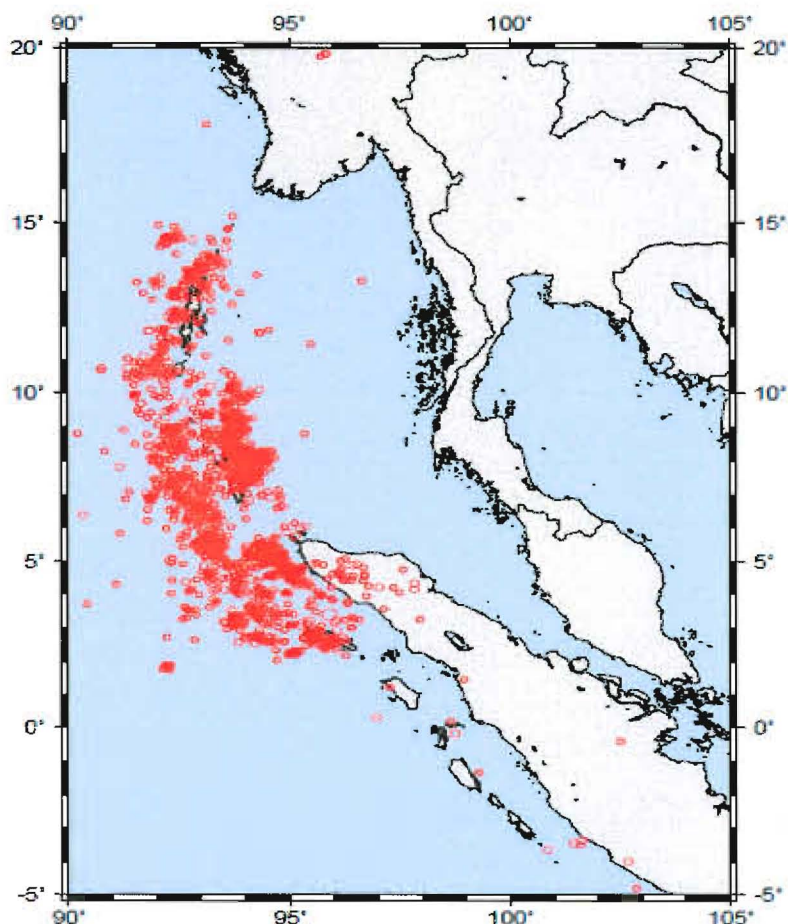




ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ

*ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑΣ
ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑ
(29-12-2004 , $M = 9.3$)*



ΜΠΟΓΑΣ ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ (Α.Ε.Μ 3744)

Επιβλέπων καθηγητής: ΚΑΡΑΚΑΙΣΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2011



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	Σελ. 1
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	Σελ. 2
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	Σελ. 3
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ: ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑ	Σελ. 6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ: ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑ	
2.1 Τα 3 μεγάλα συστήματα ρηγμάτων	
2.1.1 Υποβύθιση στην τάφρο.....	Σελ. 14
2.1.2 Το ρήγμα της Σουμάτρα.....	Σελ. 15
2.1.3 Το ρήγμα του Mentawai.....	Σελ. 18
2.2 Επιφανειακή σεισμικότητα.....	Σελ. 19
2.3 Ζώνη Wadati-Benioff.....	Σελ. 21
2.4 Σχετικές οριζόντιες κινήσεις.....	Σελ. 23
2.5 Δεδομένα GPS, οι σεισμοί του Engano, Simulate και το ρήγμα του Mentawai.....	Σελ. 27
2.6 Κατακόρυφες κινήσεις	Σελ. 31
2.7 Σεισμικότητα της Σουμάτρα.....	Σελ. 32
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ: Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΣΟΥΜΑΤΡΑ ΣΤΙΣ	
26 ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΥ ΤΟΥ 2004	Σελ. 37
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ: ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΗΣ ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ	
ΑΚΟΛΟΥΘΙΑΣ	Σελ. 42
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΗΣ	
ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΚΟΛΟΥΘΟΥΣΙΑΣ	Σελ. 53
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	Σελ. 55

110022

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

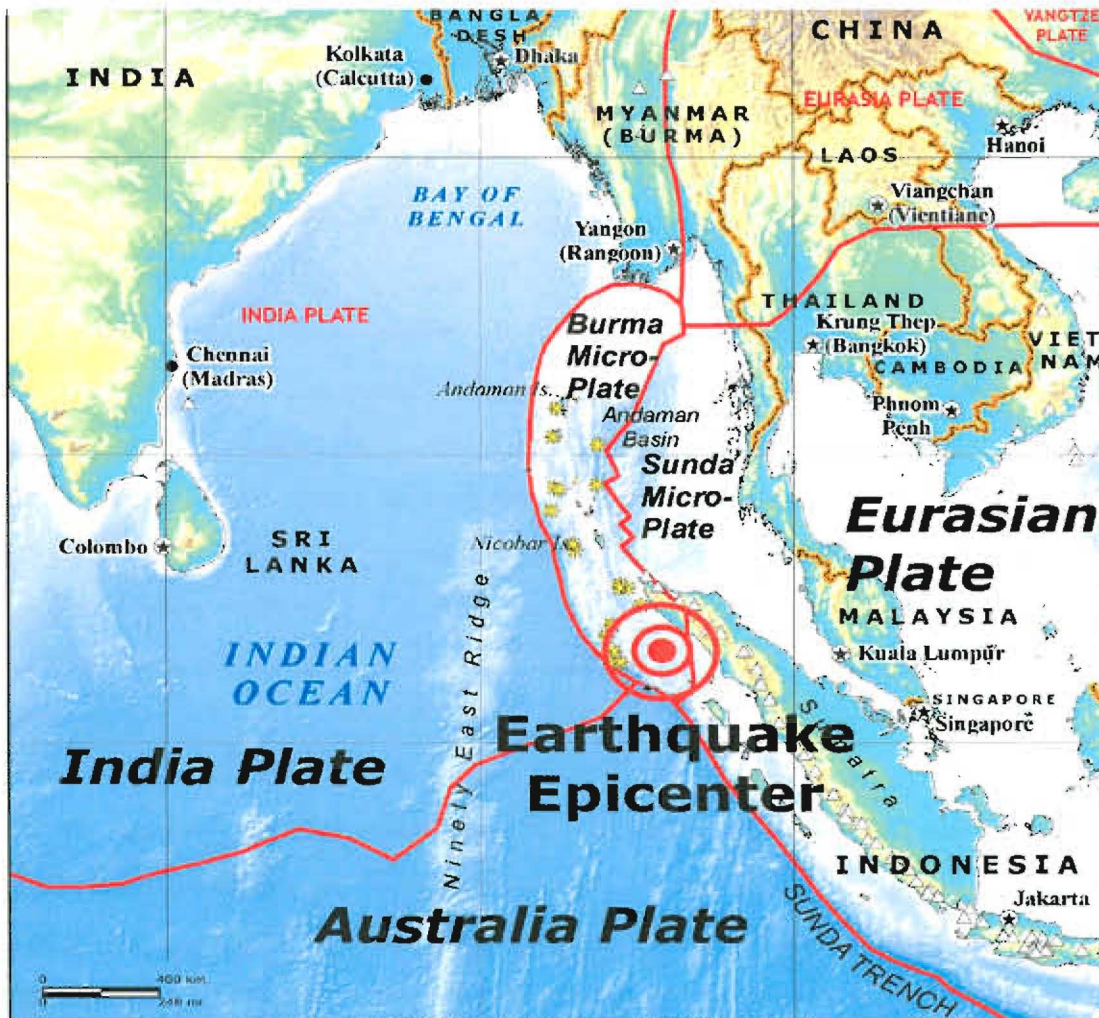
Το παρόν σύγγραμμα αποτελεί Διπλωματική Εργασία η οποία εκπονήθηκε κατά τη διάρκεια της φοίτησης του γράφοντα στο Γεωλογικό Τμήμα της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η ανάθεση του θέματος έγινε από τον Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής κ. Καρακαΐση Γεώργιο.

Αντικείμενο αυτής της εργασίας είναι η ανάλυση της μετασεισμικής ακολουθίας του ισχυρού σεισμού της 29ης Δεκεμβρίου 2004 στη Σουμάτρα, καθώς και η μελέτη του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος της ευρύτερης περιοχής. Ο σκοπός αυτής της ανάλυσης είναι η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την ομαλότητα της εξέλιξης της μετασεισμικής ακολουθίας..

Θα ήθελα να εκφράσω τις θερμότερες ευχαριστίες μου στον Καθηγητή κ. Καρακαΐση Γεώργιο για την ανάθεση του θέματος αλλά και για την πολύτιμη συμβολή και συνεργασία του.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Σουμάτρα είναι επίμηκες νησί με ΒΒΔ-ΝΝΑ προσανατολισμό που βρίσκεται στο Δυτικό τμήμα της Ινδονήσιας η οποία είναι προέκταση της ευρασιατικής ηπειρώτικης πλάκας προς τον Νότο στην περιοχή του ινδικού ωκεανού.



Εικόνα 1: Στο σχήμα φαίνονται οι τεκτονικές πλάκες της ευρύτερης περιοχής της Σουμάτρα καθώς και το επίκεντρο του σεισμού (USGS).

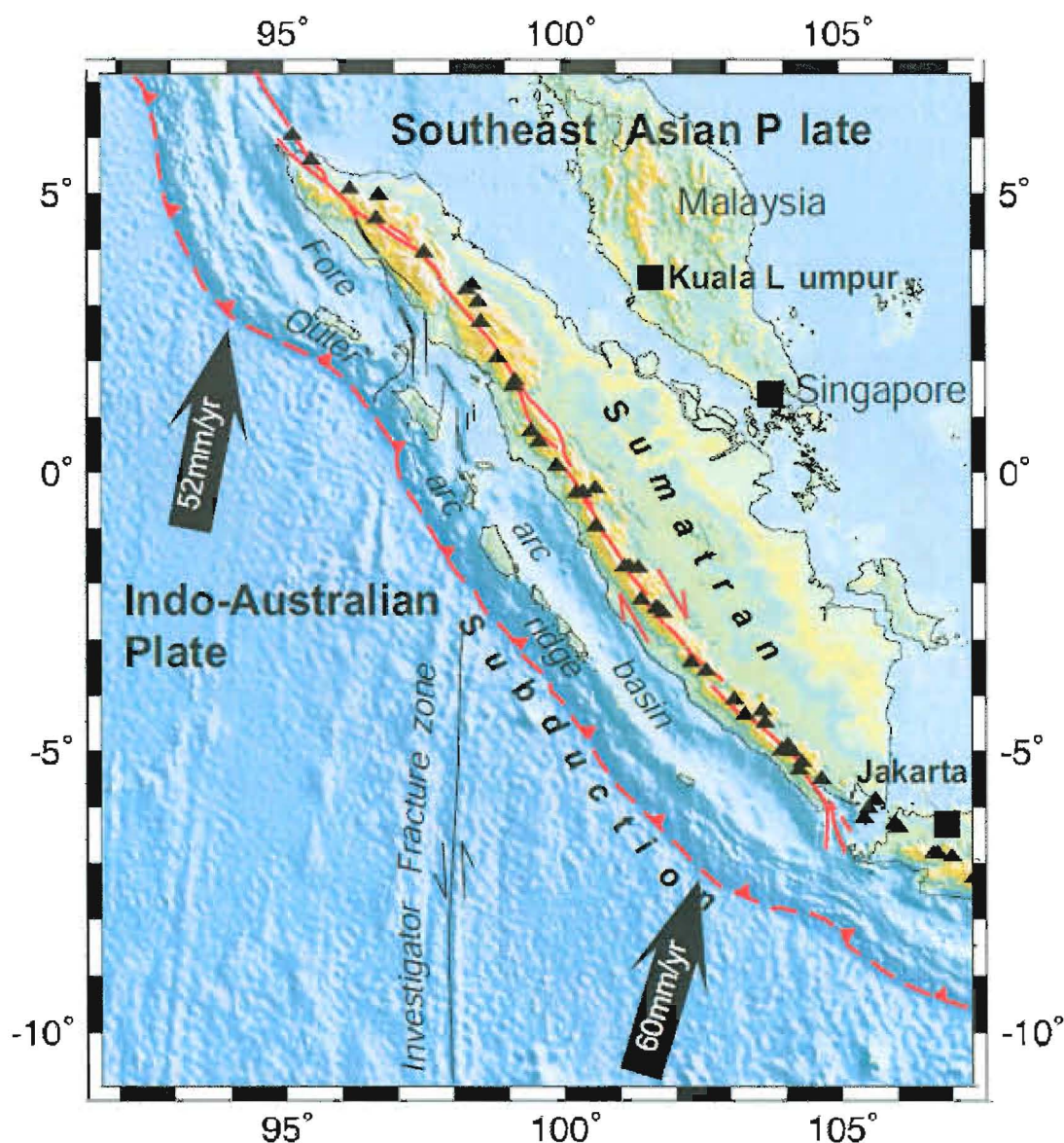
Το τεκτονικό καθεστώς της Σουμάτρας και γενικότερα της Ινδονήσιας είναι πολύπλοκο. Η ραχοκοκαλιά του νησιού σχηματίζεται από την οροσειρά Barisan που εκτείνεται κατά μήκος της Δυτικής πλευράς του νησιού. Η περιοχή διαιρείται σε Ανατολική και Δυτική ακτή. Οι κλίσεις προς την πλευρά του Ινδικού ωκεανού είναι απότομες και η περιοχή ορεινή ενώ η ανατολική ζώνη αποτελείται από

επίπεδες και λοφώδεις εκτάσεις. Το γενεσιουργό αίτιο της τεκτονικής αυτής είναι η υποβύθιση της Ινδικής ωκεάνιας πλάκας κάτω από την μικροπλάκα της Βιρμανίας.

Σήμερα η ινδική ωκεάνια πλάκα υποβυθίζεται κάτω από Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα με κλίση της τάξης των 20° και $6-7\text{cm/y}$. Λόγο της υποβύθισης έχει δημιουργηθεί ένα σύστημα νησιών (νησιώτικο τόξο) μήκους περίπου 5.000 km από την Βιρμανία στα Βόρεια έως την περιοχή σύγκλισης της ανατολικής Ινδονησίας με την Αυστραλία στον Νότο.

Στις 26 Δεκεμβρίου 2004 η Ινδονησία και συγκεκριμένα η περιοχή της Σουμάτρας συγκλονίστηκε από ισχυρή σεισμική δόνηση μεγέθους $M_w=9.3$. Ο σεισμός της Σουμάτρας αποτελεί έως σήμερα τον δεύτερο μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό που έχει καταγράψει στη Γη. Το επίκεντρο βρίσκεται σε βάθος $20-30\text{Km}$ στα ανοιχτά των δυτικών ακτών της Σουμάτρας. Βασιζόμενοι στις τοποθεσίες γένεσης των μεγάλων μετασεισμών στη ευρύτερη περιοχή συμπεραίνεται ότι η το μέγεθος της διάρρηξης του ρήγματος ξεπερνά τα 1200Km . Η σεισμική δόνηση καθώς και το θαλάσσιο σεισμικό κύμα (tsunami) σε συνδυασμό με τις σοβαρές βλάβες που προκάλεσε, καθώς και οι απώλειες σε ανθρώπινες ζωές, οδήγησαν σε περαιτέρω μελέτη του σεισμού.

Στην παρούσα εργασία αναφέρεται το γεωλογικό και τεκτονικό καθεστώς της Σουμάτρας (κεφάλαιο 1), εξετάζεται η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Σουμάτρας (κεφάλαιο 2), δίνονται πληροφορίες για τον κύριο σεισμό (κεφάλαιο 3) στη συνέχεια γίνεται παρουσίαση των παραμέτρων του σεισμού της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 (κεφάλαιο 4) και τέλος εξάγονται συμπεράσματα σχετικά με την μετασεισμική ακολουθία (κεφάλαιο 5).

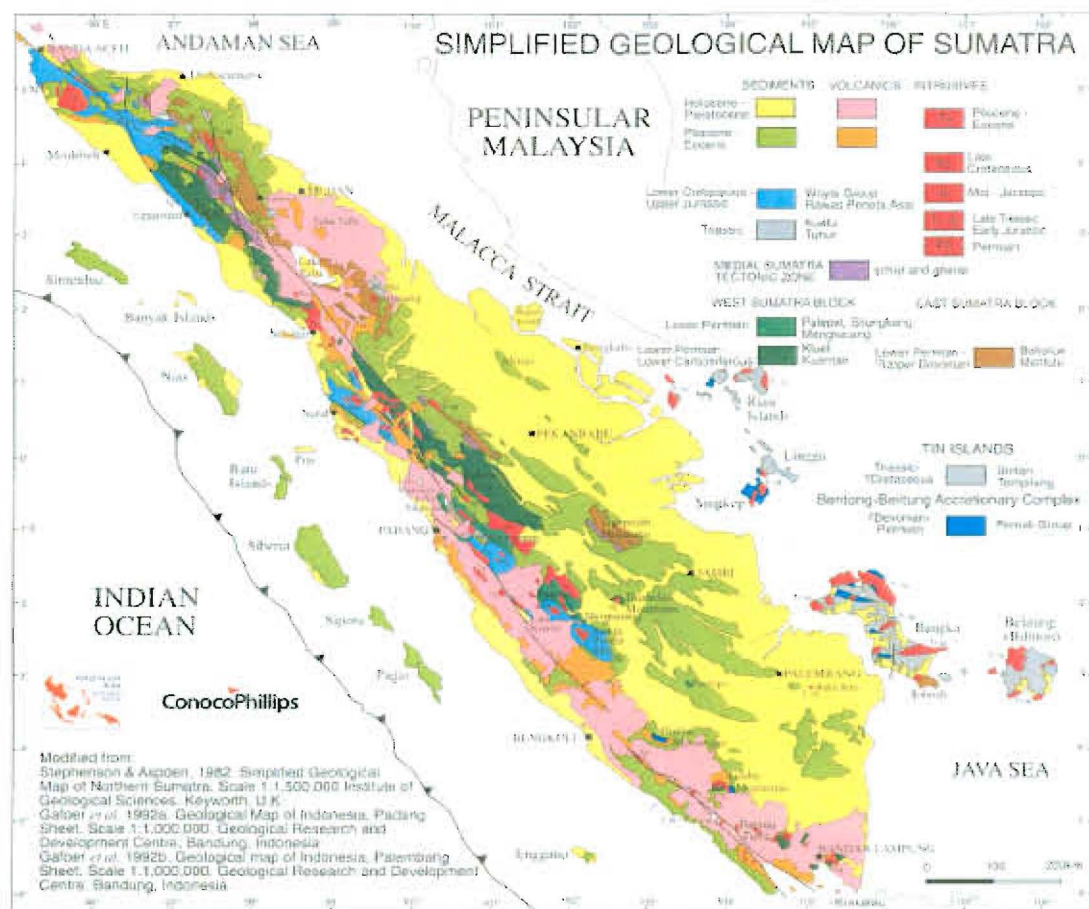


Εικόνα 2. Τεκτονικό καθεστώς της Σουμάτρα, όπου τα τρίγωνα συμβολίζουν ηφαίστεια, η κόκκινη συνεχής γραμμή το ρήγμα της Σουμάτρα και η διακεκομμένη το ίχνος της ζώνης υποβύθισης της Ινδικής ωκεάνιας πλακάς κάτω από την Ευρασιατική πλακά. (USGS).

Για κάθε μεγάλο σεισμό αναμένεται μετασεισμική δραστηριότητα διάρκειας περίπου ενός χρόνου. Η τοποθεσία των epicέντρων των μετασεισμών καθορίζει τη θέση της σεισμικά ενεργούς περιοχής, η γνώση των οποίων είναι θεμελιώδης για την κατανόηση της προέλευσης των μεγάλων σεισμών όπως αυτού της Σουμάτρας

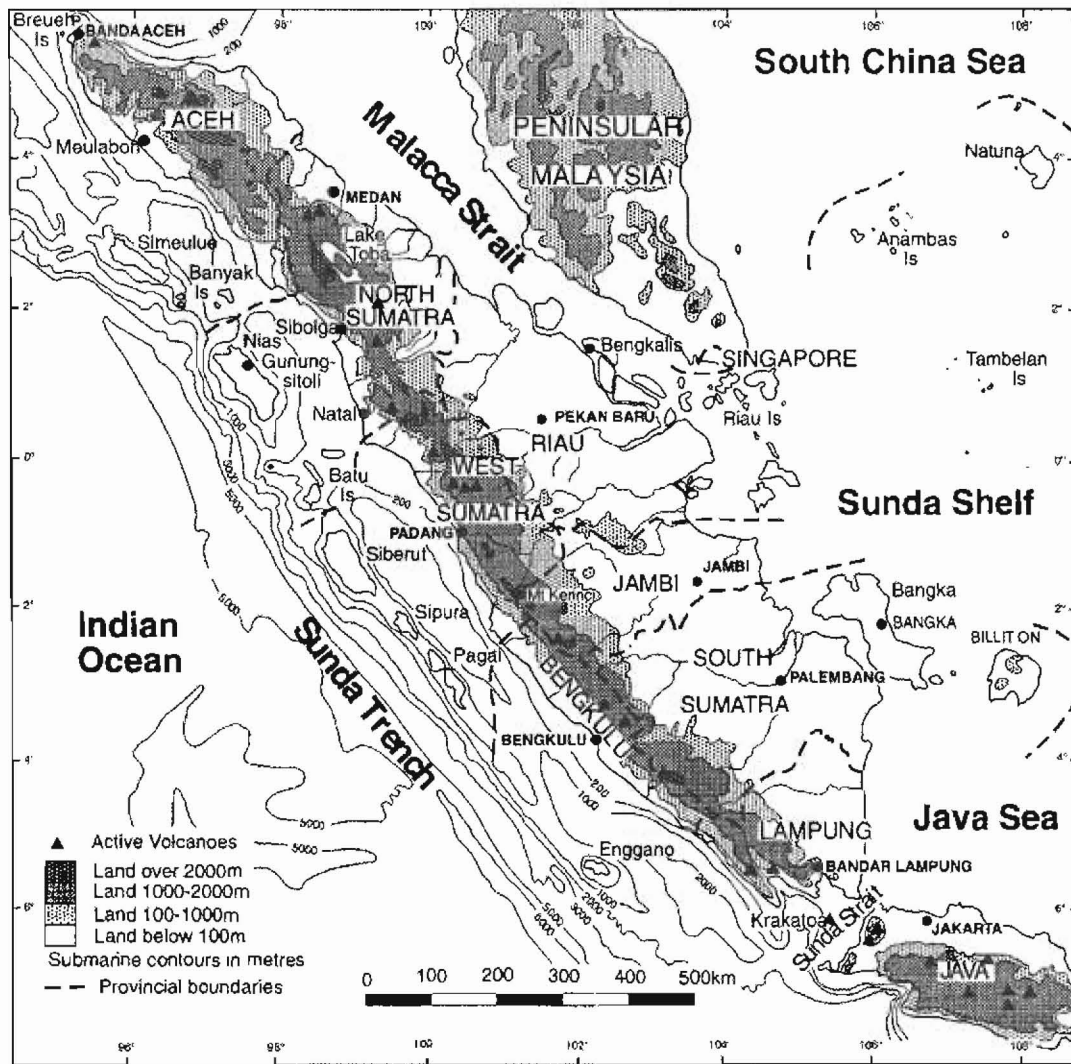
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

Γεωλογία Σουμάτρας



Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Σουμάτρας (Barber et al. 2005).

