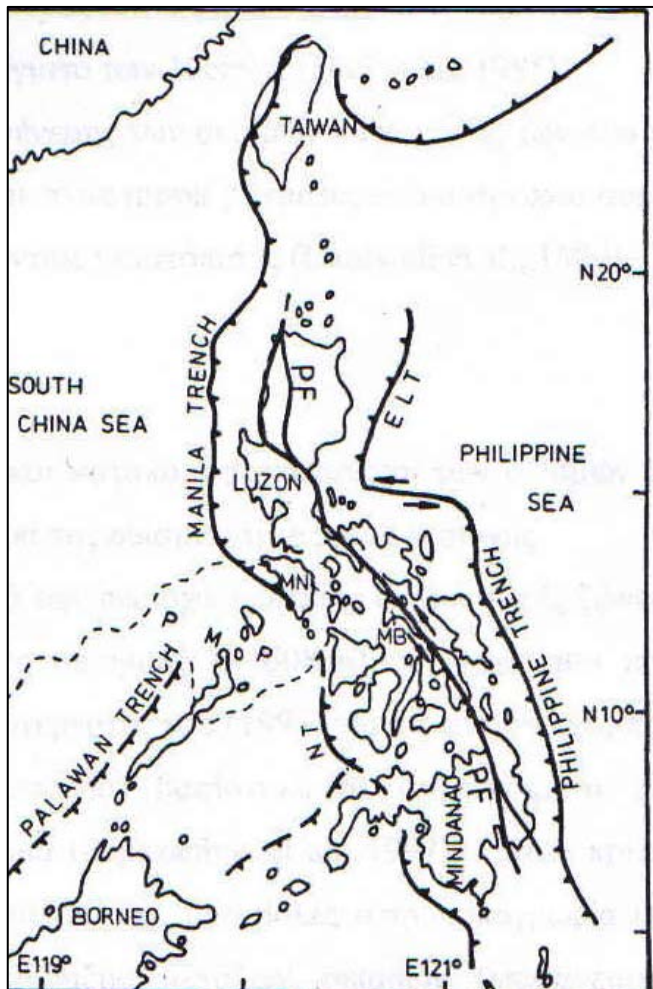


ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΤΡΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΙΛΙΠΠΙΝΕΣ-ΤΑΙΒΑΝ



*Διπλωματική Εργασία της
ΝΤΑΝΤΟΥ ΜΑΡΙΑΣ
Α.Ε.Μ. 3895*

**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ 2007**

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΤΡΩΝ ΣΤΗΝ
ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΙΛΙΠΠΙΝΕΣ-ΤΑΙΒΑΝ

Διπλωματική Εργασία της
ΝΤΑΝΤΟΥ ΜΑΡΙΑΣ
A.E.M. 3895

ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:
ΘΕΟΔΩΡΟΣ ΤΣΑΠΑΝΟΣ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2007

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο:ΕΙΣΑΓΩΓΗ	ΣΕΛ.
1.1 Βασικές έννοιες και ορισμοί	3
1.2 Νέα Παγκόσμια Τεκτονική	6
1.3 Τεκτονική των Λιθοσφαιρικών Πλακών	8
1.4 Η Τεκτονική στις Φιλιππίνες- Ταϊβάν	9
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο : ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	
2.1 Πηγή Δεδομένων	11
2.2 Ακρίβεια, Πληρότητα, και Ομοιογένεια του υλικού παρατήρησης	12
2.3 Μεθοδολογία	
2.3.1 Εισαγωγή	13
2.3.2 Νόμος κατανομής των παραμέτρων	14
2.3.3 Μεταβολές της παραμέτρου b	16
2.4 Μεταβολή της σεισμικής ενέργειας	18
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο : ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ	
	20
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	23
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	24
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1	29
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2	32

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΚΑΙ ΟΡΙΣΜΟΙ

Η Σεισμικότητα διαφόρων περιοχών της Γης υπήρξε το αντικείμενο εντατικής έρευνας για πολλά χρόνια, από μεγάλο αριθμό ερευνητών.

Ο όρος **σεισμικότητα** χρησιμοποιήθηκε ευρύτατα, αλλά δεν έχει οριστεί με σαφήνεια, αν και υπάρχει η γενική τάση να σχετίζεται ο όρος αυτός με την κατανομή των σεισμικών επικέντρων, στο χώρο και το χρόνο. Έτσι, μια πρώτη, απλή ποιοτική αντίληψη της σεισμικότητας λαμβάνουμε με χάρτες επικέντρων ποικίλων συμβολισμών ανάλογα με τα μεγέθη και τα εστιακά βάθη των σεισμών (Gutenberg and Richter 1954, Barazangi and Dorman 1969).

Ο Bath (1953) δίνει τον ακόλουθο ορισμό της σεισμικότητας: "ως σεισμικότητα ορίζεται η ολική σεισμική ενέργεια που απελευθερώνεται ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου".

Ο Karnik (1969) θεωρεί ως όρο της σεισμικότητας τους κανόνες που προσδιορίζουν την κατανομή στο χώρο και χρόνο των σεισμών που συμβαίνουν σε διαφορετικές σεισμικές ζώνες.

Κατά τον Stacey (1969) ο όρος σεισμικότητα σημαίνει τη γεωγραφία των σεισμών και ειδικά τις σχέσεις τους εδαφικούς σχηματισμούς και με τα μεγέθη τους ή την ενέργειά τους.

Ο Aki (1968) αναφέρει ότι ο όρος "σεισμικότητα" εκφράζει την εικόνα της διεργασίας κατά την οποία γεννιέται ένας σεισμός μέσα στη Γη, όπως αποκτάται αυτή η εικόνα από τις αναγραφές των σειсмоγράφων. Έτσι, κατά τον ερευνητή αυτόν, μπορεί να θεωρηθεί, ότι η έρευνα πάνω στη σεισμικότητα μιας περιοχής είναι η σύνθεση των αποτελεσμάτων της ανάλυσης των σειсмоγραμμάτων.

Ορισμένοι ερευνητές (Allen et al.1965, Kailla et al.1972) αναφέρουν ότι πρέπει να γίνει ένας διαχωρισμός ανάμεσα στη σεισμικότητα, η οποία εκφράζει το σύνολο των σεισμών για μια ορισμένη χρονική περίοδο και στη σεισμικότητα μακράς διάρκειας με την πιο γενική έννοια, δηλαδή για μεγαλύτερη χρονική περίοδο, η οποία περιλαμβάνει και πιθανές απόψεις για το μέλλον.

Κατά τον Purcaru (1975), η πρώτη προσπάθεια για την κατανόηση του όρου σεισμικότητα έγινε από τον Rinzichenko (1959) ο οποίος εισήγαγε τον όρο "σεισμική περιοχή" (seismic regime) σαν μια γενική έννοια στην έρευνα πάνω στην σεισμικότητα. Αυτός προσδιόρισε ως "σεισμική περιοχή" το σύνολο των σεισμών, διαφορετικής στάθμης ενέργειας, που εξετάζονται στο χώρο και στο χρόνο. Ο Purcaru (1975) αναφέρει ότι ο όρος "σεισμικότητα", μια πολύ γενικευμένη και αφηρημένη έννοια στη Σεισμολογία, καθορίζεται με σκοπό να εκφράσει το γενικό φαινόμενο της εκδήλωσης του συνόλου των σεισμών, διαφορετικών μεγεθών, στο χώρο και στο χρόνο.

Ο Παπαζάχος (1977) γράφει, ότι μπορούμε να φανταστούμε τη σεισμικότητα ως μια αύξουσα συνάρτηση τόσο του μεγέθους όσο και της συχνότητας των σεισμών, ενώ ο Ranalli (1972) θεωρεί τη σεισμικότητα και ως συνάρτηση της απελευθερούμενης ενέργειας.

Οι Argoyo και Espinosa (1978) πιστεύουν, ότι υπάρχουν παράμετροι που περιγράφουν με ακρίβεια το φαινόμενο των σεισμών. Έτσι, προτείνουν έναν αριθμό τέτοιων παραμέτρων, όπως είναι: οι συντεταγμένες (ϕ και λ) του επικέντρου, το εστιακό βάθος h , το μήκος και η διεύθυνση του σεισμικού ρήγματος, η συνολική μετατόπιση στην εστία του σεισμού, η πτώση τάσης και η σεισμική ροπή. Οι ίδιοι ερευνητές καταλήγουν στο συμπέρασμα, ότι με τον όρο "σεισμικότητα" εννοείται η κατανομή των ποσοτήτων αυτών.

Οι πρώτες έρευνες πάνω στη σεισμικότητα είναι πιθανόν αυτές του Oldham (1911) και του Balore de Montessus (1911) που εκφράζουν απλά την ύπαρξη σεισμών, με τη μορφή χαρτών επικέντρων με διαφορετικό συμβολισμό για σεισμούς με διαφορετικές παραμέτρους. Στη συνέχεια η έρευνα πάνω στη σεισμικότητα εξελίσσεται γρήγορα. Ένα σπουδαίο βήμα προς την κατεύθυνση αυτή πρόσφερε η εμφάνιση της κλίμακας Richter που εισάγει την έννοια του μεγέθους.

Σύμφωνα με τον Purcaru (1975) η έρευνα πάνω στη σεισμικότητα εξελίσσεται προς τρεις κατευθύνσεις:

α) Έρευνα πάνω στη χρήση της ελάττωσης της ανηγμένης παραμόρφωσης λόγω γένεσης του σεισμού (strain-release) για τον υπολογισμό της σεισμικότητας, άποψη η οποία προτάθηκε από τον Benioff (1949) και χρησιμοποιήθηκε και από άλλους ερευνητές (Ritsema 1954, Amand 1956, Allen et al. 1965).

β) Έρευνα πάνω στη συνολική ενέργεια που απελευθερώνεται από τους σεισμούς στη μονάδα της επιφάνειας και του χρόνου, για τον προσδιορισμό της σεισμικότητας (Bath 1956).

γ) Έρευνα πάνω στη σχέση της κατανομής της συχνότητας των μεγεθών, όπως προτάθηκε από τους Gutenberg και Richter (1954) καθώς και στη σχέση της κατανομής της συχνότητας ενέργειας η οποία ερευνήθηκε πλατιά από τον Riznichenko (1959).

Αν και αυτές οι κατευθύνσεις της έρευνας απεικονίζουν, μέχρι ένα βαθμό, την σεισμικότητα, εντούτοις δεν πρέπει να συγχέονται με τον πιο γενικό όρο **σεισμική δράση**. Αυτό συμβαίνει, γιατί η έννοια της σεισμικότητας δεν εξαρτάται μόνο από τα σεισμικά μεγέθη, όπως η σεισμική δράση, αλλά και από την συχνότητα των σεισμών της περιοχής, με αποτέλεσμα η έννοια σεισμικότητα να είναι ποσοτική έκφραση του περισσότερο γενικού όρου "σεισμική δράση". Έτσι, οι παραπάνω κατευθύνσεις προσφέρουν την δυνατότητα διαφορετικών ποσοτικών εκτιμήσεων της σεισμικότητας, που εκφράζονται με παραμέτρους οι οποίες έχουν φυσική σημασία. Υπάρχει συνεπώς σημαντική διαφορά μεταξύ του όρου "σεισμική δράση" που εκφράζει τη γενική διεργασία η οποία έχει σαν αποτέλεσμα τη γένεση ενός σεισμού και των διαφόρων παραμέτρων οι οποίες ορίζουν ποσοτικά τη σεισμικότητα. Δεν πρέπει συνεπώς να γίνεται σύγχυση μεταξύ του όρου "σεισμική δράση" ως γενικό φαινόμενο και της σεισμικότητας που είναι μια έννοια ποσοτικού χαρακτήρα.

Όμως ορισμένοι ερευνητές δέχονται αντίθετες απόψεις. Έτσι οι Argyro και Espinosa (1978) πιστεύουν, ότι η σεισμικότητα είναι μια ευρύτερη έννοια η οποία περιγράφει την κατανομή των σεισμών με διάφορες παραμέτρους, ενώ η σεισμική δράση, είναι μια επιμέρους παρουσίαση της σεισμικότητας, γιατί εκφράζει την κατανομή των σεισμών μόνο με μερικές από αυτές τις παραμέτρους. Κατά τον Radu (1974), η σεισμική δράση καθορίζεται ως ο μέσος ετήσιος αριθμός των σεισμών μεγέθους $M > M_1$, που συμβαίνουν σε ορισμένη επιφάνεια.

Ο Stacey (1969, 1977) θεωρεί τις δυο έννοιες εντελώς ταυτόσημες. Γεγονός είναι, πάντως, ότι η έννοια της σεισμικότητας είναι στενά συνυφασμένη με εκείνη της σεισμικής δράσης αν και υπάρχει κάποια αοριστία σχετικά με τους δυο αυτούς όρους.

Κατά τον Karnik (1971), ο αντικειμενικός σκοπός κάθε έρευνας πάνω στην σεισμικότητα μιας περιοχής είναι η ανεύρεση των συμπτωμάτων ενός πιθανού σεισμού, δηλαδή η ανεύρεση της θέσης του, του μεγέθους του και του χρόνου γένεσης αυτού. Επειδή, όμως, δεν έχει γίνει μέχρι στιγμής πλήρως κατανοητή η φυσική διαδικασία η οποία οδηγεί σ' ένα σεισμό, οι διάφοροι σεισμολόγοι συνδυάζουν, στις έρευνές τους, διαφορετικές εμπειρικές σχέσεις, απλά στατιστικά μοντέλα ή μερικές κανονικότητες για την κατανομή των εστιών στο χώρο.

Ανάμεσα στις περισσότερο χρησιμοποιούμενες σχέσεις, είναι η σημαντική σχέση της κατανομής της συχνότητας των μεγεθών. Η στατιστική επεξεργασία της σχέσης αυτής έχει μεγάλη σπουδαιότητα για την σεισμικότητα, γιατί δίνει αριθμητικά χαρακτηριστικά της σεισμικότητας μιας περιοχής (Allen et al. 1965, Sykes 1965, Karnik 1969, Comninakis and Papazachos 1972, Bram 1972, Bolt and Miller 1971, Radu 1974). Κατά τους Algermissen και τους συνεργάτες του (1976) η σχέση αυτή καθορίζει την κατανομή της σεισμικής δράσης στο

χρόνο και έτσι αποτελεί βασική παράμετρο για τον υπολογισμό της μελλοντικής σεισμικής δράσης της περιοχής.

Μια έννοια η οποία σχετίζεται με αυτή της σεισμικότητας και για την οποία υπάρχουν διαφορετικές απόψεις όσον αφορά τον ορισμό της, είναι η έννοια της **"σεισμικής επικινδυνότητας"** (Seismic hazard). Λέγοντας σεισμική επικινδυνότητα εννοούμε μια ποσότητα που είναι αύξουσα συνάρτηση ενός στοιχείου, Y , της σεισμικής κίνησης (π.χ. της εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας κ.λ.π.) καθώς και της συχνότητας επανάληψης της σεισμικής κίνησης σε ένα τόπο. Ο καθορισμός της σεισμικής επικινδυνότητας έχει αναγνωρισθεί ως ένα σημαντικό μέρος της Σεισμικής Μηχανικής, με αποτέλεσμα την ύπαρξη ενός μεγάλου αριθμού εργασιών, στο χώρο αυτό, που αφορούν τα πιθανά σεισμικά φορτία που θα δράσουν σε μια περιοχή. Η μελέτη του υπολογισμού των πιθανών φορτίων και της συχνότητας εμφάνισης αυτών αντιπροσωπεύει τη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής.

Συνήθως, η σεισμική επικινδυνότητα σε ένα τόπο εκφράζεται ποσοτικά με την πιθανότητα, ότι θα παρατηρηθεί στον τόπο αυτό σεισμική επιτάχυνση (ή άλλη παράμετρος της σεισμικής κίνησης) μεγαλύτερη ορισμένης τιμής (π.χ. μεγαλύτερη της $g/10$) μέσα σε ορισμένο χρονικό διάστημα S , που παίρνεται ίσο με το μέσο χρόνο ζωής των τεχνικών κατασκευών, ή με την τιμή γ , της σεισμικής επιτάχυνσης (ή άλλου στοιχείου της σεισμικής κίνησης) για την οποία η πιθανότητα να παρατηρηθεί επιτάχυνση μεγαλύτερη της τιμής αυτής μέσα σε ορισμένη χρονική περίοδο είναι δοσμένη (π.χ. 1%). Μια πρακτική παρουσίαση της σεισμικής επικινδυνότητας για μια ορισμένη περιοχή είναι δυνατό να γίνει με σχετικούς χάρτες, δηλαδή με χάρτες επιτάχυνσης, περιόδου, κ.λ.π.. Τέλος διαφορετική άποψη για τον ορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας δέχονται ορισμένοι ερευνητές. Σύμφωνα με αυτούς (Κομνηνάκης 1975, Burton 1978a, Bath 1979a, b) ο όρος "σεισμική επικινδυνότητα" είναι ταυτόσημος με τον όρο της σεισμικότητας.

Όπως αναφέρθηκε, η σεισμικότητα μιας περιοχής σχετίζεται με την ανάλυση του συνόλου των σεισμών οι οποίοι συμβαίνουν σε αυτήν. Τα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά της εστίας ενός σεισμού είναι οι γεωγραφικές συντεταγμένες ϕ και λ , το εστιακό βάθος h και ο χρόνος γένεσης H του σεισμού. Σαν κύριο δυναμικό χαρακτηριστικό του σεισμού καθορίζεται το μέγεθος του M (ή η ενέργειά του E). Αυτές οι πέντε παράμετροι αποτελούν τα φυσικά χαρακτηριστικά ενός σεισμού, όσον αφορά την εστία του. Έτσι, κάθε σεισμός στο χώρο S μπορεί να θεωρηθεί ως ένα σημείο i που καθορίζεται από αυτές τις παραμέτρους, δηλαδή (ϕ , λ , h , H , M) σύμφωνα με τον ορισμό του Riznichenko (1959). Συνεπώς, είναι δυνατό να λεχθεί ότι το πρόβλημα της έκφρασης της σεισμικότητας ανάγεται στην ανεύρεση των ιδιαίτερων γνωρισμάτων της κατανομής στο χώρο, αυτών των σημείων, και στην ανεύρεση νόμων που να διέπουν αυτή την κατανομή.

