

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ :

" ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΟΜΟΓΕΝΟΥΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΦΑΣΕΩΝ P & S ΑΠΟ ΤΟ 1964 ΕΩΣ ΤΟ 2002 ΓΙΑ ΤΟΝ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ "



Ανθύμιδης Μαρίος Γεωργάλας Αλεξανδρός

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ Κωνσταντινός Β. Παπαζαχός

Θεσσαλονίκη, Σεπτέμβριος 2005

Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Στην υπομονή και στον χρόνο αφιερώνεται



Πρόλογος	2
Εισαγωγή	3
Γεωτεκτονικό καθεστώς και δομή του Ελληνικού χώρου	4
Σεισμικότητα του ευρύτερου Ελληνικού χώρου	10
Ποιοτική ή Ημιποσοτική μελέτη της σεισμικότητας	11
Ποσοτική μελέτη της σεισμικότητας	14
Δεδομένα	20
Επεξεργασία των δεδομένων-Αποτελέσματα	26
Εισαγωγικές έννοιες	26
Επεξεργασία των δεδομένων	31
Αποτελέσματα της επεξεργασίας	35
Συγκρίσεις χαρτών-Συμπεράσματα-Σχόλια	61
Συγκρίσεις χαρτών σε επιλεγμένες περιοχές –Σχόλια	61
Χάρτης σεισμικών επικέντρων της περιόδου 1964-2002 για το διορθωμένο μοντέλο – Συμπεράσματα	68
Αναφορές- Βιβλιογραφία	72
	Πρόλογος Εισαγωγή Γεωτεκτονικό καθεστώς και δομή του Ελληνικού χώρου Σεισμικότητα του ευρύτερου Ελληνικού χώρου Ποιοτική ή Ημιποσοτική μελέτη της σεισμικότητας Ποσοτική μελέτη της σεισμικότητας Δεδομένα Επεξεργασία των δεδομένων-Αποτελέσματα Εισαγωγικές έννοιες Επεξεργασία των δεδομένων Αποτελέσματα της επεξεργασίας Συγκρίσεις χαρτών-Συμπεράσματα-Σχόλια Συγκρίσεις χαρτών σε επιλεγμένες περιοχές –Σχόλια Χάρτης σεισμικών επικέντρων της περιόδου 1964-2002 για το διορθωμένο μοντέλο – Συμπεράσματα Αναφορές- Βιβλιογραφία



Η παρούσα διπλωματική πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Το συντονισμό και τη συνεχή εποπτεία της εργασίας είχε ο Αναπληρωτής Καθηγητής Κωνσταντίνος Β. Παπαζάχος.

Η εργασία άρχισε τον Φεβρουάριο του 2005 και τελείωσε τον Σεπτέμβριο του ίδιου χρόνου.

Μεγάλο τμήμα της εργασίας απαιτούσε χρήση προγραμμάτων ηλεκτρονικού υπολογιστή και πραγματοποιήθηκε σε χώρους του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν κώδικες της γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN, το πρόγραμμα GOLDEN SURFER για την κατασκευή των χαρτών και το πρόγραμμα GOLDEN GRAPHER για την κατασκευή των ιστογραμμάτων. Τα απαραίτητα σεισμολογικά δεδομένα (καταγραφές σεισμικών φάσεων P&S) συλλέχθηκαν από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο ISC (International Seismological Center) μέσω του διαδικτύου με σύνδεση του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.

Τέλος θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τον Αναπληρωτή Καθηγητή Κωνσταντίνο Β. Παπαζάχο γιατί ενδιαφέρθηκε πραγματικά στο να μας μεταδώσει γνώσεις πάνω στο ευρύτερο αντικείμενο της παρούσας εργασίας, αλλά και όλους τους καθηγητές που είχαν την θέληση να λύσουν τις απορίες μας και τους προβληματισμούς μας.



Σκοπός της εργασίας είναι ο επαναπροσδιορισμός των επικέντρων και εστιακών βαθών των σεισμών που έγιναν στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές, με χρησιμοποίηση ομογενούς καταλόγου σεισμικών κυμάτων (φάσεων P_&S) από το 1964 έως το 2002 και επεξεργασία τους με χρήση υπολογιστικών προγραμμάτων εστιακών παραμέτρων μέσω ηλεκτρονικού υπολογιστή, που βασίζονται σε διαφορετικά μοντέλα δομής του ευρύτερου ελληνικού χώρου.

Επαναπροσδιορισμός σημαίνει υπολογισμός νέων εστιακών παραμέτρων οι οποίες θα περιέχουν μικρότερα σφάλματα από τις αρχικές, δηλαδή θα έχουν μεγαλύτερη ακρίβεια. Ο υπολογισμός, όμως, των εστιακών παραμέτρων ενός σεισμού, στηρίζεται στην μέτρηση των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, που παράγονται κατά την γένεσή του, από την εστία του μέχρι τον σταθμό καταγραφής. Η μέτρηση των χρόνων διαδρομής επηρεάζεται από δύο κύριες κατηγορίες σφαλμάτων που είναι τα σφάλματα στην μέτρηση του χρόνου άφιξης των φάσεων, στις αναγραφές των σεισμομέτρων και τα σφάλματα στο μοντέλο δομής λόγω της απόκλισής του από το πραγματικό. Έτσι, μειώνοντας την επίδραση των σφαλμάτων στον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής, αυξάνουμε την ακρίβεια στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

Τα μοντέλα δομής του ευρύτερου ελληνικού χώρου, αναφέρονται στα πάχη των στρωμάτων, στα οποία χωρίζεται η λιθόσφαιρα της περιοχής και στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα σε αυτά. Πρόκειται, δηλαδή, για θεωρητικά μοντέλα με τα οποία γνωρίζοντας την εστία ενός σεισμού, μπορούμε να υπολογίσουμε τους αναμενόμενους (θεωρητικούς) χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων σε ένα σταθμό καταγραφής τους, αφού το μοντέλο "προβλέπει" τόσο τον δρόμο διάδοσης των φάσεων όσο και τις ταχύτητές τους. Οι αποκλίσεις των παρατηρούμενων χρόνων διαδρομής των κυμάτων από τους θεωρητικούς χρόνους διαδρομής σύμφωνα με το μοντέλο ονομάζονται χρονικά υπόλοιπα (Time Residuals) και εκφράζουν ποσοτικά το μέγεθος των σφαλμάτων, δηλαδή την διαφορά του πραγματικού από το θεωρητικό μοντέλο. Μειώνοντας τα χρονικά υπόλοιπα, που υπολογίζονται για διάφορους σταθμούς, βελτιώνουμε το θεωρητικό μοντέλο και κατάφέρνουμε να προσεγγίσουμε την πραγματική δομή. Με αυτόν τον

τρόπο ελαττώνουμε τα σφάλματα στους χρόνους διαδρομής των κυμάτων και κατ' επέκταση στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

Στόχος του ακριβέστερου προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων είναι να παρουσιαστεί όσο το δυνατόν καλύτερη χωρική και χρονική κατανομή των επικέντρων κατά μήκος των σεισμογόνων ρηγμάτων, προσδιορίζοντας πιο καθαρά την θέση τους, καθώς και καλύτερη κατακόρυφη κατανομή στις σεισμικές εστίες και στα εστιακά βάθη, οπότε ορίζουμε το πάχος του σεισμογόνου στρώματος στον φλοιό και τον προσανατολισμό της ζώνης Benioff κάτω από αυτόν.

Τα παραπάνω στοιχεία μας βοηθούν τελικά, στην ανάλυση της σεισμικότητας στην περιοχή μελέτης. Η σεισμικότητα αποτελεί ποιοτικό και ποσοτικό μέτρο της σεισμικής δράσης αφού απαντάει στο πού, πόσο μεγάλος και πότε είναι περισσότερο πιθανόν, να γίνει ένας σεισμός. Εξαρτάται από την τεκτονική δομή και εξέλιξη της περιοχής, γιατί η γένεση των σεισμών (σεισμική δράση) εξαρτάται επίσης από αυτήν. Η μεγάλη σημασία στην γνώση της σεισμικότητας οφείλεται στο ότι μας παρέχει πληροφορίες για την ενεργό τεκτονική μιας περιοχής και τον σεισμικό κίνδυνο που διατρέχει αυτήν. Η ενεργός τεκτονική αναφέρεται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, που λαμβάνουν χώρα κατά μήκος των ορίων τους, στην σημερινή γεωλογική περίοδο. Οι κινήσεις αυτές καθορίζουν την ένταση της δύναμης και την διεύθυνση των ασκούμενων τάσεων (πεδίο των τάσεων), οι οποίες προκαλούν τις ρήξεις των πετρωμάτων (ρήγματα) και την γένεση των σεισμών. Ο σεισμικός κίνδυνος είναι ο αναμενόμενος βαθμός σεισμικής βλάβης τον οποίο πρόκειται να υποστεί μία κατασκευή και προφανώς εξαρτάται από την σεισμικότητα, αφού οι βλάβες είναι τόσο μεγαλύτερες όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών και η συχνότητά τους στον χρόνο.

Πριν αναφερθούμε λεπτομερώς στα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, την επεξεργασία τους και τα αποτελέσματα-συμπεράσματα που προκύπτουν, παρουσιάζεται μία αναφορά για το γεωτεκτονικό καθεστώς και δομή της Ελλάδας, καθώς και την σεισμικότητα του ευρύτερου ελληνικού χώρου.

1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Ο χώρος της Ελλάδας ανήκει στο ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης του φλοιού, συγκεκριμένα στην Ευρασιατική – Μελανησιακή

ζώνη του ενώ γεωγραφικά τοποθετείται στο όριο σύγκλισης της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με την Ευρασιατική. Κατά την σύγκλιση δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών αποκόπτονται από τα περιθώρια τους μικρότερα τεμάχη τα οποία κινούνται σχετικά ανεξάρτητα και προκαλούν μικροσυγκρούσεις και πιέσεις που καθιστούν το γεωδυναμικό σύστημα πολύπλοκο. Ο ευρύτερος χώρος της ανατολικής Μεσογείου χωρίζεται σε τρεις μικροπλάκες, του Αιγαίου, της Τουρκίας και της Αραβίας (Σχήμα 1). Η Αφρικανική πλάκα συγκρούεται με την μικροπλάκα του Αιγαίου, βυθίζεται τοξοειδός κάτω από αυτήν (subduction) με διεύθυνση BBA και με μέση ταχύτητα περίπου 4cm/yr, δημιουργώντας το ελληνικό τόξο. Η βύθιση της Αφρικανικής πλάκας, διαπιστώθηκε από τις θέσεις των εστιών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, αλλά και από σύγχρονες τεχνικές σεισμικής τομογραφίας που στηρίζονται στην χωρική κατανομή των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων σε σχέση με το βάθος (Σχήμα 2). Οι περιοχές υψηλών ταχυτήτων συμπίπτουν με την λιθοσφαιρική πλάκα. Στο σχήμα 2c η "διπλή βύθιση" που παρατηρείται φανερώνει το αμφιθεατρικό (τοξοειδές) σχήμα της υποβύθισης.

^μηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη





Το ελληνικό τόξο αποτελεί το ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο της Ευρασιατικής πλάκας, για αυτό το λόγο δέχεται την δράση πολύ ισχυρών τάσεων με αποτέλεσμα να παραμορφώνονται έντονα και να αποκτά όλες τις χαρακτηριστικές τεκτονικές δομές ενός νησιώτικου τόξου. Αναλυτικά από έξω (κυρτό μέρος) προς τα μέσα (κοίλο μέρος) αποτελείται από την Ελληνική Τάφρο, το ιζηματογενές τόξο, το ηφαιστειακό τόξο και την λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου, τα οποία αναπτύσσονται με παράλληλη (τοξοειδή) διεύθυνση. Στον χάρτη του σχήματος 3, διακρίνονται οι τεκτονικές δομές του ελληνικού τόξου που αναφέρθηκαν παραπάνω.



Σχήμα 3 : Τεκτονικές δομές του ελληνικού τόξου.

Η Ελληνική Τάφρος αποτελεί σύστημα βαθιών υποθαλάσσιων βυθισμάτων (2000-5000m), χαρακτηριστικών σε περιοχές σύγκλισης πλακών, όπου λαμβάνει χώρα ιζηματογένεση τουρβιδιτών (φλύσχη), δηλαδή ιζημάτων αποτελούμενων από εναλλαγές αποθέσεων ρηχής και βαθειάς θάλασσας. Η ελληνική τάφρος βρίσκεται ακριβώς στο όριο των πλακών, στο οποίο πραγματοποιείται η υποβύθιση.

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

Το ιζηματογενές τόξο περιλαμβάνει την οροσειρά της Πίνδου σε όλο τον κορμό της ηπειρωτικής Ελλάδας, την Κρήτη και την Ρόδο (γενικά τα Δωδεκάνησα). Ονομάζεται και πρίσμα επαύξησης, λόγω της μεγάλης πάχυνσης του φλοιού που παρατηρείται κατά μήκος του. Μόνο στο πρίσμα επαύξησης, έχουν εντοπιστεί στρώματα χαμηλής ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων σε βάθη έως και 10Km, τα οποία δίνουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με το μοντέλο δομής του ελληνικού χώρου.

Το ηφαιστειακό τόξο περιλαμβάνει τα ενεργά Πλείο-Τεταρτογενή ηφαίστεια του νότιου Αιγαίου (Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος, Κως, κτλ), τα οποία βρίσκονται σε μέση απόσταση 120Km εσωτερικότερα του ιζηματογενούς τόξου. Ανάμεσά τους υπάρχει ρηχή περιθωριακή θάλασσα, που ταυτίζεται με το Κρητικό πέλαγος και ονομάζεται λεκάνη πίσω από το τόξο (back ark basin). Το μάγμα που τροφοδοτεί τα ηφαίστεια προέρχεται από την τήξη της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας, σε βάθος περίπου 100 Km και από άποψη χημισμού είναι ασβεσταλκαλικό.

Εξωτερικά του ελληνικού τόξου (ελληνική τάφρος, εξωτερικό μέρος του ιζηματογενούς τόξου) και σε όλο το μήκος του, ασκούνται συμπιεστικές τάσεις που δημιουργούν ζώνες ανάστροφων ρηγμάτων, ενώ στον εσωτερικό χώρο του τόξου (εσωτερικό μέρος του ιζηματογενούς τόξου, ηφαιστειακό τόξο, βόρεια Ελλάδα επικρατούν εφελκυστικές τάσεις με αποτέλεσμα να δημιουργούνται κανονικά ρήγματα. Η διεύθυνση της συμπίεσης είναι κάθετη στο τόξο σε κάθε σημείο του. Η διεύθυνση του εφελκυσμού είναι Β-Ν, αλλά πολύ κοντά στο όριο των πλακών, αμέσως εσωτερικά του ιζηματογενούς τόξου, διαπιστώθηκε ότι η διεύθυνση αλλάζει και ο εφελκυσμός γίνεται Α-Δ. Κατά συνέπεια τα κανονικά ρήγματα που δημιουργούνται από την δράση του εφελκυσμού, έχουν παρατάξεις Α-Δ και Β-Ν αντίστοιχα. Η δράση του εφελκυσμού επαναδραστηριοποιεί και παλαιότερα κανονικά ρήγματα παράταξης κυρίως ΒΔ-ΝΑ, τα οποία δημιουργήθηκαν σε παλαιότερες γεωλογικές περιόδους, οπότε αυτά ξανασπάνε διότι αποτελούν ήδη ασθενικές γραμμές διαρραγής. Οι διευθύνσεις των τάσεων και ο κινήσεις των μικροπλακών στον χώρο της ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζονται στο σχήμα 1, ενώ στο σχήμα 4 διακρίνονται οι θέσεις και οι παρατάξεις των κύριων ρηγμάτων στον ελληνικό χώρο.



Σχήμα 1 : Διευθύνσεις των τάσεων και κινήσεις των μικροπλακών στον χώρο της ανατολικής Μεσογείου (Papazachos et al. 1998b τροποποιημένο).



Σχήμα 4 : Κύρια ρήγματα που συνδέονται με ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς στον ελληνικό χώρο (Παπαζάχος και συνεργάτες, 2001).

Η επιφανειακή σεισμική δράση στον ελληνικό χώρο είναι κατανεμημένη χωρικά σε μία σχετικά ευρεία περιοχή, ενώ σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (60Km ≤ εστιακά βάθη ≤ 300Km) συμβαίνουν μόνο στο νότιο μέρος του τόξου, κατά μήκος του κοίλου μέρους του, με εστιακά βάθη που κυμαίνονται μεταξύ 60-180Km. Σεισμοί βάθους (εστιακά βάθη > 300Km) δεν γίνονται στην Ελλάδα. Η υψηλή σεισμική δράση που παρατηρείται στην περιοχή, δεν μπορεί να αποδοθεί μόνο στην σύγκρουση των πλακών, αλλά και σε πρόσθετες αιτίες, όπως είναι για παράδειγμα η πλευρική πίεση της Τουρκικής μικροπλάκας.

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

Κάποια επιπλέον γεωφυσικά στοιχεία του ελληνικού χώρου που επηρεάζονται από την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας είναι η υψηλή ροή θερμότητας κυρίως στο ηφαιστειακό τόξο, οι μαγνητικές ανωμαλίες, οι έντονες θετικές ισοστατικές ανωμαλίες και η ισχυρή απόσβεση της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων προς το κοίλο μέρος του ελληνικού τόξου.

Με γεωφυσικές μελέτες (Papazachos 1993) που στηρίζονται στην αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων, έγινε προσπάθεια καθορισμού του πάχους του φλοιού (σχήμα 5) και διαπιστώθηκε ότι κατά μήκος των Ν.Διναρίδων και Ελληνίδων οροσειρών ο φλοιός παρουσιάζει τα μεγαλύτερα πάχη (40-45Km), ενώ λέπτυνση του φλοιού παρουσιάζεται στην περιοχή του νότιου Αιγαίου (20-25Km) λόγω του εφελκυσμού που επικρατεί και της ανόδου του θερμού υλικού από την τήξη της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας, όπως και στο βόρειο Αιγαίο (25Km) κατά μήκος της τάφρου. Το μέσο πάχος του φλοιού για τις υπόλοιπες περιοχές της Ελλάδας κυμαίνεται από 30-35Km. Στον χώρο της Μεσογείου, εξωτερικά του ελληνικού τόξου το πάχος του φλοιού είναι περίπου 20Km.



Σχήμα 5 : Δομή του φλοιού στον ελληνικό χώρο (Papazachos 1993).

1.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Μπορούμε να φανταστούμε την σεισμικότητα μιας περιοχής ως μία συνάρτηση της οποίας η τιμή είναι τόσο μεγαλύτερη όσο μεγαλύτερα είναι τα μεγέθη των σεισμών που συμβαίνουν στην περιοχή και όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα γένεσης των σεισμών. Με τον όρο μέγεθος των σεισμών, εννοούμε μία ποσότητα η οποία αποτελεί μέτρο της εκλυόμενης ενέργειας στην εστία, την στιγμή γένεσης του σεισμού και υπολογίζεται από μετρήσεις παραμέτρων (πλατών, περιόδων, διάρκειας) των σεισμικών κυμάτων.

Η μελέτη της σεισμικότητας σε μια περιοχή βασίζεται σε καταλόγους σεισμών, οι οποίοι είναι είτε ιστορικοί είτε καταγραμμένοι από σεισμολογικά όργανα (σεισμογράφους-σεισμόμετρα). Η ενόργανη περίοδος για την Ελλάδα ξεκίνησε το 1911 και φυσικά συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Οι κατάλογοι πρέπει να περιλαμβάνουν βασικές εστιακές παραμέτρους, δηλαδή ημερομηνίες, χρόνους γένεσης, συντεταγμένες επικέντρων, εστιακά βάθη και μεγέθη, ενώ για αξιόπιστα αποτελέσματα πρέπει να διακρίνονται από πληρότητα, ομοιογένεια και ακρίβεια. Κατάλογοι σεισμών με τις παραπάνω προϋποθέσεις έχουν δημιουργηθεί (Papazachos et al. 2000a) για τον ελληνικό χώρο τόσο για επιφανειακούς σεισμούς, όσο και ενδιάμεσου βάθους. Συγκεκριμένα τα πλήρη δείγματα δεδομένων για τον παραπάνω κατάλογο, δίνονται από τον παρακάτω πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ	1: Πλήρη δείγματα δεδομένων για τον κατάλογο των
	Papazachos et al. 2000a

ηφιακή συλλογή διβλιοθήκη

١

Επιφανειακοί σεισμοί		Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους		
Περίοδος	Μεγέθη	Περίοδος	Μεγέθη	
1970-2000	4,5-4,9	1970-2000	5,5-5,9	
1950-2000	5,0-5,1	1911-2000	6,0-6,9	
1911-2000	5,2-6,4	1845-2000	7,0-7,4	
1845-2000	6,5-7,2	1800-2000	7,5-8,0	
1500-2000	7,3-7,8			

Όλα τα δεδομένα είναι ομογενή σε σχέση με τα μεγέθη των σεισμών, γιατί είναι εκφρασμένα στην κλίμακα σεισμικής ροπής. Οι αβεβαιότητες (σφάλματα) των επικέντρων και των μεγεθών βρίσκονται σε αποδεκτά όρια, οπότε πετυχαίνουμε ικανοποιητική ακρίβεια στα δεδομένα. Τα τυπικά σφάλματα των επικέντρων και των μεγεθών είναι μικρότερα των 20Km και 0.3Richter αντίστοιχα, για την ενόργανη περίοδο, ενώ για τα ιστορικά δεδομένα είναι 30Km και 0.4Richter.