Η Σουμάτρα με έκταση 473606 km² και με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ είναι το μεγαλύτερο νησί στο ινδονησιακό αρχιπέλαγος και το πέμπτο μεγαλύτερο νησί στον κόσμο. Η ραχοκοκαλιά του νησιού αποτελείται από τα βουνά Barisan, τα οποία εκτείνονται σε όλο το μήκος της Σουμάτρας σε μια στενή ζώνη παράλληλα με τις ακτές του νησιού και σε απόσταση μερικών δεκάδων χιλιομέτρων από τις νοτιοδυτικές ακτές. Οι κυριότερες κορυφές της οροσειράς (οι οποίες είναι κυρίως τεταρτογενή ή νεογενή ηφαίστεια) συνήθως υψώνονται 2000m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας με αποκορύφωμα το όρος Kerinci με υψόμετρο 3805m.



Σχήμα 1.1α Τοπογραφία και βαθυμετρία της Σουμάτρα και των γύρω περιοχών(Barber et al. 2005).

Μικρά σε μήκος και με απότομες κλίσεις ποτάμια αποστραγγίζουν τα βουνά προς τα νοτιοδυτικά διανοίγοντας συχνά βαθιά φαράγγια ενώ προς τα ανατολικά τα ποτάμια ακολουθούν μακριές μαιανδρικές πορείες μέχρι να εκβάλουν στις ανατολικές ακτές και στα Στενά Malacca (Malacca Strait) βορειότερα, τα όποια χωρίζουν την Σουμάτρα από την χερσόνησο της Μαλαισίας. Στα Νότια της Σουμάτρας βρίσκεται η νήσος Java και χωρίζεται από τα στενά Sunda (Sunda Strait) ενώ στα ανατολικά απλώνεται η νήσος Βόρνεο (Borneo) και μεταξύ τους βρίσκεται η θάλασσα της Java (Java Sea), η οποία μαζί με τα στενά Malacca αποτελούν το νότιο τμήμα της υφαλοκρηπίδας Sunda.

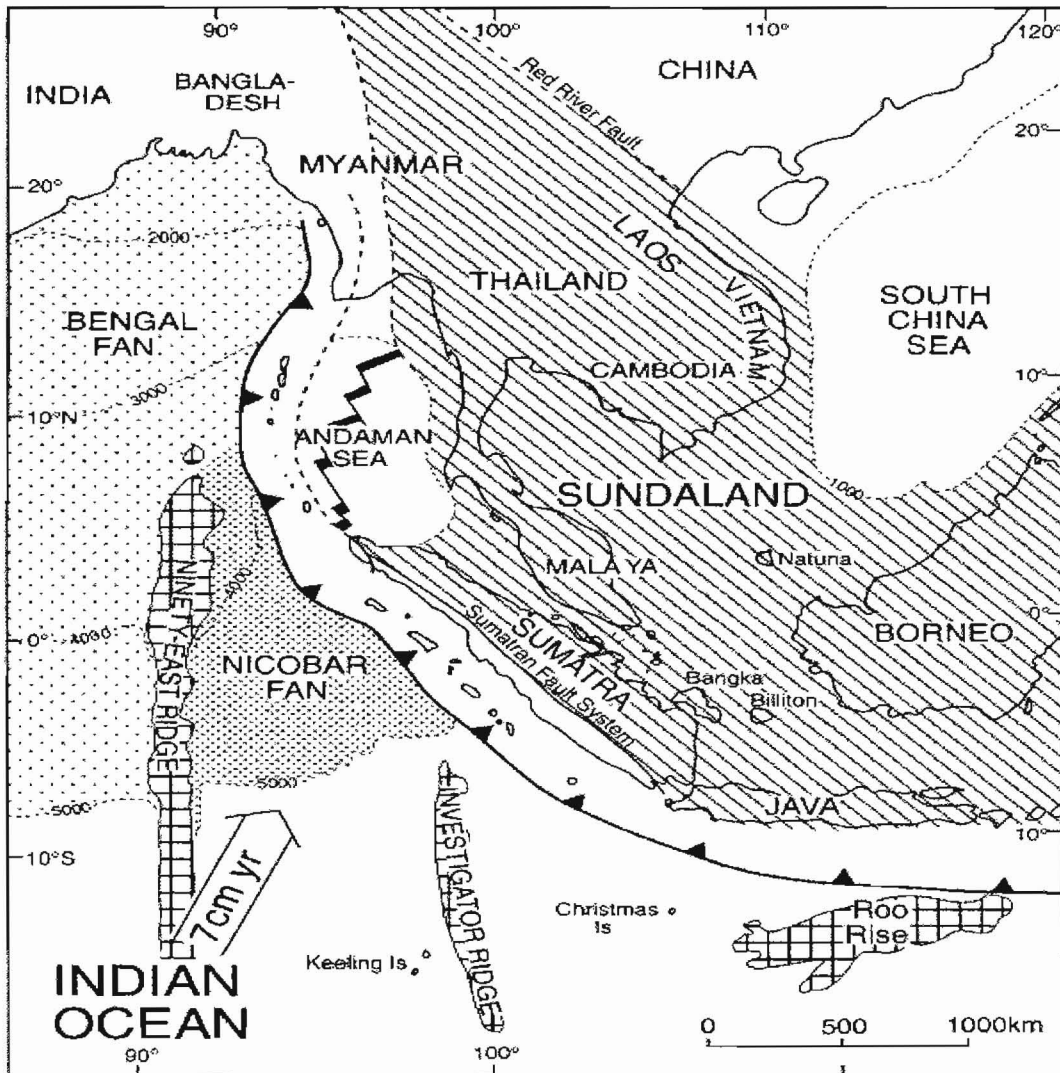


Σχήμα 1.1β Τοπογραφία και βαθυμετρία της Σουμάτρα και των γύρω περιοχών (AusGeo News, 2005).

Σε όλη την έκταση της υφαλοκρηπίδας ο πυθμένας είναι ρηχός με βάθη που δεν ξεπερνούν τα 200m και είναι εξαιρετικά επίπεδος. Σχεδόν όλη η υφαλοκρηπίδα είχε αναδυθεί κατά την κορύφωση των τελευταίων παγετώνων. Στα νοτιοδυτικά της Σουμάτρας, το όριο της οποίας αποτελούν μια ευθύγραμμη διάταξη νησιών που στην ουσία είναι οι κορυφές μιας υποθαλάσσιας οροσειράς και εκτείνονται από το Simeulue στον Βορρά έως το Enggano στον Νότο, έχουν αναπτυχθεί θαλάσσιες λεκάνες με βάθη που ξεπερνούν τα 1000m ενώ το βάθος αυξάνεται όσο κινούμαστε προς τα νοτιότερα όπου μπορεί να φτάνει και τα 2000m. Στο νοτιοδυτικό τμήμα της υποθαλάσσιας οροσειράς οι κλίσεις είναι αρκετά μεγάλες καθώς οδηγούμαστε προς μια τάφρο (Sundra trench) με βάθη της τάξεως των 5000m τα οποία αυξάνονται όσο κατευθυνόμαστε προς την νήσο Java. Ο πυθμένας του Ινδικού ωκεανού, με βάθος περίπου 4500m απλώνεται νοτιοδυτικά της τάφρου και εκτείνεται προς τα Δυτικά έως τις ανατολικές ακτές της Αφρικής και προς τον Βορρά έως την Ινδία. Στα δυτικά της Σουμάτρας ο πυθμένας του Ινδικού ωκεανού καλύπτεται από μεγάλο πάχος ιζημάτων

του ριπιδίου του Nicobar, το οποίο θεωρείται ως ο ανατολικός μη-ενεργός λοβός του ριπιδίου της Βεγγάλης, που αποτελείται από υλικά διάβρωσης των Ιμαλαίων.

Κατά την παρούσα τεκτονική η Σουμάτρα αποτελεί το ενεργό νοτιοδυτικό περιθώριο της Soundra Craton (Sundaland) η οποία εκτείνεται στα ανατολικά ως χερσόνησος της Μαλαισίας και τμήμα του δυτικού Βόρνεο, και αποτελεί την νοτιοανατολικότερη προέκταση της ηπειρωτικής πλάκας της Ευρασίας (σχ 1.2).

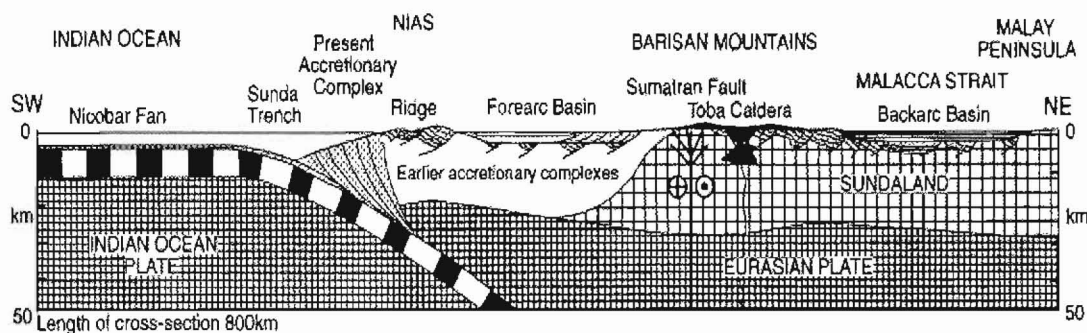


Σχήμα 1.2 Η τεκτονική τοποθέτηση της Σουμάτρα, με τον πυθμένα της Ινδικής ωκεάνιας πλάκας να βυθίζεται κάτω από τη νοτιοδυτικό περιθώριο της Ασπίδας Sundaland. Η παραμόρφωση μπροστά από το σύστημα υποβύθισης της Σουμάτρας υποδεικνύεται με οδοντωτή γραμμή. Ρήγματα μετασχηματισμού φαίνονται στην Θάλασσα του Andaman (Curray et al. 1979).

Η Βόρειο-Βορειοανατολική κίνηση της Ινδικής ωκεάνιας πλάκας (7,7cm/y, Curray et al. 1979) έχει ως αποτέλεσμα την πλάγια υποβύθιση αυτής κάτω από την Σουμάτρα

(σχ 1.3). Σεισμικά προφίλ σε όλη την ανατολική πλευρά της τάφρου έδειξαν πακέτα ιζημάτων που αποσπώνται από την υποβυθιζόμενη πλάκα και δημιουργούν ένα πρίσμα επαύξησης. (σχ 1.3, Hamilton 1979; Karig et al. 1980). Η υπό γωνία υποβύθιση έχει ως άμεσο αποτέλεσμα την κίνηση προς τα Βορειοδυτικά μιας 'sliver' πλάκας (Curray 1989), αποσπασμένη τόσο από την υποβυθιζόμενη Ινδική ωκεάνια πλάκα όσο και από την πλάκα της Sundaland, κατά μήκος της σεισμικής ζώνης Wadati-Benioff η οποία βυθίζεται βορειοανατολικά με κλίσεις της τάξης των 30° και κατά μήκος του κατακόρυφου συστήματος ρηγμάτων της Σουμάτρας.

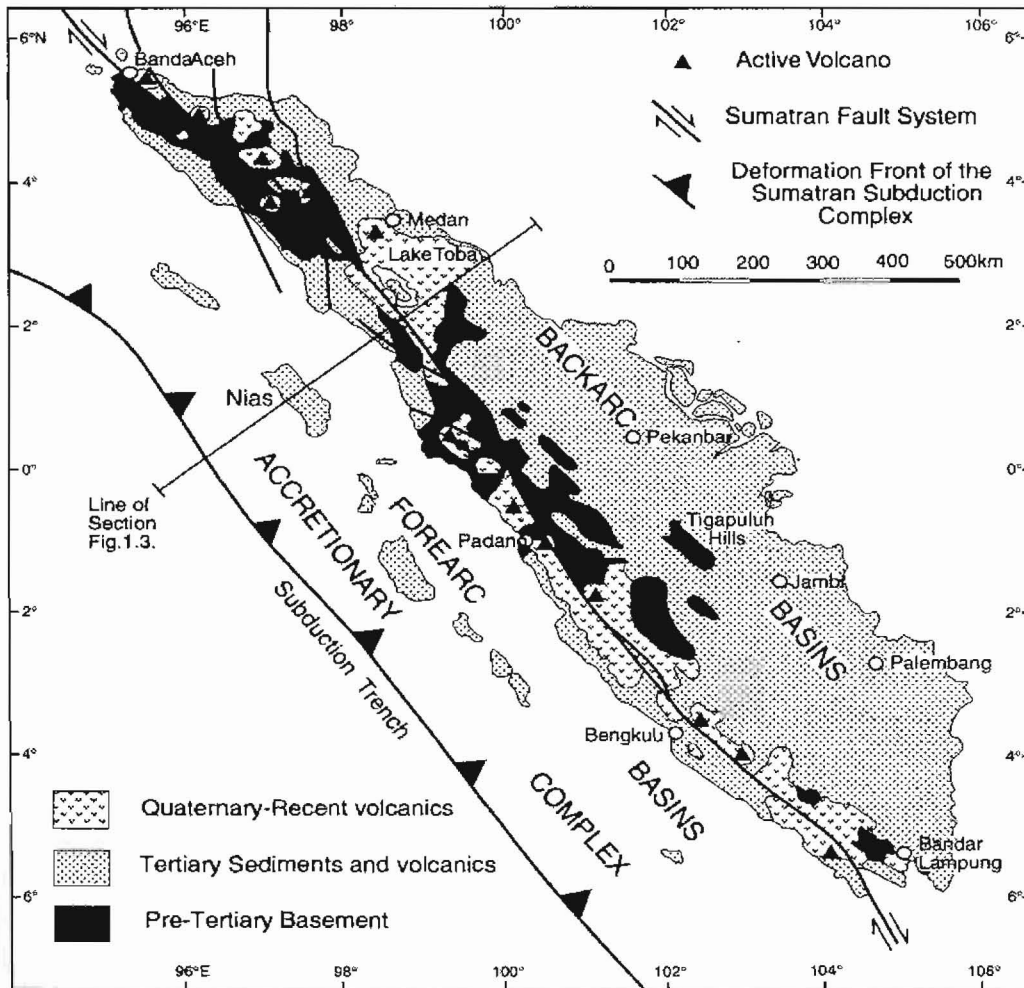
Η Ζώνη Wadati-Benioff τέμνει την προέκταση του ρήγματος Sumatra Fault σε βάθος 200km. Το ενεργό σύστημα ρηγμάτων της Σουμάτρας διατρέχει όλο το νησί διαμέσου των Barisan ορέων, από το Banda Aceh έως τα στενά της Sunda, και είναι παράλληλο με τη γραμμή των τεταρτογενών ηφαιστειών, ορισμένα εκ των οποίων είναι ακόμη ενεργά (σχ 1.4).



Σχήμα 1.3 Σύστημα υποβύθισης Ινδικής ωκεάνιας πλάκας. (Hamilton 1979; Karig et al. 1980).

Στα όρη Barisan έχουμε την παρουσία σχηματισμών ηλικίας παλαιότερης του τεταρτογενούς που κάνουν την εμφάνισή τους με μορφή τεκτονικών παραθύρων λόγω διάβρωσης των υπερκείμενων νεότερων σχηματισμών. Τα παλαιότερα πετρώματα της περιοχής έχουν ηλικίες Λιθανθρακοφόρου-Περμίου αν και έχουν εντοπιστεί πετρώματα ηλικίας Δεβονίου σε ερευνητική γεώτρηση στα στενά Malacca (Malacca strait) καθώς και μη-χρονολογημένοι γνεύσιοι του όρους Barisan που πιθανώς να αντιπροσωπεύουν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της περιοχής. Όλοι οι παλαιότεροι σχηματισμοί, οι οποίοι βρίσκονται κυρίως βορειοανατολικά του ρήγματος της Σουμάτρας (Sumatra Fault) εμφανίζονται κάπως μεταμορφωμένοι σε

συνθήκες χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης (σχιστόλιθοι, φυλλίτες) αλλά και μικρότερου βαθμού μεταμορφωμένα ιζήματα και ηφαιστίτες. Η περιοχή που εκτείνεται Νοτιοδυτικά του ρήγματος αποτελείται από διαφόρων βαθμών μεταμόρφωσης Ιουρασικο-Κρητιδικά πετρώματα. Η συνέχεια των πετρωμάτων του προ-Τριτογενούς ηλικίας υποβάθρου διακόπτεται από γρανιτικές διεισδύσεις ηλικίας Περμίου έως ανώτερου Κρητιδικού.



Σχήμα 1.4 Απλουστευμένος γεωλογικός χάρτης της Σουμάτρα που παρουσιάζει την κατανομή των κύριων γεωχρονολογικών μονάδων και των ενεργών ηφαιστείων (Barber et al., 2005). Η οδοντωτή γραμμή χαρακτηρίζει την παραμόρφωση στο μέτωπο του συστήματος υποβύθισης. Η γραμμή της τομής του σχήματος 1.3 παρουσιάζεται επίσης.

Την συνέχεια του υποβάθρου της οροσειράς Barisan διακόπτουν Τριτογενείς διεισδύσεις πυριγενών πετρωμάτων που έχουν υπερκαλυφθεί στα Βορειοανατολικά και Νοτιοδυτικά από ηφαιστειοκλαστικά ιζήματα πλούσια σε υδρογονάνθρακες

καθώς και από ιζηματογενείς λεκάνες Τριτογενούς ηλικίας. Η ανάπτυξη και λειτουργία των λεκανών αυτών σχετίζεται με τα Τεταρτογενή ηφαιστειακά τόξα.

Λάβες και τόφφοι που προέρχονται από αυτά τα ηφαίστεια υπέρκεινται των παλαιότερων πετρωμάτων σε όλη την έκταση των Barisan, επίσης έχουν καλύψει μια εκτεταμένη περιοχή στο Βόριο τμήμα του νησιού, γύρω από την λίμνη Toba (σχ 1.4).

Πρόσφατα προσχωσιγενή ιζήματα καταλαμβάνουν μικρά βυθίσματα των ορέων Barisan, που αναπτύχτηκαν κατά μήκος του ρήγματος της Σουμάτρα και καλύπτουν χαμηλότερα εδάφη σε ολόκληρη τη Σουμάτρα. Τα ιζήματα αυτά είναι ποταμοχειμάριας προέλευσης που προέρχονται από διάβρωση των ορέων Barisan, και καταλήγουν ως λιμναίες ή θαλάσσιες αποθέσεις προς την Βορειοανατολικά και Νοτιοδυτικά περιθώρια του νησιού.

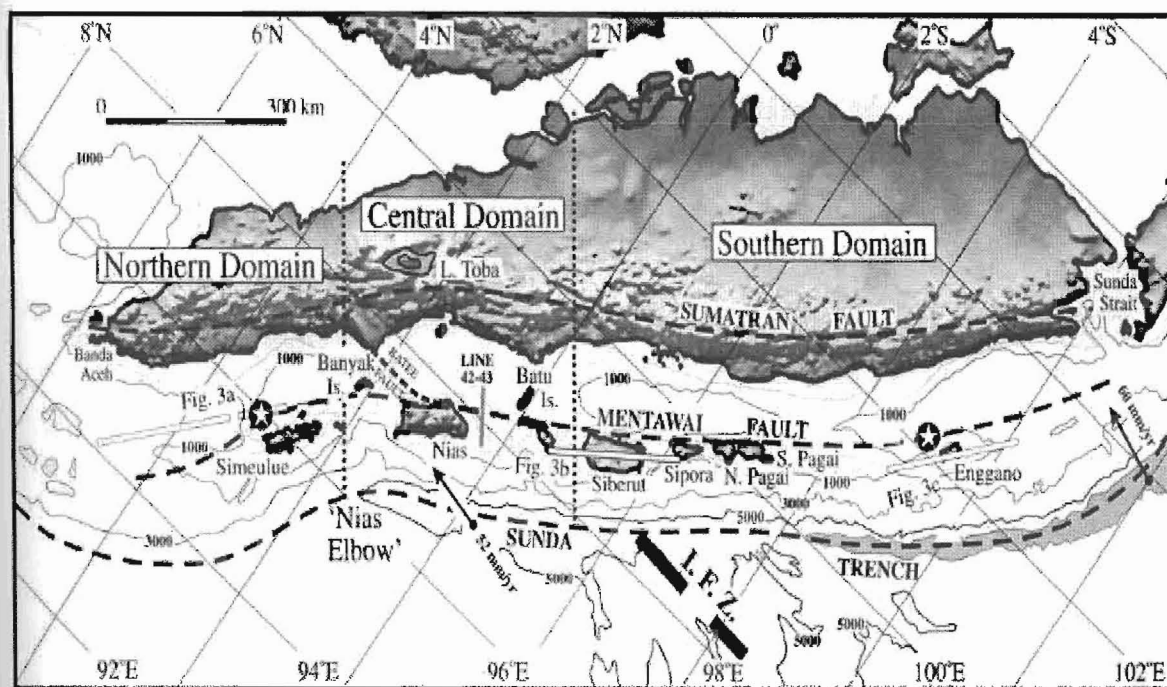
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

Τεκτονικά και σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής της Σουμάτρα

2.1 Τα 3 μεγάλα συστήματα ρηγμάτων

Η Σουμάτρα αποτελεί ένα ηπειρώτικο περιθώριο το οποίο θα συνδεόταν οδικώς με τη Νοτιοανατολική Ασία εάν το επίπεδο της θάλασσας κατέβαινε 50m. Οι παρούσες τεκτονικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή ελέγχονται από 3 μεγάλα συστήματα ρηγμάτων, εκ των οποίων το πιο προφανές είναι η κατάδυση της λιθόσφαιρας του Ινδικού Ωκεανού στην τάφρο της Sunda.

ΕΡΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



Σχήμα 2.1 Σουμάτρα: Η εικόνα είναι προσανατολισμένη παράλληλα στο κύριο ρήγμα της Σουμάτρας. Παρατηρείται ότι η διεύθυνση και το μέτρο με το οποίο υποβυθίζεται η Ινδική ωκεάνια πλάκα κάτω από την Σουμάτρα αλλάζουν από 52 mm/year με διεύθυνση 10° BA (2° B, 95° A) σε 60mm/year με διεύθυνση 17° BA (6° N, 102° A) (Sieh and Natawidjaja, 2000). Οι λευκές γραμμές δείχνουν τις θέσεις των εγκάρσιων τομών του σχήματος 2.3. Τα λευκά αστέρια δείχνουν τα επίκεντρα των μεγάλων σεισμών του Enggano (2000) και Simeulue (2004). (Barber et al. 2005)

2.1.1 Υποβύθιση στην τάφρο

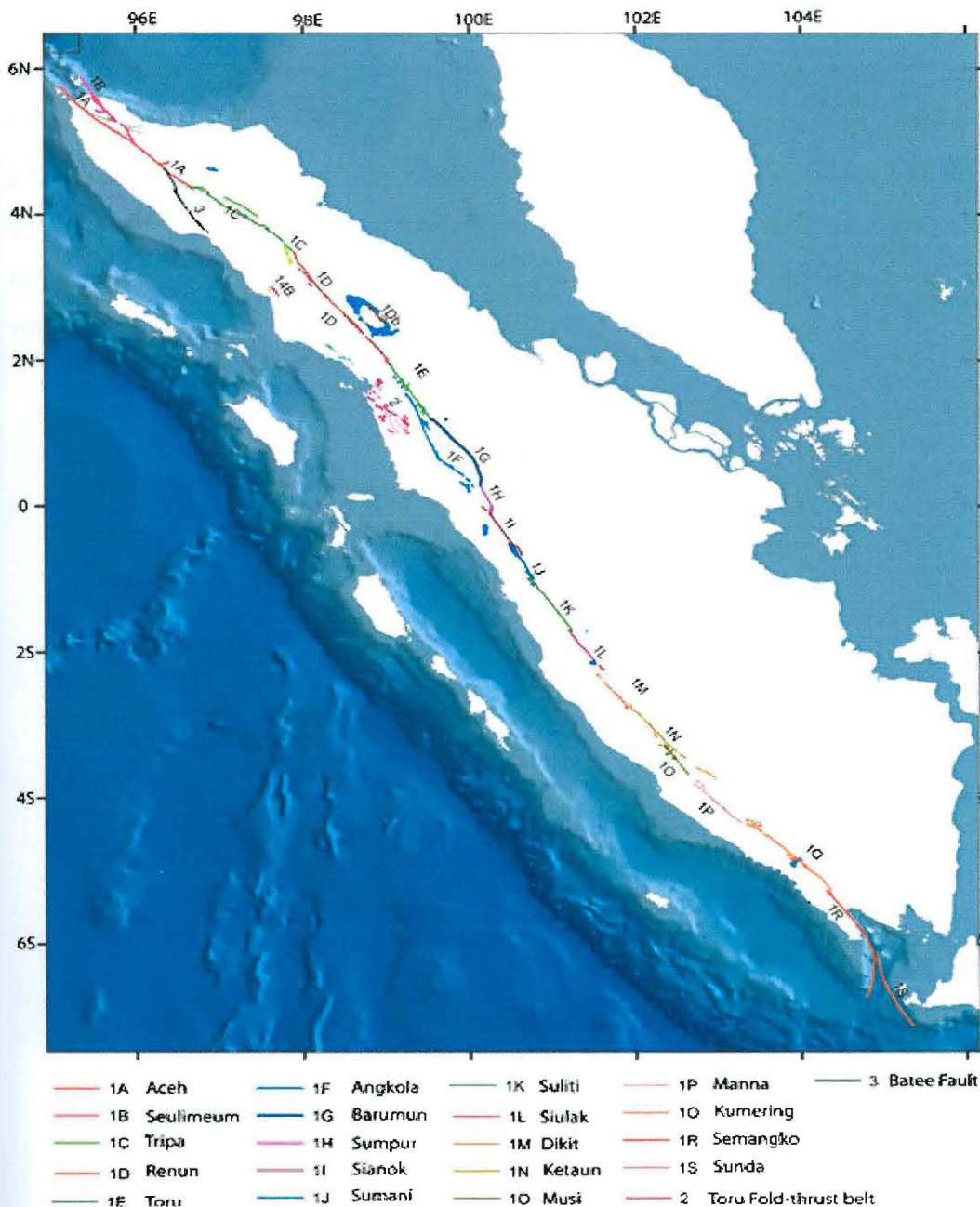
Η τάφρος καμπυλώνεται ελάχιστα για μια απόσταση 800Km, στην κεντρική Σουμάτρα μεταξύ των νήσων Enggano και Nias (σχ 2.1), αλλά είναι αρκετά κυρτή προς τον Ινδικό ωκεανό τόσο στο Βόρειο όσο και στο Νότιο τμήμα της Σουμάτρας. Το μέγιστο βάθος της τάφρου φτάνει τα 6000m και βρίσκεται στο Νότιο τμήμα της τάφρου ενώ στο Βόρειο τμήμα το βάθος δεν ξεπερνά τα 5000m. Η διαφορά αυτή οφείλεται στην παρουσία των ριπιδίων του Nicobar πάνω στην ωκεάνια Ινδική πλάκα, αποτελείται από ιζήματα τα οποία προέρχονται από την διάβρωση των Ιμαλάϊων και το πάχος τους αυξάνεται προς τον Βορρά (Hamilton 1979).

Η συνεχιζόμενη υποβύθιση επιβεβαιώνεται από την ύπαρξη ζώνης Wadati-Beniof η οποία συνεχίζεται σε βάθη της τάξης των 200km (Newcomb and McCann 1987) καθώς και από ηφαιστειακή δραστηριότητα στα όρη Barisan των οποίων οι κορυφές απέχουν λίγες δεκάδες χιλιόμετρα από την ακτή.

Η αλλαγή στην κλίση της τάφρου, μεταξύ του 96ου και 97ου ανατολικού μεσημβρινού (τόξο Nias) μπορεί να προήλθε από την υποβύθιση της 2km ύψους ράχης Investigator (Investigator Fracture Zone) που έχει διεύθυνση Βορά-Νότο και βρίσκεται στον 98° ανατολικό μεσημβρινό. Οι Sieh and Natawidjaja (2000) καθόρισαν μια “κεντρική περιοχή” στην ενδοχώρα της Σουμάτρας μεταξύ του “τόξου Nias” και της ράχης Investigator την οποία θεώρησαν ανώμαλη για αρκετούς λόγους, κυρίως για της διαφορετικές κλίσεις του ρήγματος της Σουμάτρας και της ηφαιστειακής γραμμής, η οποία διαφέρει από τους πιο ομαλούς Βόρειους και Νότιους τομείς εκατέρωθεν της “κεντρικής περιοχής” (σχ.2.1).

2.1.2 Το ρήγμα της Σουμάτρας

Στη χέρσο το δεξιόστροφο ρήγμα της Σουμάτρας διατρέχει κατά μήκος το σύνολο του νησιού από το Banda aceh έως τα στενά Sunda (σχ.2.1). Μετά από εκτενείς μελέτες των Sieh and Natawidjaja (2000) το ρήγμα χωρίστηκε σε 19 επιμέρους τμήματα και αναπτύχθηκε μια νέα ονοματολογία (σχ. 2.2, πίνακας 1).



Σχήμα 2.2. Διαχωρισμός του ρήγματος σε επιμέρους τμήματα (Sieh and Natawidjaja, 2000).

Ακόμη όμως και αυτή η λεπτομερής μελέτη απέτυχε να δώσει απαντήσεις σε θεμελιώδη ερωτήματα, ενώ οι εκτιμήσεις των συνολικών πλευρικών μετατοπίσεων διαφέρουν από μερικές εκατοντάδες έως 20km. Τα 150Km που πρότεινε ο McCarthy (1997) φαίνεται πως είναι περίπου ο μέσος όρος των τιμών των ερευνητικών δημοσιεύσεων. Το ίχνος του ρήγματος σχεδόν συμπίπτει με την ακτογραμμή της οροσειράς Barisan καθώς και με την ηφαιστειακή γραμμή, αν και τα περισσότερα ηφαίστεια βρίσκονται στα βορειοανατολικά του ρήγματος και μόνο 9 από τα 50 νεότερα βρίσκονται σε απόσταση μικρότερη των 2km από το ρήγμα. Ένας πιο πιθανός συσχετισμός έχει να κάνει με την υποβυθιζόμενη πλάκα, καθώς στο μεγαλύτερο τμήμα η απόσταση μεταξύ του ρήγματος της Σουμάτρας και του άξονα της τάφρου δεν αποκλίνει πολύ (25km) από την μέση τιμή των 290km. Οι μεγαλύτερες αποκλίσεις εμφανίζονται σε ένα στένεμα μεταξύ του όρμου του τόξου του Nias και σε μια επέκταση σε μια περιοχή βορειοδυτικότερα.

Table 1. Fault Segmentation of the Sumatran Fault Zone that controls terminations of earthquake ruptures [modified from Sieh and Natawidjaja, 2000].

Section	Index #	Location		Length (km)	Historical Earthquakes Year(M)	Geomorphic Features	Magnitude		Slip Rate by Geol. mm/yr	Slip Rate by GPS mm/yr
		Y1	Y2				M ₁ Max	M ₂ Max		
1	Sunda	IS	-6.75 -5.9	150	None - but many recent M4-6	submarine graben	7.6	7.7	n/a	n/a
2	Semangko	IR	-5.9 -5.25	65	1908	east facing scarp	7.2	7.2	n/a	n/a
3	Kuninging	IQ	-5.3 -4.35	150	1933(Ms = 7.5); 1994(Mw = 7.0)	Suchi geo thermal valley	7.6	7.7	n/a	n/a
4	Manna	IP	-4.35 -3.8	85	1893	mountainous range on east side of the fault	7.3	7.4	n/a	n/a
5	Musi	IO	-3.65 -3.25	70	1979(Ms = 6.6)	valley, depression	7.2	7.3	11	n/a
6	Kelam	IN	-3.35 -2.75	85	1943(Ms = 7.3); 1952(Ms = 6.8)	depression valley and Kaba volcano	7.3	7.4	11	n/a
7	Dikit	IM	-2.5 -2.4	60	no record	n/a	7.2	7.2	11	n/a
8	Sulak	IL	-2.25 -1.7	70	1909(Ms = 7.6); 1995(Mw = 7.0)	Lake Kerinci and Kungit volcano	7.2	7.3	11	23
9	Sulili	IK	-1.75 -1	95	1943(Ms = 7.4)	small depression, calderas and young volcanic cone	7.4	7.4	11	23 ± 5
10	Sumani	IJ	-1 -0.5	60	1943(Ms = 7.6); 1926(Ms ~ 7)	Lake Diatas, calderas and Talang volcano	7.2	7.2	11	23
11	Sauak	II	-0.7 0.1	90	1926 (Ms ~ 7)	Lake Singarak	7.3	7.4	11	23 ± 3
12	Sumpur	IH	0 0.3	35	no record	wide depression associated with normal faults	6.9	6.9	n/a	n/a
13	Baruran	IG	0.3 1.2	125	no record	long (Sumpur) valley along the fault	7.5	7.6	n/a	4
14	Angkola	IF	0.3 1.8	160	1892(Ms = 7.7)	mountainous ranges on both sides of the fault	7.6	7.7	n/a	19 ± 4
15	Toru	IE	1.2 2	95	1987(Ms = 6.6)	uplifted hill on the east side of the bend	7.4	7.4	n/a	24
16	Reun	ID	2 3.5	220	1916; 1921 (mb = 6.8); 1936(Ms = 7.2)	Tarutung Valley	7.8	7.9	27	26 ± 2
17	Tripa	IC	3.4 4.4	180	1936 (Ms7.2); 1990(Ms = 6.7)	Alas Valley	7.7	7.8	n/a	n/a
18	Aceh	IA	4.4 5.4	200	no record	mountainous range, associated with thrusts	7.7	7.9	n/a	n/a
19	Sedimeun	IB	5 5.9	120	1964(Ms = 6.5)	Small depression on dilatational stepover	7.5	7.6	n/a	13

Πίνακας 1. πληροφορίες για το κάθε τμήμα του ρήγματος της Σουμάτρα (Sieh and Natawidjaja, 2000).

2.1.3 Το ρήγμα του Mentawai

Το τρίτο αλλά και πιο αινιγματικό από τα ρήγματα του μεγάλου συστήματος ρηγμάτων της Σουμάτρας είναι το ρήγμα του Mentawai στο εξωτερικό περιθώριο της λεκάνης μπροστά από το τόξο (σχ 2.1). Σε πολλές δημοσιεύσεις το όνομα αυτό χρησιμοποιείται για το τμήμα που εκτείνεται από τα στενά της Sundra έως την νήσο Nias (Samuel and Harbury 1996) ή τα νησιά Batu (Diament et al. 1992), αλλά η ίδια ζώνη συνεχίζεται τουλάχιστον έως την θάλασσα του Andaman (Malod and Kemal

1996) και πιθανώς έως το σύμπλεγμα νησιών Nicobar και Andaman. Η κίνηση του ρήγματος έχει ερμηνευθεί, με διάφορους τρόπους, από κανονική, οριζόντιας μετατόπισης ως και ανάστροφη (Sieh and Natawidjaja 2000). Υπάρχουν σημαντικές αλλαγές της εμφάνισης σεισμικών τμημάτων ακόμη και στην περιοχή Νότια της νήσου Nias. Μαγνητικές ανωμαλίες στον Ινδικό ωκεανό Νότια της Σουμάτρα (Slater and Fisher, 1974) δείχνουν κοντά στην τάφρο ότι ο φλοιός είναι ηλικίας Παλαιογενούς καθώς και ύπαρξη φλοιού Άνω Κρητιδικής ηλικίας στο Βορειοανατολικό τμήμα. Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, με γενική διεύθυνση Βορρά-Νότου όπως αυτή της ζώνης διάρρηξης Investigator, έχουν μετατοπίσει τις ανωμαλίες αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα. Με την διεύθυνση κλίσης της τάφρου να κυμαίνεται μεταξύ 40°ΒΔ έως 60°ΒΔ και την διεύθυνση του διανύσματος σύγκλισης Ινδικού ωκεανού και Σουμάτρας να είναι περίπου 15°ΒΑ (σχ. 2.1) η Σουμάτρα έχει αναγνωριστεί ως βασική περιοχή για την μελέτη της κατανομής της τάσης σε ρήγματα που συνδυάζουν κανονική και οριζόντια μετατόπιση κατά την διάρκεια πλάγιας σύγκλισης (Fitch 1972, McCaffrey 1992, 1996, Malod and Kemal 1996). Η πρόταση του Fitch (1972), με βάση την οποία η πλάγια κίνηση σε μια πρώτη προσέγγιση αποτελείται από ορθογώνια υποβύθιση στην τάφρο και δεξιόστροφη ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος της Σουμάτρας, είναι ευρέως αποδεκτή από την επιστημονική κοινότητα. Σε περίπτωση που αυτό ισχύει, η εμπροσθότοξη περιοχή θα πρέπει να αποσυνδεθεί τόσο από τον Ινδικό ωκεανό όσο και από την Ευρασία. Ο ευρέως χρησιμοποιούμενος όρος “sliver plate” (Curray, 1989) υποδηλώνει μεγαλύτερη δύναμη και ακαμψία από αυτή που θα περίμενε κάποιος από μια τόσο μακριά και στενή λωρίδα λιθόσφαιρας, και οποιαδήποτε ανάλυση της υποβύθισης κάτω από την Σουμάτρα πρέπει να λαμβάνει υπόψη την πιθανότητα της ανεξάρτητης κίνησης του τεμάχους μπροστά από το τόξο. (McCaffrey, 1991).

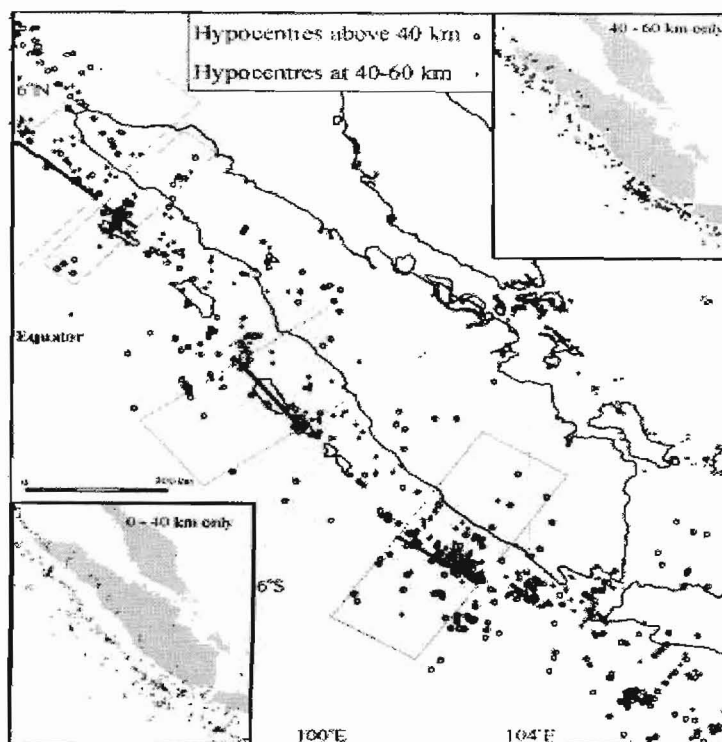
Οι εκτιμήσεις των κινήσεων του Ινδικού ωκεανού σε σχέση με την Σουμάτρα εμφανίζονται στα σχήματα (2.4) και (2.5). Αλλαγές στο μέγεθος και στην κατεύθυνση από ΒΔ σε ΝΑ καθορίζονται με σημείο αναφοράς τον πόλο περιστροφής στην ανατολική Αφρική (Larson et al. 1997). Εάν η ορθογώνια διάτμηση μεταξύ της τάφρου και του ρήγματος της Σουμάτρας ήταν πλήρης (και η κίνηση λάμβανε χώρα μόνο κατά μήκος αυτών), τότε οι τοποθεσίες στην περιοχή μπροστά από το τόξο θα κινούνταν παράλληλα στο ρήγμα της Σουμάτρας σε σχέση με την ΝΑ Ασία, αλλά με ορθή γωνία υποβύθισης στην τάφρο. Εάν η μακροχρόνια κίνηση της εμπροσθότοξης περιοχής και του Ινδικού ωκεανού είναι πραγματικά ορθογώνια τότε το σημείο τομής

της ζώνης διάρρηξης Investigator με την τάφρο, που σήμερα βρίσκεται κοντά στα νησιά Batu, πριν από 10 περίπου εκατομμύρια χρόνια θα έπρεπε να βρίσκóταν Βόρεια της νήσου Nias.

Η υποβύθιση της λιθόσφαιρας του Ινδικού ωκεανού έχει ως αποτέλεσμα υψηλά επίπεδα σεισμικότητας στην περιοχή των ορέων Barisan στην λεκάνη μπροστά από το τόξο καθώς και κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης (σχ 2.3). Η δυνατότητα εμφάνισης εξαιρετικά καταστρεπτικών σεισμών αποδεικνύεται από τον πρόσφατο σεισμό μεγέθους 9 κοντά στο Simulae τον Δεκέμβριο του 2004 ο οποίος, με το τσουνάμι που δημιουργήθηκε, αποτέλεσε μια από τις χειρότερες φυσικές καταστροφές που έχουν καταγραφεί στην ανθρώπινη ιστορία. Ωστόσο με βάση τα γεωλογικά δεδομένα από μακροχρόνιες μελέτες υποβυθίσεων (Page et al. 1979), σεισμοί εστιακού βάθους μεγαλύτερου των 200km αποτελούν εξαιρετικά σπάνιο φαινόμενο. Εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 300km συναντάμε στα Νοτιοανατολικά αλλά πιθανώς σχετίζονται με την υποβύθιση με βόρεια διεύθυνση κάτω από την νήσο Java και όχι με την Βορειοανατολικής διεύθυνσης υποβύθιση κάτω από την Σουμάτρα. Η απότομη αλλαγή στον προσανατολισμό του ενεργού περιθωρίου μεταξύ των δυο νησιών αδιαμφισβήτητα ασκεί μεγάλη πίεση στη υποβυθιζόμενη πλάκα αλλά δεν δικαιολογεί την ύπαρξη σεισμικότητας μικρού εστιακού βάθους (σχ 2.3).

2.2 Επιφανειακή σεισμικότητα

Όπως στα περισσότερα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια, έτσι και στην περιοχή της Σουμάτρας, επιφανειακοί ($h < 60\text{km}$) σεισμοί λαμβάνουν χώρα μεγάλες περιοχές της άνω πλάκας και δεν περιορίζονται μόνο στην ζώνη Benioff (σχ 2.3). Σεισμική δραστηριότητα μικρού βάθους συμβαίνει στην "Sliver plate" που ορίζεται από το ρήγμα της Σουμάτρα στα ανατολικά και από την τάφρο υποβύθισης στα Δυτικά και είναι πιο έντονη κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης. Πρέπει να υπάρχουν σημαντικές εμπροσθοτόξιες προεκτάσεις (McCaffrey 1991), αν οι εκτιμήσεις των μεγάλων διακυμάνσεων στα ποσοστά της οριζόντιας ολίσθησης (Curray et al. 1978, πάνω από 400km μετατόπιση στην Aceh αλλά αμελητέες μετατοπίσεις στα στενά της Sunda) είναι σωστές. Παρά το γεγονός ότι υπάρχουν ελάχιστοι σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερου του 6 κάτω από την ενδοχώρα, έχουν συμβεί μερικοί, κυρίως στην περιοχή κοντά στον ισημερινό στο ρήγμα της Σουμάτρα.



Σχήμα 2.3. Επιφανειακή σεισμικότητα της Σουμάτρας για την περίοδο μεταξύ 1980-1996.

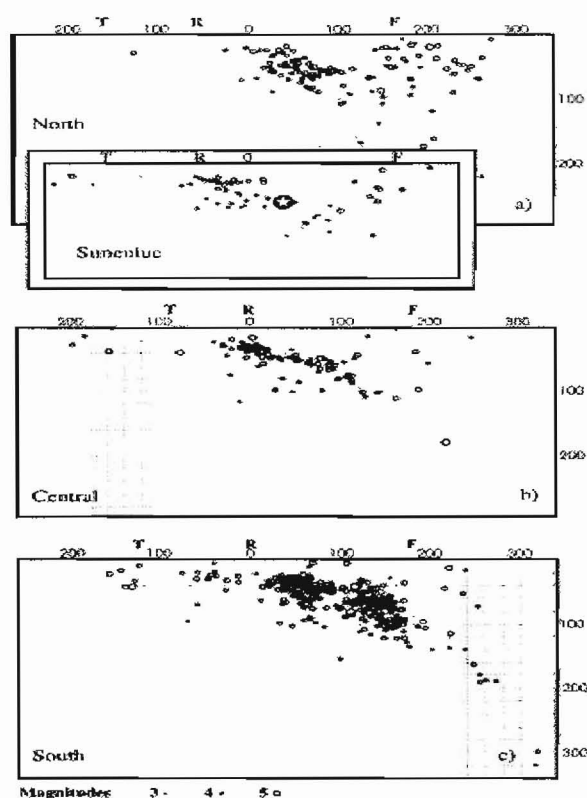
Παρουσιάζονται ξεχωριστά οι σεισμοί με βάθος 0-40km και 40-60km. Engdahl *et al.* (1998)

Τα ένθετα στο σχήμα (2.3) προσπαθούν να αποδώσουν ξεχωριστά τις κατανομές των επικέντρων των σεισμών του ανώτερου τμήματος του φλοιού και βαθών μεταξύ 40 και 60 km. Λόγω αβεβαιότητας στον καθορισμό στα βάθη των επιφανειακών σεισμών (Engdahl *et al.* 1998), υπάρχουν γεγονότα που θα έπρεπε να τοποθετούνται στον ένα χάρτη αλλά έχουν τοποθετηθεί στον άλλο, αλλά οι συνολικές διαφορές μεταξύ τους είναι αρκετά πιθανό να είναι πραγματικές. Οι σεισμοί που λαμβάνουν χώρα μεταξύ βάθους 40 και 60km συγκεντρώνονται σε μια στενή ζώνη που βρίσκεται στην λεκάνη μπροστά από το τόξο και οι περισσότεροι πιθανότατα συνδέονται άμεσα με την υποβιθυζόμενη ωκεάνια πλάκα, δηλαδή με την ζώνη Benioff. Υπάρχουν ωστόσο, κάποιες ομοιότητες με τα πρότυπα των επιφανειακότερων σεισμών, των οποίων τα επίκεντρα έχουν την τάση να συγκεντρώνονται σε μικρές γραμμικές ζώνες που σχηματίζουν ορθή γωνία με την διεύθυνση της τάφρου, πιθανώς λόγω κάποιας κατάτμησης μπροστά από το τόξο. Τα πιο ενδεικτικά παραδείγματα είναι του Enggano και της δυτικής Simeulue, δηλαδή κοντά στις τοποθεσίες των Μεγάλων Σεισμών (μεγέθη μεγαλύτερα του 7.8) του Ιουνίου του 2000 και του Δεκεμβρίου του 2004. Τα γεγονότα του Simeulue βρίσκονται κατά μήκος της κορυφογραμμής μιας

υποθαλάσσιας έξαρσης που θεωρείται το Βορειοδυτικό όριο μεταξύ μιας υποθαλάσσιας και μιας ιζηματογενούς λεκάνης (Simeulue basin) της οποίας το βάθος δεν υπερβαίνει τα 1000m. Δεύτερο χαρακτηριστικό της επιφανειακής σεισμικότητας αποτελεί ο διαχωρισμός των μικρότερου βάθους σεισμών (σχ 2.3 κάτω) σε δύο διαφορετικές ζώνες, μια κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης (με μια απόκλιση στην περιοχή όπου η Investigator Fracture Zone εισέρχεται στην υποβυθιζόμενη ζώνη κοντά στα νησιά Batu), και η δεύτερη κατά μήκος της δυτικής ακτής της Σουμάτρας. Η λεκάνη μπροστά από το τόξο αποτελεί μια σεισμικά ήσυχη περιοχή για αυτά τα βάθη. Η απόκλιση στην περιοχή της I.F.Z είναι ενδιαφέρουσα επειδή, όπως οι Newcombe and McCann (1987) σημείωσαν, διαρρήξεις που σχετίζονται με Μεγάλους Σεισμούς δεν διαδίδονται σε ολόκληρη την περιοχή. Το 1833 σεισμός μεγέθους $M_w=8.7$ διέρρηξε το ηπειρωτικό περιθώριο για περίπου 600km από το Enggano έως τα νησιά Batu, ενώ τα αποτελέσματα σεισμού μεγέθους 8.4 το 1861 είχαν περιοριστεί σε ένα τμήμα μήκος 300km μεταξύ των νησιών Batu και Banyak.