1.2 ΝΕΑ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

Είναι σκόπιμο να αναφέρουμε εδώ σε γενικές γραμμές στις έννοιες της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής και της θεωρίας των Λιθοσφαιρικών πλακών, επειδή σήμερα, γίνεται αποδεκτή η στενή εξάρτηση σεισμικής δράσης από της δύο αυτές έννοιες.

Με τον όρο **Νέα Παγκόσμια Τεκτονική** εννοούμε το σύνολο των σύγχρονων υποθέσεων, ιδεών και θεωριών οι οποίες αναφέρονται στις οριζόντιες, κυρίως, κινήσεις μεγάλων διαστάσεων επιφανειακών τεμαχίων της στερεάς Γης, στα αίτια που προκαλούν τις κινήσεις αυτές και στη συμβολή τους στη διαμόρφωση της μορφολογίας της επιφάνειας της Γης (Παπαζάχος 1973 α).

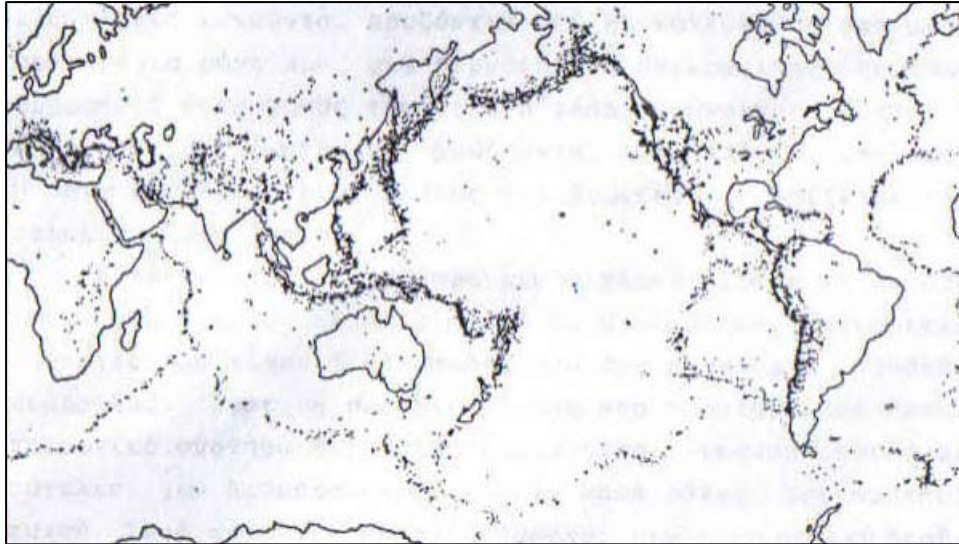
Σύμφωνα με τη Νέα Παγκόσμια Τεκτονική η πλειονότητα των σπουδαιότερων γεωδυναμικών φαινομένων (μεταξύ των οποίων και η σεισμική δράση) που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης συμβαίνουν κατά μήκος δυο παγκόσμιων συστημάτων ζωνών διάρρηξης, δηλαδή, στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης και στο σύστημα των μέσο-ωκεάνιων ράχων.

Το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης αποτελείται από δυο κυρίως ζώνες: Την Ευρασιατική – Μελανησιακή (περιοχές Αλπικών πτυχώσεων, Βαλκάνια, Ιράν, Ιμαλία, Ινδονησία, Νέα Ζηλανδία) και την περι – Ειρηνική ζώνη, η οποία περιβάλλει τον Ειρηνικό ωκεανό από την Ινδονησία μέχρι την Ανταρκτική. Δυο χαρακτηριστικοί μορφολογικοί σχηματισμοί τεκτονικής προέλευσης των περιοχών αυτών του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης αποτελούν οι ωκεάνιες τάφροι και τα νησιωτικά τόξα. Οι ωκεάνιες τάφροι είναι περιοχές στις οποίες ο ωκεάνιος φλοιός καταδύεται στον ανώτερο μανδύα. Αυτές συνυπάρχουν με τα νησιωτικά τόξα. Τα νησιωτικά τόξα έχουν τοξοειδές σχήμα και περιλαμβάνουν ένα εξωτερικό ιζηματογενές και ένα εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο. Στο κυρτό μέρος του εξωτερικού ιζηματογενούς τόξου βρίσκεται η ωκεάνια τάφρος, ενώ στο κοίλο μέρος του εσωτερικού τόξου εντοπίζεται θαλάσσια λεκάνη μικρού, συνήθως, βάθους, η οποία ονομάζεται περιθωριακή θάλασσα.

Το σύστημα των μέσο-ωκεάνιων ράχων αποτελείται από το σύνολο των υποβρυχίων εξάρσεων του φλοιού που συχνά το ύψος τους υπερβαίνει τα 3.000 μέτρα, είναι συνεχές και παρουσιάζεται στον πυθμένα όλων των ωκεανών. Οι μέσο-ωκεάνιες ράχες αποτελούν τις θέσεις επέκτασης του ωκεάνιου φλοιού και του ενεργού σχηματισμού νέου φλοιού. Χαρακτηριστικό γνώρισμα των μέσο-ωκεάνιων ράχων είναι τα ειδικής κατηγορίας ρήγματα που λέγονται ρήγματα μετασχηματισμού. Αυτά τέμνουν κάθετα τους κύριους άξονες των ράχων και έχουν μεγάλη γεωτεκτονική σημασία.

Η Νέα Παγκόσμια Τεκτονική ασκεί σημαντική επίδραση στο πεδίο της Σεισμολογίας. Σύμφωνα με αυτή, η παγκόσμια σεισμική δράση παρατηρείται σχεδόν αποκλειστικά στα δυο παγκόσμια συστήματα ζωνών διάρρηξης. Εδώ πρέπει να αναφερθεί, ότι υπάρχουν ορισμένες περιοχές (Καναδάς, Βαλτική ασπίδα) όπου η σεισμική δράση δεν μπορεί να ερμηνευθεί με τη Νέα Παγκόσμια Τεκτονική. Για την γένεση των σεισμών στις περιοχές αυτές άλλες ερμηνείες είναι δυνατές (Παπαζάχος 1977).

Οι Barazangi και Dorman (1969) χαρτογράφησαν τη γεωγραφική κατανομή των επικέντρων μεταξύ 1961-1967 η οποία φαίνεται στο σχήμα 1.1. Από το σχήμα αυτό γίνεται φανερό, ότι πράγματι το σύνολο σχεδόν της σεισμικής δράσης βρίσκεται στα δυο συστήματα των ζωνών διάρρηξης.



Σχήμα 1.1 Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών που έγιναν μεταξύ 1961-1967 (Barazangi and Dorman 1969)

Στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης η σεισμική δράση είναι μεγάλη και παρουσιάζει σημαντική διασπορά. Όλοι οι σεισμοί βάρους και το μεγαλύτερο μέρος των επιφανειακών σεισμών γίνονται στις δυο κύριες ζώνες του συστήματος αυτού. Οι επιφανειακοί σεισμοί στις περιοχές των τάφρων οφείλονται σε οριζόντιες συμπιεστικές δυνάμεις κάθετες στους άξονες των τάφρων που δίνουν ανάστροφα ρήγματα (thrust faults) (Isacks et al. 1969).

Η κατακόρυφη κατανομή της σεισμικής δράσης δεν είναι τυχαία. Στα νησιώτικα τόξα και σε τεκτονικά παρόμοιες περιοχές του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης όπου συμβαίνουν τόσο σεισμοί επιφάνειας όσο και ενδιάμεσου βάρους και σε αρκετές περιπτώσεις μεγάλου βάρους, οι σεισμικές εστίες δεν κατανέμονται τυχαία αλλά βρίσκονται κοντά σε κωνικές επιφάνειες που κλίνουν από κυρτά (εξωτερικά) μέρη των τόξων, όπου βρίσκονται οι ωκεάνιες τάφροι, προς τα κοίλα μέρη (εσωτερικά), δηλαδή, προς τις ηπείρους. Οι κλίσεις αυτών των ζωνών είναι περίπου 30° στα μικρά βάθη και φτάνουν στις 60° στα μεγαλύτερα βάθη. Οι κεκλιμένες αυτές σεισμικές ζώνες είχαν διαπιστωθεί από το 1935 από τον Wadati και αργότερα επιβεβαιώθηκαν από τον Benioff. Σήμερα ονομάζονται διεθνώς **σεισμικές ζώνες Benioff**.

Στο σύστημα των μεσο-ωκεάνιων ράχων η σεισμική δράση είναι μικρότερη, οι σεισμικές ζώνες είναι πιο στενές και εντοπίζονται ακριβώς στους κύριους άξονες των ράχων και τα ρήγματα μετασχηματισμού. Η πλειονότητα των σεισμών που συμβαίνουν στις μεσο-ωκεάνιες ράχες προέχονται από τις προεκτάσεις του ωκεάνιου φλοιού κατά μήκος των ρηγμάτων μετασχηματισμού που συνδέουν τμήματα των ράχων (Sykes 1967). Στις περιοχές των μεσο-ωκεάνιων ράχων συμβαίνουν αποκλειστικά επιφανειακοί σεισμοί (τα εστιακά βάθη τους είναι μικρότερα από 60 km) που δημιουργούνται από κανονικά ρήγματα. Αυτά προέχονται από το εφελκυστικό πεδίο των τάσεων που επικρατεί (Sykes 1967, Ritsema and Houtgast 1971), οι άξονες των οποίων είναι κάθετοι στις διευθύνσεις των ράχων.

1.3 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΩΝ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΠΛΑΚΩΝ

Η **Τεκτονική των Λιθοσφαιρικών Πλακών** διαμορφώθηκε στην διάρκεια των τελευταίων 20 χρόνων και αποτέλεσε τη βάση της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής. Οι αρχικές ιδέες, που βασίσθηκαν στην επέκταση (spreading) του θαλάσσιου φλοιού (όπως διαπιστώθηκε από μαγνητικά και τοπογραφικά δεδομένα), διατυπώθηκαν από τους McKenzie και Parker (1967), Le Pichon (1968), Morgan (1968) και στη συνέχεια θεμελιώθηκαν κυρίως με σεισμολογικά δεδομένα (Isacks et al. 1968). Σύμφωνα με την τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών, η λιθόσφαιρα είναι ένα δύσκαμπτο ελαστικό στρώμα πάχους 80km περίπου, περιλαμβάνει το στερεό φλοιό και μέρος του ανώτερου μανδύα και αποτελείται από ορισμένο αριθμό τεμαχών που ονομάζονται λιθοσφαιρικές πλάκες. Η λιθόσφαιρα, που επικάθεται πάνω στην ασθενόσφαιρα, υφίσταται ισχυρή τεκτονική παραμόρφωση μόνο κατά μήκος στενών κινηματικών ζωνών, οι οποίες ορίζονται κυρίως από τις σεισμικές ζώνες και αποτελούν τις επιφάνειες επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών. Τμήματα της λιθόσφαιρας γεννιούνται στις μεσο-ωκεάνιες ράχεις, πραγματοποιούν σχετικές κινήσεις κατά διευθύνσεις που βρίσκονται πάνω σε ρήγματα μετασχηματισμού και τελικά καταστρέφονται στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης, στις ζώνες καταβύθισης, όπου επικρατούν συμπιεστικές δυνάμεις στα κυρτά μέρη, ενώ στα κοίλα μέρη επικρατούν δυνάμεις εφελκυσμού. Έτσι οι λιθοσφαιρικές πλάκες κινούνται οριζόντια και με κατεύθυνση από μια μεσο-ωκεάνια ράχη προς μια περιοχή του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης κατά μήκος του οποίου παραμορφώνεται έντονα και οι πυκνότερες (ωκεάνιες) βυθίζονται κάτω από τις ηπειρωτικές. Η πάνω επιφάνεια μιας πλάκας που βυθίζεται, ορίζεται από τη σεισμική ζώνη Benioff.

Η τεκτονική των Λιθοσφαιρικών πλακών έδωσε την δυνατότητα να ερμηνευτούν ικανοποιητικά οι περισσότερες σεισμικές ιδιότητες που είχαν διαπιστωθεί στα δυο παγκόσμια συστήματα διάρρηξης. Έτσι, η σεισμική δράση που παρατηρείται στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης ερμηνεύεται ικανοποιητικά με τη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών κατά μήκος του συστήματος αυτού. Κατά την σύγκλιση αναπτύσσεται μια συμπιεστική διαδικασία, που έχει σαν αποτέλεσμα την κάμψη της πυκνότερης πλάκας και την βύθισή της κάτω από την αραιότερη (Isacks et al. 1968). Η κάμψη συμβαίνει στις θέσεις όπου εντοπίζονται οι ωκεάνιες τάφροι. Από το πεδίο των συμπιεστικών τάσεων, που εμφανίζεται κατά την σύγκρουση δυο λιθοσφαιρικών πλακών, δημιουργούνται ανάστροφα ρήγματα κατά μήκος των τάφρων και γενικότερα των εξωτερικών τμημάτων των τόξων και έτσι δικαιολογείται η έντονη επιφανειακή σεισμική δράση των περιοχών αυτών (Isacks et al. 1969). Στην πάνω επιφάνεια που καταδύεται παράγονται ανάστροφες διαρρήξεις, πιθανότατα από την τριβή της επιφάνειας αυτής με το ασθενοσφαιρικό υλικό και έτσι κατά μήκος της επιφάνειας αυτής συμβαίνουν σεισμοί βάθους, οι εστίες των οποίων σχηματίζουν την ζώνη Benioff. Στα κοίλα μέρη των νησιώτικων τόξων, λόγω της θερμότητας που παράγεται στο πάνω μέρος της βυθιζόμενης πλάκας, δημιουργούνται ρεύματα μεταφοράς στην ασθενόσφαιρα, τα οποία έχουν σαν συνέπεια την εξάσκηση οριζόντιων δυνάμεων εφελκυσμού στον πυθμένα της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τη γένεση στα κοίλα μέρη των νησιώτικων τόξων, επιφανειακών σεισμών με κανονική διάρρηξη (διάρρηξη βαρύτητας). Στις μεσο-ωκεάνιες ράχεις, η ανάπτυξη του πεδίου των εφελκυστικών τάσεων (στις δυο πλευρές της ράχης), που προέρχεται από την απόκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών, οδηγεί στη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων. Δείχνεται έτσι, ότι το γενικό πρότυπο των μηχανισμών γένεσης των σεισμών βρίσκεται σε σημαντική συμφωνία με το πρότυπο που εισάγει η μετακίνηση των λιθοσφαιρικών τεμαχών.

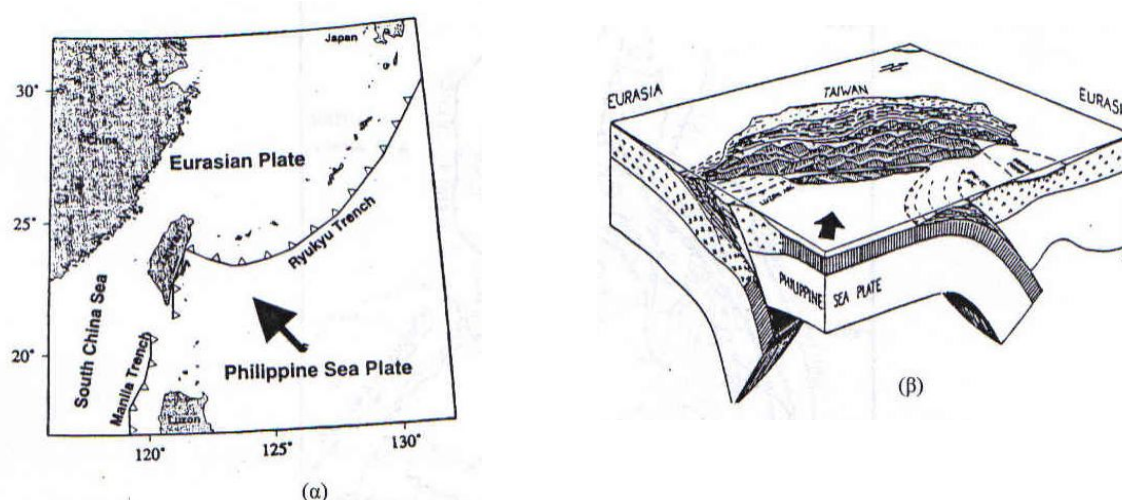
1.4 Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΣΤΙΣ ΦΙΛΙΠΠΙΝΕΣ – ΤΑΙΒΑΝ

Στο νότιο άκρο της Ιαπωνικής τάφρου συναντιούνται οι πλάκες Ειρηνικού, Φιλιππίνων, Ευρασιατικής/Β. Αμερικής, σχηματίζοντας ένα τριπλό σημείο σύγκλισης (triple junction). Η πλάκα του Ειρηνικού βυθίζεται προς τα δυτικά κατά μήκος της τάφρου Ίζου-Μπόνιν (Izu-Bonin trench), ενώ η πλάκα των Φιλιππίνων βυθίζεται στα βόρεια κατά μήκος της τάφρου Σαγκάμι (Sagami trough), κάτω από την πλάκα της Ευρασίας/Β.Αμερικής. Κατά την βύθιση της η πλάκα των Φιλιππίνων συμπαρασύρει σε κατάδυση και το τόξο Ίζου-Μπόνιν (Izu-Bonin arc) (Ishibashi, 1987, 1988a, b).

Η ταχύτητα σύγκλισης μεταξύ Ευρασιατικής πλάκας και Φιλιππίνων κυμαίνεται μεταξύ 4-5cm/yr (Seno et al. 1993). Από γεωδαιτικές μετρήσεις βρέθηκε ότι η Ειρηνική πλευρά της νοτιοδυτικής Ιαπωνίας, κατά τη διάρκεια των δύο μεγάλων σεισμών του 1944 (M=7.9) και 1946 (M=8.0) που συνέβησαν στην τάφρο Νανκάι, παραμορφώθηκε ισχυρά (El-Fiky et al.1999). Η σεισμική παραμόρφωση ήταν πολύ χαρακτηριστική κατά το χρονικό διάστημα των σεισμών, ενώ παρατηρήθηκαν οριζόντιες μετατοπίσεις κατά πολύ μεγαλύτερες του ενός μέτρου και ανυψώσεις περίπου ενός μέτρου (Miyabe 1955, Ando 1975b, Sagiya 1995).

