

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΑΤΡΑΝΤΣΙΩΤΗΣ ΧΡΗΣΤΟΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΤΗΣ ΒΔ ΕΛΛΑΔΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΛΒΑΝΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2009

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΑΤΡΑΝΤΣΙΩΤΗΣ ΧΡΗΣΤΟΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΤΗΣ ΒΔ ΕΛΛΑΔΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΛΒΑΝΙΑΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2009

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	2
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	3

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

1.1) Τεκτονικό πλαίσιο ανατολικής μεσογείου.....	5
1.2) Απουλία ή Άδρια ή Αδριατική μικροπλάκα.....	7
1.3) Γεωτεκτονική εξέλιξη Απουλίας.....	10
1.4) Σεισμικότητα Απουλίας και γύρω περιοχών.....	16
1.5) Τεκτονική περιοχής μελέτης.....	18
1.6) Ιστορική σεισμικότητα εξεταζόμενης περιοχής.....	18

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1) Συλλογή δεδομένων.....	26
2.2) Μοντέλο δομής του φλοιού της γης.....	28
2.3) Αρχική επεξεργασία δεδομένων.....	30
2.4) Νέος καθορισμός εστιακών παραμέτρων.....	38
2.5) Πληροφορίες για το HYPOINVERSE.....	40
2.6) Υπολογισμός χρονικών υπολοίπων σταθμών.....	43
2.7) Τελική επεξεργασία δεδομένων.....	53
2.7.1) Οι παράμετροι των εντολών.....	53
2.8) Αποτελέσματα τελικής επεξεργασίας.....	62

ΣΥΝΟΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	76
--------------------------	----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	79
-------------------	----

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Ο σεισμός αποτελεί ένα φυσικό φαινόμενο το οποίο είναι άρρηκτα συνδεδεμένο με τη ζωή και την ιστορία της Γης. Χαρακτηρίζεται ως εδαφική δόνηση που προκαλείται κατά τη διατάραξη της μηχανικής ισορροπίας των πετρωμάτων από φυσικά αίτια που αναπτύσσονται στο εσωτερικό της Γης. Οι περισσότεροι σεισμοί οφείλονται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών και κατά συνέπεια οι ζώνες έντονης σεισμικής δράσης ταυτίζονται με τις περιοχές των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών.

Ο ελληνικός χώρος και γενικότερα ο χώρος της Ανατολικής Μεσογείου βρίσκεται στα όρια επαφής και σύγκλισης της Ευρασιατικής με την Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα, για αυτό και είναι χώρος υψηλής σεισμικότητας. Η Ελλάδα, από άποψη σεισμικότητας, κατέχει την πρώτη θέση στη Μεσόγειο και την Ευρώπη καθώς και την έκτη θέση σε παγκόσμιο επίπεδο, μετά την Ιαπωνία, Νέες Εβρίδες, Περού, νησιά Σολομώντα και Χιλή. Επίσης, το 2% της παγκόσμιας σεισμικότητας εκδηλώνεται στην χώρα μας.

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Πτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχος της εργασίας είναι ο ακριβέστερος προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που έχουν γίνει από το 1964 μέχρι το 2006, στην περιοχή που περιλαμβάνει την ΝΑ Αδριατική, την ΒΔ Ελλάδα, την Αλβανία και ένα τμήμα των δυτικών Σκοπίων και της νοτιοδυτικής Σερβίας. Ο παραπάνω προσδιορισμός θα μας δώσει πληροφορίες για τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μια αναφορά στο γεωτεκτονικό πλαίσιο της Ανατολικής Μεσογείου, καθώς και στην Απουλία μικροπλάκα, που καθορίζει σε μεγάλο βαθμό την τεκτονική, στην εξεταζόμενη περιοχή. Επίσης, γίνεται μια σύντομη περιγραφή της γεωτεκτονικής εξέλιξης τόσο της Απουλίας όσο και της ευρύτερης περιοχής ενώ δίνεται μια εικόνα για την κατανομή της σεισμικότητας και τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, στην ευρύτερη περιοχή που περιβάλλει την Απουλία, με σκοπό να κατανοήσουμε το πεδίο των τάσεων που επικρατεί στην περιοχή αυτή. Τέλος, στο πρώτο κεφάλαιο, δίνεται συνοπτικά και η τεκτονική της εξεταζόμενης περιοχής καθώς και η ιστορική

σεισμικότητα ενώ αναφέρονται οι παράμετροι των ρηγμάτων που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς.

Το δεύτερο κεφάλαιο περιέχει το πειραματικό τμήμα της εργασίας. Συγκεκριμένα, περιλαμβάνει όλα τα βήματα τα οποία ακολουθήθηκαν για τον νέο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών της εξεταζόμενη περιοχής, από το στάδιο της συλλογής των δεδομένων, τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων στους σεισμολογικούς σταθμούς, μέχρι και το στάδιο της τελικής επεξεργασίας. Επίσης, γίνεται αναφορά στο πρόγραμμα HypoInverse το οποίο εφαρμόστηκε για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων. Τέλος, γίνεται η ανάλυση των τελικών αποτελεσμάτων και αναφέρονται τα συμπεράσματα.

Με την ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής εργασίας θέλω να ευχαριστήσω την κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ, για την ανάθεση της παρούσης διπλωματικής εργασίας, τη συνεχή βοήθεια και καθοδήγησή της σε αυτήν την εργασία αλλά και σε άλλα επιστημονικά θέματα. Επίσης ευχαριστώ τον κ. Καρακώστα Βασίλη, Αναπληρωτή Καθηγητή Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ, για την γενική εποπτεία και καθοδήγηση, στην εκπόνηση της εργασίας. Επίσης θέλω να ευχαριστήσω τον υποψήφιο διδάκτορα του τομέα Γεωφυσικής, κ. Καραμάνο Χρήστο, χωρίς την βοήθεια του οποίου η εργασία αυτή δεν θα είχε πραγματοποιηθεί. Τον ευχαριστώ για την βασική καθοδήγηση του στο ερευνητικό τμήμα της εργασίας, τις παρατηρήσεις, το διαρκές ενδιαφέρον και την επίβλεψη σε όλη τη διάρκεια εκπόνησης αυτής της εργασίας.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε με σκοπό τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην περιοχή, με ανατολικό γεωγραφικό μήκος 18.5° - 21° και βόρειο γεωγραφικό πλάτος 39° - 42° . Όπως αναφέρθηκε, η περιοχή αυτή περιλαμβάνει το ΝΑ τμήμα της Αδριατικής και τη ΒΔ Ελλάδα και συγκεκριμένα το Βόρειο Ιόνιο, τη ΒΔ Ήπειρο, την Αλβανία και ένα τμήμα των δυτικών Σκοπίων και τη νοτιοδυτικής Σερβίας.

Παρακάτω αναφέρονται συνοπτικά τα στάδια εξέλιξης που ακολουθήθηκαν σε αυτήν την εργασία, για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην περιοχή μελέτης. Αρχικά συλλέχθηκαν τα δεδομένα παρατήρησης, για το χρονικό διάστημα 01/1964-06/2006, από το ISC (International Seismological center <http://www.isc.ac.uk/>), το οποίο συγκεντρώνει και δημοσιεύει φάσεις από τα σεισμολογικά ινστιτούτα σε παγκόσμια κλίμακα, για σεισμούς από το 1964 και μετά. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία αυτών με το πρόγραμμα HYPOINVERSE (Klein, 2002). Μέσα από αυτή τη διαδικασία προκύπτει ένας νέος βελτιωμένος προσδιορισμός, με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια, των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, οι οποίοι έγιναν στην περιοχή από το 1964 μέχρι και τον έκτο μήνα του 2006. Αυτός ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στοχεύει στην καλύτερη ερμηνεία των ενεργών τεκτονικών δομών στην περιοχή, δηλαδή σε μια ανάλυση της ενεργού τεκτονικής της περιοχής με βάση την σεισμικότητα που παρουσιάζει.

Με σκοπό τη συσχέτιση της χωρικής κατανομής της σεισμικής δραστηριότητας με τις ενεργές δομές της περιοχής μελέτης, επιχειρείται ανασκόπηση των σεισμοτεκτονικών και γεωδυναμικών χαρακτηριστικών της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου, τμήμα της οποίας αποτελεί η περιοχή μελέτης. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι στην περιοχή, επικρατούν κυρίως συμπίεστικές τάσεις που οφείλονται στη σύγκλιση της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας με την Απουλία μικροπλάκα, η οποία θεωρείται από μια μεγάλη ομάδα επιστημόνων ένα αποκομμένο τμήμα της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας, το οποίο έχει προχωρήσει ως 'σφήνα' προς το βορρά.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Στο παρόν κεφάλαιο δίνονται πληροφορίες για το γεωτεκτονικό καθεστώς που διέπει την Ανατολική και Κεντρική Μεσόγειο, την γεωτεκτονική εξέλιξη της Απουλίας μικροπλάκας καθώς και την κατανομή της σεισμικότητας σε αυτήν και τις γύρω περιοχές, όπως και πληροφορίες για το επικρατών πεδίο τάσεων. Δίνονται επίσης λεπτομερέστερες πληροφορίες για τη σεισμική δραστηριότητα και το πεδίο των τάσεων στην περιοχή μελέτης.

1.1 ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Η περιοχή της Μεσογείου αποτελεί ένα πολύπλοκο τεκτονικό σύστημα το οποίο αποτελείται από λεκάνες, ηπειρωτικά τεμάχια και ορογενετικές ζώνες. Η δημιουργία αυτού του συστήματος οφείλεται στη σύγκλιση δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικανικής και της Ευρασίας. Κατά τη σύγκλιση αυτή, προέκυψαν τεκτονικές πλάκες, μικρότερων διαστάσεων από τον τεμαχισμό των περιθωρίων των αρχικών λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτά τα μικρά ηπειρωτικά τεμάχια αποτελούν τις λεγόμενες μικροπλάκες οι οποίες κινήθηκαν ανεξάρτητα από τις μεγάλες λιθοσφαιρικές πλάκες. Χαρακτηριστικά παραδείγματα είναι οι μικροπλάκες της Απουλίας (Αδριατικής), της Ανατόλιας και δυτικότερα, η μικροπλάκα της Σαρδηνίας και η Ιβηρική.

Οι κινήσεις των μικροπλάκων, που αναφέρθηκαν, καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό την σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Στο νότιο όριο της μικροπλάκας του Αιγαίου πραγματοποιείται κατάδυση της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κατά τη διεύθυνση Β-Ν (Σχήμα 1). Συγκεκριμένα, ο ωκεάνιος φλοιός της Ανατολικής Μεσογείου, που αποτελεί το μπροστινό τμήμα της Αφρικανικής πλάκας, καταδύεται αμφιθεατρικά κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου, με ταχύτητα 1 cm/yr (McKenzie, 1972; Dewey and Sengor, 1989). Αυτή η κίνηση έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία του ελληνικού τόξου. Παράλληλα, η μικροπλάκα του Αιγαίου πραγματοποιεί μια γρήγορη γραμμική κίνηση προς τα ΝΔ με μέση ταχύτητα ~3,5 cm / yr σε σχέση με την Ευρώπη (Parazachos 1999), με αποτέλεσμα αυτή να επιπτεύει κατά την ίδια διεύθυνση, πάνω από την καταδυόμενη

λιθόσφαιρα. Στο σχήμα 1 απεικονίζονται τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, οι κινήσεις αυτών καθώς και τα χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου.



Σχήμα 1: Οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στην Ανατολική Μεσόγειο (Parazachos et al., 1998a;).

Αυτή η κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου καθοδηγείται τόσο από έντονο εφελκυσμό, διεύθυνσης Β-Ν που υφίσταται αυτή, όσο και από την μικροπλάκα της Ανατολίας η οποία εκτελεί μια αριστερόστροφη περιστροφή, σε σχέση με την Ευρασία, καθώς ωθείται από την Αραβική πλάκα, η οποία αποκόπηκε από την Αφρικανική, κινούμενη προς το Βορρά, με μεγαλύτερη ταχύτητα, ως ανεξάρτητο τέμαχος. Αυτή η προς τα δυτικά κίνηση της Ανατολίας, κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, με ταχύτητα που υπολογίζεται σε 2,0-2,5cm/yr (Mckenzie, 1972; Taymaz, 1991) σπρώχνει την μικροπλάκα του Αιγαίου σε μια κίνηση προς τα ΝΔ, στην οποία προστίθεται και η εσωτερική παραμόρφωση που υφίσταται σε διεύθυνση Β-Ν, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Θα πρέπει επίσης να αναφερθεί ότι με βάση γεωδαιτικά δεδομένα σε συνδυασμό και με δορυφορικά στοιχεία έχει προταθεί η ύπαρξη μια ενιαίας πλάκας Ανατολίας-Αιγαίου, η οποία εκτελεί μια ενιαία

περιστροφή γύρω από έναν πόλο ο οποίος βρίσκεται στην χερσόνησο του Σινά (LePichon et al., 1995; Oral et al., 1995; Reilinger et al., 1997). Ο Παπαζάχος (1999) χρησιμοποιώντας σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα, έδειξε ότι η κίνηση της πλάκας του Αιγαίου είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτή που θα περίμενε κανείς για μια κοινή περιστροφή Ανατολίας – Αιγαίου. Γενικά έχουν διατυπωθεί πολλές απόψεις για το εάν η περιοχή του Αιγαίου αποτελεί μια ανεξάρτητη μικροπλάκα ή μαζί με την Ανατόλια αποτελούν έναν ενιαίο σύστημα.

Το σημαντικότερο τεκτονικό χαρακτηριστικό του ελληνικού χώρου αποτελεί το ελληνικό τόξο το οποίο ουσιαστικά είναι το όριο επαφής μεταξύ της Ευρασίας και της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Το ελληνικό τόξο έχει όλα τα χαρακτηριστικά ενός τόξου, στο οποίο συμβαίνει καταβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από μια ηπειρωτική. Το κυρτό τμήμα του τόξου εκτείνεται, δυτικά, μέχρι τη Ζάκυνθο. Όπως θα αναφέρουμε αναλυτικά και πιο κάτω, βορειότερα κατά μήκος των ακτών της Ηπείρου και της Αλβανίας λαμβάνει χώρα ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ της Ευρασίας και της Απουλίας μικροπλάκας, με αποτέλεσμα τη δημιουργία συμπιεστικού πεδίου τάσεων. Αυτοί οι δύο τύποι της σύγκρουσης, που συμβαίνουν Νότια και Βόρεια της θέσης Κεφαλονιάς - Λευκάδας οριοθετούνται από ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Επίσης στα ανατολικά, το ελληνικό τόξο οριοθετείται από ένα αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού, που βρίσκεται στα ανοιχτά της Ρόδου. Τέλος, είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι το βόρειο όριο της μικροπλάκας του Αιγαίου ορίζεται από μια ζώνη δεξιόστροφης ολίσθησης η οποία αρχίζει από το δυτικό μέρος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και ακολουθεί τη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου. Δυτικότερα κυριαρχούν συμπιεστικές δομές, από τη σύγκλιση Απουλίας - Ευρασίας ενώ ως μεταβατικό στάδιο αυτών των δύο κινήσεων αναφέρεται η περιοχή της Κεντρικής Ελλάδας όπου επικρατούν κανονικές διαρρήξεις.

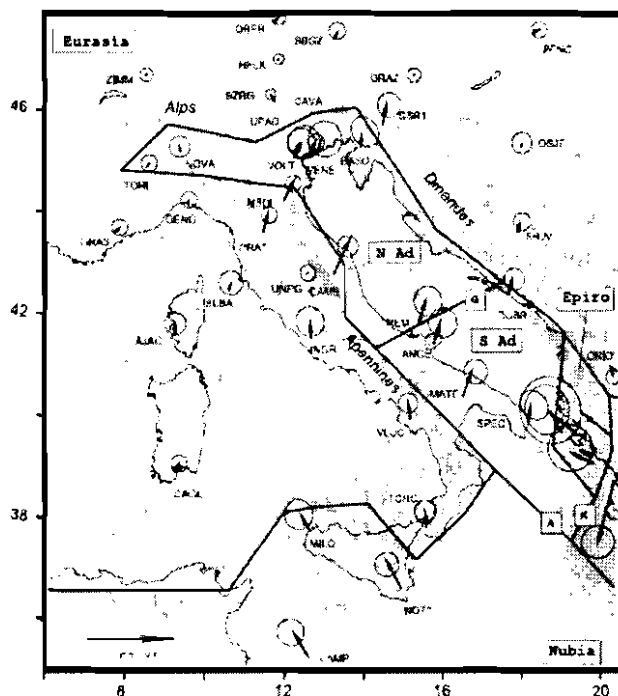
1.2 ΑΠΟΥΛΙΑ Η ΑΔΡΙΑ Η ΑΔΡΙΑΤΙΚΗ ΜΙΚΡΟΠΛΑΚΑ

Η εξέλιξη της Κεντρικής Μεσογείου είναι στενά συνδεδεμένη με την παρουσία μιας άκαμπτης και απαραμόρφωτης πλάκας η οποία τοποθετείται στον πυθμένα της Αδριατικής θάλασσας και ονομάζεται Απουλία ή Αδριατική μικροπλάκα ή Άδρια. Η περιοχή αυτή περιλαμβάνει την Αδριατική λεκάνη που περιβάλλεται ανατολικά από τις Αλβανίδες και τις Δυναρίδες, βόρεια από τις Άλπεις, δυτικά από τα Απέννινα όρη και νότια από τα Ιόνια νησιά και το πρανές της Απουλίας. Σύμφωνα με γεωφυσικά δεδομένα, η Απουλία είναι διαχωρισμένη σε επί μέρους τεμάχια (block) ενώ χωρίζεται σε δύο τμήματα από ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, στην περιοχή Gargano – Dubrovnik. Η μικροπλάκα αυτή παίζει σημαντικό ρόλο στην τεκτονική της εξεταζόμενης περιοχής για αυτό θα μελετήσουμε την προέλευσή και την εξέλιξή της.

Η Αδριατική μικροπλάκα θεωρείται ένα τέμαχος παλιού ηπειρωτικού φλοιού το οποίο αποτελείται από Παλαιοζωϊκά μεταμορφωμένα πετρώματα ενώ το νότιο τμήμα αυτής καλύπτεται από ένα στρώμα ανθρακικών πετρωμάτων που αποτελούν την λεγόμενη Ανθρακική Πλατφόρμα. Γενικά, όπως θα αναφερθεί και πιο κάτω, σύμφωνα με ορισμένες απόψεις, η Απουλία χωρίζεται σε δύο τμήματα, σε ένα βόρειο το οποίο αποτελείται από παχύ φλοιό και ένα νοτιότερο τμήμα, με λεπτότερο φλοιό (Venisti et al., 2004).

Σύμφωνα με την επικρατέστερη για την προέλευσή της Απουλίας, αυτή θεωρείται μια ανεξάρτητη μικροπλάκα, στο όριο μεταξύ της Ευρασίας και της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας (Anderson and Jackson 1987, Ward 1994; Nocquet and Calais 2003) ενώ κατά τους Batteglia et al. 2004, η μικροπλάκα αυτή αποσπάσθηκε από την Αφρικανική πλάκα κινούμενη προς το Βορρά ως ανεξάρτητο τέμαχος. Ως όριο Απουλίας – Ευρασίας αναφέρεται το δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού, στην περιοχή της Κεφαλονιάς ενώ ως όριο ανάμεσα στην Αφρικανική πλάκα και την Απουλία αναφέρεται το πρανές της Απουλίας, το οποίο όριο ωστόσο δεν είναι καλά καθορισμένο, λόγω έλλειψης σημαντικής σεισμικότητας. Άλλες απόψεις στηριζόμενες σε γεωμαγνητικά δεδομένα, αναφέρουν την Αδριατική ως μια προέκταση και προεξοχή της Αφρικανικής πλάκας στην περιοχή μεταξύ της Ιταλίας, της Πρώην Γιουγκοσλαβίας, της Αλβανίας και της Δυτικής Ελλάδας (Lort 1981;

Calgafnile and Panza 1990; Mantovani et al.,1990, Channell 1996; Mele 2001). Στο σχήμα 2 δίνεται ένα μοντέλο, το οποίο έχει προταθεί για την Απουλία μικροπλάκα, σχετικά με τα όρια αυτής, τα επί μέρους τεμάχια στα οποία χωρίζεται, και την κατανομή της επιφανειακής σεισμικότητας, στην Κεντρική Μεσογείου.



Σχήμα 2: Στον χάρτη απεικονίζεται ένα μοντέλο της Απουλίας μικροπλάκας (Battaglia et al., 2004). Οι συνεχείς γραμμές προσδιορίζουν τα όρια αυτής σε σχέση με την Αφρικανική πλάκα (Nubia) και την Ευρασία αλλά και τα δύο επί μέρους τμήματα στα οποία διαχωρίζεται (Based on Van Dijk and Scheepers 1995). N Ad: Βόρεια Απουλία, S Ad: Νότια Απουλία, G: Το σύστημα ρηγμάτων Gargano-Dubrovnik που διαχωρίζει την Απουλία στο βόρειο και το νότιο τμήμα, K: το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς το οποίο αποτελεί και όριο μεταξύ της Απουλίας και της Ευρασίας (μικροπλάκας Αιγαίου), A: Το πρανές της Απουλίας το οποίο αποτελεί διαχωριστικό όριο με την Αφρικανική πλάκα. Τα βέλη δείχνουν τις διευθύνσεις κίνησης στα διάφορα σημεία της Απουλίας και στα όρια αυτής (McClusky et al. 2000). Οι γκρι βούλες απεικονίζουν την κατανομή της επιφανειακής σεισμικότητας από το 1975 μέχρι το 2000 ($M > 3.5$), (Bulletin of international seismological center, 2001).

Νεότερες μελέτες έδειξαν την πιθανότητα της μη ενιαίας γεωδυναμικής εξέλιξης αυτής της μικροπλάκας. Σύμφωνα με τον Westaway (1990), η Αδριατική είναι χωρισμένη σε δύο μπλόκ, στο βόρειο, που κινείται προς ΒΑ και το νότιο το οποίο θεωρείται προεξοχή της Αφρικανικής πλάκας. Οι Oldow et al. 2002 πρότειναν επίσης ότι η Αδριατική μικροπλάκα είναι διαχωρισμένη σε ένα ΒΔ κομμάτι το οποίο αποτελεί τμήμα του Αλπικού ορογενούς και παρουσιάζει ελάχιστη έως καθόλου κίνηση σε σχέση με την Ευρασία ενώ το νότιο κομμάτι της Αδριατικής μετακινείται μαζί με την Αφρικανική πλάκα και θεωρείται κομμάτι αυτής. Σύμφωνα με τις απόψεις αυτές, η διάσπαση της Αδριατικής σε δύο τεμάχια οφείλεται σε ένα σύστημα ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με ανάστροφη συνιστώσα, το οποίο τοποθετείται στην περιοχή Gargano - Dubrovic (Battaglia et al. 2004), μεταξύ 41^{ου} και 43^{ου} παραλλήλου. Αυτό το σύστημα ρηγμάτων αναφέρεται ως ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης Gargano – Dubrovic με παράταξη ΑΒΑ - ΔΝΔ και αποτελεί και μια ζώνη ιδιαίτερης σεισμικότητας, στο εσωτερικό της Αδριατικής.

1.3 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΑΠΟΥΛΙΑΣ

Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, σύμφωνα με πολλές απόψεις, η Απουλία μικροπλάκα αποτελούσε ένα κομμάτι της Αφρικανικής πλάκας. Η εξέλιξή της είναι πολύπλοκη και στενά συνδεδεμένη με την σύγκλιση της Ευρασίας με την Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα.

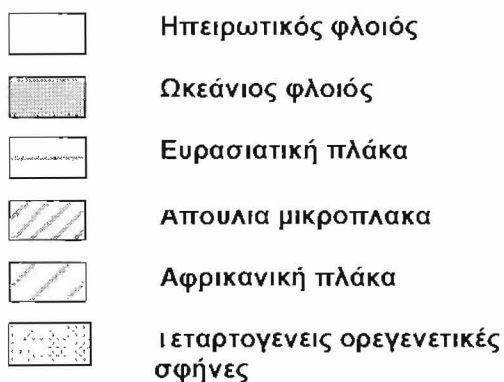
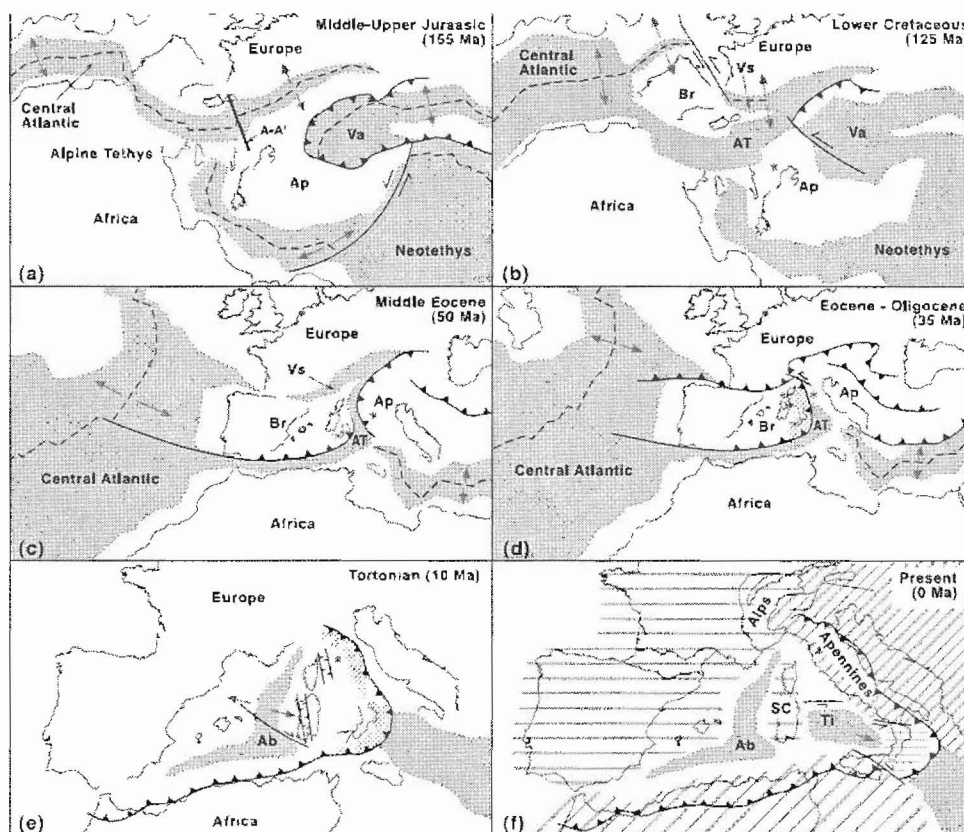
Περίπου στα τέλη του Ιουρασικού, κατά τη σύγκλιση της Αφρικανικής πλάκας με την Ευρασία πιστεύεται ότι η Απουλία αποκόπηκε από την Αφρικανική ήπειρο, κινούμενη στον ενδιάμεσο ωκεάνιο χώρο της Νεοτηθύος, ανεξάρτητα, προς το Βορρά (Σχήμα 3α), (Platt et al. 1989). Άλλες νεώτερες απόψεις αναφέρουν ότι η αποκόλληση της Απουλίας από την Αφρικανική ήπειρο έγινε μετέπειτα και ότι κατά το Κρητιδικό αποτελούσε ακόμα κομμάτι της Αφρικανικής πλάκας. Η παραπάνω άποψη στηρίχθηκε σε παλαιομαγνητικά δεδομένα (Channell, 1996) αλλά και σε παλαιοοντολογικά δεδομένα (Bosellini 2002).

Σύμφωνα με την πρώτη άποψη, στην περίοδο του Κρητιδικού, περίπου στα 100 Ma, ο ωκεάνιος χώρος της Τηθύος άρχισε να συρρικνώνεται, με

κατάδυση του ωκεάνιου φλοιού κάτω από την Απουλία μικροπλάκα, που είχε αποκοπεί από την αφρικανική πλάκα ή κατά άλλους επιστήμονες κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό της Ευρασίας. Στα τέλη του Κρητιδικού έλαβε χώρα η πρώτη σύγκρουση ανάμεσα στην Ευρασία και την Απουλία μικροπλάκα όποτε έγινε η πρώτη ανάδυση των Άλπεων ενώ την περίοδο Παλαιόκαινου-Ολιγόκαινου έλαβε χώρα η τελική ανάδυση αυτών (Σχήμα 3c και 3d). Την περίοδο αυτή επίσης είχε ξεκινήσει η κατάδυση της Απουλίας μικροπλάκας κάτω από το ανατολικό περιθώριο της Ευρασίας κάτι που οδήγησε στα τέλη Ηωκαίνου στην ανάδυση των Δυναρίδων-Εξωτερικών Ελληνίδων (Σχήμα 3e). Στο Μειόκαινο ξεκίνησε η κατάδυση της Απουλίας μικροπλάκας κάτω από την δυτική Ιταλία, η οποία οδήγησε στον σχηματισμό των Απέννινων ορέων, που αποτελούν τον κορμό της Ιταλικής χερσονήσου (Σχήμα 3e). Η γεωτεκτονική εξέλιξη της Απουλίας, από το στάδιο της αποκόλλησης από την Αφρική μέχρι το στάδιο συγκόλλησης στην Ευρασία δίνεται στο σχήμα 3.

