



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΞΑΡΣΗΣ ΤΗΣ
ΖΑΚΥΝΘΟΥ ΤΟ 2006»**

ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ:

Καρακώστας Βασίλης
Παπαδημητρίου Ελευθερία
Τομέα Γεωφυσικής
Τμήματος Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΝΙΚΟΛΑΟΥ ΒΑΛΕΝΤΙΝΑ Α.Ε.Μ. 3946

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2008



Πρόλογος

Η παρούσα εργασία αποτελεί Διπλωματική εργασία η οποία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Προπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας, της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η ανάθεση της εργασίας και η επίβλεψη της έγινε από τους κ. Καρακώστα Βασίλη και την κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία. Η πραγματοποίηση της αφορά τη μελέτη της «Σεισμικής έξαρσης της Ζακύνθου το 2006».

Στο πρώτο κεφάλαιο της εργασίας, το οποίο αποτελεί την Εισαγωγή, παρουσιάζονται πληροφορίες σχετικά με την γεωμορφολογία της περιοχής και τα σεισμοτεκτονικά της χαρακτηριστικά.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται η σεισμική ακολουθία που έλαβε χώρα στη περιοχή της Ζακύνθου το 2006, δίνονται κάποιοι ορισμοί και παρουσιάζονται οι επικρατέστερες θεωρίες που σχετίζονται με την γένεση των σεισμών. Αναφέρεται συνοπτικά η διαδικασία επεξεργασίας των δεδομένων της ακολουθίας, η χωρική κατανομή των epicέντρων των σεισμών, η χρονική τους κατανομή καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης των ισχυρότερων σεισμών της ακολουθίας.

Η πραγματοποίηση της εργασίας αυτής έγινε υπό την καθοδήγηση των επιβλεπόντων καθηγητών τους οποίους ευχαριστώ θερμά για την διαρκή υποστήριξη και βοήθεια.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω την κυρία Κεμεντζετζίδου Δέσποινα και τον κύριο Καραμάνο Χρήστο για την βοήθεια που μου προσέφεραν.

Η φοιτήτρια
Νικολάου Βαλεντίνα

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<u>Κεφάλαιο 1⁰</u>	1
1.1 Γεωμορφολογικά-Γεωλογικά Στοιχεία / Παραμόρφωση δυτικά της Ελλάδας κατά την διάρκεια του Νεογενούς με δεξιόστροφη περιστροφή και πρόσκρουση με την Απουλία πλάκα	1
1.2 Σεισμοτεκτονικό Καθεστώς	6
1.3 Κατανομή των εστιών των σεισμών	11
1.4 Ιστορικοί σεισμοί στην Ζάκυνθο	15
<u>Κεφάλαιο 2⁰</u>	17
2.1 Βασικοί ορισμοί	17
2.1.1 Φυσικές Ερμηνείες για την Γένεση των Σεισμών	19
2.2 Μελέτη των σεισμικών ακολουθιών	21
2.3 Δεδομένα Παρατήρησης	23
2.4 Μοντέλο της Δομής του φλοιού της Γης	24
2.5 Προσδιορισμός Εστιακών Παραμέτρων	28
2.6 Χρονική κατανομή των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας της περιοχής της Ζακύνθου	30
2.7 Μηχανισμοί Γένεσης	32
<u>Βιβλιογραφία</u>	35
<u>Παράρτημα</u>	38

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

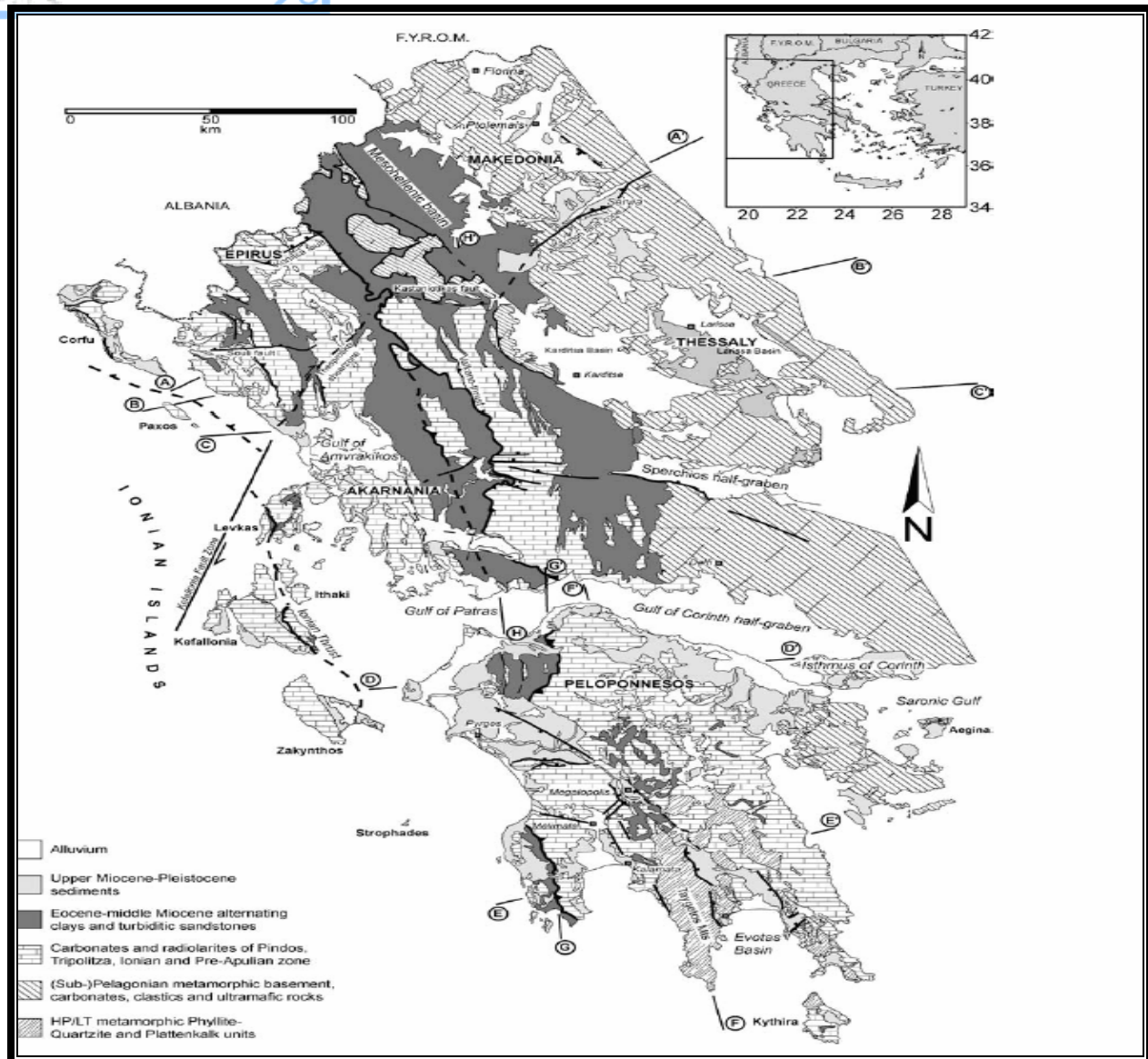
1.1 Γεωμορφολογικά-Γεωλογικά Στοιχεία / Παραμόρφωση δυτικά της Ελλάδας κατά την διάρκεια του Νεογενούς με δεξιόστροφη περιστροφή και πρόσκρουση με την Απουλία πλάκα

Η περιοχή στην οποία έλαβε χώρα η ακολουθία που εξετάζεται ανήκει στο χώρο των Ιονίων νήσων στο βορειοδυτικό άκρο του Ελληνικού τόξου, περιοχή με την μεγαλύτερη σεισμικότητα στον Ελληνικό χώρο. Με την εφαρμογή μεθόδων σεισμικής διασκόπησης που πραγματοποιήθηκαν το 1996 στην θαλάσσια περιοχή κατά μήκος μιας ευθείας γραμμής που ξεκινά δυτικά της Ζακύνθου και νοτιοδυτικά της Κεφαλονιάς και καταλήγει στον Κορινθιακό κόλπο σε διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, εξετάστηκαν η δομή, τα lithολογικά και τα ενεργά σεισμικά τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής αυτής του Ιονίου (Sachpazi et al., 1996).

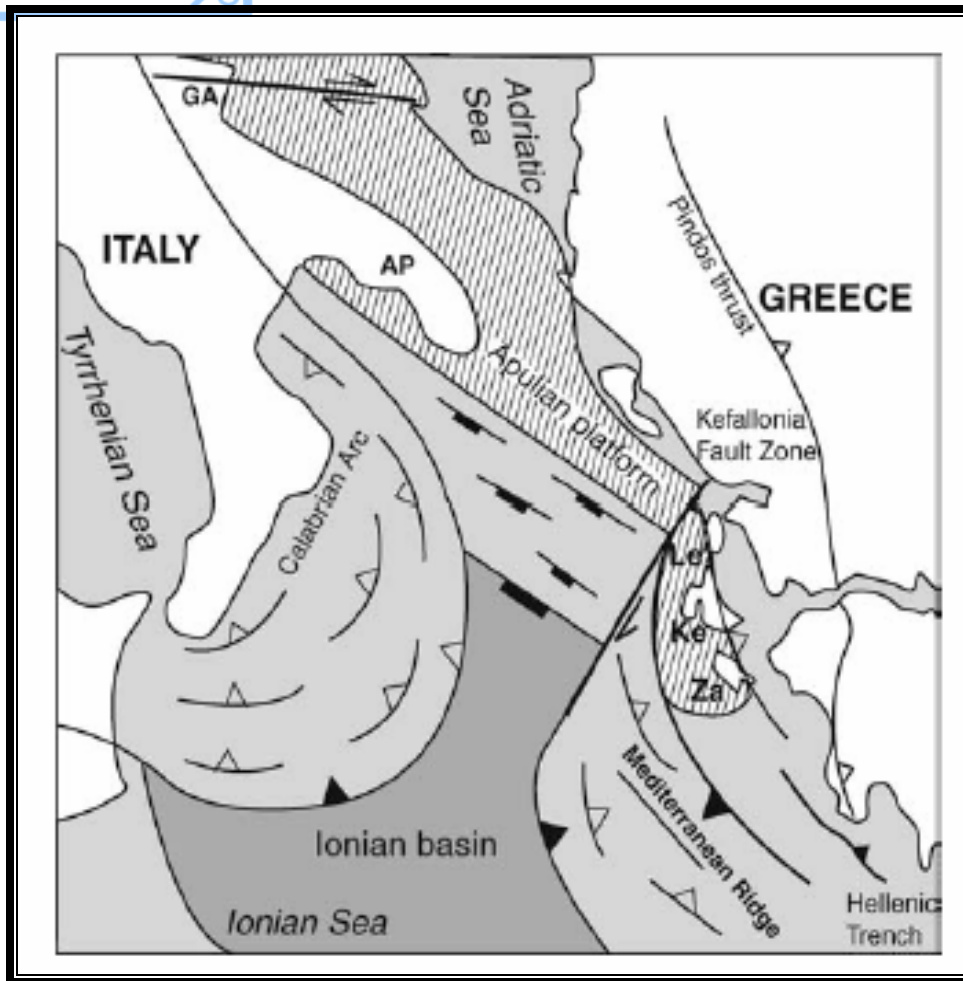
Η Ζάκυνθος γεωλογικά ανήκει στην ζώνη Παξών, από τα νησιά Παξούς του Ιονίου Πελάγους, ενώ η ονομασία Προαπουλία δόθηκε για να υποδηλώσει ότι η ζώνη αποτελεί το εσωτερικό (ανατολικό) τμήμα της Απουλίας πλατφόρμας που εκτείνεται προς την Ιταλία. Η συνεχής ανθρακική ιζηματογένεση, βασικά νηριτική και η απουσία του φλύσχη είναι τα γνωρίσματα της ζώνης, χαρακτηριστικά της Απουλίας πλατφόρμας.

Στα δυτικά της Ελλάδας (σχήμα 1.1), έλαβε χώρα μια προέκταση κατά το Μειόκαινο σε σχέση με το κεντρικό και νότιο Αιγαίο. Στην περιοχή επικρατούσαν συμπιεστικές δυνάμεις που είχαν ως αποτέλεσμα την παραμόρφωση και περιστροφή 50 μοίρες δεξιόστροφα μέχρι το Μ.

