

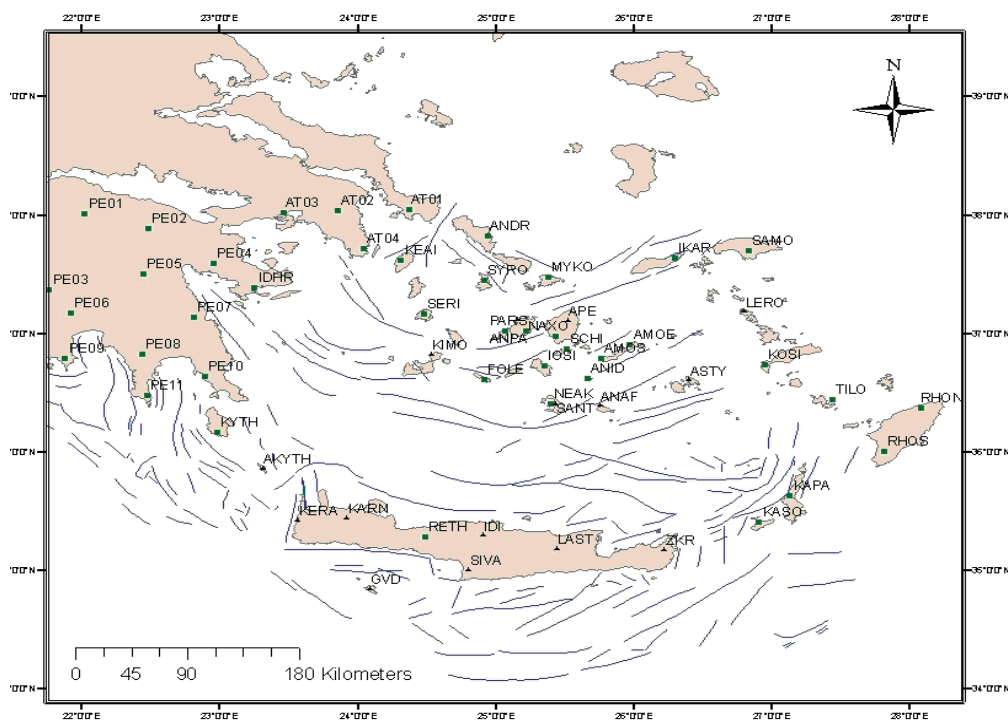


ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟΥ
ΔΙΚΤΥΟΥ EGELADOS ΓΙΑ ΤΗΝ ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ
ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ Δ.ΚΡΗΤΗΣ ΤΟΝ
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟ ΤΟΥ 2006**

ΤΣΙΑΛΙΓΙΑΝΝΗ ΣΠΥΡΙΔΟΥΛΑ



Εξεταστική Επιτροπή:

Αντώνιος Βαφειδης,
Μανούτσोगλου Εμμανουήλ,
Παρτσινέβελος Παναγιώτης,

Καθηγητής (Επιβλέπων)
Αναπληρωτής Καθηγητής
Λέκτορας

ΧΑΝΙΑ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 2009

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία μελετάται η σεισμική δραστηριότητα στη περιοχή Δυτικά της Κρήτης για την περίοδο του Ιανουαρίου 2006. Χρησιμοποιήθηκε το προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο EGELADOS, το οποίο περιλάμβανε 77 χερσαίους και 22 υποθαλάσσιους σεισμολογικούς σταθμούς τοποθετημένους στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου.

Από τις καταγραφές του EGELADOS επιλέχθηκαν με τη χρήση αυτοματοποιημένου συστήματος 230 γεγονότα για την περίοδο του Ιανουαρίου 2006. Η αυτόματη επιλογή γεγονότων δεν λειτούργησε ικανοποιητικά και κρίθηκε απαραίτητη η συμπλήρωση με γεγονότα από τον κατάλογο του NOA.

Με το πρόγραμμα ATLAS έγινε ο εντοπισμός της θέσης (συντεταγμένες) και του χρόνου γένεσης για 127 σεισμικά γεγονότα. Στη συνέχεια συγκρίθηκαν τα αποτελέσματα της παραπάνω επεξεργασίας με αυτά του καταλόγου σεισμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών (NOA). Παρατηρείται στους δυο καταλόγους μια σχετικά μεγάλη απόκλιση στην επικεντρική απόσταση του ίδιου σεισμού, ενώ το εστιακό βάθος από την επεξεργασία των δεδομένων του EGELADOS εμφανίζει μεγάλα σφάλματα σε σχέση με αυτά για το γεωγραφικό πλάτος και μήκος, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται στο μοντέλο ταχυτήτων.

Τέλος, η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή δυτικά της Κρήτης απεικονίζεται με το πρόγραμμα Arcview. Επιπλέον, παρατίθενται οι κοινοί σεισμοί των δικτύων EGELADOS και NOA καθώς και η ακολουθία του σεισμού των Κυθήρων (8/01/2006, μέγεθος 6.4).

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία έγινε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης. Το θέμα, προέκυψε σε συνεργασία μου με το Εργαστήριο.

Καταρχήν, θεωρώ υποχρέωσή μου να ευχαριστήσω τον κ. Βαφείδη Αντώνη, καθηγητή του Πολυτεχνείου Κρήτης στο τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, για την επιλογή του συγκεκριμένου θέματος και τη συνεχή βοήθειά του για τη διεκπεραίωση της παρούσας εργασίας.

Ακόμα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους καθηγητές κυρίους Ε.Μανούτσογλου και Π.Παρτσινέβελο, οι οποίοι συμμετέχουν ως μέλη της εξεταστικής επιτροπής.

Τέλος, να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε όλο το βοηθητικό επιστημονικό προσωπικό του τμήματος Μηχ.Ο.Π., με το οποίο συνεργάστηκα και ιδιαίτερα στον Ανδρονικίδη Ν. για τη βοήθεια και το χρόνο που αφιέρωσε κατά την εκπόνηση της συγκεκριμένης διπλωματικής. Θα ήταν παράλειψη αν δεν ευχαριστούσα τον κ. Παπαζάχο Κ. Αναπληρωτή Καθηγητή Γεωφυσικής του Α.Π.Θ καθώς και το επιστημονικό προσωπικό του εργαστηρίου, για την πολύτιμη βοήθειά τους όσον αφορά την εκτέλεση του προγράμματος ATLAS.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	ii
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	iii
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	iv
1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	6
1.1 ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ.....	7
1.2 ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΠΛΑΚΕΣ-ΓΕΝΕΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	7
1.3 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	10
1.4 ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	11
1.4.1 Μέτρηση σεισμών-Κλίμακες	14
1.4.2 Οι κυριότεροι Σεισμοί στην Ελλάδα.....	16
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	19
2.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	19
2.2 Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ Ν.ΑΙΓΑΙΟΥ.....	21
2.3 ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	22
3. ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΕΓΕΛΑΔΟΣ.....	28
3.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	28
3.2 ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΙ ΣΤΟΧΟΙ.....	29
3.2.1 Σεισμικότητα.....	29
3.2.2 Μοντελοποίηση.....	30
3.3 ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΖΩΝΗ ΚΑΤΑΒΥΘΙΣΗΣ.....	31

4. ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	33
4.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	33
4.2 ΧΡΗΣΗ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ATLAS.....	34
4.2.1 Μέθοδος προσδιορισμού επικέντρου του σεισμού.....	41
5. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	44
5.1 ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	44
5.2 ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	65
5.2.1 Χρήση του προγράμματος ArcGis.....	65
5.2.2 Απεικόνιση δεδομένων για την περιοχή μελέτης.....	66
5.2.3 Συσχέτιση δεδομένων.....	73
5.2.4 Σεισμική ακολουθία Κυθήρων.....	78
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	83
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	85
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	87

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σεισμός είναι η εδαφική δόνηση που γεννιέται κατά τη διατάραξη της μηχανικής ισορροπίας των πετρωμάτων από φυσικές αιτίες που βρίσκονται στο εσωτερικό της γης. Αποτελεί ένα φυσικό φαινόμενο άρρηκτα συνδεδεμένο με τη ζωή και την ιστορία της γης, που εκδηλώνεται τις περισσότερες φορές, ξαφνικά και χωρίς προειδοποίηση ενώ συνήθως δεν υπάρχουν πολλά περιθώρια για προφύλαξη και δράση.

Οι μεγάλοι σεισμοί είναι από τα καταστροφικότερα φαινόμενα της φύσης. Πολύ πριν την εμφάνιση του ανθρώπου, περισσότερο από 4 δισεκατομμύρια χρόνια, οι εσωτερικές δυνάμεις της γης (ενδογενείς δυνάμεις), οι οποίες δημιουργούν τους σεισμούς, έπαιξαν και παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση της επιφάνειας του ανάγλυφου της γης.

Παράλληλα, οι σεισμοί έχουν δημιουργήσει τεράστιες καταστροφές σε ανθρώπινες ζωές και κατασκευές.

Σήμερα, θεωρείται ότι οι σεισμοί αποτελούν απρόβλεπτο και μη ελεγχόμενο φυσικό φαινόμενο που μπορεί να προκαλέσει πολλές απώλειες τόσο σε ανθρώπινο δυναμικό όσο και σε υλικά αγαθά. (<http://www.oasp.gr>).

Η ενόργανη μελέτη των σεισμών είναι πολύ πρόσφατη. Μέχρι τον 18^ο αιώνα πολύ λίγες περιγραφές σεισμών υπήρχαν και η φύση τους ήταν άγνωστη και απροσδιόριστη.

Οι Κινέζοι ασχολήθηκαν πρώτοι με τη σεισμολογία (132 μ.Χ.), κατασκευάζοντας ένα σεισμοσκόπιο. Σε αντίθεση με το σειсмоγράφο, δεν έδινε την ολοκληρωμένη εξέλιξη της σεισμικής δόνησης, αλλά μόνο την κατεύθυνση της αρχικής ώσης που προκαλούσε ο σεισμός. Το 1660 μ.Χ. ο Hooke ανέπτυξε το νόμο που συνδέει την τάση με την παραμόρφωση και το 1820 μ.Χ. οι Navier και Cauchy ανέπτυξαν τις εξισώσεις ελαστικότητας. Τότε συνδυάστηκαν οι αρχές διατήρησης μάζας και ενέργειας για να αναπτυχθούν οι εξισώσεις κίνησης των στερεών. Το 1830 μ.Χ. ο Poisson απέδειξε ότι δύο μόνο τύποι κυμάτων

διαδίδονται μέσα από ομοιογενή στερεά. Αυτή ήταν η αρχή της έρευνας και η θεωρητική βάση της σεισμολογίας (Μονόπωλης, 2001, Μόσιαλος, 2006).

1.1 ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ

Η Γη αποτελείται από τρία διαφορετικά στρώματα το φλοιό, το μανδύα και τον πυρήνα, συνολικού πάχους 6.370km περίπου. Ο φλοιός είναι το στερεό, εξωτερικό περίβλημα της Γης. Υπάρχουν δύο είδη φλοιού, ο ηπειρωτικός και ο ωκεάνιος. Το μέσο πάχος του ηπειρωτικού είναι περίπου 35km, κάτω όμως από τις μεγάλες οροσειρές μπορεί να φτάσει τα 60 - 70km. Το μέσο πάχος του ωκεάνιου είναι 7km. Ο μανδύας είναι το αμέσως επόμενο στρώμα και φτάνει μέχρι το βάθος των 2.900km.

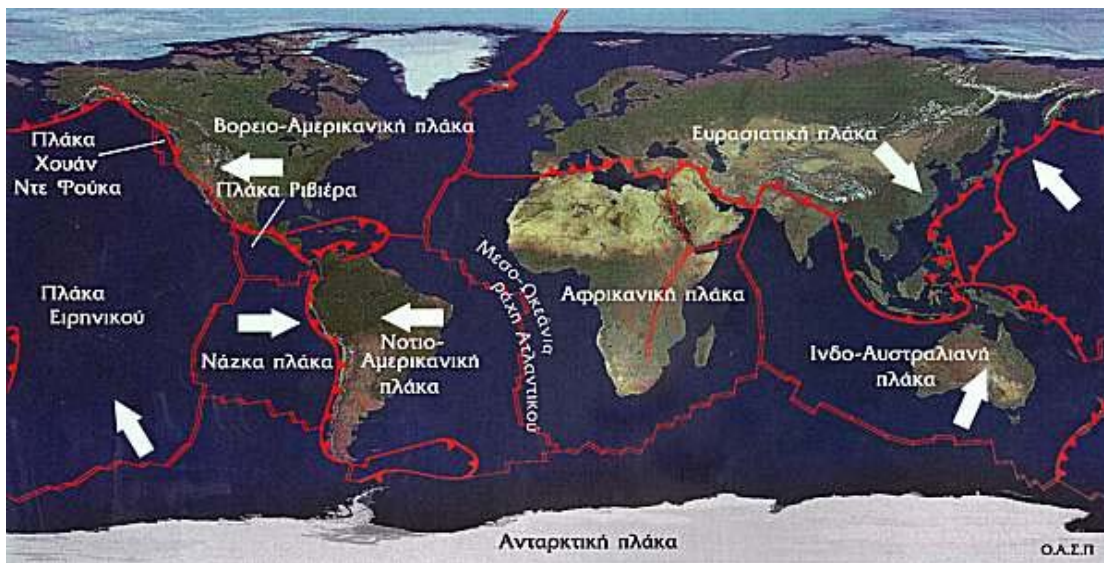
Η επιφάνεια που χωρίζει το φλοιό από τον μανδύα, είναι γνωστή με το όνομα ασυνέχεια Mohorovicic. Ως λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται ένα δύσκαμπτο στρώμα, μέσου πάχους 80km περίπου, που αποτελείται από το στερεό φλοιό και μέρος του στερεού ανώτερου μανδύα. Το τμήμα του μανδύα που βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα είναι γνωστό ως ασθενόσφαιρα. Κάτω από το μανδύα υπάρχει ο πυρήνας που φτάνει έως το κέντρο της γης (<http://www.oasp.gr/default.asp?l1=3&l2=1>).

1.2 ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΠΛΑΚΕΣ-ΓΕΝΕΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ

Η λιθόσφαιρα δεν είναι ενιαία αλλά απαρτίζεται από ένα σύνολο μεγάλων και μικρότερων πλακών που ολισθαίνουν πάνω στο υποκείμενο παχύρρευστο μανδυσικό υλικό (ασθενόσφαιρα) πραγματοποιώντας σχετικές μεταξύ τους κινήσεις. Οι πλάκες αυτές λέγονται λιθοσφαιρικές πλάκες. Τα αίτια κίνησής τους

πιθανόν να είναι οι οριζόντιες εφασπτομενικές κινήσεις που ασκούνται στον πυθμένα τους από τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς τα οποία δημιουργούνται στον ασθενοσφαιρικό μανδύα.

Η θεωρία που ερμηνεύει ικανοποιητικά το σύνολο των γεωλογικών και γεωφυσικών παρατηρήσεων, που σχετίζονται με την ενεργό τεκτονική δράση και κατά συνέπεια και με τη σεισμική δράση, είναι αυτή που περιγράφει την κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών.



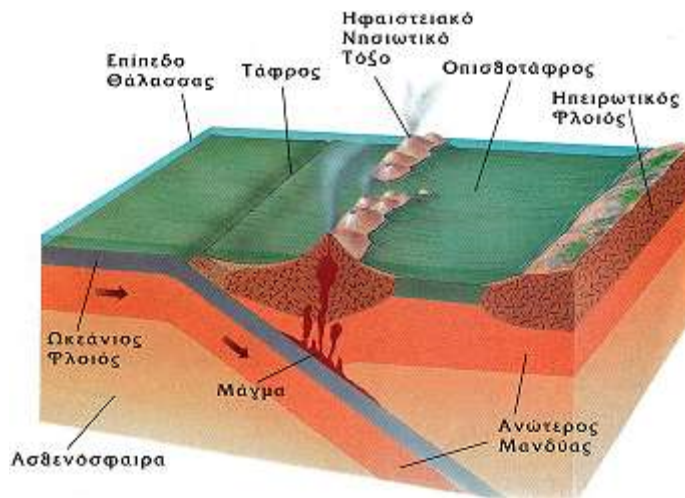
Σχ. 1.1 Οι λιθοσφαιρικές πλάκες. Τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση της σχετικής κίνησής τους (<http://www.oasp.gr>).

Η λιθόσφαιρα της Γης αποτελείται από επτά μεγάλες πλάκες Αφρικανική, Ευρασιατική, Ινδο-Αυστραλιανή, Ανταρκτική, πλάκα του Ειρηνικού, Βορειο-Αμερικανική, Νοτιο-Αμερικανική. Υπάρχουν όμως και αρκετές μικρότερες. Οι πλάκες κινούνται προς διαφορετικές διευθύνσεις. Τα βέλη δείχνουν την κίνησή τους (σχήμα 1.1).

Στις περιοχές που η μία πλάκα ολισθαίνει οριζόντια σε σχέση με την άλλη, η κίνηση γίνεται κατά μήκος κατακόρυφων ρηγμάτων μετασχηματισμού. Στην περίπτωση της σύγκλισης των πλακών η πυκνότερη από τις δύο βυθίζεται κάτω από την άλλη μέχρις ότου λιώσει η πρώτη μέσα στο θερμό μανδυσικό υλικό

κι έτσι καταστρέφεται λιθοσφαιρικό υλικό. Η δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού στις μεσσωκεάνιες ράχες αντισταθμίζεται λοιπόν με την καταστροφή αντίστοιχης ποσότητας στις περιοχές σύγκλισης πλακών, οπότε η συνολική επιφάνεια της Γης παραμένει σταθερή.

Αποτέλεσμα της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών είναι η αργή παραμόρφωση των πετρωμάτων στις παρυφές τους. Για το λόγο αυτό, στα πετρώματα που βρίσκονται κοντά στις περιοχές αυτές συσσωρεύονται τεράστια ποσά δυναμικής ενέργειας (ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης πετρωμάτων), και αναπτύσσονται μεγάλες τάσεις. Όταν οι τάσεις υπερβούν το όριο αντοχής του λιθοσφαιρικού υλικού στο σημείο αυτό επέρχεται θραύση. Ταυτόχρονα πραγματοποιείται απότομη σχετική κίνηση των δύο τμημάτων που έχουν προκύψει κατά μία επιφάνεια έως ότου ισορροπήσουν σε νέες θέσεις. Η επιφάνεια αυτή είναι το σεισμικό ρήγμα. Τη χρονική αυτή στιγμή γεννιέται ένας σεισμός. (<http://www.oasp.gr>).



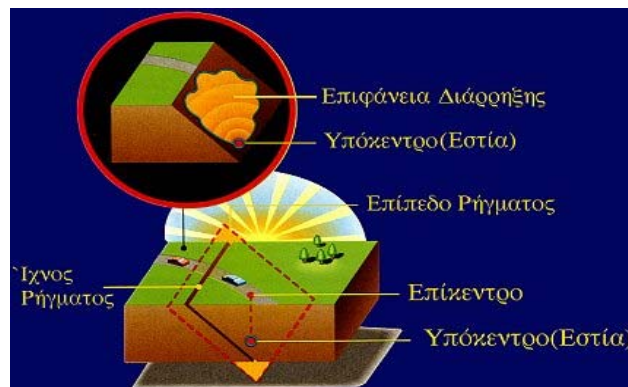
Σχ. 1.2 Δημιουργία τόξου. Στην περιοχή αυτή παρατηρούνται η ωκεάνια τάφρος, το ηφαιστειακό - νησιωτικό τόξο και η οπισθοτάφρος. Υποβύθιση μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από ηπειρωτική λιθοσφαιρική πλάκα (<http://www.oasp.gr>).

Κατά την διαδικασία της διάρρηξης προκαλούνται σεισμικά κύματα, τα οποία διατρέχουν σχεδόν ολόκληρη τη μάζα της γης (εκτός από τον εσωτερικό πυρήνα) και φτάνουν στα επιφανειακά στρώματα σε χρόνους οι οποίοι είναι ανάλογοι με την απόσταση τους από την σεισμική εστία, αλλά που η αποτελεσματικότητά τους είναι αντίστροφα ανάλογη της εστιακής τους απόστασης.

Μη γνωρίζοντας την προέλευση των ενδογενών δυνάμεων και τον τρόπο συσσώρευσης τους δεν είναι δυνατόν να ειπωθεί ότι επειδή μια σεισμική ζώνη έδωσε πρόσφατα κάποιο σεισμό δεν είναι δυνατό να γίνει ένας άλλος σε σύντομο χρόνο με αιτιολογικό ότι ελευθερώθηκαν οι τάσεις που είχαν συσσωρευτεί. Έτσι ποτέ σχεδόν δεν είναι βέβαιο ότι ένας σεισμός δεν είναι ‘προσεισμός’ ενός μεγαλύτερου σεισμού και ότι ένας ‘μετασεισμός’ δεν είναι ένας ‘προσεισμός’ ενός επόμενου ‘κυρίου σεισμού’ (Μονόπωλης, 2001, Μόσιαλος, 2006).

1.3 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΣΕΙΣΜΩΝ

Ο χώρος που πρωτοεκδηλώνεται η διάρρηξη των πετρωμάτων (σεισμογόνος χώρος) μπορεί κατά προσέγγιση να θεωρηθεί ως σημείο και ονομάζεται εστία ή υπόκεντρο του σεισμού. Το ίχνος της κατακόρυφης προβολής της εστίας πάνω στην επιφάνεια της γης είναι το επίκεντρο, ενώ η απόστασή του από την εστία (βάθος της εστίας) λέγεται εστιακό βάθος (σχήμα 1.3).



Σχ.1.3 Χαρακτηριστικά σεισμών (<http://www.oasp.gr/>).

Ανάλογα με το εστιακό βάθος οι σεισμοί χωρίζονται σε:

- 1) Αβαθείς που το βάθος τους φτάνει μέχρι τα 60 km.
- 2) Ενδιάμεσου βάθους, των οποίων το βάθος κυμαίνεται από 60 km έως 300 km,
- 3) Μεγάλου βάθους από 300 km και πλέον (Ο Wadati το 1928 επιβεβαίωσε την ύπαρξη σεισμών βάθους 700 km).

Για τους αβαθείς σεισμούς η γένεσή τους αποδίδεται αρκετά αξιόπιστα σε διαρρήξεις πετρωμάτων είτε στην υπέρβαση της αντίστασης τριβής δύο τεκτονικών τεμάχων από τις συσσωρευμένες ενδογενείς τάσεις. Για τους σεισμούς μέσου και μεγάλου βάθους ο μηχανισμός γένεσης είναι ακόμη απροσδιόριστος. (<http://www.oasp.gr>).

1.4 ΟΡΓΑΝΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

Οι δονήσεις που προκαλούν οι σεισμοί αναγνωρίζονται, καταγράφονται και μετριοούνται από όργανα που λέγονται σειсмоγράφοι, οι δε καταγραφές, τα σειсмоγράμματα, αντιστοιχούν στις παλιδρομικές κινήσεις του εδάφους κάτω από τα όργανα. (Βαφείδης, 2001).

Οι σεισμικές δονήσεις προκαλούνται από δύο είδη σεισμικών κυμάτων: τα κύματα χώρου και τα επιφανειακά κύματα. Τα κύματα χώρου διακρίνονται σε δύο τύπους κύματα συμπίεσης (διαμήκη) και εγκάρσια (διατμητικά). Και οι δύο τύποι κυμάτων χώρου φθάνουν σε διάφορα σημεία του εξωτερικού φλοιού της γης αφού πρώτα διασχίσουν σημαντικά τμήματα του μανδύα και του πυρήνα της γης. Επειδή τα εγκάρσια κύματα δε διαδίδονται στα υγρά και ο πυρήνας της γης είναι 'σκιερός' στα εγκάρσια κύματα, το γεγονός αυτό είναι ένα επιχείρημα ότι ο πυρήνας της γης βρίσκεται σε κατάσταση τήγματος.

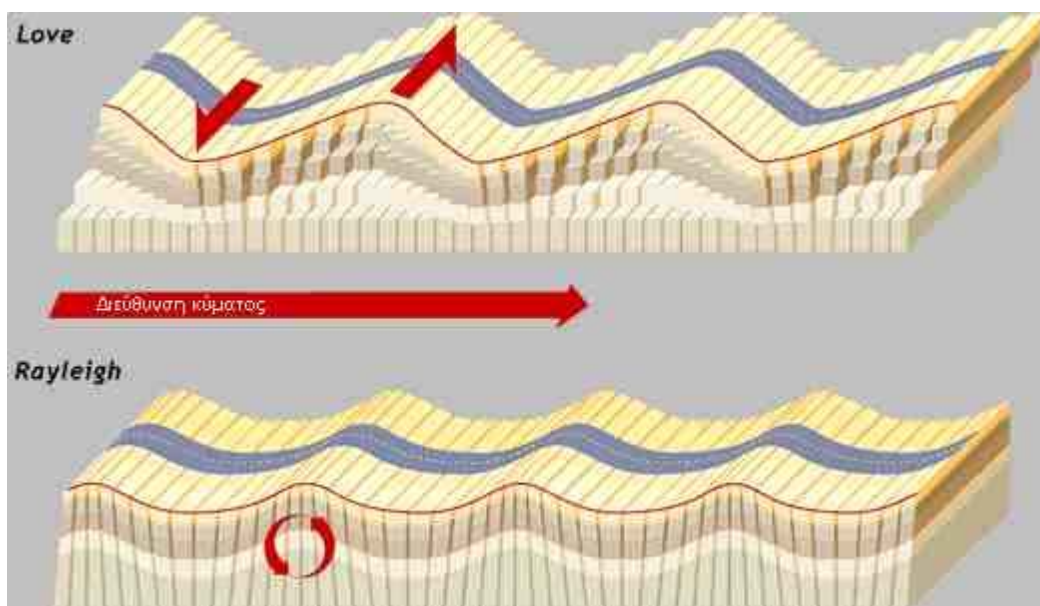
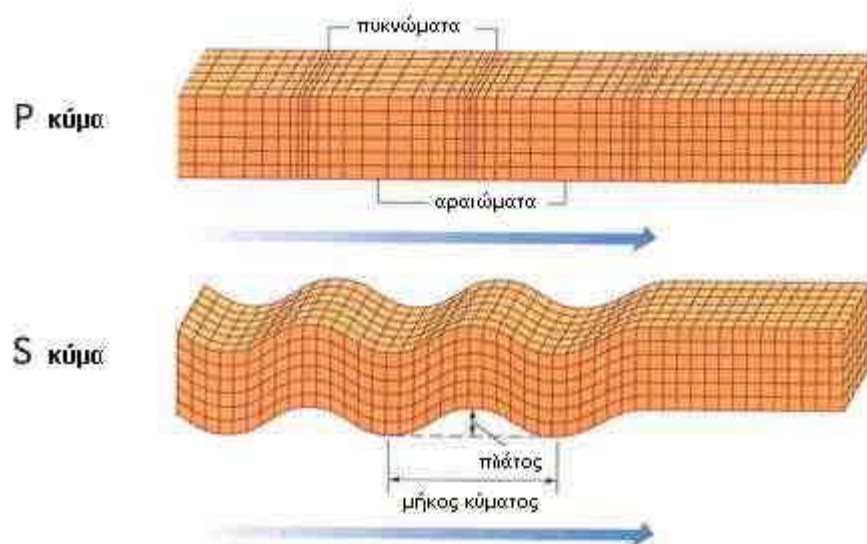
Ο πυρήνας της Γης ανακαλύφθηκε το 1906 από τον Oldham και το 1913 ο Guttenberg καθόρισε με ικανοποιητική ακρίβεια το βάθος του στα 2900 χιλιόμετρα

(σήμερα το βάθος εκτιμάται στα 2889 χιλιόμετρα). Το 1909 ο Mohorovicic ανακάλυψε μια ισχυρή μεταβολή των σεισμικών ταχυτήτων η οποία προς τιμή του ονομάστηκε ασυνέχεια Moho. Αργότερα, το 1936, η σεισμολόγος Inge Lehman ανακάλυψε τον εσωτερικό πυρήνα της Γης, ενώ το 1939 ο Sir Harold Jeffreys συγκέντρωσε τους χρόνους άφιξης χιλιάδων σεισμικών κυμάτων και ανέπτυξε την πρώτη λεπτομερή τομή της Γης από την επιφάνεια ως το κέντρο της. Αυτοί οι χρόνοι έχουν πλέον τυποποιηθεί και συγκεντρωθεί σε πίνακες (οι Jeffreys-Bullen πίνακες) και χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό μακρινών σεισμών. Αυτοί οι πίνακες προβλέπουν τις αφίξεις των P κυμάτων σε οποιοδήποτε σημείο της επιφάνειας της Γης (Βαφείδης, 2001).

Τα κύματα συμπίεσης, τα λεγόμενα διαμήκη, κινούνται με μεγαλύτερη ταχύτητα από εκείνη των εγκάρσιων τα οποία με την σειρά τους κινούνται με μεγαλύτερη ταχύτητα από εκείνη των επιφανειακών κυμάτων. Επομένως η καθυστέρηση καταγραφής των εγκάρσιων κυμάτων σε ένα σεισμόγραμμα είναι ανάλογη με την εστιακή απόσταση του σεισμού από τον σταθμό. Έτσι από ένα σεισμόγραμμα είναι δυνατό να προσδιοριστεί η εστιακή απόσταση. Το εύρος των σεισμικών κυμάτων (πλάτος ταλάντωσης) προσδιορίζει το μέγεθος του σεισμού σε ποσοστό ενέργειας.

Το 1887 ο λόρδος Rayleigh απέδειξε την ύπαρξη επιπλέον λύσεων των ελαστικών εξισώσεων κίνησης για τα υλικά σε ελεύθερες επιφάνειες. Αυτές οι λύσεις αντιστοιχούν στα κύματα Rayleigh των οποίων η διάδοση περιορίζεται στις επιφάνειες των σωμάτων που διατρέχουν (επιφανειακά κύματα).

Το 1911 ο Love προσδιόρισε έναν άλλο τύπο κύματος, το οποίο παράγεται σε στρωματωμένα μέσα. Τα κύματα αυτά ονομάστηκαν κύματα Love. Τα κύματα Rayleigh και Love είναι επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται από τις αλληλεπιδράσεις των διαμήκων και εγκάρσιων κυμάτων με τα υλικά στις διαχωριστικές επιφάνειες (π.χ. στην επιφάνεια της Γης). Η μετατόπιση των επιφανειακών υλικών σημείων κατά τη διάδοση ενός σεισμικού κύματος περιγράφεται στο σχήμα 1.4 (Βαφείδης, 2001).



Σχ.1.4 Σχηματική αναπαράσταση των εδαφικών κινήσεων κατά το πέρασμα των ελαστικών κυμάτων P (διαμήκη) και S (εγκάρσια), καθώς και των δύο επιφανειακών κυμάτων Love και Rayleigh. Τα κύματα στο σχήμα διαδίδονται με κατεύθυνση από αριστερά προς τα δεξιά (Bolt, 1976).

1.4.1 Μέτρηση σεισμών-Κλίμακες

Για να υπάρχει κάποιο μέτρο σύγκρισης των σεισμών δημιουργήθηκε η ανάγκη υπολογισμού μίας ποσότητας που να τους χαρακτηρίζει. Έτσι ορίστηκε το μέγεθος (M) του σεισμού που είναι το μέτρο της ενέργειας που εκλύεται από την εστία κατά τη διάρκεια της σεισμικής δόνησης.

Το μέγεθος προσδιορίζεται με μετρήσεις διαφόρων παραμέτρων των σεισμικών κυμάτων όπως το πλάτος, η περίοδος και η διάρκεια. Για τον υπολογισμό του μεγέθους των σεισμών επινοήθηκαν διάφορες κλίμακες. Οι πιο γνωστές είναι: η κλίμακα τοπικού μεγέθους ML (κλίμακα Richter - το όνομά της το πήρε από τον Ch. Richter το 1935) και η κλίμακα επιφανειακού μεγέθους Ms. Στην Ελλάδα, συνήθως, οι αναφορές στο μέγεθος γίνονται σε Ms.

Τα μεγέθη που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση ενός σεισμού είναι τα παρακάτω:

- **ML** Είναι το τοπικό μέγεθος (Magnitude Local: τοπικό μέγεθος που παρουσιάστηκε από τον Charle Richter το 1935). Η κλίμακα Richter είναι ένας μαθηματικός τύπος. Το μέγεθος ενός σεισμού καθορίζεται από το λογάριθμο του πλάτους των κυμάτων που καταγράφονται από τους σειсмоγράφους σε μια ορισμένη περίοδο. Το **ML** είναι αξιόπιστο, όταν υπολογίζεται από σειсмоγράφους που δεν απέχουν περισσότερο από 600 χιλιόμετρα από το επίκεντρο του σεισμού. Ισχύει μόνο για ορισμένη συχνότητα σεισμικών κυμάτων και για ορισμένη απόσταση από το επίκεντρο. Έτσι, για διαφορετικές αποστάσεις από το επίκεντρο του σεισμού οι σεισμολόγοι βασίζονται σε διαφορετικά σεισμικά κύματα για τον υπολογισμό του.
- **Ms** Είναι το μέγεθος που λαμβάνεται από τη μέτρηση των κυμάτων επιφανείας. Να σημειώσουμε ότι το Ms είναι μεγαλύτερο από το ML. Για παράδειγμα, αν το μέγεθος ενός σεισμού μετρήθηκε σαν 5 βαθμοί της κλίμακας Ρίχτερ (ML), μπορεί να μετρηθεί και ως 5.5 Ms. Το Ms είναι

αξιόπιστο για επιφανειακούς (< 50 km βάθος) σεισμούς και για μεγάλες αποστάσεις από το επίκεντρο. Χρησιμοποιείται στην Ελλάδα και προτάθηκε από τον Παπαζάχο. Η ενέργεια που εκλύεται δίνεται σε erg από τον τύπο : $\log E = 12,24 + 1,40 M_s$.

