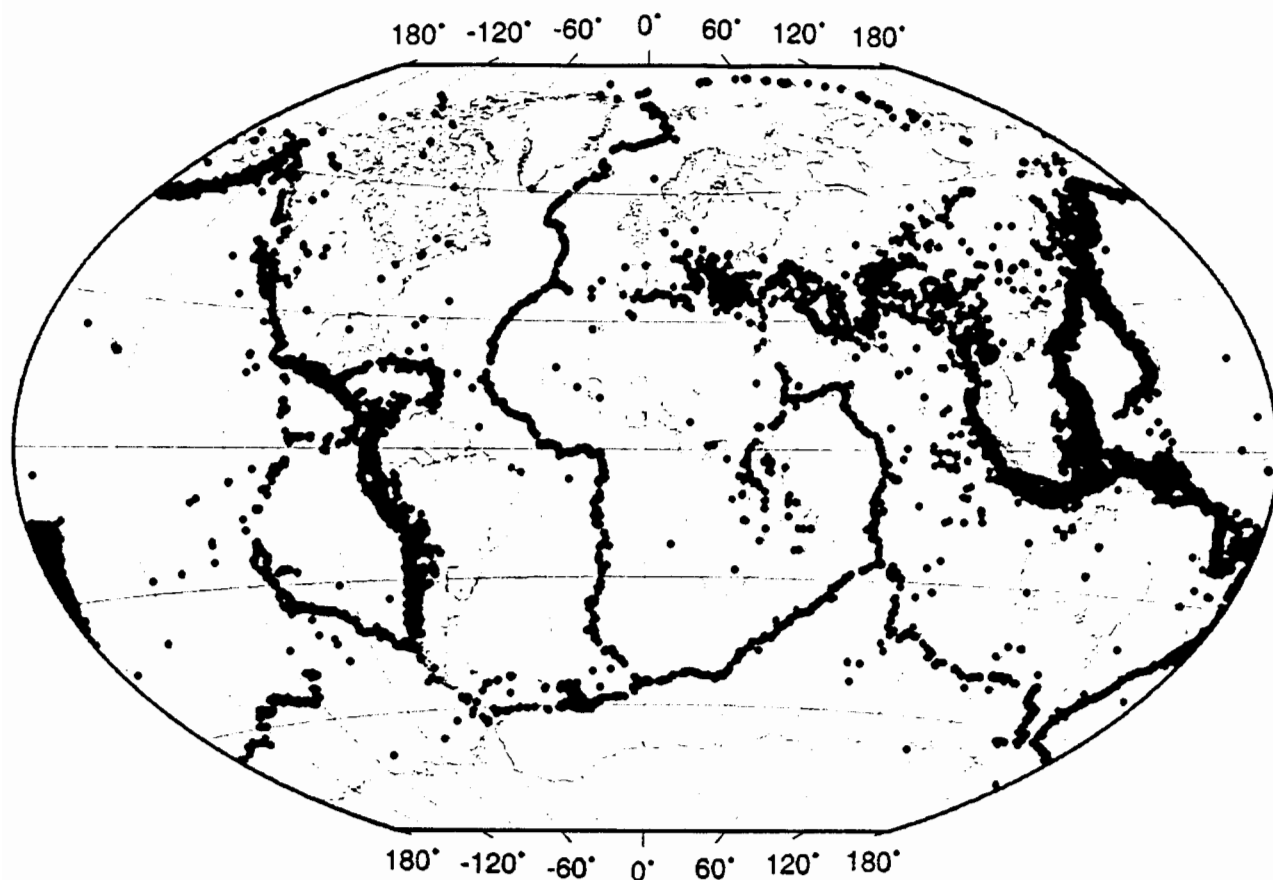


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

*ΣΧΕΣΗ ΤΩΝ ΚΛΙΜΑΚΩΝ ΤΟΥ ΠΑΓΚΟΣΜΙΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ
ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ*



ΕΠΙΒΛΕΤΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:
Θ.Μ. ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΕΛΑΒΑΝ ΜΕΡΟΣ ΟΙ ΦΟΙΤΗΤΕΣ:
ΔΗΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ
ΜΟΥΣΙΑΣ ΓΙΩΡΓΟΣ
ΣΕΒΑΣΤΑΣ ΣΤΕΦΑΝΟΣ

ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 2004



Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.
006050228

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

Σελίδα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1.	Η Σημασία του Μεγέθους των Σεισμών.....	1
1.2.	Εξέλιξη των Κλιμάκων του Μεγέθους.....	3
1.2.1.	Η κλίμακα του τοπικού μεγέθους, M_L	3
1.2.2.	Η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους, M_s	6
1.2.3.	Η κλίμακα του χωρικού μεγέθους, m_b	7
1.2.4.	Μέγεθος σεισμικής ροπής, M_o	9
1.3.	Παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται το Μέγεθος και Μέθοδοι Διόρθωσης.....	11
1.4.	Μέγεθος και Ενέργεια του Σεισμού.....	14
1.5.	Νέες κλίμακες μεγεθών.....	17

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

2.1.	Πηγή Δεδομένων.....	20
2.2.	Ιστορική ανασκόπηση της ανάπτυξης του σεισμολογικού Δικτύου.....	21
2.3.	Ακρίβεια, Πληρότητα και Ομοιογένεια του Υλικού Παρατήρησης.....	23
2.3.1.	Πληρότητα του υλικού παρατήρησης.....	23
2.3.2.	Ομοιογένεια του υλικού παρατήρησης.....	24
2.4.	Προσθήκες δεδομένων και από άλλους καταλόγους.....	26

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1.	Σχέση μεταξύ των κλιμάκων των μεγεθών M_s , m_b και της σεισμικής ροπής M_w	30
3.2.	Συμπεράσματα.....	32

ΣΧΗΜΑΤΑ.....	34
--------------	----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	64
-------------------	----

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Σκοπός της διπλωματικής αυτής εργασίας είναι ο προσδιορισμός σχέσεων μεταξύ των κλιμάκων των μεγεθών M_s και m_b , των επιφανειακών και πλουτωνίων σεισμών αντίστοιχα, και της σεισμικής ροπής M_w , του παγκοσμίου καταλόγου των σεισμών.

Στο πρώτο κεφάλαιο που αποτελεί την εισαγωγή, γίνεται ανασκόπηση της ανάπτυξης των κλιμάκων μεγέθους, από την εποχή του αρχικού ορισμού τους.

Στο δεύτερο κεφάλαιο, γίνεται αναφορά και μελέτη των δεδομένων των σεισμών τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Η μελέτη αυτή αφορά την πληρότητα, την ομοιογένεια, καθώς και την προέλευση του υλικού παρατήρησης.

Στο τρίτο κεφάλαιο, περιγράφεται ο τρόπος εργασίας και επεξεργασίας των δεδομένων. Το δείγμα των δεδομένων χωρίζεται σε χρονικές περιόδους και προσδιορίζονται οι σχέσεις που προκύπτουν από την επεξεργασία των δεδομένων αυτών. Επίσης παρατίθεται μια σύνοψη των αποτελεσμάτων της παρούσης διπλωματικής εργασίας.

Ευχαριστούμε θερμά, τον τομέα της γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. και ιδιαίτερα τον κ. Θ. Τσάπανο, καθηγητή, για την πολύτιμη βοήθεια και σημαντική συμβολή του στην εκπόνηση της παρουσίας εργασίας. Επίσης ευχαριστούμε τον κ. Μ. Σκορδύλη, λέκτορα, για τη σημαντική βοήθεια που μας προσέφερε, κατά τη διάρκεια της εργασίας.

Τέλος, ευχαριστούμε θερμά τους γονείς μας, που μας συμπαρίστανται όλα αυτά τα χρόνια ηθικά και υλικά.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Η Σημασία του Μεγέθους των Σεισμών

Το πρόβλημα της ποσοτικής εκτίμησης της «σφοδρότητας» ενός σεισμού έχει μακρά ιστορία. Από πολύ νωρίς στην ιστορία της Σεισμολογίας, η ανάγκη ενός αξιόπιστου και τυποποιημένου τρόπου μέτρησης των σεισμών υπήρξε επιτακτική. Όχι μόνο για λόγους ταξινόμησής τους αλλά και για συγκεκριμένους επιστημονικούς σκοπούς.

Μέχρι το 1931 η κατάταξη των σεισμών γινόταν σύμφωνα με τα μακροσεισμικά τους αποτελέσματα, δηλαδή την επίδραση που είχαν στον άνθρωπο και τις κατασκευές του. Έτσι, ένας μεγάλος σεισμός με επίκεντρο στη θάλασσα μπορούσε να περάσει σχεδόν απαρατήρητος, σε αντίθεση με σεισμούς ακόμα και σχετικά μικρούς που έγιναν σε κατοικημένες περιοχές. Το 1931, ο Richter στο σεισμολογικό κέντρο της Pasadena της Ν. Καλιφόρνιας, βασιζόμενος σε παλιότερες ιδέες του Wadati, άρχισε να κάνει συστηματικές έρευνες γύρω από το θέμα και το 1935 έφερε την έννοια του μεγέθους του σεισμού. Από τότε, το μέγεθος έγινε η πιο βασική σεισμική παράμετρος ποσοτικής έκφρασης των σεισμών. Οι τεκτονοφυσικοί χρησιμοποιούν τα μεγέθη για να μελετήσουν τον τρόπο επανάληψης των σεισμών, οι γεωφυσικοί για να εκτιμήσουν την ενέργεια της σεισμικής πηγής, οι γεωλόγοι χρησιμοποιούν σχέσεις μεταξύ του μήκους του ρήγματος και του μεγέθους για να εκτιμήσουν το μέγεθος ενός σεισμού από ένα συγκεκριμένο ρήγμα, και οι μηχανικοί χρησιμοποιώντας σχέσεις μεταξύ της μέγιστης επιτάχυνσης και του μεγέθους έχουν τη δυνατότητα να προσδιορίσουν παραμέτρους της εδαφικής κίνησης, που αντιστοιχούν σε ένα συγκεκριμένο μέγεθος.

Λόγω των πολλών εφαρμογών του μεγέθους είναι απαραίτητο αυτό να προσδιορίζεται όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστα.

Είναι εντυπωσιακό όμως το γεγονός, ότι οι πρώτες κλίμακες μεγέθους που χρησιμοποιήθηκαν περισσότερο, άρχισαν να αναπτύσσονται μισό σχεδόν αιώνα από την πρώτη εγκατάσταση σεισμομέτρων. Αυτή η καθυστέρηση δείχνει ενδεχόμενα, τις δυσκολίες που υπάρχουν στην ανάπτυξη των κλιμάκων μεγέθους, σε σύγκριση με τις μεθόδους που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του επικέντρου και του χρόνου γένεσης των σεισμών.

Συνεπώς η συζήτηση για το πρόβλημα του μεγέθους, επειδή αποτελεί την πιο εύκολα προσδιοριζόμενη και πιο εύχρηστη σεισμική παράμετρο, συνεχίζεται έντονα ακόμα και σήμερα. Αυτό δηλώνει τη δυσκολία που υπάρχει στον προσδιορισμό μιας μόνο παραμέτρου που να εκφράζει εντελώς τη σφοδρότητα (strength) ενός σεισμού και συγχρόνως να ισχύει για όλους τους

σεισμούς, ανεξάρτητα από τον τόπο που εμφανίζονται, την ενέργεια που εκλύουν, το φάσμα τους κλπ.

Μεγέθη υπολογίζονται τόσο για καταστρεπτικούς σεισμούς όσο και για μικρούς σεισμούς. Φαίνεται όμως, ότι σεισμοί διαφορετικοί από άποψη εκλυόμενης ενέργειας διαφέρουν σε περισσότερα σημεία από όσα μπορεί να εκφράσει μια απλή διαφορά στο μέγεθος. Επίσης, σεισμοί με ίδια μεγέθη, που έχουν υπολογισθεί σύμφωνα με τους αποδεκτούς τρόπους, διαφέρουν ως προς το φάσμα της πηγής τους. Συνεπώς, κάθε σεισμός έχει τα δικά του χαρακτηριστικά γνωρίσματα, που εξαρτώνται από τις περιφερειακές και τοπικές τεκτονικές συνθήκες, τα οποία μεταβάλλονται ακόμα και με το χρόνο, όπως φαίνεται και από τα σειсмоγράμματα. Για τους παραπάνω λόγους, για τους οποίους θα γίνει εκτενέστερη ανάπτυξη κατωτέρω, η ποσοτική εκτίμηση των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών ενός σεισμού απαιτεί τον προσδιορισμό περισσότερων της μιας παραμέτρων.

Η τελευταία έρευνα σχετικά με τις ιδιότητες των σεισμικών πηγών συνέβαλε τα μέγιστα στην κατανόηση των φυσικών διεργασιών που συμβαίνουν στις εστίες των σεισμών κατά τη διάρκεια της γένεσής τους.

Δύο είναι οι δυνατοί τρόποι προσέγγισης αυτού του προβλήματος:

Κατά τον ένα τρόπο, γίνονται ιδιαίτερα λεπτομερείς αναλύσεις όλων των στοιχείων που υπάρχουν όπως μελέτη σεισμικών κυμάτων χώρου και επιφανείας, παρατηρήσεις κοντινού πεδίου, μελέτη προ-σεισμών και μετασεισμών και μακροσεισμικών δεδομένων κ.ά. Αυτού του είδους η ανάλυση έχει πραγματοποιηθεί για αρκετούς μεγάλους σεισμούς και τα αποτελέσματα βοήθησαν ιδιαίτερα την κατανόηση της φυσικής διεργασίας γένεσης των σεισμών. Όμως αυτή η ανάλυση είναι χρονοβόρα και δεν είναι δυνατή για κάθε σεισμό.

Κατά τον άλλο τρόπο, ακολουθείται μια σχετικά απλή μεθοδολογία επεξεργασίας ενός μεγάλου αριθμού σεισμών σε σχετικά σύντομο χρόνο. Επειδή κατά τη διαδικασία αυτή χρησιμοποιείται ένας μάλλον μικρός αριθμός παραμέτρων, δεν μπορεί να περιμένει κανείς εκτενέστερη περιγραφή της πηγής. Η διαδικασία όμως αυτή έχει το πλεονέκτημα της γρήγορης πληροφόρησης των επιστημόνων καθώς και του λαού, σχετικά με τους σεισμούς. Το πιο σημαντικό είναι η άμεση παροχή δεδομένων τα οποία συμπεριλαμβάνονται στους καταλόγους των σεισμών που αποτελούν τη βάση ενός μεγάλου αριθμού επιστημονικών μελετών. Το τοπικό μέγεθος, M_L , που όρισε ο Richter το έτος 1935, αποτελεί ίσως την πιο σημαντική παράμετρο που χρησιμοποιείται κατά την προσέγγιση του προβλήματος με αυτό τον τρόπο. Το μέγεθος μπορεί να προσδιορισθεί γρήγορα από τα σειсмоγράμματα χωρίς λεπτομερείς αναλύσεις.

Οι σεισμοί μπορούν χωρισθούν ποσοτικά, με βάση τις τιμές διαφόρων φυσικών παραμέτρων, όπως είναι το μήκος του ρήγματος, η επιφάνειά του, η μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος, η ταχύτητα και η επιτάχυνση της

εδαφικής κίνησης, η διάρκεια της διάρρηξης, η εκλυόμενη σεισμική ενέργεια, ή συνδυάζοντας όλα τα ανωτέρω. Μια μόνο ποσότητα π.χ. το μέγεθος, είναι αδύνατο να αντιπροσωπεύσει όλες αυτές τις παραμέτρους. Υπάρχει προφανώς ένα όριο στη χρήση της κλίμακας του μεγέθους για τον ποσοτικό προσδιορισμό των σεισμών. Όμως, ο κύριος σκοπός της κλίμακας του μεγέθους είναι η δυνατότητα ύπαρξης μιας παραμέτρου που μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε μια πρώτη ταξινόμηση των δεδομένων των σεισμών για τις ανάγκες της έρευνας στη Σεισμολογία, στη Γεωφυσική, στη Γεωλογία, στη Σεισμική Μηχανική κλπ

Για διάφορους λόγους, ο υπολογισμός του μεγέθους με βάση τις μετρήσεις των πλατών διαφόρων σεισμικών κυμάτων (χώρου, επιφανειακών), η επέκταση των κλιμάκων σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους και μεγάλου βάθους, η αλλαγή των χαρακτηριστικών των οργάνων, η επέκταση των κλιμάκων για να μπορούν να εφαρμοσθούν τόσο για τους πολύ μεγάλους σεισμούς όσο και για τους πολύ μικρούς σεισμούς, η εισαγωγή νέων εννοιών και αρχών, αναπτύχθηκαν διάφορες κλίμακες μεγεθών για τις οποίες θα γίνει μεγαλύτερη αναφορά στη συνέχεια.

1.2 Εξέλιξη των Κλιμάκων του Μεγέθους

Από την εποχή που ο Richter έφερε στη Σεισμολογία την έννοια του μεγέθους των σεισμών, άρχισαν να αναπτύσσονται με πολύ γρήγορους ρυθμούς διάφορες κλίμακες που σκοπό είχαν να αντισταθμίσουν τα μειονεκτήματα και τους περιορισμούς των προηγούμενων. Στη συνέχεια γίνεται μια ανασκόπηση των κλιμάκων μεγέθους που σήμερα χρησιμοποιούνται για την ποσοτική ταξινόμηση των σεισμών. Σχετικές αναφορές για αυτή την αρχική ανάπτυξη του μεγέθους μπορούμε να βρούμε στους σημαντικότερους όπως Bath (1966, 1979), Karnik (1968/1971), Duda και Nuttli (1974), Miyamura (1978), Willmore (1979).

Ο Bath (1981) αναφέρει ότι για να αποτυπωθεί μια πλήρης αναφορά στο θέμα των μεγεθών είναι σα να γράφουμε ένα βιβλίο σεισμολογίας, γιατί κάθε τομέας της σεισμολογίας υπεισέρχεται στον υπολογισμό του μεγέθους.

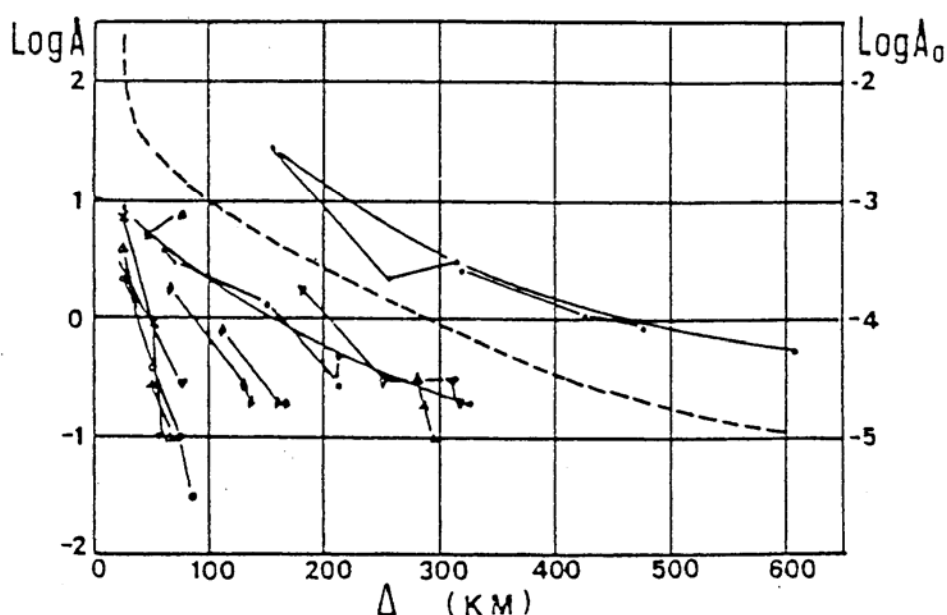
1.2.1 Η κλίμακα του τοπικού μεγέθους, M_L

Ο Richter (1935) ήταν ο πρώτος που όρισε την κλίμακα τοπικού μεγέθους για τους σεισμούς της Νότιας Καλιφόρνιας. Αυτή, αν και ορίσθηκε κάπως αυθαίρετα, αποτέλεσε τη βάση για όλες τις επόμενες εξελίξεις στο θέμα του μεγέθους. Η πορεία των συλλογισμών που ακολούθησε ο Richter

περιγράφεται στη συνέχεια και περιλαμβάνει παρόμοιες ιδέες με αυτές που χρησιμοποίησε ο Wadati για να συγκρίνει σεισμούς στην Ιαπωνία.

Από δύο σεισμούς που έχουν την ίδια εστία και καταγράφονται στον ίδιο σταθμό, ο μεγαλύτερος από αυτούς θα πρέπει να δώσει σειсмоγράμματα με μεγαλύτερα πλάτη. Αν οι εστίες των δύο σεισμών διαφέρουν, ο μικρότερος θα πρέπει να βρίσκεται πλησιέστερα προς το σταθμό για να δώσει σειсмоγράμματα με μεγαλύτερα πλάτη. Έτσι από την χαρτογράφηση σε ένα σταθμό, των μέγιστων πλατών των εδαφικών κινήσεων σε συνάρτηση με το επίκεντρο του σεισμού θα προκύψουν δύο καμπύλες, μια για κάθε σεισμό. Η καμπύλη που αντιστοιχεί στο μεγαλύτερο σεισμό βρίσκεται ψηλότερα. Ο ακριβής υπολογισμός του πλάτους της εδαφικής κίνησης απαιτεί καλή γνώση της μεγέθυνσης του σειсмоγράφου. Ο Richter για να απλοποιήσει το πρόβλημα, χρησιμοποίησε σειсмоγράφους στρέψης Wood-Anderson με ίδια χαρακτηριστικά (δηλαδή ιδιοπερίοδο $T_0=0.8$ sec, μέγιστη μεγέθυνση $V=2800$, απόσβεση 80% της κρίσιμης), οι οποίοι αναμένεται να έχουν την ίδια ανταπόκριση στην ίδια εδαφική κίνηση. Για το λόγο αυτό, αντί για τα πλάτη της εδαφικής κίνησης μέτρησε απευθείας τα μέγιστα πλάτη αναγραφής των σεισμών, σε mm όπως αυτά φαίνονται στα σειсмоγράμματα. Έτσι ελαττώνεται η απαιτούμενη δουλειά, αν αναλογισθούμε το μεγάλο πλήθος των τοπικών σεισμών. Χαρτογράφησε τα πλάτη σε λογαριθμική κλίμακα, επειδή τα πλάτη αυτά κυμαίνονταν από 0.1 mm μέχρι 10 cm, και έτσι η κλίμακα αυτή εξυπηρετεί καλύτερα από τη γραμμική, επειδή τα αποτελέσματα μπορούν να εκφραστούν με αριθμητική σχέση.

Το σχήμα (1) (Richter 1958)



Σχ. 1.- Χαρτογράφηση του πλάτους σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση (Richter 1958).

Το σχήμα (1) (Richter 1958) αποτελεί χαρτογράφηση των πλατών αναγραφής, σε συνάρτηση με το επίκεντρο του σεισμού. Οι καμπύλες που προέκυψαν είναι περίπου παράλληλες μεταξύ τους, η δε διακεκομμένη καμπύλη χαράχθηκε αυθαίρετα ως καμπύλη μηδενικού μεγέθους. Αν η παραλληλία αυτή είναι σωστή, τότε η διαφορά των λογαρίθμων των πλατών δύο σεισμών θα πρέπει να είναι ανεξάρτητη από το επίκεντρο του σεισμού και ο λόγος των πλατών να είναι σταθερός. Σύμφωνα με αυτό ο Richer (1935) όρισε ως μέγεθος (M) την ποσότητα:

$$(M) = ML = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

όπου A είναι το μέγιστο πλάτος αναγραφής του σεισμού από το σειсмоγράφο Wood-Anderson που βρίσκεται σε μια ορισμένη απόσταση από την εστία και A₀ είναι το πλάτος ενός σεισμού αναφοράς, στην ίδια απόσταση. Αργότερα, η ποσότητα αυτή έγινε γνωστή ως τοπικό μέγεθος ML.

Ο όρος «μέγεθος» επιλέχθηκε σε αναλογία με την αντίστοιχη χρήση του στην αστρονομία. Η κλίμακα των μεγεθών των αστερών είναι επίσης λογαριθμική αν και πιο απλή στη βάση της. Ενώ το μέγεθος ενός άστρου όσο πιο μεγάλο είναι τόσο πιο λίγη φωτεινότητα έχει, η κλίμακα για τους σεισμούς ακολούθησε την αρχή, όσο πιο μεγάλος είναι ο σεισμός τόσο μεγαλύτερο είναι το μέγεθος.

Τρεις αυθαίρετες επιλογές έγιναν ως προς τον ορισμό του μεγέθους από τον Richter α) η χρήση ενός ορισμένου τύπου σεισμομέτρου με ορισμένες σταθερές, β) η χρήση της λογαριθμικής κλίμακας με βάση το 10 και γ) η επιλογή του σεισμού αναφοράς ή σεισμού μηδενικού μεγέθους.

Ως πρότυπο σεισμό ή σεισμό μηδενικού μεγέθους όρισε ο Richter εκείνο το σεισμό που γράφεται με πλάτος ίσο με 1 μm (=0,001 mm) από σειсмоγράφο Wood-Anderson σε απόσταση 100 km από την εστία του. Ονομάστηκε σεισμός μηδενικού μεγέθους γιατί όταν A=A₀ τότε ML=0. Αυτό σημαίνει ότι όταν ένας σεισμό γραφεί με πλάτη μικρότερα από αυτά του σεισμού αναφοράς, ο σεισμός αυτός θα έχει αρνητική τιμή μεγέθους. Για το λόγο αυτό, ο Richter επέλεξε το ύψος της διακεκομμένης γραμμής του σχήματος (1) έτσι ώστε τα μεγέθη και των μικρότερων σεισμών που συνήθως γράφονται να είναι θετικά. Οι τιμές της ποσότητας -log A₀ η οποία είναι γνωστή ως συνάρτηση βαθμολογίας, δίνονται αποστάσεις από το κέντρο του σεισμού από 0-600 km και εκφράζουν την εξάρτηση του μέγιστου πλάτους αναγραφής του σεισμού αναφοράς από την απόσταση. Οι τιμές της -log A₀ για αποστάσεις Δ από 200 χμ ως 600 χμ δίνονται κατά προσέγγιση από τη σχέση:

$$A_0 = 2.530 \Delta^{-3} \quad (2)$$

ή σε λογαριθμική μορφή

$$\log A_0 = 3.37 - 31 \log \Delta \quad (3)$$

και το μέγεθος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$ML = \log A + 3 \log \Delta - 3.37 \quad (4)$$

Αρχικά ο Richter είχε καθορίσει τις τιμές της $-\log A_0$ για αποστάσεις μεγαλύτερες των 25 χμ.

Αργότερα οι Gutenberg και Richter (1942) έδωσαν τις τιμές της $-\log A_0$ και για αποστάσεις από 0 έως 30 χμ, χρησιμοποιώντας τα σειсмоγράμματα επιταχυνσιογράφου της Pasadena και δεδομένα του δικτύου των σειсмоγράφων Wood-Anderson.

Ο σειсмоγράφος στρέψης Wood-Anderson καταγράφει τις δύο οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης. Ο Richter πρότεινε το μέγεθος να υπολογίζεται για κάθε μια συνιστώσα ξεχωριστά, χωρίς να λαμβάνεται υπ' όψιν ο χρόνος εμφάνισης των μέγιστων πλατών αναγραφής στις δύο συνιστώσες. Το τελικό μέγεθος θα είναι ο μέσος όρος των δύο μεγεθών που προκύπτουν από κάθε συνιστώσα. Αυτό είναι προτιμότερο από το να υπολογισθεί το μέγεθος από το διανυσματικό άθροισμα των δύο πλατών, καθώς το μέγιστο πλάτος μπορεί να μην αντιπροσωπεύει το ίδιο κύμα στα δύο σειсмоγράμματα και είναι δυνατό να εμφανίζεται σε διαφορετικούς χρόνους. Για κάθε τύπο σειсмоγράφου, στην ουσία για κάθε σταθμό, προσδιορίζεται ορισμένη διόρθωση που βρίσκεται από την στατιστική εξέταση των αποκλίσεων από μέσο όρο των μεγεθών που υπολογίζονται από κάθε σταθμό.

Αν και ο Richter (1958) χρησιμοποίησε ένα σχετικά μικρό δείγμα σεισμών της Νότιας Καλιφόρνιας για να ορίσει την κλίμακα, φρόντισε ο ίδιος να ελέγξει την αξιοπιστία της με ένα ανεξάρτητο δείγμα σεισμών της ίδιας περιοχής και κατέληξε σε θετικά αποτελέσματα. Όμως οι τιμές που χρησιμοποίησε για τη συνάρτηση της βαθμολογίας δεν μπορεί να χρησιμοποιηθούν για τον ακριβή καθορισμό του τοπικού μεγέθους σε περιοχές εκτός της Ν.Καλιφόρνιας, γιατί η μεταβολή του πλάτους της εδαφικής κίνησης με την απόσταση εξαρτάται από το κέντρο του σεισμού και την τεκτονική δομή της κάθε περιοχής.