Μειόκαινο. Κατά το Νεογενές, βορειοδυτικά της Ελλάδας παρουσιάστηκε πρόσκρουση με την Απουλία πλάκα όπως φαίνεται στο σχήμα 1.2, οδηγώντας σε σύγκλιση. Στο σχήμα 1.2 παριστάνεται η βύθιση της Απουλίας πλάκας κάτω από την Αδριατική και από το Βόρειο τμήμα των Ιονίων νησιών και εκτείνεται μέχρι τη νοτιοανατολική Ιταλία κατά μήκος του τόξου της Καλαβρίας. Η μεγάλη άνοδος της στάθμης της θάλασσας που εξαπλώθηκε στο Νότιο Ατλαντικό ωκεανό σε σύγκριση με το Βόρειο Ατλαντικό λόγω της περιστροφής της Αφρικάνικης πλάκας είχε ως αποτέλεσμα μια αύξηση της βράχυνσης της λιθόσφαιρας από ανατολικά προς τα δυτικά, υπεύθυνα για τα μεγαλύτερα τεκτονικά γεγονότα στην Αλπική-Μεσογειακή περιοχή. Μια τεκτονική αναδόμηση έδειξε ότι για τα τελευταία 80 εκατομμύρια χρόνια, η Αφρικάνικη πλάκα κινείται βόρεια προς την Ευρασία οδηγώντας στο βαθμιαίο κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος καθώς η ωκεάνια λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου καταδύεται κάτω από την Ευρασία. Δύο από τις μεγαλύτερες ζώνες κατάδυσης, συνδέονται με την σύγκρουση της Αφρικάνικης και της Ευρασιατικής πλάκας, οι οποίες χαρακτηρίζουν την δυτική Μεσογειακή περιοχή, γνωστά ως το Ελληνικό τόξο και το τόξο της Καλαβρίας (σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1: Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας (τροποποιημένος από Bornovas και Rontogianni-Tsiabaou, 1983).

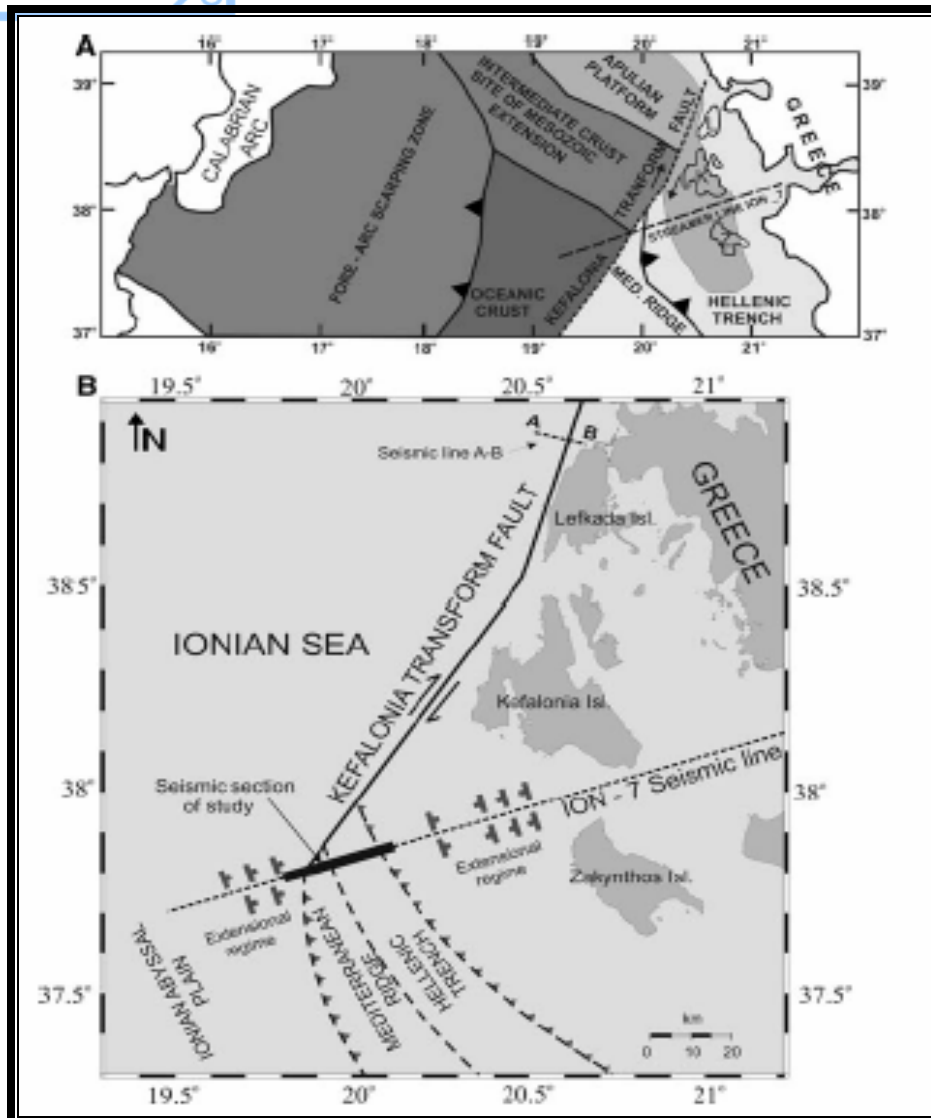


Σχήμα 1.2: Σχηματικός χάρτης στο κέντρο της περιοχής της Μεσογείου περιοχής, δείχνοντας την διαμόρφωση της Απουλίας πλάκας σε σχέση με το τόξο της Καλαβρίας και του Ελληνικού τόξου. *Ap*: Απουλία πλάκα, *Ga*: Gargano Peninsula, *Ke*: Κεφαλονιά, *Le*: Λευκάδα, *Za*: Ζάκυνθος (Le Pichon et al., 2002).

Το Ελληνικό τόξο, κατά μήκος της κατάδυσης της Ανατολικής Μεσογειακής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από τη πλάκα του Αιγαίου, αποτελεί το επικρατέστερο τεκτονικό χαρακτηριστικό της περιοχής του Αιγαίου, η οποία είναι μια από τις πιο ενεργείς σεισμικές περιοχές της ζώνης Αλπική-Ιμαλαία. Η σεισμικότητα είναι πολύ υψηλή κατά μήκος του τόξου, στην οποία δραστηριοποιούνται ανάστροφα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ του άξονα της μέγιστης συμπίεσης.

Ανάστροφα ρήγματα επίσης παρατηρήθηκαν κατά μήκος της ζώνης ηπειρωτικής σύγκλισης η οποία βρίσκεται κατά μήκος των νότιων ακτών της πρώην Γιουγκοσλαβίας και συνεχίζει νότια κατά μήκος των παραλίων της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας η οποία συνδέεται με την ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ των Εξωτερικών Ελληνίδων και της Αδριατικής μικροπλάκας.

Η διεύθυνση του άξονα μέγιστης συμπίεσης είναι σχεδόν κάθετη στην διεύθυνση της Αδριατικοϊόνιου γεωλογικής ζώνης. Στο σχήμα 1.3α παριστάνονται οι δύο μεγαλύτερες ζώνες βύθισης, συνδεδεμένες με τη σύγκρουση της Αφρικάνικης και Ευρασιατικής πλάκας, που είχαν ως αποτέλεσμα τη διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου και του τόξου της Καλαβρίας. Στη συνέχεια στο σχήμα 1.3β απεικονίζεται το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (KTZ-Kefalonia Transform Zone), το οποίο έχει αναγνωριστεί ως τη μεγαλύτερη ασυνέχεια μεταξύ της Απουλίας πλατφόρμας και του Δυτικού Ελληνικού τόξου.



Σχήμα 1.3: α) Χάρτης του Ιονίου βασισμένο στην διαμόρφωση της δομής του
β) Χάρτης της υπό-μελέτης περιοχής όπου η κύρια τεκτονική δομή απεικονίζεται (Kokinou et al., 2005).

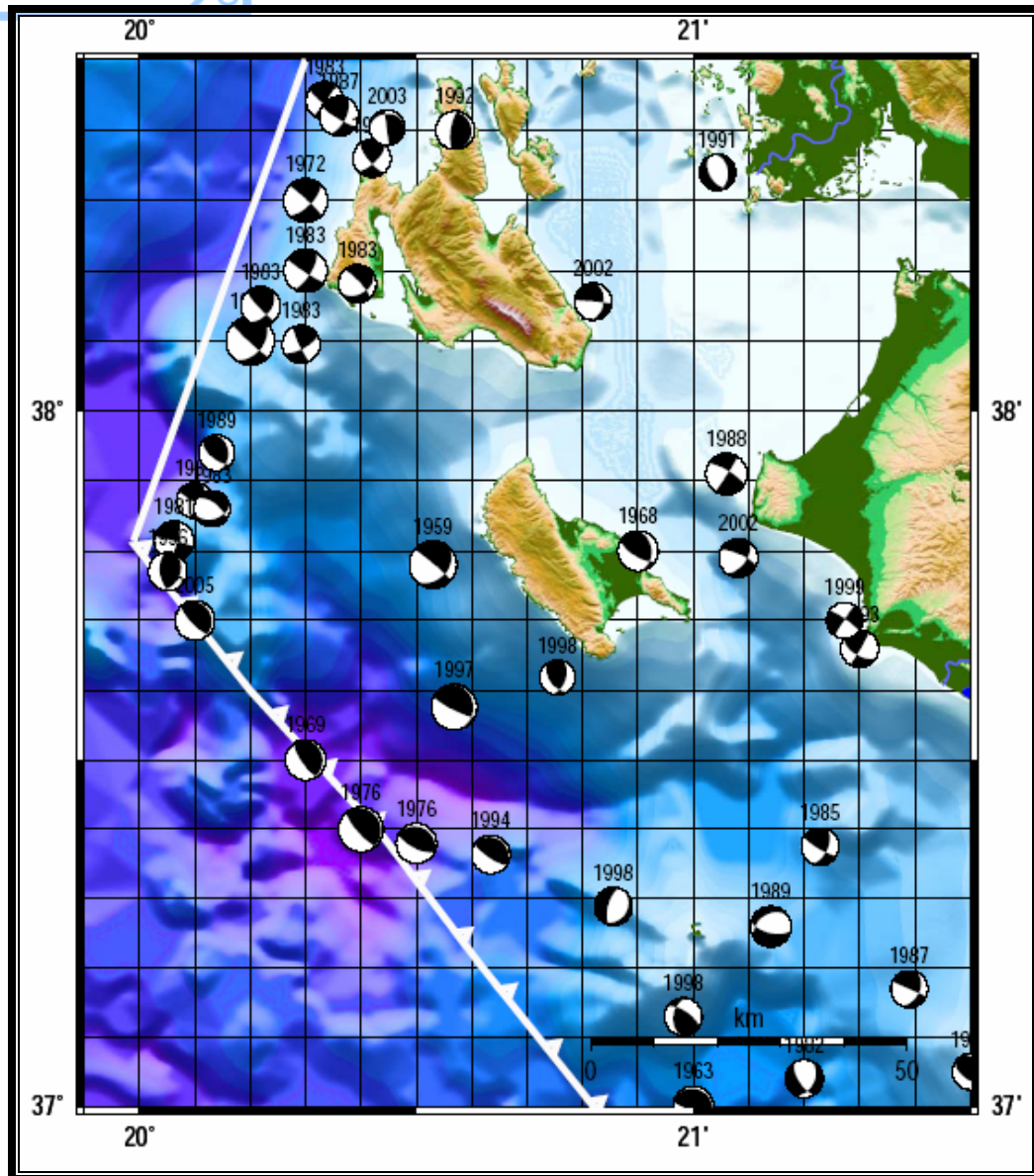
1.2 Σεισμοτεκτονικό Καθεστώς

Η μετάβαση από την μια κατάσταση στην άλλη τοποθετείται γεωγραφικά περίπου στο νησί της Ζακύνθου. Τα δύο συστήματα συνδέονται με το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς.

