβή, ως ακτίνα κύκλου μέσα στον οποίο αναζητούνται οι προσεισμοί και οι μετασεισμοί ορισμένου κύριου σεισμού με μέγεθος M , θεωρήθηκε ακτίνα, R μήκους $2L$ σε Km.

Στο πρόγραμμα H/Y που εκπονήθηκε (Καρακαϊσης, προσ.επικοινωνία), το αρχείο εισόδου ήταν ο κατάλογος των δεδομένων παρατήρησης. Στο πρόγραμμα αυτό, ζητείται από τον χρήστη το ελάχιστο μέγεθος σεισμού, M_{min} , που θα θεωρηθεί ως κύριος σεισμός. Στη συνέχεια σχηματίζεται πίνακας με όλους τους σεισμούς με μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα του M_{min} , τα οποία βαίνουν σε φθίνουσα σειρά, από τα μεγαλύτερα προς τα μικρότερα μεγέθη. Για τον πρώτο κύριο σεισμό του πίνακα αυτού σχηματίζεται σεισμική ακολουθία με τον ακόλουθο τρόπο: πρώτα βρίσκονται οι σεισμοί που έγιναν ως 30 ημέρες πριν από τον κύριο σεισμό σε απόσταση που καθορίζεται από τη σχέση (2.4) και στη συνέχεια βρίσκονται οι σεισμοί οι οποίοι έγιναν μετά τον κύριο σεισμό σε χρόνο και απόσταση που καθορίζονται από τις σχέσεις (2.3) και (2.4). Οι σεισμοί που αποτελούν τη σεισμική ακολουθία αυτού του κύριου σεισμού διαγράφονται από τον αρχικό κατάλογο σεισμών και έπειτα ακολουθείται η ίδια διαδικασία για το δεύτερο σεισμό του πίνακα κύριων σεισμών, κ.ο.κ. Από την ολοκλήρωση αυτής της διαδικασίας προκύπτουν οι παρακάτω δύο κατάλογοι: ο πρώτος κατάλογος περιέχει τις σεισμικές ακολουθίες (προσεισμοί, κύριος σεισμός, μετασεισμοί) και ο δεύτερος κατάλογος περιέχει σεισμούς που είναι ανεξάρτητοι χωρικά και χρονικά μεταξύ τους, δηλαδή, αποτελείται από τους κύριους

σεισμούς του προηγούμενου καταλόγου και από όσους σεισμούς του αρχικού καταλόγου που δεν ανήκουν σε σεισμικές ακολουθίες.

Από τη σύγκριση των κύριων σεισμών του καταλόγου των σεισμικών ακολουθιών με τον κατάλογο των σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$, που αναφέρθηκε παραπάνω, δεν προέκυψαν σημαντικές διαφορές στον αριθμό τους.

Για κάθε σεισμική ακολουθία έγινε μελέτη της κατανομής των μεγεθών των μετασεισμών έτσι ώστε να υπολογισθεί το ελάχιστο μέγεθος πάνω από το οποίο τα δεδομένα είναι πλήρη, καθώς και χαρτογράφηση των epicέντρων τους. Αφού διαγράφονταν οι σεισμοί με μεγέθη μικρότερα του μεγέθους πληρότητας, σχηματιζόταν η τελική σεισμική ακολουθία. Με τον τρόπο αυτό δημιουργήθηκε ο κατάλογος των σεισμικών ακολουθιών 120 επιφανειακών κύριων σεισμών, ο οποίος δίνεται στο cd που συνοδεύει τη διατριβή. Ο κατάλογος αυτός δίνει πληροφορίες για όλες τις βασικές εστιακές παραμέτρους των σεισμών κάθε σεισμικής ακολουθίας, δηλαδή, τους χρόνους γένεσης τους, τα μεγέθη τους τις συντεταγμένες των epicέντρων τους και τα εστιακά τους βάθη.

Στον πίνακα (2.1) δίνονται πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους των επιφανειακών κύριων σεισμών, με μέγεθος $M \geq 6.0$, των σεισμικών ακολουθιών που προσδιορίστηκαν στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, οι οποίοι έγιναν στο χρονικό διάστημα 1977-1998 στην ευρύτερη περιοχή της Ιαπωνίας. Συγκεκριμένα, μετά την πρώτη στήλη με τον αύξοντα αριθμό του σεισμού, δίνεται ο χρόνος γένεσης του σεισμού (έτος, μήνας/μέρα, ώρα/λεπτά), το γεωγραφικό πλάτος και το γεωγραφικό μήκος του epicέντρου του και το μέγεθος του.

Πίνακας 2.1. Οι βασικές εστιακές παράμετροι των επιφανειακών κύριων σεισμών που έγιναν στην Ιαπωνία και τις γύρω περιοχές το χρονικό διάστημα 1977-1998, με μέγεθος $M \geq 6.0$. Για κάθε κύριο σεισμό δίνεται ο αύξων αριθμός του, ο χρόνος γένεσής του (έτος, μήνας/ημέρα, ώρα/λεπτα), το γεωγραφικό πλάτος και το γεωγραφικό μήκος του epicέντρου του και το μέγεθός του (M_w).

A/A	Χρόνος	ΜΜΗΗ	ΩΩΛΛ	Γεωγραφικό πλάτος (B)	Γεωγραφικό μήκος (A)	M_w
1	1977	1221	10:00	25.883	143.450	6.0
2	1978	0114	12:24	34.767	139.250	7.0
3	1978	0220	13:36	38.750	142.200	6.7
4	1978	0325	04:47	44.333	149.817	7.3
5	1978	0407	08:29	35.050	141.367	6.1

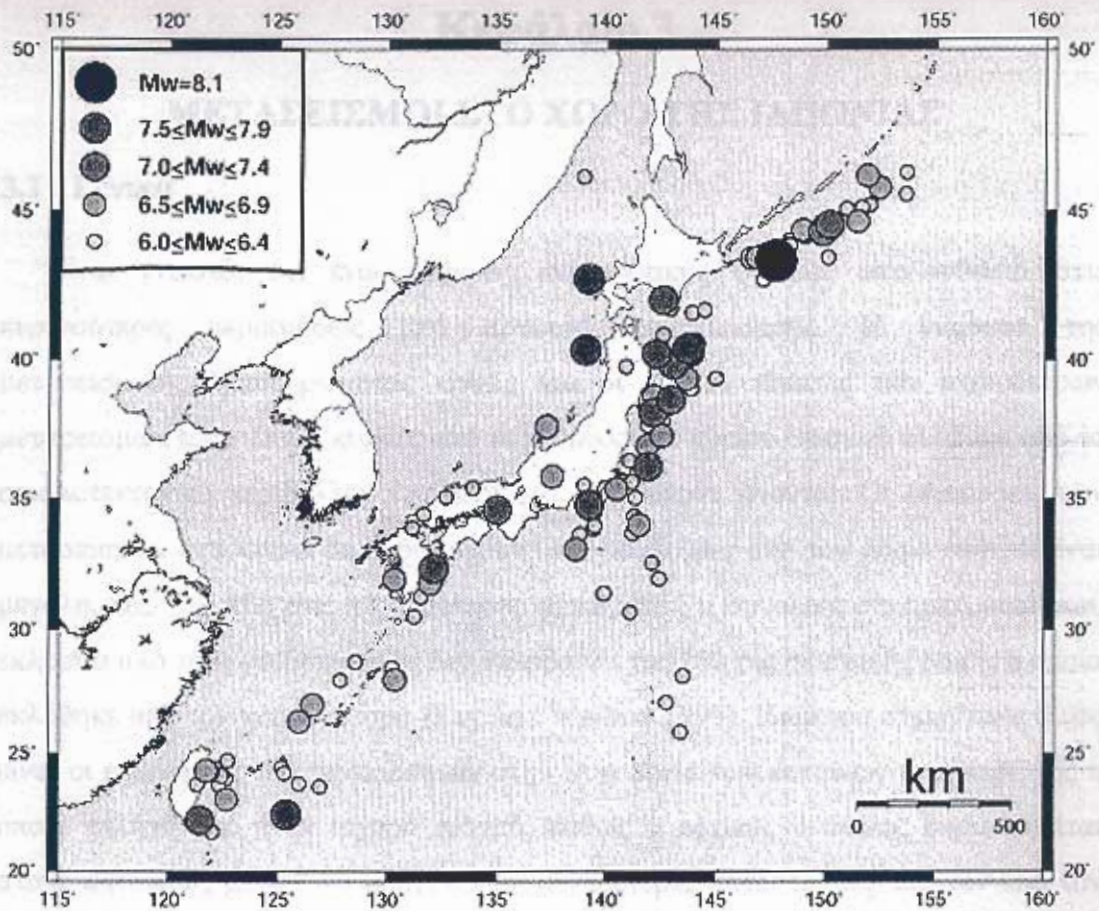
6	1978	0604	05:03	35.083	132.700	6.1
7	1978	0612	17:14	38.150	142.167	7.4
8	1978	0723	23:42	22.183	121.450	7.1
9	1978	0911	16:40	24.417	125.200	6.0
10	1978	1223	20:23	23.067	122.683	6.9
11	1979	0220	15:32	40.217	143.867	6.5
12	1980	0113	00:57	41.633	143.883	6.1
13	1980	0223	14:51	43.450	146.550	6.8
14	1980	0303	08:28	27.000	126.617	6.7
15	1980	0629	16:20	34.917	139.233	6.7
16	1980	1212	08:10	32.383	131.917	6.0
17	1980	1220	08:32	30.683	141.150	6.1
18	1981	0119	03:17	38.600	142.967	7.0
19	1981	0430	23:41	43.483	150.067	6.0
20	1981	0903	14:35	43.467	146.817	6.5
21	1981	1015	10:47	40.267	142.467	6.0
22	1981	1202	15:24	40.883	142.600	6.2
23	1981	1212	13:52	23.733	126.017	6.3
24	1982	0102	03:51	27.083	142.817	6.3
25	1982	0221	04:18	33.717	141.233	6.4
26	1982	0321	11:32	42.067	142.600	7.1
27	1982	0601	05:13	38.683	142.333	6.2
28	1982	0630	10:57	44.667	151.400	6.9
29	1982	0723	23:23	36.183	141.950	7.0
30	1982	0903	10:31	44.033	148.300	6.2
31	1982	1217	11:43	24.700	122.717	6.1
32	1982	1228	15:37	33.867	139.450	6.4
33	1983	0310	09:27	43.708	147.143	6.0
34	1983	0526	11:59	40.355	139.077	7.7
35	1983	0624	18:06	23.943	122.672	6.3
36	1983	0808	12:47	35.518	139.025	6.0
37	1983	0922	04:20	23.672	122.343	6.4
38	1983	1003	22:33	34.002	139.513	6.2
39	1983	1031	01:51	35.413	133.927	6.2
40	1983	1120	09:44	43.897	148.233	6.1
41	1983	1130	11:56	41.760	142.918	6.0
42	1984	0105	07:40	45.197	151.947	6.0
43	1984	0324	18:43	44.385	148.905	6.8
44	1984	0527	12:39	28.733	128.593	6.1
45	1984	0807	04:06	32.380	132.155	7.1
46	1984	0914	08:48	35.822	137.560	6.8
47	1984	0919	02:02	34.052	141.552	6.6
48	1984	1218	08:56	44.317	149.610	6.0
49	1985	0613	02:22	24.150	122.447	6.0
50	1985	0812	12:49	37.702	141.895	6.4
51	1986	0212	11:59	36.417	141.083	6.1
52	1986	0302	16:09	38.470	142.315	6.0
53	1986	0324	11:01	28.508	130.263	6.1

54	1986	0416	21:52	43.598	147.512	6.2
55	1986	0521	14:47	43.880	148.327	6.2
56	1986	0726	08:41	26.318	126.015	6.5
57	1986	1122	09:41	34.547	139.525	6.0
58	1986	1201	05:15	38.872	142.140	6.0
59	1987	0206	22:16	36.962	141.897	6.7
60	1987	0318	12:36	31.970	132.063	6.6
61	1987	1217	11: 08	35.372	140.497	6.7
62	1988	0707	00:54	41.735	144.457	6.2
63	1989	0109	22:42	46.247	153.632	6.4
64	1989	0113	04:47	45.553	153.577	6.0
65	1989	0301	11:42	44.165	149.018	6.0
66	1989	0306	23:39	35.693	140.713	6.0
67	1989	0822	08:12	24.350	122.205	6.0
68	1989	1102	03:25	39.855	143.057	7.1
69	1989	1222	01:49	44.413	149.958	6.0
70	1990	0220	15:53	34.760	139.233	6.5
71	1990	0401	04:31	42.750	147.112	6.0
72	1990	0601	10:22	35.642	140.730	6.0
73	1990	0616	13:53	27.993	127.893	6.1
74	1990	0717	04:14	24.165	122.175	6.1
75	1990	0924	06:13	33.103	138.633	6.6
76	1990	1001	04:05	24.185	125.327	6.1
77	1990	1113	11:35	46.092	138.958	6.1
78	1991	0326	12:58	21.698	122.037	6.4
79	1991	0507	22:09	39.372	144.970	6.0
80	1991	0903	17:44	33.683	138.832	6.3
81	1991	1028	10:09	33.920	131.167	6.0
82	1991	1215	19:16	45.133	151.585	6.1
83	1991	1222	17:43	45.752	152.395	6.8
84	1992	0420	03:32	23.687	121.332	6.0
85	1992	0710	18:31	44.598	150.007	6.4
86	1992	0718	17:36	39.368	143.677	6.9
87	1992	0812	00:14	32.585	142.130	6.1
88	1992	0928	23:06	24.055	122.460	6.0
89	1992	1207	11:11	43.620	147.148	6.1
90	1993	0207	22:27	37.653	137.300	6.6
91	1993	0712	22:17	42.780	139.183	7.8
92	1994	0408	10:10	40.568	143.957	6.5
93	1994	0411	08:45	23.612	126.957	6.2
94	1994	0430	12:28	31.287	131.577	6.0
95	1994	0605	10:09	24.280	121.742	6.7
96	1994	0814	18:06	38.677	142.388	6.0
97	1994	0816	19:09	37.830	142.597	6.0
98	1994	0818	13:42	45.080	150.880	6.4
99	1994	0820	13:38	44.627	149.738	6.1
100	1994	1004	22:22	43.372	147.678	8.1
101	1994	1228	21:19	40.427	143.748	7.5

102	1995	0110	03:00	35.934	141.431	6.1
103	1995	0117	05:46	34.595	135.038	7.2
104	1995	0418	08:28	46.131	151.839	6.9
105	1995	1018	19:37	28.029	130.383	6.6
106	1995	1204	03:01	44.557	150.134	7.2
107	1996	0217	00:22	37.306	142.551	6.5
108	1996	0305	23:52	24.198	122.032	6.4
109	1996	0905	03:15	31.412	139.943	6.1
110	1996	0911	11:37	35.636	141.220	6.4
111	1996	1018	19:50	30.532	131.269	6.2
112	1996	1019	23:44	31.795	131.992	6.6
113	1996	1107	05:01	28.169	143.555	6.3
114	1996	1120	11:27	34.359	141.314	6.0
115	1997	0326	17:31	31.969	130.361	6.5
116	1997	0625	18:50	34.438	131.669	6.3
117	1997	0930	15:27	31.983	142.450	6.1
118	1998	0504	08:30	22.422	125.417	7.6
119	1998	0531	03:18	38.994	143.896	6.3
120	1998	0903	16:58	39.796	140.910	6.1

Τα επίκεντρα των επιφανειακών κύριων σεισμών, των οποίων οι βασικοί παράμετροι δίνονται στον Πίνακα (2.1), φαίνονται στο χάρτη του σχήματος (2.1). Χρησιμοποιούνται κύκλοι πέντε διαφορετικών μεγεθών και αποχρώσεων για τα διαφορετικά διαστήματα μεγεθών κύριων σεισμών..

Παρατηρείται, ότι στο εξεταζόμενο χρονικό διάστημα οι σεισμοί έγιναν κυρίως κατά μήκος της τάφρου Kuril, της τάφρου της Ιαπωνίας, της τάφρου Izu-Bonin και της τάφρου Nankai καθώς και στην θάλασσα της Ιαπωνίας. Ο μεγαλύτερος σεισμός έγινε στην θαλάσσια περιοχή νοτιοδυτικά του Toho-Oki στο νησί Hokkaido (1994, $M_w=8.1$) κοντά στην τάφρο Kuril.



Σχ. 2.1.- Επίκεντρα των επιφανειακών κύριων σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή της Ιαπωνίας στο χρονικό διάστημα 1977-1998. Τα πέντε διαφορετικά είδη κύκλων που χρησιμοποιούνται, αντιστοιχούν σε πέντε διαστήματα μεγεθών, σύμφωνα με το υπόμνημα.

Κεφάλαιο 3

ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΙΑΠΩΝΙΑΣ

3.1 Γενικά

Είναι γνωστό, ότι ένας ισχυρός επιφανειακός σεισμός ακολουθείται στις περισσότερες περιπτώσεις από αρκετούς μετασεισμούς. Η διάρκεια της μετασεισμικής δραστηριότητας καθώς και οι χρόνοι γένεσης των ισχυρότερων μετασεισμών εξαρτώνται κυρίως από το μέγεθος του κύριου σεισμού αλλά και από το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής στην οποία γίνονται. Οι επιπτώσεις των μετασεισμών στα κτίρια τα οποία έχουν υποστεί βλάβες από τον κύριο σεισμό είναι μεγάλη, παρ'όλο που στις περισσότερες περιπτώσεις η συνολική σεισμική ροπή που εκλύεται από τους μετασεισμούς δεν υπερβαίνει το 10% της σεισμικής ροπής η οποία εκλύθηκε από τον κύριο σεισμό (Lay and Wallace 1995). Ιδιαίτερα σημαντικές όμως είναι οι επιπτώσεις των μετασεισμών στην ψυχολογία των κατοίκων μιας περιοχής η οποία επλήγη από έναν ισχυρό σεισμό, καθώς ο πανικός ο οποίος δημιουργείται στους κατοίκους μπορεί να οδηγήσει σε μεγαλύτερες καταστροφές από τον ίδιο τον σεισμό. Για παράδειγμα, μετά τον καταστροφικό σεισμό στο Izmit της Τουρκίας (1999, $M=7.4$), 9 άνθρωποι σκοτώθηκαν και πάνω από 420 τραυματίστηκαν, οι περισσότεροι στην προσπάθειά τους να διαφύγουν από κτίρια, ύστερα από τη γένεση ενός ισχυρού μετασεισμού ($M=5.8$) ο οποίος έγινε μερικές μέρες μετά τον κύριο σεισμό. Για το λόγο αυτό, είναι σημαντική η δυνατότητα της εκτίμησης της εξέλιξης μιας μετασεισμικής ακολουθίας. Η εκτίμηση αυτή μπορεί να συμβάλει στην λήψη μέτρων προστασίας του πληθυσμού.

Παρ'όλο που η επιστημονική γνώση που υπάρχει σήμερα δεν μπορεί να δώσει ολοκληρωμένες απαντήσεις σε ερωτήματα που αφορούν τη διάρκεια της μετασεισμικής δραστηριότητας ή τον ακριβή προσδιορισμό του χρόνου και του μεγέθους των μεγάλων μετασεισμών οι οποίοι πρόκειται να ακολουθήσουν έναν ισχυρό επιφανειακό σεισμό, είναι σε θέση να εκτιμήσει τη μετασεισμική δραστηριότητα. Για παράδειγμα η Prochazkova (1973), σε μελέτη που έκανε σχετικά με μετασεισμικές ακολουθίες κύριων σεισμών που έγιναν στην Ευρώπη στο χρονικό διάστημα 1901-1969, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι στο 40% των περιπτώσεων ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε σε διάστημα μικρότερο από 12 ώρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού, ενώ στο 80% των περιπτώσεων το χρονικό αυτό διάστημα ήταν

μικρότερο από πέντε ημέρες. Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Drakatos και Latoussakis (2001), οι οποίοι μελετώντας 44 σεισμικές ακολουθίες κύριων σεισμών με μέγεθος $M \geq 5.0$ που έγιναν στην Ελλάδα, το χρονικό διάστημα 1971-1997, έδειξαν ότι στο 40% των περιπτώσεων ο μέγιστος μετασεισμός έγινε μέσα στις πρώτες 24 ώρες από τη γένεση του κύριου σεισμού. Τέτοιες μελέτες έχουν συμβάλλει σημαντικά στην προστασία των κατοίκων μιας σεισμόπληκτης περιοχής, καθώς αποτελεί πλέον γνώση ότι η πιθανότητα γένεσης ενός ισχυρού μετασεισμού μειώνεται με το χρόνο και ότι αυτή είναι σημαντική για ένα αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα (μερικές εβδομάδες) από το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού. Η γνώση αυτή έχει ως αποτέλεσμα οι κάτοικοι να μην επιτρέπεται να μπαίνουν στα σπίτια τους, ούτε ο έλεγχος των κτιρίων να ξεκινήσει πριν το τέλος αυτού του χρονικού διαστήματος, καθώς σε πολλές περιπτώσεις έχει παρατηρηθεί, ότι οι ισχυροί μετασεισμοί επιβάλουν νέο έλεγχο (Παπαζάχος 1998).

Στο κεφάλαιο αυτό ερευνώνται ορισμένες ιδιότητες των σεισμικών ακολουθιών ισχυρών κύριων σεισμών που έγιναν στην Ιαπωνία το χρονικό διάστημα 1977-1998, και οι οποίες αφορούν την χρονική και κατά μέγεθος κατανομή τους.

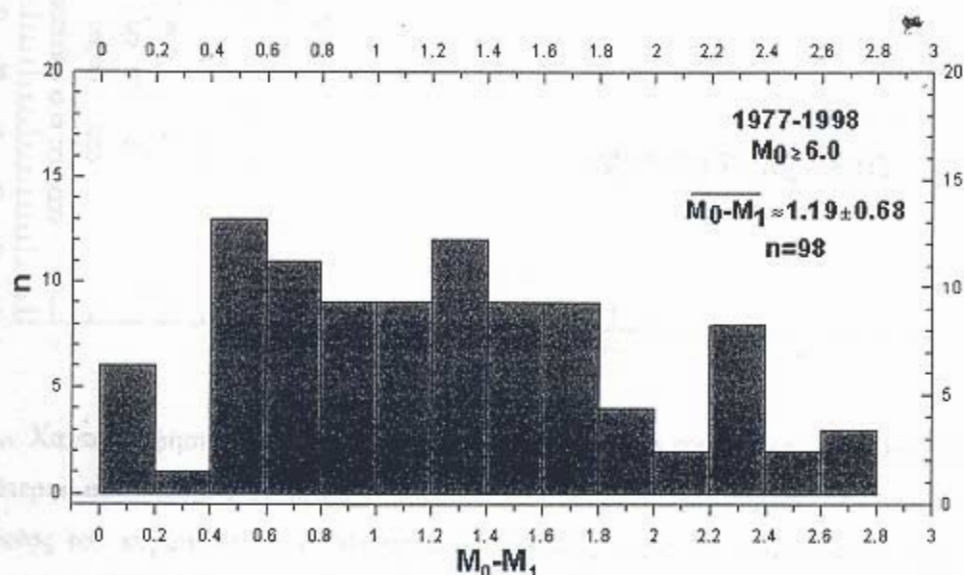
3.2 Μέγεθος και Χρόνος Γένεσης του Μεγαλύτερου Μετασεισμού

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, αλλά και από πρόσφατες παρατηρήσεις, προκύπτει ότι πολλές καταστροφές προκαλούνται από ισχυρούς μετασεισμούς, γιατί τα κτίρια είναι περισσότερο ευάλωτα μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Για παράδειγμα, στο σεισμό στο Sanriku-OkI (1994, $M=7.5$), μεγάλες καταστροφές έγιναν στην πόλη Hachinohe μετά τη γένεση του μεγαλύτερου μετασεισμού ($M=7.1$), που έγινε 10 μέρες μετά το κύριο σεισμό της 28 Δεκεμβρίου 1994 ($M=7.5$) και που προκάλεσε καταστροφές σε διαφορετικές περιοχές από αυτές του κύριου σεισμού (Takita et al. 1995). Συνεπώς, ο πιθανολογικός υπολογισμός του χρόνου γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού μπορεί να συμβάλει στην εκτίμηση της διάρκειας του μετασεισμικού κινδύνου. Επιπρόσθετα, είναι χρήσιμο να γνωρίζουμε, έστω και κατά προσέγγιση, το μέγεθος του αναμενόμενου μεγαλύτερου μετασεισμού, καθώς επίσης και χαρακτηριστικά της αναμενόμενης μετασεισμικής ακολουθίας (διάρκεια, αριθμός μετασεισμών κ.λ.π.).

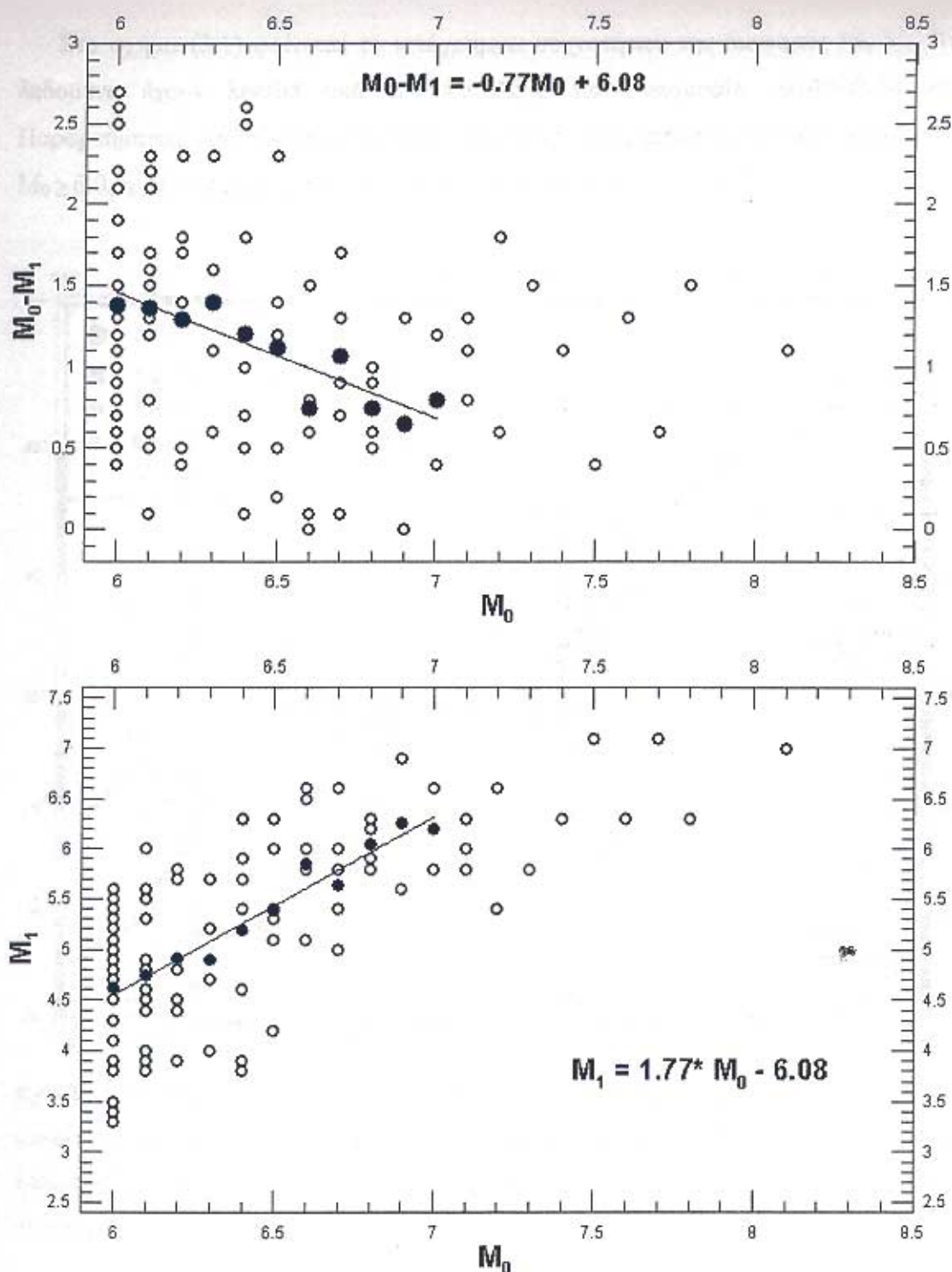
Σημαντικές εργασίες από διάφορους επιστήμονες έχουν δημοσιευθεί σχετικά με τις ιδιότητες του μεγαλύτερου μετασεισμού. Έτσι ο Bath (1965) υπολόγισε ότι για μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς, η διαφορά μεταξύ του μεγέθους του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού είναι 1.2. Ο Utsu (1969) μελετώντας 352 σεισμικές ακολουθίες που έγιναν στην περιοχή της Ιαπωνίας το χρονικό διάστημα 1926-1959 κατέληξε στην παρακάτω σχέση μεταξύ του κύριου σεισμού M_0 και της μέσης τιμής της διαφοράς των μεγεθών του κύριου και του ισχυρότερου μετασεισμού $\overline{M_0 - M_1}$:

$$\overline{M_0 - M_1} = 4.7 - 0.45M_0 \quad (3.1)$$

Σε μια σειρά εργασιών (Papazachos et al. 1967, Papazachos 1971, 1974b, Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989, 2003), στις οποίες χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα μετασεισμικών ακολουθιών κύριων σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα από ορισμένο ελάχιστο μέγεθος που έγιναν στην Ελλάδα σε διάφορα χρονικά διαστήματα, βρέθηκε ότι η μέση τιμή της διαφοράς μεταξύ του μεγέθους, M_0 , του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού M_1 είναι περίπου ίση με 1.1 και ότι η διαφορά αυτή είναι ανεξάρτητη του μεγέθους του κύριου σεισμού. Βρέθηκε, επίσης, ότι το μέγεθος του μεγαλύτερου μετασεισμού συνδέεται γραμμικά με το μέγεθος του κύριου σεισμού (Papazachos et al. 1967, Papazachos 1971).

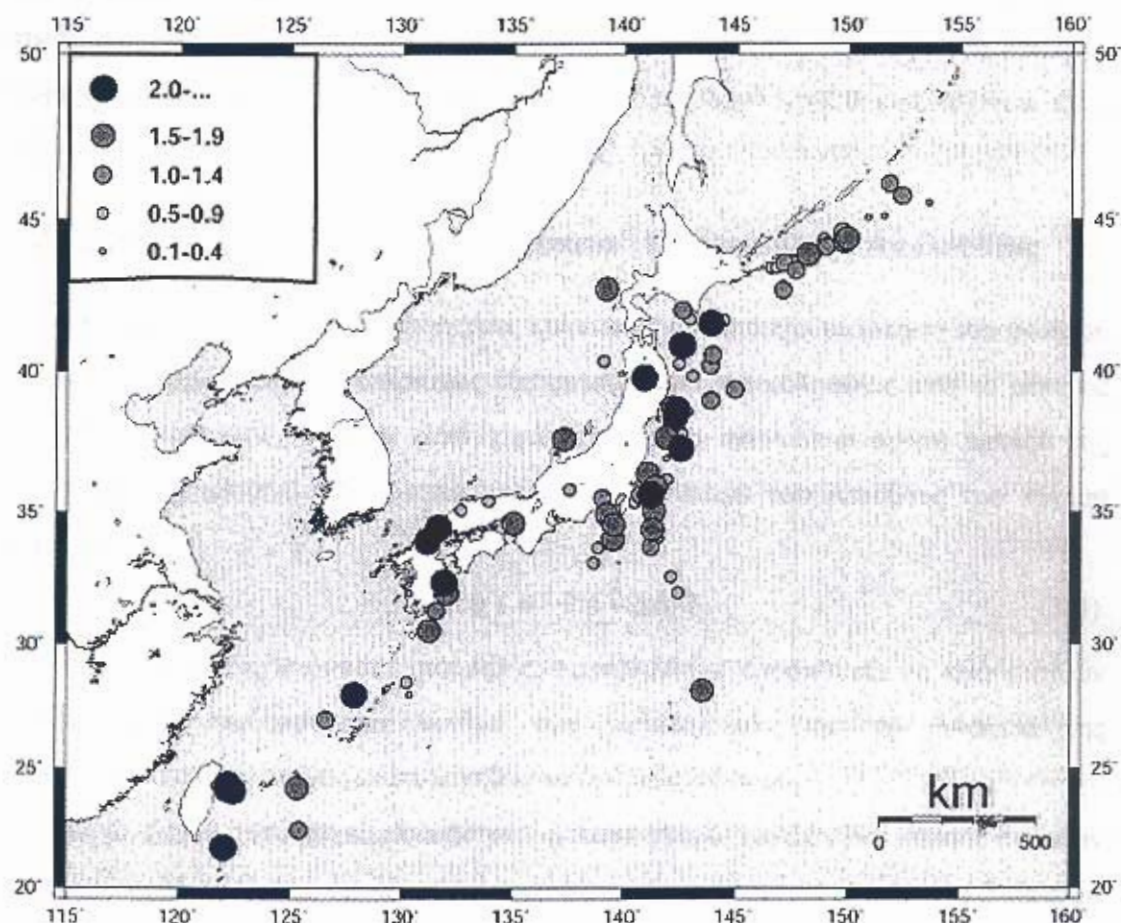


Σχ.3.1- Ιστογράμμο κατανομής της διαφοράς των μεγεθών του κύριου σεισμού, M_0 , και του μεγαλύτερου μετασεισμού του M_1 των ακολουθιών που μελετήθηκαν. Η μέση τιμή της διαφοράς αυτής είναι 1.19 ± 0.68 .