1.2.2 Η κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους, M_s

Ο Gutenberg (1945a) εισηγήθηκε την κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους M_s . Η κλίμακα αυτή βασίζεται στα πλάτη των επιφανειακών κυμάτων περιόδου 17-23 sec των σεισμών επιφανείας, για αποστάσεις $15^\circ - 130^\circ$. Η εξίσωση που πρότεινε ήταν της μορφής:

$$M_s = \log A - \log B + C + D \quad (5)$$

όπου A είναι το πλάτος της οριζόντιας συνιστώσας της μεγαλύτερης εδαφικής κίνησης σε m των επιφανειακών κυμάτων περιόδου 20 sec, όπου B η ίδια ποσότητα αλλά για σεισμό μηδενικού μεγέθους (το B εξαρτάται μόνο από την επικεντρική απόσταση για ορισμένο εστιακό βάθος και ο $\log B$ έχει πάντα αρνητική τιμή) και C είναι μια σταθερά του σταθμού που εξαρτάται από τη

δομή του φλοιού στην περιοχή του σταθμού και από τα χαρακτηριστικά του οργάνου. Το D εξαρτάται από βάθος της εστίας του σεισμού, την αρχική κατανομή της ενέργειας, την ελάττωση των κυμάτων και από τις ιδιότητες του δρόμου διαδρομής. Η διόρθωση για την εξάρτηση του πλάτους από την απόσταση υπολογίσθηκε θεωρητικά και εμπειρικά, περιλαμβάνοντας την επίδραση της γεωμετρικής διασποράς, της απόσβεσης και σκέδασης. Οι σταθεροί όροι της εξίσωσης υπολογίσθηκαν έτσι ώστε να δίνουν μεγέθη M_s συνεπή με τα τοπικά μεγέθη M_L και η τελική μορφή της σχέσης που δίνει το επιφανειακό μέγεθος είναι:

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta^0 + 1.818 + s \quad (6)$$

όπου s η διόρθωση του σταθμού.

Το πλάτος A είναι συνήθως η ποσότητα $(A_N^2 + A_E^2)^{\frac{1}{2}}$ όπου A_N , A_E είναι το μέγιστο πλάτος της εδαφικής κίνησης των δυο οριζόντιων συνιστωσών NS και EW αντίστοιχα. Αν υπάρχει μια μόνο οριζόντια συνιστώσα, η αναγραφή της πολλαπλασιάζεται επί $\sqrt{2}$, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί στη σχέση (6). Τα A_N , A_E είναι δυνατόν να εμφανίζονται σε διαφορετικές χρονικές στιγμές στο σεισμόγραμμα.

Μέχρι αυτό το στάδιο οι επιστήμονες πίστευαν ότι είναι δυνατό να επιτευχθεί πλήρης συμφωνία μεταξύ των κλιμάκων του τοπικού M_L και του επιφανειακού M_s .

1.2.3 Η κλίμακα του χωρικού μεγέθους, m_b

Ο Gutenberg (1945b), την ίδια χρονιά που πρότεινε την κλίμακα του επιφανειακού μεγέθους, πρότεινε και την κλίμακα του χωρικού μεγέθους, m_b , που βασίζεται στα πλάτη των κυμάτων του χώρου, δηλαδή των επιμήκων P , PP και των εγκαρσίων S κυμάτων. Η κλίμακα αυτή, που βαθμολογήθηκε σύμφωνα με το M_s (σχέση 6) έχει τη μορφή:

$$m_b = \log A + q(\Delta) + 0.1(m_b - 7) + C_r \quad (7)$$

όπου A , T είναι τα μέγιστα πλάτη και οι περίοδοι, αντίστοιχα, ενός από τα κύματα PZ , PH , PPZ , PPH και SH , $q(\Delta)$ είναι η διόρθωση για την εξάρτηση του πλάτους από την απόσταση και C_r η διόρθωση του σταθμού. Οι τιμές της $q(\Delta)$, που είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού θεωρίας και παρατηρήσεων, περιλαμβάνουν τόσο την επίδραση της γεωμετρικής διασποράς όσο και της ανελαστικής απόσβεσης (Gutenberg 1945b, σελ. 59) και ισχύουν μόνο για επιφανειακούς σεισμούς. Ο όρος $0.1(m_b - 7)$ προστέθηκε για να υπάρξει πλήρης συμφωνία μεταξύ των κλιμάκων M_s and m_b για τους μεγάλους σεισμούς. Άρχισε έτσι να αντιμετωπίζεται η πιθανότητα οι δύο κλίμακες να μη συμφωνούν σε όλο το διάστημα μεγεθών και για το λόγο αυτό να χρειάζεται κάποια διόρθωση για να αναχθεί η μια κλίμακα στην άλλη.

Ο Gutenberg (1945c) επέκτεινε την προηγούμενη δουλειά του στο μέγεθος m_b , έτσι ώστε να είναι δυνατόν η κλίμακα αυτή να χρησιμοποιηθεί για σεισμούς οποιουδήποτε εστιακού βάθους. Ο ορισμός του μεγέθους επεκτάθηκε έτσι ώστε δυο σεισμοί εστιακών βαθών να έχουν το ίδιο μέγεθος όταν είναι ίσες οι σεισμικές ενέργειες που εκλύονται από αυτούς. Έτσι και η σεισμική ενέργεια υπεισέρχεται ως παράμετρος στη μέτρηση των σεισμών.

Οι Gutenberg και Richter (1956a) αναθεώρησαν την κλίμακα m_b , βελτιώνοντας τις τιμές της συνάρτησης βαθμολογίας $q(\Delta, h)$ που δίνεται υπό μορφή πίνακα για τα κύματα P, PZ, PPH, PPZ, SH και m_b υπολογίζεται από σχέση της μορφής:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + q(\Delta, h) + C_r \quad (8)$$

Τα περισσότερα από τα κύματα χώρου που χρησιμοποιήθηκαν από τους Gutenberg and Richter (1956 a) πιστεύεται ότι προέρχονται από αναγραφές σειсмоγράφων με ευρύ φάσμα (broad-band) όπως είναι οι σειсмоγράφοι Wiechert, Mainka and Galitzin (Miyamura 1982). Σύμφωνα με τα χειρόγρατά τους που ξαναελέγχθηκαν από τους Abe and Kanamori (1980), οι μετρήσεις έγιναν σε περιόδους, T , 4-20 sec, με μέση τιμή του T ίση με 5 sec και 10 sec για τα κύματα P και S αντίστοιχα. Αποκλίσεις, όμως, από τις μέσες περιόδους μέχρι και μια οκτάβα δεν είναι ασυνήθιστες (Abe 1981). Αυτό δείχνει ότι οι συναρτήσεις βαθμολογίας $q(\Delta, h)$ των Gutenberg and Richter (1956a) είναι ένας μέσος όρος αυτών για κύματα διαφόρων περιόδων. Με άλλα λόγια οι τιμές των $q(\Delta, h)$ δεν μπορούν να θεωρηθούν σωστές ακόμα και για τις περιόδους 5 και 10 sec, η πρόχειρη δε χρήση τους, από τα σεισμολογικά κέντρα, για κύματα διαφόρων περιόδων οδήγησε σε αρκετή σύγχυση σχετικά με τα δημοσιευμένα μεγέθη (Miyamura 1982, Nortmann and Duda 1982).

Το 1960 άρχισε η εγκατάσταση του διεθνούς δικτύου W.W.S.S.N (World Wide Standard Seismograph Network) και ο υπολογισμός του μεγέθους m_b με κύματα περιόδων 4-20 sec έγινε αδύνατος. Έτσι, από το 1964 περίπου και μετά, το μέγεθος των κυμάτων χώρου μετριέται αποκλειστικά στα πρώτα δευτερόλεπτα των P κυμάτων, περιόδου 1 sec, και συμβολίζεται με m_b .

Οι Gutenberg and Richter (1956b), αναγνωρίζοντας ότι οι κλίμακες των επιφανειακών κυμάτων, M_s και των κυμάτων χώρου, m_b , δεν είναι συμβιβάσιμες σε όλο τους το διάστημα μεγεθών, πρότειναν τη σχέση:

$$m_b = 0.63 M_s + 2.5 \quad (9)$$

$$M_s = 1.59 m_b - 3.97 \quad (10)$$

Οι Abe and Kanamori (1980) αναθεώρησαν τη σχέση (9), ελέγχοντας ξανά τα αρχικά δεδομένα των Gutenberg and Richter και βρήκαν τη σχέση :

$$m_b = 0.65 M_s + 2.5 \quad (11)$$

1.2.4 Μέγεθος σεισμικής ροπής, M_0

Η ενέργεια που απελευθερώνεται στην εστία ενός σεισμού, ακτινοβολείται με τη μορφή σεισμικών κυμάτων τα οποία έχουν περιόδους που καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα (από μικρό κλάσμα του δευτερολέπτου μέχρι πολλά δευτερόλεπτα). Όμως, κάθε μια από τις τρεις κλίμακες μεγεθών που αναφέραμε παραπάνω (M_L , M_s , m_b) βασίζεται σε σεισμικά κύματα που έχουν συχνότητες σε περιορισμένο μέρος (παράθυρο) αυτού του φάσματος και για το λόγο αυτό τα μεγέθη των κλιμάκων αυτών αποτελούν μέτρα της ενέργειας που ακτινοβολείται στα αντίστοιχα παράθυρα συχνοτήτων και όχι της ολικής ενέργειας του σεισμού. Έτσι, τα μεγέθη M_L and M_0 αποτελούν μέτρα της σεισμικής ενέργειας που ακτινοβολείται σε περιόδους της τάξης του 1 sec, ενώ το μέγεθος M_s αποτελεί μέτρο της ενέργειας που ακτινοβολείται σε περιόδους της τάξης των 20 sec και όχι της ολικής ενέργειας του σεισμού. Έπρεπε, συνεπώς, να βρεθεί μια κλίμακα μεγέθους η οποία να μη βασίζεται σε κύματα περιορισμένου φάσματος συχνοτήτων. Η κλίμακα αυτή βασίζεται στην έννοια της σεισμικής ροπής την οποία πρότεινε ο Aki (1966).

Ονομάζουμε σεισμική ροπή, M_0 , την ποσότητα η οποία ορίζεται από τη σχέση:

$$M_0 = \mu L w u \quad (12)$$

Όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία του σεισμού, L και W είναι το μήκος και το πλάτος του σεισμογόνου ρήγματος αντίστοιχα και u η μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος κατά τη γένεση του σεισμού.

Η μέτρηση της σεισμικής ροπής βασίζεται στο φάσμα των σεισμικών κυμάτων που προκύπτει από τη φασματική ανάλυση των σεισμογραμμάτων. Το σχήμα 2 παριστάνει τα φάσματα (πλάτη ψ σε συνάρτηση με την περίοδο) για έντεκα σεισμούς διαφόρων μεγεθών, όπως τα φάσματα αυτά υπολογίσθηκαν από σεισμογράμματα σε μεγάλες αποστάσεις από τις εστίες των σεισμών. Παρατηρούμε ότι το φάσμα είναι οριζόντιο (παράλληλο προς τον άξονα των περιόδων) για περιόδους μεγαλύτερες ορισμένης τιμής, T_0 , η οποία ονομάζεται γωνιακή περίοδος, ενώ η αντίστοιχη συχνότητα f_0 ($=1/T_0$) ονομάζεται γωνιακή συχνότητα. Παρατηρούμε ότι το φάσμα, Ψ , ελαττώνεται με την ελάττωση της περιόδου για περιόδους μικρότερες της γωνιακής περιόδου. Παρατηρούμε, επίσης, ότι η γωνιακή περίοδος ελαττώνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθος του σεισμού.

Η γωνιακή περίοδος T_0 , είναι μια πολύ σημαντική ποσότητα, γιατί όταν γνωρίζουμε αυτή μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε διάφορες παραμέτρους της εστίας του σεισμού και γιατί υπολογίζεται εύκολα από τη φασματική ανάλυση των σεισμογραμμάτων.

Η σεισμική ροπή υπολογίζεται από την τιμή, Ψ_0 , του φάσματος μακρινού πεδίου των εγκαρσίων κυμάτων η οποία αντιστοιχεί στη γωνιακή συχνότητα, f_0 , με τη σχέση:

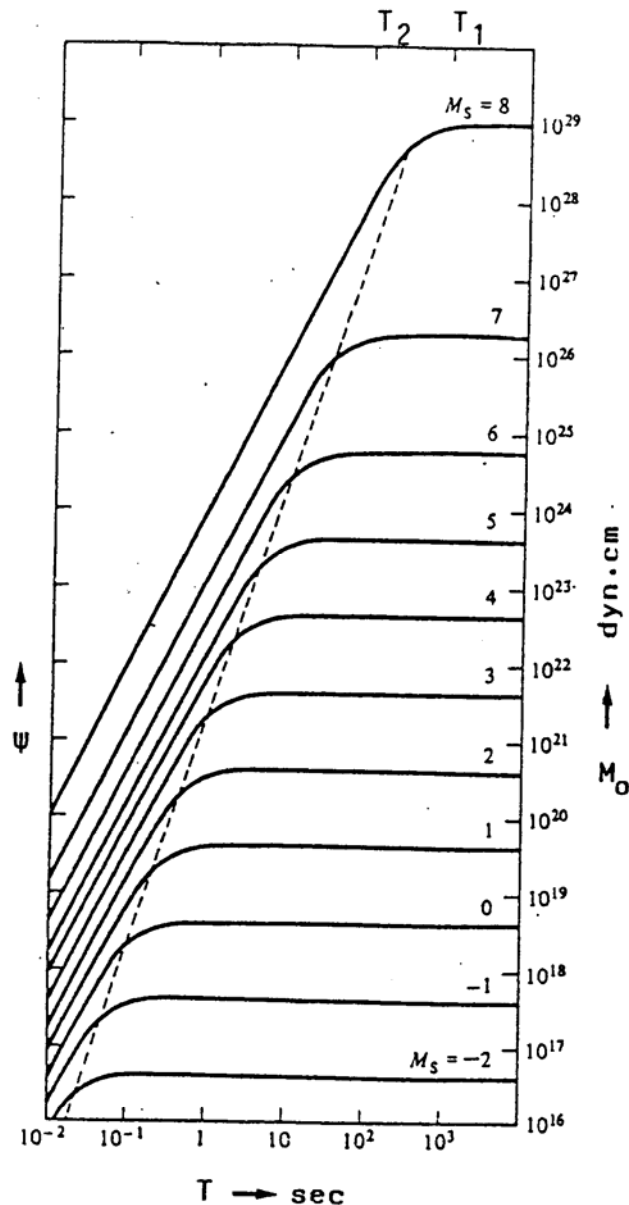
$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3\Psi_0 R}{0.85} \quad (13)$$

Όπου ρ είναι η πυκνότητα του υλικού στην περιοχή του σεισμογόνου ρήγματος και R η υποκεντρική απόσταση. Δηλαδή, η σεισμική ροπή υπολογίζεται από την τιμή Ψ_0 του φάσματος, η οποία διατηρείται σταθερή για όλο το φάσμα μεγάλων περιόδων (χαμηλών συχνοτήτων), όπως φαίνεται στο σχήμα 2 (οριζόντιο μέρος του φάσματος). Με άλλα λόγια ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής δεν επηρεάζεται από την ελάττωση του πλάτους του φάσματος με την ελάττωση της περιόδου που παρατηρείται στις μικρές περιόδους (μεγάλες συχνότητες). Αυτή η ανεξαρτησία της μέτρησης της σεισμικής ροπής από την περίοδο, πράγμα που δεν συμβαίνει με τη μέτρηση των μεγεθών M_L , m_b , M_s , είναι βασικός λόγος για τον οποίο η σεισμική ροπή θεωρείται αξιόπιστο μέτρο της ολικής ενέργειας του σεισμού.

Για το λόγο αυτό, οι Hanks and Kanamori (1979) πρότειναν την κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής, M , το οποίο εξαρτάται από το φάσμα μεγάλης περιόδου και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$M = \frac{\log M_0 - 16.1}{1.5} \quad (14)$$

Όπου M_0 είναι η σεισμική ροπή (σε $\text{dyn}\times\text{cm}$). Αυτό το μέγεθος συμφωνεί με το M_s για $6 < M_s < 8$ και με το M_L για $M_L \leq 6$.



Σχ. 2.- Φάσματα μακρινού πεδίου για διάφορα μεγέθη σεισμών (Ακί 1972). Η στιγμένη γραμμή τέμνει τις καμπύλες στα σημεία που αντιστοιχούν στις αντίστοιχες γωνιακές περιόδους.

1.3 Παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται το Μέγεθος και Μέθοδοι Διόρθωσης.

Αν ήταν δυνατό να αναπτυχθεί μια ακριβής εξίσωση μεγέθους, οι ανεξάρτητες μεταβλητές δεν θα ήταν μόνο οι $\frac{A}{T}$, Δ και h αλλά και η K που εκφράζει τις ιδιότητες της εστίας, η P που αντανακλά τις ιδιότητες του μέσου διάδοσης (απόσβεση, γεωμετρική διασπορά, σκέδαση) και η R για τις ιδιότητες του σταθμού καταγραφής (γεωλογική τοποθέτηση, σεισμογράφοι).

Έτσι το μέγεθος M πρέπει να υπολογίζεται από μια σχέση που να περιλαμβάνει αυτούς τους παράγοντες:

$$M = M\left\{\frac{A}{T}, \Delta, h, K, P, R\right\} \quad (15)$$

Αν και οι παράμετροι, $\frac{A}{T}$, Δ και h μπορούν να μετρηθούν αξιόπιστα με εύκολο τρόπο, οι μετρήσεις των Π , K και R παρουσιάζουν σημαντικές και ίσως ανυπέρβλητες δυσκολίες σε μερικές περιπτώσεις. Ένας τρόπος αποφυγής των δυσκολιών αυτών είναι η απλοποίηση της στη μορφή:

$$M = m\left(\frac{A}{T}, \Delta, h\right) + C_K + C_R \quad (16)$$

Όπου C_K και C_R δεν είναι γνωστές και έτσι αγνοούνται, οδηγώντας στις προσεγγιστικές σχέσεις:

$$M = M\left(\frac{A}{T}, \Delta, h\right) \text{ για όλα τα εστιακά βάθη} \quad (17)$$

$$M = M\left(\frac{A}{T}, \Delta\right) \text{ για επιφανειακούς σεισμούς } h \leq 50 \text{ km} \quad (18)$$

Δεν προκαλεί έκπληξη το γεγονός ότι οι τιμές των μεγεθών που υπολογίζονται από μεμονωμένους σταθμούς παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά. Αυτό οφείλεται όχι μόνο σε αναπόφευκτα σφάλματα στις μετρήσεις αλλά και στο γεγονός ότι χρησιμοποιούμε σχέσεις προσέγγισης.

Οι επιδράσεις της ακτινοβολίας της πηγής και των ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης έχουν μελετηθεί τόσο πειραματικά (Noguchi και Abe 1977) όσο και θεωρητικά (Von Seggern 1970, Calcagnile και Ranza 1973). Ένας πλήρης διαχωρισμός των επιδράσεων της εστίας και του μέσου διάδοσης μόνο με τα δεδομένα παρατήρησης είναι δύσκολος εκτός αν διαθέτουμε ακριβείς πληροφορίες για τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας (μηχανισμό γένεσης κτλ). Οι διάφοροι δρόμοι διαδρομής και τα διάφορα είδη μεγεθών δεν επηρεάζονται ομοιόμορφα από τον τρόπο ακτινοβολίας της πηγής. Το M_s για παράδειγμα μπορεί να παρουσιάσει ένα συσχετισμό με το μηχανισμό δημιουργίας σε αντίθεση με το m_b (Ritsema 1977). Ένα μέγεθος m_b που υπολογίζεται από την πρώτη απόκλιση των P κυμάτων είναι φυσικό να παρουσιάζει πιο στενή σχέση με την ακτινοβολία της πηγής από ένα m_b που υπολογίζεται από μέγιστο πλάτος όλης της φάσης των P κυμάτων. Έχουν εφευρεθεί διάφορες μέθοδοι για την ελάττωση των επιδράσεων που είναι ανεπιθύμητες στα μεγέθη.

Για να ληφθεί υπ' όψιν η ασύμμετρη ακτινοβολία στη πηγή του σεισμού αυτή μπορεί να θεωρηθεί ότι αντικαθίσταται από συμμετρική πηγή που δίνει πλάτος κύματος το οποίο χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του μεγέθους. Για τον υπολογισμό του πλάτους A , της συμμετρικής πηγής υπολογίσθηκαν διάφορες μέθοδοι όπως με υπολογισμό του πλάτους αυτού στην επιφάνεια της εστιακής σφαίρας (Syed and Nuttli 1971), (Udias 1971) ή του A_2 στην επιφάνεια της Γης (Jarosch 1968) ή της σεισμικής ενέργειας σε μια σφαίρα

που περικλείει την πηγή (Chandra 1970). Οποιαδήποτε από αυτές τις μεθόδους θα μπορούσε να εφαρμοσθεί σε καθημερινή βάση αν κάθε περιοχή μπορούσε να χαρακτηριστεί με κάποιο μέσο μηχανισμό γένεσης. Φαίνεται ότι η προσέγγιση του Chandra είναι πιο σωστή από φυσική άποψη, αλλά η ακρίβεια των αποτελεσμάτων της δεν είναι ιδιαίτερα ενθαρρυντική.

Επειδή ο ασύμμετρος τρόπος ακτινοβολίας της σεισμικής πηγής επηρεάζει την ποσότητα την ποσότητα ($\frac{A}{T}$) $\max$ που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του μεγέθους, έχει προταθεί να αντικατασταθεί αυτή η παράμετρος με άλλες που χαρακτηρίζουν την ισχύ της πηγής αλλά δεν μεταβάλλονται με το αζιμούθιο. Υπάρχουν διάφορες τέτοιες παράμετροι, μεταξύ των οποίων είναι η σεισμική ροπή που θεωρείται η πιο σημαντική. Ο Ben Menahem (1977) ακολουθώντας αυτή τη πορεία βρήκε μια σειρά σχέσεων για το M_s .

Εκτός από το μηχανισμό γένεσης, οι τεκτονικές συνθήκες κοντά στην πηγή και ιδιαίτερα οι ζώνες κατάδυσης, μπορούν να προκαλέσουν μεταβολές των τηλεσεισμικών μεγεθών που υπολογίζονται από P κύματα ακόμα και σε σταθμούς που απέχουν $1^\circ - 2^\circ$ ο ένας από τον άλλο (Plomerova and Baluska 1979). Οι ίδιες μέθοδοι διόρθωσης που αναφέρθηκαν παραπάνω εφαρμόζονται και σ' αυτή τη περίπτωση.

Οι ιδιότητες του μέσου διάδοσης έχουν μεγάλη σημασία για τον υπολογισμό του M_s . Όπως υπέδειξε ο McGarr το 1969, οι πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας φάσης με συγκλίνοντες και αποκλίνοντες «φακούς» μπορούν να προκαλέσουν μεταβολές μέχρι ένα παράγοντα 10 ή διαφορές στο μέχρι 1.0 μεταξύ διαφόρων δρόμων για μια ορισμένη M_s πηγή. Αυτό το αποτέλεσμα αναφέρεται στα κύματα Rayleigh περιόδου 20 sec, όπως καταγράφονται από τους κατακόρυφους σειсмоγράφους. Οι αντίστοιχες μεταβολές στα μακράς-περιόδου κύματα P βρέθηκαν ίσες με το $\frac{1}{4}$ της προηγούμενης μεταβολής.

Οι μέθοδοι που αναφέρθηκαν βασίζονται στη φυσική των φαινομένων. Υπάρχει ακόμη μια άλλη ομάδα μεθόδων που κυρίως βασίζονται στη στατιστική. Για παράδειγμα, ένα καλά-κατανεμημένο παγκόσμιο δίκτυο σταθμών έχει τη δυνατότητα υπολογισμού μέσων μεγεθών τα οποία αναμένεται να είναι ανεξάρτητα από τις επιδράσεις της πηγής και του δρόμου. Μπορούν οι αποκλίσεις από τα μέσα μεγέθη να θεωρηθούν ως διορθώσεις που πρέπει να γίνονται όταν ο αριθμός των σταθμών είναι περιορισμένος.

Σε μερικές μελέτες οι διορθώσεις των σταθμών C_r εξετάζονται σε σχέση με το κέντρο του σεισμού, το αζιμούθιο και το μέγεθος. Η μεταβολή του C_r με την επικεντρική απόσταση και το αζιμούθιο θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ένδειξη ανάγκης διορθώσεων C_k , για την εστία, διαφορετικών για τις διάφορες περιοχές. Τέτοιες διορθώσεις περιλαμβάνουν τόσο την επίδραση της ακτινοβολίας της πηγής όσο και την επίδραση του μέσου

διάδοσης. Αν η μεταβολή του C_r με την απόσταση είναι συστηματική, αυτό είναι το αποτέλεσμα της ανεπαρκούς βαθμολόγησης για την απόσταση, ενώ μια συστηματική μεταβολή του C_r με το μέγεθος θα έδειχνε μια μη επαρκή βαθμονόμηση (skaling), π.χ. λόγω αύξησης της περιόδου με το μέγεθος.

Στη βιβλιογραφία υπάρχουν πολλές εργασίες που αναφέρονται στα προβλήματα αυτά και δίνουν σχέσεις διορθώσεων για τις περιπτώσεις μεμονωμένων σταθμών ή δικτύων (Gupta et al. 1970, Fenetti and Morelli 1972, Rafig 1978) και άλλοι.

Έτσι το πιο προηγμένο σύστημα διορθώσεων μεγέθους έχει γίνει από μια ομάδα Ανατολικοευρωπαϊών σεισμολόγων κατά τη διάρκεια μιας δεκαετίας ή και περισσότερο (Vanek and Tskhkaya 1967, Vanek and Kondorskaya 1974, Vanek et al. 1976, 1978, Cristoskon et al. 1978, 1979). Ένας αριθμός σταθμών Ευρώπης και Ασίας συνδυάστηκαν μεταξύ τους για τον υπολογισμό διορθώσεων τόσο για την περιοχή της εστίας, όσο και για το σταθμό. Με τη χρησιμοποίηση όλων των διαφορών που ήταν δυνατές μεταξύ των σταθμών, με μια τεχνική επαναλήψεων εξαιτίας του συνδυασμού ικανοποιητικών διορθώσεων και γενικά ομογενών δρόμων διαδρομής, οι μέσες αποκλίσεις των μεγεθών m_b που υπολογίστηκαν έτσι, είναι της τάξης του 0,004-0,0045 για τα κύματα PZ και PH και του 0,055-0,06 για τα PZ'.

Αυτή η σημαντική εργασία είναι χωρίς αμφιβολία ένα μεγάλο βήμα προς τη σωστή κατεύθυνση, που είναι η δημιουργία ενός ενιαίου και παγκόσμιας κλίμακας τρόπου υπολογισμού των μεγεθών. Ένας σταθμός βάσης (Obninsk) αποτελεί ένα καλό σύστημα αναφοράς. Όμως η χρησιμότητα της αναγωγής όλων των παρατηρήσεων σε ένα σταθμό αναφοράς είναι ένα θέμα που παραμένει ανοιχτό. Κάθε σταθμός υπόκειται στην επίδραση της εστίας και του δρόμου διαδρομής ανεξάρτητα από το πόσο καλά είναι εξοπλισμένος ή πόσο ομογενής είναι η γεωλογική του θέση. Σήμερα πιστεύεται ότι ένα καλά καθορισμένο μέσο μέγεθος που θα αντικαταστήσει το μέγεθος ενός ορισμένου σταθμού, θα είναι πιο αντιπροσωπευτικό και θα επηρεάζεται λιγότερο από τους διάφορους ανεπιθύμητους παράγοντες και μπορεί να θεωρηθεί ως μέγεθος αναφοράς (Bath 1981).

1.4 Μέγεθος και Ενέργεια του Σεισμού

Σήμερα η ενέργεια ενός σεισμού και το μέγεθός του θεωρούνται το ίδιο σημαντικές με τις άλλες παραμέτρους που χρησιμοποιούνται για να χαρακτηρίσουν τη «σφοδρότητά» του. Η εισαγωγή του μεγέθους είχε σαν αποτέλεσμα την τοποθέτηση της στατιστικής των σεισμών σε σωστή φυσική βάση και αύξησε τη δυνατότητα χρήσης σεισμικών στοιχείων σε μελέτες τεκτονικής και δυναμικής της Γης.

Το μέγεθος, παρά το ότι αποτελεί την πιο διαδεδομένη παράμετρο της εστίας, παρουσιάζει συγχρόνως και τις περισσότερες δυσκολίες στο θεωρητικό συσχετισμό του, τόσο με την ενέργεια όσο και με άλλες φυσικές παραμέτρους, όπως είναι η μετατόπιση στην επιφάνεια του ρήγματος, η πτώση της τάσης, οι διαστάσεις του επίκεντρου και η σεισμική ροπή. Ο συσχετισμός αυτών των παραμέτρων με το μέγεθος απαιτεί φασματική περιγραφή της πηγής.