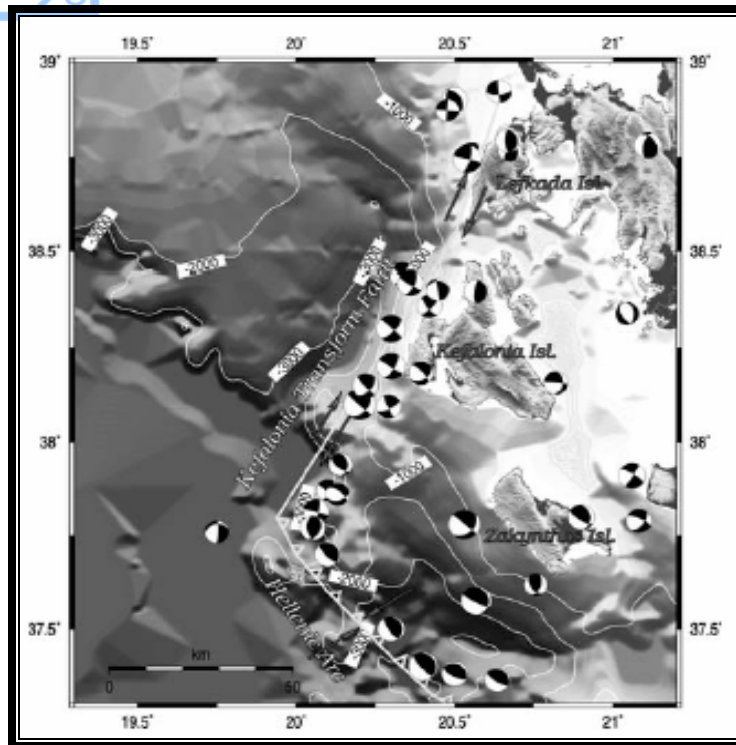
Η υπό μελέτη περιοχή ανήκει στη ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της ελληνικής τάφρου, δηλαδή κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού Τόξου (Ζάκυνθος-N. Πελοπόννησος-N. Κρήτη-N. Κάρπαθος-Αν. Ρόδου) όπως έχει καθοριστεί από έρευνα των Παπαζάχου και συνεργατών (2001). Τα ρήγματα της ζώνης αυτής είναι ανάστροφα, με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και κλίση προς τα ΒΑ, δηλαδή προς το ιζηματογενές μέρος του τόξου. Οφείλονται στο συμπιεστικό πεδίο που δημιουργείται λόγω σύγκλισης της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου με τη μικροπλάκα του Αιγαίου και την εφίπνευση της τελευταίας πάνω στην πρώτη κατά τη γρήγορη κίνηση της προς τη νοτιοδυτική κατεύθυνση. Ειδικότερα το πεδίο τάσεων στη Ζάκυνθο που αποτελεί τμήμα του τόξου του Αιγαίου είναι συμπιεστικό με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (σχήμα 1.4,1.5). Τα σχήματα 1.4 και 1.5 παρουσιάζουν αντίστοιχα, μηχανισμούς γένεσης σεισμών γύρω από την περιοχή της Ζακύνθου τις τελευταίες πέντε δεκαετίες καθώς και τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρότερων σεισμών που έγιναν στην κεντρική περιοχή των Ιονίων Νήσων τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, καθώς και το μέτωπο σύγκλισης κατά μήκος του ελληνικού τόξου.

Η υπό-μελέτη περιοχή αποτελεί τμήμα της ενεργού ζώνης της επιφανειακής σεισμικότητας στην περιοχή του Αιγαίου. Αποτελεί το βορειοδυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου.

Ανάστροφα ρήγματα επικρατούν στα δυτικά της Ζακύνθου ως αποτέλεσμα της κατάδυσης που λαμβάνει χώρα σε αυτή την περιοχή.

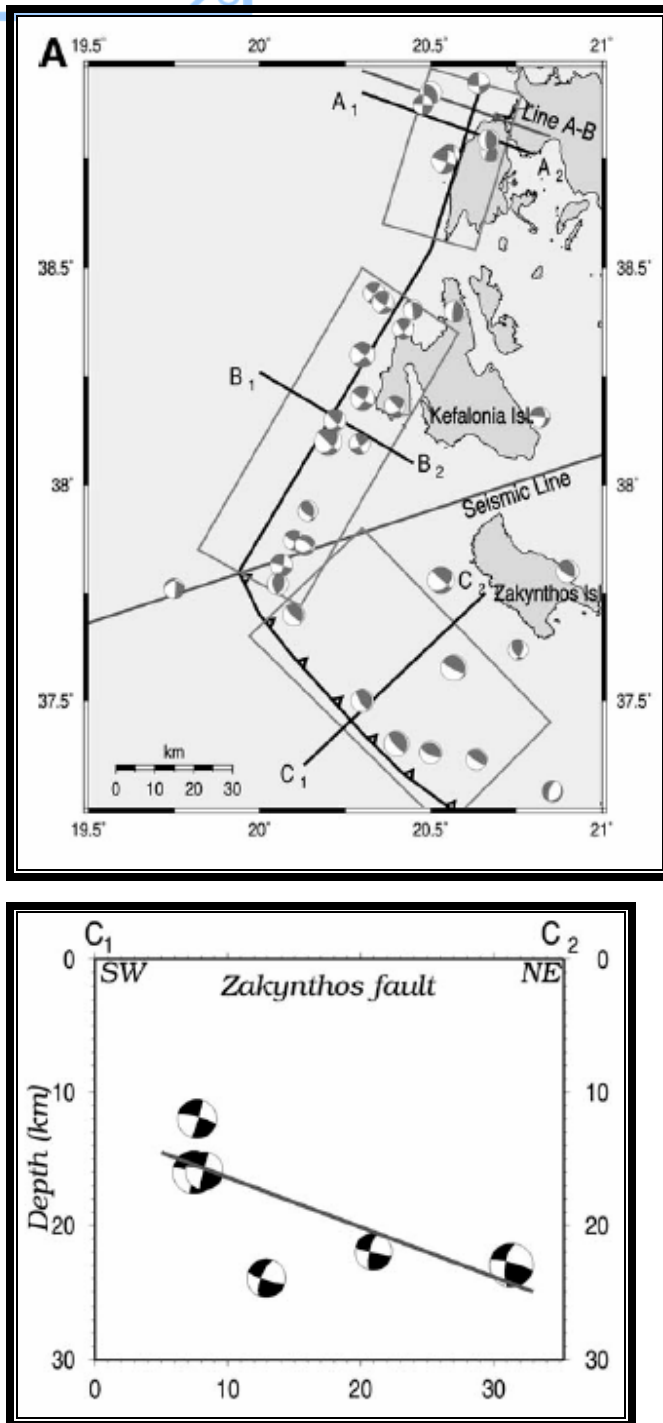


Σχήμα 1.4 : Διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης σεισμών οι οποίοι έγιναν στην περιοχή γύρω από τη Ζάκυνθο κατά τις τελευταίες πέντε δεκαετίες.



Σχήμα 1.5: Μηχανισμοί γένεσης των ισχυρότερων σεισμών που έγιναν στην περιοχή των κεντρικών Ιονίων Νήσων τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες. Φαίνονται επίσης κάπου στο σχήμα τα ρήγματα της Λευκάδας και Κεφαλονιάς καθώς και το μέτωπο σύγκλισης κατά μήκος του ελληνικού τόξου (Κοκκίνου *et al.*, 2005) .

Στη συνέχεια στο σχήμα 1.6α παρουσιάζονται τρεις κάθετες τομές κατά μήκος του ρήματος στις περιοχές της Λευκάδας (A_1A_2), Κεφαλονιάς (B_1B_2) και Ζακύνθου (C_1C_2) . Απεικονίζεται στο σχήμα 1.6β η κάθετη τομή κατά μήκος της περιοχής της Ζακύνθου με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ σε συνάρτηση με το βάθος. Συμπεραίνουμε σύμφωνα με την τομή του σχήματος 1.6β ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από ανάστροφα ρήγματα.



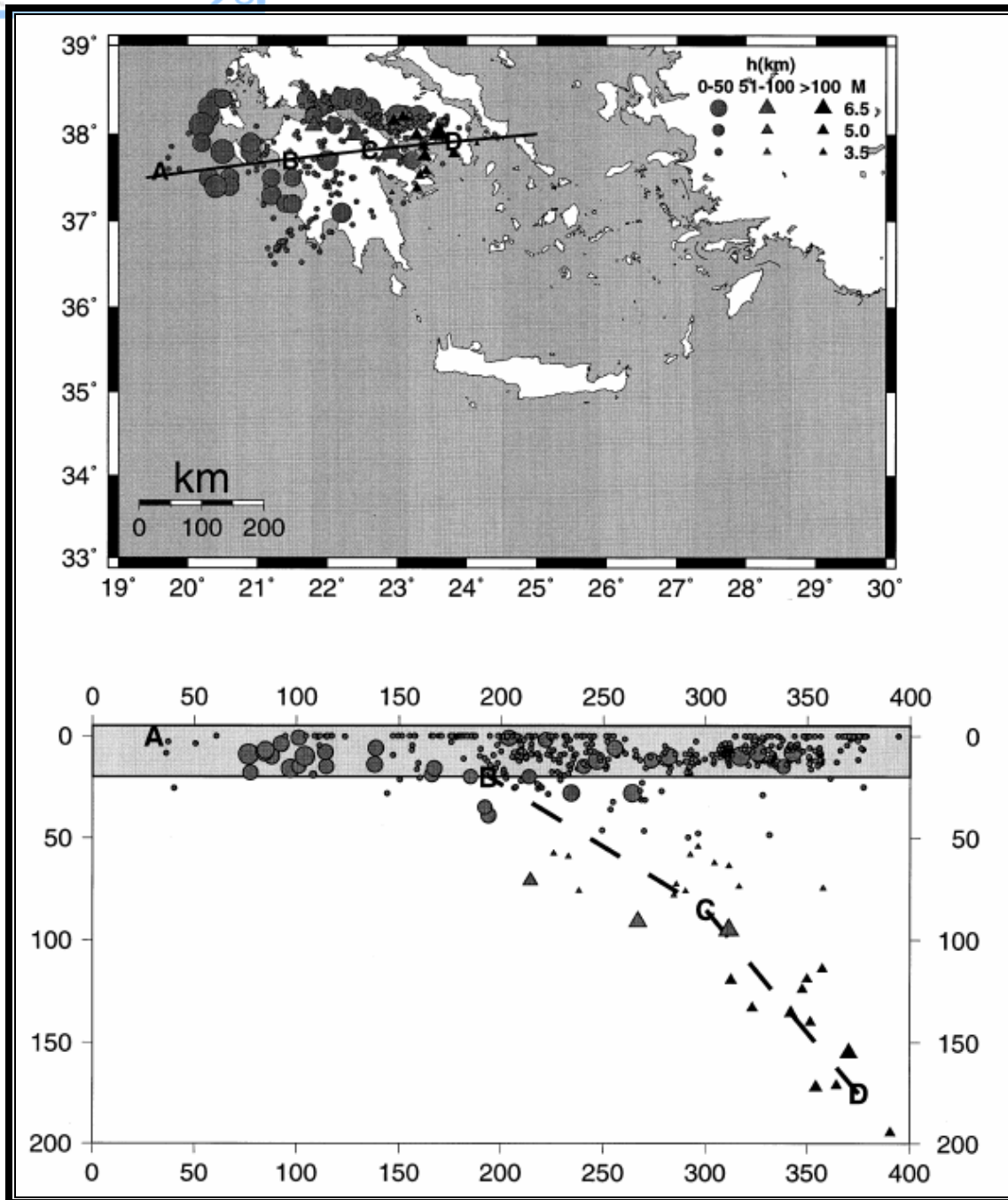
Σχήμα 1.6: α) Σεισμικές τομές κατά μήκος του ρήγματος στις περιοχές της Ζακύνθου, Κεφαλονίας και Λευκάδας. β) Αποτελέσματα της κάθετης τομής στην περιοχή της Ζακύνθου (Κοκκίνου *et al.*, 2005).