2.3 Ζώνη Wadati Benioff

Η σεισμικότητα που παρουσιάζεται στη Σουμάτρα είναι πιο διάχυτη απ' ό,τι σ' ένα τυπικό ενδοωκεάνιο τόξο. Αυτό απεικονίζεται στο σχήμα (2.4) το οποίο δείχνει την κατανομή των υποκέντρων μέσα σε 3 χαρακτηριστικά στρώματα με πλάτος 200Km έκαστο. Στα Βορειοανατολικά (2.4a) η ζώνη Benioff οριοθετεί το κατώτερο όριο σε μια σεισμογενή περιοχή η οποία εκτείνεται μέχρι την επιφάνεια σε απόσταση περίπου 300km από την τάφρο. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση των υποκέντρων βρίσκεται σε απόσταση περίπου 100Km από την τάφρο και σε βάθος 50km. Στο στρώμα ακριβώς Νότια του ισημερινού, κοντά στις νήσους Siberut και Sipora, υπάρχει πιο ξεκάθαρη ανάπτυξη μιας γραμμικής ζώνης Benioff αλλά και εκεί η διασπορά είναι σημαντική (σχ 2.4b). Οι Sieh and Natawidjaja (2000) ισχυρίστηκαν ότι το βάθος της ζώνης Benioff κάτω από την γραμμή των ηφαιστείων είναι σημαντικά μεγαλύτερο στην κεντρική περιοχή (σχ 2.1) σε σχέση με τις άλλες δυο περιοχές, την Βορειοανατολική και την Νοτιοδυτική, μολονότι το μέγιστο βάθος της σεισμικής ζώνης είναι στην πραγματικότητα μικρότερο.

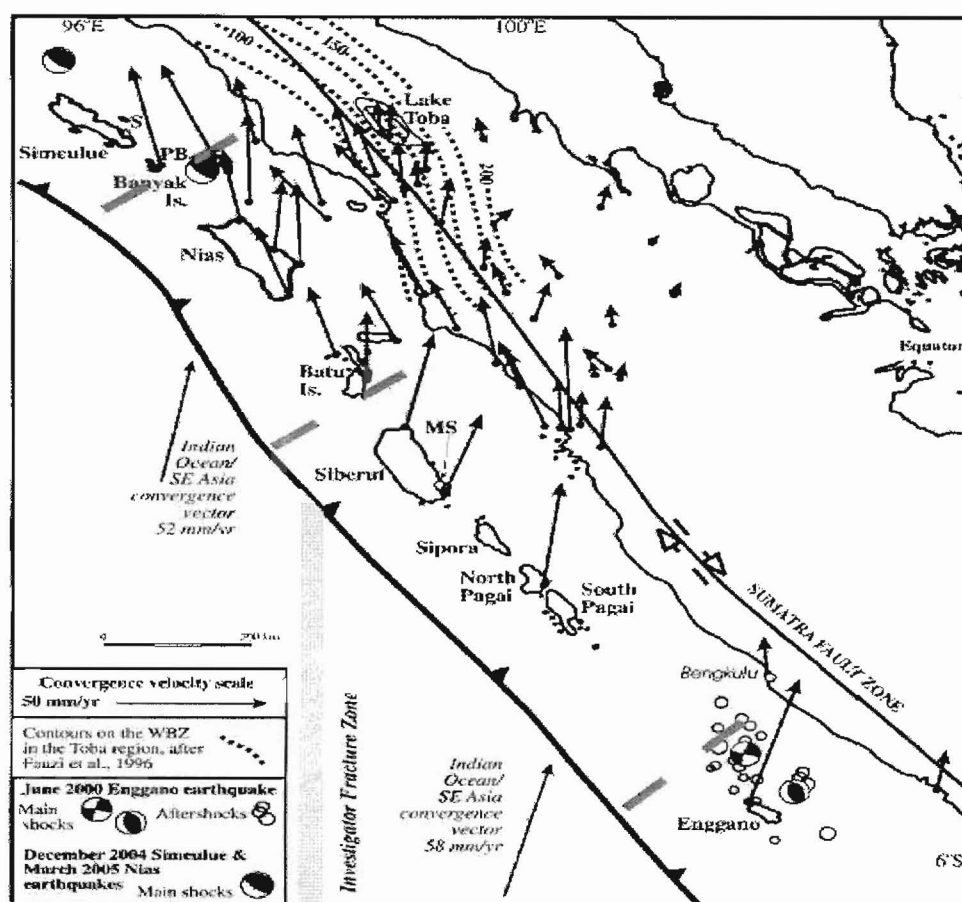


Σχήμα 2.4. Τομές σεισμικότητας στην περιοχή της ζώνης υποβύθισης της Σουμάτρας. Παριστάνονται οι εστίες σεισμών που έγιναν από το 1980 έως το 1996. Τα σύμβολα T(trench), R (Ridge) και F(Fault) δείχνουν την θέση της Τάφρου, της ζώνης επαύξησης του φλοιού και του ρήγματος της Σουμάτρα αντίστοιχα. Το αστέρι στο σχήμα 2.4a δείχνει το υπόκεντρο του κυρίου σεισμού του Δεκεμβρίου του 2004. Engdahl et al. (1998)

Το πιο ενεργό τμήμα της ζώνης Benioff βρίσκεται στο Νότο κοντά στη νήσο Enggano, όπου και έχουμε δυο ομάδες εστιών, στα 40km και στα 70km (σχ. 2.4c). Η σεισμική ζώνη συνεχίζεται μέχρι τουλάχιστον τα 200km βάθος. Τα δυο βαθύτερα υπόκεντρα πιθανώς συνδέονται με την υποβύθιση στην περιοχή της Java αλλά, εάν συνδέονται με την Σουμάτρα, υποδεικνύεται μια σαφής αύξηση στην γωνίας κλίσης της ζώνης Benioff μεταξύ του βάθους των 200 και 300km.

2.4 Σχετικές οριζόντιες κινήσεις

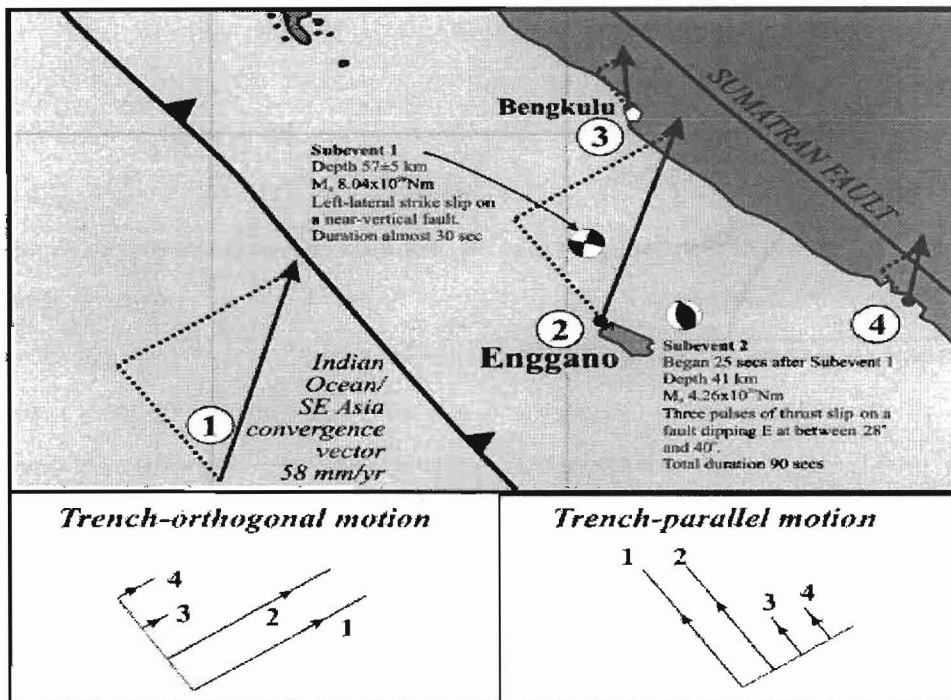
Οι πληροφορίες για τις σύγχρονες τεκτονικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή της Σουμάτρας παρέχονται από την Σεισμολογία καθώς και από γεωδαιτικά δεδομένα από GPS δορυφόρους. Επαναλαμβανόμενες μετρήσεις προκαθορισμένων σημείων παρέχουν ουσιώδη συμπληρωματικά στοιχεία στις σεισμικές μελέτες, οι οποίες καταγράφουν επεισοδιακές, αλλά μερικές φορές πολύ μεγάλες, μετακινήσεις. Κατά τις περιόδους σεισμικής ηρεμίας, οι μετρήσεις με GPS μας δίνουν πληροφορίες σχετικά με την κίνηση των τεμάχων εκατέρωθεν του ρήγματος και μπορούν να υποδείξουν περιοχές με αυξανόμενη τάση, απελευθέρωση της οποίας μπορεί να έχει καταστροφικά αποτελέσματα.



Σχήμα 2.5 Κινήσεις της Σουμάτρα την περίοδο 1989-1993 όπως καταγράφηκαν από μετρήσεις GPS (Prawirodirdjo et al. 1997). Τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση της κίνησης και το μήκος τους το μέτρο της κίνησης. Οι θέσεις και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών εκφράζονται με την μορφή μπαλονιών (Abercrombie et al. 2003). Επίσης δίνονται οι θέσεις των μετασεισμών του Enggano (Newcomb and McCann, 1987).

Τα περισσότερα εκ των σημείων μέτρησης GPS βρίσκονται μεταξύ 2°B και 2°N παραλλήλου (Prawirodirdjo *et al.* 1997, Genrich *et al.* 2000). Τα αποτελέσματα των μετρήσεων προσδιόρισαν μια μικροπλάκα, την μικροπλάκα της Sunda, η οποία περιλαμβάνει το Borneo, την χερσόνησο της Μαλαισίας και την Ινδοκίνα, η οποία κινείται ανατολικά σε σχέση με την Ευρασία με ρυθμούς της τάξης των 7-10mm/έτος. (Chamot-Rooke and Le Pichon 1999, Michel *et al.* 2001)

Τα νησιά Billiton και Medan ανήκουν σε αυτή την μικροπλάκα καθώς και μεγάλο τμήμα της νήσου της Σουμάτρας ανατολικά του ομώνυμου ρήγματος. Οι κινήσεις των τεμαχών στις περιοχές κοντά και δυτικά του ρήγματος είναι αρκετά πολύπλοκες. Από μετρήσεις εκτιμήθηκε μια δεξιόστροφη κίνηση στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος της Σουμάτρας με μέτρο 20-30mm/έτος (Prawirodirdjo *et al.* 1997), ωστόσο εμφανίστηκαν σημαντικές διαφορές τόσο στο μέτρο της κίνησης όσο και στη διεύθυνση αυτής. Στα σχήματα (2.5) και 92.6) φαίνονται οι κινήσεις σε σχέση με την Νοτιοανατολική Ασία και τα διανύσματα κίνησης του Ινδικού ωκεανού.



Σχήμα 2.6 Το πάνω διάγραμμα δείχνει την συνολική κίνηση των θέσεων σε σχέση με την ΝΑ Ασία καθώς και τις συνιστώσες της κίνησης. Στο κάτω διάγραμμα συγκρίνονται οι συνιστώσες της κίνησης ξεχωριστά. Η θέση 1 δείχνει την κίνηση της Ινδικής ωκεάνιας πλάκας με βάση γεωλογικά δεδομένα ενώ άλλες οι άλλες θέσεις αποτελούν σταθμούς μετρήσεων GPS που είχαν εγκατασταθεί στην περιοχή. Επίσης παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης δυο ισχυρών μετασεισμών του σεισμού του 2000 (Abercrobie *et al* 2003).

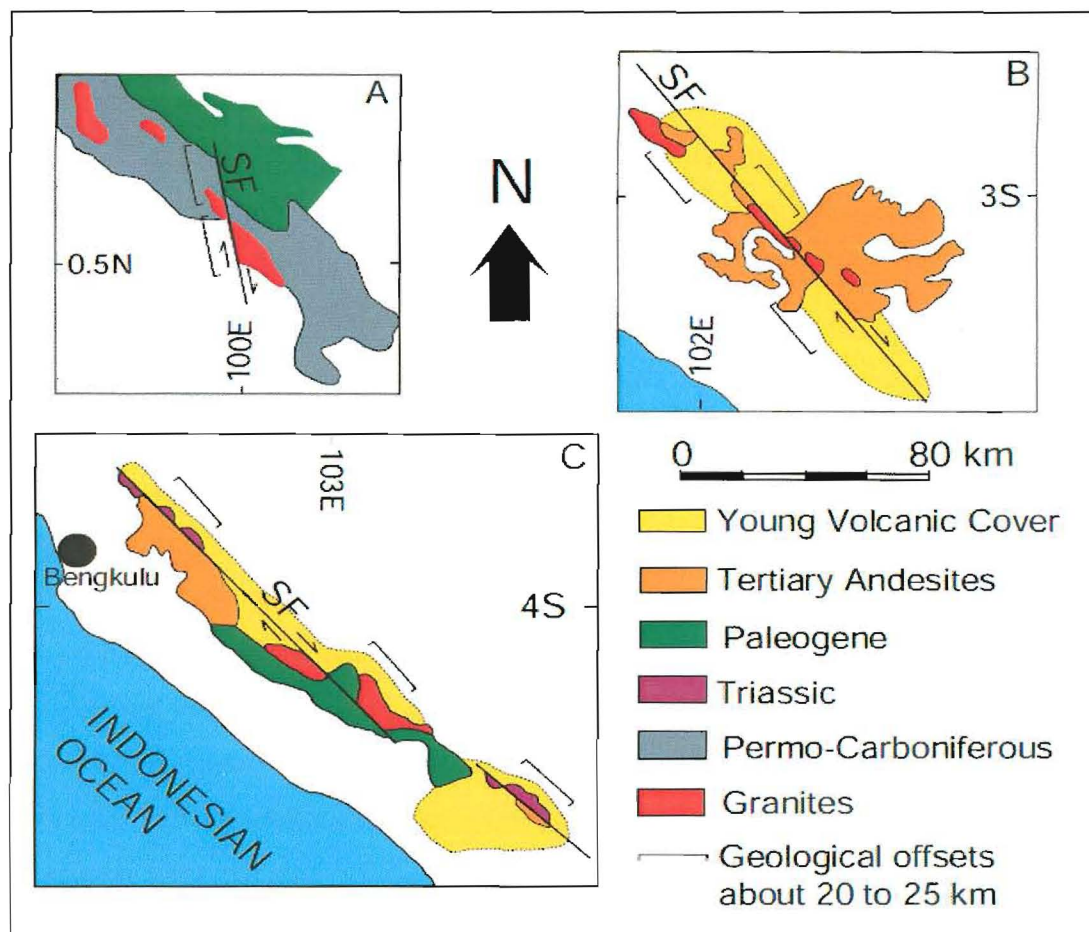
Σημεία αναφοράς Ανατολικά του ρήγματος της Σουμάτρας και σε απόσταση 50Km από το ρήγμα δεν μένουν σταθερά αλλά κινούνται Β-ΒΔ σε σχέση με την Νοτιοανατολική Ασία. Στην περιοχή μπροστά από το τόξο παρουσιάζεται κίνηση παράλληλη με το ρήγμα, ωστόσο η κίνηση διαφέρει σε επιμέρους τμήματα της περιοχής.

Στα νησιά μπροστά από το τόξο και συγκεκριμένα στην κεντρική περιοχή, μεταξύ των νήσων Batu και Banyak η κατακόρυφη συνιστώσα είναι αρκετά μικρή, γεγονός που υποδηλώνει μεγάλη συμμετοχή συγκλινουσών και οριζόντιων συνιστωσών. Η κίνηση της εμπρόσθιας περιοχής πιστεύεται είναι σε μεγάλο βαθμό συνδεδεμένη με την υποβυθιζόμενη πλάκα στην περιοχή Νότια της Batu. Οι Prawirodirjo et al. (1997) ερμήνευσαν την μείωση της σύζευξης προς τα Βορειοδυτικά, ως συνέπεια της υποβύθισης του μεγάλου πάχους, πλούσιων σε νερό ιζημάτων, ριπιδίου του Nicobar, το οποίο έχει ως φυσικό επακόλουθο υψηλές πιέσεις στην ηπειρωτική σφήνα, που δημιουργήθηκε στην περιοχή λόγω της υποβύθισης της Ινδικής ωκεάνιας πλάκας, και αποδυνάμωση της άνω πλάκας λόγω εισαγωγής υδροθερμικών ρευστών. Η αλλαγή στο ρυθμό σύγκλισης οφείλεται στο εμπόδιο που δημιουργείται από την I.F.Z. στη μεταφορά των ιζημάτων από τα Βορειοδυτικά και όχι από την παρουσία τους ως μια τραχύτητα στην επιφάνεια της υποβυθιζόμενης πλάκας. Ωστόσο το μέγεθος του σεισμού, την ακολουθία του οποίου θα εξετάσουμε σε επόμενο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας, υποδηλώνει μια “κολλώδη” ζώνη ρήγματος.

Ο συνδυασμός της σταδιακής αλλαγής του διεύθυνσης του διανύσματος της σύγκλισης μεταξύ Ινδικού ωκεανού και Νοτιοδυτικής Ασίας καθώς και η αλλαγή στον προσανατολισμό της τάφρου στην περιοχή του Nias υποδηλώνει σχεδόν ορθογώνια σύγκλιση κατά μήκος της τάφρου στην περιοχή μεταξύ του Simeulue και της νήσου Banyak.

Τα δεδομένα από μετρήσεις GPS καθώς και από έρευνες μπορούν να συγκριθούν με μακροπρόθεσμες εκτιμήσεις της ολίσθησης που βασίζονται σε γεωλογικές και τοπογραφικές αποκλίσεις κατά μήκος του ρήγματος της Σουμάτρας. Οι εκτιμήσεις του ρυθμού ολίσθησης κυμαίνονται από 10mm ανά έτος, στην περιοχή των στενών της Sunda, έως 23mm ανά έτος κοντά στην λίμνη Toba. Η μεγαλύτερη διακύμανση λαμβάνει χώρα στον κεντρικό τομέα όπου οι αποκλίσεις με βάση τα γεωλογικά δεδομένα αυξάνονται από 11mm/yr στα ΝΑ έως 27mm/yr στα ΒΔ.

Οι ρυθμοί ολίσθησης που μετρήθηκαν με την χρήση GPS δίνουν μικρότερες διαφορές στο εύρος των ακραίων τιμών, συγκεκριμένα από 23 έως 27 mm/yr, κατά μήκος της ίδιας απόστασης. Οι Sieh and Natawidjaja (2000) θεώρησαν ότι οι αλλαγές στο ρυθμό ολίσθησης με βάση τα γεωλογικά δεδομένα οφείλονται σε συμπιεστικές τάσεις που αναπτύχθηκαν τα τελευταία 100 χιλιάδες χρόνια. Επίσης προτείνουν ότι η συνολική ολίσθηση στο ρήγμα της Σουμάτρας πρέπει να είναι λίγο μεγαλύτερη από τα 20Km (μέγιστη επαληθευμένη γεωλογική απόκλιση, σχήμα 2.7) και το υπόλοιπο των σχεδόν 100Km που απαιτείται αντισταθμίζεται από επέκταση στα στενά Sunda και πιθανώς οφείλεται στην ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος του Mentawai.



Σχήμα.2.7 Μεγίστη επαληθευμένη γεωλογική απόκλιση (Katili and Hehuwat, 1967) .

2.5 Δεδομένα GPS, Οι σεισμοί του Engano και Simeulue και το ρήγμα του Mentawai

Σύμφωνα με μετρήσεις GPS τα νησιά στο Νότιο τμήμα του τόξου (Siberut έως Engano) κινούνται Βορειοδυτικά σε σχέση με την Σουμάτρα και στον ίδιο περίπου ρυθμό με την υποβυθιζόμενη Ινδική ωκεάνια πλάκα (σχ 2.5). Περισσότερο από το μισό της οριζόντιας συνιστώσας και το μεγαλύτερο τμήμα της κατακόρυφης συνιστώσας απορροφήθηκε μεταξύ του Engano και της ακτής σε ένα ή περισσότερα ρήγματα ή διανεμήθηκε ως ανηγμένη παραμόρφωση στη λεκάνη μπροστά από το τόξο. Με την μέθοδο σεισμικών ανακλάσεων, σε αρκετές περιοχές της λεκάνης εντοπίστηκε ρηγματώση μπροστά από το τόξο, δεδομένου ότι η παραμόρφωση των ιζημάτων του Άνω Νεογενούς περιορίζεται σε μια στενή περιοχή κοντά στις ανατολικές ακτές των νησιών που βρίσκονται στην περιοχή μπροστά από το τόξο, το οποίο ονομάστηκε ρήγμα του Mentawai (Diament *et al.* 1992). Εντούτοις τα σχήματα (2.8a,b) καθώς και (2.9) δείχνουν μια πιο πολύπλοκη δομή. Η εξαιρετική γραμμικότητα έχει χρησιμοποιηθεί ως επιχείρημα στην ερμηνεία του ρήγματος ως οριζόντιας μετατόπισης, αλλά η καθίζηση της λεκάνης και η ανύψωση της κορυφογραμμής προϋποθέτουν κανονικό ή ανάστροφο ρήγμα. Στις περιοχές που το ρήγμα εντοπίζεται στην ξηρά, μελετήθηκε και ερμηνεύτηκε από τους Samuel and Harbury (1996) ως ένα αρχικά εκτεταμένο κανονικό ρήγμα το οποίο υπέστη αναστροφή η οποία οφείλεται στην υποβύθιση.

Σημαντική οριζόντια κίνηση θεωρείται απίθανη. Ενδιαφέρουσα, ωστόσο, σεισμική ενότητα που παρουσιάστηκε από τους Schluter *et al* (2002) (σχ. 2.8b) δείχνει ότι η διάρρηξη έχει κατατοπισθεί από την ράχης σε μια θέση εντός της λεκάνης που βρίσκεται μπροστά από το τόξο. Το γεγονός αυτό είναι περισσότερο συμβατό με οριζόντια παρά με κατακόρυφη κίνηση, όπως και αυτοί πιστεύουν ότι η οριζόντια μετατόπιση του ρήγματος της Σουμάτρας ίσως σχετίζεται με την διαδικασία δημιουργίας νέου κυρίως κλάδου του ρήγματος. Αυτή είναι μια ελκυστική υπόθεση αλλά είναι δύσκολο να συμβιβαστεί με την πρόταση των Sieh and Natawidjaja(2000) κατά τους οποίους η συνολική μετατόπιση του ρήγματος της Σουμάτρας είναι μάλλον μικρή.