Το πρόβλημα υπολογισμού της ενέργειας μπορεί να προσεγγισθεί με παρατηρήσεις στην ύπαιθρο στην περιοχή του επίκεντρου ή με τη χρησιμοποίηση σειсмоγραμμάτων σε συνδυασμό με θεωρητική εργασία (Bath 1966). Η πρώτη μέθοδος παρουσιάζει το μειονέκτημα της ύπαρξης αξιόπιστων παρατηρήσεων μόνο για ορισμένους μεγάλους σεισμούς, ενώ η δεύτερη μέθοδος δεν έχει τέτοιους περιορισμούς και επομένως είναι γενικά περισσότερο εφαρμόσιμη και πιο σημαντική. Τελικά η δεύτερη μέθοδος δίνει πληροφορίες μόνο για την ενέργεια που ακτινοβολείται με τη μορφή σεισμικών κυμάτων από την πηγή και όχι για άλλους τύπους ενέργειας όπως π.χ. η ενέργεια παραμόρφωσης κλπ.

Είναι γεγονός ότι η ενέργεια του σεισμού ή η συνολική ελαστική ενέργεια, αντιπροσωπεύει μόνο ένα τμήμα μιας μακράς σειράς ενεργειακών μετασχηματισμών στη Γη. Ένας σεισμός αντιπροσωπεύει μια διαδικασία που δεν αντιστρέφει τη μετατροπή της ενέργειας και αποτελεί το μόνο στάδιο στη διαδικασία εκδήλωσης της ενέργειας κατά το οποίο μπορούμε να πραγματοποιήσουμε κάποια ποσοτική εκτίμησή της.

Η διαδικασία παραμόρφωσης των πετρωμάτων, από την οποία ουσιαστικά προέρχεται η σεισμική ενέργεια, δεν είναι γνωστή σε ικανοποιητικό βαθμό, αν και έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις για τα αίτια αυτής της παραμόρφωσης (συστολή της Γης, διαστολή της Γης, ρεύματα μεταφοράς στο εσωτερικό της).

Ως πιο πιθανή άποψη θεωρείται σήμερα αυτή κατά την οποία οι παραμορφώσεις αυτές οφείλονται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που προκαλούνται από τα ρεύματα μεταφοράς. Ο καθορισμός της σεισμικής ενέργειας του κύματος δίνει ένα κατώτατο όριο της ενέργειας που συγκεντρώνεται από τέτοιες διαδικασίες και έτσι έχει ιδιαίτερη σημασία για μελέτες τις σχετικές με τη δυναμική της Γης. Όμως εξετάζοντας το θέμα από την πρακτική πλευρά, ο καθορισμός της ενέργειας παίζει σημαντικό ρόλο σε τομείς όπως η Τεχνική Σεισμολογία και η αναγνώριση πυρηνικών εκρήξεων.

Στην αρχή η πρόθεση ήταν να χρησιμοποιηθεί η σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται κατά τη γένεση του σεισμού για τον χαρακτηρισμό του και την αξιολόγησή του. Με τέτοιο στόχο έγιναν από τον Galitzin, στη Ρωσία, οι πρώτες προσπάθειες υπολογισμού της σεισμικής ενέργειας με πρακτικό τρόπο. Γρήγορα όμως φάνηκαν οι δυσκολίες του προβλήματος και παραμένει αυτό το πρόβλημα προς συζήτηση ακόμα και σήμερα, παρά του ότι αυξάνονται

διαρκώς οι γνώσεις μας για τον τρόπο διάδοσης των κυμάτων καθώς και τη δομή της Γης.

Αντιλαμβάνεται κανείς τις δυσκολίες, αν σκεφθεί ότι στο πρόβλημα αυτό εμφανίζονται όλα σχεδόν τα θέματα της Σεισμολογίας όταν επιδιώξουμε να καθορίσουμε με ακρίβεια την ενέργεια του σεισμικού κύματος.

Τέτοια θέματα π.χ. είναι οι ιδιότητες της εστίας, κυρίως όταν θεωρήσουμε ασύμμετρη απελευθέρωση της σεισμικής ενέργειας, ο δρόμος διαδρομής (διαθλάσεις, ανακλάσεις, απόσβεση, σκέδαση) καθώς και τα χαρακτηριστικά των σταθμών καταγραφής, κλπ. Το πρόβλημα έγινε πιο έντονο κατά τον υπολογισμό της ενέργειας σεισμών με γνωστή εκλυόμενη ενέργεια όπως είναι οι πυρηνικές εκρήξεις. Βρέθηκε ότι οι εκτιμήσεις της ενέργειας διαφέρουν ανάλογα με το μοντέλο των σεισμικών κυμάτων. Σημαντικό πρόβλημα παρουσιάζουν τα υψίσυχνα P και S κύματα, που αποσβένονται στις μικρές αποστάσεις του επίκεντρου. Αυτά όμως μεταφέρουν ένα αξιόλογο ποσοστό της σεισμικής ενέργειας συνολικά.

Λόγω των δυσκολιών που υπάρχουν στον καθορισμό της σεισμικής ενέργειας, εγκαταλείφθηκε σχεδόν η ιδέα να χρησιμοποιηθεί η ενέργεια για να εκφράσει τη «σφοδρότητα» του σεισμού ή και να αποτελέσει τη βάση κάποιας κλίμακας μεγέθους.

Ήδη οι Gutenberg και Richter το 1956 έγραφαν ότι «δεν είναι καθόλου σίγουρο ότι υπάρχει μια αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία μεταξύ του μεγέθους και της συνολικής εκλυόμενης ενέργειας». Είναι γνωστό ότι οι σειсмоγράφοι είναι ένα είδος φίλτρου του φάσματος της πηγής. Έτσι η ενέργεια που υπολογίζεται από τα σειсмоγράμματα υποτιμά τη συνολική σεισμική ενέργεια.

Η σεισμική ενέργεια είναι μια ποσότητα η οποία καλύπτει όλο το φάσμα του κύματος, ενώ το μέγεθος αντιστοιχεί σε εκείνο το τμήμα του φάσματος συχνοτήτων όπου το συγκεκριμένο όργανο είναι ευαίσθητο. Μόνο αν τα φάσματα των σεισμών ορισμένης «σφοδρότητας» εκφρασμένης π.χ. μέσω της συνολικής εκλυόμενης ενέργειας, ήταν ίδια για όλους τους σεισμούς, θα μπορούσε να υπάρξει μια ερμηνεία του μεγέθους σε συνάρτηση με τη σεισμική ενέργεια.

Παρά τη θεμελιώδη σημασία τους, υπάρχουν συγκριτικά λίγες σχέσεις μεταξύ της σεισμικής ενέργειας του κύματος E και του μεγέθους, οι οποίες υποβλήθηκαν τα τελευταία χρόνια. Αυτό κυρίως οφείλεται στις δυσκολίες που υπάρχουν, στην ύπαρξη οργάνων με ευρύ φάσμα συχνοτήτων, κλπ.

Παρ' όλα αυτά, χρησιμοποιούνται ορισμένες σχέσεις μεταξύ ενέργειας και μεγέθους αφού δεν υπάρχει άλλη επιλογή. Τέτοιες σχέσεις είναι π.χ. οι:

$$\log E = 1.5M_s + 11.8 \quad (19)$$

$$\log E = 1.44M_s + 12.24 \quad (20)$$

Η πρώτη οφείλεται στον Richter (1958) και η δεύτερη στον Bath (1966)

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει ότι ακόμα και μικρό σφάλμα στο M_s οδηγεί σε σημαντική διαφορά στην τιμή της ενέργειας, φαινόμενο που έχει ιδιαίτερη σημασία κατά τον υπολογισμό της ενέργειας των μεγάλων σεισμών (Terasima 1970). Σφάλμα στο μέγεθος ίσο με $\delta M_s = 0.3$ οδηγεί σε σχετικό σφάλμα στην εκτίμηση της ενέργειας ίσο με 100 %.

Άλλες σχέσεις μεταξύ ενέργειας και μεγέθους (M_s , m_b , M_L) που ισχύουν για διάφορες περιοχές της Γης μπορούν να βρεθούν στις εργασίες διαφόρων ερευνητών όπως οι Iida (1971), Murphy and Mueller (1971), Ram and Sing (1971), Bath (1978).

1.5 Νέες κλίμακες μεγεθών

Το πρόβλημα του κορεσμού των συμβατικών κλιμάκων μεγέθους είχε ως αποτέλεσμα την εισαγωγή νέων κλιμάκων μεγέθους. Όλες οι σχετικές προσπάθειες είχαν ως στόχο να είμαστε πάντα στο επίπεδο τμήμα του φάσματος (σχ. 3). Έτσι η προσοχή στράφηκε στη χρήση σεισμικών κυμάτων μεγαλύτερης περιόδου.

Σε αυτό το πλαίσιο, τα πλάτη των κυμάτων του μανδύα Love (G) και Rayleigh (R), χρησιμοποιήθηκαν για την κλίμακα κυμάτων μανδύα M_M , (Brune and King 1967, Brune and Engen 1969). Ακόμα, δόθηκε και μια γενικευμένη μορφή της εξίσωσης της IASPEI

$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3$ για περιόδους $T = 80-250$ sec και αποστάσεις $\Delta > 160^\circ$ για τα κύματα Rayleigh (Prozorov et al. 1977).

Η σχέση της σεισμικής ροπής με τη σεισμική ενέργεια που εκλύεται κατά το σεισμό οδήγησε στη χρήση της τελευταίας ως βάση για την κλίμακα ενέργειας παραμόρφωσης M_w , (Purcaru and Berckhemer 1978). Το μέγεθος M_w υπολογίζεται από τη σεισμική ροπή, M_0 και την πτώση τάσης, $\Delta\sigma$, με σχέση (Purcaru and Berckhemer 1978) της μορφής:

$$M_w = \frac{2}{3} \left[\log M_0 + \log \frac{\Delta\sigma}{2\mu} - 12.1 \right] \quad (21)$$

Οι Kanamori και Anderson (1975) βρήκαν ότι $\frac{\Delta\sigma}{2\mu} \cong 2 \cdot 10^4$ και ότι η σεισμική ενέργεια ισούται περίπου με $M_0 / (2 \cdot 10^4)$ ergs. Έτσι, ο Kanamori (1977, 1978) αντικαθιστώντας αυτές τις τιμές στη σχέση (13) και υποθέτοντας ότι η πτώση τάσης είναι σταθερή, βρήκε τη σχέση :

$$M_w \cong \frac{(\log M_0 - 16.1)}{1.5} \quad (22)$$

Το M_w συμφωνεί με το M_s για $5 < M_s < 7$ και το M_L για $3 < M_L < 7$.

Οι Hanks και Kanamori (1979) εισήγαγαν την κλίμακα μεγέθους ροπής M , που είναι ανάλογη με το πλάτος του φάσματος μακράς περιόδου και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$M = \frac{\log M_o - 16.05}{1.5} \quad (23)$$

Το M συμφωνεί με το M_s για $6 < M_s < 8$ και με το M_L για $M_L < 6$ (Kanamori 1983, Heaton et al. 1983). Καθώς ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής τείνει να γίνει διαδικασία ρουτίνας στα διάφορα σεισμολογικά κέντρα, το μέγεθος ροπής είναι μια παράμετρος πολύ χρήσιμη για την ποσοτική κατάταξη των σεισμών. Στις σχέσεις (22) και (23) έγιναν δύο υποθέσεις: α) ότι η πτώση τάσης είναι σταθερή, δηλαδή ανεξάρτητη από τη σεισμική ροπή και β) ότι υπάρχει μια σχέση με την ολική σεισμική ενέργεια του κύματος. Η υπόθεση της "σταθερής πτώσης τάσης" δεν είναι απόλυτα σωστή για όλους τους σεισμούς. Ο Nuttli (1983a,b) απέδειξε ότι η υπόθεση αυτή ισχύει για τους σεισμούς της Καλιφόρνιας, αλλά δεν ισχύει για τους σεισμούς στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών (mid-plate). Τέλος ο Scholz (1981) απέδειξε ότι η πτώση τάσης είναι σταθερή μόνο για μικρούς σεισμούς που δεν προκαλούν επιφανειακή εμφάνιση, ενώ για τους μεγάλους σεισμούς που προκαλούν επιφανειακή εμφάνιση, η πτώση τάσης είναι ανάλογη με τις διαστάσεις της διάρρηξης.

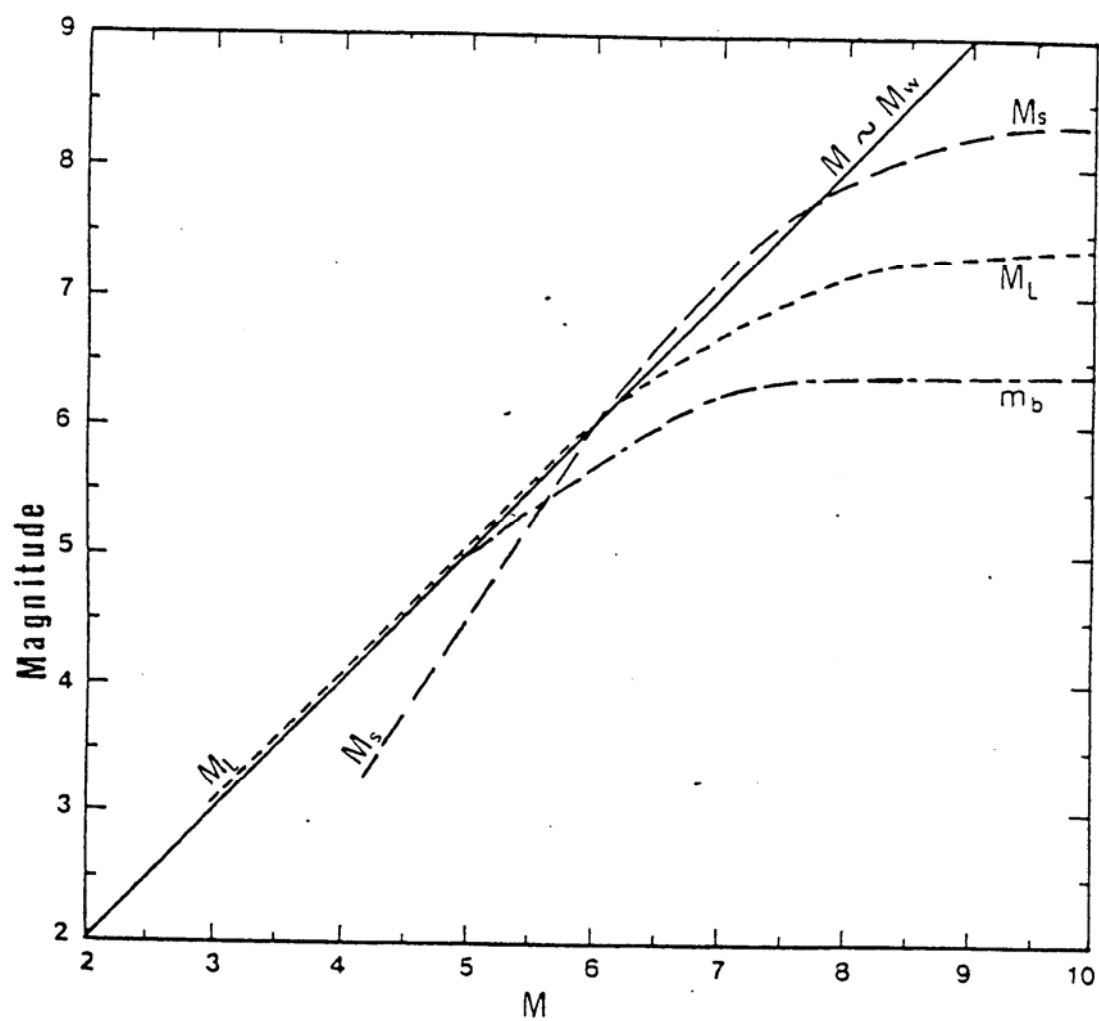
Χαρτογραφώντας τις υπάρχουσες σχέσεις μεταξύ των κλιμάκων M_L , m_b και M_s και του μεγέθους ροπής M (όπως φαίνεται στο σχήμα 2), διαπιστώνουμε σαφώς τα όρια κορεσμού που παρουσιάζουν όλες οι κλίμακες με την αύξηση του μεγέθους ροπής. Οι συμβατικές κλίμακες μεγέθους M_L , m_b , M_s , μας δίνουν στοιχεία για το πλάτος ορισμένων σεισμικών κυμάτων σε αντιδιαστολή με κλίμακα μεγέθους ροπής M που μας δίνει πληροφορίες για την επιφάνεια του ρήγματος και τη σεισμική ροπή.

Οι Nortmann και Duda (1983) εισήγαγαν την έννοια του φασματικού μεγέθους $m(T)$, που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m(T) = \log \left[\frac{A(\Delta, h, T)}{T} \right] + q(\Delta, h) \quad (24)$$

όπου το $A(\Delta, h, T)$ εκφράζει τη φασματική πυκνότητα του πλάτους της εδαφικής κίνησης για την περίοδο T και το $q(\Delta, h)$ συνθετικές συναρτήσεις βαθμολογίας για τα κύματα P και SH .

Η κλίμακα αυτή, που περιέχει και την περίοδο T , αντισταθμίζει την παρατήρηση ότι η μέγιστη εδαφική ταχύτητα $\frac{A}{T}$, όπως υπολογίζεται από το σειсмоγράμμο, εξαρτάται όχι μόνο από το φάσμα ακτινοβολίας της πηγής και την ικανότητα φιλτραρίσματος της Γης αλλά επίσης και από το φάσμα των ιδιοσυχνοτήτων του συγκεκριμένου σειсмоγράφου (Nortmann and Duda 1982).



Σχ. 3.- Κλίμακες των μεγεθών M_L , m_b και M_s σε συνάρτηση με την κλίμακα μεγέθους ροπής M , (Heaton et al.1983)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

2.1. Πηγή Δεδομένων

Το υλικό παρατήρησης που χρησιμοποιήθηκε πάρθηκε από τρεις βασικές πηγές.

Α) Το 1954 οι Gutenberg και Richter εξέδωσαν ένα βιβλίο με τίτλο "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena". Η εργασία αυτή, που θεωρείται από πολλούς ερευνητές ως η «Βίβλος» της Σεισμολογίας, περιέχει καταλόγους σεισμών από όλο τον κόσμο από το 1904 ως το 1952 και με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5. Η εργασία προχωράει παραπέρα από τη δημοσίευση των καταλόγων και οι συγγραφείς της χωρίζουν, για πρώτη φορά, όλο τον κόσμο σε **σεισμικές περιοχές**, χρησιμοποιώντας σεισμοτεκτονικά και γεωμορφολογικά κριτήρια. Ο αριθμός των περιοχών αυτών είναι 51. Οι έρευνες που έγιναν αργότερα απλώς διαπίστωσαν τον πετυχημένο χωρισμό των περιοχών που είχαν κάνει οι προαναφερόμενοι επιστήμονες. Η μόνη σχεδόν βελτίωση που έγινε στο χωρισμό ήταν η μετακίνηση των ορίων των περιοχών κατά μία ή δύο μοίρες σε δύο περιπτώσεις. Επίσης, σε μια περίπτωση (Rothe 1969), έγινε σύμπτυξη δύο περιοχών σε μία. Η περιοχή (12), δηλαδή τα νησιά Κερμαντέκ-Τόγκα και η περιοχή (13), τα νησιά Φίτζι, ενώθηκαν, γιατί η μεγάλη σεισμικότητα στις δύο αυτές περιοχές, έκανε δύσκολο τον ακριβή διαχωρισμό τους.

Β) Ο Rothe το 1969 εκδίδει, με τη φροντίδα της UNESCO, ένα βιβλίο με τίτλο "The Seismicity of the Earth". Στο βιβλίο αυτό ο συγγραφέας έχει καταχωρήσει καταλόγους σεισμών για όλη τη Γη από το 1953, με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5. Ο Rothe εξακολουθεί να διατηρεί το διαχωρισμό των σεισμικών ζωνών που έκαναν οι Gutenberg and Richter με μόνη εξαίρεση την ένωση των περιοχών 12 και 13, όπως αναφέραμε παραπάνω. Επίσης, μεταξύ των σεισμών οι ερευνητές αυτός έχει καταγράψει και δύο ατομικές εκρήξεις, τις οποίες όμως αργότερα αναγνώρισε και τις αναφέρει στην εισαγωγή του βιβλίου. Όπως είναι ευνόητο, οι δύο αυτές εκρήξεις παραλήφθηκαν κατά τον υπολογισμό της σεισμικότητας των αντίστοιχων περιοχών. Ο Rothe ακόμα και στον ορισμό των μεγεθών ακολούθησε την τακτική των προηγούμενων δύο επιστημόνων. Έτσι π.χ. έναν σεισμό με μέγεθος $M=4.95$ τον γράφουν και οι τρεις ερευνητές σαν $M=5.0$. Τους σεισμούς με μεγέθη π.χ. 5.25, 6.25, κ.λ.π. ή 5.75, 6.75, κ.λ.π. τους γράφουν σαν $5\frac{1}{4}$, $6\frac{1}{4}$ ή $5\frac{3}{4}$, $6\frac{3}{4}$ κ.λ.π. αντίστοιχα.

Στη στατιστική επεξεργασία των δεδομένων αυτής της εργασίας τα μεγέθη αυτά τα έχουν καταταχθεί ως εξής: $M=6$ στα $M=6.0$, $M=7.5$, κ.λ.π. Τα μεγέθη των σεισμών για τους οποίους χρησιμοποιούνται τα σύμβολα $M=d$ ή $M=e$ δεν υπολογίστηκαν με ακρίβεια και γι' αυτό οι σεισμοί παραλήφθηκαν από αυτή την εργασία.

Γ) Τα δεδομένα από το 1966 μέχρι το 2000 πάρθηκαν από τους καταλόγους του I.S.C (International Seismological Center). Από τους καταλόγους αυτούς χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5.5, γιατί ήδη από τους προηγούμενους δύο καταλόγους βρέθηκε ότι πληρότητα του υλικού παρατήρησης υπάρχει για μεγέθη $M \geq 5.5$. Στους καταλόγους αυτούς συνεχίζεται ο ίδιος διαχωρισμός των ζωνών, όπως και στους προηγούμενους. Το ίδιο κέντρο έχει εκδώσει τον "Regional Catalogue of Earthquakes", που διευκόλυνε σε πολύ μεγάλο βαθμό την αναζήτηση του υλικού παρατήρησης. Μάλιστα στο τελευταίο περιλαμβάνονται όλες οι πληροφορίες για όλους τους σεισμούς, οι οποίοι έχουν καταγραφεί στον κατάλογο του "Bulletin of the international seismological center", και ο κάθε κατάλογος περιέχει σεισμούς που έγιναν ανά εξάμηνο.

Σαν μια βοηθητική πηγή δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν και οι κατάλογοι του Duda (1965). Στους καταλόγους αυτούς, που αφορούν την Περιφερειακή ζώνη, ο ερευνητής κάνει αναθεώρηση μερικών μεγεθών των καταλόγων των Gutenberg and Richter.

Όλα αυτά τα στοιχεία για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.5$ καταχωρήθηκαν σε Η/Υ. Με το πρόγραμμα SORTING της βιβλιοθήκης του Η/Υ ταξινομήθηκαν όλα τα δεδομένα κατά απόλυτη αύξουσα χρονική σειρά μέχρι το 1963. Οι σεισμοί από το 1964 μέχρι σήμερα υπάρχουν ταξινομημένοι χρονικά στα δελτία του I.S.C.

2.2 Ιστορική Ανασκόπηση της Ανάπτυξης του Διεθνούς Σεισμολογικού Δικτύου

Όπου και όποτε συμβαίνει ένας σεισμός, αυτός καταγράφεται από τα σεισμόμετρα που είναι εγκατεστημένα σε σεισμολογικά κέντρα ή σεισμολογικούς σταθμούς όλου του κόσμου. Οι σειсмоγράφοι καταγράφουν τους σεισμούς όλο το 24ωρο όλες τις μέρες του χρόνου χωρίς διακοπή. Όταν τα σειсмоγράμματα που παίρνουμε έχουν καταγράψει μια ταλάντωση οφειλόμενη σε σεισμό, κοντινό ή μακρινό, μεγάλο ή μικρό, προσδιορίζεται ο ακριβής χρόνος της αρχικής κίνησης στο σεισμόγραμμα, καθώς επίσης και οι ακολουθούσες εμφανείς κινήσεις (οι ονομαζόμενες φάσεις). Η πρώτη κίνηση ονομάζεται Ρ φάση ή κύμα Ρ. Τα εθνικά σεισμολογικά κέντρα προσδιορίζουν τους χρόνους άφιξης των διαφόρων φάσεων των σεισμών από όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς της χώρας τους και στέλνουν αυτούς (τους

χρόνους άφιξης) στο Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο, μια φορά τουλάχιστο τη βδομάδα. Το Διεθνές Κέντρο, αφού συγκεντρώσει τα δεδομένα απ' όλο τον κόσμο, υπολογίζει τις συντεταγμένες του επικέντρου (γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος), το εστιακό βάθος και το χρόνο γένεσης κάθε σεισμού. Το πλάτος και η περίοδος ταλάντωσης κάθε σεισμού υπολογίζεται στα Εθνικά κέντρα και στέλνεται επίσης στο Διεθνές Κέντρο, γιατί απ' αυτά τα στοιχεία υπολογίζεται το μέγεθος του σεισμού.

Η επεξεργασία όλου αυτού του υλικού πριν από την εμφάνιση των ηλεκτρονικών υπολογιστών ήταν επίπονη και έπαιρνε πολύ χρόνο.

Με την εμφάνιση της «ενόργανης» σεισμολογίας στο τέλος του περασμένου αιώνα άρχισε και η διεθνής συνεργασία.

Το πρώτο ενιαίο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών στη Βόρειο Αμερική εγκαταστάθηκε από το 1908 μέχρι το 1911 από την *Jesuit Sesmological Service*. Αυτό το δίκτυο είχε χρησιμοποιήσει σε μεγάλη κλίμακα το σεισμόμετρο *Wiechert* που είχε τότε κατασκευασθεί.

Το 1940 οι *Jeffreys and Bullen* δημοσίευσαν τις καμπύλες χρόνων διαδρομής, οι οποίες συνέβαλαν σημαντικά στο βασικό διαχωρισμό του εσωτερικού της Γης, σε φλοιό, σε πάνω και κάτω μανδύα και σε εξωτερικό και εσωτερικό πυρήνα. Με την εργασία αυτή, επίσης, καθορίστηκαν αρκετά καλά οι ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων, ώστε να μπορούν να προσδιορισθούν οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων με σημαντική ακρίβεια.

Η σεισμολογική έρευνα προχώρησε με άλματα, όταν ιδρύθηκε, το 1905, η Διεθνής Ένωση Σεισμολογίας (*International Association of Seismology*).

Η Βρετανική Ένωση για την ανάπτυξη της Επιστήμης άρχισε να εκδίδει το 1913 το *S.M.B. (Seismological Monthly Bulletin)* και το 1918 το *I.S.S. (International Seismological Summary)*. Ο *Turner* έγινε ο πρώτος διευθυντής του κέντρου αυτού και, όπως προαναφέραμε στην εισαγωγή της διατριβής, ήταν αυτός που διαπίστωσε για πρώτη φορά την ύπαρξη σεισμών βάθους. Από την εποχή αυτή, το *I.S.S.* αναπτύχθηκε και έγινε μια από τις σπουδαιότερες πηγές σεισμολογικών πληροφοριών. Πολλές ανακαλύψεις στη Γεωφυσική και στη Σεισμολογία έγιναν με επεξεργασία των δεδομένων του *I.S.S.* Για παράδειγμα, η παγκόσμια σεισμικότητα για πρώτη φορά χαρτογραφήθηκε με βάση τα στοιχεία του *I.S.S.* Κατά τη διάρκεια του δεύτερου παγκοσμίου πολέμου αλλά και μετά από αυτόν το έργο του *I.S.S.* και άρχισε να τυπώνει το *Bulletin of I.S.C.* και τους τοπικούς καταλόγους (*Regional Catalogues*) από το 1964 μέχρι σήμερα. Στους καταλόγους αυτούς δίνεται το χωρικό μέγεθος *m_b*, των σεισμών για όλους σχεδόν τους σεισμούς, αλλά για πολλούς από αυτούς δίνεται και το επιφανειακό μέγεθος *M_s*, που αντιστοιχεί στο μέγεθος *M* που αναφέρεται στους καταλόγους των *Gutenberg-Richter, Rothe and Duda*. Καμιά διεθνής σεισμολογική υπηρεσία

από το 1964 μέχρι σήμερα δεν έχει δώσει συστηματικά τα επιφανειακά μεγέθη, M_s , των σεισμών.

2.3 Ακρίβεια, Πληρότητα και Ομοιογένεια του Υλικού Παρατήρησης

Η απευθείας χρησιμοποίηση του υλικού παρατήρησης που είναι δημοσιευμένο στους καταλόγους που αναφέραμε παραπάνω θα μας οδηγούσε σε λανθασμένα αποτελέσματα, επειδή το υλικό παρατήρησης πρέπει να πληρεί ορισμένες προϋποθέσεις για να είναι κατάλληλο για μελέτες σεισμικότητας. Τα δεδομένα παρατήρησης, εκτός του ότι πρέπει να είναι πολυάριθμα και να καλύπτουν όσο το δυνατό μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα, πρέπει να πληρούν ορισμένες άλλες βασικές προϋποθέσεις που αφορούν την ακρίβεια, την ομοιογένεια και την πληρότητα του υλικού παρατήρησης.

