

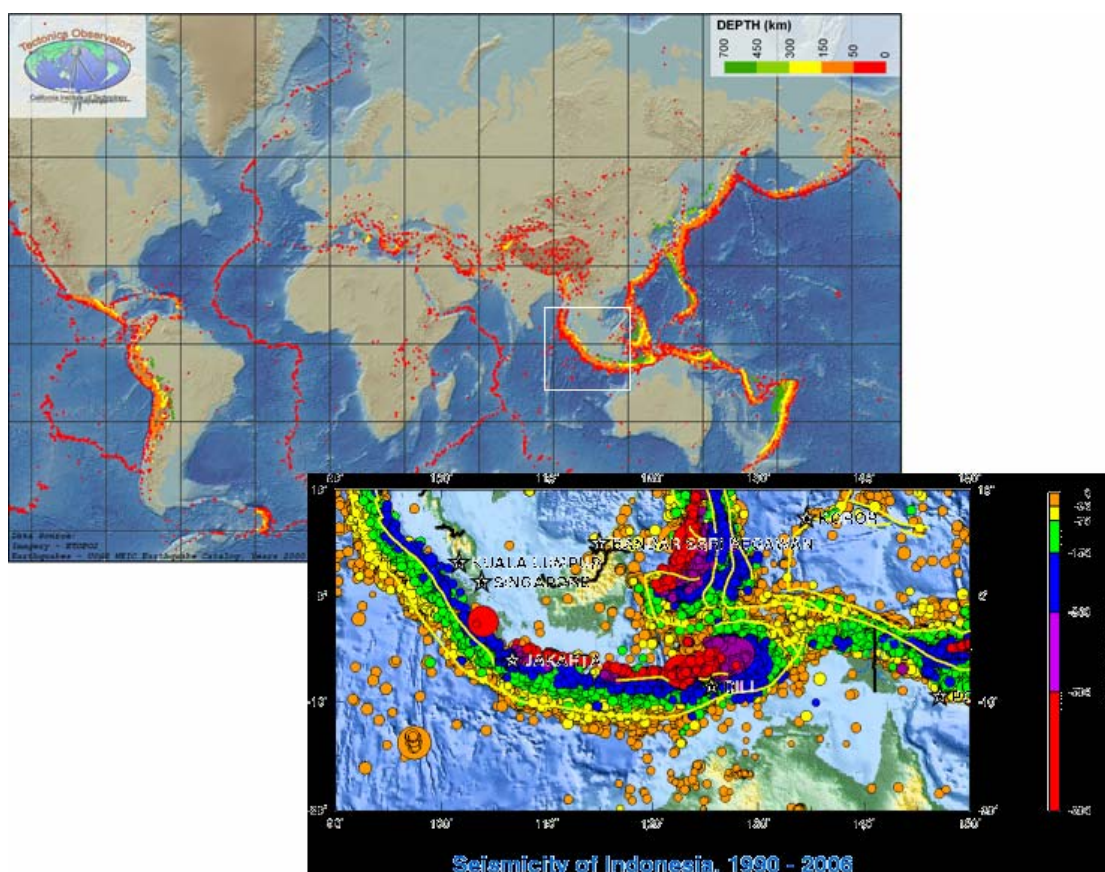
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ
ΙΝΔΟΝΗΣΙΑΣ



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:

Θ. Μ. ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΕΛΑΒΑΝ ΜΕΡΟΣ ΟΙ ΦΟΙΤΗΤΕΣ:

ΑΡΜΟΥΤΙΔΗΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ

ΝΑΘΑΝΑΗΛ ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ

ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2009

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΤΗΣ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑΣ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:
Θ. Μ. ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΕΛΑΒΑΝ ΜΕΡΟΣ ΟΙ ΦΟΙΤΗΤΕΣ:
ΑΡΜΟΥΤΙΑΔΗΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ
ΝΑΘΑΝΑΗΛ ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ

ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2009

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	σελ. 4
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	σελ. 5
ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΣΥΝΟΛΟ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	σελ. 5
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑΣ.....	σελ. 8
Η ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΣΟΥΜΑΤΡΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑ.....	σελ. 36
Η ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ b ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑ.....	σελ. 37
Η ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΘΕΝΤΟΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ.....	σελ. 42
ΘΕΜΑΤΑ ΠΡΟΣ ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	σελ. 45
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	σελ. 47

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία έχει σκοπό να δείξει την σεισμικότητα της Ινδονησίας τα τελευταία 106 χρόνια. Μελετά την κατανομή των παραμέτρων σεισμικότητας στη περιοχή της Ινδονησίας και προσπαθεί να εξηγήσει τους παράγοντες που οδήγησαν στον γιγαντιαίο σεισμό των 9.3 ρίχτερ στη Σουμάτρα στις 26 Δεκεμβρίου του 2004.

Για την καλύτερη μελέτη της περιοχής, χωρίσαμε τη περιοχή σε Ανατολικό και Δυτικό τμήμα. Αρχικά γίνεται αναφορά και μελέτη του συνόλου των δεδομένων τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Στη συνέχεια, αναλύσαμε την σεισμικότητα της Ινδονησίας, τη χρονική μεταβολή της σεισμικότητας στη Σουμάτρα και στην Ινδονησία, τη χρονική μεταβολή των τιμών των παραμέτρων b στην περιοχή της Σουμάτρας καθώς επίσης τη χρονική μεταβολή του μέγιστου παρατηρηθέντος μεγέθους.

Ευχαριστούμε θερμά, τον τομέα της γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. και ιδιαίτερα τον καθηγητή μας, κ. Θ. Τσάπανο, για την πολύτιμη βοήθειά του καθώς και για την καθοδήγηση και τη συμβολή του στην εκπόνηση της παρούσας εργασίας.

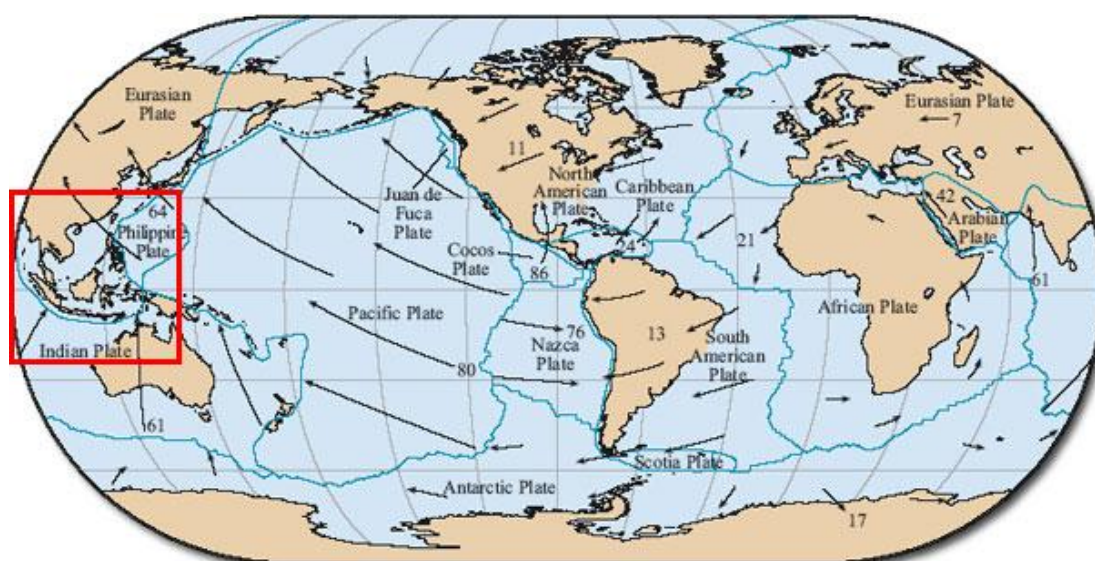
Τέλος, ευχαριστούμε θερμά τους γονείς μας, για την αγάπη και την υποστήριξη τους όλα αυτά τα χρόνια.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία μελετά την κατανομή της σεισμικότητας στην περιοχή της Ινδονησίας. Η περιοχή της Ινδονησίας είχε πληγεί σχετικά πρόσφατα (2004) από έναν γιγαντιαίο και καταστροφικό σεισμό με μέγεθος $M_w=9.3$. Καταστροφικά τσουνάμι σάρωσαν ολόκληρο τον Ινδικό Ωκεανό, τα οποία προκλήθηκαν από τον σεισμό της 26 Δεκεμβρίου του 2004. Περισσότεροι από 300.000 άνθρωποι σκοτώθηκαν. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η χρονική κατανομή του μέγιστου παρατηρηθέντος μεγέθους, $M_{\max}^{\text{obs}}$, ανά δεκαετία, στην πληγείσα περιοχή (Σουμάτρα), παρουσιάζει τις ελάχιστες τιμές του κάθε 30 έτη. Οι ελάχιστες αυτές τιμές ακολουθούνται από έναν μεγάλο σεισμό μεγέθους $M \geq 8.0$. Τρεις τέτοιοι κύκλοι έχουν παρατηρηθεί στην υπό έρευνα περιοχή. Οι ασυνήθιστα χαμηλές τιμές των παραμέτρων b υπολογίζονται από το 1980, σε αντίθεση με εκείνες των προηγούμενων χρόνων. Εάν δεχθούμε ότι οι χαμηλές τιμές των παραμέτρων b φανερώνουν υψηλές τάσεις σε μια περιοχή, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η περιοχή είχε αρχίσει να προετοιμάζεται για το γιγαντιαίο σεισμό του 2004 από τη δεκαετία του 1980.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΣΥΝΟΛΟ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

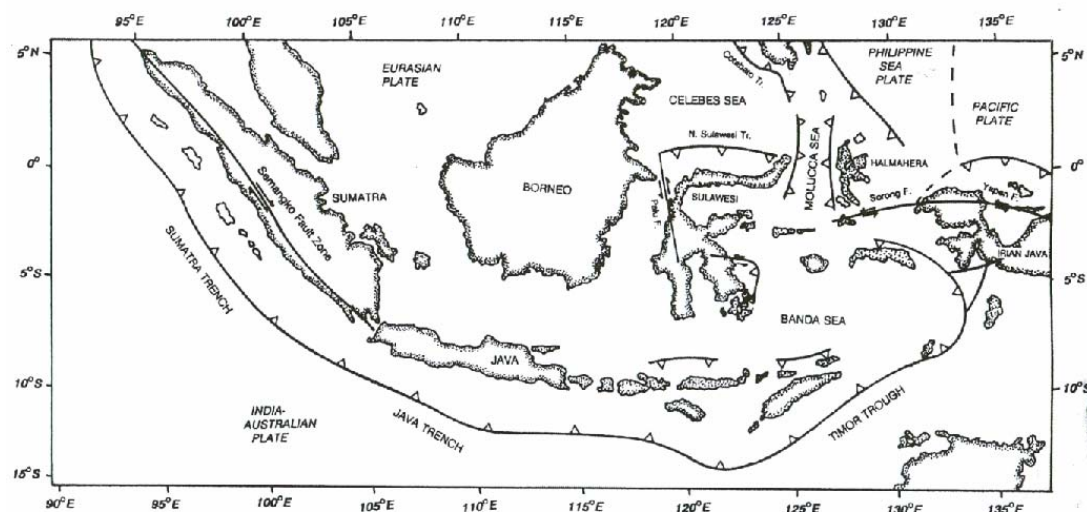
Δύο από τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά γνωρίσματα της Ινδονησίας είναι η υψηλή σεισμικότητα και η πολύπλοκη ενεργός τεκτονική. Οι σεισμοί στην περιοχή είναι αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης τεσσάρων λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτές είναι:



Σχ. 1. Οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή της Ινδονησίας.

η πλάκα των Φιλιππίνων, η Ινδοαυστραλιανή πλάκα, η Ειρηνική πλάκα και η πλάκα της Ευρασίας (σχήμα 1).

Η Ινδοαυστραλιανή πλάκα κινείται βορειοανατολικά με ρυθμό 6 cm/yr υπό πλάγια γωνία προς τις τάφρους της Ιάβας. Στο σχήμα (2) φαίνεται η βύθιση της πλάκας αυτής κάτω από τη νότια Ινδονησία κατά μήκος της τάφρου της Ιάβας και του καναλιού του Τιμόρ (McCaffrey et al., 1985).



Σχ. 2. Βύθιση Ινδοαυστραλιανής πλάκας κάτω από την τάφρο της Ιάβας.

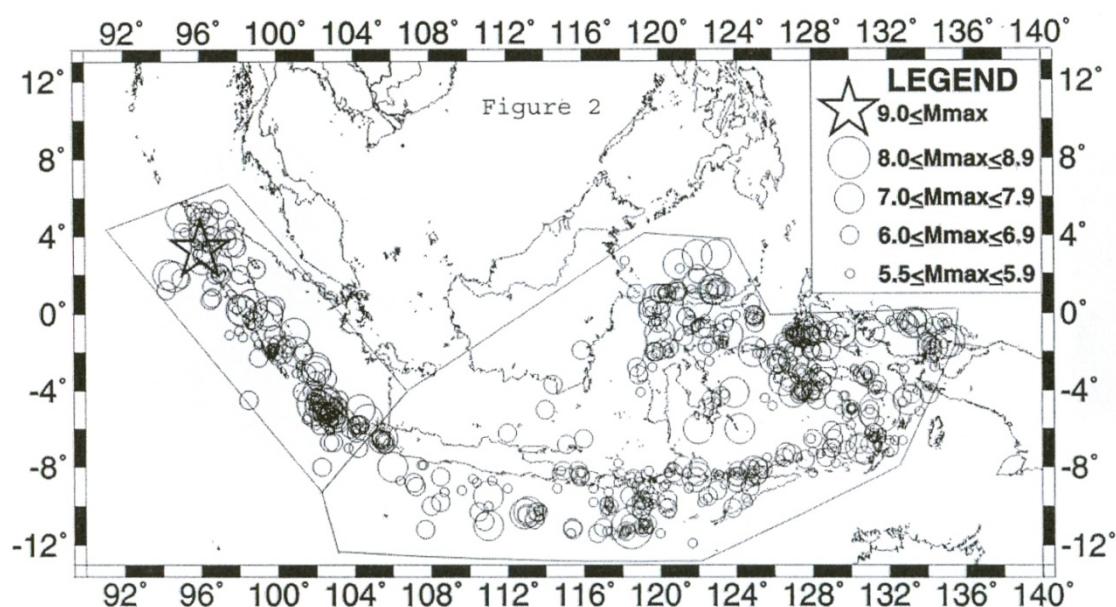
Η ζώνη υποβύθισης της Σουμάτρα αντιστοιχεί σε ένα από τα πιο ενεργά περιθώρια του κόσμου με μια πλάγια Βορειοδυτική σύγκλιση της τάξης των 49 mm/yr (Zachariasen et al., 1999) μεταξύ της Ευρασιατικής και της Ινδοαυστραλιανής πλάκας (McCaffrey, 1991). Μεγάλοι σεισμοί συνέβησαν στις ζώνες υποβύθισης (όρια πλακών) από την ιστορική εποχή, όπως το 1833 ($M \sim 9.0 \pm 0.2$), ή το 1861 ($M=8.5$).

Η σεισμικότητα της περιοχής είναι πολύ υψηλή. Ο McCann et al. (1979) όρισαν την δυτική μεριά του τόξου της Ινδονησίας πέρα από τη Σουμάτρα σαν περιοχή πολύ υψηλής σεισμικής δραστηριότητας. Οι Tsapanos και Burton (1991) ταξινόμησαν την περιοχή στην τέταρτη θέση σύμφωνα με τη σεισμικότητά της. Ο μέσος ρυθμός σεισμικότητα, λ , το μέγιστο πιθανό μέγεθος $M_{\max}^{\text{pos}}$, και η παράμετρος b ολόκληρης της περιοχής βασισμένης στη μέθοδο μέγιστης πιθανότητας υπολογίζονται από τον Tsapanos (2001). Ο Tsapanos (2001), ο οποίος με βάση την εκτίμηση ενός σεισμικού δείκτη K , που αντιπροσωπεύει το σχετικό επίπεδο σεισμικής επικινδυνότητας, κατέταξε την περιοχή σαν ζώνη υψηλής σεισμικότητας.

Η χρονικά εξαρτημένη σεισμικότητα στην περιοχή της Ινδονησίας εφαρμόστηκε από τους Papadimitriou and Papazachos (1994). Υπολόγισαν τις πιθανότητες να συμβούν σεισμοί με μεγέθη $M \geq 7.0$ κατά τη διάρκεια της περιόδου 1992-2001.

Το πιο πιθανό μέγιστο μέγεθος σεισμού για χρονικό διάστημα 77 ετών, για την περιοχή, έχει βρεθεί ίσο με $M_{\max}^{77} = 8.8$ από τον Τσάπανος (1985). Από εφαρμογή της 3^{ης} ασυμπτωτικής κατανομής και την τεχνική της απελευθέρωσης της ενέργειας του Gumbel, ο Makropoulos (1978) υπολόγισε τιμές ίσες με 9.58 ± 0.72 και 9.04 ± 0.83 , αντίστοιχα για την Ινδονησία και την γύρω περιοχή.

Το αρχείο των σεισμικών παραμέτρων του NEIC με μεγέθη $M_w \geq 5.5$ χρησιμοποιήθηκε για τον σκοπό της παρούσης μελέτης. Τα δεδομένα περιορίζονται μόνο σε επιφανειακούς σεισμούς ($h \leq 60$ Km) στην περιοχή της Ινδονησίας (σχ. 3). Οι σεισμοί που εξετάζονται καλύπτουν τη χρονική περίοδο 1900- 2006, ένα διάστημα δηλαδή, 107 ετών.



Σχ. 3. Ο χωρισμός της Ινδονησίας σε ανατολικό και δυτικό μέρος.

Για την καλύτερη εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικότητας η Ινδονησία χωρίστηκε σε 2 μέρη, το ανατολικό και το δυτικό (σχ. 3).

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑΣ

Η ζώνη υποβύθισης στη Σουμάτρα είναι πολύ ενεργή και έχει προκαλέσει 237 σεισμούς μεγέθους $M \geq 5.0$ στα τελευταία 36 χρόνια. Ο μεγαλύτερος από αυτούς είχε μέγεθος $M=7.9$, και συνέβη στις 4 Ιουνίου του 2000 κοντά στην Bengkulu, στη Σουμάτρα (Pan et al., 2001). Χρησιμοποιώντας ένα εύρος μεγεθών από 5.0 έως 8.0, υπολογίστηκε η τιμή της παραμέτρου b ίση με 1.0 για αυτήν την κατανομή.

Μια άλλη ζώνη, είναι περιοχή πίσω από το τόξο κατά μήκος του ρήγματος της Σουμάτρας. Η ζώνη περιλαμβάνει τις περιοχές γύρω από το ρήγμα της Σουμάτρας, από τα υψίπεδα μέχρι βόρεια του ρήγματος. Σαράντα δύο σεισμοί με μέγεθος $M \geq 5.0$ συνέβησαν στα τελευταία 36 χρόνια. Η ζώνη αυτή δεν είναι τόσο ενεργή όσο η ζώνη υποβύθισης στη Σουμάτρα. Η τιμή της παραμέτρου b υπολογίστηκε ίση με 1.0, για σεισμούς μεγέθους από 5.0 μέχρι 8.0, για την ζώνη από το 1964.