Η βύθιση της πλάκας των Φιλιππίνων συνεχίζεται νοτιότερα στην περιοχή της τάφρου Ρίουκίου (Ryukyu trench), όπου η κατάδυση πραγματοποιείται με γωνία 40°-50°, ενώ η ζώνη Benioff είναι ανιχνεύσιμη μέχρι το βάθος των 250km (Fabbri and Fournier,1999). Οι ταχύτητες σύγκλισης των πλακών στην περιοχή που έχουν υπολογιστεί από τον Seno και συνεργάτες (1993) είναι περίπου 7.4cm/yr, ενώ από γεωδαιτικές μετρήσεις υπολογίστηκαν ταχύτητες 8.3cm/yr (Yu et al.1995).

Η τάφρος Ρίουκίου καταλήγει στην περιοχή της Ταϊβάν, όπου στο βόρειο τμήμα της συνεχίζεται η κατάδυση της πλάκας των Φιλιππίνων κάτω από την Ευρασιατική, σε αντίθεση με το νότιο τμήμα της νήσου, όπου λαμβάνει χώρα η κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας της νότιας Κινεζικής θάλασσας, που αποτελεί τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας, κάτω από την πλάκα των Φιλιππίνων (Huang et al.1997, Lin et al.1999), (σχήμα 1.2). Η κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας της νότιας Κινεζικής θάλασσας γίνεται κατά μήκος της τάφρου Μανίλα, (Manila trench), που κατά τον Lin και συνεργάτες (1999) στην νότια Ταϊβάν εμφανίζεται μετατοπισμένη προς τα ανατολικά σε σχέση με τον κύριο κορμό της τάφρου Μανίλα, (σχήμα 1.2 α).



Σχήμα 1.2 (α) Τεκτονικό περιβάλλον στην ευρύτερη περιοχή της Ταϊβάν, (σχήμα τροποποιημένο από Lin et al.,1999), και (β) η κατάδυση της πλάκας των Φιλιππίνων κάτω από την Ταϊβάν, (από Angelier, 1986)

Η σύγκλιση Ευρασιατικής πλάκας-Φιλιππίνων στην περιοχή, γίνεται με ταχύτητα 7.0cm/yr (Seno et al.1993). Η γωνία με την οποία βυθίζεται η πλάκα των Φιλιππίνων είναι της τάξης των 40° (Rau and Wu, 1995), ενώ αυτή της Ευρασιατικής είναι περίπου 55°-60°, και το βάθος της καταδύομενης πλάκας κυμαίνεται από 100 ως 200km (Tsai, 1986). Οι Kao και Rau (1999) υπολόγισαν παρόμοια γωνία κλίσης της ζώνης Benioff για την καταδύομενη πλάκα των Φιλιππίνων, ενώ μετά το βάθος των 100km η κλίση αυξάνει και παίρνει τιμή 70°-80°. Η χωρική κατανομή των επικέντρων δείχνει μια συγκέντρωση στο ανατολικό άκρο του νησιού κατά μήκος της κατάδυσης της πλάκας των Φιλιππίνων. Ο Wu (1970) από την εξέταση των μηχανισμών γένεσης μεγάλων σεισμών στο κεντρικό-ανατολικό τμήμα του νησιού βρήκε ότι πρόκειται για σεισμούς, που προκαλούνται από ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Έτσι στο κεντρικό αυτό μέρος της Ταϊβάν λαμβάνει χώρα σύγκρουση μεταξύ των δυο πλακών (Wu, 1978), ενώ κατά τον Rau και Wu (1995) παρατηρούνται μόνο επιφανειακοί σεισμοί (<50km).

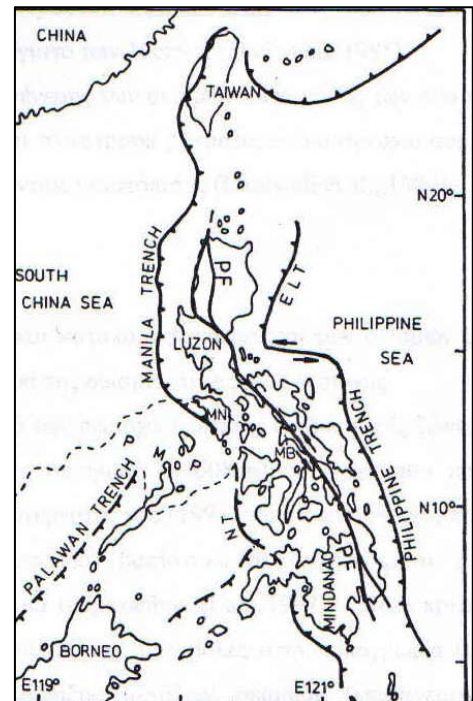
Τμήμα της Περιερηνικής ζώνης οι Φιλιππίνες βρίσκονται μεταξύ δυο μεγάλων τεκτονικών πλακών (σχήμα 1.3). Η βορειοδυτική κίνηση της πλάκας του Ειρηνικού παρασύρει την πλάκα των Φιλιππίνων σε κατάδυση κατά μήκος των τάφρων της ανατολικής Λουζόν και Φιλιππίνων (east Luzon and Philippine trench) σε βάθη μεγαλύτερα των 200km, ενώ τα ωκεάνια τμήματα της Ευρασιατικής πλάκας βυθίζονται κατά μήκος των τάφρων Μανίλα και Νέγκρος, (Manila and Negros trench), στα δυτικά των Φιλιππίνων, με τη ζώνη Wadati-Benioff να μεταβάλλεται από 100-200km βάθος κατά μήκος της τάφρου (Cardwell et al.1980, Hamburger et al.1983). Ο περιορισμός της σεισμικότητας σε βάθη μικρότερα των 200km και η υψηλή σεισμικότητα μέχρι αυτό το βάθος είναι ένδειξη της σχετικά μικρότερης ηλικίας της πλάκας των Φιλιππίνων, (Hamburger et al.1983).

Η γωνία βύθισης της Ευρασιατικής πλάκας αυξάνει από 30° στο βορρά στις 45° στο νότο, ενώ η γωνία βύθισης στην περιοχή της Μανίλα αυξάνεται και γίνεται σχεδόν 90°. Κατά μήκος της τάφρου Μανίλα παρατηρούνται πυκνές συγκεντρώσεις σεισμικών γεγονότων (Cardwell et al. 1980).

Μεταξύ των δυο αυτών τεκτονικών δομών βρίσκεται μια εκτεταμένη ζώνη παράλληλων και υποπαράλληλων ρηγμάτων μήκους 1.200 χιλιομέτρων που ξεκινούν από τη δυτική περιοχή της Λουζόν και φτάνουν μέχρι το ανατολικό Μιντανάο (Allen 1962, Hamburger et al. 1983).

Το πιο ενεργό σεισμικά τμήμα των Φιλιππίνων είναι το κεντρικό και νότιο-ανατολικό μέρος και οφείλεται στην καταβύθιση της νεότερης πλάκας των Φιλιππίνων, που πραγματοποιείται στην τάφρο των Φιλιππίνων. Η ταχύτητα σύγκλισης μεταξύ της Ευρασιατικής πλάκας και αυτή των Φιλιππίνων αυξάνει προς τα νότια και φτάνει στο μέγιστο των 10cm/yr (Hall et al.1995).

Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών κατά μήκος των δύο τάφρων δείχνουν ότι οι σεισμοί οφείλονται σε ανάστροφα ρήγματα, ενώ αυτοί που συμβαίνουν μεταξύ των δύο τάφρων είναι οριζόντιας μετατόπισης (Cardwell et al.1980).



Σχήμα 1.3 Τεκτονική δομή των Φιλιππίνων. (ELT –East Luzon Trough, MB –Masbate Island, MN – Mindoro Island, NT-Negros Trench, PF –Philippine Fault, PMP – Palawan Mindoro platform, από Forster et al. , 1990)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1 ΠΗΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Το υλικό παρατήρησης που χρησιμοποιήθηκε για την εργασία αυτή 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 την 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.

β) Ο Rothe το 1969 εκδίδει, με την 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 ως το 1965, με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5. Ο Rothe εξακολουθεί να διατηρεί το διαχωρισμό των σεισμικών ζωνών που έκαναν οι Gutenberg και Richter. 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 $M=5$, ενώ ένα σεισμό με μέγεθος 5 τον γράφουν 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 $5\frac{3}{4}$, $6\frac{3}{4}$ κλπ αντίστοιχα.

Στη στατιστική επεξεργασία των δεδομένων αυτής της εργασίας τα μεγέθη αυτά έχουν καταταχθεί ως εξής: $M=6$ στα $M=6,0$, $M=5\frac{1}{4}$ στα $M=5,2$, $M=5\frac{3}{4}$ στα $M=5,7$. Το ίδιο συμβαίνει και με τα μεγαλύτερα μεγέθη. Επίσης, το σεισμό με μέγεθος π.χ. $M=5,45$ τον αναφέρουν σαν σεισμό με μέγεθος $5\frac{1}{2}$. Οι σεισμοί αυτοί καθώς και οι αντίστοιχοι μεγαλύτεροι, $6\frac{1}{2}$, $7\frac{1}{2}$ κ.λ.π. στη στατιστική επεξεργασία κατατάχθηκαν στους $M=5,5$ και στους $M=6,5$, $M=7,5$, 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 αυτοί παραλήφθηκαν από αυτή την εργασία.

γ) Τα δεδομένα από το 1897 μέχρι το 2006 πάρθηκαν από τους καταλόγους του I.S.C. (International Seismological Center). Από τους καταλόγους αυτούς χρησιμοποιήσαμε τα στοιχεία των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του 5,5, γιατί ήδη από τους προηγούμενους δύο καταλόγους είχε βρεθεί ότι η 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 εκδόσει τον "Regional Catalogue of Earthquakes", που διευκόλυνε σε πολύ μεγάλο βαθμό την αναζήτηση του υλικού παρατήρησης.

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

Πολλά από τα μεγέθη του καταλόγου που σχηματίστηκε αναθεωρήθηκαν εκ των υστέρων από τους Abe (1981), Kanamori (1977), Abe and Kanamori (1980), Abe and Noguehi (1983a and b), Kanamori and Abe (1979), Abe (1984), Pacheco and Sykes (1992), Perez (1999), Abe (1994). Οι κατάλογοι αυτοί επεκτείνουν και το υλικό παρατήρησης από το 1894 ως το 2006. Τα μεγέθη αυτού του καταλόγου είναι όλα εκφρασμένα σε επιφανειακό μέγεθος M_s .

2.2 ΑΚΡΙΒΕΙΑ, ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΑ ΤΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

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 **ακρίβεια** αναφέρεται στα σφάλματα που γίνονται στον υπολογισμό των συντεταγμένων του επικέντρου, του εστιακού βάθους καθώς και του μεγέθους των σεισμών και εξαρτάται από το χρόνο που έγινε ο σεισμός και από το μέγεθος του. Γενικά, στους παλιούς και στους μικρού μεγέθους σεισμούς τα σφάλματα είναι μεγαλύτερα.

Η **ομοιογένεια** 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 **πληρότητα** 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 μία τιμή (Comninakis and Papazachos 1977).

Επομένως, σύμφωνα με όσα αναφέραμε προηγούμενα, το υλικό παρατήρησης βρέθηκε πλήρες για τα ακόλουθα μεγέθη και τα αντίστοιχα χρονικά διαστήματα.

$M \geq 7,0$	1894-2006
$M \geq 6,5$	1930-2006
$M \geq 6,0$	1952-2006
$M \geq 5,5$	1966-2006

2.3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.3.1) Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό καθορίζονται οι παράμετροι σεισμικότητας για τις σεισμογενείς ζώνες των Φιλιππίνων –Ταϊβάν.

Διάφορες μέθοδοι υπολογισμού των παραμέτρων της σεισμικότητας έχουν αναπτυχθεί και εφαρμοστεί ως σήμερα. Οι μέθοδοι που εφαρμόστηκαν στην παρούσα εργασία είναι: α) η μέθοδος της μέσης τιμής (M.M.T.), β) η μέθοδος της μεταβολής της σεισμικής ενέργειας του Bath. Για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας η πρώτη μέθοδος απαιτεί τη χρησιμοποίηση όλων των σεισμών (whole process), που έγιναν στην περιοχή που εξετάζεται κατά την διάρκεια μιας χρονικής περιόδου, στη δεύτερη μεθοδολογία μελετάται η χρονική μεταβολή της σεισμικής ενέργειας που εκλύεται από τους σεισμούς. Ο υπολογισμός των παραμέτρων a_k και b υπόκειται σε στατιστικά σφάλματα, όταν αγνοούνται ορισμένες προϋποθέσεις. Έτσι π.χ. το πλήθος των σεισμών πρέπει να είναι μεγάλο και επίσης τα δεδομένα να είναι πλήρη, ομοιογενή και με ακρίβεια καθορισμένα.

Υπάρχουν επιστήμονες (Makropoulos 1978, Burton 1979), που υποστηρίζουν ότι η έλλειψη ακρίβειας, ομοιογένειας και πληρότητας, ειδικά στα μικρά μεγέθη, αποτελεί μειονέκτημα της μεθόδου της κατανομής της συχνότητας των μεγεθών (M.M.T.), σε αντίθεση με την δεύτερη, που απαιτεί μόνο τη γνώση των μέγιστων τιμών των μεγεθών των σεισμών, που είναι καλύτερα γνωστές και με περισσότερη ακρίβεια υπολογισμένες. Ένα άλλο μειονέκτημα αποτελεί το γεγονός ότι το ενδιαφέρον του μηχανικού επικεντρώνεται στο μέγιστο δυναμικό φορτίο με το οποίο είναι δυνατόν να επιφορτιστεί μια κατασκευή κατά τη διάρκεια ζωής της, δηλαδή ενδιαφέρεται μόνο για τους μεγάλους σεισμούς και όχι για όλους τους σεισμούς (Makropoulos 1980). Εξ' άλλου όπως έχει διαπιστωθεί οι μεγάλοι σεισμοί είναι κυρίως αυτοί που εκλύουν τα μεγαλύτερα ποσά ενέργειας, ενώ η ενέργεια των μικρότερων σεισμών είναι σχεδόν αμελητέα, σε σύγκριση με την ενέργεια που εκλύεται κατά την γένεση μεγάλων σεισμών.

Τα πρακτικά πλεονεκτήματα της μεθόδου σε σχέση με τις μεθόδους που χρησιμοποιούν όλα τα δεδομένα είναι σύμφωνα με τον Lomnitz (1974) τα εξής:

1. Οι μέγιστες τιμές των γεωφυσικών ποσοτήτων είναι συνήθως καλύτερα γνωστές από ότι οι μικρότερες τιμές για μια χρονική σειρά δεδομένων.
2. Δεν απαιτείται η λεπτομερής γνώση της κατανομής της αρχικής κατανομής μια και αυτή εξαρτάται μόνο από το δεξιό άκρο της, όπου πολλές κατανομές συμπεριφέρονται όμοια όπως η κανονική, η εκθετική, η ημιλογαριθμική και άλλες.
3. Η μέθοδος είναι ευκολόχρηστη και κατανοητή. Απαιτεί ελάχιστες παραδοχές με συνέπεια οι ασαφείς να είναι εύκολες για συζήτηση.

Η μέθοδος κατανομής της συχνότητας των μεγεθών οδηγεί σε καλύτερα αποτελέσματα, όταν συμπεριλαμβάνονται όλα τα δεδομένα παρατήρησης (Howel 1993), σε αντίθεση με τη χρήση των μέγιστων μεγεθών, που μπορεί να έχουν υπερεκτιμηθεί κατά τον υπολογισμό τους, ενώ το πρόβλημα της πληρότητας μπορεί να ξεπεραστεί με την εφαρμογή της μεθόδου της μέσης τιμής (Wiechert and Milne 1979, Papazachos 1990).

2.3.2) Νόμος κατανομής των μεγεθών

Ο στατιστικός αυτός νόμος εκφράστηκε από τους Gutenberg και Richter (1944), οι οποίοι διαπίστωσαν την εκθετική ελάττωση του αριθμού των σεισμών, n , αυξανόμενου του μεγέθους των σεισμών. Μελετώντας τους σεισμούς της Καλιφόρνιας το 1944 βρήκαν ότι ο αριθμός των σεισμών μεγέθους $M \pm \Delta M$, που έχουν τις εστίες τους σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα συνδέεται με το μέγεθος με τη σχέση:

$$\log n(M) = a' - bM \quad (2.1)$$

όπου a' και b παράμετροι.

Ο Utsu (1961) απέδειξε ότι είναι προτιμότερο αντί της απλής συχνότητας εμφάνισης $n(M)$ να χρησιμοποιείται η συσσωρευτική συχνότητα των σεισμών $N(M)$, δηλαδή, ο αριθμός των σεισμών, που έχουν ίσο και μεγαλύτερο του M , γιατί με τον τρόπο αυτό οι μεμονωμένες διακυμάνσεις των τιμών κατά την χαρτογράφηση του $\log N(M)$ σε συνάρτηση με τα μεγέθη, M , όχι μόνο για τους κύριους σεισμούς, αλλά και για τους προσεισμούς και τους μετασεισμούς μιας σεισμικής ακολουθίας εξομαλύνονται και τα αποτελέσματα είναι πιο αξιόπιστα (Παπαζάχος 1974b). Η σχέση (2.1) συχνά αναφέρεται σαν "σχέση επανεμφάνισης", γιατί δίνει πληροφορίες για τα χρονικά διαστήματα (περιόδους επανάληψης) μέσα στα οποία εμφανίζονται σεισμοί ορισμένου μεγέθους.