1.3 Κατανομή των εστιών των σεισμών

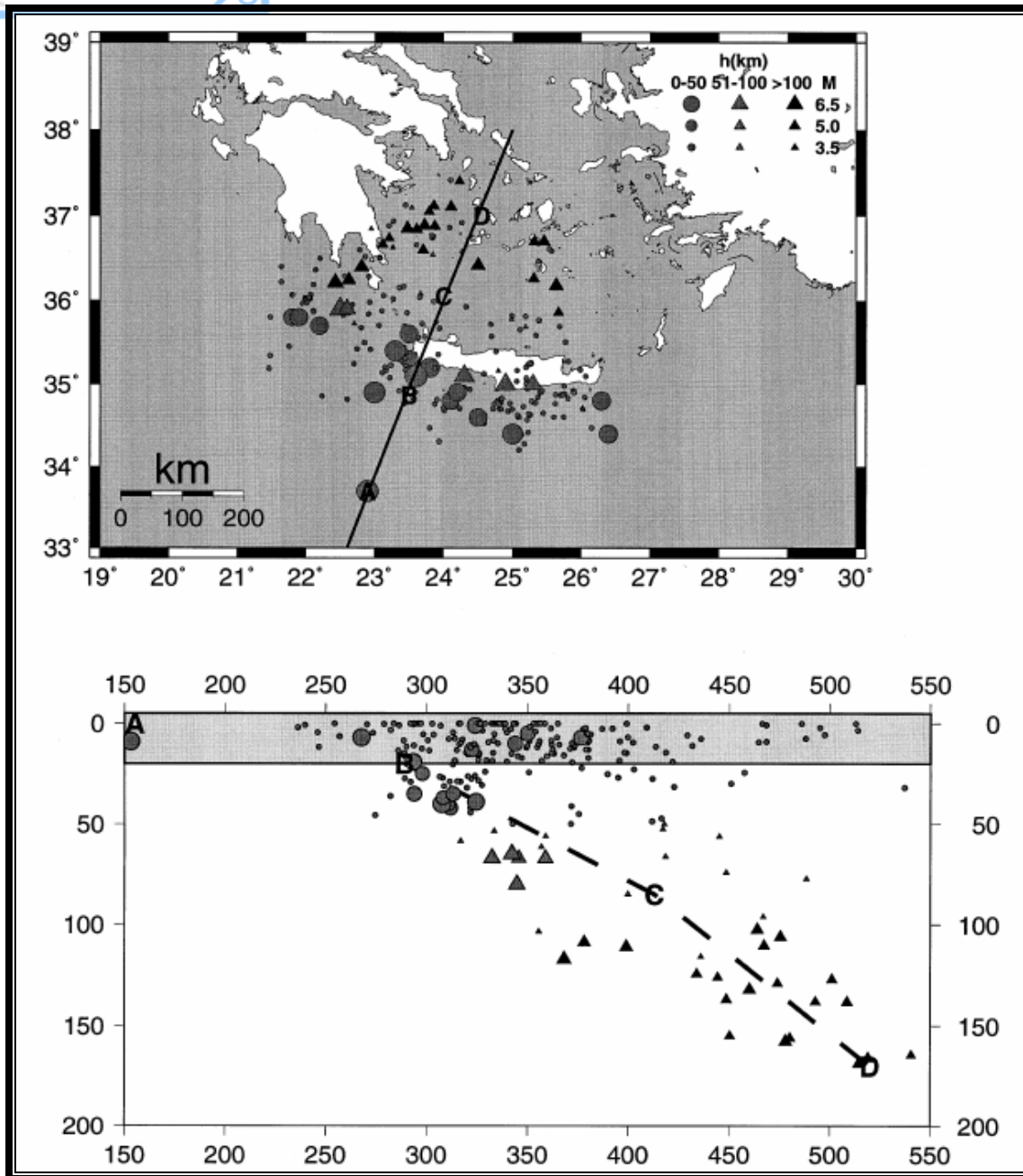
Τα σχήματα που θα ακολουθήσουν 1.7, 1.8, 1.9 παρουσιάζουν τα επίκεντρα των αβαθών και ενδιάμεσων σεισμών βάθους και των αντίστοιχων επικέντρων των κάθετων τομών κανονικά στο τόξο, δυτικά στο κέντρο και ανατολικά του Ελληνικού τόξου, αντίστοιχα. Οι κύκλοι δείχνουν αβαθείς σεισμούς ($h < 50\text{km}$), σκιασμένα και μαύρα τριγωνάκια δείχνουν ενδιάμεσου βάθους σεισμούς με εστιακά βάθη μεταξύ 50 και 100km και μεταξύ 100 και 180km, αντίστοιχα.

Σύμβολα διαφορετικού μεγέθους χρησιμοποιήθηκαν για να δηλώσουν σεισμούς διαφορετικού μεγέθους. Η οριζόντια γραμμή στο βάθος των 20km δείχνει τη χαμηλότερη ασυνέχεια αυτού του σεισμογενούς τμήματος, όπου έντονες γραμμές δείχνουν την βύθιση της ζώνης Wadati-Benioff.

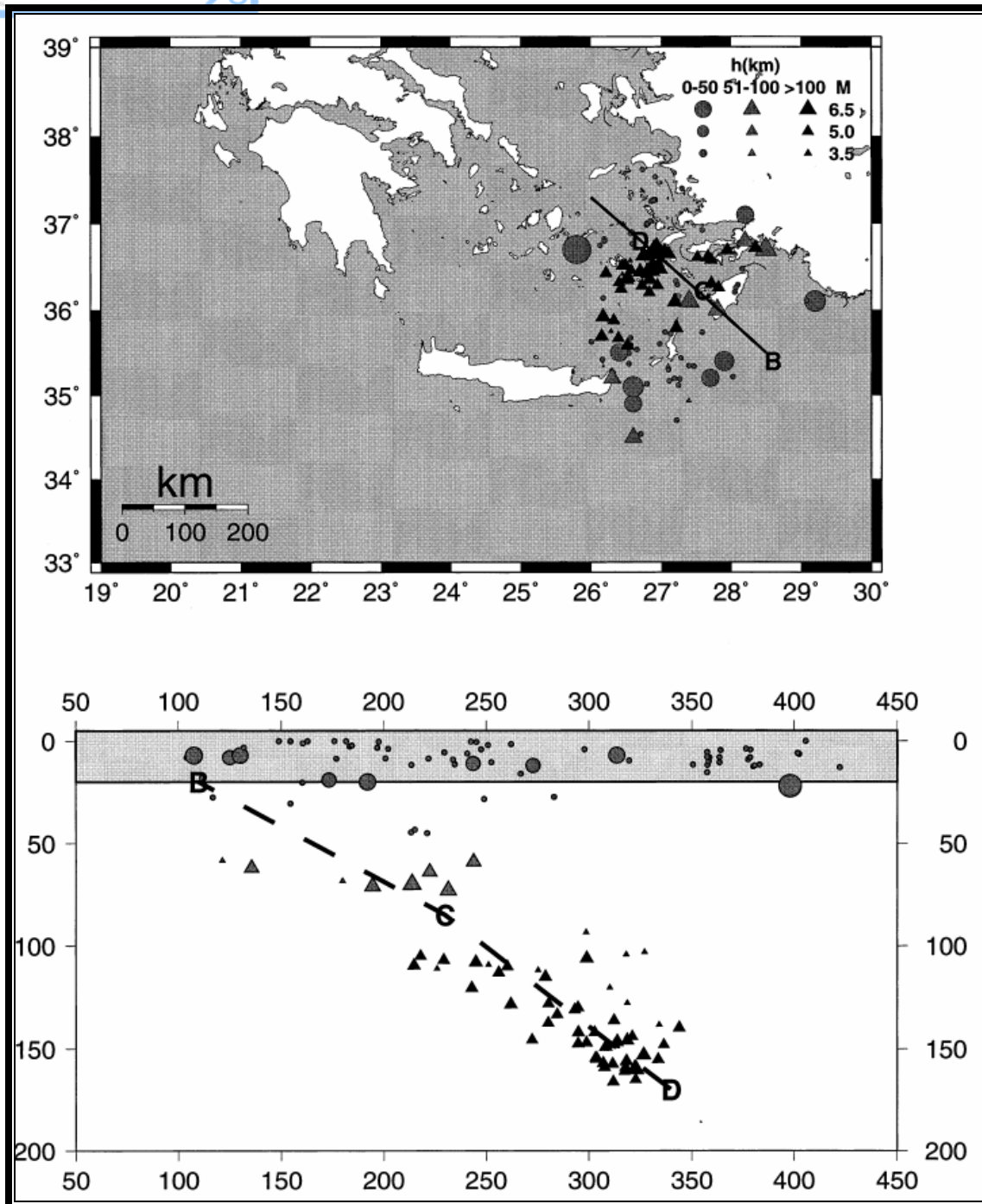
Το σχήμα 1.10 δείχνει ότι δυτικό τμήμα του τόξου το μέγεθος αυτού του σεισμογενούς τμήματος καλύπτει τα 20km του φλοιού στο πίσω μέρος του τόξου (Αιγαίο Πέλαγος) καθώς και στο εμπρόσθιο μέρος του τόξου (Ιόνιο Πέλαγος). Η ζώνη Wadati-Benioff ξεκινά να βυθίζεται στα δυτικά της Πελοποννήσου (σημείο Β στο σχήμα 1.7), όπου το σεισμογενές τμήμα γίνεται παχύτερο. Πάνω από το βάθος των 100km (σημείο C στο σχήμα 1.7), αυτή η ζώνη βυθίζεται με μικρή γωνία (30μοίρες) και στην συνέχεια γίνεται μεγαλύτερη (45μοίρες) στο μεγαλύτερο εστιακό βάθος (180 km). Στο μεγαλύτερο τμήμα μεταξύ Πελοποννήσου και Ιόνιων νησιών δεν εντοπίστηκαν ισχυροί σεισμοί με $h > 20\text{km}$ (τομή AB στο σχήμα 1.7)



Σχήμα 1.7: Επίκεντρα των σεισμών βάθους των σεισμών στο Δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου(άνω τμήμα) και τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της τομής ABCD (κάτω τμήμα) (Parazachos et al., 2000)



Σχήμα 1.8: Επίκεντρα των σεισμών βάθους των σεισμών στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου(άνω τμήμα) και τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της τομής ABCD(κάτω τμήμα) (Parazachos et al.,2000)

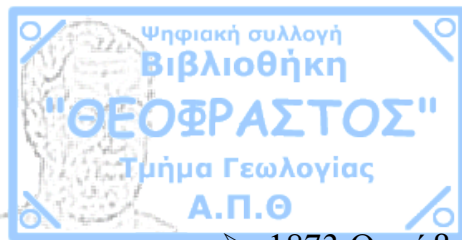


Σχήμα 1.9: Επίκεντρα των σεισμών βάθους των σεισμών στο ανατολικό τμήμα του Ελληνικού τόξου(άνω τμήμα) και τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της A CD(κάτω τμήμα) (Papazachos et al.,2000).

1.5 Ιστορικοί σεισμοί στην Ζάκυνθο

Η περιοχή της Ζακύνθου έχει μια πλούσια σεισμική ιστορία από την αρχαιότητα μέχρι σήμερα. Πρώτοι ο Θουκυδίδης, Αριστοτέλης και Στραβών περιγράφουν, αχρονολόγητα σεισμούς που έπληξαν τα νησιά του Ιονίου γενικότερα, ενώ στην συνέχεια στα μέσα του 6^{ου} αιώνα μ.Χ βυζαντινοί ιστορικοί αναφέρουν ότι μεγάλος σεισμός προσέλαβε την Ζάκυνθο. Θαλάσσιο σεισμικό κύμα κατέκλυσε την πρωτεύουσα του νησιού προξενώντας την κατάρρευση παραλιακών κτιρίων και τον θάνατο σε αρκετούς ανθρώπους. Παρακάτω παρατίθεται ένας κατάλογος με τους ιστορικούς σεισμούς που έπληξαν την περιοχή μέχρι σήμερα με χρονολογική σειρά, με στοιχεία που υιοθετήθηκαν από τους Παπαζάχου και Παπαζάχου (2002) και Σπυρόπουλου (1997).