Σύμφωνα με την δεύτερη θεωρία για την γεωτεκτονική εξέλιξη της Απουλίας μικροπλάκας, που παρουσιάζεται στο σχήμα 4, γίνεται αποδεκτό ότι αυτή αποσπάστηκε από την Αφρικανική πλάκα, πολύ αργότερα από το Κρητιδικό, περίπου στα 8Μα (σχήμα 4c), λόγω αλλαγής στην κατεύθυνση κίνησης της αφρικανικής ηπείρου προς τα ΒΒΔ ενώ η Απουλία συνέχισε την κίνησή της προς τα ΒΑ (Dewey et al., 1989). Μεταξύ Απουλίας και Αφρικανικής ηπείρου διαμορφώθηκε την περίοδο αυτή, μια ευρεία ζώνη παραμόρφωσης (non-rigid), αποτελώντας το νέο όριο μεταξύ αυτών των πλακών το οποίο ωστόσο δεν είναι καλά καθορισμένο (Catalano et al., 2001). Η παραπάνω θεωρία για την εξέλιξη της Απουλίας, τα τελευταία 30 Μα απεικονίζεται στο σχήμα 4.

Οι κινήσεις της Απουλίας μικροπλάκας, όπως αναφέρθηκε, είναι πολύπλοκες και μεταβάλλονται στον γεωλογικό χρόνο. Παρακάτω θα εστιάσουμε την προσοχή μας στις σημερινές γεωτεκτονικές συνθήκες, στο Ανατολικό όριο της Απουλίας μικροπλάκας με την Ευρασία, στο οποίο ανήκει και η εξεταζόμενη περιοχή. Οι μελέτες αυτές για την σημερινή γεωτεκτονική κατάσταση βασίστηκαν τόσο στους μηχανισμούς γένεσης σεισμών όσο και στα γεωδαιτικά δεδομένα (ταχύτητες κίνησης μετρούμενες με GPS).



A b: Λεκάνη Αλγερίας
 A p: Απουλία μικροπλάκα
 A T: Τηθύς
 B r: Ιβηρική μικροπλάκα
 S C: Μικροπλάκα Σαρδηνίας, Κορσικής
 T i: Τυρρηνική θάλασσα
 V a: Ωκεάνιος χώρος Αξιού
 V s: Valais ωκεανός



Κέντρα επέκτασης
του φλοιού

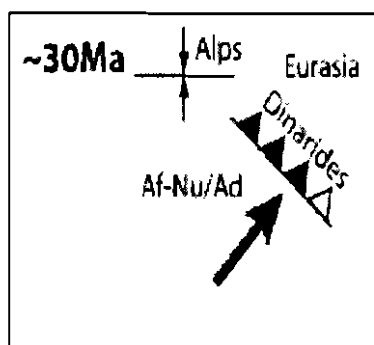


Ρήγματα οριζόντιας
μετατόπισης

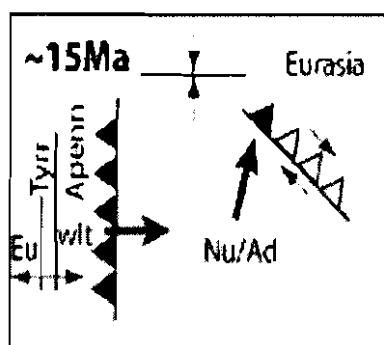


Ενεργά περιθώρια
υποβύθισης φλοιού

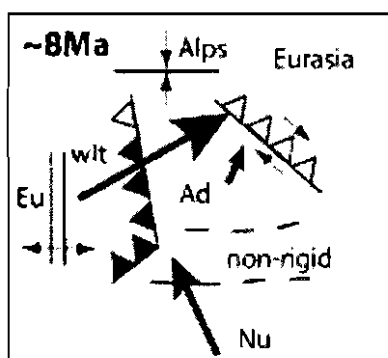
Σχήμα 3: Αναπαράσταση της γεωτεκτονικής εξέλιξης της Μεσογείου από τα μέσα του Ιουρασικού μέχρι σήμερα, επεξεργασμένο από τους Stampfli et al., (1998-2001) και Gueguen et al., (1998).



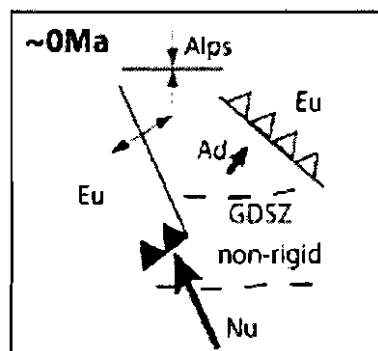
Σχήμα 4α



Σχήμα 4b



Σχήμα 4c

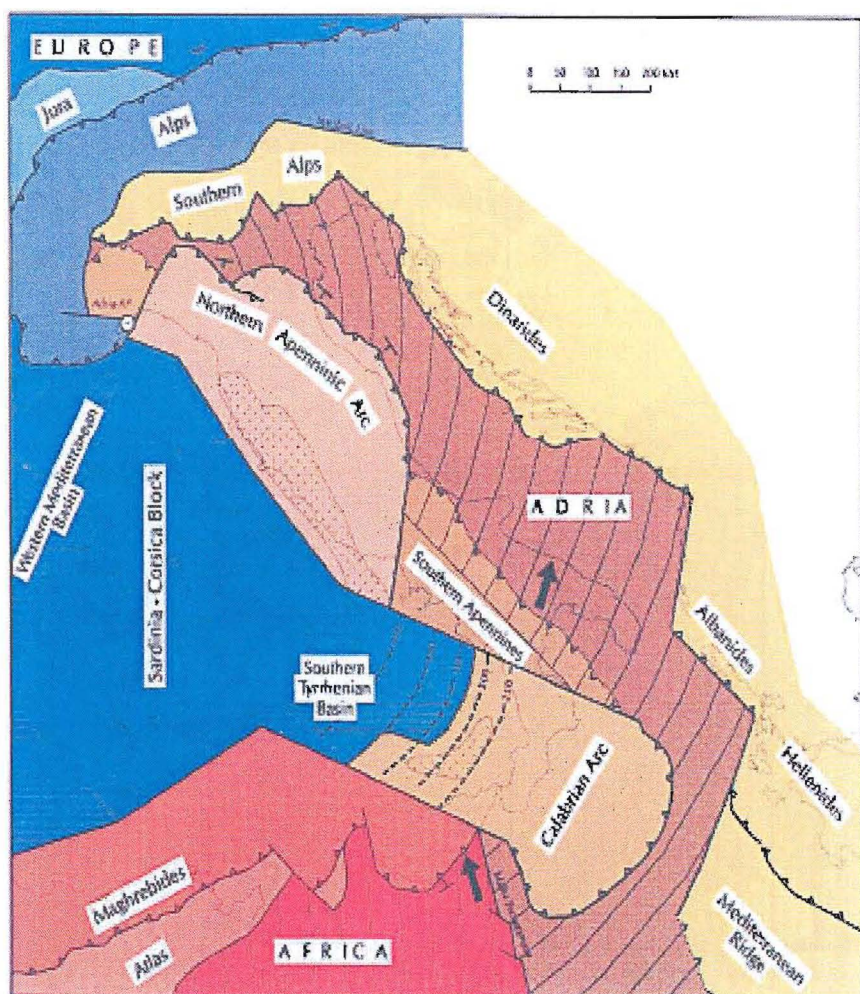


Σχήμα 4d

Σχήμα 4: Σχηματική αναπαράσταση της πιθανής εξέλιξης της Αδριατικής και της γύρω περιοχής τα τελευταία 30 Ma χρόνια Seth Stein and Giovanni F. Sella (1996). Σχήμα 4α: στα 30Ma χρόνια γίνεται κατάδυση της Απουλίας κάτω από την Ευρασία και σύγκρουση των δύο πλακών που οδηγεί στην ανάδυση των Διναρίδων και των Άλπεων. Το μαύρο βέλος δείχνει την κίνηση της Απουλίας. Το άσπρο τρίγωνο δείχνει την αποκολλούμενη καταδυόμενη πλάκα, δηλαδή το σημείο, όπου πιθανόν σταματάει η κατάδυση και γίνεται ηπειρωτική σύγκρουση. Σχήμα 4b: Στα 15Ma ξεκινά η κατάδυση της Άδριας κάτω από την Δυτική Ιταλία, κάτι που θα οδηγήσει στον σχηματισμό των Απεννίνων ενώ ο εφελκυσμός πίσω από το τόξο σχηματίζει την Τυρρηνική θάλασσα. Παράλληλα στο σημείο σύγκλισης Απουλίας - Ευρασίας η καταδυόμενη πλάκα συνεχίζει να αποσπάζεται και αποκτά μια προς τα ΒΑ κίνηση, προκαλώντας μια σταδιακή κίνηση οριζόντιας μετατόπισης. Σχήμα 4c: Στα 8 Ma η φορά κίνησης της Αφρικανικής πλάκας (Nu) μεταβάλλεται προς τα ΒΒΔ ενώ η Άδρια κινείται προς τα ΒΑ. Η Ιταλία (wlt) αρχίζει να περιστρέφεται αριστερόστροφα Σχήμα 4d: Η δυτική Ιταλία γίνεται τμήμα της Ευρασίας και σταματά να εκτείνεται η Τυρρηνική θάλασσα. Η Άδρια κινείται προς τα ΒΑ και διαχωρίζεται σε δυο κομμάτια από τη σεισμική ζώνη GDSZ. Κατά μήκος των Απέννινων εμφανίζεται εφελκυσμός ενώ η σύγκλιση μεταξύ Άδριας και Ευρασίας θα οδηγήσει στην αριστερόστροφη περιστροφή της πρώτης. Με το μαύρο βέλος δείχνεται η κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας.

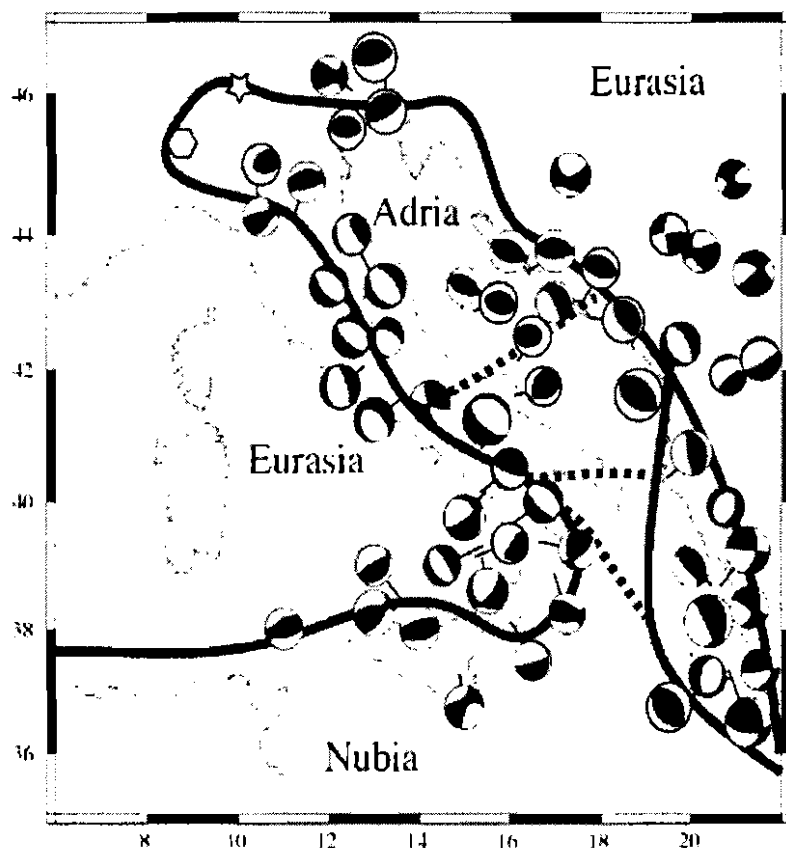
Παρακάτω θα εστιάσουμε την προσοχή μας στις σημερινές γεωτεκτονικές συνθήκες, στο Ανατολικό όριο της Απουλίας μικροπλάκας με την Ευρασία, στο οποίο ανήκει και η εξεταζόμενη περιοχή. Με βάση το σχήμα 4d αλλά και το σχήμα 5 το οποίο αποτελεί μια πολύ καλή σχηματική αναπαράσταση της παρούσας γεωτεκτονικής κατάστασης της ευρύτερης περιοχής του ανατολικού ορίου Απουλίας - Ευρασίας, θα πρέπει να αναφερθούν τα εξής: Η Απουλία μικροπλάκα σήμερα κινείται προς τα ΒΑ με μια ταχύτητα περίπου 4,5 mm/yr (McClusky et al., 2000; McClusky et al., 2003; Fernanades et al., 2003; Nocquet and Calais 2003), εκτελώντας μια αριστερόστροφη περιστροφή από Ανατολικά προς Δυτικά, (Ritsema 1974, McKenzie 1972) γύρω από έναν πόλο για τον οποίο έχουν οριστεί διαφορετικές θέσεις. Αποτέλεσμα αυτής της κίνησης είναι η σύγκλισή της με την Ευρασία και η εφίππευσή της από την τελευταία κατά μήκος του ανατολικού ορίου (σχήμα 5), όπου προκαλούνται έντονα συμπιεστικά φαινόμενα. Το διάνυσμα ολίσθησης κατά μήκος της ανατολικής επαφής έχει διεύθυνση N 60° E. Οι συμπιεστικές τάσεις έχουν διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ κατά μήκος των ακτών της Γιουγκοσλαβίας, της Αλβανίας και της ΒΔ Ελλάδας. Επιπλέον, η διεύθυνση των ανάστροφων ρηγμάτων είναι κάθετη στη διεύθυνση των τάσεων και παράλληλη προς τις ακτές, σε γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Η ζώνη της συμπίεσης διακόπτεται από ρήγματα μετασχηματισμού, σύμφωνα με τον χάρτη του σχήματος 5 και επίσης, όπως προκύπτει από τη λύση των μηχανισμών γένεσης των σεισμών της περιοχής. Το πρώτο ρήγμα μετασχηματισμού εντοπίζεται στο νότο, στην περιοχή της Κεφαλονιάς και είναι δεξιόστροφο. Επίσης μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί φυσικό όριο μεταξύ της Απουλίας και της Ευρασίας (μικροπλάκας Αιγαίου). Αυτή η κίνηση στο ρήγμα έρχεται σε πλήρη συμφωνία με την αριστερόστροφη περιστροφή της Απουλίας και με την προς το νότο επέκταση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Επιπλέον, βορειότερα υπάρχει μια δεξιόστροφη ζώνη διάτμησης, όπου η μέγιστη διατμητική τάση ενεργεί σε διεύθυνση Α-Δ και ενώνει δύο ζώνες συμπίεσης, κατά μήκος των ακτών, ΒΒΑ της Αλβανίας και κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της ΒΔ Ελλάδας, δηλαδή θα μπορούσε να ειπωθεί ότι αποτελεί ένα διαχωριστικό φυσικό όριο μεταξύ των Διναρίδων και των Αλβανίδων (Σχήμα 5). Επίσης, αποτελεί ένα όριο μεταξύ του δυτικού απαραμόρφωτου

τμήματος της Απουλίας μικροπλάκας και του ανατολικού παραμορφωμένου το οποίο συμπίεζεται κατά μήκος των ακτών της Ευρασίας.



Σχήμα 5: Σχηματική αναπαράσταση των τεκτονικών δομών της Κεντρικής Μεσογείου από τους Slejko et al., (1999). RP=O πόλος περιστροφής της Άδριας. Τα μαύρα βέλη δείχνουν τα διανύσματα ολίσθησης προερχόμενα από γεωδαιτικά δεδομένα.

Στο σχήμα 7 απεικονίζονται οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης των σεισμών για την ευρύτερη περιοχή. Σε γενικές γραμμές μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι κατά μήκος των Απέννινων επικρατεί μια ζώνη κανονικών ρηγμάτων καθώς ο εφελκυσμός είναι η επικρατούσα τάση ενώ στην αντίπερα όχθη, το όριο μεταξύ Άδριας και Ευρασίας διέπεται από μια ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων η οποία οφείλεται στη σύγκλιση Ευρασίας-Απουλίας.



Σχήμα 7: Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών από τον κατάλογο του Harvard CMT (Seth Stein and Giovanni F. Sella, 1996). Οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα πιθανά προτεινόμενα όρια της Απουλίας. Το αστέρι και το εξάγωνο δείχνουν τους πόλους περιστροφής της Απουλίας από τους Anderson, Jackson (1987a) και Calais et al. (2002), αντίστοιχα.

1.5 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το γεωτεκτονικό πλαίσιο αυτής της περιοχής μελέτης εντάσσεται σε αυτό του ανατολικού ορίου της Αδριατικής, η οποία καθώς κινείται ΒΑ και περιστρέφεται αριστερόστροφα συγκλίνει με την Ευρασία κατά μήκος των ακτών της ΒΔ Ελλάδας, της Αλβανίας και της Γιουγκοσλαβίας, με αποτέλεσμα να προκαλούνται έντονα συμπίεστικά φαινόμενα. Έτσι δημιουργείται μια ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων, η οποία είναι παράλληλη προς τις ακτές, δηλαδή έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Έξαλλου, στο εσωτερικό των ακτών αυτών, όπως φαίνεται στο σχήμα 1, επικρατεί εφελκυσμός σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, με αποτέλεσμα τον σχηματισμό κανονικών ρηγμάτων με παράταξη ΒΒΑ-ΝΝΔ. Αυτός ο εφελκυσμός οφείλεται στην εσωτερική παραμόρφωση που υφίσταται η ευρασιατική πλάκα, στον χώρο πίσω από τη σύγκλιση των δύο πλακών. Συγκεκριμένα, το μπροστινό τμήμα της Ευρασίας, το οποίο συγκλίνει με την Απουλία κινείται πιο γρήγορα προς τα εμπρός σε σχέση με το πίσω τμήμα, και στην προσπάθεια του να υπερπηδήσει την Απουλία μικροπλάκα, την υπερκαλύπτει (underthrusting). Κατ' αυτόν τον τρόπο δημιουργείται εφελκυσμός πίσω από το σημείο της σύγκλισης των δυο πλακών, κατά μήκος των Δυναρίδων και των Ελληνίδων (Πίνδος) με την διεύθυνση που προαναφέραμε, περίπου Α-Δ.

1.6 ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Πληροφορίες για τους ιστορικούς σεισμούς στην περιοχή μελέτης υπάρχουν και έχουν δημοσιευθεί από πολλούς ερευνητές. Οι σεισμοί αυτοί οφείλονται τόσο σε ανάστροφα ρήγματα, όσο και σε κανονικά ρήγματα, όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Στον πίνακα 1 δίνονται πληροφορίες, σχετικά με τον χρόνο γένεσης και τις γεωγραφικές συντεταγμένες των επικέντρων, για 75 από τους ισχυρούς σεισμούς οι οποίοι είχαν μέγεθος $M \geq 6.0$.

Πίνακας 1: Πληροφορίες για τους σεισμούς με μεγέθη μεγαλύτερο ή ίσο του 6 οι οποίοι έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 58 π. Χ. μέχρι σήμερα (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

Χρόνος	Φ Β	λ Α	Μ
58	41.5	19.4	6.6
217	40.5	19.5	6.1
334	41.3	19.5	6.1
346	41.4	19.4	6.8
358	40.1	20.1	6.2
506	41.3	19.6	6.3
521	41.2	19.6	6.3
552	41.0	20.8	6.6
968	39.3	20.3	6.5
1153	39.8	20.1	6.0
1273	41.4	19.4	6.8
1380	41.3	20.0	6.0
1601	40.5	19.5	6.4
1650	39.7	20.0	6.0
1666	39.6	19.8	6.2
1674	39.5	20.0	6.6
1699	41.9	19.1	6.2
1701	40.3	20.0	6.4
1709	39.0	21.0	6.0
1713	40.7	20.0	6.4
1732	39.5	20.1	6.5
1740	39.7	20.8	6.2
1743	39.2	20.2	6.8
1745	39.7	19.9	6.5
1773	39.5	20.0	6.3
1786	39.2	20.3	7.0
1809	39.6	20.3	6.3

1813	39.58	20.65	6.2
1823	39.5	20.3	6.3
1826	39.0	20.6	6.2
1833	40.5	19.4	6.5
1843	41.2	20.1	6.0
1851	40.7	19.4	6.8
1854	39.8	20.2	6.5
1855	41.9	19.6	6.5
1858	39.7	20.7	6.0
1858	40.0	20.1	6.3
1858	40.14	19.78	6.3
1860	40.2	20.1	6.5
1862	40.5	19.6	6.1
1865	40.8	20.0	6.0
1866	40.4	19.6	6.6
1866	40.1	20.1	6.3
1867	39.6	20.8	6.2
1869	40.3	19.7	6.0
1869	41.2	19.5	6.2
1870	41.3	19.6	6.7
1871	39.6	20.1	6.0
1872	39.7	20.2	6.1
1891	39.0	20.7	6.0
1893	40.1	19.7	6.6
1895	40.2	19.7	6.4
1895	39.42	20.61	6.3
1896	41.1	20.7	6.1
1897	39.9	20.1	6.2
1898	39.65	20.81	6.3
1903	39.8	18.7	6.0
1906	40.9	20.7	6.0
1907	41.1	20.1	6.2

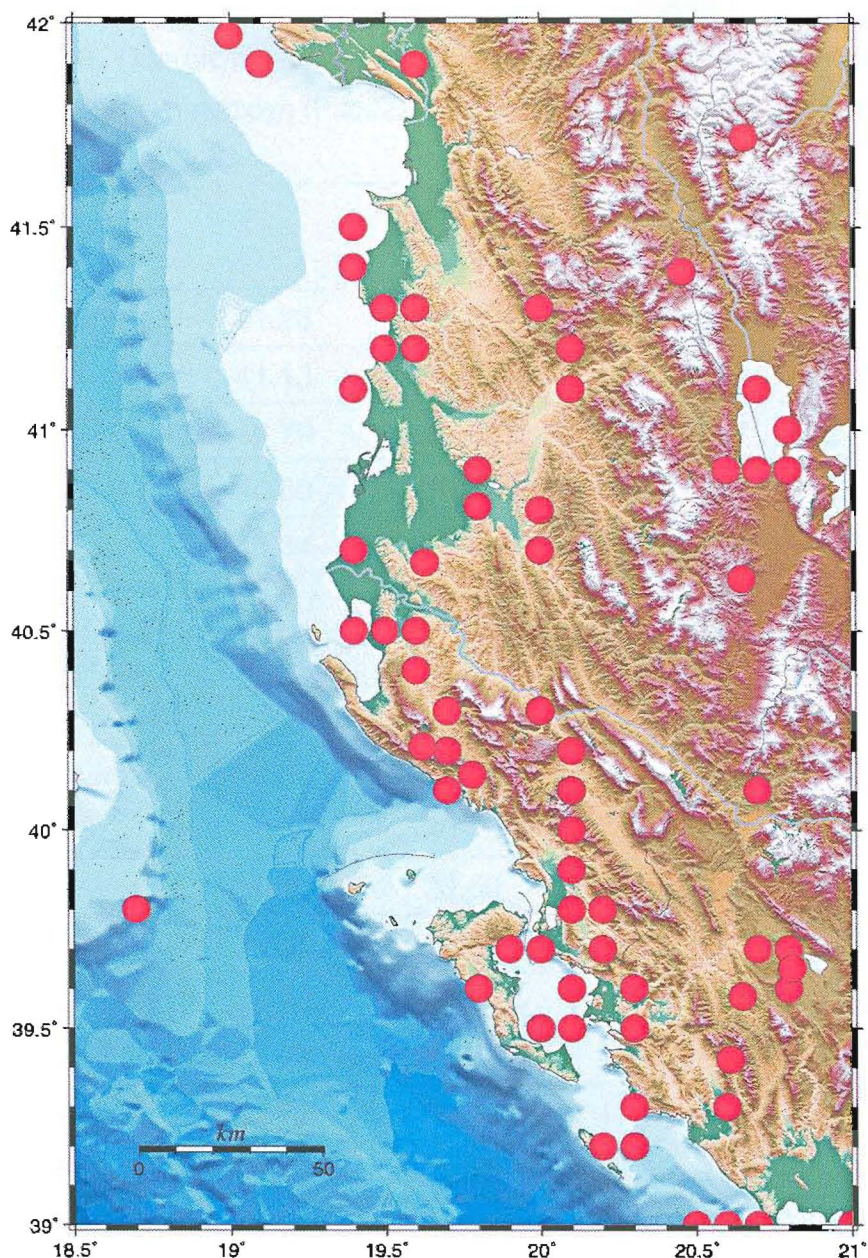
1911	40.9	20.8	6.7
1912	40.9	20.6	6.1
1915	39.2	20.3	6.1
1917	39.0	20.5	6.1
1919	40.1	20.7	6.3
1920	40.3	20.0	6.3
1922	41.72	20.66	6.1
1926	41.3	19.5	6.1
1930	40.21	19.62	6.3
1959	40.9	19.8	6.0
1959	40.81	19.80	6.4
1960	40.63	20.65	6.5
1962	40.67	19.63	6.0
1967	41.39	20.46	6.3
1979	41.97	19.0	7.1

Παρακάτω θα αναφερθούν ορισμένοι από τους πιο καταστρεπτικούς σεισμούς που έπληξαν την περιοχή, με μέγεθος άνω των 6 και προκάλεσαν θύματα και ζημιές. Στην εργασία αυτή, λήφθηκαν υπόψη τα στοιχεία των σεισμών που έχουν δημοσιευθεί από τους Papazachos και Papazachou (2003).

Ο σεισμός της Οχρίδας έγινε στις 18 Φλεβάρη του 1911, είχε μέγεθος $M=6.7$ και ήταν αισθητός σε ένα μεγάλο μέρος των δυτικών Βαλκανίων ενώ βλάβες σπιτιών αναφέρονται μέχρι και την Φλώρινα. Μια σειρά καταστρεπτικών σεισμών αναφέρθηκαν στο Δυρράχιο από το 1273 μέχρι και το 1926 με μεγέθη από $M=6.1$ μέχρι και $M=6.8$. Στο Τεπελένι της Αλβανίας, στις 26 Νοεμβρίου του 1920, σκοτώθηκαν 200 άνθρωποι και έμειναν άστεγοι 15.000 από σεισμό που είχε μέγεθος $M=6.3$. Ένας ακόμα καταστρεπτικός σεισμός αναφέρεται στις 21 Νοεμβρίου του 1930, στην περιοχή Dukate της Αλβανίας, με μέγεθος $M=6.3$. Σημαντικές καταστροφές προκλήθηκαν μεταξύ Χειμάρas και Αυλώνας. Σκοτώθηκαν 35 άνθρωποι και τραυματίστηκαν 108 ενώ 20.000 έμειναν άστεγοι. Το Μάιο του 1960 και πάλι στην Αλβανία, στην

περιοχή Polene ένας σεισμός με μέγεθος $M=6.5$ προκάλεσε αρκετά θύματα και βλάβες στα σπίτια ενώ αυτός ο σεισμός έγινε πολύ έντονα αισθητός σε περιοχές της ΒΔ Ελλάδας. Επίσης στις 30 Νοεμβρίου του 1967 στην περιοχή Επισκοπή της Αλβανίας, κοντά στα σύνορα Αλβανίας-Γιουγκοσλαβίας, ένας σεισμός με μέγεθος $M=6.3$ προκάλεσε βλάβες σε χιλιάδες σπίτια. Σκοτώθηκαν 20 άνθρωποι και τραυματίστηκαν πάνω από 200. Τέλος, ένας από τους πιο πρόσφατους και καταστροφικούς σεισμούς είναι αυτός ο οποίος έγινε στις 15 Απριλίου του 1979, στο Μαυροβούνιο και είχε μέγεθος $M=7.1$. Σκοτώθηκαν 130 άτομα και τραυματίστηκαν χιλιάδες. Προκλήθηκαν σοβαρές βλάβες σε σπίτια και οικοδομές, τόσο στις Αδριατικές ακτές της Γιουγκοσλαβίας όσο και στην Βόρεια Αλβανία σε μια ακτίνα 100 km. Ξενοδοχεία κατέρρευσαν και λιμενικές εγκαταστάσεις κατακρημνίστηκαν στη θάλασσα ενώ ο ποταμός Bogiana άλλαξε κοίτη. Από τον σεισμό δημιουργήθηκε στην Αδριατική θαλάσσιο κύμα, το οποίο βύθισε ένα πλοίο ενώ παρέσυρε παραθαλάσσια σπίτια σε μήκος 15 km. Τέλος μια σειρά ισχυρών σεισμικών δονήσεων έλαβε χώρα στα Ιωάννινα κατά τις χρονολογίες 1740 ($M=6.2$), 1813 ($M=6.2$), 1858 ($M=6.0$), 1867 ($M=6.2$), 1898 ($M=6.3$), επίσης και στην Κέρκυρα κατά τα έτη 1674 ($M=6.5$), 1732 ($M=6.5$), 1773 ($M=6.3$), 1823 ($M=6.3$), 1871 ($M=6.0$), αλλά και σε άλλες περιοχές, όπως στους Παξούς και την Ηγουμενίτσα, αλλά και στο εσωτερικό της ηπειρωτικής Ελλάδας, στα σύνορα με την Αλβανία.

Στον χάρτη του σχήματος 8 χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006 και είχαν μεγέθη $M \geq 6.0$. Αναλύοντας τον πίνακα 1, τον χάρτη του σχήματος 8 και λαμβάνοντας επίσης, υπόψιν και άλλους ισχυρούς και μικρότερου μεγέθους σεισμούς, μπορούμε να πούμε ότι υπάρχει μια κατανομή των επικέντρων αυτών των σεισμών κατά μήκος των ακτών της Γιουγκοσλαβίας, της Αλβανίας και της ΒΔ Ελλάδας αλλά και στο εσωτερικό της Ευρασίας ενώ αντίθετα δεν αναφέρονται μεγάλοι σεισμοί στο εσωτερικό της Αδριας ή στο τμήμα της τουλάχιστον, όπου περιλαμβάνεται στην εξεταζόμενη περιοχή. Αυτό δείχνει ότι η Απουλία μικροπλάκα, πιθανόν να συμπεριφέρεται ως άκαμπτη και απαραμόρφωτη.