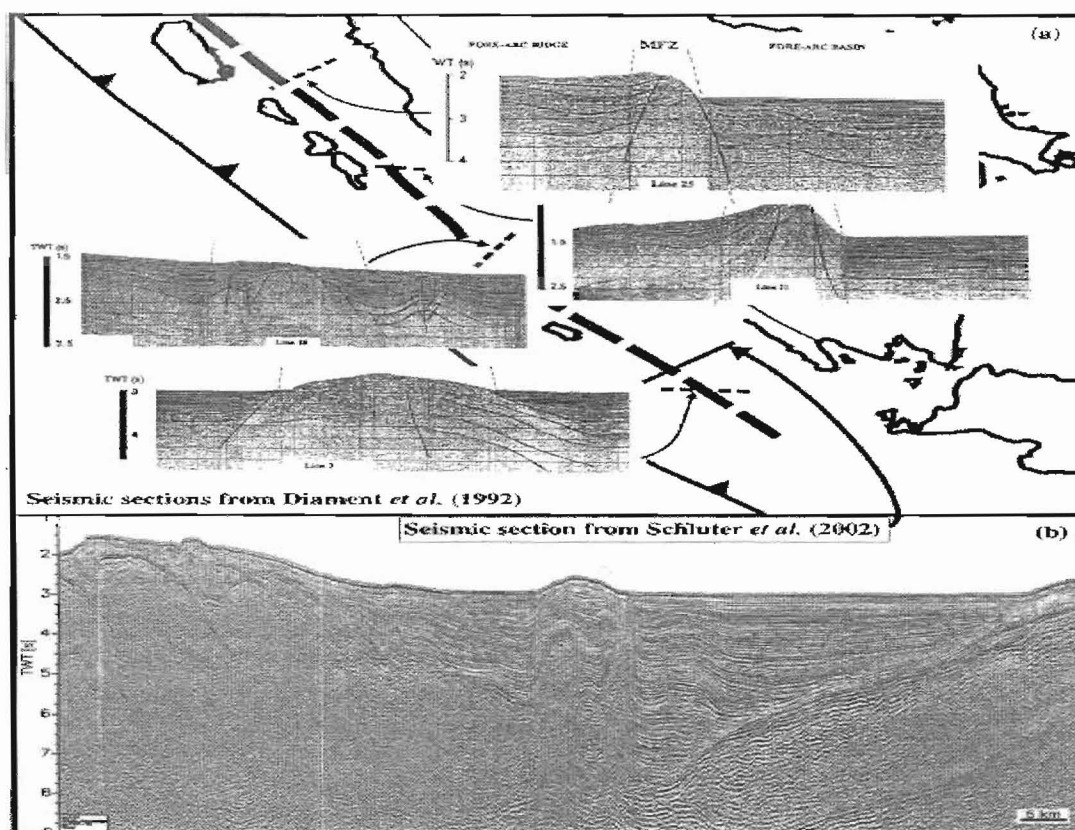
Περαιτέρω επιπλοκή εισάγει η πιθανή σχέση μεταξύ του ρήγματος του Mentawai με αυτό του Bate. Το τελευταίο αποτελεί μια δεξιόστροφη επέκταση του ρήγματος της

Σουμάτρας το οποίο αλλάζει διεύθυνση και συνεχίζει προς την ξηρά κοντά στα νησιά Banyak και ερμηνεύτηκε ως μετατόπιση ή τερματισμός του ρήγματος του Mentawai κοντά στη νήσο Nias (σχ 1.2 Karig *et al.* 1980). Το ρήγμα του Mentawai πιστεύεται ότι είτε τερματίζει κοντά στο νησί (Diament *et al.* 1992) ή ότι συνδέεται με το ρήγμα Bate. Βαρυτικές μετρήσεις έδειξαν μια ισχυρή ασυνέχεια μεταξύ των δύο δυτικότερων νησιών του συμπλέγματος Banyak. Η ασυνέχεια αυτή βρίσκεται περίπου στο σημείο που θα συνέχιζε το ρήγμα Mentawai εάν δεν υπήρχε το ρήγμα Bate για να το διακόψει(Izart *et al.* 1994, Malod and Kemal, 1996).

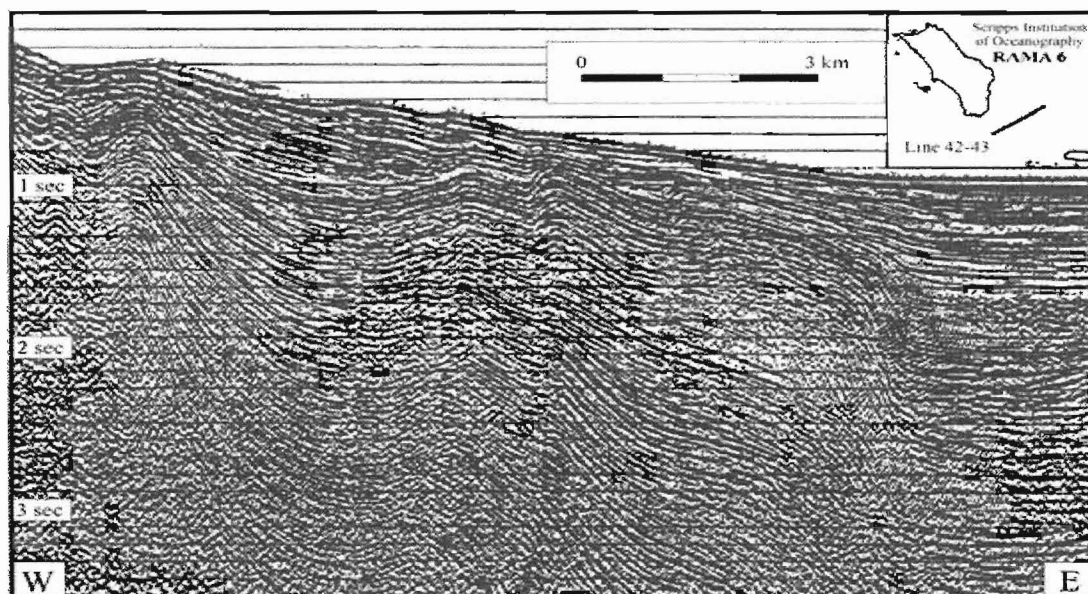
Πρόσθετες πληροφορίες σχετικά με τον ρόλο του ρήγματος Mentawai στην περιοχή του Enggano δόθηκαν τον Ιούνιο του 2000 από ένα σεισμό $M=7.9$ ακολουθούμενο από ισχυρή μετασεισμική δραστηριότητα. Η μελέτη των P και S κυμάτων του κυρίου σεισμού έδειξε δυο κατηγορίες κινήσεων που περιλαμβάνουν ένα ρήμα παράταξης μέσα στην Ινδική ωκεάνια πλάκα ακολουθούμενο από ανάστροφη κίνηση στην περιοχή της υποβύθισης της πλάκας (Abercrombie *et al.* 2003). Οι σεισμοί είχαν αρκετά μεγάλο εστιακό βάθος και σε “λάθος” πλάκα, για να θεωρηθεί ότι οφείλονται σε διάρρηξη του ρήγματος Mentawai, αλλά παρέχουν σημαντικά στοιχεία για την σχέση μεταξύ του πρίσματος επαύξησης και του ηπειρωτικού περιθωρίου.

Οι Mattson and Moore(1992) πρότειναν ότι αυτή η μεταβολή συμβαίνει κοντά στις ανατολικές ακτές του Nias, στην κεντρική περιοχή, και ότι το ρήγμα υποβύθισης έφτασε αρχικά στην επιφάνεια σε αυτή την περιοχή. Η μετέπειτα μετανάστευση του προς τον ωκεανό ερμηνεύτηκε ως συνέπεια της ανάπτυξης του πρίσματος επαύξησης του φλοιού που έχει σήμερα σχηματίσει την εμποσθότοξη οροσειρά. Αυτό συνάδει με την ερμηνεία των Malod and Kemal (1996) σύμφωνα με τους οποίους το ρήγμα του Mentawai αποτελεί το σημάδι της μετάβασης μεταξύ της σφήνας και ενός άκαμπτου τμήματος του προϋπάρχοντος υποβάθρου.

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



Σχήμα 2.8 (α)σεισμικό προφίλ κατά μήκος του ρήγματος του Mentawai στο Νότιο τμήμα του τόξου της Σουμάτρα (Diament et al 1992). (b) Σεισμικό προφίλ με την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης στην περιοχή του ρήγματος του Mentawai Νότια της νήσου Enggano (Schluter et al 2002) στο οποίο φαίνεται πως η συγκεκριμένη περιοχή αποτελεί ένα αντίκλινο το οποίο έχει υποστεί ρηγμάτωση.



Σχήμα 2.9 Δομή του υποβάθρου της εμπροσθοτόξιας περιοχής της Σουμάτρα κάθετα στην τάφρο (Scripps Institution of Oceanography).

Σύμφωνα με αυτή την υπόθεση η γραμμικότητα του ρήγματος του Mentawai είναι συνέπεια της γραμμικότητας του ίχνους της αρχικής υποβύθισης, η οποία με την σειρά της, οφείλεται στην γραμμικότητα του παλιού παθητικού περιθωρίου.

Η σημασία του πολύπλοκου σεισμού του Enggano στην παραπάνω θεωρία φαίνεται στα αποτελέσματα των μετρήσεων GPS, τα οποία δείχνουν ότι στην περιοχή αυτή, πιθανώς για μικρό χρονικό διάστημα, το πρίσμα επαύξεσης κινείται μαζί με την υποβυθιζόμενη πλάκα, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα πύχωση και δημιουργία αναστροφών ρηγμάτων. Η ενέργεια που αποθηκεύεται σε αυτά μπορεί να απελευθερωθεί με μεγάλους σεισμούς προκαλώντας κίνηση της σφήνας προς τον ωκεανό και αναστροφή της παραμόρφωσης. Οι αναστροφές αυτές είναι παροδικές και έτσι η παραμόρφωση σταδιακά αυξάνεται. Κατά την διάρκεια αυτού του κύκλου απομάκρυνσης-επανασύνδεσης δεν είναι απαραίτητο να έχουμε σεισμούς μέσα στη σφήνα. Οι μεγάλοι σεισμοί εκ τούτου, θα οφείλονται στην αποκόλληση της σφήνας ή στην υποβύθιση της πλάκας στην περιοχή της τάφρου. Και τα δυο πιθανά σενάρια φαίνεται να έχουν λάβει χώρα τον Ιούνιο του 2000, με κίνηση μεταξύ τμημάτων του Ινδικού ωκεανού να αυξάνουν την τάση και να δημιουργούν ρήγματα κατά μήκος της υποβυθιζόμενης πλάκας (Abercrombie *et al.* 2003). Τα χαρακτηριστικά του μεγάλου σεισμού του Enggano καθώς και της εκτεταμένης μετασεισμικής ακολουθίας δείχνουν ότι δεν έχουμε επιδράσεις του σεισμού στο εμπροσθότοξο τμήμα Βόρεια του Bengulu, που σημαίνει πιθανή αύξηση της τάσης σε επικίνδυνα επίπεδα στην περιοχή μεταξύ Νοτίου Pagai και Siberut. (Bock *et al.* 2003).

Simulae 2004

Για το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός η προτεινόμενη μέγιστη μετατόπιση είναι 15cm, σε μια περιοχή όπου η σύγκλιση είναι περίπου κάθετη στην τάφρο σε σχέση με νοτιότερα τμήματα (σχ 2.1, 2.5). Περιέργως τα αποτελέσματα από μετρήσεις GPS στο Palau babi (PB στο σχ 2.5) δείχνουν ότι κατά την περίοδο 1989-1993 το εμπροσθότοξο τμήμα κινήθηκε ελαφρά περισσότερο σε μια διεύθυνση παράλληλα με την τάφρο απ' ότι κινήθηκε η Ινδική ωκεάνια πλάκα, η οποία υποτίθεται ότι αποτελεί το αίτιο της κίνησης στην περιοχή μπροστά από το τόξο. Επίσης φαίνεται πως η μισή από την κίνηση του Ινδικού ωκεανού έλαβε χώρα μεταξύ του Palau babi και της Σουμάτρα, κίνηση μικρότερη από αυτή του Enggano (2000), αλλά πολύ μεγαλύτερη από ότι αναμένεται για ένα μοντέλο Sliver-plate.

Από τους μηχανισμούς γένεσης που έχουν υπολογιστεί για τον κύριο σεισμό της 26^{ης} Δεκεμβρίου 2004 προέκυψε το συμπέρασμα ότι πιθανώς ο σεισμός έγινε σε ανάστροφο ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης ($\sim 10^\circ$) με διεύθυνση B-BΔ.

Η πολυπλοκότητα των μοντέλων τάσης στην περιοχή του σεισμού επιβεβαιώνεται από προηγούμενους μικρότερου μεγέθους σεισμούς, ορισμένοι εκ των οποίων εκφράστηκαν με ρήγματα παράταξης ενώ άλλοι παρόμοια με τον σεισμό του 2004. Το γεγονός ότι η περιοχή γύρω από το ρήγμα του Mentawai φαίνεται να ανταποκρίνεται στις τάσεις διαφορετικά σε διαφορετικούς τόπους και σε διαφορετικές χρονικές περιόδους οφείλεται στο γεγονός ότι το ρήγμα αποτελεί την έκφραση μίας γεωλογικής ασυνέχειας και όχι την διάρρηξη μιας ομοιογενούς μάζας.

2.6 Κατακόρυφες κινήσεις

Οι κατακόρυφες κινήσεις είναι πολύ πιο δύσκολο να καταγραφούν σε σχέση με τις οριζόντιες, αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι μετατοπίσεις είναι μικρότερες και στο ότι το εύρος λάθους είναι μεγαλύτερο. Προς το παρόν, οι πιο αξιόπιστες εκτιμήσεις για τον ρυθμό των κατακόρυφων κινήσεων λαμβάνονται από την παρατήρηση βραχείας διάρκειας μεταβολών της σχετικής στάθμης της θάλασσας.

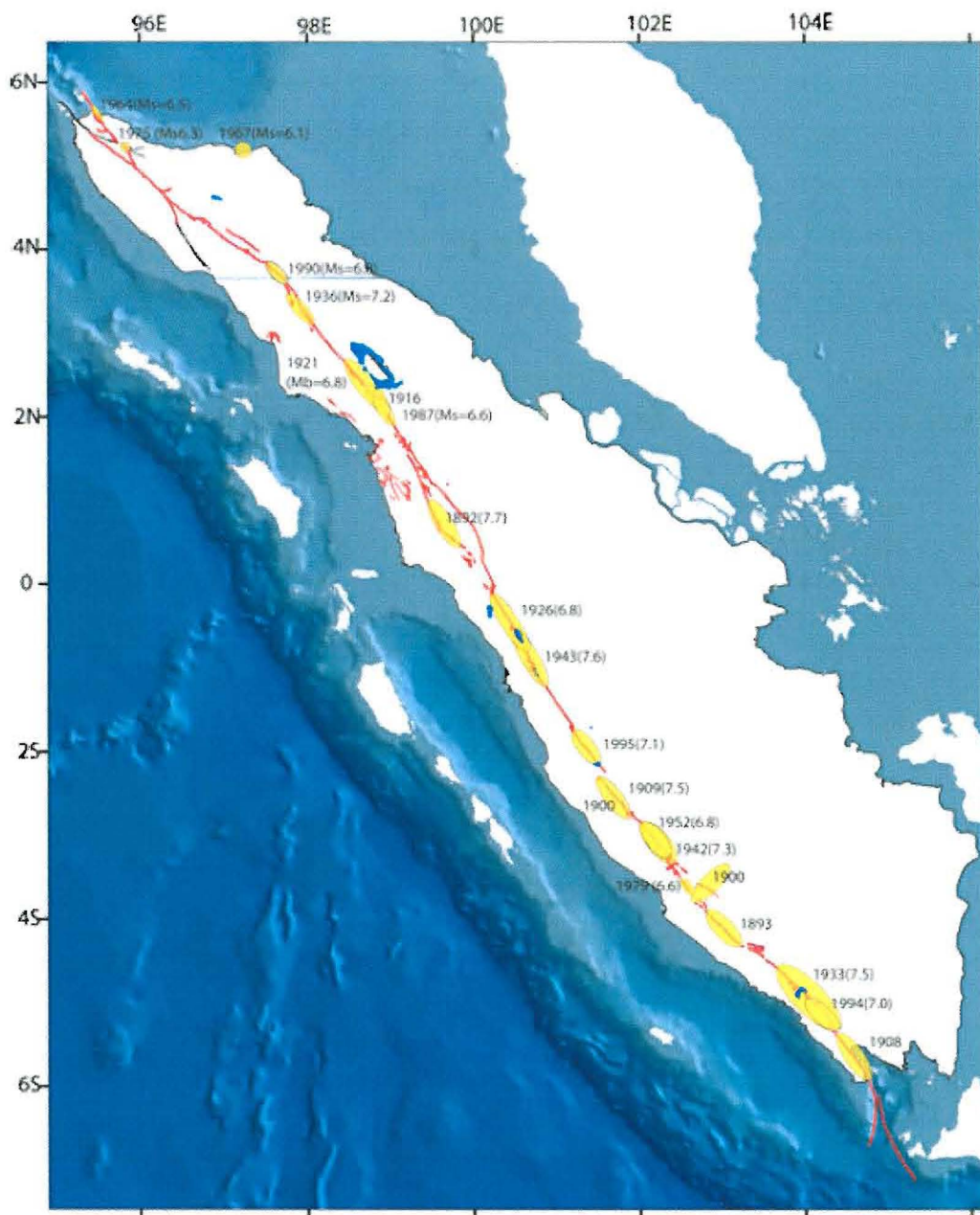
Οι Natawidjaja et al (2000) μελέτησαν τις κινήσεις των κοραλλιών στο οριζόντιο επίπεδο και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το εμπρός τμήμα του τόξου προοδευτικά αυξάνει την κλίση του προς την στεριά με άνοδο σε απόσταση 115km από τον άξονα της τάφρου και βύθιση στις μεγαλύτερες αποστάσεις. Μεμονωμένα νησιά στο Βόρειο εμπροσθότοξο τμήμα εμφανίζουν παρόμοια κλίση. Νησίδες οι οποίες εμφανίζονται σε Ολλανδικούς αποικιακούς χάρτες όπως το Sinabang (S. στο σχ 2.5), που βρίσκεται στα ανατολικά του Simeulue, έχουν σχεδόν βυθιστεί. Επίσης μεγάλες πόλεις όπως η Muara Siberut, η μεγαλύτερη πόλη της ομώνυμης νήσου (MS στο σχ 2.5) πλημμυρίζει συχνά κατά τις περιόδους παλιρροιών. Στην περιοχή του Nias η κατάσταση είναι πιο περίπλοκη, δεδομένου ότι η ακτή μπορεί να διαιρεθεί σε δυο πολύ διαφορετικούς γεωμορφολογικά τομείς. Στο Βόρειο τμήμα οι παράκτιες περιοχές είναι επίπεδες και βαλτώδεις και η παραλία είναι μεγάλη και ο πυθμένας έχει μικρή κλίση, αντίθετα στο Νότιο τμήμα η μορφολογία είναι απότομη με βράχια που φτάνουν τα 50-100m ύψος ενώ ο πυθμένας έχει πολύ μεγάλες κλίσεις. Το τμήμα

αυτό του νησιού πιστεύεται πως δημιουργήθηκε από την κατάρρευση μίας ασταθούς μάζας. Το σχετικά χαμηλό πεδίο βαρύτητας κατά μήκος της ακτής και στην στεριά υποδηλώνει απώλεια μάζας από την περιοχή και ενισχύει το σενάριο κατά το οποίο ένα κομμάτι του νησιού κατέρρευσε διότι αναδύθηκε αρκετά σε σημείο που δεν ήταν πλέον ευσταθές. Στην απέναντι (Ανατολική) πλευρά του νησιού τα ποτάμια έχουν δημιουργήσει στενές χαράδρες βάθους 5-10m σε μια μεγάλη παράκτια πεδιάδα ανατολικά του ρήγματος του Mentawai, γεγονός που υποδηλώνει πρόσφατη και ταχεία ανάδυση της περιοχής σε σχέση με το βασικό επίπεδο της θάλασσας.

Η ανάδυση της παράκτιας πεδιάδας του Nias θα μπορούσε να συσχετιστεί με μεγάλους σεισμούς. Ο Zachariassen et al (1999) ερμήνευσε τα αποτελέσματα μιας λεπτομερούς μελέτης των κοραλλιογενών υφάλων της ευρύτερης περιοχής ως ενδείξεις βύθισης η οποία δεν οφείλεται σε σεισμικά αίτια και ανάδυσης η οποία οφείλεται στον μεγάλο σεισμό του 1833. Σε αυτή την περιοχή όσο και Βορειότερα, τόσο οι ασεισμικές όσο και οι συν-σεισμικές κατακόρυφες κινήσεις φαίνεται ότι έχουν δημιουργήσει μια κλίση προς την τάφρο.

2.7 Σεισμικότητα της Σουμάτρα

Η καταγραφή των ιστορικών σεισμών είναι το πιο σημαντικό βήμα για να μπορέσουμε να εκτιμήσουμε την μελλοντική σεισμική προδιάθεση μιας περιοχής. Η συλλογή όμως αυτών των πληροφοριών είναι αρκετά δύσκολη διότι αρκετές από τις διαρρήξεις που σχετίζονται με αυτούς τους σεισμούς συνέβησαν αρκετές δεκαετίες πριν και οι πληροφορίες που έχουμε δεν είναι αρκετά ακριβείς. Το σύνολο των καταγεγραμμένων διαρρήξεων του ρήγματος της Σουμάτρα παρουσιάζονται στο σχήμα (2.10).



Σχήμα 2.10 Ιστορικές καταγεγραμμένες διαρρήξεις του ρήγματος της Σουμάτρα (Natawidjaja and Triyoso, 2007).

Η ζώνη διάρρηξης της Σουμάτρα, με ρυθμούς ολίσθησης να κυμαίνονται μεταξύ 10 και 27mm ανά έτος, θεωρείται ως ένα αρκετά ενεργό ρήγμα. Στον πίνακα 2 εκτιμάται η συχνότητα σεισμικών γεγονότων κατά μήκος του ρήγματος της Σουμάτρας, υπολογίζοντας τον ρυθμό της αθροιστικής ολίσθησης του κάθε τμήματος του ρήματος ξεχωριστά για συγκεκριμένες χρονικές περιόδους. Θεωρώντας ότι το βάθος της ζώνης διάρρηξης είναι σταθερό στα 15km οι Natawidjaja and Triyoso (2007) υπολόγισαν μεγέθη σεισμών για περιόδους 100 και 200 ετών (Πίνακας 2). Τα

αποτελέσματα δείχνουν ότι κατά μέσο όρο, κάθε 100 χρόνια κάθε τμήμα του ενεργού ρήγματος της Σουμάτρα θα δίνει σεισμό μεγέθους $M_w=7.2\sim7.4$. Για περίοδο 200 ετών τα μεγέθη κυμαίνονται μεταξύ 7.4 και 7.7. Έτσι, λαμβάνοντας υπόψη ότι το ρήγμα της Σουμάτρα αποτελείται από 19 ή 20 ενεργά ρήγματα, μπορούμε να συμπεράνουμε πως η συχνότητα εμφάνισης σεισμού μεγέθους $M \sim 7.3$ είναι περίπου 2 φορές ανά δεκαετία, ενώ για μέγεθος 7.4 με 7.7 είναι μια φορά ανά δεκαετία.