Σχ.3.2.- Χαρτογράφηση της διαφοράς $M_0 - M_1$ των μεγεθών του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού αντίστοιχα, των ακολουθιών που μελετήθηκαν, σε συνάρτηση με το μέγεθος του κύριου σεισμού. Με μαύρους κύκλους παριστάνονται οι μέσες τιμές των μεγεθών M_1 για κάθε βήμα μεγέθους (ανά 0.1) των διαφορών $M_0 - M_1$ (πάνω σχήμα). Στο κάτω μέρος φαίνεται η εξάρτηση του M_1 από το M_0 , ενώ με μαύρους κύκλους παριστάνονται οι μέσες τιμές των μεγεθών M_1 για κάθε βήμα μεγέθους (ανά 0.1) των μεγεθών, M_0 , των κύριων σεισμών.

Στο σχήμα (3.1) φαίνεται το ιστόγραμμα συχνοτήτων της διαφοράς M_0-M_1 . Τα δεδομένα έχουν ληφθεί από τον κατάλογο των σεισμικών ακολουθιών του Παραρτήματος. Από το σχήμα προκύπτει ότι στις 98 περιπτώσεις σεισμών με μέγεθος $M_0 \geq 6.0$, η μέση τιμή της διαφοράς αυτής είναι περίπου ίση με 1.2.



Σχ.3.3- Χωρική κατανομή της διαφοράς M_0-M_1 των μεγεθών του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού, αντίστοιχα, των ακολουθιών που μελετήθηκαν. Δεν παρατηρείται κάποια εξάρτηση της διαφοράς αυτής από το τεκτονικό περιβάλλον όπου έγινε ο κύριος σεισμός.

Στο πάνω μέρος του σχήματος (3.2) φαίνεται η εξάρτηση της διαφοράς M_0-M_1 από το μέγεθος του κύριου σεισμού όπου με μαύρους κύκλους παριστάνονται οι μέσες τιμές των των διαφορών M_0-M_1 για κάθε βήμα μεγέθους (ανά 0.1) των κύριων σεισμών. Στο κάτω μέρος του σχήματος χαρτογραφήθηκε το μέγεθος του μεγαλύτερου μετασεισμού, M_1 , σε συνάρτηση με το μέγεθος του κύριου σεισμού, M_0 . Με μαύρους κύκλους παριστάνονται οι μέσες τιμές των μεγεθών, M_1 , των μεγαλύτερων μετασεισμών για κάθε βήμα μεγέθους (ανά 0.1) των κύριων σεισμών.

Με βάση αυτά τα δεδομένα καθορίστηκε η ακόλουθη σχέση μεταξύ αυτών των δύο μεγεθών:

$$M_1 = -6.08 + 1.77M_0 \quad (3.2)$$

Εξετάστηκε, επίσης, η χωρική κατανομή της διαφοράς M_0-M_1 (σχ. 3.3). Το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι δεν φαίνεται να υπάρχει σαφής εξάρτηση της τιμής της διαφοράς αυτής από το τεκτονικό περιβάλλον της περιοχής που γίνεται ο κύριος σεισμός. Πάντως οι μεγαλύτερες διαφορές $M_0-M_1 \geq 2.0$ εντοπίζονται κατά μήκος των ανατολικών ακτών της ΒΑ Honshu.

3.3 Αριθμός Μετασεισμών και Διάρκεια Μετασεισμικής Ακολουθίας

Έχει αποδειχτεί από προηγούμενους ερευνητές ότι υπάρχει εξάρτηση του αριθμού των μετασεισμών και της διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας από το μέγεθος του κύριου σεισμού. Ο Utsu (1969) κατέληξε στην παρακάτω σχέση μεταξύ της διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας σε μέρες και του μεγέθους του κύριου σεισμού:

$$\log T = -3.5 + 0.5M_0 \quad (3.3)$$

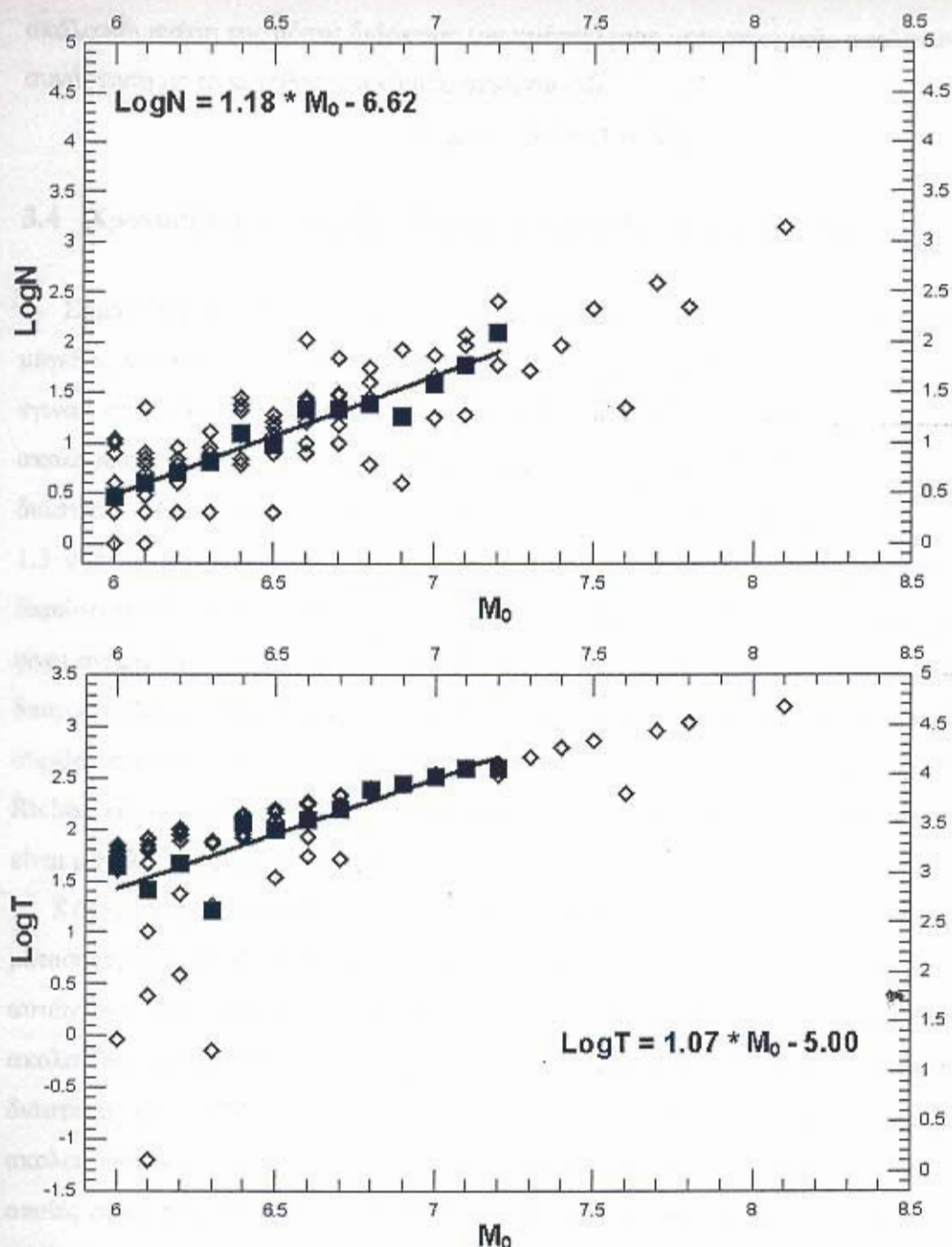
Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, καταβλήθηκε προσπάθεια να καθοριστούν σχέσεις που συνδέουν τον αριθμό των μετασεισμών και τη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας με το μέγεθος του κύριου σεισμού.

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν μετασεισμικές ακολουθίες κύριων* σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$ που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή της Ιαπωνίας στο διάστημα 1977-1998 και είχαν τουλάχιστον ένα μετασεισμό με μέγεθος $M_0 \geq 4.0$. Τα δεδομένα έχουν ληφθεί από τον κατάλογο σεισμικών ακολουθιών του Παραρτήματος.

Στο πάνω μέρος του σχήματος (3.4) χαρτογραφήθηκε ο λογάριθμος του αριθμού των μετασεισμών, N , σε συνάρτηση με το μέγεθος του κύριου σεισμού, M_0 (ρόμβοι). Με μαύρα τετράγωνα παριστάνονται οι μέσες τιμές των ποσοτήτων $\log N$, όπου αυτές ήταν δυνατό να υπολογιστούν, για κάθε βήμα μεγέθους (ανά 0.1) των κύριων σεισμών. Φαίνεται ότι υπάρχει γραμμική σχέση μεταξύ των δύο αυτών ποσοτήτων, της μορφής:

$$\log N = -6.62 + 1.18M_0 \quad (3.4)$$

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



Σχ.3.4.- Εξάρτηση του λογαρίθμου του αριθμού των μετασεισμών, N , με μέγεθος $M \geq 4.0$ (πάνω) και της διάρκειας T (σε ημέρες, κάτω) από το μέγεθος M_0 , του κύριου σεισμού. Με μαύρα τετράγωνα παριστάνονται οι μέσες τιμές των ποσοτήτων $\log N$ και $\log T$, όπου αυτές ήταν δυνατόν να υπολογιστούν, για κάθε βήμα μεγέθους (ανά 0.1) των κύριων σεισμών.

Με τη χρησιμοποίηση του δείγματος δεδομένων που αναφέρθηκε παραπάνω, υπολογίστηκε και η διάρκεια των μετασεισμικών ακολουθιών που είχαν τουλάχιστον ένα μετασεισμό με μέγεθος $M_0 \geq 4.0$ (κάτω μέρος του σχήματος 3.4). Προέκυψε η

ακόλουθη σχέση της μέσης διάρκειας (σε ημέρες) μιας μετασεισμικής ακολουθίας, σε συνάρτηση με το μέγεθος του κύριου σεισμού, M_0 :

$$\log T = -5.00 + 1.07M_0 \quad (3.5)$$

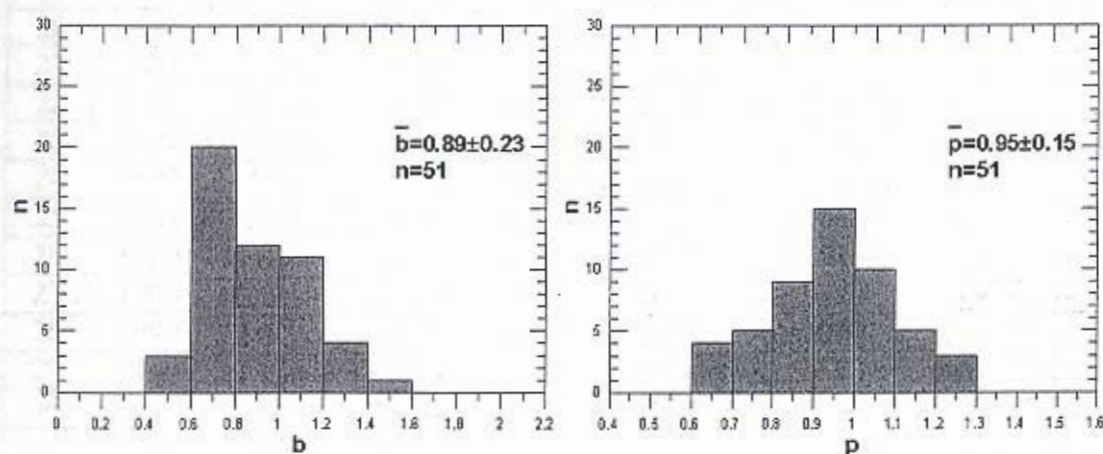
3.4 Χρονική και Κατά Μέγεθος Κατανομή των Μετασεισμών

Σημαντική έρευνα έχει γίνει ως σήμερα σχετικά με τη χρονική και τη κατά μέγεθος κατανομή των σεισμών μετασεισμικών ακολουθιών κύριων σεισμών που έγιναν στην περιοχή της Ιαπωνίας. Έτσι ο Utsu (1969) μελετώντας 352 σεισμικές ακολουθίες της Ιαπωνίας κυρίων σεισμών με μέγεθος $M_0 \geq 6.0$ για το χρονικό διάστημα 1926-1959 υπολόγισε ότι η τιμή της παραμέτρου p κυμαίνεται από 1.0 έως 1.3 ενώ η μέση τιμή της παραμέτρου b είναι ίση με 1.0. Ο Papazachos (1974c) διαπίστωσε ότι η τιμή της παραμέτρου p , για ορισμένη μετασεισμική ακολουθία, είναι ανεξάρτητη του εύρους τιμών, ΔM , των μεγεθών των μετασεισμών, δηλαδή της διαφοράς μεταξύ του μεγαλύτερου και του μικρότερου σεισμού, σε αντίθεση με ότι συμβαίνει με τον υπολογισμό της τιμής της παραμέτρου b της σχέσης των Gutenberg-Richter και ότι οι τιμές της παραμέτρου αυτής είναι ακριβείς όταν το διάστημα αυτό είναι μεγαλύτερο ορισμένης τιμής (~ 1.5).

Καταβλήθηκε προσπάθεια για τον υπολογισμό των παραμέτρων p , b από δείγμα μετασεισμικών ακολουθιών που δεν χρησιμοποιήθηκε ως τώρα για τον υπολογισμό αυτών των παραμέτρων. Για το λόγο αυτό λήφθηκαν υπ' όψη όλες οι μετασεισμικές ακολουθίες κύριων σεισμών με μέγεθος $M_0 \geq 6.0$ που έγιναν στην Ιαπωνία το χρονικό διάστημα 1977-1998. Τα δεδομένα έχουν ληφθεί από τον κατάλογο σεισμικών ακολουθιών του Παραρτήματος. Από τις ακολουθίες αυτές επιλέχτηκαν αυτές οι οποίες είχαν τουλάχιστον 20 μετασεισμούς. Για κάθε μία από αυτές τις ακολουθίες υπολογίστηκε η πληρότητα τους και στη συνέχεια υπολογίστηκε η τιμή των παραμέτρων p , b , των σχέσεων του Omori και των Gutenberg-Richter αντίστοιχα, για μεγέθη πάνω από το μέγεθος πληρότητας και για χρονικό διάστημα ως 100 ημέρες από τη γένεση του κύριου σεισμού.

Στο σχήμα (3.5) φαίνονται τα ιστογράμματα κατανομής των παραμέτρων b (αριστερό μέρος του σχήματος), p (δεξιό μέρος του σχήματος), των 51 μετασεισμικών ακολουθιών που μελετήθηκαν και για τις οποίες δίνονται πληροφορίες στον Πίνακα (3.1). Φαίνεται ότι παρουσιάζουν σχεδόν κανονικές

κατανομές με μέση τιμή για την παράμετρο p , ίση με 0.95, και μέση τιμή για την παράμετρο b , ίση με 0.89.



Σχ.3.5.- Ιστογράμματα κατανομής της παραμέτρου p (αριστερά) και της παραμέτρου b (δεξιά) των 51 μετασεισμικών ακολουθιών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1977-1998 στην περιοχή της Ιαπωνίας. Τα δεδομένα δίνονται στον Πίνακα (3.1).

Πίνακας 3.1.- Οι βασικές παράμετροι των κύριων σεισμών των μετασεισμικών ακολουθιών, με αριθμό μετασεισμών ίσο ή μεγαλύτερο του 20, για τους οποίους καθορίστηκε η χρονική και η κατά μέγεθος κατανομή. Για κάθε ακολουθία δίνονται οι εστιακές παράμετροι του κύριου σεισμού (έτος, μήνας, μέρα, ώρα, λεπτό της ώρας, γεωγραφικό πλάτος ϕ , γεωγραφικό μήκος λ , μέγεθος), οι παράμετροι p και b των συναρτήσεων της χρονικής και της κατά μέγεθος κατανομής των μετασεισμών τους για χρονικό διάστημα 100 ημερών και το μέγεθος πληρότητας κάθε ακολουθίας (cutm).

A/A	ΕΤΟΣ	ΜΜΗΗ	ΩΩΛΛ	ϕ	λ	M_0	p	b	cutm
1	1978	0114	12:24	34.77	139.25	7.0	1.12	0.63	3.2
2	1978	0220	13:36	38.75	142.20	6.7	0.94	0.77	3.3
3	1978	0325	04:47	44.33	149.82	7.3	0.97	1.27	4.5
4	1978	0612	17:14	38.15	142.17	7.0	0.99	0.78	3.4
5	1980	0223	14:51	43.45	146.55	6.8	1.03	0.66	3.8
6	1980	0303	08:28	27.00	126.62	6.7	0.97	0.85	3.9
7	1980	0629	16:20	34.92	139.23	6.7	1.01	1.02	2.7
8	1981	0119	03:17	38.60	142.97	7.0	1.05	0.58	4.1
9	1982	0221	04:18	33.72	141.23	6.6	0.97	0.73	3.4
10	1982	0321	11:32	42.07	142.60	7.1	1.28	0.92	3.3
11	1982	0723	23:23	36.18	141.95	7.0	0.98	0.68	3.2
12	1982	1228	15:37	33.87	139.45	6.4	0.96	0.90	3.0
13	1983	0526	11:59	40.36	139.08	7.7	0.85	0.86	3.9
14	1983	0808	12:47	35.52	139.03	6.0	1.07	1.18	2.8
15	1983	1003	22:33	33.00	139.51	6.2	1.06	1.32	3.0

16	1983	1031	01:51	35.42	133.93	6.2	0.99	0.93	2.4
17	1984	0807	04:06	32.38	132.16	7.1	1.13	1.15	2.9
18	1984	0914	08:48	35.82	137.56	6.8	0.96	0.76	3.2
19	1984	0919	02:02	34.05	141.55	6.6	0.98	0.63	3.7
20	1986	0212	11:59	36.42	141.08	6.1	0.72	0.52	3.0
21	1986	1122	1986	34.55	139.53	6.0	1.13	1.42	3.0
22	1987	0206	22:16	36.96	141.90	6.7	0.94	0.59	3.3
23	1987	0318	12:36	31.97	132.06	6.6	1.04	0.69	2.6
24	1987	1217	11:08	35.37	140.50	6.7	0.94	1.06	2.7
25	1989	0306	23:39	35.69	140.71	6.0	0.89	0.63	2.2
26	1989	1102	03:25	39.86	143.06	7.1	0.91	0.79	3.3
27	1990	0220	15:53	34.76	139.23	6.5	1.21	0.81	2.6
28	1990	0601	10:22	35.64	140.73	6.0	0.87	0.89	2.0
29	1990	0924	06:13	33.10	138.63	6.6	1.13	0.68	3.0
30	1991	0903	17:44	33.68	138.83	6.3	1.23	1.17	2.8
31	1992	0718	17:36	39.37	143.68	6.9	0.88	0.61	2.5
32	1993	0207	22:27	37.65	137.30	6.6	1.0	0.78	3.0
33	1993	0712	22:17	42.78	139.18	7.8	0.71	1.17	3.0
34	1994	0408	10:10	40.57	143.96	6.5	1.16	0.74	3.3
35	1994	0814	18:06	38.68	142.39	6.0	0.79	1.01	2.1
36	1994	0816	19:09	37.83	142.60	6.0	0.85	0.62	2.6
37	1994	0818	13:42	45.08	150.88	6.4	0.96	0.65	3.5
38	1994	1004	22:22	43.37	147.68	8.1	0.66	1.12	3.4
39	1994	1228	21:19	40.43	143.75	7.5	0.88	0.72	2.9
40	1995	0110	03:00	35.93	141.43	6.1	0.72	0.70	2.9
41	1995	0117	05:46	34.60	135.04	7.2	0.87	1.08	2.2
42	1995	1018	19:37	28.03	130.38	6.6	0.68	1.00	2.7
43	1995	1204	03:01	44.56	150.13	7.2	0.87	0.84	3.6
44	1996	0217	00:22	37.31	142.55	6.5	0.79	1.13*	2.6
45	1996	0911	11:37	35.63	141.22	6.4	0.88	1.03	2.6
46	1996	1018	19:50	30.53	131.27	6.2	0.67	1.25	2.7
47	1996	1019	23:44	31.79	131.99	6.6	1.04	0.71	2.5
48	1997	0326	17:31	31.97	130.36	6.5	0.64	0.99	2.1
49	1997	0625	18:50	34.44	131.67	6.3	1.08	1.33	2.5
50	1998	0531	03:18	38.99	143.90	6.3	1.01	0.82	2.5
51	1998	0903	16:58	39.80	140.91	6.1	1.1	1.00	1.9

3.5 Εξέλιξη Μετασεισμικής Ακολουθίας

Η εκτίμηση της εξέλιξης μιας σεισμικής έξαρσης σε ορισμένη περιοχή και ειδικότερα μιας μετασεισμικής ακολουθίας που ακολουθεί έναν ισχυρό σεισμό, έχει μεγάλη πρακτική και κοινωνική σημασία για το λόγο ότι μπορεί να οδηγήσει στη λήψη μέτρων προετοιμασίας του πληθυσμού σε ενδεχόμενο γένεσης κάποιου ισχυρού σεισμού ή ισχυρού μετασεισμού.

Ο Utsu (1965) έχει δείξει ότι η παράμετρος b μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το μέσο μέγεθος, $\overline{M}$, ενός συνόλου σεισμών σύμφωνα με τη σχέση:

$$\overline{M} = \frac{\log e}{b} + M_{\min} \quad (3.7)$$

όπου $\log e = 0.434$ και $M_{\min}$ είναι το ελάχιστο μέγεθος του συνόλου των σεισμών.

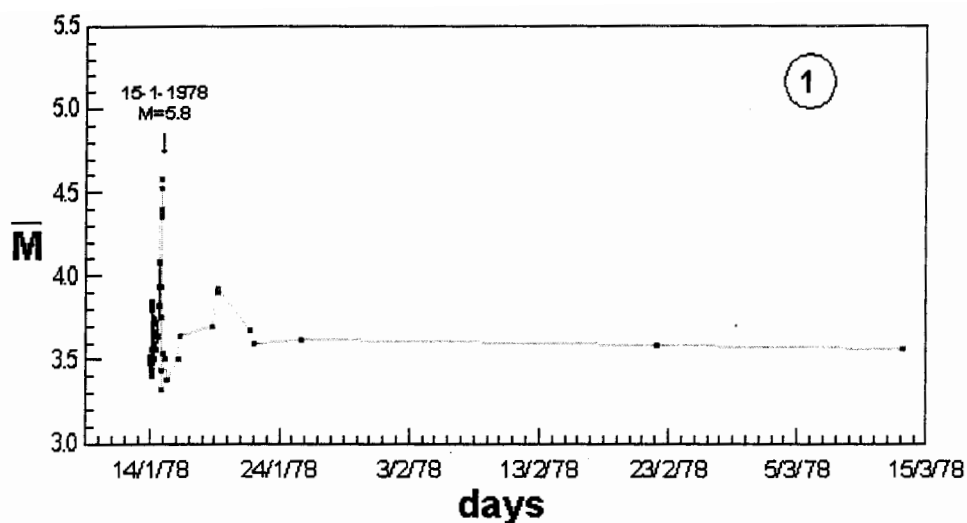
Μελετήθηκε λοιπόν η εξέλιξη των μετασεισμικών ακολουθιών 32 κύριων σεισμών που έγιναν στο διάστημα 1977-1998. Ο καθένας από αυτούς ακολουθήθηκε από περισσότερους από 85 μετασεισμούς (Πίνακας 3.2). Η μελέτη έγινε για τους μετασεισμούς εκείνους κάθε ακολουθίας που είχαν μεγέθη πάνω από το μέγεθος πληρότητας κάθε ακολουθίας. Τα δεδομένα έχουν ληφθεί από τον κατάλογο σεισμικών ακολουθιών του Παραρτήματος.

Πίνακας 3.2.- Οι βασικές παράμετροι των κύριων σεισμών των μετασεισμικών ακολουθιών με αριθμό μετασεισμών ίσο ή μεγαλύτερο του 85, για τους οποίους μελετήθηκε η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους τους. Για κάθε ακολουθία δίνονται οι εστιακές παράμετροι του κύριου σεισμού (έτος, μήνας, ημέρα, ώρα, λεπτό της ώρας, μέγεθος), και ο αριθμός n , όλων των μετασεισμών του.

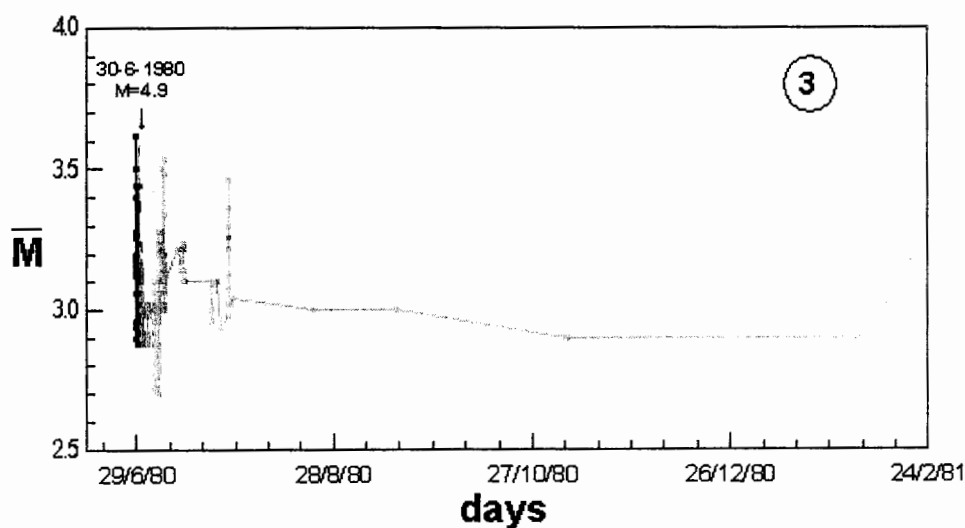
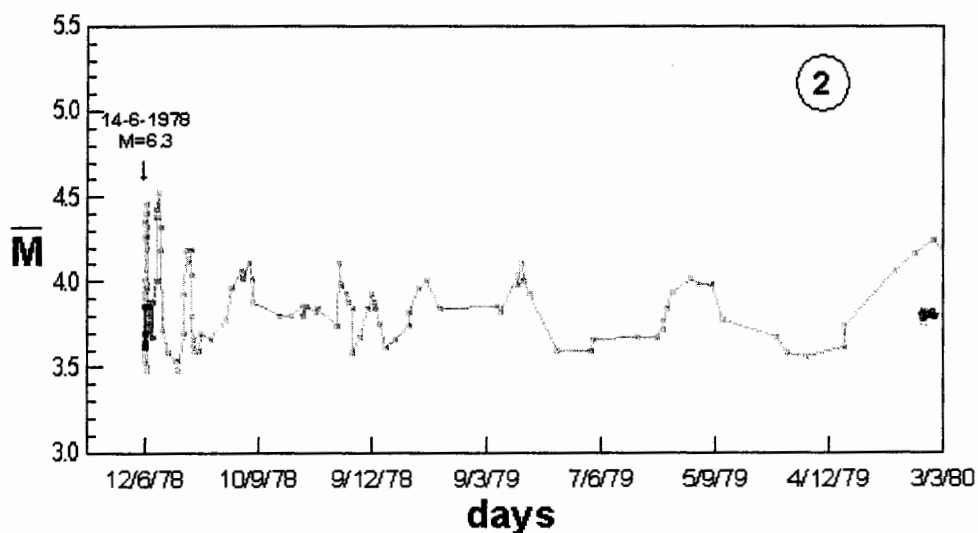
Α/Α	Έτος	ΜΗ	ΟΛ	Μ ₀	n
1	1978	0114	1224	7.0	85
2	1978	0612	1714	7.4	262
3	1980	0629	1620	6.7	237
4	1982	0321	1132	7.1	358
5	1982	0723	2323	7.0	261
6	1982	1228	1537	6.4	282
7	1983	0526	1159	7.7	517
8	1984	0807	0406	7.1	260
9	1984	0914	0848	6.8	333
10	1986	1122	0941	6.0	212
11	1987	0206	2216	6.7	388
12	1987	0318	1236	6.6	147
13	1987	1217	1108	6.7	376
14	1989	0306	2339	6.0	147
15	1989	1102	0325	7.1	500
16	1990	0220	1553	6.5	104

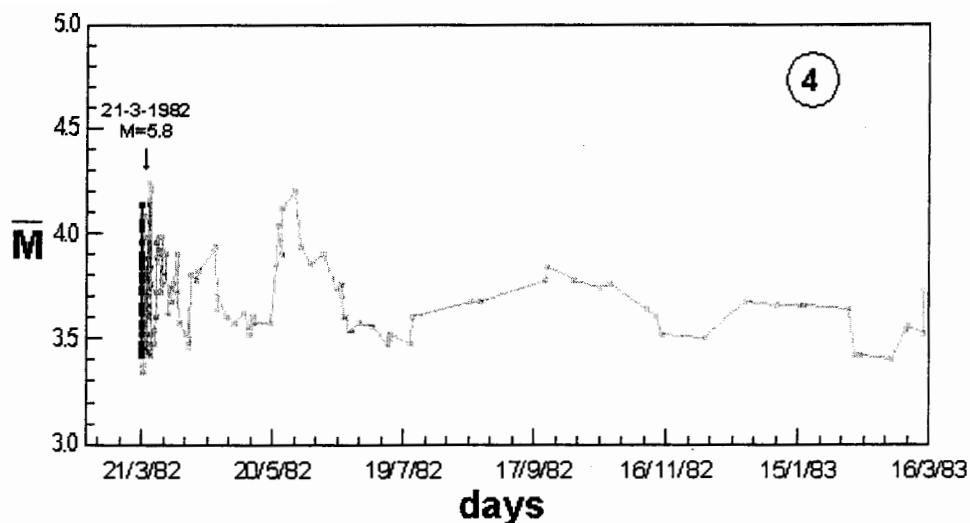
Α/Α	Έτος	ΜΗ	ΟΛ	Μ ₀	n
17	1991	0903	1744	6.3	378
18	1992	0718	1736	6.9	1057
19	1993	0207	2227	6.6	170
20	1993	0712	2217	7.8	3846
21	1994	1004	2222	8.1	4517
22	1994	1228	2119	7.5	2679
23	1995	0117	0546	7.2	4915
24	1995	1018	1937	6.6	3894
25	1995	1204	0301	7.2	451
26	1996	0217	0022	6.5	227
27	1996	1018	1950	6.2	223
28	1996	1019	2344	6.6	491
29	1997	0326	1731	6.5	6411
30	1997	0625	1850	6.3	291
31	1998	0531	0318	6.3	187
32	1998	0903	1658	6.1	162

Στα σχήματα (3.7) ως (3.18) φαίνεται η μεταβολή του μέσου μεγέθους, $\overline{M}$, των μετασεισμών των 32 κύριων σεισμών του Πίνακα (3.2) σε συνάρτηση με το χρόνο.

