

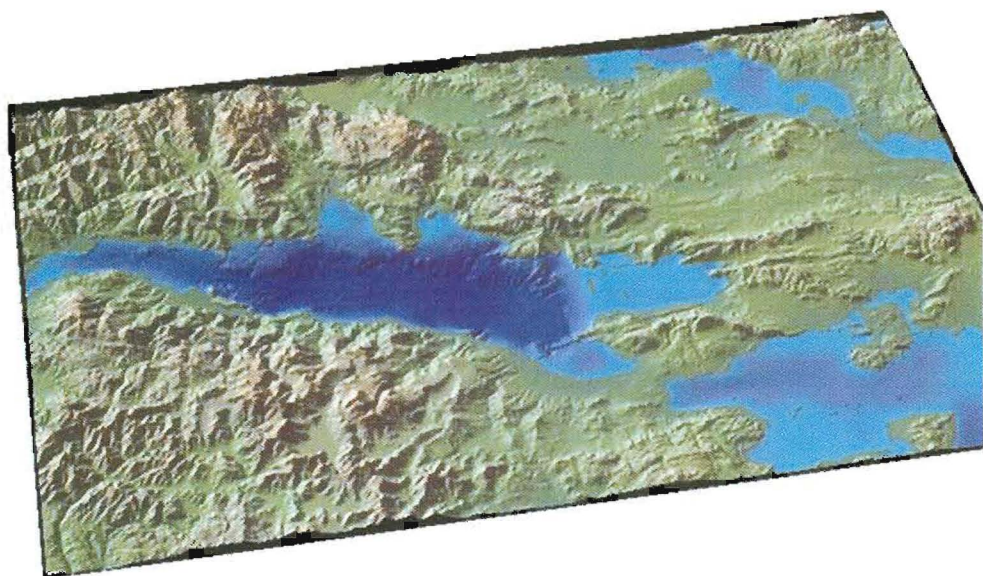


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του Κορινθιακού Κόλπου

Διπλωματική Εργασία

Καρακώστας Φοίβος-Γεώργιος ΑΕΜ: 4150



Επιβλέπων Καθηγητής:
Σκορδύλης Μανώλης

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2010



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	Σελ.3
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1° - ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	Σελ.5
1.1 Εισαγωγή	
1.2 Γεωλογικό υπόβαθρο	
1.3 Τεκτονική περιγραφή	
1.4 Σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή μελέτης	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°- ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	Σελ.13
2.1 Εισαγωγή	
2.2 Σεισμολογικά Δίκτυα και Δεδομένα Παρατήρησης	
2.3 Επεξεργασία Δεδομένων Παρατήρησης	
2.4 Υπολογισμός Χρονικών Υπολοίπων	
2.5 Επαναπροσδιορισμός εστιακών παραμέτρων και σύνταξη καταλόγου σεισμών	
2.6 Εκτίμηση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3° - ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΔΟΜΩΝ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	Σελ.31
3.1 Εισαγωγή	
3.2 Χωρική κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας	
3.3 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμών	
3.4 Χωροχρονική κατανομή των σεισμών	
3.5 Σεισμική έξαρση στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου	
3.6 Σεισμική έξαρση στο ανατολικό τμήμα του ρήγματος του Ξυλοκάστρου	
3.7 Σεισμική έξαρση στη λεκάνη των Μεγάρων (Βενίζα)	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4° - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	Σελ.53
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	Σελ.55

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρακάτω εργασία αποτελεί Διπλωματική Εργασία για το Προπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ για το έτος 2009-2010. Η ανάθεση και η επίβλεψη της εργασίας έγινε από τον Αν. Καθηγητή Σεισμολογίας κ. Σκορδύλη Μανώλη. Η πραγματοποίησή της αφορά τη μελέτη των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων του Κορινθιακού Κόλπου.

Το πρώτο κεφάλαιο περιγράφει το σεισμοτεκτονικό καθεστώς του Κορινθιακού Κόλπου, ως μία από τις πλέον ενεργές περιοχές στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου. Περιγράφεται το γεωλογικό υπόβαθρο, που είναι αποτέλεσμα του κλεισίματος του ωκεανού της νέο-Τηθύος, θάλασσας που χώριζε την Αφρική από την Ευρασία. Αναφέρεται στην ιδιαίτερη σημασία που έχει το τεκτονικό καθεστώς του Κόλπου καθώς αποτελεί μια από τις σημαντικότερες περιοχές του κόσμου που προσφέρεται για τη μελέτη της τεκτονικής εξέλιξης σε συνδυασμό με την στρωματογραφία, την ιζηματολογία και τη γεωμορφολογία. Τέλος γίνεται αναφορά σε ιστορικά σεισμικά γεγονότα της περιοχής.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται επαναπροσδιορισμός των σεισμικών παραμέτρων των σεισμών. Αναφέρεται η διαδικασία που ακολουθήθηκε πάνω στα σεισμολογικά δεδομένα από το δίκτυο σεισμολογικών σταθμών που βρίσκονται στον ελληνικό χώρο τα έτη 2008 και 2009. Με βάση αυτή τη διαδικασία πραγματοποιείται επαναπροσδιορισμός των σεισμικών παραμέτρων και σύνταξη καταλόγου των σεισμών.

Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται καθορισμός των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων ενεργών δομών του Κορινθιακού Κόλπου. Με βάση τη χωρική, κατακόρυφη και χωροχρονική κατανομή των σεισμών εξάγονται συμπεράσματα για τη δραστηριότητα που συνδέεται με συγκεκριμένες τεκτονικές δομές της περιοχής.

Η εργασία βασίστηκε στην επεξεργασία δεδομένων των σεισμολογικών σταθμών καθώς και στη διεθνή επιστημονική βιβλιογραφία η οποία αναφέρεται συνοπτικά στο τέλος.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή, που η εργασία πραγματοποιήθηκε κάτω από την καθοδήγησή του, για τη διαρκή αρωγή και υποστήριξη.

Ο φοιτητής

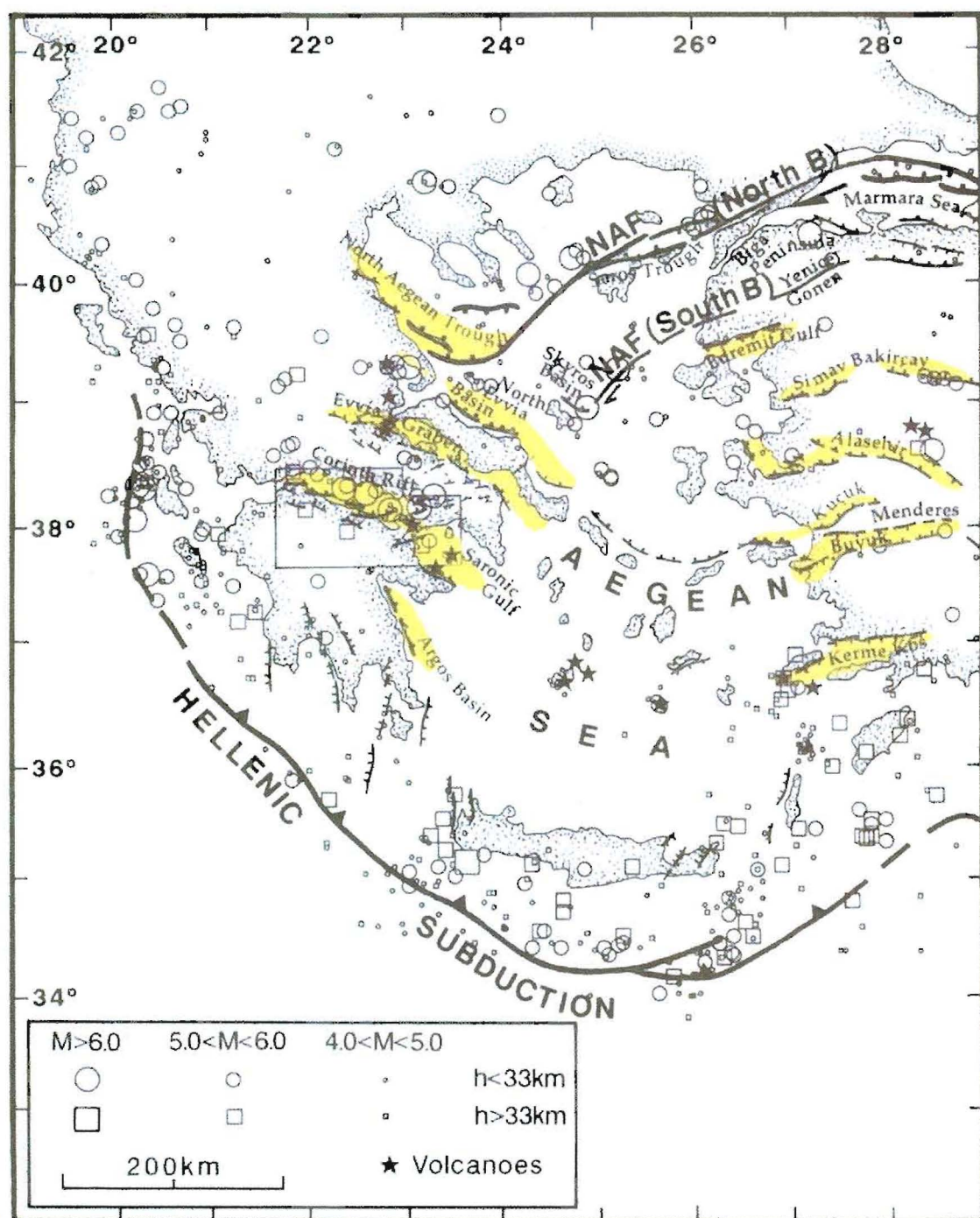
Καρακώστας Φοίβος-Γεώργιος

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1°

ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

1.1 Εισαγωγή

Το Αιγαίο και η ευρύτερη περιοχή του, με κύριο σεισμοτεκτονικό χαρακτηριστικό το Ελληνικό Τόξο, είναι ένα φυσικό εργαστήριο για τη μελέτη των τεκτονικών διαδικασιών και των αποτελεσμάτων τους στο ανάγλυφο. Πολλά μαθήματα μπορούν να δοθούν, που να αφορούν την εξέλιξη και τις σχέσεις που συνδέουν τη ρηξιγενή τεκτονική, τη γεωμορφολογία, την ιζηματογενή απόθεση, που μπορούν να αξιοποιηθούν ως εφαρμογές οπουδήποτε. Το Αιγαίο είναι το πιο ενεργό σεισμικά τμήμα της Ευρώπης και μεταξύ των περιοχών που χαρακτηρίζονται από τον πιο γρήγορο εφελκυσμό στον κόσμο. Στην οπισθότοξη περιοχή η παραμόρφωση συνοδεύεται από μια σειρά τεκτονικών βυθισμάτων τα οποία δημιουργήθηκαν λόγω του έντονου εφελκυσμού (τάφρος Βορείου Αιγαίου, Ευβοϊκός κόλπος, Κορινθιακός κόλπος) που οριοθετούνται από ενεργά κανονικά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ–ΝΑ ως Α–Δ. Αυτά τα βυθίσματα συνδέονται με το δυτικό κομμάτι του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και το Ελληνικό τόξο (Σχ. 1). Ο Κορινθιακός κόλπος είναι το πιο ενεργό από αυτά τα βυθίσματα και ο πιο προσεγγίσιμος για παρατηρήσεις καθώς μόνο το κεντρικό τμήμα του βρίσκεται σήμερα κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Έτσι το γεγονός αυτό δίνει μια πολύ καλή ευκαιρία να μελετηθεί με λεπτομέρεια η διαδικασία παραμόρφωσης του φλοιού όπου εμπλέκεται τόσο ενεργά η διάρρηξη.



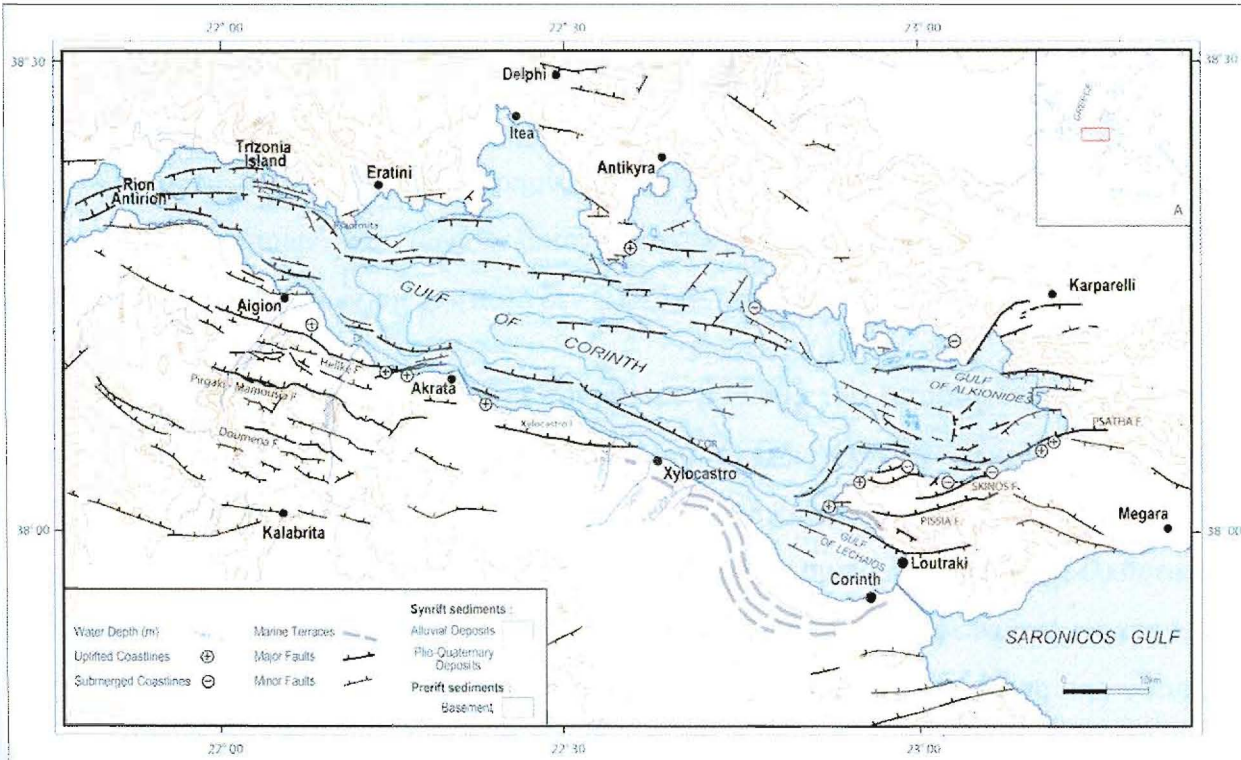
Σχ. 1.1 Τεκτονικό πλαίσιο και σεισμικότητα της περιόδου 1965 – 1992 (από NEIC) για την περιοχή του Αιγαίου (Armijo et al., 1996). NAF: Ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας.

1.2 Γεωλογικό υπόβαθρο

Τα παλιότερα πετρώματα του υποβάθρου της υπό μελέτη περιοχής στην κεντρική Ελλάδα είναι συσσωρευμένοι ασβεστόλιθοι και συναφή ιζήματα που αποτέθηκαν κατά το Μεσοζωικό και την ανάπτυξη του Ωκεανού της Τηθύος, που κάποτε χώριζε την Αφρική από την Ευρασία. Η προοδευτική σύγκρουση των πλακών της Αφρικής και Ευρασίας κατά το κλείσιμο της Τηθύος – η οποία σχημάτισε το σύστημα Άλπεων-Ιμαλαΐων δεν ήταν απλή και περιλαμβάνει κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης, συμπίεστικές και εφελκυστικές. Η επαφή των ακανόνιστων ηπειρωτικών περιθωρίων που εμπλέκονται είναι ένας επιπρόσθετος περίπλοκος παράγοντας καθώς είναι πολλές οι μικροπλάκες που παίζουν ρόλο, όπως αυτή της Αδριατικής, η οποία περιλάμβανε το μεγαλύτερο μέρος της νότιας και δυτικής Ελλάδας. Οι τεκτονικές σχέσεις μέσα στην Ελληνική Αλπική ζώνη είναι έτσι στρεβλές και αποτελεί τεράστια πρόκληση τα τελευταία 30 χρόνια να λυθεί αυτός ο γρίφος που αφορά το χρόνο και την ακολουθία της σύγκρουσης των πλακών και της σχετικής παραμόρφωσης.

Τα ιζήματα της Τηθύος των Εξωτερικών Ελληνίδων και της Πελαγονικής κυρίως βρίσκονται σε θαλάσσιες ανθρακικές πλατφόρμες της μικροπλάκας της Αδριατικής, αποτελούνται από ασβεστόλιθους και μάρμαρα με κερατόλιθους. Σερπεντινιωμένα υπερβασικά πετρώματα σε οφιολιθικά σώματα απαντώνται κατά μήκος μεγάλων ρηγμάτων επώθησης σε αρκετές περιοχές έχουν δε ιδιαίτερη σημασία στο ανατολικό τμήμα του Κόλπου. Είναι υπολείμματα του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος και μάρμαρα, που σήμερα οριοθετούν τα παλιά ηπειρωτικά όρια με τον παλιό ωκεανό. Η επώθηση για να τα τοποθετήσει έγινε κατά τη διάρκεια ενός μεγάλου ορογενετικού επεισοδίου, όταν συνέβη η βράχυνση του φλοιού και το κλείσιμο ενός τμήματος της Τηθύος, της Νέο-Τηθύος, κατά τη διάρκεια του ύστερου Κρητιδικού και πρώιμου Τριτογενούς (60–50 εκατομμύρια χρόνια πριν), για να προκαλέσει το σχηματισμό των Ελληνίδων, τμήματος της ζώνης Άλπεων-Ιμαλαΐων. Η επώθηση συνοδεύτηκε από το σχηματισμό λεκανών επώθησης, των οποίων το γέμισμα περιλάμβανε θαλάσσια τουρβιδιτικά κλαστικά ιζήματα (φλύσχης) και νεότερες χερσαίες ετερογενείς αποθέσεις. Η τεκτονική υφή των Ελληνίδων είναι γενικά B-N και ο παρόμοιος προσανατολισμός των υπολειμμάτων του παχυμένου ηπειρωτικού φλοιού σε όλη τη δυτικο-κεντρική Ελλάδα επιβεβαιώνει την ύπαρξη μιας σημαντικής οροσειράς σε όλη την περιοχή του Αιγαίου, πριν την επέκταση της λιθόσφαιρας.