Η συσσωρευτική συχνότητα προκύπτει πολύ εύκολα από την ολοκλήρωση της σχέσης (2.1) σύμφωνα με τον Welkner (1967), και ορίζεται από τη σχέση:

$$N(M) = \int_M^{\infty} n(M) dm \quad (2.2)$$

Με βάση τις παραπάνω θεωρήσεις η σχέση (2.1) μετασχηματίζεται σε:

$$\log N(M) = a_k - bM \quad (2.3)$$

από την οποία προκύπτει ότι η συχνότητα των σεισμών μιας περιοχής αυξάνει γρήγορα, όσο ελαττώνεται το μέγεθος αυτών. Η παράμετρος a_k ανάγεται σε χρονικό διάστημα ενός έτους, γιατί συνήθως τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται καλύπτουν μεγαλύτερη χρονική περίοδο από αυτή του έτους, k έτη, οπότε η ανηγμένη τιμή αυτής, a , δίνεται από τη σχέση:

$$a = a_k - \log k \quad (2.4)$$

όπου k είναι ο χρόνος σε έτη, ενώ, όταν γίνεται και αναγωγή της παραμέτρου a_k και στη μονάδα της επιφάνειας S , τότε η σχέση (2.4) γίνεται:

$$a = a_k - \log kS \quad (2.5)$$

Επομένως για το χρονικό διάστημα ενός έτους η (2.3) γίνεται:

$$\log N(M) = a - bM \quad (2.6)$$

Οι Ishimoto και Iida (1939) πρότειναν την ακόλουθη σχέση, που σχετίζεται με την σχέση (2.1)

$$N(a)da = Ka^{-m} da \quad (2.7)$$

και εκφράζει τη σχέση μεταξύ του αριθμού των σεισμών, $n(a)$, που γίνονται σε ορισμένη περιοχή και σε ορισμένη χρονική περίοδο και έχουν μέγιστο πλάτος αναγραφής, $a+da$, και του μέγιστου πλάτους αναγραφής τους a .

Οι παράμετροι a_k και b υπολογίζονται από τη γραφική παράσταση του $\log N$ σε συνάρτηση με το M . Από τα παραπάνω είναι φανερό ότι η παράμετρος a_k εξαρτάται από το χρονικό διάστημα στο οποίο έγιναν οι σεισμοί, από τη σεισμικότητα της περιοχής, και από την έκταση της περιοχής έρευνας. Επίσης, εκφράζει το λογάριθμο του αριθμού των σεισμών μεγέθους μηδέν και μεγαλύτερου και μεταβάλλεται από περιοχή σε περιοχή.

Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στον εστιακό χώρο (Scholz 1968). Εκφράζει τον ρυθμό με τον οποίο αυξάνει ο αριθμός των σεισμών καθώς ελαττώνεται το μέγεθός τους (Parazachos et al. 1967). Οι τιμές της παραμέτρου b κυμαίνονται συνήθως μεταξύ 0.5 και 1.5 αν και έχει αναφερθεί από πολλούς ερευνητές ότι παραμένει σχεδόν σταθερή από περιοχή σε περιοχή ή κυμαίνεται μεταξύ της τιμής 0.8 και 0.9 (Chouhan 1970). Ο υπολογισμός τόσο της παραμέτρου a_k (ή a) αλλά, κυρίως της b θα πρέπει να γίνεται με μεγάλη ακρίβεια, γιατί οι παράμετροι της σεισμικότητας υπολογίζονται από τις τιμές αυτών των παραμέτρων. Σφάλματα στους υπολογισμούς, αβεβαιότητες των παρατηρήσεων, όπως και μικρός αριθμός παρατηρήσεων, είναι δυνατόν να οδηγήσουν σε λανθασμένες εκτιμήσεις. Βέβαια το φαινόμενο της σεισμικής διεργασίας είναι πολύπλοκο για να κατανοηθεί απλά με μια αριθμητική τιμή, όπως αυτή των παραμέτρων a και b .

Μέτρα σεισμικότητας που προκύπτουν από τη σχέση (2.3) είναι:

α) Η μέση περίοδος επανάληψης T_m (σε έτη) σεισμών, που έχουν μέγεθος M ή μεγαλύτερο:

$$T_m = \frac{1}{N} \quad (2.8)$$

β) Το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο ετήσιο μέγεθος:

$$M_{\max} = \frac{a}{b} \quad (2.9)$$

γ) Το μεγαλύτερο μέγεθος σεισμού σε χρόνο t ετών:

$$M_t = \frac{a}{b} + \frac{\log t}{b} \quad (2.10)$$

δ) Η πιθανότητα P_t να γίνει σεισμός μεγέθους μεγαλύτερου του M σε χρόνο t ετών:

$$P_t = 1 - \exp\left(-10^{\alpha - bM} \times t\right) \quad (2.11)$$

2.3.3) Μεταβολές της παραμέτρου b

Έχουν παρατηρηθεί διάφορες μεταβολές της παραμέτρου b σε σχέση με το χώρο, το χρόνο και το βάθος.

Από τη μελέτη παγκοσμίων, όσο και δεδομένων από διάφορες περιοχές της Γης προέκυψε ότι η τιμή της παραμέτρου b μεταβάλλεται από τόπο σε τόπο (Welkner 1967, Wyss 1973, Mogi 1979), ενώ αντίθετα σε μελέτη "μεγάλης κλίμακας" οι Frohlich και Davis (1993) παρατήρησαν πολύ μικρή ή καμία μεταβολή της παραμέτρου.

Η χρονική μεταβολή της παραμέτρου b , μελετήθηκε με εργαστηριακά πειράματα πάνω σε πετρώματα, από τον Mogi (1962a, b, c, 1963a, b) που κατέληξε στα εξής συμπεράσματα.

α) Η σχέση της κατανομής των μεγεθών στα εργαστηριακά δείγματα έδειξε τα ίδια χαρακτηριστικά με αυτά που παρατηρούνται για τους σεισμούς, δηλαδή χαμηλές τιμές b για τους προσεισμούς και υψηλές για τους μετασεισμούς.

β) Οι τιμές της παραμέτρου b αυξάνουν με τον βαθμό της ετερογένειας του υλικού, και το βαθμό της χωρικής μεταβολής της κατανομής της τάσης.

Ο Scholz (1968) βελτιώνοντας τη μέθοδο του Mogi, χρησιμοποίησε διάφορους τύπους πετρωμάτων και έδειξε ότι η τιμή της b ελαττώνεται καθώς η τάση αυξάνεται μέχρι το σημείο θραύσης (Carter and Berg 1981). Ο Papazachos (1975) διαπίστωσε τη σχέση μεταξύ της χρονικής μεταβολής της b και της ύπαρξης των προσεισμών και μετασεισμών μιας ακολουθίας. Ο Tsapanos (1990) εξέτασε για διάφορες περιοχές κατάδυσης στην Περιειρηνική ζώνη τιμές της παραμέτρου για δύο διαφορετικά χρονικά διαστήματα και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι πρακτικά η παράμετρος b δεν μεταβάλλεται με τον χρόνο, ενώ έδειξε ότι αυτή μεταβάλλεται στον χώρο.

Οι Shlien και Toksoz (1970) υπολόγισαν την παράμετρο b για διάφορες περιοχές του κόσμου, τα αποτελέσματα τους όμως δεν έδειξαν σημαντικές μεταβολές στην τιμή b τόσο στο χρόνο ή στο χώρο, και το απέδωσαν στα μεγάλα όρια των περιοχών, που μελετηθήκαν, ενώ ο Utsu (1971) βρήκε ότι η τιμή b ήταν μικρότερη στους προσεισμούς από ότι στους μετασεισμούς μόνο σε έξι από τις έντεκα περιπτώσεις, που μελέτησε.

Η ελάττωση της τιμής της παραμέτρου b σε συνάρτηση με το βάθος διαπιστώθηκε από τους Papazachos et al. (1967), Chouhan and Srivastava (1970), καθώς επίσης και από άλλους ερευνητές (Karnik 1969, 1975, Curtis 1973, Radu 1974).

Εκτός από τις παραπάνω μεταβολές, έχει δειχθεί ότι η παράμετρος b μεταβάλλεται με τη γεωλογική ηλικία των γεωτεκτονικών ζωνών, (Miyamura 1962, Tsapanos 1990). Ο Wang (1988) υπολόγισε χαμηλή τιμή της b για σεισμούς που γίνονται στη θάλασσα, σε αντίθεση με αυτούς που γίνονται στην ξηρά για την περιοχή της Ταϊβάν και απέδωσε την διαφορά σε διαφορετικές ιδιότητες του ωκεάνιου και ηπειρωτικού φλοιού. Αναφέρει ότι τα αποτελέσματά του δεν βρίσκονται σε συμφωνία με τα συμπεράσματα του Miyamura (1962), δηλαδή ότι η τιμή του b είναι μεγαλύτερη σε ωκεάνιες περιοχές από ότι στις περιοχές σύγκλισης της περιειρηνικής ζώνης και τις ορογενετικές Αλπικές ζώνες για σεισμούς $M \geq 7,0$, αποδίδοντας τη διαφορά στο ότι τα αποτελέσματά του βασίστηκαν σε σεισμούς μικρού και ενδιάμεσου μεγέθους. Ο Mogi (1962c) βρήκε ότι οι τιμές της παραμέτρου b κυμαίνονται μεταξύ 2.0 και

2.7 για τα πορώδη υλικά, ενώ υπολόγισε τιμές μεταξύ 1.0-2.0 και 0.3-1.0 για τα συμπαγή ετερογενή και ομογενή πετρώματα, αντίστοιχα.

Ο Welkner (1967) προσδιόρισε τιμές b για την Ιαπωνία και κατέληξε, βασιζόμενος στα συμπεράσματα των Mogi (1962c) και Miyamura (1962) ότι περιοχές με $b < 0.6$ αντιστοιχούν σε νέες τεκτονικά περιοχές, που χαρακτηρίζονται από σταθερή κρυσταλλική δομή (rigid crustal structure), ενώ περιοχές με $b > 1.0$ αντιστοιχούν σε παλιές τεκτονικές δομές και πλαστικό φλοιό (plastic crust) και η πιθανότητα μεγάλου σεισμού είναι μικρή σε αντίθεση με την προηγούμενη περίπτωση.

2.4 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ

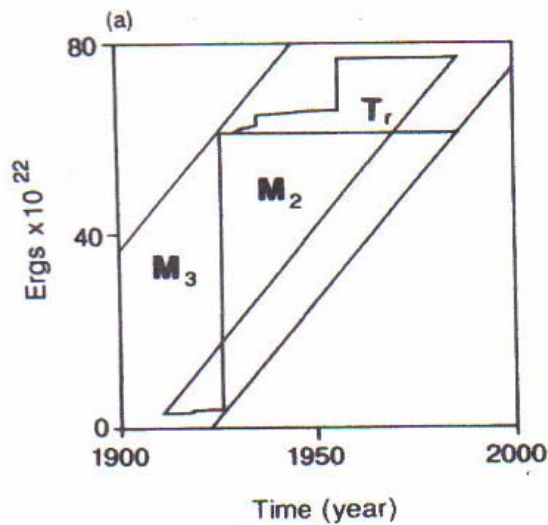
Μια αντιπροσωπευτική εικόνα για την χρονική μεταβολή της σεισμικότητας μιας περιοχής μπορούμε να πάρουμε από τη χαρτογράφηση της απελευθερούμενης αθροιστικής σεισμικής ενέργειας σε συνάρτηση με το χρόνο (Karnik 1969, 1971, Chouan and Srivastava 1979, Prochazkova 1976).

Η μεθοδολογία αυτή αμφισβητήθηκε από τους Kaila και Narain (1971), γιατί η ενέργεια απελευθερώνεται κυρίως από τους σεισμούς μεγάλων μεγεθών και γι' αυτό δεν αποτελεί αντικειμενικό μέτρο της σεισμικότητας. Δείχθηκε, όμως, (Bath 1975, 1982a), ότι αυτή η εξάρτηση της σεισμικής ενέργειας, κυρίως από τους σεισμούς μεγάλων μεγεθών, αποτελεί το πλεονέκτημα της μεθόδου, γιατί ο υπολογισμός των μεγάλων μεγεθών γίνεται με καλύτερη ακρίβεια απ' ότι των μικρών μεγεθών. Εξ' άλλου, για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής δεν είναι απαραίτητος ο μεγάλος αριθμός δεδομένων παρατήρησης, η συγκέντρωση των οποίων είναι δύσκολη και των οποίων η στατιστική επεξεργασία απαιτεί την εκπλήρωση ορισμένων βασικών προϋποθέσεων (Comninakis and Papazachos 1978b).

Έχειδειχτεί, ότι μεταξύ του λογαρίθμου, της ενέργειας, E , που απελευθερώνεται από ένα σεισμό και του μεγέθους, M , του σεισμού αυτού υπάρχει γραμμική σχέση. Με τη χρησιμοποίηση πρόσφατων δεδομένων ο Bath (1973) βρήκε τη σχέση:

$$\log E = 12,24 + 1,44M \quad (2.12)$$

που ισχύει για μεγέθη $M > 5,0$. Στη σχέση αυτή η ενέργεια, E , μετριέται σε έργια.



Σχήμα 2.1 Το μοντέλο απελευθέρωσης σεισμικής ενέργειας (Makropoulos and Burton 1983) εφαρμόζεται από το ΗVΑ στο σύνολό του: (α) βασικές σεισμικές δονήσεις.

Βασιζόμενοι στη σχέση (2.12), υπολογίσαμε, για κάθε μια από τις σεισμικές ζώνες των Φιλιππίνων-Ταϊβάν, την σεισμική ενέργεια που απελευθερώθηκε από τους σεισμούς με μεγέθη που κυμαίνονται μεταξύ 6,1-8,1 κατά το χρονικό διάστημα 1897-2006. Πιστεύουμε, ότι το συνολικό εξεταζόμενο διάστημα 1897-2006, αποτελεί ένα αρκετά μεγάλο διάστημα ώστε να προσφέρει μια ικανοποιητική απεικόνιση της απελευθερούμενης σεισμικής ενέργειας. Στο σχήμα (2.1) φαίνεται το διάγραμμα της συσσωρευτικής σεισμικής ενέργειας σε συνάρτηση με το χρόνο για κάθε μια σεισμική ζώνη, χωριστά. Στο διάγραμμα αυτό οι μεγάλες κατακόρυφες γραμμές εκφράζουν υψηλούς ρυθμούς απελευθέρωσης σεισμικής ενέργειας. Οι οριζόντιες γραμμές δείχνουν την περίοδο κατά την οποία συσσωρεύεται η ελαστική ενέργεια. Η περίοδος αυτή ονομάζεται "**περίοδος ηρεμίας**", ενώ οι περίοδοι κατά τις οποίες απελευθερώνεται η σεισμική ενέργεια ονομάζονται "**ενεργοί περίοδοι**" (Prochazkova 1976). Οι καμπύλες των εξεταζόμενων διαγραμμάτων εκφράζουν τη λογαριθμική εξάρτηση της απελευθερούμενης σεισμικής ενέργειας από τη συχνότητα των σεισμών, αφού γίνεται φανερό, ότι, όταν ο αριθμός των μεγάλων σεισμών είναι μικρός, το ποσόν της απελευθερούμενης σεισμικής ενέργειας είναι υψηλό και αντίστροφα (Chouan and Srivastava 1974).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

Η περιοχή που εξετάσαμε περιλαμβάνεται μεταξύ των συντεταγμένων 0°-25° βόρειο γεωγραφικό πλάτος και 115°-130° ανατολικό γεωγραφικό μήκος. Αρχικά χωρίσαμε τον χάρτη σε ζώνες, μοιρών 2°×2°. Επειδή όμως τα στοιχεία που προέκυπταν δεν επαρκούσαν ώστε να έχουμε ακριβή συμπεράσματα ορίσαμε μια κυψελίδα 1°×1°. Την ζώνη 2°×2° την μετακινούσαμε πάνω-κάτω, δεξιά-αριστερά και κατά αυτό τον τρόπο είχαμε πιο πολλά στοιχεία και ως επακόλουθο πιο έγκυρα αποτελέσματα.

Για κάθε μικρή ζώνη 2°×2° πήραμε αποτελέσματα για τις ακόλουθες παραμέτρους: τις συντεταγμένες φ° και λ° που δείχνουν το γεωγραφικό πλάτος και μήκος αντίστοιχα και τον αριθμό των σεισμών σε κάθε μια ζώνη. Επιπλέον πήραμε τιμές για το μέσο βάθος των σεισμών, για τις χρονολογίες που δείχνουν μεταξύ ποιών ετών είχαμε σεισμούς, για το M_{max} το οποίο εκφράζει το μέγιστο μέγεθος σεισμού κάθε ζώνης και τέλος για τις παραμέτρους a και b της σχέσης (2.6).

Ακολουθώς υπολογίσαμε μέσα από τη σχέση (2.9) το M₁ που αντικατοπτρίζει το μέγιστο ετήσιο μέγεθος ενός σεισμού. Τέλος χρησιμοποιώντας τη σχέση (2.12) υπολογίσαμε τα μεγέθη: ΣΕ(×10²²) που εκφράζει τη συνολική σεισμική ενέργεια, E*(×10²⁰) που είναι η ανηγμένη σε 1 έτος σεισμική ενέργεια και M₁* που εκφράζει το ανηγμένο σε 1 έτος μέγεθος του σεισμού.

Όλα τα παραπάνω στοιχεία παρουσιάζονται στον πίνακα του παραρτήματος 1.

Μετά την ολοκλήρωση του πίνακα ακολούθησε η δημιουργία των χαρτών της περιοχής με βάση το πρόγραμμα SURFER.

Εν συνεχεία, χρησιμοποιώντας τις γεωγραφικές συντεταγμένες φ° και λ° του πίνακα δημιουργήσαμε τα πλαίσια των χαρτών. Συνεπώς, οι χάρτες έχουν από 0° μέχρι και 25° γεωγραφικό πλάτος και από 115° μέχρι και 130° γεωγραφικό μήκος.

Ο πρώτος χάρτης, απεικονίζει την χωρική κατανομή αριθμού σεισμών βασιζόμενος στο μέγεθος "events" του πίνακα. Συμπεραίνουμε ότι οι περισσότεροι σεισμοί (από 70 μέχρι 100, κόκκινη περιοχή) συνέβησαν στα νότια της Ταϊβάν και στο κέντρο των Φιλιππίνων, ενώ στο μεγαλύτερο μέρος του χάρτη επικρατούν μικρότερες τιμές σεισμών που φθάνουν τους 30 (κίτρινη περιοχή) και στο κέντρο των νήσων Φιλιππίνων διακρίνουμε τις ενδιάμεσες τιμές όπως π.χ. από 30 ως 50, πορτοκαλί περιοχή.