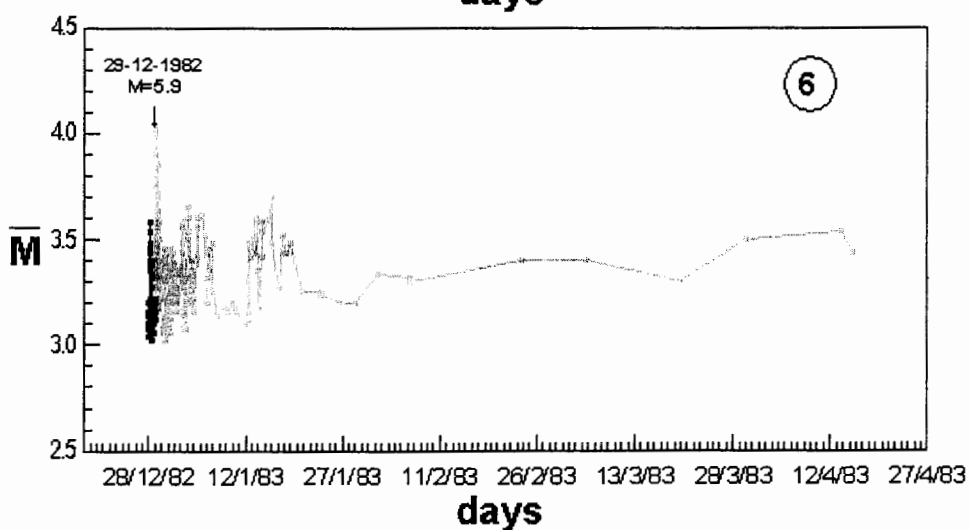
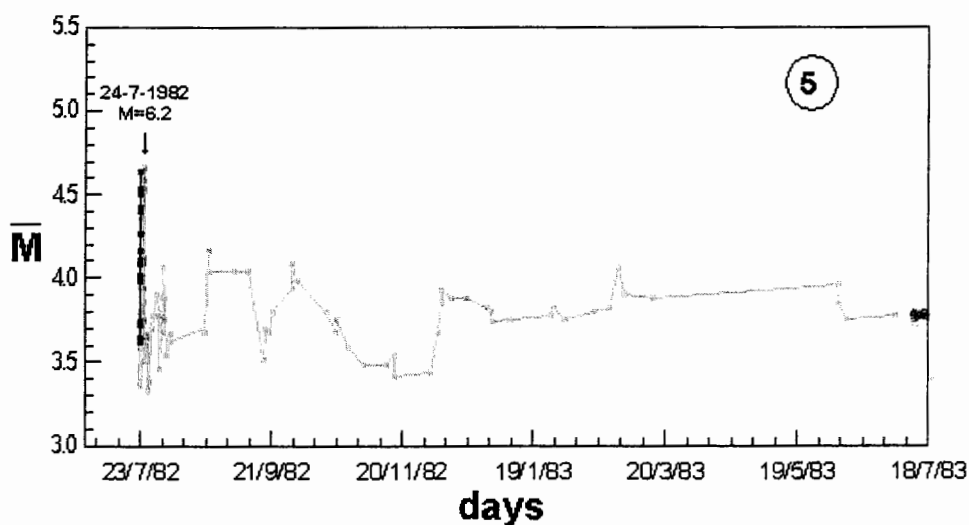


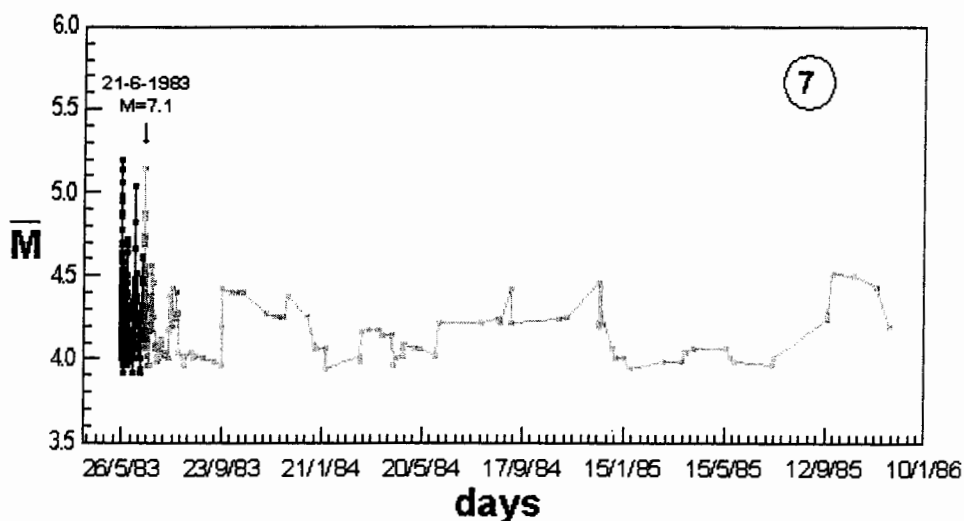
Σχ.3.7.- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών του κύριου σεισμού που έγινε στις 14.1.1978 (1) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρο βέλος σημειώνεται ο χρόνος γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού του. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



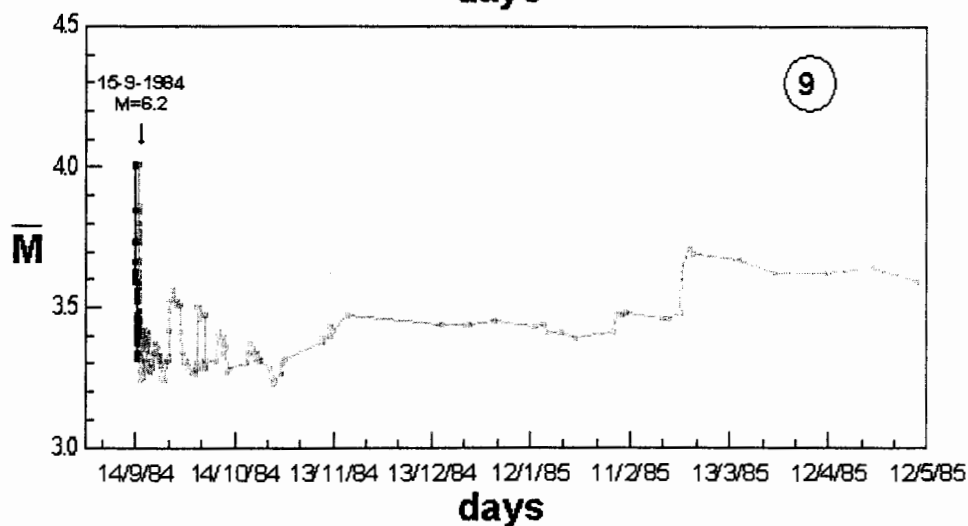
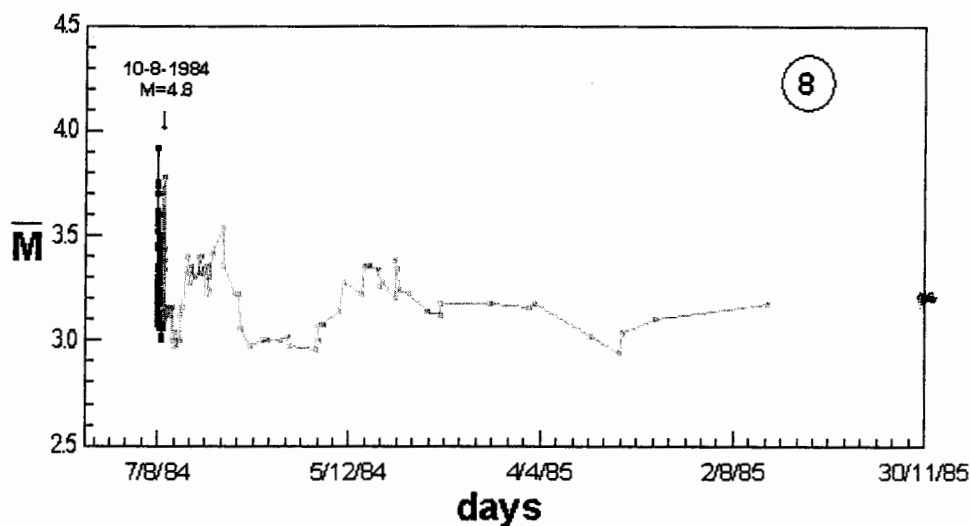


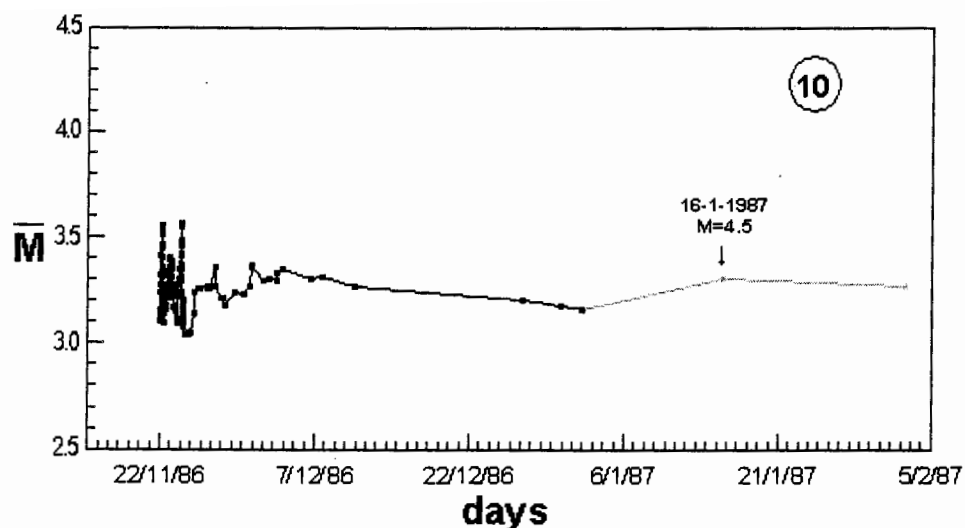
Σχ.3.8.- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 12.6.1978 (2), 29.6.1980 (3), 21.3.1982 (4) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



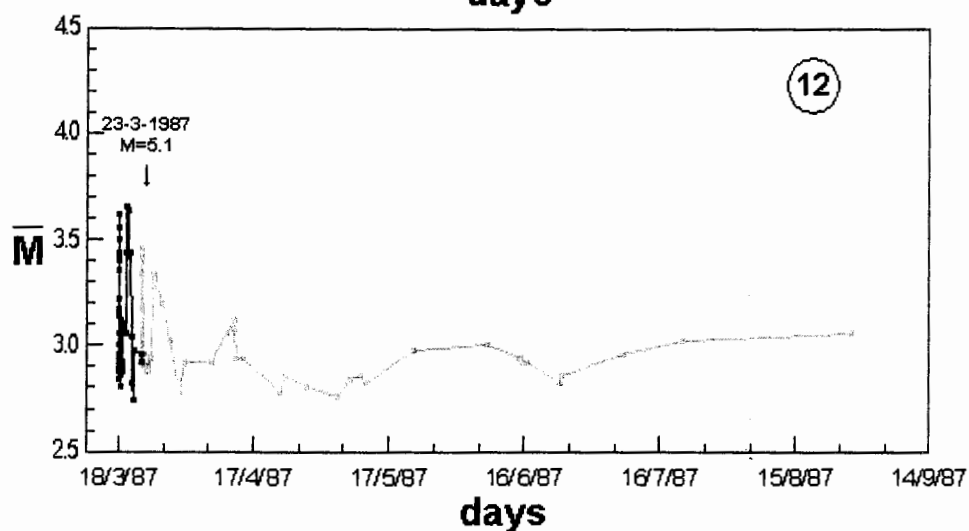
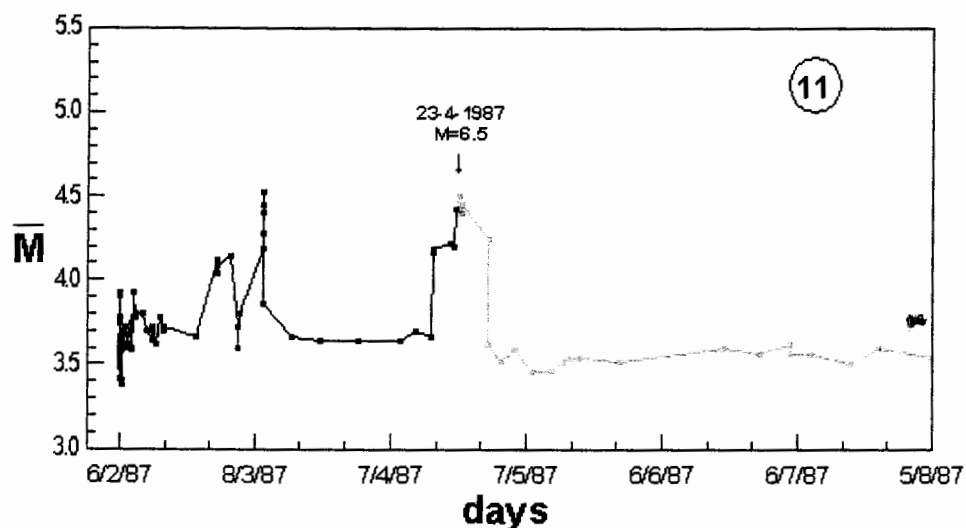


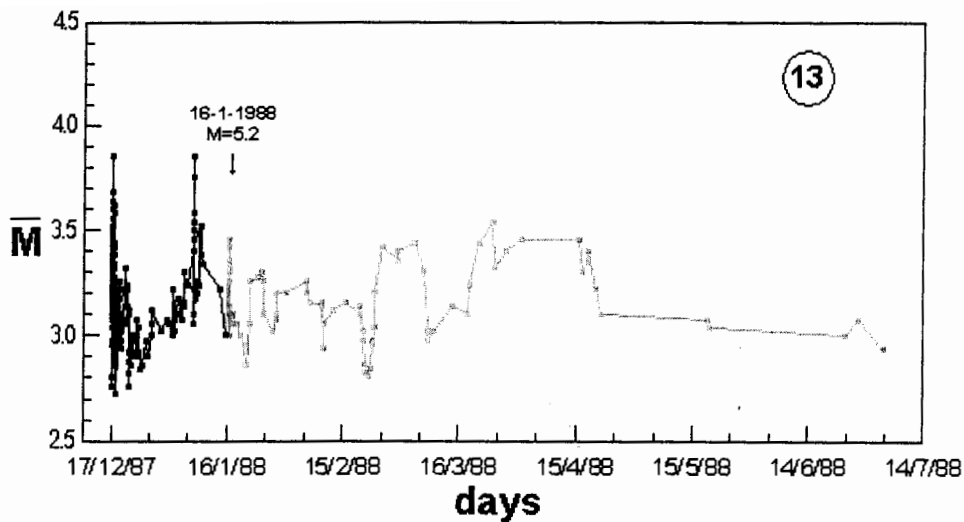
Σχ.3.9.- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 23.7.1982 (5), 28.12.1982 (6), 26.5.1983 (7) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



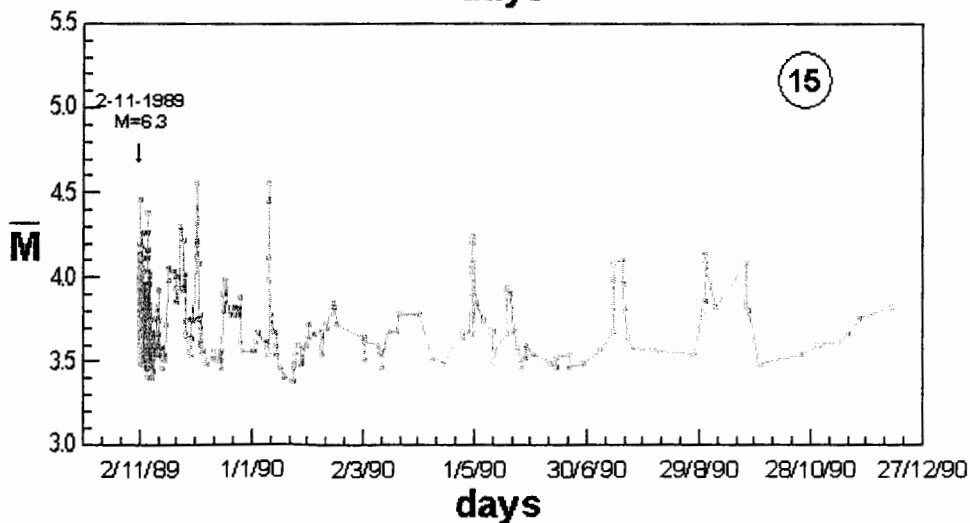
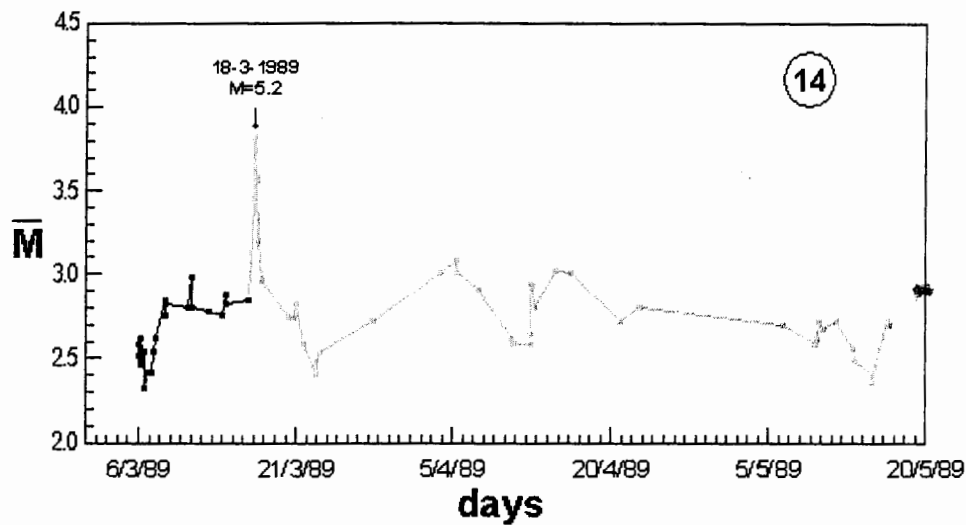


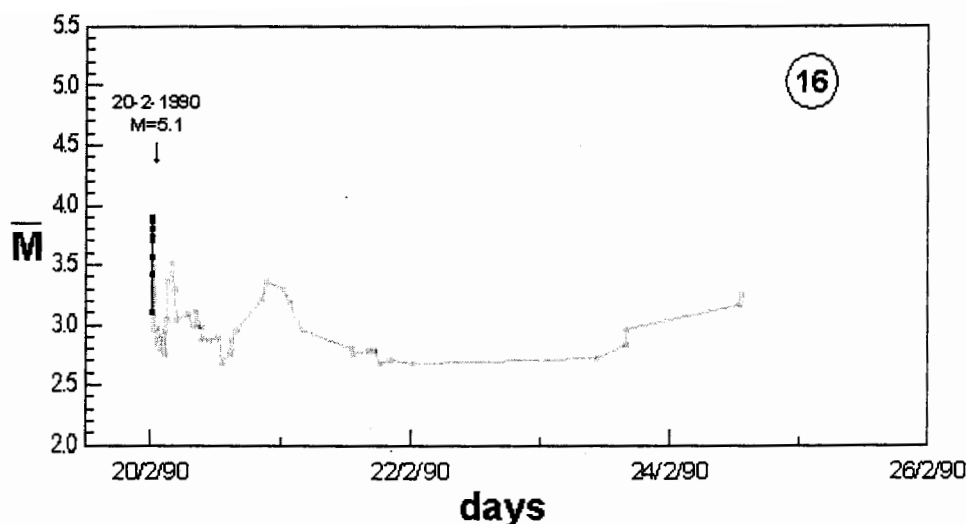
Σχ.3.10.- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 27.8.1984 (8), 14.9.1984 (9), 22.11.1986 (10) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



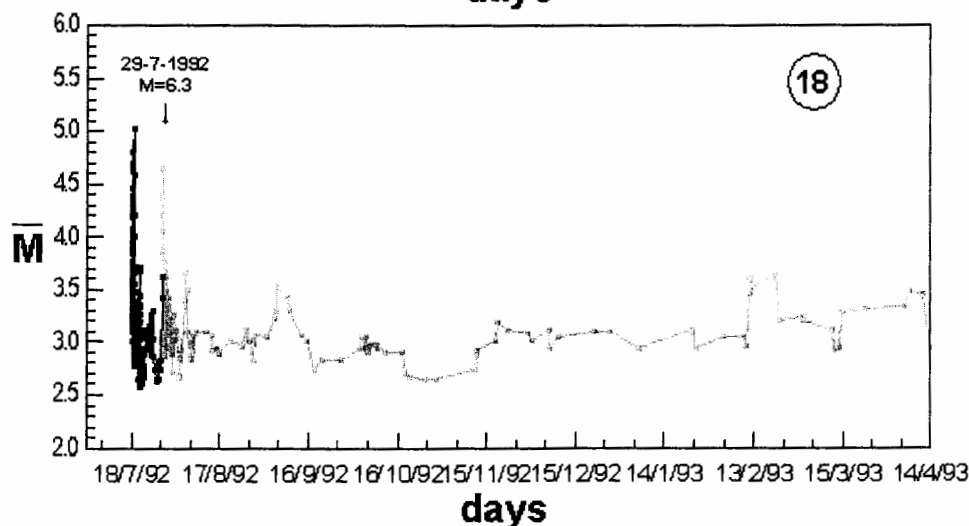
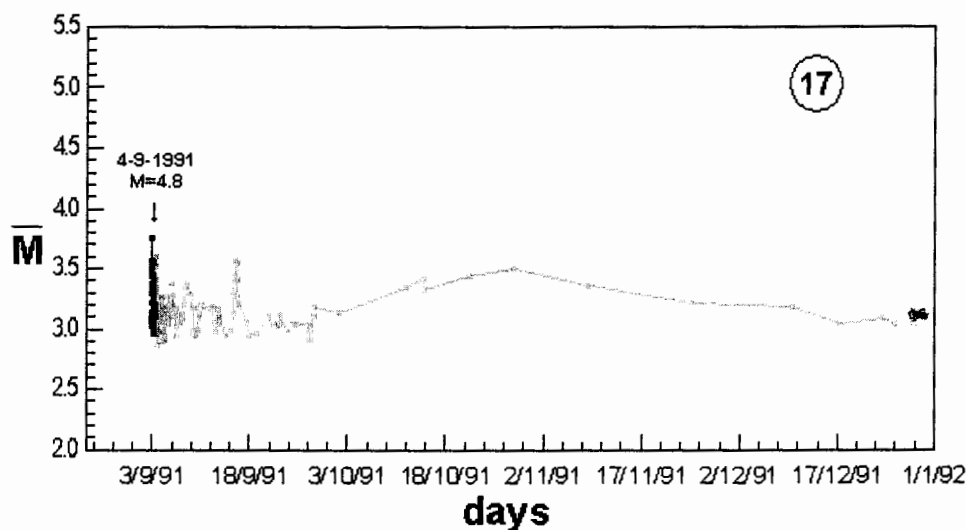


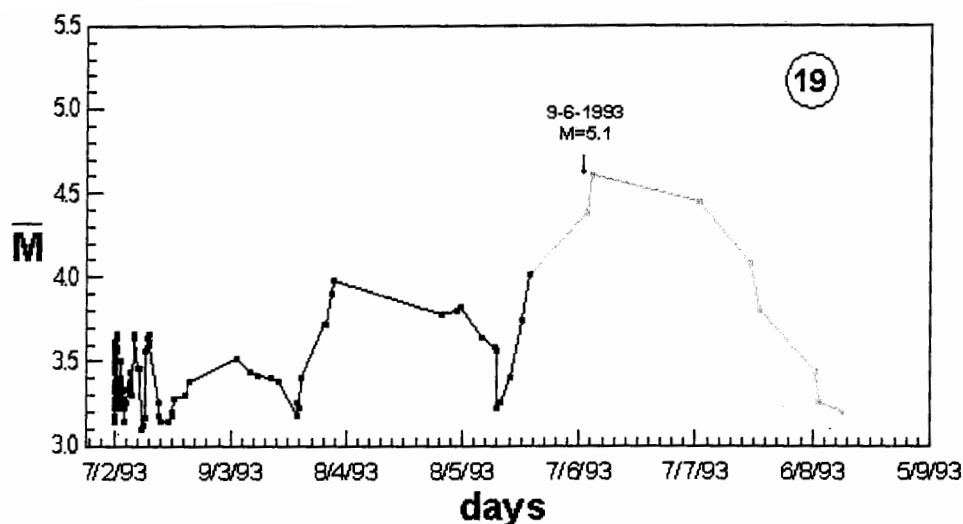
Σχ.3.11.- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 6.2.1987 (11), 18.3.1987 (12), 17.12.1987 (13) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



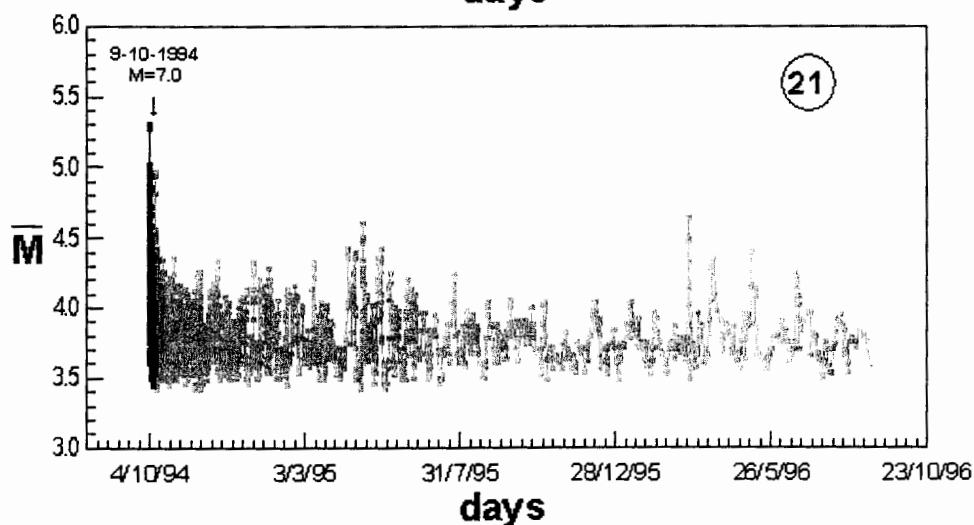
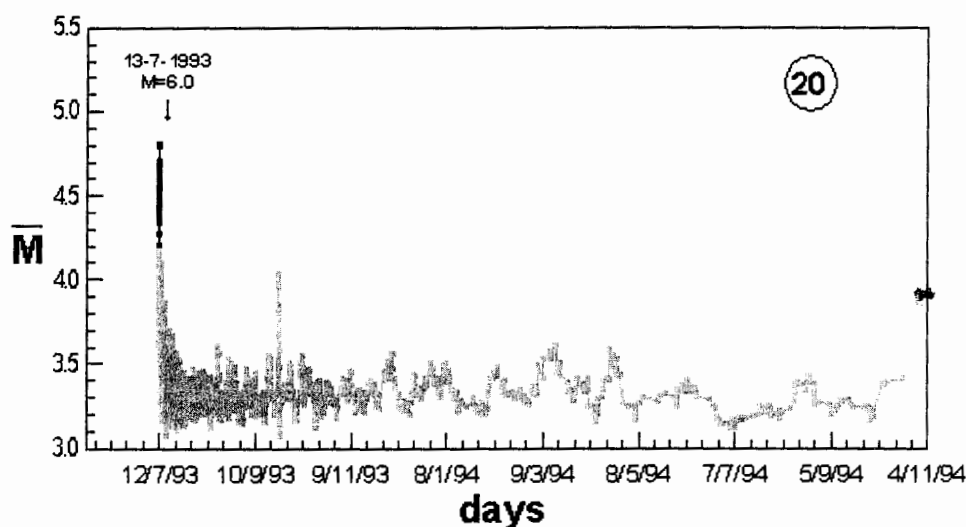


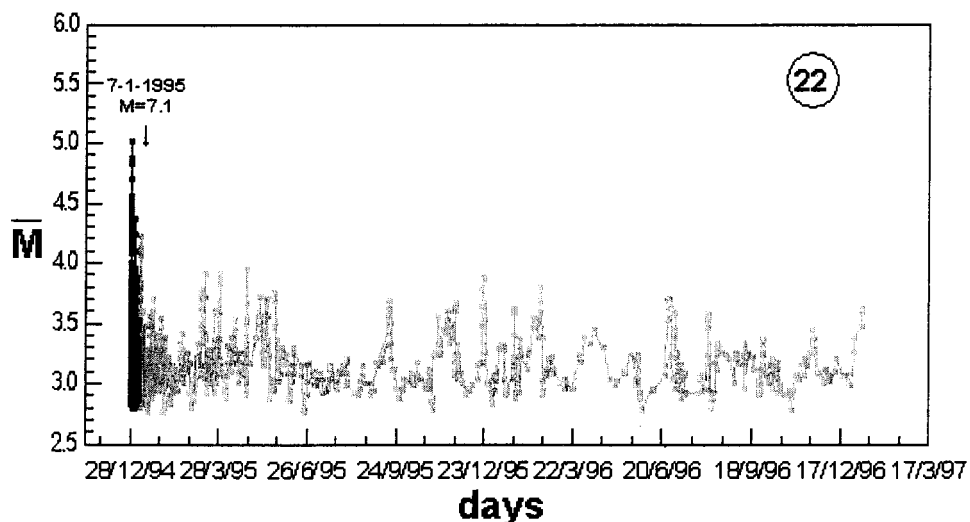
Σχ.3.12.- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 6.3.1989 (14), 2.11.1989 (15), 20.2.1990 (16) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



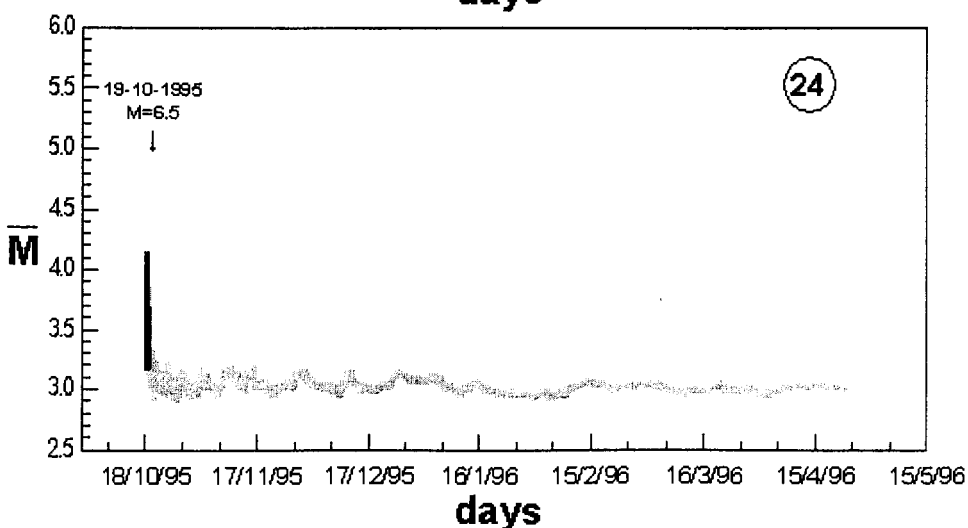
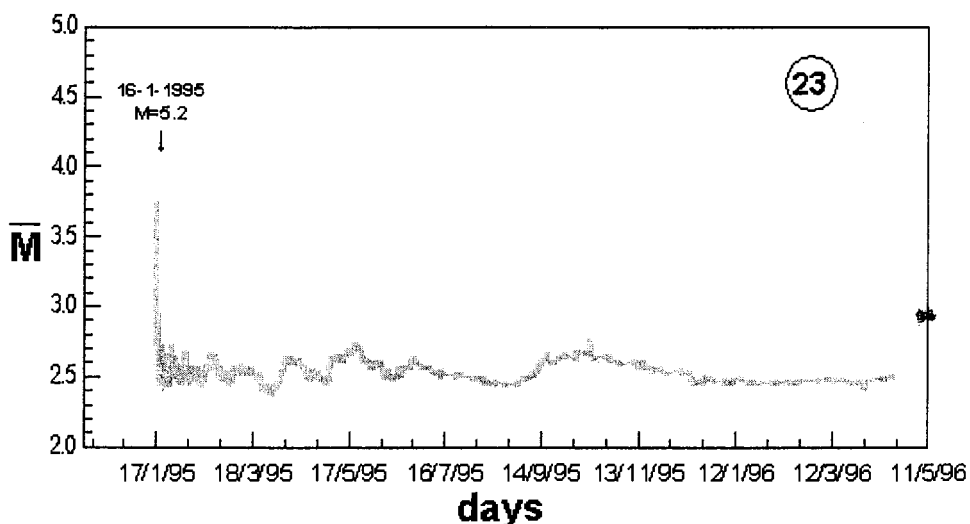