Η προοδευτική διάνοιξη από ανατολικά προς τα δυτικά είναι καλά καταγεγραμμένη από τις φάσεις, την κατανομή και την ενδιάμεση ιζηματογενή ακολουθία, με ηπειρωτικές και παράκτιες φάσεις στο Πλειόκαινο και τα πρώτα θαλάσσια ιζήματα να είναι ηλικίας Μέσου Πλειοκαίνου. Σήμερα, η θαλάσσια λεκάνη του Κορινθιακού Κόλπου φτάνει τα βάθη των 860 m, με μια ιζηματογενή ακολουθία πάχους μέχρι και 3 km (Σχ. 1.2).



Σχ. 1.2 Τεκτονικός χάρτης της περιοχής του Κορινθιακού κόλπου (Armijo et al., 1996; Ghisetti et al., 2001; Sakellariou et al., 2001; Stefatos et al., 2002; Moretti et al., 2003).

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

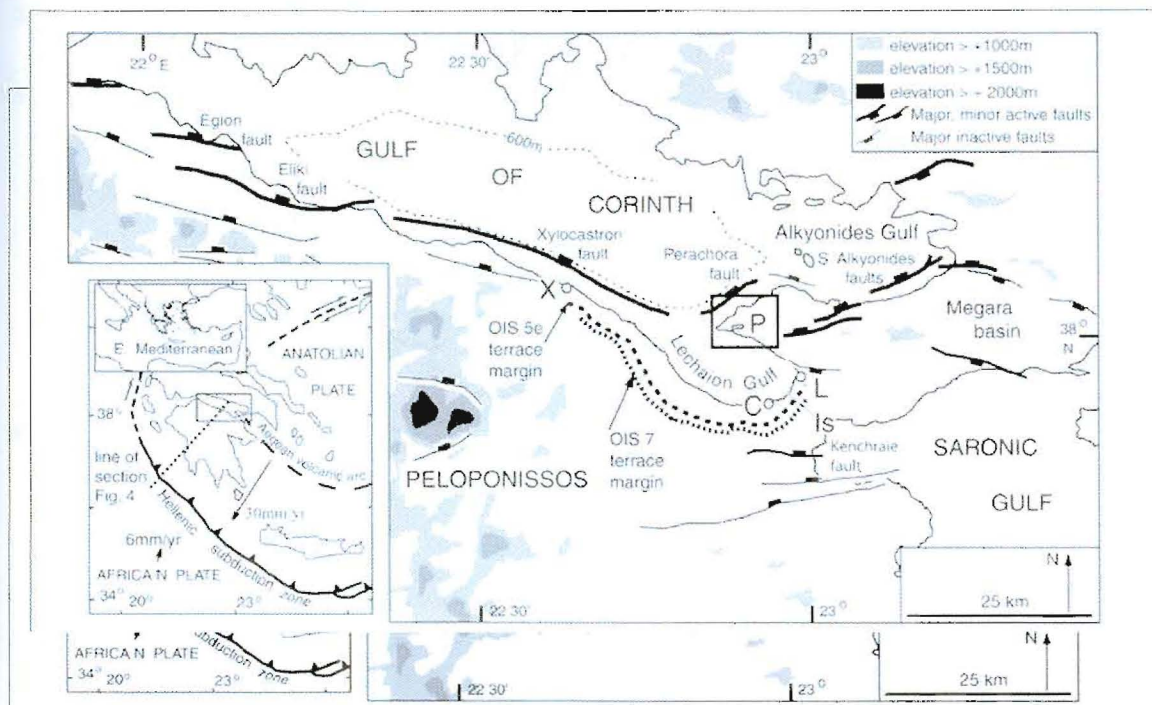
Ο εφελκυσμός στο Αιγαίο ξεκίνησε την εποχή του Μειοκαίνου. Αυτός ο εφελκυσμός, που προκλήθηκε από τη βαρυτική ανισορροπία της προϋπάρχουσας οροσειράς (των Ελληνίδων) και τη λέπτυνση του φλοιού στην οπισθότοξη περιοχή, είναι ταχύς (30–110 mm/χρόνο) και προοδευτικά μεταναστεύει προς το νότο. Οι πιθανές αιτίες για τη γρήγορη και έντονη τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή είναι υπό συζήτηση. Μαζί με την βαρυτική ανισορροπία και την λέπτυνση της λιθόσφαιρας στην οπισθότοξη λεκάνη της περιοχής κατάδυσης, τα τεκτονικά βυθίσματα της Εύβοιας και της Κορίνθου πιθανώς απαντούν στη δυτική προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας.

1.3 Τεκτονική περιγραφή

Ο Κορινθιακός Κόλπος, αποτελεί περιοχή – κλειδί, μία από τις σημαντικότερες που υπάρχουν στον κόσμο, για να κατανοηθούν οι σχέσεις μεταξύ της σεισμικότητας και της παραμόρφωσης του φλοιού, της κινηματικής και ρηξιγενούς τεκτονικής, της γεωμορφολογίας, της ιζηματολογίας και της στρωματογραφίας. Η περιοχή είναι ιδανική για επιστημονική έρευνα και διδασκαλία λόγω των εξαιρετικών εμφανίσεων που οφείλονται στην ανύψωση αλλά και τη σημαντική τομή στον ισθμό της Κορίνθου. Ταυτόχρονα, είναι απολαυστικό το σκηνικό των απόκρημνων βουνών, των γραφικών χαράδρων, μικρών παραλιακών θερέτρων και των Πελοποννησιακών χωριών. Αλλά η απειλή και το αποτύπωμα των δυνάμεων της Γης ποτέ δεν ξεφεύγει μακριά.

Ο Κορινθιακός κόλπος είναι ένα ασύμμετρο βύθισμα του Τεταρτογενούς, το οποίο χωρίζει την Πελοπόννησο από την ηπειρωτική Ελλάδα, έχει μήκος 105 χλμ, με διεύθυνση 100° ΒΑ, περιβάλλεται από πολύ πρόσφατα κανονικά ρήγματα (ηλικίας μικρότερης από 2 εκατομμύρια χρόνια). Αυτή η δομή είναι η περισσότερο σεισμικά ενεργός σε εφελκυστικό περιβάλλον στην Ευρώπη, με την ταχύτερη ηπειρωτική διάνοιξη, με εφελκυσμό ως και 1,5 cm/χρόνο, σε διεύθυνση Β–Ν και περισσότερο από 1 mm/χρόνο ανύψωση της νότιας ακτής. Οι υψηλοί ρυθμοί τεκτονικής διάρρηξης και ανύψωσης συνυπάρχουν με το δίκτυο των πολύ νέων ρηγμάτων με μεγάλη μετάθεση και μοναδικές εμφανίσεις.

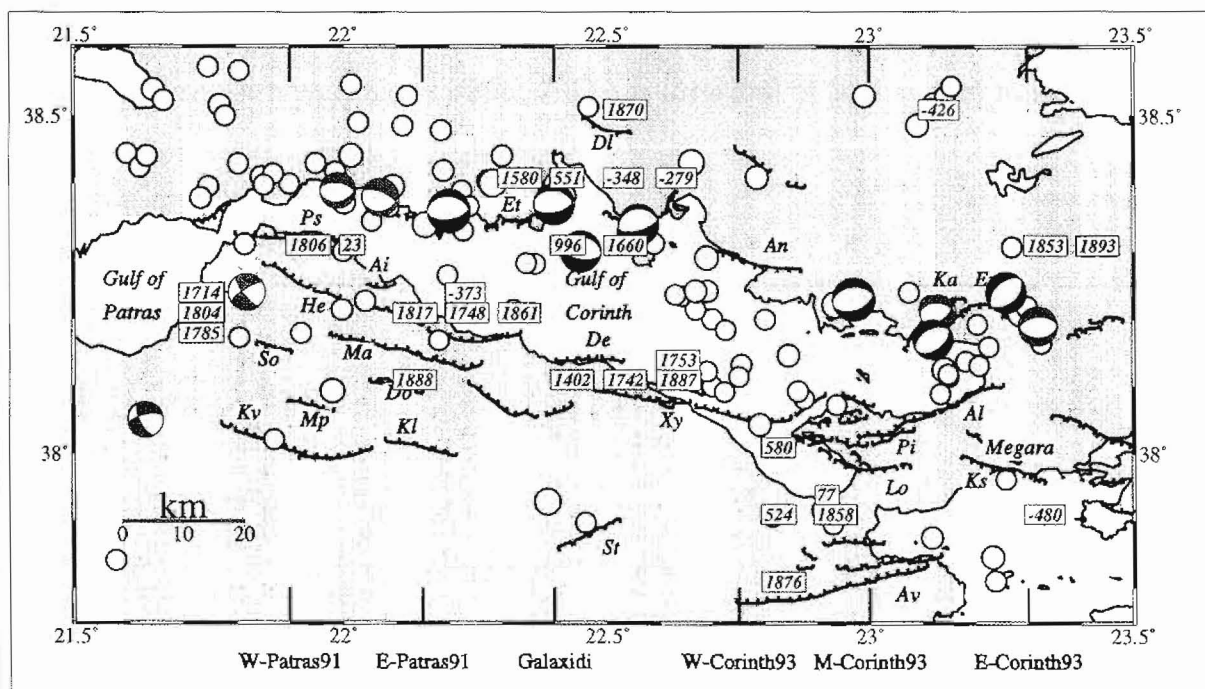
Τα πιο ενεργά κανονικά ρήγματα βρίσκονται στη νότια ακτή του κόλπου η οποία υπόκειται ανύψωση (Σχ. 1.3). Το τυπικό μήκος των τμημάτων του ρήματος με παράταξη Α-Δ κατά μήκος της νότιας ακτής (από το Ξυλόκαστρο ως τον Ψαθόπυργο) είναι 15 περίπου km. Τεκτονικές μελέτες που βασίζονται στο θαλάσσιο επίπεδο που βρίσκεται στη βάση του ρήματος του Ξυλοκάστρου, ένα μείζον ρήγμα στο κεντρικό τμήμα της νότιας ακτής, καταδεικνύουν ότι η συνολική μακράς διάρκειας μορφολογία της νότιας ακτής μπορεί να εξηγηθεί από μια επανάληψη σεισμών σε ρήγματα με κλίση 40° – 60° Β, που εμφανίζουν ολίσθηση περίπου 11 mm/χρόνο. Αυτό ανταποκρίνεται στο ρυθμό επέκτασης που είναι περίπου 6 mm/χρόνο. Το επίπεδο της καταγεγραμμένης ιστορικά, αλλά και με όργανα, σεισμικότητας, είναι αρκετά υψηλό.



Σχ. 1.3 Ο Κορινθιακός κόλπος στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (Leeder et al., 2003, σχετικές κινήσεις από Briole et al., 2000). Κατανομή των ρηγμάτων κυρίως από Goldsworthy and Jackson (2000) και Stefatos et al. (2002).

1.4 Σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή μελέτης

Κατά τα τελευταία 40 χρόνια στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου έγιναν 6 ισχυροί σεισμοί με μέγεθος $M_w \geq 6.0$ (Ερατεινή, 1965, $M_w=6.4$, Αντίκυρα, 1970, $M_w=6.2$, Κόρινθος, 1981, $M_w=6.7$, $M_w=6.4$ και $M_w=6.2$, Αίγιο, 1995, $M_w=6.4$), τα επίκεντρα των οποίων φαίνονται μαζί με αυτά ισχυρών ιστορικών σεισμών στο Σχήμα 1.4. Υπάρχουν μερικοί καταστροφικοί σεισμοί κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα, συμπεριλαμβανομένων των σεισμών της Κορίνθου τον Απρίλη του 1928, ο οποίος ήταν η αιτία η σημερινή πόλη να ξαναχτιστεί στη σημερινή παράκτια θέση της, των σεισμών της Περαχώρας–Πισίων το 1981 και –πιο πρόσφατα– ο σεισμός του Αιγίου στις 15 Ιούνη του 1995, ενώ, πιο ανατολικά, ο σεισμός στην Αθήνα στις 7 Σεπτέμβρη του 1999 ($M_w=6.0$), ήταν ο τελευταίος με σημαντικές απώλειες ανθρώπινων ζωών στις δυτικές συνοικίες της πρωτεύουσας.



Σχ. 1.4 Κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά του Κορινθιακού κόλπου (από Hatzfeld et al., 2000). Πληροφορίες για τους ιστορικούς σεισμούς έχουν ληφθεί από τους Parazachos and Parazachou (1997) και ο χρόνος γένεσής τους δίνεται μέσα σε πλαίσιο. Η ενόργανη σεισμικότητα (πληροφορίες από NEIC, $M \geq 4.5$) φαίνεται επίσης μαζί με τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρότερων σεισμών οι οποίοι έχουν προσδιορισθεί με μοντελοποίηση των κυματομορφών των κυμάτων χώρου. Τα σημαντικότερα ρήγματα έχουν ληφθεί από Rigo et al. (1996).

Οι μηχανισμοί γένεσης όλων αυτών των σεισμών παρουσιάζουν σχεδόν καθαρή κανονική διάρρηξη με τον άξονα μέγιστου εφελκυσμού να έχει διεύθυνση Β-Ν ως ΒΒΔ-ΝΝΑ. Αν και οι δυο κύριοι σεισμοί της ακολουθίας του 1981, σε δύο γνωστά ρήγματα με διεύθυνση 45° - 50° , είχαν επιφανειακή εμφάνιση, το 1995 ο σεισμός του Αιγίου που έγινε σε ρήγμα με μικρή γωνία κλίσης (περίπου 33°) δεν έδωσε κάποια παρόμοια εμφάνιση. Αυτός ο σεισμός, μαζί μ' εκείνον του Γαλαξιδίου το 1992 με μέγεθος $M_w=5.9$, αποδεικνύουν ότι τα εσωτερικότερα κανονικά ρήγματα του κόλπου μπορούν να παίξουν ένα σημαντικό ρόλο στην ενεργό παραμόρφωση και ότι αυτά τα ρήγματα ίσως έχουν βαθύτερες καταλήξεις απ' ότι αυτά που βρίσκονται στα παράλια. Αντιθέτως, μια δίμηνη έρευνα που διεξήχθη το 1991 στο δυτικό τμήμα του κόλπου και καλύπτει την επικεντρική περιοχή του σεισμού του Αιγίου το 1995, αποκάλυψε μια σημαντική ομάδα μικροσεισμών. Ένας

σημαντικός αριθμός εξ αυτών υποδεικνύει κλίση προς Β, μικρή γωνία, μηχανισμούς γένεσης κανονικών ρηγμάτων σε βάθος 7–11 km κάτω από τη βόρεια ακτή του κόλπου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

2.1 Εισαγωγή

Η υψηλή σεισμικότητα του Κορινθιακού κόλπου έχει προσελκύσει το ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων. Στη διάρκεια των δύο τελευταίων δεκαετιών του 20^{ου} αιώνα, εγκαταστάθηκαν και λειτούργησαν στην περιοχή φορητά σεισμολογικά δίκτυα με σκοπό τον ακριβέστερο προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών της περιοχής (Rigo et al., 1996; Hatzfeld et al., 2000).

2.2 Σεισμολογικά Δίκτυα και Δεδομένα Παρατήρησης

Το μόνιμο σεισμολογικό δίκτυο στην περιοχή άρχισε να αναπτύσσεται από τις αρχές της δεκαετίας του 1960, για πολλά χρόνια όμως ο αριθμός των σεισμολογικών σταθμών που λειτουργούν στην περιοχή δεν παρουσίαζε ουσιαστική μεταβολή. Όμως, τα τελευταία χρόνια τόσο η έντονη τεχνολογική ανάπτυξη στον τομέα των σεισμομέτρων και της μετάδοσης των σεισμολογικών δεδομένων, όσο και η ανάπτυξη ενός εθνικού δικτύου σεισμολογικών σταθμών, είχε ως αποτέλεσμα την εγκατάσταση αρκετών νέων σεισμολογικών σταθμών στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Ιδιαίτερα στο δυτικό τμήμα αυτού το σεισμολογικό δίκτυο είναι πλέον ιδιαίτερα πυκνό.

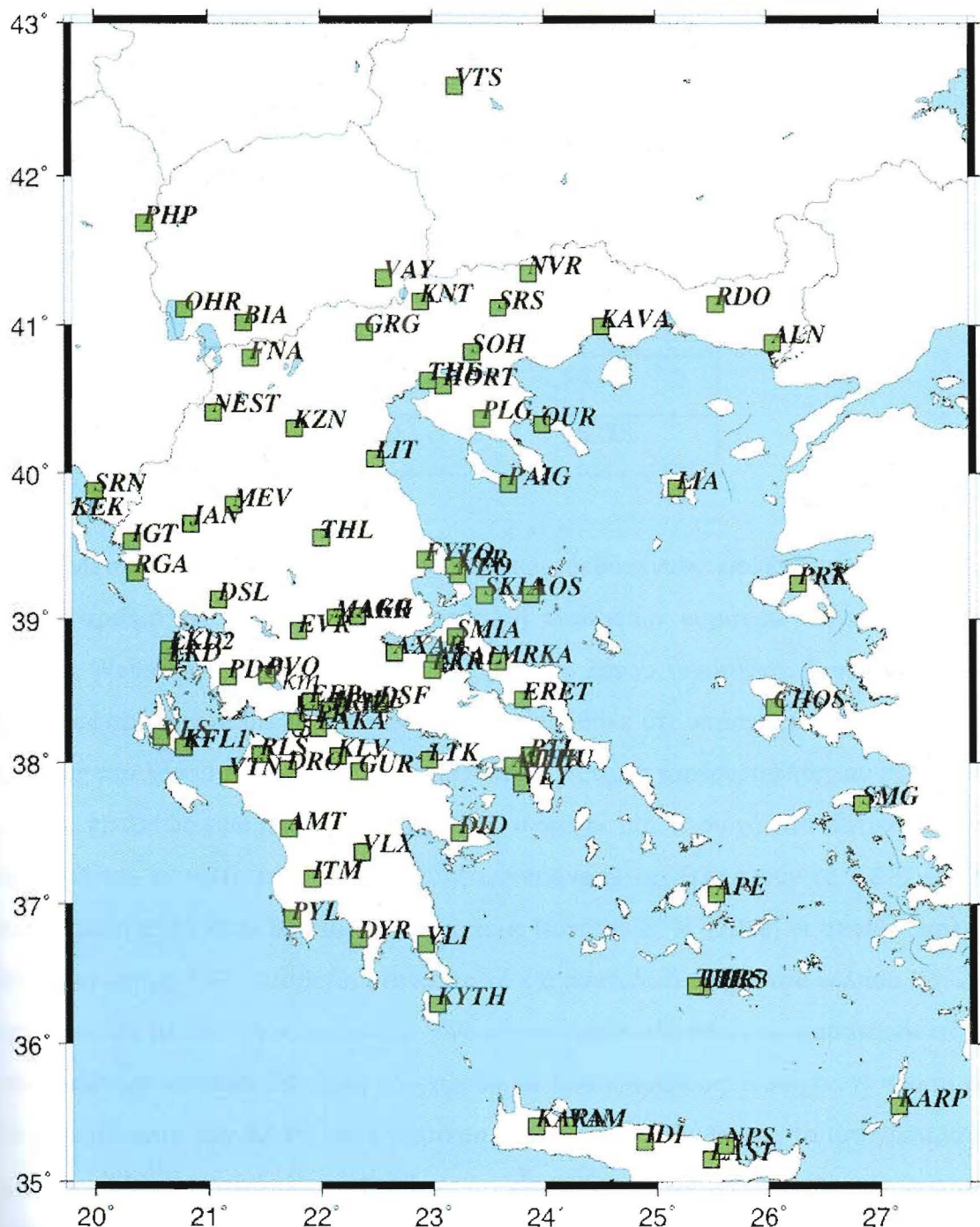
Η πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου στο χώρο αυτό επιτρέπει πλέον την ανάλυση σεισμών πολύ μικρών μεγεθών και τον προσδιορισμό των εστιακών τους παραμέτρων με μεγάλη ακρίβεια. Για να είναι όμως τα αποτελέσματα τα πλέον αξιόπιστα,

όπως έχει δειχτεί σε πρόσφατες εργασίες (Karakostas et al., 2003; Καρακώστας, 2008; Karakostas and Papadimitriou, 2010) είναι απαραίτητο να γίνει επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών με τη χρήση ακριβέστερου μοντέλου ταχυτήτων και χρονικών υπολοίπων των σεισμικών κυμάτων στους σταθμούς καταγραφής. Με τον τρόπο αυτό βελτιώνεται σημαντικά η ακρίβεια ιδιαίτερα στα εστιακά βάθη των σεισμών.