Η ανάλυση της σεισμικότητας διακρίνεται σε ποιοτική ή ημιποσοτική και σε ποσοτική. Παρακάτω γίνεται λόγος για κάθε μία κατηγορία χωριστά.

1.2.1 ΠΟΙΟΤΙΚΗ Ή ΗΜΙΠΟΣΟΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙ-ΚΟΤΗΤΑΣ

Η Ποσοτική ή Ημιποσοτική μελέτη της σεισμικότητας βασίζεται στην γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών, ενώ με κατάλληλους συμβολισμούς μπορούμε να πάρουμε πληροφορίες για τα μεγέθη τους καθώς και για τα εστιακά βάθη, δηλαδή και για την κατακόρυφη κατανομή των εστιών. Το σχήμα 6 παριστάνει την γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές για τα δεδομένα του Πίνακα 1, ενώ το σχήμα 7 παριστάνει την γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους.





Σχήμα 7: Επίκεντρα σεισμών ενδιάμεσου βάθους (Papazachos et al. 2002b).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη ΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Από το σχήμα 6 παρατηρούμε ότι το μεγαλύτερο μέρος της επιφανειακής σεισμικότητας κατανέμεται κατά κύριο λόγο κατά μήκος δύο ευρείων σεισμικών ζωνών οι οποίες συναντώνται στα Ιόνια νησιά. Η πρώτη ακολουθεί τη δυτική και νότια παράκτια περιοχή (Αλβανία, δυτική Ελλάδα, Ιόνια νησιά, περιοχή νότια της Πελοποννήσου, Κρήτη, Ρόδος) και η δεύτερη έχει μία βορειοανατολική-νοτιοδυτική διεύθυνση (βορειοδυτική Ανατόλια, περιοχή βορείου Αιγαίου, κεντρική Ελλάδα, Ιόνια νησιά). Αυτός είναι ο λόγος που η υψηλότερη σεισμική δραστηριότητα συγκεντρώνεται στα Ιόνια νησιά.

Από το σχήμα 7 παρατηρούμε ότι η ενδιάμεσου βάθους σεισμική δράση συγκεντρώνεται στο νότιο Αιγαίο και στο εσωτερικό (κοίλο) μέρος του ελληνικού τόξου. Οι μεγαλύτεροι σεισμοί γεννιούνται σε βάθη 60-100Km, στο επιφανειακό τμήμα της ζώνης Benioff όπου πραγματοποιείται επαφή (ζεύξη) μεταξύ της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας της ανατολικής Μεσογείου και της εφιππεύουσας μικροπλάκας του Αιγαίου.

Μελέτες που έγιναν για τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή του νότιου Αιγαίου με χρησιμοποίηση μεγάλου δείγματος δεδομένων επιφανειακών και ενδιάμεσου βάθους σεισμών, έδειξαν ότι το πάχος του επιφανειακού σεισμογόνου στρώματος σε όλη την περιοχή μελέτης καλύπτει τα πρώτα 20Km του φλοιού, ενώ κάτω από το βάθος αυτό, κατά μήκος του ιζηματογενούς τμήματος του ελληνικού τόξου και με αμφιθεατρικό σχήμα, αρχίζει να σχηματίζεται μία ζώνη Benioff. Το επιφανειακό τμήμα της ζώνης (20-100Km) βυθίζεται με μικρή γωνία (30°) προς το Αιγαίο, στο οποίο βρίσκονται οι εστίες των ισχυρότερων και πλέον καταστροφικών σεισμών ενδιάμεσου βάθους με μεγέθη μέχρι 8.2, ενώ το βαθύτερο τμήμα της ζώνης (100-180Km) βυθίζεται με γωνία περίπου 45° όπου η σεισμική δραστηριότητα είναι πιθανό να οφείλεται στην ελεύθερη βύθιση της λιθόσφαιρας, αφού δεν γίνονται σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο του 7.0. Στο σχήμα 8 παρουσιάζονται τρεις τομές (προφίλ) στο νότιο τμήμα του Αιγαίου όπου διακρίνονται όλα τα παραπάνω.



Σχήμα 8 : Η ζώνη Benioff του νότιου Αιγαίου (Papazachos et al. 2000).

1.2.2 ΠΟΣΟΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

Ποσοτικές μελέτες της σεισμικότητας εφαρμόζονται στον Ελληνικό χώρο τις τελευταίες 4 δεκαετίες. Η μελέτη αυτή εκφράζεται συνήθως με την μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών ορισμένων μεγεθών ή με άλλες σχετικές ποσότητες (πιθανότητες, κτλ). Υπάρχουν και περιπτώσεις όμως, όπου η σεισμικότητα εκφράζεται με το ρυθμό απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας ή άλλων παρόμοιων ποσοτήτων (ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής, κτλ). Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας στηρίζονται, συνήθως, στην κατανομή των μεγεθών σύμφωνα με το νόμο Gutenberg & Richter (1944) και στην χρονική κατανομή γένεσης των σεισμών σύμφωνα με το νόμο Poisson.

Σύμφωνα με τους Gutenberg & Richter, ο αριθμός Ν_t των σεισμών που γίνονται σε μία συγκεκριμένη περιοχή κατά την διάρκεια t ετών και έχουν μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα του Μ, δίνεται από την σχέση:

$$\log N_t = a_t - bM \tag{1}$$

όπου a_t και b είναι παράμετροι που μπορούν να υπολογιστούν από τα διαθέσιμα δεδομένα (N_t, M) για κάθε περιοχή.

Για χρονικό διάστημα ενός έτους, ο ετήσιος αριθμός Ν των σεισμών με μέγεθος Μ ή μεγαλύτερο που γίνονται σε μία περιοχή δίνεται από την σχέση:

$\log N = a - bM \tag{2}$

όπου a = a_t - logt, ενώ ο ετήσιος αριθμός Ν^{*} των σεισμών ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται από την σχέση:

logN^{*} = a^{*} - bM (3) όπου a^{*} = a – logS, αν S είναι η επιφάνεια της περιοχής όπου βρίσκονται τα επίκεντρα των σεισμών.

Ως **μέτρα** της σεισμικότητας μιας περιοχής έχουν προταθεί διάφορες ποσότητες που είναι συναρτήσεις των παραμέτρων a και b των παραπάνω σχέσεων. Τέτοια μέτρα είναι:

Η μέση περίοδος επανάληψης Τ_m των σεισμών με μεγέθη Μ ή μεγαλύτερα οι οποίοι γίνονται στην περιοχή, δίνεται από την σχέση:

$T_{\rm m} = 10^{\rm bM}/10^{\rm a}$

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

(4)

Ο μέσος ετήσιος αριθμός των σεισμών Ν οι οποίοι συμβαίνουν σε μία περιοχή και έχουν μέγεθος Μ ή μεγαλύτερο, δίνεται από την σχέση:

N = 10^a/10^{bM} (5) Η πιθανότητα P_t ένας σεισμός με μέγεθος M ή μεγαλύτερο να συμβεί κατά το χρονικό διάστημα t , υποθέτοντας χρονική κατανομη Poisson, δίνεται από την σχέση:

P_t = 1 – exp(-10^{a-bM} t) (6) Το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος Μ σεισμού που γίνεται στην περιοχή σε χρονικό διάστημα t, δίνεται από την σχέση:

M = (a + logt)/b

(7)

Η διαδικασία με την οποία συνδυάζονται διάφορα πλήρη δείγματα δεδομένων σε μία ομάδα δεδομένων για αξιόπιστο υπολογισμό των παραμέτρων a και b ονομάζεται μέθοδος της μέσης τιμής και έχει δειχθεί ότι υπερέχει της μεθόδου των ακραίων τιμών που επίσης εφαρμόζεται για αυτό τον σκοπό.

Στο σχήμα 9 παριστάνεται η αθροιστική κατανομή του μεγέθους των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές και καθορίζονται από τον Πίνακα 1.



Παρατηρούμε ότι τα δεδομένα τα δεδομένα προσαρμόζονται σε δύο ευθείες γραμμές οι οποίες τέμνονται στο σημείο που αντιστοιχεί στο μέγεθος M=7.0. Αυτό δείχνει ότι ρήγματα μεγάλου μηκους (L > 50Km) που προκαλούν σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο του 7 δεν υπάρχουν σε όλες τις περιοχές του υπό μελέτη χώρου. Με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, στις δύο ευθείες, βρίσκουμε ότι:

logN = 6.58 - 1.05M $4.5 \le M \le 7$ $M \le 14.51 - 2.18M$ $7 \le M \le 8.3$

Με βάση τις δύο σχέσεις, προκύπτουν οι τιμές της μέσης περιόδου επανάληψης για διάφορες τιμές των μεγεθών των σεισμών, που δίνονται στον Πίνακα 2. Από τις ίδιες σχέσεις, προκύπτει επίσης ότι για χρονικό διάστημα ενός έτους, το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος είναι M = 6.3. ΠΙΝΑΚΑΣ 2 : Μέση περίοδος επανάληψης, Τ_m, των επιφανειακών μημα Γεωλοσεισμών στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές με μεγέθη Μ ή μεγαλύτερα.