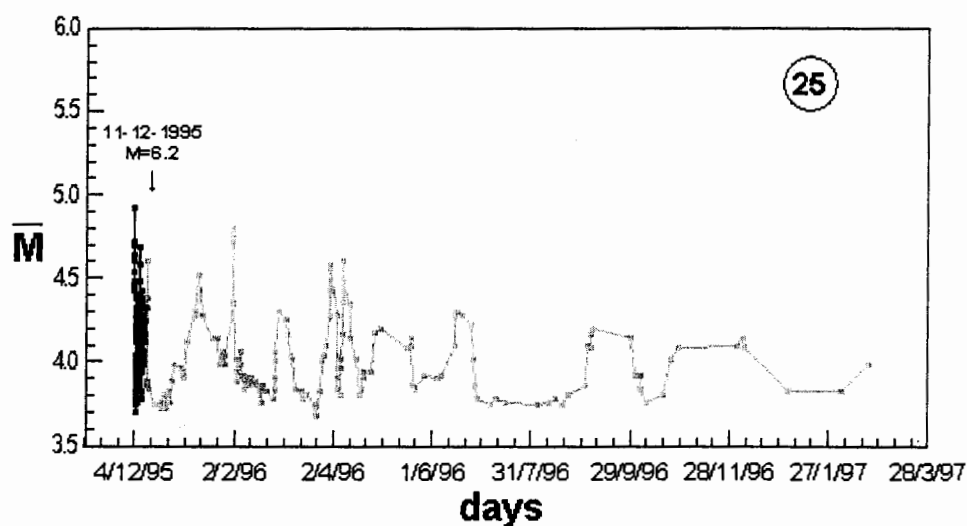
Σχ.3.13- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 3.9.1991 (17), 18.7.1992 (18), 7.2.1993 (19) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



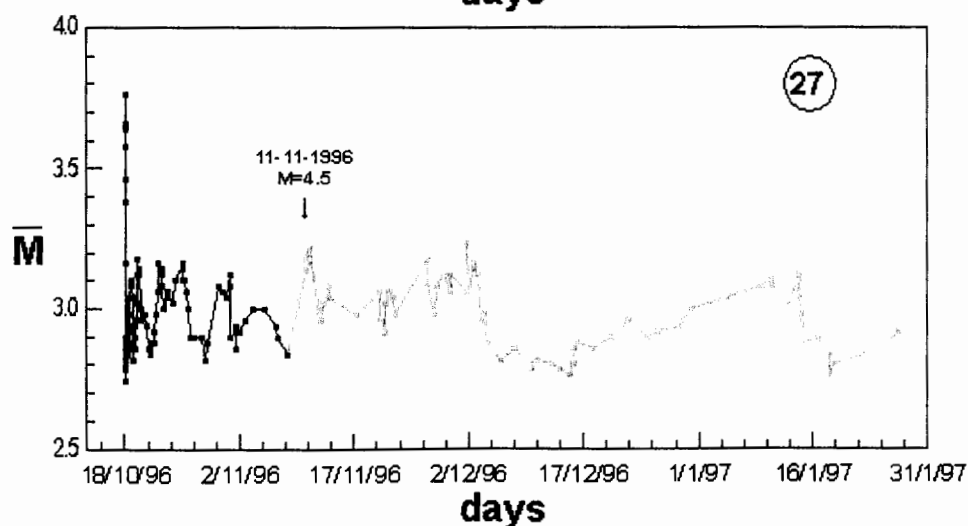
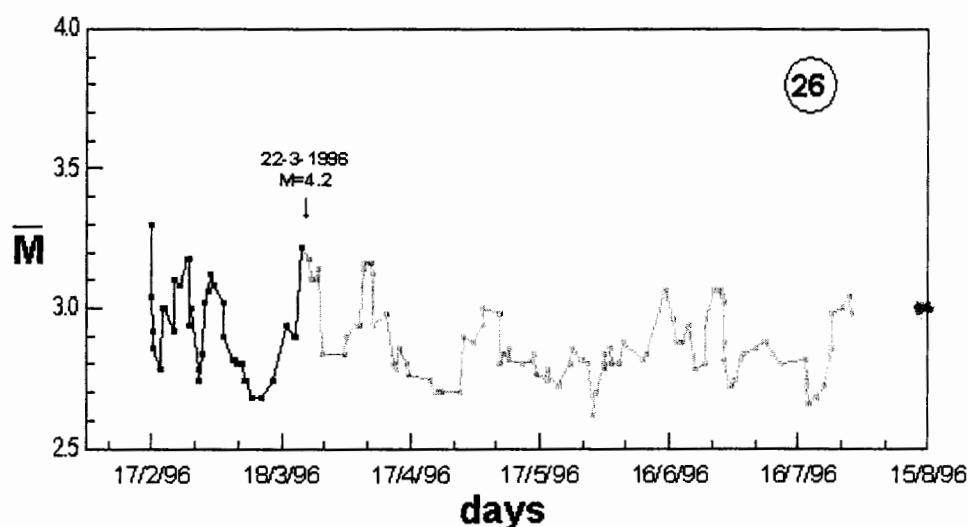


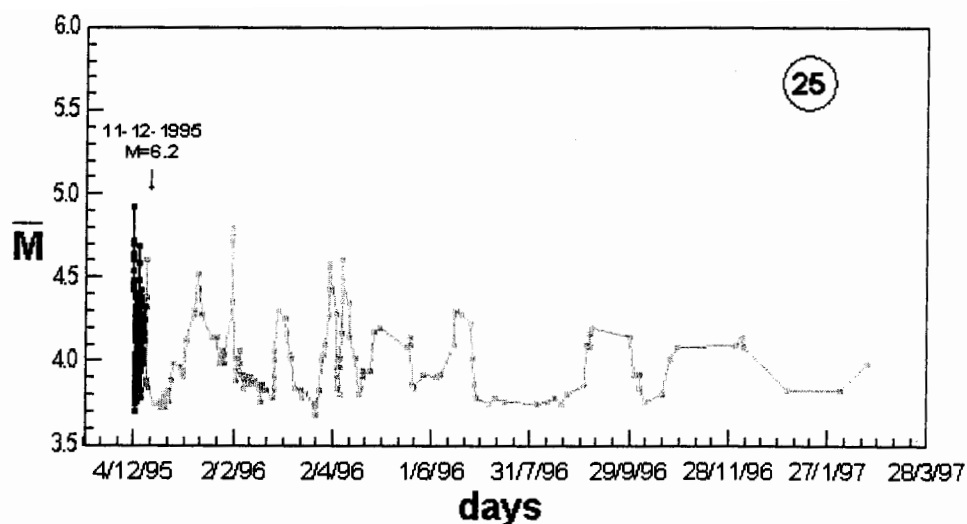
Σχ.3.14- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 12.7.1993 (20), 4.10.1994 (21), 28.12.1994 (22) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



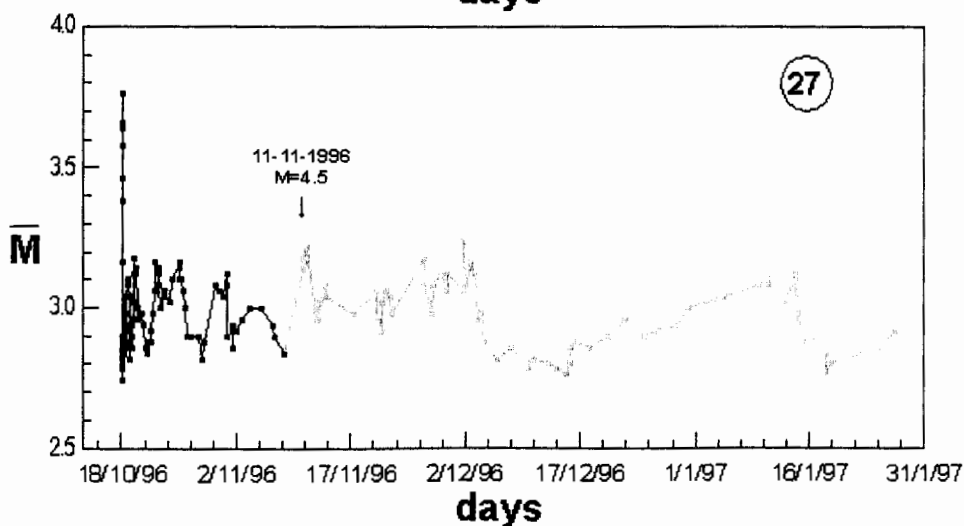
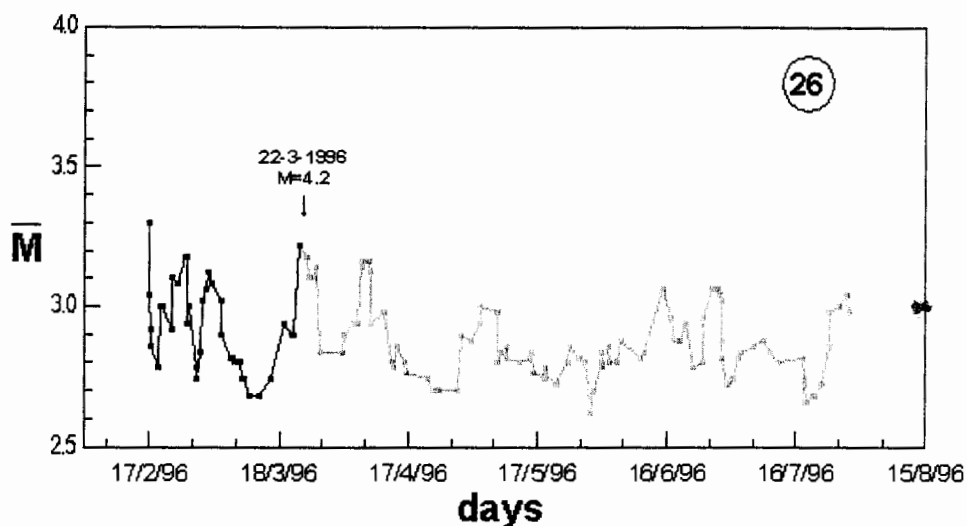


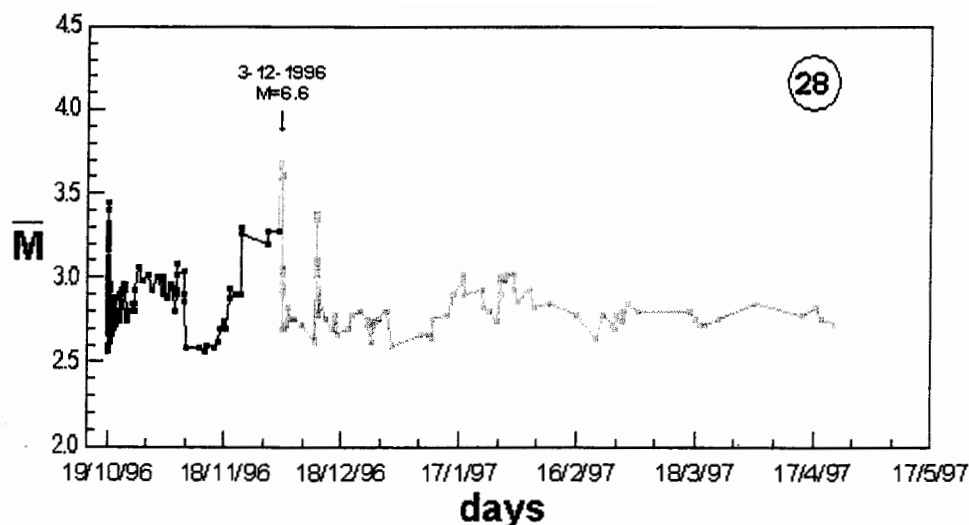
Σχ.3.15- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 17.1.1995 (23), 18.10.1995 (24), 4.12.1995 (25) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



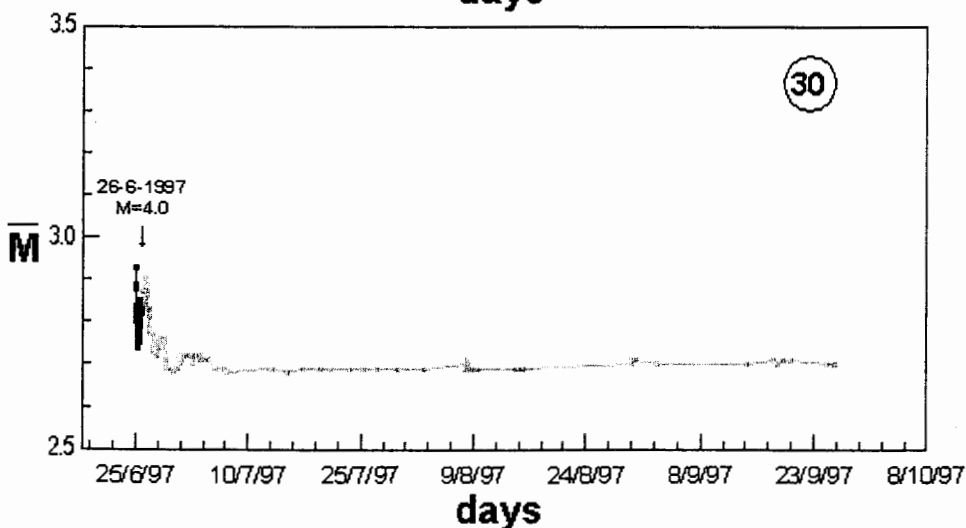
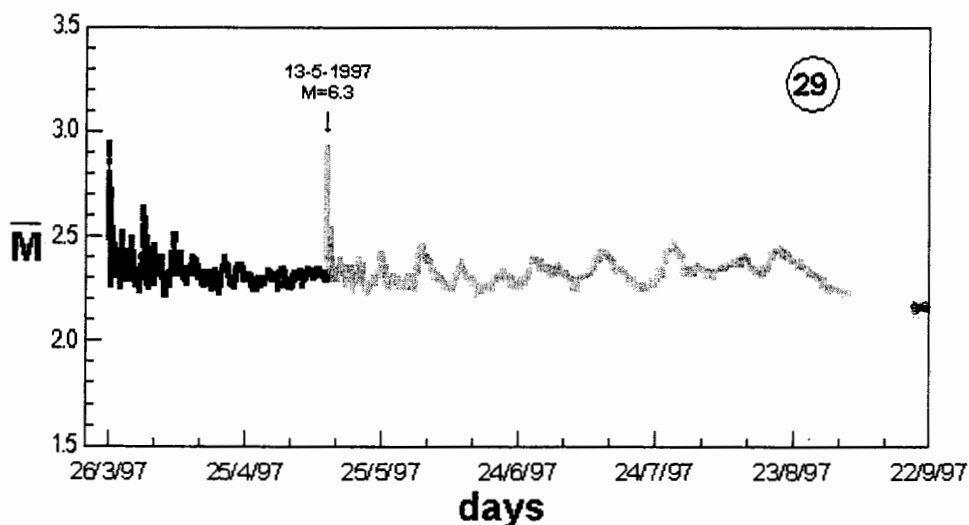


Σχ.3.15- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 17.1.1995 (23), 18.10.1995 (24), 4.12.1995 (25) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.

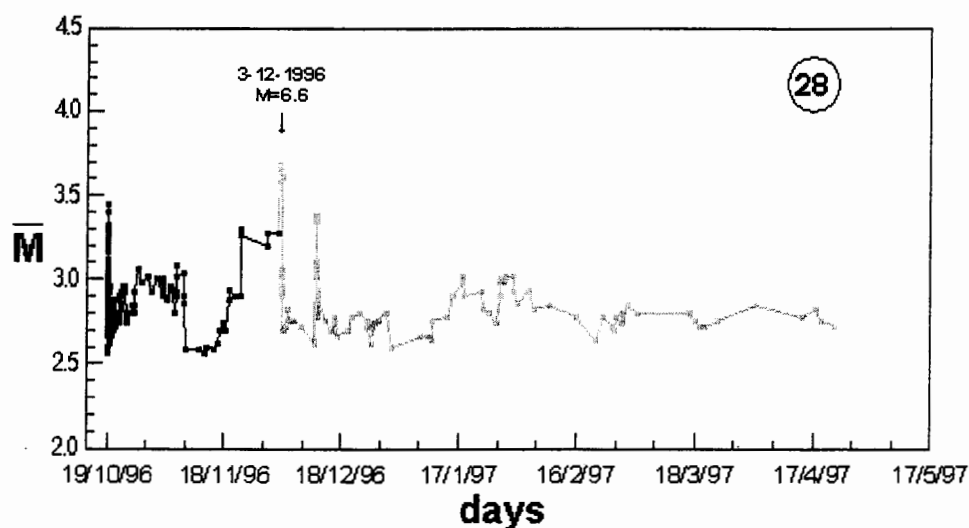




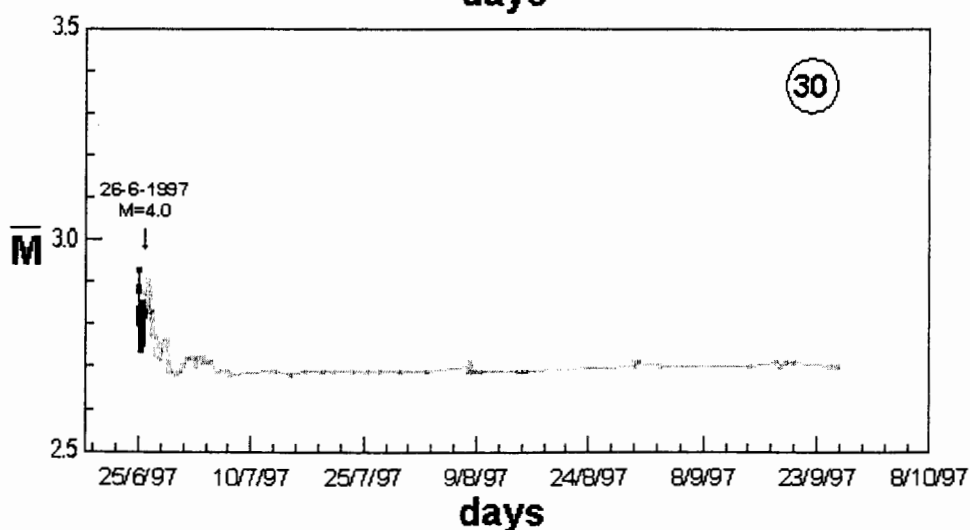
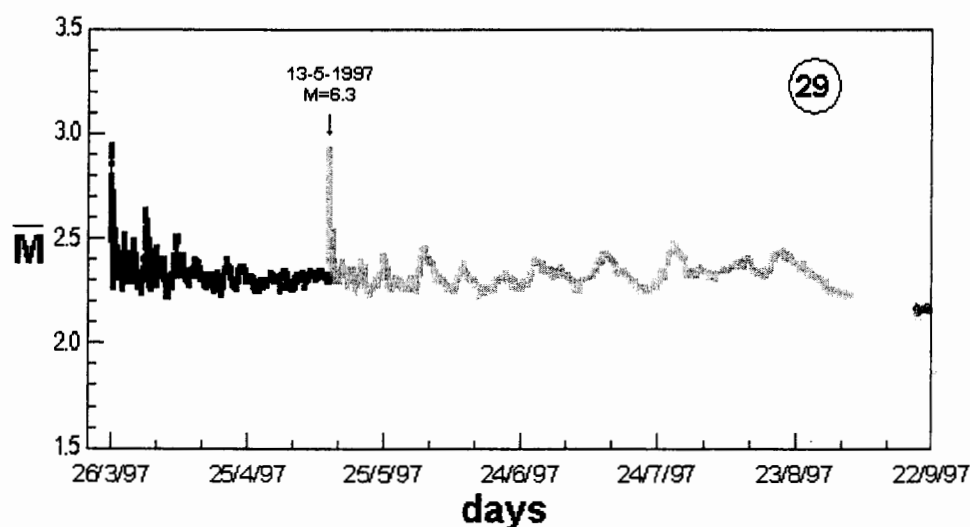
Σχ.3.16- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 17.2.1996 (26), 18.10.1996 (27), 19.10.1996 (28) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



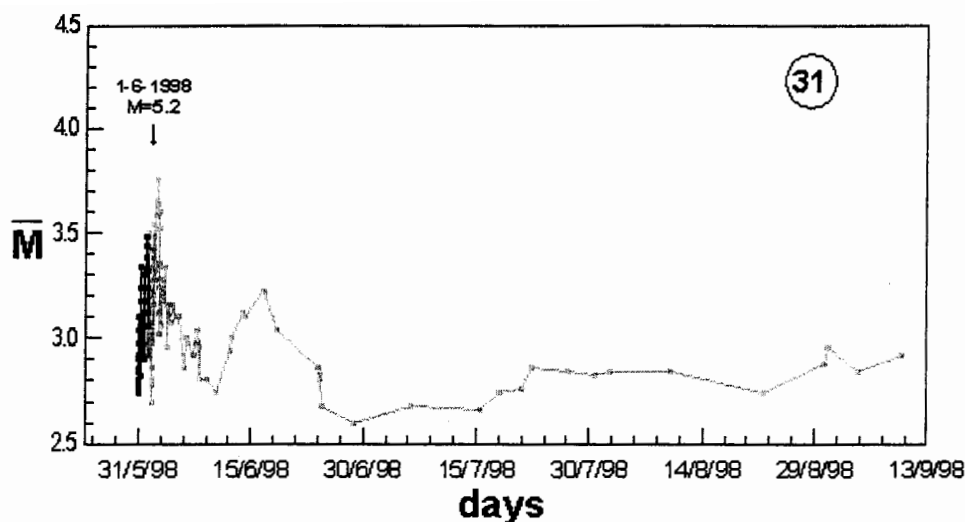
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



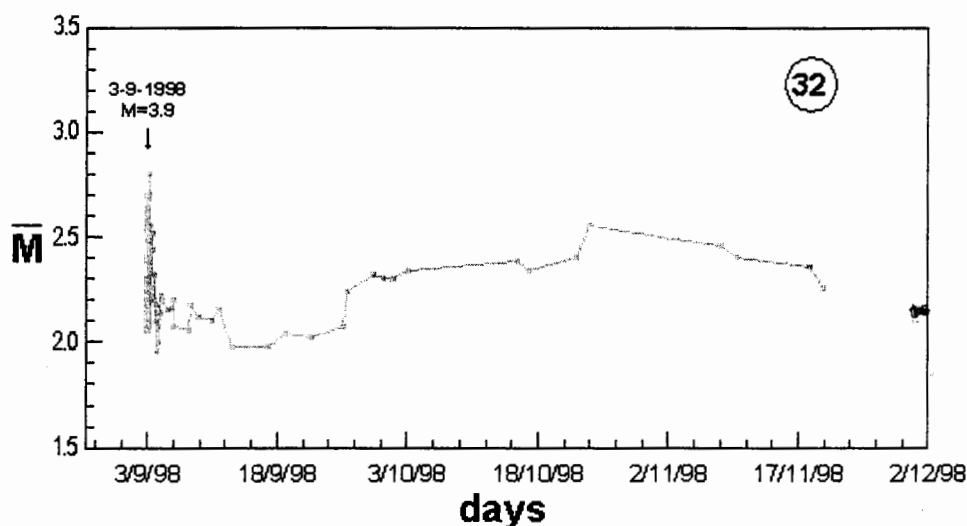
Σχ.3.16- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 17.2.1996 (26), 18.10.1996 (27), 19.10.1996 (28) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



Σχ.3.17- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 26.3.1997 (29), 25.6.1997 (30), 31.5.1998 (31) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρα βέλη σημειώνονται οι χρόνοι γένεσης των μεγαλύτερων μετασεισμών τους. Με μαύρη γραμμή, φαίνεται η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό και με αχνή γραμμή μετά τον μεγαλύτερο μετασεισμό.



Σχ.3.18- Μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών των κύριων σεισμών που έγιναν στις 3.9.1998 (32) (βλέπε Πίνακα 3.2), σε συνάρτηση με το χρόνο. Με μαύρο βέλος σημειώνεται ο χρόνος γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού του.

Κάθε σημείο αντιστοιχεί στη μέση τιμή του μεγέθους ορισμένου αριθμού μετασεισμών (π.χ. 40, με βήμα ένα μετασεισμό), η οποία χαρτογραφείται στο τέλος του χρονικού διαστήματος που ορίζουν αυτοί οι μετασεισμοί. Σε κάθε σχήμα, η αρχή του άξονα του χρόνου αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού, το μαύρο βέλος αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου μετασεισμού και η μαύρη

γραμμή αντιστοιχεί στη μεταβολή του μέσου μεγέθους, $\overline{M}$, ως τον μεγαλύτερο μετασεισμό, όταν ήταν δυνατόν να υπολογιστεί.

Στις περισσότερες περιπτώσεις (1, 2, 3, 4, 5, 8, 9, 12, 15, 16, 17, 20, 21, 23, 24, 25, 30, 31, 32) ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε αμέσως μετά ή λίγες ημέρες μετά από τον αντίστοιχο κύριο σεισμό και στη συνέχεια η μετασεισμική ακολουθία εξελίχτηκε ομαλά, δηλαδή, το μέσο μέγεθος των μετασεισμών (και συνακόλουθα η τιμή της παραμέτρου b) παρέμεινε σχετικά σταθερό με το χρόνο. Σε ορισμένες από τις υπόλοιπες περιπτώσεις, στις οποίες ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε αρκετές μέρες ως μερικούς μήνες μετά από τον αντίστοιχο σεισμό (11, 18, 19, 28), μπορεί να παρατηρηθεί αύξηση του μέσου μεγέθους (και συνεπώς πτώση της τιμής της παραμέτρου b) των μετασεισμών για χρονικό διάστημα από 5 ως 50 ημέρες πριν από τον αντίστοιχο μετασεισμό. Στις υπόλοιπες περιπτώσεις (6, 7, 10, 13, 14, 22, 26, 27, 29) δεν διακρίνεται σημαντική μεταβολή του μέσου μεγέθους πριν από τους αντίστοιχους μετασεισμούς.

Από τα παραπάνω σχήματα προκύπτει το συμπέρασμα ότι η μελέτη της μεταβολής του μέσου μεγέθους μιας μετασεισμικής ακολουθίας με το χρόνο μπορεί υπό προϋποθέσεις να συμβάλει στην εκτίμηση για την ομαλή εξέλιξή της.

94

Κεφάλαιο 4

ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΙ ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΣΤΙΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΟΛΟΥΘΙΩΝ

4.1 Εισαγωγή

Η μελέτη της χωρικής κατανομής των σεισμών σεισμικών ακολουθιών έχει ιδιαίτερη σημασία καθώς με αυτή είναι δυνατό να καθοριστούν παράμετροι, όπως το μήκος του ρήγματος, οι διαστάσεις του σειсмоγόνου χώρου καθώς επίσης και η διαδικασία διόδοσης της διάρρηξης στην επιφάνεια του ρήγματος. Οι παράμετροι αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν όχι μόνο για την αναγνώριση ρηγμάτων τα οποία δεν παρουσιάζουν επιφανειακή εκδήλωση, αλλά και για την μακροπρόθεσμη πρόγνωση σεισμών, με τον υπολογισμό του αναμενόμενου μεγέθους σεισμού από ορισμένο ρήγμα ή σειсмоγόνο χώρο συγκεκριμένων διαστάσεων..

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, καταβλήθηκε προσπάθεια για τη μελέτη της χωρικής κατανομής των σεισμών των σεισμικών ακολουθιών κύριων σεισμών με μέγεθος $M \geq 6.0$, που έγιναν στην Ιαπωνία, το χρονικό διάστημα 1977-1998. Για το σκοπό αυτό, μελετήθηκε η χωρική κατανομή των εστιών όλων των μετασεισμικών ακολουθιών των κύριων σεισμών του Πίνακα (3.1).

Στο κεφάλαιο αυτό, παρουσιάζονται αναλυτικά ορισμένα παραδείγματα χωρικών και χωροχρονικών κατανομών για τους κύριους σεισμούς που δίνονται στον Πίνακα (4.1) ενώ οι υπολοιπες κατανομές παρουσιάζονται στο cdrom το οποίο συνοδεύει τη διατριβή.

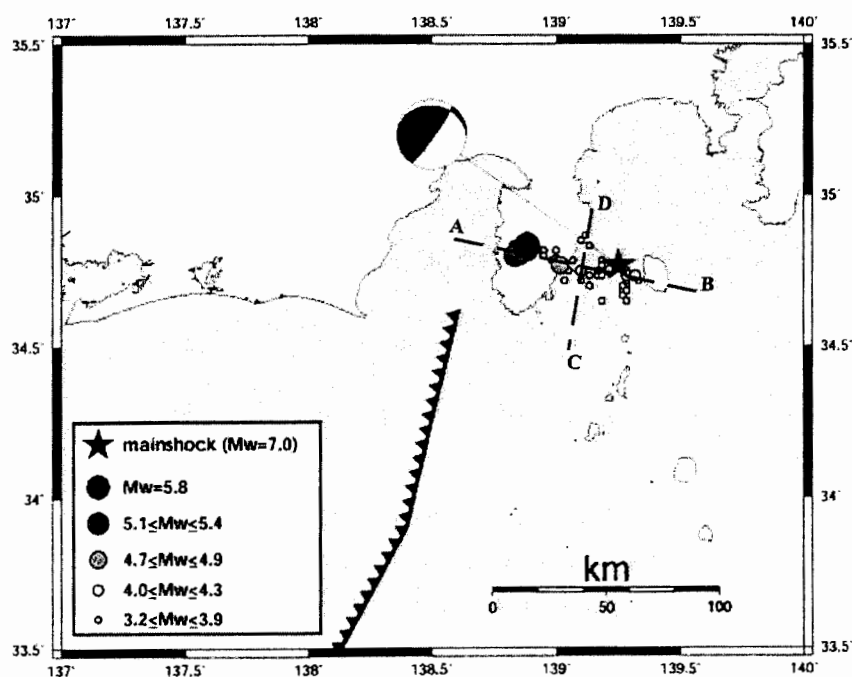
Πίνακας 4.1.- Οι βασικές παράμετροι των κύριων σεισμών των μετασεισμικών ακολουθιών, των οποίων η χωρική κατανομή παρουσιάζεται στη συνέχεια. Για κάθε μία ακολουθία δίνονται οι εστιακές παράμετροι του κύριου σεισμού (έτος, μήνας, μέρα, ώρα, λεπτό της ώρας, γεωγραφικό πλάτος ϕ , γεωγραφικό μήκος λ , μέγεθος).