Άλλες κλίμακες είναι η **MB** (μια επέκταση της κλίμακας Richter), η **Mw** η οποία χρησιμοποιείται για μεγάλους σεισμούς, η **Md** (κλίμακα μεγέθους διάρκειας), η **Mo**, η κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής και η **Me** το οποίο εκφράζει το δυναμικό καταστροφικότητας ενός σεισμού (www.earthquake.net.gr)

. Οι σεισμοί που προκαλούν βλάβες έχουν τις περισσότερες φορές μέγεθος μεγαλύτερο από 5 βαθμούς της κλίμακας Richter. Θα πρέπει όμως να σημειωθεί ότι οι επιπτώσεις ενός σεισμού στους ανθρώπους και στις κατασκευές (βλάβες ή μη βλάβες) εξαρτώνται εκτός από το μέγεθος και από άλλους παράγοντες όπως το εστιακό βάθος, η θέση του επικέντρου, η κατασκευή, το έδαφος θεμελίωσης της κατασκευής, τη γειτνίαση με ενεργά ρήγματα κ.λπ.. Ο σεισμός της Πάρνηθας (7-9-1999) είχε σχετικά μικρό μέγεθος (5,9), όμως προκάλεσε μεγάλες καταστροφές σε πολλές περιοχές του λεκανοπεδίου της Αττικής γιατί το επίκεντρο ήταν κοντά σε πυκνοκατοικημένη περιοχή, ορισμένα κτίρια ήταν κακές κατασκευές ή με ανεξέλεγκτες επεμβάσεις στο φέροντα οργανισμό τους ενώ κάποια άλλα ήταν κτισμένα σε μη κατάλληλο έδαφος θεμελίωσης.

Το μεγαλύτερο μέγεθος σεισμού που έχει μετρηθεί έως σήμερα σε παγκόσμια κλίμακα είναι 8,9 (κατά άλλους 9,2). Ο μεγαλύτερος ίσως σεισμός ($M=8,2$) που έπληξε τον ελληνικό χώρο στις 21 Ιουλίου του 365μ.Χ. και προκάλεσε μεγάλες καταστροφές σε περιοχές της Μεσογείου (Πελοπόννησο, Κρήτη, Αίγυπτο, Σικελία, Δαλματία). Το συχνότερα παρατηρούμενο μέγιστο μέγεθος σεισμού -ετησίως- στη χώρα μας είναι το 6,3.

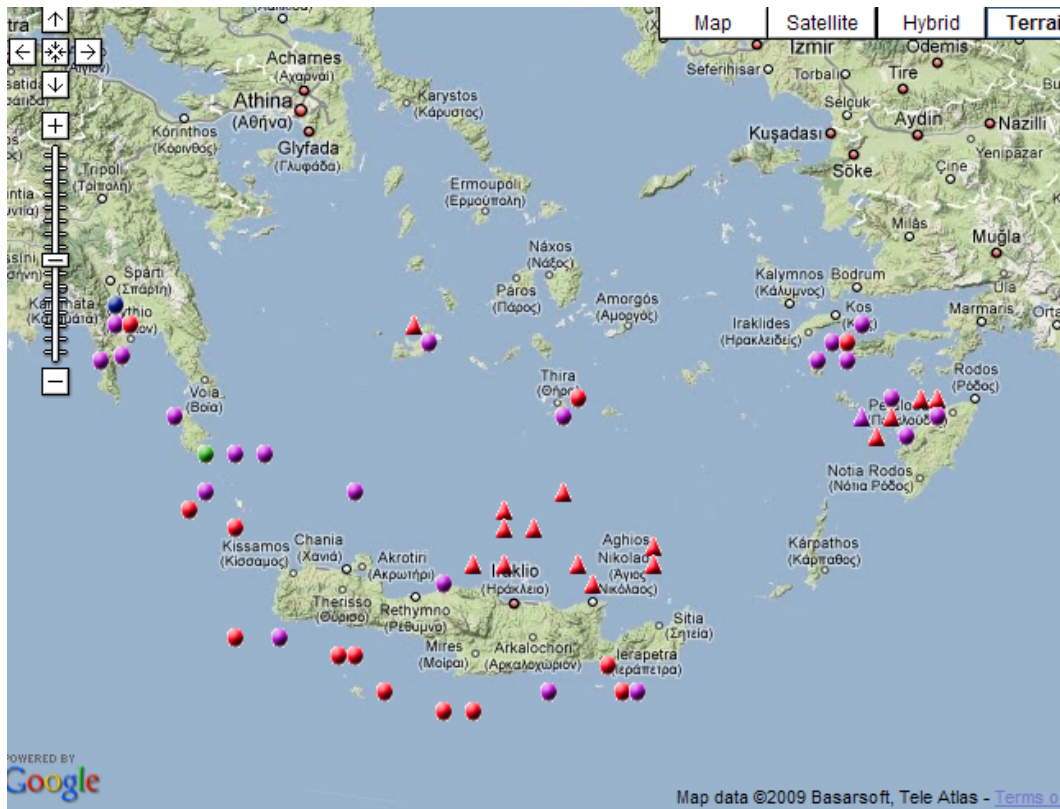
4.2 Οι κυριότεροι Σεισμοί στην Ελλάδα

Στον πίνακα 1 παρατίθενται οι κυριότεροι σεισμοί, καθώς και οι επιπτώσεις τους, που έλαβαν χώρα στην Ελλάδα κατά την τελευταία τριακονταετία ως το 2000.

Πίνακας 1. Οι κυριότεροι Σεισμοί στην Ελλάδα κατά την τελευταία τριακονταετία ως το 2000 (<http://www.oasp.gr>).

Πληγείσα περιοχή	Ημερομηνία	Μέγεθος	Επιπτώσεις
Άγιος Ευστράτιος	19-2-1968	7,1	20 νεκροί, 39 τραυματίες, 175 καταρρεύσεις κτιρίων
Στίβος Θεσσαλονίκης	20-6-1978	6,5	45 νεκροί κυρίως από την κατάρρευση οκταώροφης πολυκατοικίας στη Θεσσαλονίκη, 220 τραυματίες, 9.480 κτίρια με μη επισκευάσιμες βλάβες. Σημαντικές ζημιές στις περιοχές Θεσσαλονίκης, Βόλβης – Λαγκαδά, Κιλκίς, Σερρών, Χαλκιδικής.
Αλμυρός Βόλου	9-7-1980	6,5	24 τραυματίες, 5.222 κτίρια κατεστραμμένα. Ζημιές σε Μαγνησία, Φθιώτιδα, Λάρισα.
Περαχώρα - Αλκυονίδες	24-2-1981	6,7	20 νεκροί, 500 τραυματίες, 22.554 κτίρια με μη επισκευάσιμες βλάβες. Πολλές υλικές ζημιές σε: Κορινθία, Βοιωτία, Αττική, Φωκίδα, Εύβοια.
Καλαμάτα	13-9-1986	6,0	20 νεκροί, 80 τραυματίες, κατάρρευση 4 πολυκατοικιών στην πόλη της Καλαμάτας. Ολοκληρωτική καταστροφή του Ελαιοχωρίου. Από τα 9.124 κτίρια της Καλαμάτας το 20% κρίθηκαν κατεδαφιστέα.
Κοζάνη - Γρεβενά	13-5-1995	6,6	Εκτεταμένες ζημιές. Καταρρεύσεις πολλών κτιρίων σε χωριά της ευρύτερης περιοχής.
Αίγιο	15-6-1995	6,1	26 νεκροί, κατάρρευση ενός ξενοδοχείου και μιας πολυκατοικίας. Εκτεταμένες ζημιές.
Κόνιτσα	26-7-1996	5,2	Εκτεταμένες ζημιές. Βλάβες σε κτίρια κυρίως στην πόλη της Κόνιτσας και σε γύρω χωριά.

Πάρνηθα - Αθήνα	7-9-1999	5,9	143 νεκροί, 400 περίπου τραυματίες, 37 καταρρεύσεις κτιρίων. Εκτεταμένες βλάβες σε κτίρια των δυτικών, βορειοδυτικών και νοτιοδυτικών περιοχών της Αττικής. 85 άνθρωποι απεγκλωβίστηκαν ζωντανοί μέσα από τα ερείπια.
----------------------------	----------	-----	---



Σχ.1.5 Ιστορικοί σεισμοί για την περιοχή της Κρήτης, την περίοδο 550π.Χ. έως 1899μ.Χ (<http://www.seismokriti.gr>).

Οι κυριότεροι ιστορικοί σεισμοί για την περιοχή της Κρήτης (με συντεταγμένες 34-37°N και 22-28°E) την περίοδο 550π.Χ. έως 1899μ.Χ., και της ευρύτερης περιοχής παρατίθενται στο σχήμα 1.5, ενώ οι σύγχρονοι για την ίδια περιοχή (μεγέθους $M_s \geq 6$ για την περίοδο από το 1900μ.Χ. έως σήμερα) στο σχήμα 1.6.



Σχ.1.6 Σύγχρονοι σεισμοί για την περιοχή της Κρήτης μεγέθους $M_s \geq 6$ για την περίοδο από το 1900μ.Χ. έως σήμερα (<http://www.seismokriti.gr>).

Επεξήγηση συμβόλων

- Επιφανειακοί σεισμοί (0-60 km βάθος), μεγέθους M_s από 4.0 έως 4.9
- Επιφανειακοί σεισμοί (0-60 km βάθος), μεγέθους M_s από 5.0 έως 5.9
- Επιφανειακοί σεισμοί (0-60 km βάθος), μεγέθους M_s από 6.0 έως 6.9
- Επιφανειακοί σεισμοί (0-60 km βάθος), μεγέθους M_s από 7.0 και πάνω
- ▲ Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (60 km και πάνω), μεγέθους M_s από 4.0 έως 4.9
- ▲ Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (60 km και πάνω), μεγέθους M_s από 5.0 έως 5.9
- ▲ Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (60 km και πάνω), μεγέθους M_s από 6.0 έως 6.9
- ▲ Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (60 km και πάνω), μεγέθους M_s από 7.0 και πάνω

(<http://www.seismokriti.gr/>)

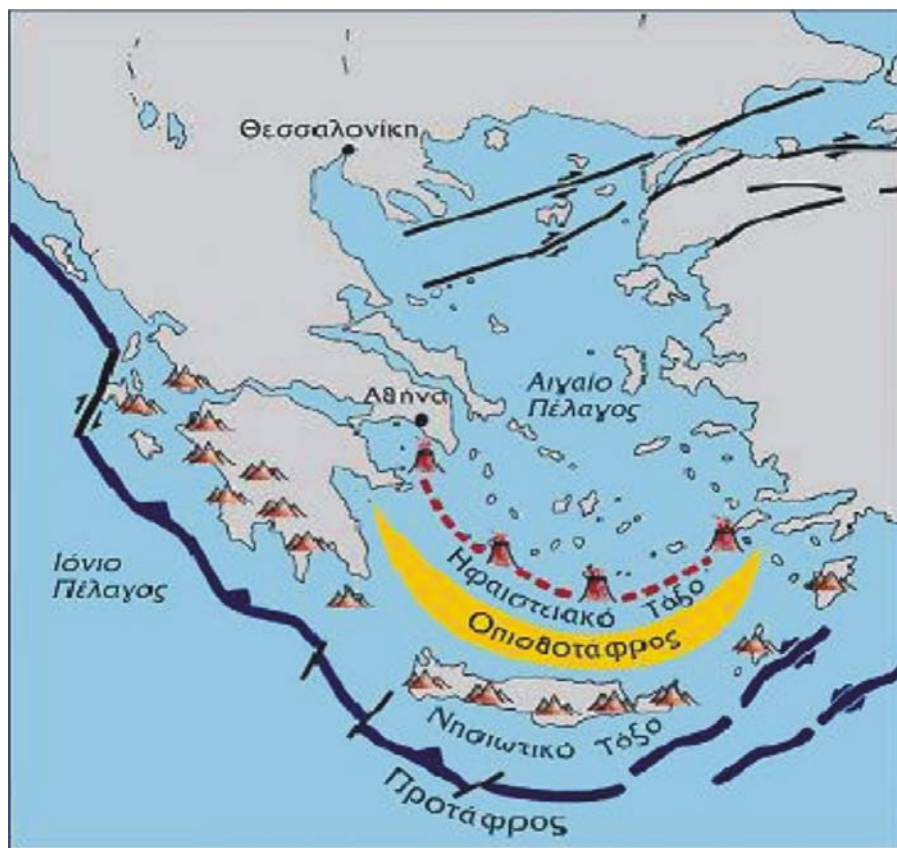
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η Ελλάδα ανήκει στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου η οποία αποτελεί ένα φυσικό εργαστήριο για την μελέτη και της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών. Ο ελληνικός χώρος αποτελεί χαρακτηριστικό τμήμα του Αλπικού συστήματος και της Νέο Ευρώπης αποτελώντας συνέχεια της ορογενετικής αλυσίδας των Άλπεων που δια μέσου επιμέρους οροσειρών (Δειναρίδες, Ελληνίδες, Ταυρίδες, Ιρανίδες, Αφγανίδες) καταλήγει στο ορεινό συγκρότημα των Ιμαλαΐων (Παπανικολάου, 1986). Πρόκειται για την μια από τις δυο κύριες ορεινές αλυσίδες του Αλπικού συστήματος η οποία περιλαμβάνει τις υψηλότερες κορυφές του κόσμου και η οποία είναι αποτέλεσμα της σύγκρουσης δυο πλακών με ηπειρωτικό φλοιό, δηλαδή της Ευρασίας προς βορρά και των τεμαχίων της πρώην Γκοτβάνας προς νότο (κυρίως Αφρική, Αραβία, Ινδία). Η Αλπικο Ιμαλαϊκή ζώνη θεωρείται σαν μοναδική ηπειρωτική περιοχή, στην οποία εξελίσσεται μεγάλης κλίμακας τεκτονική παραμόρφωση (McKenzie, 1978). Συνεπώς, το κυρίαρχο γεωλογικό πλαίσιο, που έχει διαμορφωθεί στην περιοχή, οφείλεται στις διάφορες φάσεις της Αλπικής ορογένεσης. Η ορεινή αλυσίδα Άλπεις – Ιμαλαΐα δημιουργήθηκε από την πτύχωση ιζημάτων που είχαν αποτεθεί κατά το Μεσοζωικό και μέρος του Καινοζωικού αιώνα μέσα σε ένα μεγάλο ωκεανό, την Τηθύ που χώριζε τις δυο ηπείρους Ευρασία και Γκοτβάνα (Boccaletti, 1976). Το ορογενετικό σύστημα της Τηθύος περιλαμβάνει ευθύγραμμα περίπου τμήματα καθώς και περιοχές με καμπυλόγραμμα τμήματα που αποτελούν συγκεκριμένα τόξα.

Το Ελληνικό τόξο είναι ένα σεισμικά, τεκτονικά και ηφαιστειακά ενεργό τόξο που οφείλει την δημιουργία του κατά τους περισσότερους ερευνητές (Rotstein, 1985; Laubscher, 1990; Avigad and Garfunke, 1991; Casten and Snopek, 2006) στην σύγκρουση της Ευρασιατικής με την Αφρικανική πλάκα. Το Ελληνικό τόξο διαμορφώθηκε τα τελευταία 10 εκατομμύρια χρόνια στην λεγόμενη νεοτεκτονική περίοδο. Τα χαρακτηριστικά του Ελληνικού τόξου είναι ότι έχει μήκος 1500 Km

με μορφοτεκτονική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ στην Αλβανία, Σκόπια και ηπειρωτική Ελλάδα, κάμπτεται σε διεύθυνση Α-Δ από τα Κύθηρα στην Κρήτη και στη συνέχεια σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στα Δωδεκάνησα και στη Λυκία της Νοτιοδυτικής Μικρασίας (σχ 2.1). Το κυριότερο χαρακτηριστικό του Ελληνικού τόξου είναι ότι πρόκειται για το μόνο τμήμα από ολόκληρο το σύστημα της Τηθύος όπου συνεχίζεται αυτή την στιγμή η ορογένεση και το οποίο έχει όλα τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά ενός υπό εξέλιξη ορογενετικού τόξου.



Σχ 2.1 Τα βασικά στοιχεία του Ελληνικό τόξου. Η πρόταφρος (ή Ελληνική τάφρος), το νησιωτικό τόξο, η οπισθοτάφρος και το ηφαιστειακό τόξο.

2.2 Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ Ν.ΑΙΓΑΙΟΥ

Η περιοχή του Ν.Αιγαίου είναι τμήμα του μικρού, αλλά γεωδυναμικά εξαιρετικά ενεργού Ελληνικού χώρου. Το κυρίαρχο γεωλογικό πλαίσιο που έχει διαμορφωθεί στην περιοχή οφείλεται στις διάφορες φάσεις της Αλπικής ορογένεσης.

Το ευρύ θαλάσσιο κάλυμμα του Ν.Αιγαίου δεν επιτρέπει τις άμεσες γεωλογικές και πετρολογικές παρατηρήσεις. Για αυτό το λόγο οι πληροφορίες απορρέουν κυρίως από τις χερσαίες περιοχές (Ν.Πελοπόννησος, νησιωτικό σύμπλεγμα Κυκλάδων, Κρήτη, Δωδεκάνησσα κ.λ.π). Το κύριο μέρος του Ν.Αιγαίου καταλαμβάνεται από γεωτεκτονικές ζώνες που ανήκουν στις εξωτερικές Ελληνίδες, με εξαίρεση τις Κυκλάδες που ανήκουν στην Αττικο-Κυκλαδική ζώνη (Μουντράκης, 1985). Οι εξωτερικές Ελληνίδες αποτελούνται από τεκτονικά καλύμματα με διαφορετική λιθολογία και βαθμό μεταμόρφωσης που αποτέθηκαν πάνω στην σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων στην διάρκεια της συμπίεσης που έλαβε χώρα στη διεύθυνση Β-Ν κατά το Ολιγόκαινο-κάτω Μειόκαινο (Dornsiepen et al, 1999). Στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη εμφανίζεται η ακόλουθη διαδοχή γεωλογικών ενότητων από πάνω προς τα κάτω (Papanikolaou and Skarpelis, 1986): α) το κάλυμμα της Τρίπολης που αποτελείται κυρίως από ανθρακικά ιζήματα ρηχής θάλασσας που αποτέθηκαν στο διάστημα Τριαδικό – Τριτογενές β) το κάλυμμα των φυλλιτών που αποτελείται κυρίως από πυριτοκλαστικά πετρώματα που αποτέθηκαν στο διάστημα άνω Λιθανθακοφόρο – κάτω Τριαδικό και γ) από την παρααυτόχθονη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων που αποτελείται κυρίως από ανθρακικά ιζήματα που αποτέθηκαν στο διάστημα Πέρμιο – Τριτογενές. Αυτές οι εξωτερικές ενότητες καλύφθηκαν από τις κάτωθι εσωτερικές ενότητες: α) το οφιολοθικό σύμπλεγμα που αποτελείται από υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού ηλικίας Ιουρασικού, ιζήματα βαθιάς θάλασσας και πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης β) το Πελαγονικό κάλυμμα που αποτελείται κυρίως από πυροκλαστικά πετρώματα και ανθρακικά ιζήματα ρηχής θάλασσας ηλικίας Πέρμιου – Μεσοζωικού, μερικώς

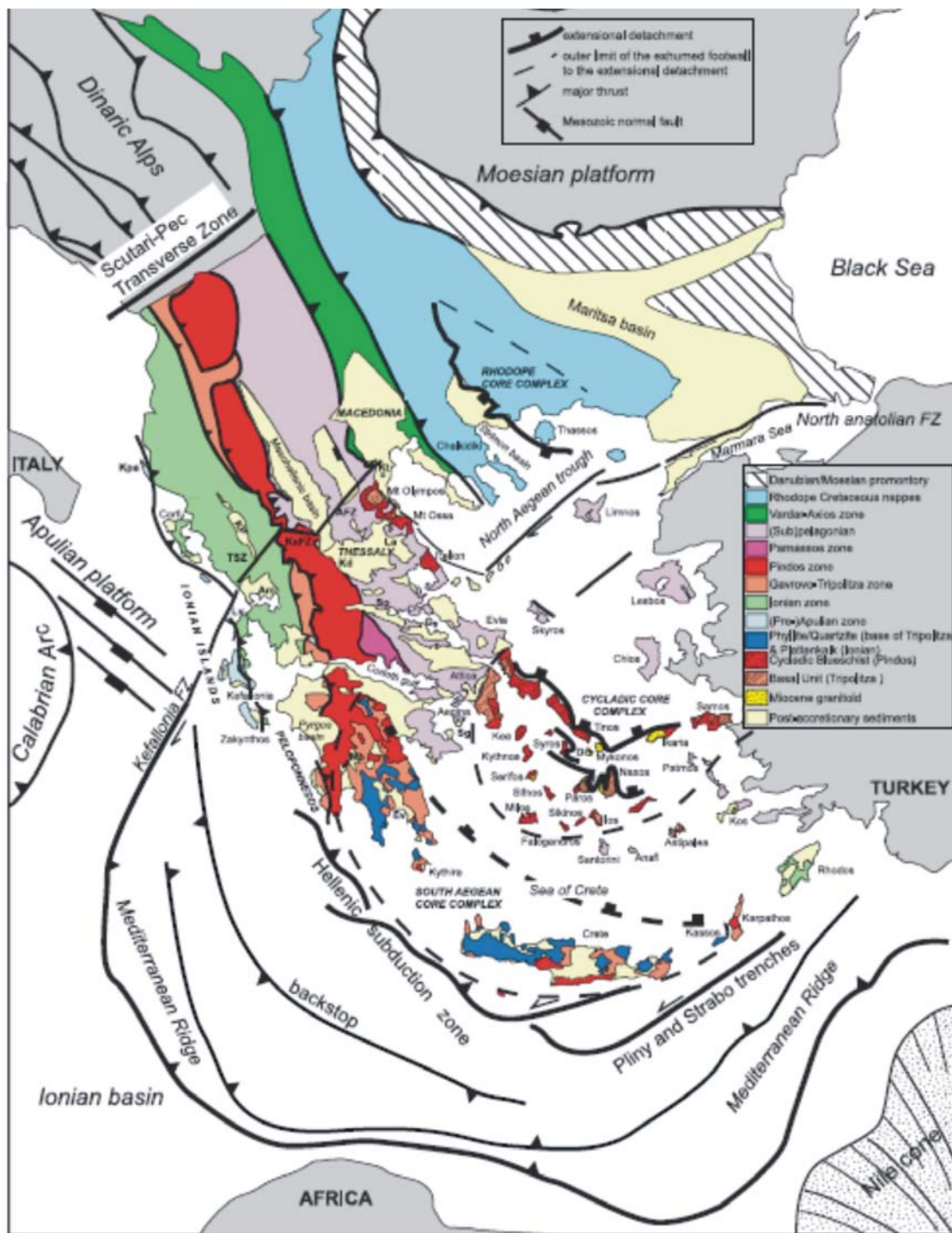
μεταμορφωμένα και γ) το κάλυμμα της Πίνδου – Εθιάς, που αποτελείται κυρίως από ιζήματα βαθιάς θάλασσας ηλικίας Τριαδικού – Τριτογενούς.

Στο σχήμα 2.2 παρουσιάζονται οι γεωτεκτονικές ζώνες που εμφανίζονται στις χερσαίες περιοχές εκατέρωθεν της γραμμής μελέτης (ΑΕΓ-1) οι οποίες, με εξαίρεση τις Κυκλάδες (Μουντράκης 1985), ανήκουν στις εξωτερικές Ελληνίδες.

2.3 ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΟΣ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Το Ελληνικό τόξο βρίσκεται στην επαφή μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρώπης και της Αφρικής οι οποίες συγκλίνουν με ρυθμό μεγαλύτερο από 4 cm το χρόνο (Casten and Snopek, 2006) όπως προκύπτει από σεισμολογικές και γεωδαιτικές παρατηρήσεις (Kahle et al., 1998). Η σύγκλιση έχει ως επακόλουθο την σύγκρουση των δυο πλακών ενώ παρατηρείται μια ταυτόχρονη επέκταση (extension) στην μικροπλάκα του Αιγαίου η οποία παρουσιάζει ιδιαίτερη κινητικότητα.

Στο σχήμα 2.2 παρατηρείται ότι η κύρια διεύθυνση κίνησης της πλάκας της Αφρικής είναι προς βορρά με ρυθμό 1 cm το χρόνο σύμφωνα με το παγκόσμιο μοντέλο λιθοσφαιρικών πλακών NUVEL-1A, αν και πρόσφατες έρευνες υπέδειξαν ρυθμό 0.5 cm το χρόνο (McClusky et al., 2000). Η μικροπλάκα του Αιγαίου αποτελεί τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας και κινείται από ΒΑ προς ΝΔ με ρυθμό 3 cm το χρόνο) εξαιτίας της ώθησης που δέχεται από την πλάκα της Ανατολίας η οποία κινείται δυτικά εξαιτίας της ώθησης που δέχεται από την κίνηση της Αραβικής πλάκας (LePichon et al., 1995). Τα όρια των πλακών καθορίζονται από την ζώνη Wadati-Benioff (Papazachos and Comninakis, 1971; Cregersen, 1977; McKenzie, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979; Makropoulos, 1984; Taymaz et al., 1990).

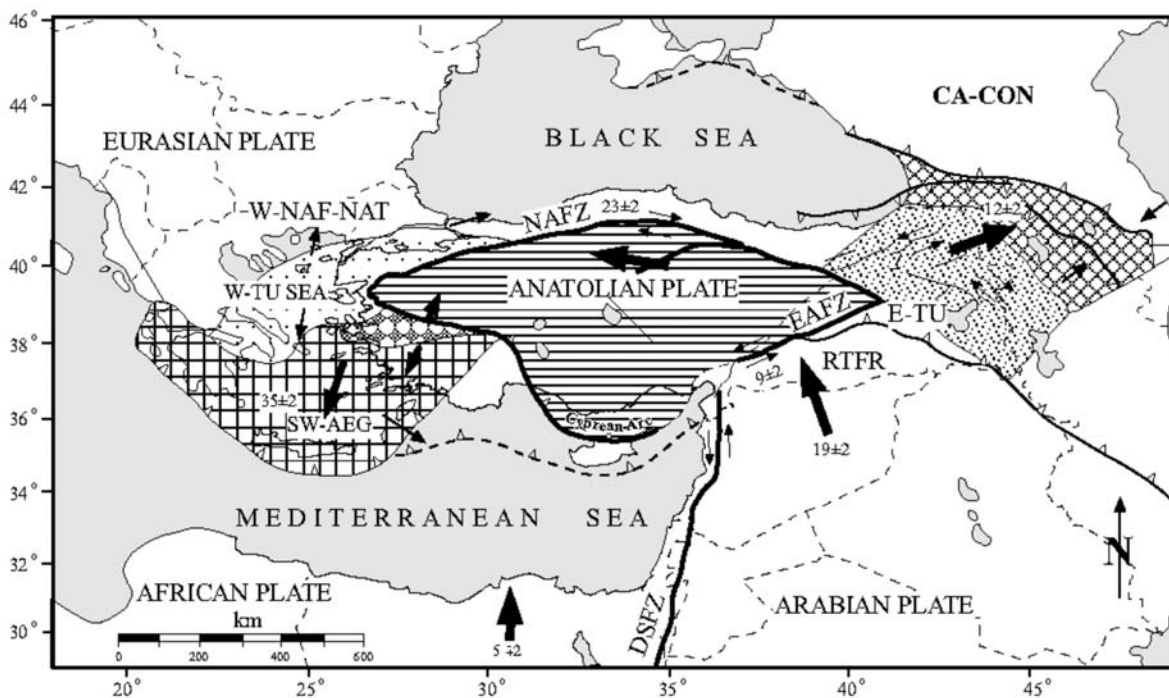


Σχ 2.2. Γεωτεκτονικές ζώνες στον Ελλαδικό χώρο (από Hinsbergen, 2004).

Η υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Αφρικανικής πλάκας παρατηρείται στη θαλάσσια περιοχή νότια της Κρήτης και φθάνει μέχρι το ηφαιστειακό τόξο καταλαμβάνοντας περιοχή μήκους 600 km περίπου. Εντός αυτής της ζώνης υποβύθισης, που έχει τοξοειδές σχήμα, παρατηρείται έντονη σεισμική δραστηριότητα η οποία περιορίζεται απότομα στην εξωτερική πλευρά του τόξου. Τα ρηχά σεισμικά γεγονότα σε αυτή τη ζώνη υποδηλώνουν το όριο του υποβυθιζόμενου φλοιού που σύμφωνα με τους Truffert et al. (1993), αυτή η περιοχή καθορίζει το νότιο όριο της Ευρασιατικής πλάκας. Τομές σεισμικής τομογραφίας επιβεβαίωσαν πλευρικές μεταβολές του πάχους του φλοιού και της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στην περιοχή του Αιγαίου, καθώς επίσης και την υποβύθιση της Αφρικανικής λιθόσφαιρας κάτω από το νότιο Αιγαίο (Parazachos et al., 1995). Η κατανομή της σεισμικής ταχύτητας σχετίζεται άμεσα με το πεδίο των τάσεων και το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής. Η εικόνα αυτή αλλάζει στα βαθύτερα στρώματα στα οποία οι σεισμικές τομές επηρεάζονται από την υποβύθιση. Οι Παπαζάχος και Nolet (1997) παρουσίασαν σεισμικές τομές οι οποίες υποδεικνύουν την ύπαρξη στρώματος χαμηλής ταχύτητας στο φλοιό κάτω από το Ελληνικό τόξο σε βάθος 10-15 km.

Στην περιοχή σύγκρουσης των δυο πλακών παρατηρείται η ανάδυση του Ελληνικού νησιωτικού τόξου η οποία συνοδεύεται στα νότια από σύστημα δομών που ονομάζονται τάφροι. Η Ελληνική τάφρος έχει διεύθυνση προς ΝΑ (σχεδόν κάθετα στην διεύθυνση κίνησης της μικροπλάκας του Αιγαίου), ενώ οι τάφροι του Πτολεμαίου του Πλίνιου και του Στράβωνα έχουν διεύθυνση ΒΑ (σχ 2.3) σχεδόν παράλληλα με την κίνηση της πλάκας του Αιγαίου. Ταυτόχρονα παρατηρείται μια σχετικά μικρή κίνησή τους προς τα ΝΑ η οποία υποδεικνύει εσωτερική παραμόρφωση. Οι τάφροι έχουν ερμηνευτεί ως ρήγματα μετασχηματισμού (McKenzie, 1978) ή ως οριζόντια άλματα ρηγμάτων (Chaumillon and Mascle, 1997). Από δεδομένα μικροσεισμικότητας προκύπτει ότι οι τάφροι του Πλίνιου και του Στράβωνα συνδέονται με μικρές σχετικά ζώνες Wadati-Benioff.

Νότια από τις προαναφερθείσες τάφρους εντοπίζεται η ράχη της Μεσογείου η οποία συμπιέζεται μεταξύ της Ευρωπαϊκής και Αφρικανικής ηπείρου. Στα ανατολικά και δυτικά της ράχης της Μεσογείου μειώνεται το πάχος των ιζημάτων στις βαθιές θαλάσσιες λεκάνες (Ιονίου και Ηροδότου). Σύμφωνα με τους Chaumillon και Mascle (1997) η ράχη της Μεσογείου είναι ένα τεράστιο πρίσμα επαύξησης που οφείλει τη δημιουργία του στην σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικής και του Αιγαίου. Οι βασικές δομές της ράχης της Μεσογείου έχουν διεύθυνση Β-Ν, ενώ στην διεύθυνση Α-Δ παρουσιάζουν έντονη πλευρική μεταβολή του πάχους τους.

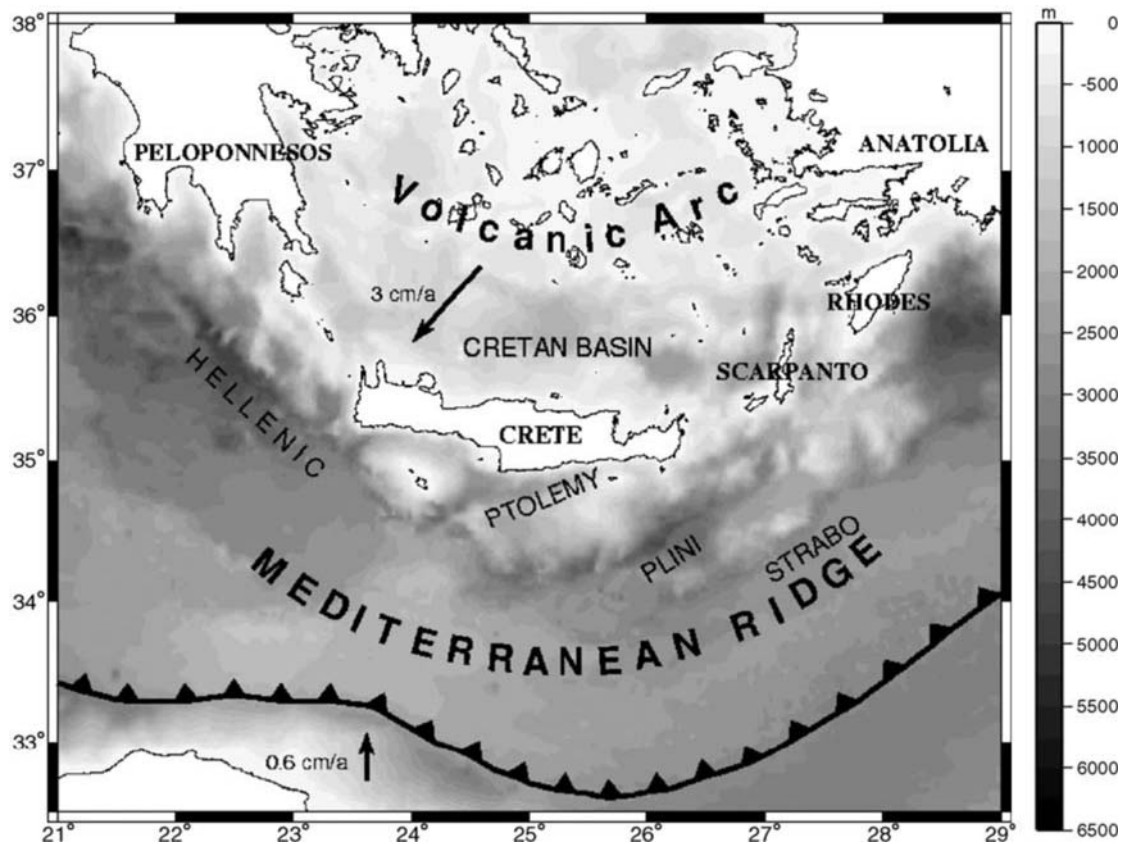


Σχ. 2.3 .Τεκτονικές πλάκες στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου. Όπου τα μαύρα βέλη αντιστοιχούν σε κίνηση των πλακών σε mm/y (McClusky et al 2000).