- 1513 Απρίλιος 16, 37.6⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=6.5
- 1521 Αύγουστος 16, 37.6⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=6.3
- 1554 Ιούλιος 7, 37,2⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=6.3
- 1592 Μάιος, 37.7⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=6.6
- 1622 Μάιος 5, 37.7⁰ N, 20.6⁰ E h=n M=6.0
- 1633 Νοέμβριος 5, 37.7⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=7.0
- 1664, 37.8⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=6.6
- 1676 Απρίλιος 23, 37.7⁰ N, 20.7⁰ E h=n M=6.5
- 1707 Ιούλιος 22, 37.7⁰ N, 20.7⁰ E h=n M=6.2
- 1710 Μάιος 29 νύχτα, 37.7⁰ N, 20.7⁰ E h=n M=6.4
- 1729 Ιούλιος 9 02h, 37.8⁰ N, 20.7⁰ E h=n M=6.4
- 1742 Φεβρουάριος, 37.8⁰ N, 20.7⁰ E h=n M=6.4
- 1791 Νοέμβριος 2, 37.9⁰ N, 21.0⁰ E h=n M=6.8
- 1811 Ιούνιος 15, 37.6⁰ N, 20.7⁰ E h=n M=6.8
- 1840 Οκτώβριος 30, 09h 29m 37.8⁰ N, 20.8⁰ E h=n M=6.5



- 1873 Οκτώβριος 25, 37.9° N, 21.2° E h=n M=6.6
- 1893 Απρίλιος 17, 37.68° N, 20.81° E h=n M=6.5
- 1958 Αύγουστος 27, 15h 16m 34sec 37.4° N, 20.8° E h=n M=6.4
- 1959 Νοέμβριος 15, 17h 08m 43sec, 37.78° N, 20.53° E h=n M=6.8
- 1976 Μάιος 11, 16h 59m 45sec 37.5° N, 20.4° E h=n M=6.5

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 Βασικοί ορισμοί

Σεισμική Ακολουθία ονομάζεται το σύνολο των σεισμών που γίνονται σε ένα τόπο κατά την διάρκεια ενός χρονικού διαστήματος κατά το οποίο η συχνότητα των σεισμών στο τόπο αυτό είναι σημαντικά αυξημένη. Στις περιπτώσεις που ένας σεισμός διακρίνεται από τους άλλους σεισμούς της ακολουθίας γιατί το μέγεθος του είναι αρκετά μεγαλύτερο από κάθε άλλο σεισμό αυτής, τότε λέγεται **κύριος σεισμός**. Οι σεισμοί της ακολουθίας που προηγούνται ή ακολουθούν χρονικά τον κύριο σεισμό λέγονται **προσεισμοί** ή **μετασεισμοί** αντίστοιχα. Στις περιπτώσεις που δεν υπάρχει ένας σεισμός μιας σεισμικής ακολουθίας που να έχει σαφώς μεγαλύτερο μέγεθος από κάθε άλλο σεισμό αυτής, λέμε ότι η σεισμική ακολουθία αποτελεί **σμήνος σεισμών** και τα μέλη αυτής λέγονται **σμηνοσεισμοί**. Οι επιφανειακοί κύριοι σεισμοί ακολουθούνται σχεδόν πάντα από μετασεισμούς ενώ οι προσεισμοί σε αυτούς είναι σπανιότεροι. Το αντίθετο συνήθως συμβαίνει με τους σεισμούς βάθους, οι οποίοι σπάνια συνοδεύονται από μετασεισμούς. Οι προσεισμοί αρχίζουν λίγες ώρες ή λίγους μήνες πριν από τον κύριο σεισμό και το πλήθος και η συνολική διάρκεια τους δεν είναι ανεξάρτητα από τον κύριο σεισμό. Συνήθως η συχνότητά τους αυξάνει έντονα όσο πλησιάζει ο χρόνος γένεσης της κύριας δόνησης. Η διάρκεια και ο ολικός όγκος της μετασεισμικής ακολουθίας εξαρτάται από το μέγεθος του κύριου σεισμού και από τις φυσικές ιδιότητες του σεισμογόνου χώρου. Οι μετασεισμικές ακολουθίες διαρκούν αρκετούς μήνες ή χρόνια και τα μέλη τους είναι περισσότερα από τις προσεισμικές. Η διαφορά μεταξύ του μεγέθους M του κύριου σεισμού και του μεγαλύτερου μετασεισμού M_1 είναι κατά μέσο όρο

ίση με 1.2 (Παπαζάχος 1997), (Σχέση 2.1)

$$M-M_1=1.2(2.1)$$

Η συχνότητα, n , των μετασεισμών, δηλαδή ο αριθμός των μετασεισμών στην μονάδα του χρόνου ελαττώνεται με τον χρόνο, t , που μετريέται από την στιγμή της γένεσης του κύριου σεισμού σύμφωνα με την σχέση 2.2:

$$n=n_1 \cdot t^{-p} \quad (2.2)$$

όπου n_1 η συχνότητα των μετασεισμών μια χρονική μονάδα μετά τον κύριο σεισμό και p παράμετρος που εξαρτάται από τις ιδιότητες του μέσου (π.χ το ιζώδες) στον εστιακό χώρο. Η τιμή της p είναι συνήθως μεταξύ 0.7 και 2.0.

Η συχνότητα των προσεισμών σε ορισμένες τουλάχιστον περιπτώσεις, αυξάνεται με τον χρόνο σύμφωνα με την στατική σχέση 2.3:

$$n=n_1 (\tau-t)^{-h} \quad (2.3)$$

όπου t είναι ο χρόνος που μετريέται από την αρχή της προσεισμικής ακολουθίας και n_1 , τ , h παράμετροι.

Ένας σεισμός προκαλείται όταν διαταραχθεί το πεδίο των τάσεων και ξεπεραστεί το όριο αντοχής του σώματος, σε ένα σημείο μέσα στην μάζα του. Το σημείο στο οποίο συμβαίνει η αρχική διάρρηξη ονομάζεται **εστία**, ενώ η κατακόρυφη προβολή του πάνω στην επιφάνεια της Γης ονομάζεται **επίκεντρο**. Οι εστίες τόσο των προσεισμών όσο και των μετασεισμών

βρίσκονται πάνω ή κοντά στο ενεργό μέρος του σεισμικού ρήγματος. Συνήθως ο κύριος σεισμός λαμβάνει χώρα στο ένα άκρο του σεισμικού ρήγματος και οι περισσότεροι μετασεισμοί κοντά στα δύο άκρα του. Οι διαστάσεις του **μετασεισμικού χώρου**, του χώρου όπου βρίσκονται οι σεισμικές εστίες των μετασεισμών ενός κύριου σεισμού εξαρτώνται από το μέγεθος του τελευταίου.

2.1.1 Φυσικές Ερμηνείες για την Γένεση των Σεισμών

Υπάρχουν τρεις βασικές απόψεις για τον τρόπο γένεσης των σεισμικών ακολουθιών. Σύμφωνα με την πρώτη άποψη η οποία διατυπώθηκε από τον Benioff (1950), οι μετασεισμοί οφείλονται σε ερπυσμό του υλικού στο σεισμογόνο χώρο μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Όταν σε ορισμένη ποσότητα υλικού εφαρμοσθεί τάση, η μεταβολή της ανηγμένης παραμόρφωσης του υλικού σε συνάρτηση με το χρόνο εξαρτάται από τις ιδιότητες του υλικού. Μετά τη γένεση του κύριου σεισμού η τάση μηδενίζεται, ενώ η παραμόρφωση ελαττώνεται σύμφωνα με την καμπύλη ελαστικού ερπυσμού και αντιστοιχεί στο χρόνο γένεσης των μετασεισμών.

Σύμφωνα με την δεύτερη άποψη του Mogi (1962), προσεισμοί συμβαίνουν σε ανώμαλα σημεία ανομοιογενούς μέσου, όπου πραγματοποιούνται τοπικές αυξήσεις τάσεων και η διάρρηξη γίνεται υπό την επίδραση τάσης, που είναι μικρότερη της μέσης (κανονικής) αντοχής του πετρώματος. Ο κύριος σεισμός γίνεται, όταν η ασκούμενη τάση αποκτήσει τιμή ίση με τη μέση αντοχή του πετρώματος. Κατά τον κύριο σεισμό δεν εκλύεται όλη η ενέργεια, που οφείλεται στην παραμόρφωση του πετρώματος, αλλά μέρος αυτής. Η υπόλοιπη ενέργεια είναι συσσωρευμένη σε ασθενή σημεία του πετρώματος που δημιουργήθηκαν κατά τον κύριο σεισμό και εκλύεται με τη μορφή μετασεισμών. Όταν το υλικό του

σεισμικού χώρου είναι ομογενές, δεν συμβαίνουν προσεισμοί αλλά μόνο μετασεισμοί, ενώ όταν το υλικό είναι ανομοιογενές συμβαίνουν και προσεισμοί. Όταν το υλικό παρουσιάζει μεγάλη ανομοιογένεια συμβαίνουν σμηνοσεισμοί.

Σύμφωνα με την τρίτη άποψη, η οποία διατυπώθηκε τελευταία, η ανομοιογενής κατανομή των τάσεων στο σεισμογόνο ρήγμα είναι η βασική αιτία γένεσης των προσεισμών κα μετασεισμών.

Δύο από τα επικρατέστερα μοντέλα είναι το μοντέλο εμποδίου και το μοντέλο φραγμάτων. Σύμφωνα με το μοντέλο εμποδίου (asperity model) το οποίο πρότειναν οι Karamori και Stewart (1978), πριν τη γένεση του κύριου σεισμού υπάρχει ανομοιογενής κατανομή των τάσεων στο επίπεδο του ρήγματος γιατί οι τάσεις είναι συγκεντρωμένες αποκλειστικά σχεδόν στα εμπόδια και έτσι δημιουργούνται οι προσεισμοί. Η συγκέντρωση των τάσεων στα εμπόδια αποδίδεται στον συνεχή ερπυσμό που πραγματοποιείται στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος, όπου η ολίσθηση είναι εύκολη. Όταν οι τάσεις αυξάνουν στις θέσεις των εμποδίων και πλησιάζουν την αντοχή των εμποδίων αυτών, τόσο πλησιάζει ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού. Κατά τη γένεση του, ολισθαίνουν στην αρχή τα εμπόδια και μετά τα υπόλοιπα μέρη. Άρα στην αρχή η πτώση τάσης είναι μεγάλη και στην συνέχεια μικρή. Με βάση το μοντέλο αυτό προκαλείται εξομάλυνση των τάσεων στο σεισμογόνο χώρο. Οι σεισμοί τύπου εμποδίου είναι συνήθως **οριοπλακικοί**, δηλαδή έχουν την εστία τους στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών.

Το μοντέλο του φράγματος (barrier model) προτάθηκε από τον Aki (1979). Σύμφωνα με αυτό η κατανομή των τάσεων πάνω στο ρήγμα είναι ομοιόμορφη πριν την γένεση του σεισμού. Καθώς η τάση αυξάνεται και πλησιάζει την αντοχή του ρήγματος τόσο πλησιάζει η γένεση του κύριου

σεισμού. Κατά την γένεση του σεισμού αυτού, πραγματοποιείται αρχικά ολίσθηση σε όλη την επιφάνεια του ρήγματος η οποία όμως αφήνει ανεπηρέαστα τα ισχυρότερα από τα φράγματα. Στην αρχή η πτώση τάσης είναι μικρή και στην συνέχεια αυξάνει λόγω της θραύσης των φραγμάτων. Στην συνέχεια, ακολουθεί σκλήρυνση των τάσεων, δηλαδή, αύξηση των τάσεων στις περιοχές όπου τα ασθενέστερα φράγματα μένουν άθραυστα. Οι σεισμοί τύπου φράγματος συνοδεύονται από έντονη μετασεισμική δράση η οποία διαρκεί μεγάλο χρονικό διάστημα και είναι συνήθως **ενδοπλακικοί**, δηλαδή έχουν την εστία τους στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών.

2.2 Μελέτη των σεισμικών ακολουθιών

Η μελέτη των σεισμικών ακολουθιών είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για την πρόοδο της επιστήμης της Σεισμολογίας και της Γεωλογίας. Διάφοροι παράμετροι όπως το μήκος ρήγματος, ο τρόπος με τον οποίο γίνεται η διάρρηξη στην εστία και οι διαστάσεις του σειсмоγόνου χώρου προσδιορίζονται με την μελέτη της χωρικής κατανομής μιας ακολουθίας. Επίσης μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για τα ενεργά νεοτεκτονικά ρήγματα πολλά από τα οποία δεν έχουν επιφανειακό ίχνος. Μπορούν να αντληθούν πληροφορίες που αφορούν την διεύθυνση κλίσης, καθώς και το μήκος του ρήγματος ή του κλάδου που ενεργοποιήθηκε, συμβάλλοντας έτσι στην ανίχνευση των τεκτονικών συνθηκών που υπάρχουν στον εξεταζόμενο χώρο. Επίσης η μελέτη της χρονικής κατανομής των μελών της σεισμικής ακολουθίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί με απώτερο στόχο την μακροπρόθεσμη πρόγνωση των σεισμών με τον υπολογισμό του αναμενόμενου μεγέθους από έναν συγκεκριμένο σειсмоγόνο χώρο, την αναμενόμενη μετανάστευση της σεισμικής δράσης και στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε μια κατοικημένη περιοχή.