A/A	ΕΤΟΣ	ΜΗΝ	ΗΜΕΡΑ	ϕ	λ	M_0
1	1978	01	14	34.77	139.25	7.0
2	1983	05	26	40.36	139.08	7.7
3	1993	07	12	42.78	139.18	7.8
4	1994	10	04	43.37	147.68	8.1
5	1994	12	28	40.43	143.75	7.5
6	1995	01	17	34.60	135.04	7.2
7	1995	12	04	44.56	150.13	7.2

4.2 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Izu-Oshima, 1978

Στις 14 Ιανουαρίου 1978, ένας ισχυρός σεισμός ($M=7.0$) έγινε στην θαλάσσια περιοχή μεταξύ του νησιού Oshima και της χερσονήσου Izu. Η χερσονήσος Izu βρίσκεται στο βόρειο όριο της θάλασσας των Φιλιππίνων. Το ανατολικό και το δυτικό τμήμα της χερσονήσου περιορίζονται από τις τάφρους Sagami και Suruga αντίστοιχα, στις οποίες γίνονται μεγάλοι σεισμοί, λόγω της κατάδυσης της πλάκας της θάλασσας των Φιλιππίνων κάτω από την Ευρασιατική πλάκα και της σύγκρουσης του βορείου τμήματος της χερσονήσου Izu με την Ευρασιατική πλάκα (σχ.1.6).

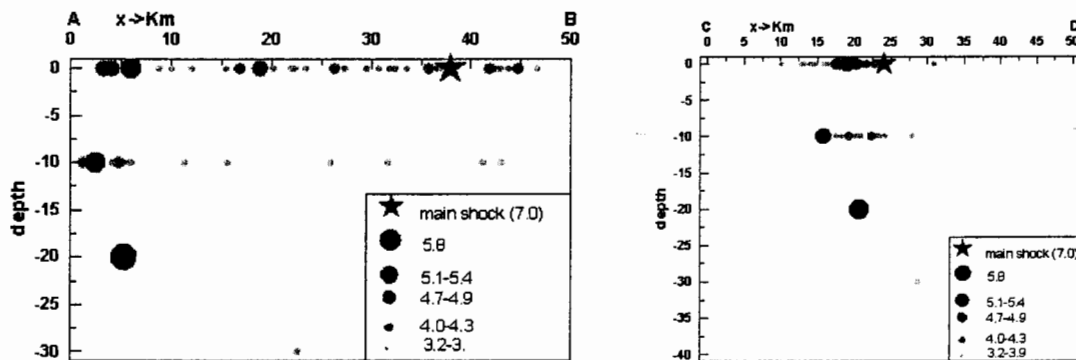
Στο σχήμα (4.1) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των σεισμών της μετασεισμικής ακολουθίας. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε και από το σχήμα τα επίκεντρα των μετασεισμών είναι διατεταγμένα κατά τη διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Η μελέτη του μηχανισμού γένεσης του σεισμού, σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard, έδειξε ότι ο σεισμός οφειλόταν σε ανάστροφο ρήγμα, με το ένα επίπεδο να κλίνει προς τα βόρεια ($\text{strike}=280^\circ$, $\text{dip}=18^\circ$, $\text{slip}=154^\circ$) και το άλλο επίπεδο να κλίνει προς τα νότιοανατολικά ($\text{strike}=35^\circ$, $\text{dip}=82^\circ$, $\text{slip}=73^\circ$).



Σχ.4.1- Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Izu-Oshima, 1978. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.

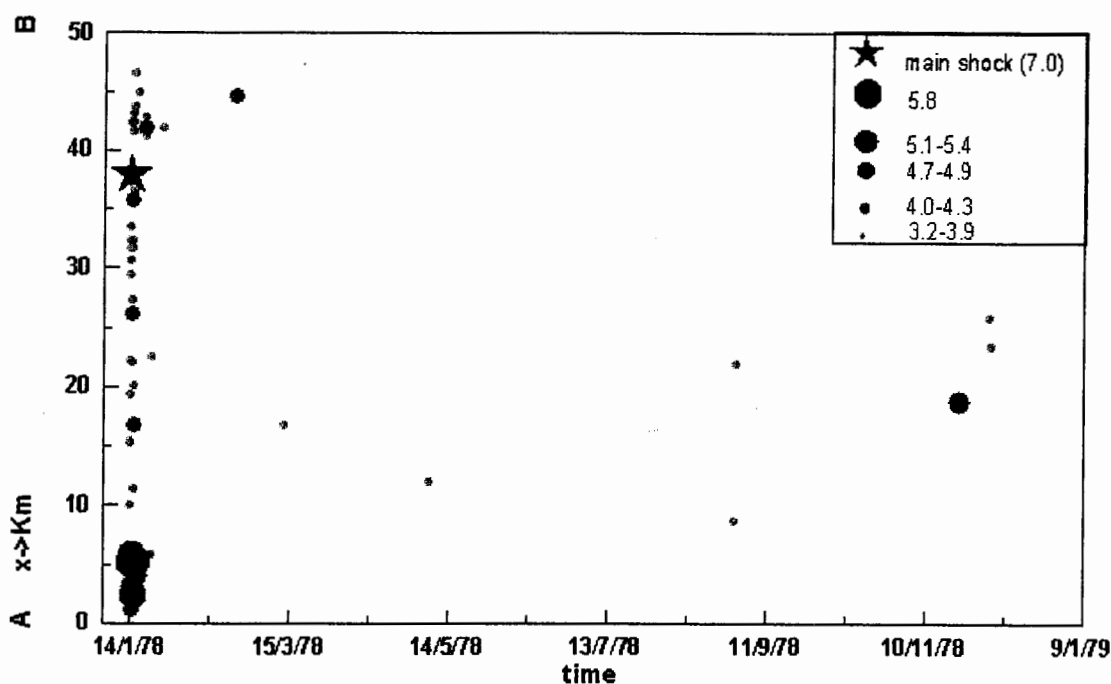
Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.2) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής

περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.2) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής περιοχής. Όπως φαίνεται, από τις τομές του σχήματος (4.2), η ακρίβεια των εστιακών παραμέτρων δεν είναι τέτοια που να επιτρέπει την εξαγωγή συμπερασμάτων για το βάθος και την κλίση του ρήγματος. Το μήκος της ζώνης διάρρηξης ήταν περίπου 50 Km.



Σχ.4.2.- Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών.

Στο σχήμα (4.3) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας για τις 100 πρώτες ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε ο σεισμός έγινε στο ανατολικό άκρο της ζώνης διάρρηξης και η μετασεισμική δραστηριότητα επεκτάθηκε στα δυτικά. Οι περισσότεροι μετασεισμοί έγιναν σε χρονικό διάστημα 10 ημερών από το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού. Οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί ($M \geq 5.1$) εντοπίζονται στο δυτικότερο άκρο, γεγονός που υποδεικνύει ότι η διάρρηξη ήταν μονοκατευθυντική.

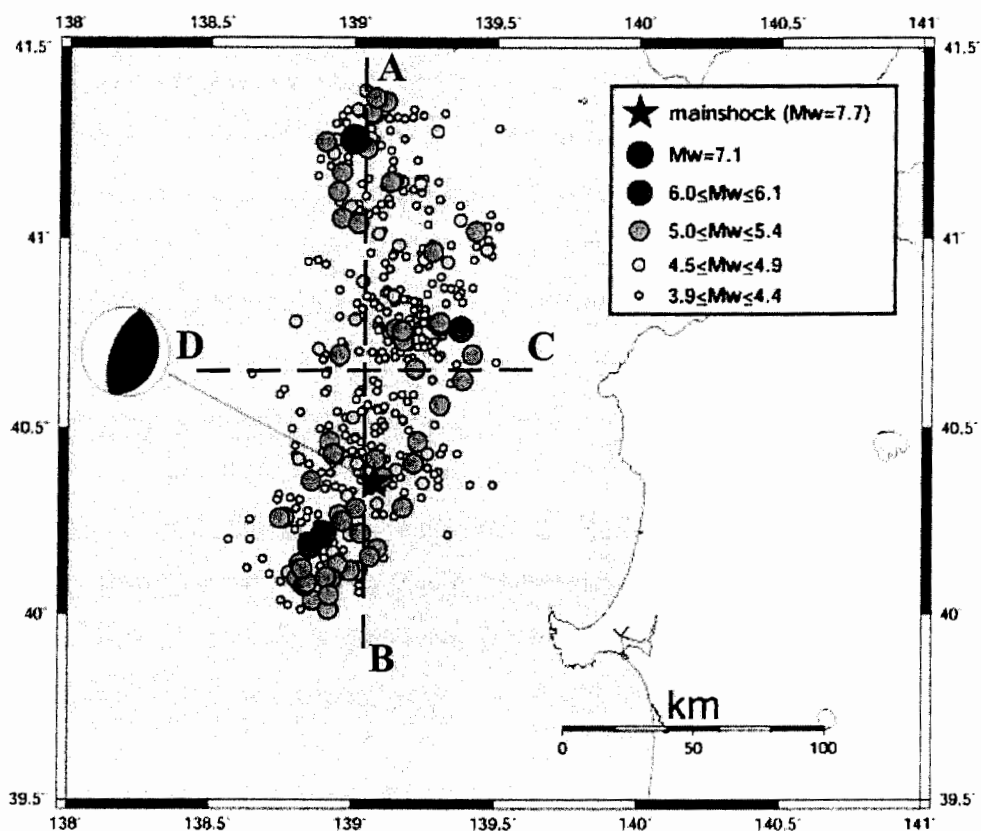


Σχ.4.3.- Χωροχρονική κατανομή της ακολουθίας στο Izu-Oshima, 1978, για τις πρώτες 100 ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των επικέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των επικέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο δυτικό άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

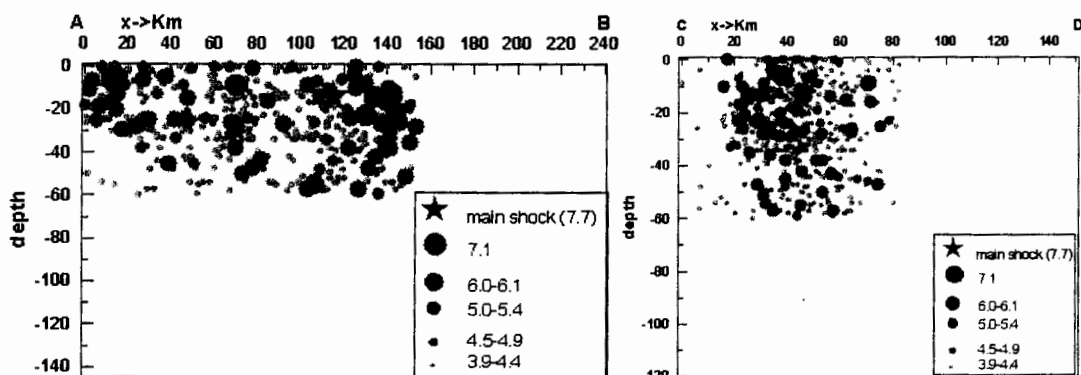
4.3 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Akita-Oki, 1983

Στις 26 Μαΐου 1983 έγινε ένας μεγάλος σεισμός ($M=7.7$) στην θάλασσα της Ιαπωνίας στην δυτική ακτή της βόρειας Honshu. Ο σεισμός έγινε στο ανατολικό όριο της θάλασσας της Ιαπωνίας. Στην περιοχή αυτή είχαν γίνει δύο μεγάλοι σεισμοί, ο σεισμός στο Shakotan-Oki ($M=7.5$, 1940) και ο σεισμός της Niigata ($M=7.5$, 1964). Οι δύο αυτοί σεισμοί αλλά και ο σεισμός του 1983 είχαν ανάστροφο μηχανισμό γένεσης. Σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard, ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού στο Akita-Oki, ήταν ανάστροφου τύπου, με το ένα επίπεδο να κλίνει με μικρή γωνία κλίσης προς τα νοτιοανατολικά ($\text{strike}=16^\circ$, $\text{dip}=27^\circ$, $\text{slip}=86^\circ$), και το άλλο επίπεδο να κλίνει με μεγάλη κλίση προς τα βορειοδυτικά ($\text{strike}=200^\circ$, $\text{dip}=63^\circ$, $\text{slip}=92^\circ$).

Στο σχήμα (4.4) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των σεισμών της μετασεισμικής ακολουθίας. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε και από το σχήμα, τα επίκεντρα των μετασεισμών είναι διατεταγμένα κατά τη διεύθυνση BBA-NNΔ.



Σχ.4.4- Κατανομή των επίκεντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Akita-Oki, 1983. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.

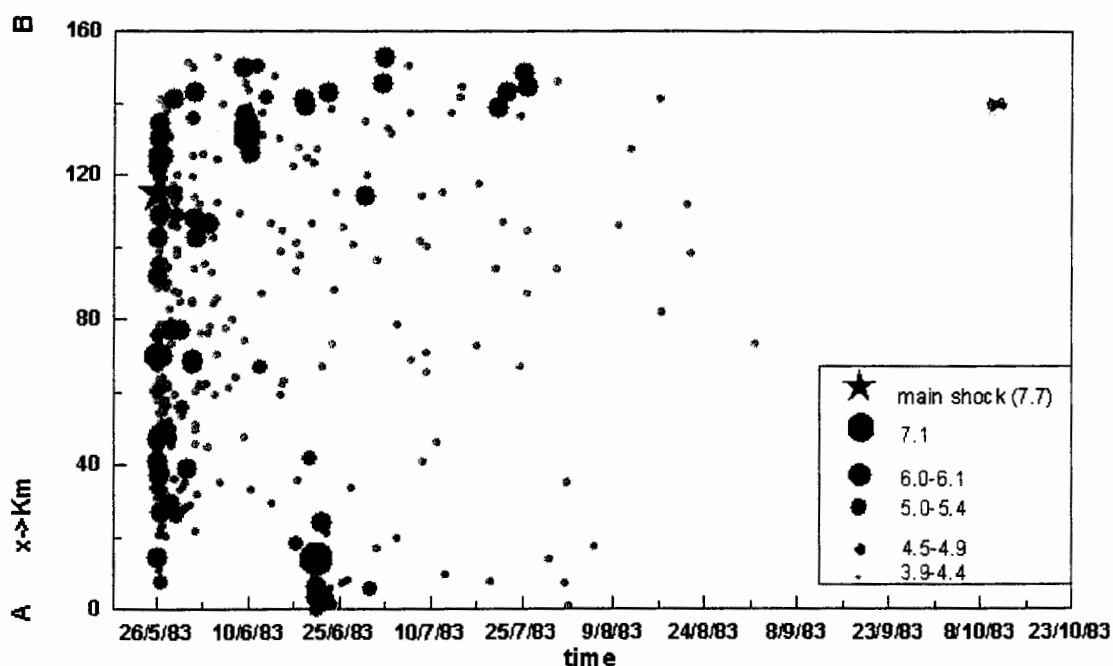


Σχ.4.5.- Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στη διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στη διεύθυνση κατανομής των εστιών.

Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.5) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.5) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής απόστασης. Αν και το σφάλμα στον υπολογισμό των εστιών, ιδιαίτερα στο βάθος, είναι αρκετά μεγάλο, μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι η ζώνη διάρρηξης κλείνει προς τα δυτικά, γεγονός που συμφωνεί με τον μηχανισμό γένεσης του πανεπιστημίου του Harvard, ενώ η πλειοψηφία των μετασεισμών έχουν βάθη ως 20 Km.

Στο σχήμα (4.6) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας στο Akita-Okii για τις 100 πρώτες ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού.

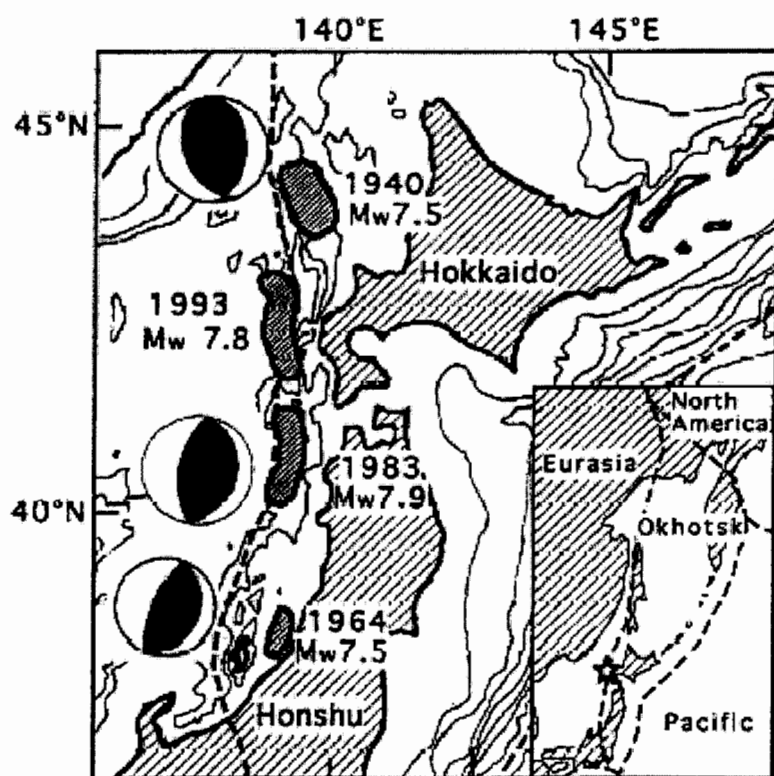
Ο κύριος σεισμός έγινε κοντά στο νότιο τμήμα της ακολουθίας και αμέσως η μετασεισμική δραστηριότητα επεκτάθηκε και στα δύο άκρα του ρήγματος. Κατά τη διάρκεια των πρώτων 24 ωρών από τη γένεση του κύριου σεισμού οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί ($M \geq 6.0$) έγιναν στο βόρειο τμήμα της ζώνης διάρρηξης. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός ($M=7.1$), που έγινε 26 μέρες αργότερα του κύριου σεισμού, εντοπίζεται επίσης στο βόρειο τμήμα. Φαίνεται επίσης ότι αυτός ο σεισμός ακολουθήθηκε από δικούς του δευτερογενείς μετασεισμούς.



Σχ.4.6.- Χωροχρονική κατανομή της ακολουθίας στο Akita-Okii, 1994, για τις πρώτες 100 ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των επικέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των επικέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο νοτιότερο άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

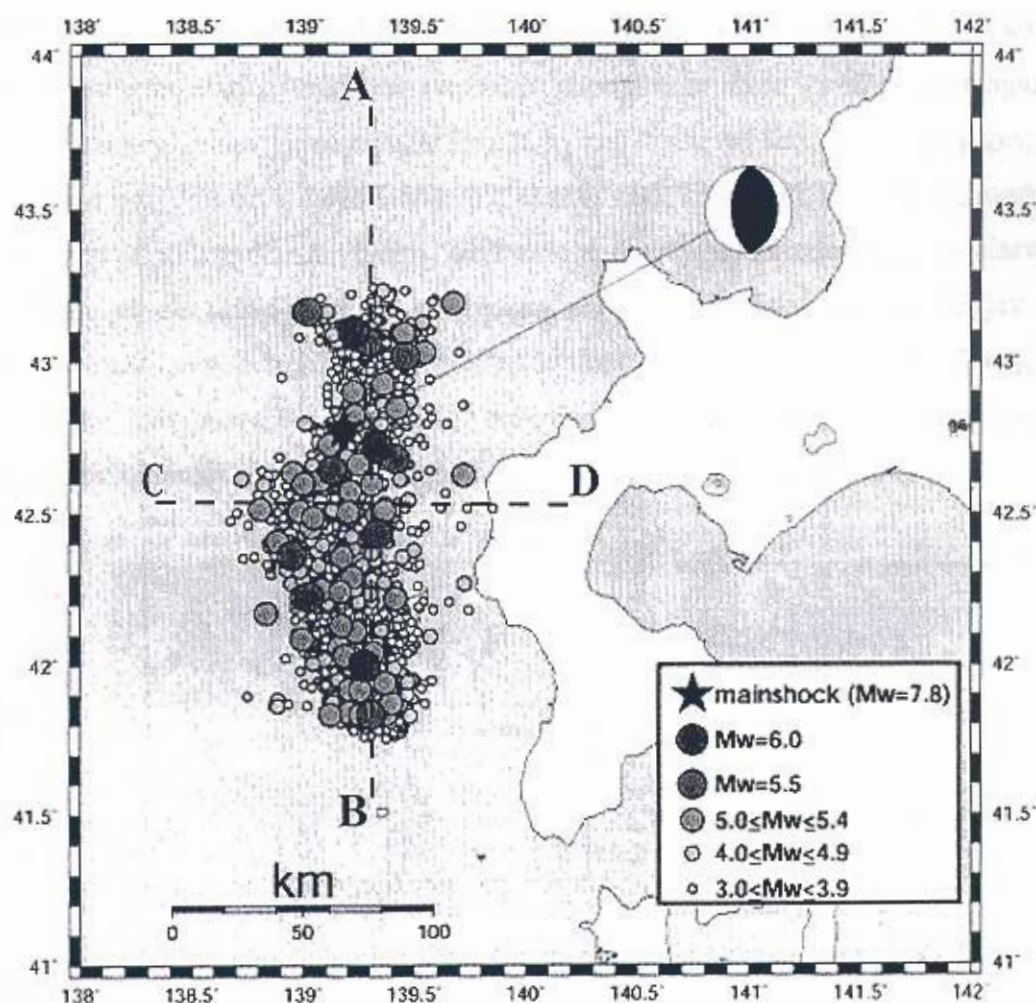
4.4 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Nansei-Oki, 1993

Στις 12 Ιουλίου του 1993, ένας μεγάλος σεισμός με μέγεθος $M=7.8$ έγινε στην θάλασσα της Ιαπωνίας κοντά στη νοτιοδυτική ακτή του νησιού Hokkaido, δημιουργώντας παράλληλα ένα μεγάλο θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (tsunami) το οποίο προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές και τον θάνατο μεγάλου αριθμού ανθρώπων. Ο σεισμός έγινε κατά μήκος του ανατολικού τμήματος της τεκτονικής γραμμής της θάλασσας της Ιαπωνίας, η οποία και χαρακτηρίζεται από μεγάλους σεισμούς με ανάστροφο μηχανισμό γένεση όπως ο σεισμός του Shakotan-Oki ($M=7.5$, 1940), ο σεισμός της Niigata ($M=7.5$, 1964) και ο σεισμός στην θάλασσα της Ιαπωνίας (Akita-Oki) ($M=7.9$, 1983) (σχ.4.7). Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού του 1993, σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard, ήταν ανάστροφος με το ένα επίπεδο να κλίνει προς τα ανατολικά ($\text{strike}=0^\circ$, $\text{dip}=35^\circ$, $\text{slip}=91^\circ$) και το άλλο επίπεδο να κλίνει προς τα δυτικά ($\text{strike}=179^\circ$, $\text{dip}=55^\circ$, $\text{slip}=90^\circ$) (σχ.4.8).



Σχ4.7.- Οι ζώνες διάρρηξης και οι μηχανισμοί γένεσης των μεγάλων σεισμών κατά μήκος του ανατολικού ορίου της θάλασσας της Ιαπωνίας. Στον ένθετο χάρτη φαίνονται τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή της βορειοανατολικής Ιαπωνίας. Το αστέρι δείχνει το επίκεντρο του σεισμού στην περιοχή του Nansei-Oki (Tanioka et al. 1995).

Ο Nakamura (1983) και ο Kobayashi (1983) θεώρησαν ότι το όριο μεταξύ της Ευρασίας και της Βορείου Αμερικής μετακινήθηκε από το κεντρικό τμήμα του Hokkaido στο ανατολικό όριο της θάλασσας της Ιαπωνίας τα τελευταία 1-2 Ma. Οι Seno και Sakurai (1993) θεώρησαν το ανατολικό όριο της θάλασσας της Ιαπωνίας ως το όριο σύγκλισης της Ευρασίας με την πλάκα Okhotsk. Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών του 1940 και του 1983 δείχνουν κατάδυση του πυθμένα της θάλασσας της Ιαπωνίας κάτω από την Ιαπωνία και θεωρήθηκε ότι αναπαραστούν το όριο, με κλίση προς τα ανατολικά, μεταξύ των δύο τεκτονικών πλακών (Ευρασίας και Okhotsk) (Satake, 1986, Sato et al., 1986). Οι θέσεις των epicέντρων του κύριου σεισμού και των μετασεισμών δείχνουν ότι ο σεισμός του 1993 διέρρηξε την περιοχή μεταξύ του σεισμού του 1940 και του σεισμού του 1983 (σχ.4.7).

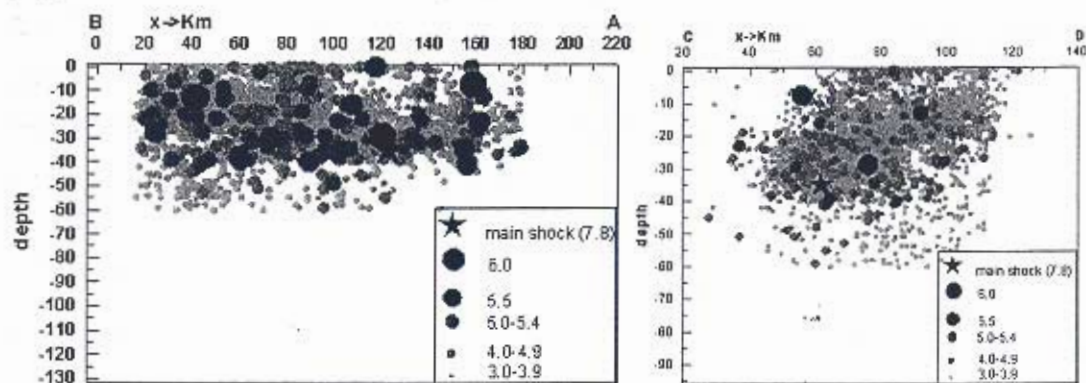


Σχ.4.8.- Κατανομή των epicέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Nansei-Oki 1993. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.

Η ανάλυση των σεισμικών κυμάτων του σεισμού στο Hokkaido Nansei-Oki με χρήση διαφορετικής μπάντας συχνοτήτων (Nakanishi et al., 1993, Tanioka et al., 1993) δείχνουν σύνθετη γεωμετρία του ρήγματος του σεισμού, όπως φαίνεται και από την κατανομή των μετασεισμών (Kasahara et al., 1994). Γεωδαιτικές παρατηρήσεις (Kumaki et al., 1993, Tsutsumi et al., 1993) δείχνουν ότι ο σεισμός προκάλεσε καθίζηση 5-80 cm στο νησί Okushiri.

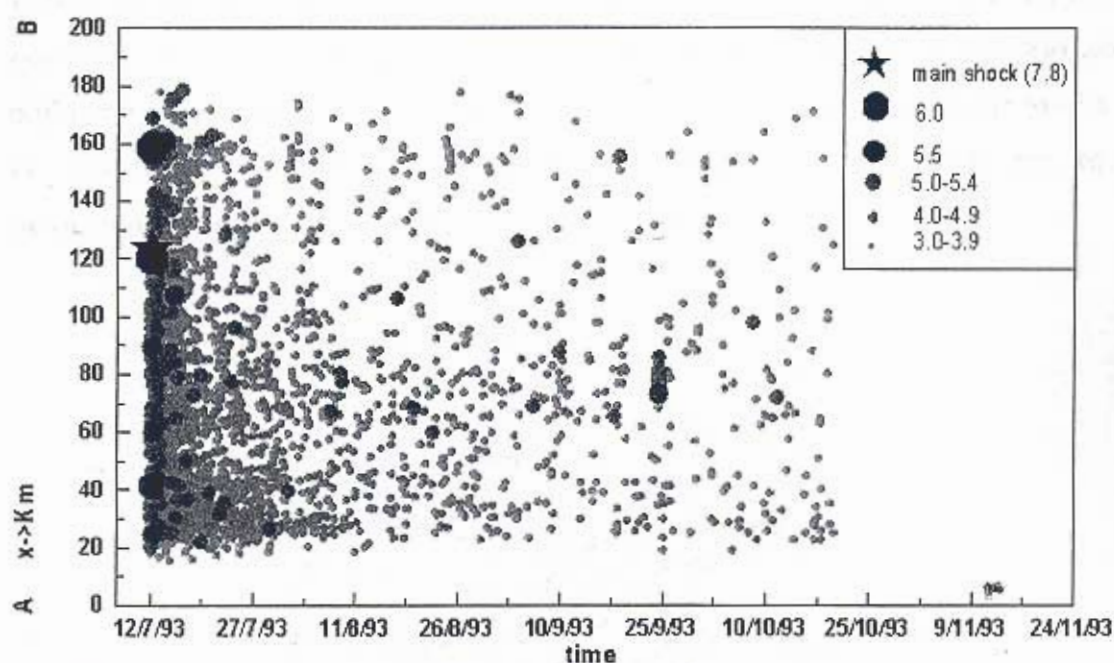
Στο σχήμα (4.8) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των σεισμών της μετασεισμικής ακολουθίας. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε και από το σχήμα τα επίκεντρα των μετασεισμών είναι διατεταγμένα κατά τη διεύθυνση B-N.

Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.9) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.9) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής απόστασης. Αν και τα σφάλματα στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων ήταν μεγάλα, παρατηρούμε ότι η πλειοψηφία των μετασεισμών έχει βάθη από 7 έως 40 Km. Στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται ότι η ζώνη διάρρηξης κλείνει προς τα δυτικά. Το γεγονός αυτό δεν συμφωνεί με το μηχανισμό γένεσης τον οποίο πρότεινε το παναπιστήμιο του Harvard. Οι Kuge et al. (1996) για να εξηγήσουν αυτή την ασυμφωνία, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η διάρρηξη δεν ήταν ομοιόμορφη σε όλο το μήκος της ζώνης και πρότειναν ένα μοντέλο διάρρηξης στο οποίο υπάρχει μια ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων τα οποία κλίνουν είτε προς τα ανατολικά είτε προς τα δυτικά.



Σχ.4.9.- Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών.

Στο σχήμα (4.10) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας στο Nansei-Oki για τις 100 πρώτες ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Ο κύριος σεισμός έγινε στο βόρειο τμήμα του σεισμογόνου χώρου και αμέσως η μετασεισμική δραστηριότητα επεκτάθηκε και στα δύο άκρα του ρήγματος. Κατά τη διάρκεια των πρώτων 24 ωρών από τη γένεση του κύριου σεισμού οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί ($M=6.0$) έγιναν στο βόρειο τμήμα της ζώνης διάρρηξης. Αυτό συμφωνεί και με την παρατήρηση των Fujita et al. (1995), ότι οι μετασεισμοί οι οποίοι έγιναν κοντά στον κύριο σεισμό είχαν μικρή πτώση τάσης.



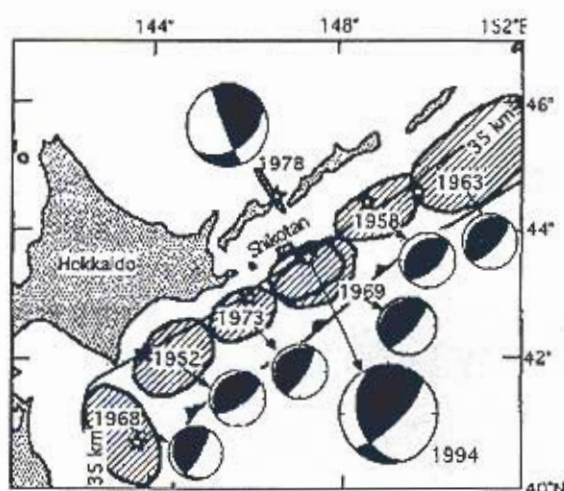
Σχ.4.10.- Χωροχρονική κατανομή της ακολουθίας στο Nansei-Oki, 1994, για τις πρώτες 100 ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των epicέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των epicέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο νοτιότερο άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

Στο κεντρικό και νότιο τμήμα της ζώνης η μετασεισμική δραστηριότητα είναι πολύ μεγάλη, οι μετασεισμοί όμως που έγιναν στην περιοχή δεν έχουν μεγέθη ανάλογα με το βόρειο τμήμα. Αυτό υποδηλώνει ότι η περιοχή δεν έχει την ικανότητα να αποθηκεύει υψηλές τιμές τάσης, ίσως και λόγω της παρουσίας του ηφαιστείου Oshima, γεγονός που επαληθεύεται και από τις χαμηλές τιμές της πτώσης τάσης (Fujita et al., 1993). Υπάρχει όμως και ακόμα μία ερμηνεία από τον Fujita et al. (1995), ότι δηλαδή η υποθαλάσσια ράχη Matsumae, η οποία βρίσκεται νότια της μετασεισμικής ζώνης, μπορεί να είναι τμήμα της καταδυόμενης πλάκας ή ροή λάβας

από το ηφαίστειο Oshima. Είναι πιθανό λοιπόν αυτή η υποθαλάσσια ράχη να αποτρέπει τη διάρρηξη που ξεκίνησε στα βόρεια να επεκταθεί και στα νότια.