Συνοψίζοντας οι περισσότεροι σεισμοί οφείλονται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, και κατά συνέπεια οι ζώνες έντονης σεισμικής δράσης ουσιαστικά ταυτίζονται με τις παρυφές των πλακών.

Εφόσον ελληνικός χώρος βρίσκεται στα όρια επαφής και σύγκλισης της Ευρασιατικής πλάκας με την Αφρικανική, είναι χώρος μεγάλης σεισμικότητας.

Σύμφωνα με στατιστικά στοιχεία η Ελλάδα, από άποψη σεισμικότητας, κατέχει την πρώτη θέση στη Μεσόγειο και την Ευρώπη καθώς και την έκτη θέση σε παγκόσμιο επίπεδο, μετά την Ιαπωνία, Νέες Εβρίδες, Περού, νησιά Σολομώντα και Χιλή.

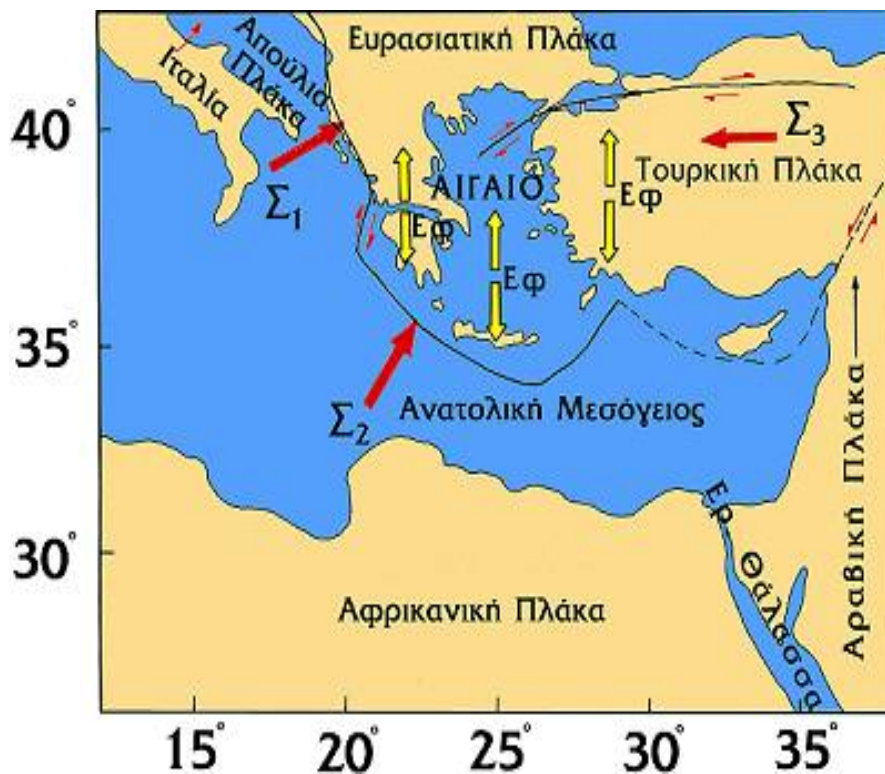


Σχ.2.4. Βυθομετρικός χάρτης στην περιοχή σύγκρουσης των λιθοσφαιρικών πλακών Ευρασίας και Αφρικής στον οποίο απεικονίζονται οι κύριες ενότητες στην ζώνη σύγκρουσης (Κρητικό πέλαγος, νησιωτικό τόξο, σύστημα τάφρων και Μεσογειακή ράχη) (Casten and Snopek, 2006).

Μία γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών στον ελληνικό χώρο οδηγεί στα ακόλουθα:

- Τα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο και στις γύρω περιοχές εμφανίζουν σημαντική διασπορά. Παρόλα αυτά όμως, τα περισσότερα διατάσσονται κατά μήκος μίας τοξοειδούς ζώνης στην περιοχή του ελληνικού τόξου (Δ. Αλβανία – νησιά Ιονίου πελάγους – Κρήτη – Κάρπαθος – Ρόδος – Ν.Δ. Τουρκία).

- Σημαντική σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται επίσης και στην περιοχή του Β. Αιγαίου και της Β.Δ. Ανατολίας.
- Οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους εκδηλώνονται στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Τα επίκεντρα διατάσσονται σε μία ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο, ενώ οι εστίες βρίσκονται πάνω στη ζώνη Benioff η οποία κλίνει με γωνία περίπου 35° από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του τόξου, από την Ανατ. Μεσόγειο προς το Αιγαίο πέλαγος. Τα εστιακά τους βάθη φτάνουν έως 160km περίπου.



Σχ. 2.5. Δυνάμεις που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου.

Στην εικόνα 2.5 παρατίθεται η σχηματική αποτύπωση των δυνάμεων που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Οι συμπιεστικές δυνάμεις Σ_1 , Σ_2 και Σ_3 που ασκούν οι γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου απεικονίζονται με τα κόκκινα βέλη. Οι εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας με τα κίτρινα βέλη (Παπαζάχος, 1989, Ανδρονικίδης, 2009).

3. ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ EGELADOS

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Το πρόγραμμα EGELADOS στην Ελληνική ζώνη καταβύθισης έλαβε χώρα εντός του πλαισίου μιας συνεργατικής έρευνας στο πανεπιστήμιο Ruhr-University Bochum. Στόχος του ήταν να διερευνήσει τη σεισμική δραστηριότητα και δομή της γης κατά μήκος του τόξου και της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης. Στα πλαίσια του προγράμματος εκτός από το πανεπιστήμιο Ruhr-University Bochum, συνεργάστηκαν και πανεπιστήμια-ερευνητικά ιδρύματα από την Ελλάδα, την Τουρκία και τη Γερμανία τα οποία αναφέρονται λεπτομερώς κάτωθι:

- Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, εκπροσωπούμενο από τον καθηγητή Γ. Παπαζάχο,
- Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (ΕΑΑ), εκπροσωπούμενο από τον Δρ Γ. Σταυρακάκη,
- Πολυτεχνείο Κρήτης, εκπροσωπούμενο από τον καθηγητή Βαφείδη,
- Istanbul Technical University (ITU), εκπροσωπούμενο από τον καθηγητή Taymaz, GeoForschungsZentrum (GFZ), Potsdam, εκπροσωπούμενο από τον καθηγητή R. Kind,
- Πανεπιστήμιο του Αμβούργου, εκπροσωπούμενο από τον καθηγητή T. Dahm.

3.2 ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΙ ΣΤΟΧΟΙ:

Χρησιμοποιώντας σεισμολογικές κυματομορφές από ένα πυκνό, προσωρινό δίκτυο ευρείας ζώνης υποθαλάσσιων και σταθερών σειсмоγράφων χρησιμοποιήθηκε για την Πελοπόννησο, το Νότιο Αιγαίο και τα παράλια της Τουρκίας, έγινε μια λεπτομερής έρευνα σχετικά με τις ιδιότητες της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης. Ιδιαίτερα στόχοι ήταν (1) η μελέτη της ζώνης επαφής μεταξύ της καταβυθιζόμενης Αφρικανικής λιθόσφαιρας και του μανδύα του Αιγαίου (2), το φυσικό πεδίο του μανδύα πάνω από το τμήμα της πλάκας που εκτείνεται από το Κρητικό Πέλαγος ως το ηφαιστειακό τόξο των Κυκλάδων και (3) πλευρικές διακυμάνσεις στις ιδιότητες της ίδιας της πλάκας. Ο πρώτος στόχος κινείται στα πλαίσια μιας διαπίστωσης: ότι τμήματα της ζώνης επαφής δεν διακρίνονται από ιδιαίτερη σεισμικότητα. Ο δεύτερος στόχος είναι η απεικόνιση του φλοιού στα ενεργά ηφαίστεια και η σύγκλιση των πλακών. Ο τρίτος στόχος έχει επιλεγεί για την εξακρίβωση της υπόθεσης ότι κατά μήκος της εμβάθυνσης της πλάκας προκαλείται κατάτμηση αυτής. Τα παραπάνω θα επιτευχθούν με την χρήση υψηλής ευκρίνειας τομογραφικής εικόνας σε ολόκληρη την περιοχή. Ένα τέτοιο μοντέλο είναι επίσης απαραίτητο για τον προσδιορισμό της ακριβούς θέσης της εστίας ενός σεισμού. Κύρια μέθοδος της έρευνας ήταν η δημιουργία μοντέλων και η αναστροφή των σεισμικών κυματομορφών από περιφερειακούς σεισμούς με βάση τη θεωρία σκέδασης, σε συνδυασμό με την αριθμητική μοντελοποίηση.

3.2.1 Σεισμικότητα:

Με το δίκτυο EGELADOS πραγματοποιήθηκε παρακολούθηση της σεισμικότητας της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης για τον χρόνο της εγκατάστασης των σειсмоγράφων. Επιπλέον ενεργά ρήγματα της λιθόσφαιρας στο Αιγαίο εντοπίστηκαν με υψηλή ακρίβεια. Η περιοχή στην οποία η Αφρικανική λιθόσφαιρα βρίσκεται σε επαφή με και τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου είναι υψηλής

σεισμικότητας. Η σεισμικότητα στην περιοχή που ξεκινά η σύγκρουση μπορεί να μελετηθεί σε όλο το μήκος του τόξου από τα νησιά του Ιονίου ως την Κρήτη, τη Ρόδο και Νοτιοδυτική Τουρκία. Τα πρώτα στοιχεία δείχνουν ότι έχουν καταγραφεί εκατοντάδες σεισμοί. Η σεισμικότητα θα μελετηθεί από τους συνεργάτες του προγράμματος δηλαδή το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, το Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, το Πολυτεχνείο Κρήτης, το Τεχνικό Πανεπιστήμιο της Κωνσταντινούπολης, και το Πανεπιστήμιο του Αμβούργου. Λόγω της υψηλής σεισμικής δραστηριότητας, ιδιαίτερη έμφαση θα δοθεί στην αυτοματοποιημένη επεξεργασία των δεδομένων. Χρησιμοποιώντας το πυκνό δίκτυο του EGELADOS, τα κύρια σεισμικά γεγονότα θα μελετηθούν λεπτομερώς όπως ο σεισμός μεγέθους 6,7 στα Κύθηρα, στις 8 Ιανουαρίου 2006. Ακολουθίες και γεγονότα με μεγέθη άνω του 5 έλαβαν χώρα στη δυτική Τουρκία, και κοντά στα Ιόνια νησιά κατά τη διάρκεια των πρώτων μηνών από την εγκατάσταση των σταθμών. Η χωροχρονική ιστορία αυτών των ακολουθιών θα καθοριστούν χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του EGELADOS. Επιπλέον, το δίκτυο είναι ιδανικό για τη μελέτη των γεγονότων που λαμβάνουν χώρα σε ενδιάμεσα βάθη, στην Ελληνική ζώνη καταβύθισης.

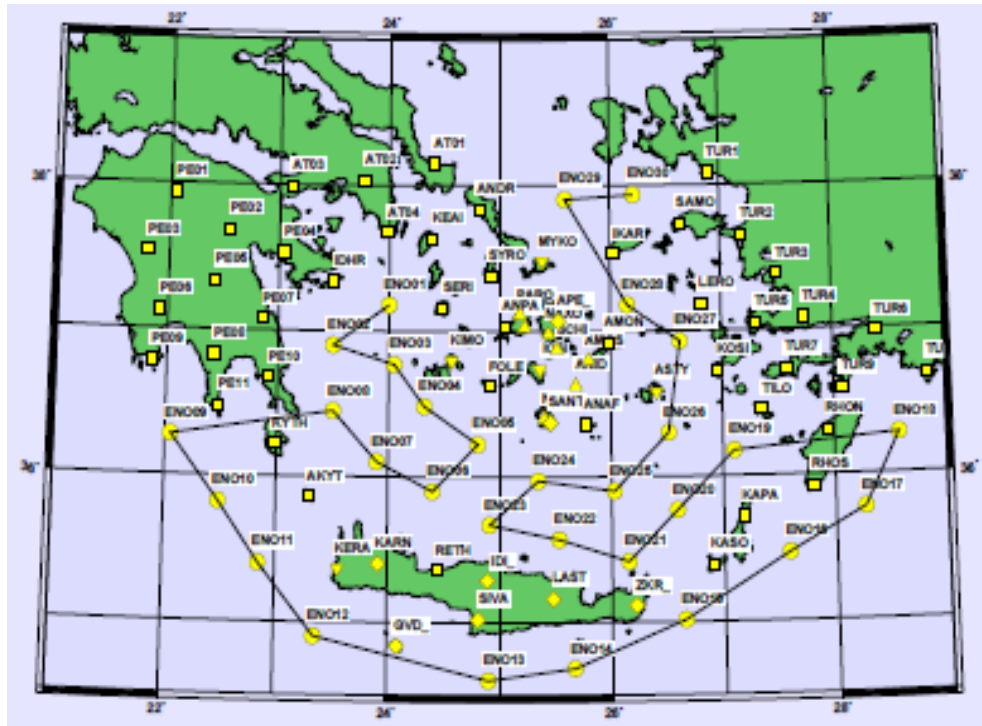
3.2.2 Μοντελοποίηση:

Η μοντελοποίηση της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης είναι ένα χρήσιμο εργαλείο που θα βοηθήσει στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων του πειράματος. Οι πληροφορίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να δημιουργηθεί ένα μοντέλο της περιοχής για τη μελέτη της παραμόρφωσης και την κατάσταση της πίεσης της λιθόσφαιρας. Τα αποτελέσματα δίνουν νέες γνώσεις σχετικά με τις δυναμικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην ζώνη καταβύθισης και τον έλεγχο της σεισμικότητας.

3.3 ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΖΩΝΗ ΚΑΤΑΒΥΘΙΣΗΣ

Ένα από τα κύρια ερευνητικά έργα αποτελεί η αξιολόγηση των σεισμολογικών δεδομένων που συλλέγονται από την Ελληνική ζώνη καταβύθισης εστιάζει γύρω από την Κρήτη. Το Ελληνικό Τόξο είναι η πιο ενεργά σεισμική περιοχή στη Δυτική Ευρασία λόγω καταβύθισης της Αφρικανικής λιθόσφαιρας κάτω από την ευρασιατική πλάκα.

Προσωρινά σεισμολογικά δίκτυα εγκαταστάθηκαν στη Δυτική Κρήτη το 1996 και το 1997, αντίστοιχα, και στο νησί της Γαύδου το 1999. Από το 2000 έως το 2001, ένα άλλο σεισμικό δίκτυο λειτουργούσε στα σύνορα της Μεσσαράς στην κεντρική Κρήτη. Τέλος, για να καλυφθούν τα κενά στην χωρική κάλυψη, ένα δίκτυο στην περιοχή του Ρεθύμνου είχε εγκατασταθεί κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του 2002. Όλοι οι σταθμοί ήταν εξοπλισμένοι με σεισμόμετρα βραχείας περιόδου, τριών συνιστωσών. Η διατήρησή τους επιτεύχθηκε σε συνεργασία με το Πολυτεχνείο Κρήτης. Επιπλέον, αρκετοί STS-2 ευρυζωνικοί σταθμοί είναι σήμερα εγκατεστημένοι στην περιοχή αυτή (που απεικονίζεται με κίτρινο τρίγωνο καθώς και σταθμοί εκτός λειτουργίας μετά από αρκετά χρόνια συλλογής δεδομένων που επισημαίνονται με κίτρινα διαμάντια στο σχήμα 3.1). Οι σταθμοί εγκαταστάθηκαν σε συνεργασία με το Ινστιτούτο Γεωφυσικής του (GFZ) Πότσδαμ ενώ παρέχεται ηλεκτρονική πρόσβαση στα δεδομένα του Ελληνικού και άλλων ευρυζωνικών σταθμών μέσω του δικτύου GEOFON. Συνολικά εγκαταστάθηκαν 45 χερσαίοι και 30 υποθαλάσσιοι σειсмоγράφοι από το Ινστιτούτο Γεωφυσικής (GFZ), ενώ άλλοι 7 από τα πανεπιστήμιο του Bochum για την περίοδο Οκτώβρης 2005-Μάρτης 2007.



Σχ. 3.1 Οι κύκλοι προσομοιάζουν τους υποθαλάσσιους σειсмоγράφους του προγράμματος ενώ τα τετράγωνα τους χερσαίους.

Σήμερα, οι δραστηριότητες του προγράμματος περιλαμβάνουν μια σειρά μελετών που βρίσκονται σε εξέλιξη για την Ελληνική ζώνη καταβύθισης:

- Το CYC-NET, το οποίο είναι ένα πυκνό τοπικό δίκτυο για να παρακολουθεί τη σεισμικότητα στις Κυκλάδες και τη διερεύνηση της δομής του ενεργού ηφαιστειακού τόξου βόρεια της Κρήτης.
- LIBNET, ένα δίκτυο OBS υποθαλάσσιων σειсмоγράφων για τον προσδιορισμό της παράκτιας σεισμικότητας στο νοτιοανατολικό τμήμα της πλάκας της Ελληνικής ζώνης καταβύθισης, τη διερεύνηση της κατανομής των παραμορφώσεων στα τμήματα του τόξου, νότια της ανατολικής Κρήτης.
- Τη συνεχή παρακολούθηση της περιοδικής σεισμικότητας στην κεντρική Κρήτη.

4. ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Τα δεδομένα που επεξεργάστηκαν στην παρούσα διπλωματική ήταν σεισμικά γεγονότα που καταγράφηκαν από το δίκτυο του EGELADOS. Επιλέχθηκαν αυτόματα 230 γεγονότα για τον Ιανουάριο του 2006, στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, με βάση το προσωρινό δίκτυο σειсмоγράφων του προγράμματος EGELADOS και μας εστάλησαν από τους διαχειριστές του EGELADOS. Αυτή η λίστα συγκρίθηκε με την λίστα που δημοσίευσε ο ΝΟΑ για την περιοχή μελέτης και παρατηρήθηκε ότι στον κατάλογο από το δίκτυο του EGELADOS υπήρχαν κάποιες ελλείψεις γεγονότων, κυρίως στην ευρύτερη περιοχή των Κυθήρων. Έτσι κρίθηκε αναγκαία η συμπλήρωση της λίστας με γεγονότα του καταλόγου σεισμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών (ΝΟΑ) για την ίδια περιοχή και χρονική περίοδο. Από τη βάση σεισμολογικών δεδομένων (POTSDAM) ελήφθησαν οι καταγραφές από το δίκτυο EGELADOS, για τους σεισμούς που δεν επιλέχθηκαν από το αυτοματοποιημένο σύστημα ..

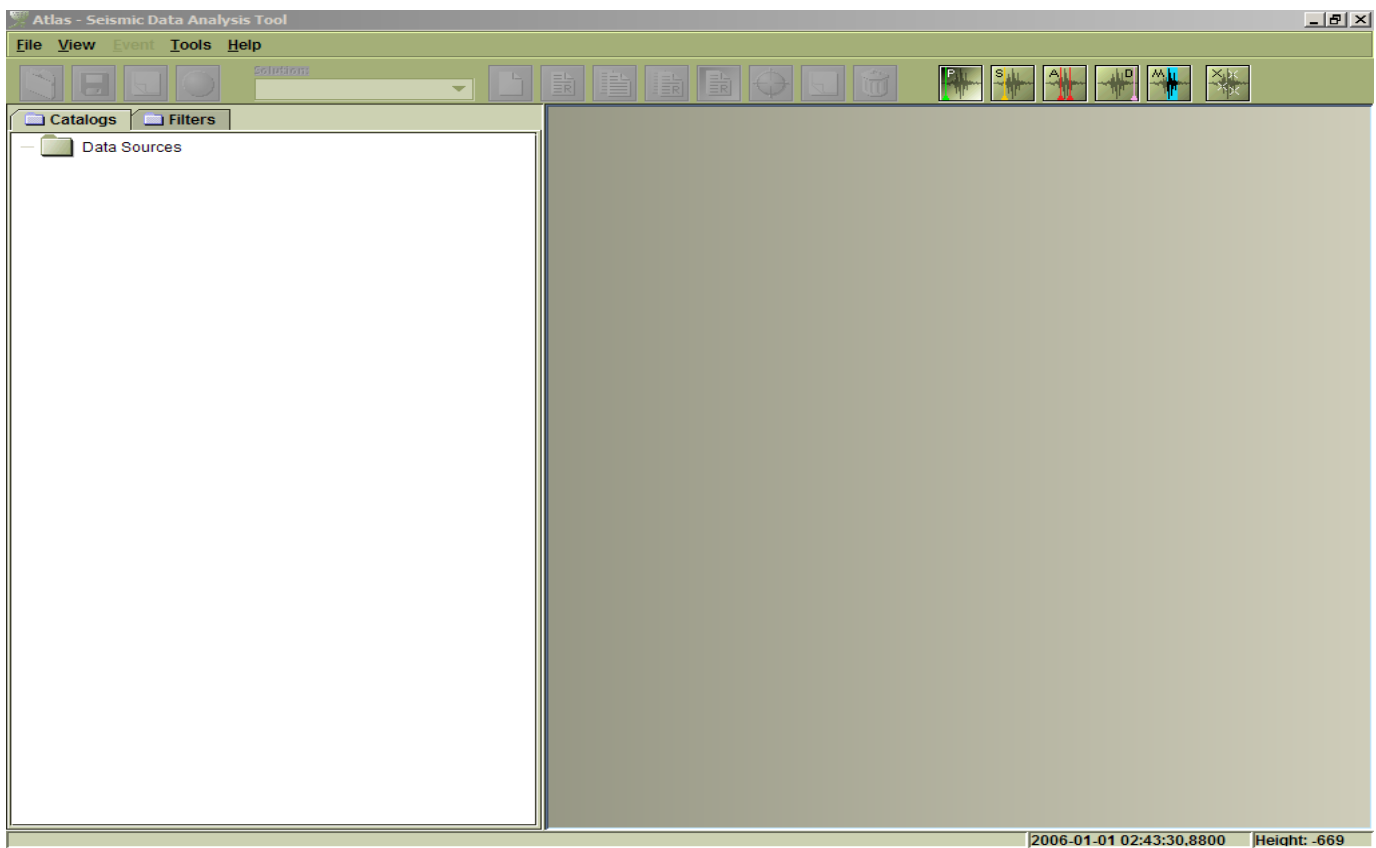
Για την επεξεργασία των δεδομένων (και των δυο συνόλων) έγινε χρήση του λογισμικού ATLAS. Το ATLAS αποτελεί ένα πρόγραμμα ανάλυσης σεισμικών γεγονότων με βάση συγκεκριμένο μοντέλο ταχύτητας των κυμάτων σε κάθε στρώμα για την περιοχή. Για την επεξεργασία των δεδομένων της συγκεκριμένης διπλωματικής χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των Κυκλάδων.

Με το λογισμικό ATLAS υπολογίζονται το επίκεντρο, το εστιακό βάθος, το μέγεθος του σεισμού καθώς και άλλες παράμετροι όπως ο χρόνος γένεσης του σεισμού και τα σφάλματα στους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων. Αυτό επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας τις καταγραφές που λαμβάνονται από τους σεισμολογικούς σταθμούς και περιλαμβάνει την επιλογή του χρόνου άφιξης των P και S κυμάτων.

Κατά την επεξεργασία παρατηρήθηκε ότι κάποια γεγονότα που είχαν χαρακτηριστεί ως σεισμοί για την ευρύτερη περιοχή της Κρήτης είτε δεν βρίσκονται στο γεωγραφικό χώρο ενδιαφέροντος είτε δεν ήταν σεισμοί (θόρυβος).

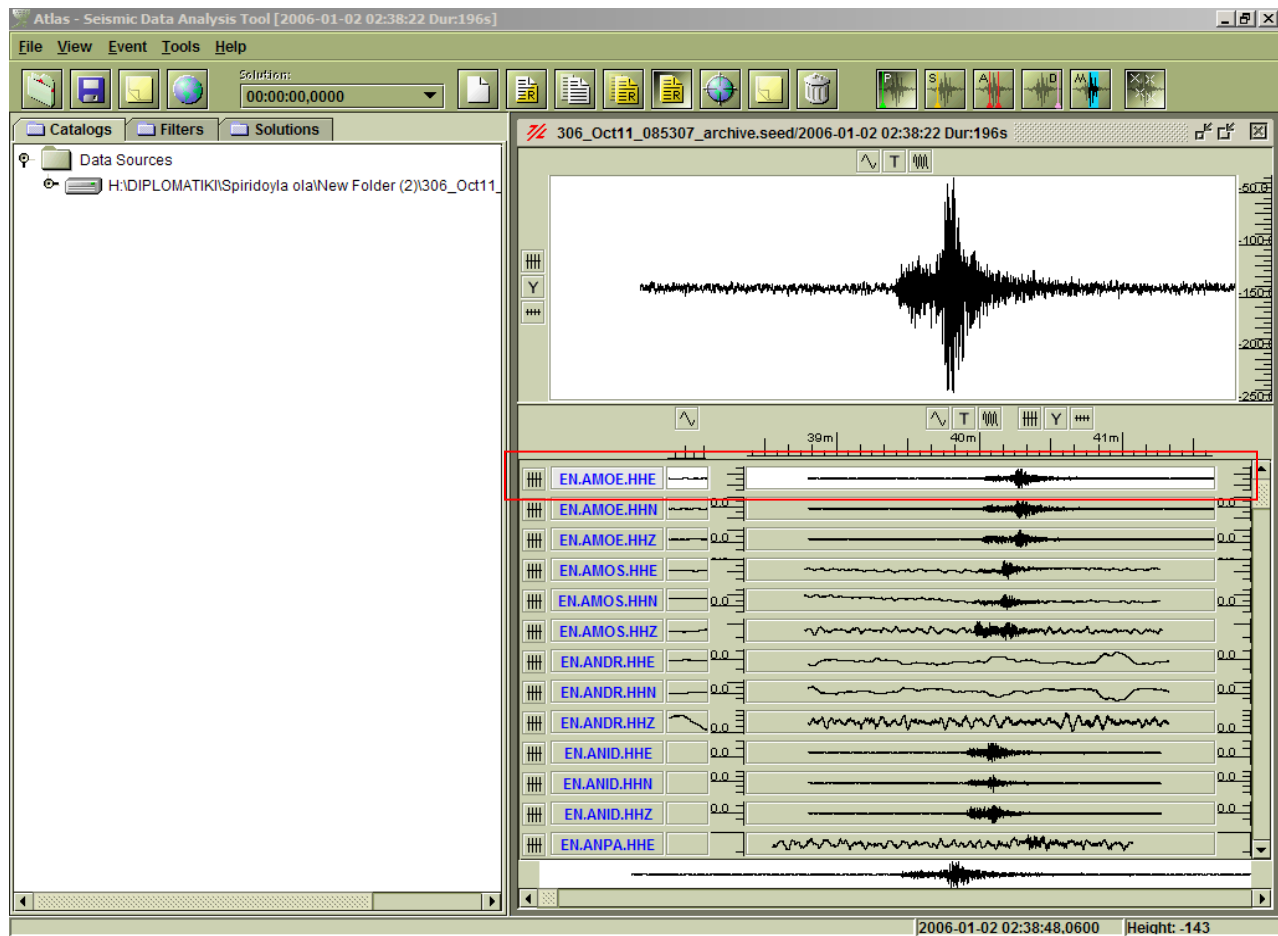
4.2 ΧΡΗΣΗ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟΥ ATLAS

Με την εκκίνηση του προγράμματος, εμφανίζεται το περιβάλλον εργασίας του ATLAS (σχήμα 4.1)



Σχ.4.1 Αρχική σελίδα περιβάλλοντος ATLAS.

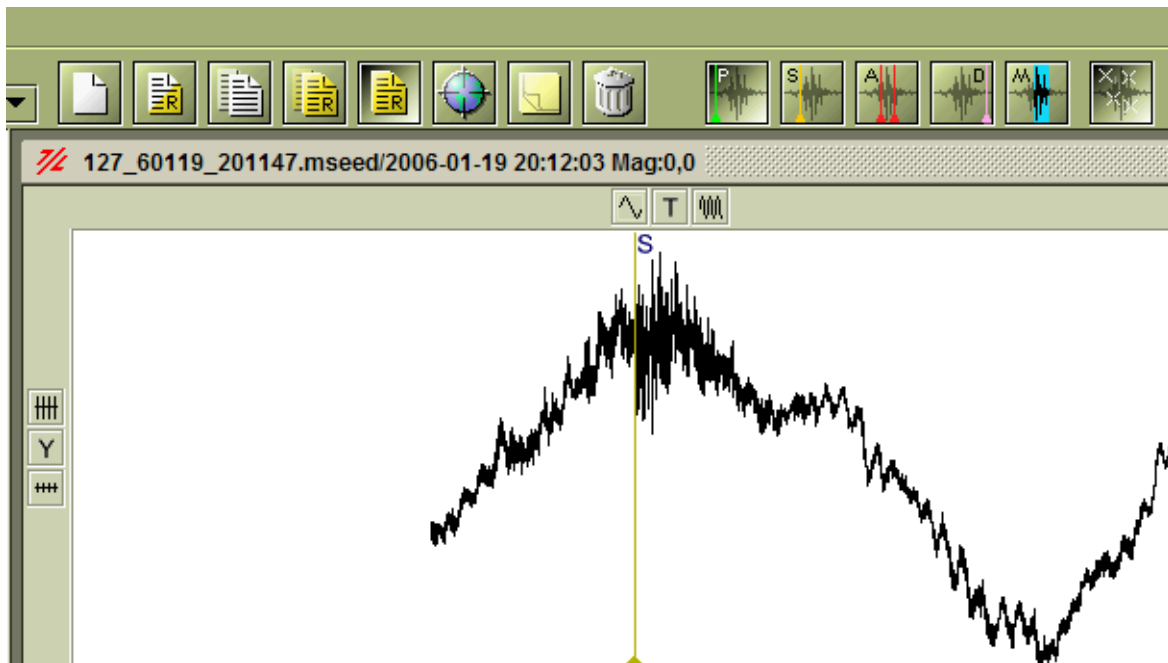
Επιλέγεται η βάση δεδομένων που πρόκειται να χρησιμοποιηθεί. Με την επιλογή του φακέλου “Data source”, εμφανίζεται μια εντολή που ζητά το όνομα του .mseed αρχείου που πρόκειται να αναλυθεί και οι καταγραφές του εμφανίζονται στο παράθυρο (σχήμα 4.2). Έτσι για κάθε γεγονός που αναλύεται υπάρχουν τετράλεπτες καταγραφές από 77 σειсмоγράφους και για τρεις συνιστώσες τους.



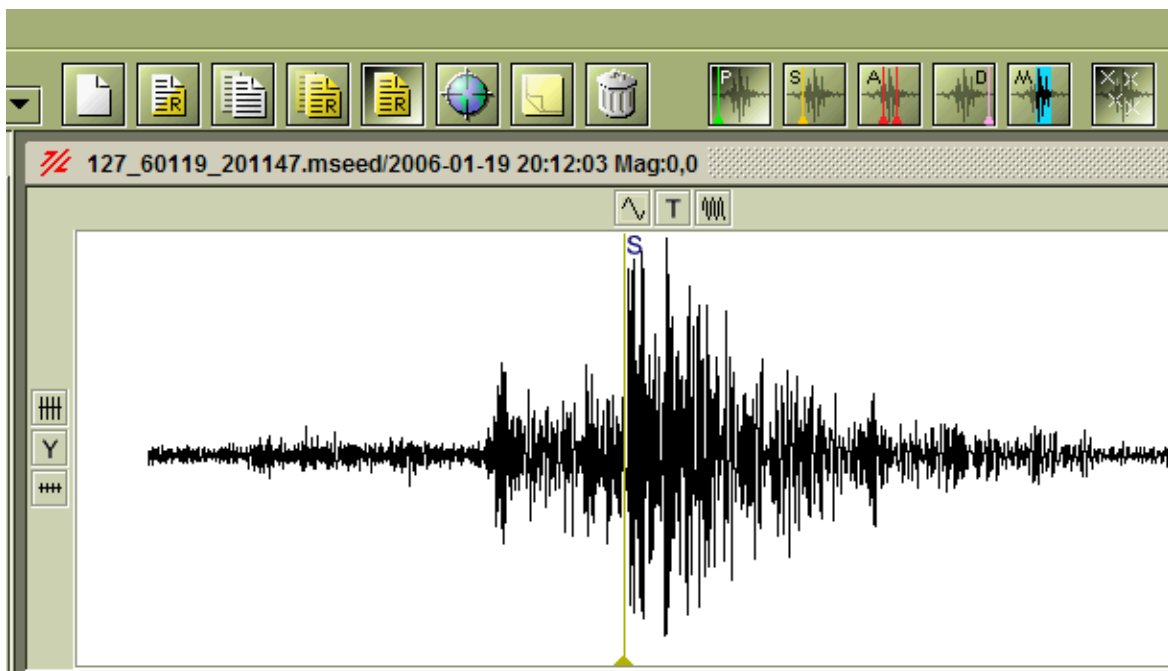
Σχ.4.2 Εμφάνιση του προς επεξεργασία σεισμικού γεγονότος. Διακρίνεται η καταγραφή της μιας οριζόντιας συνιστώσας από το σειсмоγράφο AMOE.