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

Μ	Τ _m (έτη)
5	0.05
5.5	0.16
6	0.5
6.5	1.8
7	5.8
7.5	70
8	850

Από τα ενόργανα στοιχεία του παρόντα αιώνα καθορίστηκαν οι παρακάτω σχέσεις, για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο, στο εξωτερικό μέρος της ζώνης Benioff και στο εσωτερικό αντίστοιχα:

$\log N = 3.72 - 0.75M$ $5.5 \le M \le 8$ $\log N = 3.32 - 0.75M$ $5.5 \le M \le 7$

(9)

Ο Πίνακας 3 μας δίνει τις τιμές της μέσης περιόδου επανάληψης Τ_m για διάφορες τιμές των μεγεθών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, στο εξωτερικό μέρος της ζώνης Benioff.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 : Μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών με μέγεθος Μ ή μεγαλύτερο οι οποίοι γίνονται στο εξωτερικό μέρος της ζώνης Benioff

Μ	Τ _m (έτη)
5	0.05
5.5	0.16
6	0.5
6.5	1.8
7	5.8
7.5	70
8	850

Σε αυτό το σημείο πρέπει να αναφέρουμε ότι για τον αξιόπιστο υπολογισμό των μέτρων σεισμικότητας πρέπει οι παράμετροι a και b να καθορίζονται με ακρίβεια. Ακριβής όμως καθορισμός των a, b είναι πολύ δύσκολος γιατί οι τιμές των παραμέτρων αυτών εξαρτώνται όχι μόνο από την σεισμικότητα αλλά και από άλλους φυσικούς παράγοντες. Επιπλέον οι υπολογιζόμενες τιμές τους είναι πολύ ευαίσθητες στις μεταβολές της ποιότητας και του μεγέθους του δείγματος δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε. Η παράμετρος b εξαρτάται από την ομοιογένεια του υλικού και από τον βαθμό συμμετρίας των τάσεων στον σεισμογόνο χώρο, καθώς και από το διάστημα των μεγεθών των σεισμών που καλύπτουν τα δεδομένα παρατήρησης τα οποία χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της. Συνεπώς χρειάζονται μέθοδοι και διαδικασίες που πρέπει να εφαρμοστούν σε κατάλληλα δείγματα δεδομένων ώστε να έχουμε αξιόπιστη εκτίμηση των a και b.

^μηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για αυτό το λόγο, προτάθηκε μία μέθοδος (Papazachos C. 1999) που βασίζεται στην υπόθεση ότι η παράμετρος b εξαρτάται από το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον κάθε υποπεριοχής, οπότε αναμένεται χωρική συσχέτιση μικρών μεταβολών της τιμής της b. Λιγότερο σημαντική είναι η χωρική συσχέτιση της a αφού η παράμετρος εκφράζει το επίπεδο σεισμικότητας που μπορεί να μεταβάλλεται απότομα στον χώρο. Στο σχήμα 10 παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή της b με χρησιμοποίηση μόνο ενόργανων δεδομένων επιφανειακών σεισμών.



Σχήμα 10 : Γεωγραφική κατανομή της τιμής της παραμέτρου b (Papazachos C. 1999).



ελληνίδες ζώνες).



Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, συλλέχθηκαν από το διεθνές σεισμολογικό κέντρο ISC (International Seismological Center) μέσω του διαδυκτίου, συγκεκριμένα από την ηλεκτρονική διεύθυνση <u>www.isc.ac.uk/Bulletin</u>. Μια τυπική ιστοσελίδα παρουσιάζεται στο σχήμα 11:

On-line Bulletin: Rectangular Selection - Microsoft Internet Explorer	
ile Edit View Favorites Tools Help	4
🔾 Back 🔻 🕥 - 🖹 🛃 🏠 🔎 Search 📌 Favorites 🤣 🔗 - 🌺 👿 -	<mark>_ 🕄 🚳</mark>
idress 🥘 http://www.isc.ac.uk/Bulletin/rectang.htm	💌 🛃 Go 🛛 Links 🎽 🏺
Pop-up blocked. To see this pop-up or additional options click here	
International Centre Séismologique Междуна Seismological Centre International Сейсмол	иродный огическия Центр 国際地震センター
国际地震中心 Internationales Seismologisches Zentrum しい	Centro Internacional المركز الدولي لبحور de Signología
On-line Bulletin: Recta	orgular Selection
On mit Dunttin Retur	iguiai Scietton
Bulletin Type COMPREHENSIVE -	Format GSE2.0 -
Select events with a hypocentre computed by agency	<u> </u>
between Minimum Maximum	Units
date hour 2000/01/01 00 2000/05/01 01	4-digit year, 2-digit
	month, day, hour
latitude 33 45	<pre>decimal degrees, <0 for south</pre>
	decimal degrees,
	<0 for west
depth	or unknown 🔲 kilometres
defining phases	or unknown 🔲 integer count
and a magnitude of type mb computed by agenc	v between
magnitude	or unknown magniutde units
no. amplitudes	or unknown 🔲 integer count
For each selected event include:	
Headers 🗹 Comments 🗹 Links 🗹 Secondaries	🗹 Magnitudes 🗹 Phases 🗔
Submit Query R	eset
	😒 🔮 Internet

Σχήμα 11 : Ιστοσελίδα του διεθνούς σεισμολογικού κέντρου (ISC).

Η βάση δεδομένων του ISC αποτελείται από καταγραφές φάσεων σεισμικών κυμάτων (P_&S), για κάθε σεισμό που έγινε παγκοσμίως από την χρονική περίοδο που υπάρχουν σεισμολογικά όργανα (σεισμογράφοι, σεισμόμετρα) μέχρι σήμερα. Οι καταγραφές των φάσεων προέρχονται από σεισμολογικούς σταθμούς που βρίσκονται κατανεμημένοι σε όλο τον κόσμο.

Με τον όρο καταγραφή μιας φάσης, εννοούμε τον χρόνο άφιξής της σε ένα σεισμολογικό σταθμό. Με βάση τις καταγραφές των φάσεων μπορούμε να υπολογίσουμε τους χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, δηλαδή της απαραίτητης ποσότητας για τον προσδιορισμό των επικέντρων των σεισμών. Από τα παραπάνω γίνεται φανερή η σπουδαιότητα των δεδομένων που μας παρέχει το διεθνές σεισμολογικό κέντρο.

ηφιακή συλλογή Ι**Βλιοθήκη**

Στην ιστοσελίδα που παρουσιάστηκε παραπάνω, δίνοντας τα όρια του γεωγραφικού πλάτους (Latitude), του γεωγραφικού μήκους (Longitude) και του χρονικού διαστήματος που μας ενδιαφέρει ορίζουμε το "παράθυρο" της περιοχής για την οποία θέλουμε τα δεδομένα από το σεισμολογικό κέντρο. Η περιοχή στην παρούσα μελέτης εργασία, βρίσκεται μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 33°B και 45°B και των γεωγραφικών μηκών 18°A και 32°A ενώ το χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα είναι από το 1964 έως το 2002. Η γένεση των σεισμών στην συγκεκριμένη περιοχή και στην διάρκεια του χρόνου που ορίσαμε, προκαλούν σεισμικά κύματα διάφορων φάσεων, που ανάλογα με το μέγεθος των σεισμών, καταγράφονται από σεισμολογικούς σταθμούς που βρίσκονται σε διάφορες αποστάσεις από το επίκεντρο. Οι καταγραφές των φάσεων των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων που οφείλονται στους παραπάνω σεισμούς, αποτελούν τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για τον σκοπό της εργασίας. Σε αυτό το σημείο αναφέρουμε ότι τα δεδομένα της περιοχής μελέτης, περιέχουν και καταγραφές φάσεων από σταθμούς που βρίσκονται αρκετά έξω από το "παράθυρο", οι οποίες δεν συμβάλλουν σημαντικά επιλεγμένο (έως και να μην παίζουν ρόλο) στον προσδιορισμό των επικέντρων. Απομακρύνοντας тα συγκεκριμένα δεδομένα. ελαττώνουμε το συνολικό πλήθος τους, αλλά απομένουν μόνο αυτά από τα οποία θα πάρουμε χρήσιμες πληροφορίες.

Στο "παράθυρο" που επιλέξαμε το ISC υπολογίζει τις θέσεις των επικέντρων των σεισμών, αλλά χρησιμοποιεί ένα κοινό μοντέλο δομής για όλες τις περιοχές, που προφανώς διαφέρει από το τοπικό μοντέλο κάθε υποπεριοχής, με αποτέλεσμα οι προσδιοριζόμενες θέσεις να περιέχουν κάποια σφάλματα. Παρουσιάζουν όμως ενδιαφέρον γιατί παίρνουμε μία εικόνα στο πού περίπου βρίσκονται τα επίκεντρα και μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν μέτρα σύγκρισης για να διαπιστώσουμε πόσο βελτιώσαμε την θέση τους με την επεξεργασία που εφαρμόστηκε.

Για να μπορέσουν τα δεδομένα του ISC να γίνουν εκτελέσιμα αρχεία ώστε να "τρέξουν" στο πρόγραμμα προσδιορισμού επικέντρων HYPOELLIPSE, έπρεπε να αποθηκευτούν και μέσω κατάλληλων κωδικών στην γλώσσα προγραμματισμού Fortran, να μετατραπούν στα εκτελέσιμα αρχεία. Αρχικά τα δεδομένα που "κατέβηκαν" (download) μέσω του διαδυκτίου αποθηκεύτηκαν σαν αρχεία .doc (σχήμα 12) και .txt (plain text), για κάθε έτος χωριστά.



Σχήμα 12 : Αποθήκευση δεδομένων του ISC σε αρχείο .doc.

Μέσω κατάλληλου κώδικα Fortran gse2pha κάθε ένα από τα αρχεία .txt μετατράπηκαν σε δύο νέα αρχεία, τα txt.pha και τα txt.cat τα οποία περιείχαν ημερομηνίες των σεισμών, τους χρόνους γένεσής τους, τις συντεταγμένες των επικέντρων και τα εστιακά βάθη, όπως υπολογίστηκαν από το ISC. Τα αρχεία txt.cat με συνδυασμό των προγραμμάτων Microsoft Excel και Golden Surfer έδωσαν τις θέσεις των επικέντρων, όπως υπολογίστηκαν από το ISC, σε χάρτη της εξεταζόμενης περιοχής (σχήμα 13), για κάθε ένα έτος.



Σχήμα 13 : Θέσεις επικέντρων που υπολογίστηκαν από το ISC, για το έτος 1982.