4.5 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Toho-Oki στο Hokkaido, 1994

Στις 4 Οκτωβρίου 1994, ένας σεισμός με $M=8.1$ έγινε στο νοτιότερο τμήμα της ζώνης κατάδυσης των νησιών Kurile. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε πολλές καταστροφές στο νοτιότερο τμήμα των νησιών Kuriles και στο Hokkaido με ισχυρές δονήσεις και την δημιουργία μεγάλων tsunami. Το επίκεντρο αυτού του σεισμού βρίσκεται πολύ κοντά στο επίκεντρο του σεισμού του 1969 στο Toho-oki με $M=7.8$. Η περιοχή που καλύπτουν οι μετασεισμοί του σεισμού του 1994 επικαλύπτει την μετασεισμική περιοχή του σεισμού του 1969 (σχ.4.11).



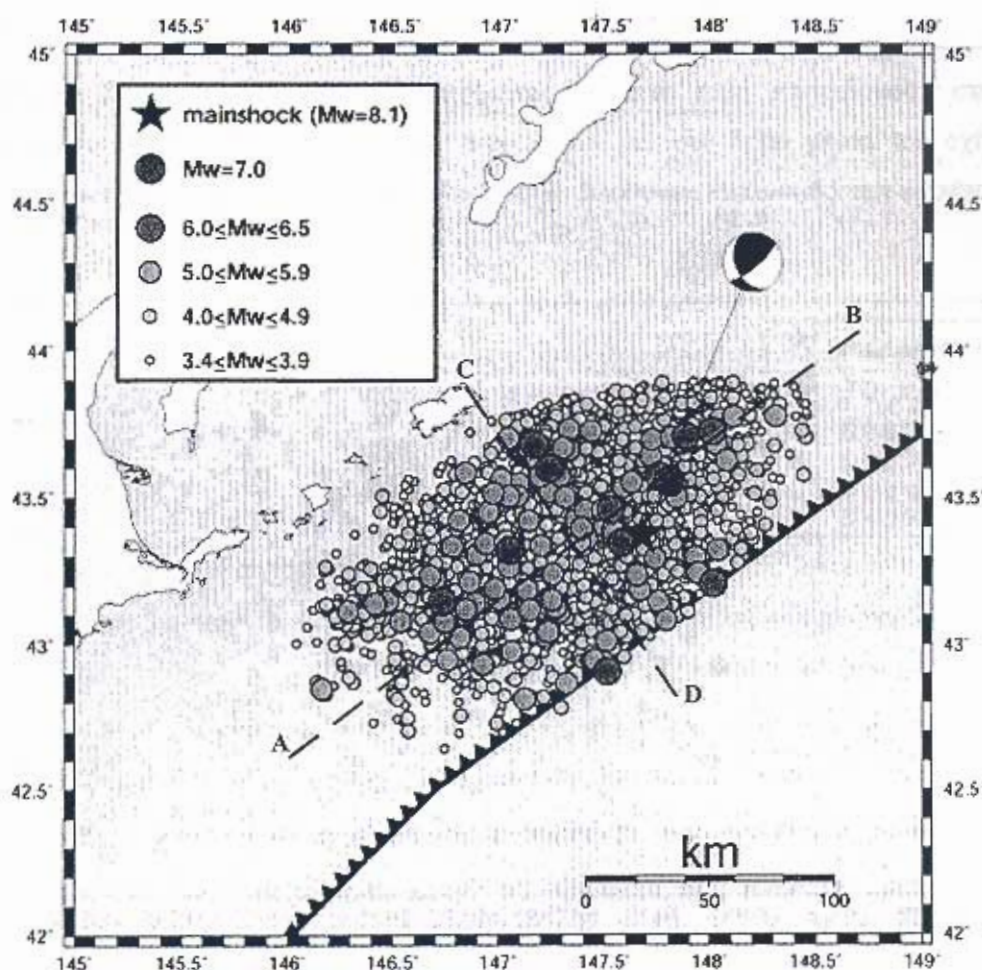
Σχ.4.11.- Ζώνες διάρρηξης και μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών που διέρρηξαν το τόξο Kurile, το χρονικό διάστημα 1952-1994. (Tanioka et al. 1995).

Η γένεση του σεισμού αυτού έγινε μόλις 25 χρόνια μετά το σεισμό του 1969, γεγονός που αιφνιδίασε τους επιστήμονες καθώς ο χρόνος επανάληψης μεγάλων σεισμών στην περιοχή είχε θεωρηθεί ότι είναι περίπου 100 χρόνια (Utsu, 1972, Kanamori, 1977, Shimazaki, 1978). Η μελέτη όμως των επιφανειακών κυμάτων μακράς περιόδου και των κυμάτων χώρου (Kikuchi and Kanamori, 1995), η κατανομή των μετασεισμών (Katsumata 1995) καθώς και η ανάλυση της παραμόρφωσης του φλοιού (Tsuji et al., 1995) έδειξαν ότι ο μηχανισμός γένεσης του

σεισμού του 1994 δεν είναι ανάστροφος και ότι δεν είναι ένας σεισμός ο οποίος σχετίζεται με την κατάδυση της Περιειρηνικής πλάκας στην ΒΑ Ιαπωνία. Από την άλλη μεριά, ο σεισμός του 1969 πραγματοποιήθηκε στα όρια πλακών και είχε τυπικό ανάστροφο μηχανισμό γένεσης στην περιοχή κατάδυση των νησιών Kuriles (π.χ. Abe, 1973, Schwartz and Ruff, 1987).

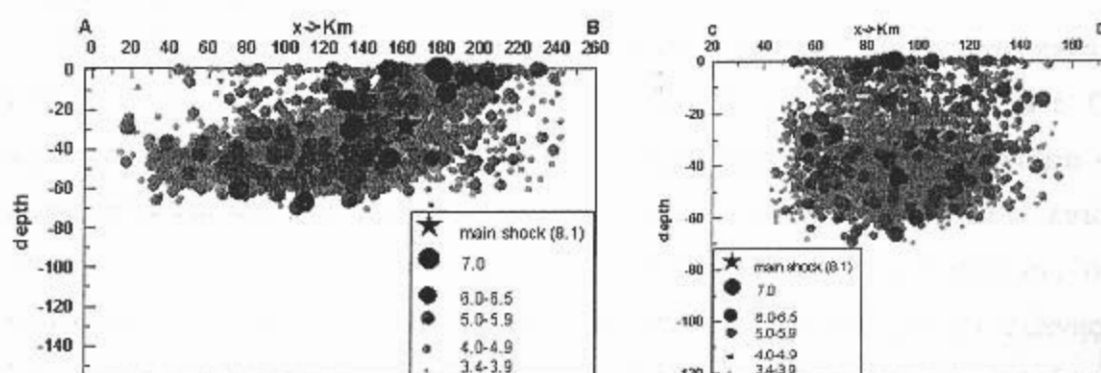
Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού στο Toho-Oki, σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard, ήταν ανάστροφος, με το ένα επίπεδο να κλείνει προς τα νοτιοδυτικά (strike=158°, dip=41°, slip=24°), ενώ το άλλο επίπεδο έκλινε προς τα νοτιοανατολικά (strike=50°, dip=74°, slip=128°).

Στο σχήμα (4.12) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των σεισμών της μετασεισμικής ακολουθίας. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε και από το σχήμα τα επίκεντρα των μετασεισμών είναι διατεταγμένα κατά τη διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ.

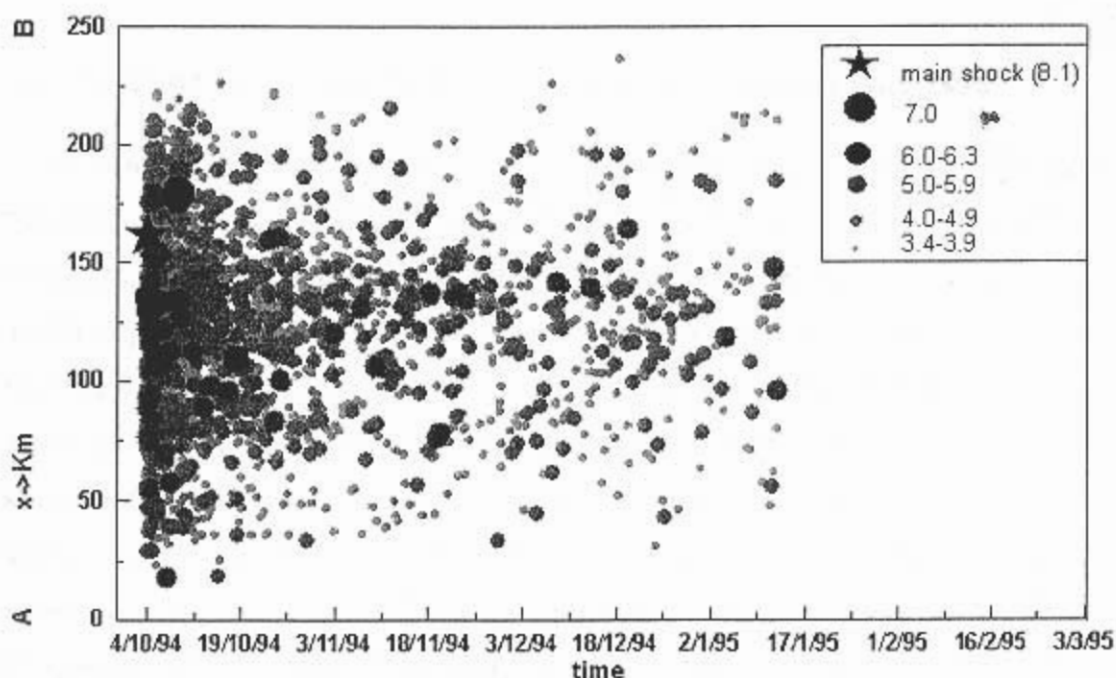


Σχ.4.12.— Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Toho-Oki, 1994. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.

Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.13) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.13) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής απόστασης. Παρά το γεγονός της περιορισμένης ακρίβειας των εστιακών παραμέτρων, παρατηρούμε ότι η ζώνη διάρρηξης εκτείνεται σε βάθος ως 70 km.



Σχ.4.13.- Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών.



Σχ.4.14.- Χωροχρονική κατανομή της ακολουθίας στο Toho-Oki για τις πρώτες 100 ημέρες. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των επικέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των επικέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο νοτιοδυτικότερο άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

Ο μεγαλύτερος μετασεισμός αυτής της ακολουθίας με $M=7.0$ (9 Οκτωβρίου 1994) έχει πολύ διαφορετικά χαρακτηριστικά από τον κύριο σεισμό (Sasatani, 1997), Ο μηχανισμός γένεσης και το εστιακό του βάθος υποδικνύουν ότι πρόκειται για ένα σεισμό ο οποίος συνδέεται με την κατάδυση της πλάκας του Ειρηνικού Ωκεανού, γεγονός που δείχνει ότι η σεισμική ακολουθία του Toho-Okī, έχει τη σύνθετη δραστηριότητα των ενδοπλακικών σεισμών και των οριοπλακικών σεισμών (Morikawa and Sasatani, 2000).

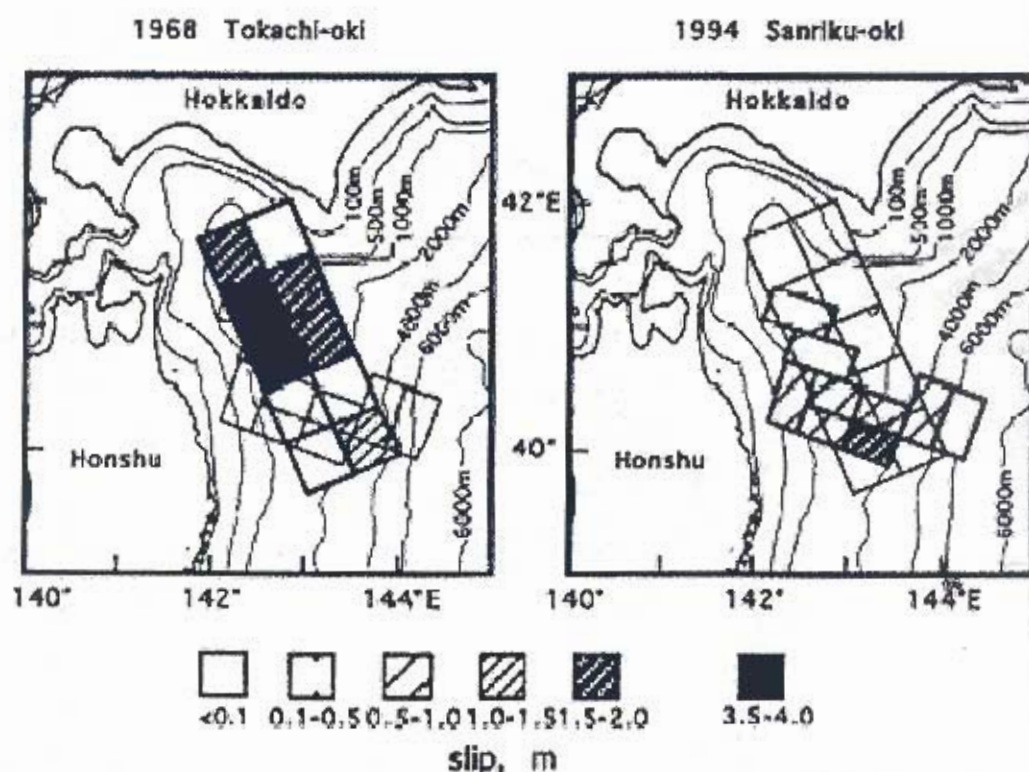
Στο σχήμα (4.14) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας στο Toho-Okī για τις 100 πρώτες ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Ο κύριος σεισμός έγινε στο κέντρο, περίπου, της ζώνης διάρρηξης και στη συνέχεια η μετασεισμική δραστηριότητα επεκτάθηκε και στα δύο άκρα της. Παρ'όλα αυτά, κατά τη διάρκεια των πρώτων 24 ωρών μετά την γένεση του κύριου σεισμού, οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί ($M=6.0-6.3$) πραγματοποιήθηκαν στο ΒΑ τμήμα της ζώνης. Στο νοτιοδυτικό τμήμα της ζώνης διάρρηξης, η μετασεισμική δραστηριότητα ήταν αρκετά μεγάλη, τα μεγέθη όμως των μετασεισμών στο τμήμα αυτό, δεν ήταν ανάλογα αυτών του βορειοανατολικού τμήματος, γεγονός που υποδεικνύει ότι η περιοχή δεν έχει τη δυνατότητα να αποθηκεύει υψηλές τιμές τάσης.

4.6 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Sanriku-Okī, 1994

Ο σεισμός στο Sanriku-Okī έγινε στις 28 Δεκεμβρίου 1994 ($M=7.5$) στην θαλάσσια περιοχή κάτω από τον Ειρηνικό ωκεανό βόρεια του νησιού Honshu. Τρεις άνθρωποι σκοτώθηκαν και σχεδόν 800 τραυματίστηκαν από τον σεισμό αυτό, ενώ πολλά κτίρια κατέρρευσαν. Ο μηχανισμός γένεσης σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard (σχ.4.17) δείχνει ότι το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό είναι ανάστροφου τύπου, με το ένα επίπεδο να κλείνει προς τα δυτικά ($\text{strike}=179^{\circ}$, $\text{dip}=12^{\circ}$, $\text{slip}=67^{\circ}$) και το άλλο επίπεδο να κλίνει προς τα νοτιοανατολικά με μεγάλη κλίση ($\text{strike}=22^{\circ}$, $\text{dip}=79^{\circ}$, $\text{slip}=95^{\circ}$) ενώ η διεύθυνση του άξονα του P είναι στη διεύθυνση της σύγκλισης των πλακών (π.χ. Matzuzawa et al., 1995, Dziewonski et al., 1995), δείχνοντας έτσι ότι ο σεισμός ήταν ένας τυπικός μεγάλος οριοπλακικός σεισμός.

Πολλοί μεγάλοι σεισμοί έχουν πραγματοποιηθεί λόγω της κατάδυσης της πλάκας του Ειρηνικού κατά μήκος της τάφρου της Ιαπωνίας. Ο πιο πρόσφατος σε σχέση με την επικεντρική περιοχή του σεισμού στο Sanriku-Okī ήταν ο σεισμός του 1968 στο

Tokachi-Oki ($M=8.2$), ο οποίος και έχει εκτενώς μελετηθεί (Kikuchi and Fukao, 1987, Mori and Shimazaki, 1985, Schwartz and Ruff, 1985, Satake 1989). Τα αποτελέσματα όλων αυτών των μελετών δείχνουν ότι μικρή ολίσθηση πραγματοποιήθηκε στο νοτιότερο τμήμα της μετασεισμικής περιοχής του σεισμού του 1968 (σχ.4.15). Ο σεισμός του 1994 πραγματοποιήθηκε στο νοτιότερο αυτό τμήμα. Έτσι παρ'όλο που τα επίκεντρα και των δύο σεισμών βρίσκονται πολύ κοντά, σχεδόν σε απόσταση 30 Km, οι δύο σεισμοί διέρρηξαν διαφορετικά φράγματα (Tanioka et al., 1996) (σχ.4.16).

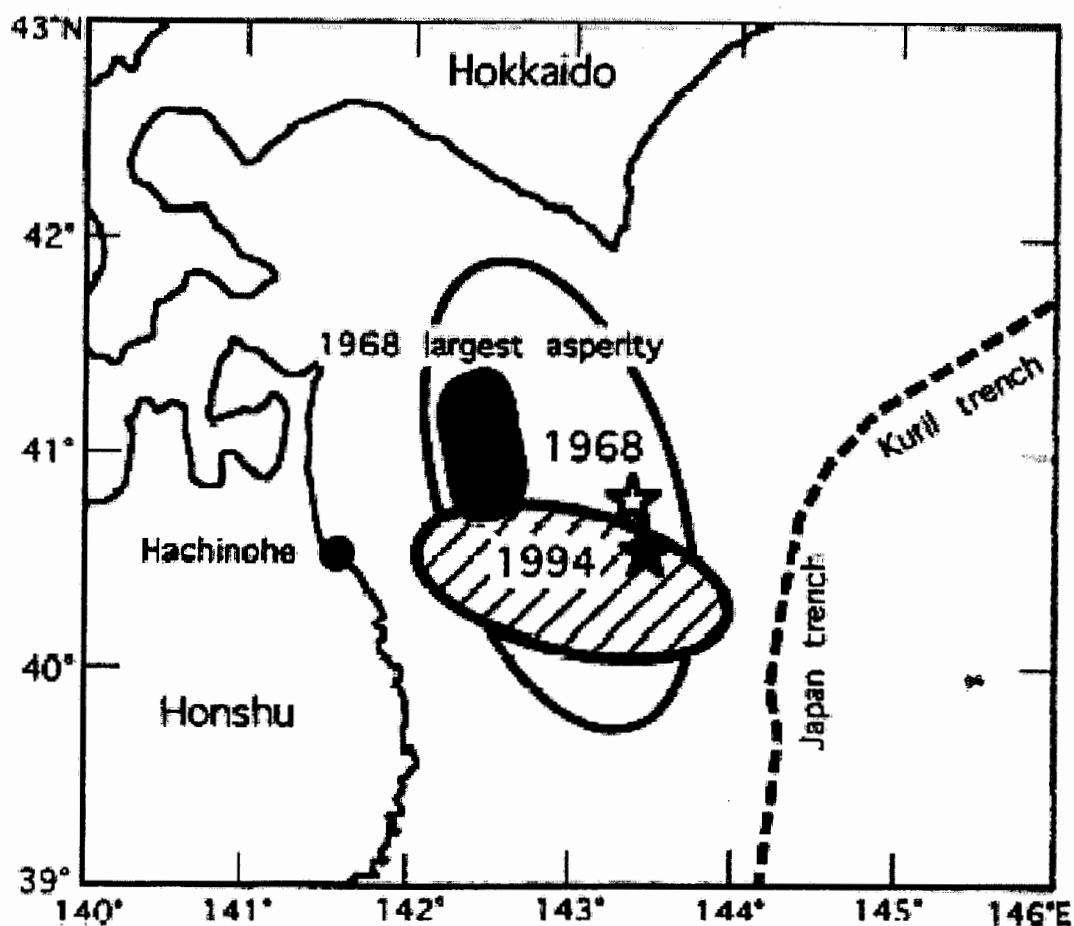


Σχ.4.15.- Σύγκριση της κατανομής της κλίσης των σεισμών του σεισμού στο Sanriku-Oki (1994) και του σεισμού στο Tokachi-Oki (1968). (Tanioka et al. 1996).

Η σεισμικότητα της περιοχής έχει επίσης μελετηθεί, με χρήση σεισμομέτρων ωκεάνιου πυθμένα (OBS) (Hirata et al., 1985, Nishizawa et al., 1992, Suyehiro and Nishizawa, 1994). Τα αποτελέσματα αυτών των μελετών δείχνουν ότι υπάρχει μια σεισμική ζώνη πλάτους 50 Km κατά μήκος της τάφρου της Ιαπωνίας. Η σεισμική ζώνη μεταξύ μιας τάφρου και μιας σεισμογενούς ζώνης, γενικά θεωρείται ότι καλύπτεται από ιζήματα μικρότερης διατμητικής αντοχής που αυξάνονται στο εσωτερικό της τάφρου (π.χ. Bryne and Hibbard, 1987). Οι Suyehiro and Nishizawa

(1994) θεώρησαν ότι τα καταδυόμενα ιζήματα ουσιαστικά μειώνουν τη σεισμική σύζευξη κατά μήκος του ορίου των πλακών.

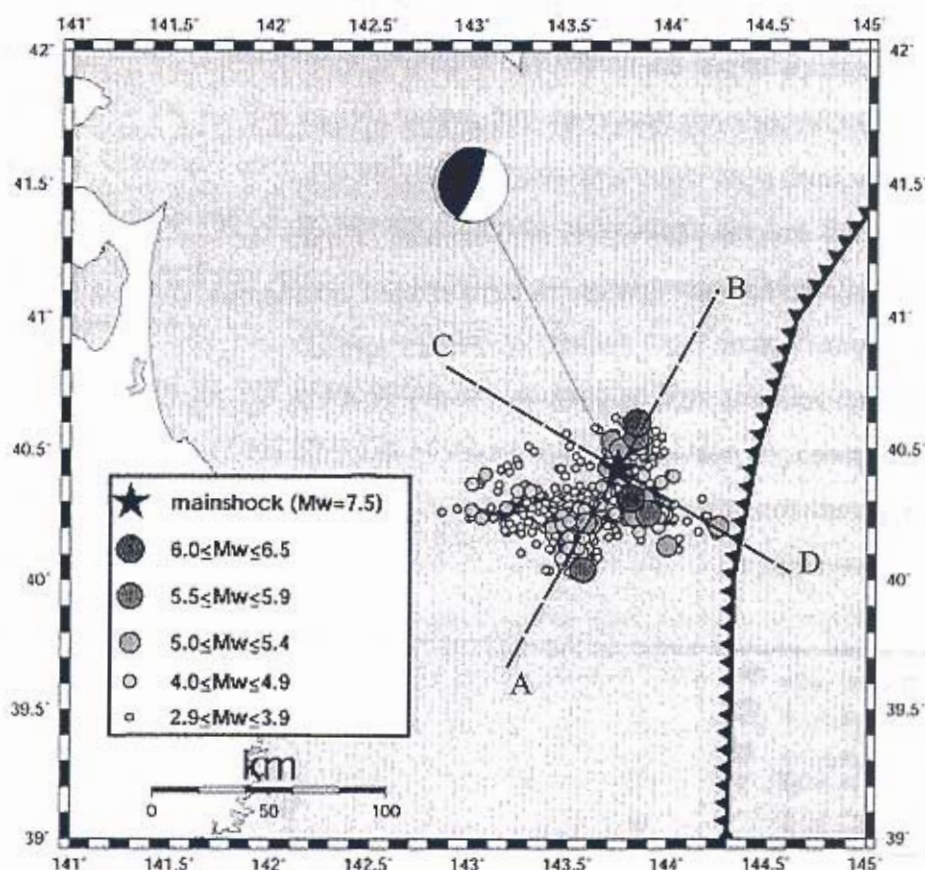
Στο σχήμα (4.17) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των μετασεισμών της ακολουθίας, για μεγέθη μετασεισμών πάνω από το μέγεθος πληρότητας. Από το σχήμα (4.17) μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι τα επίκεντρα είναι διατεταγμένα σε μια διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ.



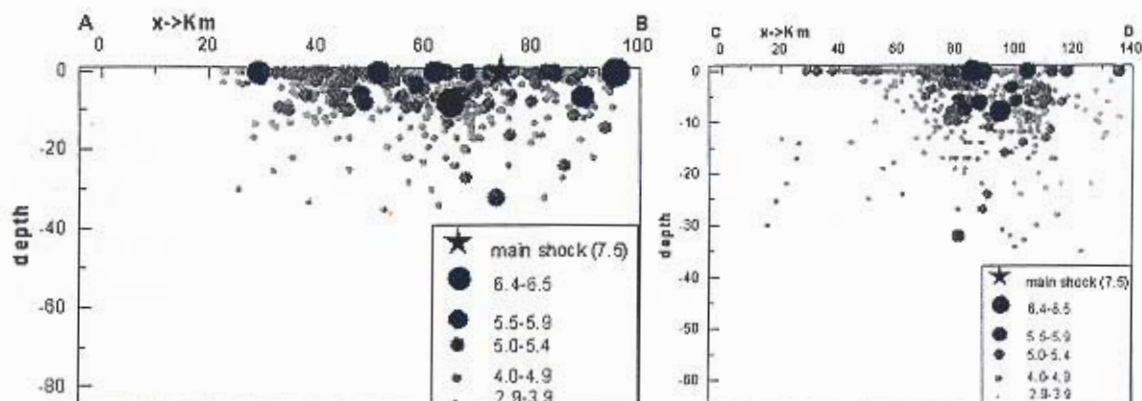
Σχ.4.16.- Η μετασεισμική περιοχή του σεισμού στο Sanriku-Oki (1994) και του σεισμού στο Tokachi-Oki (1968). Το άσπρο και το μαύρο αστέρι αντιστοιχούν στα επίκεντρα των σεισμών του 1968 και του 1994 αντίστοιχα. Το μεγαλύτερο φράγμα του σεισμού του 1968 είναι σχεδιασμένο με μαύρο χρώμα. (Tanioka et al. 1996).

Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.18) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.18) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου

επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής απόστασης. Παρατηρούμε ότι η πλειοψηφία των μετασεισμών έχει βάθη ως 20 Km.



Σχ.4.17.- Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Sanriku-Oki, 1994. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.

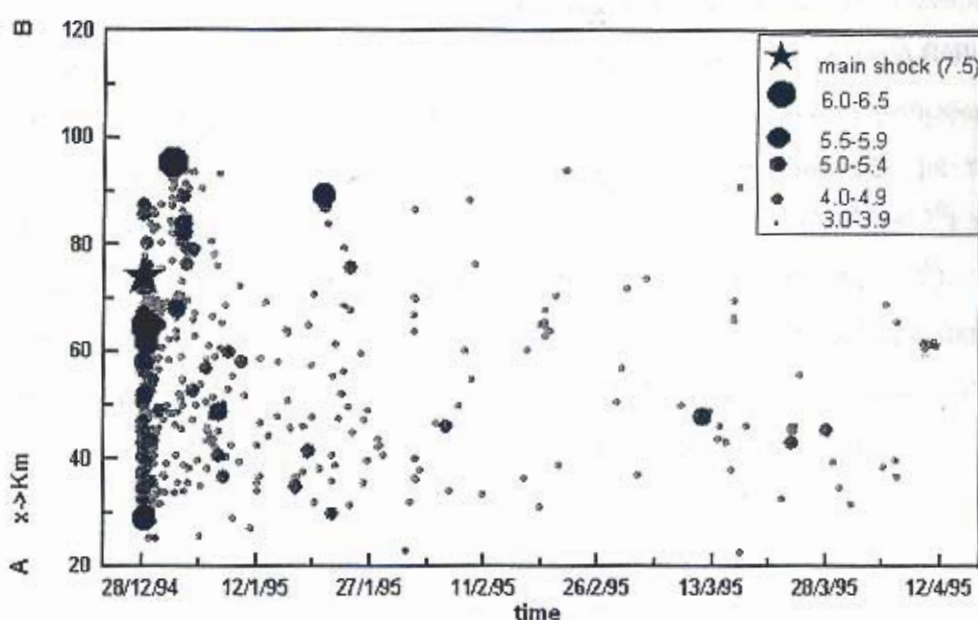


Σχ.4.18.- Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών.

Αν και ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων είχε περιορισμένη ακρίβεια, από τις τομές του σχήματος (4.18) μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι μετασεισμοί συγκεντρώνονται σε μία επιφάνεια η οποία κλίνει ελαφρώς προς τα δυτικά.

Στο σχήμα (4.19) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας στο Sanriku-Oki για τις πρώτες 100 ημέρες από τη γένεση του κύριου σεισμού.

Από την κατανομή αυτή μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι η διάρρηξη ξεκίνησε στο ανατολικό άκρο της ζώνης και προοδευτικά επεκτάθηκε και στο δυτικό. Κατά τη διάρκεια των δύο πρώτων ημερών οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί ($M \geq 6.0$) εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της ζώνης. Στο δυτικό τμήμα της ζώνης διάρρηξης έγιναν πολλοί μετασεισμοί με τον μεγαλύτερο από αυτούς να έχει μέγεθος $M=7.1$ και να πραγματοποιείται 10 ημέρες μετά τον κύριο σεισμό. Στο κέντρο της ζώνης, οι σεισμοί οι οποίοι έγιναν ήταν λίγοι. Το τμήμα αυτό ανταποκρίνεται στην ασεισμική περιοχή η οποία προαναφέρθηκε.



Σχ.4.19. - Χωροχρονική κατανομή της ακολουθίας στο Sanriku-Oki, 1994 για τις πρώτες 100 ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των επικέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των επικέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο δυτικό άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

Σύμφωνα με τους Tanioka et al. (1996) το δυτικό τμήμα της ζώνης ανταποκρίνεται στην περιοχή της ζώνης διάρρηξης του σεισμού του 1968 στο Tokachi-Oki, η οποία κινήθηκε από το σεισμό αυτό, ενώ η ανατολική περιοχή ανταποκρίνεται σε εκείνη την περιοχή του σεισμού του 1968 η οποία και κινήθηκε

περισσότερο. Τα αποτελέσματα αυτά καθώς και αυτά στα οποία κατάληξαν οι Hartog και Schwartz (1996) δείχνουν ότι τα κύρια φράγματα τα οποία διαρρήχτηκαν από τους σεισμούς του 1968 και του 1994 είναι διαφορετικά παρ'όλο που οι μετασεισμικές περιοχές επικαλύπτονται χωρίς όμως να μπορεί να εξαιρεθεί η πιθανότητα της παρουσίας φραγμάτων τα οποία να εμπόδισαν την διάρρηξη.