Στον δεύτερο χάρτη απεικονίζεται το μέγεθος "mean depth" του πίνακα. Διακρίνουμε ότι το μέσο μέγιστο βάθος βρίσκεται βόρεια και δυτικά των Φιλιππίνων καθώς και ΝΝΔ αυτών. Τα μικρότερα αποτελέσματα του μέσου μέγιστου βάθους (από 14 μέχρι 20, κίτρινη περιοχή) διακρίνονται ενδιάμεσα της Ταϊβάν και των Φιλιππίνων και στα ανατολικά αυτών. Στο μεγαλύτερο μέρος του χάρτη κυριαρχούν οι μικρότερες και ενδιάμεσες τιμές του (από 20 ως 3 και από 30 ως 34, πράσινη και μπλε περιοχή αντίστοιχα).

Εν συνεχεία στον επόμενο χάρτη παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του M_{max}, δηλαδή η χωρική κατανομή του μέγιστου μεγέθους. Παρατηρούμε ότι τα μέγιστα μεγέθη σεισμών από 7,8 μέχρι 8,1 κόκκινη περιοχή βρίσκονται στις εξής περιοχές: Ταϊβάν, ΒΔ των νήσων Φιλιππίνων και σε μια μεγάλη περιοχή νότια των τελευταίων. Η καφέ περιοχή που περιέχει τις τιμές 7,4 μέχρι και 7,8 περιβάλλει τις κόκκινες περιοχές. Οι αμέσως επόμενες τιμές 7,1 ως και 7,4 μπλε περιοχή παρατηρούνται ανατολικά της Ταϊβάν, γύρω από τα νησιά των Φιλιππίνων και νότια αυτών. Η πράσινη περιοχή που εκφράζει τις τιμές 6,6 ως και 7,1 βρίσκεται Β-Α της Ταϊβάν μέχρι και Ν-Α των Φιλιππίνων, ενώ καλύπτει σχεδόν ολόκληρη την περιοχή μεταξύ της Ταϊβάν και των Φιλιππίνων. Οι μικρότερες τιμές του M_{max} (από 6,1 ως 6,6, κίτρινη περιοχή) παρατηρούνται στα ανατολικά των νήσων Φιλιππίνων.

Ακολουθώς, η παράμετρος a του πίνακα απεικονίζεται στον τέταρτο χάρτη όπου τα αποτελέσματά της παρουσιάζονται ως εξής: οι μέγιστες τιμές της παραμέτρου (από 4 μέχρι 5.2, κόκκινη περιοχή) εμφανίζονται στα ανατολικά των Φιλιππίνων. Οι ενδιάμεσες τιμές που είναι από 3 μέχρι 4 παρουσιάζονται με το πορτοκαλί σκούρο χρώμα και εμφανίζονται στα δυτικά και ΒΔ της Ταϊβάν καθώς και στα ΒΑ αυτής. Επίσης διακρίνονται κεντρικά των νήσων Φιλιππίνων, ΝΑ και νότια αυτών. Οι αμέσως επόμενες τιμές που είναι από 2 ως 3 (πορτοκαλί ανοιχτό) παρατηρούνται σχεδόν σε ολόκληρη την Ταϊβάν, στα ΒΑ των νήσων και νότια αυτών. Οι μικρότερες τιμές της παραμέτρου είναι από 0.8 ως 1.2 (κίτρινη περιοχή) και διακρίνονται στα δυτικά και ΝΔ των νήσων καθώς και στα ΒΒΑ αυτών.

Στον πέμπτο χάρτη παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παραμέτρου b εκ των οποίων οι μεγαλύτερες τιμές τους (από -0.6 ως -0.5, κόκκινη περιοχή) βρίσκονται στα δυτικά των Φιλιππίνων και σε μια μικρή περιοχή στα βόρεια αυτών. Οι αμέσως επόμενες τιμές της παραμέτρου b (από -0.7 μέχρι -0.6, καφέ περιοχή) περικλείουν τις προηγούμενες. Η σομόν περιοχή (-0.8 ως -0.7) καλύπτει την Ταϊβάν, δυτικά αλλά και ανατολικά αυτής όπου και περιβάλλει τις δυο προηγούμενες τιμές. Στη συνέχεια εμφανίζεται στα βόρεια των Φιλιππίνων και συνεχίζει προς τα ανατολικά και νότια αυτών, ενώ παρατηρείται και μια μικρή περιοχή στα κεντρικά των νήσων. Η μπλε περιοχή που περιέχει τις τιμές -1 μέχρι -0.8 διακρίνεται στα ανατολικά της Ταϊβάν και επεκτείνεται προς τα κεντρικά και ανατολικά των Φιλιππίνων. Επίσης ξαναεμφανίζεται ανάμεσα στην Ταϊβάν, στις Φιλιππίνες και νότια αυτών. Οι τιμές -1.2 ως -1 (πράσινη περιοχή) σημειώνονται κατά μεγάλο ποσοστό στα ανατολικά των νήσων και στα ΒΑ της Ταϊβάν, ενώ μια μικρή περιοχή παρατηρείται στα βόρεια των Φιλιππίνων. Οι μικρότερες τιμές της παραμέτρου (από -1.4 μέχρι -1.2, κίτρινη περιοχή) εμφανίζονται στα ανατολικά των νήσων Φιλιππίνων.

Εν συνεχεία, στον έκτο χάρτη απεικονίζεται η χωρική κατανομή του πιθανότερου μέγιστου ετήσιου μεγέθους $M1$. Οι μέγιστες τιμές του $M1$ (από 3,4 μέχρι 4, κόκκινη περιοχή) διακρίνονται νότια της Ταϊβάν, βόρεια των Φιλιππίνων, κεντρικά και νότια αυτών. Οι τιμές από 3 μέχρι 3,4 (σκούρο πορτοκαλί) παρατηρούνται κεντρικά και δυτικά της Ταϊβάν, κεντρικά των Φιλιππίνων και νότια αυτών. Οι αμέσως επόμενες τιμές που απεικονίζονται στο χάρτη με ανοιχτό πορτοκαλί που είναι από 2,6 ως 3 εμφανίζονται ανατολικά της Ταϊβάν και συνεχίζουν προς τα βόρεια των Φιλιππίνων και δυτικά αυτών. Ακολουθώς παρατηρούνται στα ανατολικά, δυτικά και νότια των νήσων. Οι τιμές από 2,2 μέχρι 2,6 (σκούρο κίτρινο) περικλείουν την περιοχή με το ανοιχτό πορτοκαλί στα ανατολικά της Ταϊβάν και στα βόρεια των Φιλιππίνων. Στη συνέχεια οι τιμές αυτές ξαναεμφανίζονται στα ανατολικά των νήσων καλύπτουν όλο το βόρειο τμήμα τους και συνεχίζουν στα δυτικά και ΝΔ των τελευταίων. Οι μικρότερες τιμές του μέγιστου ετήσιου μεγέθους (από 1,6 ως 2,2, κίτρινη περιοχή) εμφανίζονται ΝΔ και δυτικά των Φιλιππίνων και στα ανατολικά της Ταϊβάν.

Ο έβδομος χάρτης απεικονίζει την χωρική κατανομή της συνολικής σεισμικής ενέργειας βασιζόμενος στο μέγεθος " $\Sigma E (\times 10^{22})$ " σε erg του πίνακα. Συμπεραίνουμε ότι η μεγαλύτερη σεισμική ενέργεια μεγέθους από 100 erg μέχρι 170 erg (κόκκινη περιοχή) βρίσκεται νότια της Ταϊβάν.

Στον όγδοο χάρτη παρουσιάζεται η " $E^*(\times 10^{20})$ " σε erg του πίνακα, δηλαδή η ανηγμένη σε 1 έτος σεισμική ενέργεια. Ανατολικά της Ταϊβάν παρατηρείται ένα πλήθος τιμών σε κυκλική μορφή που έχουν ως εξής: στο κέντρο βρίσκονται οι τιμές μεταξύ 500-550 erg (περιοχή με το ανοιχτό ροζ) οι οποίες περιβάλλονται από τη ροζ περιοχή που αποτελείται από τις τιμές 450 ως 500. Εν συνεχεία αλλάζουν τα ποσά στα 400 μέχρι 450 erg (περιοχή με το μωβ σκούρο) που αυτά με την σειρά τους περικλείονται από την κόκκινη περιοχή και τις τιμές από 350 ως 400. Ακολουθώς παρατηρούνται τα ποσά 300 μέχρι 350 που αποτελούν την μωβ περιοχή, ενώ αμέσως μετά εμφανίζονται οι περιοχές με την εξής σειρά: πράσινο σκούρο και πράσινο ανοιχτό με τις τιμές 250-300 και 200-250 αντίστοιχα. Οι περιοχές αυτές περικλείονται από τις τιμές 150 ως 200 οι οποίες αντιπροσωπεύονται από την περιοχή με το γαλαζοπράσινο χρώμα. Αυτές περιβάλλονται από την περιοχή με το μπλε χρώμα και τις τιμές 100 μέχρι 150. Στη

συνέχεια παρατηρείται η περιοχή με το κίτρινο σκούρο και τα ποσά 50 ως 100 erg. Το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και στα δυτικά των Φιλιππίνων με την διαφορά στο ότι οι τιμές ξεκινάνε από πιο μεγάλα νούμερα. Έτσι το κέντρο αποτελείται από την περιοχή με το κίτρινο ανοιχτό χρώμα και τις τιμές από 650 μέχρι 700 erg. Ακολούθως εμφανίζεται η καφέ περιοχή η οποία αντιπροσωπεύει τις τιμές 600 ως 650 και αυτή περιβάλλεται από την πορτοκαλί περιοχή και τις τιμές 550 μέχρι 600 erg. Στη συνέχεια παρατηρούνται όλες οι παραπάνω τιμές με την αντίστοιχη σειρά. Στα ανατολικά των Φιλιππίνων παρατηρούνται οι εξής τιμές 50-100, 100-150 και 150-200 erg (κίτρινο σκούρο, μπλε και γαλαζοπράσινο αντίστοιχα). Επίσης ΝΑ των νήσων διακρίνονται οι τιμές 50 ως 100 και 100 μέχρι 150. Το μεγαλύτερο μέρος του χάρτη καλύπτεται από τις τιμές 0 μέχρι 50 (ροζ χρώμα).

Στον ένατο χάρτη απεικονίζεται η χωρική κατανομή του M1*. Σε αυτόν παρατηρείται η συγκέντρωση των μέγιστων τιμών του M1* με κυκλική μορφή στις περιοχές της Ταϊβάν και στα ανατολικά των Φιλιππίνων. Πιο συγκεκριμένα η κατανομή των τιμών έχει ως εξής: αρχικά εμφανίζονται τα μεγέθη από 6,9 ως 7,1 (κόκκινη περιοχή) τα οποία περιβάλλονται από την σκούρη πράσινη περιοχή που αποτελείται από τις τιμές 6,8 μέχρι 6,9. Στη συνέχεια αλλάζουν τα ποσά στα 6,7 ως 6,8 (περιοχή με το μωβ σκούρο) και αυτά με την σειρά τους περικλείονται από το σκούρο μπλε και τις τιμές των 6,6 μέχρι 6,7. Αμέσως μετά εμφανίζονται οι περιοχές με τα καφέ χρώματα, καφέ σκούρο και καφέ ανοιχτό, και τα μεγέθη 6,5 ως 6,6 και 6,3 μέχρι 6,5 αντίστοιχα. Στην μεγαλύτερη έκταση των Φιλιππίνων επικρατούν οι τιμές 6,3 ως 6,5 (καφέ περιοχή), ενώ στα βόρεια αυτών υπάρχει μια σταδιακή αύξηση των τιμών από τα 6,3 μέχρι τα 6,8 (οι περιοχές δηλαδή με τα εξής χρώματα καφέ ανοιχτό και σκούρο, σκούρο μπλε και το σκούρο μωβ). Στο κεντρικό περίπου τμήμα των Φιλιππίνων καθώς και ΝΑ αυτών υπάρχουν τρεις περιοχές στις οποίες οι τιμές του M1* μειώνονται. Έτσι από την πράσινη σκούρη περιοχή που είναι οι τιμές από 6,3 ως 6,2 πέφτουν τα μεγέθη στα 6,2 ως 6,1 (ανοιχτό πράσινο). Στη συνέχεια εμφανίζονται τα ποσά 6,1 ως 6 (λαχανί χρώμα) και ακολουθεί η ροζ περιοχή που περιλαμβάνει τις τιμές 6 ως 5,6. Στο κέντρο των τιμών βρίσκονται τα μεγέθη 5,6 μέχρι 5,3 με το κίτρινο χρώμα. Νότια των Φιλιππίνων παρατηρούνται τα ποσά 6,3 ως και 6,8 (οι περιοχές δηλαδή με τα εξής χρώματα καφέ σκούρο και ανοιχτό, μπλε και μωβ σκούρο). Ανάμεσα στην Ταϊβάν και στις Φιλιππίνες παρατηρείται μια αλλαγή των τιμών η οποία ξεκινάει από τα μεγέθη 5,6 ως 6 (ροζ περιοχή) ενώ στη συνέχεια αυξάνονται στα 6, 6,1, 6,2 και 6,3. Στα δυτικά των Φιλιππίνων εμφανίζονται οι τιμές από 6 ως 6,1 (λαχανί περιοχή). Τέλος στις υπόλοιπες περιοχές του χάρτη, επικρατούν τα πράσινα χρώματα, δηλαδή τα μεγέθη 6,1, 6,2 και 6,3.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Κατά την συνεργασία αυτή έγινε μια προσπάθεια για την κατανομή διάφορων σεισμικών παραμέτρων στην περιοχή των νησιών Ταϊβάν και Φιλιππίνες. Οι παράμετροι που μελετήθηκαν είναι ο αριθμός των σεισμών, το εστιακό βάθος, το M_{max} , οι παράμετροι a και b του Gutenberg και Richter, το μέγιστο μέγεθος και η ενέργεια των σεισμών. Για το σκοπό αυτό όλη η περιοχή (0° - 25° N, 115° - 130° E) χωρίστηκε σε ζώνες $2^{\circ} \times 2^{\circ}$. Η ζώνη των $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ μετακινούνταν πάνω-κάτω και δεξιά-αριστερά. Για να έχουμε ένα μεγάλο αριθμό παρατηρήσεων η ζώνη $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ έγινε με επικάλυψη 1° .

Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι υπάρχει μεγάλη κατανομή αριθμού σεισμών στο νότιο τμήμα της Ταϊβάν. Η χωρική κατανομή του μέσου βάθους μας έδειξε ότι οι σεισμοί σε αυτήν την περιοχή έχουν τις εστίες τους σε βάθη που κυμαίνονται από 10-45 km. Η περιοχή έχει έντονη σεισμικότητα και για το λόγο αυτό παρατηρήθηκαν μεγάλα μεγέθη σεισμών που κυμαίνονται από 6 μέχρι 8. Η χωρική κατανομή της παραμέτρου αυτής μας έδειξε ότι υπάρχει μια ζώνη σεισμών (6-6,5) στο ανατολικό μέρος των Φιλιππίνων και στη συνέχεια άλλη μια ζώνη με σεισμούς που κυμαίνονται από 6,6 μέχρι 7,0. Τα μεγαλύτερα μεγέθη 7,0-8,0 παρατηρήθηκαν στο νότιο τμήμα της Ταϊβάν και στο ανατολικό τμήμα των νησιών Φιλιππίνες. Μεγάλες τιμές της παραμέτρου a παρατηρήθηκαν στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα των νησιών Φιλιππίνες καθώς επίσης και στο Β-Δ τμήμα του νησιού Νουζόν. Οι τιμές της παραμέτρου b κυμαίνονται από -0.5 μέχρι -1.4 και είναι σε καλή συμφωνία με την γενικότερη θεώρηση ότι οι τιμές κυμαίνονται από -0.4 ως -1.6. Δεν υπάρχει μια κανονικοποιημένη ζωνοποίηση στην χωρική κατανομή αυτής της παραμέτρου. Όσον αφορά την κατανομή του πιθανότερου μέγιστου ετήσιου μεγέθους οι μεγαλύτερες τιμές παρατηρούνται νότια της Ταϊβάν και στα νησιά Μιντανάο, Σάμαρ και στο Λέντερ. Η συνολική σεισμική ενέργεια που εκλύθηκε από σεισμούς μέσα σε κάθε ζώνη $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (με επικάλυψη 1°) εμφανίζει τις μεγαλύτερες τιμές της στο νότιο τμήμα της Ταϊβάν. Οι τιμές κυμαίνονται από 10×10^{22} ως 180×10^{22} erg. Έγινε αναγωγή της ενέργειας αυτής σε 1 έτος και παρουσιάζεται μια εκτεταμένη ζώνη στην περιοχή με τιμές που κυμαίνονται από 1×10^{20} ως 50×10^{20} . Με βάση την σχέση του Bath οι ανηγμένες σε 1 έτος τιμές της σεισμικής ενέργειας μετατράπηκαν σε μεγέθη σεισμών. Ο σεισμός αυτός αντιπροσωπεύει τον ετήσιο σεισμό. Έγινε προσπάθεια να γίνει σύγκριση των χωρικών κατανομών του ετήσιου μεγέθους που υπολογίσαμε από την μέθοδο Gutenberg και Richter με το ετήσιο μέγεθος που πήραμε από την αναγωγή της έκλυσης της ετήσιας ενέργειας. Λογικά τα 2 αυτά μεγέθη πρέπει να συμπίπτουν. Παρ' αυτά επειδή το μέγεθος που προέρχεται από την ενέργεια έχει ληφθεί με αναγωγή παρουσιάζει πολύ μεγάλες τιμές που σε ορισμένες περιπτώσεις πλησιάζουν ή συμπίπτουν με τις τιμές του μέγιστου καταγεγραμμένου σεισμού. Επομένως μπορούμε να θεωρήσουμε αξιόπιστες μόνο τις τιμές (1,6-1,4) που υπολογίσαμε από την κατανομή των μεγεθών του Gutenberg και Richter.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abe, K., Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 72-92, 1981.
- Abe, K., Complements to "Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980". *Phys. Earth Planet. Inter.*, 34, 17-23, 1984.
- Abe, K., Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1982 to 1898. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 415-425, 1994.
- Abe, K. and Noguchi S., Determination of magnitudes for large shallow earthquakes 1898-1917. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 32, 45-59, 1983a.
- Abe, K. and Noguchi S., Revision of magnitudes of large shallow earthquakes 1898-1917. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 1-11, 1983b.
- Aki, K. Seismicity and seismological method. "Tectonophysics", 6, 41-58, 1968.
- Algermissen, S.T., Perkins, D.M., Isherwood, W., Gordon, D., Reagor, G. and Howard, C. Seismic risk evaluation on the Balkan region. "Proc. of the Sem. Seism. Zon. Maps, Skopje, 1975", 172-240, 1976.
- Allen, C.R., Circum Pacific faulting in the Philippine Taiwan region. *J. Geophys. Res.*, 67, 4795-4812, 1962.
- Allen, C.R., Amand, S.P., Richter, C.F. and Nordquist, J.M. Relationship between Seismicity and Geologic Structure in the Southern California region. "Bull. Seism. Soc. Am.", 55, 753-797, 1965.
- Amand St, P. Two proposed measures of seismicity. "Bull. Seism. Soc. Am.", 46, 41-45, 1956.
- Ando, M. Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismitectonic effects. *Tectonophysics*, 25, 69-85, 1975b
- Arroyo, A.L. and Espinosa, A.F. Deterministic and probabilistic approaches to seismic risk determinations. "Proc. of the Symp. on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Lublice 1977", 487-496, 1978.
- Ballore, Count F. de Montessus ., The seismic phenomena in British India and their connection with its Geology. *Mem. Geol. Soc. India*, 35, 153-172, 1911
- Barazangi, M. and Dorman, J. World Seismicity Maps Compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961-1967. "Bull. Seism. Soc. Am.", 59, 369-380, 1969..
- Beniof, H. Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Depth. "Bull. Geol. Soc. Am.", 60, 1837-1856, 1949.
- 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. Introduction to Seismology. "Birkhauser, Basel" 355pp., 1973.
- Bath, M. Seismicity of the Tanzania Region "Tectonophysics", 27, 353-379, 1975.
- Bath, M. Seismic risk in Turkey-a preliminary approach. "Tectonophysics", 54, T₉-T₁₆, 1979a.
- Bath, M. Seismic risk in Fennoscandia. "Tectonophysics", 57, 285-295, 1979b.
- Bath, M. Seismic Energy Mapping Applied to Sweden. "Tectonophysics", 81, 85-98, 1982a.
- Bolt, B. and Miller R.D. Seismicity of Northern and Central California, 1965-1969. "Bull. Seism. Soc. Am.", 61, 1831-1847, 1971.
- Bram K. Seismicity of Katanga and Western Zambia, Southwest of East African Rift System. "Bull. Seism. Soc. Am.", 62, 1211-1216, 1972.