No	Segment	L (km)	Sliprate (cm/yr)	Slip Accumulation (cm)		100 Yr- Return Period		200 Yr- Return Period	
				100yr	200yr	Mo-100	Mw-100	Mo-200	Mw-200
1	Sunda	150	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
2	Semangko	65	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
3	Kumering	150	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
4	Manna	85	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
5	Musi	70	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
6	Ketaun	85	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
7	Dikit	60	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
8	Siulak	70	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
9	Suliti	95	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
10	Sumani	60	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
11	Sianok	90	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
12	Sumpur	35	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
13	Barumun	125	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
14	Angkola	160	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
15	Toru	95	2.7	27	54	1.82E + 26	7.5	3.65E + 26	7.7
16	Renun	220	2.7	27	54	1.82E + 26	7.5	3.65E + 26	7.7
17	Tripa	180	2.7	27	54	1.82E + 26	7.5	3.65E + 26	7.7
18	Aceh	200	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4
19	Seulimeum	120	1	10	20	6.75E + 25	7.2	1.35E + 26	7.4

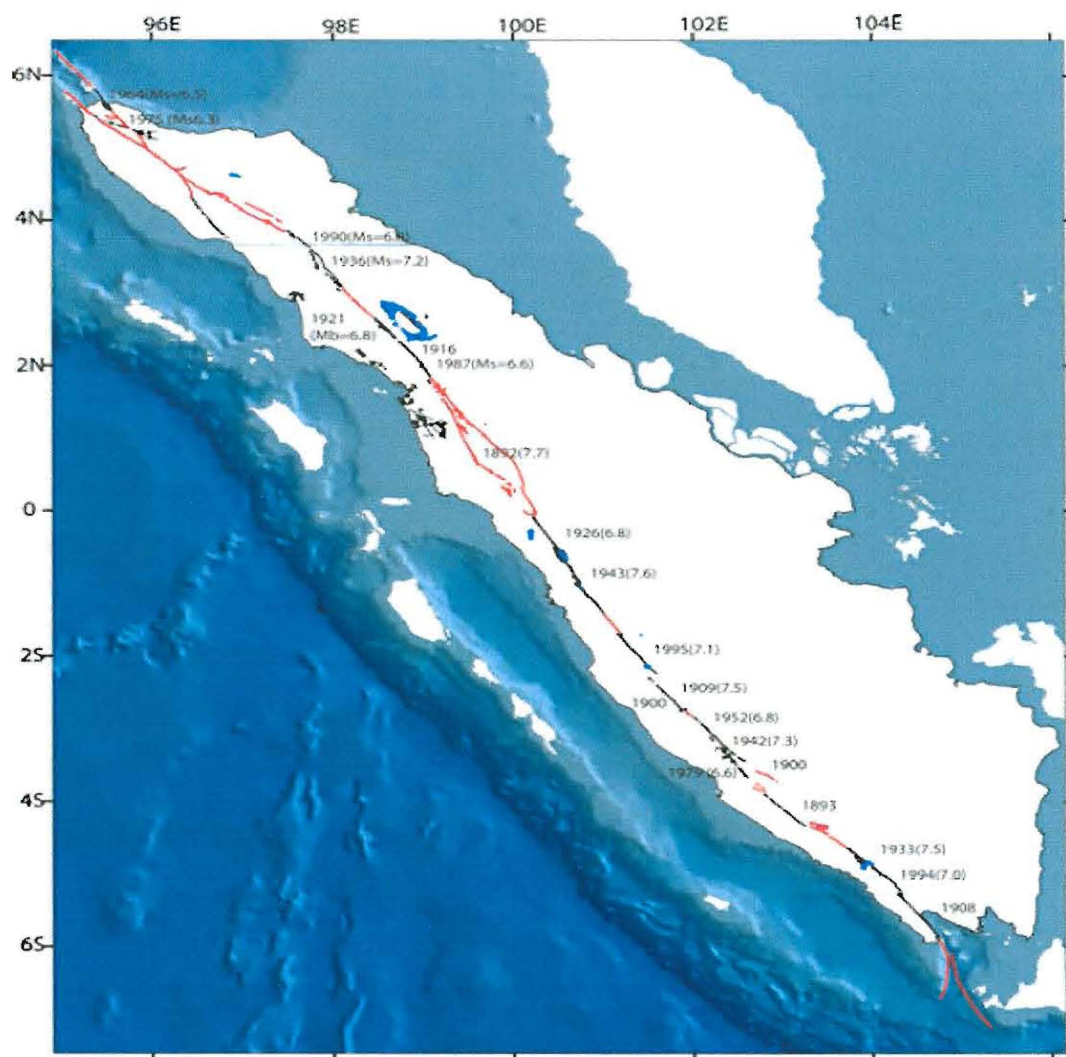
Πίνακας 2 Σεισμική συχνότητα των επιμέρους τμημάτων του ρήγματος της Σουμάτρα.
(Natawidjaja and Triyoso, 2007)

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων των ιστορικών σεισμών της περιοχής υποστηρίζουν τους υπολογισμούς των Natawidjaja and Triyoso (2007). Από το 1890 έλαβαν χώρα περίπου 21 μεγάλοι σεισμοί κατά μήκος του ρήγματος της Σουμάτρα με μεγέθη από 6.5 έως 7.7. Έτσι κατά μέσο όρο η επανάληψη ισχυρών σεισμών του ρήγματος της Σουμάτρα είναι ένας ή δυο ανά δεκαετία. Οι περισσότεροι εκ των ιστορικών σεισμών έλαβαν χώρα σε πυκνοκατοικημένες περιοχές με αποτέλεσμα να έχουμε πολλά θύματα και μεγάλες οικονομικές απώλειες. Πρόσφατοι μεγάλοι σεισμοί

της Σουμάτρα είναι αυτοί της Νότιας Σουμάτρα το 1994 Mw=7.0 και της κεντρικής Σουμάτρα το 1995 Mw=7.1, ενώ οι μεγαλύτεροι καταγεγραμμένοι σεισμοί της περιοχής παρουσιάζονται στον πίνακα 3.

Segment	Length (km)	Dip(°)	Depth		Effective		Rec. Int.(yr)	Historical Earthquakes
			Down-dip (km)	Average displ. (m)	Convergence rate (mm/yr)			
Aceh- Andaman	1500	12-17	30	15-25	14-34	> 500	2004 (Mw 9.15), 1881 (Mw.), 1941 (Mw.)	
Nias- Simelue	400	12-15	35	8-12	40	200-360	1861 (M 8.5), 1907(M 7.8), 2005(Mw 8.7)	
Batu	65	12	30	3	15-20	150-200	1935 (Mw 7.7)	
Mentawai	670	12	35-50	10-12	40	200-300	1833 (Mw 8.9-9.0), 1797 (Mw 8.4-8.7)	

Πίνακας 3 Οι μεγαλύτεροι καταγεγραμμένοι σεισμοί της περιοχής. Natawidjaja and Triyoso (2007)



Σχήμα 2.11 Τμήματα του ρήγματος της Σουμάτρα που δεν έχουν υποστεί διάρρηξη τα τελευταία 100 έτη (κόκκινο χρώμα) και άρα πολύ επικίνδυνα, στο να δώσουν σεισμό μεγάλου μεγέθους. (Natawidjaja and Triyoso, 2007).

Για την αξιολόγηση του σεισμικού κινδύνου χρειάζεται γνώση των μεγάλων σεισμών που έχει δώσει το κάθε ρήγμα για να μπορέσουμε να υπολογίσουμε το ποσό της σεισμικής ενέργειας το οποίο έχει συσσωρευτεί στο ρήγμα μέχρι στιγμής και να μελετήσουμε εάν το ποσό της ενέργειας είναι αρκετό για να δώσει μελλοντικούς καταστροφικούς σεισμούς. Στο σχήμα 2.11 παρουσιάζονται με κόκκινο χρώμα τα τμήματα του ρήγματος της Σουμάτρα που δεν έχουν υποστεί διάρρηξη τα τελευταία 100 έτη. Το συνολικό μήκος των τμημάτων αυτών φτάνει τα 1000 περίπου χιλιόμετρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ:

Ο σεισμός της Σουμάτρα στις 26 Δεκεμβρίου του 2004

Ο σεισμός της Σουμάτρα το 2004 ($M=9.3$) ήταν ένα γεωλογικό φαινόμενο μεγάλων διαστάσεων. Χτύπησε στις 26 Δεκεμβρίου στις 6:58 τοπική ώρα (00:58 GMT). Το επίκεντρο βρισκόταν 225km ΝΝΔ του Banda Aceh. Οι ανθρώπινες απώλειες ήταν τεράστιες, με πάνω από 227.898 νεκρούς, μεγάλος αριθμός εκ των οποίων οφείλεται στο τσουνάμι, το μέγεθος του οποίου ξεπερνούσε κατά τόπους τα 6 μέτρα ύψος και δημιούργησε μεγάλα πλυμμηρικά φαινόμενα στις περιοχές της Σρι Λάνκα, Ινδία, Ταϊλάνδη, Ινδονησία και σε άλλες περιοχές. Περισσότερο από 1 εκατομμύριο άνθρωποι έμειναν άστεγοι και στη Σρι Λάνκα μόνο 5 εκατομμύρια άνθρωποι έμειναν χωρίς τα βασικά είδη ανάγκης. Το τσουνάμι ήταν ένα από τα μεγαλύτερα σε ανθρώπινες απώλειες και οφείλεται στο ότι χτύπησε πυκνοκατοικημένες παραθαλάσσιες περιοχές καθώς και στη έλλειψη μηχανισμού έγκαιρης προειδοποίησης. Το εύρος της καταστροφής ήταν πολύ μεγαλύτερο από αυτό που αναμενόταν για ένα σεισμό αυτού του μεγέθους. Ανθρώπινες μαρτυρίες αναφέρουν ότι η θάλασσα τραβήχτηκε προς τον ωκεανό αποκαλύπτοντας τον πυθμένα και στην συνέχεια επέστρεψε ως ένα μεγάλο κύμα δημιουργώντας πλημμύρες στα χωριά κοντά στην ακτή. Στην συνέχεια, τα νερά τραβήχτηκαν πάλι προς την θάλασσα παρασύροντας μαζί τους σπίτια, αυτοκίνητα, δέντρα και ανθρώπους. Τα κύματα είχαν μεγάλη περίοδο, και έτσι υπήρχε αρκετός χρόνος μέχρι να χτυπήσει το επόμενο κύμα. Κάθε διαδοχικό κύμα έφερνε περισσότερα συντρίμια δημιουργώντας μεγαλύτερες ζημιές. Η ζώνη της καταστροφής επεκτάθηκε στα 2km από την ακτή. Τα περισσότερα κτίρια σε αυτή την περιοχή είχαν σημαντικές ζημιές ή καταστράφηκαν τελείως, επίσης ένα παχύ στρώμα λάσπης κάλυψε τα πάντα.



Εικόνα 3.1 πανοραμική άποψη των καταστρεπτικών συνεπειών του tsunami που έπληξε την περιοχή (Sibuet, 2005).

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



Εικόνα 3.2 Μεγάλο τμήμα της πόλης έχει υποστεί ανεπανόρθωτες ζημιές. (Sibuet, 2005).

Ήταν ο μεγαλύτερος σεισμός των τελευταίων 40 ετών και τον ακολούθησε ο δεύτερος μεγαλύτερος τρεις μήνες μετά, στις 25 Μαρτίου 2005, και αποτελεί την μεγαλύτερη διάρρηξη που έχει παρατηρηθεί (1200-1300km) και η μεγαλύτερη σε

διάρκεια σεισμική κίνηση (τουλάχιστον 10 λεπτά). Οι μετασεισμοί που ακολούθησαν αποτελούν το πιο δραστήριο σεισμικό σμήνος που έχει καταγράψει.



Εικόνα 3.3 Στην εικόνα γίνεται αντιληπτό το ύψος που έφτασαν τα κύματα. (Sibuet 2005).

Οι κινήσεις του εδάφους κατά την διάρκεια του κύριου σεισμού ήταν οι ισχυρότερες που έχουν καταγραφεί από παγκόσμια σεισμικά δίκτυα (100 φορές ισχυρότερος από τον σεισμό της Καλιφόρνιας το 1989, 6.9M). Στη Σρι-Λάνκα, η οποία απέχει περίπου 2000Km, καταγράφηκαν κατακόρυφες κινήσεις του εδάφους της τάξης των 9cm.

Ο σεισμός έλαβε χώρα κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης δύο λιθοσφαιρικών πλακών, όπου η Ινδική ωκεάνια πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική. Πριν από την διάρρηξη το άκρο της Ευρασιατικής πλάκας παρασύρθηκε από την υποβυθιζόμενη Ινδική ωκεάνια πλάκα. Κατά την διάρκεια του σεισμού, το τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας επανήλθε απότομα στην αρχική του θέση, και με αυτή του την κίνηση δημιούργησε κύματα βαρύτητας, γνωστά και ως Τσουνάμι, τα οποία κατέστρεψαν τις παράκτιες περιοχές του Ινδικού ωκεανού. Το άλμα του ρήγματος ξεπέρασε τα 15m σε κάποιες περιοχές και ο μέσος όρος μετατόπισης πλησιάζει τα 10m στο ΒΔ τμήμα της Σουμάτρα, όπου και έλαβε χώρα η κυρίως σεισμική δραστηριότητα.



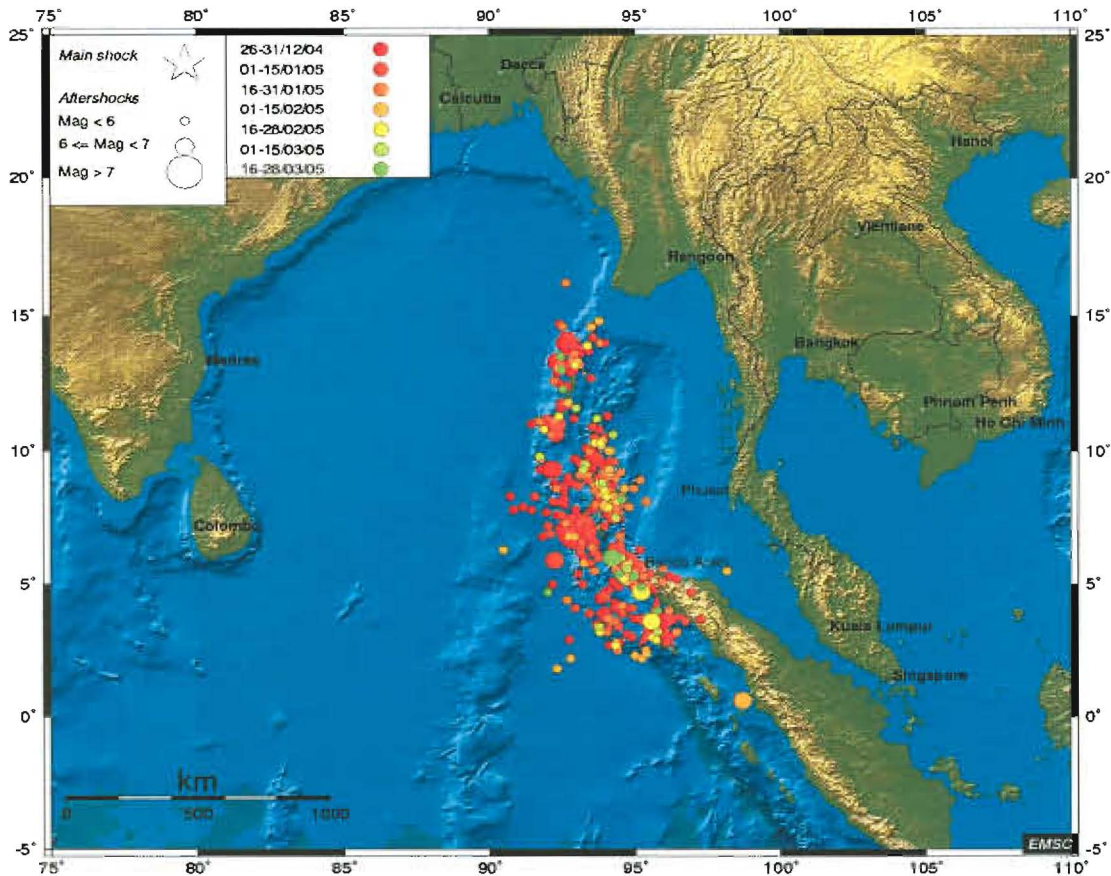
Εικόνα 3.4 Παραμόρφωση του πυθμένα κοντά στην ζώνη διάρρηξης. (Sibuet 2005).

Από το επίκεντρο, η διάρρηξη επεκτάθηκε κατά μήκος του ρήγματος με ταχύτητα 2.5km/s προς τα Β-ΒΔ. Το Βόρειο τμήμα του ρήγματος υποχώρησε περίπου όσο και το Νότιο με αποτέλεσμα την ανύψωση και την κλίση των νήσων Andaman. Η κλίση των νησιών δείχνει ότι το Βόρειο τμήμα πρέπει να έχει υποχωρήσει περίπου 33m, αλλά το μεγαλύτερο τμήμα της υποχώρησης έγινε σταδιακά, χωρίς να δημιουργήσει σεισμικά κύματα. Συμφωνά με κάποιους επιστήμονες η ολίσθηση συνέχισε στο Νότιο τμήμα για χρονικό διάστημα μιας περίπου ώρας μετά το δεκάλεπτο ισχυρών διαταράξεων της περιοχής.



Εικόνα 3.5 Η πληγείσα περιοχή μετά την απομάκρυνση του νερού (Sibuet 2005).

Στην συνέχεια ακολούθησαν οι μετασεισμοί που αποτέλεσαν το πιο δραστήριο σεισμικό σμήνος που έχει καταγράψει. Ο αριθμός των σεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο του 5.0 ($M \geq 5.0$) ξεπερνά τους 150 και έλαβαν χώρα σε χρονικό διάστημα τεσσάρων ημερών από τον κύριο σεισμό σε ρήγματα της θάλασσας του Andaman. Αυτά τα ρήγματα ενεργοποιήθηκαν από την διάρρηξη του κύριου σεισμού κατά μήκος του δυτικού ορίου της πλάκας. Επίσης έγιναν αρκετοί μετασεισμοί με μεγέθη πάνω από 6 ($M \geq 6.0$) σε όλη την ζώνη του ρήγματος. (σχ.3.6)



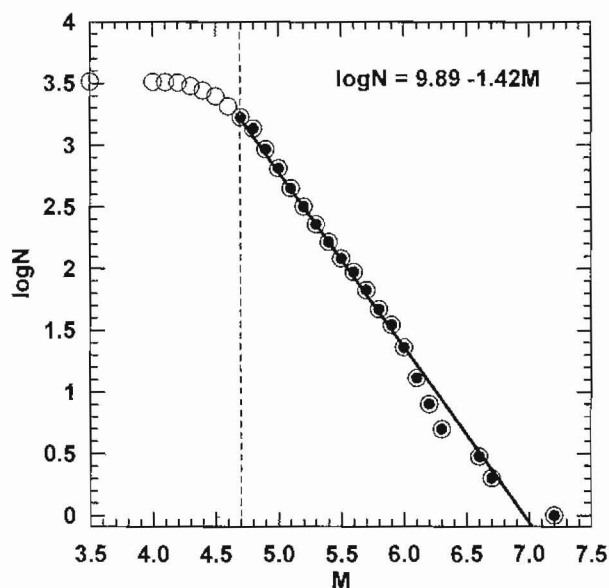
Σχήμα 3.6 Επίκεντρα του κύριου σεισμού και των μετασεισμών (EMSC 2005).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ

Παράμετροι της μετασεισμικής ακολουθίας

Με τον όρο παράμετροι μιας ακολουθίας εννοούμε το σύνολο διαφόρων μεταβλητών που βρίσκονται μετά από μελέτη των κατανομών των σεισμών μιας ακολουθίας. Με βάση αυτές τις παραμέτρους μπορούμε να καταλάβουμε εάν η ακολουθία είναι προσεισμική, μετασεισμική, ομαλή ή εάν εμφανίζονται κάποιες ανωμαλίες που μας προϊδεάζουν για ένα επερχόμενο σεισμικό γεγονός.

Στο κεφάλαιο αυτό θα μελετήσουμε την χρονική, χωρική, χωροχρονική κατανομή των μετασεισμών, καθώς και την κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών όπως και το μέσο μέγεθος αυτών και με της πληροφορίες που θα πάρουμε από αυτές τις κατανομές θα προσπαθήσουμε να ερμηνεύσουμε το είδος της ακολουθίας και να εντοπίσουμε τυχόν ανωμαλίες στην ακολουθία. Προκειμένου να βρεθεί το ελάχιστο μέγεθος πάνω από το οποίο τα δεδομένα θα θεωρούνται πλήρη, κατασκευάστηκε διάγραμμα $\log N$ - M (σχ. 4.1) και βρέθηκε το ελάχιστο μέγεθος πληρότητας $M_{\min}=4.7$.



Σχήμα 4.1 Συνάρτηση της αθροιστικής συχνότητας του λογάριθμου του αριθμού των μετασεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος. Ως μέγεθος πληρότητας ορίζεται το $M=4.7$.

Χρονική κατανομή

Η πρώτη κατηγορία παραμέτρων της σεισμικής ακολουθίας που μελετάμε είναι η χρονική κατανομή των μετασεισμών. Ένας σεισμός ακολουθείται από μετασεισμούς και η ακολουθία αυτή συχνά ονομάζεται κανονική μετασεισμική ακολουθία. Μελετώντας την συχνότητα των μετασεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο μπορούμε να καταλάβουμε εάν η ακολουθία που μελετάμε είναι κανονική ή εάν εμφανίζει ανωμαλίες.