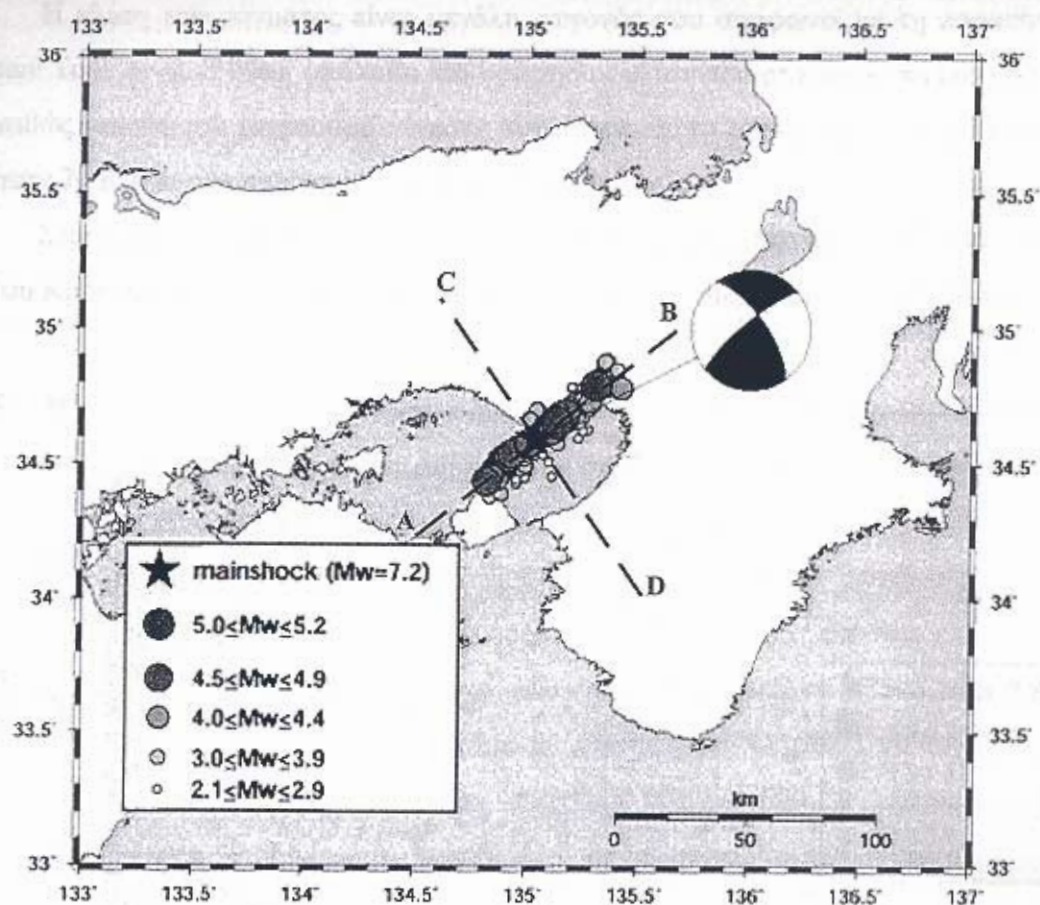
4.7 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού του Kobe, 1995

Στις 17 Ιανουαρίου 1995 στις 5:50 το πρωί τοπική ώρα, ένας ισχυρός σεισμός με μέγεθος σεισμικής ροπής 7.2 έγινε στο νότιο τμήμα του νησιού Honshu της Ιαπωνίας. Ο σεισμός αυτός είναι ο πιο καταστροφικός σεισμός στην ΝΔ Ιαπωνία μετά από τον σεισμό στο Fukui το 1948 με μέγεθος 7.1. Του κυρίου σεισμού προηγήθηκαν 7 προσεισμοί από τους οποίους ο μεγαλύτερος είχε μέγεθος 3.4 (16 Ιανουαρίου 1995) και τον ακολούθησαν μετασεισμοί από τους οποίους ο μεγαλύτερος είχε μέγεθος 5.2 (17 Ιανουαρίου 1995). Ο σεισμός είχε ως αποτέλεσμα τον θάνατο 5500 ανθρώπων, τον τραυματισμό 35.000 ενώ 100.000 σπίτια καταστράφηκαν. Το εστιακό βάθος του σεισμού ήταν 16 Km σύμφωνα με το JMA, ενώ ο μηχανισμός γένεσης σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard (σχ.4.20) έδειξε δεξιόστροφη διάρρηξη με το ένα επίπεδο να κλίνει προς τα βορειανατολικά (strike=324°, dip=70°, slip=12°) και το άλλο επίπεδο να κλίνει προς τα βορειοδυτικά (strike=230°, dip=79°, slip=12°).

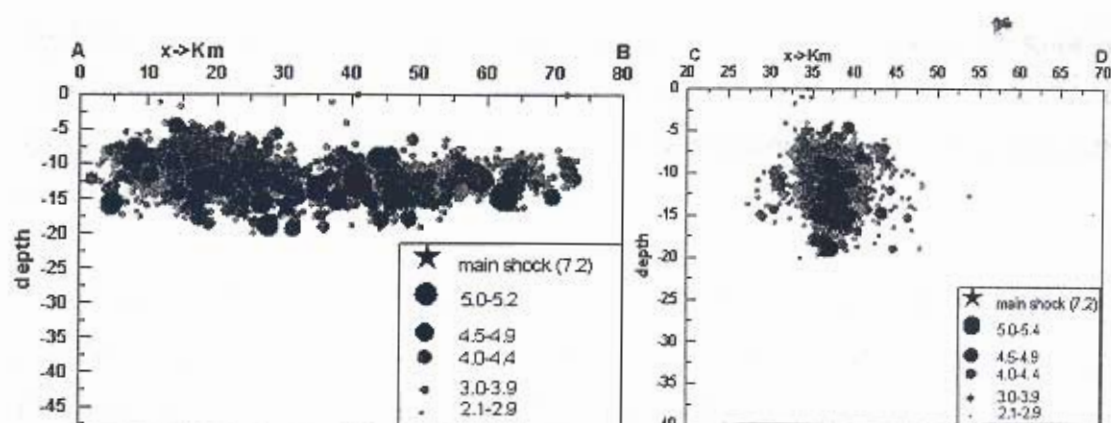
Η περιοχή η οποία επλήγη από τον σεισμό βρίσκεται στο δυτικότερο άκρο της ενεργής ζώνης ρηγμάτων του Kinki (Huzita, 1962), ή στο νοτιότερο άκρο της τεκτονικής γραμμής Arima-Takatsuki (Kanaori et al., 1992), η οποία αποτελείται από πολλά BA-ΝΔ δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, με ΒΔ κατακόρυφη συνιστώσα.

Στο σχήμα (4.20) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των σεισμών της μετασεισμικής ακολουθίας. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε και από το σχήμα τα επίκεντρα των μετασεισμών είναι διατεταγμένα κατά τη διεύθυνση BA-ΝΔ.

Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.21) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.21) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της επικεντρικής απόστασης. Αν και ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων ήταν περιορισμένης ακρίβειας, παρατηρούμε ότι η πλειοψηφία των μετασεισμών έχει βάθη από 4 ως 20 Km.



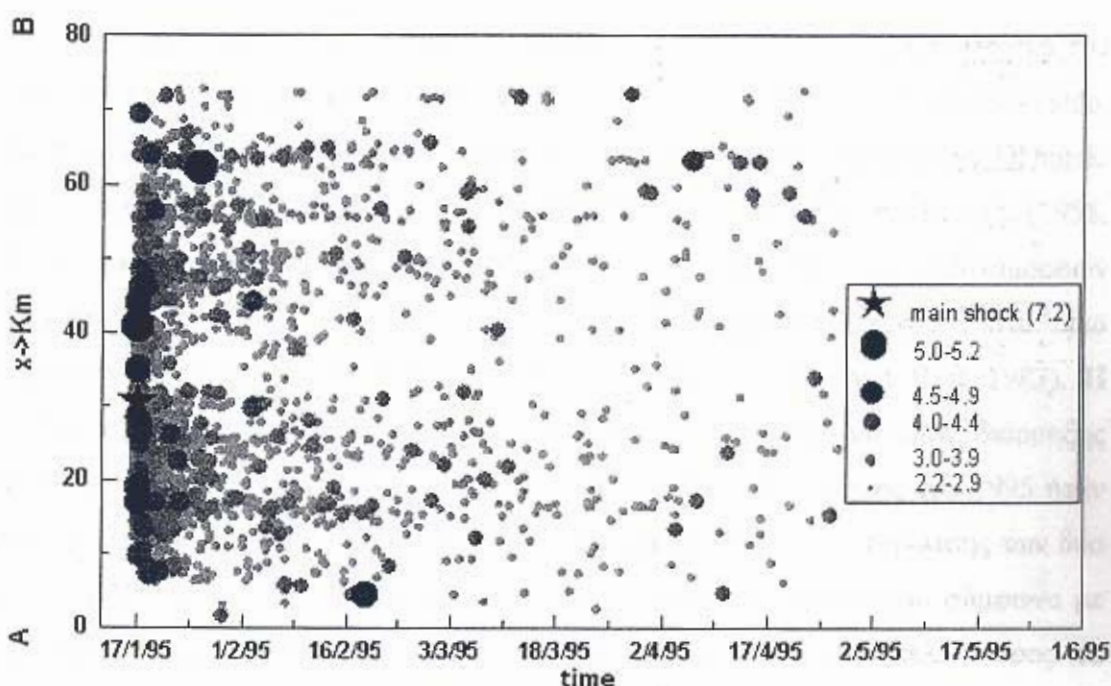
Σχ.4.20.– Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Kobe, 1995. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.



Σχ.4.21.– Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών.

Η κλίση του ρήγματος είναι μεγάλη, γεγονός που συμφωνεί με τη παρατήρηση των Toda et al. (1996), οι οποίοι και θεώρησαν κλίση του ρήγματος περίπου $60-80^\circ$, καθώς και με τον μηχανισμό γένεσης του Harvard, το μήκος της ζώνης διάρρηξης ήταν 70 Km και το πλάτος της περίπου 12 Km.

Στο σχήμα (4.22) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας του Kobe για τις πρώτες 100 ημέρες από το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού.



Σχ.4.22.- Χωροχρονική κατανομή των επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας του Kobe για τις πρώτες 100 ημέρες. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των επικέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των επικέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο νοτιοδυτικότερο άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

Ο κύριος σεισμός έγινε στο μέσο της ζώνης διάρρηξης και αμέσως η μετασεισμική δραστηριότητα επεκτάθηκε και στα δύο άκρα της. Οι δύο μεγαλύτεροι μετασεισμοί του (5.0 και 5.2) εντοπίζονται στο νότιο μέρος της ζώνης διάρρηξης, δηλαδή στο ρήγμα Nojima. Στο βόρειο τμήμα της ζώνης διάρρηξης, η μετασεισμική δραστηριότητα ήταν αρκετά μεγάλη αλλά οι μετασεισμοί οι οποίοι έγιναν στην περιοχή δεν είχαν μεγέθη ανάλογα με το νότιο τμήμα.

Ο Kikuchi (1995) θεώρησε ότι στο ρήγμα, το οποίο προκάλεσε τον σεισμό του Kobe, διακρίνονται δύο τμήματα από τα οποία το ένα κλίνει προς τα βορειοδυτικά, έχει γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ανταποκρίνεται στην κίνηση του νότιου τμήματος

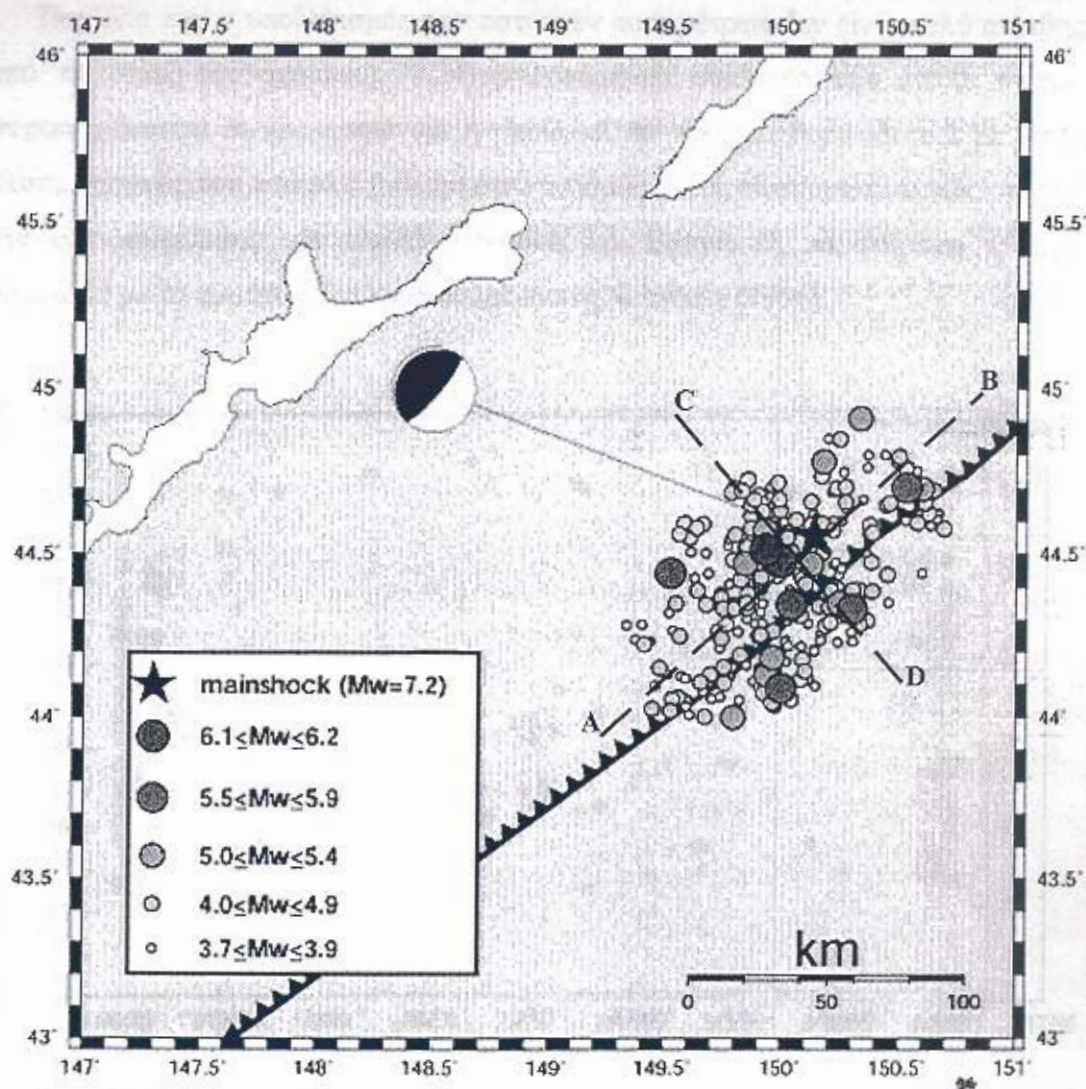
του ρήγματος Nojima, ενώ το δεύτερο βρίσκεται στην περιοχή του Kobe και περιορίζεται στο κατώτερο τμήμα του άνω φλοιού. Η μετατόπιση του δεύτερου τμήματος ήταν μικρότερη του 1m σε αντίθεση με τη μετατόπιση του ρήγματος Nojima που ήταν πολύ μεγαλύτερη (Ide et al. 1995).

4.8 Μετασεισμική Ακολουθία του Σεισμού στο Etorofu, 1995

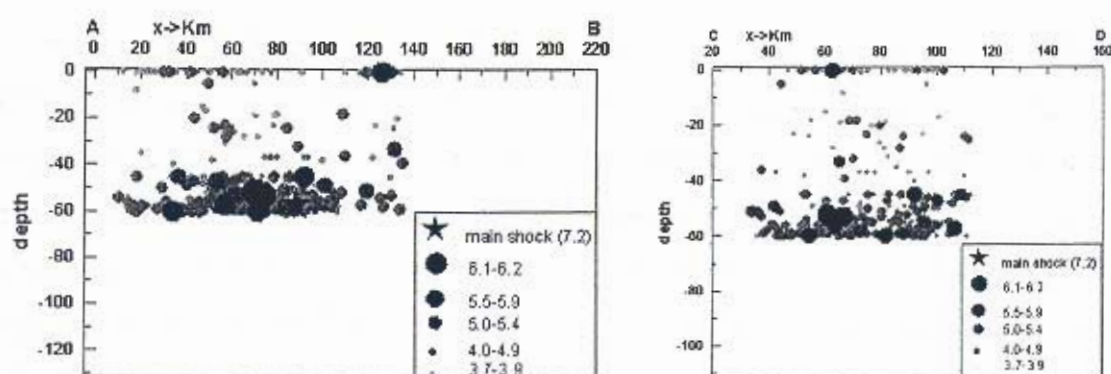
Στις 4 Δεκεμβρίου 1995 έγινε ένας μεγάλος σεισμός ($M=7.2$) νοτιανατολικά του νησιού Etorofu στο δυτικά των νησιών Kurile, στην ανατολική ακτή του Hokkaido. Στην περιοχή αυτή η πλάκα του Ειρηνικού καταδύεται κάτω από την πλάκα Okhotsk. Δύο μεγάλοι σεισμοί έχουν καταγραφεί στην περιοχή: ο σεισμός στο Etorofu (1958, $M=8.3$) και ο σεισμός στο Urup (1963, $M=8.5$). Αναλύσεις των κυματομορφών έδειξαν ότι και οι δύο σεισμοί είχαν ανάστροφο μηχανισμό γένεσης στο όριο σύγκλισης των δύο πλακών (π.χ. Kanamori 1970, Schwartz and Ruff 1987). Η μετασεισμική περιοχή του σεισμού του 1995 επικαλύπτεται από τις ζώνες διάρρηξης των δύο προηγούμενων σεισμών του 1958 και του 1963. Ο σεισμός του 1995 ήταν επίσης ένας σεισμός με ανάστροφο μηχανισμό γένεσης στο όριο σύγκλισης των δύο πλακών (Hirukawa 1998). Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού σύμφωνα με το πανεπιστήμιο του Harvard (σχ.4.23) είχε ένα επίπεδο που έκλινε προς τα νοτιοανατολικά (strike= 40° , dip= 78° , slip= 89°) και ένα επίπεδο που έκλινε προς τα βορειοδυτικά (strike= 225° , dip= 12° , slip= 95°).

Στο σχήμα (4.23) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των μετασεισμών της ακολουθίας, για μεγέθη μετασεισμών πάνω από το μέγεθος πληρότητας. Από το σχήμα (4.23) μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι τα επίκεντρα είναι διατεταγμένα σε μια διεύθυνση BA-NΔ, παράλληλα δηλαδή στο μέτωπο της κατάδυσης της λιθοσφαιρικής πλάκας του Ειρηνικού Ωκεανού στην περιοχή.

Στο αριστερό μέρος του σχήματος (4.24) φαίνεται τομή AB κατακόρυφου επιπέδου, το οποίο είναι παράλληλο στον μεγαλύτερο άξονα της μετασεισμικής περιοχής, ενώ στο δεξιό μέρος του σχήματος (4.24) φαίνεται τομή CD κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στον μεγαλύτερο άξονα της μετασεισμικής απόστασης. Παρά το γεγονός της περιορισμένης ακρίβειας στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων, παρατηρούμε ότι η πλειοψηφία των μετασεισμών έχει βάθη από 40 έως 60 Km ενώ το μήκος του ρήγματος ήταν περίπου 120 km.

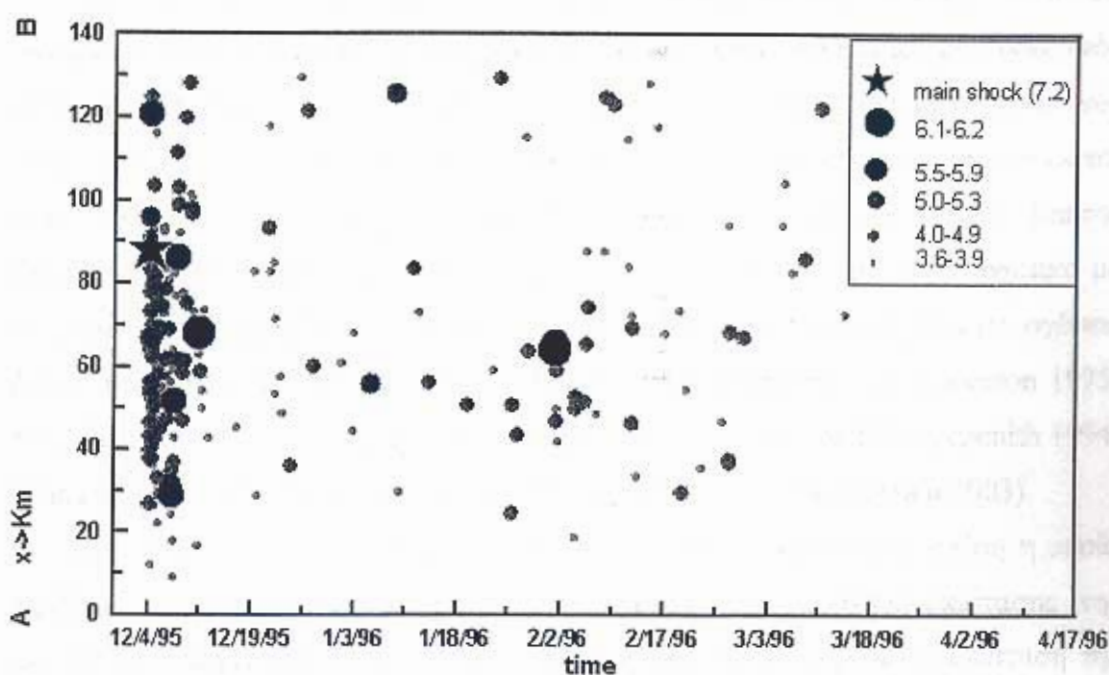


Σχ.4.23.- Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού του Etorofu, 1995. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού λήφθηκε από το πανεπιστήμιο του Harvard.



Σχ.4.24.- Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου παράλληλου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών και στο δεξιό μέρος του σχήματος φαίνεται τομή κατακόρυφου επιπέδου κάθετου στην διεύθυνση κατανομής των εστιών.

Παρ'όλο που ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων δεν είναι πολύ ακριβής, από τις τομές του σχήματος (4.24) μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι σεισμοί συγκεντρώνονται σε μια επιφάνεια η οποία κλίνει προς τα βορειοδυτικά με μικρή κλίση, γεγονός που αποτελεί ένδειξη ότι ο σεισμός αυτός είναι οριοπλακικός σεισμός στα όρια σύγκλισης των πλάκων Okhotsk και Ειρηνικού, παρατήρηση η οποία συμφωνεί με τα αποτελέσματα των μελετών της Schwartz (1996).



Σχ.4.25. - Χωροχρονική κατανομή της ακολουθίας στο Off-Etorofu, 1994 για τις πρώτες 100 ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Έχει γίνει γραφική παράσταση της θέσης των epicέντρων με το χρόνο. Οι αποστάσεις των epicέντρων έχουν μετρηθεί από ένα σημείο το οποίο βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο της μετασεισμικής περιοχής.

Στο σχήμα (4.25) φαίνεται η χωροχρονική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας στο Etorofu για τις 100 πρώτες ημέρες από τη χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού. Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι η διάρρηξη ξεκίνησε στο βορειοανατολικό τμήμα της ζώνης διάρρηξης και προοδευτικά επεκτάθηκε και στα νοτιοδυτικά. Οι δύο μεγαλύτεροι μετασεισμοί έγιναν κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμού. Στο νοτιοδυτικό τμήμα της ζώνης διάρρηξης οι σεισμοί έχουν σημαντικά μικρότερο μέγεθος από το βορειοανατολικό τμήμα. Η Schwartz (1996,1999) υποστήριξε ότι ο σεισμός του 1995 έγινε σε μια περιοχή χαμηλής ολίσθησης, η οποία δημιουργήθηκε από το σεισμό του 1963, και ότι ο σεισμός αυτός δεν διέρρηξε ξανά τα ίδια

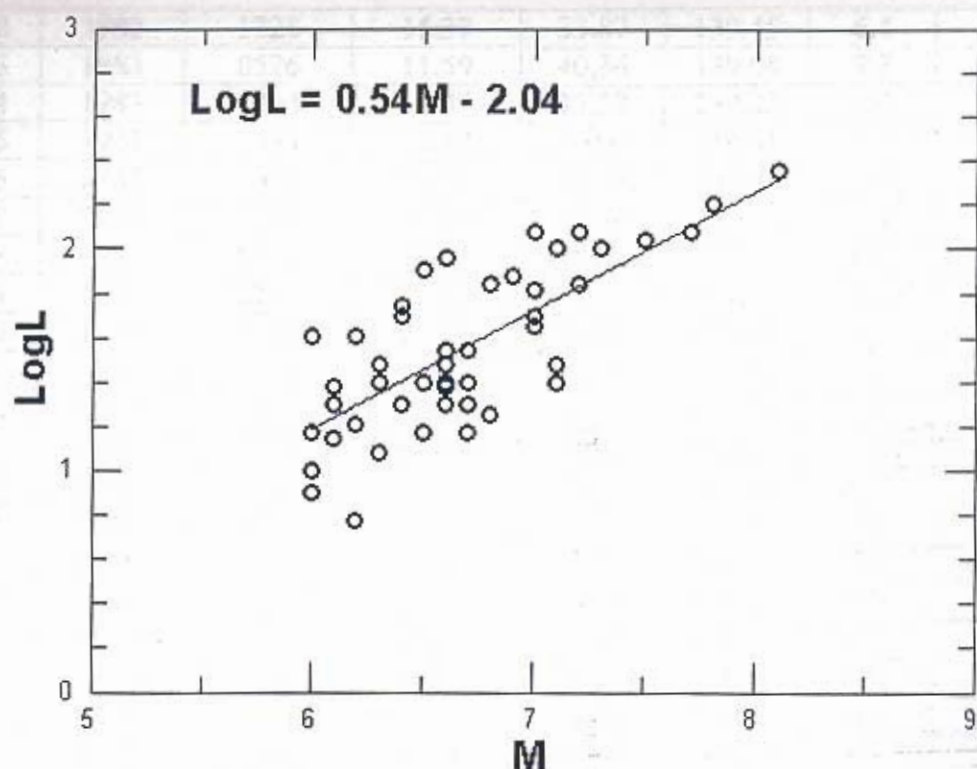
φράγματα. Συνεπώς, σύμφωνα με την μελέτη της, μπορούμε να προβλέψουμε το χρόνο και το χώρο μελλοντικών σεισμών, με βάση τη χωρική κατανομή της απελευθέρωσης των τάσεων προηγούμενων σεισμών.

4.9 Σχέση Μέγιστης Διάστασης Μετασεισμικής Περιοχής και του Μεγέθους του Κύριου Σεισμού

Σημαντική έρευνα έχει γίνει μέχρι σήμερα σχετικά με τις σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων ενός ρήγματος (μήκος ρήγματος, κλίση ρήγματος) και του μεγέθους ενός σεισμού. Τέτοιες σχέσεις είναι χρήσιμες προκειμένου να εκτιμηθεί το μέγεθος ενός σεισμού που μπορεί να παράγει ένα ρήγμα όταν οι παράμετροι αυτές είναι γνωστοί (από γεωλογικές παρατηρήσεις, χωρική κατανομή μετασεισμών κ.λ.π.). Επίσης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να ελεγχθεί η αξιοπιστία ενός μοντέλου σχετικά με το μηχανισμό διάρρηξης ενός σεισμού. Για το λόγο αυτό πολλές τέτοιες σχέσεις έχουν προταθεί (Utsu and Seki 1955, Tocher 1958, Kanamori and Anderson 1975, Bonilla et al. 1984, Wesnousky 1986, Ambraseys 1988, Wells and Coppersmith 1994, Wang and Ou 1998, Smith and Stock 2000, Papazachos and Papazachou 2003).

Στην παρούσα διατριβή καταβλήθηκε προσπάθεια να καθοριστεί σχέση η οποία συνδέει το μέγεθος ενός σεισμού και το μήκος της μέγιστης διάστασης της μετασεισμικής περιοχής. Για το σκοπό αυτό υπολογίστηκε η μέγιστη διάσταση της χωρικής κατανομής των επικέντρων των μετασεισμών 51 σεισμικών ακολουθιών, οι οποίες επιλέχτηκαν σύμφωνα με τα κριτήρια που αναφέρονται στο προηγούμενο κεφάλαιο (τελευταία στήλη στον Πίνακα (4.2)). Στο σχήμα (4.26) φαίνεται η γραφική παράσταση μεταξύ του λογάριθμου του μήκους της μέγιστης διάστασης και του μεγέθους του κύριου σεισμού κάθε ακολουθίας. Με βάση αυτά τα δεδομένα καθορίστηκε η ακόλουθη σχέση μεταξύ αυτών των δύο μεγεθών:

$$\log L = 0.54M - 2.04 \quad (3.6)$$



Σχ.4.26.- Χαρτογράφηση του λογαρίθμου του μήκους L (σε Km) της μέγιστης διάστασης της μετασεισμικής περιοχής σε σχέση με τον κύριο σεισμό για 51 σεισμικές ακολουθίες που έγιναν στην περιοχή της Ιαπωνίας το χρονικό διάστημα 1977-1998. Τα δεδομένα δίνονται στον Πίνακα (4.2).

Πίνακας 4.2.- Οι βασικές παράμετροι των κύριων σεισμών των μετασεισμικών ακολουθιών, με αριθμό μετασεισμών ίσο ή μεγαλύτερο του 20, για τους οποίους βρέθηκε το μήκος της μέγιστης διάστασης του μετασεισμικού χώρου. Για κάθε ακολουθία δίνονται οι εστιακές παράμετροι του κύριου σεισμού (έτος, μήνας, μέρα, ώρα, λεπτό της ώρας, γεωγραφικό πλάτος φ, γεωγραφικό μήκος λ, μέγεθος) καθώς και το μήκος της μέγιστης διάστασης της μετασεισμικής περιοχής (L).

A/A	ΕΤΟΣ	ΜΜΗΗ	ΩΩΛΛ	φ	λ	M ₀	L(km)
1	1978	0114	12:24	34.77	139.25	7.0	45
2	1978	0220	13:36	38.75	142.20	6.7	25
3	1978	0325	04:47	44.33	149.82	7.3	100
4	1978	0612	17:14	38.15	142.17	7.0	120
5	1980	0223	14:51	43.45	146.55	6.8	70
6	1980	0303	08:28	27.00	126.62	6.7	25
7	1980	0629	16:20	34.92	139.23	6.7	15
8	1981	0119	03:17	38.60	142.97	7.0	50
9	1982	0221	04:18	33.72	141.23	6.6	25
10	1982	0321	11:32	42.07	142.60	7.1	30
11	1982	0723	23:23	36.18	141.95	7.0	65

12	1982	1228	15:37	33.87	139.45	6.4	20
13	1983	0526	11:59	40.36	139.08	7.7	160
14	1983	0808	12:47	35.52	139.03	6.0	8
15	1983	1003	22:33	33.00	139.51	6.2	16
16	1983	1031	01:51	35.42	133.93	6.2	6
17	1984	0807	04:06	32.38	132.16	7.1	25
18	1984	0914	08:48	35.82	137.56	6.8	18
19	1984	0919	02:02	34.05	141.55	6.6	30
20	1986	0212	11:59	36.42	141.08	6.1	20
21	1986	1122	1986	34.55	139.53	6.0	40
22	1987	0206	22:16	36.96	141.90	6.7	35
23	1987	0318	12:36	31.97	132.06	6.6	25
24	1987	1217	11:08	35.37	140.50	6.7	20
25	1989	0306	23:39	35.69	140.71	6.0	15
26	1989	1102	03:25	39.86	143.06	7.1	100
27	1990	0220	15:53	34.76	139.23	6.5	15
28	1990	0601	10:22	35.64	140.73	6.0	15
29	1990	0924	06:13	33.10	138.63	6.6	24
30	1991	0903	17:44	33.68	138.83	6.3	25
31	1992	0718	17:36	39.37	143.68	6.9	75
32	1993	0207	22:27	37.65	137.30	6.6	20
33	1993	0712	22:17	42.78	139.18	7.8	160
34	1994	0408	10:10	40.57	143.96	6.5	25
35	1994	0814	18:06	38.68	142.39	6.0	40
36	1994	0816	19:09	37.83	142.60	6.0	10
37	1994	0818	13:42	45.08	150.88	6.4	55
38	1994	1004	22:22	43.37	147.68	8.1	225
39	1994	1228	21:19	40.43	143.75	7.5	110
40	1995	0110	03:00	35.93	141.43	6.1	24
41	1995	0117	05:46	34.60	135.04	7.2	70
42	1995	1018	19:37	28.03	130.38	6.6	90
43	1995	1204	03:01	44.56	150.13	7.2	120
44	1996	0217	00:22	37.31	142.55	6.5	80
45	1996	0911	11:37	35.63	141.22	6.4	50
46	1996	1018	19:50	30.53	131.27	6.2	40
47	1996	1019	23:44	31.79	131.99	6.6	35
48	1997	0326	17:31	31.97	130.36	6.5	25
49	1997	0625	18:50	34.44	131.67	6.3	12
50	1998	0531	03:18	38.99	143.90	6.3	30
51	1998	0903	16:58	39.80	140.91	6.1	14

ΣΥΝΟΨΗ ΚΑΙ ΒΑΣΙΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στο **πρώτο κεφάλαιο** περιγράφονται οι βασικές έννοιες και ορισμοί για τις σεισμικές ακολουθίες. Γίνεται επίσης περιγραφή των σύγχρονων απόψεων σχετικά με τον τρόπο γένεσης των σεισμικών ακολουθιών. Αναφέρονται επίσης μελέτες σχετικές με τις σεισμικές ακολουθίες που έγιναν τόσο σε παγκόσμια κλίμακα όσο και στην Ιαπωνία. Τέλος περιγράφεται συνοπτικά το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής της Ιαπωνίας.