Το εσωτερικό της πλάκας της Sunda ήταν πολύ ανενεργό σεισμικά τα τελευταία 36 χρόνια, καθώς μόνο 5 σεισμοί συνέβησαν σ' αυτήν την περιοχή. Η υπολογισθείσα τιμή της παραμέτρου b είναι 1.08, αλλά η τιμή αυτή είναι αναξιόπιστη λόγω της χαμηλής σεισμικότητας (μικρός αριθμός σεισμών). Εφαρμόστηκε τιμή παραμέτρου b ίση με 1.0 για αυτή τη ζώνη με βάση τα χαρακτηριστικά της περιοχής.

Το ρήγμα της Σουμάτρας είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα, με μήκος 1900 Km που συνδέεται με την πλάγια σύγκλιση κατά μήκος του ηπειρωτικού περιθωρίου. Αυτό θεωρείται ότι δημιουργήθηκε το 1892 με ένα σεισμό μεγέθους $M=7.7$. Ο ρυθμός σύγκλισης κατά μήκος του ρήγματος κυμαίνεται από 6 έως 27 mm/year με μεγαλύτερη ταχύτητα προς τα δυτικά. Κατασκευάστηκαν 4 μοντέλα από τους Mark D. Petersen et al. για να υπολογισθεί η σεισμικότητα στο ρήγμα της Σουμάτρα. (πίνακας 1)

Το πρώτο μοντέλο βασίζεται στο μοντέλο καταταμίσεων του Beaudouin et al. (1995). Οι ρυθμοί σύγκλισης σ' αυτό ποικίλουν από 6 ως 23 mm/year. Τα μεγέθη βασίζονται στο μήκος του ρήγματος (Wells and Coppersmith, 1994) και είναι από 6.7 ως 7.5.

Το δεύτερο μοντέλο βασίζεται στην έρευνα των Sieh και Natawidjaja (2000). Το μοντέλο θεωρεί ρυθμούς σύγκλισης από 11 ως 27 mm/year και τα μεγέθη που

προκύπτουν από το μήκος του ρήγματος είναι από 7.1 ως 7.7 (Wells and Coppersmith, 1994).

Το τρίτο μοντέλο θεωρεί ότι σεισμοί μεγέθους $M=7.9$ μπορούν να συμβούν οπουδήποτε πάνω στο ρήγμα. Το μοντέλο αυτό βασίζεται σε ένα μέσο ρυθμό σύγκλησης της τάξης των 17 mm/year για όλο το ρήγμα. Επιλέχθηκε το μέγεθος $M=7.9$ βάσει του μεγέθους που υπολογίστηκε στον σεισμό του 1943. Ο σεισμός του 1943 έχει μέγεθος $M=7.6$, αλλά η ποικιλία στη διαδικασία υπολογισμού του μεγέθους θα επέτρεπε να επιλεγθεί μεγαλύτερο μέγεθος. Έτσι, το μέγεθος του σεισμού αυξήθηκε σε $M=7.9$ για ναδειχθεί η πιθανότητα, ο σεισμός, να ήταν μεγαλύτερος απ' ότι υπολογίστηκε. Επιπλέον, επιλέχθηκε αυτό το μέγεθος επειδή οι δύο μεγαλύτεροι ιστορικοί σεισμοί στο ρήγμα του San Andreas στην Καλιφόρνια, το οποίο είναι ένα ανάλογο ρήγμα, ήταν περίπου $M=7.8$ και $M=7.9$.

Το τέταρτο μοντέλο βασίζεται στη κατανομή μεγέθους-συχνότητας των Gutenberg–Richter (Gutenberg and Richter, 1944) το οποίο ισχύει για ένα εύρος σεισμών διαφορετικών μεγεθών. Αυτό το μοντέλο βασίζεται σε ένα μέσο ρυθμό σύγκλησης της τάξης των 17 mm/year και έχει εύρος μεγεθών μεταξύ 6.5 και 7.9. Καθένα από αυτά τα μοντέλα χρησιμοποιείται εξίσου όπως φαίνεται στον πίνακα 1.

Η ζώνη υποβύθισης στη Σουμάτρα υπήρξε το επίκεντρο αρκετών μεγάλων σεισμών. Οι Zachariasen et al. (2000) παρατήρησαν απολιθώματα κοραλλίων microatolls σε υφάλους στη ράχη του εξωτερικού τόξου της Σουμάτρα και πρότειναν ότι η ανύψωση των υφάλων είναι σε συμφωνία με το άλμα των 13m στην επαφή της υποβύθισης. Υπέθεσαν ότι το άλμα αυτό σχετίζεται με σεισμούς μεγέθους $M=8.8$ έως $M=9.2$. Προτιμούν το μέγεθος $M=9.2$ για το σεισμό του 1833 στο όριο και προτείνουν ότι αυτός έδωσε τα 49 mm/year της σύγκλησης στη ζώνη υποβύθισης. Μεγάλοι σεισμοί το 1833 ($M=8\frac{3}{4}$) και 1861 ($M=8\frac{1}{4}$ έως $M=8\frac{1}{2}$) κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης στη Σουμάτρα παρατηρήθηκαν επίσης από τους Newcomb and McCann (1987).

Η απλούστερη παρουσίαση της σεισμικότητας μπορεί να γίνει με την κατασκευή χαρτών όπου οι σεισμοί παρουσιάζονται με μορφή κανονικών γεωμετρικών σχημάτων (κύκλοι, τρίγωνα κ.λ.π.), τα κέντρα των οποίων βρίσκονται στο επίκεντρο του σεισμού. Με τον κατάλληλο συνδυασμό των διαφόρων σχημάτων και του μεγέθους τους οι χάρτες αυτοί μπορούν να δίνουν διάφορες πληροφορίες

όσον αφορά το μέγεθος, το εστιακό βάθος και τη χρονική κατανομή των σεισμών. Οι χάρτες αυτοί είναι πολύ χρήσιμοι γιατί δίνουν αμέσως μια γενική εικόνα της σεισμικής δράσης σε μια περιοχή και χρησιμοποιούνται ευρύτατα από διάφορους επιστήμονες. Παρ' όλα αυτά προκύπτουν δύσκολα χαρτογραφικά προβλήματα, όταν ο αριθμός των σεισμών που πρέπει να χαρτογραφηθεί είναι μεγάλος και έτσι έχουν επινοηθεί διάφορες τεχνικές για να αντιμετωπιστεί αυτό το πρόβλημα και να δοθεί μια περισσότερο ποσοτική εικόνα της σεισμικότητας. Έτσι ο Koning (1952), σε μια προσπάθεια του να ξεπεράσει το πρόβλημα αυτό, χάραξε καμπύλες ίσου μεγέθους σεισμών.

Πίνακας 1. Μοντέλα κατατμήσεων για το ρήγμα της Σουμάτρα

Τμήμα	Ρυθμός σύγκλισης (mm/year)	Μέγεθος	Τμήμα	Ρυθμός σύγκλισης (mm/year)	Μέγεθος
1ο Μοντέλο κατατμήσεων			2ο Μοντέλο κατατμήσεων		
1	6	7.1	Sunda	11	7.4
2	6	6.8	Semangko	11	7.3
3	8	7.1	Kumering	11	7.6
4	10	7.3	Manna	11	7.3
5	11	7.1	Musi	11	7.2
6	13	7.4	Ketaun	11	7.3
7	15	7.2	Dikit	11	7.3
8	17	7.3	Siulak	11	7.3
9	17	6.9	Suliti	11	7.4
10	23	7.2	Sumani	11	7.1
11	23	7.1	Sialok	11	7.2
12	23	7.5	Sumpur/Barumum	23	7.7
13	23	7.2	Toru	27	7.4
14	23	6.7	Renun	27	7.7
15	23	7	Tripa	27	7.7
16	23	7.5	Aceh (south)	27	7.4
			Seulimeum	27	7.5
3ο Μοντέλο κατατμήσεων			4ο Μοντέλο κατατμήσεων		
Όλο το ρήγμα	17	7.9	Όλο το ρήγμα	17	6.5-7.9

Η έρευνα πάνω στη σεισμικότητα εξελίχθηκε πολύ γρήγορα μετά την ανάπτυξη του δικτύου των σειсмоγράφων σε παγκόσμια κλίμακα, γιατί έτσι αυξήθηκαν οι πληροφορίες για τους σεισμούς, και μετά την εμφάνιση της κλίμακας Richter που έδωσε τη δυνατότητα να συσχετιστεί το μέγεθος του σεισμού με την ενέργεια που εκλύεται.

Τα μέτρα ποσοτικού προσδιορισμού της σεισμικότητας μπορούν να χωριστούν σε τρεις ομάδες, οι οποίες αντιπροσωπεύουν τις τρεις κύριες κατευθύνσεις που ακολούθησε η έρευνα πάνω στο θέμα αυτό.

A) Ο Benioff (1949, 1959) πρότεινε σαν μέτρο σεισμικότητας το ποσό της ανηγμένης παραμόρφωσης που απελευθερώνεται με τη γένεση του σεισμού.

B) Ο Bath (1953, 1956) χρησιμοποίησε σαν τρόπο ορισμού της σεισμικότητας την συνολική σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται στην μονάδα του χρόνου και της επιφάνειας.

Γ) Η ανάλυση των σεισμών με τη χρησιμοποίηση της σχέσης των Gutenberg και Richter (1944), που σχετίζει τη συχνότητα των σεισμών με το μέγεθός τους, καθώς και η ανάλυση της συχνότητάς τους ως προς την ενέργεια που προτάθηκε από τον Riznichenko (1958b) και χρησιμοποιήθηκε ευρύτατα από τους Σοβιετικούς επιστήμονες αποτελούν την τρίτη μέθοδο ποσοτικού προσδιορισμού της σεισμικότητας.

Σύμφωνα με την πρώτη μέθοδο, μέτρο της σεισμικότητας, για μια ορισμένη περιοχή και για ορισμένο χρονικό διάστημα είναι το άθροισμα των τετραγωνικών ριζών των ενεργειών των σεισμών. Βάση της μεθόδου αυτής αποτελεί το μέτρο της ανηγμένης ελαστικής παραμόρφωσης για μια σειρά σεισμών, $i=1, 2, 3, \dots, n$, που όρισε ο Benioff (1951) σαν το άθροισμα

$$\sum_{i=1}^n E_i \quad (1)$$

όπου E_i είναι η σεισμική ενέργεια που εκλύεται κατά τη γένεση του σεισμού. Δέχτηκε ο Benioff ότι η τετραγωνική ρίζα της ενέργειας που απελευθερώνεται κατά τη γένεση ενός σεισμού είναι ανάλογη της ανηγμένης παραμόρφωσης των πετρωμάτων στην εστία του σεισμού.

Την ποσότητα αυτή χρησιμοποίησαν ο Allen και οι συνεργάτες του (1965) για τη μελέτη της σεισμικότητας της νότιας Καλιφόρνιας. Σύμφωνα με αυτούς τους ερευνητές, η ανηγμένη παραμόρφωση είναι μια ποσότητα που απεικονίζεται στη γεωλογία μιας περιοχής. Για την περιοχή αυτή υπήρχαν αρκετές γεωδαιτικές μετρήσεις που αφορούσαν το ρυθμό συσσώρευσης και την κατανομή των ανηγμένων παραμορφώσεων και επομένως, θεώρησαν λογικό να χρησιμοποιήσουν σα μέτρο της σεισμικότητας μια ποσότητα που να σχετίζεται με τις παρατηρήσεις αυτές.

Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής γίνονται ορισμένες παραδοχές που αφορούν τη συσχέτιση της τετραγωνικής ρίζας της ενέργειας με την ανηγμένη ελαστική παραμόρφωση. Ο συντελεστής αναλογίας μεταξύ της τετραγωνικής ρίζας της ενέργειας και της ανηγμένης ελαστικής παραμόρφωσης είναι μια συνάρτηση των ελαστικών σταθερών του πετρώματος, της ικανότητας μετατροπής της ελαστικής ενέργειας σε σεισμικά κύματα και του όγκου του πετρώματος που έχει παραμορφωθεί. Επομένως, προσθέτοντας τις τετραγωνικές ρίζες των ενεργειών των σεισμών και θεωρώντας την ποσότητα αυτή ανάλογη της ανηγμένης ελαστικής παραμόρφωσης παραδεχόμαστε, ότι αυτός ο συντελεστής αναλογίας παραμένει σταθερός.

Ο Tsuboi (1956) έδειξε, ότι το μέγεθος ενός σεισμού καθορίζεται περισσότερο από τον όγκο του πετρώματος που παραμορφώνεται και πολύ λιγότερο από την ανηγμένη ελαστική παραμόρφωση του πετρώματος. Σύμφωνα με αυτόν τον ερευνητή, η ανηγμένη ελαστική παραμόρφωση παραμένει σχεδόν σταθερή για σεισμούς διαφόρων μεγεθών ενώ ο όγκος του πετρώματος είναι αυτός που μεταβάλλεται και επηρεάζει ανάλογα και το μέγεθος του σεισμού. Επομένως η τετραγωνική ρίζα της εκλυόμενης ενέργειας δεν εκφράζει την ανηγμένη παραμόρφωση των πετρωμάτων.

Η ποσότητα αυτή εξακολουθεί να χρησιμοποιείται από μερικούς ερευνητές μέχρι σήμερα για το λόγο ότι έτσι προκύπτουν πιο εύχρηστοι αριθμοί που διευκολύνουν τη σχεδίαση των χαρτών. Για τον ίδιο λόγο επίσης ο Trapp (1954) πρότεινε αντί της σεισμικής ενέργειας να χρησιμοποιείται ο λογάριθμος αυτής.

Η δεύτερη μεθοδολογία που προτάθηκε από τον Bath (1953, 1956), χρησιμοποιεί σα μέτρο ποσοτικού προσδιορισμού της σεισμικότητας τη συνολική ενέργεια που εκλύεται από τους σεισμούς. Η μέθοδος αυτή στηρίζεται σε σχέση της μορφής

$$\log E = A - BM \quad (2)$$

όπου E είναι η ενέργεια που απελευθερώνεται από ένα σεισμού μεγέθους M, και A, B είναι σταθερές.

Υπάρχουν διάφορες τεχνικές για την εφαρμογή της μεθοδολογίας αυτής. Συνήθως, η υπό μελέτη περιοχή χωρίζεται σε τετράπλευρα και υπολογίζεται η συνολική ενέργεια που απελευθερώνεται από τους σεισμούς που έχουν επίκεντρα μέσα στα τετράπλευρα αυτά. Κατόπιν, το ποσό αυτό ανάγεται σε ίση επιφάνεια και στη μονάδα του χρόνου. Στη συνέχεια, στο κέντρο κάθε τετραπλεύρου χαρτογραφείται ή ολόκληρο το ποσό της ενέργειας ή ο αριθμός που προκύπτει από τη διαίρεση της ενέργειας με έναν αριθμό που συνήθως ισούται με την ενέργεια που απελευθερώνεται από ένα σεισμό μεγάλου μεγέθους (π.χ. 6,0 ή 7,0).

Για την αντικειμενικότητα της μεθόδου αυτής έχουν διατυπωθεί σοβαρές αντιρρήσεις από διάφορους ερευνητές (Riznichenko 1958b, Kaila and Narain 1971, Kaila et al . 1972, 1974). Οι ερευνητές αυτοί υποστηρίζουν, ότι οι χάρτες που απεικονίζουν την απελευθέρωση της σεισμικής ενέργειας επηρεάζονται σε πολύ μεγάλο βαθμό από τους λίγους σεισμούς μεγάλου μεγέθους ενώ οι σεισμοί μικρού μεγέθους που είναι και πολυπληθέστεροι δεν επηρεάζουν σχεδόν καθόλου τη μορφή των χαρτών αυτών. Επίσης, με τη γένεση κάθε μεγάλου σεισμού η μορφή των χαρτών αλλάζει.

Ο Bath (1982) υποστηρίζει, τι οι αντιρρήσεις αυτές δικαιολογούνται όταν η περίοδος παρατήρησης είναι πολύ μικρή και το δείγμα των δεδομένων δεν είναι αντιπροσωπευτικό. Την εξάρτηση του τελικού ποσού της ενέργειας μόνο από τους μεγάλους σεισμούς τη θεωρεί πλεονέκτημα της μεθόδου, γιατί ο υπολογισμός αυτός μπορεί να γίνει ακόμα και αν τα δεδομένα που χρησιμοποιούμε δεν έχουν πληρότητα στα μικρά μεγέθη. Ένα άλλο μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι οι χάρτες σεισμικότητας, που βασίζονται σ' αυτήν τη μέθοδο, δίνουν πληροφορίες για τα μεγέθη των σεισμών όχι όμως και για τη συχνότητα αυτών.

Καλύτερη, από αυτήν την άποψη, είναι η ανάλυση της σεισμικότητας με τη βοήθεια της σχέσης συχνότητα σεισμών – μεγέθους. Η μέθοδος αυτή αντιπροσωπεύει ένα βήμα προς τα μπρος, όπως φαίνεται από το μεγάλο αριθμό εργασιών που έγιναν σ' αυτό το πεδίο.

Η εκθετική ελάττωση του αριθμού των σεισμών αυξανόμενου του μεγέθους των δείχθηκε σχεδόν ταυτόχρονα από τους Ishimoto και Iida (1939) και Gutenberg και Richter (1944).

Οι Ishimoto και Iida (1939) βρήκαν ότι τα μέγιστα πλάτη αναγραφής των σεισμών, a , σχετίζονται με τη συχνότητα, με σχέση της μορφής

$$n(a) da = k a^{-m} da \quad (3)$$

όπου $n(a)$ είναι ο αριθμός των σεισμών που γράφονται με μέγιστα πλάτη a , και k , m παράμετροι. Η παράμετρος m είναι ανάλογη με την παράμετρο b της σχέσης των Gutenberg και Richter.

Λίγο αργότερα οι Gutenberg και Richter (1944), μελετώντας τους σεισμούς της Καλιφόρνιας, βρήκαν ότι ο αριθμός των σεισμών $n(M)$, μεγέθους, M , οι οποίοι γίνονται σε ορισμένη περιοχή και σε ορισμένη χρονική περίοδο εκφράζεται από τη στατιστική σχέση

$$n(M) = n_0 10^{-bM} \quad (4)$$

όπου n_0 και b είναι οι παράμετροι. Με λογαρίθμηση της σχέσης (4) παίρνουμε

$$\log n(M) = a' - bM \quad (5)$$

όπου $a' = \log n_0$

Οι περισσότεροι σεισμολόγοι σήμερα χρησιμοποιούν στις έρευνές τους τη συσσωρευτική συνάρτηση συχνότητας μεγεθών $N(M)$ που είναι ο συνολικός αριθμός σεισμών μεγέθους μεγαλύτερου ή ίσου του M . Αυτή δίνεται από τη σχέση

$$N(M) = \int_M^\infty n(M) d(M) \quad (6)$$

Από το συνδυασμό των σχέσεων (4) και (6) προκύπτει η σχέση

$$N(M) = \frac{10^{a' - bM}}{b \ln 10} \quad (7)$$

Με λογαρίθμηση της (7) παίρνουμε

$$\log N(M) = a' - \log(b \ln 10) - bM \quad (8)$$

Η σχέση (8) είναι η ίδια με τη σχέση $\log N = a_k - bM$ αν βάλουμε όπου $a_k = a' - \log(b \ln 10)$. Συνήθως ανάγουμε την παράμετρο a_k σε χρονικό διάστημα ενός έτους, οπότε η ανιγμένη τιμή αυτής, a , δίνεται από τη σχέση

$$a = a_k - \log k \quad (9)$$

όπου k είναι ο χρόνος που καλύπτουν τα δεδομένα μας σε έτη.