Τα αρχεία txt.pha μέσω του κώδικα adda ήταν έτοιμα να "τρέξουν" στο πρόγραμμα HYPOELLIPSE. Με την χρήση κατάλληλου κώδικα (adda) τοποθετήθηκε το γράμμα Α μπροστά από τα κωδικά ονόματα των σταθμών (οι περισσότεροι συμβολίζονται με τρία γράμματα), υπολογίστηκε ο αριθμός των σεισμών (events) για τους οποίους υπήρχαν καταγραφές, ο συνολικός αριθμός των φάσεων για όλους τους σεισμούς του αρχείου και δημιουργήθηκε "παράθυρο", παρόμοιων διαστάσεων με αυτό της ένα νέο επιλεγμένης περιοχής, έξω από το οποίο δεν λαμβάνονταν υπόψη οι καταγραφές των σεισμών από τους σεισμολογικούς σταθμούς. Το εξερχόμενο αρχείο του κώδικα ήταν το .pha και ήταν αυτό που μπορούσε να χρησιμοποιηθεί από το πρόγραμμα HYPOELLIPSE για τον προσδιορισμό των επικέντρων. Ο αριθμός των σεισμών και των φάσεων για κάθε ένα αρχείο (κάθε ένα έτος),όπως προέκυψε με την εφαρμογή του κώδικα adda. δίνονται από τον παρακάτω πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 4 : Αριθμός σεισμών και φάσεων για κάθε έτος

ηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

	Έτος	Events	Ρ κύματα	S κύματα
The state	1964	163	1379	651
	1965	172	1829	946
	1966	284	3314	1468
	1967	382	4207	1765
	1968	562	5566	2174
	1969	521	6420	2616
	1970	544	6190	2419
	1971	860	9176	3539
	1972	761	8965	3645
	1973	701	8350	2920
	1974	1024	12564	4466
	1975	1246	16410	6240
	1976	1853	20453	7865
	1977	1616	1838	6531
	1978	1635	23281	10354
	1979	2666	41019	17809
	1980	2467	36902	15332
	1981	3268	55904	21353
	1982	3039	43631	15871
	1983	5065	75069	20491
	1984	4316	62313	18189
	1985	3022	49115	16593
	1986	3688	54236	15676
	1987	2638	38141	12223
	1988	2952	45360	13562
	1989	3943	57950	13895
	1990	4570	61888	17148
	1991	4392	58089	20837
	1992	4501	58647	21540
	1993	5394	62615	22154
	1994	5224	61328	21584
	1995	6439	96281	32600
	1996	5617	72357	21720
	1997	5337	77145	24896
	1998	4075	62030	14565
	1999	7086	90796	24130





3.1 εισαγωγγικές εννοιές

Η επεξεργασία των δεδομένων, με μία συγκεκριμένη μεθοδολογία μέσω του προγράμματος HYPOELLIPSE, έχει σαν αποτέλεσμα να προκύψουν οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης για το χρονικό διάστημα που μας ενδιαφέρει. Η μεθοδολογία που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων, περιγράφεται παρακάτω.

Τα απαραίτητα δεδομένα για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων είναι οι χρόνοι άφιξης των σεισμικών κυμάτων σε διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς (δεδομένα του ISC) και οι καμπύλες χρόνων διαδρομής όπως έχουν υπολογιστεί για το τοπικό μοντέλο δομής που θεωρούμε στην περιοχή.

Ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων στηρίζεται στον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από την εστία του σεισμού έως το σταθμό καταγραφής τους. Συνήθως χωρίζουμε τον χώρο σε *n* κυψέλες ορισμένων διαστάσεων (σχήματος ορθογωνίου παραλληλεπιπέδου) μέσα στις οποίες η ταχύτητα των κυμάτων θεωρείται σταθερή και ίση με V_k, k=1,2,...,n (σχήμα 14).



Σχήμα 14 : Κυψέλες σταθερής ταχύτητας και πορεία σεισμικής ακτίνας κατά την γένεση τοπικού σεισμού.

Αν λοιπόν έχουμε την γένεση ενός σεισμού ο οποίος καταγράφεται από έναν σταθμό, τότε ο παρατηρούμενος, Τ^{οbj}, χρόνος διαδρομής της σεισμικής ακτίνας του κύματος που φτάνει στον σταθμό, θα είναι συνάρτηση του χρόνου γένεσης Τ, των συντεταγμένων της εστίας (γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος, εστιακό βάθος ή Χ, Υ, Ζ αντίστοιχα) και των ταχυτήτων V των τεμαχών από τα οποία πέρασε η σεισμική ακτίνα. Αν έχουμε μία αρχική εκτίμηση για τις συντεταγμένες και τον χρόνο γένεσης του σεισμού καθώς και για την δομή των ταχυτήτων του υπό μελέτη χώρου (μοντέλο δομής) μπορούμε να υπολογίσουμε το θεωρητικό χρόνο διαδρομής, Τ^{cal}, της σεισμικής ακτίνας.

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

$$T^{obj} = f(T, X, Y, Z, V)$$
 (10)

Αν πάρουμε το ανάπτυγμα Taylor της τελευταίας σχέσης και παραλείψουμε τους όρους δεύτερης και ανώτερης τάξης θα καταλήξουμε στην σχέση:

$T^{obj} = T^{cal} + \delta T + (\delta T / \delta X) \delta X + (\delta T / \delta Y) \delta Y + (\delta T / \delta Z) \delta Z + B \quad (11)$

όπου δΤ, δΧ, δΥ, δΖ είναι οι διορθώσεις που πρέπει να γίνουν στις παραμέτρους του σεισμού και Β η μεταβολή του χρόνου διαδρομής λόγω των μεταβολών που πρέπει να γίνουν στις ταχύτητες του μέσου. Αν συνολικά έχουμε *n* κυψέλες στο μοντέλο μας, ο όρος Β δίνεται από την σχέση:

$$B = \sum_{k=1}^{n} H_{k} (\partial T / \partial X) \delta V_{k}$$
(12)

όπου H_k=1, όταν η n κυψέλη διαπερνάτε από την ακτίνα και H_k=0, σε κάθε άλλη περίπτωση, ενώ δV_k είναι η μεταβολή της ταχύτητας που πρέπει να γίνει στην κυψέλη *k*.

Από την σχέση (11) παρατηρούμε ότι για να συμπίπτει ο υπολογιζόμενος χρόνος διαδρομής, T^{cal}, με τον παρατηρούμενο, T^{obj}, πρέπει να διορθώσουμε τις εστιακές παραμέτρους που υποθέσαμε γιατί διαφέρουν από τις πραγματικές. Αν ήταν ίδιες, τότε θα υπήρχε ισότητα των υπολογιζόμενων με τους παρατηρούμενους χρόνους διαδρομής των κυμάτων και το θεωρητικό μοντέλο θα ταυτιζόταν με την πραγματική δομή. Τα σφάλματα (η διαφορά) του

θεωρητικού μοντέλου από το πραγματικό καθορίζονται από την ποσότητα **R** = **T**^{obj} - **T**^{cal} η οποία ονομάζεται χρονικό υπόλοιπο. Υπολογίζοντας τις διορθώσεις που πρέπει να γίνουν, η τιμή του χρονικού υπολοίπου ελαττώνεται με αποτέλεσμα ο T^{cal} να προσεγγίζει τον T^{obj}, δηλαδή να προσδιορίζονται ακριβέστερες εστιακές παράμετροι. Από τις νέες αυτές τιμές των εστιακών παραμέτρων μπορούμε να υπολογίσουμε νέες διορθώσεις και να επαναληφθεί η διαδικασία τόσες φορές, όσες είναι απαραίτητες για τον ικανοποιητικό προσδιορισμό τους.

ηφιακή συλλογή β**ιβλιοθήκη**

Το πρόγραμμα HYPOELLIPSE που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων στην παρούσα εργασία, στηρίζεται στην μεθοδολογία που περιγράφτηκε παραπάνω. Οι διαδοχικές προσεγγίσεις του T^{obj} από τον T^{cal} που επιδιώκονται από το πρόγραμμα συνεχίζονται μέχρι ένα ορισμένο σημείο που καθορίζεται από τα διαθέσιμα δεδομένα (πλήθος καταγραφών για κάθε σεισμό, μοντέλο δομής).

Ο T^{cal} υπολογίστηκε για το τυπικό μοντέλο δομής της λιθόσφαιρας που θεωρείται ότι ισχύει στην περιοχή (Παναγιωτόπουλος 1984) και για το ίδιο μοντέλο αν λάβουμε υπόψη μία αρχική διόρθωση που πρέπει να γίνει στους χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων σε κάθε σταθμό, σύμφωνα με την χωρική κατανομή των χρονικών υπολοίπων (Σκαρλατούδης, 2002) στην περιοχή μελέτης. Στον πίνακα 5 παρουσιάζεται το τυπικό μοντέλο δομής του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, ενώ στο σχήμα 15 παρουσιάζεται ο χάρτης της χωρικής κατανομής του μέσου όρου των χρονικών υπολοίπων ανά σταθμό.

Βάθος (Km)
0
19
31

ΠΙΝΑΚΑΣ 5	:	Τυπικό μοντέλο δομής για τον Ελληνικό χώρο
		(Παναγιωτόπουλος, 1984)



Σχήμα 15: Χωρική κατανομή του μέσου όρου των χρονικών υπολοίπων ανά σταθμό. Με μωβ χρώμα παριστάνονται τα υψηλά χρονικά υπόλοιπα, ενώ με μπλε τα χαμηλά. Με μαύρα τρίγωνα σημειώνονται οι θέσεις των σταθμών. Από την κατανομή αυτή φαίνεται ότι υπάρχει μια γενική συμφωνία των μέσων τιμών των χρονικών υπολοίπων, με την υφιστάμενη γνώση για την δομή της ευρύτερης περιοχής (από Σκαρλατούδη, 2002).

Οι φάσεις των σεισμικών κυμάτων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων και των εστιακών παραμέτρων είναι αυτές που έχουν διαθλαστεί στην ασυνέχεια Mohorovicic (όριο φλοιού-μανδύα), δηλαδή οι P_n, S_n. Ο λόγος που χρησιμοποιούνται οι φάσεις P_n, S_n είναι ότι τα σεισμικά κύματα που διαθλώνται στην ασυνέχεια του γρανιτικού και βασαλτικού στρώματος (ασυνέχεια Conrad) P_g, S_g, λόγω της δομής του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, δεν έχουν σχεδόν ποτέ πρώτες αφίξεις στους σταθμούς καταγραφής και ο κλάδος τους στις καμπύλες χρόνων διαδρομής δεν μπορεί, εκτός από ελάχιστες περιπτώσεις να διακριθεί (Παναγιωτόπουλος, 1984).

Για να γίνει περισσότερο κατανοητή η έννοια του χρονικού υπολοίπου και το πώς η τιμή της συνδέεται με το μοντέλο δομής, δίνεται το παρακάτω σχήμα το οποίο αποτελεί σχηματική τομή του τυπικού μοντέλου δομής :



Σχήμα 16 : Σχηματική τομή του τυπικού μοντέλου δομής του ελληνικού χώρου.

Παρατηρούμε ότι ο χρόνος διαδρομής των P_n κυμάτων είναι ίδιος για σταθμούς που βρίσκονται σε ίσες επικεντρικές αποστάσεις, εξαιτίας της "φύσης" του μοντέλου, γιατί θεωρείται ότι η δομή αποτελείται από οριζόντια στρώματα σταθερού πάχους και ταχύτητας σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα οι σεισμικές ακτίνες των P_n κυμάτων που αναδύονται σε σταθμούς που βρίσκονται σε ίσες επικεντρικές αποστάσεις να ακολουθούν ίδιους δρόμους και να αποκτούν τις ίδιες ταχύτητες κατά την διαδρομή.