Η **α κ ρ ί β ε ι α** αναφέρεται στα σφάλματα που γίνονται στον υπολογισμό των συντεταγμένων του επικέντρου, του εστιακού βάρους καθώς και τους μεγέθους των σεισμών και εξαρτάται από το χρόνο που έγινε ο σεισμός και από το μέγεθός του. Γενικά, στους παλιούς και στους μικρού μεγέθους σεισμούς τα σφάλματα είναι μεγαλύτερα.

Η **ο μ ο ι ο γ έ ν ε ι α** αναφέρεται κυρίως στα μεγέθη. Τα δεδομένα είναι ομοιογενή αν τα μεγέθη όλων των σεισμών του δείγματος είναι υπολογισμένα με ένα ομοιόμορφο τρόπο (π.χ. να είναι όλα επιφανειακά μεγέθη).

Η **π λ η ρ ό τ η τ α** επίσης αναφέρεται στα μεγέθη των σεισμών. Το δείγμα των δεδομένων είναι πλήρες, αν αυτό περιέχει όλους τους σεισμούς που συμβαίνουν σε μια περιοχή κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου και έχουν μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα από μια ορισμένη τιμή (Comninakis and Papazachos 1977).

2.3.1 Πληρότητα του υλικού παρατήρησης

Σε πολλούς από τους μέχρι σήμερα δημοσιευμένους χάρτες που απεικονίζουν ποιοτικά τη σεισμικότητα, η πυκνότητα των επικέντρων που εμφανίζουν είναι μερικές φορές τεχνητή. Αυτό συμβαίνει γιατί εκεί όπου υπήρχε πυκνό δίκτυο σεισμομέτρων (π.χ. Ιαπωνία), γινόταν καλός προσδιορισμός των επικέντρων ακόμη και μικρού μεγέθους σεισμών σε αντίθεση με περιοχές που δεν έχουμε επαρκή στοιχεία σεισμών, λόγω ανεπαρκούς κάλυψης της περιοχής με σεισμόμετρα.

Γενικά, φαίνεται, ότι οι μελέτες της σεισμικότητας είναι αρκετά αμφίβολες ως προς τα αποτελέσματά τους, όταν αυτές στηρίζονται σε δεδομένα που δεν πληρούν και τους τρεις όρους που αναφέραμε προηγούμενα

(ακρίβεια, ομοιογένεια, πληρότητα) και δεν καλύπτουν μεγάλο χρονικό διάστημα.

Το τελευταίο αυτό πρόβλημα της χρονικής περιόδου λύνεται, γιατί υπάρχουν σήμερα μέθοδοι με τις οποίες μπορούμε να πετύχουμε επέκταση του χρόνου παρατήρησης στο παρελθόν και έτσι να αυξήσουμε τη χρονική περίοδο των παρατηρήσεων. Σε αυτήν όμως την περίπτωση, το μικρότερο μέγεθος των σεισμών του δείγματος που εξετάζουμε πρέπει να είναι αρκετά μεγάλο για να μην επηρεάζει την ακρίβεια και την πληρότητα. Έτσι, όμως, απορρίπτουμε ένα αρκετά μεγάλο αριθμό δεδομένων και επομένως ελαττώνουμε σημαντικά τον αριθμό των παρατηρήσεων.

Ένας τρόπος για να αντιμετωπίσουμε αυτό το πρόβλημα είναι ο κατάλληλος διαχωρισμός των ολικού χρονικού διαστήματος, για το οποίο έχουμε δεδομένα, σε περισσότερα υποδιαστήματα και η επιλογή του κατάλληλου μικρότερου μεγέθους για κάθε υποδιάστημα για το οποίο έχουμε πληρότητα.

Το μέγεθος αυτό θα ελαττώνεται όσο τα δεδομένα είναι πιο σύγχρονα. Μ' αυτή τη μέθοδο σχηματίζουμε πολλά δείγματα που πληρούν τους όρους της πληρότητας και της ακρίβειας. Τέτοιου είδους δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να μελετηθεί η σεισμικότητα μιας περιοχής με ικανοποιητικό τρόπο (Parazachos 1973a).

Το υλικό παρατήρησης βρέθηκε πλήρες για τα ακόλουθα μεγέθη και τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα.

$8.7 > M \geq 7.0$	1894-2000
$7.0 > M \geq 6.5$	1930-2000
$6.5 > M \geq 6.0$	1953-2000
$6.0 > M \geq 5.5$	1966-2000

2.3.2 Ομοιογένεια του υλικού παρατήρησης

Η ομοιογένεια του υλικού παρατήρησης που μας ενδιαφέρει στην εργασία αυτή αφορά την ομοιογένεια στα μεγέθη των σεισμών που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς.

Όπως προαναφέραμε τα μεγέθη που χρησιμοποίησαν οι Gutenberg-Richter για το χρονικό διάστημα 1904-1952 και Rothe για το χρονικό διάστημα 1953-1965 είναι επιφανειακά μεγέθη, M_s . Το πρόβλημα που παρουσιάστηκε με τη χρησιμοποίηση των δεδομένων από το I.S.C. (1966-1980) ήταν ότι τα μεγέθη αυτά είναι χωρικά μεγέθη, m_b . Έπρεπε, συνεπώς, να βρεθεί μια σχέση που να μετατρέπει τα μεγέθη m_b σε M_s για την περίοδο (1966-1980). Χρησιμοποιήθηκε το επιφανειακό μέγεθος, M_s , γιατί αυτό είναι περισσότερο αξιόπιστο.

Ο Bath (1973) προσδιόρισε την εξής σχέση μεταξύ των δύο αυτών μεγεθών :

$$M_s = 1.8m_b - 5.2 \quad (25)$$

Οι Bloom and Erdmann (1979) επεξεργάστηκαν δεδομένα του N.G.S.D.C. (National Geophysical and Solar-Terrestrial Data Center) και βρήκαν τη σχέση:

$$M_s = 2.0m_b - 5.4 \quad (26)$$

Οι Carter and Berg (1981), εξετάζοντας 1124 παρατηρήσεις απ' όλη τη Γη, με δεδομένα του NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), βρήκαν τις ακόλουθες σχέσεις μεταξύ του επιφανειακού (M_s) και του ενιαίου (M_b) μεγέθους:

$$M_s = 1.16M_b - 0.835 \quad 4.5 < M_b < 6.0 \quad (27)$$

$$M_s = 10(0.1432M_b - 0.0629) \quad M_b > 6.0 \quad (28)$$

με συντελεστή συσχέτισης 0.944 και 0.992, αντίστοιχα.

Επίσης οι Wyss and Habermann (1982) πρότειναν τη σχέση:

$$M_b = 0.56M_s + 2.43 \quad (29)$$

Αν και υπάρχουν στη βιβλιογραφία σχέσεις που συνδέουν τις δύο κλίμακες μεγεθών, θεωρήθηκε σκόπιμο να προσδιοριστεί τέτοια σχέση με τα ίδια τα στοιχεία του I.S.C που χρησιμοποιούμε στη διατριβή αυτή. Το I.S.C άρχισε από το 1978 και μετά να δίνει παράλληλα με το χωρικό και το επιφανειακό μέγεθος.

Για να υπολογιστούν οι παράμετροι της σχέσης μεταξύ των δύο κλιμάκων, ο Θ. Τσάπανος (1985) χρησιμοποίησε συνολικά 1572 παρατηρήσεις από τους καταλόγους του I.S.C για τη χρονική περίοδο από το 1978 ως το 1980.

Βρέθηκαν αρχικά ποια μεγέθη m_b αντιστοιχούν σε κάθε τιμή μεγέθους M_s , για $M_s > 4.5$ υπολογίστηκε η αντίστοιχη μέση τιμή, m_b , και η τυπική απόκλιση και σημειώθηκε ο αριθμός των τιμών m_b που χρησιμοποιήθηκαν. Έτσι π.χ. στο μέγεθος $M_s = 5.0$ αντιστοιχούν 110 σεισμοί με μεγέθη m_b . Το μέσο μέγεθος m_b αυτών είναι ίσο με 5.3 και η τυπική απόκλιση είναι ίση με 0.22, η ίδια διαδικασία επαναλήφθηκε για όλες τις τιμές των επιφανειακών μεγεθών, M_s .

Ο ίδιος ερευνητής ακολούθησε κατόπιν αντίστροφη πορεία, από ότι προηγούμενα. Βρέθηκε, δηλαδή, ποια μεγέθη M_s αντιστοιχούν σε κάθε τιμή μεγέθους m_b , για $m_b > 4.0$ και υπολογίστηκε το αντίστοιχο μέσο μέγεθος M_s . Το αντίστοιχο μέσο μέγεθος M_s είναι ίσο με 4.7 και η τυπική απόκλιση είναι ίση με 0.53. Το ίδιο έγινε για όλα τα ενιαία μεγέθη M_b .

Μετά την χαρτογράφηση των τιμών των ζευγαριών (M_s, m_b) και (m_b, M_s) και με εφαρμογή της γενικευμένης μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων (δίνοντας βάρος σε κάθε σημείο ανάλογο με τον αντίστοιχο αριθμό των παρατηρήσεων) βρέθηκε η σχέση:

$$M_s = -6.27 + 2.13 m_b \quad (30)$$

Είναι ενδιαφέρον ότι η σχέση (30), που προσδιορίστηκε μεταξύ του επιφανειακού και του χωρικού μεγέθους βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την (26) που πρότειναν οι Bloom and Erdmann (1979).

Με τη σχέση (30), μετατράπηκαν τα ενιαία μεγέθη m_b των καταλόγων του I.S.C (της περιόδου 1966-1980) σε επιφανειακά μεγέθη M_s , ώστε να είναι στην ίδια κλίμακα με τα μεγέθη των καταλόγων των Gutenberg-Richter and Rothe.

Έτσι, το υλικό παρατήρησης, πληρεί και τη συνθήκη της ομοιογένειας, όσον αφορά τα μεγέθη.

2.4 Προσθήκες δεδομένων και από άλλους καταλόγους

Το υλικό παρατήρησης που χρησιμοποιήθηκε συμπληρώθηκε και από άλλους καταλόγους οι οποίοι παρατίθενται παρακάτω:

▪ Pacheco and Sykes 1900 - 1989

Συντάχθηκε ένας παγκόσμιος κατάλογος με επιφανειακούς (βάθος 70 χιλιόμετρα) και μεγάλους σεισμούς που έχουν καταγραφεί μεταξύ 1900 και 1989. Ο κατάλογος φαίνεται να είναι πλήρης και ομοιόμορφος, για μεγέθη σεισμών $M_s \geq 7.0$ που προσδιορίστηκαν από επιφανειακά κύματα περιόδου 20 sec. Ο κατάλογος βασίστηκε σε εκείνους των Abe (1981...1984) και Abe and Noguchi (1983 a,b) για σεισμούς με $M_s \geq 7.0$. Αυτοί οι κατάλογοι, εντούτοις, δεν είναι ομοιογενείς ως προς το ρυθμό της σεισμικότητας για ολόκληρη την περίοδο των 90 ετών. Υποτέθηκε ότι ο παγκόσμιος ρυθμός σεισμικότητας είναι σταθερός σε ένα χρονικό διάστημα μιας δεκαετίας και οι περισσότερες ανομοιογένειες προκύπτουν από τις αλλαγές στην καταγραφή των σεισμών. Διορθώθηκαν τα μεγέθη για να παραχθεί ένας ομοιογενής κατάλογος. Ο κατάλογος συνοδεύεται από έναν μεγαλύτερο κατάλογο με σεισμούς περιόδου πάνω από 20 δευτερόλεπτα. Χρησιμοποιώντας τις σεισμικές ροπές για τους μεγάλους και γιγαντιαίους σεισμούς και τη σχέση ροπής-μεγέθους για τους μικρότερους σεισμούς, φτιάχτηκε ένα κατάλογος σεισμικής ροπής για τους μεγάλους σεισμούς από το 1900 ως το 1989. Ο κατάλογος χρησιμοποιείται για να μελετήσει την κατανομή ροπής των σεισμών που απελευθερώνεται παγκοσμίως. Αν και υποτέθηκε ένας σταθερός ρυθμός σεισμικότητας σε παγκόσμια βάση, ο ρυθμός απελευθέρωσης ροπής δεν μπορεί είναι σταθερός για την περίοδο 90 ετών, επειδή η τελευταία κυριαρχείται από τους λίγους μεγαλύτερους σεισμούς. Διαπιστώθηκε ότι η σεισμική ροπή που απελευθερώνεται στις ζώνες κατάδυσης κατά τη διάρκεια αυτού του αιώνα, αποτελεί 90% όλης της ροπής που απελευθερώνεται από τους μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς σε παγκόσμια βάση. Η σεισμική ροπή που απελευθερώθηκε στο μεγαλύτερο σεισμό που εμφανίσθηκε κατά τη διάρκεια αυτού του αιώνα, αυτόν της Χιλής το 1960, αντιπροσωπεύει περίπου το 30

με 45% της συνολικής ροπής που απελευθερώνεται από το 1900 έως το 1989. Μια κατανομή συχνότητας-μεγέθους των σεισμών με τις σεισμικές ροπές, δίνει μια μέση κλίση (παράμετρος β) που αλλάζει από 1.04 για τα μεγέθη μεταξύ 7.00 και 7.5 σε $b=1.51$ για τα μεγέθη μεταξύ 7.6 και 8.00. Αυτή η αλλαγή στην παράμετρο β αποδίδεται στα διαφορετικά μεγέθη των μικρών και μεγάλων σεισμών. Έτσι ένας σεισμός έχει μια χαρακτηριστική κλίμακα μήκους που τίθεται από το άνοιγμα της εστίας πέρα από το οποίο δημιουργείται η ρήξη που προκαλεί τους σεισμούς. Το άνοιγμα αυτό είναι χαρακτηριστικά μεγαλύτερο στα φαινόμενα εφφίπευσης στις ζώνες κατάδυσης από τους σεισμούς στα ρήγματα μετασχηματισμού και από άλλες τεκτονικές δομές.

▪ Abe and Noguchi 1983

Στην προηγούμενη έρευνα, τα εύρη ιχνών των μεγίστων κυμάτων επιφάνειας που καταγράφηκαν κοντά σε σειсмоγράφους Milne, χρησιμοποιήθηκαν για να καθορίσουν τα επιφανειακά μεγέθη M_s των μεγάλων επιφανειακών σεισμών που εμφανίσθηκαν πριν από το 1912. Για το αυτό το λόγο, το αποτέλεσμα αυτών των οργάνων βαθμολογήθηκε με τη χρησιμοποίηση των ανεξάρτητων συνολικών στοιχείων. Διαπιστώνεται ότι τα μεγέθη M_s για την περίοδο 1904-1909 υπερεκτιμούνται αισθητά. Η υπερεκτίμηση των μεγεθών κυμαίνεται από 0.5 μονάδες για το 1904-1906, 0.4 για το 1907, 0.3 για το 1908-1909 και 0.0 για 1910-1912. Αυτή η υπερεκτίμηση είναι τόσο συστηματική και μεγάλη, ώστε όλα τα προηγούμενα αποτελέσματα επαναπροσδιορίζονται. Το μέσο αποτελεσματικό κέρδος των σειсмоγράφων Milne αναθεωρείται για να είναι 21.9, ενώ παλαιότερα εξαρτιόταν από το μέγεθος M_s . Αυτή η αναθεώρηση οδηγεί στη συστηματική μείωση των προηγούμενων καθορισμένων μεγεθών. Η παρούσα αναθεώρηση είναι αρκετά μεγάλη για να αποκλείσει τη δυνατότητα της υψηλής δραστηριότητας των μεγάλων επιφανειακών σεισμών, πριν και μετά την αλλαγή του αιώνα. Τα παρόντα αποτελέσματα έχουν μια άμεση επίδραση σε όλους τους καταλόγους μεγεθών των επιφανειακών σεισμών που εμφανίσθηκαν πριν από το 1909.

▪ O.J Perez 1950 - 1997

Χρησιμοποιώντας τους σεισμούς από το International Seismological Center και το National Earthquake Information Center, αναλύθηκε η παγκόσμια συνέπεια της μακροσεισμικής έκθεσης, πληρότητας του αρχείου και την ομοιογένεια του προσδιορισμού μεγέθους για ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς (βάθους 70 χμ) ($M_s=6$) στην περίοδο 1950 σε 1997. Με βάση το αξίωμα ότι ο ρυθμός των σεισμών για τον κόσμο ολόκληρο είναι σταθερός σε ένα χρονικό διάστημα δεκαετιών, και ότι για τις τελευταίες τρεις δεκαετίες ο κατάλογος σεισμού για τους ισχυρούς σεισμούς είναι πλήρης και ο αντίστοιχος ρυθμός σεισμικότητας είναι χαρακτηριστικός για όλες τις περιόδους στον αιώνα, διαπιστώθηκε ότι, λόγω της χρήσης των διαφορετικών διατυπώσεων

και κριτηρίων για να υπολογίσουμε την παράμετρο του «μεγέθους», τα μεγέθη των μέτριων σεισμών ($6 \leq M_s \leq 7$) στην περίοδο από το 1950 έως 1963, υπερεκτιμήθηκαν συστηματικά το πολύ ως 0,5 μονάδες, σε σχέση με τα μεγέθη M_s που υπολογίσθηκαν στους σεισμούς μετά το 1963. Όταν αυτή η διόρθωση λαμβάνεται υπ' όψιν, ο νέος κατάλογος των σεισμών που έχουν διορθωθεί στην περίοδο από το 1950 έως 1997, γίνεται πολύ πιο ομοιογενής. Με βάση το παραπάνω αξίωμα σε αυτό το νέο κατάλογο καταγράφονται όλοι, και μόνο οι ισχυροί σεισμοί [$M_s=6$ (διορθωμένοι) βάθους 70 χμ] που εμφανίσθηκαν στη γη κατά τη διάρκεια της περιόδου με μια αξιοσημείωτη εξαίρεση που είναι η χρονική διάρκεια από το 1964 έως το 1968.

▪ Abe 1981

Προκειμένου να ληφθεί ένας ομοιόμορφος κατάλογος μεγεθών, τα επιφανειακά μεγέθη κυμάτων M_s και τα κύματα χώρου m_b έχουν καθοριστεί για τους μεγάλους επιφανειακούς σεισμούς από το 1904 ως το 1980. Για να γίνει ο κατάλογος ομοιογενής, ο συντάκτης εμμένει με συνέπεια στους αρχικούς ορισμούς των M_s και των m_b που δίνονται από τους GUTENBERG (1945) και GUTENBERG και RICHTER (1956). Οι προσδιορισμοί των M_s και των m_b είναι όλοι βασισμένοι στα στοιχεία εύρους και χρονικών περιόδων που απαριθμούνται στις δημοσίευτες σημειώσεις των GUTENBERG και RICHTER, στα δελτία των σταθμών παγκοσμίως, και σε άλλες βασικές πληροφορίες. Οι μετρήσεις των m_b έγιναν σε περιόδους 8 δευτερολέπτων. Η συνέπεια του προσδιορισμού των μεγεθών από αυτές τις διαφορετικές πηγές ελέγχεται προσεχτικά με λεπτομέρειες. Περισσότεροι από 900 επιφανειακοί σεισμοί μεγέθους 7 ή περισσότερο του 7 καταγράφονται. Η έννοια των κλιμάκων μεγέθους στους διάφορους καταλόγους εξετάζεται σε σχέση με τα M_s και m_b . Τα περισσότερα από τα μεγέθη που καταγράφονται από τους GUTENBERG και RICHTER (1954) στο "Seismicity of the Earth" είναι κυρίως M_s για τους μεγάλους σεισμούς βάθους μικρότερου από 40 χιλιόμετρα, αλλά είναι m_b για τους μεγάλους σεισμούς με βάθος 40-60 χιλιομέτρων. Τα επιφανειακά μεγέθη κυμάτων που δίνονται στο "Earthquake Data Reports" είναι υψηλότερα από M_s κατά 0.2 μονάδες είτε καταγράφηκαν από οριζόντιους είτε από κατακόρυφους σειсмоγράφους. Τα m_b (μακράς περιόδου κύματα) και τα μεγέθη των κυμάτων περιόδου 1 sec μετριοούνται σε διαφορετικές περιόδους και δεν μπορεί να υπάρξει άμεση σύνδεση μεταξύ τους.

▪ Tsapanos, Skordilis and Papazachos 1994 - 1985

Πρωταρχικός σκοπός ήταν η δημιουργία ενός καταλόγου που να περιέχει όλους τους σεισμούς που να έγιναν στον κόσμο κατά τον τελευταίο αιώνα, από κάποιο μέγεθος και πάνω, άσχετα από το εστιακό τους βάθος και το αν άνηκαν σε σεισμικές ακολουθίες.

Για το χρονικό διάστημα 1894-1903 χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία των Kanamori και Abe (1979). Τυχόν κενά συμπληρώθηκαν από τον

κατάλογο του Duda (1965). Σε αυτό το χρονικό διάστημα παρατηρήθηκε πληρότητα για $M_s > 7.0$.

Για το χρονικό διάστημα 1904-1952 χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία από τον κατάλογο των Gutenberg-Richter (1965). Για το διάστημα 1904-1930 παρατηρήθηκε πληρότητα για $M_s > 7.0$ ενώ για το διάστημα 1931-1952 η πληρότητα κατέβαινε σε $M_s > 6.5$.

Για το χρονικό διάστημα 1953-1965 χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία από τον κατάλογο Rothe (1969). Για αυτό το χρονικό διάστημα παρατηρήθηκε πληρότητα για $M_s > 6.0$.

Τέλος για το χρονικό διάστημα 1966-2000 χρησιμοποιήθηκαν τα m_b του ISC τα οποία μετατράπηκαν σε M_s με τη βοήθεια ενός γραφήματος (Heaton et al. 1986). Για αυτό το χρονικό διάστημα παρατηρήθηκε πληρότητα για $M_s > 5.5$.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1 Σχέση μεταξύ των κλιμάκων των μεγεθών M_s , m_b και της σεισμικής ροπής M_w

Στόχος της εργασίας αυτής είναι να προσδιοριστεί μια σχέση μεταξύ των κλιμάκων των μεγεθών των σεισμών M_s , m_b και της σεισμικής ροπής M_w του παγκόσμιου καταλόγου των σεισμών.

Η σχέση αυτή προσδιορίστηκε ακολουθώντας τα παρακάτω βήματα:

- 1) Με τη σταδιακή, ανά έτος, χαρτογράφηση των μεγεθών M_s , με τα M_w , αυτών που δόθηκαν από το NEIC ($M_w(\text{NEIC})$) και αυτών που δόθηκαν από το HARVARD ($M_w(\text{HRVD})$), ξεχωριστά, για τους επιφανειακούς και μη σεισμούς, για την χρονική περίοδο 1993-1999.
- 2) Με την συγκέντρωση και χαρτογράφηση όλων μεγεθών M_s ξεχωριστά με τα $M_w(\text{NEIC})$ και $M_w(\text{HRVD})$, για τη χρονική περίοδο 1993-1999 απ' όπου και θα προκύψει η τελική σχέση όπως θα δούμε παρακάτω.

Πιο αναλυτικά, χαρτογραφώντας τα μεγέθη M_s με τα $M_w(\text{NEIC})$ και $M_w(\text{HRVD})$ για τους επιφανειακούς σεισμούς (Shallow Earthquakes), προέκυψαν οι παρακάτω σχέσεις.

- Για το έτος 1999 προσδιορίστηκε η σχέση:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 0.74M_s + 1.737$, με σχετικό σφάλμα $R^2 = 0.87$, όπως φαίνεται στο σχήμα 4α
- Για το έτος 1998 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 0.9M_s + 0.8$, με σχετικό σφάλμα $R^2 = 0.84$, όπως φαίνεται στο σχήμα 5α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 0.923M_s + 0.691$, με σχετικό σφάλμα $R^2 = 0.84$, όπως φαίνεται στο σχήμα 5β
- Για το έτος 1997 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 0.861M_s + 1.011$, με $R^2 = 0.81$, σχήμα 6α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 0.877M_s + 0.952$, με $R^2 = 0.84$, σχήμα 6β
- Για το έτος 1996 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 0.881M_s + 0.88$, με $R^2 = 0.83$, σχήμα 7α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 0.926M_s + 0.631$, με $R^2 = 0.86$, σχήμα 7β
- Για το έτος 1995 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 0.797M_s + 1.349$, με $R^2 = 0.83$, σχήμα 8α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 0.856M_s + 1.036$, με $R^2 = 0.84$, σχήμα 8β
- Για το έτος 1994 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 0.805M_s + 1.284$, με $R^2 = 0.75$, σχήμα 9α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 0.855M_s + 1.01$, με $R^2 = 0.79$, σχήμα 9β
- Για το έτος 1993 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:

- $M_w(\text{NEIC}) = 0.86M_s + 1.284$, με $R^2=0.84$, σχήμα 10α
- $M_w(\text{HRVD}) = 0.859M_s + 1.1$, με $R^2=0.85$, σχήμα 10β

Στη συνέχεια χαρτογραφήθηκαν, ανά έτος, τα μεγέθη των σεισμών ενδιάμεσου βάθους mb (Intermediate Earthquakes), με τις αντίστοιχες τιμές της σεισμικής ροπής $M_w(\text{NEIC})$ και $M_w(\text{HRVD})$, οπότε πρέκυψαν τα παρακάτω αποτελέσματα:

- Για το έτος 1999 προσδιορίστηκε η σχέση:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.262mb - 1.005$, με $R^2=0.44$, σχήμα 11α
- Για το έτος 1998 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.304mb - 1.326$, με $R^2=0.58$, σχήμα 12α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.362mb - 1.652$, με $R^2=0.85$, σχήμα 12β
- Για το έτος 1997 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.706mb - 3.693$, με $R^2=0.67$, σχήμα 13α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.725mb - 3.794$, με $R^2=0.66$, σχήμα 13β
- Για το έτος 1996 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.309mb - 1.398$, με $R^2=0.35$, σχήμα 14α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.308mb - 1.393$, με $R^2=0.34$, σχήμα 14β
- Για το έτος 1995 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.104mb - 0.37$, με $R^2=0.52$, σχήμα 15α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.127mb - 0.498$, με $R^2=0.50$, σχήμα 15β
- Για το έτος 1994 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.174mb - 0.78$, με $R^2=0.53$, σχήμα 16α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.151mb - 0.656$, με $R^2=0.53$, σχήμα 16β
- Για το έτος 1993 προσδιορίστηκαν οι σχέσεις:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.358mb - 1.825$, με $R^2=0.61$, σχήμα 17α
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.426mb - 2.228$, με $R^2=0.61$, σχήμα 17β

Κατόπιν, συγκεντρώθηκαν και χαρτογραφήθηκαν, για όλη την περίοδο 1993-1999, όλα τα μεγέθη mb με τις αντίστοιχες τιμές της σεισμικής ροπής $M_w(\text{NEIC})$ και $M_w(\text{HRVD})$, οπότε προσδιορίστηκαν τα παρακάτω:

- Για την περίοδο 1993-1999 βρέθηκε ότι:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.319mb - 1.517$, με $R^2=0.52$, σχήμα 18 με μαύρους κύκλους
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.347mb - 1.679$, με $R^2=0.52$, σχήμα 18 με άσπρους κύκλους.

Για τους σεισμούς μεγάλου βάθους (Deep Earthquakes), χαρτογραφήθηκαν επίσης τα mb με τα $M_w(\text{NEIC})$ και $M_w(\text{HRVD})$, για όλη την περίοδο 1993-1999 και προέκυψαν τα εξής:

- Για την περίοδο 1993-1999 βρέθηκε ότι:
 - $M_w(\text{NEIC}) = 1.35mb - 1.533$, με $R^2=0.67$, σχήμα 19 με μαύρους κύκλους
 - $M_w(\text{HRVD}) = 1.389mb - 1.743$, με $R^2=0.67$, σχήμα 19 με άσπρους κύκλους.

Στη συνέχεια, αφού συγκεντρώσαμε όλα τα μεγέθη των επιφανειακών σεισμών M_s , για όλο το χρονικό διάστημα 1993-1999, τα χαρτογραφήσαμε με τις αντίστοιχες τιμές της σεισμικής ροπής M_w (NEIC) και M_w (HRVD). Έτσι, από τα διαγράμματα που προέκυψαν, που φαίνονται στα σχήματα 20 και 21, οι σχέσεις που προσδιορίστηκαν είναι οι:

— Για την περίοδο 1993-1999 βρέθηκε ότι:

$$\bullet \quad M_w(\text{NEIC}) = 0.9M_s + 0.763 \quad (31)$$

με σχετικό σφάλμα $R^2=0.88$, όπως φαίνεται στο σχήμα 20

$$\bullet \quad M_w(\text{HRVD}) = 1.389M_s - 1.743 \quad (32)$$

με σχετικό σφάλμα $R^2=0.67$, όπως φαίνεται στο σχήμα 21

Σε κάθε μια από τις παραπάνω σχέσεις δώσαμε στα M_s τις τιμές 5.5, 6.0, 6.5, 7.0, 7.5, 8.0, 8.5 και πήραμε τα παρακάτω αποτελέσματα που φαίνονται στον πίνακα Ι.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι

M_s	$M_w(\text{NEIC})$	$M_w(\text{HRVD})$
5.5	5.7	5.7
6.0	6.2	6.2
6.5	6.6	6.7
7.0	7.1	7.1
7.5	7.5	7.6
8.0	8.0	8.1
8.5	8.4	8.5

Τελικά μελετώντας τα στοιχεία του παραπάνω πίνακα καταλήξαμε στο συμπέρασμα ότι η σχέση 31, δηλαδή η $M_w = 0.9M_s + 0.763$, έχει καλύτερη κατανομή με προσαρμοστικότητα 0.88 και προσδιορίζει καλύτερα τα M_s και τα M_w .