Στην εργασία αυτή γίνεται νέος προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών οι οποίοι περιέχονται στον κατάλογο σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ, για χρονικό διάστημα δύο ετών (1/1/2008–31/12/2009). Επιλέχθηκε αυτή η χρονική περίοδος επειδή το σεισμολογικό δίκτυο στο χώρο αυτό είχε ήδη αναπτυχθεί. Ο χώρος μελέτης ορίζεται από τους μεσημβρινούς 21.7°E–23.7°E και τους παραλλήλους 37.9°N–38.6°N. Στο Σχήμα 2.1 έχει γίνει χαρτογράφηση των σεισμολογικών σταθμών οι οποίοι έχουν χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία.

2.3 Επεξεργασία Δεδομένων Παρατήρησης

Για την επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα HYPOINVERSE (Klein, 2002) και εφαρμόστηκε η ακόλουθη τεχνική. Αρχικά επιλέχθηκαν οι σεισμοί από το σεισμολογικό δελτίο του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ. Έγινε μετατροπή των αρχείων των φάσεων σε μορφή κατάλληλη για το πρόγραμμα Hyroinverse. Για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων που έχει προταθεί από τους Novotny et al. (2008) (Πίνακας 2.1) οι οποίοι ανέλυσαν την τοπική σεισμικότητα στο δυτικό Κορινθιακό κόλπο με βάση τις καταγραφές τοπικού σεισμολογικού δικτύου το οποίο λειτουργεί μόνιμα στην περιοχή. Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, επειδή χρησιμοποιούνται σταθμοί σε μεγαλύτερες αποστάσεις, έχουν προστεθεί δύο ακόμα στρώματα στο μοντέλο που χρησιμοποιείται. Το πρώτο αρχίζει στο βάθος των 30 km με ταχύτητα των P- κυμάτων 7.0 km/sec και το δεύτερο αποτελεί ημιχώρο που αρχίζει σε βάθος 40 km με ταχύτητα 8.0 km/sec.

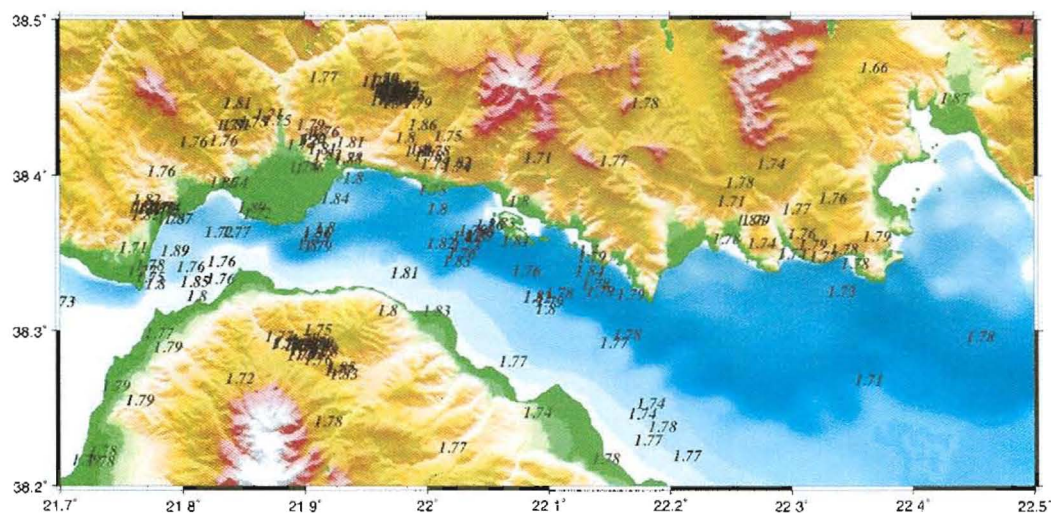


Σχ. 2.1 Χάρτης με τις θέσεις των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην εργασία αυτή.

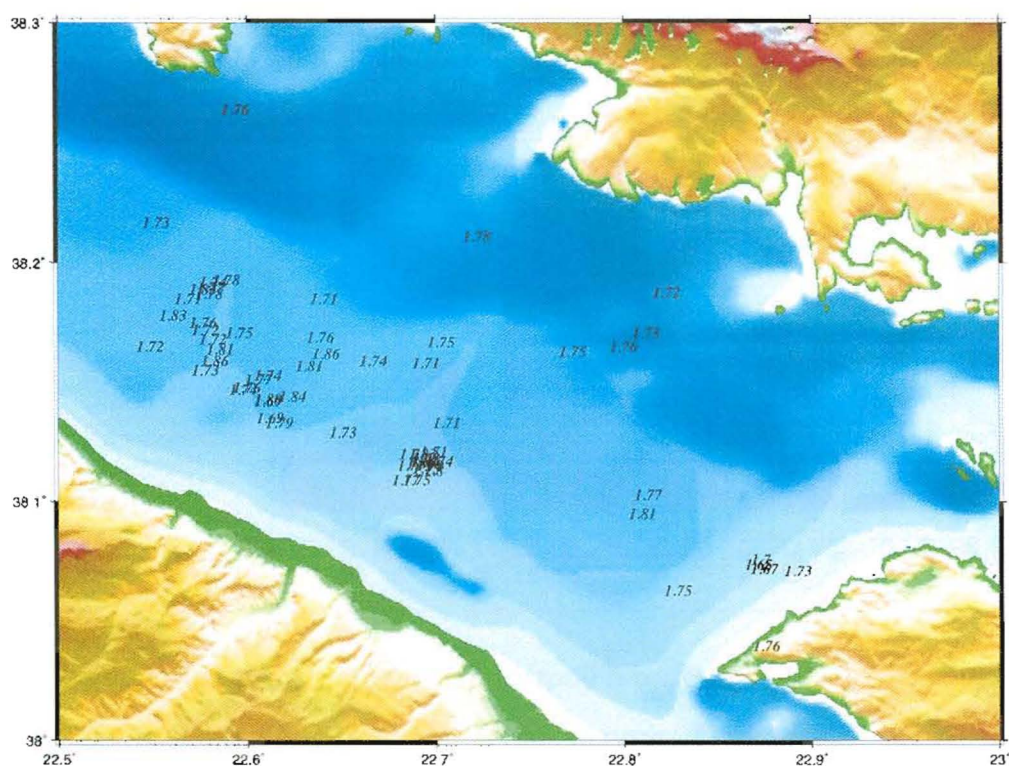
Πίνακας 2.1 Μοντέλο ταχυτήτων του φλοιού στην περιοχή μελέτης (Novotny et al., 2008).

Vp (km/sec)	h (km)
5.36	0.00
5.37	3.55
5.59	6.65
5.97	8.02
6.30	10.22
6.50	15.00

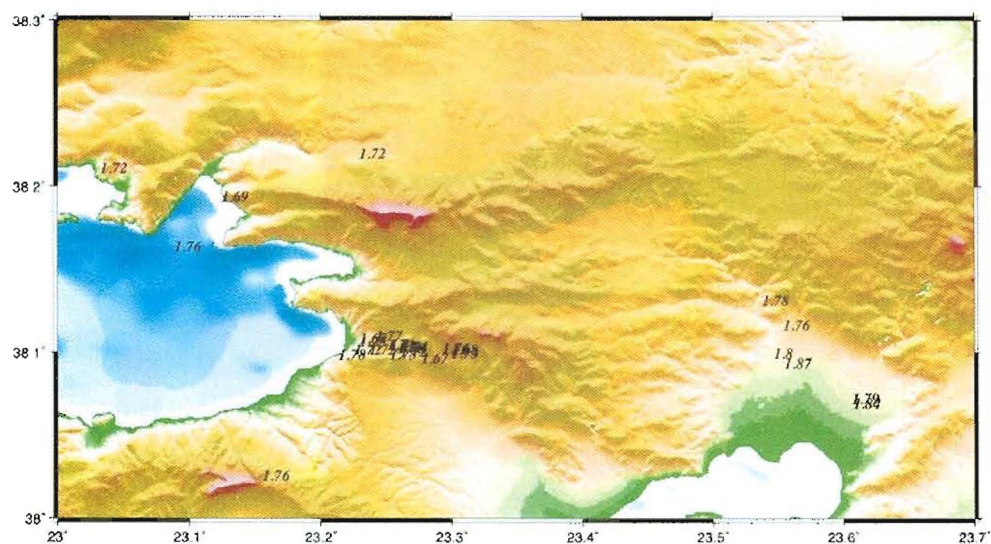
Μετά από μία αρχική επεξεργασία των δεδομένων, επιλέχθηκαν οι σεισμοί με μεγάλο αριθμό καταγραφών (πάνω από 10) εγκαρσίων κυμάτων και εφαρμόστηκε η μέθοδος Wadati για να γίνει ο προσδιορισμός του λόγου ταχυτήτων. Συνολικά η μέθοδος Wadati εφαρμόστηκε σε 220 σεισμούς. Παρατηρήθηκε ότι υπάρχει μια χωρική μεταβολή της τιμής του λόγου ταχυτήτων για το λόγο αυτό οι τιμές χαρτογραφήθηκαν σε χάρτες (Σχ. 2.2α, β, γ). Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, υπάρχει μια περιοχή στο δυτικό τμήμα του κόλπου όπου οι τιμές του λόγου ταχυτήτων φτάνουν και ξεπερνούν το 1.8 (Σχ. 2.2α). Η παρατήρηση αυτή είναι σε συμφωνία με τους Novotny et al. (2008) οι οποίοι υπολόγισαν μέση τιμή ίση με 1.83. Αντίθετα, στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του κόλπου (Σχ. 2.2β, γ) παρατηρείται μείωση των τιμών του λόγου ταχυτήτων. Με βάση τις παρατηρήσεις αυτές, αποφασίστηκε να γίνει διάκριση του χώρου σε δύο επιμέρους περιοχές. Η πρώτη δυτικά του μεσημβρινού των 22.5°E και η δεύτερη ανατολικά αυτού. Έγιναν τα ιστογράμματα των τιμών των λόγων ταχυτήτων και βρέθηκε ότι για το δυτικό τμήμα (Σχ. 2.3) η μέση τιμή είναι 1.78 ± 0.04 ενώ για το ανατολικό τμήμα (Σχ. 2.4) η μέση τιμή είναι 1.76 ± 0.05 . Λαμβάνοντας υπόψη αυτή τη διαφορά του λόγου ταχυτήτων, η επεξεργασία που ακολούθησε έγινε χωριστά για τις δύο επιμέρους περιοχές.



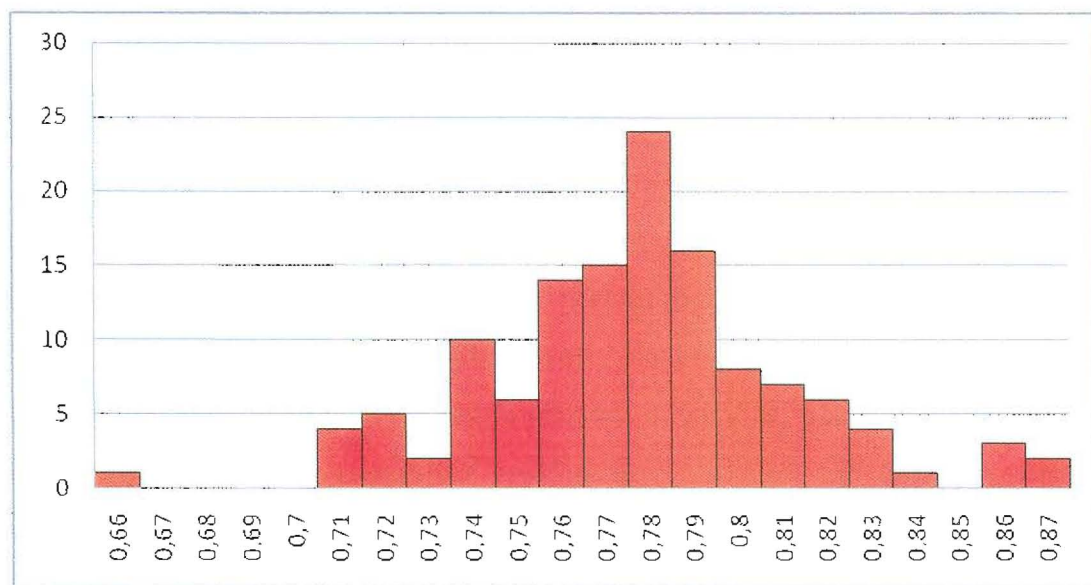
Σχ. 2.2α Κατανομή των λόγων ταχυτήτων με εφαρμογή της μεθόδου Wadati στο δυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης.



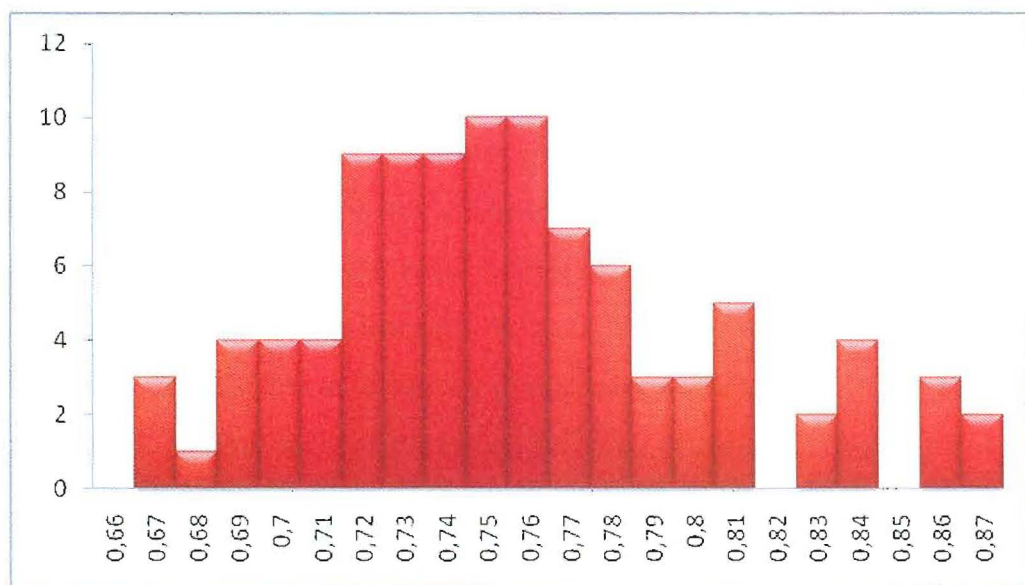
Σχ. 2.2β Κατανομή των λόγων ταχυτήτων με εφαρμογή της μεθόδου Wadati στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης.



Σχ. 2.2γ Κατανομή των λόγων ταχυτήτων με εφαρμογή της μεθόδου Wadati στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης.



Σχ. 2.3 Ιστογράμμο της κατανομής της παραμέτρου b της σχέσης Wadati στο δυτικό τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής. Ο λόγος ταχυτήτων αντιστοιχεί στην τιμή αυτή αυξημένη κατά μία μονάδα.



Σχ. 2.4 Ιστόγραμμα της κατανομής της παραμέτρου b της σχέσης *Wadati* στο ανατολικό τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής. Ο λόγος ταχυτήτων αντιστοιχεί στην τιμή αυτή αυξημένη κατά μία μονάδα.

2.4 Υπολογισμός Χρονικών Υπολοίπων

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

Το μοντέλο ταχυτήτων το οποίο χρησιμοποιείται, δίνει πληροφορίες μόνο για τη μεταβολή των ταχυτήτων σε συνάρτηση με το βάθος. Είναι όμως γνωστό, ότι υπάρχουν και οριζόντιες μεταβολές, οι οποίες παρά το ότι δεν είναι τόσο σημαντικές όσο οι μεταβολές με το βάθος, παίζουν σημαντικό ρόλο στον ακριβή προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Για να ληφθούν υπόψη οι οριζόντιες μεταβολές της ταχύτητας, χωρίς να χρησιμοποιηθεί τρισδιάστατο μοντέλο της δομής, μπορούν να υπολογιστούν χρονικές διορθώσεις οι οποίες προστίθενται αλγεβρικά στους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Ιδανική περίπτωση για τον υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων αποτελεί η χρήση καταγραφών στους σεισμολογικούς σταθμούς από εκρήξεις οι οποίες έχουν γίνει σε γνωστό χρόνο και τόπο. Επειδή όμως κάτι τέτοιο είναι σπάνιο να συμβαίνει, γίνεται προσπάθεια αξιοποίησης των ίδιων των δεδομένων των σεισμών. Συγκεκριμένα, ακολουθείται μία σταδιακή προσέγγιση, όπου μετά τον πρώτο υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων γίνεται προσδιορισμός των χρονικών διορθώσεων. Στη συνέχεια χρησιμοποιούνται αυτές οι διορθώσεις οι οποίες

αναμένεται να δώσουν ακριβέστερα στοιχεία και ακολουθεί νέος υπολογισμός των διορθώσεων που προστίθενται στις προηγούμενες. Η διαδικασία αυτή ακολουθείται μέχρι να μην υπάρχει ουσιαστική μεταβολή στις διορθώσεις. Όμως, έχει παρατηρηθεί ότι τα αποτελέσματα της διαδικασίας αυτής εξαρτώνται από την ποιότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται, επειδή η κάθε φορά διόρθωση εξαρτάται από δεδομένα που έχουν προκύψει από τη χρήση του συγκεκριμένου μοντέλου ταχυτήτων. Για να ξεπεραστούν οι δυσκολίες αυτές εφαρμόζονται διάφορες διαδικασίες όπως χρήση επιλεγμένων σεισμών με αρκετά μεγάλο αριθμό φάσεων ή σεισμοί που έχουν καταγραφεί και από πυκνό τοπικό δίκτυο.