- Burton, P.W. The IGS file of seismic activity and its use for hazard assessment. "Inst. Geod. Sci., seism. Bull.", 6, 10pp.1978a.
- Burton, P.W. Seismic risk in southern Europe through to India examined using Gumbel's third distribution of extreme values. Geophys. J.R. Astr. Soc., 59, 249-280, 1979.
- Cardwell, R.K., Isacks, B.L. and Karig, D.E. The spatial distribution of earthquakes, focal mechanism solutions, and subducted lithosphere in the Philippine and northeastern Indonesian islands. In: D.E Hayes (Editor), The Tectonic and Geologic evolution of southeast Asian seas and islands. "Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.", 23, 1-35, 1980.
- Carter, J.M. and Berg, E. Relative stress variations as determined by b-values from earthquakes in Circum-Pacific subduction zones. Tectonophysics, 76, 257-271, 1981.
- Chouhan, R.K.S. On the Frequency-Magnitude relation $\log N = a - bM$. Pageoph., 81, 110-123, 1970.
- Chouhan, R.K.S and Srivastava, V.K. Global variation of b in the Gutenberg Richter's relation $\log N = a - bM$ with depth. Pageoph, 82, 124-132, 1970.
- Chouhan, R.K.S and Srivastava, V.K. Statistics of Indian earthquakes-Frequency energy distribution. "Ann. di Geof.", 27, 59-68, 1974
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Seismicity of the Eastern Mediterranean and Some Tectonic Features of the Mediterranean Ridge. "Bull. Seismol. Soc. Am.", 83, 1093-1102, 1972.
- Κομνηνάκης, Π.Ε. Συμβολή εις την Έρευνα της σεισμικότητας του Ελληνικού χώρου. "Διδακτορική Διατριβή, Παν. Αθηνών", 110 σελ., 1975.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Completeness, Accuracy and Homogeneity of the data for Seismic studies in the Mediterranean and the surrounding area for the period 1901-1975. "Proc. of the Symp. Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Libilice 1977", 139-149, 1977.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. Completeness, Accuracy and Homogeneity of the Data for Seismicity Studies in the Mediterranean and Surrounding Area «Proc. of the Symp. »Analysis Seism. Risk, Libilice 1977", 139-149, 1978b.
- Curtis, J.W. A magnitude domain study of the seismicity of Papua, New Guinea, and the Solomon islands. "Bull. Seismol. Soc. Am.", 63, 787-806, 1973.
- Duda, D.J., Secular seismic energy release in Circum-Pacific belt. Tectonophysics, 2, 409-452, 1965.
- Fabbri, O. and Fournier, M. Extension in the southern Ryukyu arc (Japan): Link with oblique subduction and back arc rifting. Tectonics, 18, 486-497, 1999.
- Frohlich, C. and Davis, S.D. Teleseismic b-values or, much ado about 1.0J. Geophys. Res., 98, 631-644, 1993
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Frequency of Earthquakes in California. "Bull. Seism. Soc. Am.", 34, 185-188, 1944.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. Seismicity of the Earth Associated Phenomena. "Princeton Univ. Press, Princeton, N.Y.", 310pp., 1954
- Hall, R., Ali, J.K., Anderson, C.D. and Baker, S.J. Origin and motion history of the Philippine Sea plate. "Tectonophysics", 21, 229-250, 1995.
- Hamburger, M.W., Cardwell, R.K. and Isacks, B.L. Seismotectonics of the northern Philippine island arc. In D.E. Hayes (Editor), The tectonic and Geological evolution of southeast Asian seas and islands, Part 2. "Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.", 27, 1-22, 1983.
- Howel, B.F. Comparison of earthquakes recurrence-rate estimates using the Gumbel and Gutenberg-Richter formulae. "Bull. Seismol. Soc. Am.", 83, 1902-1909, 1993

- Huang, C.Y., W.Y, Chang, C.P., Tsao, S., Yuan, P.B., Lin, C.W. and Kuan-Yuan, X., Tectonic evolution of accretionary prism in the arc-continent collision terrane of Taiwan, "Tectonophysics", 281, 31-51, 1997.
- Isacks, B., Oliver, and Sykes, L.R., Seismology and the new global tectonics. "J. Geoph. Res.", 73, 5855-5899, 1968.
- Isacks, B., Oliver, and Sykes, L.R., J. Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the tectonics of islands arcs. "Bull. Geol. Soc. Am.", 80, 1443-1469, 1969.
- Ishibashi, K. Geometry of the Philippine Sea plate subducted at the northern Sagami trough-Izu region." Seismol. Soc. Jpn., Progr. Abstr.", 1, 96, (in Japanese), 1987.
- Ishibashi, K. "Kanagawa-ken-seibu earthquake" and earthquake prediction (1). Sci. J. Kaganu, 58, 537-547, (in Japanese), 1988a.
- Ishibashi, K. "Kanagawa-ken-seibu earthquake" and earthquake prediction (2). Sci. J. Kaganu, 58, 771-580, (in Japanese), 1988b.
- Ishimoto, M. and Iida, K. Observations sur les seismes enregistres par le micropismographe construit dernièrement. Bull. Earthq. Res. Inst., 17, 443-478, 1939
- Kaila , K.L., Gaur, V.K and Narain, H.A New Approach for Preparation of Quantitative Seismicity Maps as Applied to Alpide Belt-Sunda Arc and Adjoining Areas. "Bull. Seismol. Soc. Am.", 61, 1275-1291, 1971.
- Kaila , K.L., Gaur, V.K and Narain, H. Quantitative seismicity maps of India. "Bull. Seismol. Soc. Am.", 62, 1119-1132, 1972.
- Kanamori, H. and Abe, Revaluation of the turn-of-the-Centuary seimismicity peak. "J. Geophys. Res.", 84, 6131-6139, 1979.
- Kanamori, H. The energy released in great earthquakes. "J. Geophys. Res.", 82, 2981-2987, 1977.
- Karnik, V. Seismicity of the European area, Part 1. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland, 364pp, 1969.
- Karnik, V. Seismicity of the European area, Part 2. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland, 218pp, 1971.
- Karnik, V. Influence of focal depth on magnitude-frequency relations in the Balkan region. Proc. Of the XIV Gen. Assem. Of the E.S.C., Trieste 1974, 69-72, 1975.
- Kao, H. and Rau, R.J. Detaild structures of the subducted Philippine Sea plate beneath northeast Taiwan: A new type of double seismic zone. "J.Geophys. Res.", 104, 1015-1033, 1999.
- Le Pichon, X. Sea-Floor Spreading and Continental Drift "J. Geophys. Res.", 73, 3611-3697, 1968
- Lin, C.H., Huang, B.S. and Rau, R.J. Seismological evidence for a low- velocity layer within the subducted slab of southern Taiwan. "Earth Planet. Sci. Lett.", 174, 231-240, 1999.
- Lomnitz, C. Global Tectonics and Earthquakes Risk. "Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam", 230pp., 1974.
- Makropoulos, K.C. The statistics of large earthquakes magnitube and an evaluation of Greek seismicity. "Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh", 193pp, 1978.
- Μακρόπουλος, Κ. Ανάλυση του σεισμικού κινδύνου μιας περιοχής. Γενικών επιμελητήριον της Ελλάδος. "Σεμινάριο σεισμολογίας και αντισεισμικών κατασκευών." Ρόδος 5-6 Δεκεμβρίου 1980.
- Mckenzie, D. and Parker, R.L. The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. "Nature", 216, 1276-1280, 1967.
- Miyabe, N. Vertical earth movement in Nankai district. "Bull. Geogr. Inst.", 4, 1-14, 1995.
- Miyamura, S. Magnitude-frequency relations and its bearings to geotectonics. "Proc, Japan Acad.", 38, 27-30, 1962.

- Mogi, K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to the earthquake phenomena. "Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.", 40, 125-172, 1962a.
- Mogi, K. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (first paper). "Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.", 40, 815-829, 1962b.
- Mogi, K. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes (second paper). "Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.", 40, 831-853, 1962c.
- Mogi, K. The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (first paper). "Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.", 41, 595-614, 1963a.
- Mogi, K. Some discussions on aftershocks, foreshocks, and earthquake swarms the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper). "Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.", 41, 615-658, 1963b.
- Mogi, K. Global variation of seismic activity. "Tectonophysics", 57, T43-T50, 1979
- Morgan, W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks, "J. Geoph. Res.", 73, 1959-1982, 1968.
- Oldham, R.D. The diurnal variations in frequency of the aftershocks of the great Assam earthquake of the 12th June 1897. "Mem. Geol. Soc. India", 35, 117-143, 1911.
- Pacheco, J.F., Sykes, L.R. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. "Bull. Seismol. Soc. Am.", 82, 1306-1349, 1992
- Παπαζάχος, Β.Κ. Η Νέα Παγκόσμιος Τεκτονική, "Δελτ. Επιστημ. Ομίλου Ερευνών Διαστημ.", 2, 1-19, 1973α.
- Papazachos, B.C. On certain aftershock and foreshock parameters in the area of Greece. "Ann. di Geofis.", 27, 497-515, 1974b.
- Papazachos, B.C. Foreshocks and earthquake prediction. "Tectonophysics", 28, 213-226, 1975.
- Παπαζάχος, Β.Κ. Εισαγωγή στη σεισμολογία "Θεσσαλονίκη" 273σ., 1977.
- Papazachos, B.C., Delibasis, N., Liapis, N., Moutoulidis, G. and Purcaru, G. Aftershock Sequences of Some Large Earthquakes in the Region of Greece. "Ann. di Geofis.", 20, 1-93, 1967.
- Papazachos, B.C. Seismicity of the Aegean and surrounding area. "Tectonophysics", 178, 287-308, 1990.
- Prochazkova, D. The character of seismic activity in Europe. "Acta Univ. Carol. Math. Phys.", 17, 49-74, 1976.
- Purcaru, G. A New Quantitative Measure of Seismicity and Some Related Aspects. "Proc. Of the Intern. Symp. Seism. Phys. Sol. Earth Inst., Jena 1974", 1, 185-204, 1975.
- Radu, C. Contribution a l' etudu de la seismicite de la Roumanie et comparaison avec la seismicite du bassin mediterraneen et en particulier avec la seismicite du sud-est de la France. "These Dr. Sci. Univ. se Strasbourg, France", 404pp, 1974.
- Ranalli, G. On the estimation of earthquake risk. "Die Naturwissenschaften", 11, 510-511, 1972.
- Rau, R.J. and Wu, F.T. Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan "Earth Planet. Sci. Lett.", 133, 517-532, 1995.
- Ristema, A.R. The Seismicity of the Sunda Arc in Space and Time. "Indon-Madjalah IM. Alam.", 110, 41-49, 1954.
- Ristema, A.R., and Houtgast, G. Seismicity of the North Atlantic. "Proc. Of the XII Ass. Gen. de la Com. Seism. Europeenne, Luxembourg, 1970", 99, 1971.

- Riznichenko, J.V. On quantitative determination and mapping of seismic activity. "Ann. di Geofis.", 12, 227-237, 1959.
- Rothe, J.P. The seismicity of the Earth 1953-1965. "UNESCO, Earth Sciences", 336pp., 1969.
- Sagiya, T. Crustal deformation cycle and interpolate coupling in Shikoku, southwest Japan. "Ph. D. Thesis. Faculty of Scienc, Tokyo Univ.", 1995.
- Scholz, C.H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. "Bull. Seism. Soc. Am.", 58(1), 399-415, 1968.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A.E. A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 an geological data. "J. Geopyhs. Res.", 98, 17941-17948, 1993.
- Shlien, S. and Toksoz, M.N. Frequency-Magnitude statistics of earthquake occurrences. "Earthq. Notes", 41, 5-18,, 1970.
- Stacey, F.D. Physics of the Earth. "John Wiley & Sons, Inc., New York.", 324pp., 1969.
- Stacey, F.D. Physics of the Earth. "John Wiley & Sons, Inc., New York.", 414pp., 1977
- Sykes, L.R. The Seismicity of the Arctic. "Bull. Seism. Soc. Am.", 55, 519-536, 1965.
- Sykes, L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the midoceanic ridges. "J. Geoph. Res.", 72, 2131-2153, 1967.
- Tsai, Y.B. Seismotectonics of Taiwan. "Tectonophysics", 125, 17-37, 1986.
- Τσάπανος, Θ.Μ. Συμβολή στη μελέτη της σεισμικότητας της Γης. "Διδακτορική Διατριβή Αριστοτελείου Πανεπ. Θεσσαλονίκης", 1985.
- Tsapanos, T.M. b-values of two tectonic parts in the Circum-Pacific belt. "Pageoph", 134, 229-242, 1990.
- Utsu, T. Statistical study on the occurrence of aftershocks. "Geoph. Magaz.", 30, 521-605, 1961.
- Utsu, T. Aftershocks and earthquakes statistics (III). "J. Facult. Sci. Hokkaido Univ.", 5, 379-441, 1971.
- Wang, J.H. b-values of shallow earthquakes in Taiwan. "Bull. Seism. Soc. Am.", 78, 1243-1254, 1988
- Welkner, P. On the space distribution of some seismic parameters in Japan, Part I "Bull. Int. Inst. Seism. Earth. Eng.", 4, 1-18, 1967.
- Wiechert, D.H. and Milne, W.G. On Canadian methodologies of probabilistic seismic risk estimation. "Bull. Seism. Soc. Am.", 69, 1549-1566, 1979.
- Wu, F.T. Focal mechanisms and tectonics in the vicinity of Taiwan. "Bull. Seism. Soc. Am.", 60, 2045-2056, 1970.
- Wu, F.T. Recent tectonics of Taiwan. "J. Phys. Earth 26(supl.)", S265-S299, 1978.
- Wyss, M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. "Geophys. J. R. Astr. Soc.", 31, 341-359, 1973.
- Yu, S.B., Chen, H.Y. and Kuo, L.C. Velocity field and GPS stations in the Taiwan area. Paper presented at the Third Sino-Frenc Symposium, "Geol. Soc. Of China, Taipei, Taiwan.", 1995.