Η χρήση φίλτρου απαλοιφής θορύβου είναι απαραίτητη πριν ξεκινήσει η διαδικασία επιλογής των αφίξεων. Με την επιλογή Filters εφαρμόζεται φίλτρο αποκοπής συχνοτήτων για τα εκάστοτε δεδομένα (σχήματα 4.3, 4.4). Κατά τη

διαδικασία χρησιμοποιήθηκε φίλτρο 2-10 Hz, που σημαίνει ότι στις καταγραφές που αναλύθηκαν υπήρχαν συχνότητες μόνο του συγκεκριμένου εύρους.



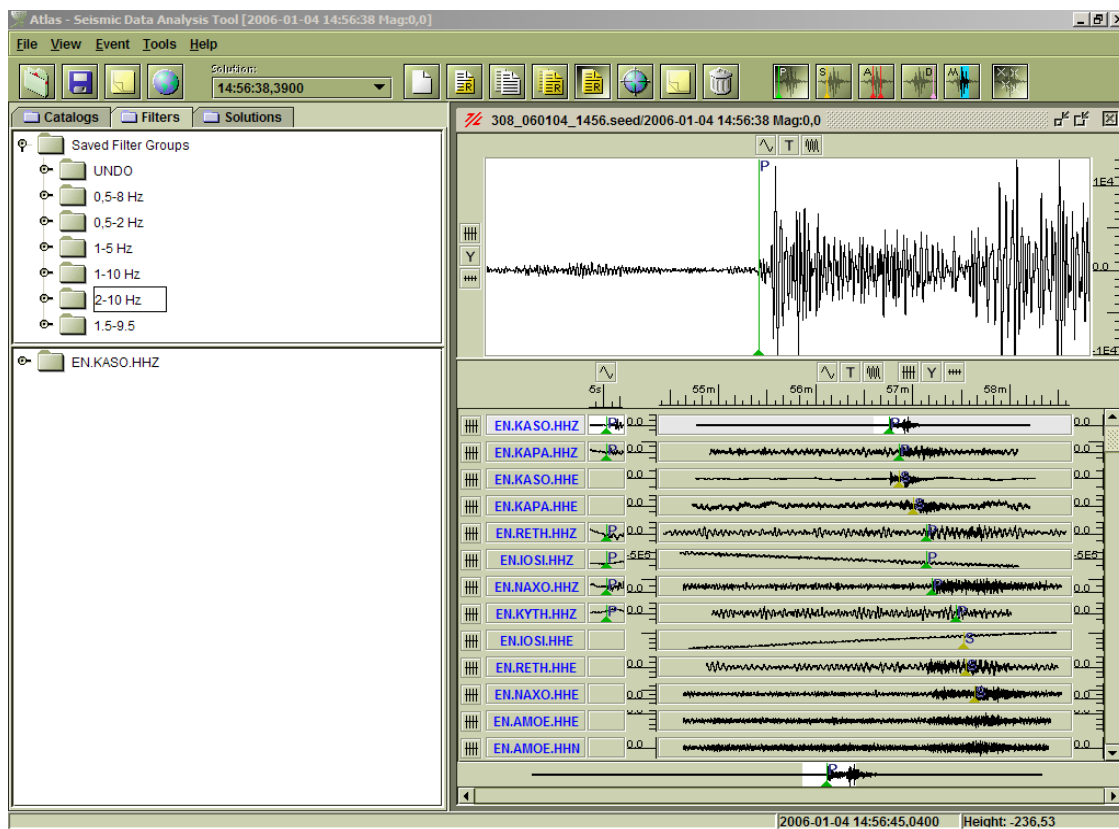
Σχ.4.3 Χρήση φίλτρου απαλοιφής θορύβου.



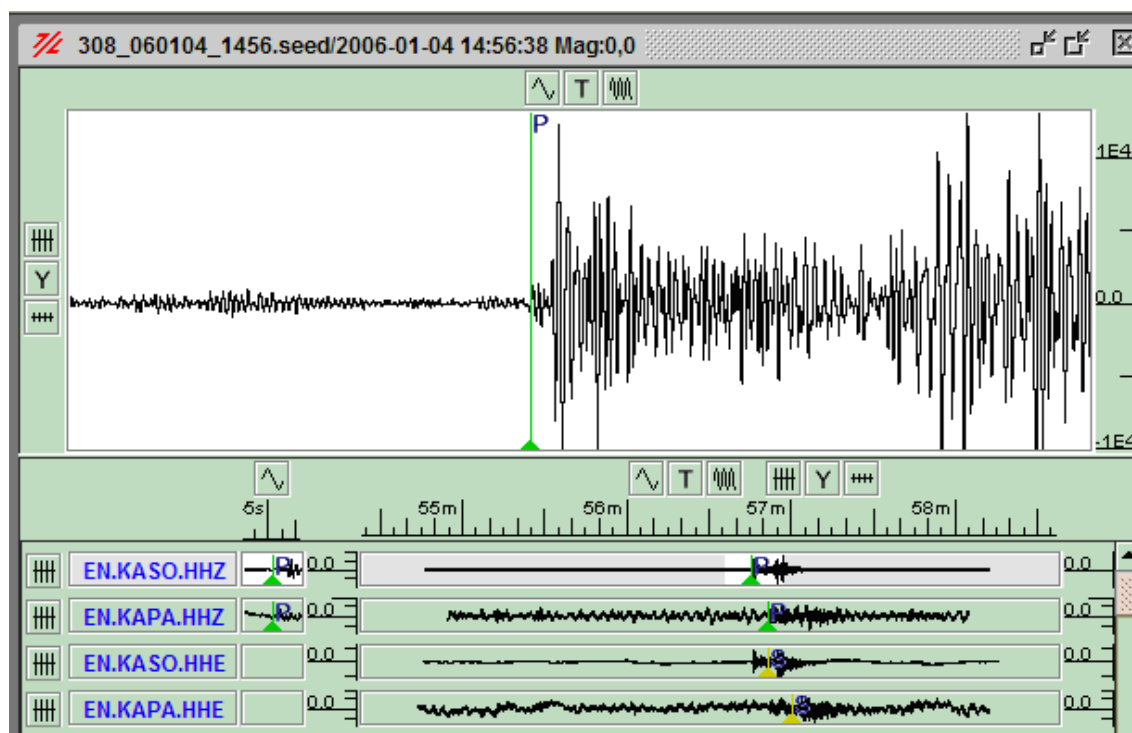
Σχ.4.4 Καταγραφή μετά από τη χρήση φίλτρου.

Η ανάλυση των καταγραφών γίνεται για κάθε σταθμό σε μία από τις τρεις συνιστώσες όπου επιλέγεται εφόσον η καταγραφή επιτρέπει ο χρόνος άφιξης των P και S κυμάτων (σχήμα 4.5-4.7). Ο οριζόντιος άξονας της καταγραφής είναι ο άξονας των χρόνων και ο κάθετος ο άξονας των πλατών της διατάραξης. Η επιλογή του χρόνου άφιξης των P κυμάτων γίνεται στην αρχή της διατάραξης ενώ των S στο σημείο που αλλάζει η συχνότητα και το πλάτος του κύματος, γεγονός που καθιστά πιο δύσκολη την επιλογή του χρόνου άφιξης των S εφόσον βασίζεται κατά κύριο λόγο στην εμπειρία του χρήστη. Μετά την επιλογή των χρόνων άφιξης το πρόγραμμα υπολογίζει το επίκεντρο του σεισμού με βάση την Μέθοδο των Κύκλων.

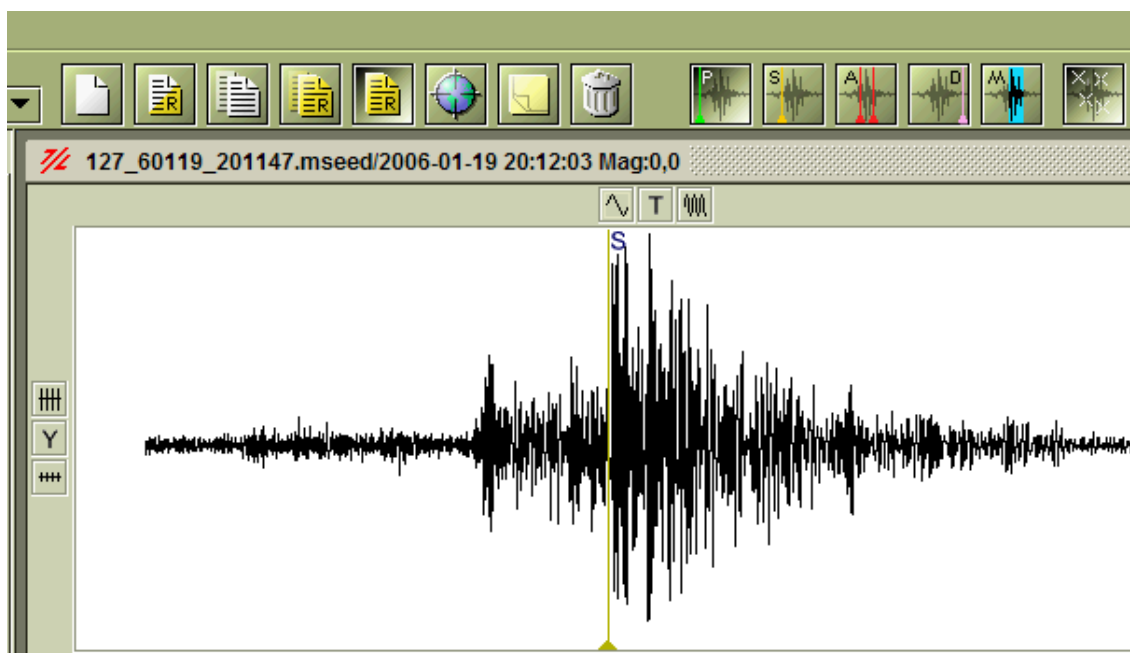
Για ένα έγκυρο υπολογισμό των παραμέτρων του σεισμικού γεγονότος είναι απαραίτητη η επιλογή του χρόνου άφιξης σε τουλάχιστον τρεις σταθμούς. Όσον αφορά το είδος των κυμάτων στα οποία σημειώνεται ο χρόνος άφιξης είναι απαραίτητη η επιλογή χρόνων άφιξης για 3 καταγραφές P κυμάτων και 2 καταγραφές S κυμάτων.



Σχ.4.5 Σημείωση του χρόνου άφιξης P κυμάτων.



Σχ.4.6 Χρόνος άφιξης P κυμάτων για την καταγραφή της μιας οριζόντιας συνιστώσας από το σεισμογράφο KASO.



Σχ.4.7 Χρόνος άφιξης και S κυμάτων.

Με την ολοκλήρωση της παραπάνω διαδικασίας γίνεται ο υπολογισμός διαφόρων παραμέτρων του σεισμού με την εντολή “Locate the current solution”, όπως ο χρόνος γένεσης και η διάρκεια του σεισμού, οι συντεταγμένες της εστίας, το βάθος και το μέγεθος καθώς και τα σφάλματα στους χρόνους άφιξης και τις συντεταγμένες σύμφωνα με το υπολογισθέν επίκεντρο, ο αριθμός των επιλογών των αφίξεων των P και S κυμάτων και ο κοντινότερος σταθμός στο επίκεντρο (σχήμα 4.8).

14:56:38,3900			
Hypoinverse Results for Solution: 14:56:38,3900			
Date:	2006-01-04	RMS Error:	0,39 sec
Time:	14:56:38,3400	Horizontal Error:	4,77 km
Latitude:	35,2968 N	Vertical Error:	1,95 km
Longitude:	26,5783 E	Azimuth:	173 deg
Depth:	0 km	Dip:	15 deg
Magnitude:		Size:	4,96 km
		Phases Used:	11
		Number of S Picks:	5
		Maximun Azimuthal Gap:	204 deg
		Nearest Station:	33 km
		Amplitude Magnitude:	
		Duration Magnitude:	

HYPOINVERSE 2000 STARTING

727 STATIONS READ IN.

0 STATION DELAYS SET FOR MODEL 1

0 STATION DELAYS SET FOR MODEL 2

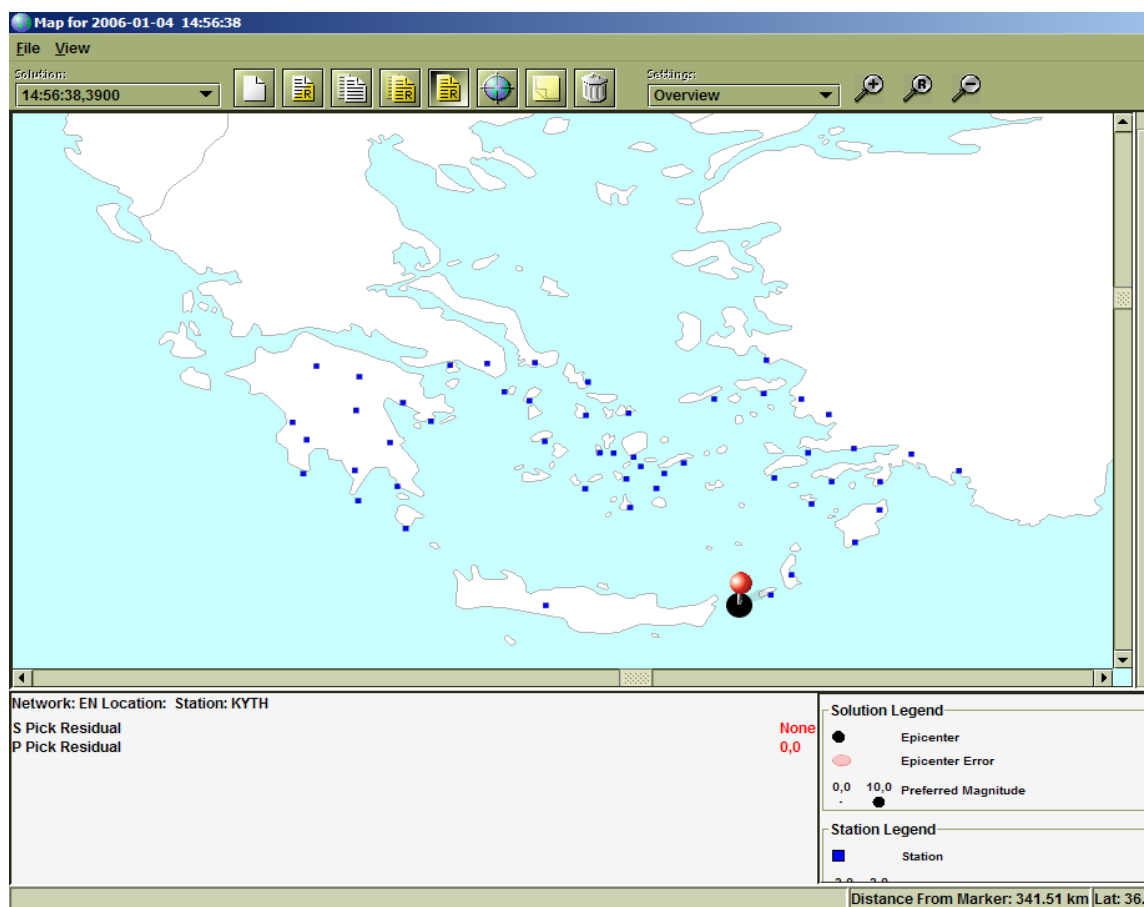
```

200601041456383435 1781 26E3470 0 0 11204 33 3917315 49630767 212 0 143 # 5 477
KASO EN HHZ P 0200601041456 4513 -18137 0 6 0 0 0 0 0 0 332 2800 0
KASO EN HHE 6200601041456 0-999 0 5122 S 0 33 0 0 69 0 0 332 2800 0
KAPA EN HHZ P 0200601041456 5072 20137 0 6 0 0 0 0 0 0 635 2700 0
KAPA EN HHE 6200601041456 0-999 0 5990 S 0 -36 0 0 69 0 0 635 2700 0
RETH EN HHZ P 0200601041456 6762 -9134 6000 6 0 0 0 0 0 0 01895 1900 0
RETH EN HHE 6200601041456 6000-771 0 9236 S 0 115 0 0 57 0 0 01895 1900 0
IOSI EN HHZ P 0200601041456 6809 -13134 6000 6 0 0 0 0 0 0 01936 1900 0
IOSI EN HHE 6200601041456 6000-822 0 9085 S 0-127 0 0 51 0 0 01936 1900 0
NAXO EN HHZ P 0200601041456 7099 36132 6000 6 0 0 0 0 0 0 02130 1900 0
NAXO EN HHE 6200601041456 6000-999 0 9727 S 0 81 0 0 66 0 0 02130 1900 0
KYTH EN HHZ P 0200601041456 8590 -38115 6000 6 0 0 0 0 0 0 03390 1900 0

```

Σχ.4.8 Παράμετροι του σεισμού όπου εμφανίζεται και ο πίνακας των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεσή των.

Τέλος με την επιλογή “show map” εμφανίζεται στο χάρτη το επίκεντρο του σεισμού το οποίο προκύπτει από τη μεθόδου Wadati-Benioff καθώς και οι σταθμοί που τον κατέγραψαν (σχήμα 4.9).



Σχ.4.9 Χάρτης με το επίκεντρο του σεισμού καθώς και της θέσεις των σταθμών του δικτύου EGELADOS

4.2.1 Μέθοδος προσδιορισμού επικέντρου του σεισμού

Η εκτίμηση της απόστασης μεταξύ πηγής και σειсмоγράφου γίνεται με βάση τους χρόνους άφιξης των P κυμάτων από την πηγή στον σειсмоγράφο και επαληθεύεται, συγκρίνοντας τους χρόνους αυτούς με τις διαφορές χρόνου μεταξύ των P και S κυμάτων. Από την απόσταση και το χρόνο διάδοσης των P, μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος αναφοράς, ενώ το επίκεντρο του σεισμού εκτιμάται βάση των χρόνων της κατακόρυφης συνιστώσας των P κυμάτων.

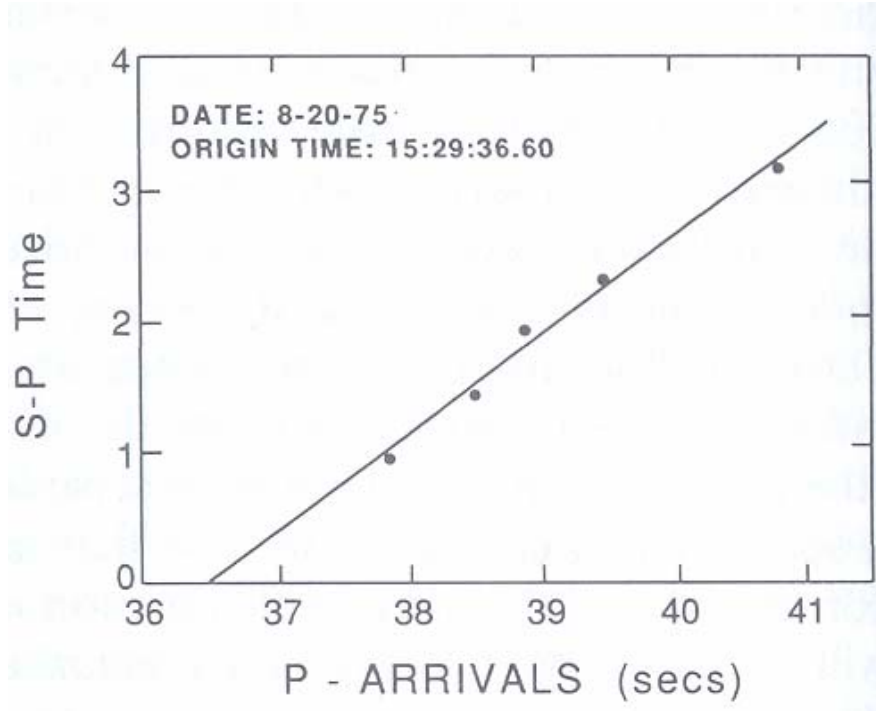
Η παραπάνω μεθοδολογία δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 20°. Λόγω του πολύ μικρού χρόνου άφιξης των P κυμάτων και της μεγάλης εξασθένησης της οριζόντιας συνιστώσας τους δεν είναι δυνατή η εκτίμηση του αζιμούθιου της διεύθυνσης πηγής και σειсмоγράφου.

Η θέση της πηγής προσδιορίζεται με μεγαλύτερη αξιοπιστία και ακρίβεια όταν είναι διαθέσιμες καταγραφές από περισσότερους του ενός σειсмоγράφους.

Ο χρόνος γένεσης του σεισμού καθορίζεται από τη μέθοδο Wadati-Bennioff. Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, η διαφορά του χρόνου άφιξης των P και S κυμάτων σχεδιάζεται σε διάγραμμα συναρτήσεως του χρόνου άφιξης των P κυμάτων. Η καμπύλη που προκύπτει είναι συνήθως ευθεία της μορφής $y=ax+b$ και ο χρόνος αναφοράς, υπολογίζεται από το σημείο της τομής της καμπύλης αυτής με τον άξονα των χρόνων άφιξης των P κυμάτων (σχ.4.10). δηλαδή για μηδενική διαφορά χρόνου άφιξης μεταξύ P και S κυμάτων, κάτι που ισχύει όταν οι θέσεις σειсмоγράφου και πηγής ταυτίζονται.

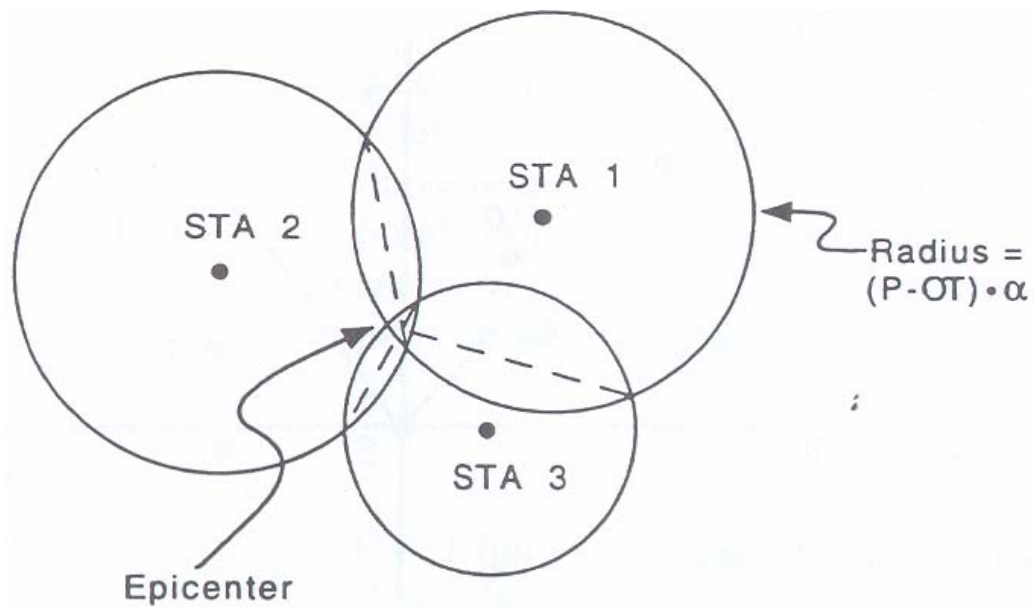
Βάσει του χρόνου αναφοράς OT που προσδιορίζεται από την παραπάνω μέθοδο, εκτιμάται η απόσταση της πηγής από κάθε σταθμό σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$D_i = (t_{p_i} - OT) \cdot a$$



Σχ.4.10 ΔΙΑΓΡΑΜΜΑ WADATI- BENNIOF: Προσδιορίζει το χρόνο αναφοράς (μηδενική διαφορά χρόνου άφιξης P-S), OT.

Η τιμή της ταχύτητας διάδοσης a είναι 5,85 Km/s και η απόσταση D που προκύπτει δίνει για κάθε σταθμό έναν κύκλο με κέντρο τον σταθμό και ακτίνα την απόσταση D ως το γεωμετρικό τόπο των πιθανών θέσεων του επικέντρου του σεισμού στο χαρτογραφικό επίπεδο. Η τομή αυτών των κύκλων για το σύνολο των σταθμών, δίνει τελικά την περιοχή εκτίμησης της θέσης του επικέντρου (σχ.4.11). η μέθοδος αυτή είναι γνωστή ως η “Μέθοδος των Κύκλων” (Lay και Wallace, 1996, Παπασχάλης Γιώργος, 2000).



Σχ.4.11 Η Μέθοδος των κύκλων για τον εντοπισμό του επικέντρου ενός σεισμού (Lay και Wallace, 1996).

5. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

5.1 Παρουσίαση αποτελεσμάτων επεξεργασίας δεδομένων

Σκοπός της εργασίας ήταν η μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή δυτικά της Κρήτης για τον Ιανουάριο του 2006, με τη χρήση του προσωρινού δικτύου σειсмоγράφων EGELADOS. Διευκρινίζεται ότι η λήψη των δεδομένων για την μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής, έγινε κατεξοχήν από τους χερσαίους σειсмоγράφους. Επίσης 9 σταθμοί του EGELADOS που είχαν τοποθετηθεί στα παράλια της Τουρκίας δεν χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση των γεγονότων λόγω μεγάλης απόστασης από την περιοχή μελέτης.

Τα γεγονότα που επεξεργάστηκαν προήλθαν α) από αυτόματη επιλογή (230) και β) από τον κατάλογο του Εθνικού Αστεροσκοπείου (NOA) για την ίδια περίοδο στην ίδια περιοχή μελέτης (77). Η αυτόματη επιλογή γεγονότων από τις καταγραφές του EGELADOS δεν λειτούργησε ικανοποιητικά (ελλείψεις γεγονότων στην περιοχή των Κυθήρων ύστερα από σύγκριση του καταλόγου του EGELADOS με τον κατάλογο του NOA) και κρίθηκε απαραίτητη η συμπλήρωση με γεγονότα από τον κατάλογο του NOA.

Η επεξεργασία των δεδομένων του δικτύου EGELADOS για τα παραπάνω δυο σύνολα έγινε με το πρόγραμμα ATLAS και σαν αποτέλεσμα είχε:

1. τον εντοπισμό της θέσης (συντεταγμένες) και του χρόνου γένεσης για 127 σεισμικά γεγονότα,
2. την δημιουργία καταλόγου σεισμικής δραστηριότητας για τον Ιανουάριο του 2006 στην περιοχή Δυτικά της Κρήτης και
3. σύγκριση κοινών γεγονότων του παραπάνω καταλόγου με τον κατάλογο του NOA και ειδικότερα τον υπολογισμό της απόστασης επικέντρων .

Παρατηρείται στους δυο καταλόγους μια σχετικά μεγάλη απόκλιση στην επικεντρική απόσταση του ίδιου σεισμού. Οι παράγοντες που συνέβαλαν στην απόκλιση αυτή είναι ότι:

- αρκετά γεγονότα ήταν εκτός κάλυψης του δικτύου EGELADOS,
- σε πολλά γεγονότα χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές από λίγους σταθμούς,
- αρκετά γεγονότα ήταν εκτός κάλυψης του δικτύου του NOA καθώς και
- ο συνδυασμός της μη ικανοποιητικής κάλυψης και από τα δυο δίκτυα.

Επιπλέον το εστιακό βάθος από την επεξεργασία των δεδομένων του EGELADOS εμφανίζει μεγάλα σφάλματα σε σχέση με αυτά για το γεωγραφικό πλάτος και μήκος, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται στο μοντέλο ταχυτήτων που επιλέχθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων.

Η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή νότια της Κρήτης απεικονίζεται με το πρόγραμμα Arcview όπου παρατίθενται, και οι κοινοί σεισμοί των δικτύων EGELADOS και NOA καθώς και η ακολουθία του μεγάλου σεισμού των Κυθήρων.

Παρουσιάζονται στον κάτωθι πίνακα (Πιν.5.1) τα αποτελέσματα για 78 (πολλά από τα δεδομένα που εστάλησαν αρχικά ήταν εκτός περιοχής μελέτης), γεγονότα τα οποία καταγράφηκαν από το δίκτυο σειсмоγράφων του EGELADOS.

Πιν.5.1 Κατάλογος σεισμών για τον Ιανουάριο του 2006 του δικτύου EGELADOS. Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22°-24° γεωγραφικό μήκος και 34,5°-37° γεωγραφικό πλάτος καθώς και το υπολογισθέν εστιακό βάθος.

A/a	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Εστιακό βάθος(km)
1	01 01 2006	08:02:30	36,90	22,93	14
2	01 01 2006	10:23:39	34,94	23,64	7
3	01 01 2006	19:31:27	35,46	23,59	28
4	02 01 2006	03:53:03	35,91	23,55	4
5	02 01 2006	04:02:44	37,26	22,39	29
6	02 01 2006	18:50:12	35,30	23,68	1
7	04 01 2006	22:56:26	36,20	22,86	0
8	05 01 2006	00:22:43	34,78	24,36	0
9	05 01 2006	02:50:18	38,04	20,90	6
10	05 01 2006	16:29:58	36,21	22,54	0
11	05 01 2006	23:32:42	36,75	21,66	4
12	06 01 2006	11:27:11	34,91	23,33	70
13	06 01 2006	21:11:29	34,89	23,59	11
14	07 01 2006	06:47:29	35,29	24,27	32
15	07 01 2006	06:47:23	35,05	23,73	55
16	08 01 2006	17:47:08	36,16	23,33	54
17	08 01 2006	19:50:38	35,81	23,79	30
18	08 01 2006	22:22:42	36,14	23,29	57
19	09 01 2006	02:32:15	36,15	23,35	46
20	09 01 2006	06:04:43	36,17	23,33	54
21	09 01 2006	18:13:28	36,17	23,37	42
22	10 01 2006	15:39:26	35,08	24,23	4
23	11 01 2006	21:33:59	36,18	23,33	48
24	14 01 2006	21:30:53	34,55	23,95	21
25	15 01 2006	10:30:14	36,28	23,47	5
26	15 01 2006	10:43:07	36,78	21,70	8
27	16 01 2006	18:06:43	36,22	22,81	2
28	16 01 2006	22:26:52	35,88	22,68	0
29	12 01 2006	03:51:17	36,12	23,29	52
30	12 01 2006	04:33:07	35,09	23,97	0
31	12 01 2006	22:19:24	35,08	23,98	4
32	13 01 2006	10:42:56	36,00	23,27	66
33	13 01 2006	15:25:05	36,31	22,81	0
34	16 01 2006	12:37:24	36,18	23,38	41
35	17 01 2006	11:27:17	36,22	23,46	23
36	19 01 2006	17:35:18	36,63	22,83	3
38	19 01 2006	22:55:21	36,71	21,58	7
39	20 01 2006	22:06:04	34,65	23,99	0
40	20 01 2006	22:06:47	34,86	24,12	13
41	20 01 2006	23:20:04	36,27	22,83	3
42	21 01 2006	06:09:07	35,05	24,37	27
43	21 01 2006	06:09:06	35,17	24,25	39
44	21 01 2006	08:35:12	35,19	23,76	4

A/α	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Εστιακό βάθος(km)
45	21 01 2006	08:09:13	36,73	21,69	2
46	21 01 2006	08:46:46	36,47	23,04	3
47	21 01 2006	19:25:05	37,28	23,19	12
48	21 01 2006	22:16:19	34,59	23,70	7
49	22 01 2006	04:20:07	35,42	23,00	0
50	22 01 2006	17:17:31	36,13	22,44	0
51	23 01 2006	06:46:10	34,78	24,43	50
52	23 01 2006	07:40:34	36,25	22,82	8
53	24 01 2006	20:38:33	36,26	22,84	21
54	24 01 2006	22:50:50	34,91	24,24	0
55	25 01 2006	10:26:03	34,75	24,37	7
56	25 01 2006	16:52:31	36,26	23,51	4
57	25 01 2006	17:49:11	34,81	24,30	16
58	25 01 2006	19:33:29	36,18	23,14	11
59	25 01 2006	23:38:26	34,52	23,98	46
60	26 01 2006	00:23:54	34,45	23,94	16
61	26 01 2006	00:45:27	34,76	24,25	5
62	26 01 2006	00:45:27	34,74	24,25	2
63	26 01 2006	08:18:05	36,26	23,47	0
64	26 01 2006	09:59:28	34,83	24,13	15
65	26 01 2006	18:32:45	34,94	23,64	13
66	27 01 2006	05:37:17	36,22	23,50	18
67	27 01 2006	07:15:11	35,55	23,77	23
68	27 01 2006	20:41:52	34,56	23,51	3
69	28 01 2006	02:12:15	36,57	21,61	4
70	28 01 2006	12:46:45	35,70	23,28	6
71	28 01 2006	16:25:12	35,05	23,30	1
72	28 01 2006	21:10:12	36,30	23,02	0
73	29 01 2006	07:01:59	35,70	23,23	2
74	29 01 2006	12:23:29	35,27	22,61	3
75	30 01 2006	21:53:56	36,25	23,48	31
76	30 01 2006	23:29:37	35,07	23,29	14
77	31 01 2006	03:11:38	35,58	22,20	4
78	31 01 2006	07:12:48	35,90	23,84	28

Στη συνέχεια επιλέχθηκαν επιπρόσθετα σεισμικά γεγονότα τα οποία δεν είχαν επιλεγεί από το αυτοματοποιημένο πρόγραμμα αλλά υπήρχαν στον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου. Για αυτά τα γεγονότα χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές του δικτύου EGELADOS και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα 5.2.