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια να αντιμετωπισθεί το πρόβλημα με τη χρήση του χρόνου γένεσης όπως αυτός υπολογίζεται από τη μέθοδο Wadati και ο οποίος είναι ανεξάρτητος από το μοντέλο ταχυτήτων στην περιοχή. Όπως είναι γνωστό ο χρόνος γένεσης που υπολογίζεται με τη μέθοδο Wadati εξαρτάται μόνο από την ακρίβεια ανάγνωσης των φάσεων των P- και S- σεισμικών κυμάτων. Θεωρήθηκαν ως ακριβέστεροι και χρησιμοποιήθηκαν οι χρόνοι γένεσης των σεισμών οι οποίοι είχαν απόκλιση ± 0.02 από τη μέση τιμή που έχει υπολογιστεί και καταγραφές εγκαρσίων κυμάτων περισσότερες από 10. Το εύρος των τιμών αυτών είναι σημαντικά μικρότερο από αυτό που καθορίζεται λαμβάνοντας υπόψη την τυπική απόκλιση των δεδομένων.

Έχοντας υπόψη το χρόνο γένεσης που υπολογίζεται με τη μέθοδο Wadati, ως χρονική διόρθωση σε κάθε σεισμολογικό σταθμό λαμβάνεται η διαφορά μεταξύ του θεωρητικά υπολογισμένου (με βάση το μοντέλο ταχυτήτων) χρόνου και του παρατηρημένου χρόνου διαδρομής που λαμβάνεται ίσος με τη διαφορά του χρόνου γένεσης (από Wadati) από το χρόνο άφιξης σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Βεβαίως, ως χρονική διόρθωση λαμβάνεται η μέση τιμή που προκύπτει από ένα μεγάλο αριθμό παρατηρήσεων. Κατά την εφαρμογή της διαδικασίας αυτής ο χρόνος γένεσης παραμένει σταθερός, μπορεί όμως να αλλάζουν οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών. Για το λόγο αυτό επαναλαμβάνεται η διαδικασία μέχρι να μην υπάρχει ουσιαστική μεταβολή των χρονικών διορθώσεων. Στην εργασία αυτή ακολουθήθηκαν διαδοχικές προσεγγίσεις μέχρι που οι τιμές των διορθώσεων να γίνουν μικρότερες από 0.01 sec.

Πίνακας 2.2 Οι σεισμολογικοί σταθμοί και τα χρονικά υπόλοιπα τα οποία υπολογίστηκαν σε αυτούς στη δυτική και ανατολική περιοχή αντίστοιχα.

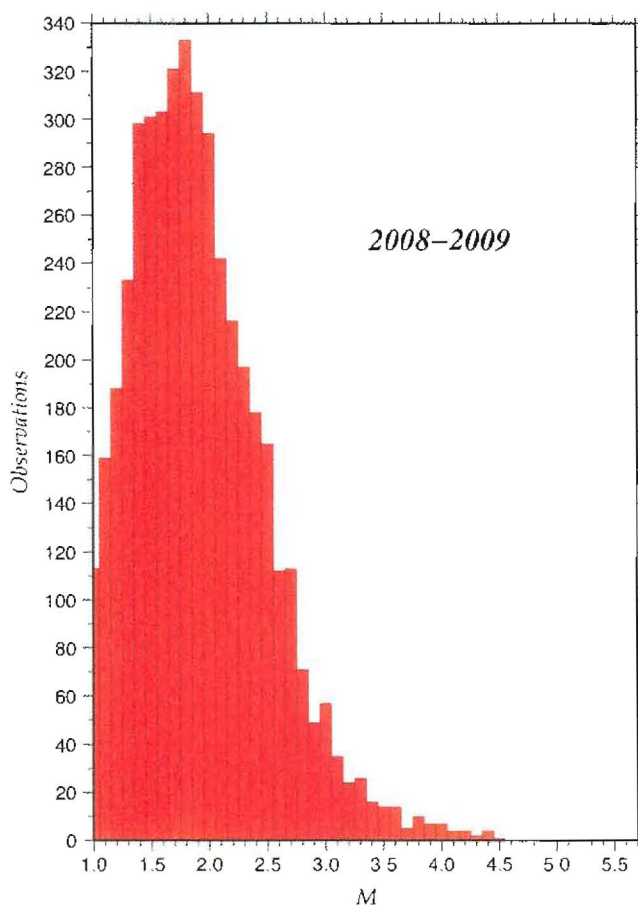
AGG	-0,14	0,58
ALN	-0,84	-1
AMT	0,57	1,29
AOS	-0,29	-0,02
APE	0,06	0,54
ATAL	0,28	-0,36
ATH	1,31	0,66
ATHU	0,28	1,37
AXAR	0,29	0,07
BIA	1,44	
CHOS	0,57	0,38
DID	0,64	0,41
DRO	-0,06	
DSF	-0,3	-0,09
DSL	1,17	
DYR	0,37	0,89
EFP	-0,19	0,72
ERET	0,56	0,17
EVR	0,3	1,08
FNA	1,08	1,31
FYTO	0,93	
GRG	0,23	0,54
GUR	-0,22	0,25
HORT	-0,07	0,08
IDI	0,48	
IGT	0,71	3,33
ITM	0,41	1,19
JAN	2,36	
KALE	-0,04	0,31
KARN	-0,13	1,19
KAVA	-0,14	
KEK	-0,19	2,48
KFL	0,42	2,72
KFL1	0,67	
KLV	-0,3	
KNT	0,49	0,89
KYTH	1,2	1,53
KZN	1,19	
LAKA	-0,09	0,6
LAST	-0,49	1,38
LIA	-0,44	0,37
LIT	0,38	0,49
LKD	0,21	
LKD2	0,66	2,75
LKR	0,15	-0,36
LTK	0,5	-0,13
MAKR	0,73	1,21
MEV	0,49	1,76
MRKA	0,81	0,54
NEO	1,25	0,72

υπολογίστηκαν με τη χρήση του χρόνου γένεσης που προκύπτει από τη μέθοδο Wadati. Τέλος, θα πρέπει να αναφέρουμε, ότι ο υπολογισμός και η χρήση χρονικών διορθώσεων στους σεισμολογικούς σταθμούς πρέπει να γίνεται με προσοχή ώστε οι καταγραφές από κάθε σεισμό της περιοχής μελέτης στον ίδιο σεισμολογικό σταθμό να αφορούν την ίδια φάση. Αυτό σημαίνει ότι δεν πρέπει να υπάρχουν σημαντικές διαφορές στην επικεντρική απόσταση μεταξύ του πλησιέστερου και του πλέον απομακρυσμένου σεισμού από κάθε σεισμολογικό σταθμό, δηλαδή, πρέπει οι διαστάσεις της περιοχής για την οποία ορίζονται οι χρονικές διορθώσεις να είναι σχετικά μικρές.

Από τις τιμές των χρονικών διορθώσεων στους διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς προκύπτει ότι αυτές είναι θετικές και ιδιαίτερα μεγάλες (της τάξης των 2-3 sec) στους σεισμολογικούς σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται στα βορειοδυτικά της περιοχής μελέτης, λόγω του μεγαλύτερου πάχους του φλοιού από το θεωρητικά χρησιμοποιούμενο κάτω από την Πίνδο. Αρνητικές τιμές παρατηρούνται σε ένα μικρό αριθμό σεισμολογικών σταθμών ορισμένοι από τους οποίους βρίσκονται κοντά στην περιοχή μελέτης. Γενικά, υπάρχει συμφωνία μεταξύ των τιμών που έχουν υπολογιστεί για τη δυτική και ανατολική περιοχή.

2.5 Επαναπροσδιορισμός εστιακών παραμέτρων και σύνταξη καταλόγου σεισμών

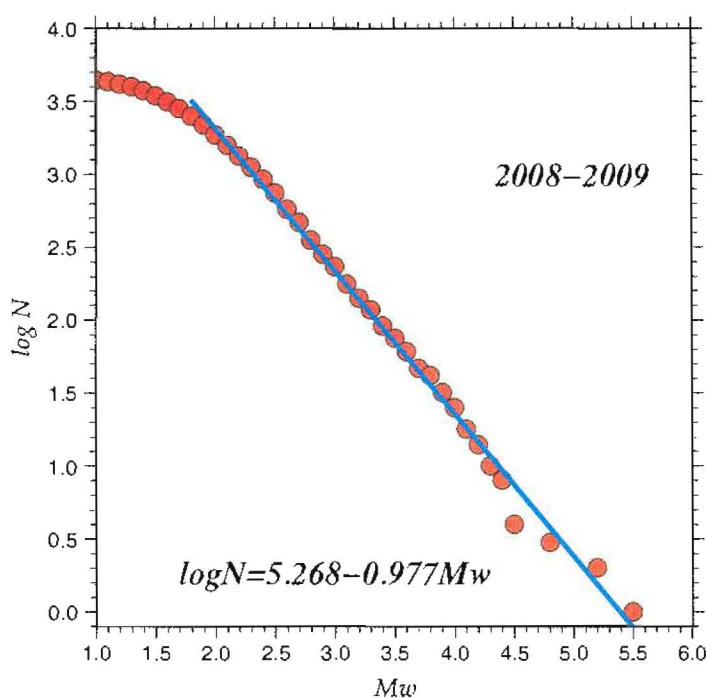
Μετά τον υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων, έγινε η επεξεργασία όλων των σεισμών της περιοχής τόσο στο δυτικό όσο και στο ανατολικό τμήμα. Με βάση τα τελικά αποτελέσματα συντάχθηκε κατάλογος των σεισμών της περιοχής μελέτης σε χρονολογική σειρά. Στον κατάλογο αυτό, ο οποίος περιλαμβάνει 4687 σεισμούς, προστέθηκαν τα μεγέθη των σεισμών όπως αυτά έχουν υπολογισθεί και δημοσιευθεί στα σεισμολογικά δελτία του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ. Στο χρονικό διάστημα των δύο ετών οι δύο ισχυρότεροι σεισμοί είχαν μεγέθη $M=5.5$ και $M=5.2$. Τα μεγέθη των υπόλοιπων σεισμών ήταν μικρότερα του $M=5.0$. Στην περιοχή έχουν υπολογισθεί μεγέθη και για αρκετά μικρούς σεισμούς ακόμα και μικρότερους του $M=1.0$.



Σχ. 2.5 Ιστογράμμο της κατανομής των μεγεθών στην εξεταζόμενη περιοχή στο χρονικό διάστημα 2008–2009.

Στο Σχήμα 2.5 έχει γίνει το ιστογράμμο της κατανομής των μεγεθών που περιλαμβάνονται στον τελικό κατάλογο και έχουν μέγεθος $M \geq 1.0$. Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, η μέγιστη τιμή των παρατηρήσεων παρουσιάζεται στο μέγεθος $M=1.8$ δείχνοντας και το κατώτερο μέγεθος της πληρότητας των δεδομένων.

Έγινε το διάγραμμα της αθροιστικής συχνότητας των σεισμών (Σχ. 2.6) και υπολογίστηκαν οι παράμετροι σεισμικότητας $a=5.268$ και $b=0.977$. Η τιμή της παραμέτρου b είναι αντιπροσωπευτική και μπορεί να θεωρηθεί αξιόπιστη επειδή, παρά το γεγονός ότι το χρονικό διάστημα που εξετάζεται είναι σχετικά μικρό, το εύρος της κατανομής των μεγεθών είναι μεγάλο και φτάνει τις 3.7 μονάδες.



Σχ. 2.6 Αθροιστική συχνότητα των σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος στην περιοχή μελέτης για το χρονικό διάστημα 2008–2009. Η ευθεία γραμμή αντιστοιχεί στην καμπύλη της εξίσωσης του πλήρους δείγματος δεδομένων.

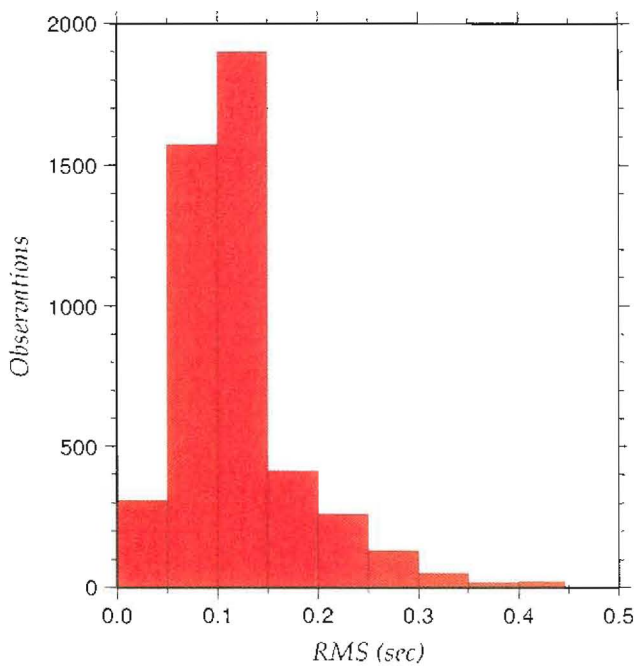
2.6 Εκτίμηση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων

Για την εκτίμηση της ακρίβειας των αποτελεσμάτων έγιναν τα ιστογράμματα κατανομής των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης, στο επίκεντρο και στο εστιακό βάθος των σεισμών. Το ιστόγραμμα κατανομής των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (rms) δείχνει ότι σχεδόν όλοι οι σεισμοί έχουν σφάλματα μικρότερα από 0.2 sec ενώ στην πλειονότητά τους τα σφάλματα είναι μικρότερα των 0.15 sec.

Στο διάγραμμα κατανομής των σφαλμάτων στο επίκεντρο (erh), έχουν χαρτογραφηθεί οι τιμές μέχρι 10 km, φαίνεται όμως ότι ελάχιστες είναι οι τιμές πάνω από τα 5 km. Το μέγιστο των παρατηρήσεων παρουσιάζεται στις τιμές μεταξύ 0.5 και 1.0 km ενώ η μεγάλη πλειονότητα των σφαλμάτων είναι μικρότερη από τα 1.5 km.

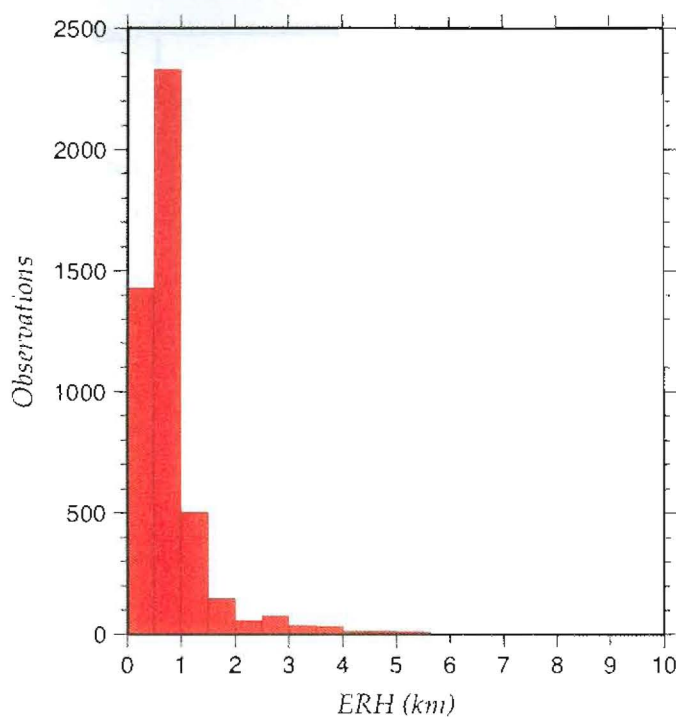
Στο διάγραμμα κατανομής των σφαλμάτων στο εστιακό βάθος (erz), έχουν χαρτογραφηθεί οι τιμές μέχρι 15 km, φαίνεται όμως ότι ελάχιστες είναι οι τιμές πάνω από

τα 6 km. Το μέγιστο των παρατηρήσεων παρουσιάζεται στις τιμές μεταξύ 0.5 και 1.0 km ενώ η μεγάλη πλειονότητα των σφαλμάτων είναι μικρότερη από τα 3 km.



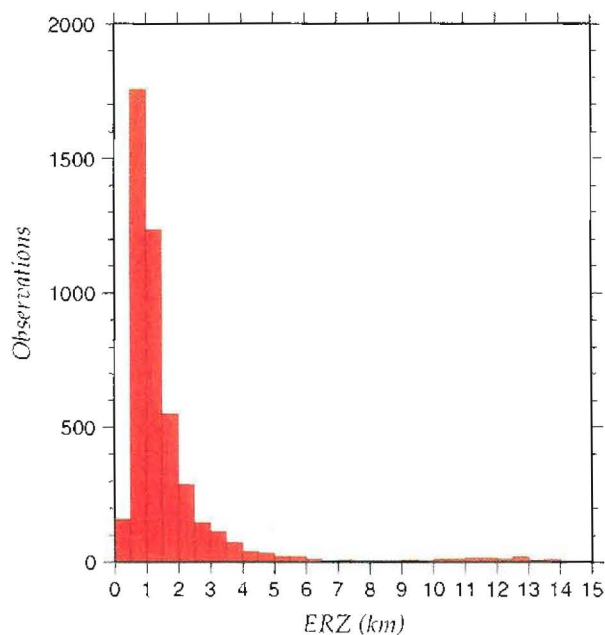
Σχ. 2.7 Ιστόγραμμα της κατανομής των σφαλμάτων στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης των σεισμών.