Στο πραγματικό μοντέλο δομής όμως, τα πάχη των στρωμάτων δεν παραμένουν σταθερά αλλά μεταβάλλονται από περιοχή σε περιοχή, επηρεάζοντας την διαδρομή των P_n κυμάτων και κατά συνέπεια των χρόνο διαδρομής τους. Μία σχηματική τομή του πραγματικού μοντέλου είναι η παρακάτω:



Σχήμα 17 : Σχηματική τομή του πραγματικού μοντέλου δομής του ελληνικού χώρου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη ΞΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Παρατηρούμε από το σχήμα ότι ο χρόνος διαδρομής των P_n κυμάτων που φτάνουν στον σταθμό Δ₁ θα είναι μικρότερος από τον χρόνο διαδρομής στον σταθμό Δ₂ ο οποίος απέχει την ίδια επικεντρική απόσταση, γιατί η διαδρομή που ακολουθούν είναι μικρότερη εξαιτίας του μικρότερου πάχους του στρώματος κάτω από τον σταθμό. Με διακεκομμένη γραμμή παριστάνεται το μέσο βάθος της βάσης του στρώματος για το τυπικό (θεωρητικό) μοντέλο δομής. Επομένως στον σταθμό Δ₁ οι χρόνοι διαδρομής των κυμάτων θα παρουσιάζουν αρνητικά χρονικά υπόλοιπα αφού ο T^{cal} θα είναι μεγαλύτερος του T^{obj}, ενώ στον σταθμό Δ₂ θα παρουσιάζουν θετικά χρονικά υπόλοιπα αφού ο T^{cal} θα είναι μεγαλύτερες, όσο μεγαλύτερες θα είναι οι διαφορές στα πάχη του πραγματικού και θεωρητικού μοντέλου.

Ανακεφαλαιώνοντας μέχρι στιγμής μπορούμε να πούμε ότι ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων από το πρόγραμμα HYPOELLIPSE έγινε για δύο μοντέλα δομής, το τυπικό μοντέλο σύμφωνα με τις εργασίες του Παναγιωτόπουλου (1984) και το ίδιο μοντέλο διορθωμένο σύμφωνα με τον χάρτη του σχήματος 15, από τις εργασίες του Σκαρλατούδη (2002), χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του ISC.

3.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Στο κεφάλαιο 2 είδαμε πως καταλήξαμε στα αρχεία .pha (σχήμα 18) τα οποία ήταν έτοιμα να χρησιμοποιηθούν από το HYPOELLIPSE.

Ο	ιακή	συλλογή	V	
βιβ	βλι	οθήκη		
NOEDA	RD	ATT		
	🗐 1987 - W	ordPad		
A MURE AND A	Eile Edit Vie	w Insert Format Help		لما تكا تك
 Collector selector 				
THE SALES AND A			40	
	APRK P	820101004424.00	40.00 S	<u>^</u>
	AATH P	820101004428.00	46.00 %	
	AAPE P	820101004434.00	56.00 S	
A Contract of the set	APLGEP	820101004436.00		
Contraction of Army	ALDCEP	820101004447.00		
	AUDZED	820101004449.00	90 00 %	
	ARDELF	820101004454 00	66.66 5	
	ADSTEP	820101004457.10		
	ATTM P	820101004454.00	99.00 \$	
	AYEREP	820101004455.00		
	AVAYEP	820101004452.30		
	AJAN P	820101004502.00	46.00 S	
	AVAM P	820101004503.00		
	ACTTEP	820101004457.00		
	AVLS P	820101004503.00		
	ANPSEP	820101004500.00	14.00 S	
	AARG P	820101004504.00		
	ADMKIP	820101004458.70		
	AOHREP	820101004525.70		
	ASKOEP	820101004507.50		
	APVLIPC	820101004509.00		
	AGPAIP	820101004510.00		
		10		
	ADSTIP	820101025400.60		
	AALTIP	820101025408.50	23.50IS	
	AGPAIP	820101025417.50		
	AEDCIP	820101025417.00		
	AHRTIP	820101025422.60		
	AISTEP	820101025426.00	48.50ES	
	AISKEP	820101025424.00		
	ACINIP	820101025424.00	52.00IS	
	ACTTEP	820101025423.60		
	APRKEP	820101025431.00	60.00 S	
	AELLIP	820101025436.50		
	ADMKIP	820101025435.20		
	AMGNEP	820101025438.30		
	AARGEP	820101025444.00	83.00 \$	
	AKDZEP	820101025500.00	34.00 S	100
	AKASEP	820101025512.00		<u> </u>
	For Help, press	F1		NUM
	🐉 start	📋 1982 - WordPad		EN 💋 📝 🤍 💑 💎 11:35 nµ

Σχήμα 18 : Δείγμα αρχείου .pha.

Τα αρχεία .pha για όλα τα έτη (1964-2002) "έτρεξαν" δύο φορές στο πρόγραμμα, μία θεωρώντας το τυπικό μοντέλο δομής και μία θεωρώντας το διορθωμένο μοντέλο, οπότε προέκυψαν τα αρχεία .out (σχήμα 19) για όλα τα έτη και για τα δύο μοντέλα.

🗉 1982 - WordPad	- 7 🛛
File Edit View Insert Format Help	1000 BB - 100 B
🗅 📽 🖬 🌰 📐 🙀 🐰 階 🏙 🗠 💁	
<pre>*** Hypoellipse: Unix/Xpick/Y2K version 3.9 11/1/2001 *** Configured for up to 1024 stations in station list and up to 1501 records per earthquake. run on 05/09/23 at 13:54 JUMP HYPOE.PRM arrival-time record blank source fields will be assumed to be source "*"</pre>	
usgs sun standard processing headopts.prm select delays based on closest station. begin station list -1 19950519 jump to 1982.pha	
82/01/01 00:44 usgs sun standard processing headopts.prm -az/dpstepse =az/dp==step==se -az/dpstepse 235/ 0100 3.62 325/ 0 .0441 4.22 131/90 19.24 99.0	
horizontal and vertical single variable standard deviations (68% - one degree of freedom; max 99 km) seh = 1.94 seh = 2.29 sez = 82.33 quality = d az = -127. az = -37.	
se of orig = 0.34 ; # of iterations = 15; dmax = 999.00; sequence number = event type = " "; processing status = " " s minus p interval for closest station = 16.00	
date origin lat long depth mag no di gap d rms avut se 19820101 044 6.00 38n53.96 25e 0.23 35.96 28116 42 2 2.2670 1.00 1.00 38.8993 25.0038 seh sez q sqd adj in nr avr an un avrm mdrm sdrm nf avfm mdfm sdfm vpvs 2.3 82.3 d d d 0.00 19 30 .0000 1.67 0 0.0 0 0.0 1.665	
2	
utavel times and delays stn c pha remk p p-sec s-sec resid std-er dist azm ain tc c vthk ttob-ttcal-dlay-edly=resid rmk stn pha sou aprk z P 24.00 0.19 1.00 116.3 70 94 1 18.00 17.79 1.70 .011 0.19 aprk	rces
aprk z s \$ 40.00 2.30 1.41 94 1 34.00 31.68 3.40 0.19 2.30 aprk s aath z P 28.00 -0.37 1.00 152.4 228 93 1 22.00 22.35 2.30 .010 -0.37 aath aath z F 26.00 0 19 1 34.00 35 2.50 .010 -0.37 aath	
	~
For Help, press F1	NUM
🛃 Start 🔄 1982 - WordPad EN 🗾 🔊 🕗 🗟 💎	🖣 11:34 nµ

Σχήμα 18 : Δείγμα αρχείου .out.

Τα αρχεία .out περιείχαν πολλές γραμμές πληροφοριών οπότε με την χρήση κατάλληλου κώδικα sel_eq στη γλώσσα προγραμματισμού Fortran επιλέχθηκαν από το αρχείο μόνο οι πληροφορίες που μας ενδιέφεραν και ομαδοποιήθηκαν σε στήλες. Τα εξερχόμενα αρχεία από την χρήση του κώδικα ήταν τα .cat, για κάθε έτος και για τα δύο μοντέλα.

ηφιακή συλλογή Ιβλιοθήκη

Οι πληροφορίες που περιείχαν τα αρχεία .cat για κάθε ένα σεισμό ήταν ο ακριβής χρόνος γένεσής του (έτος, μήνας, μέρα, ώρα, λεπτά, δευτερόλεπτα), οι συντεταγμένες του επικέντρου του (γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος, εστιακό βάθος), ο αριθμός των φάσεων που καταγράφηκαν και οι στατιστικές ποσότητες Gap (σε μοίρες), RMS (σε sec), S_7 (km), S_{h1} (km), S_{h2} (km). Η ποσότητα Gap είναι η μεγαλύτερη γωνιά που σχηματίζεται από τις ευθείες που ενώνουν το επίκεντρο του σεισμού με τους σταθμούς που τον καταγράψανε. Η ποσότητα RMS (Root Mean Square) εκφράζει το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του χρονικού υπολοίπου. Οι τιμές των συντεταγμένες του επικέντρου και το εστιακό βάθος που προσδιορίζονται περιέχουν κάποια σφάλματα, με αποτέλεσμα η τελική θέση του επικέντρου να βρίσκεται με 95% πιθανότητα μέσα σε ένα τρισδιάστατο χώρο ελλειπτικού σχήματος. Οι ποσότητες S_z, S_{h1}, S_{h2} εκφράζουν ακριβώς αυτά τα μέσα σφάλματα στους άξονες της έλλειψης κατά την κατακόρυφη διεύθυνση, οριζόντια κατά τον άξονα του γεωγραφικού πλάτους, οριζόντια κατά τον άξονα του γεωγραφικού μήκους, αντίστοιχα.

Τα αρχεία .cat ομαδοποιήθηκαν χρονολογικά στα αρχεία 1964-80.cat, 1981-89.cat, 1990-96.cat και 1997-02.cat. και για τα δύο μοντέλα. Μέσω του προγράμματος Microsoft Excel τα ομαδοποιημένα αρχεία .cat αποθηκεύτηκαν σε αρχεία .x/s (επίσης ομαδοποιημένα) όπου κάθε κατηγορία πληροφοριών τοποθετήθηκε σε μία στήλη. Επίσης προστέθηκε ακόμα μία στήλη που περιείχε την τιμή της τετραγωνικής ρίζας του γινομένου του S_{h1} με το S_{h2} [sqrt(S_{h1} * S_{h2})= S_h].