Πιν.5.2 Κατάλογος σεισμών για τον Ιανουάριο του 2006 από τα δεδομένα της συμπληρωματικής λίστας του ΝΟΑ. Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22°-24° γεωγραφικό μήκος και 34,5°-37° γεωγραφικό πλάτος καθώς και το υπολογισθέν εστιακό βάθος.

Α/α	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Εστιακό βάθος(km)
1	01 01 2006	02:46:28	35,26	23,23	27
2	06 01 2006	21:48:55	36,46	23,09	1
3	08 01 2006	11:34:55	36,21	23,49	64
4	08 01 2006	11:41:01	36,21	23,47	11
5	08 01 2006	11:47:19	36,29	23,51	2
6	08 01 2006	11:47:18	36,28	23,51	0
7	08 01 2006	11:47:18	36,28	23,51	0
8	08 01 2006	12:01:52	36,19	23,37	58
9	08 01 2006	12:17:32	36,26	23,5	13
10	08 01 2006	12:20:47	36,12	23,36	57
11	08 01 2006	12:51:06	36,11	23,36	57
12	08 01 2006	13:04:35	36,04	23,32	72
13	08 01 2006	13:05:45	36,21	23,38	52
14	08 01 2006	13:08:05	36,21	23,36	51
15	08 01 2006	13:18:01	35,95	23,02	0
16	08 01 2006	13:21:34	36,14	23,39	45
17	08 01 2006	13:32:14	36,14	23,33	54
18	08 01 2006	15:19:42	36,15	23,36	50
19	08 01 2006	17:12:08	36,15	23,4	43
20	08 01 2006	17:23:58	36,17	23,36	44
21	08 01 2006	17:30:26	36,18	23,39	42
22	08 01 2006	19:57:14	36,17	23,41	48
23	09 01 2006	00:37:54	36,16	23,46	53
24	09 01 2006	04:36:27	36,18	23,39	52
25	09 01 2006	05:34:52	36,17	23,37	43
26	09 01 2006	08:13:12	36,16	23,4	45
27	09 01 2006	09:17:08	36,17	23,36	51
28	09 01 2006	12:14:49	36,25	23,47	11
29	09 01 2006	16:00:02	36,25	23,33	42
30	09 01 2006	23:11:13	36,26	23,49	8
31	10 01 2006	22:31:04	36,25	23,44	17
32	11 01 2006	10:34:52	36,24	23,49	12
33	11 01 2006	17:56:44	36,16	23,35	51
34	11 01 2006	18:29:45	36,2	23,48	24
35	11 01 2006	20:14:04	36,26	23,46	12
36	12 01 2006	02:28:36	36,28	23,49	1
37	12 01 2006	12:17:17	36,12	22,91	0
38	13 01 2006	00:16:13	36,23	23,57	8

A/a	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Εστιακό βάθος(km)
39	13 01 2006	15:18:15	36,24	23,52	17
40	17 01 2006	05:13:36	36,38	23,06	4
41	18 01 2006	21:43:51	36,18	23,44	40
42	19 01 2006	17:23:23	36,25	23,45	14
43	19 01 2006	20:19:27	36,21	23,48	24
44	21 01 2006	07:03:29	36,18	23,42	49
45	22 01 2006	10:40:49	36,13	22,88	2
46	23 01 2006	10:17:18	36,27	22,83	1
47	26 01 2006	10:06:36	36,19	23,36	41
48	28 01 2006	10:16:03	35,7	23,24	2
49	28 01 2006	19:15:45	36,23	23,45	16

Στον πίνακα 5.3 παρουσιάζεται ο κατάλογος σεισμών του ΝΟΑ, όπως δίνεται από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο.

Πιν. 5.3 Κατάλογος σεισμών για τον Ιανουάριο του 2006 του ΝΟΑ. Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22°-24° γεωγραφικό μήκος και 34,5°-37° γεωγραφικό πλάτος καθώς και το εστιακό βάθος.

A/a	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Εστιακό βάθος(km)
1	01 01 2006	02:46:24	35.13	23.14	45
2	01 01 2006	15:41:27	35.58	24.03	18
3	01 01 2006	17:25:03	35.94	24.99	10
4	06 01 2006	21:48:54	36.49	23.16	21
5	08 01 2006	11:34:54	36.21	23.41	69
6	08 01 2006	11:40:59	36.2	23.37	43
7	08 01 2006	11:46:25	36.29	23.55	32
8	08 01 2006	11:47:17	36.13	23.36	62
9	08 01 2006	11:52:11	36.1	23.38	52
10	08 01 2006	12:01:50	36.3	23.67	25
11	08 01 2006	12:06:27	36.16	23.41	58
12	08 01 2006	12:17:31	36.32	23.57	29
13	08 01 2006	12:20:46	36.18	23.36	56
14	08 01 2006	12:51:05	36.12	23.38	59
15	08 01 2006	13:04:34	36.19	23.68	30
16	08 01 2006	13:05:43	36.27	23.35	55
17	08 01 2006	13:08:03	36.18	23.32	57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

A/α	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Εστιακό βάθος(km)
18	08 01 2006	13:17:59	35.85	23.16	12
19	08 01 2006	13:21:32	36.1	23.2	56
20	08 01 2006	13:32:13	36.19	23.34	59
21	08 01 2006	15:19:41	36.27	23.59	29
22	08 01 2006	17:12:06	36.14	23.36	43
23	08 01 2006	17:23:56	36.13	23.26	58
24	08 01 2006	17:30:24	36.17	23.41	47
25	08 01 2006	19:39:53	36.27	23.47	29
26	08 01 2006	19:50:35	35.85	23.51	20
27	08 01 2006	19:57:12	36.19	23.44	57
28	09 01 2006	00:37:52	36.36	23.74	54
29	09 01 2006	04:36:24	36.37	23.79	4
30	09 01 2006	05:34:51	36.28	23.4	42
31	09 01 2006	08:13:10	36.19	23.34	66
32	09 01 2006	09:17:06	36.18	23.39	56
33	09 01 2006	12:14:47	36.23	23.44	43
34	09 01 2006	15:59:59	36.23	23.45	50
35	09 01 2006	23:11:11	36.21	23.51	33
36	10 01 2006	22:31:01	36.17	23.4	44
37	11 01 2006	10:34:50	36.19	23.39	54
38	11 01 2006	17:56:42	36.19	23.45	51
39	11 01 2006	18:29:43	36.17	23.43	61
40	11 01 2006	20:14:02	36.2	23.4	51
41	12 01 2006	02:28:35	36.13	23.37	50
42	12 01 2006	04:33:06	35.09	23.83	11
43	12 01 2006	12:17:16	36.17	23.09	10
44	13 01 2006	00:16:12	36.2	23.51	45
45	13 01 2006	15:18:12	36.18	23.5	59
46	16 01 2006	12:37:22	36.19	23.39	49
47	17 01 2006	05:13:35	36.39	23.11	26
48	17 01 2006	11:27:16	36.19	23.46	34
49	18 01 2006	21:43:49	36.19	23.45	57
50	19 01 2006	17:23:20	36.25	23.66	40
51	19 01 2006	20:12:14	35.67	24.23	26
52	19 01 2006	20:19:25	35.99	23.22	51
53	21 01 2006	07:03:27	36.18	23.45	51
54	21 01 2006	08:35:09	35.14	23.57	10
55	21 01 2006	22:16:21	34.63	23.88	26
56	22 01 2006	10:40:51	36.18	23.15	11
57	22 01 2006	19:04:20	36.11	24	23
58	24 01 2006	20:38:41	36.44	23.19	10
59	26 01 2006	10:06:31	36.08	23.56	57
60	27 01 2006	07:15:15	35.46	24.24	19
61	28 01 2006	10:16:02	35.76	23.27	31
62	28 01 2006	16:25:12	35.06	23.25	10
63	28 01 2006	19:15:43	36.22	23.4	52
64	29 01 2006	11:37:05	36.16	23.4	59

Στον πίνακα 5.4 εμφανίζεται ο κατάλογος των κοινών σεισμών του EGELADOS (πίν 5.1) με το δίκτυο του NOA για την ίδια χρονική περίοδο στην περιοχή μελέτης.

Πιν.5.4 Κατάλογος κοινών σεισμών του EGELADOS με το δίκτυο του NOA. Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22° - 24° γεωγραφικό μήκος και $34,5^{\circ}$ - 37° γεωγραφικό πλάτος σύμφωνα με τον κατάλογο του NOA, ο αύξων αριθμός του σεισμού από τον πιν.5.1 καθώς και η απόσταση των επικέντρων όπως υπολογίστηκε.

Α/α Δεδομένα λίστας NOA	Α/α Δεδομένα λίστας EGELADOS	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος($^{\circ}$)	Γεωγραφικό Μήκος($^{\circ}$)	Βάθος (Km)	Απόσταση Επικέντρων (Km)
26	17	08 01 2006	19:50:35	35.85	23.51	20	25,8
46	34	16 01 2006	12:37:22	36.19	23.39	49	0,7
48	35	17 01 2006	11:27:16	36.19	23.46	34	3,4
51	37	19 01 2006	20:12:14	35.67	24.23	26	44,2
54	44	21 01 2006	08:35:09	35.14	23.57	10	18,2
55	48	21 01 2006	22:16:21	34.63	23.88	26	16,7
58	53	24 01 2006	20:38:41	36.44	23.19	10	18,8
62	71	28 01 2006	16:25:12	35.06	23.25	10	4,8
Μέση απόσταση επικέντρων							16.6

Στον πίνακα 5.5 εμφανίζεται ο κατάλογος των κοινών σεισμών του EGELADOS (από τη συμπληρωματική λίστα του NOA, πίν 5.2) με το δίκτυο του NOA για την ίδια χρονική περίοδο στην περιοχή μελέτης. Τέλος στον πίνακα 5.6 διακρίνεται η σεισμική ακολουθία των Κυθήρων με δεδομένα του EGELADOS όσον αφορά το χρόνο γένεσης και τις συντεταγμένες ενώ το μέγεθος είναι από τον κατάλογο του NOA για τα συγκεκριμένα γεγονότα.

Πιν.5.5 Κατάλογος κοινών σεισμών του EGELADOS (από συμπληρωματική λίστα του NOA) με το δίκτυο του NOA. Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22°-24° γεωγραφικό μήκος και 34,5°-37° γεωγραφικό πλάτος, το εστιακό βάθος, ο αύξων αριθμός του σεισμού από τον πιν.5.2 καθώς και η απόσταση των επικέντρων.

Α/α Δεδομέν α λίστας NOA	Α/α Δεδομέν α συμπλη ρωματικ ής λίστας NOA	Ημερομηνί α	Ωρα	Γεωγρα φικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικ ό Μήκος (°)	Βάθος (Km)	Απόστασ η Επικέντρ ων (Km)
1	1	01 01 2006	2:46:24	35.13	23.14	45	17.5
4	2	06 01 2006	21:48:54	36.49	23.16	21	6.1
5	3	0 801 2006	11:34:54	36.21	23.41	69	7.5
6	4	08 01 2006	11:40:59	36.2	23.37	43	9.7
7	5	08 01 2006	11:46:25	36.29	23.55	32	3.0
8	6	08 01 2006	11:47:17	36.13	23.36	62	21.9
9	7	08 01 2006	11:52:11	36.1	23.38	52	23.6
10	8	08 01 2006	12:01:50	36.3	23.67	25	29.3
12	9	08 01 2006	12:17:31	36.32	23.57	29	8.5
13	10	08 01 2006	12:20:46	36.18	23.36	56	6.0
14	11	08 01 2006	12:51:05	36.12	23.38	59	1.7
15	12	08 01 2006	13:04:34	36.19	23.68	30	35.3
16	13	08 01 2006	13:05:43	36.27	23.35	55	7.3
17	14	08 01 2006	13:08:03	36.18	23.32	57	5.5
18	15	08 01 2006	13:17:59	35.85	23.16	12	16.5
19	16	08 01 2006	13:21:32	36.1	23.2	56	18.5
20	17	08 01 2006	13:32:13	36.19	23.34	59	5.1
21	18	08 01 2006	15:19:41	36.27	23.59	29	23.5
22	19	08 01 2006	17:12:06	36.14	23.36	43	4.6
23	20	0801 2006	17:23:56	36.13	23.26	58	10.6
24	21	08 01 2006	17:30:24	36.17	23.41	47	1.8
27	22	08 01 2006	19:57:12	36.19	23.44	57	2.9
28	23	09 01 2006	0:37:52	36.36	23.74	54	32.7
29	24	09 01 2006	4:36:24	36.37	23.79	4	41.4
30	25	09 01 2006	5:34:51	36.28	23.4	42	11.8
31	26	09 01 2006	8:13:10	36.19	23.34	66	6.3
32	27	09 01 2006	9:17:06	36.18	23.39	56	2.4
33	28	09 01 2006	12:14:47	36.23	23.44	43	4.7
34	29	09 01 2006	15:59:59	36.23	23.45	50	10.2
35	30	09 01 2006	23:11:11	36.21	23.51	33	6.8
36	31	10 01 2006	22:31:01	36.17	23.4	44	10.3
37	32	11 01 2006	10:34:50	36.19	23.39	54	11.4

Α/α Δεδομέν α λίστας ΝΟΑ	Α/α Δεδομέν α συμπλη ρωματικ ής λίστας ΝΟΑ	Ημερομηνί α	Ωρα	Γεωγρα φικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικ ό Μήκος (°)	Βάθος (Km)	Απόστασ η Επικέντρ ων (Km)
38	33	11 01 2006	17:56:42	36.19	23.45	51	9.2
39	34	11 01 2006	18:29:43	36.17	23.43	61	6.2
40	35	11 01 2006	20:14:02	36.2	23.4	51	9.3
41	36	12 01 2006	2:28:35	36.13	23.37	50	20.4
43	37	12 01 2006	12:17:16	36.17	23.09	10	34.0
44	38	13 01 2006	0:16:12	36.2	23.51	45	6.7
45	39	13 01 2006	15:18:12	36.18	23.5	59	7.4
47	40	17 01 2006	5:13:35	36.39	23.11	26	4.1
49	41	18 01 2006	21:43:49	36.19	23.45	57	0.4
50	42	19 01 2006	17:23:20	36.25	23.66	40	18.7
52	43	19 01 2006	20:19:25	35.99	23.22	51	34.1
53	44	21 01 2006	7:03:27	36.18	23.45	51	2.1
56	45	22 01 2006	10:40:51	36.18	23.15	11	24.3
59	47	26 01 2006	10:06:31	36.08	23.56	57	21.0
61	48	28 01 2006	10:16:02	35.76	23.27	31	6.0
63	49	28 01 2006	19:15:43	36.22	23.4	52	5.4
Μέση απόσταση επικέντρων							12.8

Πιν.5.6 Κατάλογος σεισμικής ακολουθίας των Κυθήρων με δεδομένα του EGELADOS Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22,5°-24° γεωγραφικό μήκος και 35,5°-36,5° γεωγραφικό πλάτος. Το μέγεθος είναι από τον κατάλογο του ΝΟΑ, για τα συγκεκριμένα γεγονότα.

Α/α	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικό Μήκος (°)	Μέγεθος από ΝΟΑ
1	08 01 2006	11:34:55	36,2158	23,4940	6.4
2	08 01 2006	11:41:01	36,2195	23,4753	4.6
3	08 01 2006	11:47:19	36,2905	23,5162	2.8
4	08 01 2006	11:47:18	36,2847	23,5122	2.9
5	08 01 2006	11:47:18	36,2847	23,5122	3.9
6	08 01 2006	12:01:52	36,1905	23,3728	2.9
7	08 01 2006	12:17:32	36,2628	23,5057	2.9
8	08 01 2006	12:20:47	36,126	23,3630	3.5
9	08 01 2006	12:51:06	36,115	23,3622	3.6
10	08 01 2006	13:04:35	36,046	23,3293	3.0
11	08 01 2006	13:05:45	36,21	23,3837	3.1

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΚΑΙ ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

A/α	Ημερομηνία	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικό Μήκος (°)	Μέγεθος από ΝΟΑ
12	08 01 2006	13:08:05	36,2118	23,3678	3.1
13	08 01 2006	13:18:01	35,9507	23,0243	3.1
14	08 01 2006	13:21:34	36,1465	23,3978	2.8
15	08 01 2006	13:32:14	36,1437	23,3365	3.0
16	08 01 2006	15:19:42	36,1597	23,3662	3.1
17	08 01 2006	17:12:08	36,156	23,4075	3.5
18	08 01 2006	17:23:58	36,17	23,3670	3.7
19	08 01 2006	17:30:26	36,1812	23,3945	3.6
20	08 01 2006	19:57:14	36,1727	23,4155	2.8
21	09 01 2006	00:37:54	36,1667	23,4638	3.6
22	09 01 2006	04:36:27	36,1838	23,3903	2.9
23	09 01 2006	05:34:52	36,175	23,3777	3.7
24	09 01 2006	08:13:12	36,163	23,4028	3.6
25	09 01 2006	09:17:08	36,1732	23,3647	3.6
26	09 01 2006	12:14:49	36,2578	23,4797	3.4
27	09 01 2006	16:00:02	36,2525	23,3395	3.0
28	09 01 2006	23:11:13	36,2698	23,4923	3.3
29	10 01 2006	22:31:04	36,256	23,4445	3.4
30	11 01 2006	10:34:52	36,2485	23,4955	4.3
31	11 01 2006	17:56:44	36,16	23,3535	3.0
32	11 01 2006	20:14:04	36,268	23,4613	3.8
33	12 01 2006	04:33:07	35,0963	23,9752	3.3
34	12 01 2006	12:17:17	36,1233	22,9145	3.3
35	13 01 2006	0:16:13	36,2358	23,5710	2.9
36	13 01 2006	15:18:15	36,2445	23,5232	3.5
37	16 01 2006	12:37:24	36,1842	23,3858	3.0
38	16 01 2006	22:26:52	35,8823	22,6877	3.1
39	17 01 2006	5:13:36	36,3898	23,064	3.2
40	17 01 2006	11:27:17	36,2205	23,4605	2.9
41	18 01 2006	21:43:51	36,1863	23,4472	3.1
42	19 01 2006	17:23:23	36,2568	23,4510	3.2
43	19 01 2006	20:19:27	36,2132	23,4812	2.8
44	21 01 2006	07:03:29	36,1845	23,4263	3.1
45	22 01 2006	10:40:49	36,139	22,8838	2.9
46	24 01 2006	20:38:33	36,099	23,8008	3.2
47	26 01 2006	10:06:36	36,1905	23,3698	2.8
48	28 01 2006	10:16:03	35,7085	23,2483	3.1
49	28 01 2006	19:15:45	36,2385	23,4565	3.0

Από τους πίνακες 5.4 και 5.5 παρατηρείται ότι οι μέσες αποστάσεις επικέντρων είναι της τάξης των 10-20 km, μια σχετικά μεγάλη απόκλιση ανάμεσα στα επίκεντρα από τα δεδομένα του EGELADOS και του NOA. Επιπλέον η μέση απόσταση των επικέντρων από τα αρχικά δεδομένα του EGELADOS είναι μεγαλύτερη σε σχέση με αυτά της συμπληρωματικής λίστας του NOA. Η απόκλιση που παρατηρείται στα επίκεντρα οφείλεται στη μη ικανοποιητική κάλυψη του δικτύων των σειсмоγράφων στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Στα σχήματα 5.1-5.8 παρουσιάζονται οι σεισμοί του πίνακα 5.7. Για κάθε σεισμό προβάλλονται οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στο εντοπισμό του.

Για παράδειγμα το επίκεντρο του σεισμού της 08.01.06 (19:50) υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας σειсмоγράφους μόνο από την Πελοπόννησο. Λόγω της ελλειπής κάλυψης υπάρχει μεγάλη απόκλιση στην επικεντρική απόσταση.

Αντίθετα, η απόκλιση είναι μικρότερη στο σεισμό που σημειώθηκε στις 16.01.06 (12:37) καθώς χρησιμοποιήθηκαν όχι μόνο οι σειсмоγράφοι της Πελοποννήσου αλλά και των Κυθήρων από το δίκτυο EGELADOS. Το ίδιο ισχύει και για το σεισμό στις 17.01.06 (20:12) που παρουσιάζεται στο σχήμα 5.3.

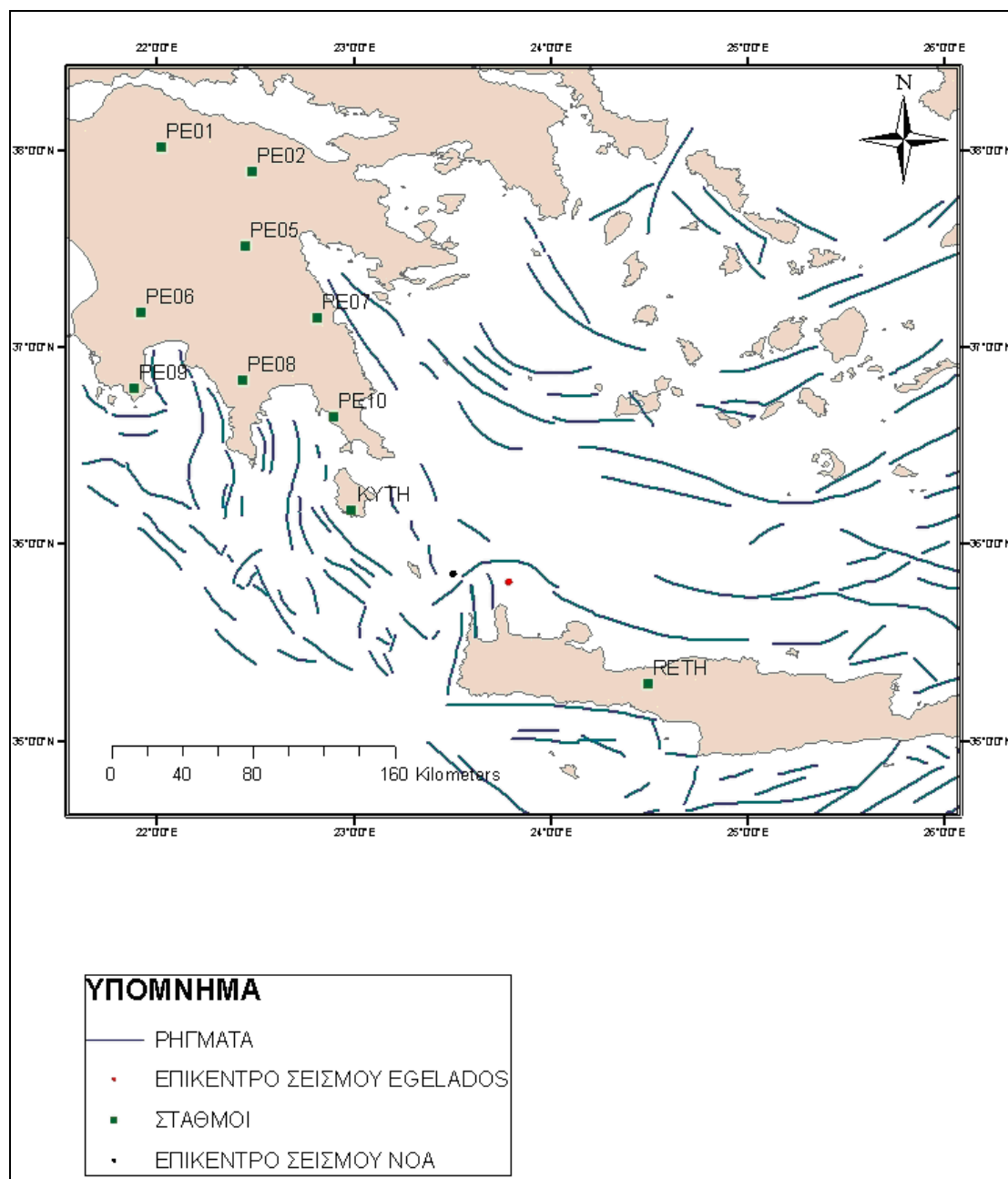
Πιν.5.7 Κατάλογος κοινών σεισμών του EGELADOS με το δίκτυο του NOA. Διακρίνεται ο χρόνος γένεσης (η ημερομηνία και η ώρα), τα γεωγραφικό μήκος και πλάτος με εύρος συντεταγμένων 22°-24° γεωγραφικό μήκος και 34,5°-37° γεωγραφικό πλάτος, το εστιακό βάθος, ο αύξων αριθμός του σεισμού με βάση τον πιν.5.1 καθώς και το σφάλμα στους χρόνους διαδρομής.

Α/α Δεδομένα λίστας EGELADOS	Ημερομηνία	Ώρα	Γεωγραφικό Πλάτος(°)	Γεωγραφικό Μήκος(°)	Σφάλμα (s)
17	08 01 2006	19:50:35	35.81	23.79	0.93
34	16 01 2006	12:37:22	36.18	23.38	0.62
35	17 01 2006	11:27:16	36.22	23.46	0.52
37	19 01 2006	20:12:14	35.28	23.95	2.55
44	21 01 2006	08:35:09	35.19	23.76	1.61
48	21 01 2006	22:16:21	34.59	23.70	0.93
53	24 01 2006	20:38:41	36.26	22.84	2.46
71	28 01 2006	16:25:12	35.05	23.30	1.04

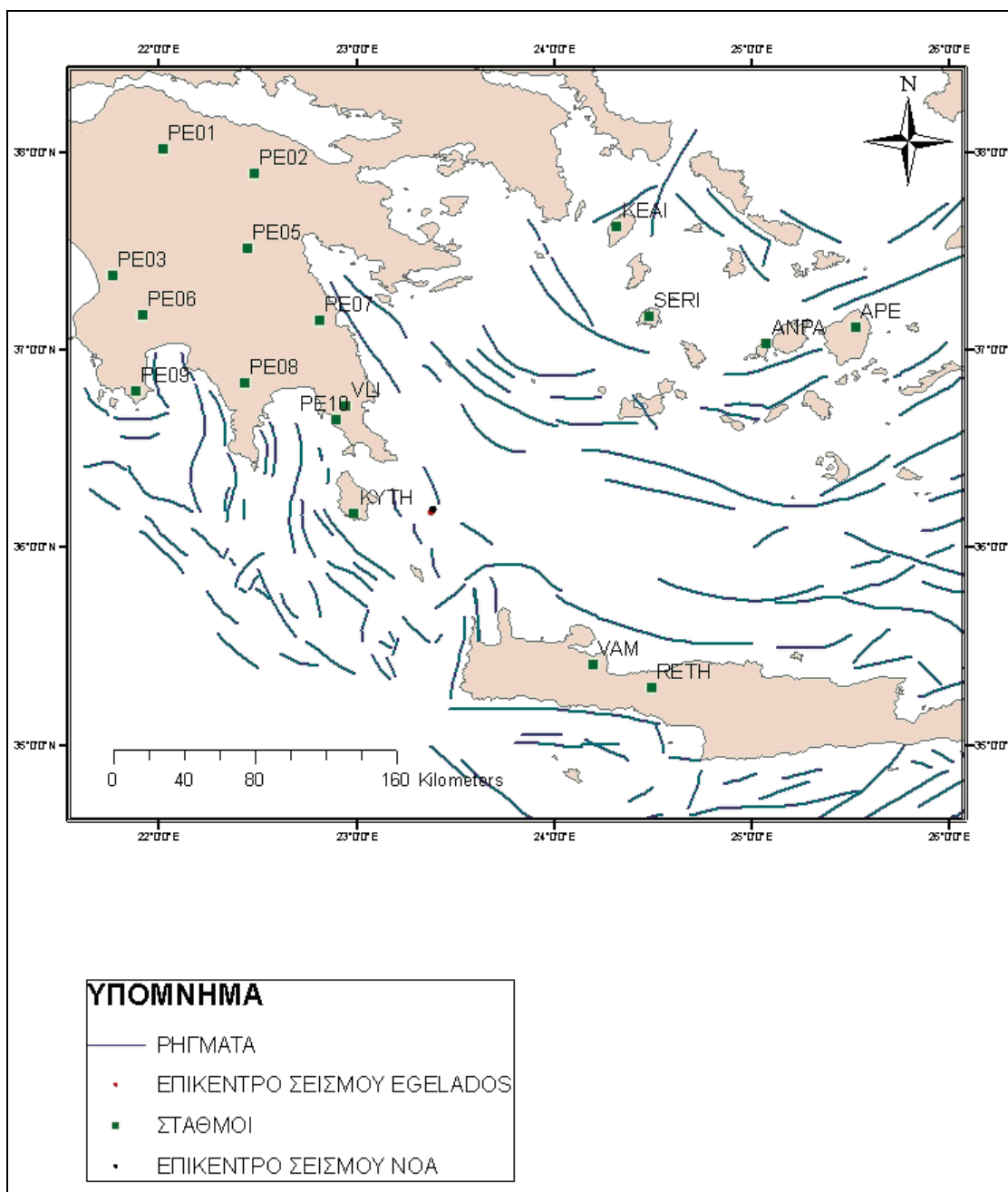
Για τον σεισμό στις 19.01.06 η κάλυψη από το δίκτυο EGELADOS είναι καλή καθώς χρησιμοποιήθηκαν τόσο σταθμοί της Πελοποννήσου όσο και της Κρήτης. Η μεγάλη απόκλιση πιθανόν να οφείλεται στη ελλιπή κάλυψη του ΝΟΑ (σχ. 5.4) σε συνδυασμό με το γεγονός ότι για τον συγκεκριμένο σεισμό παρατηρείται και το μεγαλύτερο σφάλμα στους χρόνους διαδρομής (2.55 s).

Για τους σεισμούς στις 21.01.06, 08:35:09 και 22:16:21 (σχ.5.5 και 5.6 αντίστοιχα), η απόκλιση που παρατηρείται πιθανόν να οφείλεται στην οριακή κάλυψη και από τα δύο δίκτυα, ενώ για το σεισμό στις 24.01.06 (σχ.5.7) παρατηρείται μεγάλο σφάλμα στους χρόνους διαδρομής που πιθανόν να οφείλεται στο ότι οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν ήταν λίγες.

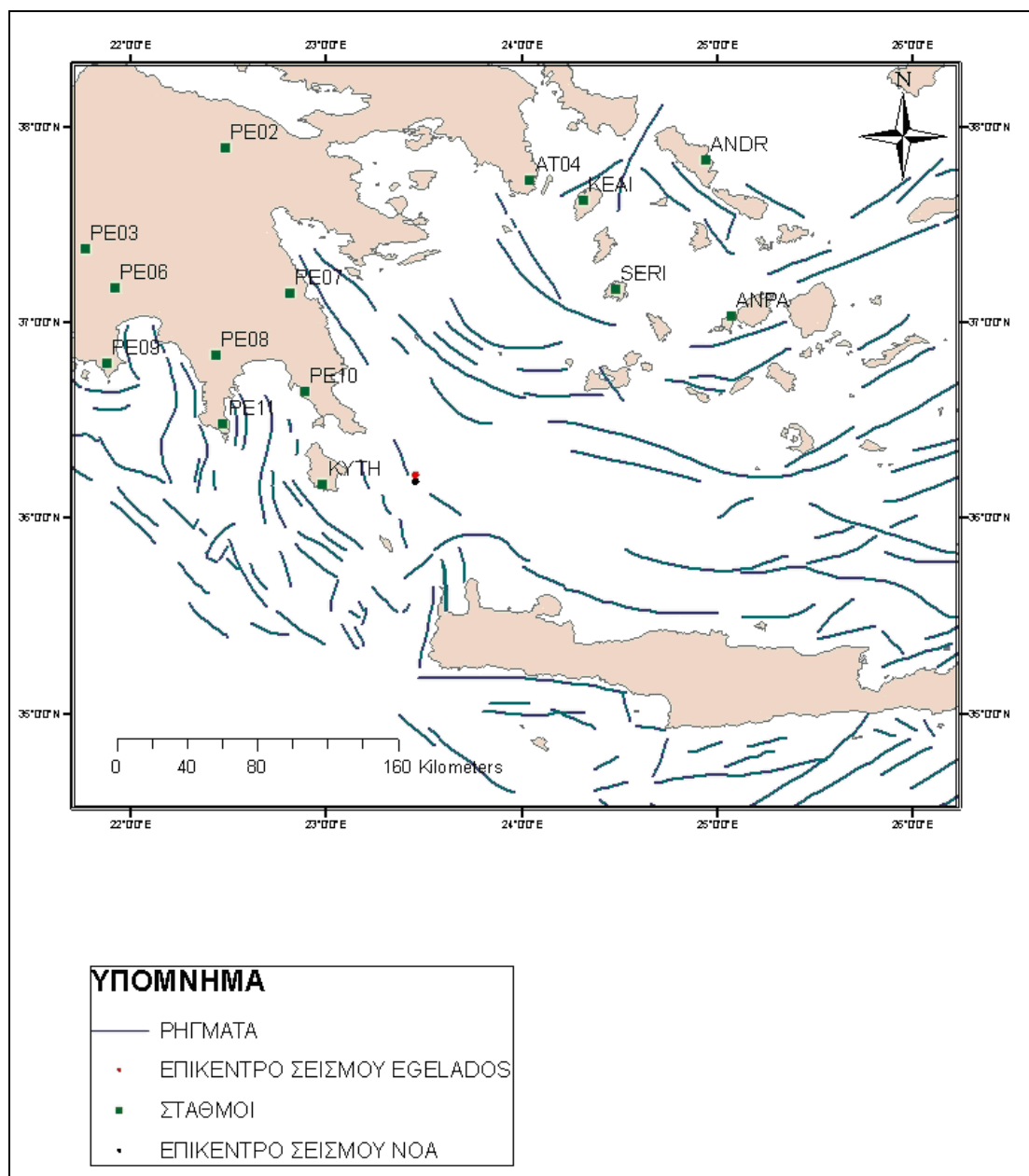
Τέλος, για το σεισμό στις 28.01.06 (σχ.5.7) υπάρχει μια σχετικά μικρή απόκλιση καθώς χρησιμοποιήθηκαν σειсмоγράφοι όχι μόνο της Πελοποννήσου αλλά και των Κυθήρων και της Κρήτης από το δίκτυο EGELADOS.