Παρά το γεγονός ότι οι τιμές των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης στο επίκεντρο και στο εστιακό βάθος έχουν μόνο μαθηματική και όχι φυσική σημασία, είναι ιδιαίτερα μικρές και ως εκ τούτου ενδεικτικές για την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων.

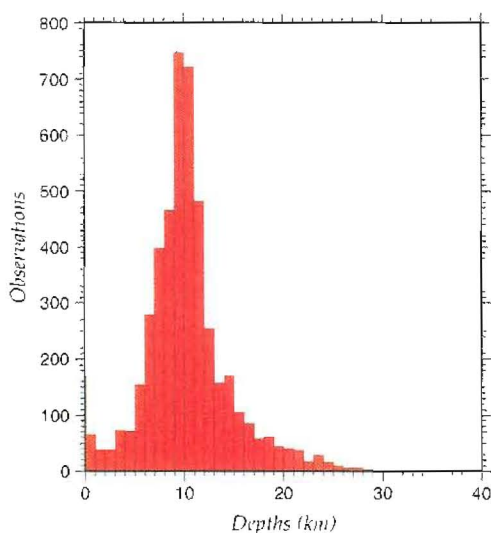


Σχ. 2.8 Ιστόγραμμα της κατανομής των σφαλμάτων στον υπολογισμό των επικέντρων των σεισμών.

Στο Σχήμα 2.10 έχει γίνει το ιστόγραμμα κατανομής των εστιακών βαθών των σεισμών. Έχουν χρησιμοποιηθεί όλοι οι σεισμοί ανεξάρτητα από τα σφάλματα των υπολογισμών. Το σύνολο σχεδόν των σεισμών κατανέμεται σε εστιακά βάθη μέχρι τα 30 km από την επιφάνεια της Γης. Το πλέον ενεργό τμήμα του σεισμογόνου στρώματος βρίσκεται γύρω από τα 10 km βάθος, ενώ υπάρχει και ένας αριθμός σεισμών μέχρι την επιφάνεια της Γης.

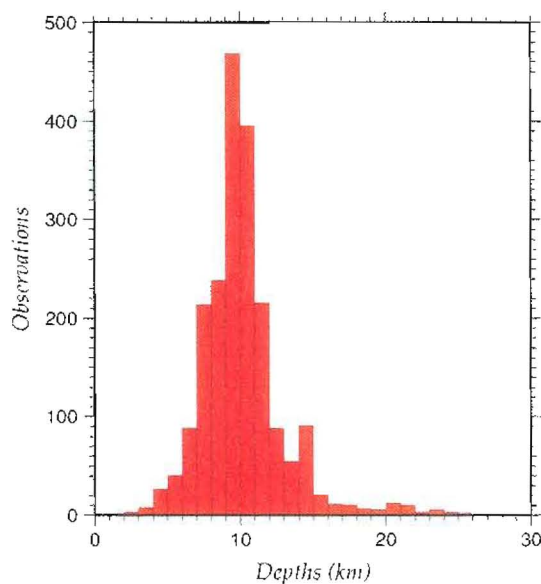


Σχ. 2.9 Ιστόγραμμα της κατανομής των σφαλμάτων στον υπολογισμό των εστιακών βαθών των σεισμών.



Σχ. 2.10 Ιστόγραμμα της κατανομής των εστιακών βαθών όλων των σεισμών της περιοχής μελέτης.

Για να ελεγχθεί η ακρίβεια των αποτελεσμάτων στην κατανομή των εστιακών βαθών όπως αυτή παρουσιάζεται στο προηγούμενο σχήμα, το διάγραμμα αυτό έγινε με τη χρήση μόνο των εστιακών βαθών των σεισμών για τους οποίους τα σφάλματα έχουν τιμές $erz \leq 2.0$ km (Σχ. 2.11). Είναι φανερό ότι μεταξύ των δύο σχημάτων υπάρχουν ουσιαστικές διαφορές. Το βάθος του σεισμογόνου στρώματος περιορίζεται μέχρι τα 20 km από την επιφάνεια της Γης και απουσιάζει εντελώς η σεισμικότητα στα δύο πρώτα χιλιόμετρα από την επιφάνεια της Γης.



Σχ. 2.11 Ιστόγραμμα της κατανομής των εστιακών βαθών των σεισμών της περιοχής μελέτης με σφάλμα στον υπολογισμό του εστιακού βάθους $ERZ < 2.0$ km.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3°

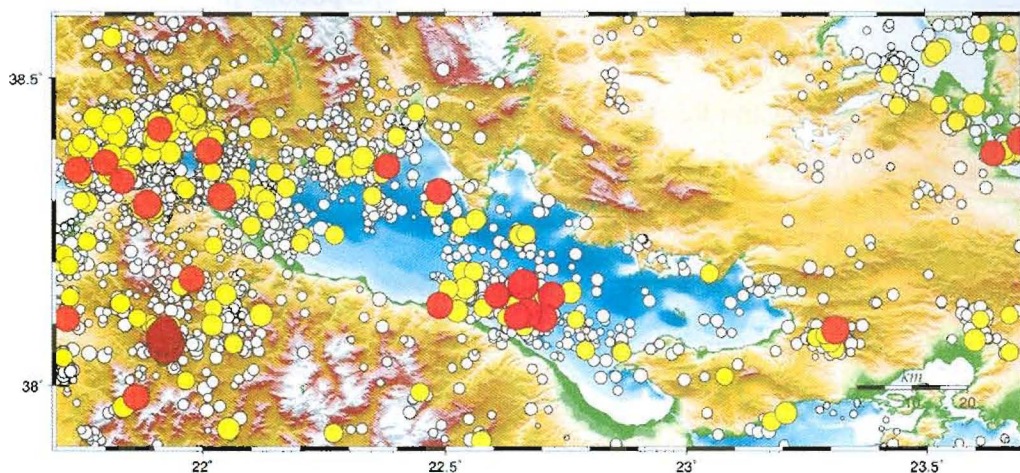
ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΔΟΜΩΝ ΤΟΥ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

3.1 Εισαγωγή

Σκοπός του κεφαλαίου αυτού είναι η παρουσίαση των αποτελεσμάτων μετά τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που περιλαμβάνονται στο δείγμα δεδομένων. Η χωρική κατανομή των σεισμών τόσο σε γεωγραφικό χάρτη όσο και σε κατακόρυφες τομές συμβάλλει σημαντικά τόσο στον προσδιορισμό ενεργών δομών όσο και στον καθορισμό των γεωμετρικών τους ιδιοτήτων.

3.2 Χωρική κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας

Με βάση την επεξεργασία που αναλύθηκε στην προηγούμενη ενότητα επαναπροσδιορίστηκαν οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών οι οποίοι έγιναν στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου κατά το χρονικό διάστημα 1/1/2008 – 31/12/2009. Στο χάρτη του Σχήματος 3.1 έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα των σεισμών για τους οποίους το μέσο τετραγωνικό σφάλμα στο χρόνο γένεσης (t_{rms}) ήταν μικρότερο των 0.2 sec, και οι αβεβαιότητες στον προσδιορισμό των συντεταγμένων του επικέντρου (erh) και του εστιακού βάθους (erz) μικρότερες από 2.0 km. Εξετάζοντας τη χωρική κατανομή των επικέντρων παρατηρείται ότι το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής δραστηριότητας εμφανίζεται στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου, παρατηρείται επίσης μία σχετικά «ήρεμη» περιοχή στην περιοχή του Ξυλόκαστρου και μία συγκέντρωση κοντά στο υποθαλάσσιο ρήγμα της Περαχώρας.



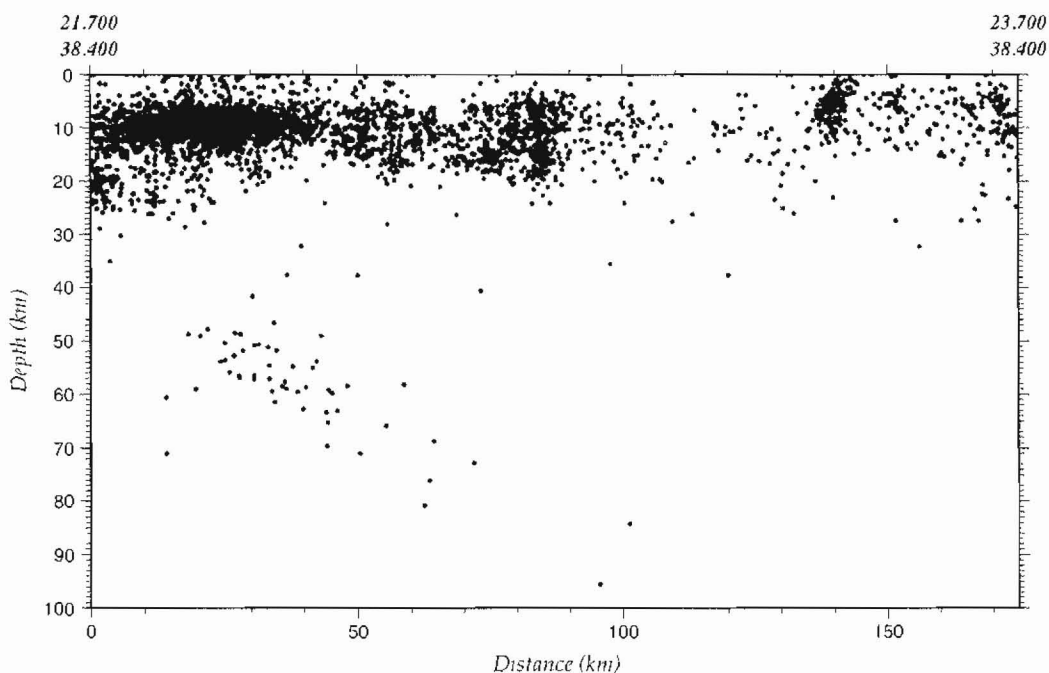
Σχ. 3.1 Χωρική κατανομή όλων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης κατά το χρονικό διάστημα 1/1/2008 – 31/12/2009. Οι κύκλοι σκούρου κόκκινου χρώματος παριστάνουν τα επίκεντρα των σεισμών με $M \geq 5.0$, κόκκινου χρώματος σεισμών με $4.0 \leq M \leq 4.9$, κίτρινου χρώματος σεισμών με $3.0 \leq M \leq 3.9$ και άσπρου χρώματος σεισμών με $M \leq 2.9$.

3.3 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμών

Με σκοπό ανάδειξη των ιδιοτήτων της κατανομής της σεισμικής δραστηριότητας με το βάθος, στο Σχήμα 3.2 απεικονίζεται κατακόρυφη τομή κατά μήκος του Κορινθιακού κόλπου, διεύθυνσης Α – Δ, στην οποία προβάλλονται οι εστίες των σεισμών που έχουν επαναπροσδιορισθεί στα πλαίσια εκπόνησης της παρούσας εργασίας. Στην τομή αυτή έχουν χρησιμοποιηθεί όλοι οι σεισμοί ανεξαρτήτως σφάλματος. Τα εστιακά βάθη των σεισμών στο φλοιό κυμαίνονται στο ίδιο εύρος τιμών κατά μήκος του κόλπου. Από το σχήμα αυτό γίνονται εμφανείς οι συγκεντρώσεις και τα σχετικά «κενά» στην κατανομή σε τμήματα της περιοχής, όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη παράγραφο για τη χωρική κατανομή σε γεωγραφικό χάρτη. Γίνεται επίσης εμφανές ότι τα εστιακά βάθη στην περιοχή αυτή, συγκεντρώνονται κυρίως μεταξύ των 5 και 15 km, ορίζοντας με τον τρόπο αυτό το σεισμογόνο στρώμα στην περιοχή. Παρατηρείται ένας αξιοσημείωτος αριθμός σεισμικών εστιών σε βάθη μεγαλύτερα των 20 km στο δυτικό τμήμα της περιοχής, υποδεικνύοντας μεγαλύτερο πάχος φλοιού.

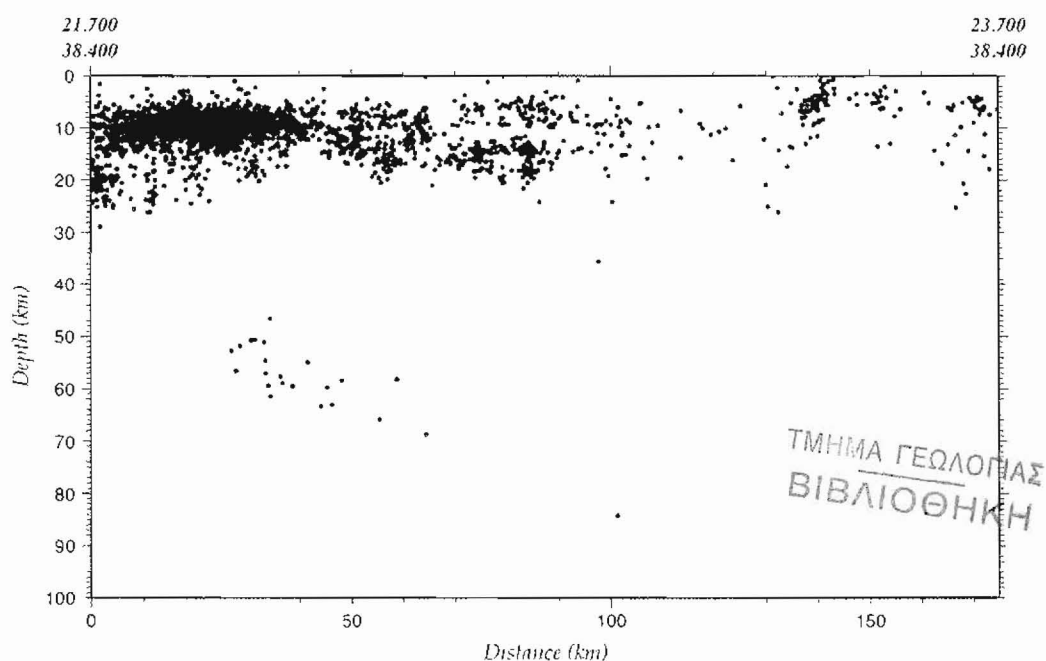
Το πλέον σημαντικό όμως από το σχήμα αυτό είναι ότι αναγνωρίζεται από τις εστίες των σεισμών που έχουν προσδιορισθεί η ζώνη Benioff της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής

πλάκας κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Είναι ιδιαίτερα εμφανής η κατανομή των εστιών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους κατά μήκος της καταδυόμενης λιθόσφαιρας, η οποία ορίζεται με μεγάλη ευκρίνεια σε βάθη μεταξύ 50 και 80 km, ενώ υπάρχουν εστίες σεισμών μέχρι και το βάθος των 100 km. Η εστιακή αυτή κατανομή δείχνει τη μικρή γωνία κλίσης της καταδυόμενης λιθόσφαιρας όπως έχει αναγνωρισθεί και σε προηγούμενες εργασίες (Parazachos et al., 2000; Nikolintaga et al., 2008). Είναι ενδιαφέρον ότι το αποτέλεσμα αυτό έχει προκύψει χωρίς να γίνει ιδιαίτερη προσπάθεια καθορισμού των εστιακών βαθών των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Ενδεχομένως, η εφαρμογή της διαδικασίας προσδιορισμού χρονικών διορθώσεων μόνο για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους, θα δώσει ακόμα ακριβέστερα αποτελέσματα και εστίες σεισμών σε βάθη μεγαλύτερα των 100 km που όπως είναι γνωστό πρέπει να υπάρχουν στην περιοχή.



Σχ. 3.2 Κατακόρυφη κατανομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος τομής τα άκρα της οποίας δίνονται στα πάνω άκρα του διαγράμματος. Παρατηρείται η μέγιστη συγκέντρωση των σεισμικών εστιών σε βάθη μεταξύ 5 και 15 km κυρίως, καθώς και η κατανομή των εστιών σεισμών ενδιάμεσου βάθους κατά την καταδυόμενη λιθόσφαιρα.

Η τομή του Σχήματος 3.3 έχει γίνει ακριβώς στην ίδια θέση με την προηγούμενη αλλά έχουν χρησιμοποιηθεί σεισμοί των οποίων οι εστιακές συντεταγμένες έχουν υπολογισθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια ($rms \leq 0.2$ sec, $erh \leq 2.0$ km και $erz \leq 2.0$ km). Είναι σαφές, όπως έχει φανεί και από το ιστόγραμμα της κατανομής των εστιακών βαθών, ότι απουσιάζουν οι εστίες των σεισμών από τα επιφανειακότερα στρώματα της Γης και περιορίζεται το βάθος του σεισμογόνου στρώματος στα 20 km περίπου. Μόνο στο δυτικό τμήμα η σεισμική δραστηριότητα του φλοιού φθάνει σε λίγο μεγαλύτερα βάθη και πιθανώς συνδέεται με την καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα η οποία αναγνωρίζεται ικανοποιητικά και στο σχήμα αυτό.



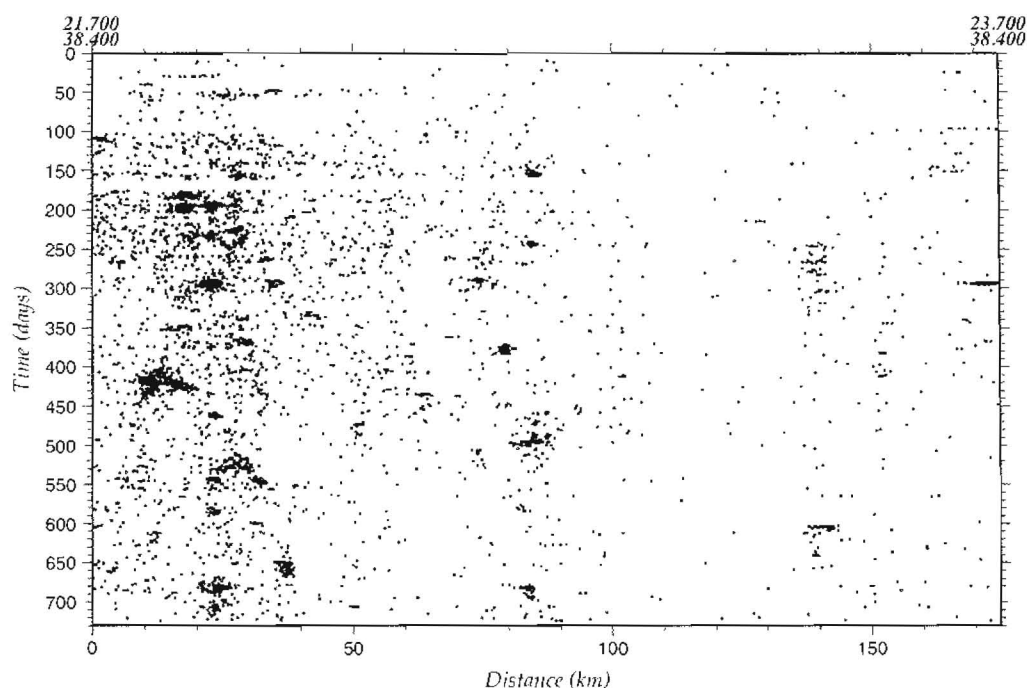
Σχ. 3.3 Κατακόρυφη κατανομή των εστιών των σεισμών όπως και στο Σχ. 3.2, αλλά για σεισμούς οι εστιακές παράμετροι των οποίων προσδιορίστηκαν με μεγαλύτερη ακρίβεια.