Από τα αρχεία .x/s μέσω του προγράμματος Golden Grapher δημιουργήθηκαν ιστογράμματα των ποσοτήτων Depth (εστιακό βάθος), RMS, Gap, Npha (αριθμός φάσεων), S_h και S_z. Δημιουργήθηκαν δηλαδή έξι ιστογράμματα για κάθε ομαδοποιημένο αρχείο .x/s, οπότε το σύνολο τους ήταν 48 (24 για το μοντέλο χωρίς διορθώσεις και 24 για το μοντέλο με τις διορθώσεις). Η παρουσίαση των ιστογραμμάτων θα γίνει στο παρακάτω υποκεφάλαιο των αποτελεσμάτων. Μελετώντας τα ιστογράμματα, επιλέχθηκαν κάποια όρια στις τιμές των ποσοτήτων, πάνω από τα οποία δεν θα λαμβάνονταν υπόψη τα δεδομένα. Στον πίνακα 6 παρουσιάζονται



ΠΙΝΑΚΑΣ 5 : Τιμές των ποσοτήτων Depth, RMS, Gap, Npha, S_h, S_z πάνω από τις οποίες δεν λαμβάνονται υπόψη τα δεδομένα.

ΙΣΤΟΓΡΑΜΜΑΤΑ							
1964-80 1981-89 1990-96 1997-02							
Depth (km)	-		-	-			
RMS (sec)	> 4.5	> 4	> 2.5	> 2.5			
Gap (°)	> 280	> 280	> 280	> 280			
Npha	< 6	< 6	< 6	< 6			
S _h (km)	> 10	> 20	> 8	> 6			
S _z (km)	> 15	> 12	> 12	> 10			

Τα όρια των τιμών είναι ίδια και για τα δύο μοντέλα. Η τελική επιλογή των δεδομένων είχε σαν αποτέλεσμα να χρησιμοποιηθούν λιγότεροι σεισμοί, αλλά το γεγονός αυτό δεν επηρεάζει τα αποτελέσματα αφού δεν θα ήταν ικανοποιητικά προσδιορισμένες οι εστιακές τους παράμετροι. Ο πίνακας 6 δείχνει τον αριθμό των σεισμών που υπήρχαν αρχικά στα δεδομένα και τον αριθμό των σεισμών που παρέμειναν ύστερα από την τελική επιλογή.

ΠΙΝΑΚΑΣ 6 : Αρχικός και τελικός αριθμός σεισμών για τα δύο μοντέλα πριν και μετά την επιλογή των δεδομένων.

Μοντέλο χωρίς διορθώσεις					Μοντέλο με διορθώσεις			
Έτη	1964-	1981-	1990-	1997-	1964-	1981-	1990-	1997-
	1980	1989	1996	2002	1980	1989	1996	2002
Αρχικός αριθμός σεισμών	17307	31308	36129	14063	17310	31929	36129	22713
Τελικός αριθμός σεισμών	11251	20403	19768	7598	10018	19169	17676	8385

Τα τελικά δεδομένα μέσω του προγράμματος Golden Surfer έδωσαν τις θέσεις των επικέντρων σε χάρτη της εξεταζόμενης
περιοχής για κάθε χρονολογική ομάδα, αλλά και για όλα τα έτη (ενιαίος χάρτης) τόσο για το τυπικό μοντέλο, όσο και για το διορθωμένο. Οι θέσεις των επικέντρων πάνω στους χάρτες έχουν σημειωθεί με κύκλο που είναι μεγαλύτερος για τους σεισμούς που καταγράφηκαν περισσότερες φάσεις σεισμικών κυμάτων. Οι σχετική χάρτες θα παρουσιαστούν στο υποκεφάλαιο των αποτελεσμάτων.

3.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

Στο παρών υποκεφάλαιο θα παρουσιαστούν τα ιστογράμματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων, χωριστά για τα δύο μοντέλα δομής (διορθωμένο και μη), καθώς και οι ενιαίοι χάρτες των επικέντρων (για το διάστημα 1964-2002).



ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΧΩΡΙΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ :

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σχήμα 19 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 20 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 21 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).



Σχήμα 22 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 23 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 24 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).



Σχήμα 25 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 26 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 27 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).



Σχήμα 28 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 29 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 30 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).





Σχήμα 31 : Ενιαίος χάρτης σεισμικών επικέντρων, όπως υπολογίστηκαν για το μοντέλο δομής **χωρίς διορθώσεις** και για το διάστημα 1964-02.



Σχήμα 32 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 33 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 34 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).



Σχήμα 35 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 36 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 37 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).



Σχήμα 38 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 39 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 40 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).



Σχήμα 41 : Ιστογράμματα του βάθους (πάνω) και του RMS (κάτω).



Σχήμα 42 : Ιστογράμματα της ποσότητας Gap (πάνω) και του αριθμού των φάσεων (κάτω).



Σχήμα 43 : Ιστογράμματα της ποσότητας S_h (πάνω) και της S_z (κάτω).





Σχήμα 44 : Ενιαίος χάρτης σεισμικών επικέντρων, όπως υπολογίστηκαν για το μοντέλο δομής **με διορθώσεις** και για το διάστημα 1964-02.



4.1 ΣΥΓΚΡΙΣΕΙΣ ΧΑΡΤΩΝ ΣΕ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ-ΣΧΟΛΙΑ

Από τους ενιαίους χάρτες των σεισμικών επικέντρων που προέκυψαν για τα δυο μοντέλα δομής (διορθωμένο και μη) επιλέχθηκαν πέντε τμήματα της περιοχής μελέτης στα οποία πραγματοποιήθηκε σύγκρισή των αποτελεσμάτων. Οι γεωγραφικές συντεταγμένες (όρια γεωγραφικού πλάτους και μήκους) των τμημάτων παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα 7.

ΠΙΝΑΚΑΣ 7	: Γεωγραφικές συντεταγμένες επιλεγμένων τμημάτων
	της περιοχής που χρησιμοποιήθηκαν για σύγκριση
	των αποτελεσμάτων στα δύο μοντέλα δομής.

	Γεωγραφικό πλάτος (°)	Γεωγραφικό μήκος (°)
Περιοχή Α	38 - 41.5	23 - 30.5
Περιοχή Β	39 - 42	19 - 22
Περιοχή Γ	38 - 40	21 - 23.5
Περιοχή Δ	35 - 38	24 - 27.5
Περιοχή Ε	36.5 - 37.5	27.5 - 28.5

Από τους δύο χάρτες επιλέχθηκαν τμήματα του κεντρικού Αιγαίου και της Βόρειας Ελλάδας (περιοχή Α), της Βορειοδυτικής Ελλάδας (περιοχή Β), της κεντρικής Ελλάδας (περιοχή Γ), του Νότιου Αιγαίου (περιοχή Δ) και της Βόρειας Μικράς Ασίας στην Θάλασσα του Μαρμαρά (περιοχή Ε). Παρακάτω παρουσιάζονται οι χάρτες των επιλεγμένων τμημάτων οι οποίοι συνοδεύονται από κάποια σχόλια-παρατηρήσεις.



Σχήμα 45 : Επίκεντρα σεισμών στην επιλεγμένη περιοχή Α για το διάστημα 1964-2002. Με συνεχόμενη γραμμή απεικονίζονται οι παρατάξεις των σεισμικών ρηγμάτων, ενώ με διακεκομμένη τα όρια της σεισμικής ζώνης. Με κύκλο σημειώνονται οι περιοχές όπου παρατηρούνται διαφορές στην κατανομή των επικέντρων.

Από το σχήμα 45 παρατηρούμε ότι με την χρησιμοποίηση του διορθωμένου μοντέλου δομής, οι θέσεις των προσδιοριζόμενων επικέντρων παρουσιάζουν μία πιο γραμμική τάση στον χώρο και μπορούν να αναγνωριστούν όρια σεισμικών ζωνών, καθώς και να χαραχθούν πάνω στον χάρτη οι παρατάξεις των σεισμογόνων ρηγμάτων. Χαρακτηριστική είναι η διαφορετική διεύθυνση που προκύπτει στην παράταξη του σεισμογόνου ρήγματος, βόρεια της Χίου, για τα δύο μοντέλα δομής. Στο διορθωμένο μοντέλο η διεύθυνση του ρήγματος είναι ΝΔ-ΒΑ, ενώ στο μη διορθωμένο μοντέλο η διεύθυνση είναι περίπου Α-Δ.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη









Σχήμα 46 : Επίκεντρα σεισμών στην επιλεγμένη περιοχή Β για το διάστημα 1964-2002. Στον δεξιό χάρτη του σχήματος παρουσιάζεται σε μεγένθυση η περιοχή που βρίσκεται μέσα σε πλαίσιο στον αριστερό χάρτη.

ηφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

Με τον καλύτερο προσδιορισμό επικέντρων που επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας το διορθωμένο μοντέλο δομής, παρατηρούμε στο σχήμα 46, ότι στην περιαδριατική ζώνη (οριοθετείτε στον αριστερό χάρτη του σχήματος 46 με διακεκομμένη γραμμή) δεν έχουν γίνει σεισμοί στο χρονικό διάστημα που μελετήθηκε. Οι θέσεις των επικέντρων που υπολογίστηκαν με το μη διορθωμένο μοντέλο περιέχουν περισσότερα σφάλματα και τοποθετούνται μέσα στην περιαδριατική ζώνη. Η παραλιακή αυτή περιοχή αποτελείται από ιζήματα μεγάλου πάχους και δεν παρατηρείται έντονη σεισμική δράση.



Σχήμα 47 : Επίκεντρα σεισμών στην επιλεγμένη περιοχή Γ για το διάστημα 1964-2002. Μέσα σε κύκλο σημειώνονται ενδεικτικά κάποιες περιοχές σύγκρισης.

Στο σχήμα 47 παρατηρούμε ότι στη κεντρική Ελλάδα οι θέσεις των επικέντρων δεν διαφέρουν για τα δύο μοντέλα (ή δεν έχουμε ουσιαστικές διαφορές). Αυτό πιθανόν να οφείλεται στο ότι τα επίκεντρα προσδιορίζονται σε στεριά όπου το δίκτυο σεισμολογικών σταθμών είναι πυκνότερο, οπότε ο κάθε σεισμός που γίνεται στην συγκεκριμένη περιοχή "περιτριγυρίζεται" από ικανοποιητικό αριθμό σταθμών με αποτέλεσμα να υπολογίζεται η θέση του επικέντρου του με ακρίβεια.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



1964-02 περιοχή Δ μη διορθωμένου μοντέλου





Στην περιοχή του Νότιου Αιγαίου (σχήμα 47) η πιο χαρακτηριστική διαφορά των δύο μοντέλων είναι στο εύρος της σεισμικής ζώνης (διακεκομμένη γραμμή) της σεισμικής ακολουθίας του Κολούμπο, ΒΑ της Σαντορίνης. Το εύρος της ζώνης είναι σαφώς πιο περιορισμένο στο διορθωμένο μοντέλο.