3.2 Συμπεράσματα

Τα μεγέθη M_s που υπολογίζονται από τα ISC και NEIC και εφαρμόζουν τον τύπο της Πράγας (Vaneek et al, 1962), είναι ισοδύναμα μεταξύ τους για μια ευρεία σειρά μεγεθών ($M_s=3.0-8.2$). Οι νέες σχέσεις που συνδέουν τα M_s με τα M_w έχουν καθοριστεί για τους σεισμούς των οποίων το εστιακό βάθος δεν υπερβαίνει τα 70 χλμ. Έχει αποδειχθεί ότι για τους ισχυρούς σεισμούς ($6.4 \leq M_w \leq 8.2$) αυτές οι κλίμακες μεγεθών είναι ουσιαστικά ισοδύναμες, ενώ για τους μικρότερης έντασης σεισμούς ($3.9 \leq M_w \leq 6.3$) οι τιμές των M_s είναι, όπως αναμενόταν, εντυπωσιακά χαμηλότερες από τα M_w .

Το μέγεθος M_{sk} (Karnik, 1996) που υπολογίζεται στους σεισμούς που καλύπτουν την ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης είναι, σύμφωνα με το συντάκτη, ισοδύναμο με το M_s . Η σύγκρισή του με τα M_s που υπολογίζονται από τα ISC και NEIC έδειξε ότι αυτές οι κλίμακες μεγεθών είναι ισοδύναμες για μια ευρεία σειρά μεγεθών ($5.0 \leq M_s \leq 8.0$). Εντούτοις, για τους μικρότερους σεισμούς ($3.7 \leq M_s \leq 5.0$), προκύπτει μια γραμμική σχέση μεταξύ αυτών των κλιμάκων, που έχει σαν συνέπεια την υπερεκτίμηση των M_{sk} .

Η συνέπεια μεταξύ των μεγεθών m_b που υπολογίζονται από ISC και NEIC έχει επίσης καταδειχθεί σε μια ευρεία σειρά μεγεθών ($2.5 \leq m_b \leq 7.3$), παρά τις όποιες, ελάχιστες, αμφιβολίες που έχουν διατυπωθεί. Η σχέση τους με τα M_w είναι σαφώς γραμμικές που εκφράζονται από τις σχέσεις:

$$m_b = 1.33M_w - 1.66 \quad 3.8 \leq M_w \leq 4.9 \quad (33)$$

$$m_b = 0.62M_w + 1.89 \quad 5.0 \leq M_w \leq 7.1 \quad (34)$$

που ισχύουν για δύο πεδία τιμών των M_w . Επίσης έχει αποδειχθεί ότι η κλίμακα μεγέθους m_b παρουσιάζει φαινόμενα πλήρη κορεσμού για σεισμούς με $m_b > 6.3$ (ή για $M_w > 7.1$).

Οι διαφορετικές εκτιμήσεις του μεγέθους M_L από διάφορα σεισμολογικά κέντρα όλου του κόσμου έχουν παρουσιαστεί και έχουν συζητηθεί. Οι κύριοι λόγοι αυτής της ασυνέπειας οφείλονται στη λειτουργία των Wood-Anderson σειсмоγράφων με διαφορετική ενίσχυση, μικρότερη από την ονομαστική (~2800) ή στο γεγονός ότι τα μεγέθη που δεν υπολογίζονται από τα όργανα Wood-Anderson αναφέρονται ως M_L . Για αυτόν τον λόγο, καμία γενική σχέση μεταξύ των μεγεθών M_L και M_w δεν μπορεί να προταθεί και τέτοιες σχέσεις πρέπει να προέρχονται από κάθε ομάδα Wood-Anderson σειсмоγράφων.

Σχέσεις μεταξύ των μεγεθών m_b και M_s έχουν διατυπωθεί στο παρελθόν από διάφορους ερευνητές. Στην εργασία αυτή έγινε μια προσπάθεια μετατροπής των μεγεθών m_b και M_s , που δίνονται από τους διεθνείς καταλόγους (NEIC, HARVARD), σε M_w . Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα για το χρονικό διάστημα 1993-1999. Πιο συγκεκριμένα:

—Για τους επιφανειακούς σεισμούς βρέθηκε ότι

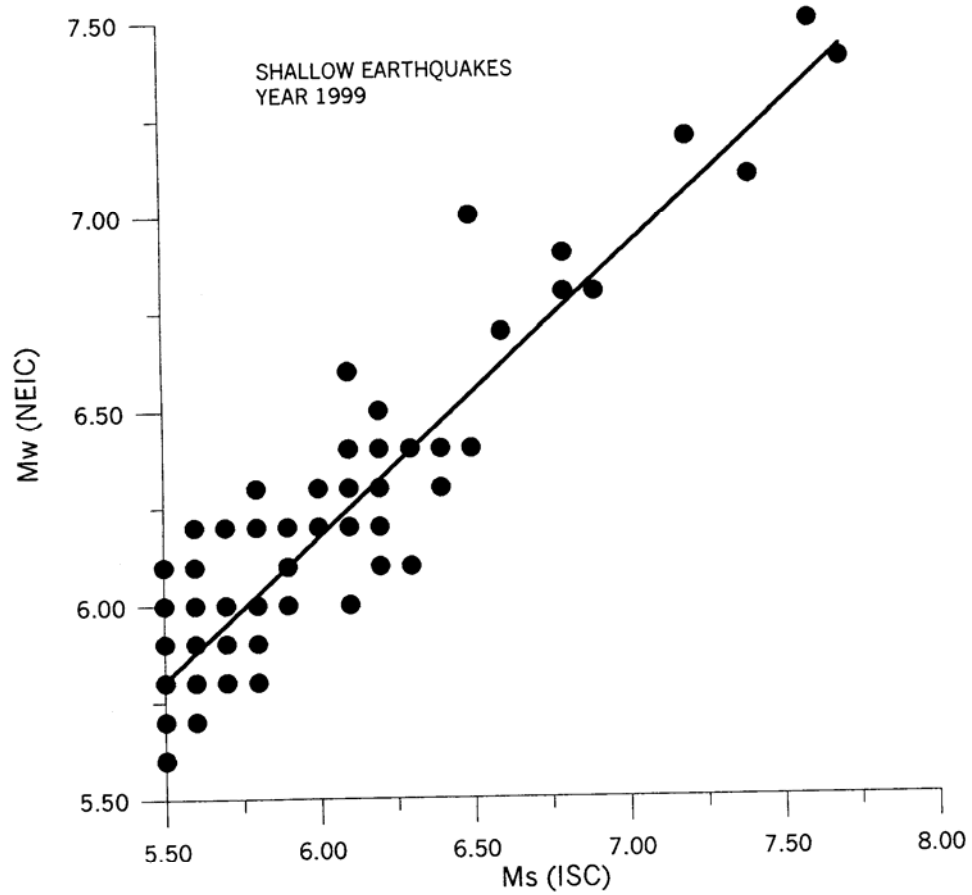
$$M_w(\text{NEIC}) = 1.35M_s + 0.763 \quad (31)$$

—Για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους βρέθηκε ότι

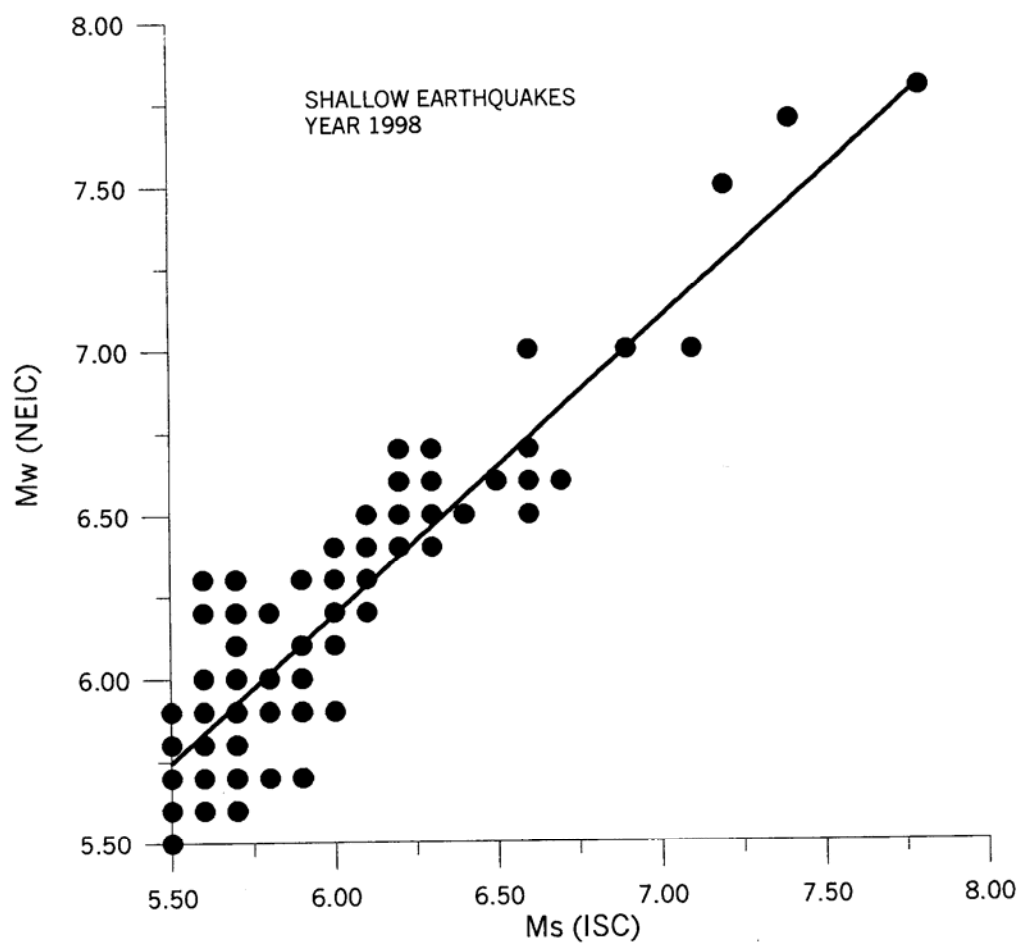
$$M_w(\text{NEIC}) = 1.319 m_b - 1.517 \quad (33)$$

—Για τους σεισμούς βάθους βρέθηκε ότι

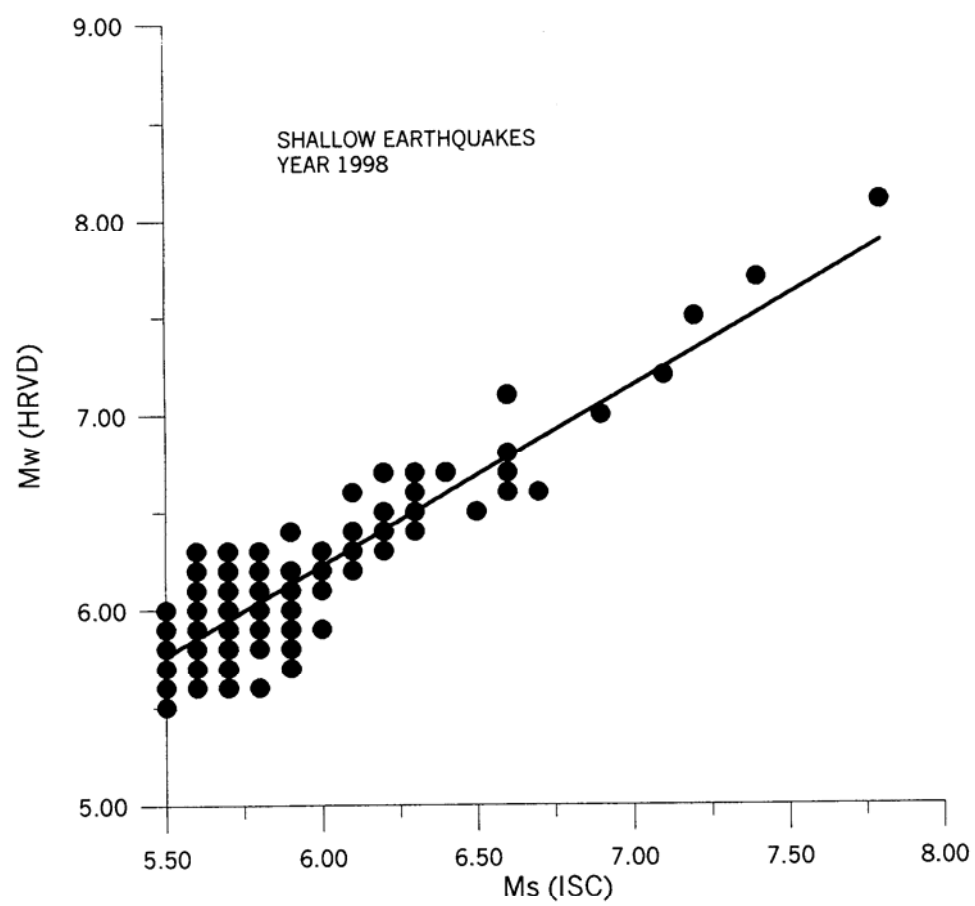
$$M_w(\text{NEIC}) = 1.35 m_b - 1.533 \quad (34)$$