Συνεπώς, για χρονικό διάστημα ενός έτους η σχέση $\log N = a_k - bM$ γίνεται

$$\log N (M) = a - bM \quad (10)$$

Από τη σχέση (10) προκύπτει, ότι η συχνότητα των σεισμών μιας περιοχής αυξάνεται γρήγορα όσο ελαττώνεται το μέγεθος αυτών.

Η απλούστερη μέθοδος προσδιορισμού των παραμέτρων a_k και b είναι με τη γραφική παράσταση του $\log N$ σε συνάρτηση με το μέγεθος M και την προσαρμογή ευθείας στα ζεύγη $(\log N - M)$ με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Επίσης, για τον υπολογισμό της παραμέτρου b έχουν προταθεί και διάφορες άλλες μέθοδοι όπως αυτές των Utsu (1965), Page (1968), και η γενικευμένη μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων.

Οι παράμετροι a και b μπορούν να υπολογιστούν και με άλλη μέθοδο που δεν χρειάζεται τη γνώση όλων των μεγεθών των σεισμών που συμβαίνουν σε μια περιοχή σε ορισμένη χρονική περίοδο, αλλά μόνο του μεγέθους, M_j , του μεγαλύτερου σεισμού που συμβαίνει σε κάθε ένα από τα ίσα χρονικά διαστήματα στα οποία διαιρείται η χρονική περίοδος. Η μέθοδος αυτή προτάθηκε από τους Epstein και Lomnitz (1966), οι οποίοι επέκτειναν και γενίκευσαν τη θεωρία του Gumbel στη στατιστική των ακραίων τιμών (Gumbel 1958).

Για τον ακριβή υπολογισμό των παραμέτρων a και b της συνάρτησης συχνότητας μεγεθών πρέπει τα μεγέθη που χρησιμοποιούνται να ανήκουν στην ίδια κλίμακα μεγεθών και να έχουν υπολογιστεί, αν είναι δυνατόν, από τον ίδιο τύπο οργάνων. Επίσης, τα δεδομένα πρέπει να είναι πολλά και πλήρη και το χρονικό διάστημα των παρατηρήσεων να περιλαμβάνει αριθμό περιόδων υψηλής και χαμηλής σεισμικής δράσης.

Ο Παπαζάχος (1974) με δεδομένα σεισμικών ακολουθιών του ελληνικού χώρου μελέτησε την εξάρτηση της υπολογιζόμενης τιμής της παραμέτρου b από το δείγμα που χρησιμοποιείται για το σκοπό αυτό. Κατέληξε στο συμπέρασμα, ότι, όταν η διαφορά μεγέθους του μεγαλύτερου από τον μικρότερο σεισμό είναι μικρότερη ή ίση με το 1,4 τότε η υπολογιζόμενη τιμή της παραμέτρου b δεν είναι η πραγματική τιμή.

Επομένως, χρειάζεται ένα μεγάλο εύρος μεγεθών για τον ακριβή προσδιορισμό της παραμέτρου αυτής.

Δείχτηκε από διάφορους ερευνητές (Utsu 1961, Ranalli 1969), ότι οι σχέσεις $\log N = a_k - bM$ και (5) ισχύουν όχι μόνο για τους κύριους σεισμούς αλλά και για τους προσεισμούς, μετασεισμούς και μικροσεισμούς. Επίσης δείχτηκε, ότι οι σχέσεις αυτές ισχύουν και για τις μικροδονήσεις που παράγονται τεχνητά, στο εργαστήριο, μέσα σε εύθραυστα υλικά (Mogi 1962 a, b ; Scholz 1968).

Η παράμετρος a_k εξαρτάται από τη χρονική περίοδο των σεισμικών παρατηρήσεων, την έκταση της ερευνώμενης περιοχής και το βαθμό σεισμικότητας αυτής (Karnik 1964, Nagumo 1969). Αυτή παριστάνει μαθηματικά το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών που έχουν μεγέθη μηδέν και μεγαλύτερα. Έτσι, η παράμετρος a μπορεί να θεωρηθεί σαν ποσοτικό μέτρο της σεισμικής δράσης μιας περιοχής.

Μερικοί ερευνητές πιστεύουν, ότι η παράμετρος b εξαρτάται από το γεωτεκτονικό χαρακτήρα της περιοχής και επομένως μπορεί να θεωρηθεί σαν χαρακτηριστική παράμετρος αυτής. Έτσι, μελέτησαν την σεισμικότητα διαφόρων περιοχών της Γης με τη χάραξη καμπυλών ίσου a και ίσου b (Welkner 1967, Kaila and Narain 1971, Kaila et al. 1974, Kaila and Rao 1975).

Ο Curtis (1973) τονίζει, ότι, ούτε η παράμετρος a ούτε η παράμετρος b μπορούν να χρησιμοποιηθούν από μόνες τους σαν ένα μέτρο σεισμικότητας (με ποσοτική σημασία). Μονον κάποιος συνδυασμός και των δύο μπορεί να ορίσει διάφορα ποσοτικά μέτρα σεισμικότητας. Έτσι, με επέκταση των αποτελεσμάτων των Epstein και Lomnitz (1966), προκύπτει ένας αριθμός στατιστικών σχέσεων που είναι συναρτήσεις των παραμέτρων a και b (Curtis 1973).

Ο ετήσιος αριθμός των σεισμών N οι οποίοι έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο δίνεται από τη σχέση

$$N = \frac{10^a}{10^{bM}} \quad (11)$$

ενώ η μέση περίοδος επανάλληψης T των σεισμών αυτών δίνεται από τη σχέση

$$T = \frac{10^{bM}}{10^a} \quad (12)$$

Τα συχνότερα παρατηρούμενο σε διάστημα ενός έτους μέγιστο μέγεθος δίνεται από τη σχέση

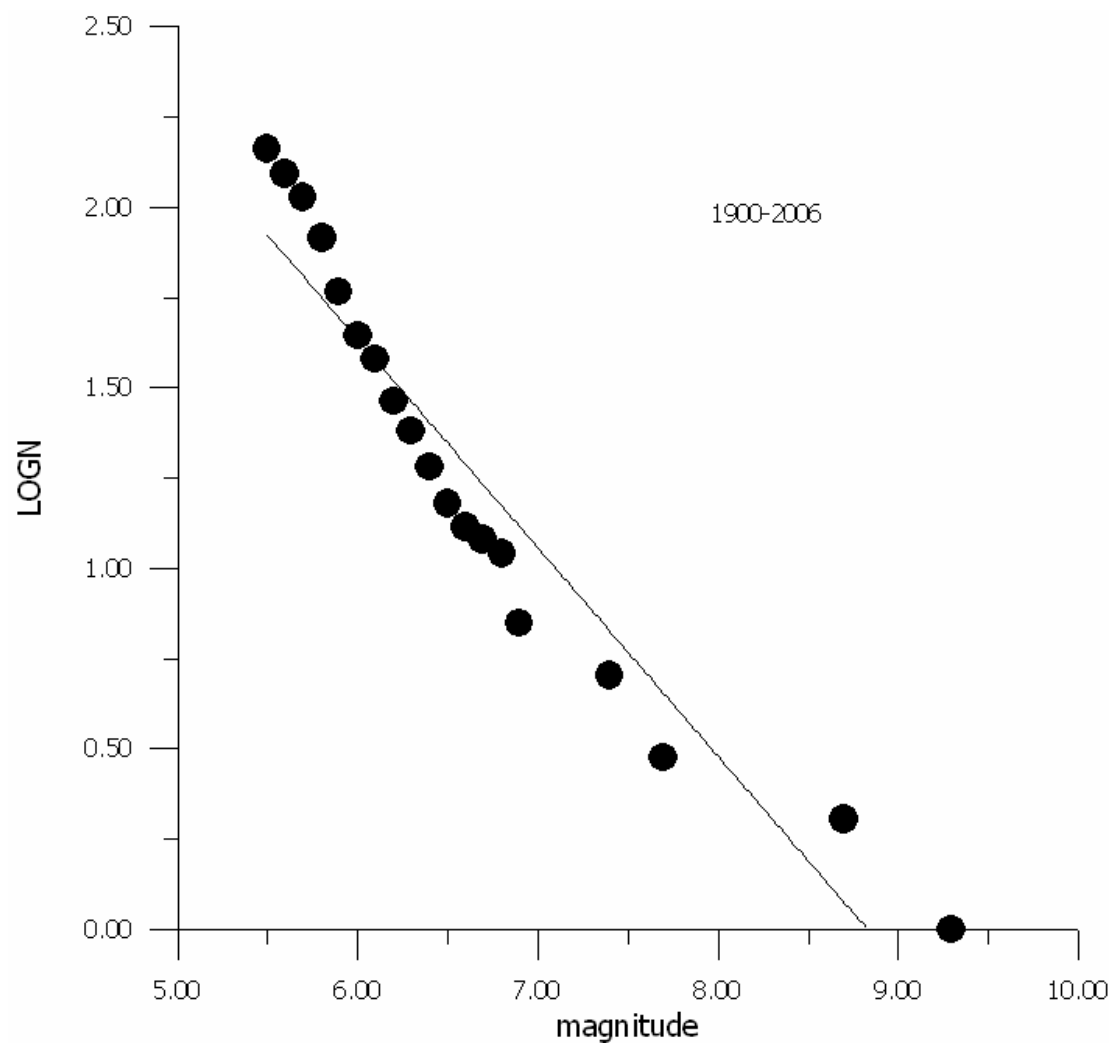
$$M_1 = a/b \quad (13)$$

Γενικά, το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος M_t σε χρόνο t ετών δίνεται από τη σχέση

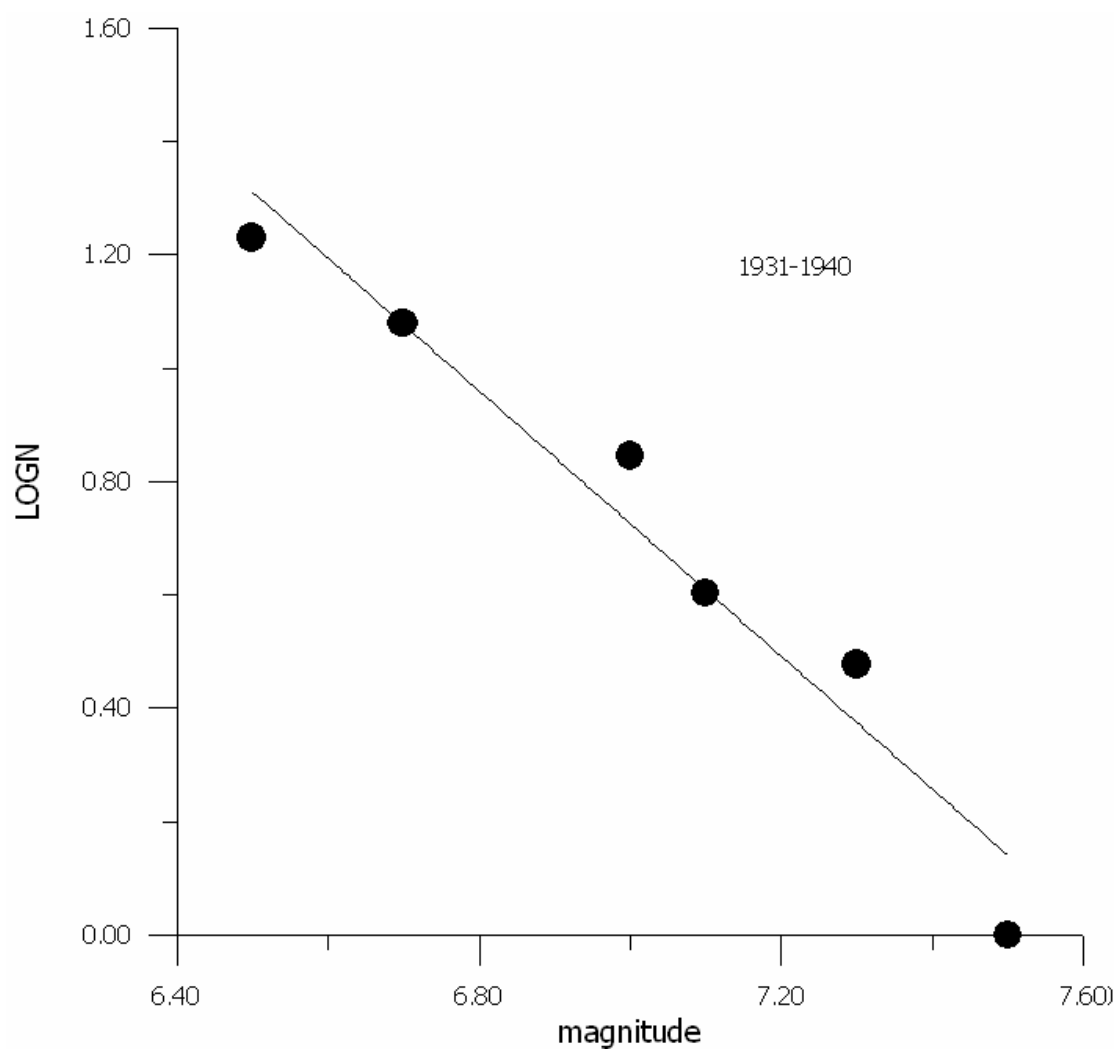
$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b} \quad (14)$$

Οι παραπάνω στατιστικές συναρτήσεις δίνουν μια σχετικά καλή εικόνα για τη μελλοντική γένεση σεισμών στην περιοχή που εξετάζεται..

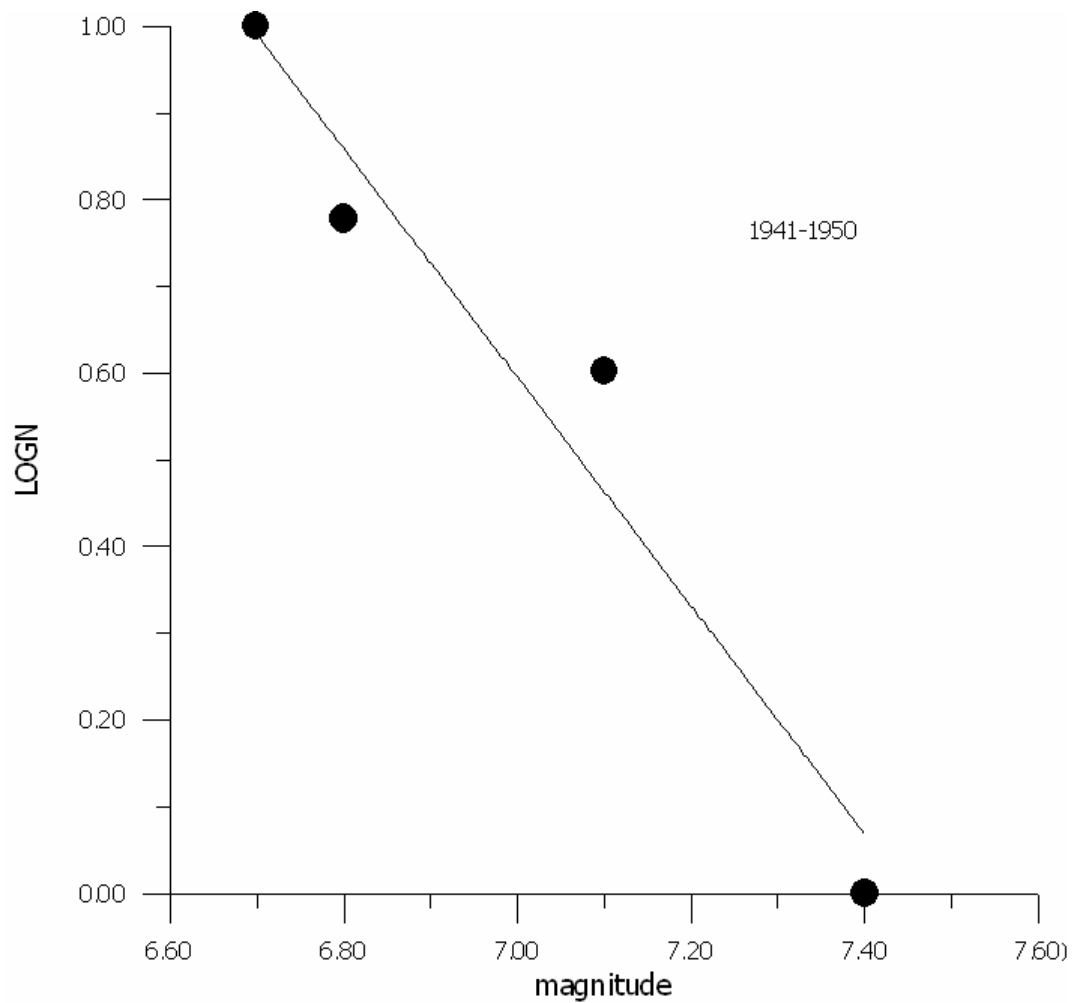
Τα παρακάτω σχήματα (4α,..., 4θ) δείχνουν την συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία. Το μέρος αυτό χωρίσθηκε σε δεκαετίες και εξετάσθηκαν για κάθε μία δεκαετία οι παράμετροι σεισμικότητας.



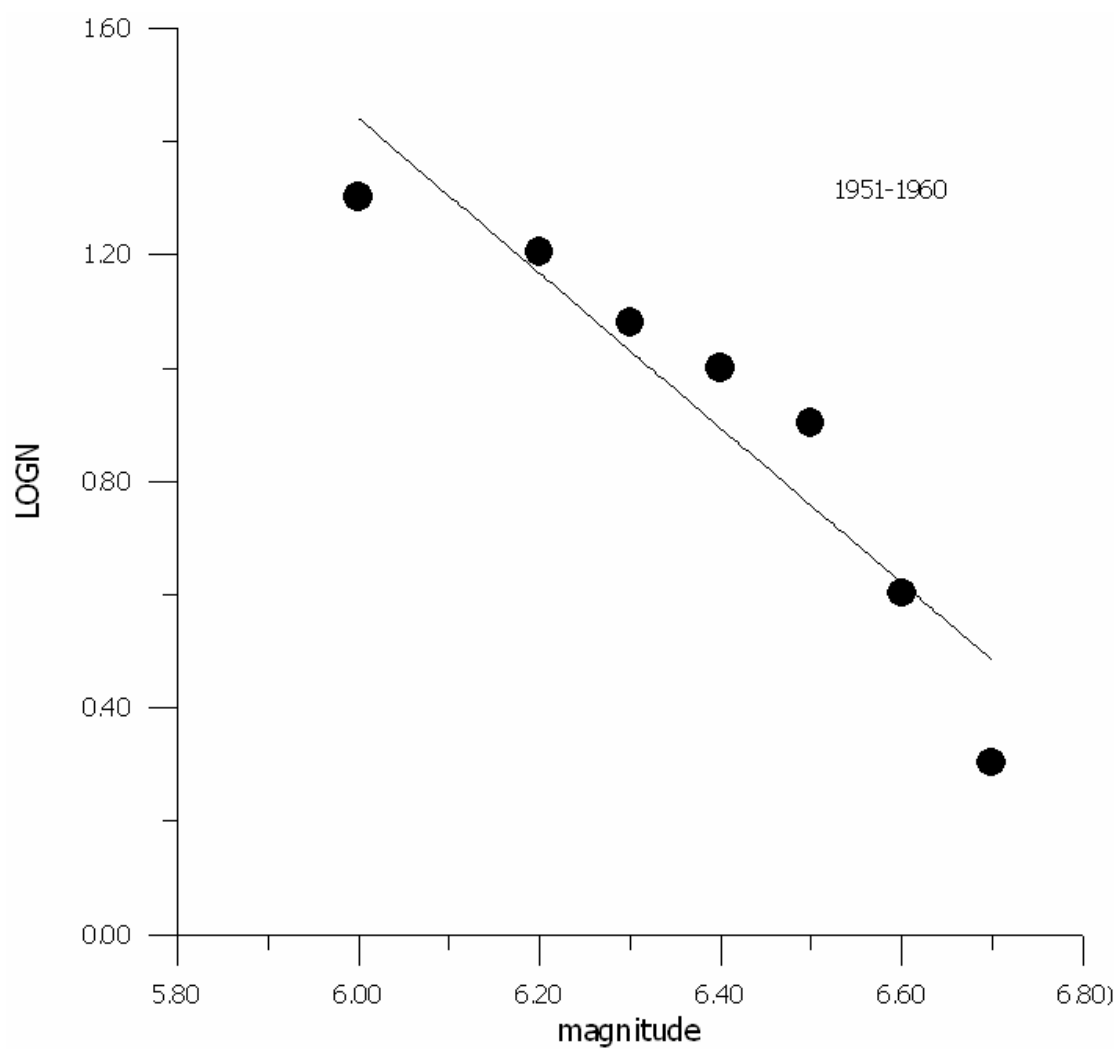
Σχ. 4α. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για όλη την Δυτική Ινδονησία.