Η ζώνη Benioff, είναι και πάλι καλά καθορισμένη παρά το γεγονός ότι ο αριθμός των σεισμικών εστιών κατά μήκος αυτής έχει μειωθεί. Πάντως και στα δύο σχήματα υπάρχει ένα κενό στη συνέχεια της σεισμικής δραστηριότητας επάνω στην καταδυόμενη πλάκα που απαιτεί επιπλέον διερεύνηση με την εφαρμογή λεπτομερέστερης διαδικασίας για τον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών ιδιαίτερα των εστιακών βαθών. Η επεξεργασία των δεδομένων των σεισμών που βρίσκονται στη ζώνη Benioff ως

ανεξάρτητης ομάδας, με υπολογισμό του λόγου ταχυτήτων και των χρόνων γένεσης με την εφαρμογή της μεθόδου Wadati και υπολογισμό χωριστών χρονικών διορθώσεων στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται, θα δώσει, πιθανώς, καλύτερα αποτελέσματα για τη γεωμετρία και τις διαστάσεις της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας στην περιοχή.

3.4 Χωροχρονική κατανομή των σεισμών

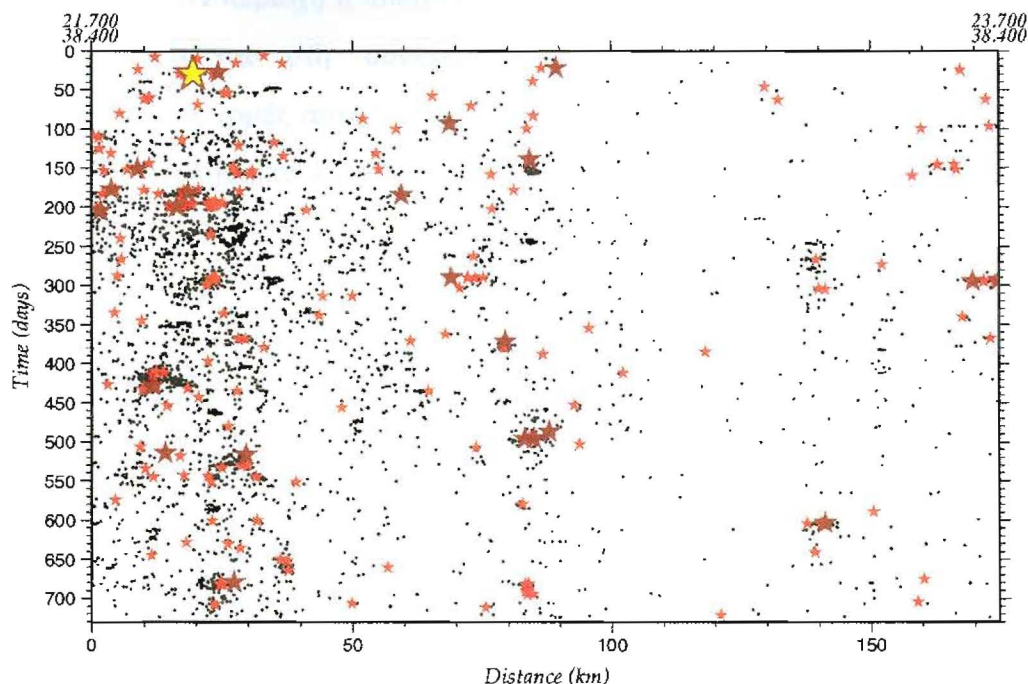
Στο Σχήμα 3.4 έχει γίνει το διάγραμμα της χωρικής κατανομής των σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο. Τα επίκεντρα των σεισμών έχουν χαρτογραφηθεί με βάση την απόστασή τους από το δυτικό άκρο του χάρτη (άξονας x) και το χρόνο γένεσης μετά τη γένεση του πρώτου σεισμού (άξονας y) στον κατάλογο που χρησιμοποιείται. Η σεισμική δραστηριότητα είναι σαφώς εντονότερη στο δυτικό τμήμα του κόλπου όπου η πυκνότητα των epicέντρων είναι σαφώς μεγαλύτερη. Η μικρότερη σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται στις αποστάσεις 110 km – 140 km, δηλαδή, στην περιοχή του υποθαλάσσιου ρήγματος της Περαχώρας και των ρηγμάτων του Σκίνου και του Αλεποχωρίου, που είχαν ενεργοποιηθεί κατά τη σεισμική έξαρση του 1981. Ο μεγάλος αριθμός των σεισμικών εξάρσεων στην περιοχή φαίνεται από την αύξηση της πυκνότητας των epicέντρων. Οι διαστάσεις του κάθε φορά σεισμογόνου χώρου μπορούν να αποδοθούν ικανοποιητικά από το συγκεκριμένο διάγραμμα, αφού, όπως είναι γνωστό, οι ενεργές δομές στην εξεταζόμενη περιοχή έχουν διεύθυνση ανατολική – δυτική. Το μήκος της διάρρηξης σε κάθε περίπτωση είναι μικρότερο των 10 km, σε συμφωνία με το μικρό μέγεθος των σεισμών αυτών. Επίσης, φαίνεται καθαρά η μικρή χρονική διάρκεια της κάθε φορά παρατηρούμενης σεισμικής εξάρσης. Πάντως, οι συχνές σεισμικές εξάρσεις σε διαφορετικές γειτονικές δομές στη δυτική περιοχή του κόλπου, δημιουργούν μια αίσθηση συνεχούς εξάρσης, και για το λόγο αυτό είναι ιδιαίτερα χρήσιμο να γνωρίζουμε με μεγάλη ακρίβεια τις εστιακές συντεταγμένες των μικροσεισμών.



Σχ. 3.4 Χωροχρονική κατανομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της γραμμής η διεύθυνση της οποίας φαίνεται στα πάνω άκρα του διαγράμματος.

Στο Σχήμα 3.5 έχει γίνει το διάγραμμα της χωρικής κατανομής των σεισμών σε συνάρτηση με το χρόνο, ακριβώς όπως και στο Σχήμα 3.4, αλλά αυτή τη φορά οι σεισμοί απεικονίζονται ως αστέρια το χρώμα και το μέγεθος των οποίων είναι ανάλογο του μεγέθους των σεισμών. Με το σχήμα αυτό αναδεικνύονται περισσότερο οι συγκεντρώσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω. Συγκεκριμένα οι συγκεντρώσεις αυτές διακρίνονται όχι μόνο για το σημαντικό αριθμό σεισμών, αλλά και για σεισμούς με μεγαλύτερο μέγεθος, ιδιαίτερα στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου.

Στη συνέχεια εξετάζονται με μεγαλύτερη λεπτομέρεια οι χωρικές συγκεντρώσεις καθώς και οι σεισμικές εξάρσεις οι οποίες έλαβαν χώρα κατά το χρονικό διάστημα που καλύπτει το δείγμα δεδομένων.

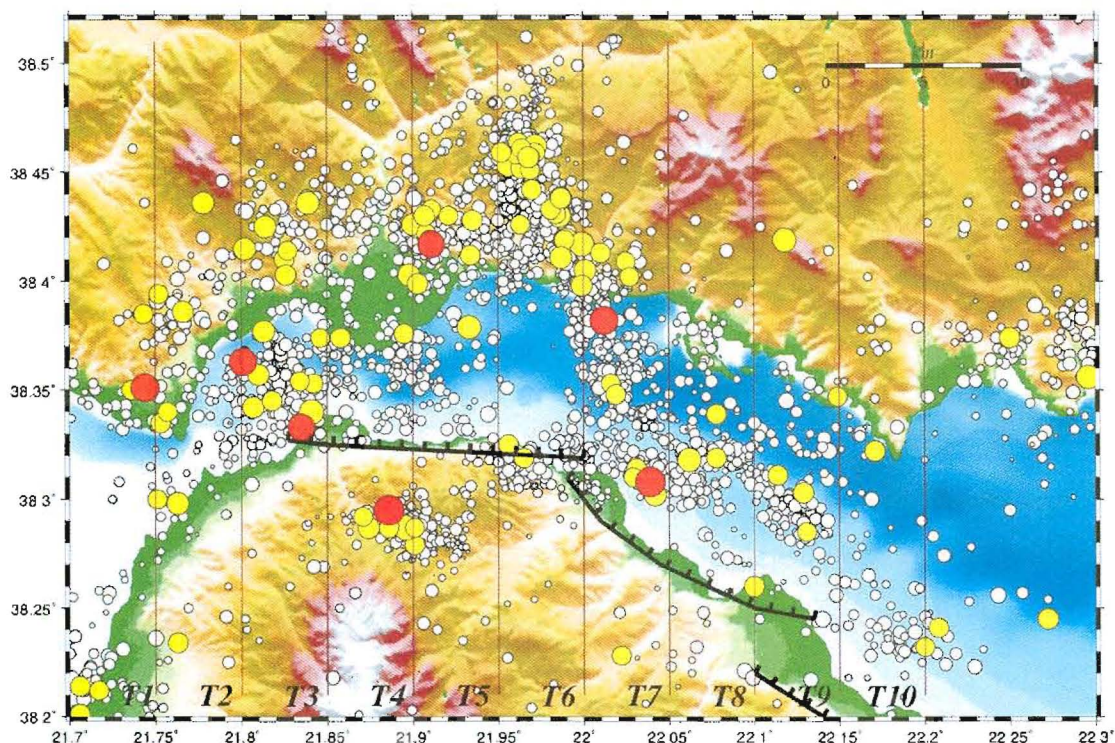


Σχ. 3.5 Το ίδιο με το Σχήμα 3.4, αλλά οι σεισμοί τώρα απεικονίζονται με αστέρια το χρώμα και το μέγεθος των οποίων είναι ανάλογο του μεγέθους του σεισμού (μαύρο: $M < 3.0$, ανοικτό κόκκινο: $3.0 \leq M < 4.0$, σκούρο κόκκινο: $4.0 \leq M < 5.0$ και κίτρινο με περίγραμμα κόκκινου: $M \geq 5.0$).

3.5 Σεισμική έξαρση στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου

Ο χάρτης του Σχήματος 3.6 δείχνει τη χωρική κατανομή της συγκέντρωσης σεισμών που παρατηρήθηκε στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Στον ίδιο χάρτη έχουν χαρτογραφηθεί, από δυτικά προς τα ανατολικά, τα δύο κύρια ρήγματα Ψαθόπυργου και Αιγίου καθώς και τμήμα του ρήγματος Ελίκης ανατολικότερα. Παρατηρούνται επί μέρους χωρικές συγκεντρώσεις, όπως, από δυτικά προς τα ανατολικά, στη θαλάσσια περιοχή του Ρίου, η σεισμική έξαρση που έλαβε χώρα στην περιοχή του Ευπαλίου, καθώς και στη θαλάσσια περιοχή του Αιγίου. Αξίζει να σημειωθεί εδώ ένα «κενό» που παρατηρείται στη θαλάσσια περιοχή του Ψαθόπυργου. Οι συγκεντρώσεις αυτές οφείλονται στην ενεργοποίηση μικρών τεμαχών ρηγμάτων, η οποία λαμβάνει χώρα σε διαφορετικές χρονικές περιόδους και τελικά δίνουν αυτή την εικόνα της συνεχούς κατανομής στο χώρο. Όμως η μελέτη αποκαλύπτει τις ιδιαιτερότητες της δραστηριότητας αυτής. Οι γραμμές T1 μέχρι T10 δείχνουν τη θέση αντίστοιχων τομών κάθετα στη διεύθυνση της σεισμικής

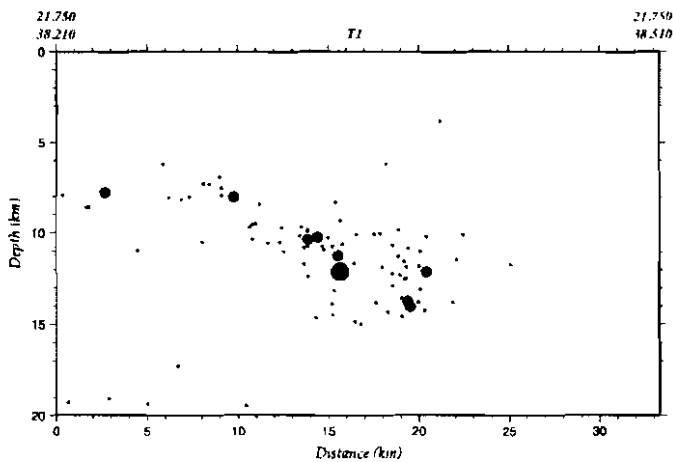
δραστηριότητας στην περιοχή η οποία είναι όπως και οι κύριες δομές περίπου ανατολική δυτική. Παρουσιάζεται στη συνέχεια η κατακόρυφη κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας στις τομές αυτές και δίνονται τα χαρακτηριστικά των ενεργών δομών οι οποίες δραστηριοποιήθηκαν κατά το χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα.



Σχ. 3.6 Χωρική κατανομή όλων των σεισμών που έγιναν στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Το χρώμα και το μέγεθος των κύκλων παριστάνουν επίκεντρα σεισμών σε διαφορετικά εύρη μεγεθών, όπως και στο Σχήμα 3.1.

Έχουν γίνει 10 τομές που η κάθε μία περιλαμβάνει τους σεισμούς ζώνης πλάτους 4 km δηλαδή 2 km εκατέρωθεν κάθε γραμμής. Επιλέχθηκε να είναι περιορισμένου εύρους οι ζώνες αυτές, επειδή ο αριθμός των σεισμών εδώ είναι μεγάλος και μπορούν έτσι να αποδοθούν οι ιδιότητες στις ζώνες αυτές. Επίσης, δίνεται η δυνατότητα να μην παρουσιάζονται μαζί δραστηριότητες οι οποίες ανήκουν σε διαφορετικές δομές ή καλύτερα, οι λεπτές ζώνες βοηθούν να μην επικαλύπτονται οι διαφορετικές δομές που βρίσκονται κοντά ή μία στην άλλη.

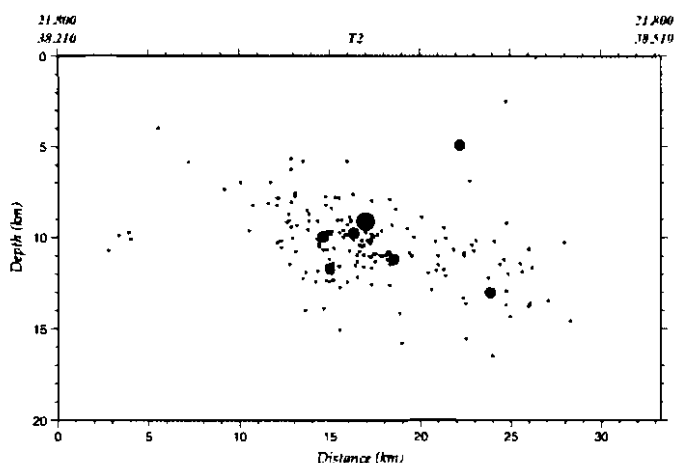
Στο Σχήμα 3.7 φαίνεται η κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες απέχουν 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T1. Οι εστίες κατανέμονται σε βάθη μεταξύ 6 και 15 km, κυρίως. Φαίνεται σαφώς ότι η δομή που ενεργοποιήθηκε κλίνει προς το βορρά με μικρή γωνία.



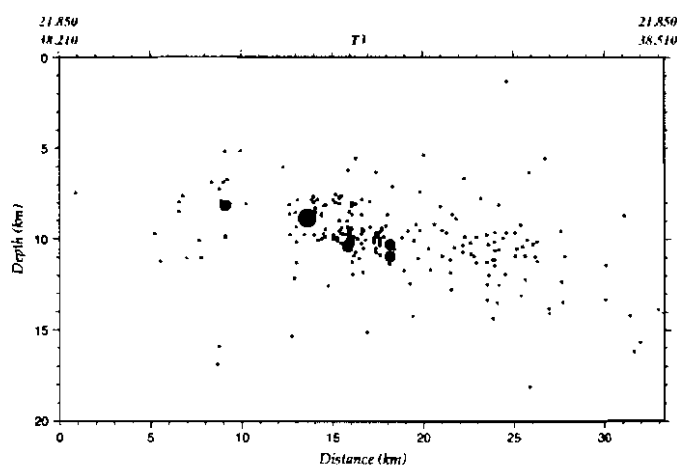
Σχ. 3.7 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T1 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.

Στο Σχήμα 3.8 φαίνεται η κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες απέχουν 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T2. Όπως και στην προηγούμενη τομή, φαίνεται σαφώς ότι η δομή που ενεργοποιήθηκε κλίνει προς το βορρά με μικρή γωνία. Οι εστίες εδώ καταλαμβάνουν ελαφρώς μεγαλύτερο εύρος βαθών (μεταξύ 5 και 17 km, κυρίως).

Η κλίση της δομής που αναδεικνύει η τομή του Σχήματος 3.9 (γραμμή T3 του Σχήματος 3.6) φαίνεται να είναι ελαφρώς μικρότερη από ότι στις δύο προηγούμενες περιπτώσεις, παρατήρηση η οποία οδηγεί στην υπόθεση μικρότερης γωνίας κλίσης του ρήγματος του Ψαθόπυργου, με το οποίο πιθανώς συνδέεται τμήμα της σεισμικής δραστηριότητας.