Σχήμα 48 : Επίκεντρα σεισμών στην επιλεγμένη περιοχή Ε για το διάστημα 1964-2002.

Στα επίκεντρα του διορθωμένου μοντέλου που βρίσκονται μέσα στην έλλειψη (σχήμα 48) παρατηρείται μία εντελώς γραμμική κατανομή που πιθανόν να αποκαλύπτει την διεύθυνση της παράταξης ενός ρήγματος (ΒΔ-ΝΑ). Τέτοιο φαινόμενο δεν παρατηρείται στο μη διορθωμένο μοντέλο όπου οι θέσεις των επικέντρων βρίσκονται χωρικά κατανεμημένες σε ευρεία και όχι ευδιάκριτη περιοχή.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

4-2 ΧΑΡΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΔΟΥ 1964-2002 ΓΙΑ ΤΟ ΔΙΟΡΘΩΜΕΝΟ ΜΟΝΤΕΛΟ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ



Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος'64 μήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

χήμα 49 : Χάρτης σεισμικών επικέντρων της περιόδου 1964-2002 για το διορθωμένο μοντέλο δομής στον Ελληνικό χώρο. Με μαύρες συνεχόμενες γραμμές σημειώνονται οι διευθύνσεις των κύριων ρηγμάτων που προκαλούν την γένεση των επιφανειακών σεισμών στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές. Επίσης σημειώνεται η χρόνολογία δράσης των αντίστοιχων ρηγμάτων κατά το διάστημα που μελετήθηκε.

φιακή συλλογή **Βλιοθήκη**

Συγκρίνοντας το σχήμα 49 με το σχήμα 4 (Κεφάλαιο 1.1) το οποίο παριστάνει τις διευθύνσεις των κύριων ρηγμάτων που προκάλεσαν την γένεση των επιφανειακών σεισμών στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές κατά τους ιστορικούς χρόνους (480 π.Χ.-2001), καταλήγουμε σε ενδιαφέροντα συμπεράσματα που αφορούν την σεισμική δράση στην περιοχή μελέτης, για το χρονικό διάστημα που μελετήθηκε.

Η σεισμική δράση, όπως προκύπτει από το σχήμα 49, για το χρονικό διάστημα 1964-2002 είναι έντονη στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα και μικρή στην περιοχή του νότιου Αιγαίου κατά μήκος του εξωτερικού μέρους του Ελληνικού τόξου, καθώς και στην περιθωριακή θάλασσα πίσω από το τόξο (Κρητικό πέλαγος, Κυκλάδες). Η έντονη σεισμική δραστηριότητα οφείλεται σε κανονικά ρήγματα κυρίως, με εξαίρεση τις ΒΔ ακτές στην Ελλάδα και την Αλβανία (ανάστροφα ρήγματα), την περιοχή της Κεφαλλονιάς (δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης) και την τάφρο του βόρειου Αιγαίου (δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Ανατόλιας). Συγκεκριμένα οι **σεισμικές ακολουθίες** που λαμβάνουν χώρα σε όλη την περιοχή και σημειώνονται οι διευθύνσεις των ρηγμάτων που τις προκαλούν καθώς και οι αντίστοιχες χρονολογίες τους στο σχήμα 49, είναι οι ακόλουθες:

Στην περιοχή του νότιου Αιγαίου (Κρητικό πέλαγος, Κυκλάδες, εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου) αν και η σεισμική δράση είναι μικρή όπως αναφέρθηκε, παρόλα αυτά παρατηρείται δραστηριοποίηση του ρήγματος του Κολού-μπο και της Αμοργού, ΒΑ της Σαντορίνης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και του ρήγματος βόρεια της Καρπάθου με διεύθυνση Β-Ν. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι τα ανάστροφα ρήγματα στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου (νότια της Πελοπ-πονήσου, της Κρήτης και της Ρόδου, σχήμα 4) τα οποία έχουν δώσει ισχυρούς επιφανειακούς σεισμούς στους ιστορικούς χρόνους δεν δραστηριοποιούνται σε σημαντικό βαθμό στην συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Η "ήσυχη" αυτή σεισμική χρονική περίοδος είναι πιθανόν να ακολουθηθεί από περίοδο έντονης σεισμικής δράσης.

Η σεισμική δράση στην κεντρική Ελλάδα είναι εξαιρετικά έντονη και επικεντρώνεται στις περιοχές του Κορινθιακού κόλπου (ακολουθία του 1995), της Αθήνας (ακολουθία του 1999, σχετικά μικρό μέγεθος σεισμού αλλά προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στην δυτική Αττική και σημαντικές βλάβες σε άλλα μέρη της Αθήνας και του Πειραιά), στην Κεφαλλονιά (ακολουθίες του 1972, του 1983 με μέγεθος κύριου σεισμού M=7 και του 2002), στον Βόλο (ακολουθία του 1980 με μέγεθος κύριου σεισμού M=6.5 όπου προκλήθηκαν σημαντικές βλάβες και στους γύρω Νομούς) και στην Σκύρο (ακολουθία του 1967 και του 2001).

ιφιακή συλλογή Ι**βλιοθήκη**

> Επίσης έντονη σεισμική δράση παρατηρείται στην βόρεια Ελλάδα κυρίως στις περιοχές της Κοζάνης (ακολουθία του 1995), της Θεσσαλονίκης (ακολουθία του 1978 με μέγεθος κύριου σεισμού Μ=6.5, σημαντικές βλάβες, επιφανειακή εκδήλωση του ρήγματος και μεγάλο αριθμό προσεισμών και μετασεισμών) και στον Νομό Πέλλας (ακολουθία του 1990). Στην προέκταση του ρήγματος της Ανατολίας στον χώρο του βόρειου Αιγαίου (τάφρος του βόρειου Αιγαίου) όπως και στους νοτιότερους κλάδους του, η σεισμική δραστηριότητα εμφανίζεται έντονη και μάλιστα η κατανομή των επικέντρων ακολουθεί ακριβώς την διεύθυνση (παράταξη) των ρηγμάτων. Εξαιρετικό ενδιαφέρον παρουσιάζει το "προσωρινό σεισμικό κενό" στην βόρεια Μικρά Ασία, κοντά στην πόλη του Γάνος, όπου δεν παρατηρείται κανένα επίκεντρο. Στην συγκεκριμένη περιοχή γνωρίζουμε ότι το 1912 είχε γίνει ένας ισχυρός και καταστρεπτικός σεισμός με επιφανειακό ίχνος του ρήγματος που τον προκάλεσε. Πρόκειται για τμήμα του μεγάλου δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Ανατολίας το οποίο στο χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα της παρούσας εργασίας δεν δραστηριοποιήθηκε.

Τέλος, παρατηρείται ότι ενώ ο ευρύτερος ελληνικός χώρος διέπεται από έντονη σεισμικότητα, υπάρχουν περιοχές όπου δεν συμβαίνουν σεισμοί (ή συμβαίνουν εξαιρετικά λίγοι και μικρή σε μέγεθος) όπως είναι η Θάσος και γενικά η μάζα της Ροδόπης, η Κατερίνη, καθώς και περιοχές στην κεντρική Ελλάδα όπως είναι για παράδειγμα ο Θεσσαλικός κάμπος.

Όλα τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την γεωγραφική κατανομή των σεισμικών επικέντρων όπως παρουσιάζονται στο σχήμα 49, στηρίζονται στο γεγονός ότι τα δεδομένα καλύπτουν το χρονικό διάστημα των 38 χρόνων. Το διάστημα αυτό είναι πολύ


ΑΝΑΦΟΡΕΣ - ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Εργαστήριο Γεωφυσικής Α.Π.Θ. και Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.), "Βασικά αποτελέσματα της σεισμολογικής έρευνας στην Ελλάδα", Θεσ/νίκη, 1998.

Καρακώστας Β.Γ., "Σχέση της σεισμικής δράσης με γεωλογικά και γεωμορφολογικά στοιχεία του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου", Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 1998.

Μουντράκης Δ.Μ., "Συνοπτική γεωτεκτονική εξέλιξη του Ελληνικού χώρου", Θεσ/νίκη, 1988.

Παναγιωτόπουλος Δ.Γ., "Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο νότιο βαλκανικό χώρο", Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 1984.

Παπαζάχος Β.Κ., "Εισαγωγή στην Σεισμολογία", Θεσ/νίκη, 1990.

Papazachos B.C., "Seismicity of the Aegean and surrounding area", *Tectonophysics*, 178, 287-308p, 1990.

Papazachos B.C., Comninakis P.E., Papaioannou Ch.A., Papazachos C.B. and Scordilis E.M., "A catalog of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550 BC-1999. *Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki*, 2000a.

Papazachos B.C., Karakostas B.G., Papazachos C.B., Scordilis E.M., "The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc", *Tectonophysics*, 319, 275-300, 2000b.

Papazachos B.C., Papadimitriou E.E., Kiratzi A.A., Papazachos C.B. and Louvari E.K., "Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication", *Boll. Geof. Teorica Applicata*, 39,199-218, 1998b.

Παπαζάχος Β.Κ., Μουντράκης Δ.Μ., Παπαζάχος Κ.Β., Τρανός Μ.Δ., Καρακαϊσης Γ.Φ. και Σαββαϊδης Α.Σ., "Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα από τον 5° αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα" Πρακτ. 2° Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής



Papazachos C.B., "An alternative method for a reliable estimation of seismicity with an application in Greece and surrounding area", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 111-119, 1999.

Παπαζάχος Κ.Β., "Σεισμική τομογραφία και δομή του ευρύτερου Ελληνικού χώρου", *Πανεπιστημιακές σημειώσεις*, Α.Π.Θ. 2004.

Παπαζάχος Κ.Β., "Συμβολή στην μελέτη της δομής του φλοιού και του πάνω μανδύα στην Νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων", Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 1994.

Papazachos C.B. and Nolet G., "P&S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust non-linear inversion of arrival times", *submitted to J. Geophys. Res.*, 1996.

Σκαρλατούδης Α.Α., "Επανυπολογισμός υποκεντρικών παραμέτρων σεισμών του Ελληνικού χώρου με τη χρήση δεδομένων τοπικών πειραμάτων και επίδραση τους στις σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης", *Μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης*, Α.Π.Θ., 2002.