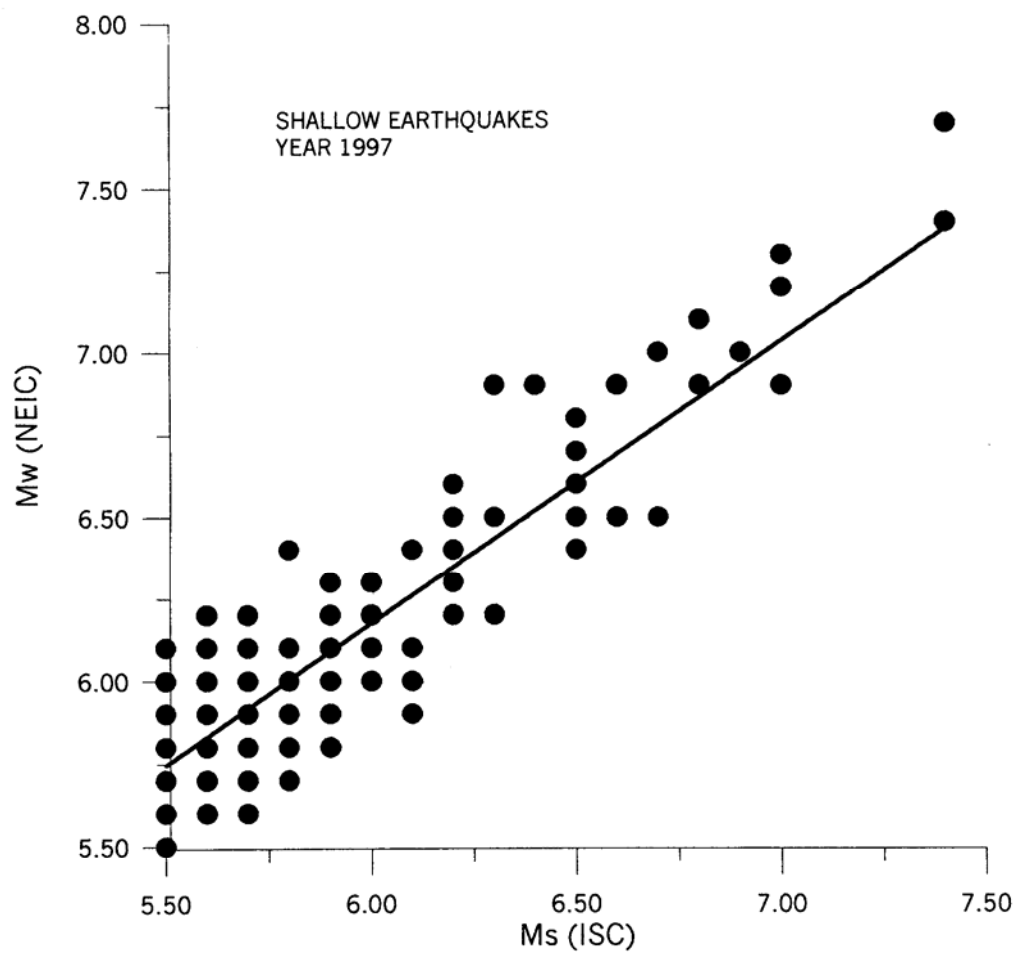


Σχήμα 4α

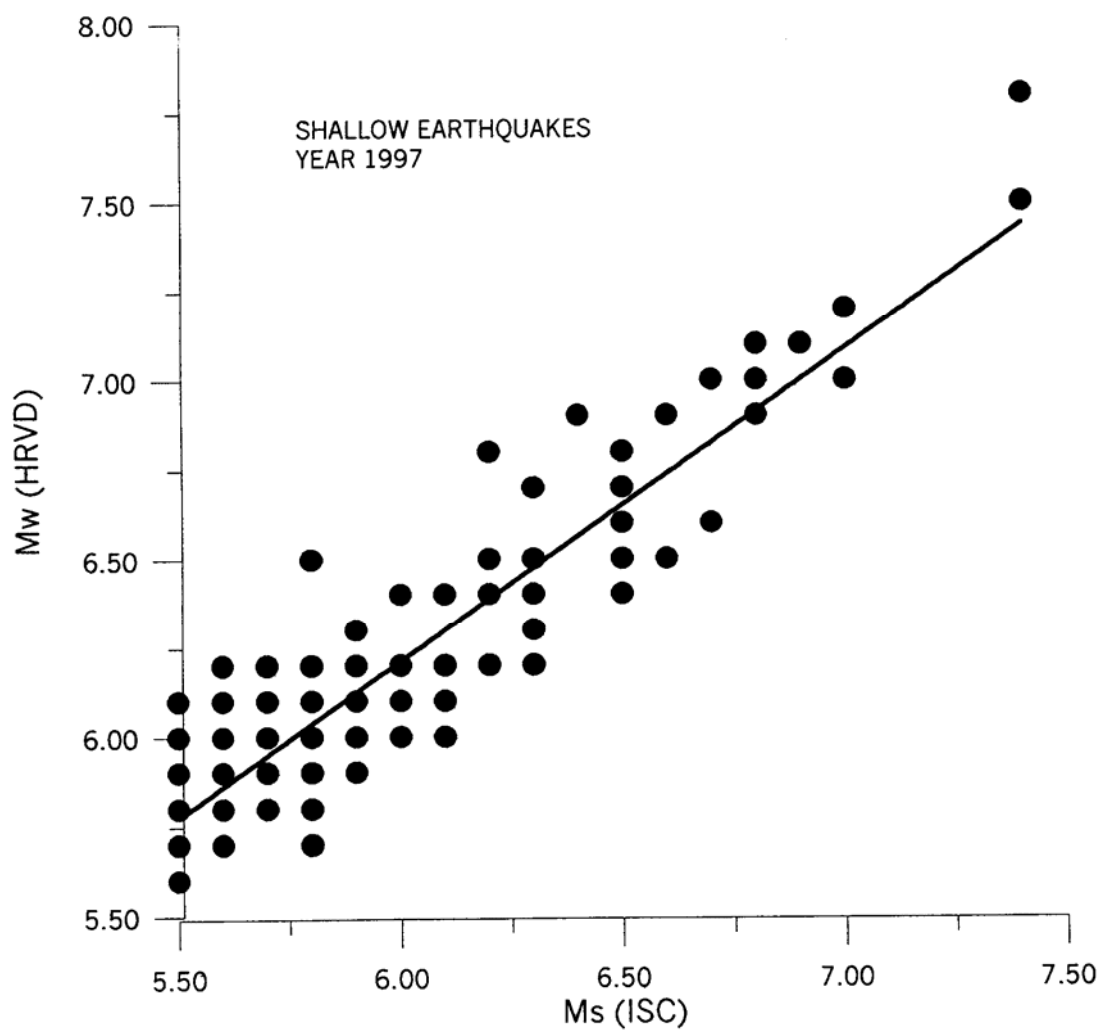


Σχήμα 5α

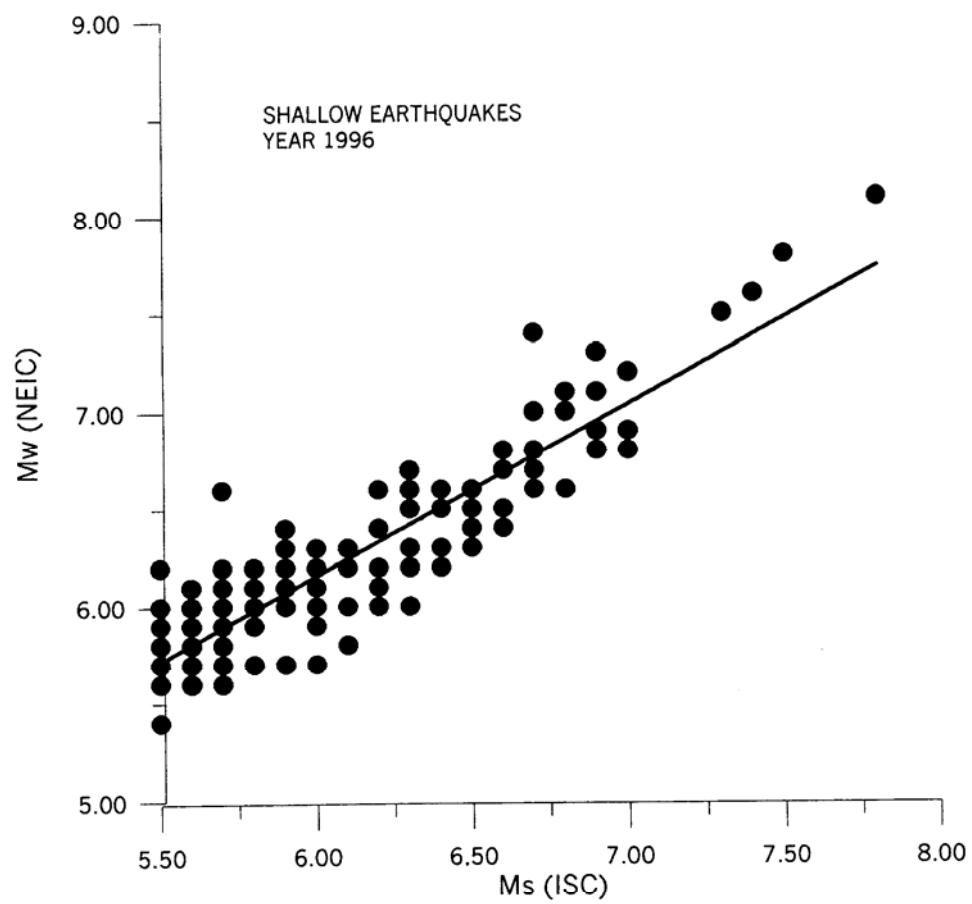




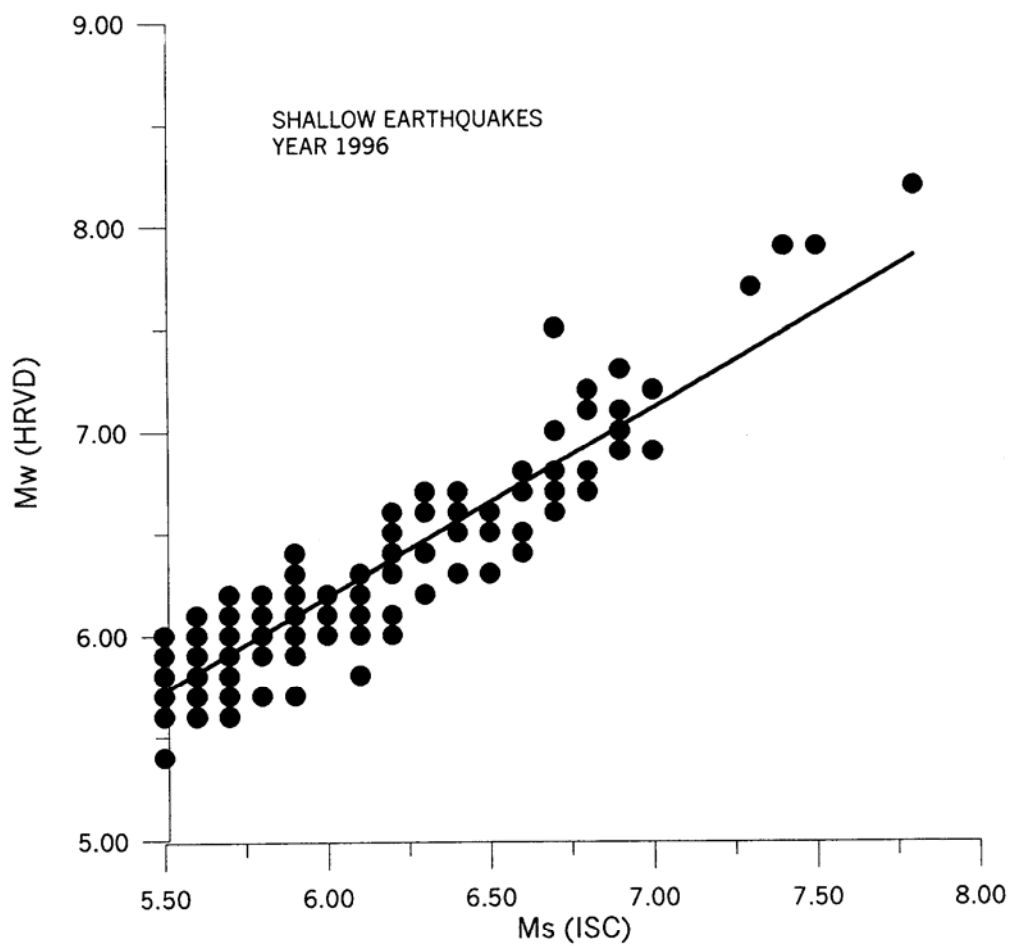
Σχήμα 6α



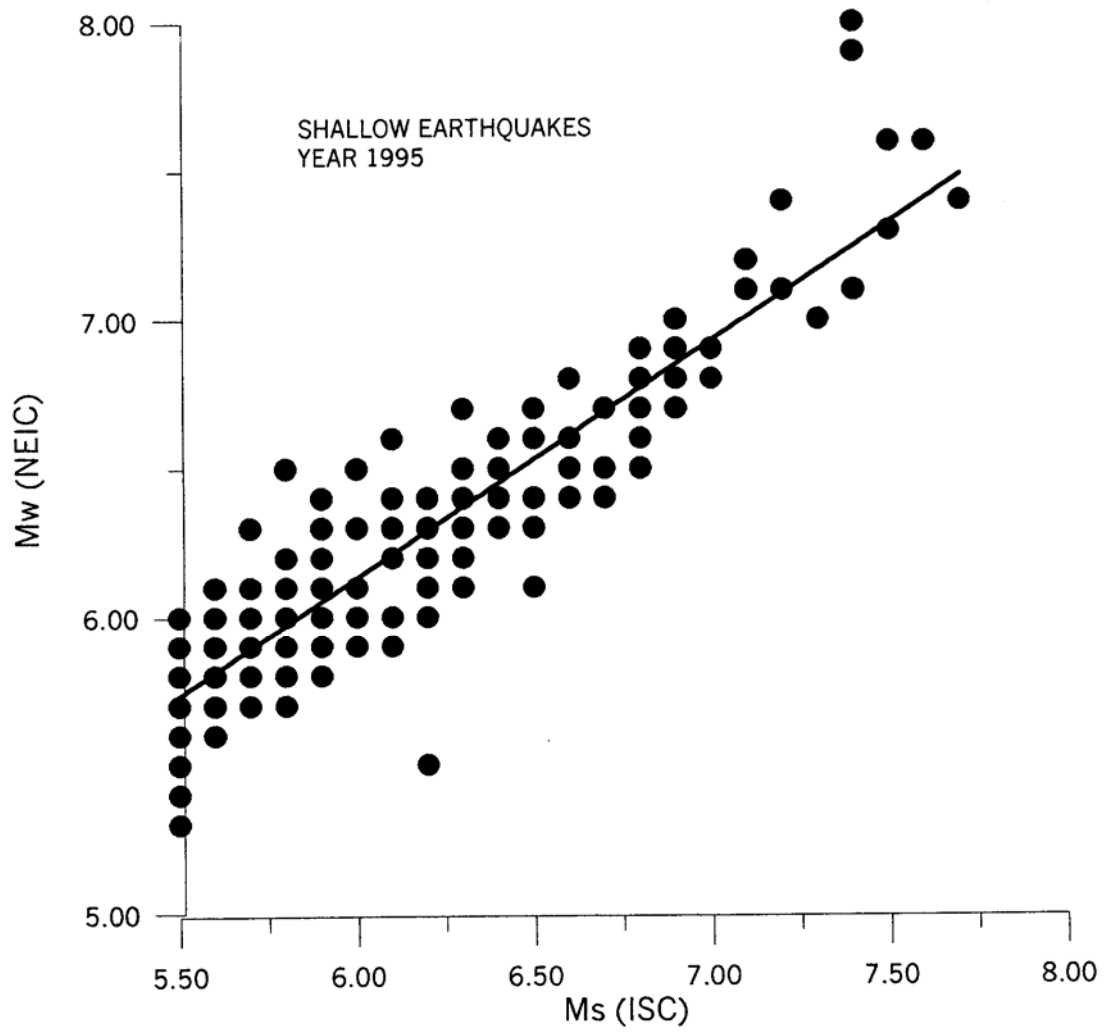
Σχήμα 6β



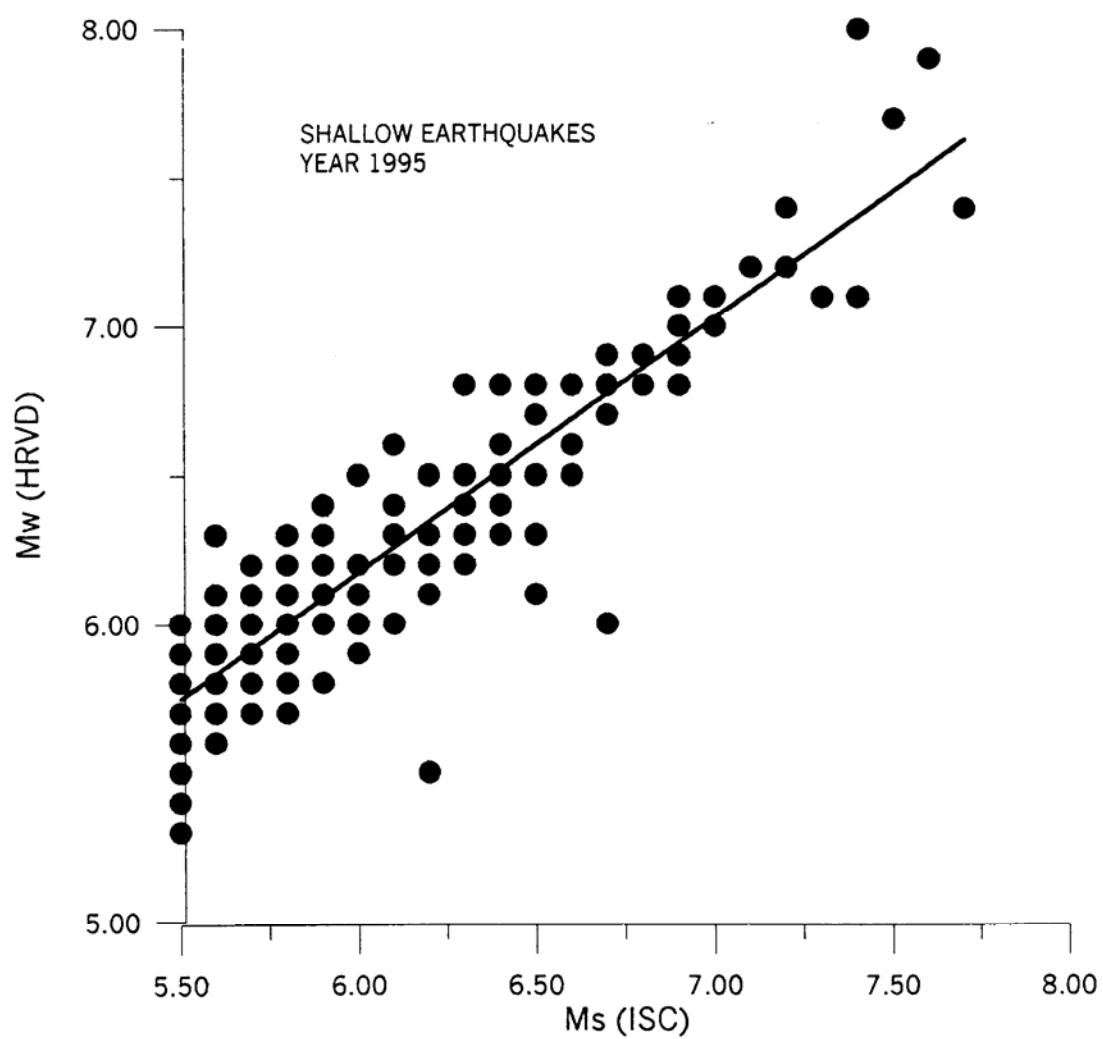
Σχήμα 7α



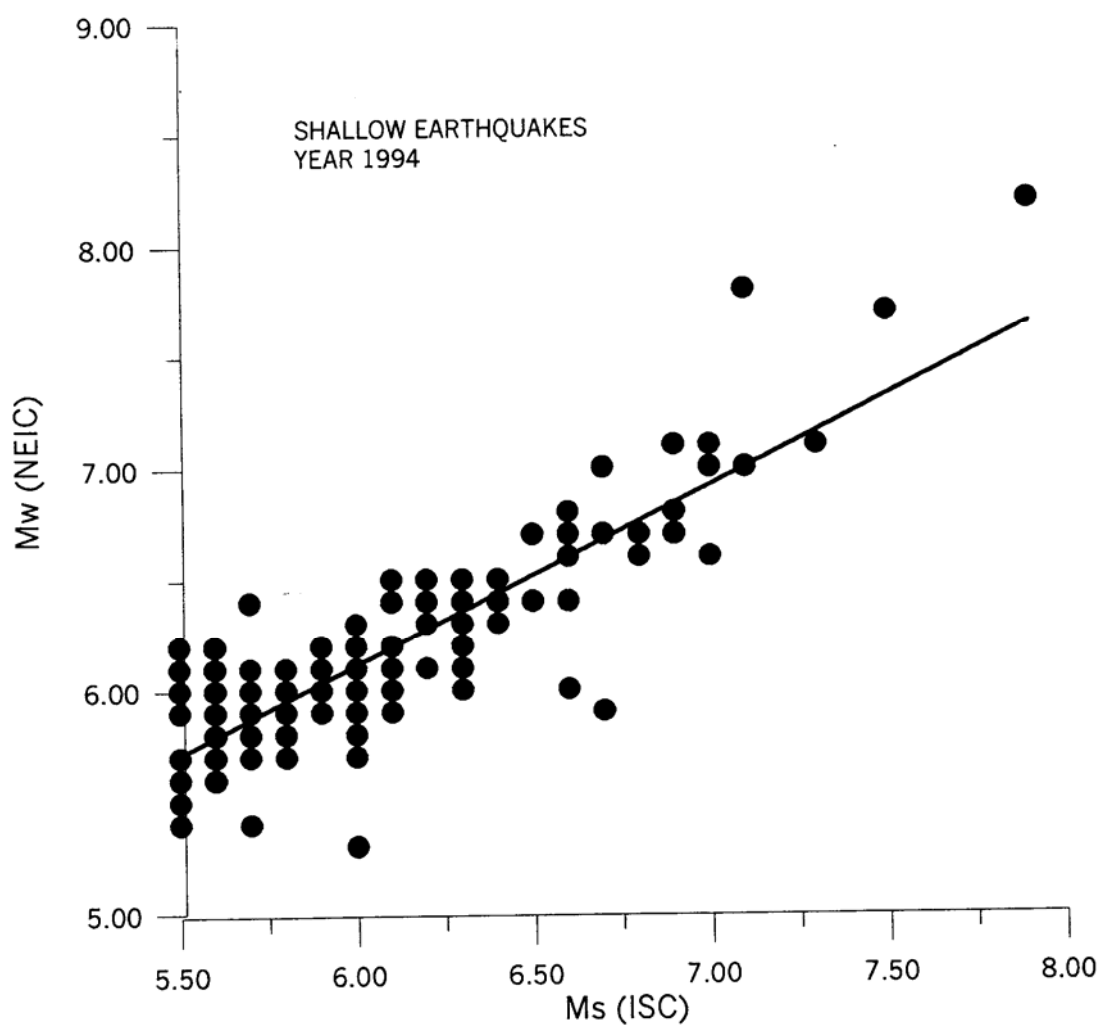
Σχήμα 7β



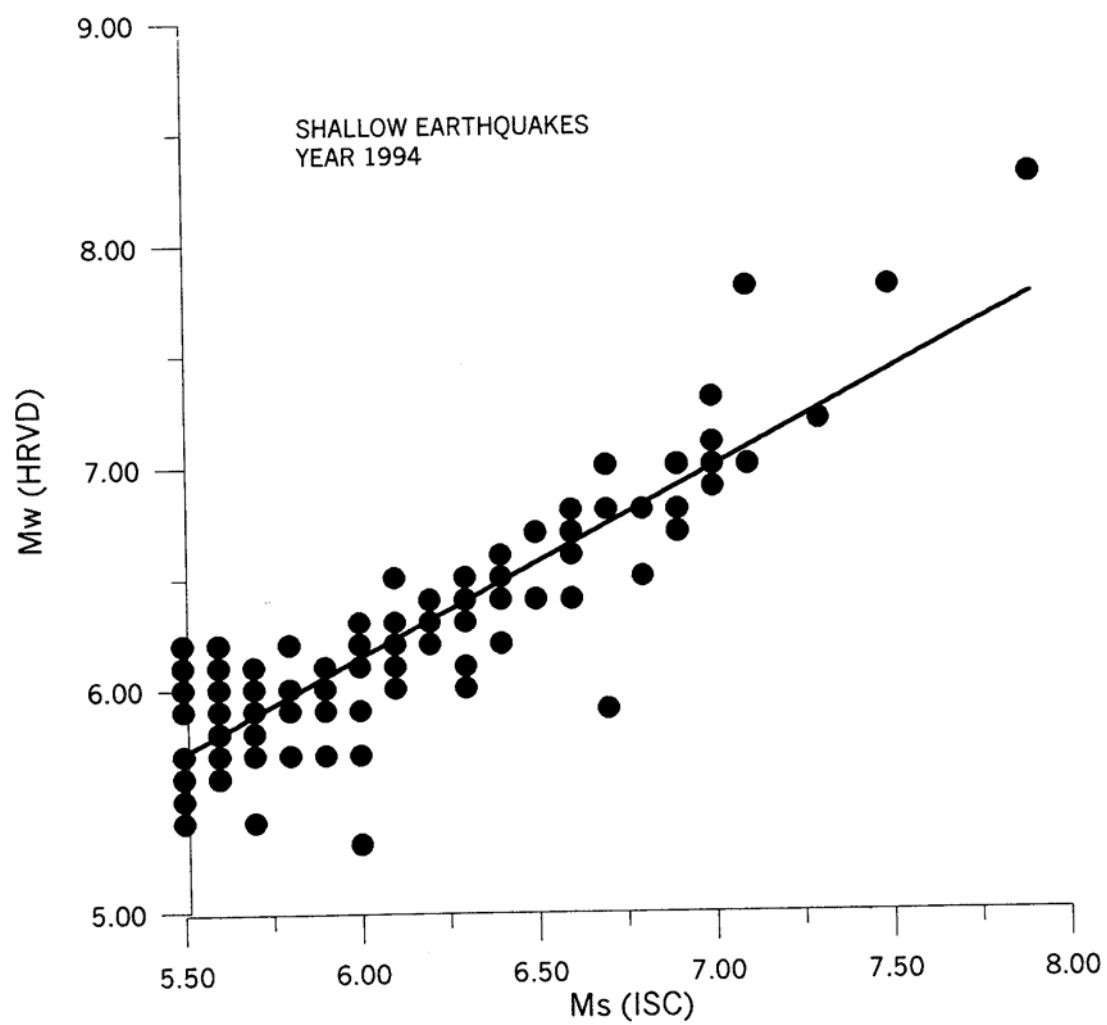
Σχήμα 8α



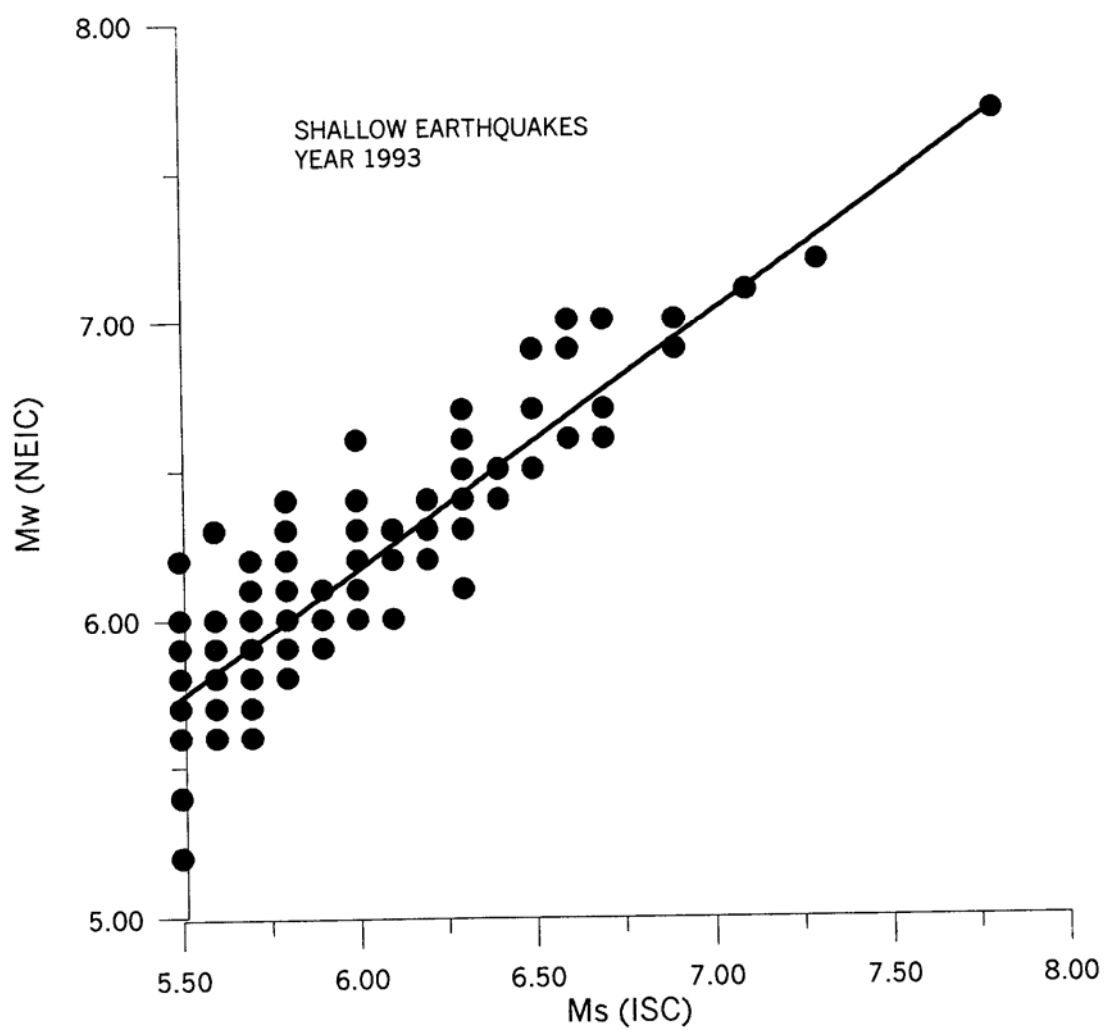
Σχήμα 8β



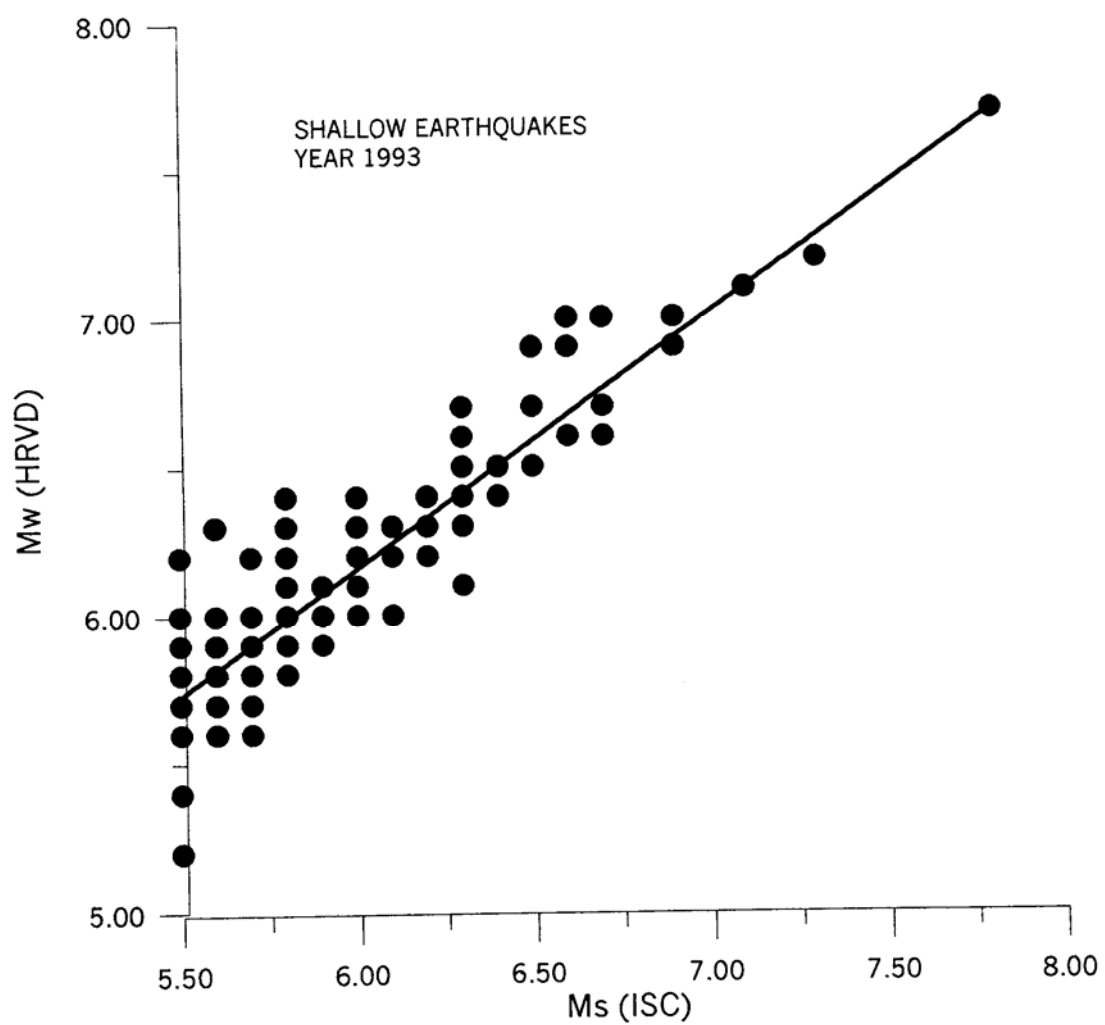
Σχήμα 9α



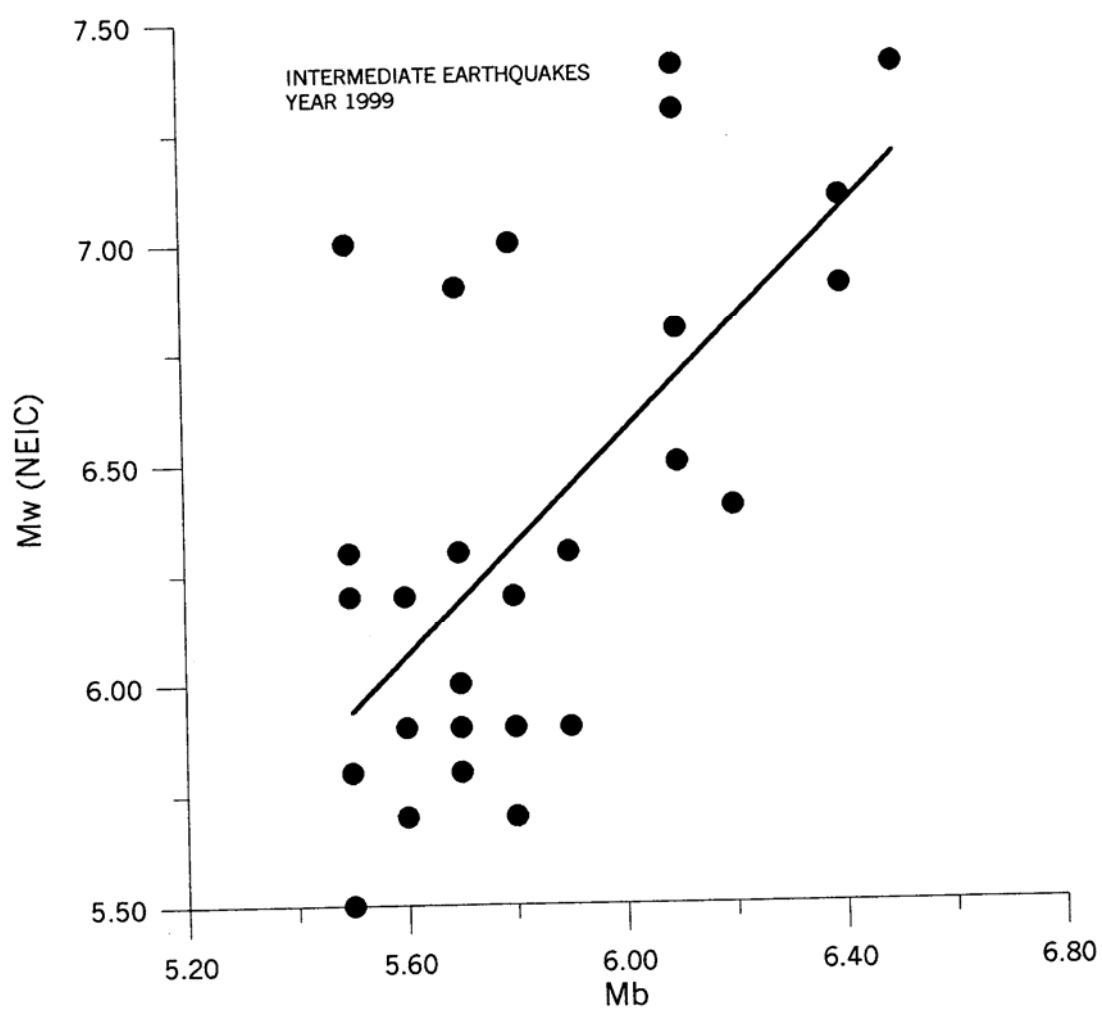
Σχήμα 9β



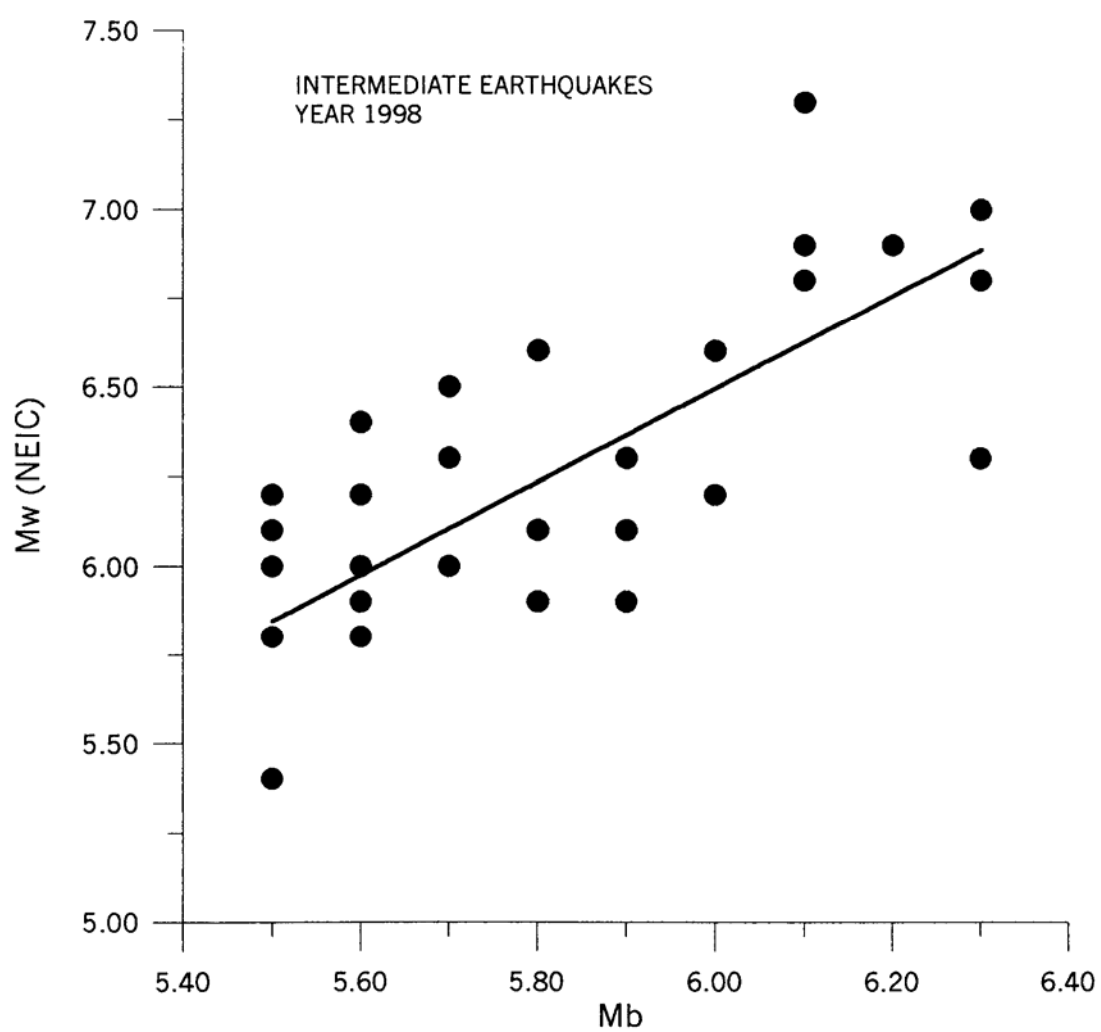
Σχήμα 10α



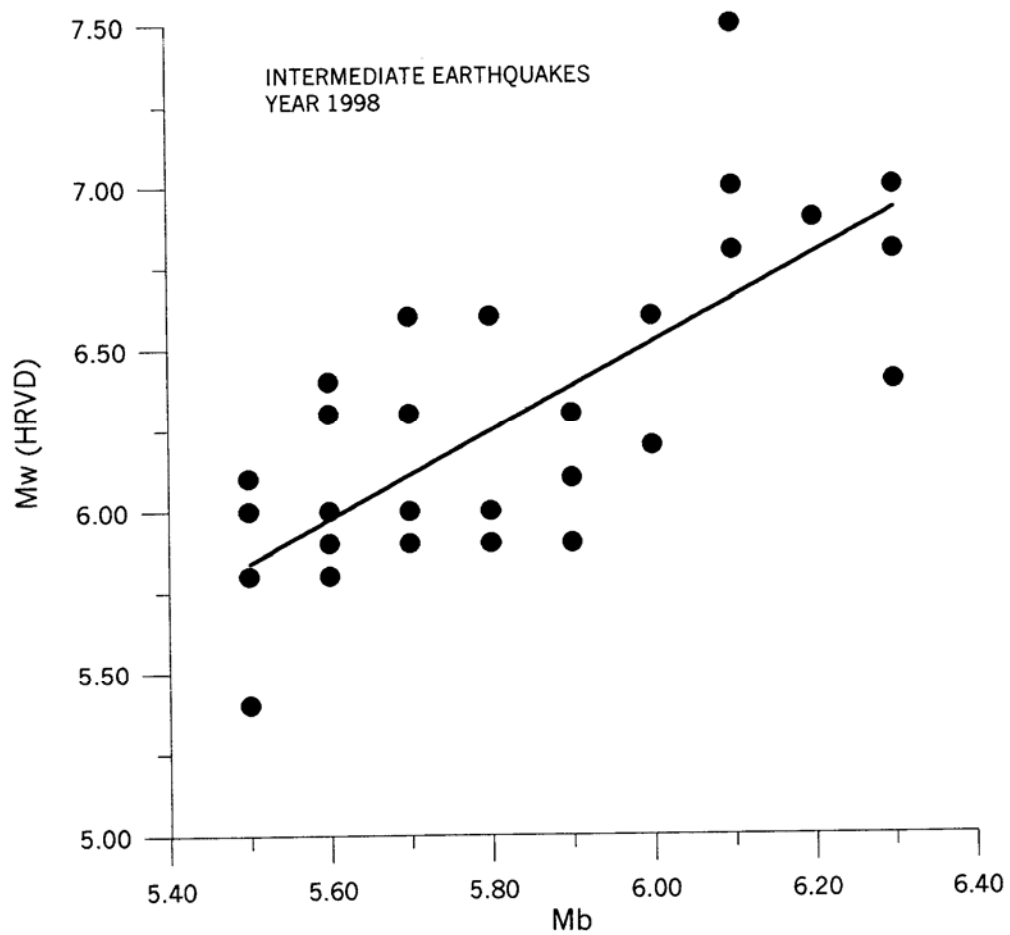
Σχήμα 10β



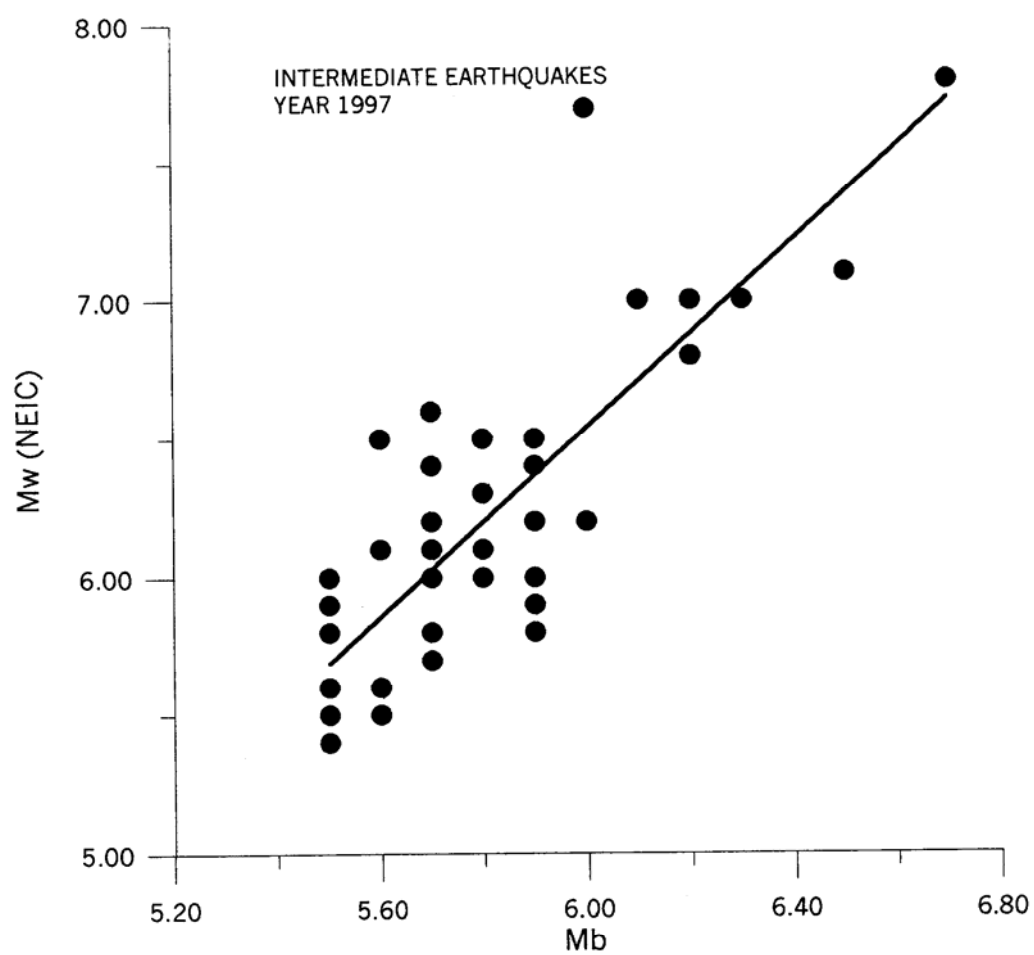
Σχήμα 11α



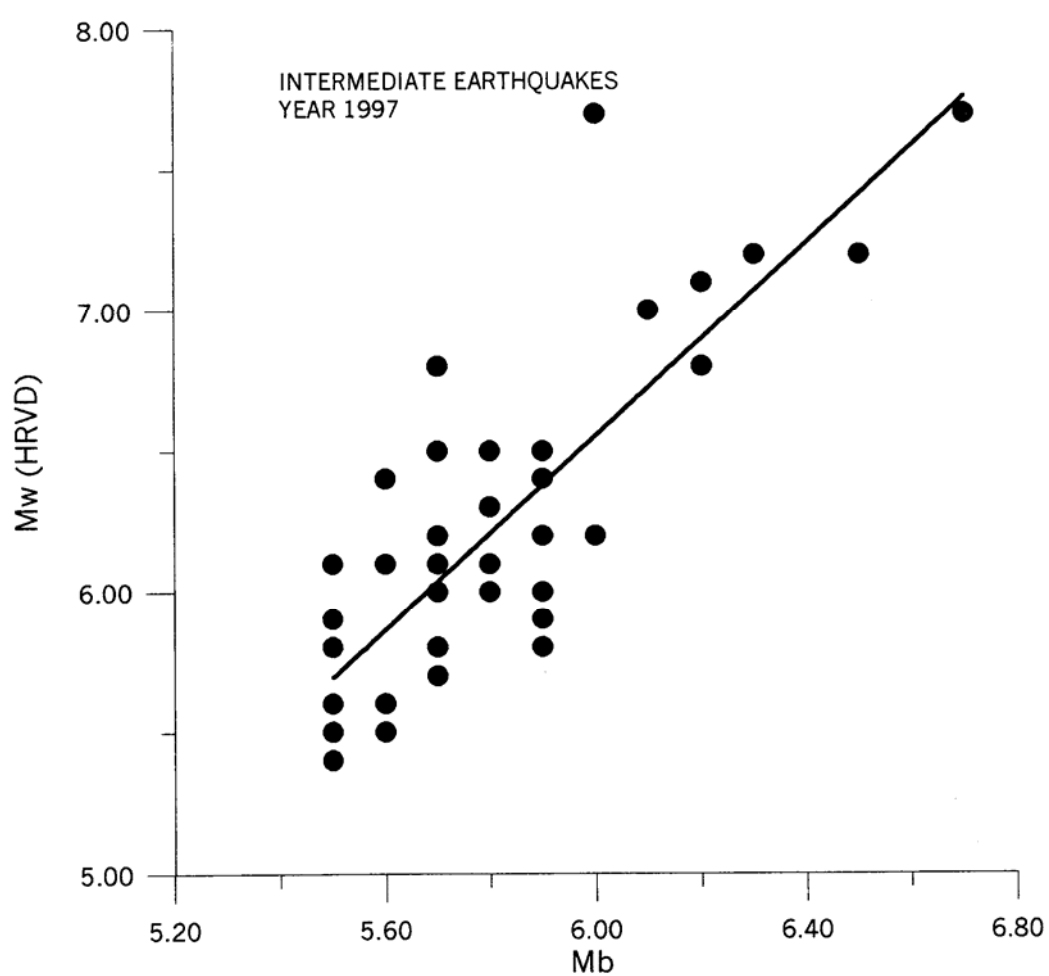
Σχήμα 12α



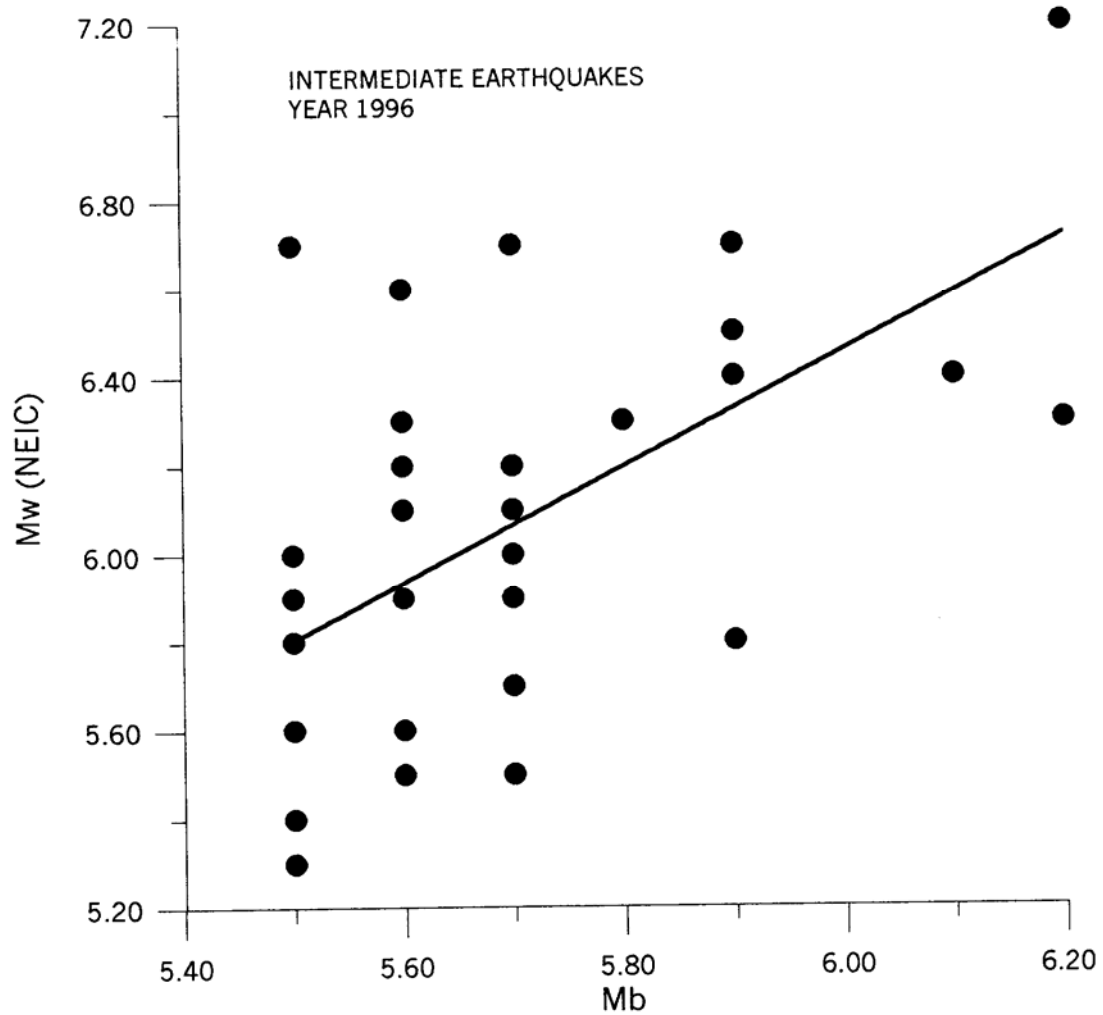
Σχήμα 12β



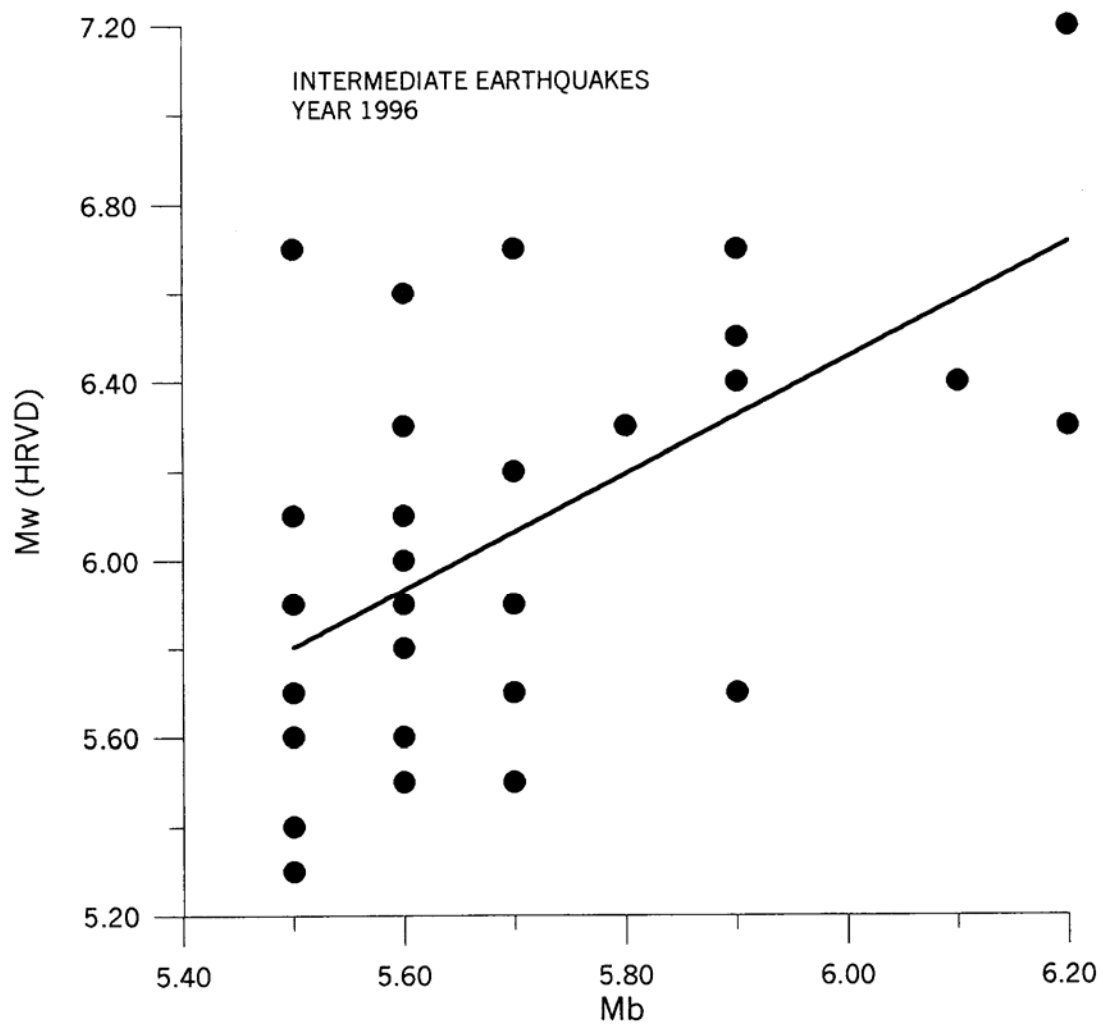
Σχήμα 13α



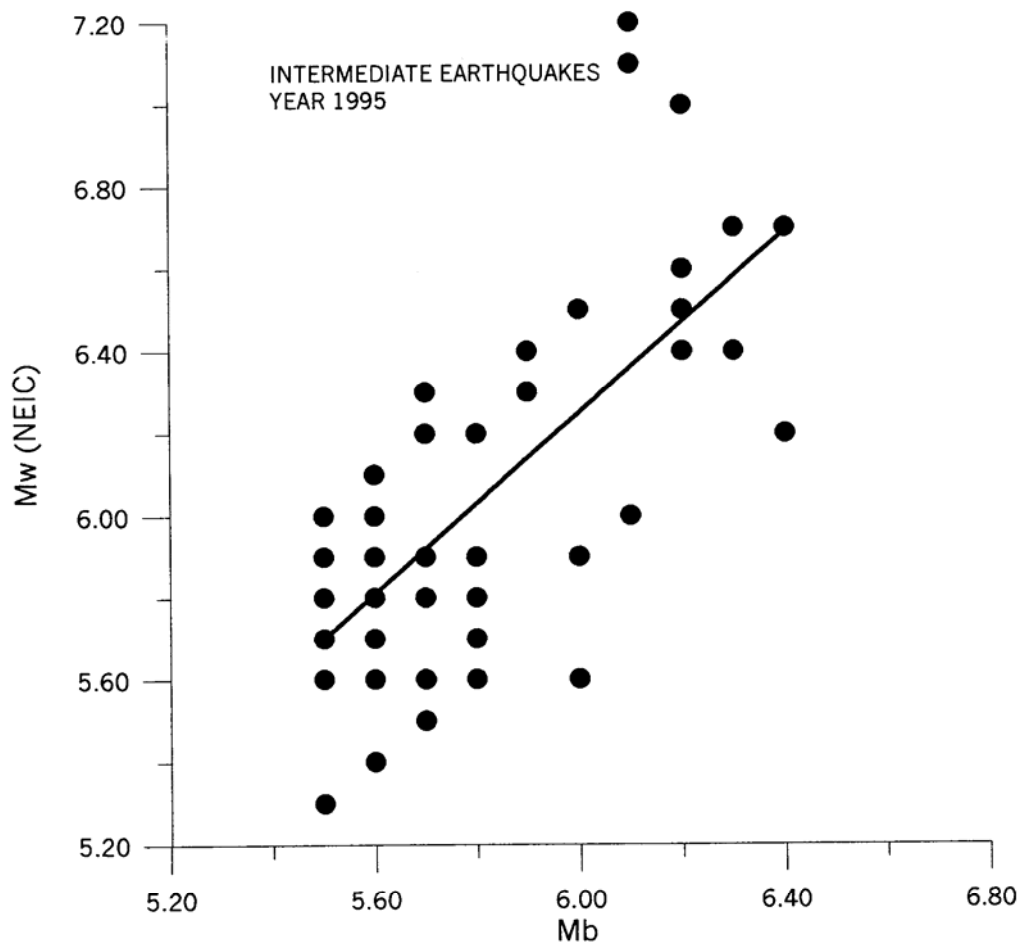
Σχήμα 13β



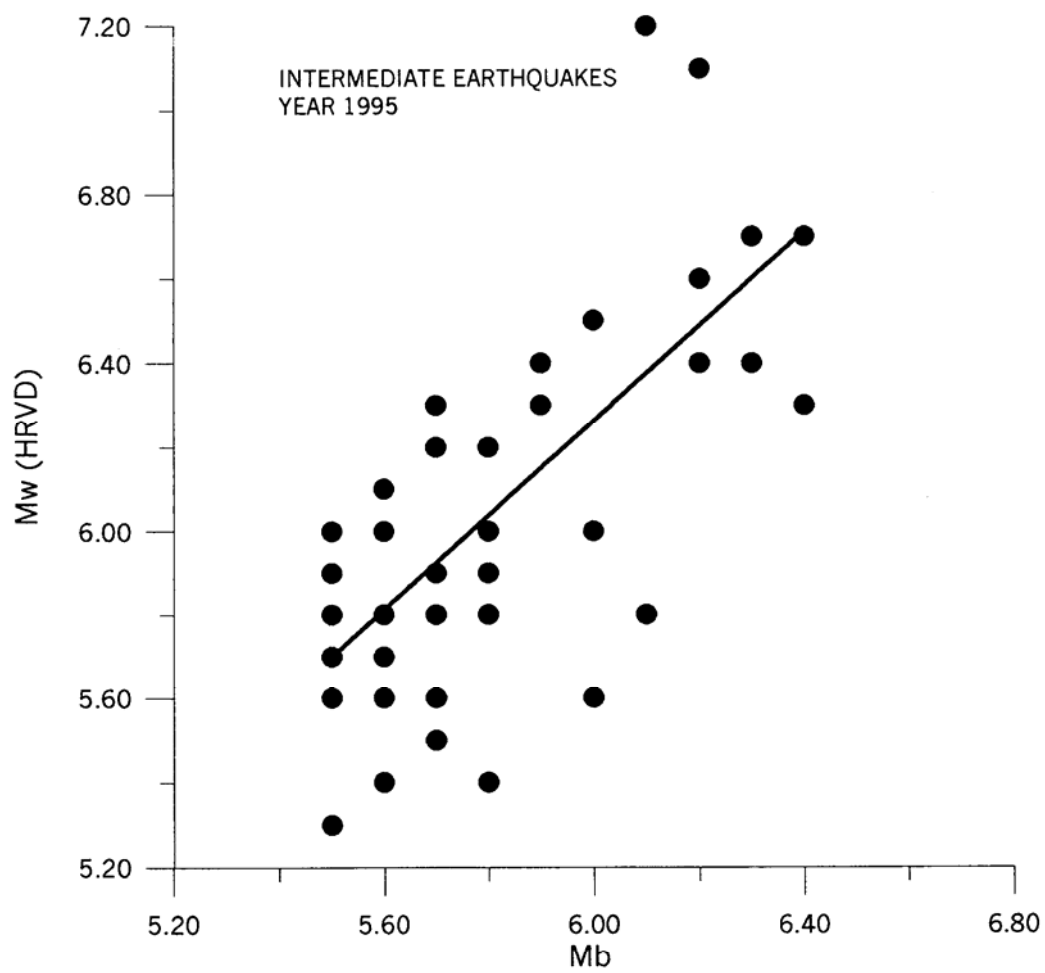
Σχήμα 14α



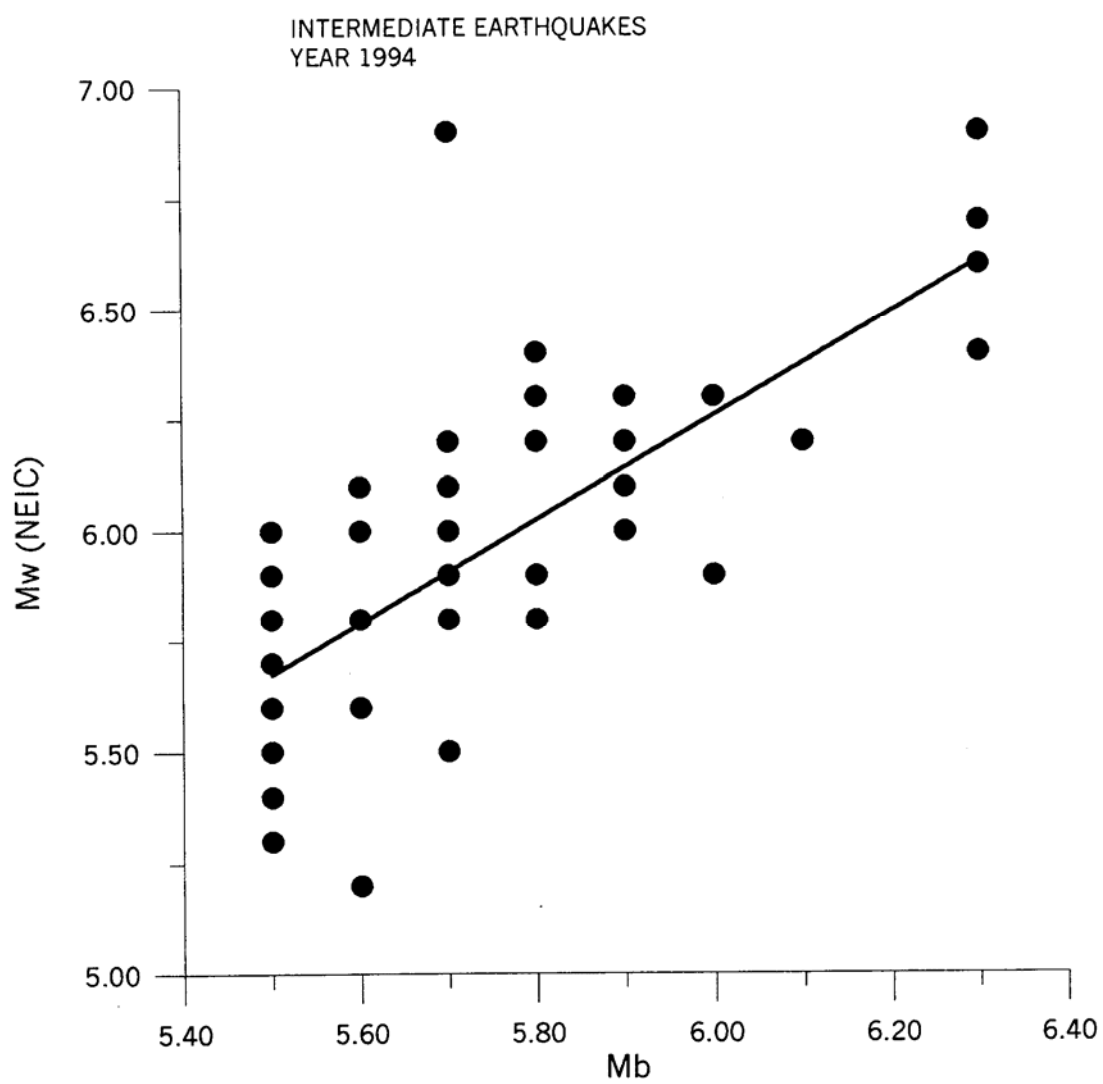
Σχήμα 14β



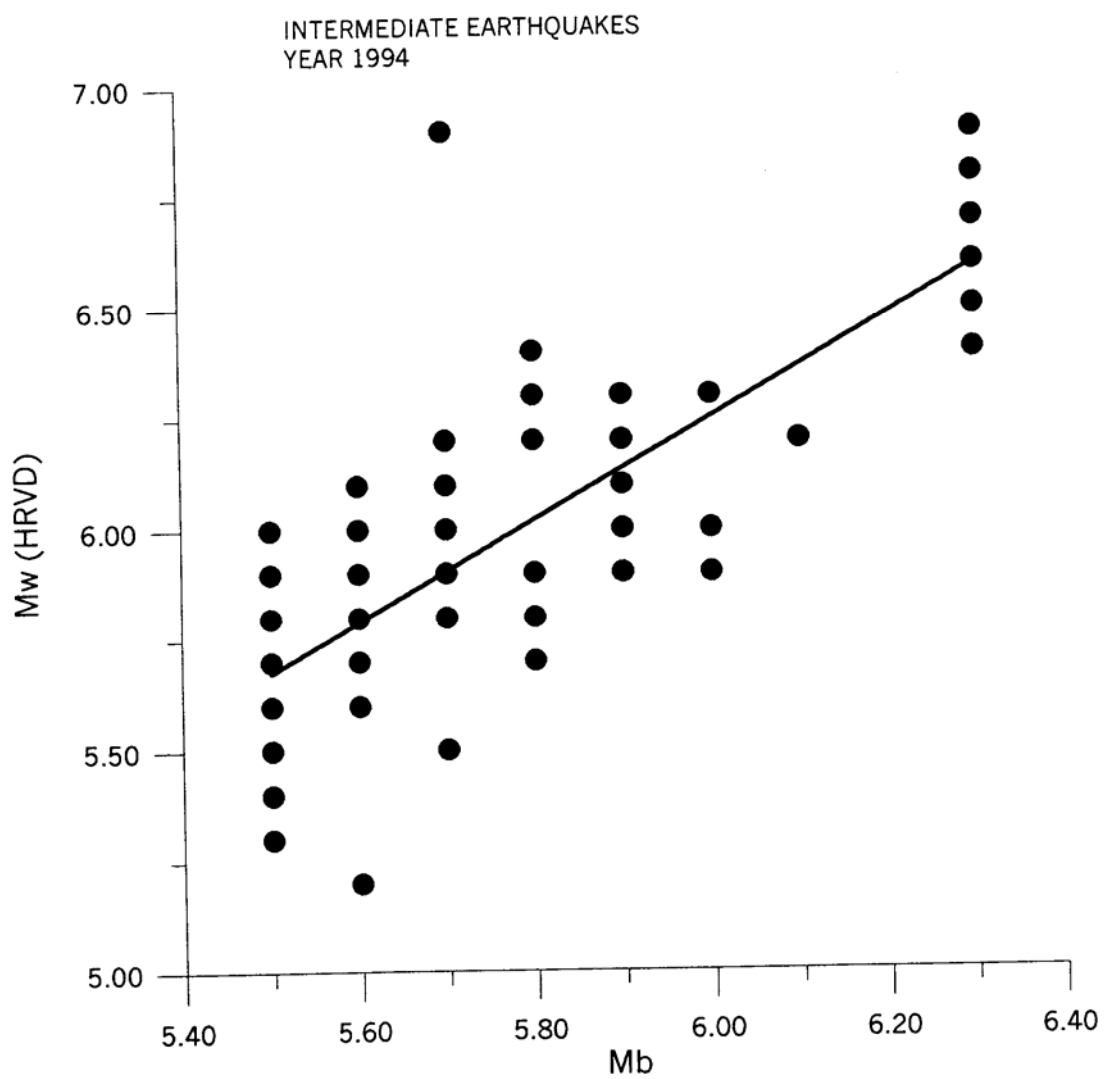
Σχήμα 15α



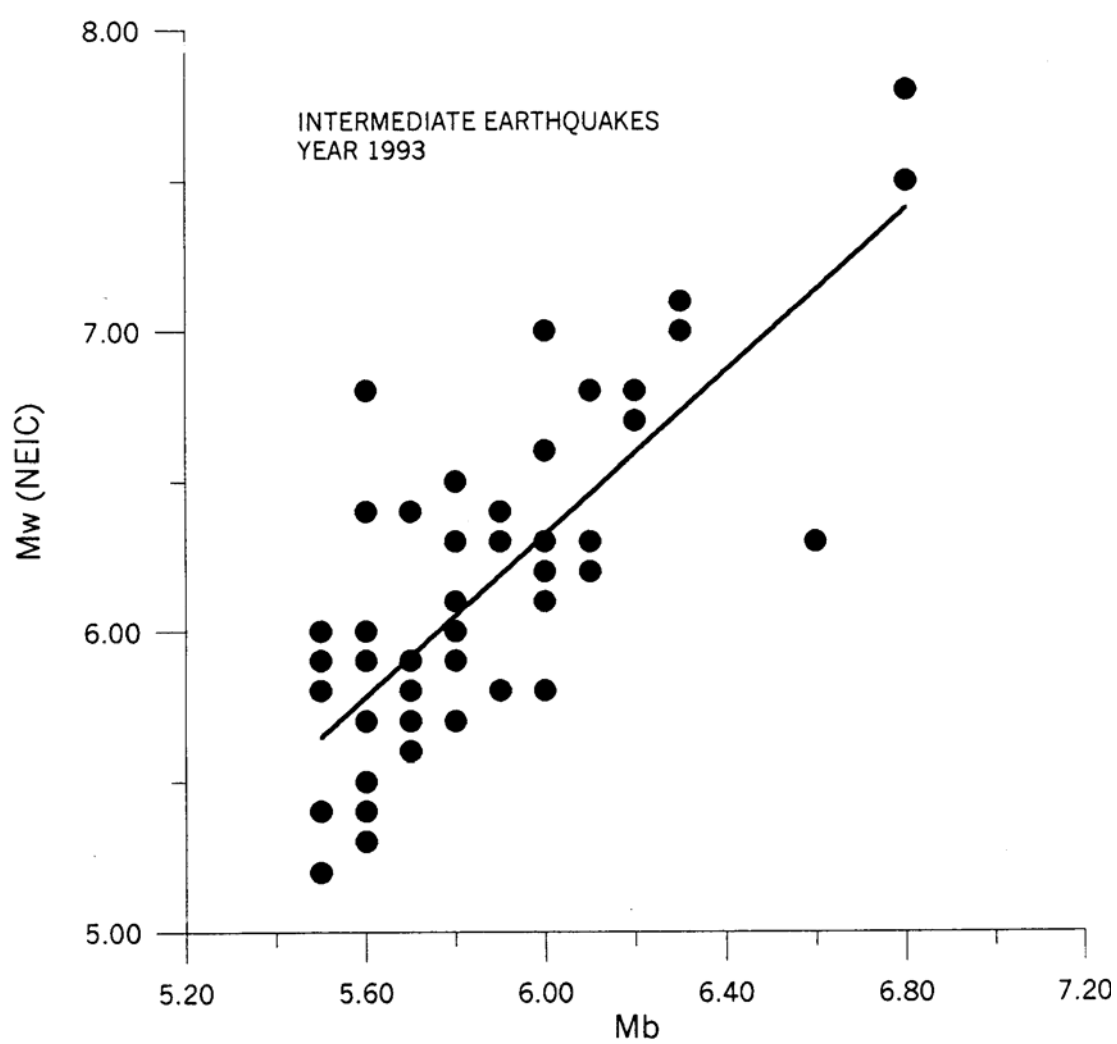
Σχήμα 15β



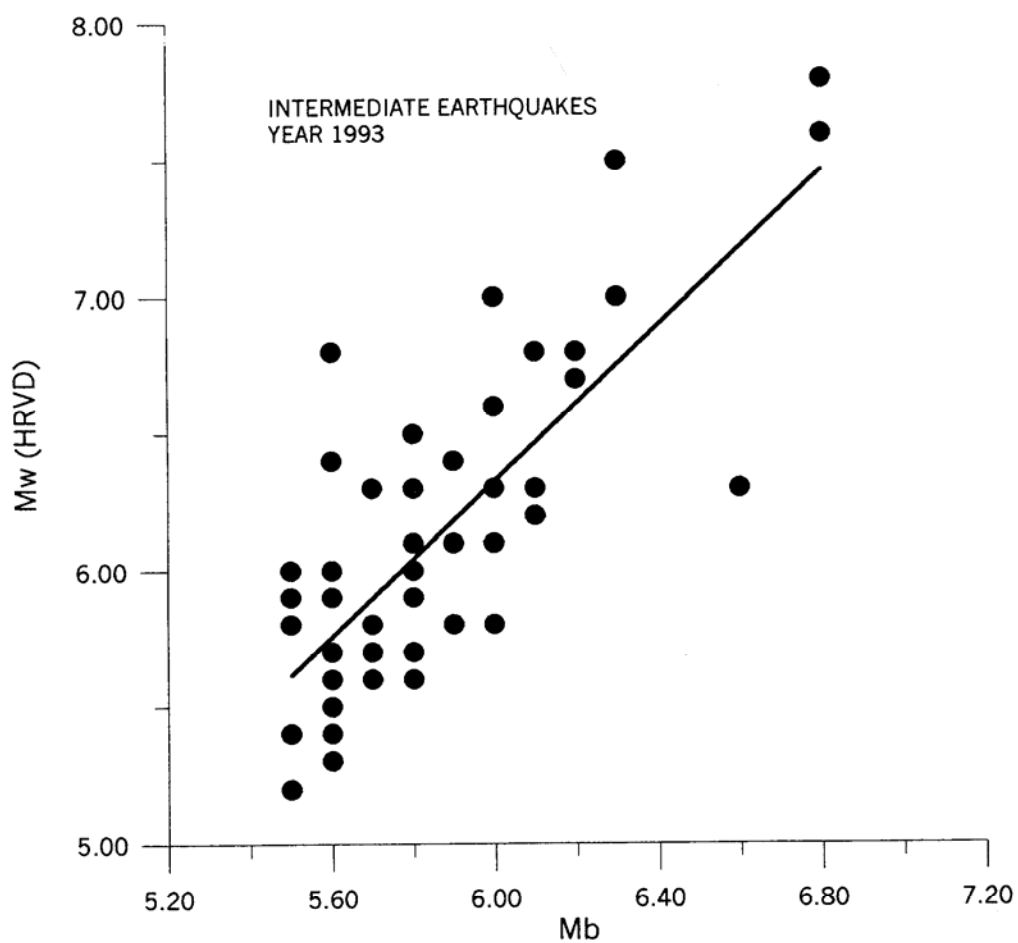
Σχήμα 16α



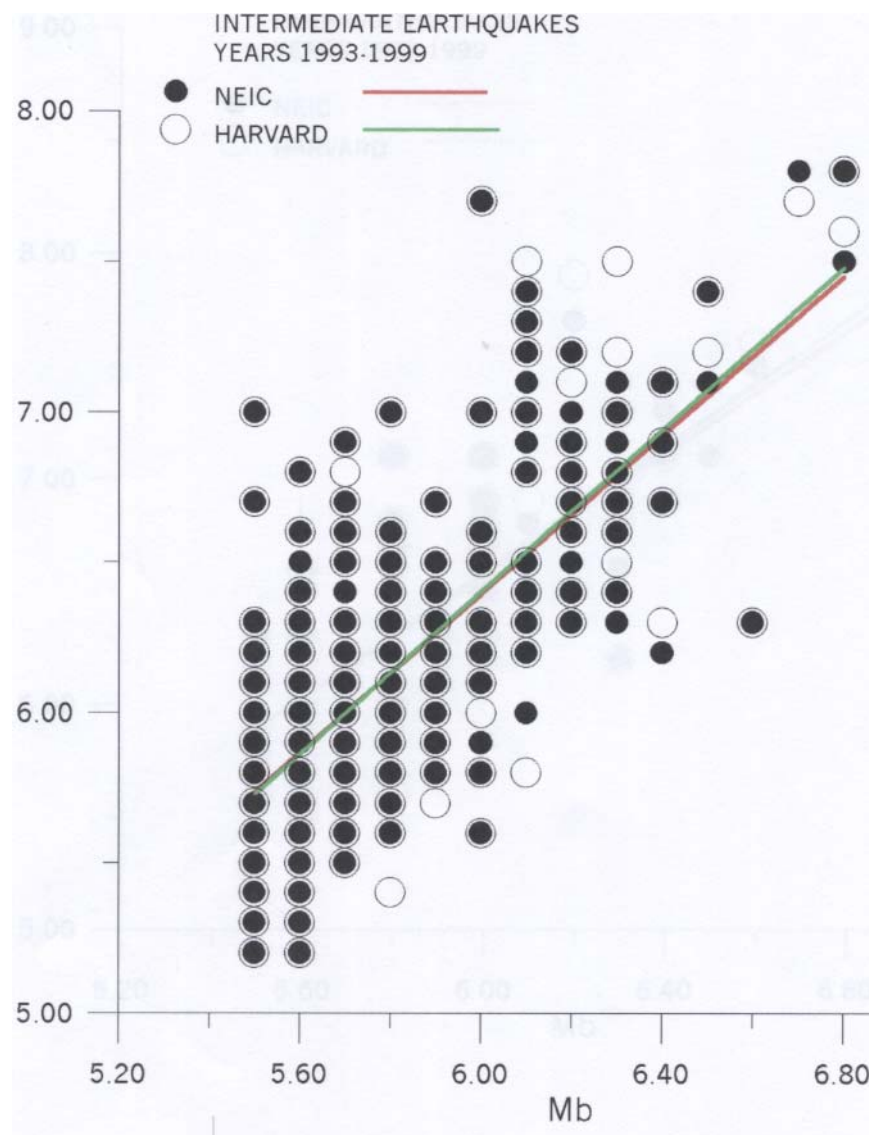
Σχήμα 16β



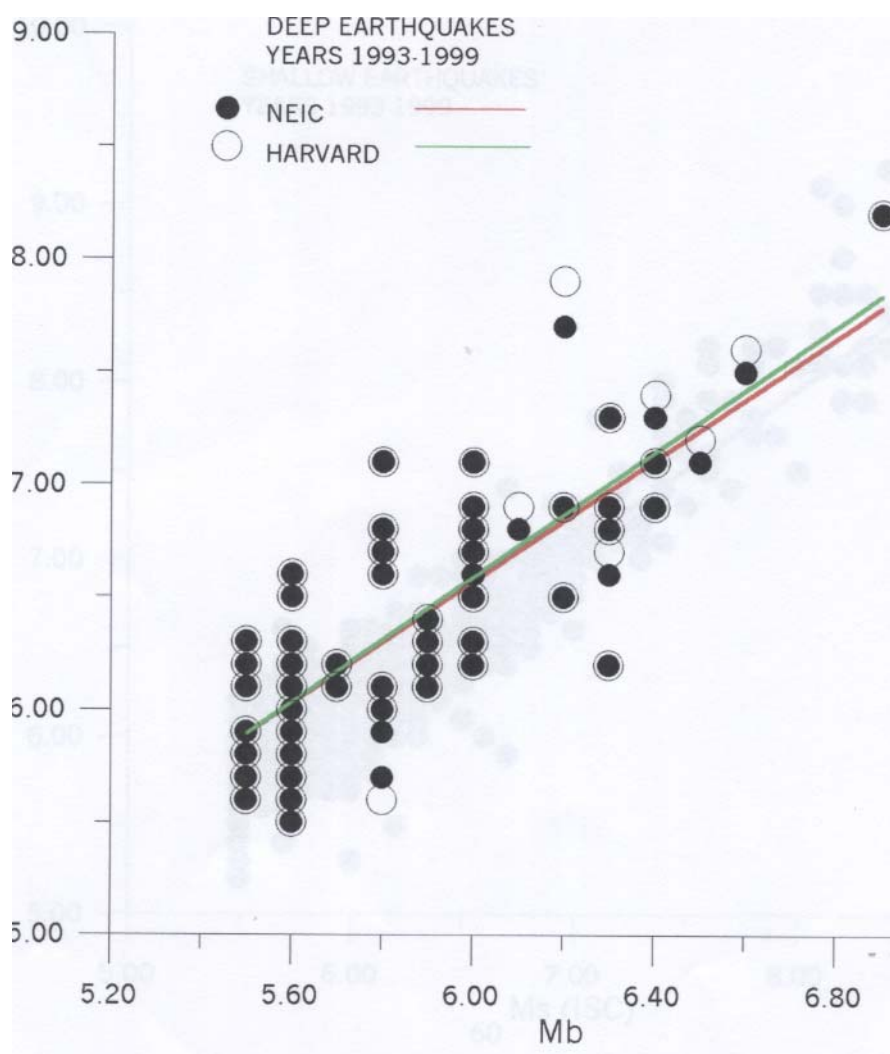
Σχήμα 17α



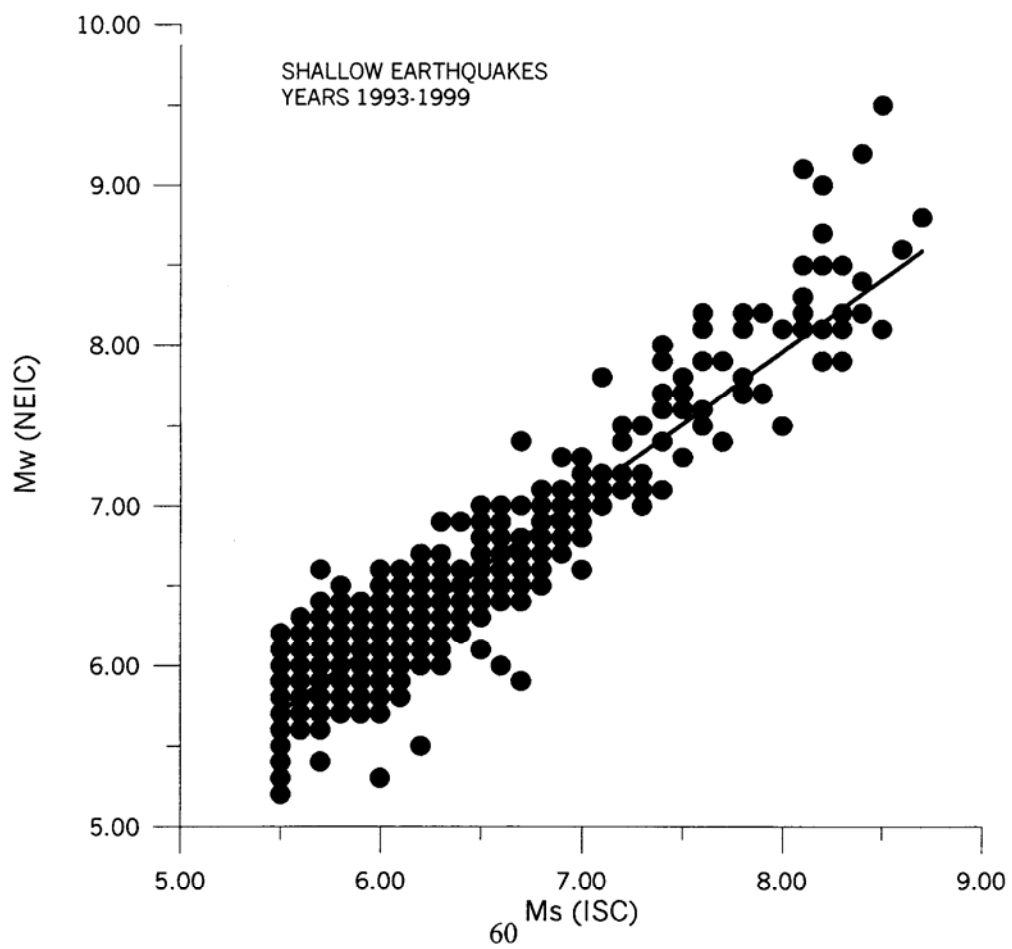
Σχήμα 17β



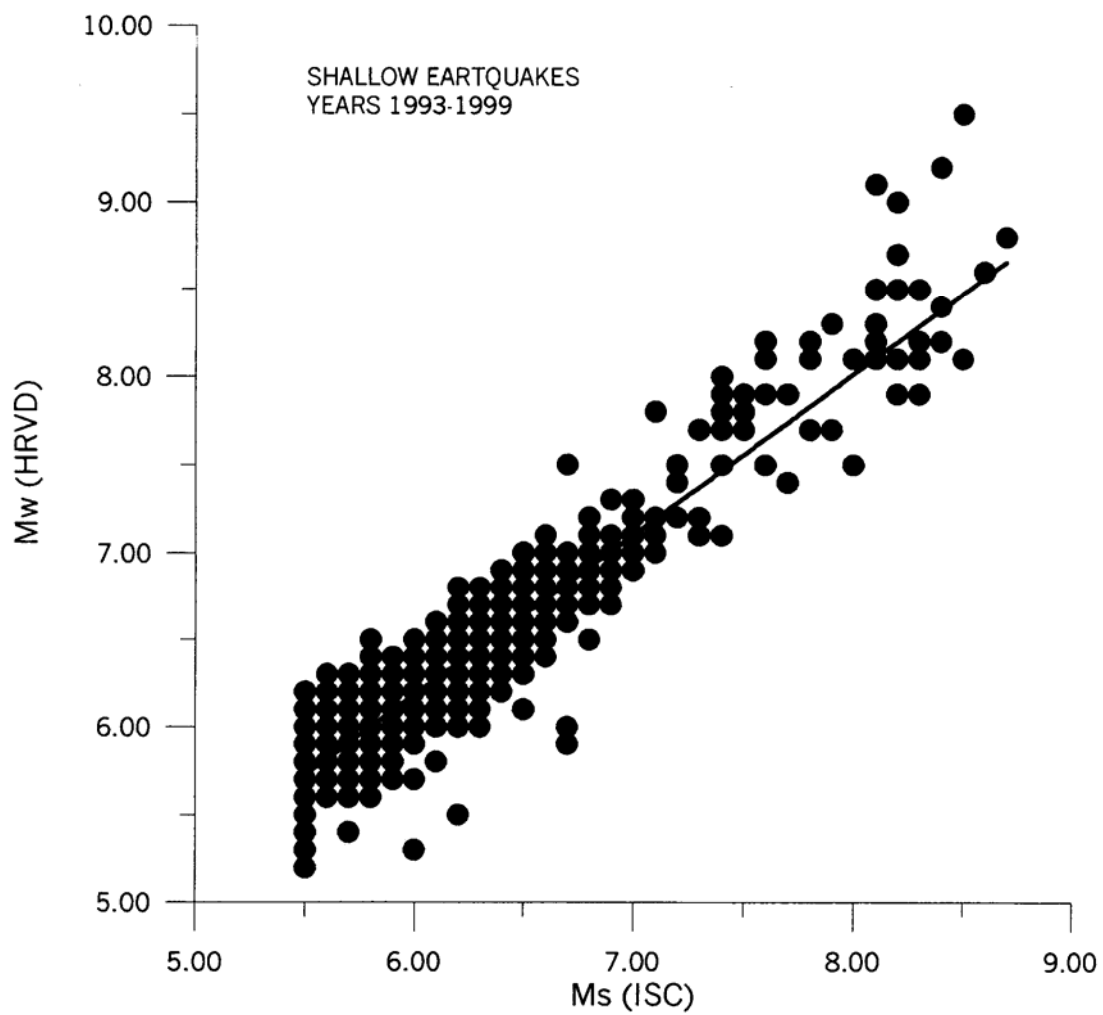
Σχήμα 18



Σχήμα 19



Σχήμα 20



Σχήμα 21

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abe, K. Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. "*Phys. Earth Planet Inter.*", **27**, 72-92, 1981.
- Abe, K. and Noguchi, S. Revision of Magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912. "*Phys Earth Planet Inter.*", **33**, 1-11, 1983.
- Abe, K. and Kanamori, H. Magnitudes of great shallow earthquakes from 1953 to 1977. "*Tectonophysics*", **62**, 191-203, 1980.
- Aki, K. Generation and propagation of *G* waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. "*Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*", **44**, 23-88, 1966.
- Bath, M. Earthquake energy and magnitude. "*Phys. Chem. Earth, Pergamon*", **7**, 115-165, 1966.
- Bath, M. Introduction to Seismology. "*Birkhauser, Basel*", 355 pp., 1973.
- Bath, M. Structural and vibrational bedrock properties in Sweden. "*J. Comp. Phys.*", **29**, 344-356, 1978.
- Bath, M. Introduction to Seismology. "*Birkhauser, Basel*", 2nd ed., 428 pp., 1979.
- Ben-Menahem, A. Regionalization of the magnitude scale. "*Phys. Earth Planet. Int.*", **15**, 315-340, 1977.
- Bloom, E. D. and Erdmann, R.C. Frequency-Magnitude-Time-Relationship in the NGSDC Earthquake Date File. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **69**, 2085-2099, 1979.
- Brune, J.N. and King, C.Y. Excitation of mantle Rayleigh waves of period 100 sec as a function of magnitude. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **57**, 1355-1365, 1967.
- Brune, J.N. and Engen, G.R. Excitation of mantle Love waves and definition of mantle wave magnitude. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **59**, 923-933, 1969.

- Calcagnile, G. and Panza, G.F. Magnitude from Rayleigh waves: Time domain analysis of the influence of source parameters and structure. "*Riv. Ital. Geofis.*", **22**, 117-120, 1973.
- Carter, J.A. and Berg, E. Relative Stress Variation as Determined by b-values from Earthquakes in the Circum Pacific Subduction Zones. "*Tectonophysics*", **76**, 257-271, 1981.
- Chandra, U. Correction for local mechanism in body wave magnitude determination. "*J. Geophys. Res.*", **75**, 3421-3430, 1970.
- Christoskov, L., Kondorskaya, N.V. and Vanek, J. Homogeneous magnitude system of the Eurasian continent. "*Tectonophysics*", **49**, 131-136, 1978.