Σχήμα 8: Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών, με μεγέθη $M \geq 6$, που έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006.

Στον πίνακα 2 παρουσιάζονται οι παράμετροι των ρηγμάτων που έχουν δώσει ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς στην περιοχή μας. Συγκεκριμένα δίνονται οι γεωγραφικές συντεταγμένες, (φ και λ), το μήκος του ρήγματος, L , το αζιμούθιο της διεύθυνσής του, ζ , η κλίση του, θ , και η γωνία ολίσθησης, λ .

Πίνακας 2: Παράμετροι των ρηγμάτων όπου έγιναν γνωστοί επιφανειακοί σεισμοί στην εξεταζόμενη περιοχή (Papazachos and Papazachou 2002).

Όνομα	φ	λ	L	ζ	θ	λ
Dyrrachium	41.28	19.50	42	334	27	93
Elbasan	41.13	19.91	16	331	27	93
Berat	40.79	19.80	33	357	27	93
Fier	40.80	19.56	42	353	27	93
Vlora	40.34	19.45	34	320	27	93
Himara	40.20	19.43	58	309	27	93
Tepeleni	40.30	20.06	30	339	27	93
Ιωάννινα	39.64	20.59	24	332	43	113
Ηγουμενίτσα	39.65	20.12	45	300	43	90
Κέρκυρα	39.37	20.15	34	294	43	90
Παραμυθιά	39.41	20.56	24	337	43	113
Παξοί	39.16	20.03	52	310	43	90
Πρέβεζα	39.00	20.60	20	340	43	113
Erseke	40.33	20.71	21	196	49	-87
Koritsa	40.68	20.79	30	185	49	-87
Ochrid	41.02	20.79	38	179	49	-87
Peshkope	41.46	20.56	45	161	49	-87

Αναλύοντας τον παραπάνω πίνακα και λαμβάνοντας υπόψη την γωνία ολίσθησης, λ , η οποία κατά βάση έχει τιμές κοντά στις 90° , μπορούμε να πούμε ότι η επικρατούσα διάρρηξη είναι ανάστροφη, με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, όπως προκύπτει από το αζιμούθιο της διεύθυνσής, ζ . Επίσης παρατηρούμε, ότι υπάρχουν και κανονικές διαρρήξεις, στο εσωτερικό της Αλβανίας και κοντά στα σύνορα με τα Σκόπια και την Ελλάδα (Koritsa, Ochrid, Peshkope, Erseke) καθώς οι τιμές της γωνίας ολίσθησης, λ , είναι αρνητικές και πολύ κοντά στα 90° με γενική διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, με βάση το αζιμούθιο της διεύθυνσής ζ .

Από τα παραπάνω αποδεικνύεται η προτεινόμενη θεωρία ότι κατά μήκος των ακτών της ΒΔ Ελλάδας και της Αλβανίας επικρατούν ανάστροφες διαρρήξεις που ακολουθούν τη διεύθυνση των ακτών και οι οποίες προκλήθηκαν από συμπιεστικές τάσεις, διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ. Επιπροσθέτως, αποδεικνύεται ότι στην ενδοχώρα, στο όριο Απουλίας - Ευρασίας παρατηρούνται κανονικές διαρρήξεις διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ, οι οποίες προκλήθηκαν από εφελκυσμό ΔΒΔ-ΑΝΑ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η διαδικασία η οποία ακολουθήθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, στην περιοχή μελέτης. Αρχικά έγινε η συλλογή των δεδομένων και στη συνέχεια ακολούθησε η επεξεργασία αυτών, με την χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE (Klein, 2002). Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε ένα μοντέλο ταχυτήτων και για τις 11 υποπεριοχές στις οποίες χωρίστηκε ο χώρος μελέτης και υπολογίσθηκαν τα χρονικά υπόλοιπα σε κάθε μια από αυτές. Τέλος, η εκτίμηση της ακρίβειας των αποτελεσμάτων έγινε με την παρουσίαση της κατανομής των εστιακών βαθών και των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος των σεισμών.

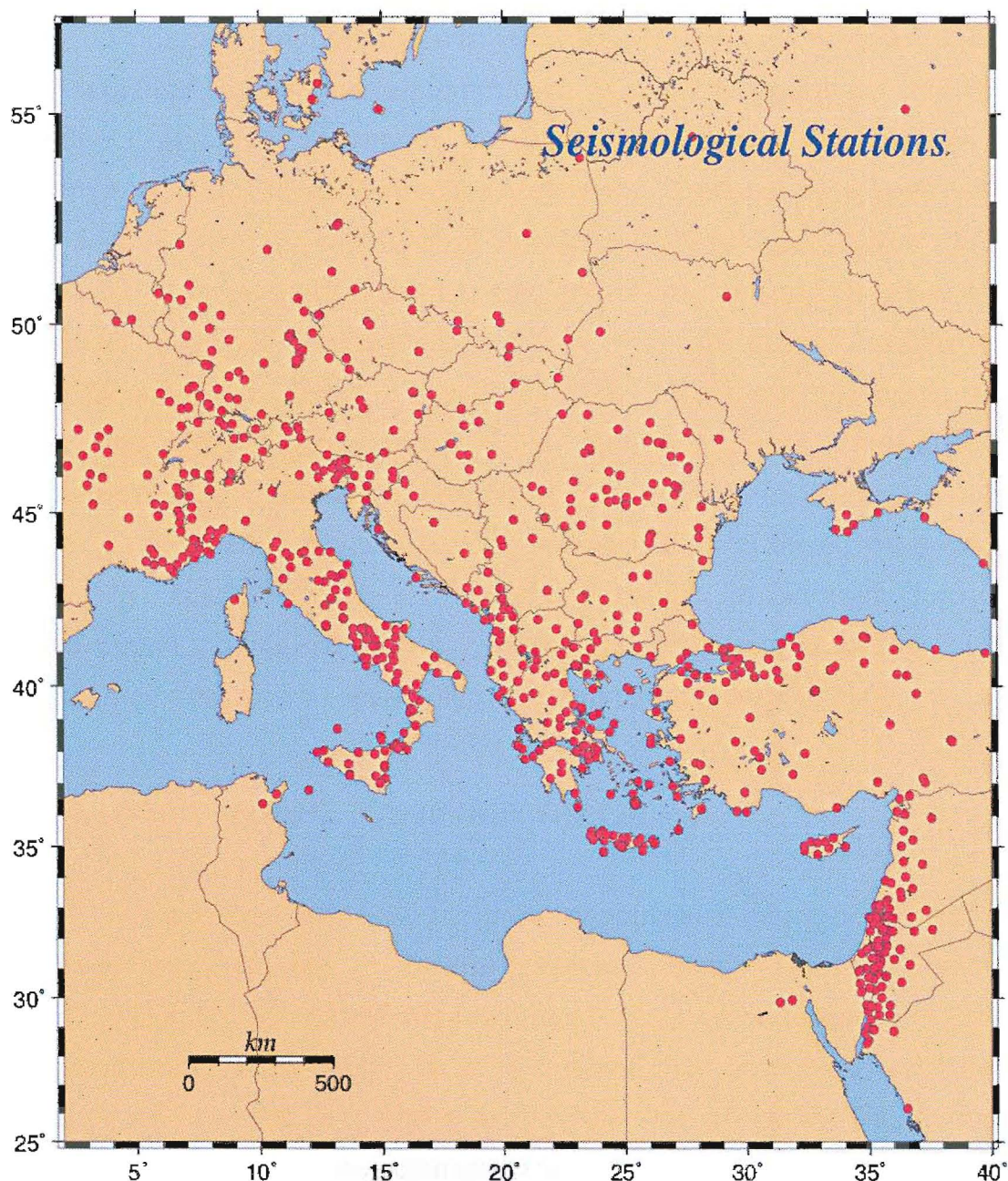
2.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα για την περιοχή μελέτης που καλύπτουν το χρονικό διάστημα από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006. Η συλλογή των δεδομένων αυτών έγινε από το ISC (International Seismological Center) το οποίο συγκεντρώνει τις φάσεις των σεισμών που έχουν γίνει από το 1964 και έπειτα από τα Σεισμολογικά Ινστιτούτα για σεισμούς παγκοσμίως. Επειδή όμως υπάρχει μια σχετική καθυστέρηση στην δημοσίευση των δεδομένων του ISC, μετά τον προσδιορισμό των εστιακών τους παραμέτρων, χρησιμοποιήθηκαν από το ISC οι φάσεις των σταθμών από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006.

Για κάθε σεισμό του διαστήματος αυτού λήφθηκαν όλα τα δεδομένα που αφορούν τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα από όλους τους διαθέσιμους σταθμούς, ώστε να συγκεντρωθεί ο μεγαλύτερος δυνατός αριθμός φάσεων. Από τις καταγραφές κρατήθηκαν αυτές που είχαν την ένδειξη των P και S-κυμάτων.

Για να γίνει όσο το δυνατόν πιο ακριβής ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, πρέπει να υπάρχει ικανός αριθμός καταγραφών (φάσεων) των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων στους σεισμολογικούς

σταθμούς της ευρύτερης περιοχής. Ο αριθμός των φάσεων εξαρτάται από την πυκνότητα του δικτύου και από το μέγεθος του σεισμού. Γενικά η ακρίβεια των αποτελεσμάτων εξαρτάται από την πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου. Στο σχήμα 9 απεικονίζονται οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών από τους οποίους ελήφθησαν τα δεδομένα.



Σχήμα 9: Γεωγραφική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών των οποίων οι καταγραφές χρησιμοποιήθηκαν για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην εξεταζόμενη περιοχή

Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε από τον παραπάνω τον χάρτη, οι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία βρίσκονται στον Ελληνικό χώρο, τον ευρύτερο χώρο των Βαλκανίων και της Ανατολικής Μεσογείου, επίσης δυτικότερα, στην Κεντρική Μεσόγειο και την Κεντρική Ευρώπη.

Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να αναφερθεί ότι μέχρι περίπου τα μέσα της δεκαετίας του 80 ήταν απαραίτητο να ληφθούν οι φάσεις και από τους σταθμούς οι οποίοι βρίσκονταν σε μεγάλες αποστάσεις λόγω του ότι τα υπάρχοντα σεισμολογικά δίκτυα δεν ήταν πυκνά. Σταδιακά όμως η πύκνωση του δικτύου επέτρεψε την συλλογή των δεδομένων από μεγαλύτερο αριθμό σταθμών οι οποίοι βρίσκονται σε μικρές αποστάσεις από τα επίκεντρα. Αυτό αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τον όσο το δυνατό ακριβέστερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων. Με βάση αυτήν την παράμετρο, μετά την αρχική επεξεργασία όλων των δεδομένων, επιλέξαμε να επεξεργαστούμε τα δεδομένα, δηλαδή τις φάσεις όλων των σεισμών από το 2001 μέχρι το 2006 λόγω καλύτερης κάλυψης από το δίκτυο σταθμών το οποίο είχε πυκνώσει σταδιακά. Ωστόσο, οι σεισμοί το διάστημα αυτό δεν επαρκούσαν για την ανάλυσή μας, οπότε επιλέξαμε να επεξεργαστούμε τις φάσεις των σεισμών το χρονικό διάστημα από το 1998 μέχρι το 2006.

2.2 ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΤΟΥ ΦΛΟΙΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ

Ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών σε μια περιοχή απαιτεί την όσο τον δυνατό καλύτερη γνώση της δομής του φλοιού της Γης, δηλαδή τη μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος. Μετά τη συλλογή των δεδομένων, έγινε ένας πρώτος υπολογισμός με τη χρήση του μοντέλου του φλοιού της Γης, το οποίο έχει ήδη προταθεί για την ευρύτερη περιοχή. Συγκεκριμένα, στην παρούσα εργασία, κατά τη μελέτη των σεισμικών ακολουθιών χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων το οποίο προτάθηκε για την περιοχή του Ιονίου και συγκεκριμένα για την ευρύτερη περιοχή του Αμβρακικού κόλπου, στην ΒΔ Ελλάδα από τους Haslinger et., al (1999). Στον πίνακα 3 παρουσιάζεται το

μοντέλο ταχυτήτων το οποίο περιλαμβάνει πληροφορίες τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα.

Πίνακας 3: Το μοντέλο ταχυτήτων για την ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Άρτας και του Ιονίου (F. Haslinger et al. 1999).

Βάθος σε km	Vp (km/s)	Vs (km/s)
<0.5	3.5	1.9
0.5-2.0	5.47±0.1	2.7±0.1
2.0-5.0	5.50±0.1	2.86±0.1
5.0-10.0	6.0±0.2	3.23±0.1
10.0-15.0	6.0±0.2	3.24±0.1
15.0-20.0	6.48±0.25	3.40±0.1
20.0-30.0	6.70±0.4	3.80±0.25
30.0-40.0	6.75	3.81
>40	8.0	-

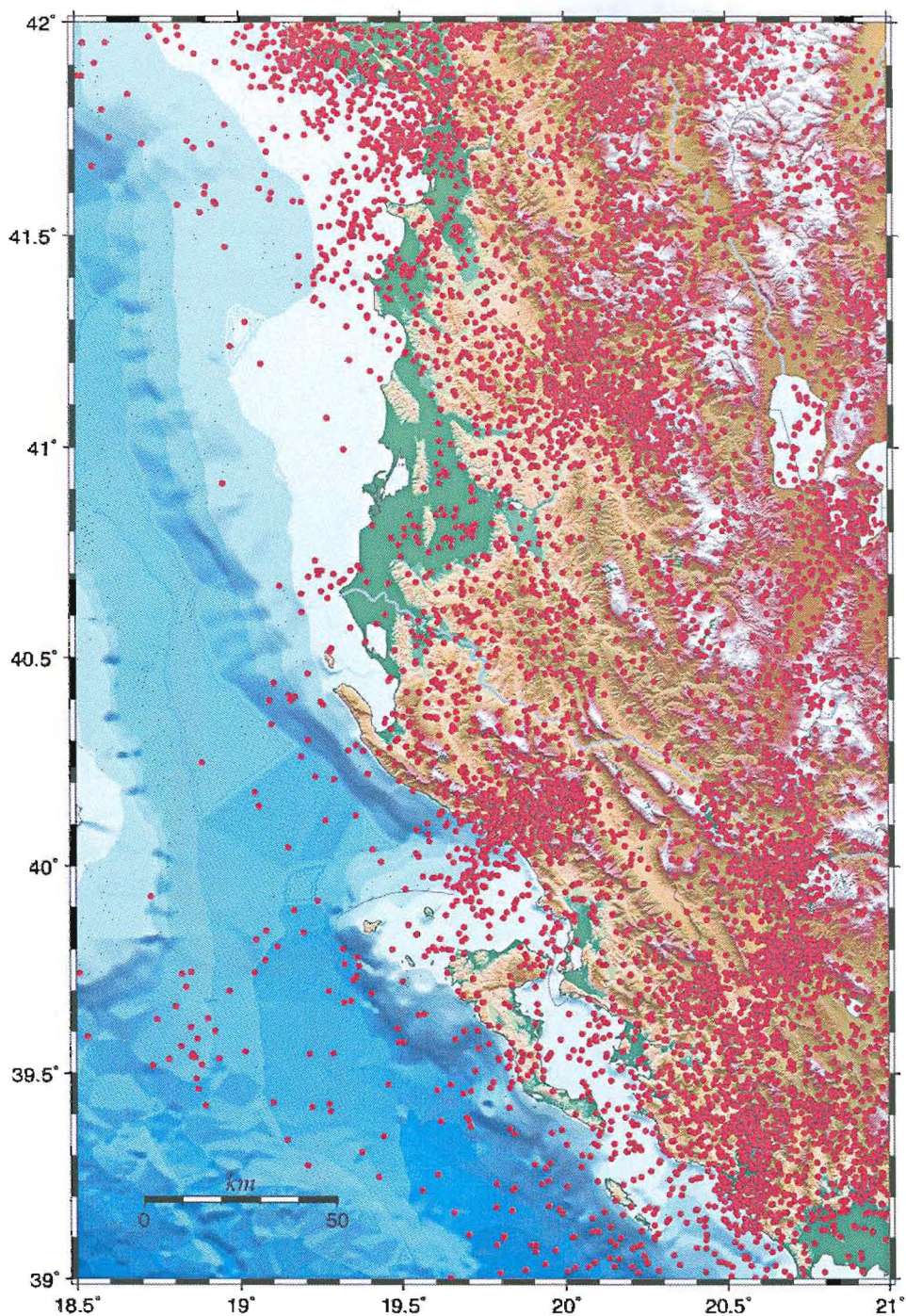
Σύμφωνα με τον πίνακα 3, πρόκειται για μοντέλο 8 στρωμάτων τα οποία βρίσκονται πάνω σε ημιχώρο. Συγκεκριμένα, η ταχύτητα των P-κυμάτων στο πάνω στρώμα είναι 3.5 km/s και των S-κυμάτων 1.9 km/s. Το πάχος του επιφανειακού στρώματος φτάνει τα 0.5 km. Στο δεύτερο στρώμα, το οποίο ξεκινάει από τα 0.5 km και φτάνει μέχρι τα 2.0 Km, η ταχύτητα των P- κυμάτων είναι 5.47 km/s με απόκλιση ± 0.1 ενώ η ταχύτητα των S-κυμάτων είναι 2.7 km/s με αντίστοιχη απόκλιση ± 0.1 . Το τρίτο στρώμα ξεκινάει από τα 2 km και φτάνει μέχρι τα 5 km με τις ταχύτητες των P και S- κυμάτων να είναι 5.50±0.1 km/s και 2.86±0.1 km/s αντίστοιχα. Το τέταρτο στρώμα φτάνει μέχρι τα 10 km με τις ταχύτητες των P και S-κυμάτων, 6.0±0.2 km/s και 3.23±0.1 km/s, ενώ το πέμπτο στρώμα βρίσκεται μεταξύ 10 και 15 km με τα τις ταχύτητες των P και S κυμάτων να είναι 6.0±0.2 km/s και 3.24±0.1 km/s. Το έκτο στρώμα φτάνει μέχρι τα 20 km με την ταχύτητα των P-κυμάτων 6.48±0.25 km/s και των S – κυμάτων 3.40±0.1 km/s. Το έβδομο στρώμα φτάνει μέχρι τα 30 km με την ταχύτητα των P κυμάτων 6.70±0.4 km/s και των S-κυμάτων 3.80±0.25 km/s και τέλος το όγδοο στρώμα φτάνει μέχρι τα 40 km με τις ταχύτητες των P

κυμάτων να είναι 6.75 km/s και των S κυμάτων 3.81 km/s. Τέλος, η ταχύτητα των P- κυμάτων στον μανδύα υπολογίστηκε στα 8.0 km m/s ενώ το βάθος της ασυνέχειας Mohorovicic προσδιορίστηκε στα 40 km (Hatzfeld et al., 1995, Papazachos et al., 1995).

2.3 ΑΡΧΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Αφού έγινε η συλλογή όλων των φάσεων όλων των σεισμών την περίοδο 1964 - 2006 και επιλέξαμε το μοντέλο ταχυτήτων προχωρήσαμε σε μια πρώτη επεξεργασία των δεδομένων με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE (Klein, 2002). Έτσι, πήραμε μια πρώτη εικόνα για την κατανομή των σεισμικών επικέντρων στην περιοχή μελέτης (Σχήμα 10). Από την επεξεργασία αυτή, υπολογίστηκαν συνολικά οι εστιακοί παράμετροι 12.741 σεισμών οι οποίοι έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006.

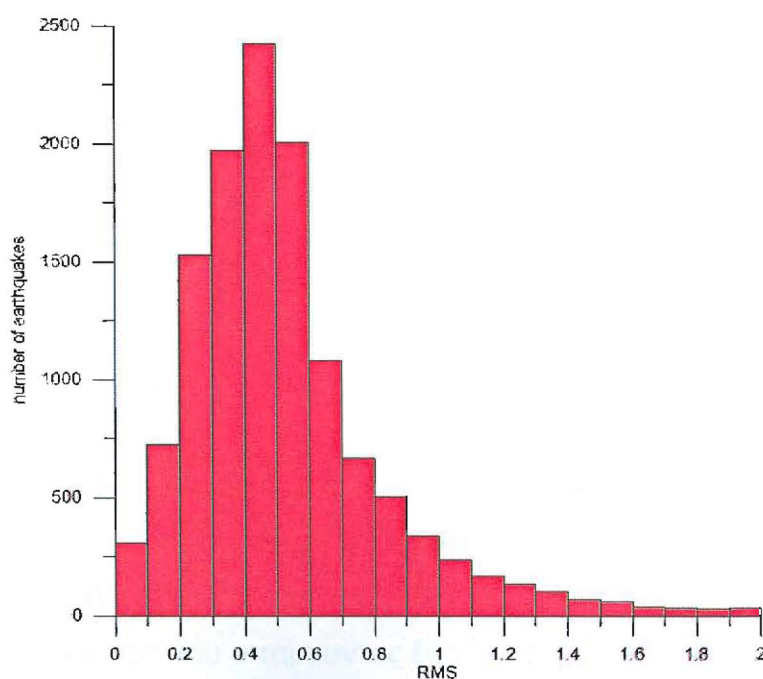
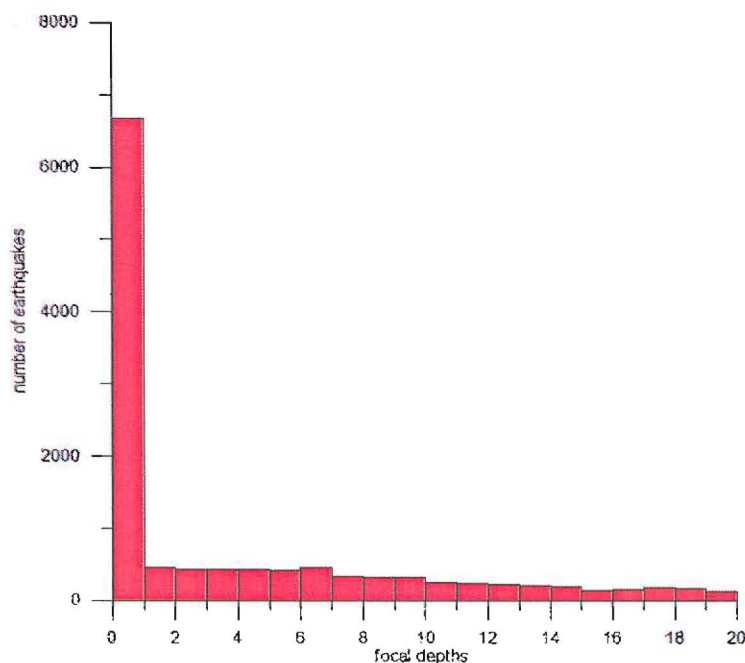
Οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σεισμικών επικέντρων παρατηρούνται στις ακτές της ΒΔ Ελλάδας, στην ευρύτερη περιοχή των Ιωαννίνων, στα νησιά Κέρκυρα και Παξοί και γύρω από αυτά, κατά μήκος των συνόρων Ελλάδας-Αλβανίας και Αλβανίας-Σκοπίων, νότια της λίμνης Οχρίδας, στις παράκτιες περιοχές της Αλβανίας, ιδιαίτερα ΒΑ της Κέρκυρας, κοντά στο Terelene. Επίσης, στο εσωτερικό της Αλβανίας, ιδιαίτερα στην κεντρική Αλβανία, όπου παρατηρούνται δύο μεγάλες συγκεντρώσεις σεισμικών επικέντρων η πρώτη προς τα βόρεια, στην περιοχή μεταξύ Tirana, Elbasan και Librazhd και η δεύτερη ακόμα πιο βόρεια μεταξύ των περιοχών Rreshen, Puke και Kukes, στα σύνορα με το Μαυροβούνιο. Τέλος, μια μεγάλη συγκέντρωση σεισμικών επικέντρων παρατηρείται στις βόρειες ακτές της Αλβανίας, επίσης, στα σύνορα με το Μαυροβούνιο. Θα πρέπει επίσης να τονισθεί η απουσία αξιόλογων σεισμικών γεγονότων και συγκεντρώσεων στο εσωτερικό κομμάτι της Απουλίας, γεγονός που δείχνει ότι στο εσωτερικό της συμπεριφέρεται ως άκαμπτη και απαραμόρφωτη. Ο παρακάτω χάρτης του σχήματος 10 προέκυψε μετά από την αρχική επεξεργασία και παρουσιάζει την κατανομή των επικέντρων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή, από το 1964 μέχρι και τον έκτο μήνα του 2006.

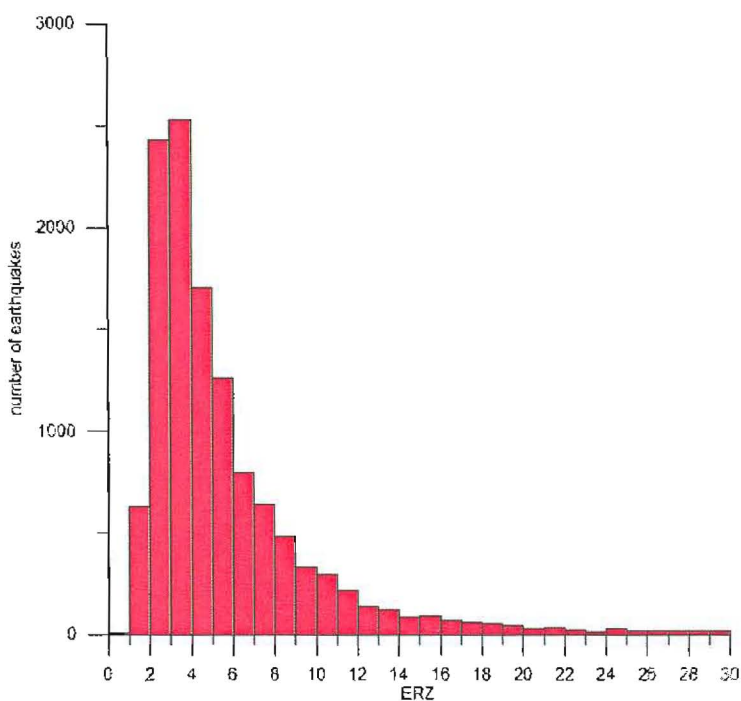
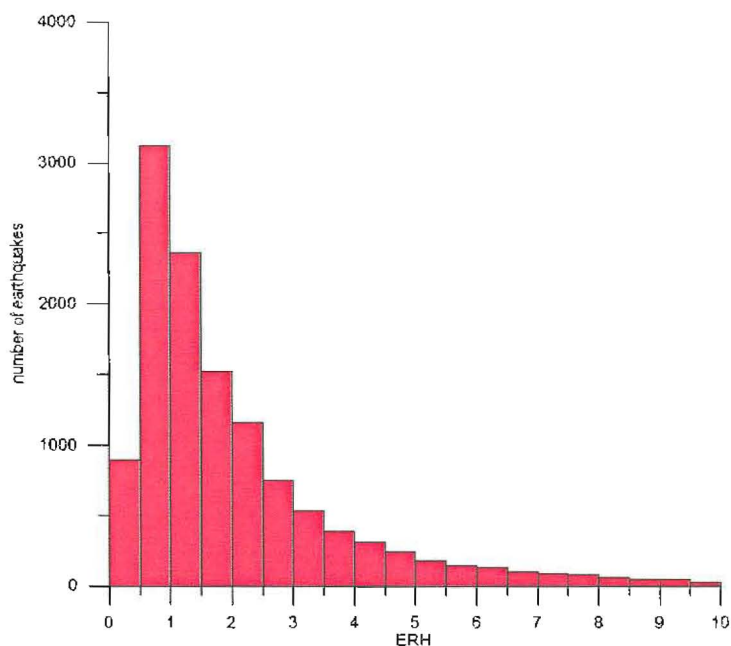


Σχήμα 10: Χωρική κατανομή των σεισμικών επικέντρων στην εξεταζόμενη περιοχή, όπως προέκυψαν από την αρχική επεξεργασία.