Η συχνότητα, n , των μετασεισμών (πχ ημερήσιος αριθμός μετασεισμών) μιας κανονικής σεισμικής ακολουθίας σχετίζεται με τον χρόνο με βάση την σχέση του Omori (1984):

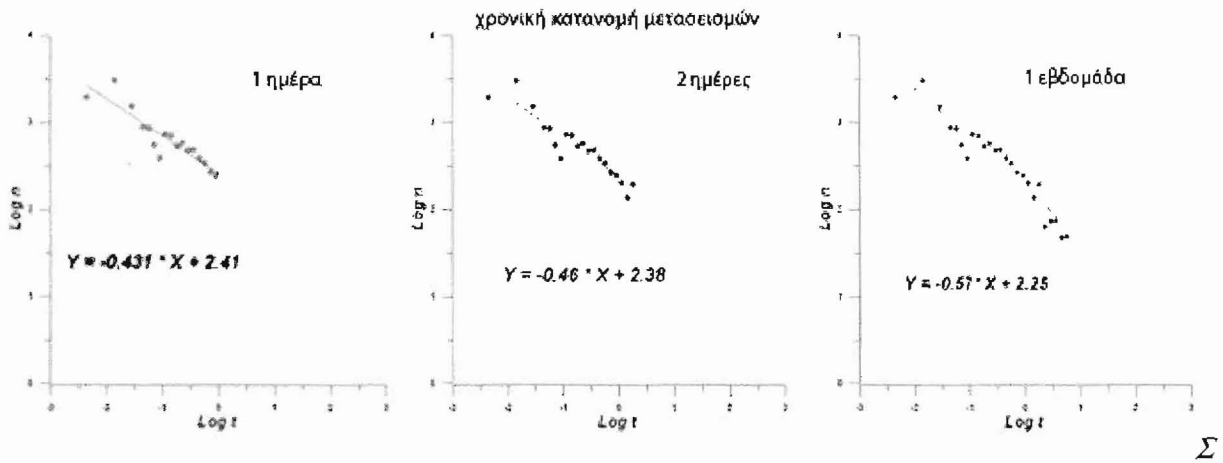
$$n = n_0 \cdot t^{-h} \quad (1)$$

Όπου t ο χρόνος (σε ημέρες) από την στιγμή εκδήλωσης του κύριου σεισμού, και n_0 και h αποτελούν παραμέτρους. Η σχέση (1) μπορεί να μετατραπεί σε γραμμική:

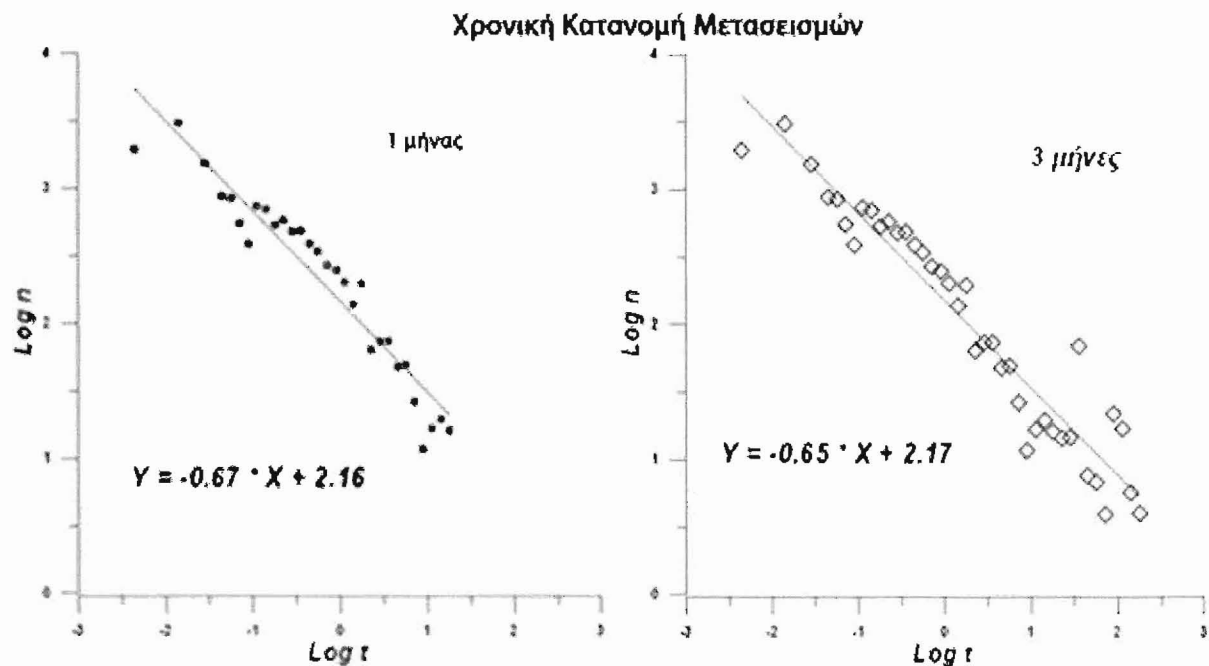
$$\log n = n_1 - h \cdot \log t$$

και έτσι οι παράμετροι $n_1 (= \log n_0)$ και h μπορούν να υπολογιστούν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.

Στα σχήματα (4.2) και (4.3) παρουσιάζεται η χρονική κατανομή των μετασεισμών για χρονικά διαστήματα 1 ημέρας, 2 ημερών, μιας εβδομάδος, ενός μηνός καθώς και 3 μηνών μετά τη γένεση του κύριου σεισμού.



Σχήμα 4.2 Κατανομή συχνότητας γένεσης των μετασεισμών σε σχέση με τον χρόνο.



Σχήμα 4.3 Κατανομή συχνότητας γένεσης των μετασεισμών σε σχέση με τον χρόνο.

Από τα σχήματα (4.2) και (4.3) παρατηρείται ότι η χρονική κατανομή της συχνότητας των μετασεισμών είναι κανονική και άρα ο κύριος σεισμός έχει λάβει χώρα και δεν αναμένουμε μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό στο προσεχές μέλλον.

Κατανομή των μεγεθών των μετασεισμών

Για τη συστηματική έρευνα της σεισμικότητας μιας περιοχής χρησιμοποιείται η σχέση συχνότητας των σεισμικών μεγεθών από τους Gutenberg and Richter (1944). Έχει βρεθεί, ότι το σύνολο των σεισμών, N , με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M , που λαμβάνουν χώρα σε ορισμένη περιοχή και χρονική περίοδο συνδέεται με το μέγεθος με τη σχέση:

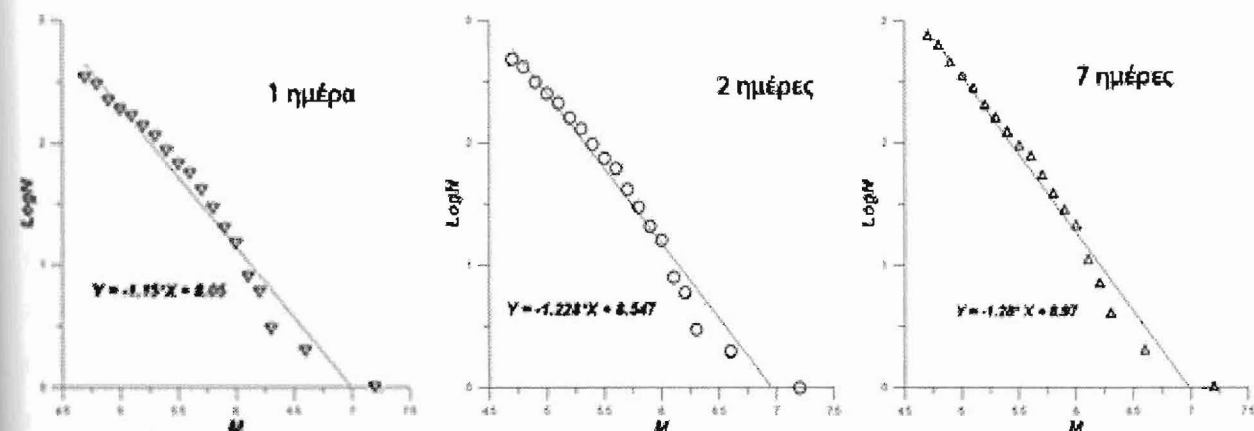
$$\text{Log}N = a - bM$$

N = Ο αριθμός μετασεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του M .

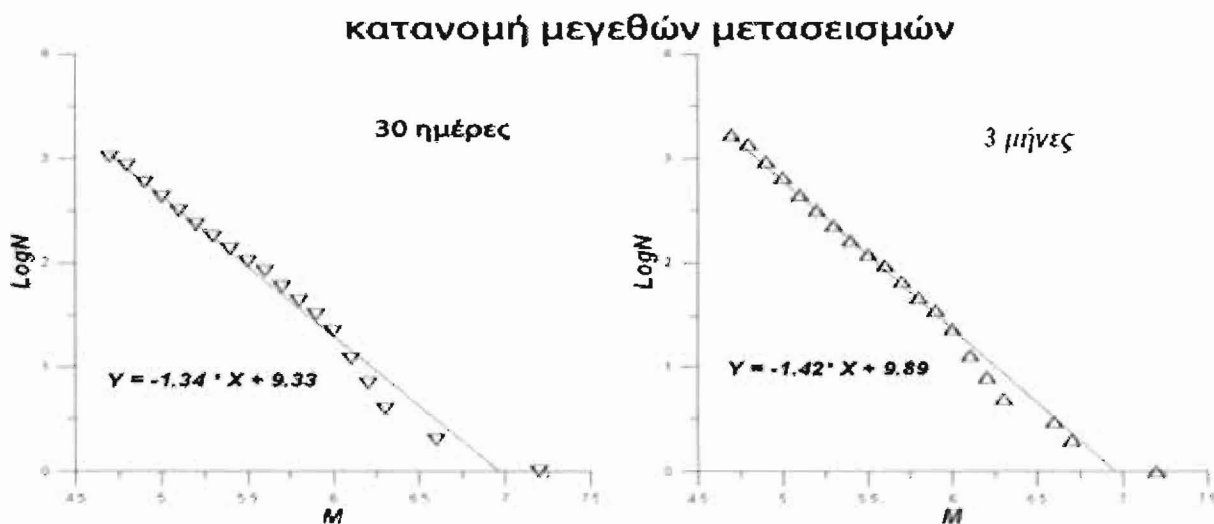
Οι παράμετροι a και b υπολογίζονται από τη γραφική παράσταση $\log N$ σε συνάρτηση με το μέγεθος M , εφαρμόζοντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η παράμετρος b αντιπροσωπεύεται από την κλίση της ευθείας της γραφικής παράστασης.

Στα διαγράμματα που ακολουθούν, φαίνεται η κατανομή του λογάριθμου αθροιστικού αριθμού των μετασεισμών σε σχέση με το μέγεθος.

κατανομή μεγεθών μετασεισμών



Σχήμα 4.4



Σχήμα 4.5

Οι παράμετροι a και b υπολογίζονται από τη γραφική παράσταση $\log N$ σε συνάρτηση με το μέγεθος M , εφαρμόζοντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η παράμετρος b αντιπροσωπεύεται από την κλίση της ευθείας της γραφικής παράστασης.

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι η τιμή του b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού σημείου του εστιακού χώρου, παράγοντες δηλαδή οι οποίοι σχετίζονται με την τεκτονική ιστορία της περιοχής. Επίσης επηρεάζεται από το γεωλογικό καθεστώς της περιοχής και παρουσιάζεται αυξημένη σε περιοχές με νεοτεκτονική δράση. Ένας άλλος παράγοντας ο οποίος επηρεάζει την τιμή του b , είναι το βάθος των σεισμικών εστιών. Οι μεγαλύτερες τιμές παρατηρούνται σε περιοχές οι οποίες εμφανίζουν επιφανειακή ($h < 15$ Km) σεισμική δραστηριότητα. Όταν πρόκειται για μετασεισμική ακολουθία η τιμή της παραμέτρου είναι περίπου ίση με τη μονάδα. Συνεπώς, η τιμή του b είναι ανάλογη της ανομοιογένειας του υλικού και της ασυμμετρίας στην κατανομή των τάσεων στον εστιακό χώρο (Scholz, 1968).

Ακόμα, η τιμή του b σχετίζεται με τη διασπορά του μεγέθους της ακολουθίας. Συγκεκριμένα, μια ακολουθία η οποία παρουσιάζει χαμηλή τιμή του b , παρουσιάζει μεγαλύτερο εύρος τιμών μεγέθους σε σχέση με μια ακολουθία με υψηλή τιμή του b (*Electronic Encyclopedia of Earthquakes*, www.scec.org). Τέλος σύμφωνα με τον Scholtz (1968), η τιμή του b είναι αντιστρόφως ανάλογη της δυναμικής ενέργειας στην εστιακή περιοχή. Σε περιοχές όπου επικρατούν μεγάλες τάσεις, παρατηρούνται μικρές τιμές του b (Mogi, 1967, Papazachos et al., 1967).

Όπως φαίνεται και στα σχήματα 4.4 και 4.5 εφαρμόστηκε η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων. Οι ευθείες που προκύπτουν είναι οι εξής :

$$1 \text{ ημέρα: } \log N = 8.05 - 1.15M$$

$$2 \text{ ημέρες : } \log N = 8.547 - 1.23M$$

$$7 \text{ ημέρες : } \log N = 8.97 - 1.28M$$

$$30 \text{ ημέρες : } \log N = 9.33 - 1.34M$$

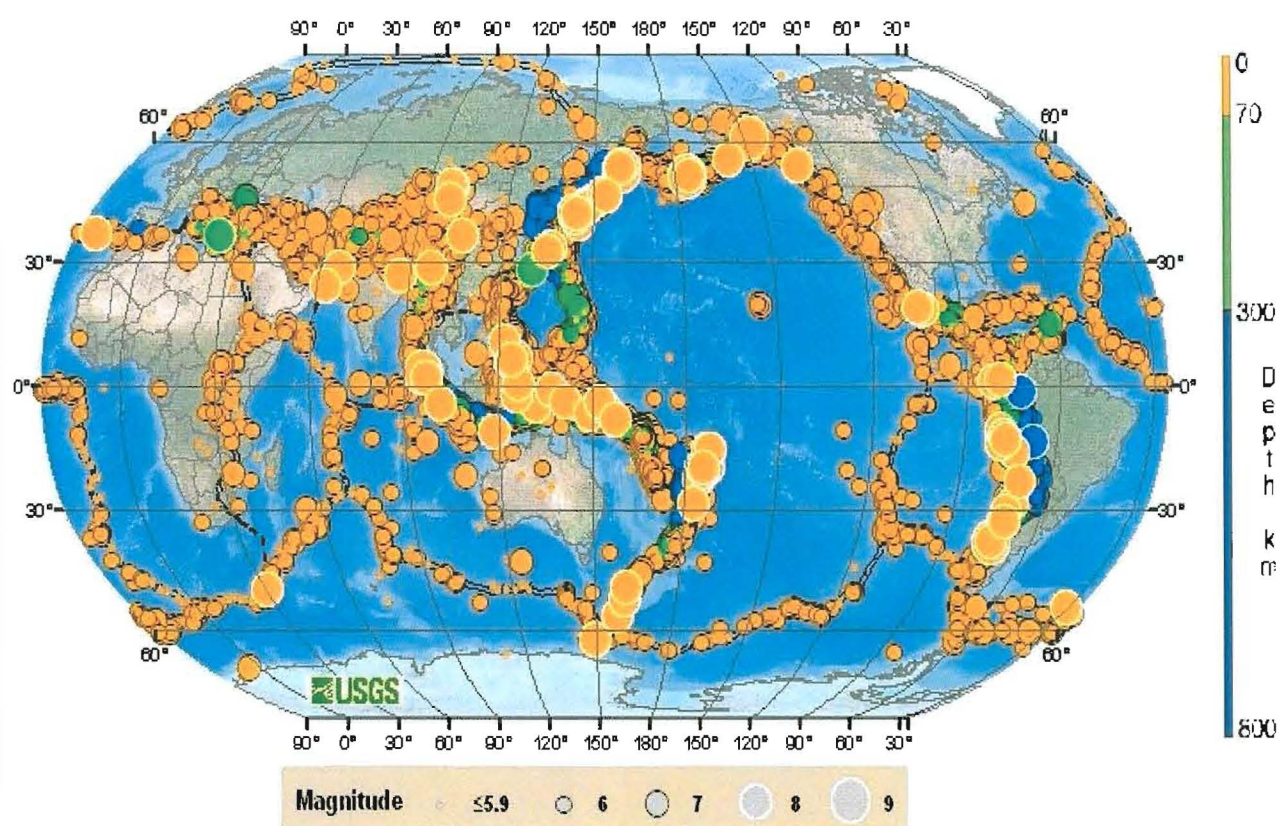
$$3 \text{ μήνες : } \log N = 9.89 - 1.42M$$

Όπου η σημαντική μείωση της κλίσης (αύξηση της απόλυτης τιμής της παραμέτρου b), στο διάστημα των τριών μηνών, ερμηνεύεται ως πιθανή ανωμαλία της ακολουθίας για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

Χωρική κατανομή επικέντρων μετασεισμών

Στη μελέτη μιας μετασεισμικής ακολουθίας είναι εξαιρετικής σημασίας η ακριβής γνώση της χωρικής κατανομής των μετασεισμών που ακολουθούν χρονικά αμέσως μετά τον κύριο σεισμό.

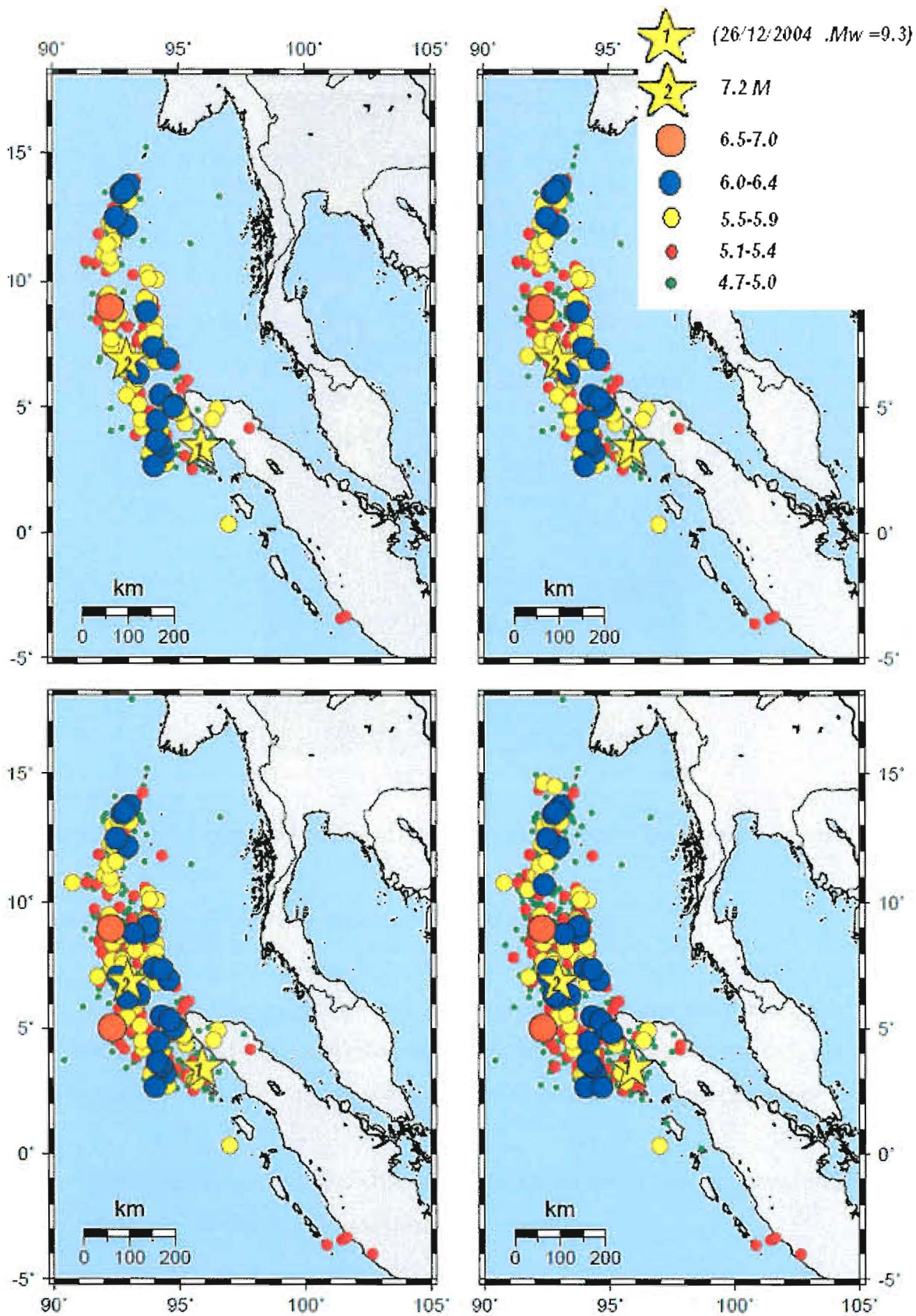
Σε κάθε χάρτη σεισμικότητας, όπως ο παγκόσμιος χάρτης σεισμικότητας (σχ 4.6) δείχνει ότι οι σεισμοί συγκεντρώνονται σε κάποιες συγκεκριμένες τοποθεσίες. Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών εξηγεί τους λόγους της παγκόσμιας σεισμικότητας μιας και το 90% των σεισμών παγκοσμίως λαμβάνει χώρα στα όρια λιθοσφαιρικών πλακών.



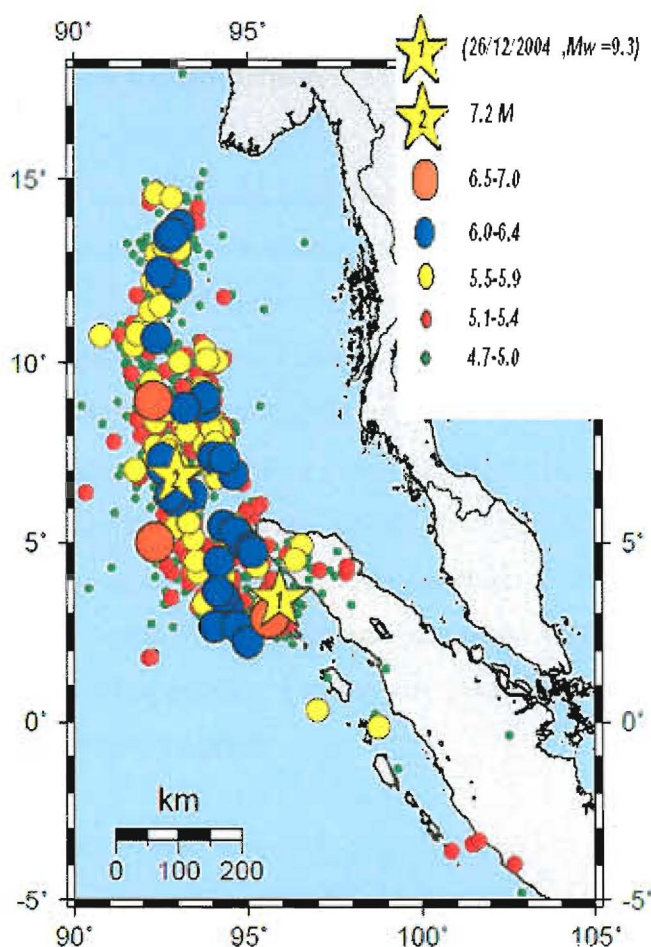
Σχήμα 4.6 Παγκόσμιος χάρτης σεισμικότητας. (U.S. Geological Survey)

Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι οι σεισμοί καθώς και οι μετασεισμοί ακολουθούν γεωλογικές ασυνέχειες και άρα με την επισήμανση τους πάνω σε ένα χάρτη μπορούμε να εντοπίσουμε την ζώνη διάρρηξης. Σε αυτό το υποκεφάλαιο θα μελετήσουμε τη χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας του μεγάλου σεισμού της Σουμάτρα το 2004, η οποία μπορεί να μας δώσει πληροφορίες για το είδος της μετασεισμικής ακολουθίας.

Στο σχήμα (4.7) φαίνεται η χωρική κατανομή των μετασεισμών της ακολουθίας για τις χρονικές περιόδους μιας ημέρας, δυο ημερών, μιας εβδομάδας και ενός μήνα, ενώ στο σχήμα (4.8) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή για χρονική περίοδο τριών μηνών από τον κύριο σεισμό.



Σχήμα 4.7 Χωρική κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών για διάστημα 1 ημέρας, 2 ημερών, μιας εβδομάδας και ενός μηνός αντίστοιχα.