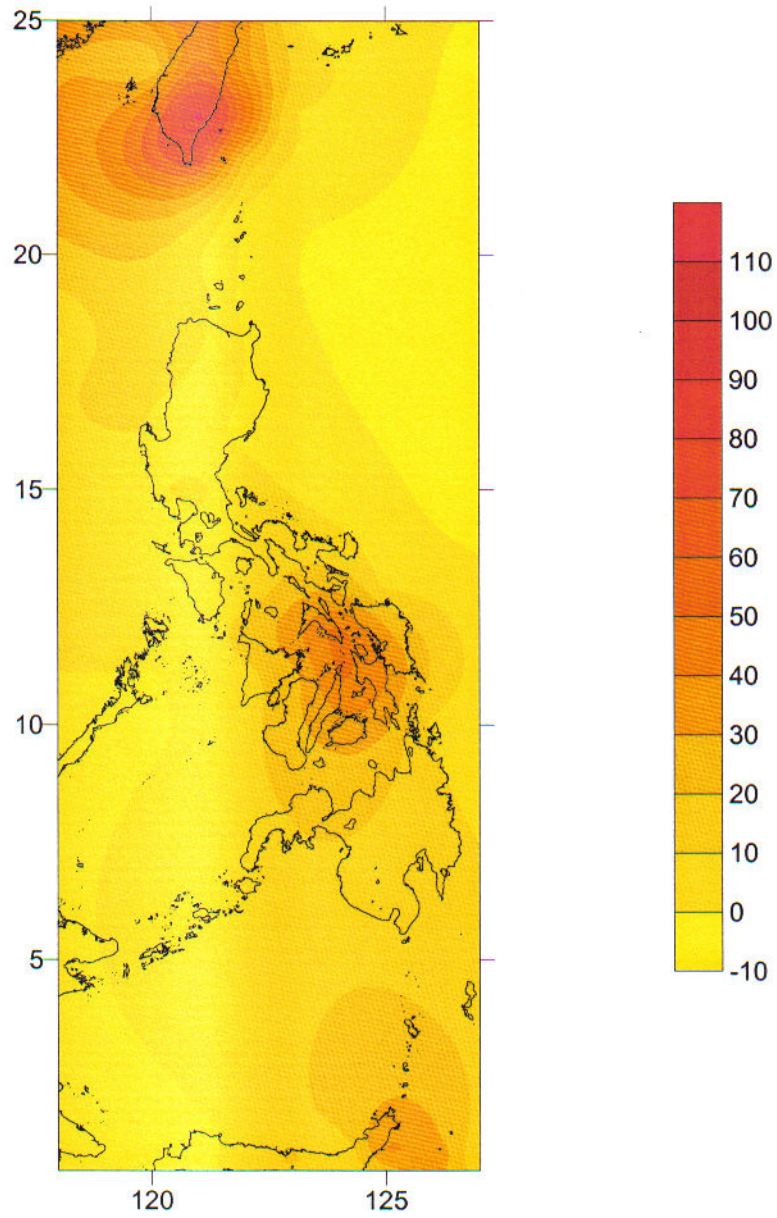
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

φ°	λ°	events	mean depth	date1	date2	Mmax	a	b	M1	$\Sigma E(*10^22)$	$E^>(*10^20)$	M1*
25,5	120,0	61	28	1922	2006	7,8	2,75	-0,75	3,67	85,10	100,0	6,8
25,5	121,0	80	32	1920	2005	7,8	2,64	-0,71	3,72	108,84	127,0	6,8
25,5	122,0	45	37	1917	2005	7,8	2,47	-0,74	3,34	47,83	53,7	6,6
25,5	123,0	7	34	1938	1990	7,5	3,77	-1,08	3,49	11,61	21,9	6,3
24,0	120,0	28	25	1922	2006	7,8	2,77	-0,78	3,55	44,03	51,8	6,6
24,0	121,0	73	34	1917	2005	7,8	2,55	-0,71	3,59	93,05	105,0	6,8
24,0	122,0	44	37	1917	2005	7,8	2,46	-0,73	3,37	52,95	595,0	6,6
24,0	124,0	10	33	1938	1997	7,5	3,07	-0,94	3,27	11,90	19,8	6,3
23,0	120,0	68	20	1922	2006	7,8	2,91	-0,77	3,78	68,28	80,3	6,7
23,0	121,0	117	33	1920	2006	7,8	2,80	-0,71	3,94	182,14	209,0	7,0
23,0	122,0	64	35	1917	2005	7,8	2,22	-0,67	3,31	94,12	106,0	6,8
23,0	123,0	11	24	1917	2000	7,1	1,37	-0,65	2,11	4,89	5,82	5,9
23,0	124,0	9	27	1952	2000	6,9	2,29	-0,81	2,83	2,27	4,63	5,9
22,0	120,0	73	29	1902	2006	7,8	2,83	-0,74	3,82	105,65	101,0	6,8
22,0	121,0	87	28	1902	2006	7,8	3,30	-0,79	4,18	150,36	143,0	6,9
22,0	122,0	27	25	1920	2001	7,8	2,90	-0,79	3,67	55,46	67,6	6,7
22,0	123,0	9	20	1952	2000	6,9	1,28	-0,66	1,94	1,60	3,27	5,7
22,0	124,0	7	25	1935	2000	7,2	1,03	-0,58	1,78	8,03	12,2	6,1
21,0	120,0	45	23	1902	2006	7,2	2,86	-0,76	3,76	38,60	36,8	6,5
21,0	121,0	37	21	1919	2004	7,4	3,65	-0,89	4,10	37,53	43,6	6,5
21,0	122,0	10	13	1919	1998	7,4	1,75	-0,66	2,65	19,38	24,2	6,4
20,0	120,0	30	25	1919	2006	7,1	4,26	-1,03	4,14	13,45	15,3	6,2
20,0	121,0	21	27	1919	2006	7,1	2,06	-0,72	2,86	9,04	10,3	6,1
19,0	120,0	27	41	1938	2003	6,6	3,06	-0,89	3,44	3,31	5,02	5,9
19,0	121,0	25	38	1954	2004	6,8	4,60	-1,18	3,90	2,45	4,80	5,9
19,0	122,0	7	29	1964	2004	6,8	1,49	-0,72	2,07	1,32	3,22	5,7
18,0	118,0	7	34	1897	1974	7,2	2,15	-0,73	2,95	8,90	11,4	6,1
18,0	119,0	22	34	1897	1984	7,2	2,11	-0,71	2,97	16,69	19,0	6,3
18,0	120,0	30	38	1931	2003	6,9	2,82	-0,84	3,36	4,61	6,3	5,9
18,0	121,0	21	40	1949	2004	7,2	2,29	-0,77	2,97	8,12	14,5	6,2
17,0	119,0	28	33	1897	2003	7,4	1,03	-0,52	1,98	24,76	23,1	6,3
17,0	120,0	21	33	1931	2003	7,2	1,85	-0,70	2,64	8,10	11,1	6,1
16,0	119,0	17	28	1924	2003	7,4	1,40	-0,63	2,22	11,98	15,0	6,2
16,0	120,0	19	29	1897	2003	7,2	1,31	-0,60	2,18	10,18	9,51	6,1
16,0	121,0	11	38	1967	1990	7,2	1,60	-0,65	2,46	10,09	4,20	6,5
16,0	122,0	9	41	1967	1980	7,2	1,80	-0,69	2,61	9,46	76,0	6,7
15,0	119,0	13	22	1924	2004	7,3	1,41	-0,64	2,20	8,63	10,7	6,1
15,0	120,0	19	27	1956	2003	7,8	1,03	-0,56	1,84	36,09	752,0	6,7
15,0	121,0	23	34	1968	2003	7,8	2,20	-0,70	3,14	45,00	125,0	6,8
14,0	119,0	12	31	1953	2004	7,3	1,01	-0,58	1,74	6,08	117,0	6,1
14,0	120,0	15	36	1901	2003	7,8	1,00	-0,45	2,22	40,54	39,4	6,5
14,0	121,0	15	32	1937	2003	7,8	2,35	-0,73	3,22	40,65	60,7	6,6
13,0	119,0	15	42	1924	2003	7,3	1,24	-0,58	2,14	9,31	11,6	6,1
13,0	120,0	14	42	1937	2003	7,3	1,46	-0,46	3,17	16,92	25,3	6,4
13,0	122,0	11	26	1901	2004	7,5	3,78	-0,94	4,02	19,96	19,2	6,3
13,0	123,0	23	30	1907	2004	7,5	2,63	-0,77	3,42	34,47	35,2	6,5
13,0	124,0	26	31	1925	2005	7,1	1,71	-0,66	2,59	0,28	0,35	5,1
13,0	125,0	7	31	1975	2005	6,1	5,58	-1,45	3,85	13,73	44,3	6,5
12,0	120,0	14	39	1928	2003	7,3	2,18	-0,52	4,19	15,22	20,0	6,3
12,0	121,0	16	23	1901	2003	7,3	1,98	-0,69	2,87	23,03	22,4	6,3

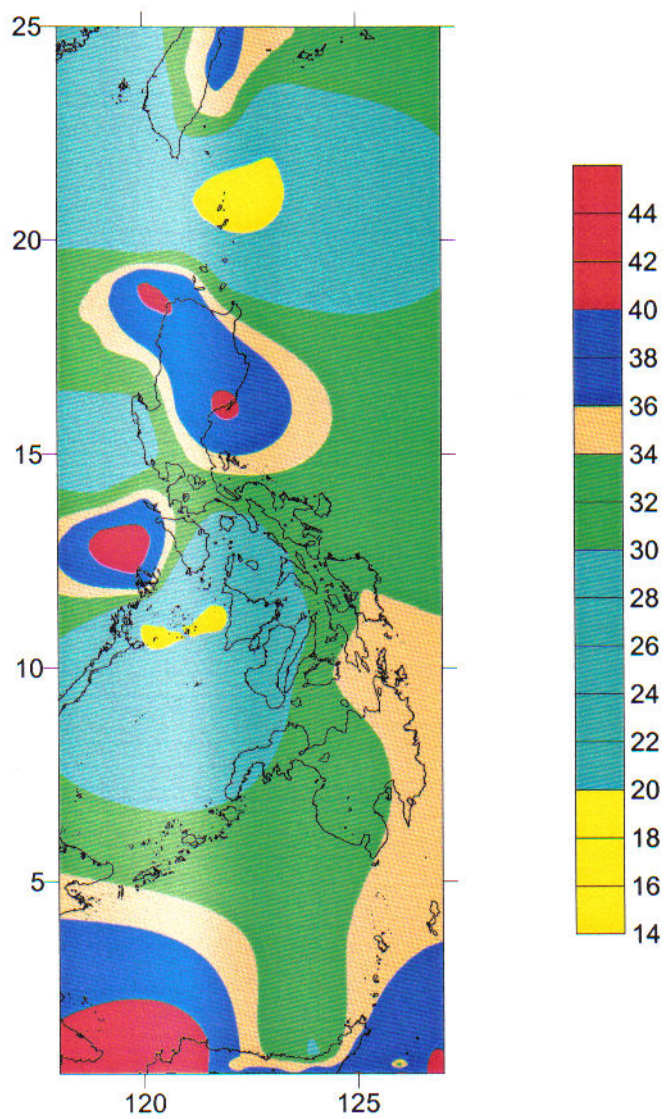
φ°	λ°	events	mean depth	date1	date2	Mmax	a	b	M1	ΣE>(*10^22)	E>(*10^20)	M1*
12,0	122,0	24	21	1901	2005	7,5	2,94	-0,81	3,63	30,33	28,9	6,4
12,0	123,0	36	27	1897	2005	7,5	3,26	-0,85	3,84	46,52	42,7	6,5
12,0	124,0	54	32	1897	2005	7,4	3,18	-0,82	3,88	28,06	25,7	6,4
12,0	125,0	32	34	1925	2005	7,4	2,61	-0,76	3,43	5,92	7,31	6,0
11,0	120,0	9	19	1928	1990	7,1	1,67	-0,69	2,42	6,69	10,6	6,1
11,0	121,0	15	20	1928	2003	7,1	2,08	-0,74	2,81	8,04	10,6	6,1
11,0	122,0	17	20	1931	2005	7,1	2,23	-0,75	2,97	11,04	14,7	6,2
11,0	123,0	25	22	1897	2005	7,1	3,32	-0,90	3,69	45,83	42,0	6,5
11,0	124,0	51	31	1897	2003	7,4	3,56	-0,87	4,09	42,36	39,6	6,5
11,0	125,0	42	34	1897	2003	7,4	3,03	-0,80	3,79	61,69	57,7	6,6
10,0	121,0	11	22	1931	1997	8,0	1,27	-0,61	2,08	20,96	31,3	6,4
10,0	124,0	37	33	1897	2003	7,3	3,16	-0,85	3,72	24,53	22,9	6,3
10,0	125,0	33	35	1897	2003	7,3	2,46	-0,73	3,37	0,64	0,60	5,2
10,0	126,0	7	34	1972	2000	6,3	3,58	-1,08	3,31	58,81	203,0	7,0
0,9	121,0	8	44	1948	2003	8,0	1,14	-0,62	1,84	7,62	13,6	6,2
0,9	125,0	42	38	1948	2000	7,0	3,65	-0,96	3,80	21,38	40,3	6,5
0,9	126,0	35	39	1913	2000	7,6	2,46	-0,77	3,19	6,33	7,19	6,0
0,8	122,0	10	37	1942	2004	7,1	2,44	-0,79	3,09	11,68	18,5	6,3
0,8	124,0	10	28	1911	2000	7,4	1,12	-0,56	2,00	46,17	51,3	6,6
0,8	125,0	49	37	1911	1996	7,6	2,81	-0,77	3,65	46,63	54,2	6,6
0,8	126,0	49	37	1911	1996	7,6	2,91	-0,75	3,88	24,16	28,0	6,4
0,7	122,0	21	34	1942	2004	7,6	2,32	-0,74	3,14	23,41	37,1	6,5
0,7	123,0	21	34	1928	2004	7,6	1,70	-0,65	2,62	48,48	63,0	6,6
0,7	125,0	33	35	1903	2004	7,5	3,00	-0,80	3,75	60,58	59,4	6,6
0,7	126,0	38	31	1903	2004	7,5	2,34	-0,69	3,39	22,76	22,3	6,3
0,6	122,0	21	35	1897	2000	7,5	1,16	-0,58	2,00	57,40	55,2	6,6
0,6	123,0	30	37	1923	2005	7,8	1,45	-0,59	2,46	40,10	48,3	6,6
0,6	124,0	10	43	1919	2005	7,8	2,43	-0,74	3,28	98,71	113,0	6,8
0,6	125,0	17	37	1897	2004	8,1	2,89	-0,76	3,80	124,40	115,0	6,8
0,6	126,0	33	31	1897	2004	8,1	3,01	-0,76	3,96	80,66	74,7	6,7
0,5	122,0	12	37	1897	2005	7,8	1,69	-0,60	2,82	62,56	57,4	6,6
0,5	123,0	13	40	1918	2005	7,8	1,22	-0,58	2,10	83,44	94,9	6,8
0,5	124,0	19	42	1897	2005	8,1	2,03	-0,66	3,08	87,13	78,0	6,7
0,5	125,0	23	43	1897	2006	8,1	2,45	-0,72	3,40	103,78	94,3	6,8
0,5	126,0	27	43	1897	2005	8,1	3,02	-0,78	3,87	20,48	18,8	6,3
0,5	127,0	9	42	1903	2003	7,6	1,94	-0,69	2,81	0,46	0,46	5,2
0,4	124,0	4	43	1978	2006	6,4	1,96	-0,82	2,39	60,47	209,0	7,0
0,4	125,0	17	42	1897	2005	7,8	1,51	-0,57	2,65	87,91	80,7	6,7
0,4	126,0	25	44	1910	2005	7,8	2,14	-0,66	3,24	23,99	25,0	6,4
0,4	127,0	11	48	1912	2003	7,6	1,99	-0,69	2,88	6,05	6,58	6,0
0,3	123,0	6	38	1908	2006	7,3	1,05	-0,64	1,64	0,41	0,41	5,1
0,3	124,0	6	32	1965	2006	6,3	2,16	-0,85	2,54	58,37	139,0	6,9
0,3	125,0	23	41	1910	2006	7,8	1,25	-0,57	2,19	70,05	72,2	6,7
0,3	126,0	30	43	1910	2005	7,8	2,28	-0,69	3,30	13,89	14,5	6,2
0,3	127,0	23	37	1912	2004	7,2	4,44	-1,04	4,27	4,41	4,47	5,9
0,3	128,0	14	33	1969	2004	7,1	1,41	-0,65	2,17	5,96	16,6	6,2
0,2	125,0	27	37	1938	2005	7,1	3,37	-0,94	3,59	12,10	17,8	6,3
0,2	126,0	48	38	1931	2005	7,1	3,58	-0,93	3,85	13,66	182,0	6,3
0,2	127,0	26	33	1912	2005	7,2	3,95	-0,98	4,03	4,45	4,73	5,9
0,2	128,0	16	36	1959	2003	6,8	2,25	-0,79	2,85	2,51	5,58	5,9