Για τους σεισμούς αυτούς, κατασκευάστηκαν ιστογράμματα των εστιακών βαθών και των σφαλμάτων στον χρόνο γένεσης (RMS), στο επίκεντρο (ERH) και το εστιακό βάθος (ERZ) (Σχήμα 11). Για τους σεισμούς αυτούς κατασκευάστηκαν ιστογράμματα των εστιακών βαθών και των σφαλμάτων στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης (RMS), του επικέντρου

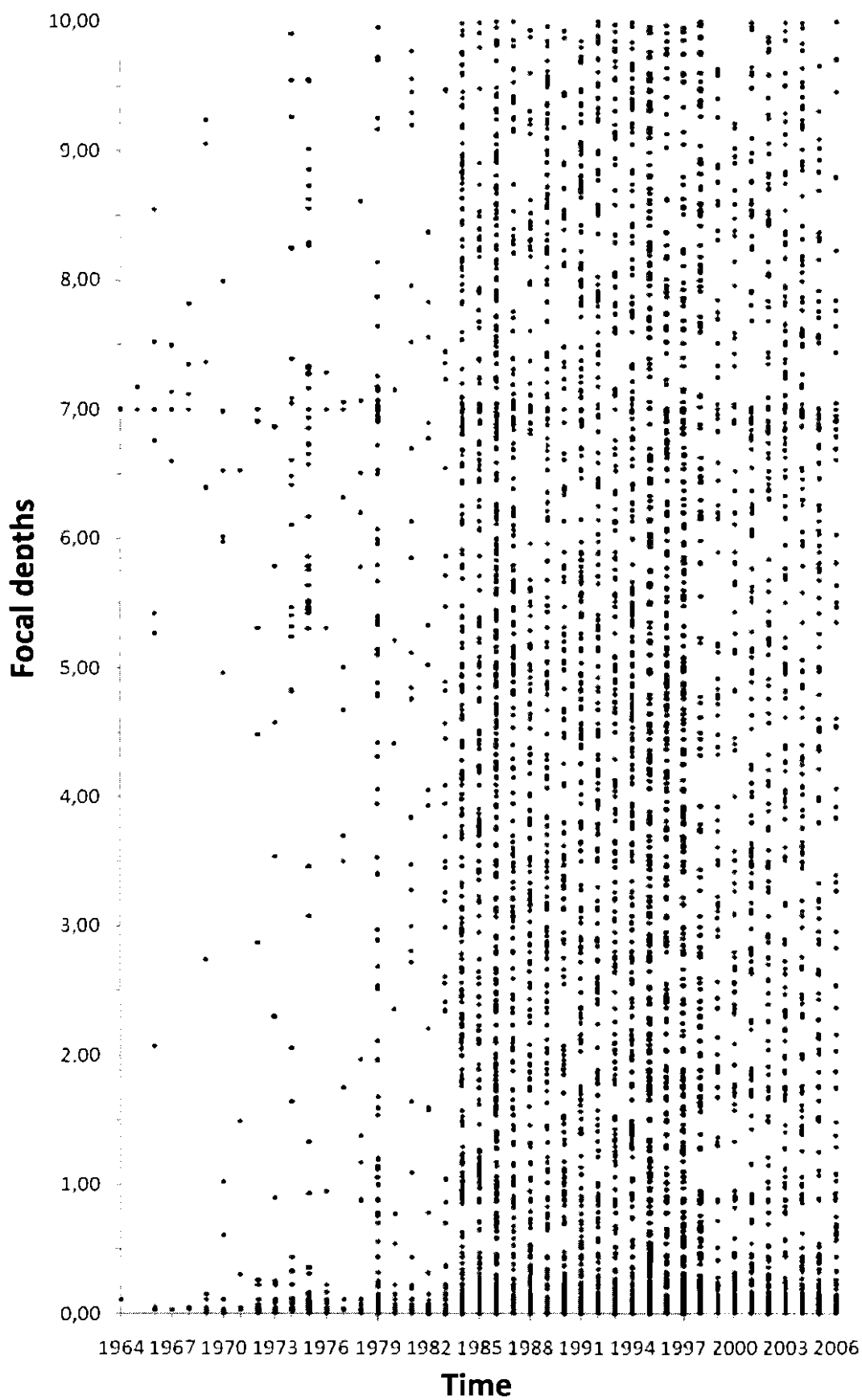
(ERH) και του εστιακού βάθους (ERZ) (Σχήμα 11). Αυτά δείχνουν ότι περίπου το 50-55% των σεισμών στην περιοχή μας παρουσιάζει εστιακά βάθη από 0-1Km, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της αρχικής επεξεργασίας των δεδομένων μας. Επίσης, περίπου το 35% των λύσεων των σεισμών έχουν σφάλμα στο χρόνο γένεσης ≤ 0.4 sec, περίπου το 70% των λύσεων, σφάλμα στο επίκεντρο ≤ 5 km και περίπου το 65% των λύσεων έχουν σφάλμα ≤ 6.0 km στο εστιακό βάθος.



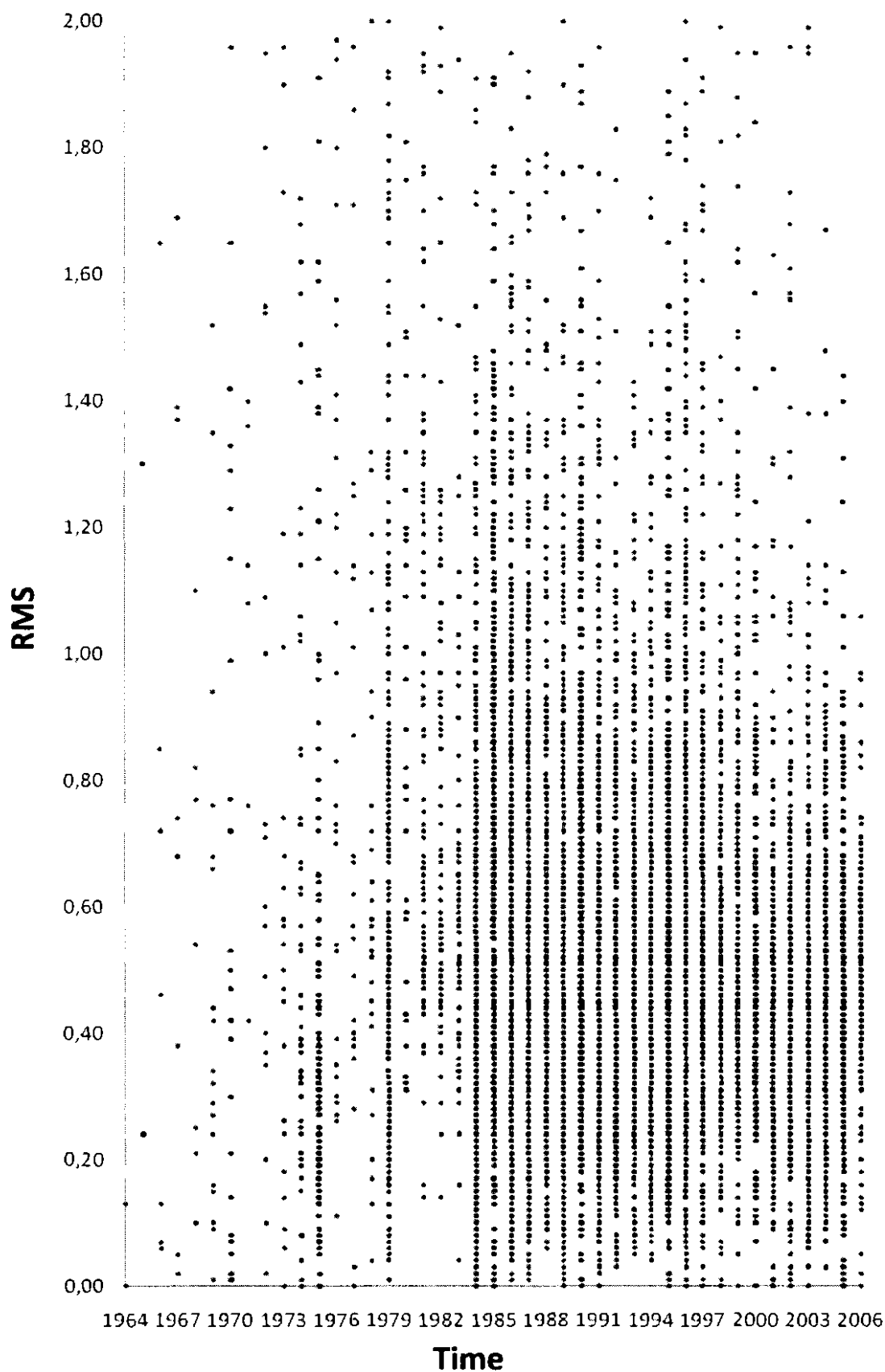


Σχήμα 11: Ιστογράμματα με τα εστιακά βάθη σε km και τα σφάλματα στον χρόνο γένεσης (RMS) σε sec, το επίκεντρο (ERH) σε km και το βάθος (ERZ) σε km.

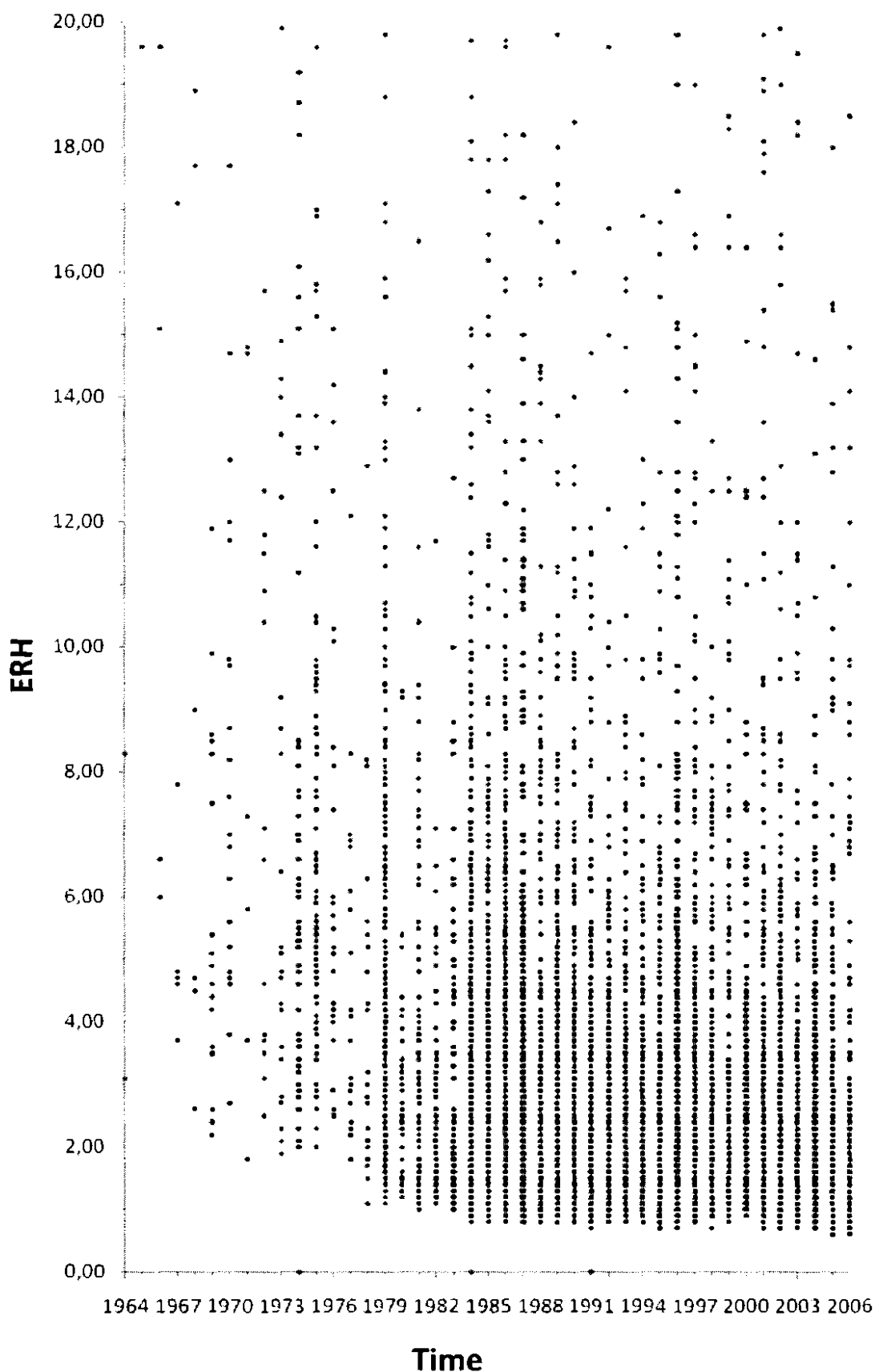
Μετά την κατασκευή των ιστογραμμάτων, χαρτογραφήθηκαν οι τιμές των εστιακών βαθμών και των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (RMS), το επίκεντρο (ERH) και το εστιακό βάθος(ERZ) με τον χρόνο, σε έτη, για να δειχθεί η επίδραση του υπάρχοντος δικτύου στα αποτελέσματα.



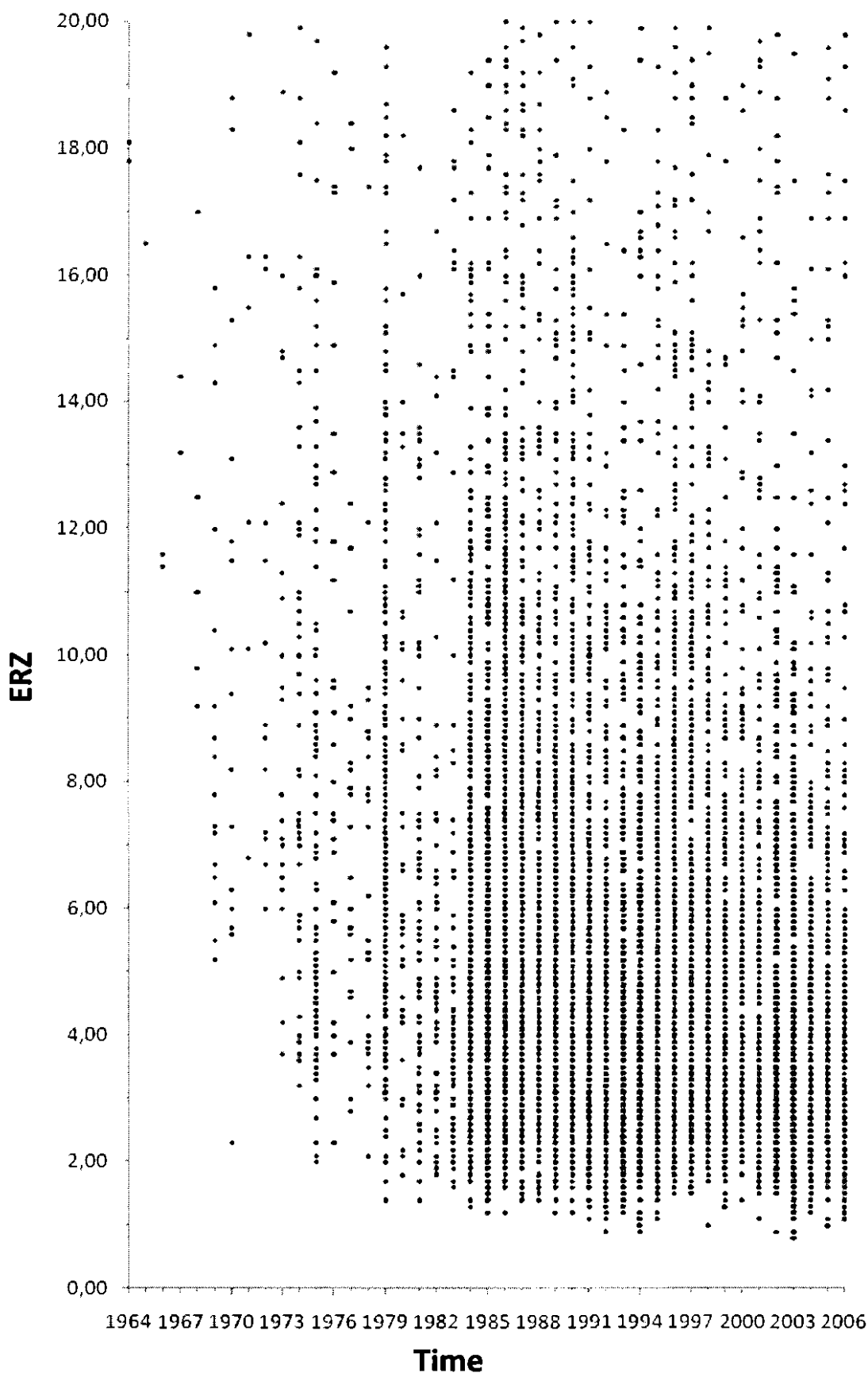
Σχήμα 12: Χρονική εξέλιξη των εστιακών βαθών, όπως προέκυψε από την αρχική επεξεργασία των δεδομένων.



Σχήμα 13: Χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων στον χρόνο γένεσης (RMS), όπως προέκυψε από την αρχική επεξεργασία των δεδομένων.



Σχήμα 14: Χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων στο επίκεντρο (ERH), όπως προέκυψε από την αρχική επεξεργασία των δεδομένων.



Σχήμα 15: Χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων στο εστιακό βάθος (ERZ), όπως προέκυψε από την αρχική επεξεργασία των δεδομένων.

Σύμφωνα με τα διαγράμματα που δείχνουν την χρονική εξέλιξη των εστιακών βαθών και των σφαλμάτων στον χρόνο γένεσης, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος, μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι μέχρι περίπου το 1980, τα δεδομένα μας είναι λίγα και με διάσπαρτες τιμές ενώ από τα μέσα της δεκαετίας του '80(1984-1985) παρατηρούμε ότι τα δεδομένα μας είναι πολύ πυκνά, κάτι που οφείλεται στην σταδιακή πύκνωση του σεισμολογικού δικτύου. Επίσης, μέχρι περίπου το 1982, τα εστιακά βάθη των σεισμών είναι αρκετά επιφανειακά (0-1km) και περιορισμένα σε αριθμό. Μετά το 1983 ο αριθμός των εστιακών βαθών, αυξάνεται σημαντικά, παρουσιάζοντας μεγαλύτερη διακύμανση.

2.4 ΝΕΟΣ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

Στη βάση των δεδομένων του ISC, πολύ συχνά υπάρχουν φάσεις σεισμών οι οποίες παρουσιάζουν σημαντική χρονική απόκλιση από την θεωρητικά υπολογιζόμενη για κάθε σεισμολογικό σταθμό. Οι αποκλίσεις αυτές, οι οποίες οφείλονται πιθανώς σε σφάλματα ανάγνωσης, κακής αντιγραφής και σε άλλα αίτια, δύσκολα αντιμετωπίζονται εξαιτίας του μεγάλου όγκου των δεδομένων. Με βάση την παρατήρηση αυτή, η επεξεργασία θα πρέπει να ξεκινήσει έχοντας ως πρώτο στόχο την απομάκρυνση των φάσεων αυτών. Όμως επειδή και οι φάσεις αυτές επηρεάζουν τον προσδιορισμό του επίκεντρου και του χρόνου γένεσης του εκάστοτε σεισμού, η διαδικασία αυτή πρέπει να γίνει σταδιακά. Αρχικά, προσδιορίζεται το επίκεντρο με τη χρήση όλων των διαθέσιμων δεδομένων και απομακρύνονται οι φάσεις με τα πολύ μεγάλα σφάλματα, ακολουθεί νέος προσδιορισμός και απομακρύνονται οι φάσεις με μικρότερα σφάλματα. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι τα χρονικά υπόλοιπα όλων των φάσεων να είναι ≤ 2 sec. Το όριο αυτό τέθηκε λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή και την πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου και θεωρώντας ότι τέτοια σφάλματα μπορεί να οφείλονται σε αποκλίσεις της πραγματικής δομής του φλοιού της Γης από το μοντέλο το οποίο χρησιμοποιείται.

Στην παρούσα εργασία ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία κατά την επεξεργασία των δεδομένων από το 1998 μέχρι το έκτο μήνα του 2006, με σκοπό να επιλεγούν τα καλύτερα δεδομένα από αυτήν την περίοδο. Έγινε μια πρώτη επεξεργασία των δεδομένων μας, με το πρόγραμμα HYPOINVERSE και πήραμε την κατανομή των σεισμικών επικέντρων για την περίοδο αυτή. Ακολούθως, με τη χρήση κατάλληλου λογισμικού, επιλέξαμε να διώξουμε τις φάσεις των σταθμών οι οποίοι βρίσκονται σε απόσταση μεγαλύτερη από 300 Km και έχουν χρονικές αποκλίσεις ≥ 2 sec. Η διαδικασία αυτή έγινε σταδιακά, πρώτα αφαιρέθηκαν οι φάσεις με χρονική απόκλιση 10 sec, μετά αφαιρέθηκαν οι φάσεις με χρονική απόκλιση 9 sec και η διαδικασία συνεχίστηκε μέχρι τα 2sec. Έτσι στο τελικό κατάλογο που πήραμε, περιέχονται όλοι οι σταθμοί που βρίσκονται σε απόσταση μικρότερη των 300 km από το επίκεντρο και με χρονική απόκλιση φάσεων ≤ 2 sec. Η επιλογή αυτή έγινε επειδή κατά το πρώτο στάδιο ήταν πιθανό, το επίκεντρο να προσδιορισθεί λαθεμένα, με βάση τους μακρινούς σταθμούς και έτσι να απομακρυνθούν οι σωστές φάσεις των κοντινών σταθμών. Στη συνέχεια, έγινε προσπάθεια διάκρισης των καλύτερων λύσεων λαμβάνοντας ως κριτήρια, τον αριθμό των φάσεων, το σφάλμα στον χρόνο γένεσης (RMS), το σφάλμα στο επίκεντρο (ERH) και το εστιακό βάθος(ERZ). Σκοπός μας ήταν να χρησιμοποιηθούν τα καλύτερα από αυτά τα δεδομένα για την βελτίωση του μοντέλου των ταχυτήτων. Για αυτές τις παραμέτρους τέθηκαν οριακές τιμές οι οποίες απεικονίζονται στον πίνακα 4.

Πίνακας 4: Οριακές τιμές των παραμέτρων σύμφωνα με τις οποίες έγινε η επιλογή του δείγματος των δεδομένων για την περίοδο 98-2006.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΤΙΜΗ
Αριθμός φάσεων	≤ 8
RMS	$<0,5$ sec
ERH	<5.0 Km
ERZ	<5.0 Km
GAP(αζιμουθιακή κάλυψη)	$<180^\circ$

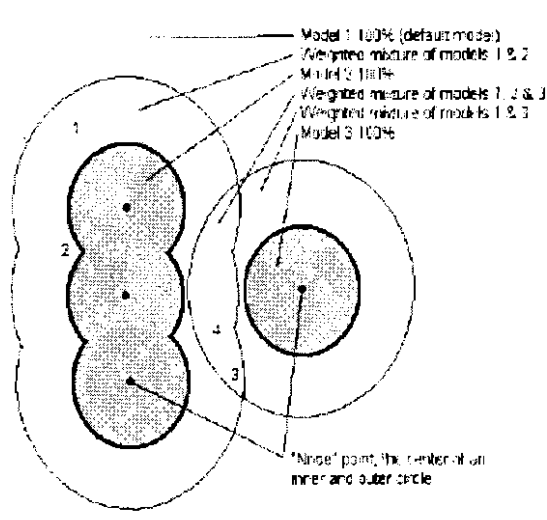
Πραγματοποιώντας την τελική επεξεργασία πήραμε έναν κατάλογο σεισμών για την περίοδο 1998-2006 ο οποίος περιέχει τις 635 σεισμούς. Αυτοί οι σεισμοί πληρούν όλοι τις προϋποθέσεις που θέσαμε. Ο αριθμός των σεισμών είναι μικρότερος από τον αντίστοιχο αριθμό που προέκυψε από την αρχική επεξεργασία, η χωρική κατανομή όμως αυτών είναι παρόμοια. Αυτό είναι χρήσιμο, αφού οι σεισμοί αυτοί μπορούν να δώσουν πληροφορίες για τις περιοχές όπου κατανέμεται το μεγαλύτερο μέρος της συνολικής σεισμικής δραστηριότητας.

2.5 ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΓΙΑ ΤΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ HYPOINVERSE

Σε αυτό το κεφάλαιο δίνονται μερικές πληροφορίες για τον τρόπο λειτουργίας ενός βασικού προγράμματος το οποίο χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

Το HYPOINVERSE είναι ένα πρόγραμμα Η/Υ, το οποίο επεξεργάζεται αρχεία τα οποία περιέχουν τα δεδομένα καταγραφής των σεισμών στους σεισμολογικούς σταθμούς, όπως χρόνους άφιξης P και S κυμάτων, πλάτη, διάρκειες και υπολογίζει τις εστιακές παραμέτρους και το μέγεθος των σεισμών. Το HYPOINVERSE έχει την ιδιότητα να χρησιμοποιεί διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων, κάθε ένα από τα οποία να ανταποκρίνεται σε σεισμούς που ανήκουν σε διαφορετικές περιοχές. Η μετάβαση στα διαφορετικά μοντέλα γειτονικών περιοχών είναι ομαλή και επιτυγχάνεται με οριζόντιες μεταβατικές ζώνες μέσα στις οποίες χρησιμοποιούνται οι μέσες τιμές των χρόνων διαδρομής με κάποιο βάρος το οποίο εξαρτάται από την ακριβή θέση του σημείου και τα χρονικά υπόλοιπα των σεισμολογικών σταθμών από δύο ή τρία διαφορετικά μοντέλα. Στις σεισμικές ακτίνες οι οποίες διέρχονται από περιοχές που έχουν οριστεί διαφορετικά μοντέλα εφαρμόζεται ένα απλό αριθμητικό βάρος στους χρόνους διαδρομής. Για παράδειγμα, εάν ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής για το μοντέλο με τον αριθμό #1 είναι 1.0 sec, για το μοντέλο με τον αριθμό #2 είναι 1.20 sec και το βάρος για το μοντέλο #1 είναι 20% και αντίστοιχα για το μοντέλο #2 είναι 80% τότε ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής που χρησιμοποιείται είναι 1.12 sec. Η γεωγραφική κατανομή των μοντέλων τα οποία αναφέρονται σε διαφορετικές περιοχές συνίσταται από έναν κατάλογο

κόμβων ή σημείων στον χάρτη. Ο κάθε κόμβος ορίζει ένα μοντέλο με την ακτίνα ενός κύκλου μέσα στην οποία χρησιμοποιείται αυτό το μοντέλο. Αρκετοί κόμβοι μπορεί να ορίζουν ίδιο μοντέλο και αν συμβαίνει αυτό, οι κύκλοι μπορεί συχνά να επικαλύπτονται. Έτσι είναι εφικτό να καθοριστεί μια περιοχή, ακανόνιστου σχήματος, ως ένωση μερικών κύκλων. Η μεταβατική ζώνη ορίζεται από έναν κύκλο μεγαλύτερης ακτίνας του πρώτου. Σχηματίζονται, δηλαδή, δύο κύκλοι με το ίδιο κέντρο εκ των οποίων ο ένας είναι εσωτερικός και ο άλλος εξωτερικός και ο οποίος περιγράφει μέχρι ποια απόσταση έχει επιρροή αυτό το μοντέλο.



Σχήμα 16: Παράδειγμα <<κόμβων>> οι οποίοι ορίζουν τις περιοχές δυο διαφορετικών μοντέλων και τις περιοχές μετάβασή τους. Οι σεισμοί που γίνονται στις περιοχές με το γκρι σκούρο χρησιμοποιούν αποκλειστικά ένα μοντέλο. Οι σεισμοί που γίνονται στις περιοχές με άσπρο χρώμα χρησιμοποιούν ένα γενικό μοντέλο της ευρύτερης περιοχής. Οι σεισμοί που βρίσκονται στις περιοχές με το ανοιχτό γκρι, δηλαδή στις περιοχές μετάβασης, χρησιμοποιούν τον μέσο όρο των μοντέλων με την εφαρμογή του κατάλληλου κάθε φορά βάρους σε κάθε ένα από αυτά.

Ο αλγόριθμος που καθορίζει πως χρησιμοποιούνται τα μοντέλα είναι ο εξής: Αν κάποιο επίκεντρο βρίσκεται στο εσωτερικό κύκλο που περιβάλλει οποιοδήποτε κόμβο τότε χρησιμοποιείται αποκλειστικά αυτό το μοντέλο. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι εσωτερικοί κύκλοι μπορούν να τέμνονται μεταξύ τους όταν αντιπροσωπεύουν το ίδιο μοντέλο. Αυτό, όμως, δεν μπορεί να γίνει αν

αντιπροσωπεύουν διαφορετικά μοντέλα. Αντίθετα, οι εξωτερικοί κύκλοι μπορούν να τέμνονται μεταξύ τους με τέτοιο τρόπο ώστε κάθε σημείο να ανήκει στο εσωτερικό το πολύ τριών διαφορετικών εξωτερικών κύκλων. Αν κάποιο από τα επίκεντρα βρίσκεται στην περιοχή αυτή μεταξύ του εσωτερικού και του εξωτερικού κύκλου, το μοντέλο που έχει οριστεί για την περιοχή του εσωτερικού κύκλου δεν χρησιμοποιείται ολοκληρωτικά αλλά μόνο ένας μέρος λαμβάνεται υπόψη με την εφαρμογή κάποιου βάρους. Το βάρος αυτό είναι μια συνημιτονοειδής σταδιακή μείωση μεταξύ του εσωτερικού κύκλου, όπου το βάρος είναι 1.0 και του εξωτερικού κύκλου, όπου το βάρος είναι 0.0. Για κάθε επίκεντρο ενός σεισμού, εξετάζεται κάθε κόμβος, με τη σειρά που έχουν καθοριστεί, για να ελεγχθεί εάν το επίκεντρο βρίσκεται στον εξωτερικό κύκλο.

Εάν το συνολικό βάρος είναι μεγαλύτερο από 1.0 τότε ανάγεται στο 1.0. Εάν όμως το συνολικό βάρος είναι μικρότερο από 1.0 τότε χρησιμοποιείται το μοντέλο που υπάρχει για την περιοχή έξω από τους κόμβους (μοντέλο #1) έτσι ώστε το συνολικό βάρος να είναι πάντα 1.0. Στην περίπτωση που το επίκεντρο βρίσκεται έξω από τους κύκλους που ορίζονται με κέντρα τους κόμβους, τότε χρησιμοποιείται αποκλειστικά το μοντέλο #1, δηλαδή ένα μέσο μοντέλο που γενικά ισχύει για ολόκληρη την εξεταζόμενη περιοχή. Ο συνδυασμός των μοντέλων καθορίζεται σε κάθε επανάληψη και το επίκεντρο μπορεί να μετακινηθεί από τη μια περιοχή στην άλλη, δηλαδή, από το ένα μοντέλο στο άλλο.