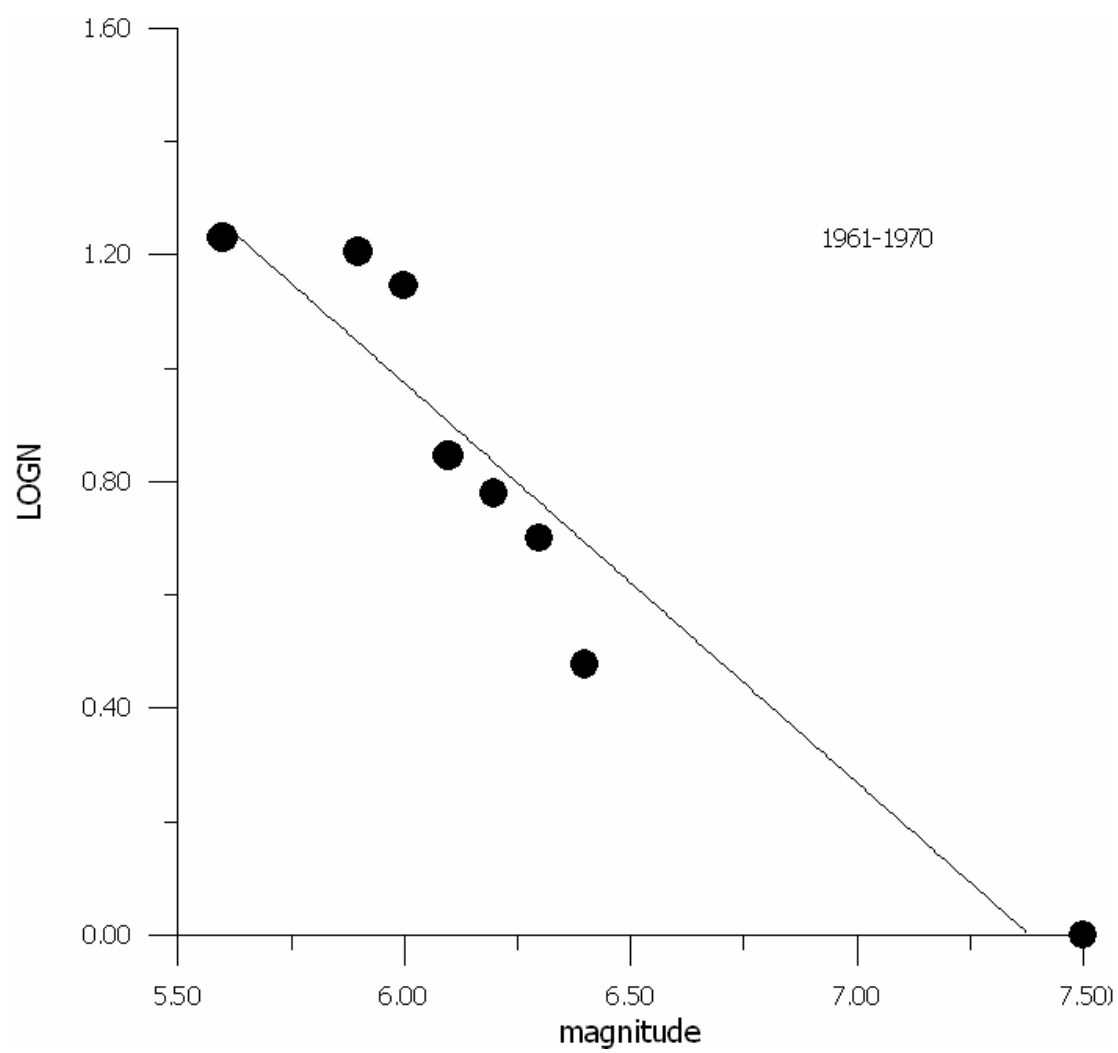
Σχ. 4β. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1931-1940.



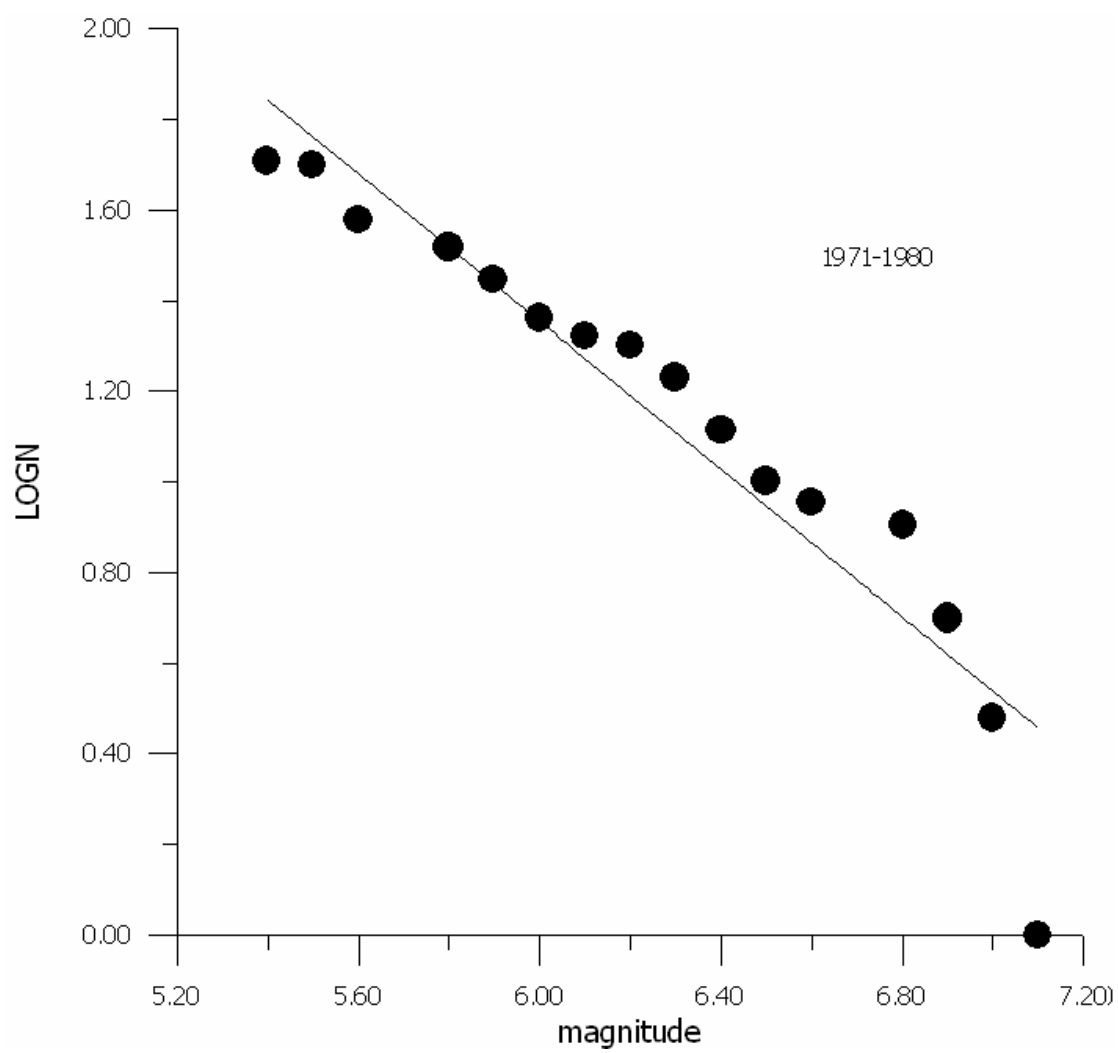
Σχ. 4γ. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1941-1950.



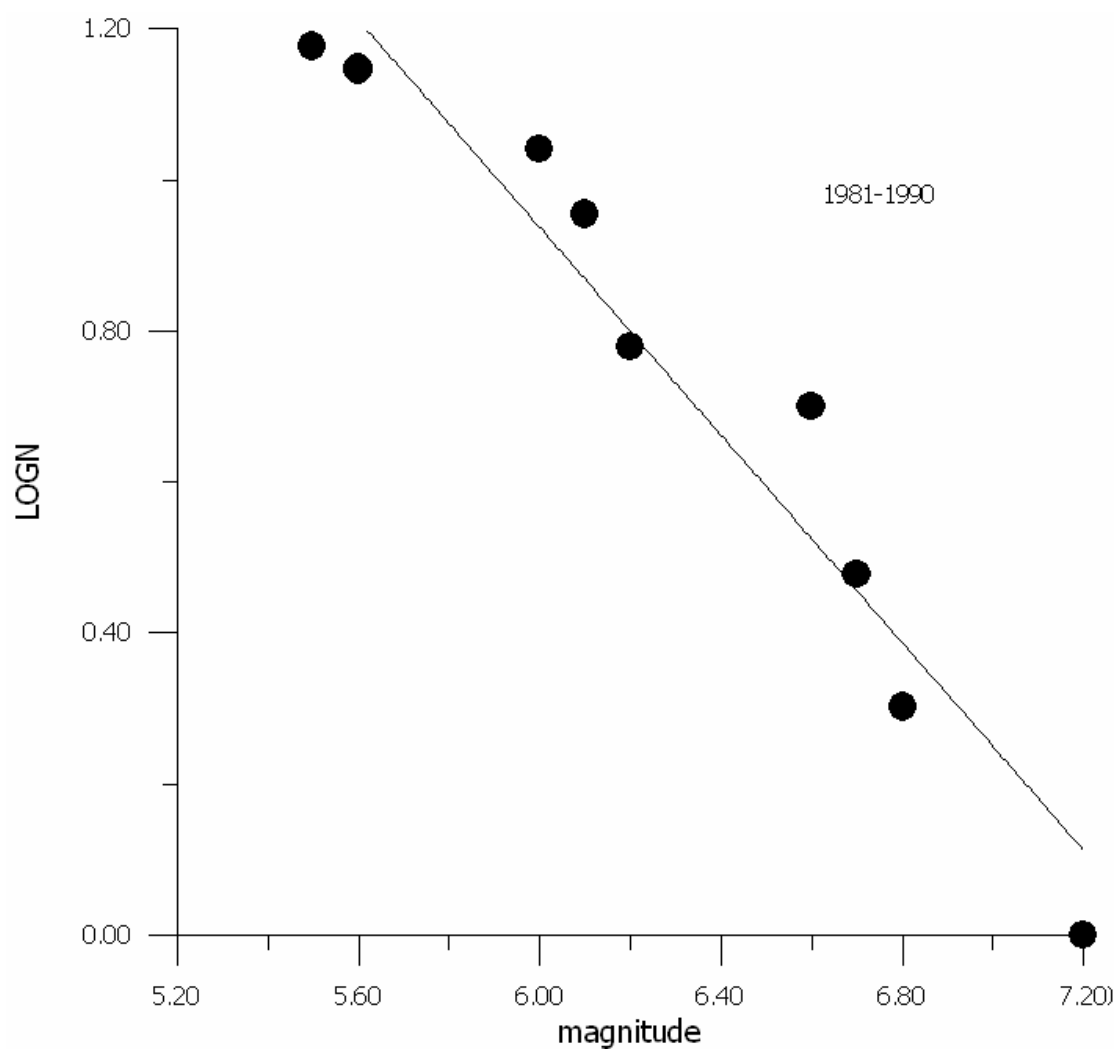
Σχ. 4δ. Συνωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1951-1960.



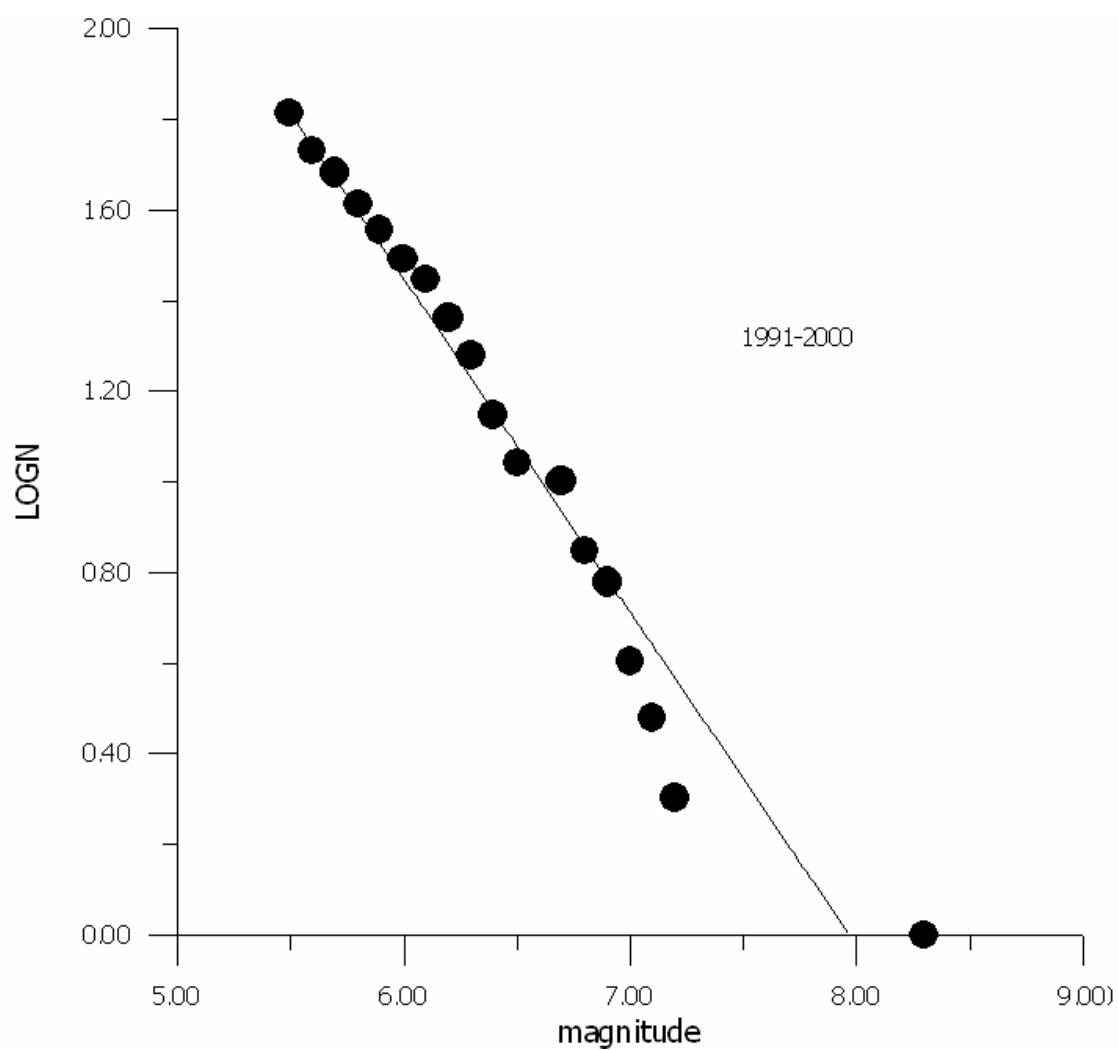
Σχ. 4ε. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1961-1970.



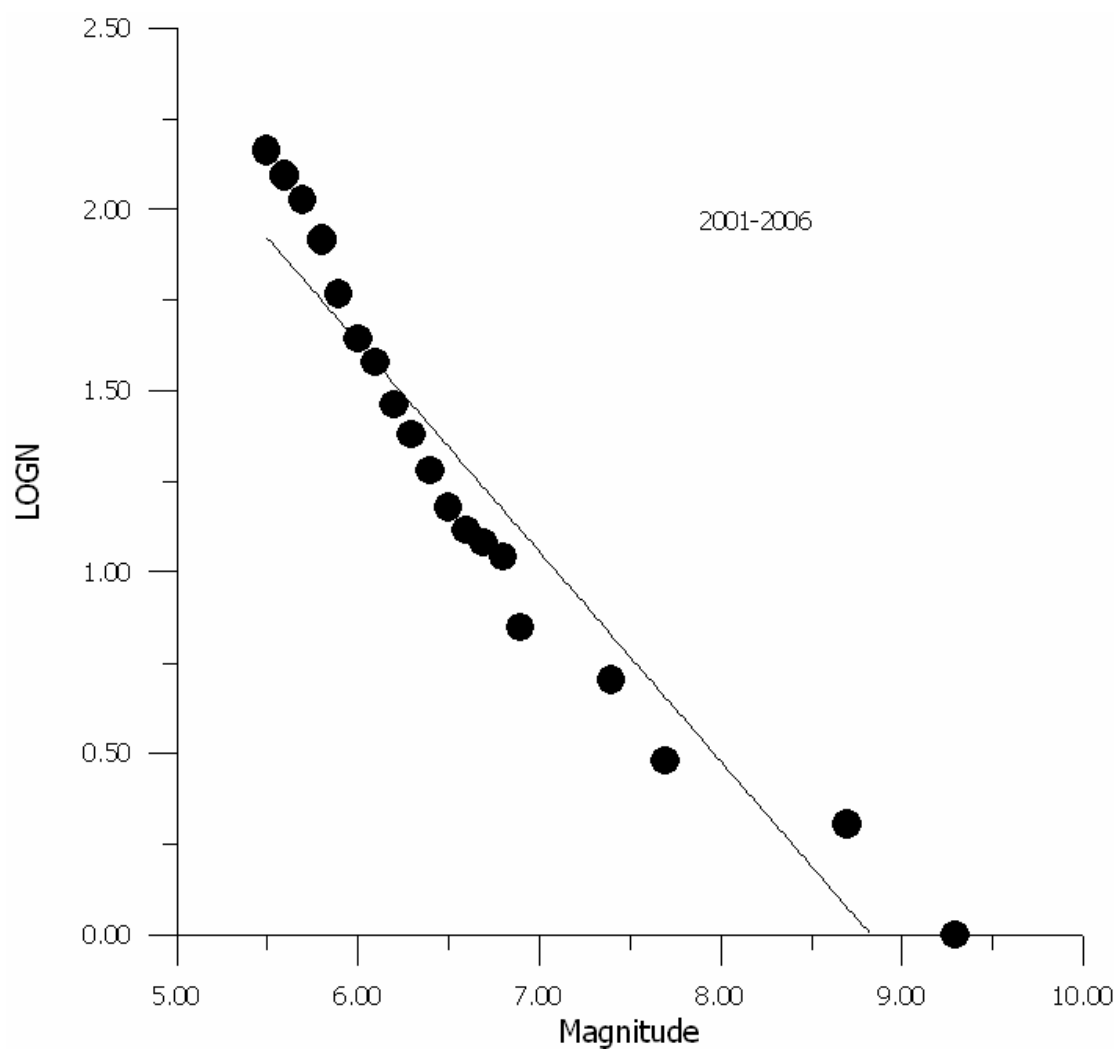
Σχ. 4στ. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1971-1980.