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2

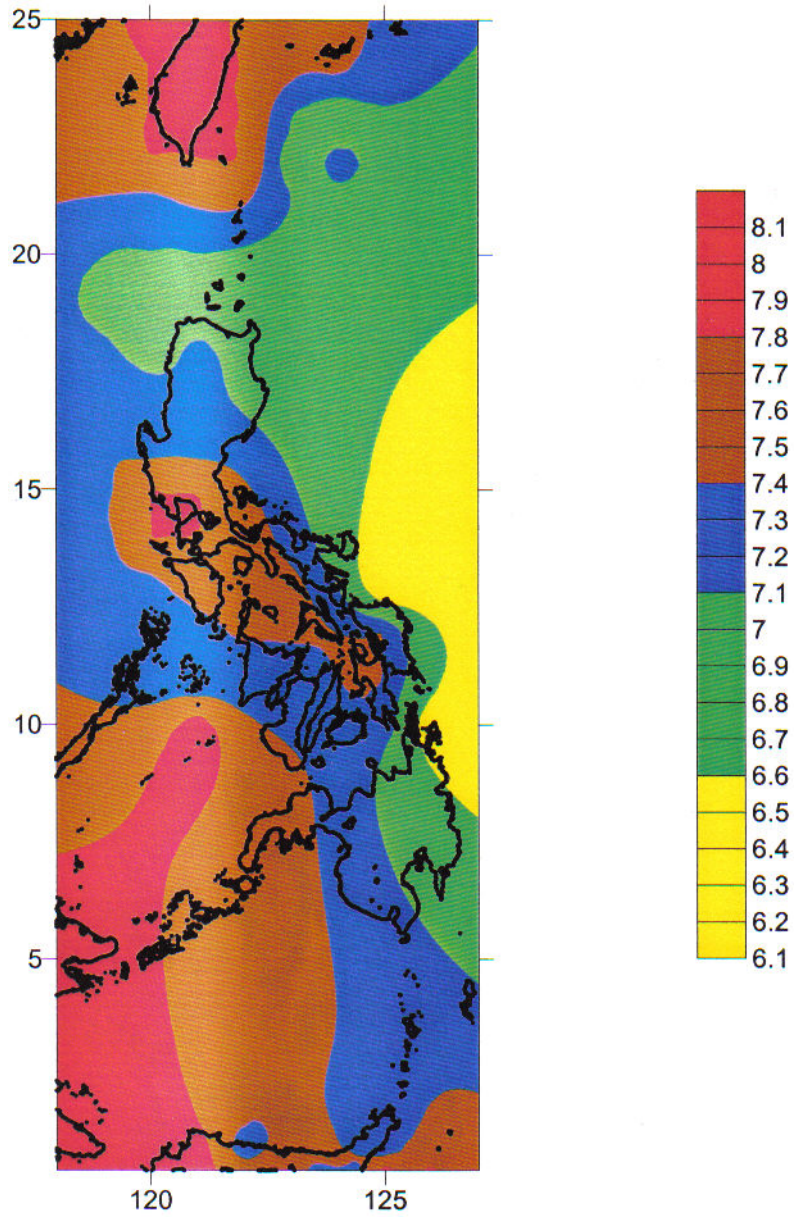
Χωρική κατανομή αριθμού σεισμών



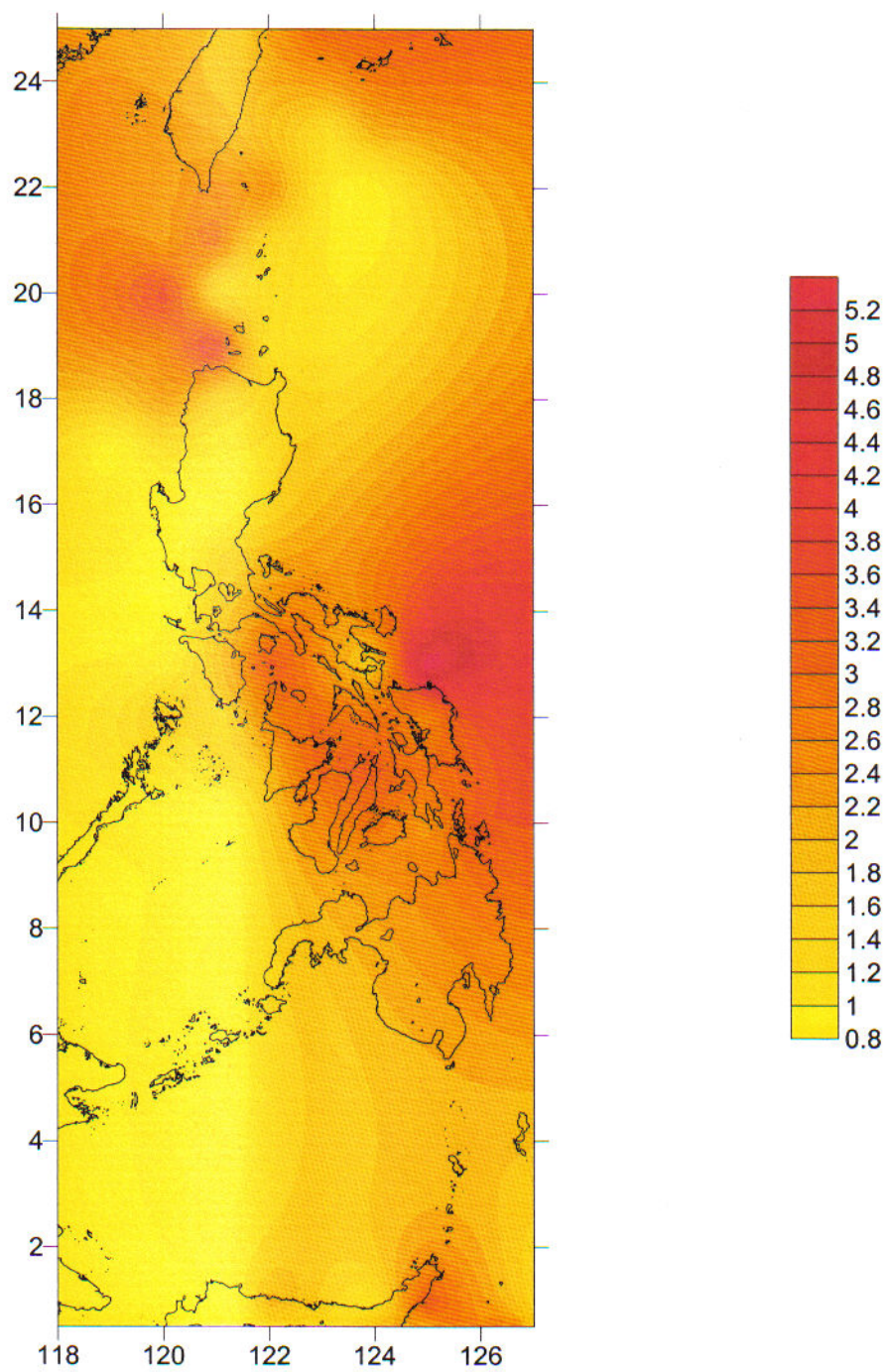
Χωρική κατανομή του μέσου βάρους



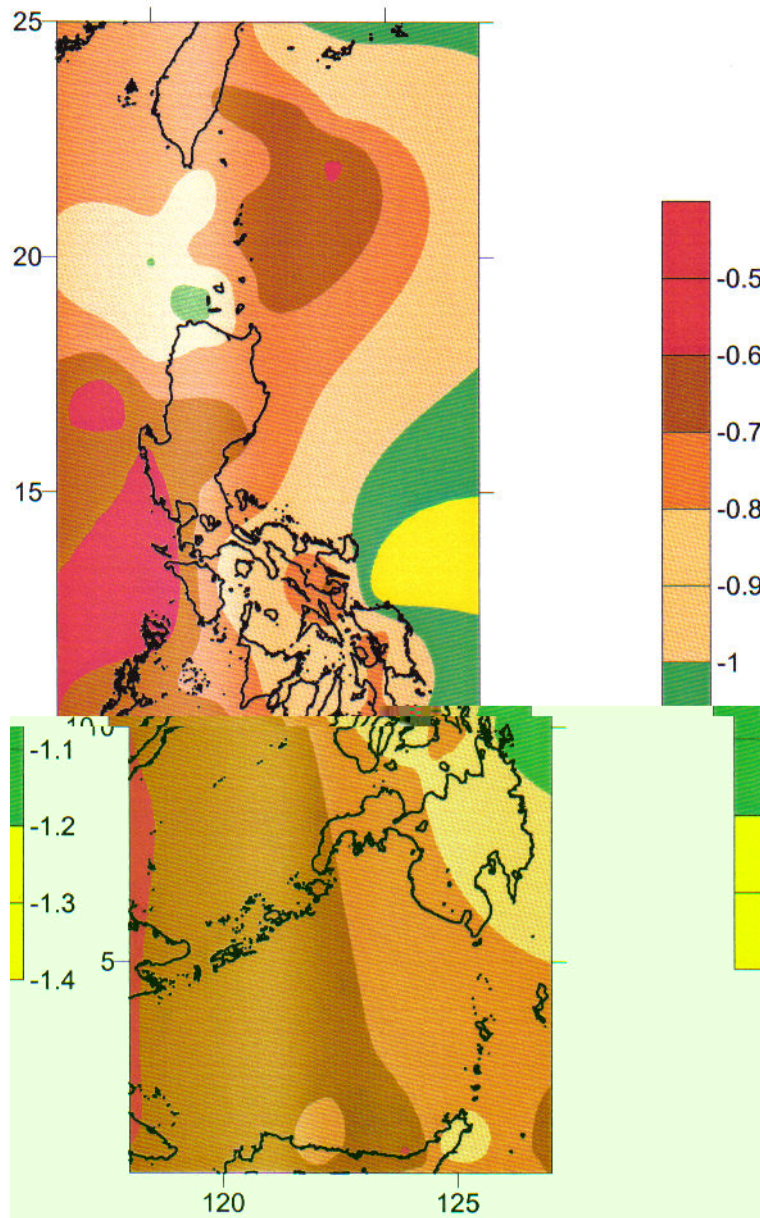
Χωρική κατανομή Mmax



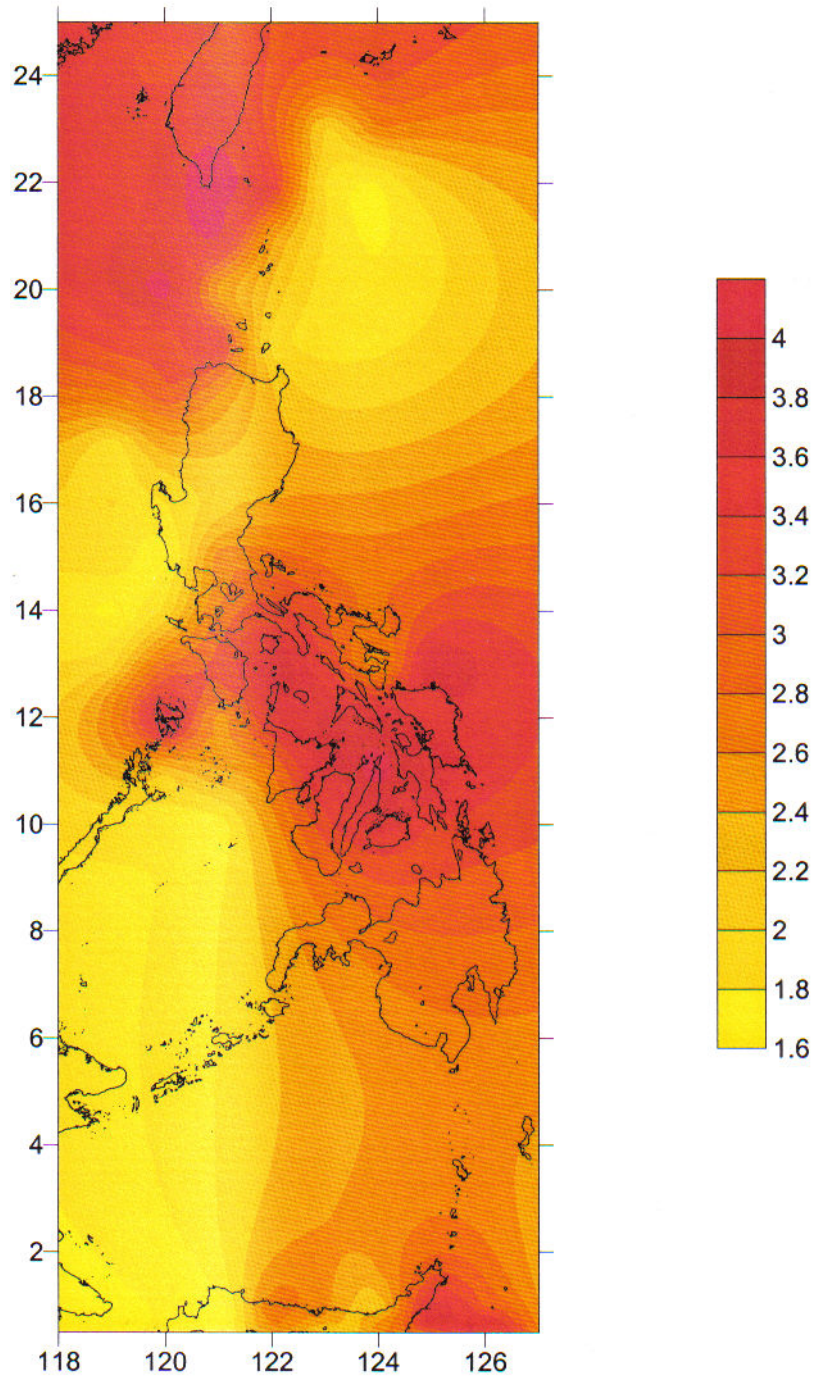
Χωρική κατανομή της παραμέτρου α



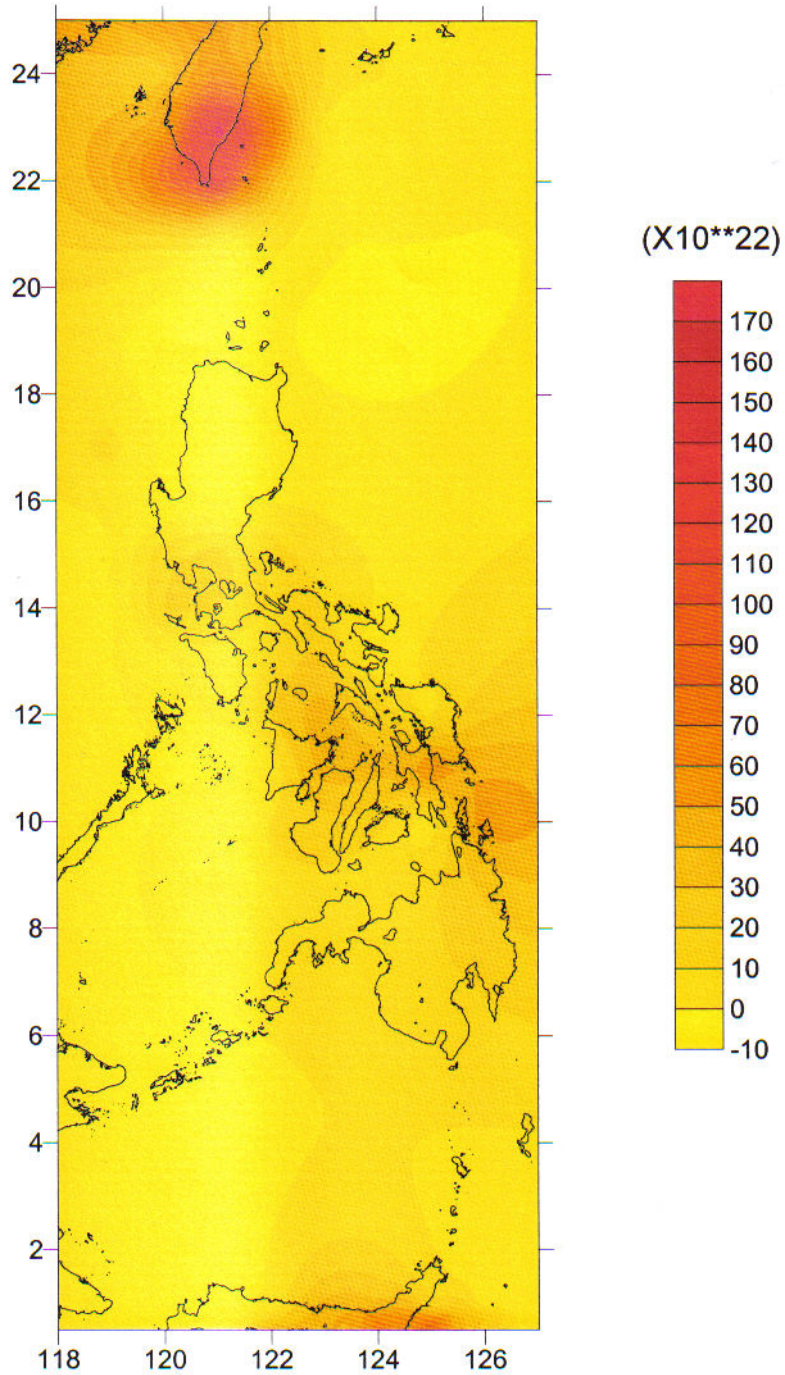
Χωρική κατανομή της παραμέτρου b



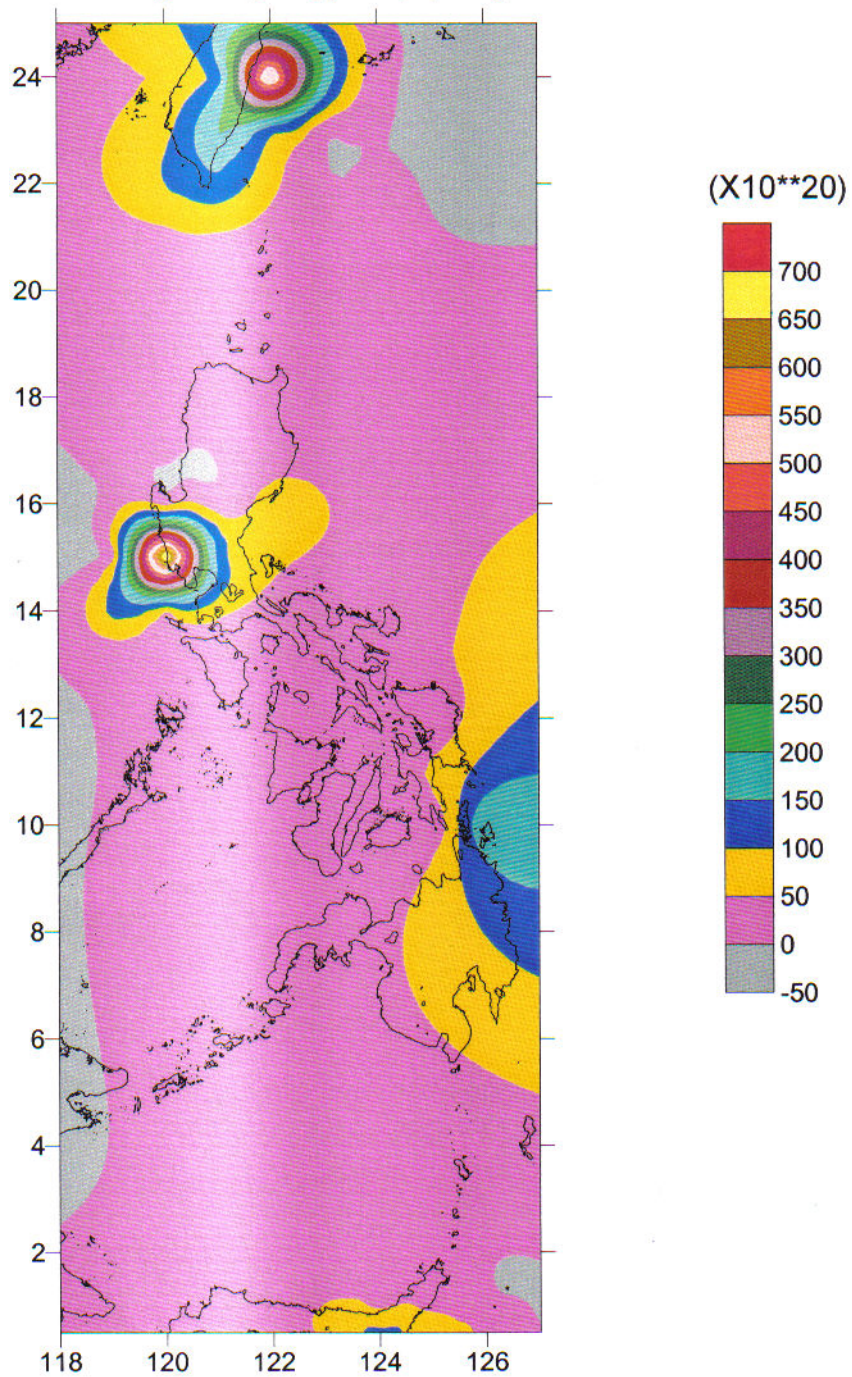
Χωρική κατανομή του πιθανότερου
μέγιστου ετήσιου M1 μεγέθους



Χωρική κατανομή της συνολικής σεισμικής ενέργειας



Χωρική κατανομή της ανηγμένης
σε 1 έτος σεισμικής ενέργειας E^*



Χωρική κατανομή του M1*