Με βάση λοιπόν την κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας, όπως αυτή προκύπτει από τα καλύτερα υπολογιζόμενα επίκεντρα έγινε προσπάθεια να χωρισθεί η περιοχή μελέτης σε επί μέρους υποπεριοχές, ώστε να γίνει η επεξεργασία των σεισμών σε κάθε μία από αυτές ξεχωριστά με το πρόγραμμα HYPOINVERSE, η λειτουργία του οποίου περιγράφηκε παραπάνω. Ο διαχωρισμός αυτός είχε ως στόχο να ορίσει όσο το δυνατόν περισσότερες περιοχές ώστε να είναι μικρές σε διαστάσεις, αλλά να υπάρχει σε κάθε μια από αυτές ικανός αριθμός σεισμών ο οποίος θα εξασφάλιζε την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Με τον παραπάνω τρόπο, η περιοχή μας χωρίστηκε συνολικά σε 11 υποπεριοχές με βάση τις συγκεντρώσεις της σεισμικότητας, δηλαδή χάρακτηκαν 11 κύκλοι για κάθε περιοχή και καθένας από αυτούς περιέχει έναν αξιόλογο αριθμό σεισμικών επικέντρων. Για κάθε μια από αυτές

τις υποπεριοχές χαρακτήθηκαν ένας εσωτερικός και ένας εξωτερικός κύκλος. Ακολούθως, υπολογίστηκαν οι γεωγραφικές συντεταγμένες των κέντρων όλων των κύκλων καθώς και οι ακτίνες αυτών. Οι τιμές αυτές θα χρησιμοποιηθούν κατά το τελικό στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων. Έτσι το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής δραστηριότητας εντάχθηκε σε εσωτερικούς κύκλους ενώ η υπόλοιπη σεισμική δραστηριότητα συμπεριλαμβάνεται στους εξωτερικούς κύκλους. Επίσης θα πρέπει να αναφερθεί ότι κάποιες περιοχές που είχαν μικρές συγκεντρώσεις σεισμικών επικέντρων ή είχαν διάσπαρτα σεισμικά επίκεντρα εντάχθηκαν σε κάποια γειτονική περιοχή.

2.6 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΙΠΩΝ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ

Με τον όρο χρονικό υπόλοιπο ορίζεται η διαφορά του θεωρητικού χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από τον πραγματικό χρόνο διαδρομής αυτών, από την εστία του σεισμού σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Μικρότερες τιμές στα χρονικά υπόλοιπα σημαίνει πως το θεωρητικό μοντέλο πλησιάζει στην πραγματική δομή του φλοιού. Ο υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων έγινε ξεχωριστά για κάθε μία από τις 11 υποπεριοχές και κατά τέτοιο τρόπο έτσι ώστε στους χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων να λαμβάνεται υπόψη η δομή του φλοιού της γης. Ο λόγος που προτιμήθηκε αυτή η διαδικασία είναι ότι τα σεισμικά κύματα που φτάνουν σε κάθε σεισμολογικό σταθμό από διαφορετικούς σεισμούς, ακολουθούν διαφορετικό δρόμο διάδοσης. Όταν γίνεται μελέτη περιοχών με μικρές διαστάσεις, τα χρονικά υπόλοιπα μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως διορθώσεις στο χρόνο άφιξης και με τον τρόπο αυτό, έμμεσα να ληφθούν υπόψιν οι αποκλίσεις του μοντέλου ταχυτήτων το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την ευρύτερη περιοχή από τον πραγματικό χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων στο χώρο μεταξύ του επικέντρου του σεισμού και του σεισμολογικού σταθμού. Ένα τέτοιο πρόγραμμα κατάλληλο για την εφαρμογή διορθώσεων με βάση τις τιμές των χρονικών υπολοίπων είναι το HYPOINVERSE, αφού πρώτα η περιοχή μας χωριστεί σε περιοχές μικρότερων διαστάσεων. Σε κάθε μια από αυτές τις υποπεριοχές μπορούν να ληφθούν διαφορετικά μοντέλα και διαφορετικές διορθώσεις με βάση τα χρονικά υπόλοιπα. Με την εφαρμογή της διαδικασίας

αυτής λαμβάνονται υπόψιν μεταβολές της ταχύτητας όχι μόνο κατά την κατακόρυφη διεύθυνση αλλά και κατά την οριζόντια διεύθυνση. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ένα ενιαίο μοντέλο για όλες τις περιοχές.

Παρακάτω θα αναφερθεί η διαδικασία υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων η οποία εφαρμόσθηκε σε κάθε υποπεριοχή. Αρχικά σχεδιάσαμε πάνω στον χάρτη της περιοχής ορθογώνια παραλληλόγραμμα κάθε ένα από τα οποία περιέχει και έναν κύκλο, που αντιπροσωπεύει μια περιοχή συγκέντρωσης σεισμικών επικέντρων, από τις 11 υποπεριοχές στις οποίες χωρίστηκε η περιοχή μελέτης. Για να προχωρήσουμε στην διαδικασία χρειαζόμαστε απαραίτητα το μοντέλο ταχυτήτων της ευρύτερης περιοχής και τα αρχεία με τους σταθμούς και τις φάσεις για κάθε περιοχή. Στη συνέχεια επιλέξαμε την υποπεριοχή που θέλουμε να προσδιορίσουμε τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών και παίρνουμε το αρχείο των φάσεων των σεισμών από αυτήν. Συνήθως ξεκινάμε από την υποπεριοχή με τα περισσότερα δεδομένα. Ακολούθως, προσδιορίσαμε τους σταθμούς οι οποίοι έχουν χρησιμοποιηθεί για αυτήν την περιοχή. Στη συνέχεια και με την χρήση κατάλληλου λογισμικού προχωρήσαμε στη διαδικασία υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων. Επιπλέον, θέσαμε κάποιες παραμέτρους για να εξασφαλίσουμε ότι στην διαδικασία συμμετέχουν όλοι οι σταθμοί που βρίσκονται σε απόσταση μικρότερη από 300 Km από το επίκεντρο και οι φάσεις των σταθμών αυτών έχουν χρονική απόκλιση ≤ 2 sec. Έτσι στην τελική επεξεργασία θα έχουμε όλες τις φάσεις των σταθμών οι οποίες έχουν χρονικό υπόλοιπο μικρότερο από 2 sec. Ανάλογη διαδικασία ακολουθήθηκε και για τις υπόλοιπες υποπεριοχές στις οποίες χωρίστηκε η εξεταζόμενη περιοχή. Στο τέλος αυτής της διαδικασίας πήραμε δύο αρχεία, για κάθε περιοχή, το `delay.sta` το οποίο περιέχει τα χρονικά υπόλοιπα όλων των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν και το `delayrn.out` το οποίο περιέχει τα σφάλματα των χρονικών υπολοίπων των καλύτερων σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για κάθε περιοχή, δηλαδή εκείνων των σταθμών οι οποίοι βρίσκονται σε απόσταση μικρότερη των 300 km και έχουν χρονικό υπόλοιπο κάτω από 2 sec. Στη συνέχεια, από το `delay.sta`, το οποίο περιέχει όλους τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν για την υποπεριοχή, αφαιρέσαμε εκείνους τους σταθμούς που δεν υπήρχαν στο `delayrn.out` και οι οποίοι δεν πληρούσαν τα

κριτήρια τα οποία θέσαμε, ώστε να μην χρησιμοποιηθούν κατά την τελική επεξεργασία. Επιπλέον, επειδή ακόμα και μετά την επεξεργασία υπάρχουν κάποιοι σταθμοί οι οποίοι έχουν λίγες παρατηρήσεις και μεγάλα σφάλματα χρονικών υπολοίπων και οι οποίοι δεν αφαιρέθηκαν με την προηγούμενη διαδικασία, προχωρήσαμε στην αφαίρεση των σταθμών αυτών από το αρχείο delay.sta. Συγκεκριμένα, οι παράμετροι που τέθηκαν ανάλογα και με την περιοχή, ήταν να αφαιρεθεί από το delay.sta κάθε σταθμός ο οποίος έχει λίγες παρατηρήσεις, κάτω από 5 και σφάλμα χρονικού υπολοίπου πάνω από 0,3sec. Βέβαια αυτό το κριτήριο είναι πολύ γενικό και προσαρμόστηκε ανάλογα με τις ανάγκες τις εκάστοτε υποπεριοχής. Για παράδειγμα, σε μια περιοχή κρατήθηκαν σταθμοί οι οποίοι μπορεί να είχαν λίγες παρατηρήσεις π.χ. 2 ή 3 αλλά αυτοί οι σταθμοί είχαν πολύ μικρά σφάλματα, κάτω από 0,1 sec ή κρατήθηκαν σταθμοί που είχαν μεγάλο σφάλμα πάνω από 0.3 sec αλλά μεγάλο αριθμό παρατηρήσεων π.χ. 30 ή 40. Στο πέρας αυτής της διαδικασίας καταλήγουμε σε έναν κατάλογο με σταθμούς για κάθε περιοχή οι οποίοι παρουσιάζουν τις περισσότερες παρατηρήσεις και έχουν τα μικρότερα σφάλματα.

Οι υπολογισμοί των χρονικών υπολοίπων που έγιναν για κάθε έναν από τους σεισμολογικούς σταθμούς παρουσιάζονται στον πίνακα 5. Επίσης για κάθε σταθμό, κάτω από τα χρονικά υπόλοιπα αναγράφεται και ο αριθμός των παρατηρήσεων.

Πίνακας 5: Οι μέσες τιμές των χρονικών υπολοίπων για κάθε σταθμό έτσι όπως έχουν υπολογιστεί για κάθε υποπεριοχή ξεχωριστά.

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
AGG	0.36 106	0.56 89	0.56 13	0.88 22	0.25 35	0.98 7	0.48 8	1.10 30	0.60 14		0.13 15
ALN		-0.43 6		0.21 6	-0.39 5			0.30 5			0.12 4
AOS	0.26 31	0.45 21		-0.41 8	-0.59 6						
APE		0.09 2									
AQU	0.37 6									0.40 4	

ARSA							-0.48	0.01		-0.66	0.43
								9		3	8
ASS	-0.48						-0.52	0.22	-0.01	0.08	0.14
	10						6	20	7	8	7
ATH	1.38	-1.16									
	12	3									
BARS	0.00	-0.03				0.67	1.51	0.72			0.07
	5	2				3	3	6			5
BBLS										1.41	
										6	
BCI				0.49			0.34	0.79	0.64	-0.31	-0.12
				7			7	19	3	11	18
BDI										-1.04	
										2	
BDV				-0.38	0.54	-0.11	-0.05	0.27	0.87	0.00	0.08
				7	13	9	15	55	13	25	60
BEO	-0.24									0.48	
	3									3	
BEY					1.01	0.55	0.27	0.93	0.84	0.03	-0.03
					10	6	4	32	9	11	35
BIA	0.65	0.56		0.37	0.26	0.25	1.22	-0.19	-0.58		0.22
	16	20		13	13	3	6	13	8		6
BOB								-0.02			
								3			
BRT		0.06		-0.65		-0.45	0.01	0.77	0.60		
		7		9		4	11	14	4		
BRY		-1.09	-0.60	-0.72	0.64	0.24	0.50	1.01	0.99	0.46	0.54
		9	2	14	21	13	23	78	18	39	81
BZS								0.85			
								4			
CEY						-0.88			0.52		
						2			4		
CPI2					-0.06		-0.03	0.71	0.08		
					2		3	3	4		
CRE							-0.05	0.02	0.33		
							3	8	4		
CSSN					0.56	-0.81	-0.16		-0.09		
					4	2	7		6		
CTI							-1.78		-1.26		-1.04
							3		5		6
CZI	0.29										
	4										
DIVS	-0.79	0.00						0.68		0.76	0.14
	6	3						4		5	4
EVR	0.29	0.52	0.68	1.13	1.36	0.73					
	111	88	13	25	31	9					
FG4		0.13						0.14	0.58		
		3						3	3		

FG5					0.65 3				-0.03 3		
FNA	0.66 93	0.39 97	-0.07 11	0.40 27	-0.27 43	0.10 7	0.56 12	0.24 45	-0.31 17	1.31 8	-0.06 24
FVI							0.40 3		0.88 4		0.43 7
GMB	-0.38 2										
GRG	0.65 68	0.53 68	0.03 7	0.41 34	0.12 43	0.67 7	0.64 10	0.45 37	0.01 18		0.20 24
GRI							-1.64 5	-0.40 9			
HCY		-1.15 9	-0.71 3		0.34 19	-0.25 12	0.18 22	0.53 80	0.90 18	0.12 41	0.29 82
HVAR								-1.29 4		0.25 5	
IDI								-0.51 3			
IGT	-0.42 111	-0.27 98	-0.32 11	-0.33 28	0.66 38	0.56 8	0.46 6	1.37 33	0.70 13	0.87 5	0.78 15
ITM	1.36 15	0.00 6	0.89 4	0.16 10			-0.44 2				
IVA	0.37 8	0.52 5	-0.94 2	-0.06 12		0.57 9	0.77 18	1.03 44		0.10 31	0.04 49
JAN	-0.31 121	-0.19 115	-0.02 13	0.19 31	0.11 39	0.17 16			1.55 11	1.44 4	
KBA								-0.07 8	1.17 4		0.26 6
KBN				-0.07 16	-0.21 23	-0.51 8	-0.18 6	0.22 24	0.38 5		0.73 5
KDZ						0.84 2	-0.03 4			-0.25 3	
KEK	0.09 114	-0.16 107	-0.10 13	-0.34 31	0.42 34	0.03 17	0.65 6		1.50 11		0.30 5
KHC											1.19 5
KKB				0.56 8	0.22 9	-0.71 3	0.80 7	0.21 9	0.04 7	1.20 6	-0.22 8
KKS								-0.47 5		-0.53 3	
KNT	0.65 45	0.43 53	-0.73 6	0.03 18	-0.53 35	0.00 5	0.19 10	0.43 38	0.19 18		-0.08 27
KZN	0.59 82	0.11 72	0.90 8	0.94 25	-0.09 43	0.66 13	1.58 5	1.02 22	-0.24 14		-0.19 5
LACI					0.10 3	0.23 6	-0.34 11	-0.44 34		-0.48 14	-0.28 18
LCI	-0.10 17	-0.01 12		-0.33 18	0.34 4	-0.40 7	-0.38 10	0.17 31	0.20 5	-0.44 8	

LIT	0.46 94	0.76 87	0.04 11	0.73 25	0.43 43	0.02 6	0.10 10	0.72 40	0.42 18		0.28 21
LJU	-1.35 6							0.12 6	-0.02 2		
LKD	-0.16 81	0.80 66	0.23 8	0.80 7		-0.01 2	-0.90 7	1.06 12	0.71 9		-0.89 4
LKR	1.03 15					0.93 2					
LOS	-0.06 10	0.13 13									
LSK	0.03 39	-0.33 40	0.20 5	0.62 18	-0.44 20	-1.06 5	1.11 6		-0.11 8	0.15 3	
LTRZ								0.47 2			
MEV	-0.02 52	0.14 46	0.83 3		0.46 15	0.14 5		0.96 7			
MGR	0.20 15	0.82 9		0.30 7	-0.12 6	-0.34 3	-0.42 10	0.33 20		0.53 5	0.74 10
MLR										1.28 3	
MMB				0.84 7	-0.09 9		0.77 6	-0.17 12	-0.43 7	1.17 5	0.01 8
MNS					-0.33 4	-1.38 3	-0.32 7	0.44 16	0.19 7	0.12 9	0.81 6
MOA							0.36 7	0.64 10			0.77 9
MOTA								-0.20 5			
MRLC					0.45 5		-0.41 7	0.44 16	0.06 6		0.39 6
MSC							-0.48 3				
NEO		1.05 21		0.45 7	-0.15 7			1.16 8			
NKY	-1.03 13	-0.58 9		-0.58 16	0.99 21	0.00 13	0.26 23	0.83 78	0.90 16	0.13 40	0.22 82
NRCA	-0.48 15	-0.34 7		-0.87 10			-0.47 6	-0.73 22	-0.61 7	-0.13 8	0.00 6
NVLJ						-0.83 4	-1.20 8	-0.18 9		-0.31 3	0.69 5
NVR				0.82 5		0.61 2		0.97 5			
OBKA								0.28 11			1.12 7
OHR	1.32 43	1.03 47	-0.40 6	0.37 21	-0.12 36	-0.44 11	0.18 19	-0.19 81	-0.39 24	0.59 19	-0.32 56
ORI	-0.01 9						-1.04 6	0.03 13			

OUR	0.46 50	0.21 42	-0.64 6	0.23 17	-0.51 17		0.36 7	0.45 19	0.20 6		-0.41 11
PAIG	0.38 37	0.33 33	-1.07 3	-0.31 10	-0.87 23	0.31 4	0.63 6	0.23 12	-0.54 6		-0.33 9
PDG		0.08 2					0.02 5	0.21 16		-0.20 8	-0.40 23
PGB							0.91 3	0.18 7		1.05 4	
PGD										-0.30 2	0.84 2
PGF							-1.34 4	-0.18 7			
PHP			-0.16 2		-0.24 8	0.21 5	-0.39 13	-0.23 40	-0.99 5	-0.22 18	-0.35 33
PKS9											-0.14 5
PKSM											-0.67 4
PLD								0.53 3			
PLE	-0.62 13	0.11 9		-0.13 15	1.22 18	0.31 10	1.17 23	1.14 61	0.94 15	0.69 38	0.72 76
PLG	0.49 37	0.32 28	-0.92 4	1.02 15	-0.11 18	0.64 4		0.84 18	0.06 9		
PSB1										0.85 2	
PSZ					0.30 2						
PTCC							-1.62 3	0.57 8	0.78 3	-0.04 4	-0.09 6
PTQR				-0.92 2	0.11 3		-0.54 4	0.99 5			
PTJ										-0.50 4	-0.32 3
PUK					0.77 6	0.94 4	0.91 6	-0.18 17		-0.15 4	-0.04 8
PVL		-0.40 2						-1.69 2			
PVY	0.62 14	0.84 9		0.25 15	1.34 18	0.60 13	0.26 24	0.40 78	0.44 19	-0.22 40	-0.22 82
QSH	0.18 3			-0.15 8	0.87 9	0.16 7	-0.12 12	-0.37 40	-0.24 7	0.29 16	0.39 21
RDO				0.10 5				-0.06 10	-0.53 4	1.05 3	
RFI					0.87 4		-0.01 3	0.84 11	0.73 5		1.04 5
RGNG	-0.27 6		-0.47 2		-0.77 3		-1.52 6	-0.47 4			-0.08 5

RIY										0.40 3	
RLS	0.75 25			0.34 11							
RNI2					0.16 2						
RSM								0.24 3			
RZN					0.57 8	-0.33 3	0.77 3	-0.02 8	0.26 4		-0.35 7
SDA							0.58 10	0.54 21		0.05 13	0.05 7
SDI	0.58 14	0.74 6		-0.94 5	-0.36 8	-0.37 2	-0.34 7	0.27 23	0.75 6	0.34 9	0.22 5
SGG						0.14 3	-0.47 4				
SGO		0.44 10		-0.58 9			-1.11 14	-0.03 29		-0.22 9	0.12 10
SKO	0.75 34	0.98 37	0.20 5	0.20 25	0.90 40	0.82 12	0.98 24	0.52 81	0.33 25	0.82 27	0.17 73
SLCN		1.05 5	0.25 2	-0.23 9	0.07 4	-0.29 5	-0.31 9	0.25 11	0.33 5	-0.15 3	
SNTG				-0.88 3			-1.60 3	-0.54 19	-1.18 6	-0.19 7	-0.66 5
SOH	0.77 45	0.68 39	-0.80 6	0.28 18	0.02 30		0.82 9	1.02 20	0.22 8		0.03 12
SOI	-0.46 13	-0.20 7	-0.75 4		-0.90 5	-0.02 2	-1.58 6	-0.07 13	-0.28 4	-1.18 5	
SQTA								-0.22 7			
SRN	-0.11 50	0.08 53	-0.19 6	-0.27 29	0.54 21	0.09 8	1.60 3				0.56 2
SRS	0.22 28	0.30 20	0.16 2	0.26 8	0.00 18		0.39 8	0.48 21	0.03 10		0.14 11
STIP		0.68 2						0.47 5	0.76 3		
SVIS				-1.63 4			1.53 2				
TDS	0.80 10						-1.44 3	-0.59 7			
THE	0.64 21	0.38 18		0.46 9	-0.63 20		0.27 6	0.63 26	0.01 11	0.66 4	0.28 9
TIR	0.55 15	1.01 12	-0.54 4	0.87 20	0.14 21	0.35 12	0.02 20	-0.14 82	-0.35 15	0.06 34	0.10 38
TPE	0.76 15	0.17 13		-0.57 23	-0.48 17	-0.69 9	-0.04 4	0.51 14		1.49 5	
TTG	-0.23 8	-0.44 7		-0.61 15	0.83 19	0.06 13	-0.06 22	0.19 69	0.43 17	-0.27 34	-0.48 61

ULC	-0.99 13	-0.51 9		-0.79 16	0.50 21	-0.16 14	-0.38 25	-0.21 87	-0.08 18	-0.13 41	-0.34 82
VAY	0.60 38	0.14 35	-0.98 4	-0.48 13	0.10 25	-0.13 8	0.30 13	0.31 47	0.26 19		0.62 33
VLI			0.73 4	-0.05 5	0.95 5						
VLO				0.04 16	0.47 4	-0.80 5	0.37 6	0.13 13		2.00 3	
VLS	0.30 102	0.54 65	-0.15 14	-0.72 2	0.30 17	-1.03 7					
VOY							-1.42 8	-0.33 15	0.19 7	0.05 9	0.62 8
VTB1								0.65 2	-0.24 5		
VTs					0.72 9	-0.74 3	0.86 7	0.39 15	0.12 8	1.06 7	-0.46 8
WATA							-1.66 3	0.14 8		0.22 5	
WTTA								0.05 9		-0.12 5	0.44 8
XOR		0.53 43	-0.13 4		-0.42 20		0.45 6	0.61 11			

Από τον παραπάνω πίνακα μπορούμε να συνάγουμε ότι υπάρχει διαφοροποίηση των τιμών τόσο των χρονικών υπολοίπων όσο και των παρατηρήσεων για κάθε σταθμό, από περιοχή σε περιοχή. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα σεισμικά κύματα μπορούν να είναι διαφορετικά μεταξύ τους (P,Pg,Pn) και στο γεγονός ότι οι διάφορες περιοχές βρίσκονται σε διαφορετικές αποστάσεις από τον ίδιο σεισμολογικό σταθμό και σε διαφορετικά αζιμούθια.

Η ύπαρξη θετικών και αρνητικών τιμών των χρονικών υπολοίπων έχει να κάνει με το πάχος του φλοιού. Οι θετικές τιμές προκύπτουν αφού τα σεισμικά κύματα ταξιδεύουν στον παχύτερο φλοιό με μικρότερες ταχύτητες σε βάθος όπου το μοντέλο προβλέπει μεγαλύτερες, με συνέπεια να φθάνουν στον εκάστοτε σεισμολογικό σταθμό αργότερα από ότι προβλέπει το θεωρητικό μοντέλο. Αντίθετα αρνητικές τιμές προκύπτουν καθώς τα σεισμικά κύματα ταξιδεύουν σε φλοιό μικρότερο πάχους με μεγαλύτερες ταχύτητες σε βάθος όπου το μοντέλο ταχυτήτων προβλέπει μικρότερες, με συνέπεια τα κύματα να φθάνουν στον σεισμολογικό σταθμό νωρίτερα από ότι προβλέπει το θεωρητικό μοντέλο. Σε γενικές γραμμές μπορούμε να πούμε ότι θετικές τιμές ή

ελαφρά αρνητικές τιμές και κοντά στο μηδέν παρατηρούνται κυρίως στο εσωτερικό της Ευρασίας και προς τον βορρά, δηλαδή στο εσωτερικό της Βαλκανικής χερσονήσου, γεγονός που υποδηλώνει μεγαλύτερο πάχος φλοιού. Αυτές οι περιοχές εντοπίζονται κυρίως στην ΒΒΔ Ελλάδα, στα Σκόπια, στο εσωτερικό της Αλβανίας και βορειότερα προς Γιουγκοσλαβία και Ρουμανία. Αντίθετα προς τις ακτές της Αλβανίας και δυτικότερα προς το ανατολικό άκρο της Ιταλίας, όπως και στην περιοχή του Αιγαίου υπερτερούν οι αρνητικές τιμές κάτι που δείχνει λεπτότερο φλοιό.

2.7 ΤΕΛΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Το τελικό στάδιο της επεξεργασίας των δεδομένων προβλέπει τον καθορισμό των νέων εστιακών παραμέτρων για το σύνολο των σεισμών της εξεταζόμενης περιοχής με τη χρήση των αποτελεσμάτων που προαναφέρθηκαν. Έτσι χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων που επιλέχτηκε για την περιοχή καθώς και οι τιμές των χρονικών υπολοίπων που υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό.

2.7.1 Οι παράμετροι των εντολών που χρησιμοποιήθηκαν

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από το πρόγραμμα HYPOINVERSE εξαρτώνται από τις τιμές των παραμέτρων στις εντολές που δίνονται από τον χρήστη. Με τις εντολές αυτές καθορίζονται τα εισερχόμενα και επομένως τα εξερχόμενα αρχεία, ορίζονται οι κατάλληλες παράμετροι και προσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών ενός αρχείου που περιέχει τα δεδομένα π.χ. χρόνους άφιξης, χρησιμοποιώντας τις εκάστοτε παραμέτρους. Οι εντολές μπορούν να εκτελεστούν είτε εξωτερικά, είτε να δοθούν από κάποιο αρχείο. Για την εύρεση των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην εξεταζόμενη περιοχή χρησιμοποιήθηκε το αρχείο με τις εντολές και τις αντίστοιχες παραμέτρους που φαίνονται στον πίνακα 6.

Πίνακας 6: Εντολές και παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των δεδομένων με το πρόγραμμα HYPOINVERSE.

```
200 f 1900 0  
crh 1 'onio.crh'  
h71 2 2 2  
sta 'reg.sta'  
mul t 1
```

```
crh 2 'onio.crh'  
del 2 'region1.sta'  
nod 39 21.0 -20 -36.0 38.46 38.30 2
```

crh 3 'onio.crh'
del 3 'region2.sta'
nod 39 52.0 -20 -38.0 38.46 38.30 3

crh 4 'onio.crh'
del 4 'region3.sta'
nod 39 25.0 -19 -12.0 43.07 43.00 4

crh 5 'onio.crh'
del 5 'region4.sta'
nod 40 06.0 -19 -48.0 36.92 36.80 5

crh 6 'onio.crh'
del 6 'region5.sta'
nod 40 30.0 -20 -42.0 46.15 46.00 6

crh 7 'onio.crh'
del 7 'region6.sta'
nod 40 42.0 -19 -36.0 43.07 43.00 7

crh 8 'onio.crh'
del 8 'region7.sta'
nod 41 31.0 -19 -35.0 35.38 35.25 8

crh 9 'onio.crh'
del 9 'region8.sta'
nod 41 15.0 -20 -09.0 41.53 41.45 9

crh 10 'onio.crh'
del 10 'region9.sta'
nod 41 30.0 -20 -48.0 38.46 38.35 10

crh 11 'onio.crh'
del 11 'region10.sta'
nod 41 51.0 -19 -34.0 38.46 38.35 11

crh 12 'onio.crh'
del 12 'region11.sta'
nod 41 51.0 -20 -36.0 41.53 41.45 12

```

sno
dis 4 200 1. 2.
rms 4 0.8 1. 2.
con 50 0.04 0.001
dam 7 30 0.5 0.9 0.012 0.02 0.6 50 400
wet 1.0 0.75 0.5 0.1
pos 1.76
err 0.5
lst 2 2 1
rep t t
prt 'final.prt'
phs '1964-2006.pha'
fil
sum 'final.sum'

```

Η εντολή 200 καθορίζει τον τύπο των αρχείων που πρόκειται να χρησιμοποιηθούν, δηλαδή εάν χρησιμοποιούνται αρχεία που λαμβάνουν υπόψιν τους τον αιώνα και έχουν την ημερομηνία με τέσσερα ψηφία ή όχι. Η εντολή αυτή αφορά αρχεία τα οποία περιέχουν ημερομηνίες. Στην περίπτωση μας, στην εντολή 200 χρησιμοποιήθηκε η παράμετρος *f* που σημαίνει ότι χρησιμοποιούνται αρχεία με παλιό format, η παράμετρος 2000 η οποία δηλώνει τον αιώνα που είναι το αρχείο των φάσεων και η παράμετρος 0 η οποία δηλώνει τη μονάδα μέτρησης του πλάτους στο αρχείο φάσεων σε mm. Η εντολή H71 καθορίζει εάν τα input αρχεία είναι σε Hypoinverse ή σε Hypo71 format. Οι παράμετροι στην εντολή αυτή είναι 2 2 2 για να δηλώσει ότι τα χρησιμοποιούμενα αρχεία είναι σε Hypo71 format.

Με την εντολή CRH ορίζεται το μοντέλο ταχυτήτων του φλοιού της γης και συντάσσεται με την μορφή *crh 1 'ionio.crh'*. Ο αριθμός δηλώνει τον αύξοντα αριθμό του μοντέλου και ακολούθως ορίζεται το αρχείο το οποίο περιέχει πληροφορίες για τις ταχύτητες και τα πάχη των στρωμάτων.