Σχ. 4ζ. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1981-1990.

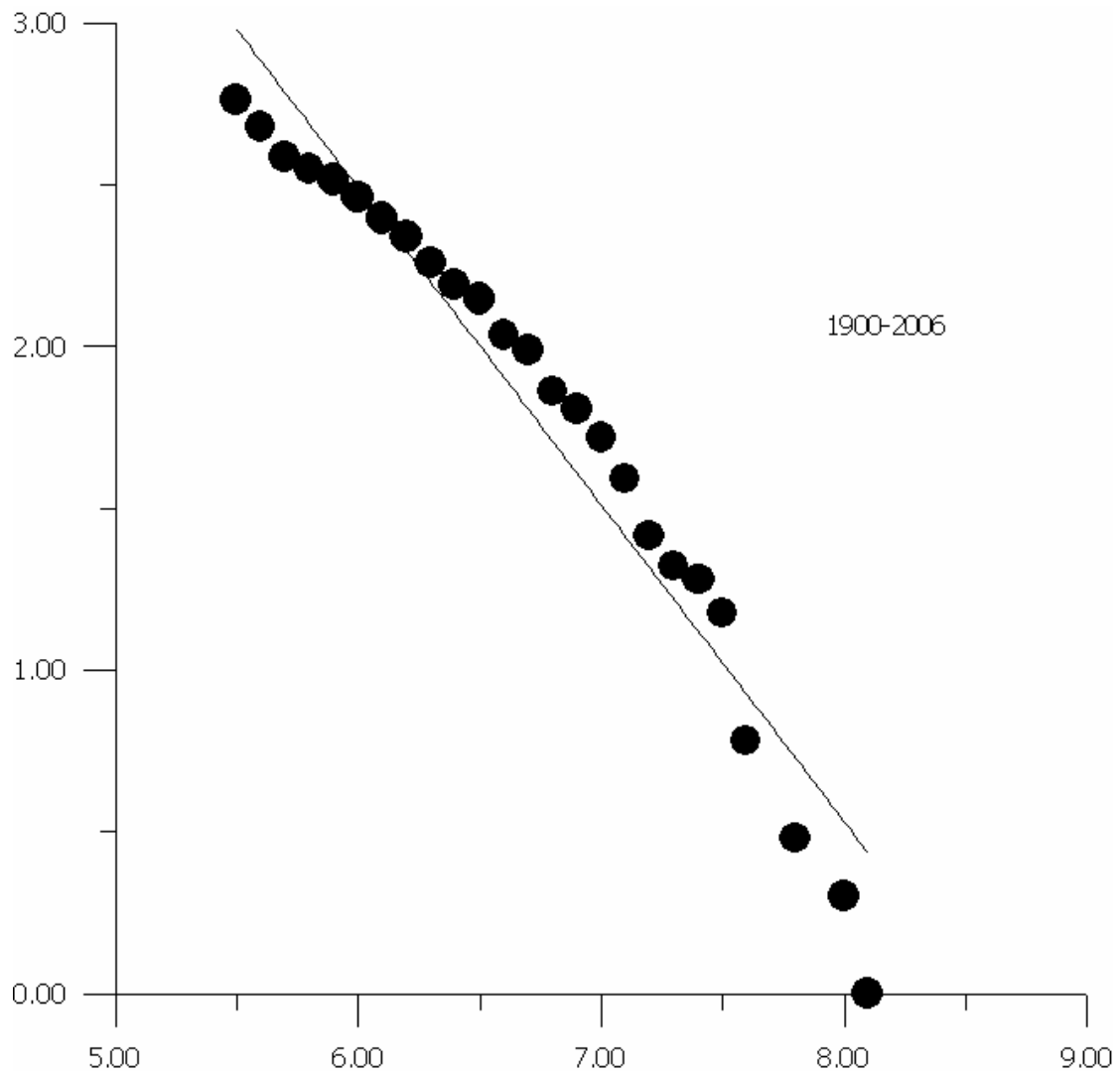


Σχ. 4η. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 1991-2000.

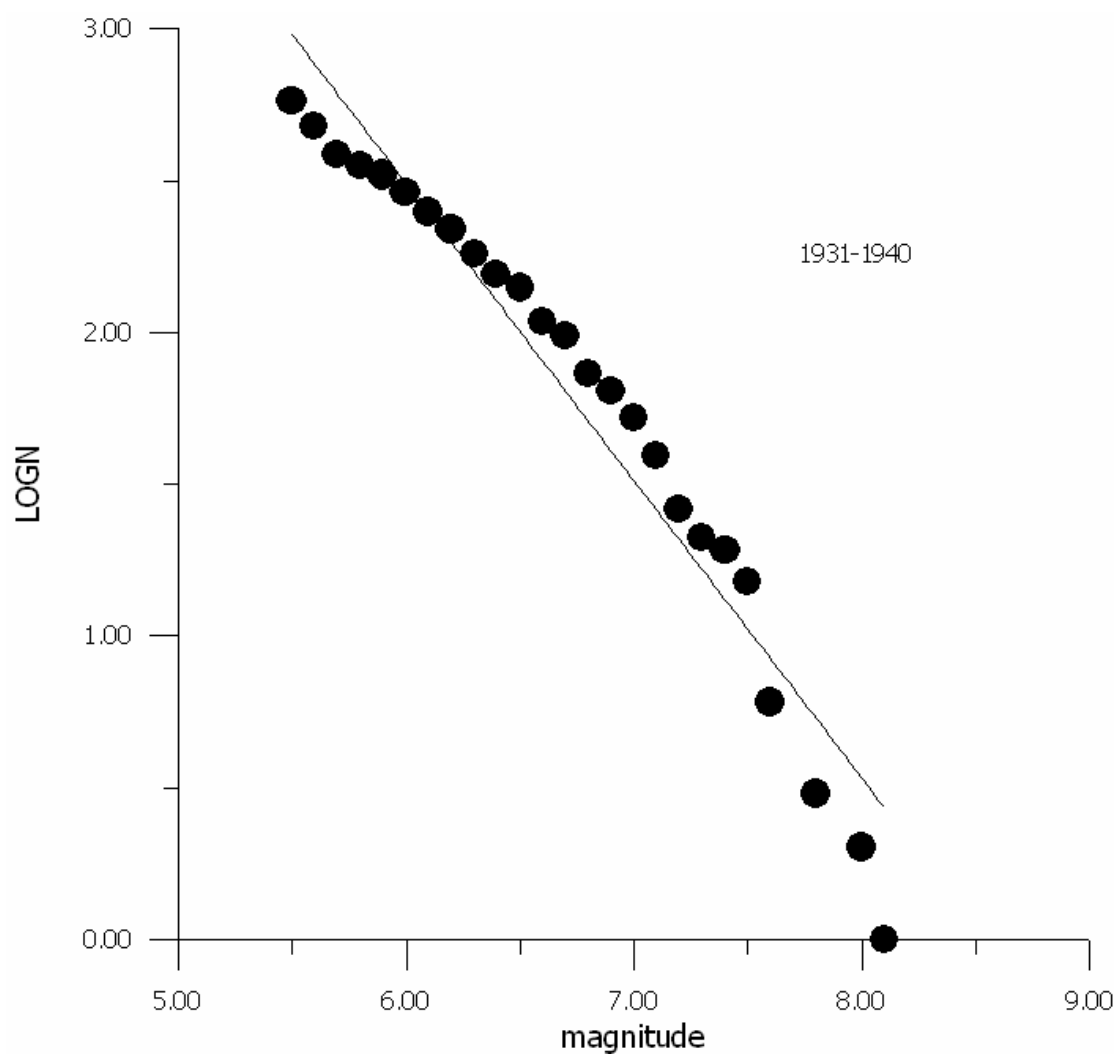


Σχ. 40. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Δυτική Ινδονησία για την δεκαετία 2001-2006.

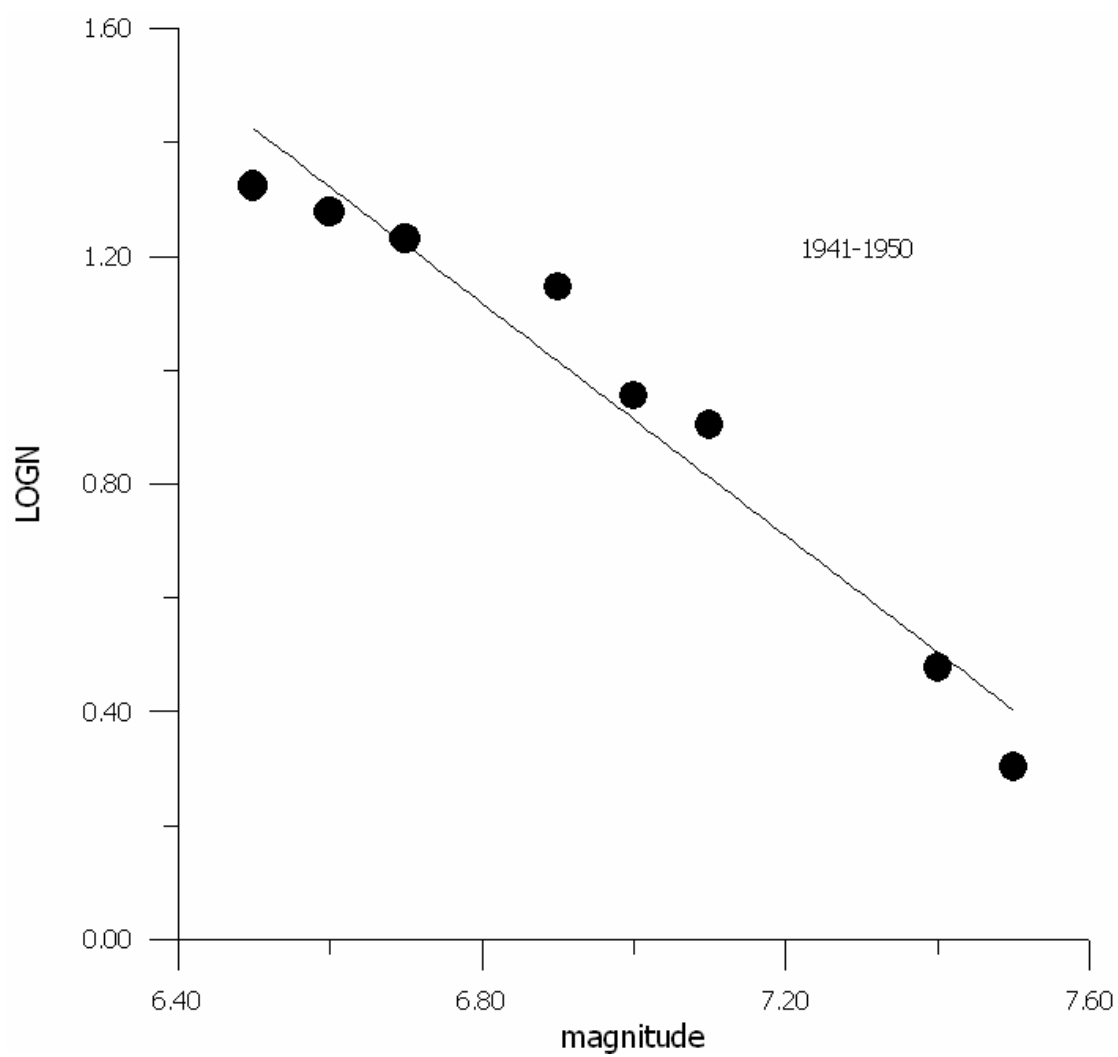
Τα παρακάτω σχήματα (5α,..., 5θ) δείχνουν την συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία. Το μέρος αυτό χωρίστηκε σε δεκαετίες και εξετάσθηκαν για κάθε μία δεκαετία οι παράμετροι σεισμικότητας.



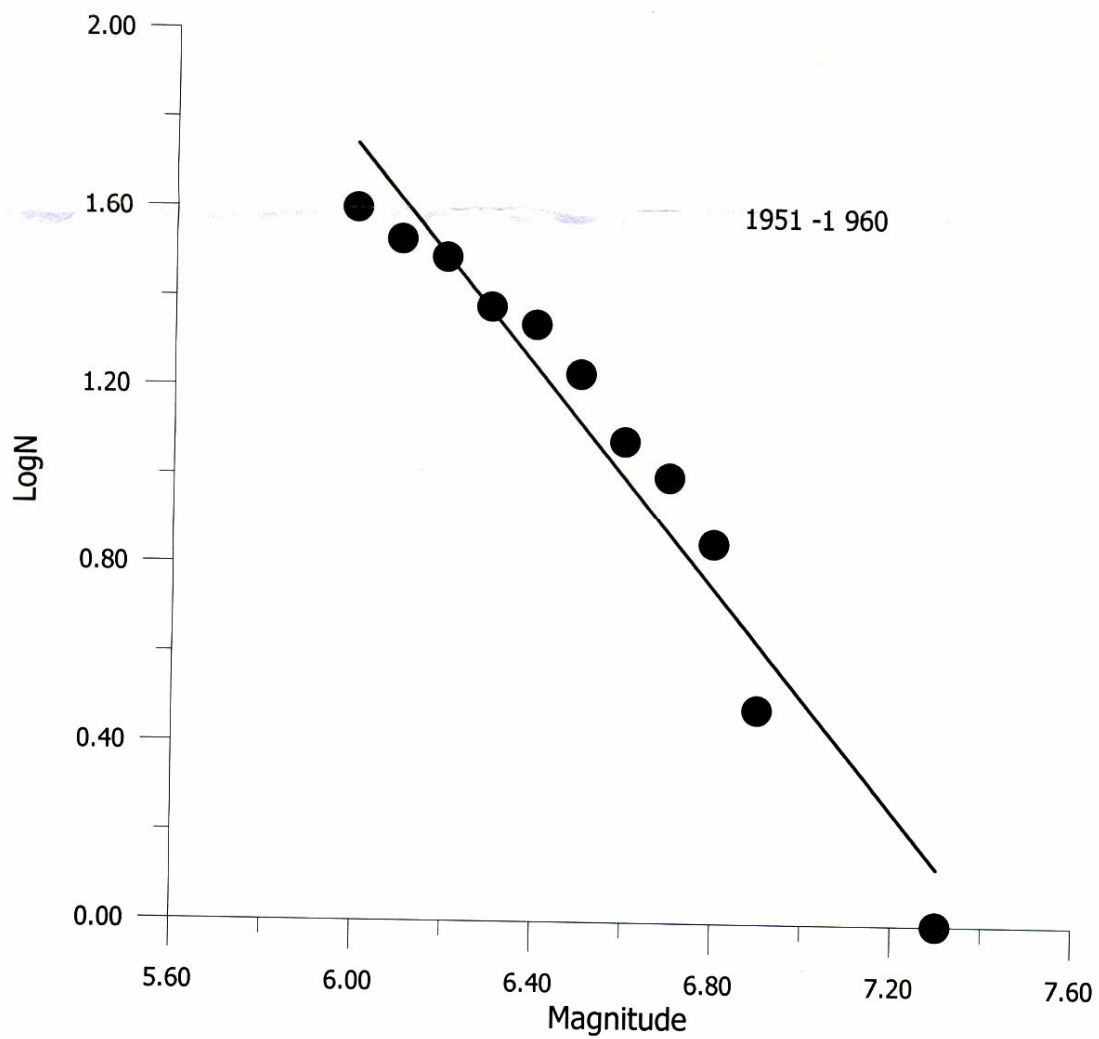
Σχ. 5α. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για όλη την Ανατολική Ινδονησία.



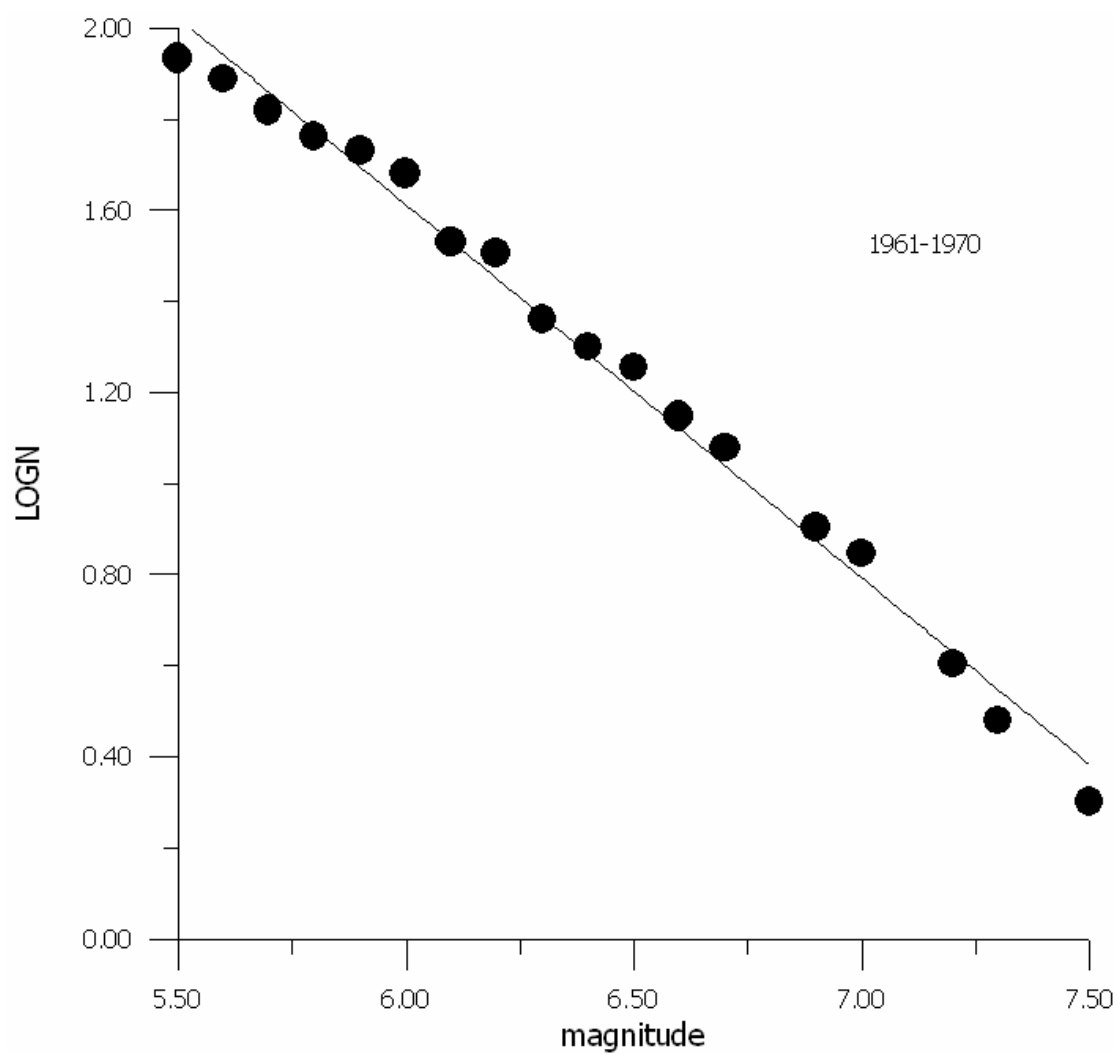
Σχ. 5β. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1931-1940.