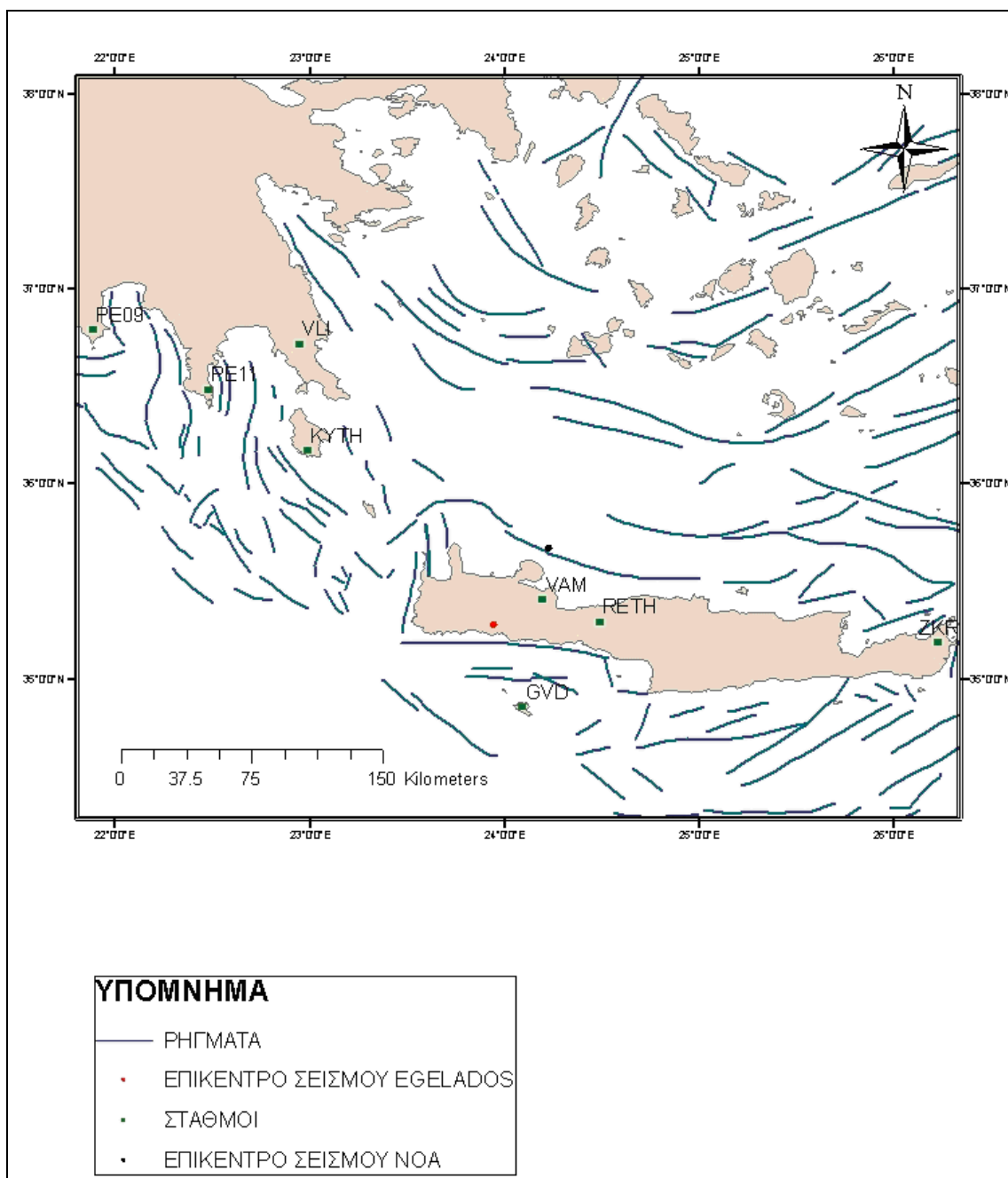
Σχ.5.1 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 08.01.2006 και ώρα 19:50:35, (Α/α 17 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.



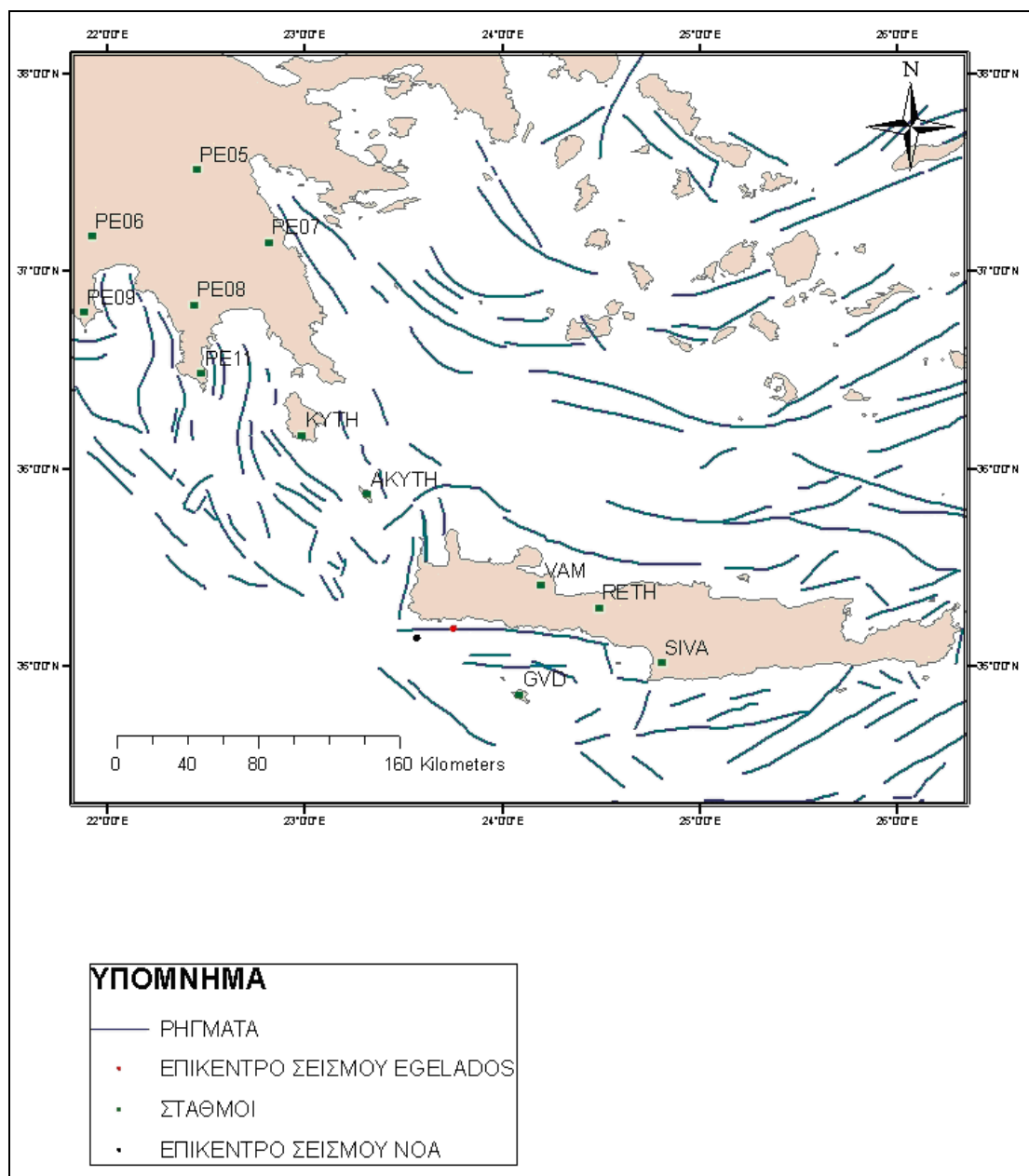
Σχ.5.2 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 16.01.2006 και ώρα 12:37:22, (Α/α 34 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.



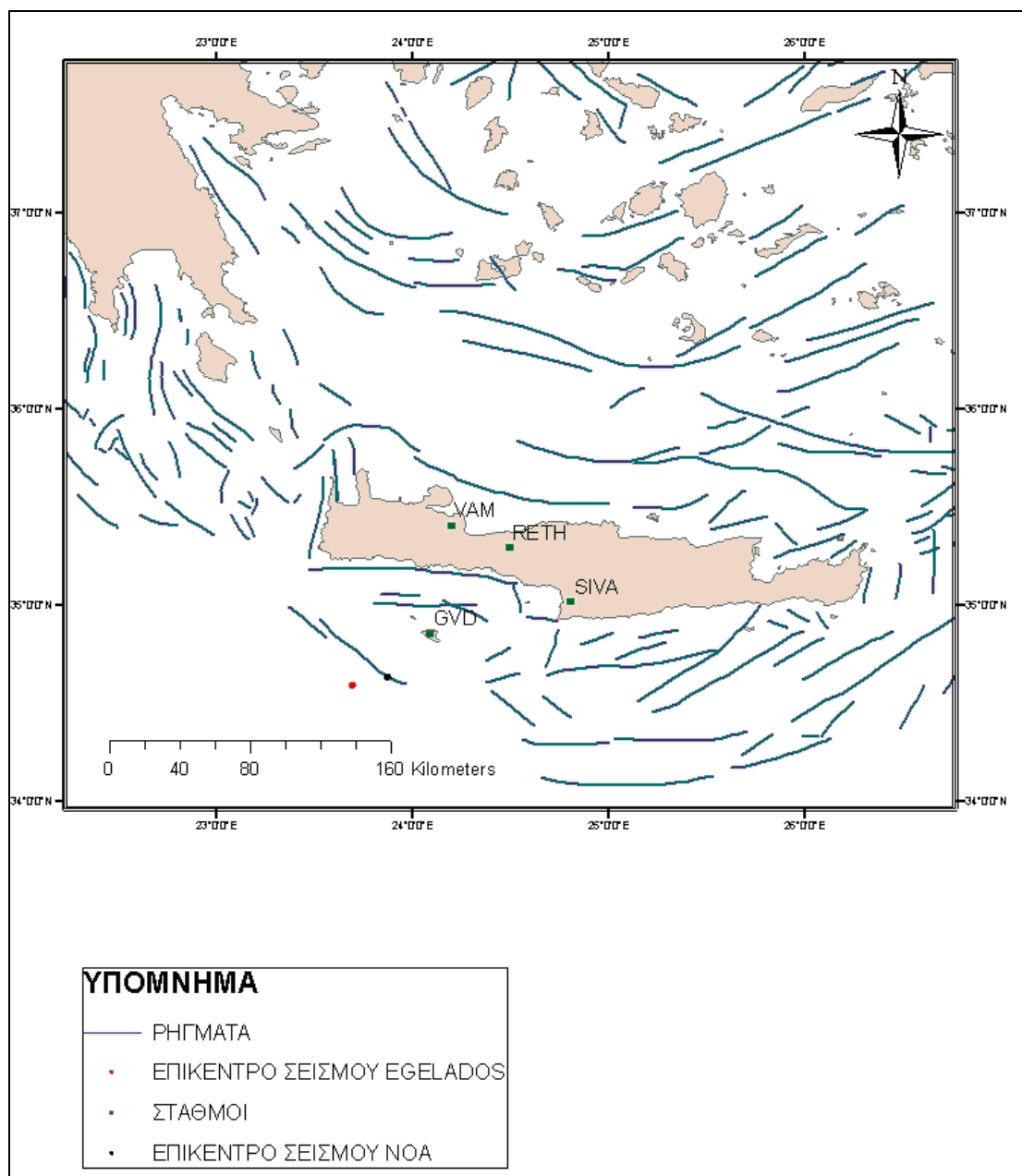
Σχ.5.3 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 17.01.2006 και ώρα 11:27:16 (Α/α 35 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.



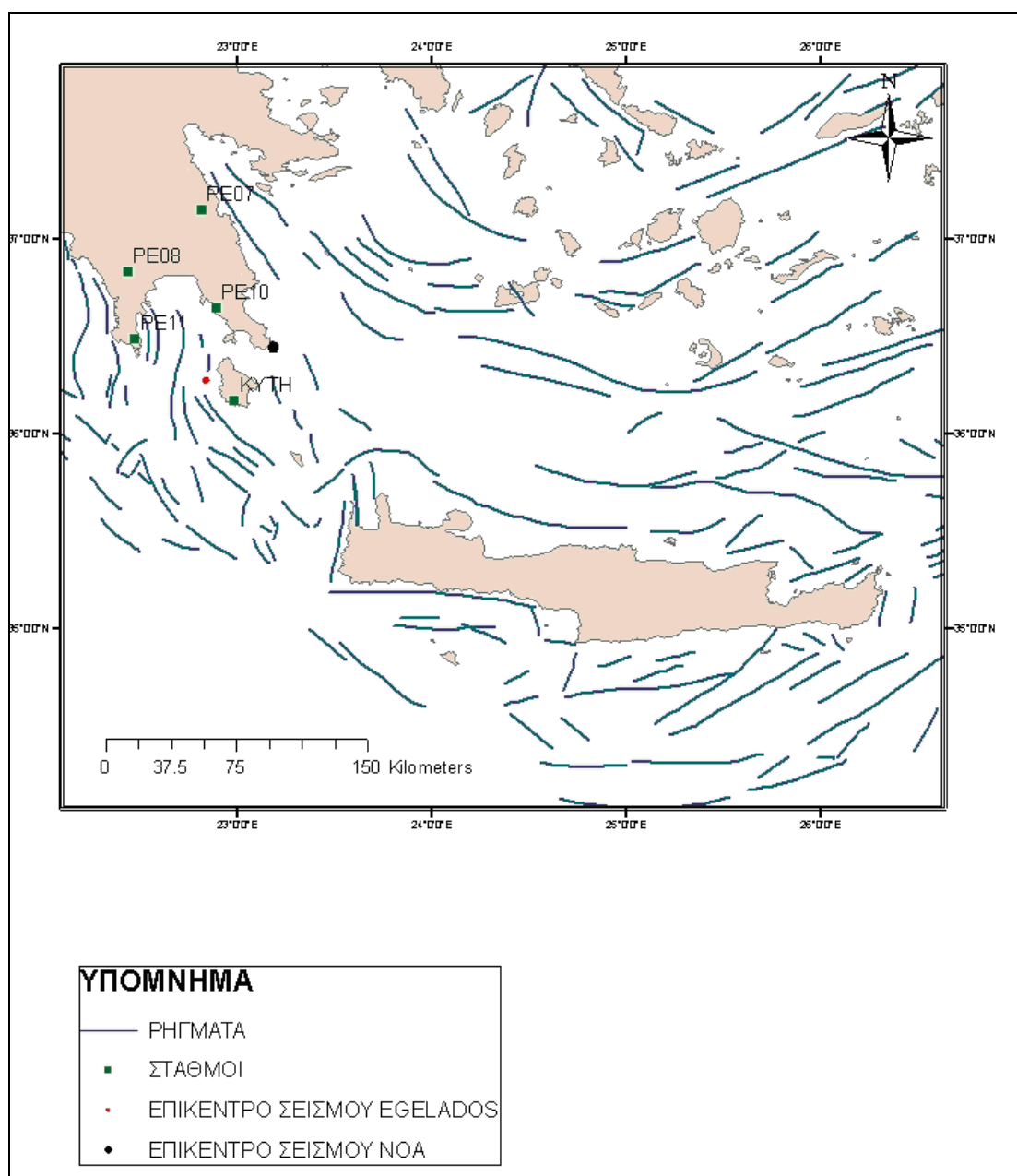
Σχ.5.4 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 19.01.2006 και ώρα 20:12:14 (Α/α 37 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.



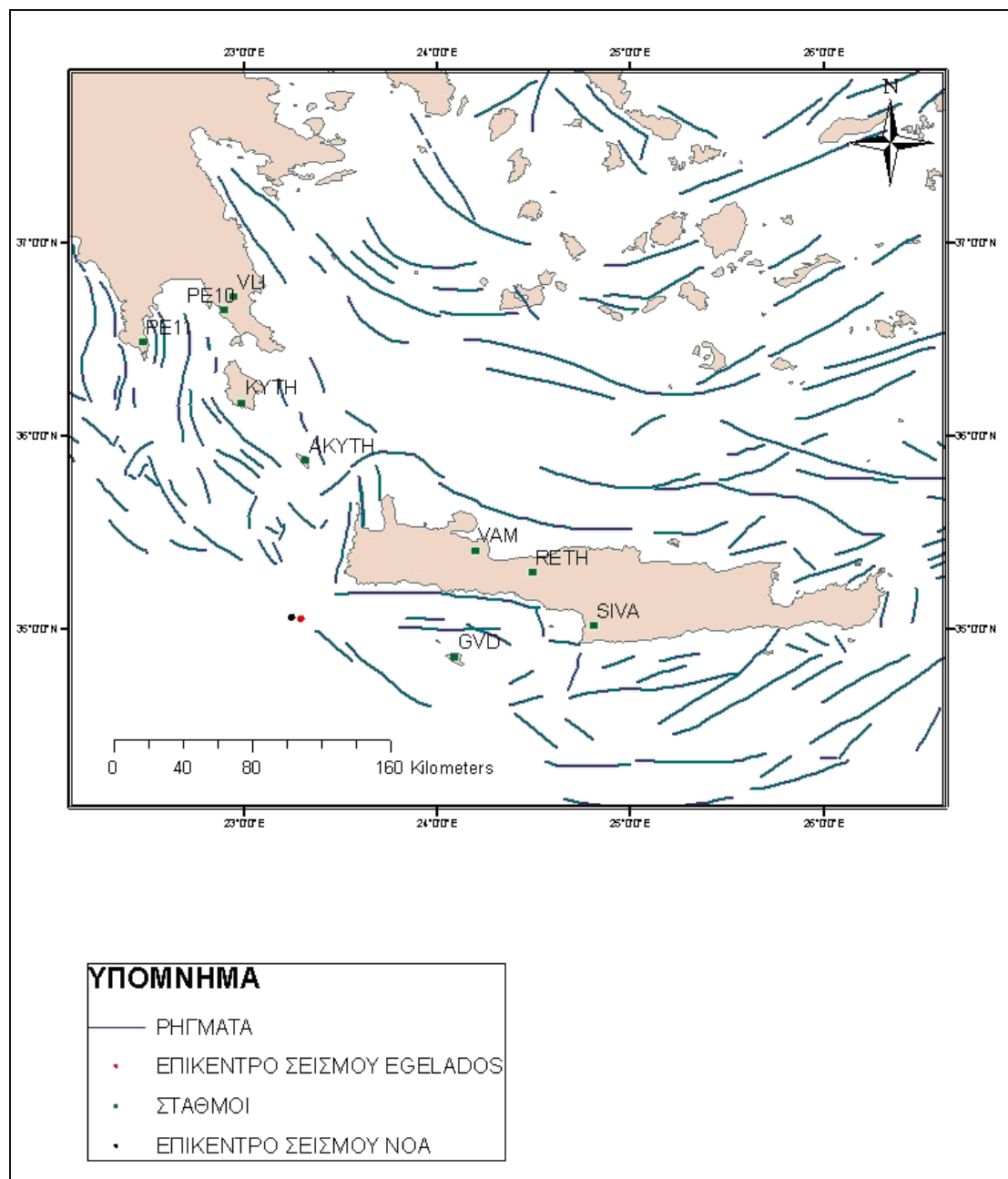
Σχ.5.5 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 21.01.2006 και ώρα 08:35:09 (Α/α 44 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.



Σχ.5.6 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 21.01.2006 και ώρα 22:16:21 (Α/α 48 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή του epicέντρου.



Σχ.5.7 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 24.01.2006 και ώρα 20:38:41 (Α/α 53 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.



Σχ.5.8 Παρουσιάζεται ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 28.01.2006 και ώρα 16:25:12 (Α/α 71 από πιν.5.1) καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του επικέντρου.

5.2 ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

5.2.1 Χρήση του προγράμματος ArcGis

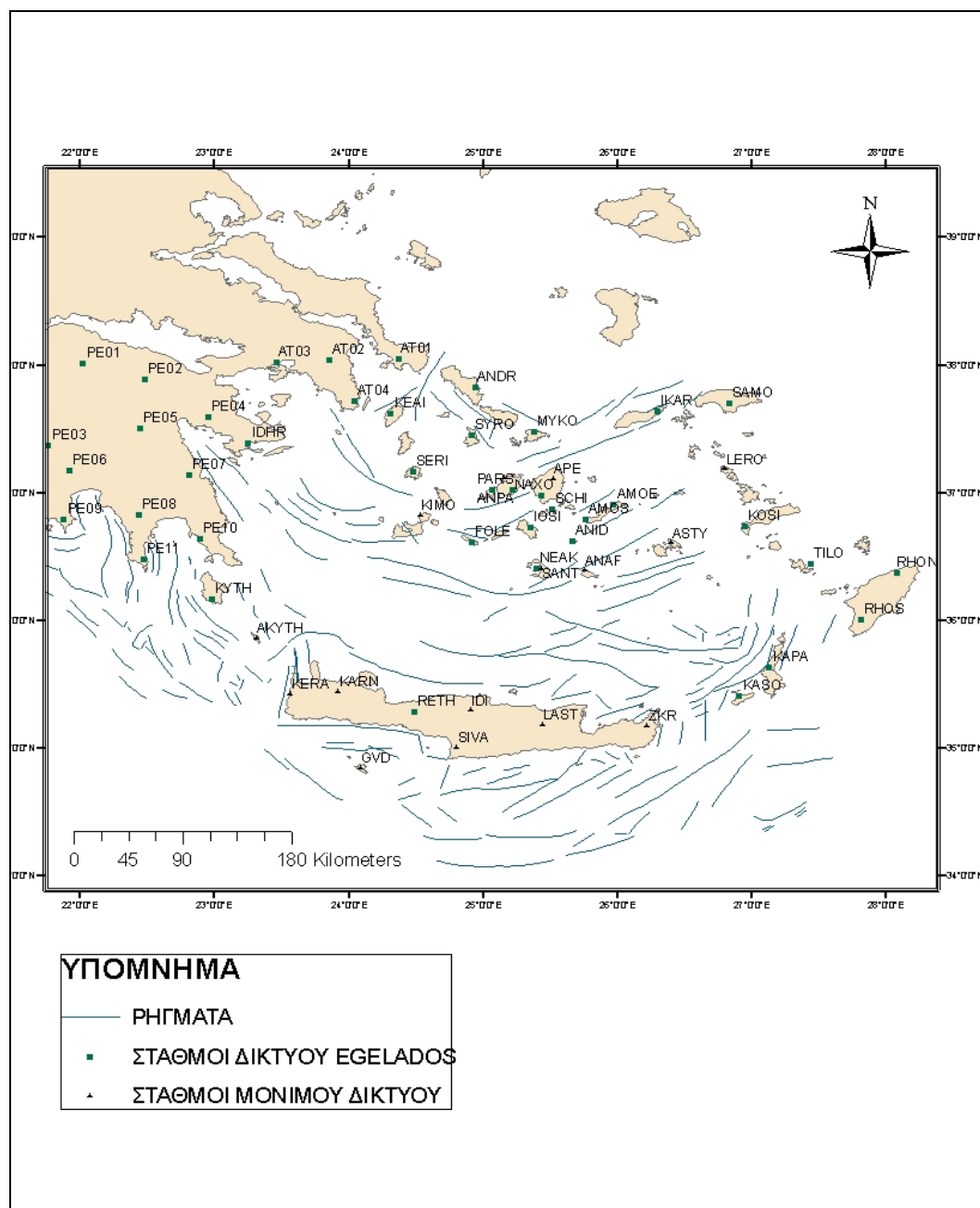
Για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων που εξήχθησαν από την ανάλυση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Arcview (έγινε χρήση της έκδοσης Arcview9), το οποίο αποτελεί λογισμικό απεικόνισης και ανάλυσης γεωγραφικών δεδομένων (GIS).

Γίνεται απεικόνιση των επικέντρων των σεισμών που αναλύθηκαν στην παρούσα διπλωματική χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του EGELADOS. Στη συνέχεια γίνεται σύγκριση των επικέντρων των κοινών με τον κατάλογο του ΝΟΑ σεισμών, για τη περιοχή μελέτης τον Ιανουάριο του 2006.

Επιπλέον παρατίθενται οι κοινοί σεισμοί και των 2 δικτύων καθώς και η σεισμική ακολουθία για τον ισχυρό σεισμό στην περιοχή των Κυθήρων, που έλαβε χώρα τη συγκεκριμένη περίοδο.

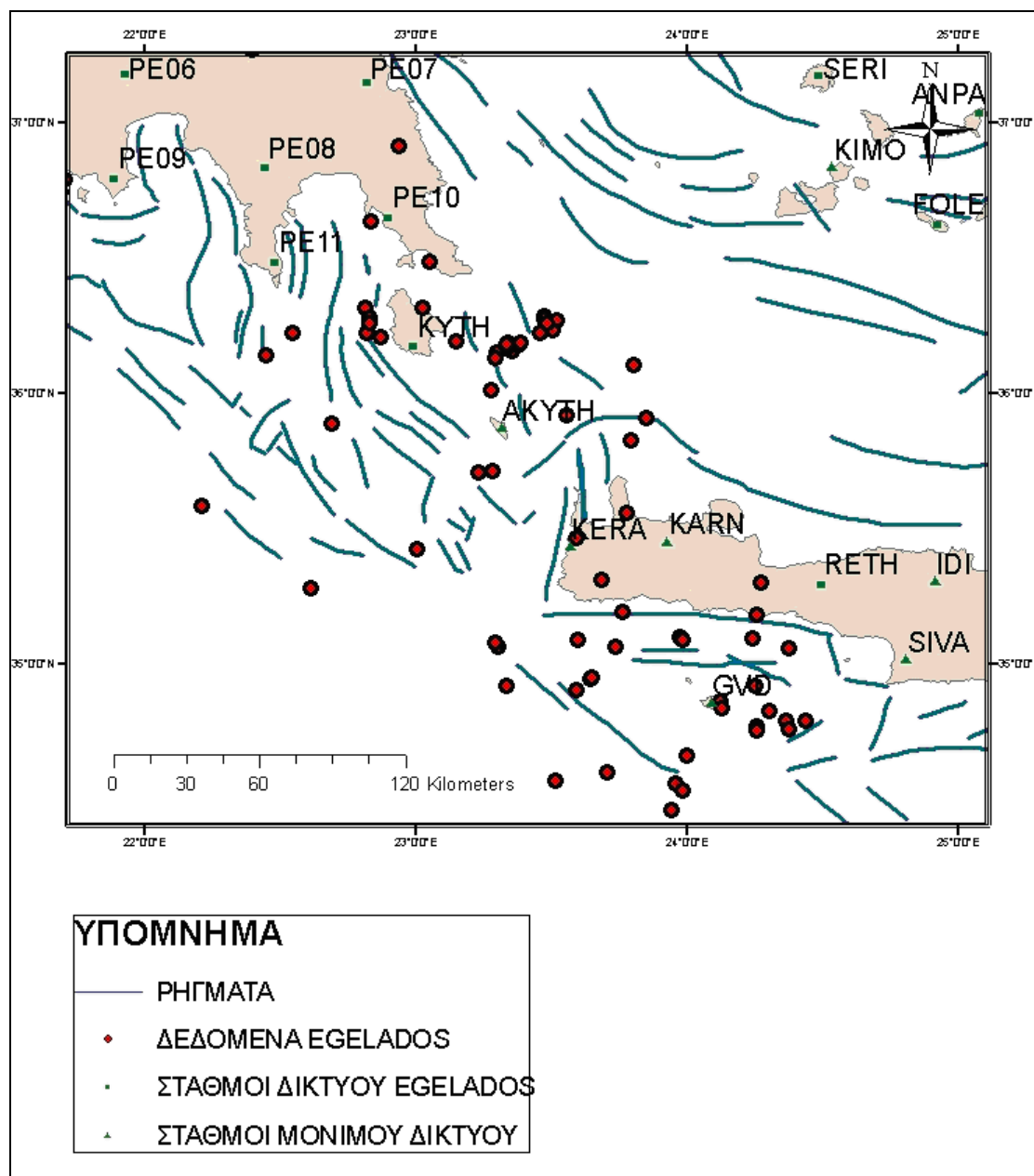
5.2.2 Απεικόνιση δεδομένων για την περιοχή μελέτης

Στο σχήμα 5.9 παρουσιάζεται η ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος με τα ρήγματα της περιοχής και τους σεισμολογικούς σταθμούς που έχουν τοποθετηθεί στο τμήμα του Νοτίου Αιγαίου.



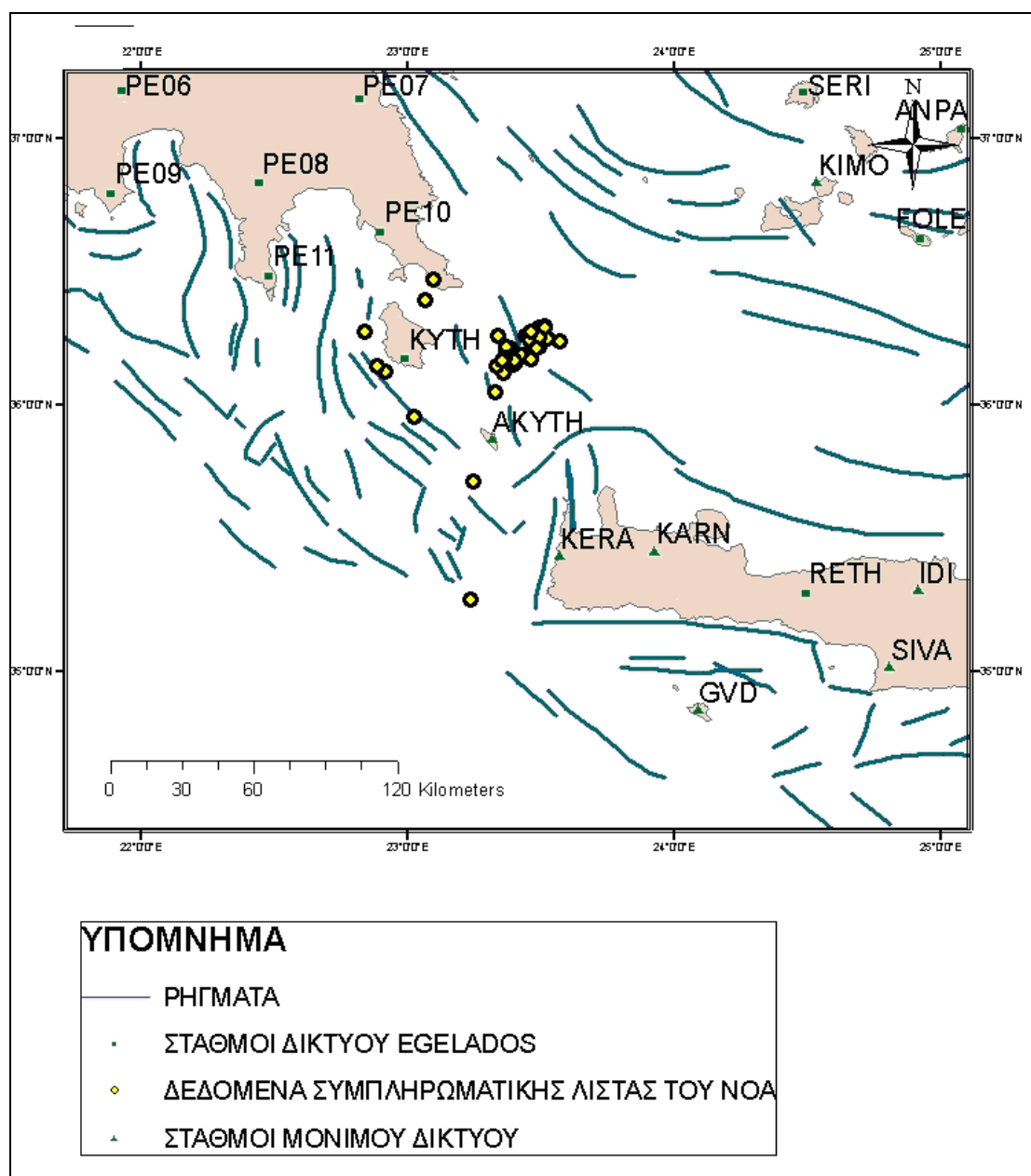
Σχ.5.9 Παρουσιάζεται η ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος καθώς και οι σεισμολογικοί σταθμοί.

Στα σχήματα 5.10 και 5.11 παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών από τα δεδομένα του δικτύου EGELADOS, έτσι όπως αναλύθηκαν στα πλαίσια της συγκεκριμένης διπλωματικής εργασίας.