Στη συνέχεια με την εντολή STA δηλώνεται το αρχείο που περιέχει τον κατάλογο των σεισμολογικών σταθμών στο αντίστοιχο format που έχει δηλωθεί προηγουμένως.

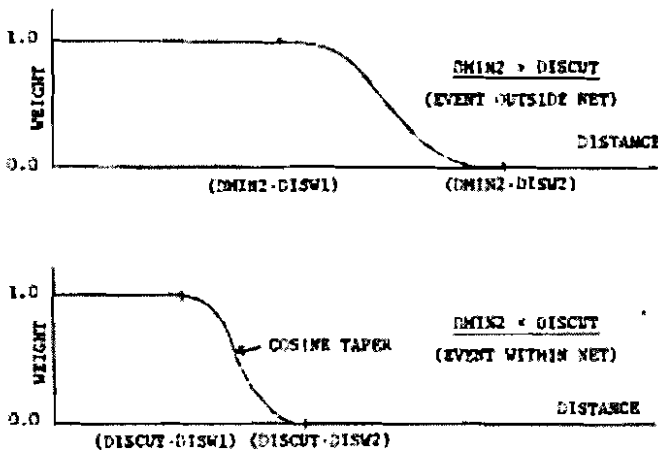
Η εντολή mul δηλώνει εάν θα χρησιμοποιηθούν διαφορετικά μοντέλα για διαφορετικές περιοχές οι οποίες καθορίζονται με την εντολή nod. Με την

εντολή pod καθορίζονται τα κέντρα με βάση το γεωγραφικό πλάτος και το μήκος των εσωτερικών κύκλων, η ακτίνα αυτού σε Km, καθώς και ο αύξων αριθμός του μοντέλου που αντιστοιχεί σε αυτόν τον κόμβο. Με αυτόν τον τρόπο καθορίζονται οι περιοχές στις οποίες κάθε φορά χρησιμοποιείται το μοντέλο ταχυτήτων.

Με την εντολή DIS καθορίζεται η εφαρμογή του βάρους στους σεισμολογικούς σταθμούς ανάλογα με την απόσταση. Όταν η απόσταση του δεύτερου σεισμολογικού σταθμού από τις αφίξεις ενός σεισμού (DMIN2) είναι μεγαλύτερη από την τιμή DISCUT που ορίζεται από τον χρήστη, η απόσταση στην οποία αρχίζει και τελειώνει η συνημιτονοειδής συνάρτηση σταδιακής μείωσης, διαβαθμίζεται με το DMIN2, δηλαδή με την απόσταση του δεύτερου σταθμού και έχει το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στις τιμές κοντά στην τιμή $DMIN2*DISW$ το DISW1 ορίζεται από την χρήστη) και χωρίς βάρος (no weight) μετά την τιμή $DMIN2*DISW2$. Από την άλλη μεριά, όταν η απόσταση του δεύτερου σταθμού είναι μικρότερη του DISCUT, τότε η απόσταση στην οποία αρχίζει και τελειώνει η συνάρτηση σταδιακής μείωσης είναι σταθερή και έχει μεγαλύτερο βάρος (full weight) στις τιμές κοντά στο $DISCUT*DISW1$ και χωρίς βάρος (no weight) πέραν της τιμής $DISCUT*DISW2$ (Σχήμα 17). Έτσι, οι τιμές που ορίζονται για τις παραμέτρους που αφορούν το βάρος απόστασης εξαρτώνται από τα δεδομένα τα οποία έχει ο χρήστης και από την περιοχή μελέτης και τη θέση αυτής σε σχέση με το δίκτυο. Όσο καλύτερα δεδομένα υπάρχουν τόσο πιο αυστηρά θα είναι τα κριτήρια στις τιμές των παραμέτρων. Στην προκειμένη περίπτωση, με βάση τη θέση της περιοχής μελέτης, την αζιμουθιακή κάλυψη της από τους σεισμολογικούς σταθμούς και με βάση την ποιότητα των δεδομένων έχουν οριστεί η παρακάτω τιμές στις παραμέτρους εντολής.

Για την παράμετρο DISCUT ορίστηκαν τα 200Km, DISW1 η τιμή 1.0 και DISW2 η τιμή 2.0. Έτσι σύμφωνα με τα παραπάνω όταν ένας σταθμός θα βρίσκεται για παράδειγμα στα 300 Km δηλαδή η περίπτωση που $DMIN2 > DISCUT$ εφαρμόζεται το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στα χρονικά υπόλοιπα (residuals) όταν $DISTANCE < DMIN2*DISW1$ δηλαδή όταν η απόσταση είναι μικρότερη των 300 Km και καθόλου βάρος (no weight) όταν $DISTANCE > DMIN2*DISW2$ δηλαδή στο συγκεκριμένο παράδειγμα όταν η

απόσταση είναι μεγαλύτερη από 600 Km. Στις ενδιάμεσες αποστάσεις ακολουθείται μια συνημιτονοειδής σταδιακή μείωση (cosine tapering). Στην περίπτωση που ο δεύτερος σταθμός είναι σε μικρότερη απόσταση από το DISCUT, για παράδειγμα βρίσκεται στα 100 Km τότε θα εφαρμόζεται το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στα χρονικά υπόλοιπα όταν $DISTANCE < DISCUT * DISW1$, δηλαδή όταν η απόσταση είναι μικρότερη από 200 Km, ενώ δε θα εφαρμόζεται βάρος (no weight) στις τιμές των χρονικών υπολοίπων όταν $DISTANCE < DISCUT * DISW2$, δηλαδή όταν η απόσταση είναι μεγαλύτερη από 400 Km.



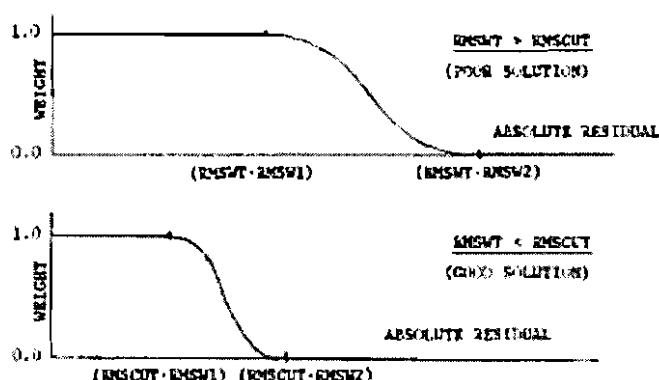
Σχήμα 17: Οι παράμετροι DISCUT, DISW1 και DISW2 είναι σταθερές οι οποίες έχουν οριστεί με την εντολή DIS. Η παράμετρος DMIN2 είναι η απόσταση του δεύτερου κοντινότερου σταθμού. Αν η απόσταση DMIN2 είναι μεγαλύτερη από DISCUT (επάνω τμήμα σχήματος), τότε η συνάρτηση επεκτείνεται και διαβαθμίζεται με το DMIN2 έτσι ώστε οι περισσότεροι σταθμοί να βρίσκονται στην περιοχή της σταδιακής μείωσης της συνάρτησης με την εφαρμογή βάρους. Αν η παράμετρος DMIN2 είναι μικρότερη από DISCUT (κάτω τμήμα του σχήματος), τότε η συνάρτηση είναι σταθερή. Σε σταθμούς που βρίσκονται σε απόσταση μεγαλύτερη από $DISCUT * DISW2$ δεν εφαρμόζεται βάρος (τροποποιημένο από Klein, 2002).

Όπως η εντολή DIS καθορίζει την εφαρμογή βάρους στους σταθμούς σε σχέση με την απόσταση, αντίστοιχα η εντολή RMS θέτει τις παραμέτρους για την εφαρμογή του βάρους στους σταθμούς με μεγάλα χρονικά υπόλοιπα. Σκοπός είναι η μείωση του βάρους των αφίξεων οι οποίες έχουν μεγάλα

χρονικά υπόλοιπα και οι οποίες μπορεί να αντανakλούν μεγάλα σφάλματα στο χρόνο ή στην καμπύλη διαδρομής στα σημεία που το μοντέλο ταχύτητας είναι ανεπαρκές. Η συνάρτηση βάρους των χρονικών υπολοίπων είναι 1.0 για μικρά χρονικά υπόλοιπα, 0.0 για μεγάλες τιμές χρονικών υπολοίπων ενώ ακολουθεί μια συνημιτονοειδή σταδιακή μείωση στις ενδιάμεσες τιμές. Στο Hygroinverse τα σημεία των χρονικών υπολοίπων στα οποία αρχίζει και τελειώνει η συνάρτηση σταδιακής μείωσης (tapering) μπορεί να επεκταθεί και διαβαθμίζεται με το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS). Οι παράμετροι που καθορίζουν το βάρος των υπολοίπων (residual weighting) δίνονται με την εντολή RMS και είναι οι εξής: ITRESS, δηλαδή σε ποια επανάληψη (iteration) να αρχίσει η εφαρμογή βάρους, RMSCUT, RMSW1 και RMSW2. Όταν λοιπόν το μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMS είναι μεγαλύτερο από την τιμή RMSCUT τότε το χρονικό υπόλοιπο (residual) στο οποίο θα αρχίσει και θα τελειώσει η εφαρμογή της συνάρτησης της σταδιακής μείωσης (taper) κλιμακώνεται με το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) και τα υπόλοιπα έχουν το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στις τιμές πιο κοντά στην τιμή $RMS \cdot RMSW1$ και καθόλου βάρος (no weight) στις τιμές πέρα από την τιμή $RMS \cdot RMSW2$. Όταν όμως το RMS είναι μικρότερο από την τιμή RMSCUT τότε η τιμή του υπολοίπου (residual) στην οποία αρχίζει και τελειώνει η εφαρμογή της συνάρτησης σταδιακής μείωσης είναι σταθερή και έχουμε την εφαρμογή του μεγαλύτερου βάρους (full weight) στις τιμές κοντά στο $RMSCUT \cdot RMSW1$ και καθόλου βάρος (no weight) σε τιμές μεγαλύτερες από $RMSCUT \cdot RMSW2$ (Σχήμα 12).

Έτσι οι τιμές που ορίζονται στην εντολή RMS όπως και στην περίπτωση της εφαρμογής του βάρους στους σεισμολογικούς σταθμούς ανάλογα με την απόσταση, εξαρτώνται από τα διαθέσιμα κάθε φορά δεδομένα. Με βάση λοιπόν την ποιότητα των δεδομένων, στην παρούσα εργασία έχουν οριστεί οι παρακάτω τιμές. Για την παράμετρο RMSCUT έχει οριστεί η τιμή 0.8, για την παράμετρο RMSW1 η τιμή 1.0 και για την παράμετρο RMSW2 η τιμή 2.0. Σύμφωνα με τα παραπάνω όταν το RMS ενός σεισμού είναι για παράδειγμα 1.5, δηλαδή $RMS > RMSCUT$ τότε θα έχουμε την εφαρμογή του μεγαλύτερου βάρους (full weight) όταν το σφάλμα είναι μικρότερο από $RMS \cdot RMSW1$, δηλαδή μικρότερο από 1.5 και καθόλου βάρος (no weight) όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από $RMS \cdot RMSW2$, δηλαδή

όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από 3.0, ενώ ακολουθείται μια συνημιτονοειδής σταδιακή μείωση του βάρους στις ενδιάμεσες. Στην περίπτωση που το RMS είναι 0.5 τότε εφαρμόζεται το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στο χρονικό υπόλοιπο (residual) όταν το σφάλμα έχει τιμές μικρότερες από $RMS_{CUT} \cdot RMSW1$ δηλαδή μικρότερο από 0.8 και καθόλου βάρος (no weight) όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από $RMS_{CUT} \cdot RMSW2$ δηλαδή μεγαλύτερο από 1.6. Κατά συνέπεια, οι περισσότεροι σταθμοί θα έχουν μεγαλύτερο βάρος όταν η τιμή RMS είναι μεγάλη, αλλά καθώς θα συνεχίζονται οι επαναλήψεις και η σύγκλιση και η τιμή RMS μειώνεται, τα βάρη των μεγάλων χρονικών υπολοίπων μειώνονται.



Σχήμα 18: Οι παράμετροι RMS_{CUT} , $RMSW1$ και $RMSW2$ είναι σταθερές οι οποίες δίνονται με την εντολή RMS. $RMSWT$ είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα στο χρόνο και υπολογίζεται πριν την εφαρμογή κάποιου βάρους. Αν το $RMSWT$ είναι μεγαλύτερο RMS_{CUT} (επάνω τμήμα σχήματος), τότε η συνάρτηση επεκτείνεται και διαβαθμίζεται με το $RMSWT$ έτσι ώστε οι περισσότεροι σταθμοί του δικτύου να λαμβάνουν βάρος στην περιοχή σταδιακής μείωσης (tapering) της συνάρτησης. Αν το $RMSWT$ είναι μικρότερο από το RMS_{CUT} (κάτω τμήμα σχήματος), τότε η συνάρτηση είναι σταθερή. Οι σταθμοί με υπόλοιπα μεγαλύτερα από την τιμή $RMS_{CUT} \cdot RMSW2$ δεν λαμβάνουν βάρος (τροποποιημένο από Klein, 2002).

Η τιμή RMS_{CUT} αποτρέπει τη δημιουργία ενός εσωτερικού σπειροειδούς μέσα στο οποίο τα μεγάλα χρονικά υπόλοιπα εγκαταλείπονται, πράγμα το οποίο μειώνει το RMS και το οποίο οδηγεί σε ακόμα μεγαλύτερα χρονικά υπόλοιπα να εξαιρούνται. Υπάρχουν δύο ξεχωριστές τιμές RMS που

χρησιμοποιούνται από το πρόγραμμα. Η τιμή RMSWT, η οποία υπολογίζεται πριν την εφαρμογή του βάρους στα χρονικά υπόλοιπα, με βάση την οποία υπολογίζεται το βάρος αυτών και η εξερχόμενη μεταβλητή που δηλώνεται ως RMS και είναι η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που υπολογίζεται μετά την εφαρμογή του βάρους στα χρονικά υπόλοιπα και χρησιμοποιείται για τους ελέγχους σύγκλισης και ως κριτήριο ποιότητας. Η εφαρμογή βάρους στα χρονικά υπόλοιπα εφαρμόζεται σε κάθε επανάληψη (iteration) ξεκινώντας από την επανάληψη που έχει οριστεί. Αυτό επιτρέπει τους σταθμούς να έχουν μεγάλο βάρος στις πρώτες επαναλήψεις (full weighted) μέχρις ότου η εστία να φτάσει την τελική της θέση και στη συνέχεια αφού ξεκινήσει η εφαρμογή βάρους στα υπόλοιπα, το βάρος των σταθμών να μπορεί να αυξηθεί ή να μειωθεί όσο προχωράει η διαδικασία σύγκλισης. Αυτό γενικά επιτρέπει περίπου στο 10% των μεγάλων χρονικών υπολοίπων να εφαρμόζεται μικρότερο βάρος αν υπάρχουν λανθασμένες φράσεις.

Η εντολή CON ορίζει τις παραμέτρους που ρυθμίζουν τις δοκιμές σύγκλισης των επαναλήψεων μέχρι την τελική λύση ενός σεισμού. Η λύση θεωρείται τελική όταν είτε η μετακίνηση της εστίας, είτε η αλλαγή της τιμής RMS πέσει κάτω από τα δοσμένα όρια ή όταν ξεπεραστεί ο αριθμός των επαναλήψεων. Οι παράμετροι που ορίζονται στην εντολή αυτή είναι τρεις: Η παράμετρος ITRLIM που δηλώνει το μέγιστο αριθμό επαναλήψεων, η παράμετρος DQUIT που δηλώνει πως αν η μετακίνηση της εστίας είναι μικρότερη από την τιμή αυτή σε Km τότε σταματούν οι προσεγγίσεις και η παράμετρος DRQT που δηλώνει πως αν οι αλλαγές στην τιμή του RMS είναι μικρότερη από την τιμή αυτή τότε επίσης σταματούν οι προσεγγίσεις.

Η εντολή DAM θέτει τις παραμέτρους για τις επαναλήψεις και την απόσβεση που επηρεάζουν την προσαρμογή της εστίας. Οι παράμετροι αυτές είναι οι εξής: DXFIX: Το βάθος της εστίας παραμένει σταθερό έως ότου η προσαρμογή του επικέντρου είναι μικρότερη από την τιμή αυτή σε Km. Επίσης, η παράμετρος DZMAX: Η μέγιστη επιτρεπόμενη δύναμη προσαρμογής του βάθους σε Km χωρίς υποχρεωτική απόσβεση του διανύσματος προσαρμογής. DZAIR: Εάν η προσαρμογή του βάθους τοποθετήσει την εστία πάνω από την επιφάνεια, το βάθος, πολλαπλασιάζεται με την τιμή ενός κλάσματος και μετακινείται ανάλογα. DAMP: Ο αναγκαστικός

παράγοντας απόσβεσης για όλες τις προσαρμογές της εστίας. EIGTOL: Η μικρότερη επιτρεπόμενη ιδιοτιμή πριν την προσαρμογή της εστίας στην κατεύθυνση της ιδιοτιμής. RBACK, BACFAC: Αν το RMS αυξηθεί περισσότερο από την τιμή του RBACK από τη μια επανάληψη στην επόμενη, θα έχει ως αποτέλεσμα να μετακινηθεί η εστία με την τιμή του κλάσματος BACFAC προς τα πίσω σε σχέση με την τελευταία λύση και να συνεχιστούν οι επαναλήψεις. DXMAX: Η μέγιστη απόσταση προσαρμογής σε Km. D2FAR: Η μέγιστη απόσταση του δεύτερου κοντινότερου σταθμού σε Km πριν σταματήσουν οι επαναλήψεις. Με την παράμετρο αυτή αποτρέπεται να φεύγουν εκτός ελέγχου οι μακρινοί σεισμοί. Η τιμή της παραμέτρου αυτής εξαρτάται από την πυκνότητα του δικτύου της εξεταζόμενης περιοχής και προσαρμόζεται ανάλογα με αυτό. Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο τόσο μικρότερες τιμές παίρνει η παράμετρος αυτή και οι σεισμοί που είναι μακρινοί, εκτός δικτύου, δεν φεύγουν εκτός ελέγχου.

Συνεχίζοντας με την εντολή WET παρέχονται οι παράγοντες βάρους για τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα για τους κώδικες βάρους 0, 1, 2, και 3. Οι κώδικες βάρους από 4 έως 9 πάντα έχουν παράγοντα βάρους 0.

Η εντολή POS εκφράζει τον λόγο της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Με την γνώση της μεταβολής της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων το μοντέλο γίνεται πιο πλήρες. Ο λόγος αυτός στην παρούσα εργασία τέθηκε ίσος με 1.76.

Η εντολή ERR θέτει το αναμενόμενο, με βάση τα δεδομένα, σφάλμα στο χρόνο. Αυτό πρέπει να είναι το συνολικό σφάλμα από όλες τις πηγές, περιλαμβάνοντας σφάλματα φάσεων καθώς επίσης και σφάλματα στις χρονικές διορθώσεις. Λαμβάνοντας υπόψιν την τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMS σε μελέτες σεισμικών ακολουθιών με βάση τις καταγραφές σε σεισμολογικούς σταθμούς του μόνιμου σεισμολογικού δικτύου η τιμή αυτή λήφθηκε ίση με 0.5 για την περιοχή μελέτης.

Τέλος, με την εντολή PHS δηλώνεται το αρχείο των φάσεων των σεισμών, με την εντολή PRT το εξερχόμενο αρχείο που περιέχει τις λύσεις των εστιακών συντεταγμένων και τις αντίστοιχες πληροφορίες για κάθε σταθμό που χρησιμοποιήθηκε για την επίλυση και με την εντολή SUM δηλώνεται το

όνομα του καταλόγου των σεισμών που προκύπτουν μετά την εφαρμογή του προγράμματος.

Αφού τέθηκαν οι παραπάνω εντολές και παράμετροι, τρέξαμε το πρόγραμμα HYPOINVERSE. Από αυτήν την επεξεργασία των δεδομένων προέκυψαν οι νέες εστιακές παράμετροι των σεισμών για την εξεταζόμενη περιοχή. Ωστόσο, από τα τελικά αποτελέσματα, παρατηρήθηκε ότι ένα μεγάλος αριθμός σεισμών, σχεδόν τα 2/3, παρουσιάζει αρκετά μικρά εστιακά βάθη (0-2 Km). Για να μειωθεί αυτό το σφάλμα προχωρήσαμε στην τελική επεξεργασία των δεδομένων μας, αφαιρώντας τις παρακάτω εντολές.

dis 4 200 1. 2.

rms 4 0.8 1. 2.

con 50 0.04 0.001

dam 7 30 0.5 0.9 0.012 0.02 0.6 50 400

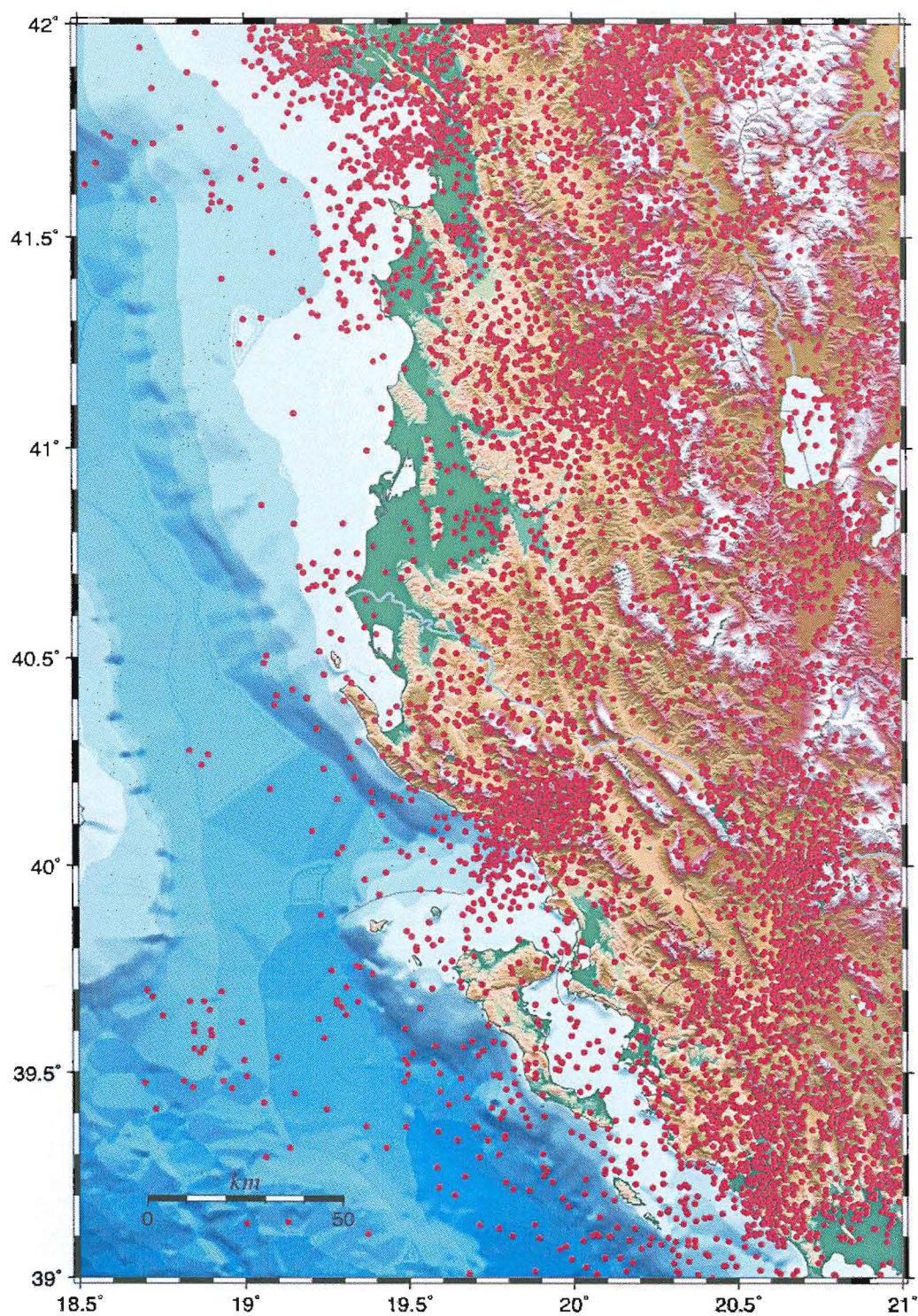
wet 1.0 0.75 0.5 0.1

Μετά το πέρας αυτής της επεξεργασίας, το τελικό αποτέλεσμα που προέκυψε είναι πιο κοντά στην πραγματικότητα καθώς μειώθηκε ο αριθμός των σεισμών με πολύ μικρά εστιακά βάθη. Παρακάτω αναλύονται τα τελικά αποτελέσματα που προέκυψαν από τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

2.8 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΕΛΙΚΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

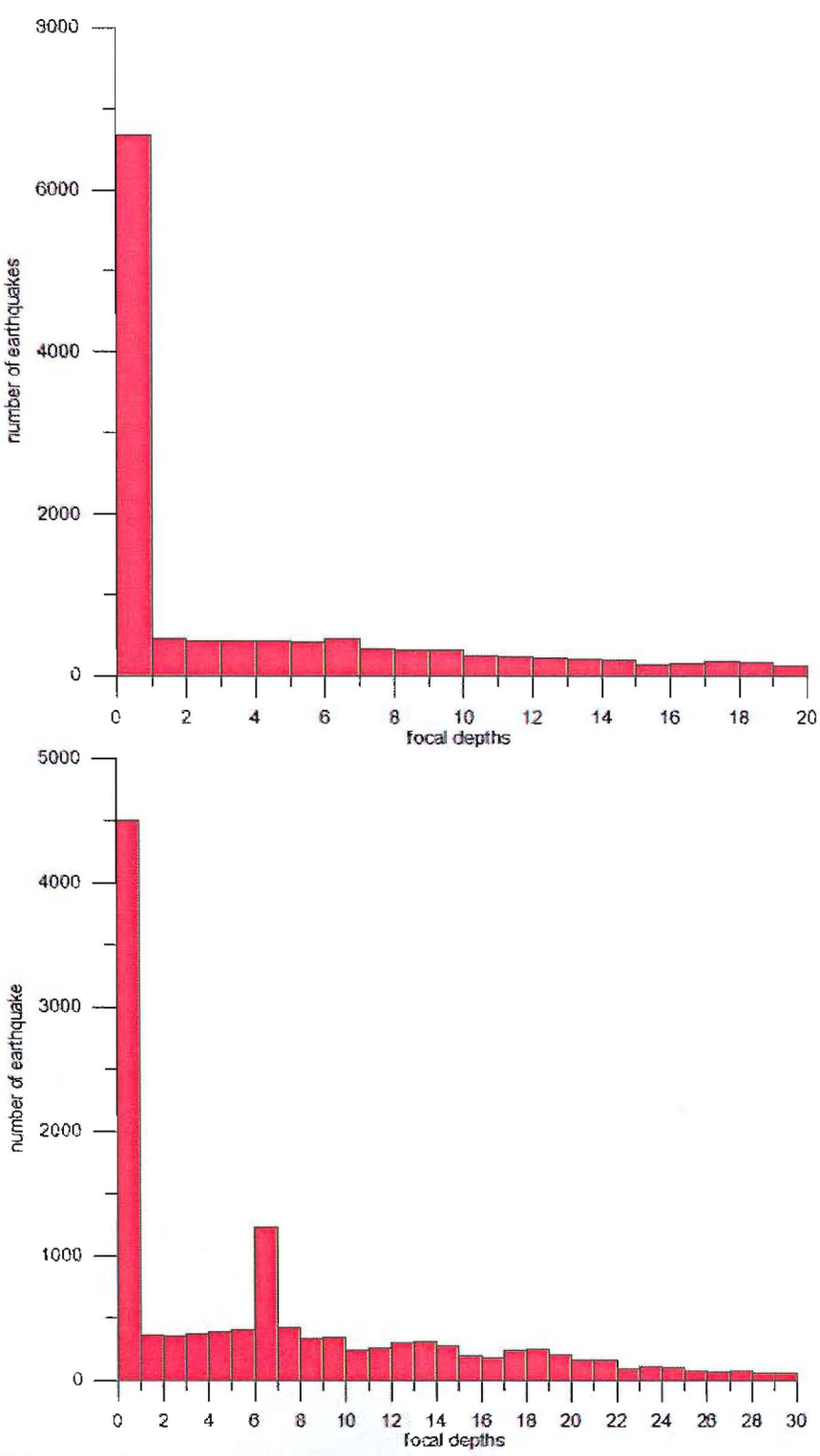
Κατά την τελική επεξεργασία έγινε ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών για την εξεταζόμενη περιοχή κατά το διάστημα από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006. Συγκεκριμένα, έγινε ο επαναπροσδιορισμός στο χρόνο γένεσης, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος όλων των σεισμών. Η παραπάνω διαδικασία πραγματοποιήθηκε με τη χρήση όλων των φάσεων όλων των σεισμών της περιοχής, του ενιαίου μοντέλου ταχυτήτων και των τιμών των χρονικών υπολοίπων οι οποίοι προέκυψαν για κάθε σεισμολογικό σταθμό. Από την τελική επεξεργασία προσδιορίστηκαν οι εστιακοί παράμετροι 12.669 σεισμών τα επίκεντρα των οποίων φαίνονται στον χάρτη του σχήματος 19. Παρατηρούμε ότι, τα επίκεντρα φαίνεται να

σχηματίζουν ευθυγραμμισμένες ζώνες, κάτι που δείχνει ότι η σεισμική δραστηριότητα προέρχεται από συγκεκριμένες μεγάλες δομές.