Σεισμικές ακολουθίες συναντάμε σε όλη την Ελλάδα, εδώ όμως θα επικεντρωθούμε στην Δυτική Ελλάδα, στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους, συγκεκριμένα στην Ζάκυνθο. Θα μελετήσουμε τη σεισμική έξαρση της Ζακύνθου το 2006. Αυτό που μας έκανε εντύπωση για αυτή την περιοχή είναι η ιδιαιτερότητα που παρουσιάζει η σεισμική δραστηριότητα.

Συγκεκριμένα τον Απρίλιο του 2006 έλαβαν χώρα στη περιοχή επανειλημμένα σεισμοί με $M \geq 5.0$. Πρόκειται για μια σεισμική ακολουθία με πολλαπλούς ισχυρούς σεισμούς. Στις 3 Απριλίου 2006 έλαβε χώρα ο πρώτος σεισμός με μέγεθος $M=5.3$, στις 00:49. Την ίδια μέρα έλαβαν χώρα ακόμη τέσσερις σεισμοί με μέγεθος $M=4.0$. Την επόμενη μέρα στις 4 Απριλίου έλαβε χώρα σεισμός μεγαλύτερου μεγέθους, στις 22:5 με μέγεθος $M=5.7$. Από τις 4 Απριλίου μέχρι τις 11 Απριλίου που σημειώθηκε στις 00:02 σεισμός με μέγεθος $M=5.7$, είχαμε σεισμούς με $4.0 \leq M \leq 4.7$. Την ίδια μέρα 17 ώρες αργότερα συγκεκριμένα στις 17:29, κατά την σεισμική ακολουθία σημειώθηκε, ο σεισμός με το μεγαλύτερο μέγεθος με $M=5.9$. Επίσης της ίδιας έντασης σεισμός έλαβε χώρα στις 12 Απριλίου στις 16:52. Τέσσερα λεπτά αργότερα σημειώθηκε ακόμη ένας σεισμός με μέγεθος $M=5.2$. Η σεισμική ακολουθία συνεχίστηκε με σεισμούς με μεγέθη $4.0 \leq M \leq 4.8$ μέχρι τις 15 Απριλίου όπου στις 21:15 σημειώθηκε ένας σεισμός μεγέθους $M=5.3$. Ακολούθως στις 17 και 18 Απριλίου σημειώθηκαν αντίστοιχα, στις 8:54 σεισμός με μέγεθος $M=5.2$ και στις 3:54 σεισμός με μέγεθος $M=5.0$. Μετά τον τελευταίο σεισμό μια μέρα αργότερα στις 19 Απριλίου σημειώθηκε ο τελευταίος σεισμός της σεισμικής ακολουθίας με $M \geq 5.0$ και συγκεκριμένα στις 15:16 με $M=5.2$. Η σεισμική ακολουθία συνεχίστηκε με σεισμούς με $4.0 \leq M \leq 4.7$. Πρόκειται για μια σεισμική ακολουθία όπου έλαβαν χώρα δέκα σεισμοί με $M \geq 5.0$, σε μικρό χρονικό διάστημα μεταξύ τους.

Μελετώνται επίσης η χωρική και κατά μέγεθος κατανομή των επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας, οι εστιακοί παράμετροι καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης.

2.3 Δεδομένα Παρατήρησης

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων της ακολουθίας είναι οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, όπως αυτοί καταγράφηκαν από σταθμούς που βρίσκονται στην επικεντρική περιοχή, από όλη την Ελλάδα και γειτονικές χώρες για μερικούς από αυτούς, κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου, από 1 Γενάρη έως 31 Δεκεμβρίου του 2006. Τα δεδομένα αυτά λήφθηκαν από το διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC) και περιλαμβάνουν τους σεισμούς που έγιναν στην περιοχή που ορίζεται από τις συντεταγμένες γεωγραφικό πλάτος: 36.5° - 39° και γεωγραφικό μήκος: 20° - 22.5° .

Οι σεισμοί της ακολουθίας καταγράφηκαν από το δίκτυο σταθμών του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και από το δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου της Αθήνας. Η αζιμουθιακή κάλυψη του χώρου δεν είναι ικανοποιητική καθώς απουσιάζουν σταθμοί στην περιοχή του θαλάσσιου χώρου νότια της Ζακύνθου και από δυτικά οι σταθμοί βρίσκονται αρκετά μακριά στην Ιταλία. Παρόλα αυτά χρησιμοποιήθηκαν 1009 σεισμοί για το έτος 2006 ώστε να μελετήσουμε την σεισμική ακολουθία που παρατηρήθηκε. Ο κατάλογος των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν δίνεται στον πίνακα 1.1 του Παραρτήματος.

Τα μεγέθη των σεισμών της ακολουθίας όπως αυτά παρατίθενται στον κατάλογο, λήφθηκαν από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου της Αθήνας. Τα μεγέθη του καταλόγου της

Αθήνας δίνονται στην κλίμακα του τοπικού μεγέθους M_L και έχουν αναχθεί στην κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής M_w στους τελικούς καταλόγους.

2.4 Μοντέλο της Δομής του φλοιού της Γης

Αρχικά, η έννοια δομή του φλοιού της Γης αναφέρεται στην κατανομή ορισμένων φυσικών μεγεθών, τα οποία χαρακτηρίζουν τις φυσικές ιδιότητες του υλικού από το οποίο αποτελείται η Γη. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον στη Γεωφυσική παρουσιάζει η κατακόρυφη μεταβολή των φυσικών αυτών σταθερών. Τέτοιες φυσικές σταθερές αποτελούν η πυκνότητα και οι ελαστικές σταθερές που καθορίζουν την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης. Είναι δυνατόν με χρήση των χρόνων διαδρομής των επιμήκων κυμάτων κατά τη γένεση ενός μεγάλου σεισμού ή μιας τεχνητής έκρηξης και με κατάλληλη μαθηματική επεξεργασία να προσδιοριστούν οι τιμές των ταχυτήτων διάδοσης των επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων χώρου σε συνάρτηση με το βάθος. Ο προσδιορισμός της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων μέχρι το βάθος εκείνο όπου διαδίδονται αυτά, αποτελεί ένα μοντέλο δομής του φλοιού.

Κατά τον προσδιορισμό των παραμέτρων των σεισμών μιας ακολουθίας και προκειμένου τα εξαγόμενα αποτελέσματα να είναι ακριβή είναι απαραίτητη η γνώση του μοντέλου δομής του φλοιού στο σειсмоγόνο χώρο. Το μοντέλο αυτό εισάγεται ως δεδομένο στο πρόγραμμα Hypo71 (revised). Το πρόγραμμα αυτό υπολογίζει τις εστιακές συντεταγμένες των σεισμών μετά από ένα αριθμό διαδοχικών προσεγγίσεων με την χρησιμοποίηση των χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων από διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς. Στην παρούσα εργασία έγινε προσπάθεια προσδιορισμού ενός τοπικού μοντέλου για την περιοχή μελέτης ώστε να γίνει ακριβέστερος προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων. Υπάρχουν πολλά μοντέλα δομής

και πολλές έρευνες για αυτή την περιοχή αλλά αξίζει να σημειωθεί ότι έγινε προσπάθεια στο να προσδιοριστεί ένα καλύτερο μοντέλο.

Στην προσπάθεια μας αυτή θεωρήσαμε κάποια κριτήρια για τον καθορισμό του μοντέλου. Τα κριτήρια αυτά είναι το εστιακό βάθος 25km, 1s τα σφάλματα των p και s κυμάτων, το πρόγραμμα να χρησιμοποιεί απόσταση μέχρι 100km για τους σταθμούς, 20 σταθμούς ο ελάχιστος αριθμός των σταθμών, 30 φάσεις ο ελάχιστος των φάσεων, ο κοντινότερος σταθμός σε απόσταση $< 70\text{km}$, minwr 20, 15 σεισμοί με βάση αυτά τα δεδομένα. Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα αυτά, τρέξαμε το πρόγραμμα και χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα TTC ('travel times curves'), κάναμε τις καμπύλες χρόνων διαδρομής. Αυτή την διαδικασία την επαναλαμβάνουμε αρκετές φορές μέχρις ότου να καταλήξουμε σε ένα καλύτερο μοντέλο ταχυτήτων. Επίσης χρησιμοποιήσαμε το thickness program όπου προσδιορίζαμε τα πάχη για κάθε στρώμα (V_0, V_1, V_2, V_3). Τρέχοντας το πρόγραμμα προσδιορίζαμε κάθε φορά την ταχύτητα όμως λόγω του ότι κάθε φορά είχαμε μικρά βάθη προσδιορίσαμε κατά τμήματα. Δηλαδή προσδιορίσαμε 3 διαφορετικές ταχύτητες από 120-175 σεισμούς, από 200-500 και 200-848 που μας έδωσε αντίστοιχα $u_1=6,86\text{m/s}$, $u_2=8,22\text{m/s}$ και $u_3=8,134\text{m/s}$.

Καταλήξαμε σε ένα τελικό μοντέλο όπου θεωρήσαμε ότι μπορεί να είναι το καλύτερο. Τα βάθη των στρωμάτων και οι αντίστοιχες ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων στα στρώματα και τον ημιχώρο που ικανοποιούν το μοντέλο δίνονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1. Μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων για την υπό-μελέτη περιοχή

TAXYTHTA (km/sec)	ΒΑΘΟΣ (km)
5.47	0.0
5.5	2.0
6.0	5.0
6.2	10.0
6.48	15.0
6.70	20.0
6.75	30.0
8.0	40.0

Σύμφωνα με το παραπάνω μοντέλο τα σεισμικά κύματα που φτάνουν πρώτα στους σεισμολογικούς σταθμούς είναι κυρίως τα κύματα P_g ή P_n , ενώ τα P_b επιμήκη σπάνια φτάνουν πρώτα. Σε σταθμούς των οποίων οι επικεντρικές αποστάσεις είναι $\Delta > 200\text{km}$ οι χρόνοι άφιξης αντιστοιχούν σε P_n κύματα.

Διαφορές που υπάρχουν στη δομή μιας περιοχής σε σχέση με το θεωρητικό μοντέλο που γίνεται γενικά αποδεκτό για αυτήν λαμβάνονται υπόψη με την χρήση των χρονικών υπολοίπων. Ως χρονικό υπόλοιπο R , ονομάζεται η διαφορά του θεωρητικού χρόνου διαδρομής t_c από τον πραγματικό χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων t_0 , δηλαδή (σχέση 2.4):

$$R = t_0 - t_c \quad (2.4)$$

Όταν τα υπολογιζόμενα υπόλοιπα προκύπτουν από τους χρόνους διαδρομής σεισμικών κυμάτων τα οποία έχουν υπολογιστεί με μεγάλη ακρίβεια, όπως τεχνητές εκρήξεις, ονομάζονται απόλυτα και έχουν μεγάλη ακρίβεια, ενώ όταν προκύπτουν από το μοντέλο της δομής που χρησιμοποιείται ονομάζονται σχετικά χρονικά υπόλοιπα. Οι τιμές των χρονικών διορθώσεων εξαρτώνται από το μοντέλο που χρησιμοποιείται για να περιγράψει την δομή του φλοιού της Γης καθώς επίσης και από την επικεντρική απόσταση και το αζιμούθιο. Για το λόγο αυτό μπορούν να υπολογιστούν τα χρονικά υπόλοιπα μόνο για μικρές περιοχές που οι επικεντρικές αποστάσεις μεταξύ των διαφόρων σεισμών και κάθε σεισμολογικού σταθμού δεν μεταβάλλονται σημαντικά. Οι αρνητικές τιμές που αυτά παρουσιάζουν δείχνουν ότι οι χρόνοι διαδρομής είναι μικρότεροι από τις αναμενόμενες θεωρητικές τιμές δηλαδή από τις τιμές αυτές που υπολογίζεται το μοντέλο και οφείλεται στην διαφοροποίηση της δομής κάτω από την θέση του σεισμού.