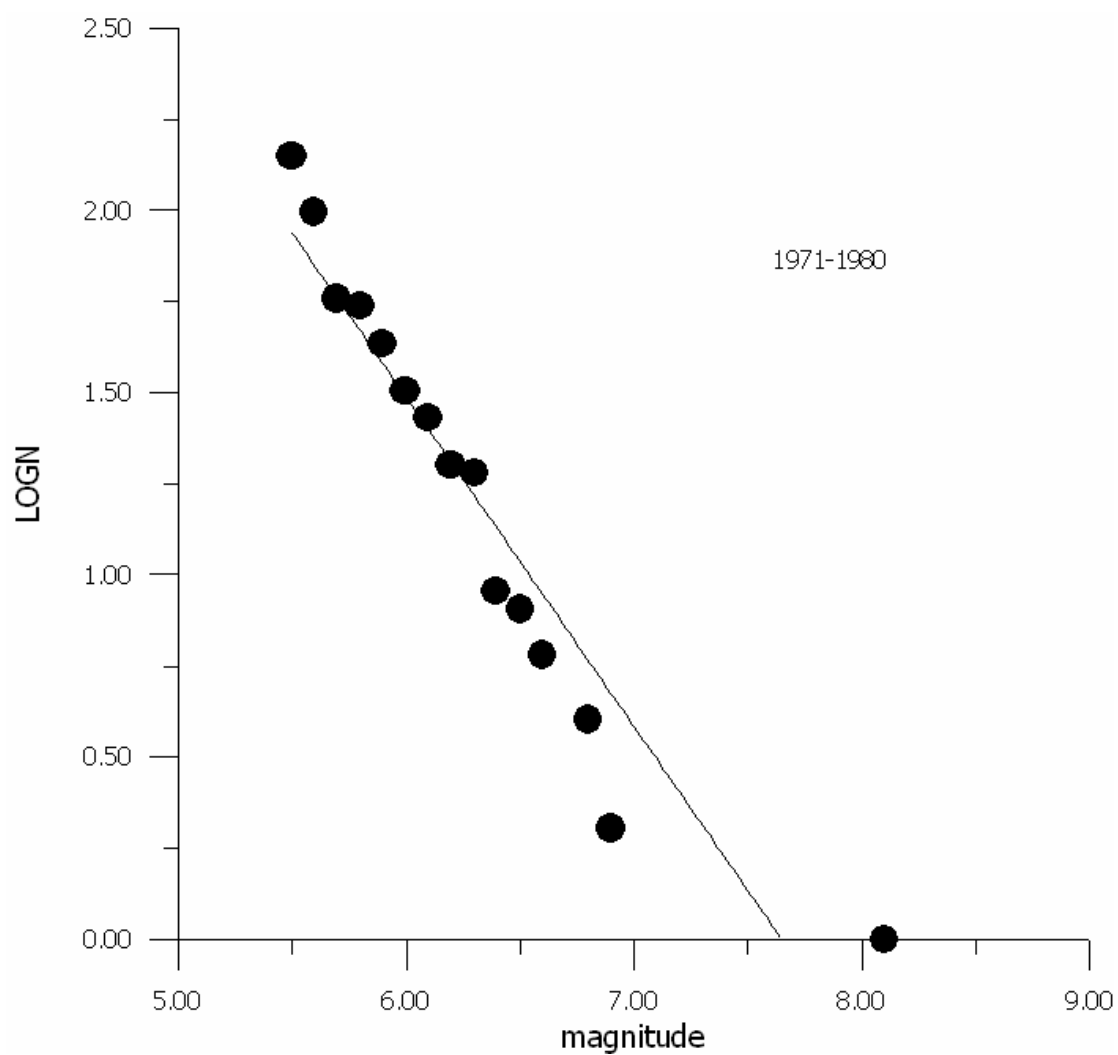
Σχ. 5γ. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1941-1950.



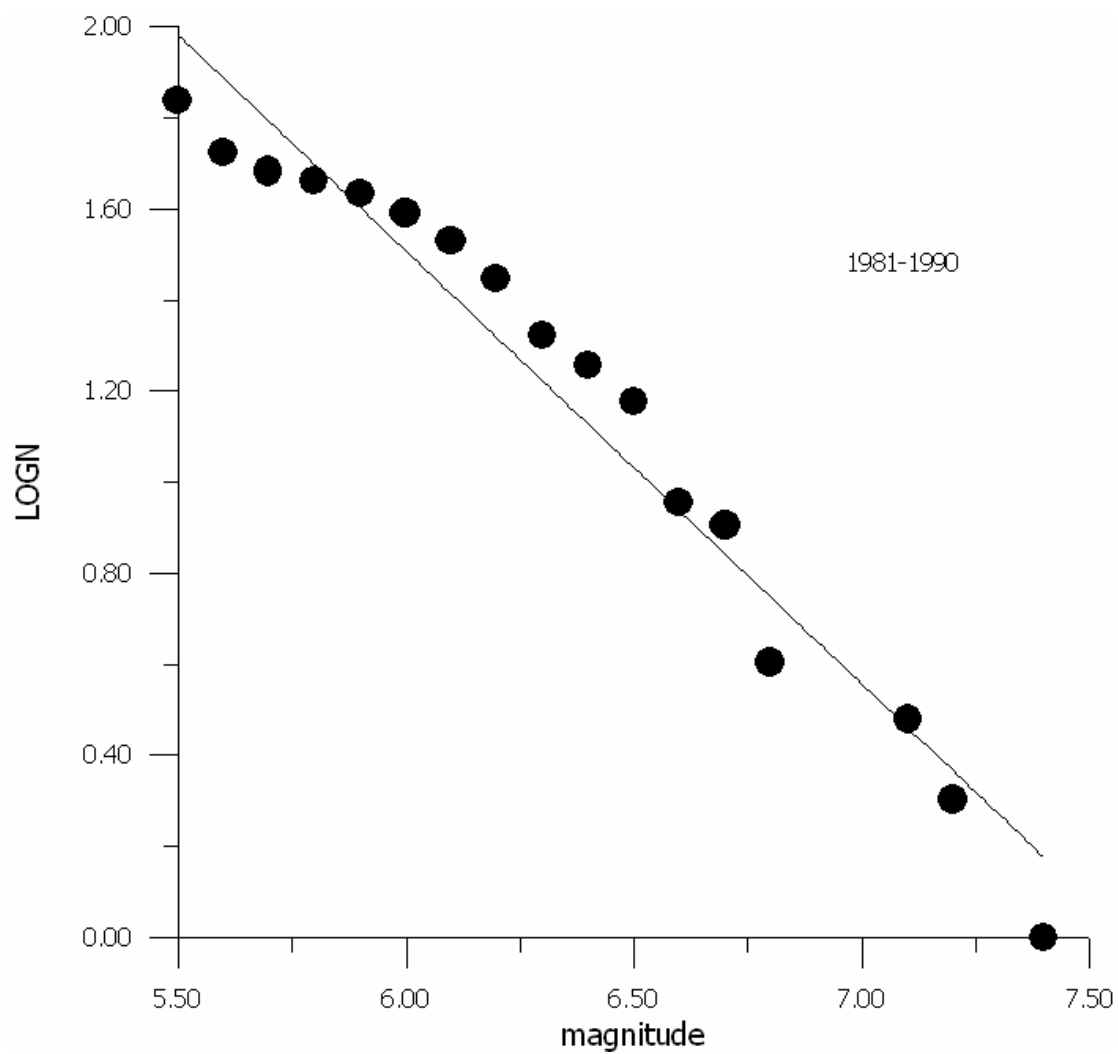
Σχ. 5δ. Συνωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1951-1960.



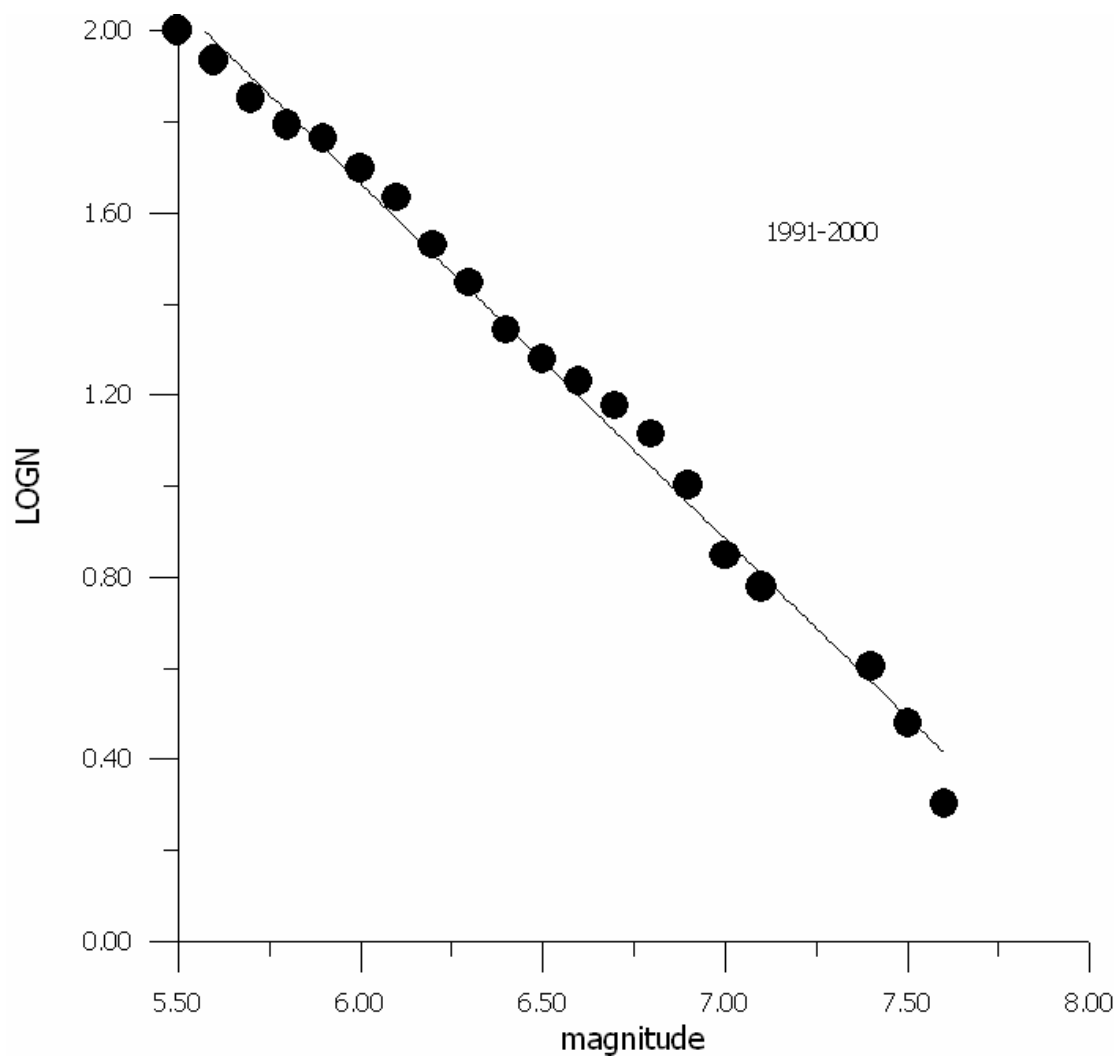
Σχ. 5ε. Συνωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1961-1970.



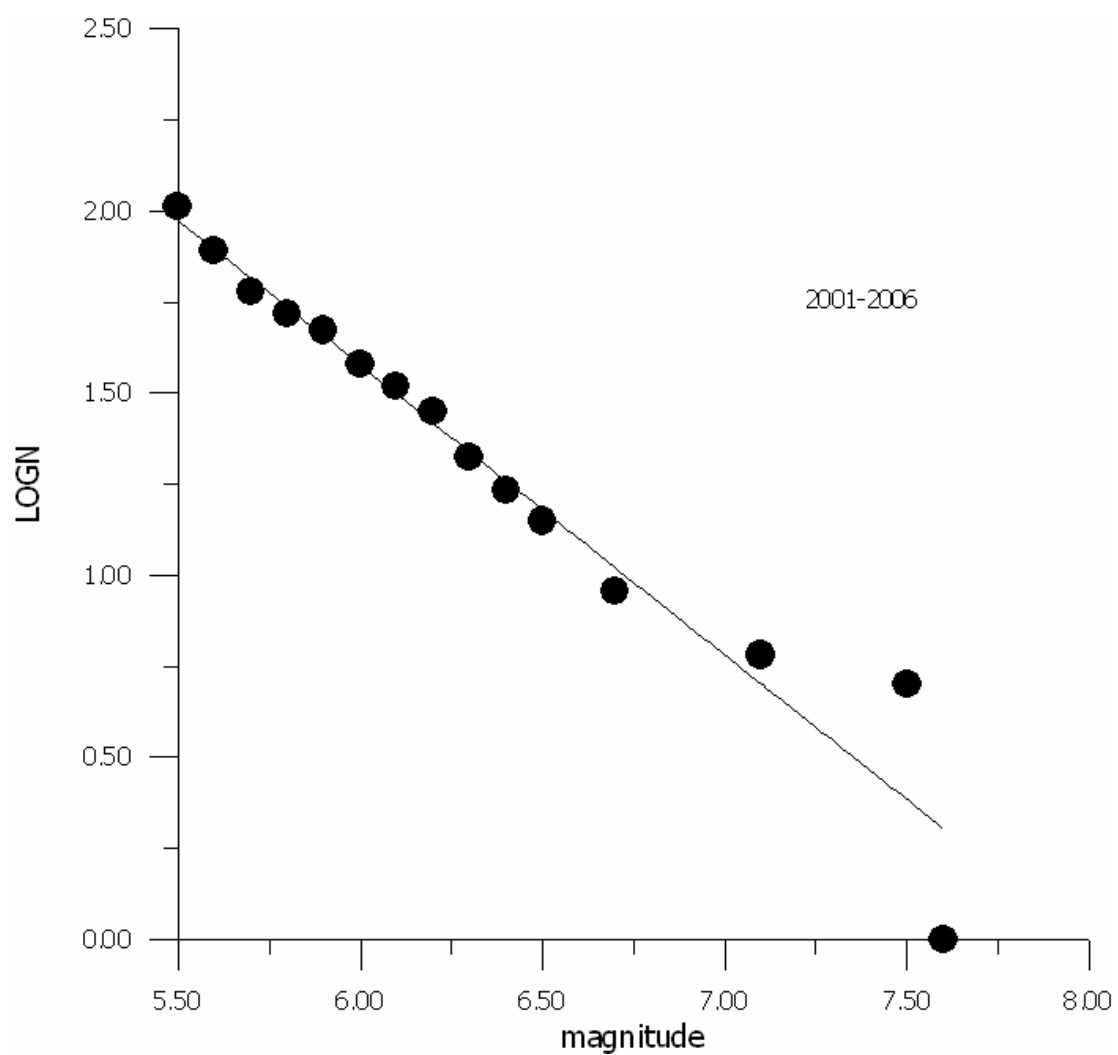
Σχ. 5στ. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1971-1980.



Σχ. 5ζ. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1981-1990.



Σχ. 5η. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 1991-2000.



Σχ. 50. Συσσωρευτική συνάρτηση της συχνότητας των μεγεθών των σεισμών με το μέγεθος για την Ανατολική Ινδονησία για την δεκαετία 2001-2006.

Η ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΣΟΥΜΑΤΡΑ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΙΝΔΟΝΗΣΙΑ

Οι έρευνες πάνω στη σεισμική συχνότητα περιλαμβάνουν παρατηρήσεις για τη συμπεριφορά της σεισμικής δραστηριότητας κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού κύκλου, την ηρεμία της σεισμικής δραστηριότητας πριν από τους μεγάλους σεισμούς, τον διαφορετικό αριθμό σεισμών, και άλλα.

Τα στοιχεία μας θεωρούνται αξιόπιστα μετά από το 1930 γιατί ο αριθμός των σεισμών στις προηγούμενες δεκαετίες ήταν μικρός για αξιόπιστο υπολογισμό σεισμικών παραμέτρων. Στη διάρκεια των επόμενων δεκαετιών παρατηρείται μια χρονική μεταβολή του αριθμού των σεισμών στη Σουμάτρα. Για την ακρίβεια φαίνεται ότι στις επόμενες δεκαετίες υπάρχει μια εναλλαγή στον αριθμό των σεισμών, μεταξύ μικρών και μεγάλων. Στη δεκαετία 1931-1940 ο αριθμός των σεισμών είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των σεισμών της επόμενης δεκαετίας 1941-1950, στην οποία είναι σαφώς μικρότερος. Στον πίνακα (2) φαίνεται η μεταβολή στον αριθμό των σεισμών μέσα στις δεκαετίες. Αυτή η αλληλουχία δεν ισχύει για την υπόλοιπη Ινδονησία, όπου σύμφωνα με τις παρατηρήσεις, ένας μικρός αριθμός σεισμών σε μια δεκαετία ακολουθείται από μικρό ή μεγάλο αριθμό στην επόμενη. Στον ίδιο πίνακα παρατίθεται επίσης το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος $M_{\max}^{\text{obs}}$ ανά δεκαετία.

Πίνακας 2. Η χρονική μεταβολή του αριθμού των σεισμών κατά τη διάρκεια κάθε δεκαετίας για τη Σουμάτρα και την υπόλοιπη Ινδονησία.

Χρονικό διάστημα	Σουμάτρα	Ινδονησία (εκτός Σουμάτρα)	$M_{\max}^{\text{obs}}$
1931-1940	13	24	7.5
1941-1950	7	26	7.4
1951-1960	15	37	6.7
1961-1970	12	86	7.5
1971-1980	39	144	7.2
1981-1990	16	70	7.1
1991-2000	48	111	8.3
2001-2004	18	50	9.3

Η παραπάνω αλληλουχία δεν είναι ακριβής, καθώς μεγάλοι σεισμοί με $M_{\max}^{\text{obs}} \geq 7.5$ στη Σουμάτρα τείνουν να εμφανιστούν σε δεκαετίες που παρουσιάζουν μικρούς ή μεγάλους αριθμούς γεγονότων.

Αλλά μπορούμε να δούμε την εμφάνιση μεγάλων σεισμών, με $M_{\max}^{\text{obs}}=7.5$ στη δεκαετία 1931-1940 και με $M_{\max}^{\text{obs}}=8.3$ στη δεκαετία 1991-2000 τα οποία εμφανίζονται σε χρονικά διαστήματα με μεγάλο αριθμό σεισμών. Η ανάλυση της χρονικής σειράς έδειξε ότι ο αναμενόμενος αριθμός σεισμών στη δεκαετία 2001-2010 θα είναι τέσσερα, έχοντας υπ' όψη ότι ο αριθμός αυτός είναι μια εκτίμηση από ένα μικρό σύνολο στοιχείων. Αυτό συμφωνεί με την ληφθείσα αλληλουχία κατά την οποία, στη δεκαετία 2001-2010 θα συμβεί ένας μικρός αριθμός σεισμών, εάν εξαιρέσουμε από το σύνολο των στοιχείων μας τις μετασεισμικές δονήσεις του γιγαντιαίου σεισμού του 2004.