- Christoskov, L. Kondorskaya, N.V. and Vanek, J. Homogeneous magnitude system of the Eurasian continent: P. waves. "*World Data Center A*" Rep. SE-18, 56 pp., 1979.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Completeness. Accuracy and homogeneity of the Data for Seismicity Studies in the Mediterranean and the surrounding Area for the Period 1901-1975. "*Proc. Of the Symp. Analysis of Seismicity and on seismic Risky, Liblice 1977*", 139-149, 1977.
- Duda, S.J. Secular Seismic Energy Release in Circum-Pacific Belt, "*Tectonophysics*", **2**, 409-452, 1965.
- Duda, S.J. and Nuttli, O.W. Earthquake magnitude scales. "*Geophys. Surv.*", **1**, 429-458, 1974.
- Finetti, I. and Morelli, C. Earthquake magnitude determination for Trieste WWSS station. "*Boll. Geofis. Teor. Appl.*", **14**(53-54)m, 67-83, 1972.
- Gupt, H.K. Sitaram, M.D. and Narain, H. Station factor of N.G.R.I. Observatory for teleseismic events. "*Bull. Nt. Geophys. Res. Inst., Hyberabad*", **8**, 1-9, 1970.
- Gutenberg, B. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **35**, 57-69, 1945b.

- Gutenberg, B. Magnitude determination for deep-focus earthquakes. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **35**, 117-130, 1945c.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **32**, 163-191, 1942.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. "*Princeton Univ. Press, Princeton, N.Y.*" 310 pp., 1954.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, 2nd paper. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **46**, 105-145, 1956a.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Magnitude and energy of earthquakes. "*Ann. Di Geofis.*", **9**, 1-15, 1956b.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. A moment magnitude scale. "*J. Geophys. Res.*", **84**, 2348-2350, 1979.
- Heaton, T.H., Tajima, F. and Mori, A.W. Estimating ground motions using recorded accelerograms (Preprint), 1983.
- Iida, K. A magnitude-energy relation for large and small earthquakes and seismic efficiency factor (Στα Ιαπωνικά, με Αγγλ. Περίληψη): "*Zisin*", **24**, 266-274, 1971.
- Jarosch, H.S. Body wave magnitude and source mechanism. "*Sci. Rep., Air Force Tech. Appl. Center, Sept. 30, 1968*", 68 pp., 1968.
- Jeffreys, H. and Bullen, K.E. Seismological Tables. British Association for the advancement of Science, London, 1940.
- Kanamori, H. The energy release in great earthquakes. "*Geophys. Res.*", **82**, 2981-2987, 1977.
- Kanamori, H. Quantification of great earthquakes. "*Tectono – Physics*", **49**, 207-210, 1978.
- Kanamori, H. Magnitude scale and quantification of earthquakes. "*Tectonophysics*", **93**, 185-199, 1983.

- Karnik, V. Seismicity of the European area. "*Czechoslovak. Acad.Sci., Prague*", Pt 1, 364 pp., Pt 2, 218 pp., 1968/1971.
- Karnik, V. Seismicity of Europe and the Mediterranean. "*Editor: K. Klima, Academy of Sciences of the Czech Republic, Geophysical Institute*", 28 pp plus earthquake catalogue, 1996.
- Κυρατζή, Α.Α. Κλίμακες μεγεθών των σεισμών στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. "*Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*", **12**, 4-42, 1984.
- McGarr, A. Amplitude variations of Rayleigh waves - Horizontal refraction. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **59**, 1307-1334, 1969.
- Miyamura, S. Magnitude of earthquakes (I). Lecture Notes, "*Int. Inst. Seismol. Earth Eng., Tokyo*", No 11, 83 pp., 1978.
- Miyamura, S. On the importance of continuity of magnitude scales. "*Tectonophysics*", **84/1**, 47-57, 1982.
- Murphy, J.R. and Mueller, R.A. Seismic characteristics of underground nuclear detonations. Part II. Elastic energy and magnitude determinations. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **61**, 1693-1704, 1971.
- Noguchi, S. and Abe, K. Earthquake source mechanism and Ms - Mb relation (στα Ιαπωνικά, με Αγγλ. Περίληψη). "*Zisin II*", **30**, 487-507, 1977.
- Nortmann, R. and Duda, S.J. Determination of spectral properties of earthquakes from their magnitudes. "*Tectonophysics*", **93**, 251-275, 1983.