2.5 Προσδιορισμός Εστιακών Παραμέτρων

Στο χάρτη του σχήματος 2.1 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας της Ζακύνθου όπως προσδιορίστηκαν στα πλαίσια εκπόνησης της παρούσας διατριβής. Από την μελέτη της χωρικής κατανομής εύκολα μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι τα σεισμικά επίκεντρα ακολουθούν μια BBA-NNΔ διεύθυνση, που είναι σχεδόν κάθετη με την κυρίαρχη διεύθυνση των ρηγμάτων της περιοχής και με την μορφολογία του πυθμένα.

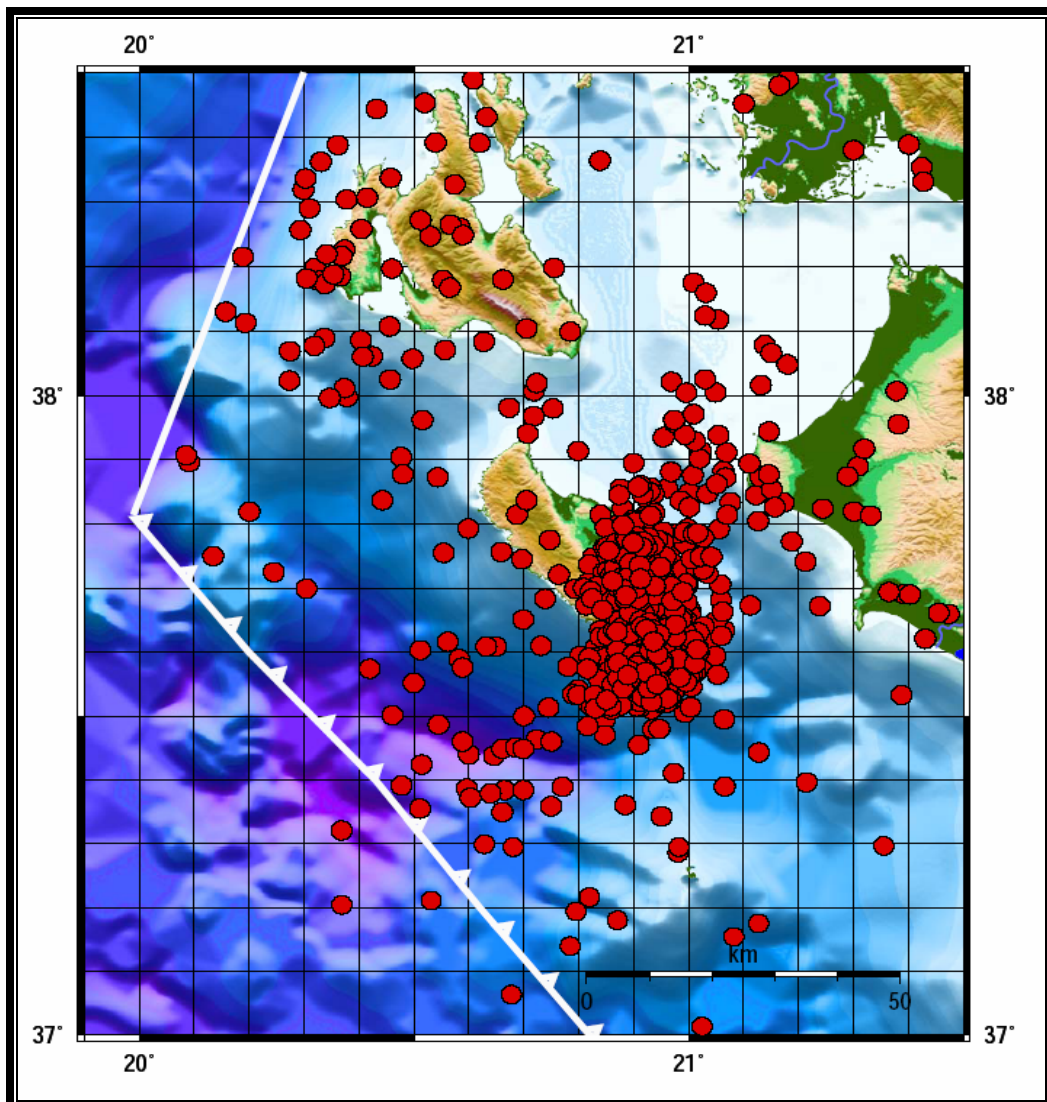
Κατά την διάρκεια του Απρίλη 2006, στην περιοχή έγιναν σε διάστημα 15 ημερών 10 σεισμοί με μέγεθος $5.3 < M_s < 5.9$, που προκάλεσαν μεγάλη αναστάτωση στους κατοίκους. Προσδιορίστηκαν οι εστιακές συντεταγμένες 1009 σεισμών με μέγεθος $3.0 < M_s < 5.9$ καθ' όλη την διάρκεια του 2006, τους οποίους χαρτογραφήσαμε στο σχήμα 2.1.

Ο κύριος σεισμός με μέγεθος $M_s=5.9$ έλαβε χώρα 11 Απριλίου 2006 στο ΝΔ άκρο της ενεργού περιοχής, ενώ ο μεγαλύτερος μετασεισμός που έγινε 1 μέρα αργότερα τοποθετείται νοτιότερα του ίδιου μεγέθους. Ο μεγαλύτερος προσεισμός έλαβε χώρα 11 Απριλίου 17 ώρες πριν το κύριο σεισμό με μέγεθος $M_s=5.7$. Η προσεισμική και μετασεισμική ακολουθία ήταν ιδιαίτερα έντονη με σεισμούς με μέγεθος $4.0 < M_s < 5.9$. Στην περίπτωση αυτή η σεισμική ακολουθία αποτελεί ένα σμήνος σεισμών δηλαδή δεν υπάρχει ένας σεισμός της σεισμικής ακολουθίας που να έχει σαφώς μεγαλύτερο μέγεθος από κάθε άλλο σεισμό αυτής. Αντιστοιχεί στην περίπτωση όπου, προηγούνται του κύριου σεισμού προσεισμοί και τον ακολουθούν μετασεισμοί.

Μεταξύ του μήκους L , του ρήγματος και του επιφανειακού μεγέθους M , υπάρχει μια σχέση που προτάθηκε από τον Παπαζάχο (1989) (σχέση 2.5)

$$\text{Log } L = 0.51 M_s - 1.85 \quad (2.5)$$

Σύμφωνα με τη σχέση 2.5 για $M_s=5.9$ το μήκος του ρήγματος είναι 14.42km. Όσο μεγαλύτερο είναι το μέγεθος του σεισμού, τόσο μεγαλύτερο είναι το μήκος του ρήγματος. Το μήκος του σεισμογόνου χώρου σύμφωνα με το σχήμα 2.1 υπολογίζεται περίπου ίσο με 50 km, τιμή μεγαλύτερη από αυτήν που υπολογίζεται για σεισμό $M_s=5.9$ σύμφωνα με τη σχέση που προτάθηκε από τον Παπαζάχο (1989). Σύμφωνα μ' αυτά λόγω του ότι το μήκος του σεισμογόνου χώρου είναι πολύ μεγαλύτερο καταλήγουμε στο συμπέρασμα, ότι πρόκειται για μια σεισμική ακολουθία με μια σειρά πολλαπλών επανειλημμένων σεισμών.

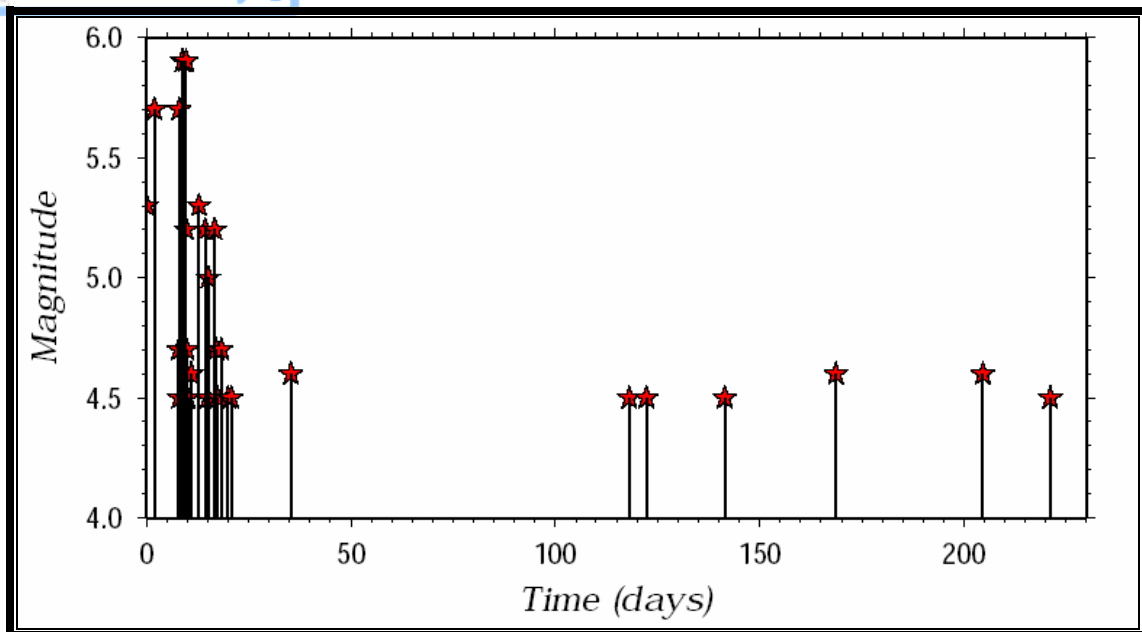


Σχήμα 2.1 : Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας που έλαβε χώρα στο θαλάσσιο χώρο ΝΔ της Ζακύνθου το 2006

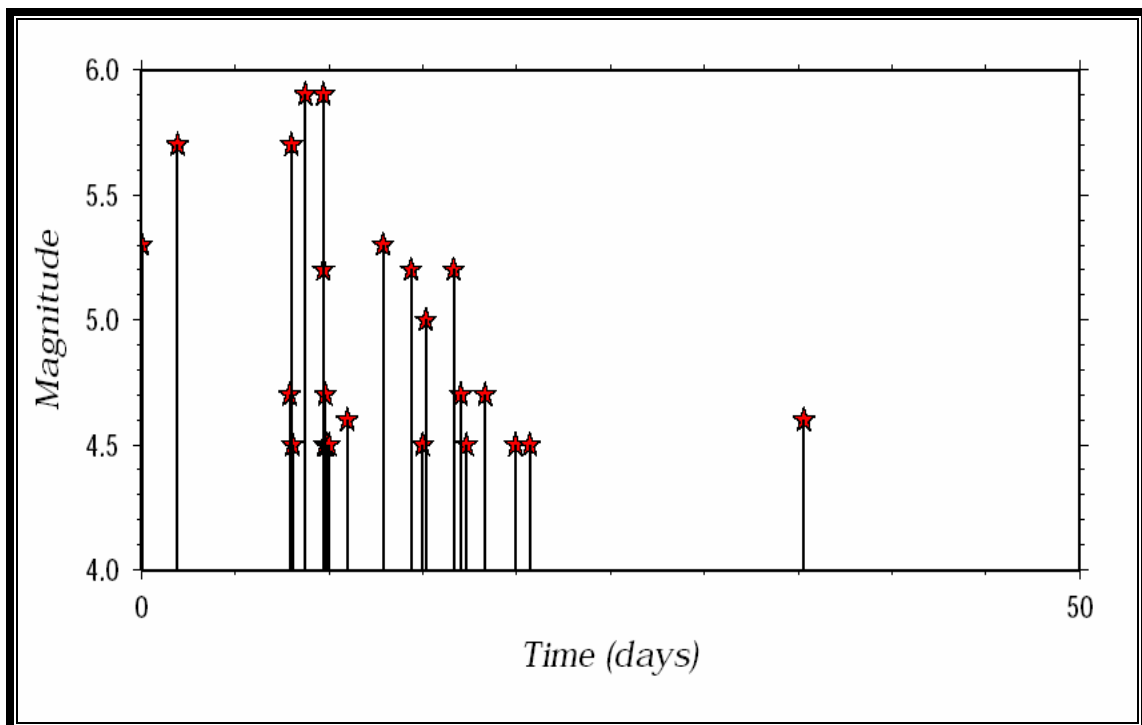
2.6 Χρονική κατανομή των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας της περιοχής της Ζακύνθου

Στο σχήμα 2.2 έχουν χαρτογραφηθεί οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 4.5$ σε συνάρτηση με τον χρόνο γένεσής τους. Από το σχήμα αυτό προκύπτει ότι σεισμοί με τέτοια μεγέθη έγιναν για χρονικό διάστημα μεγαλύτερο των 200 ημερών, ενώ οι περισσότεροι και ισχυρότεροι από αυτούς έγιναν σε διάστημα μικρότερο των 50 ημερών. Για το λόγο αυτό στο σχήμα 2.2 έχουν χαρτογραφηθεί οι σεισμοί που έγιναν κατά τις πρώτες 50 ημέρες από την έναρξη της σεισμικής έξαρσης.