Είναι γνωστό ότι κατά τη διάρκεια του 2000, σεισμός μεγέθους 8.3 εμφανίστηκε στη νότια (4.70° S και 102.10° E) Σουμάτρα. Αυτός ο σεισμός και ο σεισμός του Δεκεμβρίου του 2004 φαίνονται να οφείλονται στην υποβύθιση που γίνεται στη περιοχή της Σουμάτρας. Το ρήγμα της Σουμάτρας είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα, με μήκος 1900 χλμ που συνδέεται με την πλάγια σύγκλιση κατά μήκος του ηπειρωτικού περιθωρίου με ρυθμό σύγκλισης που κυμαίνεται από 6 έως 27 mm/year (Petersen et al., 2004).

Η ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ b ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑ

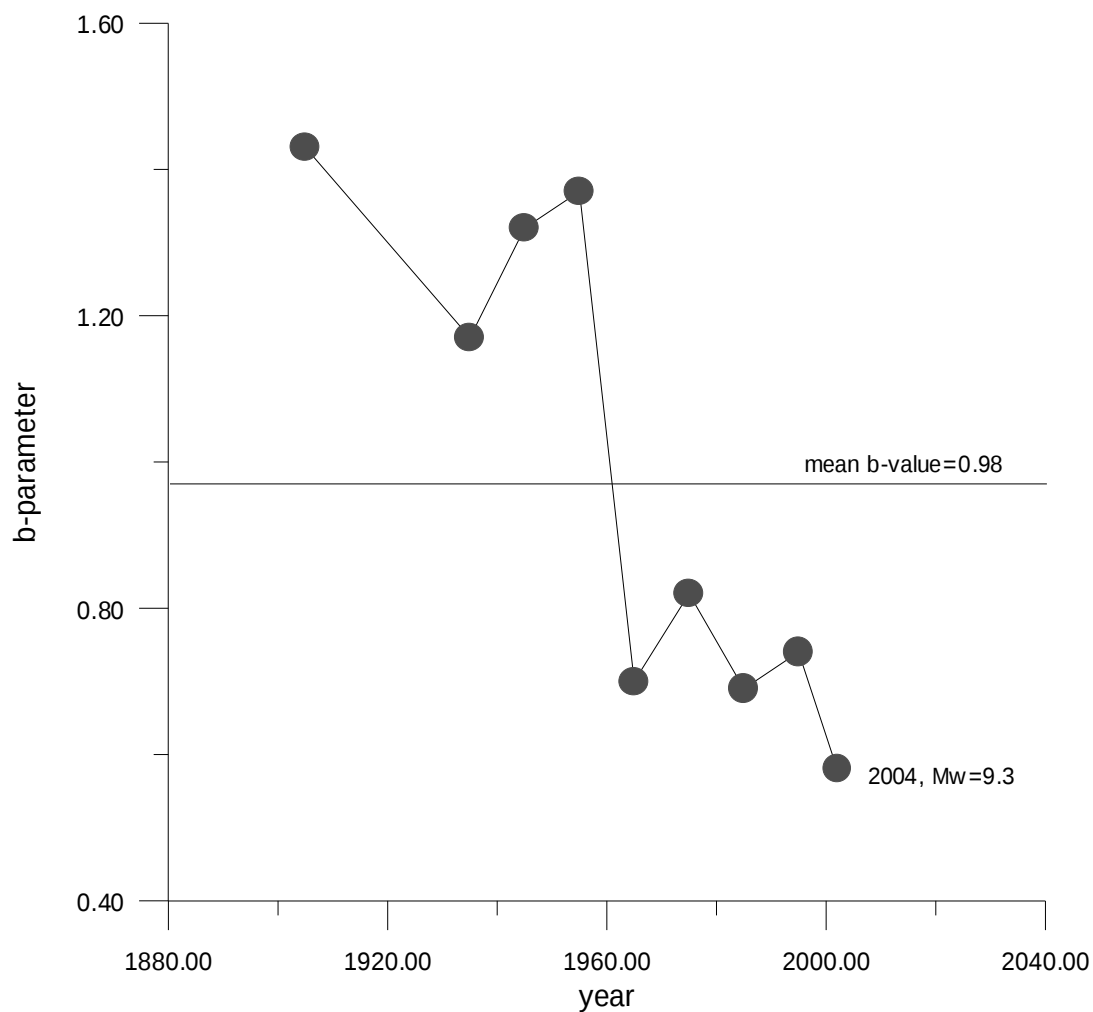
Η παράμετρος b της σχέσης μεγέθους-συχνότητας που εισήχθη από τους Gutenberg and Richter (1944) είναι πολύ σημαντική για τη σεισμολογία. Προκειμένου να συσχετιστούν οι τιμές των παραμέτρων b με το σπάσιμο των βράχων, έγιναν πειραματικές μελέτες στο εργαστήριο από τον Mogi (1963, 1967), χρησιμοποιώντας ετερογενή υλικά. Τα ληφθέντα αποτελέσματα δίνουν μια σαφή εξήγηση των διαφορών των τιμών των παραμέτρων b στις διάφορες τεκτονικές περιοχές. Από την άλλη ο Scholz (1968), πραγματοποιώντας το ίδιο είδος πειραμάτων, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η παράμετρος b μειώνεται όταν αυξάνεται η πίεση και αντίστροφα. Έτσι η παράμετρος b είναι ένας δείκτης των

μηχανικών ιδιοτήτων του σεισμογενούς υλικού, όπως η συγκέντρωση πίεσης, η πυκνότητα των ρωγμών και ο βαθμός ετερογένειας. Κατά συνέπεια, η χρονική μεταβολή της παραμέτρου b απεικονίζει τις χρονικές μεταβολές της πίεσης.

Το επόμενο βήμα είναι η εκτίμηση των τιμών των παραμέτρων b για τη Σουμάτρα. Αυτές υπολογίστηκαν από την τεχνική μέγιστης πιθανότητας (Aki, 1965) στα διαδοχικά χρονικά διαστήματα των 10 ετών. Αξιόπιστες τιμές των παραμέτρων b θεωρούνται εκείνες για τις οποίες το εύρος μεγέθους, για το σύνολο των δεδομένων, είναι $M_{\max} - M_{\min} \geq 1.4$ (Papazachos, 1974), και ο αριθμός των σημείων στο διάγραμμα $\log N-M$ να είναι από πέντε και πάνω (Hatzidimitriou, et Al., 1994, Tsapanos και Papazachos, 1998).

Μόνο μια εξαίρεση υπάρχει στη δεκαετία 1951-1960 όπου η διαφορά $M_{\max} - M_{\min} \geq 1.2$. Αυτό μπορεί να εξηγήσει γιατί για αυτήν την δεκαετία υπολογίσαμε την υψηλότερη τιμή της παραμέτρου b , η οποία μπορεί και να μην ισχύει. Από την άλλη οι τιμές 1.2 και 1.4 δεν απέχουν μεταξύ τους, οπότε μπορούμε να θεωρήσουμε την τιμή της παραμέτρου b ως αξιόπιστη.

Αυτοί οι δύο όροι ισχύουν για τα στοιχεία μετά από το 1930, έτσι η πρώτη δεκαετία εδώ είναι η 1931-1940. Κάθε τιμή της παραμέτρου b σχεδιάζεται στον τελευταίο χρόνο της δεκαετίας (π.χ. 1940-1.33, κ.λπ.). Μόνο μια εξαίρεση υπάρχει. Ένα διάστημα 6 ετών (2001-2006), λόγω έλλειψης στοιχείων. Στο τελευταίο διάστημα ο γιγαντιαίος σεισμός 9.3 συμπεριλαμβάνεται στο σύνολο δεδομένων. Στα σχήματα (6 και 7) σχεδιάζουμε τις τιμές των παραμέτρων b ανά δεκαετία σε συνάρτηση με το χρόνο στην δυτική και ανατολική Ινδονησία αντιστοιχα.. Σχεδιάζονται εννιά τιμές.



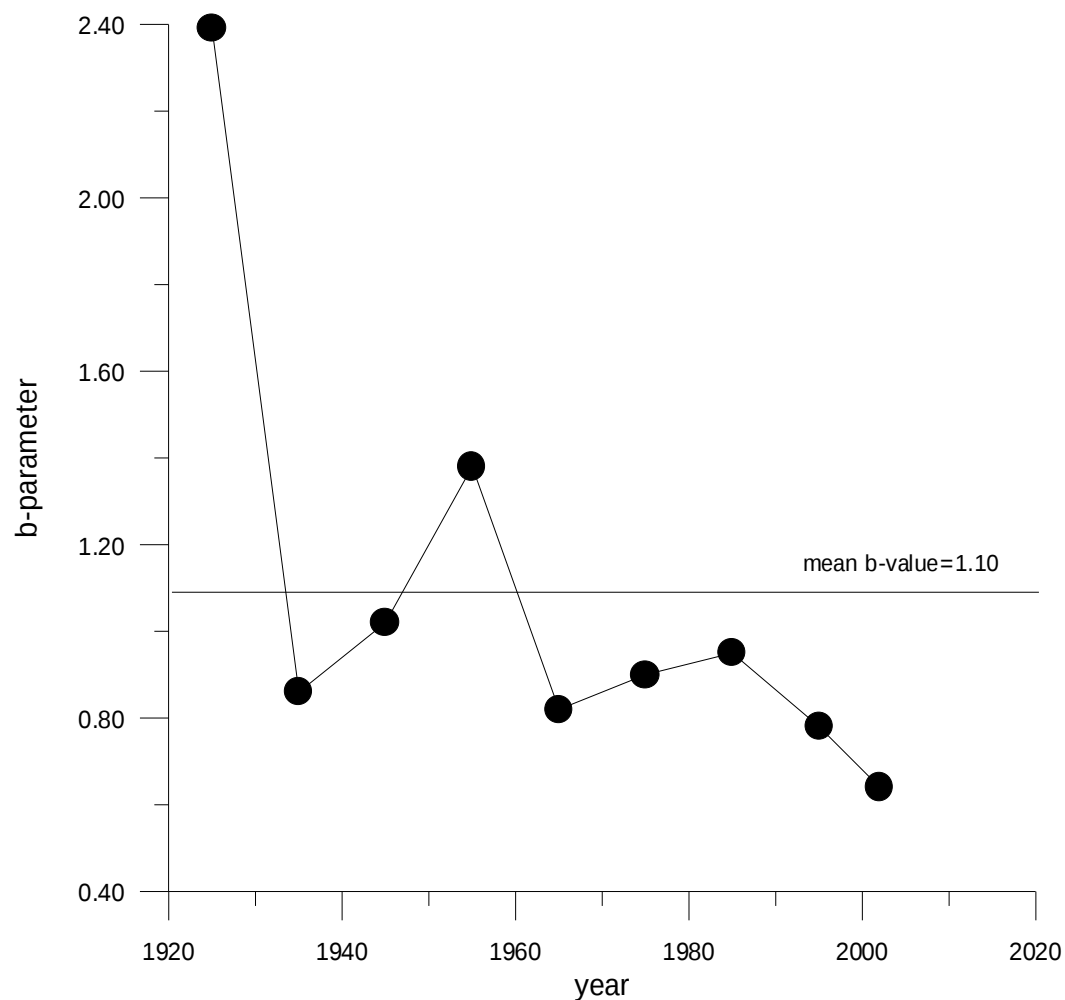
Σχ. 6. Δυτική Ινδονησία

Παρατηρήσαμε ότι οι πρώτες τέσσερις τιμές είναι υψηλότερες από το μέσο όρο ($b = 0.98$), ενώ οι τελευταίες πέντε είναι σημαντικά χαμηλότερες από αυτόν. Οι χαμηλότερες τιμές είναι προφανώς μετά από τη δεκαετία 1951-1960. Στον πίνακα (3) φαίνονται οι τιμές των παραμέτρων της δυτικής Ινδονησίας.

Πίνακας 3. Δίνονται: Τα χρονικά διαστήματα, οι τιμές των παραμέτρων b , το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος για το αντίστοιχο διάστημα, και ο αριθμός σημείων στο διάγραμμα $\log N-M$ της δυτικής Ινδονησίας.

Χρονικό διάστημα	Τιμές των παραμέτρων b	$M_{\max}^{\text{obs}}$
1931-1940	1.17	7.5
1941-1950	1.32	7.4
1951-1960	1.37	6.7
1961-1970	0.70	7.5
1971-1980	0.82	7.1
1981-1990	0.69	7.2
1991-2000	0.74	8.3
2001-2006	0.58	9.3

Ενώ στην ανατολική Ινδονησία παρατηρούμε ότι πριν τη δεκαετία του 1961-1970 υπάρχει μια συνεχή απελευθέρωση ενέργειας, καθώς οι τιμές είναι υψηλότερες από το μέσο όρο ($b = 1.10$), με εξαίρεση το χρονικό διάστημα 1931-1950,



Σχ. 7. Ανατολική Ινδονησία.

ενώ οι τελευταίες πέντε είναι σημαντικά χαμηλότερες από αυτόν. Οι χαμηλότερες τιμές είναι προφανώς μετά από τη δεκαετία 1951-1960. Στον πίνακα (4) φαίνονται οι τιμές των παραμέτρων της ανατολικής Ινδονησίας

Πίνακας 4. Δίνονται: Τα χρονικά διαστήματα, οι τιμές των παραμέτρων b , το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος για το αντίστοιχο διάστημα, και ο αριθμός σημείων στο διάγραμμα logN-M της ανατολικής Ινδονησίας.

Χρονικό διάστημα	Τιμές των παραμέτρων b	$M_{\max}^{\text{obs}}$
1931-1940	0.89	8.0
1941-1950	1.02	7.5
1951-1960	1.38	6.9
1961-1970	0.82	7.5
1971-1980	0.90	8.1
1981-1990	0.95	7.4
1991-2000	0.78	7.6
2001-2006	0.80	7.6

Είναι προφανές ότι υπάρχουν δύο ομάδες στις τιμές των παραμέτρων b που υπολογίζονται ανά δεκαετία για τις δυο παραπάνω περιοχές. Στην δυτική Ινδονησία η πρώτη ($g1_{\delta,1}$) με τις υψηλές τιμές είναι από το 1901 μέχρι το 1950, και η δεύτερη ομάδα ($g2_{\delta,1}$) με τις χαμηλές, από το 1951 έως το 2006. Στην ανατολική Ινδονησία η πρώτη ($g1_{a,1}$) με τις υψηλές τιμές είναι από το 1921 μέχρι το 1960, και η δεύτερη ομάδα ($g2_{a,1}$) με τις χαμηλές, από το 1961 έως το 2006.

Έπειτα πραγματοποιήθηκε δοκιμή για τον έλεγχο της στατιστικής σημαντικότητας της διαφοράς μεταξύ των δύο ομάδων και για τις δυο περιοχές. Προκειμένου να ελεγχθεί εάν οι κατανομές των τιμών των παραμέτρων b (μεταξύ του $g1$ και $g2$ σε κάθε περιοχή) έχουν ίδιους μέσους όρους, εφαρμόστηκε η t-TEST στατιστική δοκιμή. Για την δυτική Ινδονησία, το $g1_{\delta,1}$ η μέση τιμή των τιμών των παραμέτρων b είναι $b_{1\delta,1} = 1.28$ και η απόκλιση είναι $VAR_{1\delta,1} = 0.0124$, ενώ για το $g2_{\delta,1}$ η μέση τιμή των τιμών των παραμέτρων b είναι $b_{2\delta,1} = 0.7$ και η απόκλιση είναι $VAR_{2\delta,1} = 0.0076$. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η παράμετρος $T_{\delta,1} = 9.36617$ και η πιθανότητα $PROB_{\delta,1}$ για

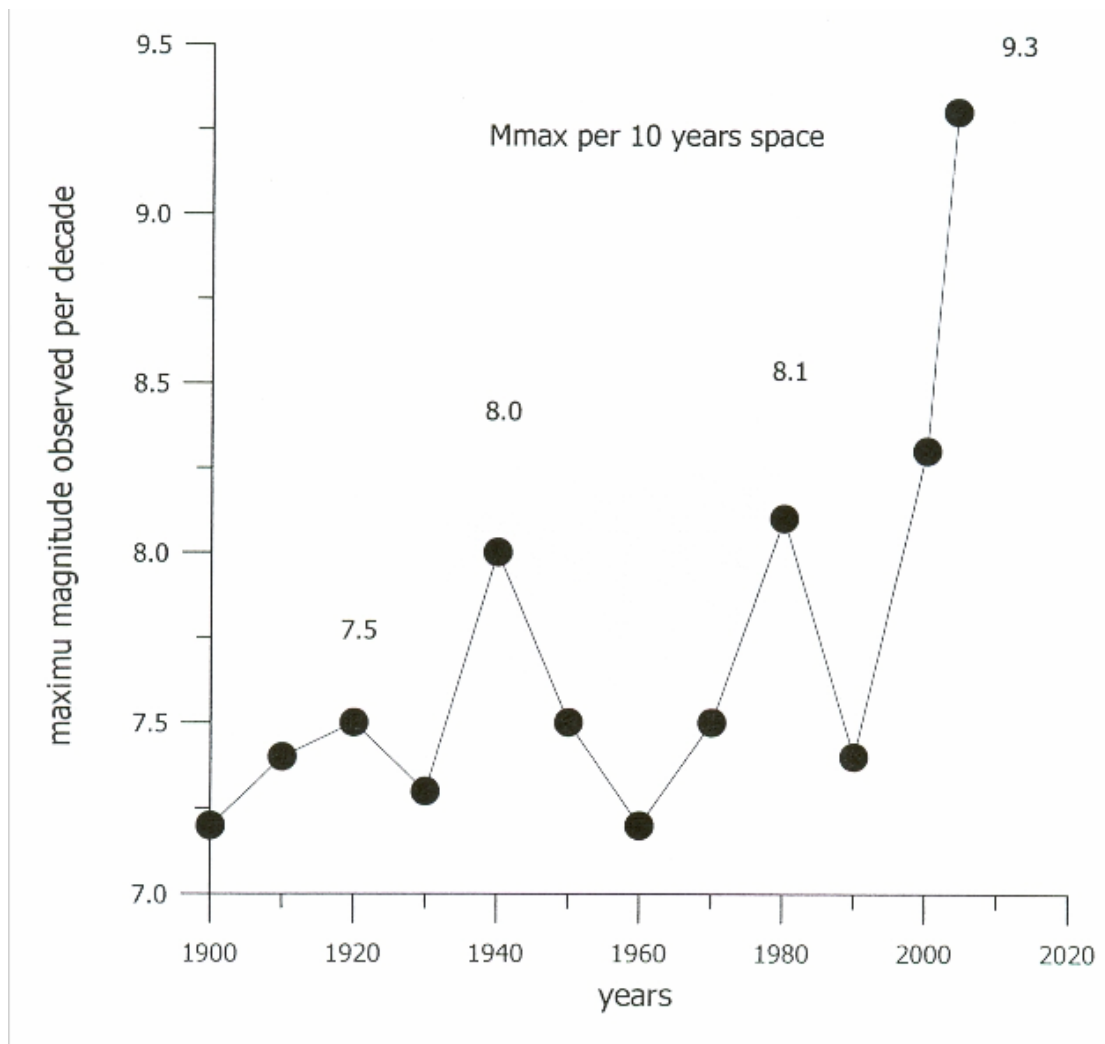
να έχουν το ίδιο μέσο όρο οι δύο κατανομές των τιμών των παραμέτρων b , είναι 0.000033. Για την ανατολική Ινδονησία, το $g_{1a.I}$ η μέση τιμή των τιμών των παραμέτρων b είναι $b_{1a.I} = 1.09$ και η απόκλιση είναι $VAR_{1a.I} = 0.47196$, ενώ για το $g_{2a.I}$ η μέση τιμή των τιμών των παραμέτρων b είναι $b_{2a.I} = 0.815$ και η απόκλιση είναι $VAR_{2a.I} = 0.01432$. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η παράμετρος $T_{a.I} = 1.93184$ και η πιθανότητα $PROB_{a.I}$, για να έχουν το ίδιο μέσο όρο οι δύο κατανομές των τιμών των παραμέτρων b , είναι 0.0947. Στην πράξη αυτό σημαίνει ότι οι μέσες τιμές των b μεταξύ των ομάδων $g1$ και $g2$ και για τις δύο περιοχές είναι διαφορετικές.