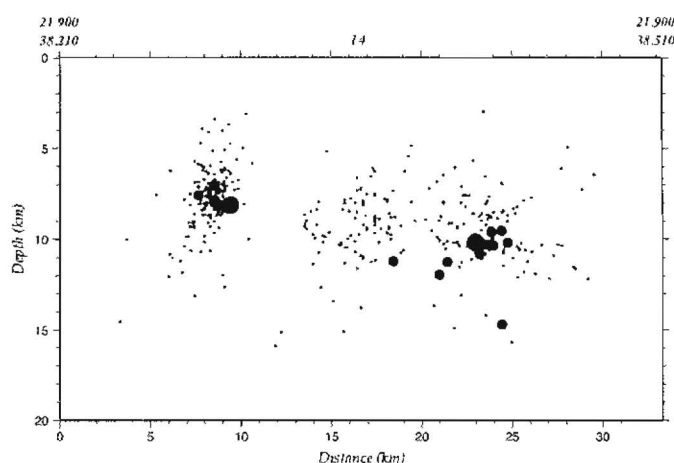
Σχ. 3.8 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T2 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.



Σχ. 3.9 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T3 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.

Στην κατακόρυφη τομή του Σχήματος 3.10 εμφανίζονται δύο χωρικές συγκεντρώσεις οι οποίες διακρίνονται καλά μεταξύ τους με ένα «κενό» σεισμικότητας, η πρώτη εκ των οποίων φαίνεται να συνδέεται με δομή η οποία κλίνει προς το νότο με μεγάλη σχετικά γωνία κλίσης. Μία προσεκτική ματιά στο χάρτη του Σχήματος 3.6 διακρίνει μία συγκέντρωση στην περιοχή των Καλαβρύτων, η οποία πιθανόν συνδέεται με ενεργό

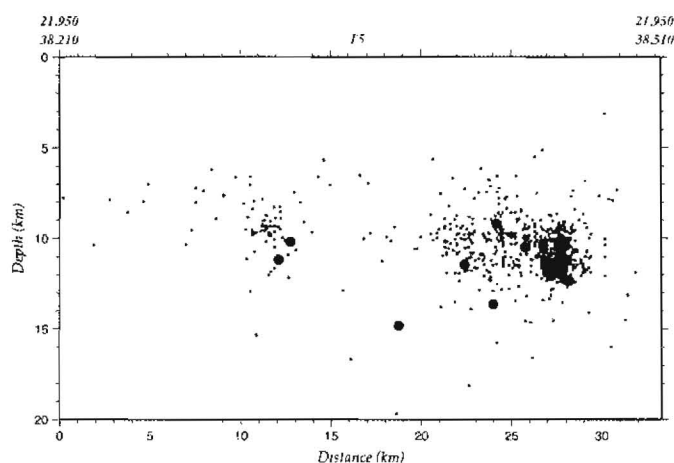
δομή η οποία κλίνει προς το νότο. Η δεύτερη συγκέντρωση, η οποία βρίσκεται σε ένα στρώμα μεταξύ 5 και 15 km, εμφανίζει μία πολύ μικρή γωνία κλίσης προς το βορρά.



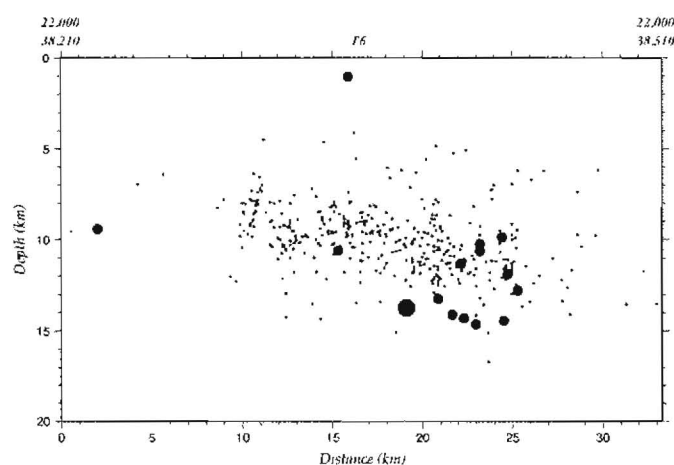
Σχ. 3.10 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T4 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.

Η τομή του Σχήματος 3.11 αναδεικνύει επίσης δύο διακριτές συγκεντρώσεις σεισμικών εστιών, κατανεμημένων μεταξύ 5 και 15 km, επίσης, οι οποίες υποδεικνύουν την ύπαρξη δομών με μικρή γωνία κλίσης προς το βορρά.

Η τομή του Σχήματος 3.12 δείχνει την ύπαρξη μίας ενεργού δομής με μικρή κλίση προς το βορρά και συγκέντρωση των εστιών των ισχυρότερων σεισμών σε βάθη 10 – 15 km. Επειδή η τομή αυτή βρίσκεται στα όρια δύο γνωστών ενεργών ρηγμάτων (του Ψαθόπυργου και του Αιγίου) δεν είναι δυνατόν να γίνει σαφής διάκριση μεταξύ των σεισμικών εστιών σχετικά με ποιο συγκεκριμένο ρήγμα συνδέονται.



Σχ. 3.11 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T5 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.



Σχ. 3.12 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T6 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.

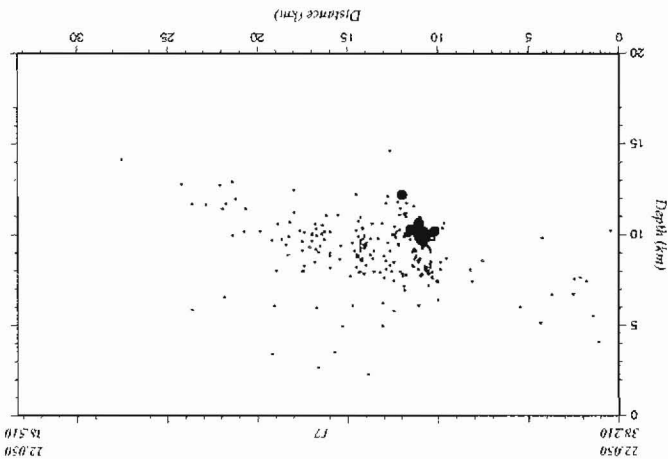
Η κατακόρυφη τομή του Σχήματος 3.13 αναδεικνύει μία κυρίως ενεργό δομή με μικρή κλίση προς το βορρά, η οποία το πιθανότερο συμπίπτει με το ρήγμα του Αιγίου, αν συνδυάσουμε την παρατήρηση αυτή με παρατήρηση στη χωρική κατανομή του χάρτη του Σχήματος 3.6 (γραμμή T7).

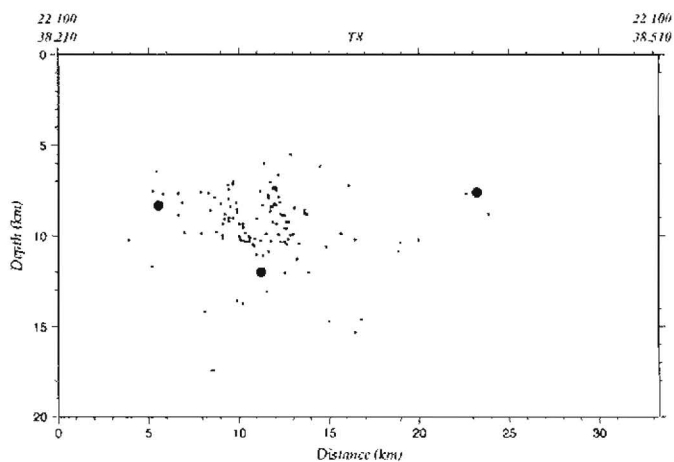
Συμπέρασμα είναι ότι οι σεισμικές δραστηριότητες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, είναι σε γενικές γραμμές, ασήμαντες. Οι σεισμικές δραστηριότητες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, είναι σε γενικές γραμμές, ασήμαντες. Οι σεισμικές δραστηριότητες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, είναι σε γενικές γραμμές, ασήμαντες.

Η μικρή γωνία κλίσης προς το βορρά, των σεισμικών δραστηριοτήτων, είναι σε γενικές γραμμές, ασήμαντη. Οι σεισμικές δραστηριότητες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, είναι σε γενικές γραμμές, ασήμαντες. Οι σεισμικές δραστηριότητες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας, είναι σε γενικές γραμμές, ασήμαντες.

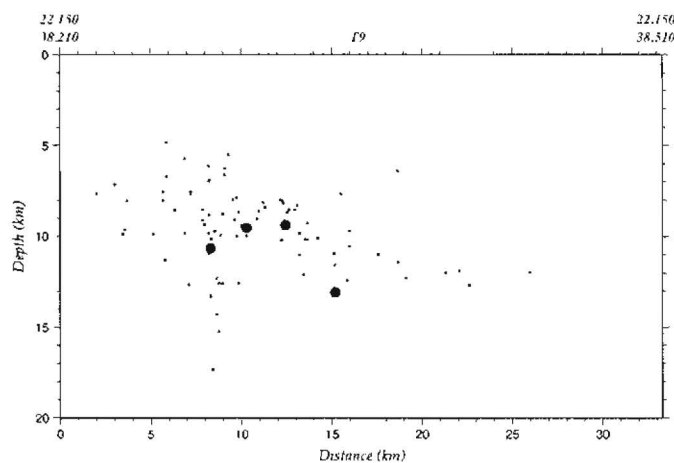
Το σχήμα 3.14 δείχνει μια μικρή συγκεντρωμένη εστία, οι οποίες είναι συμβατές με την υποτιθέμενη δομή η οποία κλίσει προς το βορρά, αν λάβουμε υπόψη τις προηγούμενες πληροφορίες, επείδη από μόνον της η συγκεντρωμένη εστία δεν παρέχει σαφή εικόνα της δομής με

Σχ. 3.13 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκάτωθεν της γραμμής T7 του σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όγκας και στο σχήμα 3.6.





Σχ. 3.14 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T8 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.



Σχ. 3.15 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες βρίσκονται 2 km εκατέρωθεν της γραμμής T9 του Σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύκλων αντιστοιχούν σε αντίστοιχα εύρη μεγεθών όπως και στο Σχήμα 3.6.

τηρήματα του σεισμολόγου στο πρώτο σημείο.

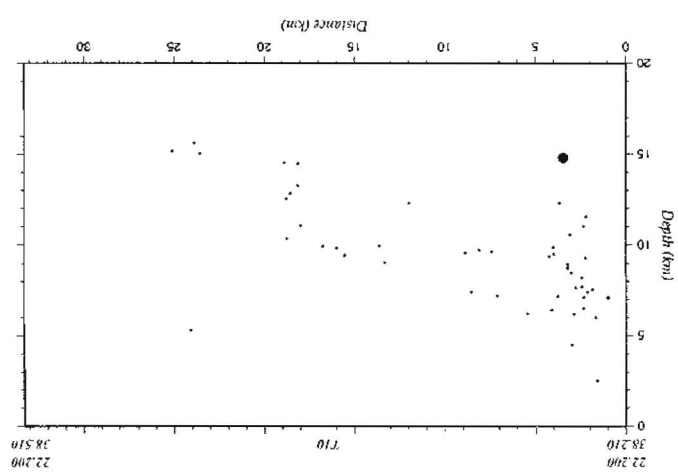
Χαρακτηριστικό ότι οι εστίες των σεισμών μεγάλυτερου μεγέθους βρίσκονται στο κατώτερο περισφύδωτο, οι οποίες δεν είναι δυνατόν να διακριθούν. Είναι πάντως φανερό ότι οι εστίες συγκεντρώνονται στην περιοχή της δύσης, αλλά οι εστίες συσφύδονται μάλλον με από 5 έως 20 km, με την πλειονότητα των εστίων να βρίσκονται μεταξύ 10 και 20 km. Δεν κατακόρυφη τομή που εμφανίζεται στο σχήμα 3.18 δείχνει μια κατανομή εστιακών βάθων συγκεντρώσεων, με αρκετούς σεισμολόγους να έχουν μεγάλωτο από M3.0. Η χωρική κατανομή των σεισμών αναδεικνύει κάποιες μικρές επί μέρους χωρικές

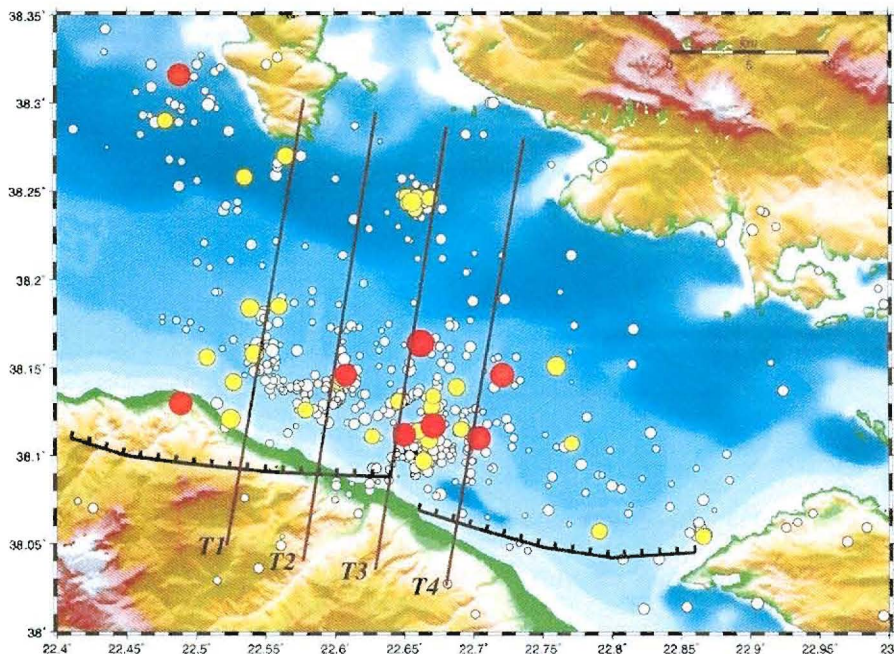
αλλαγές σε κάθε τομή είναι 10 km δηλαδή 5 km εκάτερωθεν της κάθε γραμμής. από πλυσυρδής αλυσίδων τα ίδια με τα προηγούμενα. Το εύρος της ζώνης των σεισμών που της σεισμικής δραστηριότητας με το βάθος. Τα δεδομένα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν είναι υπαρκτά στο χώρο αυτό. Είναι τέσσερις τομές ώστε να αποδοθεί καλύτερα η κατανομή πλυσυρδής αλυσίδων να γίνουν σε διεύθυνση κάθετη στην αντιστοιχία των πλυσυρδών των γραμμών. Τα δεδομένα δείχνουν ότι η θέση αντιστοιχίας αρθρικών κατακόρυφων τομών, οι οποίες χώρα στη θαλάσσια περιοχή έξω από το Ξυλόκαστρο. Στο ίδιο χώρο φαίνονται τέσσερις στο χώρο του σχήματος 3.17 φαίνεται η σεισμική δραστηριότητα η οποία έλαβε

3.6 Σεισμική έξαρση στο ανατολικό τμήμα του πληγμένου του Ξυλόκαstrου

αντιστοιχούν σε αντιστοιχία εύρη μεγέθων όπως και στο σχήμα 3.6. εκάτερωθεν της γραμμής T10 του σχήματος 3.6. Τα μεγέθη των κύλων

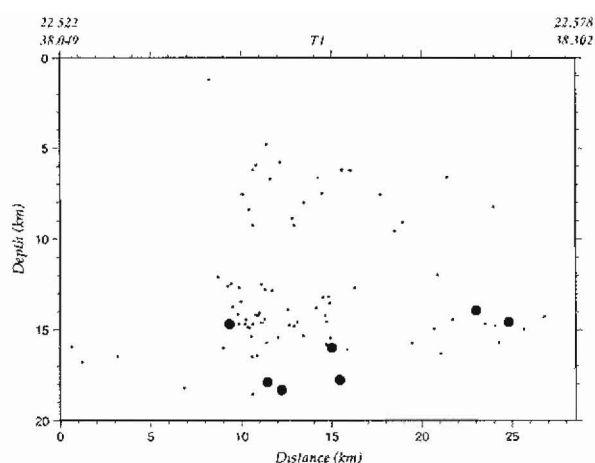
Σχ. 3.16 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστίων οι οποίες βρίσκονται 2 km



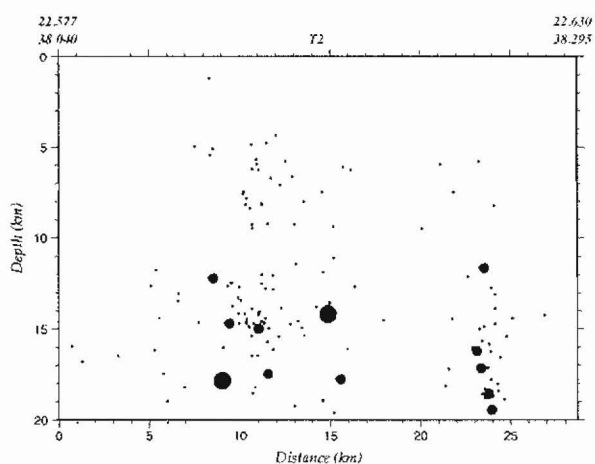


Σχ. 3.17 Επικεντρική κατανομή των σεισμών της σεισμικής έξαρσης η οποία συνδέεται με το ανατολικό τμήμα του ρήγματος του Ξυλοκάστρου. Έχουν επιλεγεί τρία μεγέθη κύκλων (και αντίστοιχα χρώματα) για να απεικονίσουν τρία εύρη μεγεθών (άσπρο: $M < 3.0$, κίτρινο: $3.0 \leq M < 4.0$, κόκκινο: $M \geq 4.0$). Οι γραμμές δείχνουν τις θέσεις των κατακόρυφων τομών οι οποίες παρουσιάζονται στα επόμενα σχήματα.

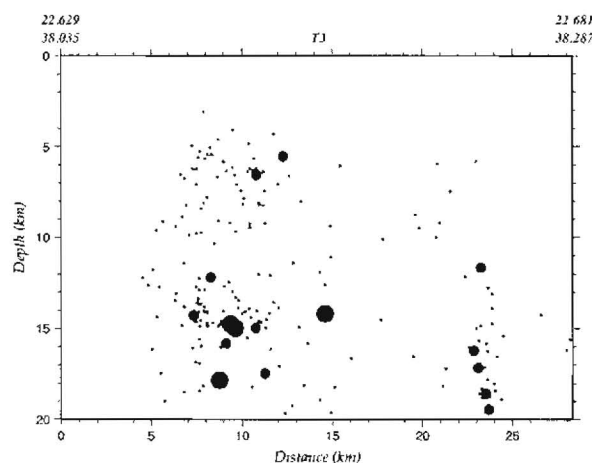
Παρόμοια είναι και η εικόνα που παρουσιάζουν οι τομές των Σχημάτων 3.19 και 3.20, αλλά στις περιπτώσεις αυτές διακρίνεται μία πιθανή μικρή δομής με μεγάλη γωνία κλίσης προς το βορρά (στην απόσταση των 25 km περίπου). Πρόκειται πιθανόν για τη μικρή συγκέντρωση που φαίνεται στο βόρειο θαλάσσιο χώρο, στο χάρτη του Σχήματος 3.17.