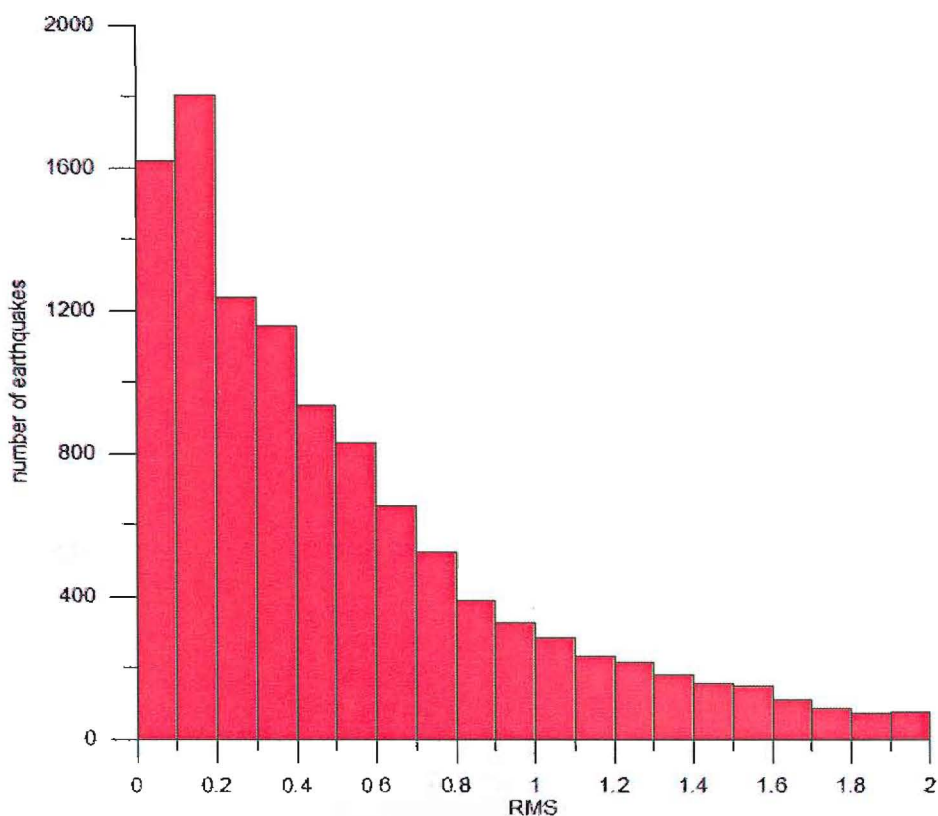
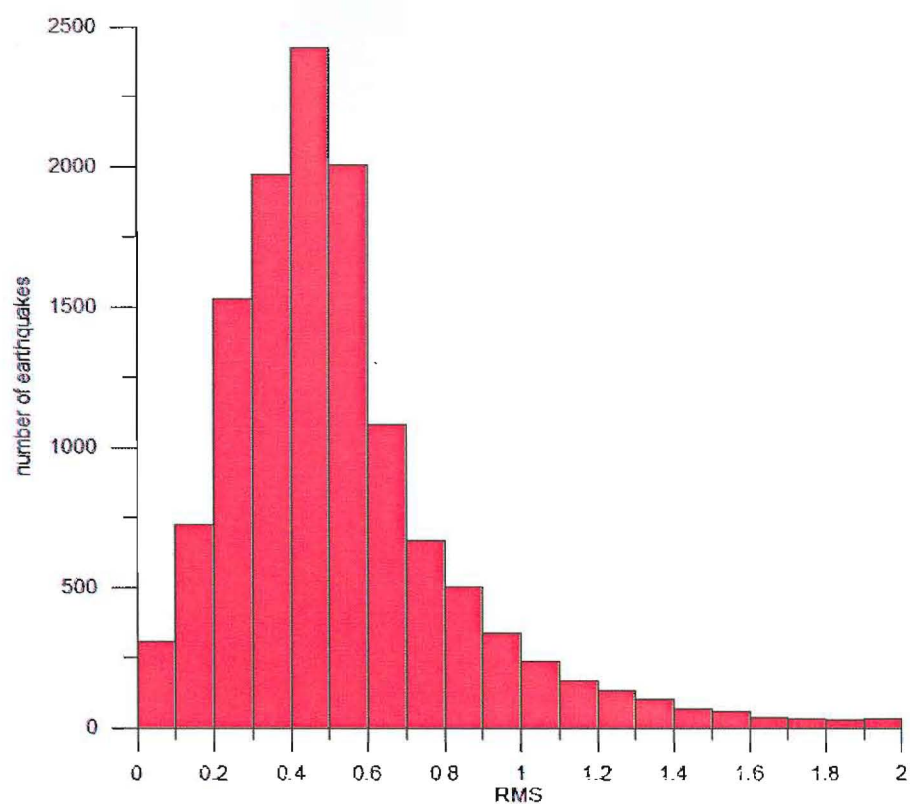


Σχήμα 19: Χάρτης των επικέντρων των σεισμών που προσδιορίστηκαν

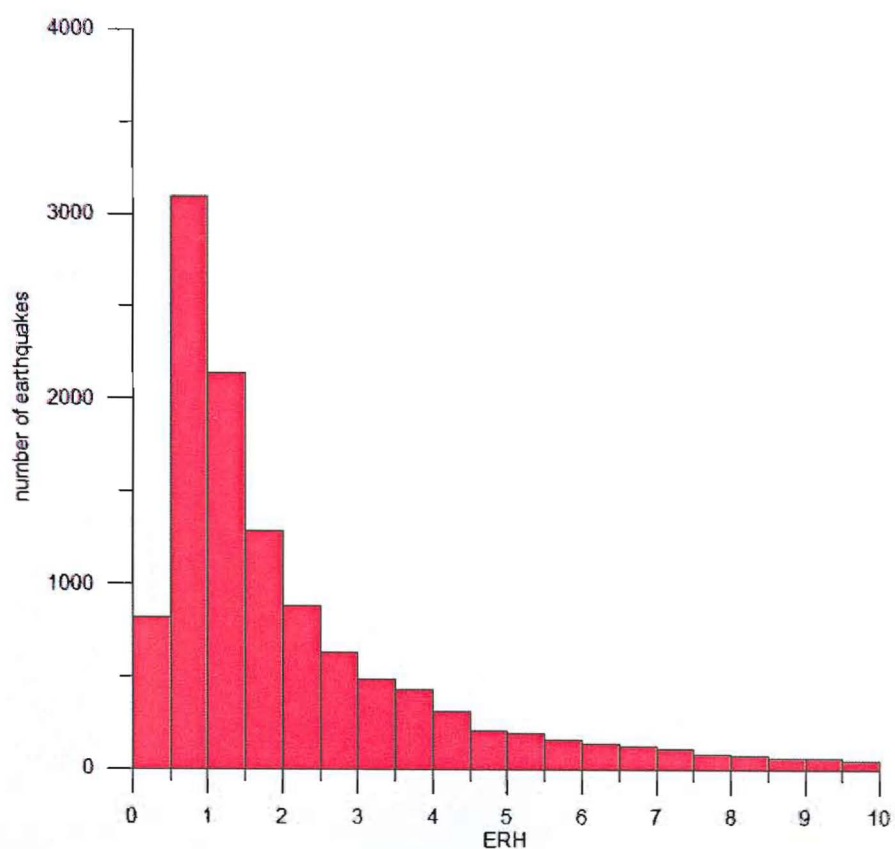
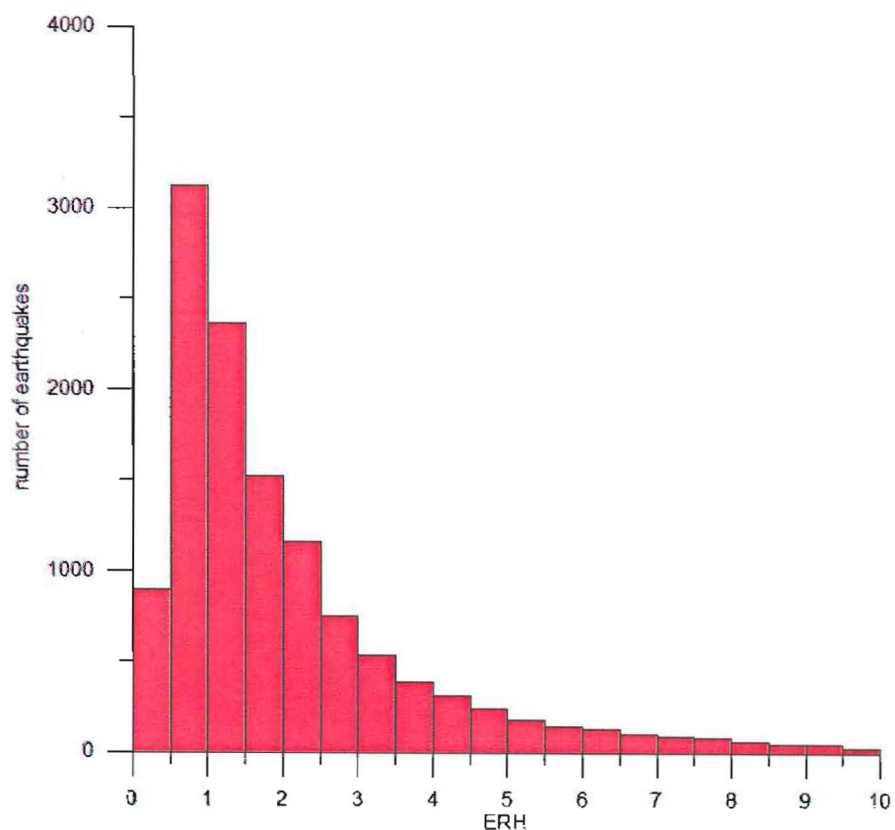
Στα σχήματα 20,21,22 και 23 παρουσιάζονται τα ιστογράμματα πριν και μετά την τελική επεξεργασία που αφορούν τα εστιακά βάθη και τα σφάλματα στο χρόνο γένεσης (RMS), το επίκεντρο (ERH) και το εστιακό βάθος (ERZ).



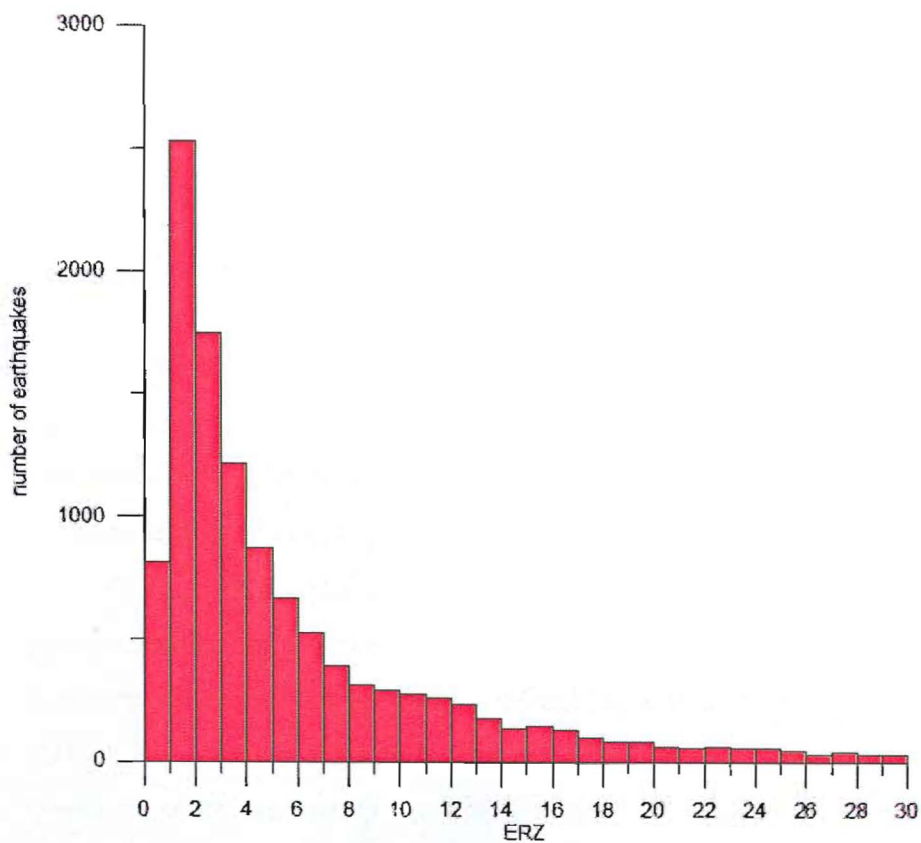
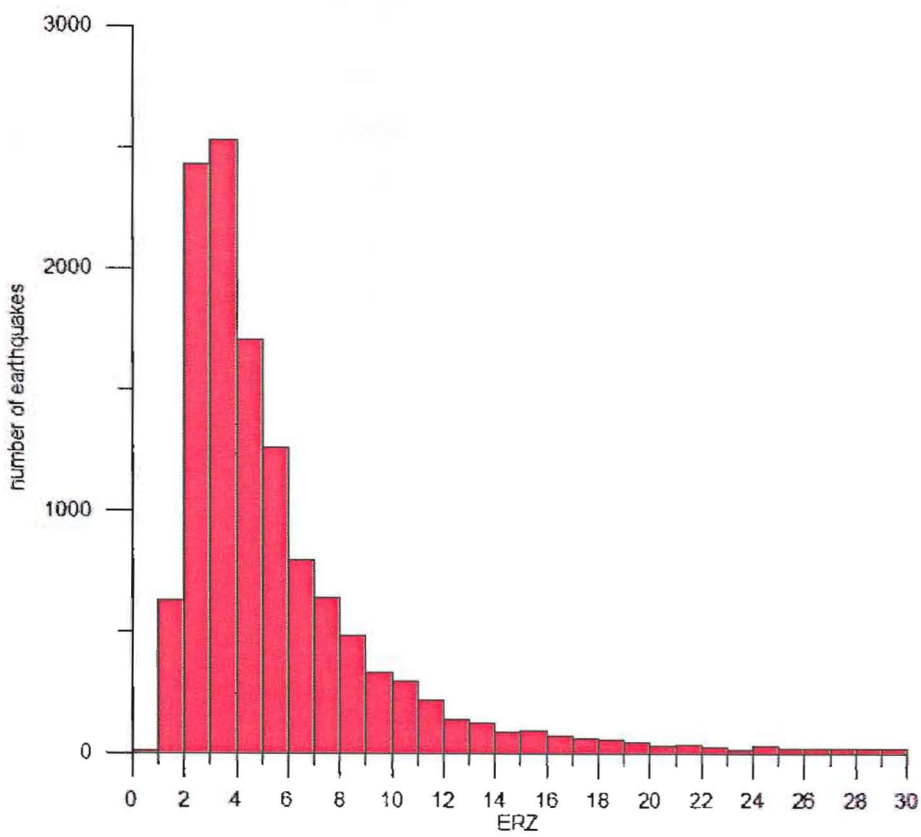
Σχήμα 20: Ιστογράμματα με τα εστιακά βάθη σε km, τα οποία έγιναν πριν και μετά τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών.



Σχήμα 21: Ιστογράμματα με τα σφάλματα στο χρόνο γένεσης (RMS) σε sec, τα οποία έγιναν πριν και μετά τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.



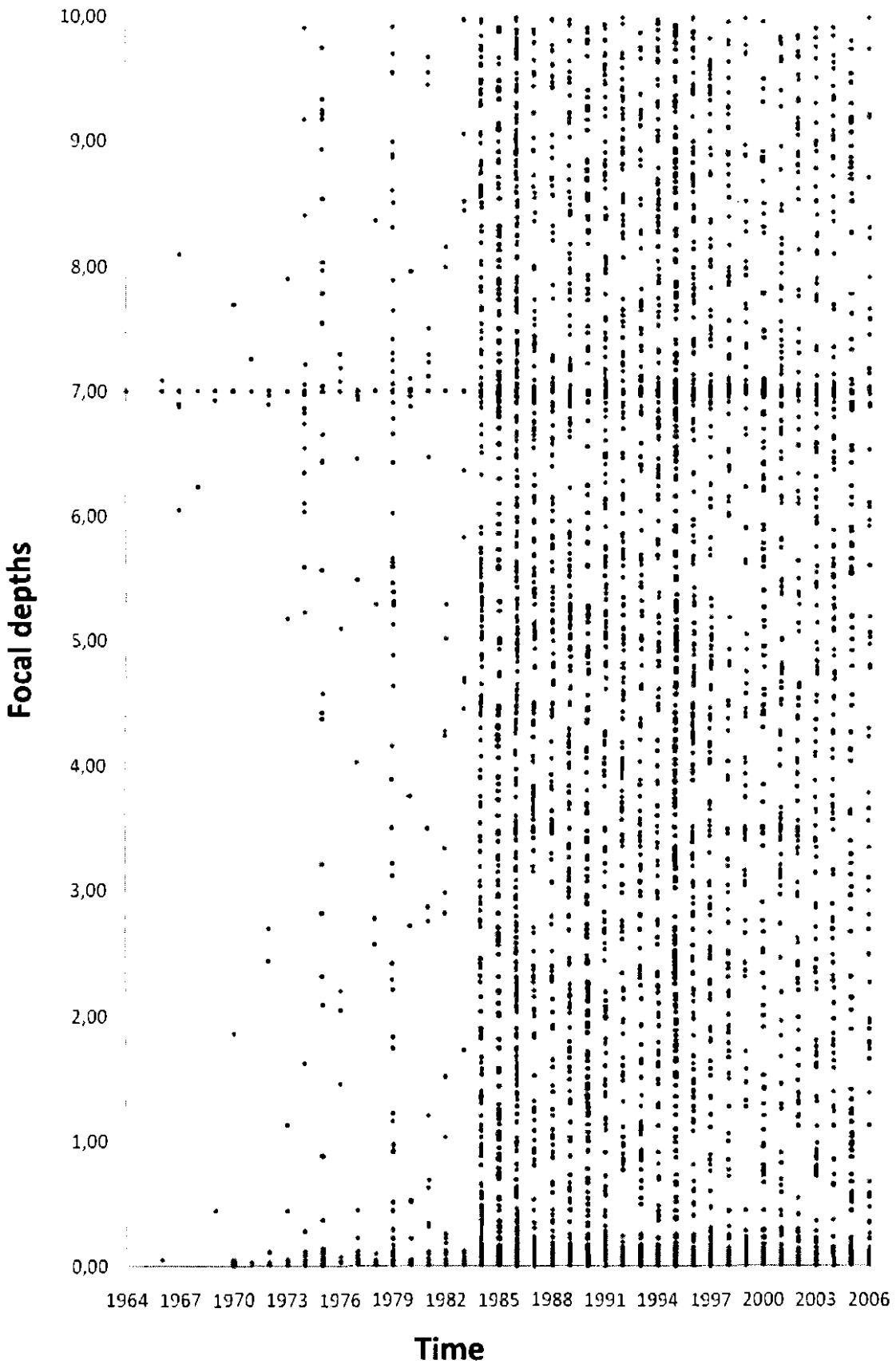
Σχήμα 22: Ιστογράμματα με τα σφάλματα στο επίκεντρο (ERH) σε km, τα οποία έγιναν πριν και μετά τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.



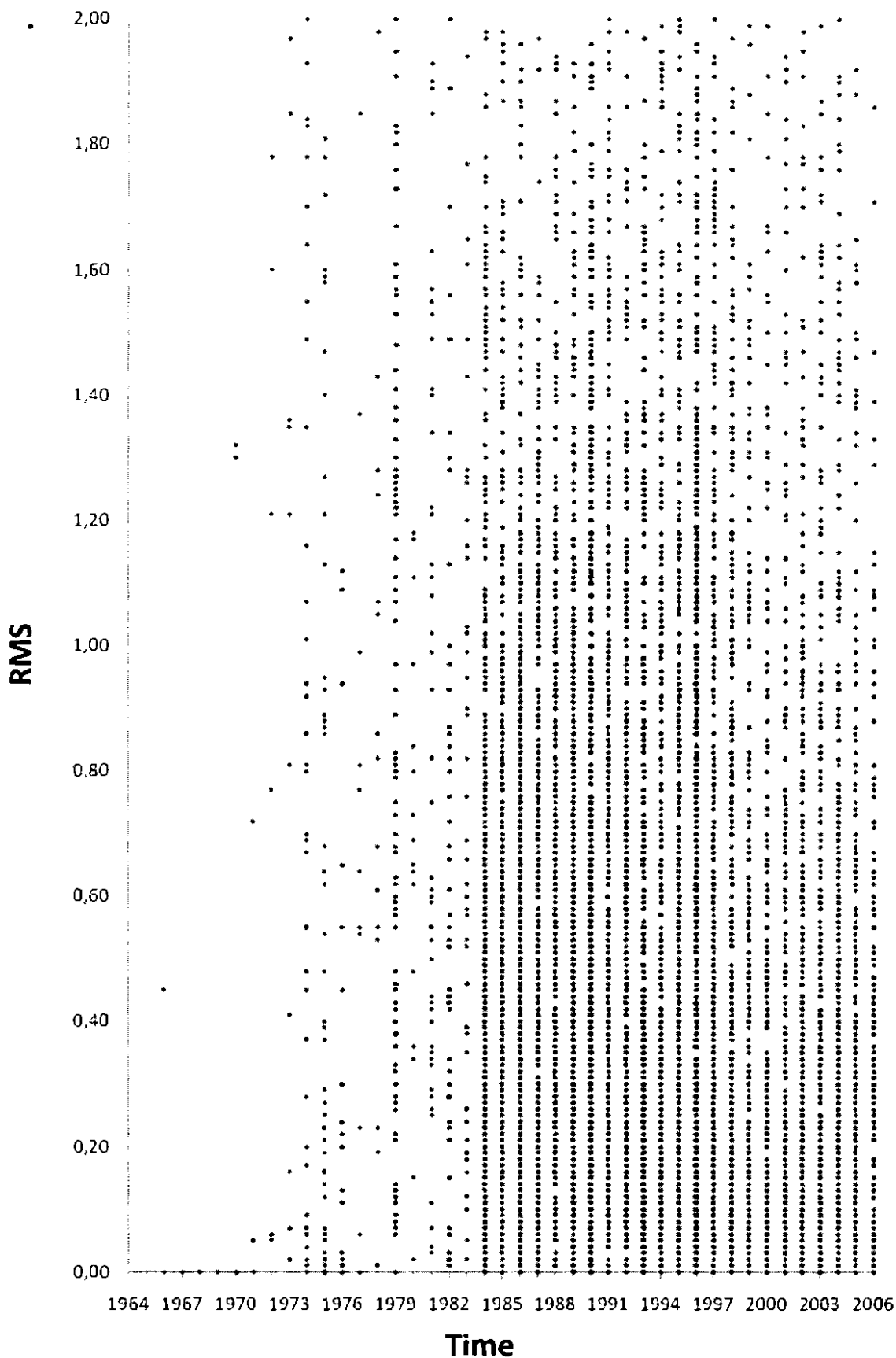
Σχήμα 23: Ιστογράμματα με τα σφάλματα στο εστιακό βάθος (ERZ) σε km, τα οποία έγιναν πριν και μετά από τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

Συγκρίνοντας τα παραπάνω ιστογράμματα, δηλαδή τα αρχικά αποτελέσματα, με τα αποτελέσματα τα οποία προέκυψαν μετά από την τελική επεξεργασία, παρατηρείται μια σχετική βελτίωση σε ορισμένες παραμέτρους. Συγκεκριμένα, όσο αναφορά τα εστιακά βάθη (σχήμα 20), πριν τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων, περίπου το 50 με 55% των σεισμών παρουσίαζε εστιακά βάθη από 0 έως 1 Km, ενώ μετά την τελική επεξεργασία το ποσοστό των σεισμών αυτών μειώθηκε στο 35%. Επίσης όπως φαίνεται και στο σχήμα 13, μετά την τελική επεξεργασία, παρατηρείται μια αύξηση των σεισμών που παρουσιάζουν εστιακά βάθη 6-7Km. Επίσης, στην περίπτωση του σφάλματος στον χρόνο γένεσης (σχήμα 21), περίπου το 35% των λύσεων των σεισμών είχαν σφάλμα στο χρόνο γένεσης ≤ 0.4 sec, πριν την επεξεργασία, ενώ μετά το ποσοστό αυτό πλησιάζει το 50%. Συγκεκριμένα παρατηρείται μια αύξηση των λύσεων των σεισμών που παρουσιάζουν σφάλμα στο χρόνο γένεσης ≤ 0.2 sec. Επίσης, περίπου το 60% των σεισμών παρουσιάζει σφάλμα στον χρόνο γένεσης ≤ 0.6 sec. Όσο αναφορά το σφάλμα στο επίκεντρο (σχήμα 22), δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή, καθώς τόσο πριν την επεξεργασία, όσο και μετά από αυτήν, η πλειοψηφία των λύσεων των σεισμών και συγκεκριμένα περίπου το 70% συγκεντρώνονται σε τιμές σφαλμάτων ≤ 3 Km. Τέλος, σχετικά με το σφάλμα στο βάθος (σχήμα 23), δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή καθώς περίπου το 70% των λύσεων των σεισμών, πριν και μετά την τελική επεξεργασία παρουσιάζει σφάλμα ≤ 8 Km. Επίσης θα πρέπει να αναφερθεί ότι, αυξήθηκε το ποσοστό των σεισμών που παρουσιάζει σφάλμα στο βάθος 0-2Km. Το ποσοστό των σεισμών αυτών φτάνει περίπου το 25% ενώ πριν από την επεξεργασία το αντίστοιχο ποσοστό ήταν μόλις 7%.

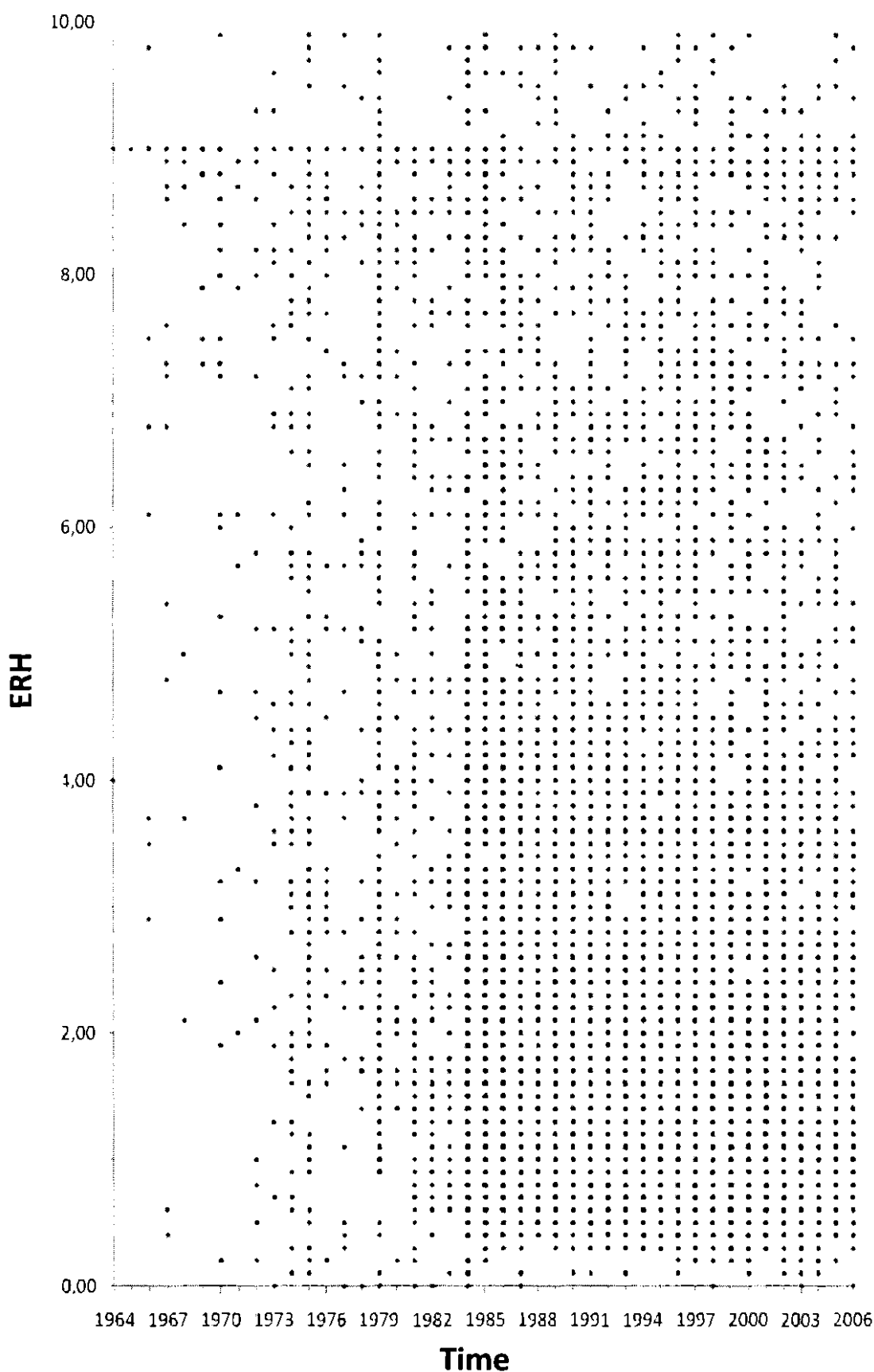
Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι η διαδικασία που ακολουθήθηκε, με την χρήση του μοντέλου των ταχυτήτων και τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων όλων των σταθμών συνέβαλε έστω και σε μικρό ποσοστό, στον καλύτερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών. Στη συνέχεια κατασκευάστηκαν διαγράμματα που δείχνουν την χρονική εξέλιξη των εστιακών βαθών και των σφαλμάτων στον χρόνο γένεσης (RMS), στο επίκεντρο (ERH) και το εστιακό βάθος (ERZ) των σεισμών, έτσι όπως υπολογίστηκαν μετά την τελική επεξεργασία.