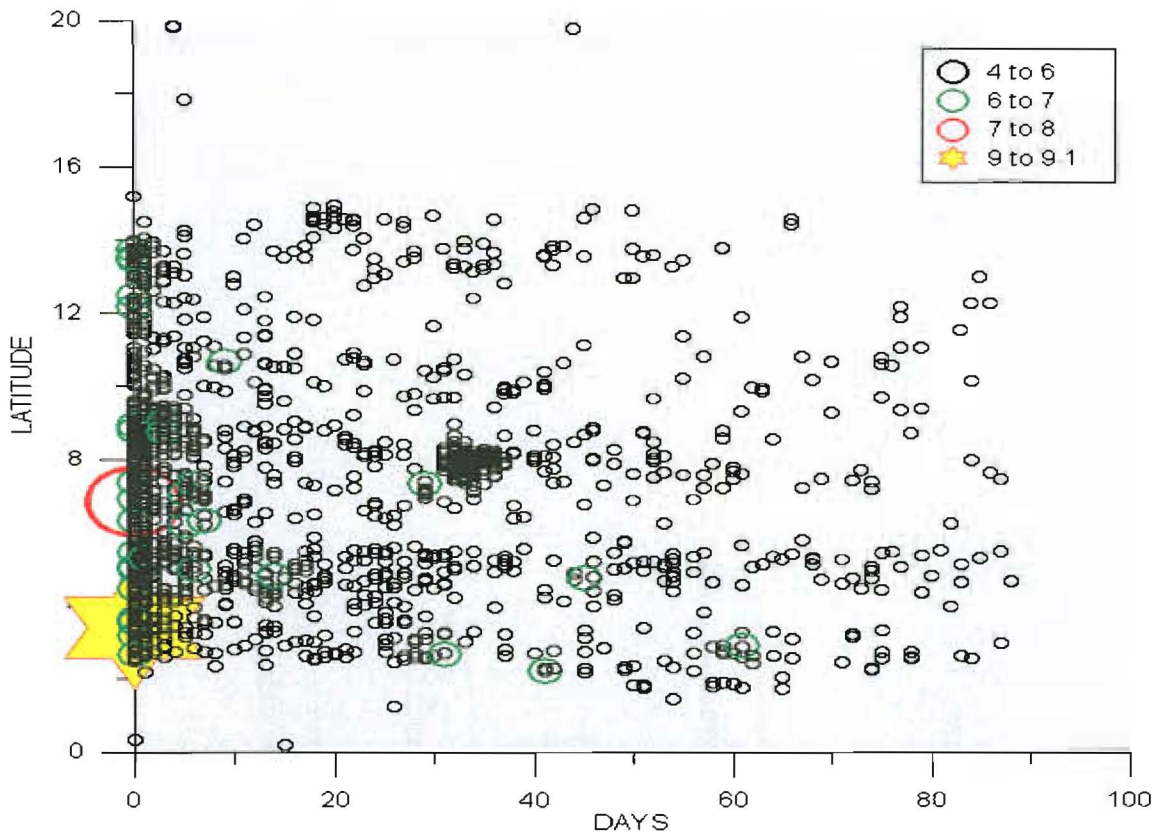
Σχήμα 4.8 Χωρική κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών για διάστημα 3 μηνών.

Από τα σχήματα (4.7) και (4.8) παρατηρούνται τα παρακάτω:

- Η κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών εντοπίζεται κατά μήκος μιας ζώνης με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, δηλαδή παράλληλα στην τάφρο καθώς και τη ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην θάλασσα του Andaman στις νήσους Nicobar.
- Ο αριθμός των μετασεισμών Βόρεια του επικέντρου είναι μακράν μεγαλύτερος από τον αριθμό αυτών που βρίσκονται Νότια του επικέντρου.
- Κατά το διάστημα του πρώτου μήνα μετά την εκδήλωση του κυρίως σεισμού δεν έχουμε μεγάλο αριθμό μετασεισμών Νότια του επικέντρου αλλά στην συνέχεια ο αριθμός τους αυξάνεται και πιθανώς ανήκουν στην προσεισμική ακολουθία ενός νέου μεγάλου σεισμού.

Χωροχρονική κατανομή μετασεισμών

Η μελέτη της χωροχρονικής κατανομής μιας σεισμικής ακολουθίας είναι αρκετά σημαντική διότι μας δείχνει την κατεύθυνση μετανάστευσης των epicέντρων των μετασεισμών μιας ακολουθίας σε σχέση με τον χρόνο, δηλαδή μια γενική ιδέα της συμπεριφοράς της ακολουθίας. Αμέσως μετά τον κύριο σεισμό ο οποίος μπορεί να λαμβάνει χώρα κοντά στο κέντρο ενός ρήγματος τότε τα epicέντρα της ακολουθίας μεταναστεύουν προς το ένα ή το άλλο άκρο του ρήγματος, όπου οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος μετασεισμοί συμβαίνουν. Σε περίπτωση που το epicέντρο του κύριου σεισμού βρίσκεται κοντά στο ένα άκρο του ρήγματος τότε η μετανάστευση γίνεται προς το άλλο άκρο (Karakaisis et al. 1985, Scordilis et al. 1985). Με βάση αυτή την μελέτη μπορούμε να προβλέψουμε τον χώρο των μεγάλων μετασεισμών που μπορούν να προκαλέσουν επιπρόσθετες βλάβες και κινδύνους καθώς και την πιθανότητα ενεργοποίησης άλλων μεγάλων ρηγμάτων.



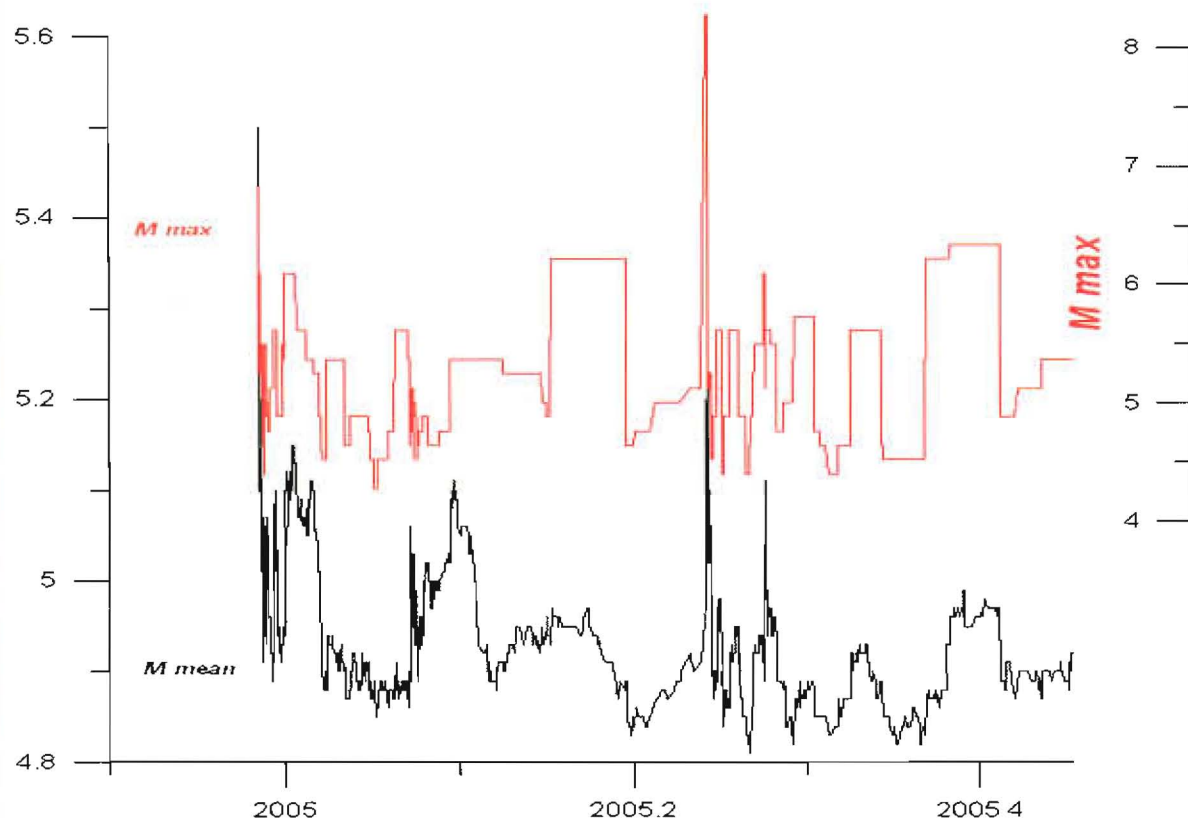
Σχήμα 4.9 Χωροχρονική κατανομή των epicέντρων των μετασεισμών.

Στο σχήμα (4.9) βλέπουμε την χωροχρονική κατανομή των epicέντρων των σεισμών της ακολουθίας του σεισμού της Σουμάτρα (26/12/2004, $M_w = 9.3$). Παρατηρείται ότι μετά από τον κύριο σεισμό (αστέρι) η μετανάστευση των epicέντρων των μετασεισμών γίνεται προς το Βόρειο άκρο του ρήγματος όπου οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος μετασεισμοί λαμβάνουν χώρα. Επίσης, μετά την πάροδο 30 περίπου ημερών έχουμε την ενεργοποίηση ενός άλλου ρήγματος το οποίο μας δίνει ένα σμήνος από μετασεισμούς. Ο αριθμός των μετασεισμών με epicέντρα νοτιότερα του κυρίως σεισμού είναι μικρός, αν και από τις 12/02/2005 και μετά έχουμε αύξηση των σεισμών με epicέντρα νοτιότερα και μείωση την δραστηριότητας στο βόρειο τμήμα, το οποίο μπορεί να ερμηνευθεί ως προσεισμική ακολουθία ενός επερχόμενου μεγάλου σεισμού στην περιοχή της κεντρικής Σουμάτρα.

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

Μέσο Μέγεθος

Στο σχήμα (4.10) βλέπουμε τις αυξομειώσεις του μεγέθους των μετασεισμών της ακολουθίας που μελετάμε. Με μαύρη γραμμή παρουσιάζεται το μέσο μέγεθος των μετασεισμών ενώ με κόκκινη γραμμή παρουσιάζεται το μέγεθος του μέγιστου σεισμού κατά την συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Μετά την πάροδο δυο περίπου μηνών από τον κύριο σεισμό παρατηρούμε μια πτώση του μέσου μεγέθους και στην συνέχεια μια σταδιακή αύξηση του.

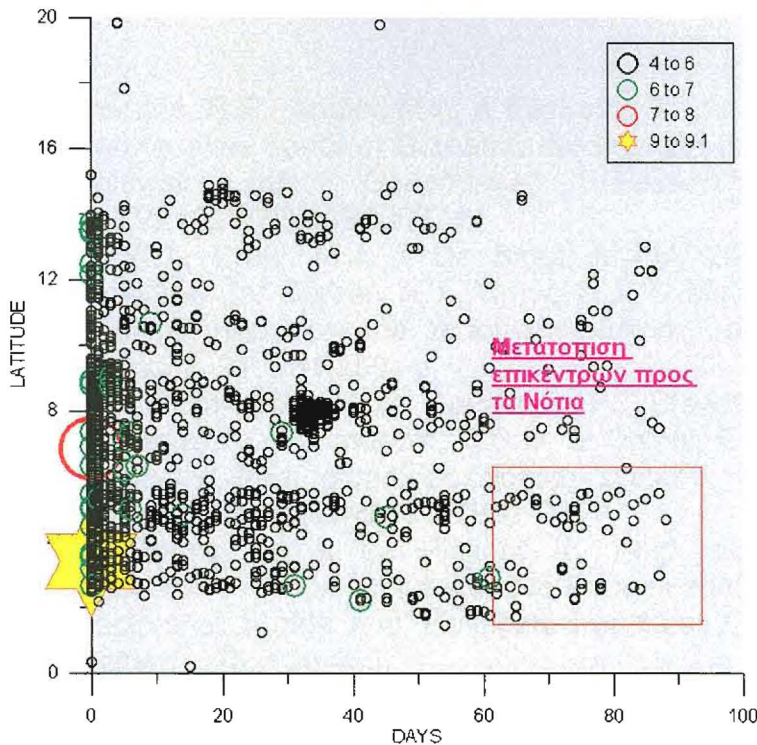


Σχήμα 4.10 Κατανομή του μέσου μεγέθους των μετασεισμών του κύριου σεισμού της Σουμάτρα.

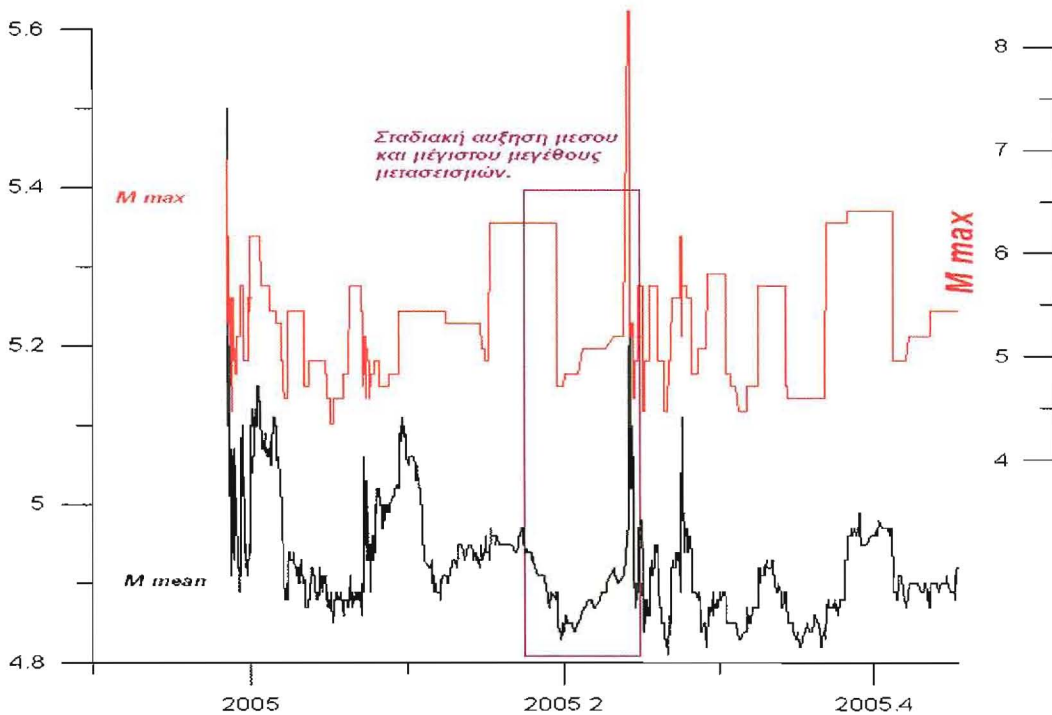
ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ:

Συμπεράσματα ανάλυσης της μετασεισμικής ακολουθίας.

Μετά από την μελέτη της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Σουμάτρα στις 26 Δεκεμβρίου 2004 καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για μια κανονική μετασεισμική ακολουθία για διάστημα 60 περίπου ημερών, όπου η χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας (σχήμα 5.1.) δείχνει μια έντονη συσσώρευση επικέντρων στο τμήμα του ρήγματος Βόρεια του επικέντρου το οποίο σημαίνει ότι η διάρρηξη λαμβάνει χώρα μόνο στο Βόριο τμήμα του ρήγματος. Επίσης όπως φαίνεται στο σχήμα 5.1., μετά τον πρώτο μήνα από τον κύριο σεισμό, η μετασεισμική δραστηριότητα σημείωσε σημαντική μείωση. Μετά όμως από πάροδο περίπου 60 ημερών παρουσιάζεται μια μετατόπιση των επικέντρων των μετασεισμών Νοτιότερα από το επίκεντρο του κυρίως σεισμού (σχήμα 5.1), γεγονός που εισάγει πιθανότητα ενεργοποίησης τμήματος του ρήγματος Νότια του επικέντρου του σεισμού στις 26/12. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με την σταδιακή αύξηση του μέσου καθώς και του μέγιστου μεγέθους των σεισμών για την συγκεκριμένη χρονική περίοδο (Σχήμα 5.2) , μπορεί να ερμηνευτεί ως έναρξη ενός νέου σεισμικού επεισοδίου του οποίου καταγράφεται η προσεισμική ακολουθία.



Σχήμα 5.1 Χωροχρονική κατανομή επικέντρων μετασεισμών στην οποία είναι εμφανής η μείωση της μετασεισμικής δραστηριότητας μετά από τις πρώτες 30 ημέρες καθώς και η μετατόπιση των επικέντρων προς τα νότια με την πάροδο του χρόνου. Στο σχήμα 5.2 γίνεται αντιληπτό ότι το μετά την πάροδο 60 ημερών το μέγιστο μέγεθος των σεισμών παρουσιάζει σταδιακή αύξηση.



Σχήμα 5.2. Διάγραμμα μεταβολής μέσου και μέγιστου μεγέθους μετασεισμών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abercrombie, R.E., Antolk, M.A. & Ekstrom, G. 2003. The June 2000 Mw 7.9 earthquakes south of Sumatra: deformation in the India-Australia plate. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), 2018, doi:10.1029/2001JB000674.
- Barber, A.J., Crow, M.J. & De Smet, M.J.M. 2005. Chapter 14: tectonic evolution. In: Barber, A.J., Crow, M.J. & Mmsom, J.S. (eds) *Sumatra: geology, resources and tectonic evolution*. Geological Society, London, Memoirs, 31, 234-259.
- Bock, Y., Prawrodrdjo, I., Genricctt, J.F., Stevens, C.W., Mccaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O. & Calats, E. 2003. Crustal motion in Indonesia from global positioning system measurements. *Journal of Geophysical research*, 108(B8), 2367.
- Chamot-Rooke, N. & Le Pichon, X. 1999. Gps determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches. *Earth and Planet. Science Letters*, 173, 439-455.
- Curray, J.R. 1989. The Sunda arc: a model for oblique plate convergence. *Netherlands Journal of Sea Research*, 24, 131 - 140.
- Curray, J.R., Moore, D.G., Lawver, L.A., Emivlel, F.J., Raitt, R.W., Henry, M. & Kieckheffer, r. 1979. Tectonics of the Andaman sea and Burma. In: Watkins, J.S., Montadert, I. & Dickenson, P.W. (eds) *Geological and geophysical investigations of continental margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 29, 189-198.
- Diamant, M., Harjono, H., Karta, K., Delus, C., Dahrin, D., Zen, M.T., Gerard, M., Lassal, O., Martin, A. & Malod, J. 1992. Mentawai fault zone off Sumatra: a new key to the geodynamics of western Indonesia. *Geology*, 20, 259-262.
- Engdahl, E.R., Van Der Hilst, R.D. & Buland, R.P. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 722-743.
- Fitch, T.J. 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to south-east asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77
- Genrich, J.F., Bock, Y., Mccaffrey, R., Prawirodrdjo, I., Stevens, C.W., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C. Wdowski, S. 2000. Distribution of slip at the northern sumatran fault system. *Journal of Geophysical Research*, 105, 28,327-28,341.
- Gutenberg, B and Richter C.F. frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am*, 34,185-188,1944.
- Hamilton, W. 1979. Tectonics of the Indonesian region. United States Geological Survey Professional Paper 1078.
- Izart, A., Kemal, B.M. & Malod, J.A. 1994. Seismic stratigraphy and subsidence evolution of the northwest Sumatra forearc basin. *Marine Geology*, 122, 109-124.

- Karakaisis, G.F., Karakostas, B.C., Papadimitriou, E.E., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C. 1985. Seismic sequences in Greece interpreted in terms of barrier model. *Nature*, 315, 212-214, 1985
- Karig, D.E., Lawrence, M.B., Moore, G.F. & Curray, J.R. 1980. Structural framework of the fore-arc basin, NW Sumatra. *Journal of the Geological Society, London*, 137, 77-91.
- Katili, J.A. & Hehuwat, F. 1967. On the occurrence of large transcurrent faults in indonesia. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 10, 5-16.
- Larson, K., Freymueller, J.T. & Philippsen, S. 1997. Global plate velocities from the global positioning system. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9961-9982.
- Malod, J. & Kemal, B.M. 1996. The Sumatra margin: oblique subduction and lateral displacement of the accretionary prism. In: Hall, R. & Blundell, D.J. (eds) *Tectonic evolution of southeast Asia*. Geological Society, London, Special Publications, 106, 19-28.
- Matson, R.G. & Moore, G. 1992. Structural influences on neogene subsidence in the central Sumatra forearc basin. In: Watkins, J.S., Zhiquang, F. *Et al.* (eds) *Geology and geophysics of continental margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 53, 157-181.
- Mccaffrey, R. 1991. Slip vectors and stretching of the Sumatra forearc. *Geology*, 19, 881-884.
- McCaffrey, R. 1992. Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97, 8905-8915.
- McCaffrey, R. 1996. Slip partitioning at convergent plate boundaries of SE Asia. In: Hall, R. & Blundell, D.J. (eds) *Tectonic evolution of southeast Asia*. Geological Society, London, Special Publications, 106, 3-18.
- Mccarthy, A.J. 1997. *The evolution of the transcurrent Sumatran fault system*. Phd thesis, University of London.
- Michel, G.W., Yue, G.Y., Sheng, Y.Z., Reigber, C., Becker, M., Reinhart, E., Simons, W., Ambrosius, B., Vigny, C., Chamotrooke, N., Le Pichon, X., Morgan, P. & Matheussen, S. 2001. Crustal motion and block behaviour in se-asia from gps measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 187, 239-244.
- Mogi, K. (1967). Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 45, 313-325.
- Natawidjaja, D.H. and Triyoso, W. 2007. The Sumatran Fault zone-form source to hazard. *Journal of Earthquake and Tsunami*, vol. 1, no. 1, 21-47.
- Natawidjaja, D.H., Sieh, K., Suwargadi, B.W. & Galetzka, J. 2000. A continuous 400-year long paleogeodetic record of aseismic and seismic subduction from a coral microatoll, west Sumatra, Indonesia. *Eos*, 81.
- Newcomb, K. And W. Mccann (1987). Seismic history and seismotectonics of the Sunda arc. *J. Geophys. Res.*, 92, 421-439.
- Omori, F. 1894. On aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sc. Imp. Univ. Tokyo*, 7, 111-200.
- Page, B.G.N., Bennett, J.D., Cameron, N.R., Bridge, D.M.C., Jeffrey, D.H., Keats, W. D; Thaib, J. 1979. A review of the main structural and magmatic features of northern sumatra. *Journal of the Geological Society, London*, 136, 569-579.

- Papazachos, B.C., Delibasis, N., Liapis, N., Moumoulidis, G. And Purearu, G. Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece. *Annali di Geofisica*, 20, 1-93, 1967.
- Papazachos, B., Karakaisis, G., Hatzidimitriou, P., Karakostas, B., Kiratzi, A., Leventakis, G., Margaritis, B., Panagiotopoulos, D., Papadimitriou, E., Papaioannou, Ch., Papazachos, C., Savvaidis, A., Scordilis, E., Theodulidis, N., Tsapanos, T. and Dimitriou, P.A. 2000. A procedure to assess the evolution of a seismic sequence. *Ann. Geol. Pays Hell.*, XXXVIII, 119-128.
- Prawirodirdjo, I., Dock, Y., Mccaffrey, R., Genrich, J., Calais, E., Stevens, C., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C. & Rais, J. 1997. Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 24, 2601-2604.
- Samuel, M.A. & Harbury, N.A. 1996. The Mentawai fault zone and deformation of the Sumatra forearc in the nias area. *In: Hall, R. & Blundell, D.J. (eds) Tectonic evolution of southeast Asia*. Geological Society, London, Special Publications, 106, 337-352.
- Schluter, H.U., Gaedicke, C., Roeser, H.A., Schreckenberger, B., Meyer, H., Reichert, C., Djajadihardja, Y. Prexl, A. 2002. Tectonic features of the southern Sumatra--western Java forearc of Indonesia. *Tectonics*, 21, 1047, 15 PP., doi:10.1029/2001TC901048
- Sclater, J.G. & Fisher, R.I. 1974. Evolution of the east central Indian ocean, with emphasis on the tectonic setting of the ninety-east ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 683-702.
- Scholz, Ch. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.
- Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Panagiotopoulos, D.G., Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. 1985. Evidence for transform faulting in the ionian sea. The Cephalonia island earthquake sequence of 1983. *Pure and Applied Geophysics*, 123, 388-397.
- Sibuet, J.C., 2005. Les rapports de campagnes a` la mer, md 149 / Sumatra aftershocks, on board marion dufresne , 9 ,16-17.
- Sieh, K. And Natawidjaja, D.H. 2000. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*, 105, 28,295–28,326.
- Zachariasen, M., Sieh, K., Taylor, F.W., Edwards, R.L. & Hantoro, W.S. 1999. Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake: evidence from coral microatolls. *Journal of Geophysical Research*, 104, 895-919.