Σχ. 3.18 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμών της σεισμικής έξαρσης κατά μήκος της γραμμής T1 από Σχήμα 3.17. Τα μεγέθη των κύκλων παριστάνουν τα αντίστοιχα εύρη μεγεθών, όπως και στο Σχήμα 3.17.

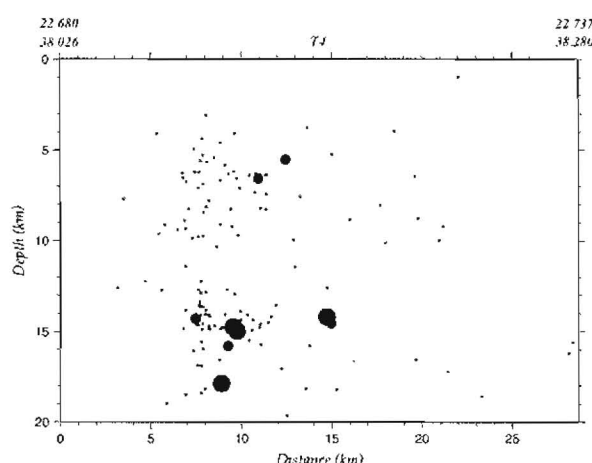


Σχ. 3.19 Το ίδιο με το Σχήμα 3.18 αλλά για κατακόρυφη τομή κατά μήκος της γραμμής T2 του Σχήματος 3.17.



Σχ. 3.20 Το ίδιο με το Σχήμα 3.18 αλλά για κατακόρυφη τομή κατά μήκος της γραμμής T3 του Σχήματος 3.17.

Η κατακόρυφη τομή του Σχήματος 3.21 επίσης δεν υποδεικνύει την ύπαρξη μίας δραστηριοποιηθείσας δομής. Οι εστίες και εδώ κατανέμονται μεταξύ 5 και 20 km, κυρίως.



Σχ. 3.21 Το ίδιο με το Σχήμα 3.18 αλλά για κατακόρυφη τομή κατά μήκος της γραμμής T4 του Σχήματος 3.17.

Το συμπέρασμα για τη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή είναι το πάχος του σειсмоγόνου στρώματος από 5 μέχρι 20 km από την επιφάνεια της Γης. Επίσης φαίνεται ότι οι ισχυρότεροι σεισμοί προτιμούν το κατώτερο τμήμα του σειсмоγόνου στρώματος. Τέλος, όπως αναμένεται, η σεισμική δραστηριότητα φαίνεται ότι συνδέεται με τα κύρια ρήγματα

της περιοχής, δεν γίνεται όμως πάνω σε αυτά αλλά σε ένα χώρο γύρω από αυτά. Στο χώρο αυτό υπάρχουν μικρότερα ρήγματα τα οποία φιλοξενούν τις εστίες αρκετών σεισμών.

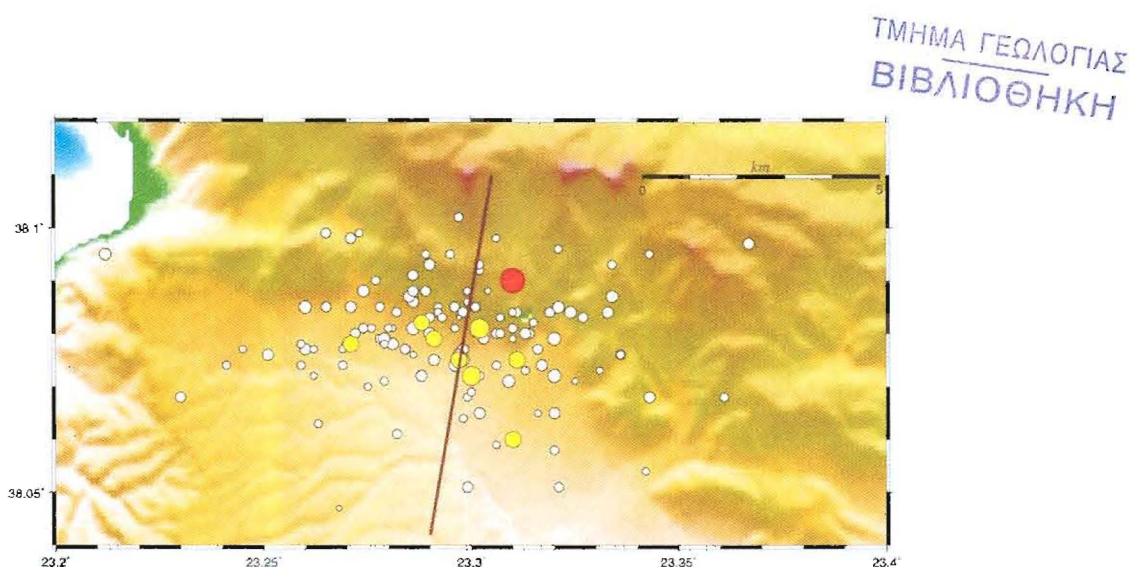
3.7 Σεισμική έξαρση στη λεκάνη των Μεγάρων (Βενίζα)

Στην περιοχή ανατολικά του Κορινθιακού κόλπου, στη λεκάνη των Μεγάρων και κοντά στο χωριό Άνω Βενίζα, εκδηλώθηκε έξαρση της σεισμικής δραστηριότητας το Σεπτέμβριο του 2009. Το μέγεθος του μεγαλύτερου σεισμού ήταν 4.4 και έγινε στις 2 Σεπτεμβρίου 2009. Περίπου ένα χρόνο νωρίτερα είχε εκδηλωθεί επίσης σεισμική έξαρση στην ίδια περιοχή η διάρκεια της οποίας ήταν περίπου δύο μήνες και το μέγεθος του μεγαλύτερου σεισμού ήταν $M=3.2$.

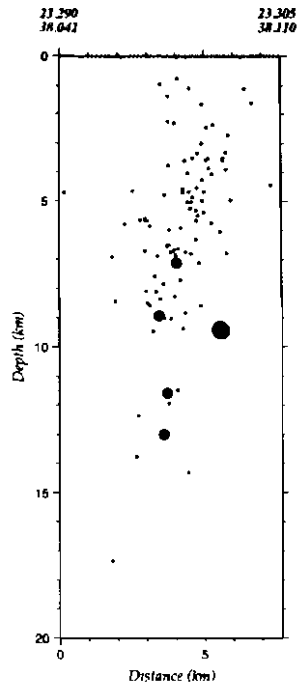
Ο χάρτης ανάγλυφου (Σχ. 3.6, από google) δείχνει τη λεκάνη των Μεγάρων. Ο χάρτης με την κατανομή των επικέντρων (Σχ. 3.7) δείχνει τη διεύθυνση και τις διαστάσεις του σεισμογόνου χώρου. Η γραμμή αφορά την τομή κάθετη στη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης. Η τομή δείχνει τρία διαφορετικά μεγέθη σεισμών (Σχ. 3.8). Έχει γίνει κατά μήκος της γραμμής του χάρτη τα άκρα της οποίας φαίνονται και στο σχήμα αυτό. Παρατηρείται κλίση της σεισμικής ζώνης προς τα νότια σε συμφωνία με τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Έχουν χρησιμοποιηθεί οι σεισμοί οι εστιακές παράμετροι των οποίων έχουν υπολογισθεί με σφάλματα: $rms < 0.3$, $erh < 3.0$ και $erz < 3.0$, ώστε να υπάρχει μεγαλύτερη ακρίβεια. Ο μεγαλύτερος σεισμός δεν έχει προσδιορισθεί με τόσο μεγάλη ακρίβεια όσο οι υπόλοιποι, όμως, το βάθος του ίσως αποτελεί ένδειξη ότι αυτό είναι το βαθύτερο τμήμα της μετασεισμικής ζώνης.



Σχ. 3.22 Χάρτης αναγλύφου της περιοχής όπου εκδηλώθηκε η σεισμική έξαρση



Σχ. 3.23 Επικεντρική κατανομή των σεισμών της σεισμικής έξαρσης. Έχουν χρησιμοποιηθεί τρία μεγέθη κύκλων (και αντίστοιχα χρώματα) για να απεικονίσουν τρία εύρη μεγεθών (άσπρο: $M < 3.0$, κίτρινο: $3.0 \leq M < 4.0$, κόκκινο: $M \geq 4.0$). Η γραμμή δείχνει τη θέση της κατακόρυφης τομής η οποία παρουσιάζεται στο επόμενο σχήμα.



Σχ. 3.24 Κατακόρυφη κατανομή των σεισμών της σεισμικής έξαρσης. Ο μεγάλος κύκλος παριστάνει την εστία του ισχυρότερου σεισμού, ενώ οι κύκλοι ενδιάμεσου μεγέθους σεισμούς με $3.0 \leq M < 4.0$.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα της σεισμικής δραστηριότητας της χρονικής περιόδου 2008-2009, με σκοπό την ανάδειξη βασικών σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής. Επιλέχθηκε αυτή η χρονική περίοδος επειδή το σεισμολογικό δίκτυο τόσο σε τοπική κλίμακα όσο και στον ευρύτερο χώρο είναι ιδιαίτερα πυκνό και έχει χαρακτηριστικά τοπικού σεισμολογικού δικτύου.

Για τη βελτίωση στην ακρίβεια προσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών, έγινε νέα επεξεργασία των δεδομένων με τη χρήση του προγράμματος Hygroinverse, μοντέλου ταχυτήτων που έχει εξαχθεί για την περιοχή και χρονικών διορθώσεων οι οποίες υπολογίσθηκαν στα πλαίσια της εργασίας αυτής. Για το σκοπό αυτό ακολουθήθηκε μεθοδολογία η οποία στηρίζεται στα αποτελέσματα της μεθόδου Wadati και η περιοχή χωρίστηκε σε δύο επιμέρους χώρους.

Η κατανομή των σφαλμάτων στους υπολογισμούς του χρόνου γένεσης (rms), του επικέντρου (erh) και του εστιακού βάθους (erz) δείχνει ότι με την εφαρμογή της διαδικασίας που αναπτύχθηκε ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών έχει γίνει με μεγάλη ακρίβεια. Ιδιαίτερα ευαίσθητος είναι ο προσδιορισμός των εστιακών βαθών των σεισμών όπου φαίνεται ότι οι σεισμοί με τα μικρότερα σφάλματα ($erz < 2.0$ km) καθορίζουν καλύτερα το σεισμογόνο στρώμα στην περιοχή, το πάνω όριο του οποίου βρίσκεται σε βάθος 2 km και το κατώτερο στα 15-20 km. Η ύπαρξη σεισμών ενδιαμέσου βάθους μέχρι τα 90 km περίπου αποδίδει ικανοποιητικά τη θέση και τη γεωμετρία της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας στην περιοχή.

Η κατανομή των επικέντρων των σεισμών δείχνει ότι η σεισμικότητα είναι υψηλότερη στη δυτική περιοχή του κόλπου. Η σεισμική δραστηριότητα συνεχίζεται προς τα ανατολικά ιδιαίτερα στη θαλάσσια περιοχή του Ξυλοκάστρου ενώ στη λεκάνη των Μεγάρων παρατηρήθηκε δύο φορές έξαρση της σεισμικότητας με σεισμούς ενδιαμέσων μεγεθών. Χαρακτηριστική είναι η απουσία

σεισμικότητας στο χώρο μεταξύ του ανατολικού άκρου του ρήγματος του Αιγίου και του δυτικού άκρου του ρήγματος του Ξυλοκάστρου, δηλαδή, στην περιοχή όπου βρίσκεται το ανατολικό ρήγμα της Ελίκης.

Η χωροχρονική κατανομή των σεισμών δείχνει χαρακτηριστικά πολύ συχνές εξάρσεις της σεισμικότητας οι οποίες εξελίσσονται σε χώρους μικρών διαστάσεων, διαρκούν μικρό χρονικό διάστημα και χαρακτηρίζονται κυρίως από μικρά μεγέθη σεισμών.

Στο δυτικό τμήμα της περιοχής, σε τομές κατά τη διεύθυνση B-N, φαίνεται ότι η σεισμική δραστηριότητα σχηματίζει μια ζώνη σε βάθη από 5-15 km με μικρή γωνία κλίσης προς τα βόρεια. Στη βόρεια Πελοπόννησο, στην περιοχή των Καλαβρύτων, παρατηρήθηκε σεισμική έξαρση στη διάρκεια της οποίας σημειώθηκε ο μεγαλύτερος σεισμός της διετίας ($M=5.5$). Η κλίση της μετασεισμικής ζώνης στη θέση αυτή είναι προς τα νότια, υποδεικνύοντας ότι η περιοχή βρίσκεται έξω από το τεκτονικό βύθισμα του Κορινθιακού κόλπου.

Τομές οι οποίες έγιναν στην περιοχή του Ξυλοκάστρου δείχνουν ότι η σεισμική δραστηριότητα κατανέμεται σε ρήγματα με ιδιότητες ανάλογες της κύριας τεκτονικής δομής στην περιοχή που είναι το ρήγμα του Ξυλοκάστρου. Τομή η οποία έγινε ανατολικότερα, στο χώρο της λεκάνης των Μεγάρων, έδειξε ότι η κλίση της σεισμικής ζώνης στην περιοχή ως αποτέλεσμα αντίστοιχης σεισμικής έξαρσης είναι προς το νότο σε συμφωνία με τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η λειτουργία πυκνού σεισμολογικού δικτύου στην περιοχή μπορεί να δώσει πολύτιμα δεδομένα για τον προσδιορισμό των σεισμοτεκτονικών της χαρακτηριστικών. Ασφαλώς, η μελέτη αυτή μπορεί να γίνει πιο ολοκληρωμένη με τον προσδιορισμό των μηχανισμών γένεσης των σεισμών αλλά και με τη χρήση και άλλων τεχνικών προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών όπως αυτή των διπλών διαφορών. Επίσης, η εφαρμογή της μεθόδου Wadati σε μεγαλύτερο αριθμό σεισμών που θα καλύπτουν χωρικά ολόκληρη την περιοχή, μπορεί να οδηγήσει σε ακριβέστερα συμπεράσματα για την κατανομή του λόγου ταχυτήτων τόσο γεωγραφικά όσο και με το βάθος. Τέλος, η συγκέντρωση όλο και περισσότερων σεισμολογικών δεδομένων, θα δώσει νέα στοιχεία για τη μελέτη και την κατανόηση της εξέλιξης της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή. Η πιθανή σύνδεση της μικροσεισμικής δραστηριότητας με τη γένεση ισχυρών σεισμών, που συχνά γίνονται στην περιοχή, θα έχει όχι μόνο επιστημονική αλλά και σημαντική κοινωνική αξία.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126, 11–53.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon–Caen, H., Gomez, J.–M., Tiberi¹, C. Berge¹, C. R. Cattin, D. Hatzfeld, C. Lachet, B. Lebrun, A. Deschamps, F. Courboulex, C. Larroque, A. Rigo, D. Massonnet, P. Papadimitriou, J. Kassaras, D. Diagourtas, K. Makropoulos, G. Veis, E. Papazisi, C. Mitsakaki, V. Karakostas, E. Papadimitriou, D. Papanastassiou, M. Chouliaras & G. Stavrakakis, 1997. The $M_s=6.2$, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *J. Seismology*, 1, 131–150.
- Bernard, P., Lyon–Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, K., Castarède, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S. and Linde, A., 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, 426, 7–30.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon–Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D. and Deschamps, A., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, 105, 25605–25625.
- Ghisetti, F. C., Vezzani, L., Agosta, F., Sibson, R. and Moretti, I., 2001. Tectonic setting and sedimentary evolution of the south–west margin of the Corinth Rift (Aigion – Xylokastron area). *IFP Report no 562* 11.
- Goldsworthy, M. and Jackson, J. A., 2000. Migration of activity within normal fault systems: Examples from the Quaternary of mainland Greece. *J. Struct. Geol.*, 23, 489–506.

- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N. and Papaioannou, Ch., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth. *Geophys. J. Intern.*, 141, 438–456.
- Καρακώστας, Β., 2008. Επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των μετασεισμών της Λευκάδας: Σεισμοτεκτονικές προεκτάσεις. 3^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Αθήνα, 5–7 Νοεμβρίου 2008.
- Karakostas, V. G. and Papadimitriou, E. E., 2010. Fault complexity associated with the 14 August 2003 M_w 6.2 Lefkada, Greece, aftershock sequence. *Acta Geophysica*, 58, doi: 10.2478/s11600-010-0009-6.
- Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., Scordilis, E. M., Vargemezis, G. and Aidona, E., 2003. The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL15814.
- Klein, F. W., 2002. “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*.
- Leeder, M. R., McNeill, L. C., Collier, R. E. L., Portman, P. J., Andrews, J. E. and Gawthorpe, R. L., 2003. Corinth rift margin uplift: New evidence from Late Quaternary marine shorelines, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL017382.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V. and Micarelli, L., 2003. The Gulf of Corinth: an active half graben? *J. Geodynamics*, 36, 323–340.
- Nikolintaga, I., Karakostas, V., Papadimitriou, E. and Vallianatos, F. The 2006 Kythira (Greece), M_w 6.7 slab-pull event: tectonic implications and the geometry of the Hellenic Wadati-Benioff zone. *Annals of Geophysics*, 51, 823–837, 2008.
- Novotny, O., Jansky, J., Plicka, V. and Lyon-Caen, H., 2008. A layered model of the upper crust in the Aigion region of Greece, inferred from arrival times of the 2001 earthquake sequence. *Stud. Geophys. Geod.*, 52, 123–131.

- Papazachos, B. and Papazachou, C. The earthquakes of Greece. *Ziti Publications, Thessaloniki*, pp. 304.
- Papazachos, B. C., Karakostas, B. G., Papazachos, C. B. and Scordilis, E. M. The geometry of the Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic Arc. *Tectonophysics*, 319, 275–300, 2000.
- Rigo, A., Lyon–Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P. and Kassaras, I., 1996. Microseismicity study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): Implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 126, 663–688.
- Sakellariou, D., Lykousis, V. and Papanikolaou, D., 2001. Active faulting in the Gulf of Corinth, Greece. *36th CIESM Congress Proceedings*, 36, 43.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M. and Collier, R., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Research*, 14, 487–502.