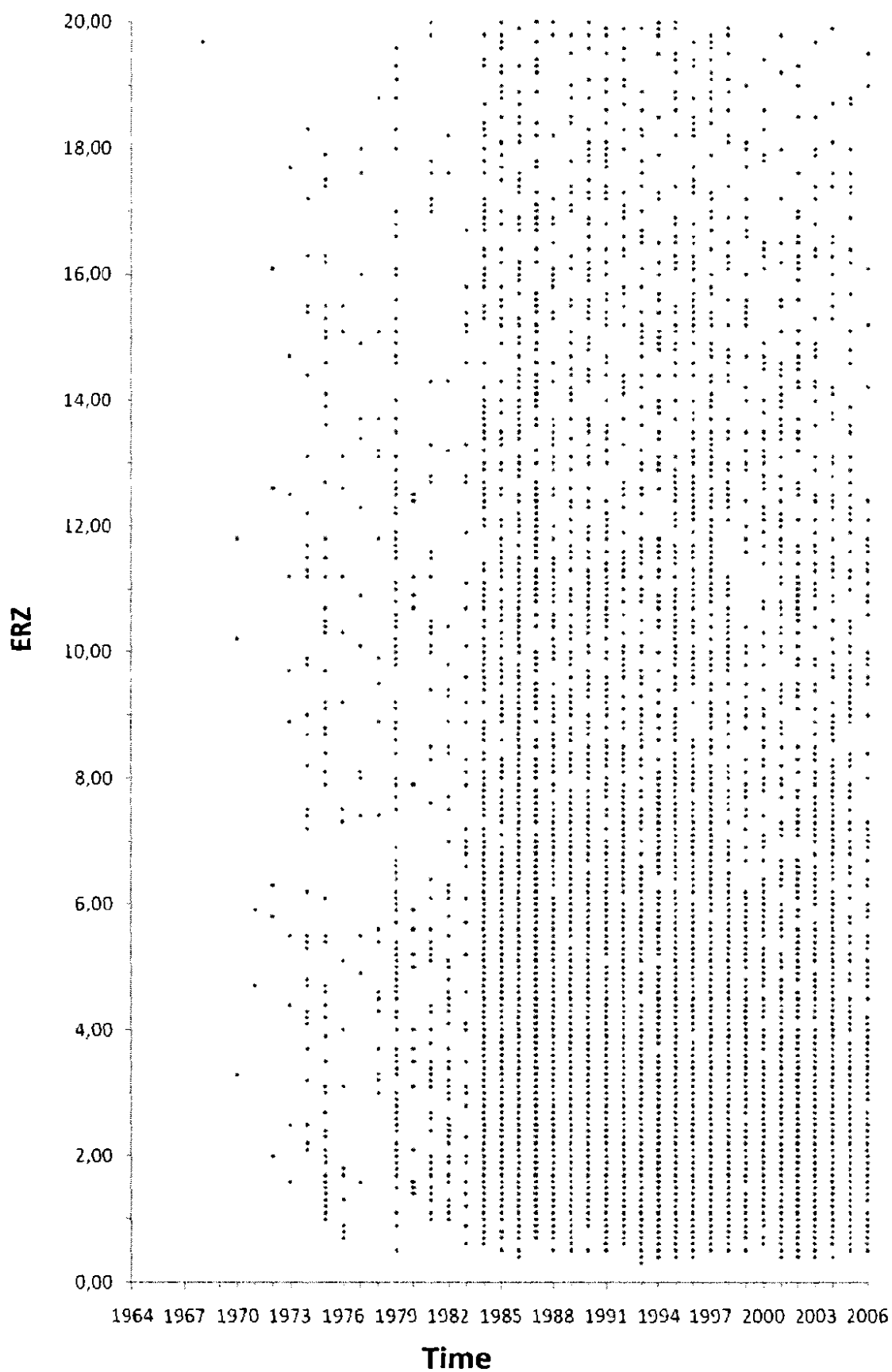
Σχήμα 24: Χρονική εξέλιξη των εστιακών βαθών, όπως προέκυψε μετά την τελική επεξεργασία των δεδομένων.



Σχήμα 25: Χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων στον χρόνο γένεσης (RMS), όπως προέκυψε μετά την τελική επεξεργασία των δεδομένων.



Σχήμα 26: Χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων στο επίκεντρο (ERH), όπως προέκυψε μετά την τελική επεξεργασία των δεδομένων.

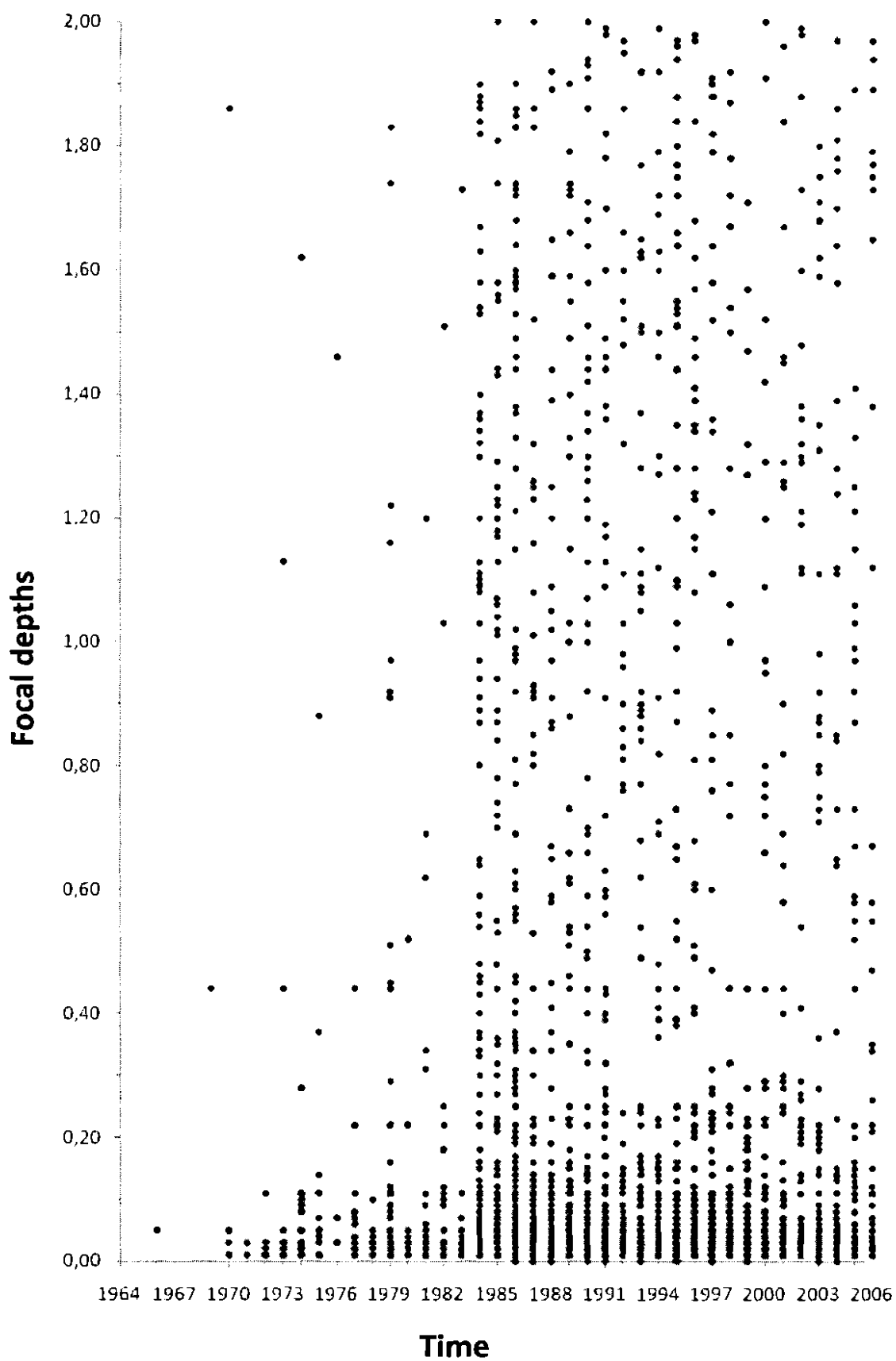


Σχήμα 27: Χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων στο εστιακό βάθος (ERZ), όπως προέκυψε μετά την τελική επεξεργασία των δεδομένων.

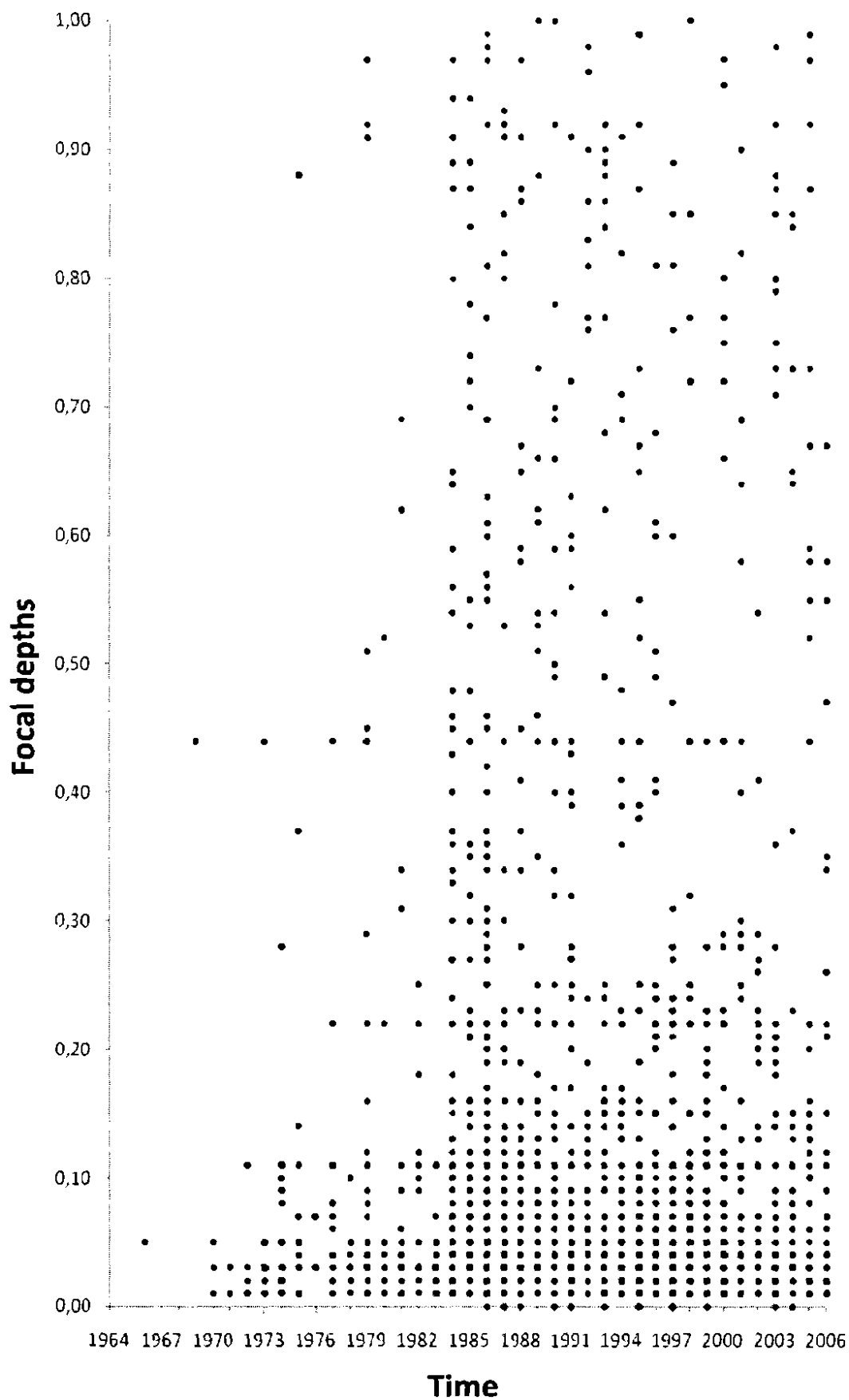
Όπως προκύπτει από την παραπάνω χρονική εξέλιξη των σφαλμάτων των εστιακών παραμέτρων και των εστιακών βαθών, παρατηρούμε ότι από τα μέσα της δεκαετίας του 80, υπάρχει μια σημαντική αύξηση των δεδομένων μας, γεγονός που οφείλεται στην αύξηση του σεισμολογικού δικτύου, στην ευρύτερη περιοχή. Επίσης μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι, ιδιώς από το 2000 και μετά, οι τιμές των σφαλμάτων είναι σχετικά πιο μειωμένες σε σχέση με τα προηγούμενα έτη, που οφείλεται στην περαιτέρω αύξηση του δικτύου τα τελευταία χρόνια.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονίσουμε το γεγονός ότι όπως αναφέρθηκε και πιο πάνω, ένα σχετικά μεγάλο ποσοστό των εστιακών βαθών παρουσιάζει πολύ μικρές τιμές οι οποίες αγγίζουν και το 0. Συγκεκριμένα, όπως αναφέρθηκε, το ποσοστό των σεισμών που παρουσιάζει εστιακά βάθη από 0 έως 2 km μετά την τελική επεξεργασία είναι περίπου 38%. Ιδιαίτερα το ποσοστό των σεισμών με εστιακά βάθη από 0 έως 1 km είναι περίπου 35%. Παρατηρούμε επίσης, ότι αυτά τα πολύ μικρά εστιακά βάθη δεν εντοπίζονται σε συγκεκριμένες χρονολογίες, π.χ. πριν από τα μέσα της δεκαετίας του 80, όποτε θα μπορούσαμε να υποθέσουμε ότι αυτό το σφάλμα πιθανόν να οφείλεται στο περιορισμένο σεισμολογικό δίκτυο, αλλά παρουσιάζουν μια σχεδόν ομοιόμορφη κατανομή καθόλη τη διάρκεια της χρονικής περιόδου από τα μέσα της δεκαετίας του 70 μέχρι και το 2006.

Στο σχήμα 26 χαρτογραφήσαμε όλες αυτές τις μικρές τιμές των εστιακών βαθών που κυμαίνονται από 0 έως 2 km ενώ στο σχήμα 27 εκείνες τις τιμές των εστιακών βαθών που κυμαίνονται από 0 έως 1 km. Από αυτά τα διαγράμματα μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι υπάρχουν αρκετά εστιακά βάθη με τιμές κάτω από 1 km και πολύ κοντά στο 0, καθόλη τη χρονική περίοδο μέχρι το 2006. Οι παραπάνω σχεδόν μηδενικές τιμές προφανώς και δεν συμβαδίζουν με τα πραγματικά εστιακά βάθη καθώς στη φύση, οι σεισμοί γίνονται σε μεγαλύτερα βάθη. Αυτό το σφάλμα με τα εστιακά βάθη δεν έχει προσδιοριστεί που μπορεί να οφείλεται, πιθανόν σε σφάλμα κατά τη διάρκεια της διαδικασίας. Αυτό το οποίο όμως θα πρέπει να σημειωθεί είναι η μικρή μείωση που παρουσιάσε το ποσοστό αυτών των εστιακών βαθών, μετά την τελική επεξεργασία. Ιδιαίτερα το ποσοστό αυτών των βαθών μετά την τελική επεξεργασία έπεσε κατά 15%.



Σχήμα 28: Χρονική εξέλιξη των εστιακών βαθών που παρουσιάζουν τιμές από 0 έως 2 km.



Σχήμα 29: Χρονική εξέλιξη των εστιακών βαθών που παρουσιάζουν τιμές από 0 έως 1 km.

ΣΥΝΟΨΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία συλλέχθηκαν σεισμολογικά δεδομένα, δηλαδή οι φάσεις των σεισμών για το χρονικό διάστημα από το 1964 μέχρι τον έκτο μήνα του 2006. Αυτή η συλλογή των δεδομένων έγινε από το ISC (International Seismological Centre). Ακολουθώντας επιλέχθηκε το μοντέλο ταχυτήτων το οποίο χρησιμοποιήθηκε. Συγκεκριμένα έγινε η χρήση ενός μόνο μοντέλου, το οποίο προτάθηκε από τους Haslinger et., al (1999) για την ευρύτερη περιοχή του Ιονίου. Μετά από μια πρώτη επεξεργασία πήραμε μια γενική εικόνα για την χωρική κατανομή των σεισμικών επικέντρων, στην εξεταζόμενη περιοχή (ΒΔ Ελλάδα, ΝΑ Αδριατική, Αλβανία, ΝΔ Γιουγκοσλαβία και Σκόπια), με τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών να παρουσιάζουν σφάλματα. Στη συνέχεια, λόγω καλύτερης κάλυψης από το δίκτυο επιλέχθηκε να επεξεργαστούν τα δεδομένα από το 1998 μέχρι το 2006, ώστε τα στοιχεία αυτά να χρησιμοποιηθούν για τα χρονικά υπόλοιπα και στη συνέχεια ακολουθήθηκε η διαδικασία αφαίρεσης των φάσεων που παρουσιάζουν μεγάλες τιμές χρονικών αποκλίσεων, καθώς και οι σταθμοί που βρίσκονται σε απόσταση μεγαλύτερη από 300 Km. Επιπλέον τέθηκαν κάποιες οριακές τιμές για τις παραμέτρους και τα σφάλματα. Από την παραπάνω διαδικασία προέκυψε ένας κατάλογος ο οποίος περιέχει 635 σεισμούς που ικανοποιούν αυτές τις τιμές και θεωρήθηκαν οι καλύτερα προσδιορισμένοι και θα χρησιμοποιηθούν για την βελτίωση του μοντέλου των ταχυτήτων. Στη συνέχεια η περιοχή μας, με βάση την κατανομή των επικέντρων των παραπάνω 635 σεισμών χωρίστηκε σε 11 μικρότερες υποπεριοχές η κάθε μια από τις οποίες περιλαμβάνει και μια συγκέντρωση σεισμικών επικέντρων, έτσι ώστε να ακολουθήσει επεξεργασία με το πρόγραμμα HYPOINVERSE το οποίο έχει τη δυνατότητα επεξεργασίας σεισμών που ανήκουν σε διαφορετικές περιοχές. Στη συνέχεια έγινε η επεξεργασία των δεδομένων, με τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων των σταθμών για κάθε περιοχή ξεχωριστά. Η διαδικασία αυτή έγινε ξεχωριστά σε κάθε περιοχή γιατί τα σεισμικά κύματα που φθάνουν σε κάθε σεισμολογικό σταθμό από διαφορετικούς σεισμούς, ακολουθούν διαφορετικό δρόμο διάδοσης. Επιδίωξή μας είναι οι τιμές αυτές των χρονικών υπολοίπων να είναι αξιόπιστες. Έτσι

τέθηκαν σε γενικές γραμμές ορισμένοι παράμετροι για κάθε περιοχή για παράδειγμα ελάχιστος αριθμός παρατηρήσεων 5 και ανώτατη τιμή σφάλματος των χρονικών υπολοίπων το 0.30. Τα παραπάνω όρια προσαρμόστηκαν ανάλογα με τα δεδομένα κάθε περιοχής, δηλαδή κρατήθηκαν σταθμοί που είχαν μεγαλύτερα σφάλματα, από το παραπάνω όριο, αλλά λόγω των πολλών παρατηρήσεων δεν αφαιρέθηκαν και το αντίστροφο, δηλαδή, κρατήθηκαν σταθμοί που είχαν λίγες παρατηρήσεις, κάτω από 5, αλλά είχαν πολύ μικρό σφάλμα.

Οι τιμές των χρονικών υπολοίπων για τον ίδιο σταθμό είναι διαφορετικές μεταξύ τους, παρόλο που χρησιμοποιήθηκε το ίδιο μοντέλο ταχυτήτων και για τις 11 υποπεριοχές, καθώς οι διάφορες περιοχές βρίσκονται σε διαφορετικές αποστάσεις από τον ίδιο σεισμολογικό σταθμό και τα σεισμικά κύματα ενδέχεται να μην είναι του ίδιου τύπου. Στη συνέχεια επιχειρήθηκε να δοθεί μια ποιοτική ερμηνεία των τιμών των χρονικών υπολοίπων με βάση τις αρνητικές και θετικές τιμές, ώστε να βγει κάποιο συμπέρασμα για το πάχος του φλοιού στην ευρύτερη περιοχή. Τα δεδομένα που προέκυψαν έρχονται σε σχετική συμφωνία με την γνώση που υπάρχει για την δομή και το πάχος του φλοιού της περιοχής αυτής.

Ακολούθησε η τελική επεξεργασία των δεδομένων μας με τη χρήση του μοντέλου ταχυτήτων και τα χρονικά υπόλοιπα των σεισμολογικών σταθμών. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν δείχνουν να είναι σχετικά βελτιωμένα σε σύγκριση με τα αρχικά αποτελέσματα, όπως φάνηκε και στα ιστογράμματα που κατασκευάσαμε (σχήματα 20,21,22,23). Πιο συγκεκριμένα, υπήρξε μια μικρή αλλά σαφής αύξηση ως προς τα εστιακά βάθη ενώ υπήρξε και σχετική μείωση των σεισμών με εστιακά βάθη από 0-1 km, κατά 15% περίπου. Το συνολικό ποσοστό των σεισμών με εστιακά βάθη από 0 έως 1 km ανέρχεται, μετά την τελική επεξεργασία, στα 35% περίπου. Το σφάλμα αυτό πιθανόν να οφείλεται σε σφάλμα κατά τη διάρκεια της διαδικασίας. Επίσης, προέκυψε μια μείωση των τιμών των σφαλμάτων στον χρόνο γένεσης (RMS), καθώς ένα μεγάλο μέρος, των σεισμών έχουν τιμές σφαλμάτων $\leq 6\text{sec}$, ενώ περίπου το 35% των λύσεων των σεισμών είχαν σφάλμα στο χρόνο γένεσης $\leq 0.4\text{ sec}$, πριν την επεξεργασία, μετά την επεξεργασία το ποσοστό αυτό πλησιάζει το 50%. Επίσης, δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή, όσο αφορά το σφάλμα

του επικέντρου και συγκεκριμένα περίπου το 70% συγκεντρώνονται σε τιμές σφαλμάτων ≤ 3 Km. Τέλος, σχετικά με το σφάλμα στο βάθος, περίπου το 70% των λύσεων των σεισμών, πριν και μετά την τελική επεξεργασία παρουσιάζει σφάλμα ≤ 8 Km ενώ αυξήθηκε το ποσοστό των σεισμών που παρουσιάζει σφάλμα στο βάθος 0-2Km. Το ποσοστό των σεισμών αυτών φτάνει περίπου το 25% ενώ πριν από την επεξεργασία το αντίστοιχο ποσοστό έφτανε περίπου στο 7%.

Επίσης, μετά την τελική επεξεργασία, κατασκευάστηκε χάρτης με την τελική κατανομή των επικέντρων των σεισμών, που έγιναν στην περιοχή μελέτης. Από τον χάρτη αυτό, παρατηρούμε ότι τα επίκεντρα των σεισμών, σχηματίζουν συγκεκριμένες ευθυγραμμισμένες ζώνες, ένδειξη ότι η σεισμικότητα στην περιοχή προέρχεται από συγκεκριμένες μεγάλες δομές.

Φτάνοντας προς το τέλος της εργασίας, θα πρέπει να αναφερθεί ότι από το 1964 μέχρι και το 2006, υπήρξαν αρκετές περίοδοι σεισμικών εξάρσεων στην εξεταζόμενη περιοχή, της ΒΔ Ελλάδας, ΝΑ Αδριατικής, Αλβανίας, δυτικών Σκοπίων και ΝΔ Γιουγκοσλαβίας. Η μη επαρκής κάλυψη από σεισμολογικά δίκτυα, μέχρι περίπου και τα μέσα της δεκαετίας του 80, αποτέλεσε εμπόδιο στον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων, για αυτόν τον λόγο αρχικά επιλέχθηκαν να επεξεργαστούν τα δεδομένα από το 1998-2006 και με βάση τις τιμές που προέκυψαν έγινε ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων όλων των σεισμών από το 1964. Επίσης, θα πρέπει να σημειωθεί ότι ιδίως από το 1964 μέχρι και τις αρχές της δεκαετίας του 70, το σεισμολογικό δίκτυο ήταν τόσο αραιό στην περιοχή, για αυτό και υπάρχει και κάποια αβεβαιότητα ως προς τον σωστό επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών της περιόδου αυτή.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. D.J.J. Van Hinsbergen D.G van der Meer W.J. Zachariasse J.E. Meulen Kamp – Deformation of western Greece during Neogene clockwise rotation and collision with Apulia, *Int J Earth Sci*, pp. 463-490, 2006.
2. D. Slejko (1), R. Camassi (2), I. Cecic (3), D. Herak (4), M. Herak (4), S. Kociu (5), V. Kouskouna (6), J. Lapajne (3), K. Makropoulos (6), C. Meletti (7), B. Muco (5), C. Papaioannou (8), L. Peruzza (9), A. Rebez (1), P. Scandone (10), E. Sulstarova (5), N. Voulgaris (6), M. Zivcic (3) and P. Zupancic (3) - GSHAP seismic hazard assessment for the Adria region, *Annali di Geofisica*, Vol 42, 1999, pp. 1087 and 1095.
3. D. Rossikopoulos, A. Fotiou, E. Livieratos, P. Baldi – A rigorous analysis of GPS data to detect crustal deformations. Application in the area of the Ionian Sea, *Tectonophysics* 294, pp. 271-280, 1997.
4. Eduard Prelogovic, Vlado Kuk and Renato Buljan – The structural fabric and Seismotectonic activity on Northern Velebit: Some new observations, *Rudarsko – Geolosko - naftni zbornik*, vol 10, pp. 39-42, 1998.
5. F. Haslinger, E. Kissling, J. Ansorge, D. Hatzfeld, E. Papadimitriou, V. Karakostas, K. Makropoulos, H.-G. Kahle, Y. Peter - 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece), *Tectonophysics* 304, 201-218, 1998, pp. 205-206.
6. G.C King, A. Tselentis, J. Gombert, P. Molnar, S.W. Roecker, H. Sinval, C. Soufleris and J.M Stock - Microearthquake seismicity and activity tectonics of Northwestern Greece, *Earth and Planetary Science Letters*, 66, pp. 279-288, 1983.
7. International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk/> Bull, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.

8. Klein, F. W., User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve Earthquake Locations and Magnitudes. U.S. Geol. Surv. Open File Report 02-171 Version 1.0, 2002.
9. Maurizio Battaglia, Mark H. Murray, Enrico Serpelloni (INGV) and Roland Bürgmann - The Adriatic Region: An Independent Microplate within the Africa-Eurasia Collision Zone, 2004.
10. M. Boccaletti, R. Caputo, D. Mountrakis, S. Pavlides and N. Zouros – Palaeoseismicity of the Souli Fault, Epirus, Western Greece, J. Geodynamics, Vol 24, Nos 1-4, pp. 117-127, 1997.
11. Mary Golidsworthy, James Jackson and John Haines – The continuity of active fault systems in Greece, Geophys. J. Int. (2002) 148, pp. 596-618, 2001.
12. Paolo Favali, Giuliana Mele, Giuseppina Mattiotti - Contribution to the study of the apulian Microplate geodynamics, Mem. Soc. Geol. It., 44, pp. 71-80, 1990.
13. P. Favali, R. Funiciello, G. Mattiotti, G. Mele, P. Montone, F. Salvini, M. Tozzi – Seismotectonic indentivity of the Southern Adriatic area, Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements, IGCP No 276, Newsletter Vol 5, pp. 339-343, 1992.
14. R. Di Stefano, E. Kissling, C. Chiarabba, A. Amato, D. Giardini – Shallow subduction beneath Italy: Three-dimensional images of the Adriatic-European-Tyrrhenian lithosphere system based on high – quality P wave arrival times, Journal of geophysical research, vol. 114, 2009.

15. Seth Stein and Giovanni F. Sella – Pleistocene from convergence to extension in the Apennines as a consequence of Adria Microplate motion, 1996., pp. 4 -10.
16. Theodor Doutsos, Sotiris Kokkalas – Stress and deformation patterns in the Aegean region, Journal of Structural Geology 23, pp. 455-472, 2001.
17. Yannick Peter, Hans - Gert Kahle, Marc Cocard, George Veis, Stelios Felekis, Dimitri Paradissis - Establishment of a continuous GPS network across the Kefalonia Fault Zone, Ionia islands, Greece, Tectonophysics 294, 253-260, 1998.
18. Βασίλης Παπαζάχος, Κατερίνα Παπαζάχου - Οι Σεισμοί της Ελλάδος. Εκδόσεις Ζήτη. Σελίδες 89, 155, 163-305.
19. Δημοσθένης Μουντράκης - Γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού χώρου.
20. Ιωάννης Γ. Φουντούλης – Η Νεοτεκτονική Εξέλιξη της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. Διδακτορική διατριβή.
21. ΟΑΣΠ (Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας).
<http://www.oasp.gr/default.asp?l1=3&l2=1>
22. Χρήστος Καραμάνος - Μελέτη της ενεργού τεκτονικής στην περιοχή της δυτικής απόληξης της τάφρου του Βορείου Αιγαίου, Α.Π.Θ., 2006. Σελίδες 21-23, 35-36, 47-48, 51-58.