Σχ.5.10 Επίκεντρα σεισμών από το δίκτυο EGELADOS, για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

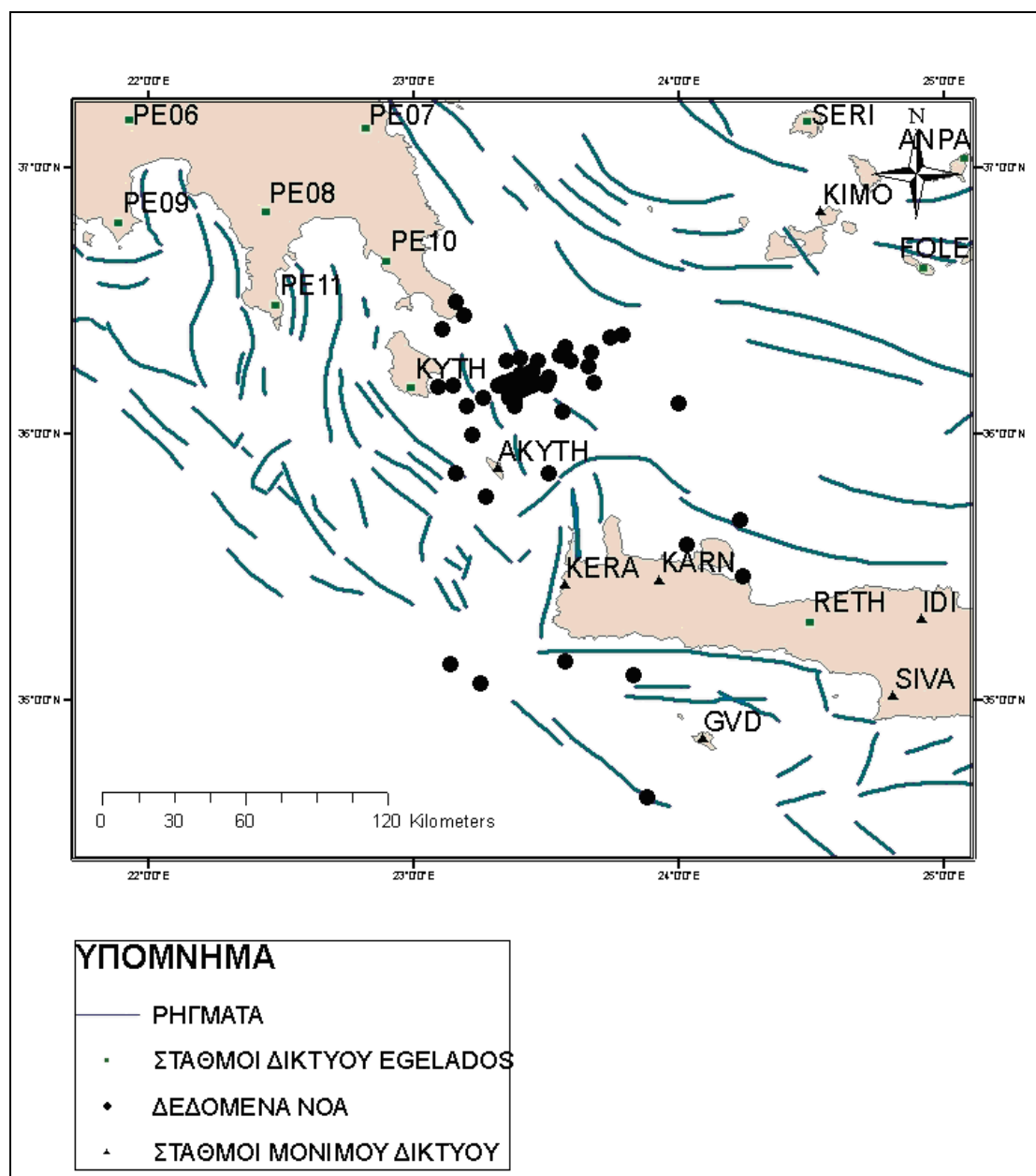
Ειδικότερα στο σχήμα σχ.5.10, παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών για τα δεδομένα του EGELADOS που προήλθαν από αυτόματη επιλογή.



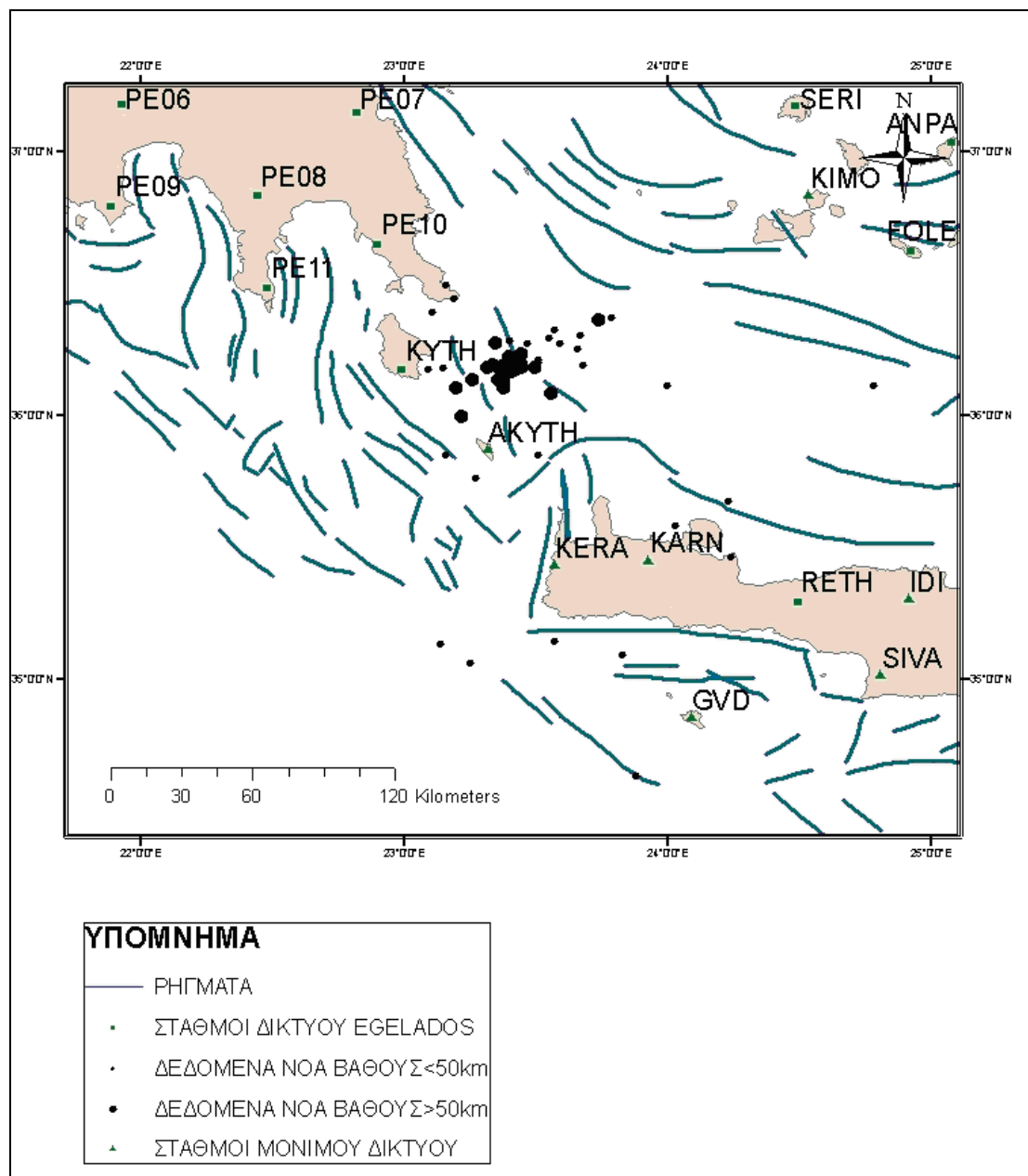
Σχ.5.11 Επίκεντρα σεισμών από τα συμπληρωματικά δεδομένα δικτύου EGELADOS (Πιν. 5.2), για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

Στο σχήμα σχ.5.11, παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών για τα συμπληρωματικά δεδομένα του EGELADOS. Αυτά τα επίκεντρα αντιστοιχούν στην ευρύτερη περιοχή των Κυθήρων.

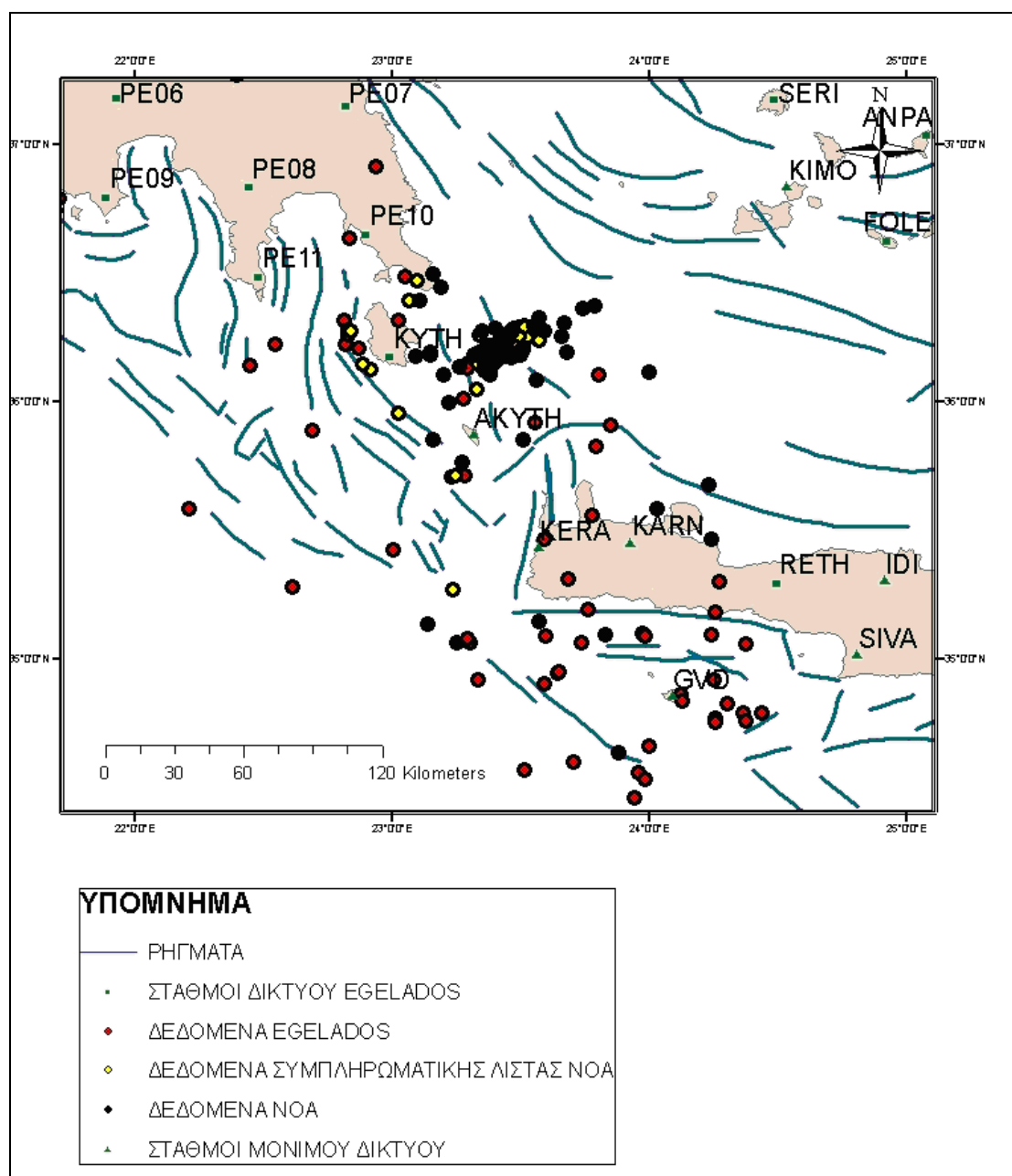
Στα σχήματα 5.12 και 5.13 παρουσιάζεται ο κατάλογος του NOA, για την περιοχή μελέτης, ενώ στα σχήματα 5.14 και 5.15 παρατίθενται εικόνες με τα επίκεντρα όλων των δικτύων.



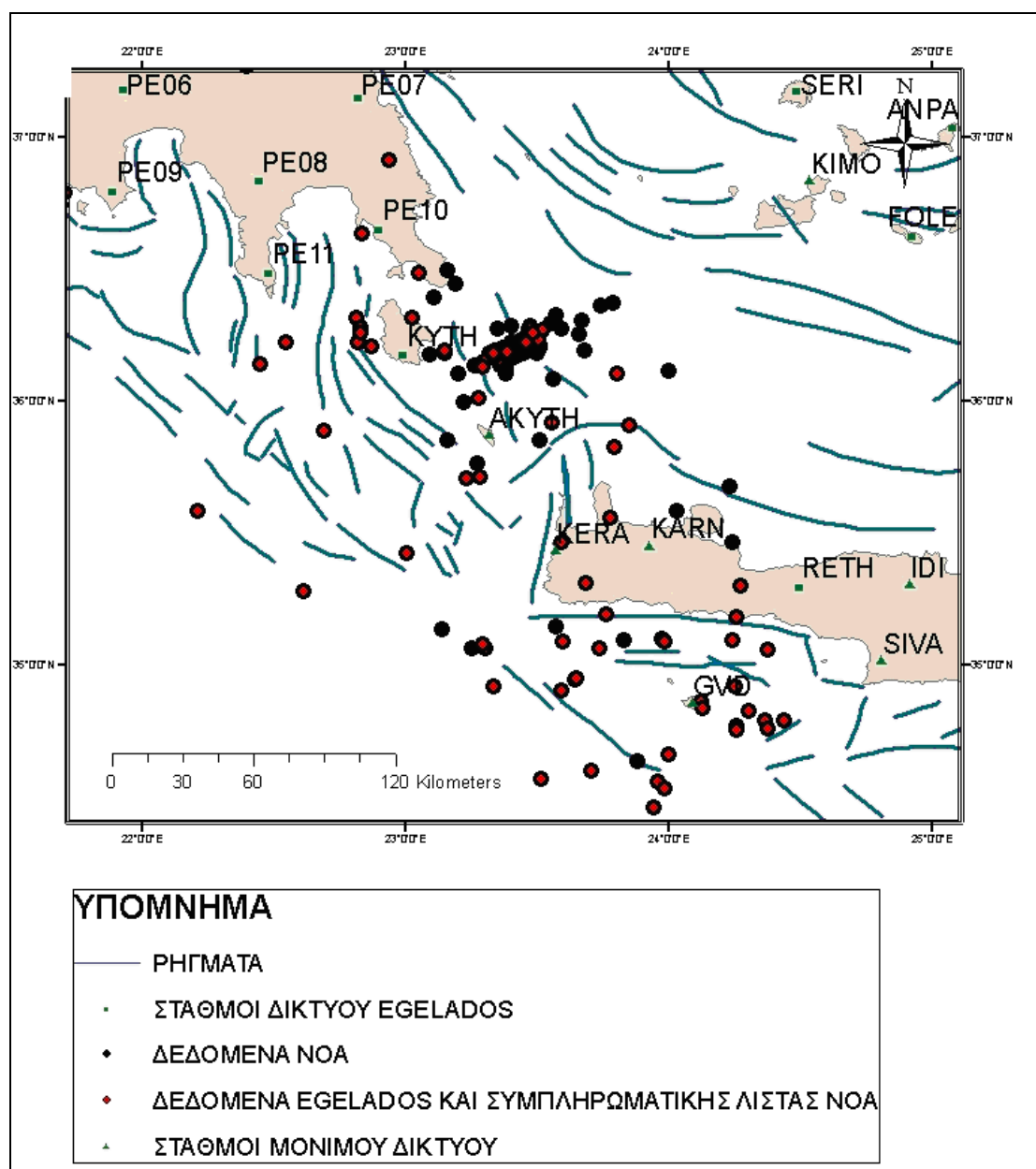
Σχ.5.12 Επίκεντρα σεισμών δικτύου NOA, για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.



Σχ.5.13 Επίκεντρα σεισμών δικτύου ΝΟΑ, για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006, με διαβάθμιση κατά βάθος.



Σχ.5.14 Επίκentra σεισμών δικτύων ΝΟΑ και EGELADOS (πιν. 5.1-5.3, συμπληρωματικά δεδομένα EGELADOS με κίτρινο χρώμα) για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

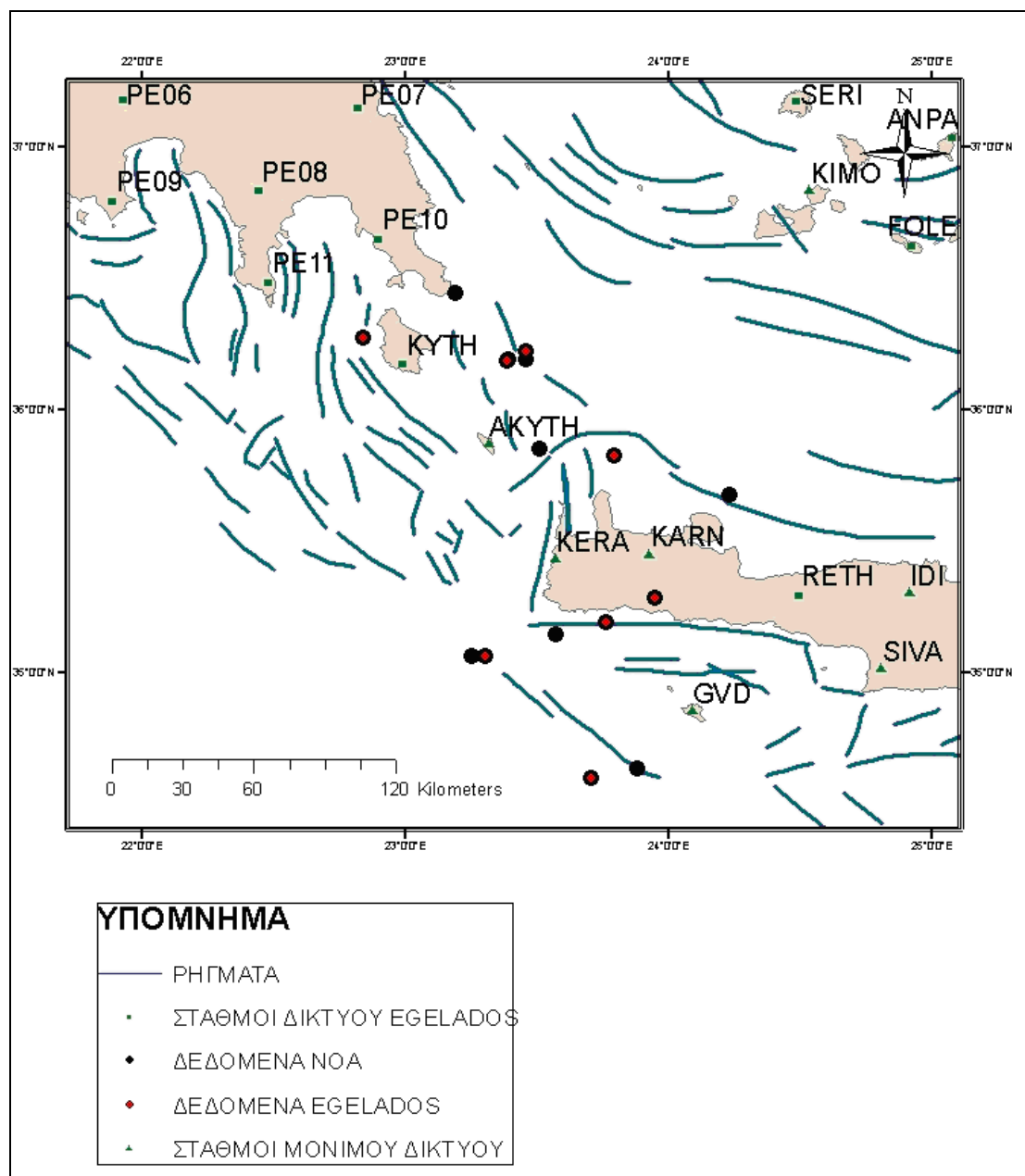


Σχ.5.15 Επίκεντρα σεισμών δικτύων ΝΟΑ και ΕΓΕΛΑΔΟΣ (πιν. 5.1-5.3) για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

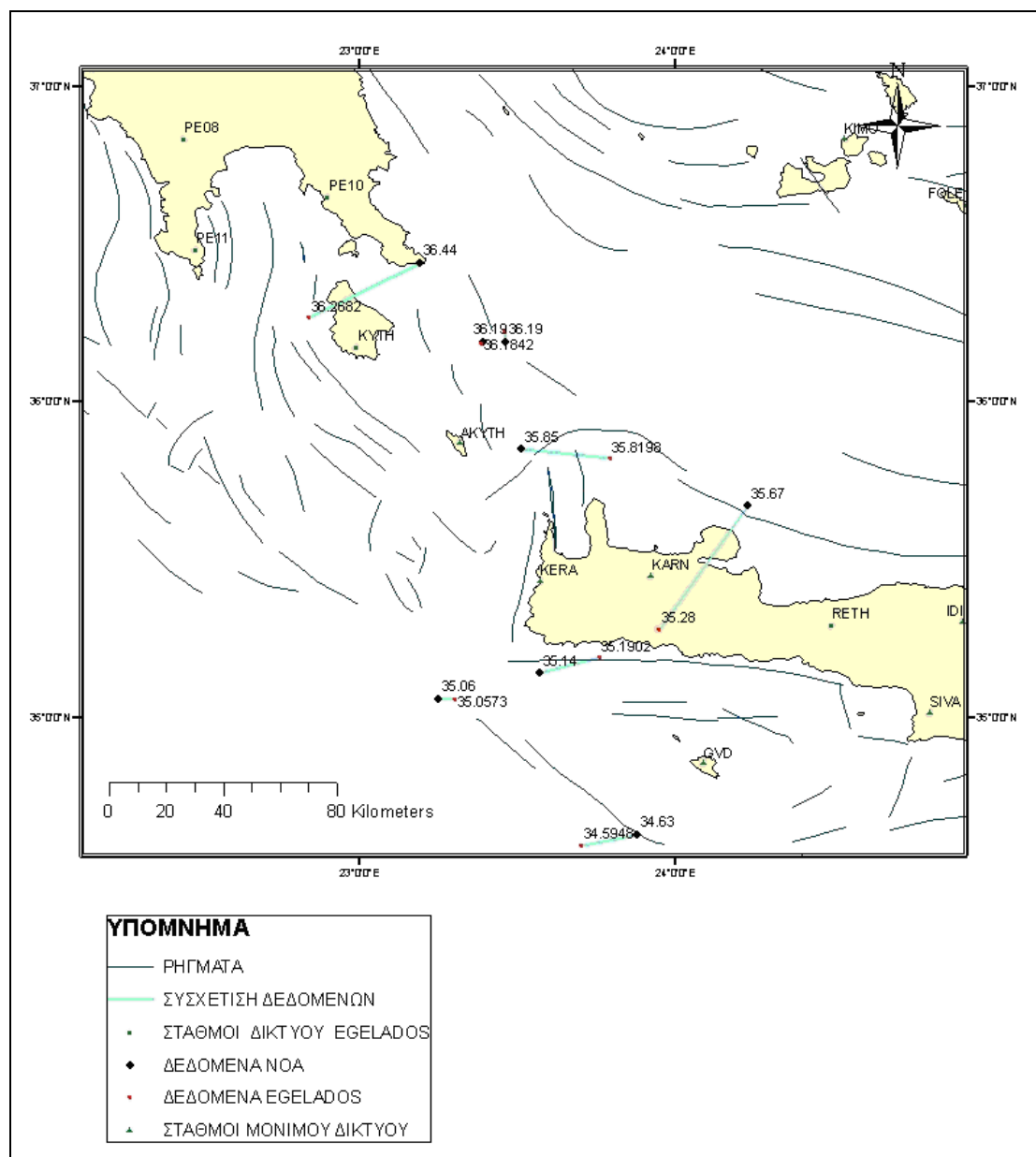
Παρατηρείται (σχ.5.15) ότι στην περιοχή νότια της Κρήτης, το δίκτυο του ΕΓΕΛΑΔΟΣ (κόκκινο χρώμα) εντόπισε περισσότερους σεισμούς σε σχέση με του ΝΟΑ (μαύρο χρώμα). Αντίθετα το δίκτυο του ΝΟΑ εντόπισε περισσότερους σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή των Κυθήρων.

5.2.3 Σύγκριση επικέντρων για κοινούς σεισμούς του δικτύου NOA και του EGELADOS

Στα σχήματα 5.16, 5.17, 5.18, 5.19 και 5.20 παρατίθεται η σύγκριση των επικέντρων για κοινούς σεισμούς του δικτύου NOA και του EGELADOS.

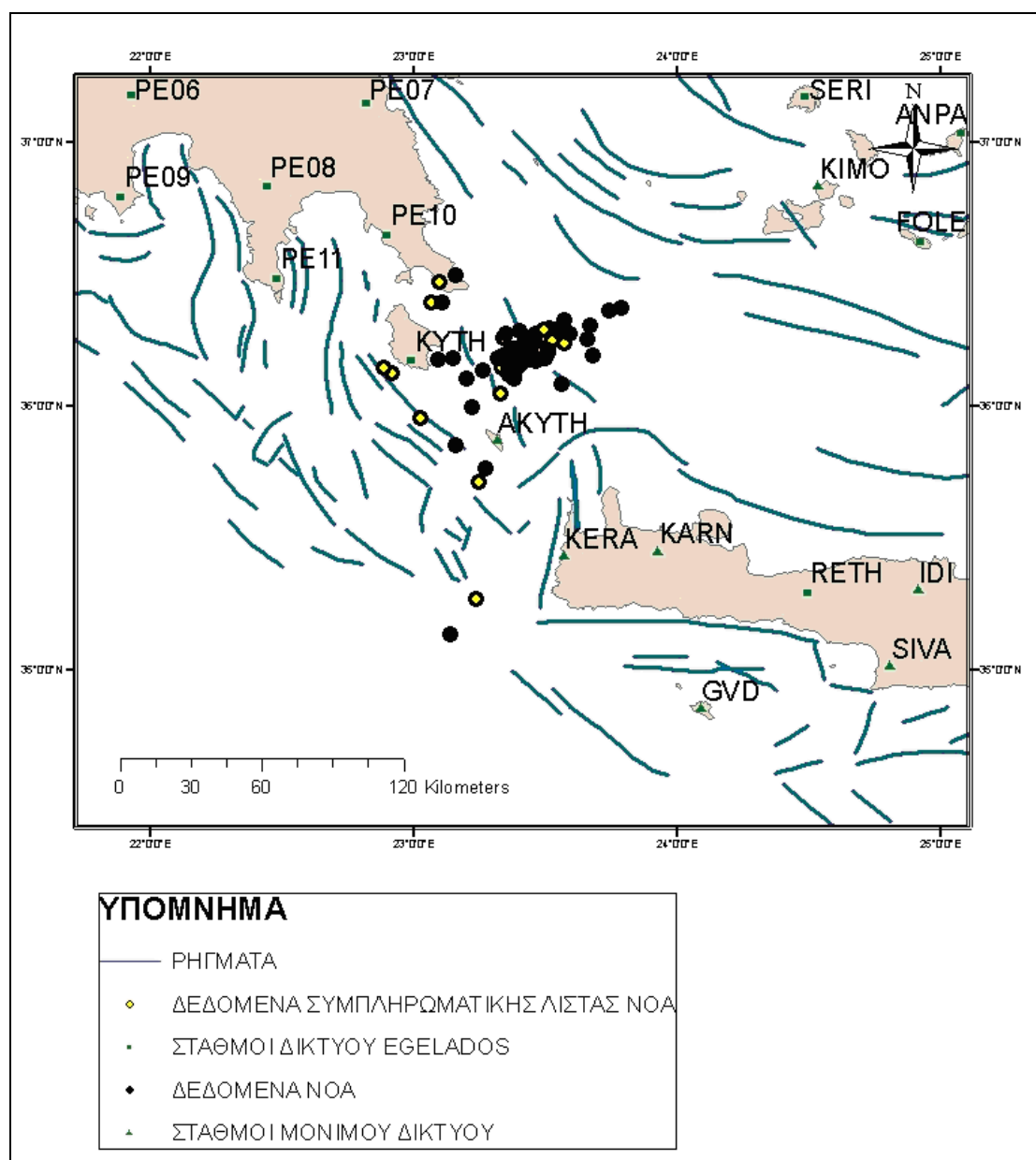


Σχ.5.16 Επίκεντρα σεισμών του πίνακα 5.4. (κοινόι σεισμοί του δικτύου NOA και του EGELADOS) για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

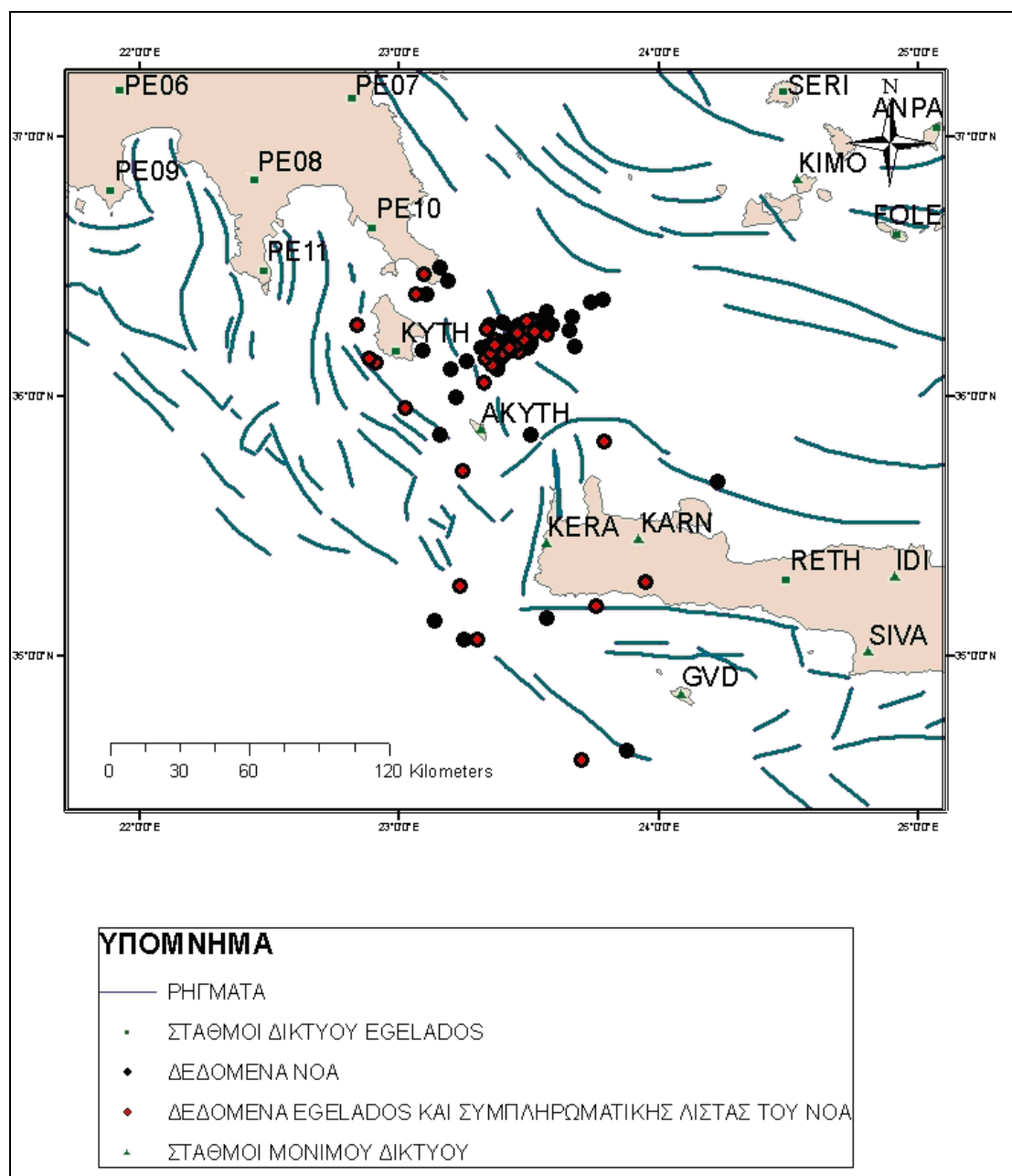


Σχ.5.17 Επίκεντρα σεισμών του δικτύου NOA και EGEALADOS (χωρίς τα συμπληρωματικά δεδομένα), για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

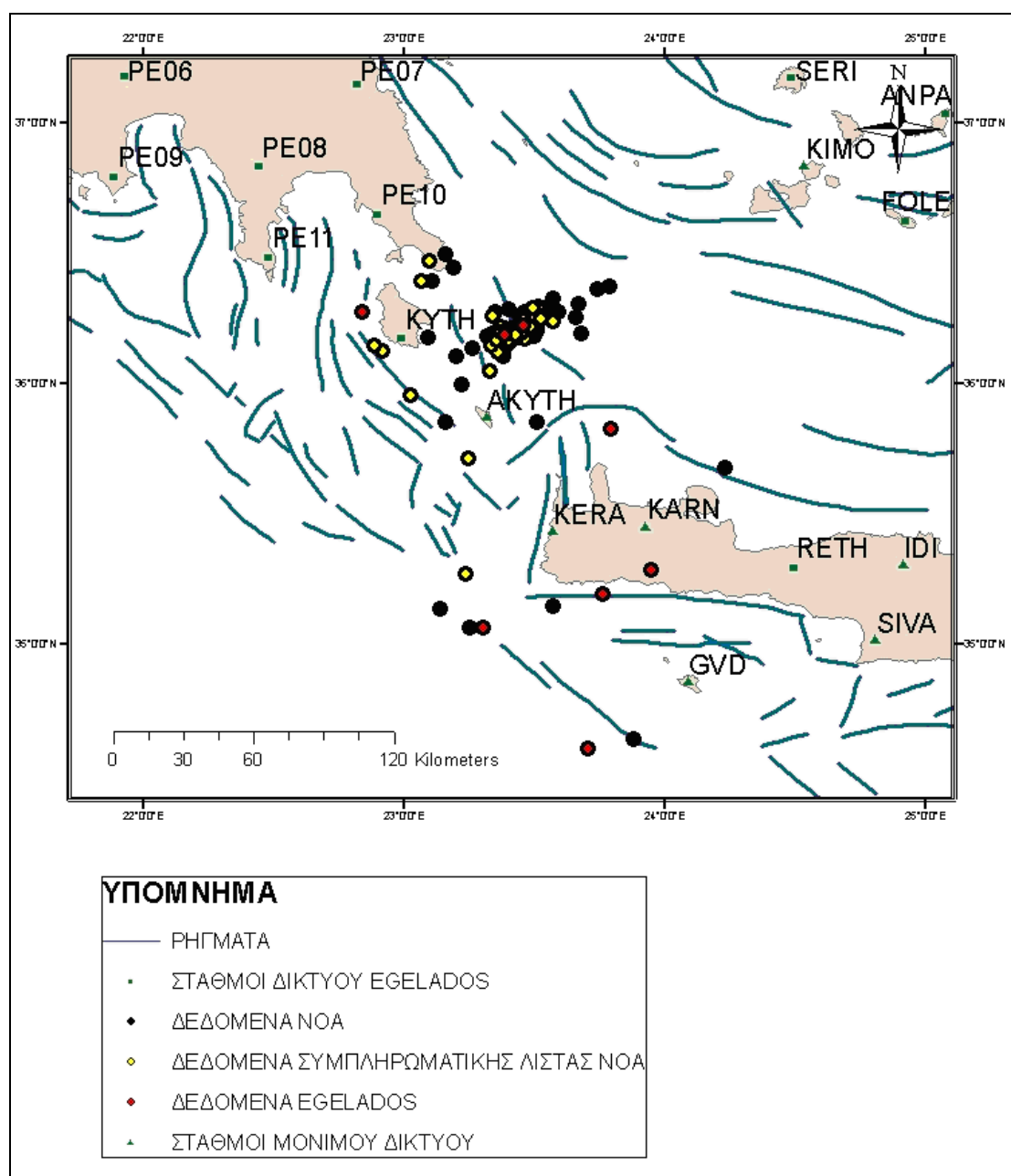
Παρατηρείται ότι οι κοινοί σεισμοί που έχουν καταγραφεί από τα δυο δίκτυα (EGEALADOS (χωρίς τα συμπληρωματικά δεδομένα) και NOA) είναι πολύ λίγοι (σχ. 5.16, 5.17).