Με βάση αυτά τα αποτελέσματα και λαμβάνοντας υπόψη ότι η παράμετρος b μειώνεται όταν αυξάνεται η τάση, συμπεραίνουμε ότι στη Σουμάτρα η διαδικασία για το σεισμό της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004, είχε αρχίσει από τη δεκαετία 1961-1970.

Η ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΜΕΓΙΣΤΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΘΕΝΤΟΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ

Το συνολικό χρονικό διάστημα των 106 ετών διαιρείται σε διαδοχικά χρονικά διαστήματα 10 ετών που αρχίζουν από το 1901-1910. Υπάρχει μόνο ένα διάστημα που αποτελείται από 6 έτη, (2001-2006). Αυτό συμβαίνει λόγω έλλειψης δεδομένων. Στο τελευταίο χρονικό διάστημα ο γιγαντιαίος σεισμός των 9.3 συμπεριλαμβάνεται στο σύνολο δεδομένων.

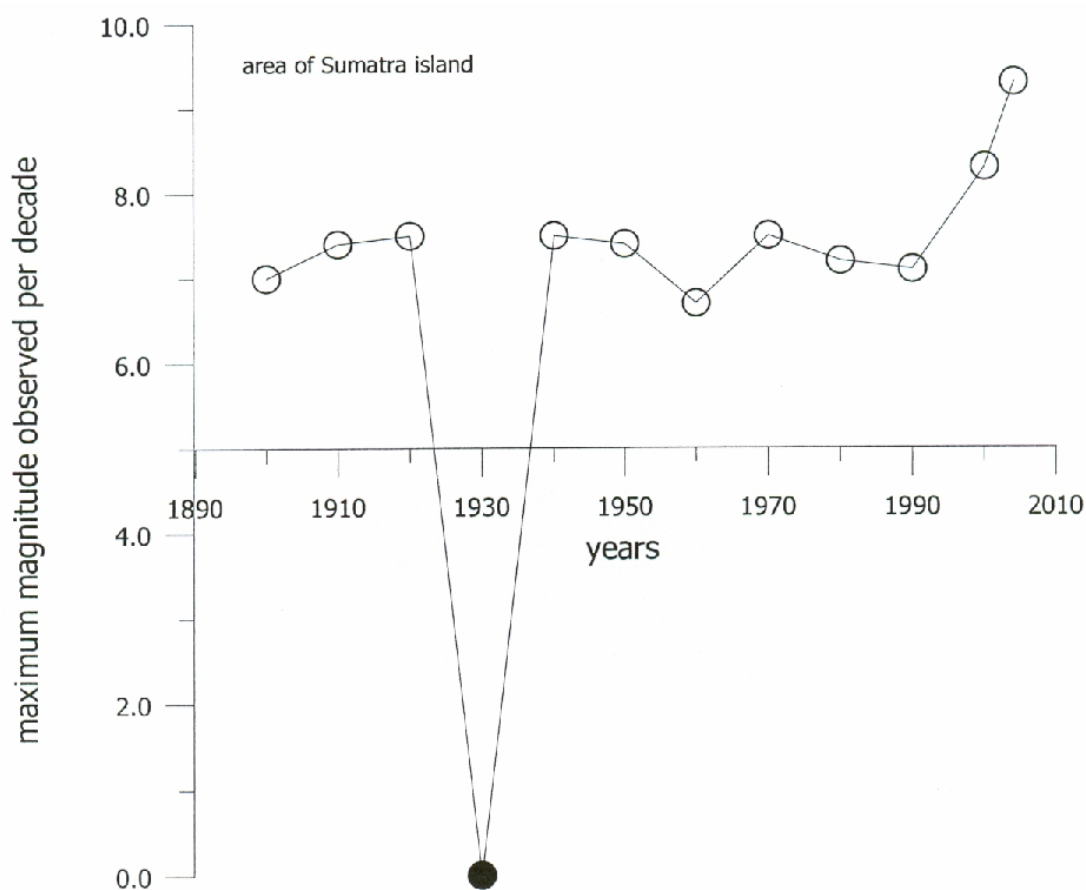
Για καθεμία από τις δεκαετίες, επιλέγεται το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος M_{max}^{obs} . Στο σχήμα (8) σχεδιάσαμε το M_{max}^{obs} συναρτήσει του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος. Κάθε τιμή σχεδιάζεται στον τελευταίο χρόνο της δεκαετίας (π.χ. 1950, 6.7 δυτική Σουμάτρα.).



Σχ. 8. Το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος, $M_{\max}^{\text{obs}}$, συναρτήσει του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος

Παρατηρήσαμε στο σχήμα ότι υπήρξαν 3 ελάχιστες τιμές του $M_{\max}^{\text{obs}}$, ακολουθούμενες από τρεις μέγιστες. Οι ελάχιστες τιμές παρατηρήθηκαν στις δεκαετίες 1930, 1960 και 1990. Οι αντίστοιχες μέγιστες, το 1940 ($M_{\max}^{\text{obs}}=8.0$), το 1980 ($M_{\max}^{\text{obs}}=8.1$) και το 2004 ($M_{\max}^{\text{obs}}=9.3$). Η εικόνα που παίρνουμε από το σχήμα (8) δείχνει κατά προσέγγιση ότι οι χρονικές παραλλαγές του $M_{\max}^{\text{obs}}$ παρουσιάζουν περιοδικό χαρακτήρα, με περίοδο (ελαχίστων τιμών) 30 ετών. Μια πιο λεπτομερής διαίρεση των χρονικών διαστημάτων ανά 5 έτη παρουσιάζει σχεδόν την ίδια εικόνα. Για τη συγκεκριμένη περιοχή της Σουμάτρας παρατηρείται η ίδια εικόνα (σχήμα 9). Εδώ θα πρέπει να σημειώσουμε ότι δεν εμφανίστηκε σεισμός με $M \geq 7.0$ στη δεκαετία 1921-1930 στην περιοχή Σουμάτρα (μαύρος κύκλος στο σχήμα 9), ενώ διάφοροι μεγάλοι σεισμοί με $M \geq 7.0$ συνέβησαν στην υπόλοιπη περιοχή της

Ινδονησίας. Αυτό σημαίνει ότι για τη δεκαετία 1921-1930 μπορεί να συνέβησαν σεισμοί μικρότερου μεγέθους (λιγότερο από 7.0). Αλλά δεδομένου ότι εξετάζουμε σεισμούς μεγαλύτερους ή ίσους με 7.0, θεωρούμε ότι αυτή η δεκαετία είναι χωρίς σεισμούς. Γι' αυτό στο σχήμα (9) δείχνουμε αυτήν την δεκαετία με το σημάδι 0.



Σχ. 9. Το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος, $M_{\max}^{\text{obs}}$, συναρτήσει του αντίστοιχου χρονικού διαστήματος

Τα σχήματα (8 και 9) δείχνουν ότι μετά από κάθε ελάχιστη τιμή μεγάλου σεισμού $M_{\max}^{\text{obs}} \geq 7.0$, ένας σεισμός με $M_{\max}^{\text{obs}} \geq 8.0$ θα συμβεί στα επόμενα 20 έτη. Η μόνη διαφορά είναι στο μέγεθος. Γεγονότα με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα με 8.0 ακολούθησαν τις ελάχιστες τιμές σε ολόκληρη την Ινδονησία, ενώ δονήσεις μεγαλύτερες ή ίσες με 7.5 εμφανίστηκαν στη Σουμάτρα.

ΘΕΜΑΤΑ ΠΡΟΣ ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα εργασία αφορά τη σεισμική συμπεριφορά των σεισμών στο τόξο της Ινδονησίας και τη σεισμικότητα της Σουμάτρα, όπου συνέβη ο γιγαντιαίος σεισμός των $M_w=9.3$ στις 26/12/2004. Είναι ο δεύτερος μεγαλύτερος σεισμός του κόσμου από το 1900, ενώ πρώτος είναι ακόμα ο σεισμός των $M_w=9.6$ στη Χιλή το 1960.

Όπως παρουσιάζεται, και στο τόξο της Ινδονησίας και στη Σουμάτρα καταγράφηκαν τρεις ελάχιστες τιμές στη κατανομή των μέγιστων παρατηρηθέντων μεγεθών με το χρόνο. Αυτές συνέβησαν σε μια χρονική έκταση 30 ετών και ακολουθήθηκαν από έναν μεγάλο σεισμό μέσα στα επόμενα 20 έτη. Λαμβάνοντας υπ' όψη το τόξο της Ινδονησίας συνολικά, υπολογίσαμε τη μέση περίοδο, T_m , για τους σεισμούς με μεγέθη $M \geq 7.0$ και διαπιστώσαμε ότι είναι ίσο με 4.48 έτη. Αυτό είναι σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις, και σημαίνει ότι σε κάθε χρονικό διάστημα 5 ετών θα έχουμε τουλάχιστον ένα σεισμό τέτοιου μεγέθους. Για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 8.0$ η μέση περίοδος επανάληψης T_m , είναι 39.35 έτη. Οι δύο σεισμοί που εμφανίστηκαν το 1938 (με μέγεθος $M=8.0$) και το 1977 (με μέγεθος $M=8.1$) έχουν μια χρονική διαφορά ίση με 39 έτη που είναι παρόμοια με την υπολογισμένη μέση περίοδο για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 8.0$.

Σύμφωνα με τη μεθοδολογία Kijko και Graham (1998) το μέγιστο μέγεθος στη περιοχή, για τη Σουμάτρα, είναι $M_{\max}^{\text{reg}} = 9.31 \pm 0.34$, ενώ ο μέσος ρυθμός δραστηριοποίησης $\lambda = 2.40 \pm 0.27$. Αυτή η εκτίμηση του μεγέθους είναι σε καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν από τον Okal (Stein και Okal, 2004) στο συνέδριο της EGU (στη Βιέννη 24-29 Απριλίου 2004), μιλώντας για μια επαναξιολόγηση του μεγέθους του γιγαντιαίου σεισμού σε 9.3, αντί του μέχρι τώρα αποδεκτού 9.0.

Η χρονική μεταβολή των τιμών των παραμέτρων b έδειξε ότι υπάρχουν από δύο ομάδες τιμών στην ανατολική και δυτική περιοχή της Ινδονησίας, μια υψηλών τιμών και μια χαμηλών. Η πρώτες ομάδες, $g_{1\delta,I}$ και $g_{1a,I}$, υπολογίζονται από τις δεκαετίες που καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1931-1960, ενώ οι δεύτερες, $g_{2\delta,I}$ και $g_{2a,I}$, καλύπτει τις δεκαετίες της περιόδου 1961-2006. Δύο όροι λήφθηκαν υπόψη προκειμένου να αποκτηθούν αξιόπιστες εκτιμήσεις. Έγινε δοκιμή για να ελέγξουμε τη στατιστική σημασία της διαφοράς μεταξύ των δύο ομάδων των τιμών b , προκειμένου να δούμε εάν οι δύο κατανομές των τιμών b (μεταξύ του g_1 και g_2) για

τις δύο περιοχές έχουν τον ίδιο μέσο όρο. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι οι δύο ομάδες και στις δύο περιοχές είναι σημαντικά διαφορετικές, με την g_2 να έχει τις χαμηλότερες τιμές, σε δυτική και ανατολική Ινδονησία. Εάν η σχέση μεταξύ της αύξησης της πίεσης και των χαμηλών τιμών της παραμέτρου b ισχύει, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η προετοιμασία στη περιοχή για το γεγονός του 2004 είχε αρχίσει κατά τη διάρκεια της δεκαετίας 1961-1970.

Η χρονική μεταβολή της σεισμικότητας δείχνει ένα μοντέλο, το οποίο υπάρχει μόνο για την Σουμάτρα. Αυτό είναι η εναλλαγή μικρού και μεγάλου αριθμού σεισμών σε κάθε εξεταζόμενη δεκαετία μετά από το 1930.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Allen, C. R., Amand, S. P., Richter, C. F. and Nordquist, J. M. Relationship Between Seismicity and Geological Structure in the Southern California Region. "Bull. Seism. Soc. Am.", 55, 753-797, 1965.
- Bath, M. Seismicity of Fennoscandia and Related Problems. "Gerl. Beitr. Z. Geophysik", 63, 173-208, 1953.
- Bath, M. A Note on the Measure of Seismicity. "Bull. Seism. Soc. Am.", 46, 217-218, 1956.
- Bath, M. Seismic energy mapping applied to Sweden. "Tectonophysics", 81, 85-98, 1982.
- Benioff, H. Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Depth. "Bull. Geol. Soc. Am.", 60, 1837-1856, 1949.
- Benioff, H. Global Strain Accumulation and Release as Revealed by Great Earthquakes. "Bull. Geol. Soc. Am." 62, 331-338, 1951.
- Curtis, J. W. A Magnitude Domain Study of the Seismicity of Papua, New Guinea and the Solomon Islands. "Bull. Geol. Soc. Am.", 63, 787-806, 1973.
- Epstein, B. and Lomnitz, C. A. A model for the occurrence of large earthquakes. "Nature", 211, 954-956, 1966.
- Gumbel, E. J. Statistics of Extremes. "Columbia Univ. Press", New York, 375pp., 1958.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. Frequency of Earthquakes in California. "Bull. Geol. Soc. Am.", 34, 185 - 188, 1944.
- Hatzidimitriou, P. M., Papazachos, B. C. and Karakaisis, G. F. Quantitative seismicity of the Aegean and the surrounding area. Proc. XXIV Gen. Assem. ESC. 19-24 September 1994 Athens, Greece, Vol. I, 155-164, 1994.
- Kaila, K. L. and Narain, H. A New Approach for Preparation of Quantitative Seismicity Maps as Applied to Alpine Belt-Sunda Arc and Adjoining Areas. "Bull. Geol. Soc. Am.", 61, 1275- 1291, 1971.
- Kaila, K. L., Gaur, V. K. and Narain, H. Quantitative Seismicity Maps of India. "Bull. Geol. Soc. Am.", 62, 1119- 1132, 1972.

- Kaila, K. L., Madhava, R. N. and Narain, H. Seismotectonic Maps of southwest Asia Region Comprising Eastern Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afghanistan and Hindukush. "Bull. Geol. Soc. Am.", 64, 657 – 669, 1974.
- Kaila, K. L. and Rao, N. M. Seismotectonic maps of the European area. "Bull. Seism. Soc. Am.", 65, 6, 1721-1732, 1975.
- Karnik, V. Seismicity of the European area, Part 1. "D. Reidel", Dordrecht, Netherlands, 364 pp., 1969.
- Koning, L. P. G. Earthquakes in Relation to their Geographical Distribution, Depth and Magnitude. "Konin. Nederl. Akad. Wet. Proc.", 55, 60-77, 1952.
- Makropoulos, K. C. The statistics of the large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. PhD. Thesis, Univ. of Edinburgh, 193pp, 1978.
- McCaffrey, R., Molnar, P. and Roecker, S.W. Microearthquake seismicity and fault Plane solutions related to arc-continent collision in the eastern Sunda arc. J. Geophys. Res., 90, 4511- 4528, 1985.
- McCaffrey, R., Slip vectors and stretching of the Sumatra fore arc. Geology, 19, 881-884, 1991.
- McCann, W.R., Nishenko, S. P, Sykes, L.R. and Krause, J. Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries. Pageoph, 117, 1082-1147, 1979.
- Mogi, K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena. "Bull. Earth. Res. Inst.", 40, 125-173, 1962a.
- Mogi, K. The fracture of a semi-infinity body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (first paper). "Bull. Earth. Res. Inst.", 40, 815-829, 1962b.
- Mogi, K. The fracture if a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its Relation to earthquake phenomenon. Bull. Eathq. Res. Inst., 41, 595-614, 1963.
- Mogi, K. Regional variation of aftershock activity. Bull. Earthq. Res. Inst., 45, 711-726, 1967.
- Nagumo, S. Deformation-fracture relation in earthquake genesis and derivation of frequency distribution of earthquakes. . "Bull. Earth. Res. Inst.", 47, 1015-1027, 1969.

- Page, R. Aftershocks and Microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964. "Bull. Geol. Soc. Am.", 58, 1131-1168, 1968.
- Papadimitriou, E. E. and Papazachos, B. C. Time- depended seismicity in the Indonesia region. J. Geophys. Res., 99, 15387- 15398, 1994.
- Papazachos, B. C. Dependence of the seismic parameter b on the magnitude range. Pageoph, 112, 1059-1065, 1974.
- Peterson, M. D., Dewey, J., Hartzell, S., Mueller, C., Harmsen, S., Frankel, A. D. and Rustales, K. Probabilistic seismic hazard analysis for Sumatra, Indonesia and across the southern Malaysian peninsula. Tectonophysics, 390, 141-158, 2004.
- Ranalli, G. A. Statistical Study of Aftershock Sequences. " Ann. Di Geof. ", 22, 359 –397, 1969.
- Riznichenko, Yu. V. On the sudy of the seismic regime. "Izv. Ser. Geophys.", 9, 1057-1074, 1958b.
- Scholz, C. H. The frequency-magnitude relation of the microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 58, 399-415, 1968.
- Stein, S. and Okal, E. A. Seismic moment of the great 2004 Sumatra earthquake from individual observations of split singlets of the Earth's gravest model. Presentation in EGU Gen Assem., Vienna 24-29 April 2004, Scient. Progr., 111p, 2004.
- Tsapanos, T. M. Seismicity of the Earth. PhD Thessis, Aristotle Univ. of Thessaloniki, 147pp, 1985.
- Tsapanos, T. M. Enaluation of seismic hazard parameters for selected regions of the world: the maximum regional magnitude. Ann. Di Geofs., 44, 69-79, 2001.
- Tsapanos, T. M., Burton, P. W. Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world. Tectonophysics, 194, 153-169, 1991.
- Tsapanos, T. M. and Papazachos, B. C. Geographical and vertical variation of the earth's seismicity. J. Seismology, 2, 183-192, 1998.
- Trapp, E. Zur Praktischen Darstellung der Seismizitat. " Gerl. Beitr. Z. Geoph. ", 64, 133-140, 1954.

Tsuboi, Ch. Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area and strength of the Earth's crust. "J. of Phys. of the Earth", 4, 63-66, 1956.

Utsu, T. A statistical study on the occurrence of aftershocks. "Geophys. Mag.", 30, 521-605, 1961.

Utsu, T. A method for determining the value of b in the formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. "Geoph. Bull. Hokkaido Univ.", 13, 99-103, 1965.

Welkener, P. On the Space Distribution of Some Seismic Parameters in Japan, Part 1, "Bull. Int. Inst. Seism. Earthq. Eng.", 4, 1-18, 1967.

Zachariasen, J., Sieh, K., Taylor, F. W., Edwards, R. L. and Hantoro, W. S.
Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatra subduction earthquake: evidence from coral microatolls. J. Geophys. Res., 104, 895- 919, 1999.

http://images.google.gr/imgres?imgurl=http://www.tectonics.caltech.edu/images/sumatra/global_seismicity_final_web.jpg&imgrefurl=http://www.tectonics.caltech.edu/outline/highlights/sumatra/&usq

<http://earthquake.usgs.gov/regional/world/indonesia/seismicity.php>