Στο **δεύτερο κεφάλαιο** αναφέρονται μέθοδοι καθορισμού των σεισμικών ακολουθιών και περιγράφεται αναλυτικά η διαδικασία σχηματισμού των σεισμικών ακολουθιών που χρησιμοποιήθηκε στη διατριβή. Δίνεται κατάλογος των σεισμικών ακολουθιών (Πίνακας 2.1), που έγιναν στην περιοχή της Ιαπωνίας, το χρονικό διάστημα 1977-1998 καθώς επίσης και χάρτης των επικέντρων τους (σχ.2.1).

Στο **τρίτο κεφάλαιο** μελετώνται ορισμένες ιδιότητες των μετασεισμικών ακολουθιών που έγιναν στο χώρο της Ιαπωνίας το χρονικό διάστημα 1977-1998. Συγκεκριμένα βρέθηκε, με δείγμα 98 μετασεισμικών ακολουθιών, ότι η διαφορά του μεγέθους του μεγαλύτερου μετασεισμού από το μέγεθος του κύριου σεισμού είναι περίπου 1.2 (σχ.3.1). Επιπλέον αποδείχτηκε η ανεξαρτησία της διαφοράς αυτής από το μέγεθος του κύριου σεισμού και προτάθηκε σχέση που συνδέει το μέγεθος του κύριου σεισμού με αυτό του μεγαλύτερου μετασεισμού του (σχ.3.2). Επιπλέον προτάθηκαν σχέσεις που συνδέουν τον αριθμό των μετασεισμών μιας μετασεισμικής ακολουθίας και τη χρονική της διάρκεια, με το μέγεθος του κύριου σεισμού (σχ.3.4). Ακόμα, με δείγμα 51 σεισμικών ακολουθιών, βρέθηκε ότι η μέση τιμή της παραμέτρου p , της σχέσης του Omori, και της παραμέτρου b , της σχέσης των Gutenberg-Richter, είναι 0.95 και 0.89 αντίστοιχα (σχ.3.5). Τέλος, μελετήθηκε η χρονική μεταβολή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών για ορισμένες από αυτές τις ακολουθίες (με περισσότερους από 100 μετασεισμούς η κάθε μία) (σχ. 3.7-3.18). Το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι η μελέτη μιας μετασεισμικής ακολουθίας που βασίζεται σε ποσοτικά στοιχεία μπορεί να συμβάλει στην εκτίμηση για την ομαλή ή μη εξέλιξή της.

Στο **τέταρτο κεφάλαιο** γίνεται μελέτη της χωρικής κατανομής των εστιών των μετασεισμών 51 μετασεισμικών ακολουθιών που έγιναν στην περιοχή της Ιαπωνίας το χρονικό διάστημα 1977-1998. Αναφέρονται με λεπτομέρεια οι βασικές διαδικασίες διάρρηξης 7 μετασεισμικών ακολουθιών, με μέγεθος $M \geq 7.0$, ο μηχανισμός γένεσης

τους καθώς και αποτελέσματα μελετών από διάφορους ερευνητές. Τέλος προτάθηκε σχέση που συνδέει την μέγιστη διάσταση του μετασεισμικού χώρου και το μέγεθος του κύριου σεισμού (σχ.4.26).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abe K. (1973) Tsunami and mechanism of great earthquake. *Phys. Earth Planet Int.* **7**, 143-153.
- Aki K. (1979) Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.*, **84**, 6140-6148.
- Aki. K. (1982) Strong motion prediction using mathematical modeling techniques. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 6, S29-S41.
- Altis S. (1999) Interpretations of a Middle Miocene and late Quaternary steady dextral transpression in SW Japan and the opening tectonics for the Japan Sea. *Tectonophysics* **302**, 257-285.
- Altis S. (2001) Tectonic stress state in NE Japan as part of the Okhotsk plate. *Tectonophysics* **339**, 311-329.
- Ambraseys N.N. (1988) Magnitude – fault length relationships for earthquakes in the Middle East, In: Historical Seismograms and Earthquakes of the World, Lee, W.H., Meyers, H. & Shimazaki, K. eds, *Acad. Press Inc.*, 309-310,.
- Bath M. (1965) Lateral inhomogeneities in the upper mantle. *Tectonophysics*, **2**, 483-514.
- Benioff H. (1951) Earthquakes and rock creep, Part 1. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **41**, 31-62.
- Bonilla M.G. and Buchanan J.M. (1970) Interim report on world with historic surface faulting. *U.S.G.S. Open File Report*.
- Bonilla M., Mark R. & Lienkaemper J. (1984) Statistical relations among earthquake magnitude, surface length and surface fault displacements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2379-2411.
- Bryne T., Hibbard J. (1987) Landward vergence in accretionary prisms: the role of the backstop and thermal history. *Geology* **15**, 1163-1167.
- Cagnetti V. and Pasquale V. (1979) The earthquake sequence in Friuli, Italy, 1976. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1797-1818.
- Chapman M.E., Solomon S.C. (1976) North American-Eurasian plate boundary in northeastern Asia. *J. Geophys. Res.*, **81**, 921-930.
- Das S. and Aki K. (1977) Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5670.

- Davis S.D. and Frohlich C. (1991) Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks: decay laws and regional variations. *J Geophys. Res.*, **96**, 6335-6350.
- Drakatos G. and Latoussakis J. (2001) A catalog of aftershock sequences in Greece (1971-1997): Their spatial and temporal characteristics. *J. Seismology*, **5**, 137-145.
- Dziewonski A., Ekstrom G., Salganik M. (1995) Centroid-moment tensor solutions for October-December 1994. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **91**, 187-201.
- Francis T.J.C. (1968) The detailed seismicity of mid oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 39-46.
- Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Sergeyev K.F., Ostorbin L.S. (1994) Neogen strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening. *J. Geophys. Res.* **99**, 2701-2725.
- Frohlich C. and Davis S.D. (1990) Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues. *Geophys. J. Int.*, **100**, 10-32.
- Frohlich C. and Davis S. (1993) Teleseismic *b* values; or, much Ado about 1.0. *J. Geophys. Res.*, **98**, 631-644.
- Fujita E., Iio Y., Fukuyama E. (1995) Stress drop distribution of the aftershocks of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake. *Geoph. Res. Lett.* **22**, 3083-3086.
- Fukao Y., Furumoto M. (1975) Mechanisms of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **25**, 247-266.
- Fukuyama E., Mikumo T. (1993) Dynamic rupture analysis: Inversion for the source process of the 1990 Izu-Oshima, Japan, earthquake (M=6.5). *J. Geophys. Res.* **98**, 6529-6542.
- Geller R.J. (1976) Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1501-1523.
- Gibowicz S.J. (1973a) Variation of the frequency-magnitude relation during earthquake sequences in New Zealand. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 517-528.
- Gibowicz S.J. (1973b) Stress drop and aftershocks. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 1433-1446.
- Guo Z., Ogata Y. (1995) Correlation between characteristics parameters of aftershock distributions in time, space and magnitude. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 993-996.

- Gutenberg B. and Richter C.F. (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **34**, 185-188.
- Hartog R., Schwatz S. (1996) Directivity analysis of the December 28, 1994, Sanriku-Oki earthquake (M_w 7.7), Japan. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 2037-2040.
- Hashimoto M. and Jackson D.D. (1993) Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese Islands. *J. Geophys. Res.*, **98**, 16149-16166.
- Hino R., Ito S., Shiobara H., Shimamura H., Sato T., Kanazawa T., Kasahara J., Hasegawa A. (2000) Aftershock distribution of the 1994 Sanriku-Oki earthquake (M_w 7.7) revealed by ocean bottom seismographic observation. *J. Geophys. Res.* **105**, 21697-21710.
- Hirano R. (1924) An investigation in aftershocks felt at Kumagai accompanying the great Kwanto earthquake of September 1st, 1923. *J. Met. Soc. Jap. ii*, **2**, 77-83.
- Hirata N., Kanazawa K., Suyehiro K., Shimamura H. (1985) A seismicity gap beneath the inner wall of the Japan trench as derived by OBS measurement. *Tectonophysics* **112**, 193-209.
- Hurukawa N. (1998) The 1995 Off-Etorofu earthquake: Joint relocation of foreshocks, the mainshock and aftershocks, and implications for the earthquake nucleation process. *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**, 1112-112,.
- Huzita K. (1962) tectonic development of the median zone (Setouti) of Southwest Japan, since Miocene. *J. Geosci. Osaka City Univ.* **6**, 103-144, (in Japanese with English abstract).
- Ichikawa K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic Line of southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Jpn.* **18**, 187-212.
- Ide S., Takeo M., Yoshida K. (1995) Source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake: determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling. *Abstr. Seism. Soc. Jpn.* **A77** (in Japanese).
- Ishimoto M. (1937) On the occurrence of aftershocks and crustal deformation. *J. Seism. Soc. Jpn. (Zisin)*, **I, 9**, 108-117.
- Ishimoto M. and Lida K. (1939) Observations syr les seisms enregistre par le microseismograph construite dernièrement (I). *Bull. Earth. Res. Inst.*, **17**, 443-478,.
- Itoh Y., Takemura K., Kamata H. (1998a) History of basin formation and tectonic evolution at the termination of a large transtcurrent fault system. Deformation mode of central Kyushu, Japan. *Tectonophysics* **284**, 135-150.

- Itoh Y., Nagasaki Y., Matsuda T. (1998b) Geomagnetic and gravity modeling of the fore-arc shelf of Northeast Japan. *J. Asian Earth Sci.* **16**, 69-66.
- Iwasaki T., Yoshii T., Hirata N., Sato H. (2002) New features of island arc crust inferred from seismic reflection/wide angle reflection expeditions in Japan. In: Fujianawa Y., Yoshida A. (Eds.), *Seismotectonics in Convergent Plate Boundary*. Terra-pub, Tokyo, pp.57-70.
- Jones L.M. and Molnar P. (1979) Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults. *J. Geophys. Res.*, **84**, B7, 3596-3608.
- Jun M.S. (1990) Source parameters of swallow intraplate earthquakes in and around the Korean peninsula and their tectonic implication. *Acta Univ. Ups. Abstr. Uppsala Diss. Fac. Sci.*, **285**, 16.
- Kagan Y.Y., and Knopoff L. (1981) Stochastic synthesis of earthquake catalogs. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2853-2862.
- Kagan Y.Y., and Knopoff L. (1987) Statistical short-term earthquake prediction. *Science*, **236**, 1563-1467.
- Kanamori H. (1970) Synthesis of long-period surface waves and its application to earthquake source studies-Kurile islands earthquake of October 13, 1963. *J. Geophys. Res.* **75**, 5011-5027.
- Kanamori H. (1977) The energy release in Great Earthquakes. *J. Geophys. Res.* **82**, 2981-2987,.
- Kanamori H. and Anderson D.C. (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1096..
- Kanamori H., and Stewart G.S. (1978) Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3427-3434.
- Kanaori Y., Kawakami S., Yairi K. (1992) Space-time distributions patterns of destructive earthquakes in the Kinki district, central Japan: implications of the Hanaore-Kongo fault and Tsurugawan-Isewan tectonic lines. *J. Jpn. Soc. Eng. Geol.* **33**, 187-201 (in Japanese with English abstract).
- Καρακάϊσης Γ. (1984) Συμβολή στη μελέτη των σεισμικών ακολουθιών στα Αιγαία και τις γύρω περιοχές. *Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ.*, **192** σελ.,.
- Kasahara M., Kodaira H., Motoya Y., Takanami T., Maeda I., Okayama M., Ishikawa H., Ichiiyanagi M., Yamamoto A., Matsumoto S., Tsumura N., Okada T., Yabe Y., Lidaka T., Hirata N. (1994) Aftershock activity and distribution of the 1993

- Hokkaido Nansei-Oki earthquake. In Research on the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake, tsunami and the associated damage, edited by Y. Ishiyama, *Report for Grant-in-aid (05306012), Ministry of Education, Science and Culture, 196pp.*, 13-19, (in Japanese).
- Katsumata M. (1966) Regional characteristics of magnitude distribution of earthquakes (I). *Zisin (J. Seism. Soc. Japan)* ii **18**, 219-234, 1965, 19, 1-10, (in Japanese with English summary).
- Katsumata K. (1995) Aftershock distribution of the October 4, 1994 Mw8.3 Kurile Islands earthquake relocated by a local seismic network in Hokkaido, Japan., *IUGG XXI General Assembly, Boulder, Colorado, July 2-14, 1995. Week A, Boulder, Colorado, USA, IUGG, part A*, **421**.
- Kawasumi H. (1943) On the energy laws of occurrence of Japanese earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **30**, 319-323.
- Kikuchi M. (1995) Focal mechanism of the 1995 Kobe earthquake. *Abstract of the Great Hanshin Earthquake Disaster quick report*, 117-120, (in Japanese).
- Kikuchi M., Fukao Y. (1987) Inversion of long-period P-waves from great earthquakes along subduction zones. *Tectonophysics*, **144**, 231-247.
- Kikuchi M., Kanamori H. (1995) The Shikotan earthquake of October, 1994: *Lithospheric earthquake. Geophys. Res. Lett.* **22**, 1025-1028.
- Kimura T. (1967) Structural division of Japan and the Honshu arc. *Jpn. J. Geol. Geogr.* **38**, 117-131.
- Kimura T., Hayami I., Yoshida S. (1991) *Geology of Japan. Univ. of Tokyo Press, Tokyo*, 287 pp.
- Kiratzí A., Karakaisí G., Papadimitriou E. and Papazachos B. (1985) Seismic source parameter relations for earthquakes in Greece. *Pure and Applied Geophysics*, **123**, 27-41.
- Kishinouye F. (1936) Distribution of earthquakes before and after the Izu earthquake of 1930. *J. Seism. Soc. Jpn. (Zisin)*, I, **7**, 585-591,.
- Knopoff L., Kagan Y.Y., Knopoff R. (1982) b values for foreshocks and aftershocks in real and simulated earthquake sequences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1663-1676.
- Kobayashi Y. (1983) On the initiation of subduction of plates. *Earth monthly* **5**, 510-514, (in Japanese).

- Κομνηνάκης Π.Ε. (1975) Συμβολή εις την έρευνα της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου. *Διδακτορική Διατριβή, Παν. Αθηνών*, 110 σελ.,.
- Kuge K., Zhang J., Kikuchi M. (1996) The 12 July 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: Effects of source complexity on surface-wave-radiation. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 505-518.,
- Kumaki Y., Kisanuki J., Ohtani T., Ono Y., Kajikawa S. (1993) Vertical seismic crustal movement of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake. *Prog. Abst. Seism. Soc. Japan* 2, **63**, (in Japanese).
- Lallemand S., Jolivet L. (1985) Japan Sea: A pull-apart basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 375-389.
- Lay T. and Wallace T.C. (1995) Modern Global Seismology. *Academic Press, San Diego*, pp.521.
- Lee M.W. (1999) Unstable fault interactions and earthquake self-organization. Ph. D. Thesis, *Univ. of Calif., Los Angeles*.
- Lee M.W. and Sornette D. (2000) Novel mechanism for discrete scale invariance in sandpile models. *Eur. Phys. J. B.*, **15**, 193-197.
- Le Pichon X., Mazzotti S., Henry P., Hashimoto M. (1998) Deformation of the Japanese Islands and seismic coupling: an interpretation based on GSI permanent GPS observations. *Geophys. J. Int.* **134**, 501-514.
- Lomnitz-Adler J., Lomnitz C. (1978) A new magnitude-frequency² relation. *Tectonophysics*, **49**, 237-245.
- Lomnitz-Adler J., Lomnitz C. (1979) A modified form of the Gutenberg-Richter magnitude-frequency relation. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **69**, 1209-1214.,
- Lomnitz C. (1966) Magnitude stability in earthquake sequences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 247-249.
- Long L.T. (1974) Earthquake sequences and b values in the southeast United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 267-273.
- Marcellini A. (1995) Arrhenius behavior of aftershock sequences. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6463-6468.
- Marcellini A. (1997) Physical model of aftershock temporal behavior. *Tectonophysics*, **277**, 137-146.
- Matzuzawa T., Umino N., Hasegawa A., Kosuga M., Tanaka K., Kasahara M. (1995) Aftershock activity of the 1994 far off Sanriku earthquake observed by a microearthquake observation network (in Japanese with English abstract), in

- Reports on the 1994 Far Off Sanriku Earthquake and Its Damages, edited by A. Hasegawa, pp. 11-22, *Tohoku Univ. Sendai, Japan*.
- Mc Evilly T.V. and Cadasay K.B. (1965) The earthquake sequence of September, 1965 near Antioch, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 113-124.
- Mikumo T. and Miyatake T. (1979) Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **59**, 497-522,.
- Mogi K. (1962) Magnitude-frequency relation for elastix shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (2nd paper). *Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **40**, 831-853.
- Mogi K. (1967b) Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, **5**, (1), 35-55.
- Mogi K. (1967a) Regional variation of aftershock activity. *Bull. Earth Res. Inst.*, **45**, 711-726.
- Molchan G.M. and Dmitrieva O.E. (1992) Aftershock identification: methods and new approaches. *Geoph. J. Int.*, **109**, 501-516.
- Mori J., Shimazaki K. (1985) Inversion of intermediate-period Rayleigh waves for source characteristics of the 1964 Tokachi-Oki earthquake. *J. Geophys. Res.* **90**, 11374-11382.
- Morikawa N., Sasatani T. (2000) The 1994 Hokkaido Toho-oki earthquake sequence:the complex activity of intra-slab and plate boundary earthquakes. *Phys. Earth Plan. Int.* **121**, 39-58.
- Motoya Y. (1970) Aftershock sequence of the earthquake East off Hokkaido on August 12, 1969. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* **24**, 93-106, (in Japanese with English summary).
- Nakamura S.T. (1925) Investigation of the great Kwanto earthquake. *Rep. Earthq. Inv. Comm.*, **100A**, 67-140.
- Nakamura K. (1983) Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as the convergent boundary between Eurasian and North American plates. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo* **58**, 711-722, (in Japanese with English abstract).
- Nakanishi, Kodaira L.S., Kobayashi R., Kasahara M., Kikuchi M. (1993) Quake and tsounamis devastate small town. *EOS Trans. AGU*, **74**, 377-379.
- Nanjo K., Nagahama H., Satomura M. (1998) Rates of aftershock decay and the fractal structure of active fault systems. *Tectonophysics* **287**, 173-186.

- Nasu N. (1929) On the aftershocks of the Tango earthquake. *Bull. Earth. Res. Inst.*, **6**, 245-332.
- Nishizawa A., Kanazawa T., Iwasaki T., Shimamura H., Hirata N. (1992) Spatial distribution of earthquakes associated with the Pacific plate subduction off northeastern Japan revealed by the ocean bottom and land observation. *Phys. Earth Planet. Iner.* **75**, 165-173.
- Ohtsuka M., Kara R., Minami T. (1985) On relaxation law for aftershocks. In: Takahashi, H. (Ed.), A Synthetic Investigation on Activity and Disasters of 1984 Shimabara Earthquake Swarm. *The ministry of Education, Japan*, pp. 67-73 (in Japanese).
- Ogata Y. (1988) Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes. *J. Am. Stat. Assoc.*, **83**, 9-27.
- Ogata Y. (1989) Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis. *Tectonophysics*, **169**, 159-17,.
- Ogata Y. and Shimazaki K. (1984) Transition from aftershock to normal activity: the 1965 Rat Islands earthquake aftershock sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1757-1765,.
- Oike K., Huzita K. (1988) Relation between characteristics of seismicity activity and neotectonics in Honsu, Japan. *Tectonophysics*, **148**, 115-130.
- Okada M. (1970) Magnitude-frequency relationship of earthquakes and estimation of supremum – a statistical study. *Kenkyujiho (J. Met. Res. JMA)* **22**, 8-19, (in Japanese with English abstract).
- Okada A. (1980) Quaternary faulting along the Median Tectonic Line of southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **18**, 165-170.
- Okamura M., Shimazaki K., Nakata T., Chida N., Miyatake T., et al. (1992) Submarine active faults in the northwestern part of Beppu Bay, Japan: on a new technique for submarine active fault survey. *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **40**, 65-74.
- Omori F. (1894) On the aftershocks of earthquake. *J. Coll. Science. Imp. Univ. Tokyo, Japan*, **7**, 111-200.
- Ozawa T., Tabei T., Miyazaki S. (1999) Interplate coupling along the Nankai Trough off southwest Japan derived from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 927-930.
- Papazachos B C (1971) Aftershock activity and aftershock risk in the area of Greece;. *Ann. Geofis. (Rome)*, **24**, 439-456.

- Papazachos B. C. (1974a) On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences. *Engineering Geology*, **8**, 39-48,
- Papazachos B.C. (1974b) On certain aftershock and foreshock parameters in the area of Greece. *Ann. Geophys.*, **27**, 497-515.
- Papazachos B.C. (1974c) Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. *Pure appl. Geophys.*, **112**, 1059-1065.
- Παπαζάχος Β. (1990) Εισαγωγή στ Σεισμολογία. *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη*, σελ. 382.
- Παπαζάχος Β.Κ. (1998) Προβλήματα αντισεισμικής πολιτικής στην Ελλάδα. *Δελτίο Σ.Π.Μ.Ε.*, **252**, 34-41.
- Papazachos B.C., Delibasis N., Liapis N., Mousmoulidis G. and Purcaru G. (1967) Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece. *Annal. Di Geophys.*, **20**, 1-93.
- Παπαζάχος Β.Κ. και Παπαζάχου Α.Κ. (1989) Οι σεισμοί της Ελλάδας. *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη*, σελ. 356.
- Papazachos B.C. and Papazachou C.B. (2003) The earthquakes of Greece. *Ziti Publications, Thessaloniki*, 273pp.
- Pasquale V. (1977) Maritime Alps: stress concentration in the Savonese swarm area. *Annales Geophysicae*, **33**, 209-216.
- Prochazkova D. (1973) Properties of earthquake sequences in Europe. *Trav. Inst. Geophys. Acad. Czech. Sci., Geophys.*, **402**, XXI, pp. 8.
- Ranalli G. (1969) A statistical study of aftershock sequences. *Annal. Di Geophys.*, **22**, 359-397.
- Ranken B., Carfwell R.K., Karig D.E. (1984) Kinematics of the Philippine Sea plate. *Tectonics* **3**, 555-575.
- Reid H.F. (1911) The mechanics of the earthquake. *Bull. Univ. Calif. Geol. Dept.*, **6**, 413-443.
- Research Group for Active Faults of Japan. (1980) Active faults in and around Japan: The distribution and the degree of activity. *J. Natural Disaster Sci.* **2**, 61-99.
- Research Group for Active Faults of Japan. (1991) Active faults in Japan, Sheet maps and inventories. *Tokyo: Univ. Tokyo Press*. pp. 437, (In Japanese).
- Research Group For Aftershocks. (1965) On the aftershocks of Oga earthquake, May 7, 1964. *Tohoku University, Sendai, Japan*.

- Richter C.F. (1935) An instrumental earthquake scale. *Seismological society of America*, **25**, 1-32.
- Sagisaka K. (1929) Energy of aftershocks. *J. Met. Soc. Japan*, **6**, 284-289.
- Sakuma S. (1958) Magnitude-frequency relation for so-called volcanic earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, **6**, 1-6.
- Sangawa A. (1986) The history of fault movement since Late Pliocene in the central part of southwest Japan. *Bull. R. Soc. N.Z.* **24**, 75-85.
- Sasatani T. (1997) Source characteristics of the 1994 Hokkaido Toho-Oki earthquake deduced from wide band strong motion records. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser 7* **10**, 415-431.
- Satake K. (1986) Re-examination of the 1940 Shakotan –Oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. *Phys. Earth Planet. Iner.* **43**, 137-147.
- Satake K. (1989) Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: the 1968 Tokachi-Oki and the 1983 Japan Sea earthquakes. *J. Geophys. Res.* **94**, 5627-5636.
- Sato, Kosuga T.M., Tanaka k., Sato H. (1986) Aftershock distribution of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake determined from relocated hypocenters. *J. Phys. Earth* **34**, 203-223.
- Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. In: Hilde, T.W.C., Uyeda S. (Eds), *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region. Geodynamics series 11, American Geophysics Union, Washington DC*, pp. 189-221.
- Scholz C.H. (1968) The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- Scholz C.H. (1990) The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press*, pp.439.
- Schwartz S.Y. (1996) Large underthrusting earthquakes in subduction zones with “premature” recurrence: implications for the seismic gap Hypothesis. *EOS, Fall Meet. Suppl.*, **77**, no. 46, F517.
- Schwartz S.Y. (1999) Noncharacteristic behavior and complex recurrence of large subduction zone earthquakes. *J. Geophys. Res.* **104**, 23111-23125.
- Schwartz S., Ruff L. (1985) The 1968 Tokachi-Oki and the 1969 Kurile Islands earthquakes: Variability in the rupture process. *J. Geophys. Res.* **90**, 8613-8626.

- Schwartz S.Y., Ruff L.J. (1987) Asperity distribution and earthquake occurrence in the southern Kurile Islands arc. *Phys. Earth Plan. Int.* **49**, 54-77.
- Seno N., Sakurai T. (1993) Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? *Eos, Trans. AGU*, 74, Fall Meeting Supplement, **585**.
- Seno T., Stein S., Gripp A.E. (1993) A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.* **98**, 17941-17948.
- Shen-Tu B., Holt W.E., Haines A.J. (1995) Intraplate deformation in the Japanese Islands. A kinematic study of intraplate deformation at a convergent margin. *J. Geophys. Res.* **100**, 24275-24293.
- Shimazaki K. (1978) Correlation between Intraplate Seismicity and Interplate Earthquake in Tohoku, Northeast Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **68**, 181-192.
- Smith G.C. and Stock Ch. (2000) Evidence for different scaling of earthquake source parameters for large earthquakes depending on faulting mechanism, *Geophys. J. Int.*, **143**, 157-169.
- Sugimura A., Ueda S. (1973) Islands Arcs-Japan and its Environs. *Elsevier, Amsterdam*, pp. 247.
- Suyehiro S., Asada T., and Ohtake M. (1964) Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake. *Meteorol. Geophys.*, **15**, 71-88.
- Suyehiro K., Nishizawa A. (1994) Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* **99**, 22331-22347.
- Sykes L.R. (1996) Intermediate and long-term earthquake prediction. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **93**, 3732-3739.
- Tajima F. and Kanamori H. (1985) Global survey of aftershock area expansion patterns. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **40**, 77-134.
- Taira A. (2001) Tectonic evolution of the Japanese Island Arc system. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **29**:109-34.
- Takita M., Moro M., Ito K. (1995) Seismic amplification of surface layers in the 1994 Far-Off Sanriku earthquake. *Structures II*, 269-270.
- Tamaki K., Honza E. (1985) Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **119**, 381-406.
- Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., Ingle Jr., J.C., Pisciotto K.A. (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. *Proc. ODP, Sci. Results 127/128 (2)*, 1333-1348.

- Tanioka Y., Ruff L.G., Satake K. (1993) Unusual rupture process of the Japan sea earthquake. *EOS Trans. AGU*, **74**, 377-380.
- Tanioka Y., Satake K., Ruff L. (1995) Total analysis of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 9-12.
- Tanioka Y., Ruff L., Satake K. (1996) The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (M_w 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 1465-1468.
- Tocher D. (1958) Earthquake energy and ground breakage. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **48**, 147-153.
- Toda S., Hataya R., Abe S., Miyakoshi K. (1996) The 1995 Kobe earthquake and problems of evaluation of active faults in Japan. *Engineering Geology*, **43**, 151-167.
- Tsuji H., Hatanaka Y., Sagiya T., Hashimoto M. (1995) Coseismic crustal deformation from the 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake monitored by a nationwide continuous GPS array in Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1669-1672.
- Tsumboi C. (1956) Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area and strength of the Earth's crust. *J. Phys. Earth*, **4**, 63-66.
- Tsutsumi H., Okada A., Nakata T., Ando M., Tsukada T. (1991) Timing and displacement of Holocene faulting on the Median Tectonic Line in central Shikoku, southwest Japan. *J. Struct. Geol.* **13**, 227-233.
- Tsutsumi A., Shimamoto T., Miyawaki M., Sato H., Kawamoto E. (1993) Subsidence of the Okushiri Island caused by the South-west-ogg Hokkaido earthquake. *Prog. Abst. Seism. Soc. Japan 2*, **62** (in Japanese).
- Utsu. T. (1957) Magnitude of earthquakes and occurrence of their aftershocks. *Zisin ii* **10**, 35-45.
- Utsu T. (1961) A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag.* **30**, 521-605.
- Utsu T. (1965) A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude frequency relation for earthquakes. *Geoph. Bull. Hokkaido Univ.*, **13**, 99-103.
- Utsu T. (1969) Aftershocks and earthquake statistics (I). *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **3**, 129-195.

- Utsu T. (1971) Aftershocks and earthquake statistics (III). *Jour.Fac.Sci. Hokkaido Univ., Ser.VII*, **3**,379-441.
- Utsu T. (1972) Large earthquakes near Hokkaido and the expectancy of the occurrence of a large earthquake off Nemuro. *Rep. Cood. Comm. Earthquake Prediction* 7, 7-13 (in Japanese).
- Utsu T. (1999) Representation and analysis of the earthquake size distribution: A historical review and some new approaches. *Pure appl. Geophys.*, **155**, 509-535.
- Utsu T., and Seki A. (1954) Relation between the area of aftershock region and the energy of the main shock, *J. Seism. Soc. Jpn. (Zisin), II*, **7**, 233-240.
- Wang J.H. and Ou S.S. (1998) On scaling of earthquake faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 758-766.
- Wells D.L. & Coppersmith K.J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
- Wesnousky S.G. (1986) Earthquake, quaternary faults and seismic hazard in California. *J. Geophys. Res.*, **91**, 12587-12631.
- Wesnousky S.G., Scholz C.H., Shimazaki K. (1982) Deformation of an island arc. Rates of movement release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data. *J. Geophys. Res.* **87**, 6829-6852.
- Wesnousky S.G., Scholz C.H., Shimazaki K., Matsuda T. (1983) Earthquake frequency distribution and the mechanisms of faulting. *J. Geophys. Res.*, **88**, 9331-9340.
- Wilson J. T. (1936) Foreshocks and aftershocks of the Montana earthquake of December 20, 1932, and the Parkfield earthquake of June 7, 1934. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **26**, 189-194.
- Wyss M. (1972) Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution (abstract). *EOS, Transactions, Am. Geophys. Union*, **53**, pp.1047.
- Wyss M. (1973) Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. J.*, **31**, 341-359.
- Yamashita T. and Knopoff L. (1987) Model of aftershock occurrence. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 13-26,.
- Yoshikawa T., Kaizuka S., Ota Y. (1981) The landforms of Japan. *Univ of Tokyo Press, Tokyo*, 222 pp.

Zhao D., Matsuzawa T., Hasegawa A. (1997) Morphology of the subducting slab boundary in the northeastern Japan arc. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **102**, 89-104.