Παρατηρούμε με βάση τα στοιχεία που απεικονίζονται στο σχήμα 2.2 ότι καθ' όλη την διάρκεια του 2006, έλαβαν χώρα 28 σεισμοί με μέγεθος $4.5 \leq M_s \leq 5.9$. Παρατηρούμε όμως σύμφωνα με το σχήμα 2.2 ότι οι μεγαλύτερου μεγέθους σεισμοί έλαβαν χώρα τις πρώτες 50 ημέρες. Μετά τις 50 ημέρες η σεισμική ακολουθία υφίστανται μια εξομάλυνση, όπου έλαβαν χώρα μόνο έξι σεισμοί μεγέθους $4.5 \leq M_s \leq 4.8$. Μελετώντας το σχήμα 2.3 στο οποίο παρουσιάζεται η κατανομή των σεισμών τις πρώτες 50 ημέρες καταλήξαμε στο συμπέρασμα ότι τις πρώτες 25 ημέρες έλαβαν χώρα 21 σεισμοί με $4.5 \leq M_s \leq 5.9$.



Σχήμα 2.2 : Χρονική κατανομή των σεισμών καθ' όλη την διάρκεια του 2006



Σχήμα 2.3 : Χρονική κατανομή των σεισμών τις πρώτες 50 μέρες

2.7 Μηχανισμοί Γένεσης

Στο ποιο κάτω σχήμα 2.4 παριστάνονται μηχανισμοί γένεσης της περιοχής της Ζακύνθου. Παρατηρούμε ότι τα ρήγματα κατά μήκος της υπό-μελέτης περιοχής είναι κυρίως ανάστροφα ρήγματα.

Σύμφωνα με το Παπαζάχο (2001) η Ζάκυνθος που ανήκει στην ζώνη που ακολουθεί την Ελληνική Τάφρο κατά μήκος του κυρτού μέρους του ελληνικού τόξου διαπιστώθηκε για πρώτη φορά από τους Papazachos and Delibasis (1969) ότι τι βασικό γνώρισμα της ζώνης αυτής είναι τα ανάστροφα ρήγματα που κλίνουν από τη Μεσόγειο θάλασσα προς το ιζηματογενές μέρος του Ελληνικού τόξου. Από λύσεις μηχανισμών γένεσης για τη ζώνη αυτή προκύπτει ότι

Τυπικό ρήγμα : $\zeta=309^0$, $\delta=23^0$, $\lambda=101^0$

Τυπικός άξονας P: $\xi=221^0$, $\theta=23^0$

Δηλαδή τα ρήγματα αυτά είναι ανάστροφα με βορειοδυτική παράταξη και βορειοανατολική κλίση. Αυτά οφείλονται στη σύγκλιση μεταξύ της Αφρικάνικης και Ευρασιατικής πλάκας κατά την οποία καταδύεται κάτω από την δεύτερη και ιδιαίτερα στην εφίππευση της μικροπλάκας του Αιγαίου πάνω στην Αφρικάνικη πλάκα κατά την γρήγορη κίνηση της μικροπλάκας προς τη νοτιοδυτική κατεύθυνση.

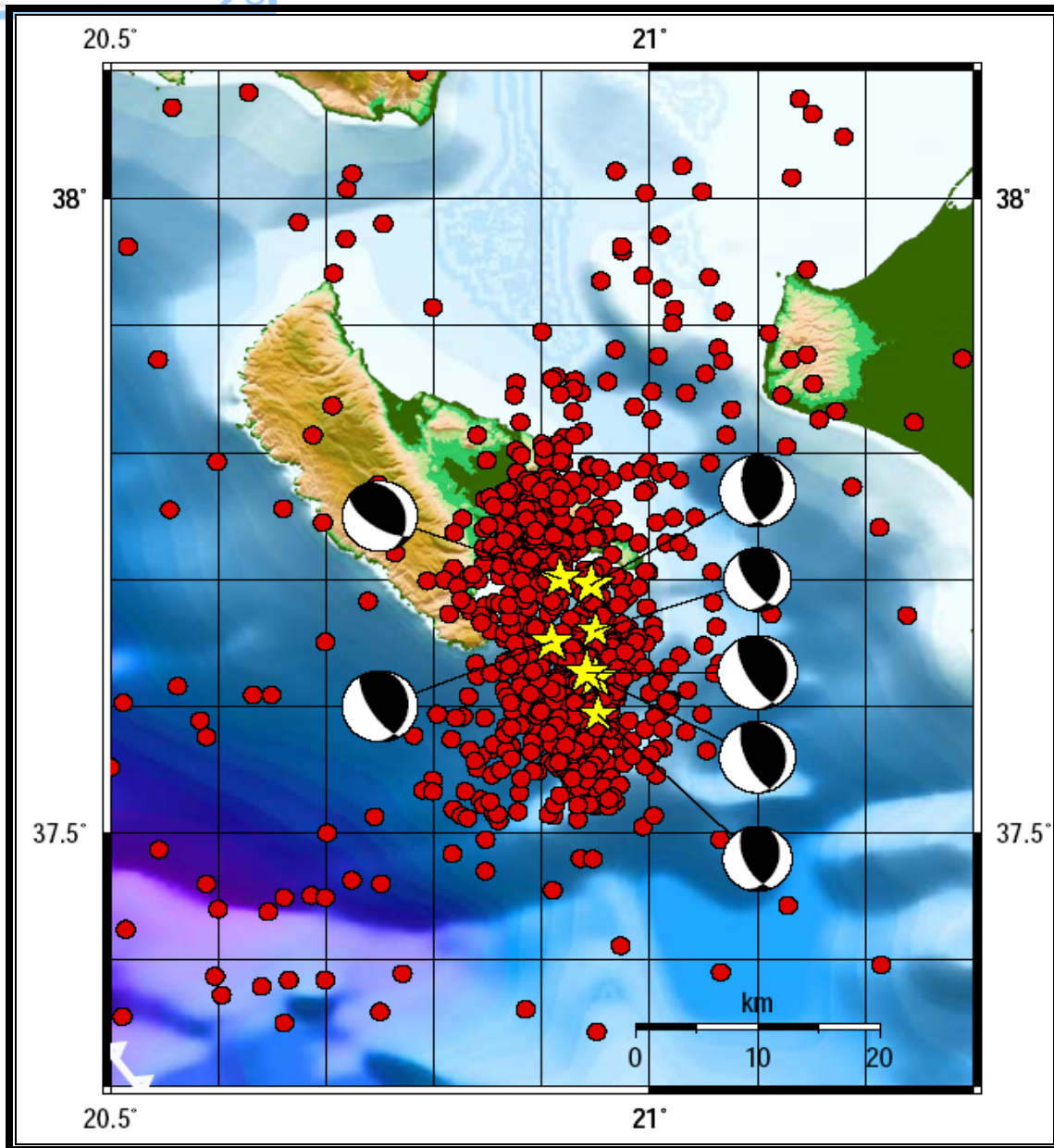
Παριστάνεται στο σχήμα 2.4 ένας χάρτης με τους μηχανισμούς γένεσης και τα επίκεντρα των έξι σεισμών με το μεγαλύτερο μέγεθος που έλαβαν χώρα στην σεισμική ακολουθία του Απριλίου του 2006.

Επίσης, παρατίθενται οι παράμετροι των κυριότερων σεισμών της ακολουθίας στο Πίνακα 2.

Πίνακας 2. Παράμετροι μηχανισμών γένεσης των 7 ισχυρότερων σεισμών της σεισμικής ακολουθίας με μεγέθη ($4.9 < M < 5.7$) στην θαλάσσια περιοχή της Ζακύνθου

No	Ημερομηνία	φ_N^0	λ_E^0	h	M	ζ	δ	λ
1	2006, 04, 03	37.59,	20.95	8.0	5.0	18	39	126
2	2006, 04, 04	37.62,	20.95	5.0	5.5	357	26	109
3	2006, 04, 11	37.65,	20.91	7.8	5.5	9	27	128
4	2006, 04, 11	37.70,	20.95	5.2	5.5	21	36	119
5	2006, 04, 12	37.63,	20.94	8.5	5.7	1	25	118
6	2006, 04, 15	37.66,	20.95	5.0	4.9	18	36	136
7	2006, 04, 19	37.70,	20.92	8.2	5.4	345	33	126

Καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η διάρρηξη είναι ανάστροφη και συμφωνεί με το συμπιεστικό επίπεδο που επικρατεί στην περιοχή.



Σχήμα 2.4: Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών μεγαλύτερου μεγέθους της υπό-μελέτης σεισμικής ακολουθίας

Βιβλιογραφία

Sachpazi et al. (1996). Α.Μεσσήνη, Χ.Γκαρλαούνη (2003). Μελέτη των ιδιοτήτων πρόσφατων σεισμικών εξάρσεων στον Ελληνικό χώρο, Διπλωματική διατριβή που υποβλήθηκε στο τμήμα Γεωλογίας του Α.Π.Θ.,19.

Sachpazi M., Hirn A., Loukoyannakis M. and the STREAMERS group, 1995. A traverse of the margin of the Ionian basin to the Hellenides: a coincident seismic survey and location test Seismicity of the Carpatho-Balkan region, proceedings September 17-20 1995, Athens-Greece symposium special publication of the Geological society of Greece, No 6.

Bornovas, Rontogianni-Tsiabaou (1983). Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia. Int Journal Sci (Geol Rundsch), 95, 464-467.

Kokinou, E., E. Papadimitriou, V. Karakostas, E. Kamberis, F. Vallianatos (2006). The Kefalonia Transform Zone (offshore Western Greece) with special emphasis to its prolongation towards the Ionian Abyssal Plain. Mar. Geophys. Res, 27, 241-252.

- LePichon, X., S. J. Lallemant , N. Chamot-Rooke , D. Lemeur , G. Pascal** (2002). The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes. *Marine geology*, 186, 111-125.
- Μουντράκης Μ. Δ.** (1985). Γεωλογία της Ελλάδας. Α Έκδοση, Εκδόσεις University studio press. 183-185
- Papazachos, B.C., V.G. Karakostas , C.B. Papazachos , E.M Scordilis.** (2000). The geometry of the Wadati-Benioff zone and the lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 319, 275-300.
- Παπαζάχος Β.** (1997). Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Β Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη. 173.
- Mogi.** (1962). Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*
- Παπαζάχος Β.** (1997). Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Β Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη. 174.
- Παπαζάχος Β.** (1997). Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Β Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη. 181.
- Παπαζάχος Β.** (1997). Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Β Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη. 182.
- Παπαζάχος Β.** (1997). Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Β Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη. 168-170, 173-175, 249-258.
- Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ.** (2002). Οι σεισμοί της Ελλάδας. Β' έκδοση



Βελτιωμένη, Εκδόσεις Ζήτη Θεσσαλονίκη.71-77, 81-83.

Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ. (2002). Οι σεισμοί της Ελλάδας. Β' έκδοση
Βελτιωμένη, Εκδόσεις Ζήτη Θεσσαλονίκη.83.

van Hinsbergen, D. J. J., D. G. van der Meer, W. J. Zachariasse, J. E. Meulenkamp. (2006). Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia. Int Journal Sci (Geol Rundsch), 95, 463-490.

Lee W.H.K., Lahr J.C., 1975, Hypo71 (revised): a computed program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes.