- Nuttli, O.W. Average seismic source relations for mid - plate earthquakes. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **73**, 519-535, 1983a.
- Nuttli, O.W. Empirical magnitude and spectral scaling relations for mid - plate and plate - margin earthquakes. "*Tectonophysics*", **93**, 207-223, 1983b.
- Pacheco, J.F. and Sykes, L.R. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. "*Bulletin of the Seismological Society of America*", **82**, 1306-1349, 1992.

- Papazachos, B.C. Distribution of Seismic Foci in the Mediterranean and Surrounding Area and its Tectonic Implication. "*Geophys. J.R. Astr. Soc.*", **33**, 419-428, 1973a.
- Παπαζάχος, Β.Κ. Εισαγωγή στη σεισμολογία. 144-147, 1997.
- Perez, O.J. Revised world seismicity catalog (1950-1997) for strong ($M \geq 6.0$) shallow ($h \leq 70$ km) Earthquakes.
- Prozorov, A., Shimsoni, M. and Knopoff, L. Magnitude studies from ultra - long period records. "*Geophys.J.*", **48**, 407-414, 1977.
- Purcaru, G. and Berckhemer, H. A magnitude scale for very large earthquakes. "*Tectonophysics*", **49**, 189-198, 1978.
- Rafiq, M. Calibration function and station corrections of earthquake body wave magnitude. "*Individ. Stud. Inst. Seism. Earthq. Eng., Tokyo*", **14**, 99-112, 1978.
- Ram, A. and Singh, R.P. A note on the seismicity of the Koyna region, Maharashtra (India). "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **61**, 473-477, 1971.
- Richter, C.F. An instrumental earthquake magnitude scale, "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **25**, 1-32, 1935.
- Richter, C.F. Elementary Seismology. "*Freeman, San Francisco, Calif.*", 768 pp., 1958.
- Ritsema, A.R. Preliminary analysis of Friuli earthquake records. "*Boll. Geofis. Teor. Appl.*", 19 (72), 875-887, 1977.
- Rothe, J.P. The Seismicity of the Earth 1953-1965. "*Paris, UNESCO*", 33 pp., 1969.
- Scholz, C.H. Scaling laws of large earthquakes: consequences for physical models. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **72**, 1-14, 1981.
- Syed, A.A. and Nuttli, O.W. A method of correcting P-wave magnitudes for the effect of earthquake focal mechanism, "*Bull. Seism. Soc. Am.*", **65**, 1267-1285, 1971.

- Terashima, T. The discrepancies between many kinds of magnitudes determined for earthquakes occurring in the near Japan. *"Bull. Int. Inst. Seismol. Earthq. Eng., Tokyo"*, **7**, 93-117, 1970.
- Τσάπανος, Μ.Θ. Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας της γης. *"Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης"*, **40**, 32-64 1985.
- Τσάπανος, Μ.Θ., Σκορδίλης, Ε.Μ. και Παπαζάχος, Β.Κ. Ομογενής και πλήρης κατάλογος παγκοσμίων σεισμών για το χρονικό διάστημα 1894-1985.
- Udias, A. Source parameters of earthquakes from spectra of Rayleigh waves. *"Georhys. J."*, **22**, 353-376, 1971.
- Vanek, J. and Tskhakaya, A. Amplitude curves of P-waves for the region of Central Asia, *"Stud. Geophys. Geod., Prague"*, **18**, 69-78, 1974.
- Vanek, J., Kondorskaya, N.V., Fedorova, I.V. and Christoskov, L. Procedure for determining station magnitude corrections within a selected system of reference stations. *"Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth"*, **12**, 59-61, (Αγγλική έκδοση), 1976.
- Vanek, J., Kondorskaya, N.V., Christoskov, L., Fedorova, I.V. και συνεργάτες (33 συγγραφείς συνολικά). Station corrections for longitudinal waves in the homogeneous magnitude system of the Eurasian continent. *"Izv. Acad. Sei. USSR, Phys. Solid Earth"*, **14**, 169-178 (Αγγλική έκδοση), 1978.
- Von Seggern, D. The effects of radiation patterns on magnitude estimates. *"Bull. Seism. Soc. Am."*, **60**, 503-516, 1970.
- Willmorem, P.L. (editor). Manual of Seismological Observatory. *"World Data Center A"*, Rep. SE-20, 166 pp., 1979.
- Wyss, M. and Habermann, R.E. Conversion of Mb to Ms for Estimating the Recurrence Time of Large Earthquakes *"Bull. Seism. Soc. Am."*, **72**, 1651-1162, 1982.