Σχ.5.18 Επίκεντρα σεισμών του πίνακα 5.5 (κοινοί σεισμοί του δικτύου EGELADOS (συμπληρωματικά δεδομένα) και ΝΟΑ), για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.



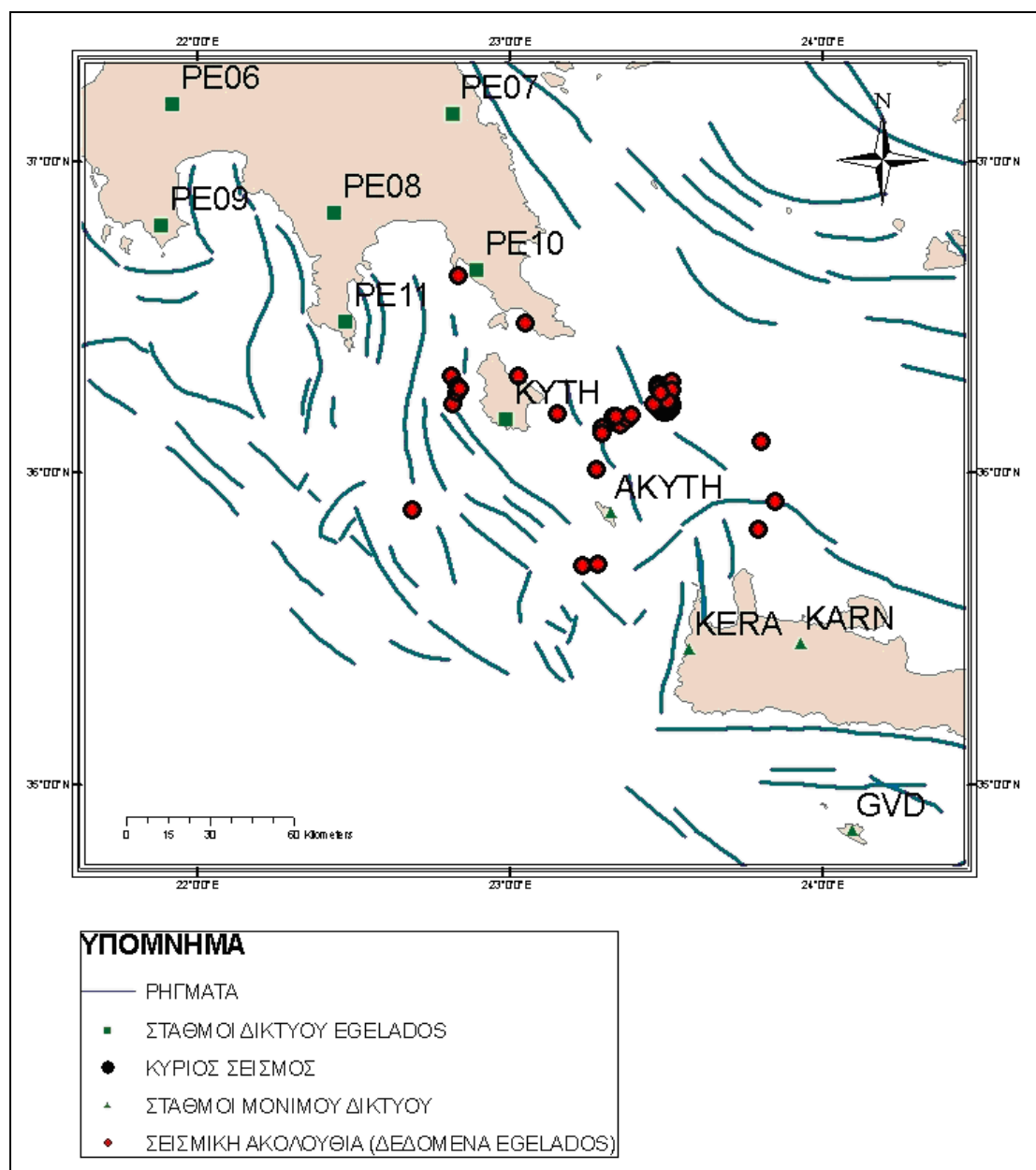
Σχ.5.19 Επίκεντρα σεισμών των πινάκων 5.4 και 5.5, για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.



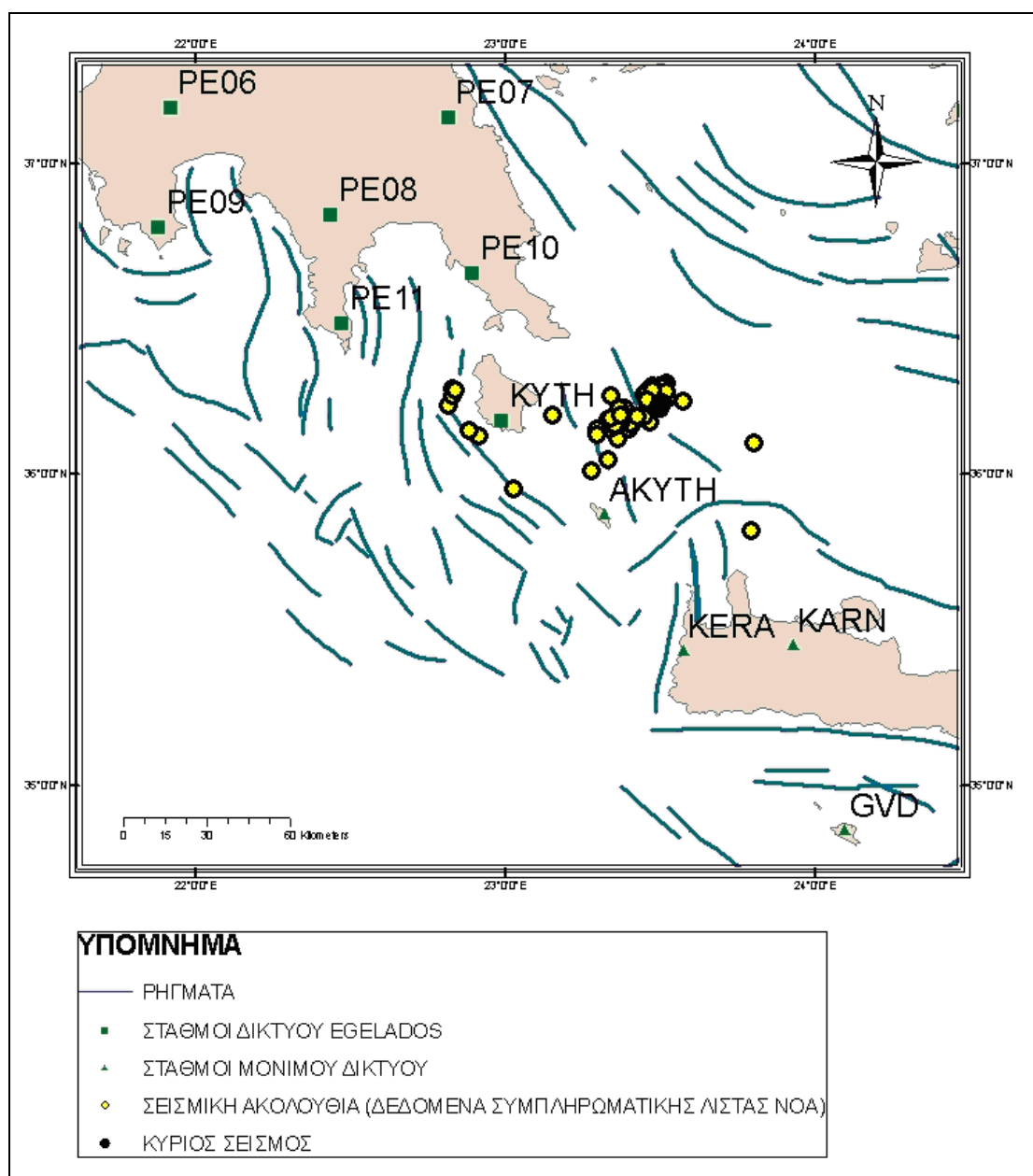
Σχ.5.20 Επίκεντρα σεισμών των πινάκων 5.4 και 5.5 (συμπληρωματικά δεδομένα EGELADOS με κίτρινο χρώμα), για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.

5.2.3 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΚΥΘΗΡΩΝ

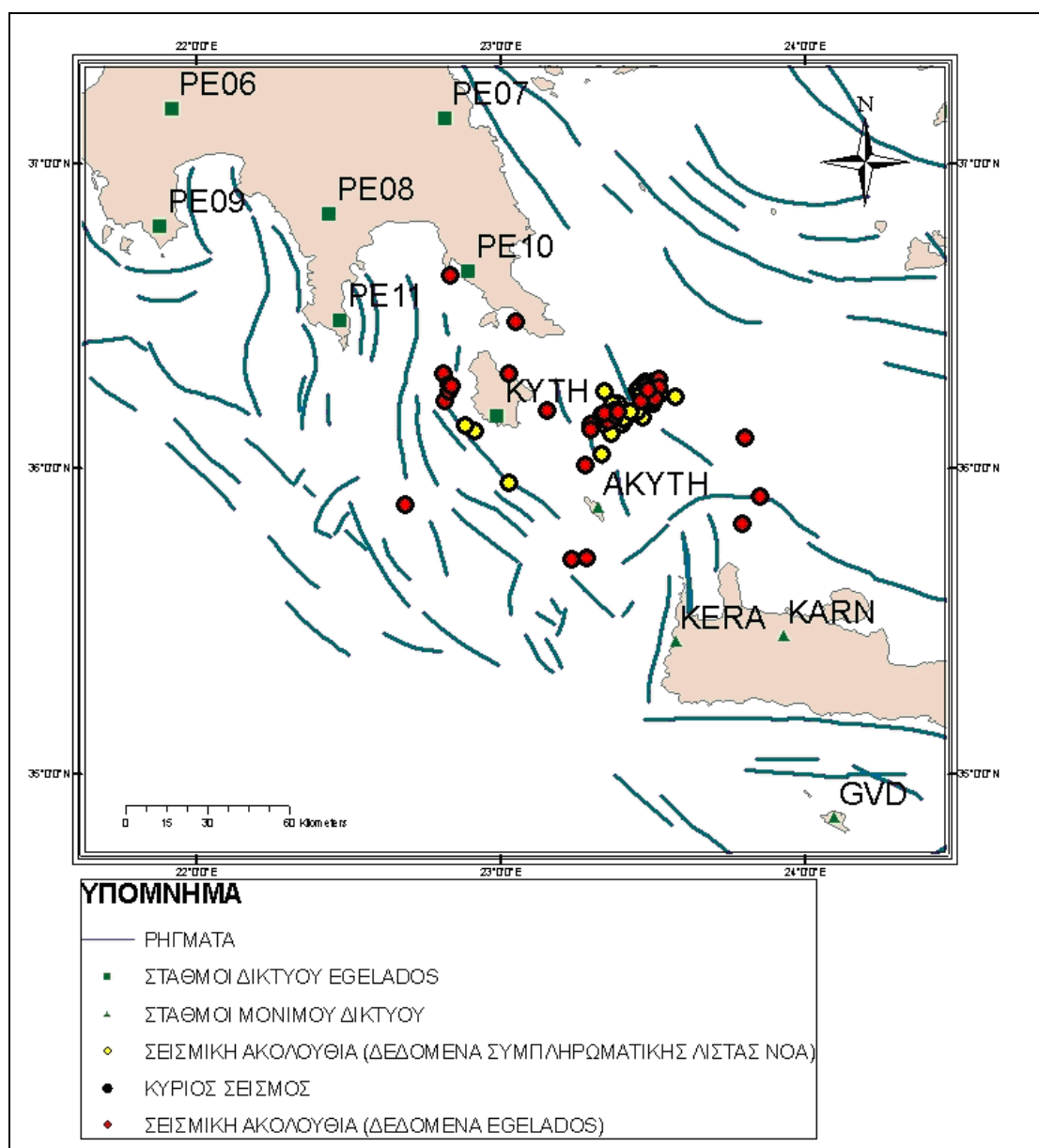
Στα σχήματα 5.21, 5.22, 5.23, 5.24 και 5.25 παρατίθεται η σεισμική ακολουθία του ισχυρού σεισμού των Κυθήρων, που έλαβε χώρα στις 8 Ιανουαρίου το 2006, όπως αναλύθηκε στα πλαίσια της συγκεκριμένης διπλωματικής καθώς και όπως έχει αναλυθεί από τον ΝΟΑ.



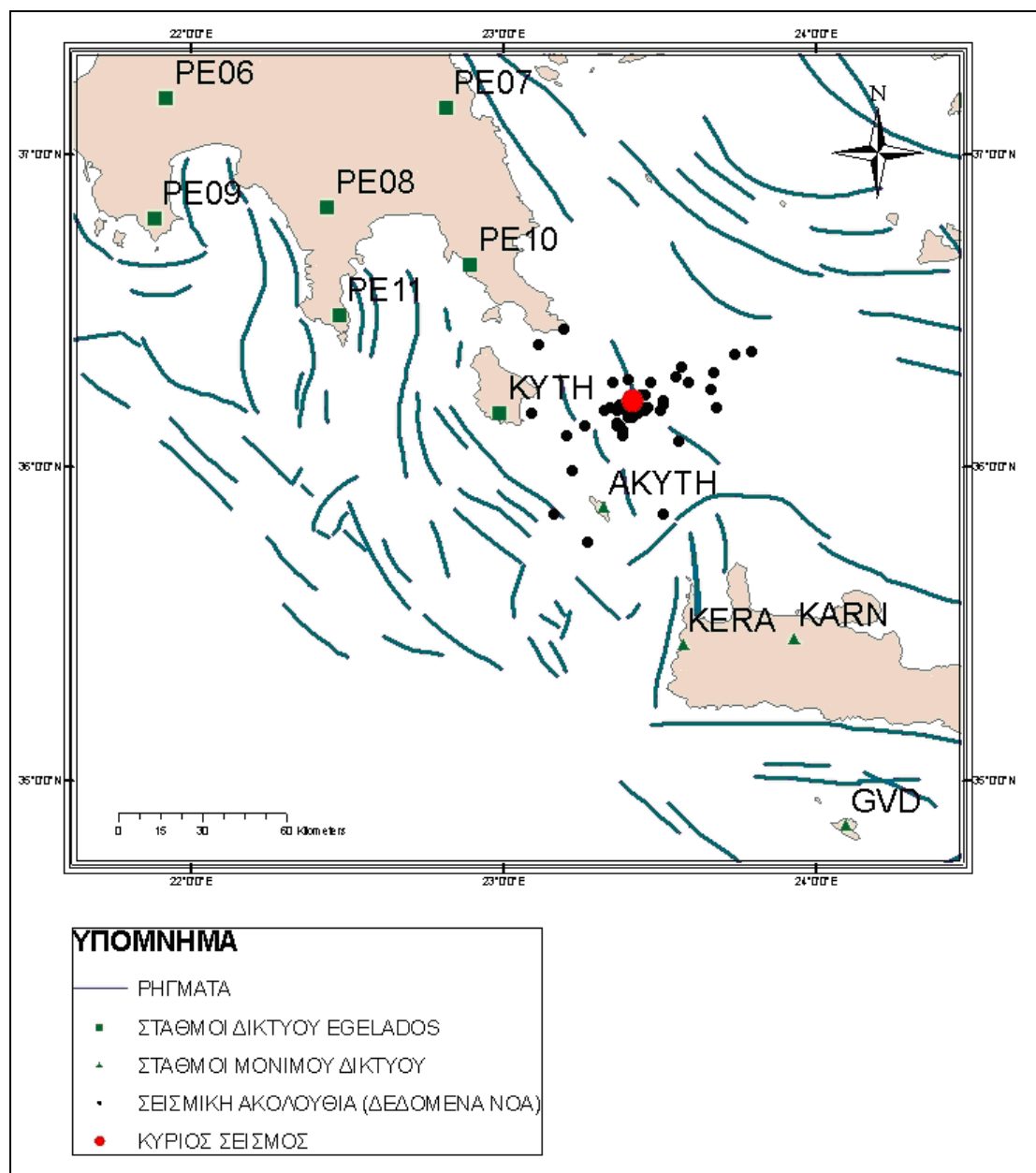
Σχ.5.21 Επίκεντρα κύριου σεισμού και σεισμικής ακολουθίας Κυθήρων από το δίκτυο EGELADOS (χωρίς τα συμπληρωματικά δεδομένα).



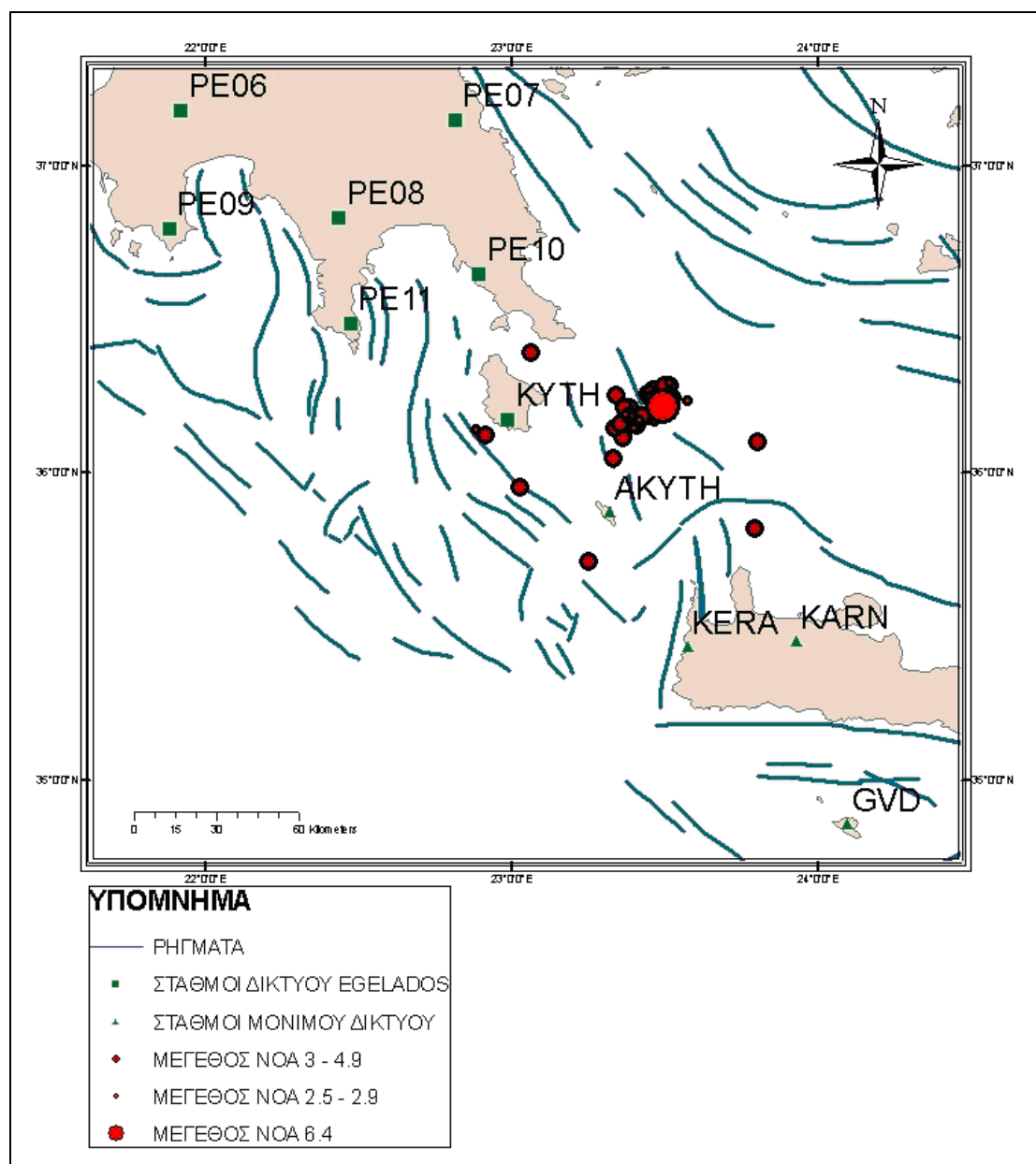
Σχ.5.22 Επίκεντρα κύριου σεισμού και σεισμικής ακολουθίας Κυθήρων από το δίκτυο EGELADOS (συμπεριλαμβάνονται και τα συμπληρωματικά δεδομένα).



Σχ.5.23 Επίκεντρα κύριου σεισμού και σεισμικής ακολουθίας Κυθήρων από το δίκτυο του EGELADOS (συμπληρωματικά δεδομένα EGELADOS με κίτρινο χρώμα).



Σχ.5.24 Επίκεντρα κύριου σεισμού και σεισμικής ακολουθίας Κυθήρων με δεδομένα από το δίκτυο του ΝΟΑ όπως αναλύθηκαν από τον ΝΟΑ, για την περιοχή Δυτικά της Κρήτης, τον Ιανουάριο του 2006.



Σχ.5.25 Επίκεντρα κύριου σεισμού και σεισμικής ακολουθίας Κυθήρων από το δίκτυο του EGELADOS. Η ταξινόμηση κατά βάθος έγινε με βάση το κατάλογο του ΝΟΑ για τα ίδια γεγονότα.

Ο κύριος σεισμός στα Κύθηρα μεγέθους 6.4 έλαβε χώρα στις 08.01.06 (11:34:54). Τις επόμενες 8 ώρες καταγράφηκαν 20 γεγονότα στην περιοχή αυτή. Τις επόμενες μέρες μέχρι το τέλος του μήνα παρατηρήθηκαν άλλα 29 των οποίων το μέγεθος κυμαινόταν από 3 μέχρι 4 βαθμούς της κλίμακας Ρίχτερ.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Πραγματοποιήθηκε μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή δυτικά της Κρήτης για τον Ιανουάριο του 2006, με τη χρήση του προσωρινού δικτύου σειсмоγράφων στα πλαίσια του προγράμματος EGELADOS. Τα γεγονότα προήλθαν

- από αυτόματη επιλογή (230) και
- από το κατάλογο του ΝΟΑ για την ίδια περίοδο στην ίδια περιοχή μελέτης (77).

Εφόσον η αυτόματη επιλογή γεγονότων δεν λειτούργησε ικανοποιητικά, ήταν απαραίτητη η συμπλήρωση της λίστας των γεγονότων από τη λίστα που δημοσίευσε ο ΝΟΑ.

Η επεξεργασία των δεδομένων για τα παραπάνω δυο σύνολα γεγονότων είχε σαν αποτέλεσμα: τον εντοπισμό της θέσης (συντεταγμένες) και του χρόνου γένεσης για 127 σεισμικά γεγονότα, την δημιουργία καταλόγου σεισμικής δραστηριότητας για τον Ιανουάριο του 2006 στην περιοχή Δυτικά της Κρήτης, την σύγκριση κοινών γεγονότων του παραπάνω καταλόγου με τον κατάλογο του ΝΟΑ καθώς και τον υπολογισμό της απόστασης επικέντρων.

Παρατηρείται μια σχετικά μεγάλη απόκλιση στην απόσταση επικέντρων για τους κοινούς σεισμούς των δυο καταλόγων. Η απόκλιση αυτή οφείλεται στο ότι :

- αρκετά γεγονότα ήταν εκτός κάλυψης του δικτύου EGELADOS,
- σε πολλά γεγονότα οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν προερχόταν από λίγους σταθμούς,
- αρκετά γεγονότα ήταν εκτός κάλυψης του δικτύου του ΝΟΑ καθώς και
- αρκετά γεγονότα ήταν εκτός κάλυψης και των δύο δικτύων.

Το εστιακό βάθος από την επεξεργασία των δεδομένων του EGELADOS εμφανίζει μεγάλα σφάλματα και γι' αυτό δεν αναφέρεται. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στο μοντέλο ταχυτήτων που επιλέχθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων.

Η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή δυτικά της Κρήτης απεικονίζεται με το πρόγραμμα Arcview όπου παρατίθενται, και οι κοινοί σεισμοί των δικτύων EGELADOS και NOA καθώς και η ακολουθία του μεγάλου σεισμού των Κυθήρων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ελληνική βιβλιογραφία

1. Βαφειδης, Α., (1993), Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι: Σεισμικές Μέθοδοι, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
2. Μονόπωλης, Δ., 2001. Τεχνική Γεωλογία, Πανεπιστημιακές παραδόσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης.
3. Μόσιαλος Π. Βασίλειος, Χανιά, Σεπτέμβριος 2006, “ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΡΗΤΗ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΧΡΟΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΔΟ ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ – ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ 2001”
4. Μουντράκης, Δ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας.
5. Παπανικολάου, Δ., 1986. Η γεωλογία της Ελλάδας.
6. Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ., 1989. Οι σεισμοί της Ελλάδας.
7. Ανδρονικίδης Ν., 'ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΗΣ ΛΙΘΟΣΦΑΙΡΑΣ ΣΤΟ ΝΟΤΙΟ ΑΙΓΑΙΟ', υπό έκδοση Διδακτορική Διατριβή.
8. Παπασχάλης Γιώργος, 2000, Ανάπτυξη Δικτύου Σεισμογράφων Ευρέως Φάσματος Στην Κρήτη.

- Ξενόγλωσση βιβλιογραφία

1. Avigad, D., Garfunkel, Z., 1991. Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea). *Tectonophysics*, 188, 351-372.
2. Boccaletti, M., Horviih, F., Loddo, M., Mongelli, F. and Stegena, L., 1976. The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*, 35, 45-69.
3. Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343, 239– 262.
4. Casten, U., K. Snopek, K., 2006. Gravity modelling of the Hellenic subduction zone—a regional study. *Tectonophysics*, 417, 183–200.
5. Dornsiepen, U.F., Manutsoglu, E., and Mertmann, D., 1999. Permo-Triassic paleogeography of the External Hellenides. – Poster and abstract, *Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic transition*, 98 – 100, Wuhan, Hubei, China.
6. Laubscher, H., 1990. The problem of the Moho in the Alps. *Tectonophysics*, 182, 9-20
7. Hinsbergen, D.J.J. van (2004, September 29). *The evolving anatomy of a collapsing orogen. Geologica Ultraiectina (243)*. UU Universiteit Utrecht

- (280 pag.).Prom./coprom.: Prof.dr. J.E. Meulenkaamp, & Prof.dr. M.J.R. Wortel.
8. Le Pichon X. and Angelier J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
 9. McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions. *Geophys. J.R.Astron.Soc.*, 55, 217-254.
 10. Papazachos, B.C., 1977. Seismic activities in the Alpine-Mediterranean Region and the tectonic model proposed to interpret this activity. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 10, No. 1, 165-168.
 11. Papanikolaou, D., Skarpelis, N., 1986. The blueschists in the External Metamorphic belt of the Hellenides: composition, structures and geotectonic significance of the Arna Unit. *Ann. Geol. Pays Hellen.* 32, 47-68.
 12. Papazachos, C. B. and Papazachos, B. C., Precursory seismic deformation in the Aegean area, *Annali di Geofisica*, 44, 461-474, 2001.
 13. Papazachos B., Papadimitriou E., Kiratzi A., Papazachos C., Louvari E., (1998): *"Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implications"*, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Vol. 39, pp.199-218.
 14. Rotstein, Y., 1985. Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision and crustal extension. *Tectonophysics*, 117, 117-137.
 15. Thorne Lay, Terry C. Wallace, 1996, MODERN GLOBAL SEISMOLOGY.

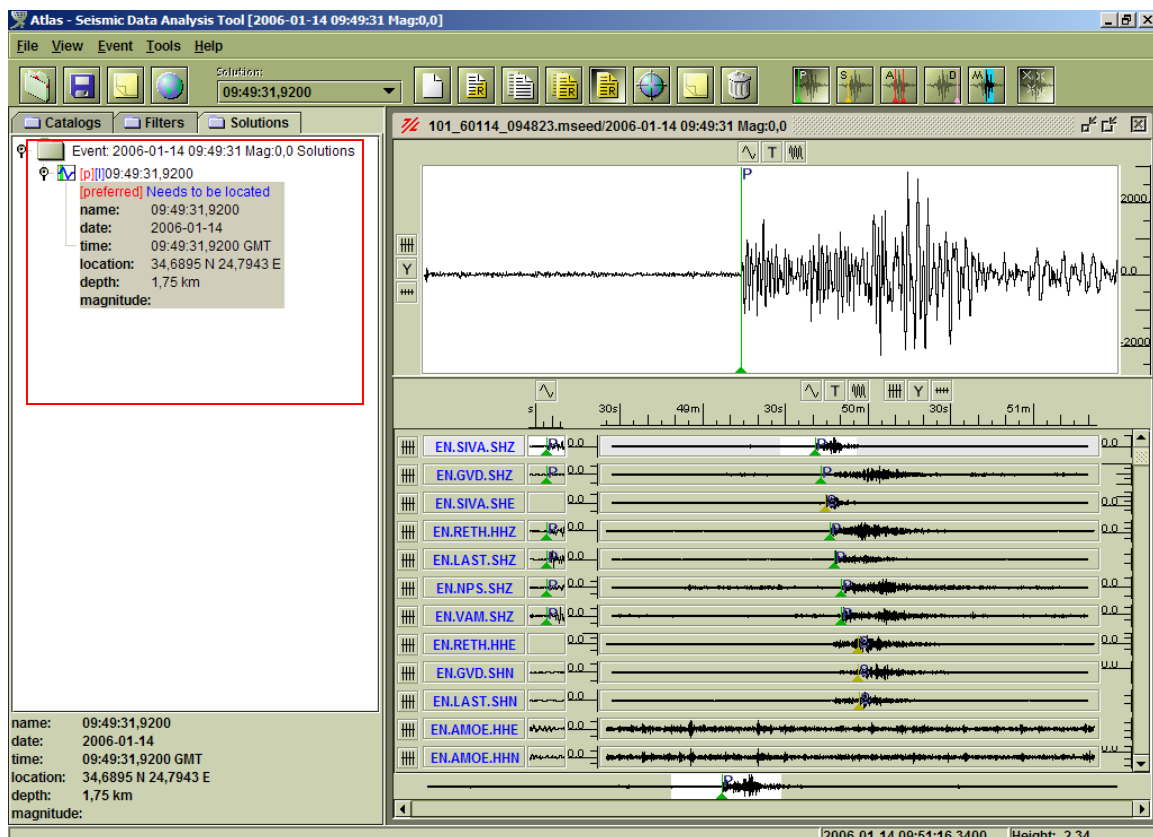
• Ιστότοποι

1. Ενίσχυση δικτύων Παρακολούθησης και Παραγωγή Αυτόματου Συστήματος Ενημέρωσης και Προειδοποίησης για Σεισμούς και Τσουνάμι στην Κρήτη, (<http://www.seismokriti.gr/>)
2. Σεισμολογική ενημέρωση , (<http://www.earthquakenet.gr/>)
3. Οργανισμός αντισεισμικού σχεδιασμού και προστασίας, (<http://www.oasp.gr/>),
4. Σεισμολογικό δίκτυο GEOFON, (<http://geofon.gfz-potsdam/>)

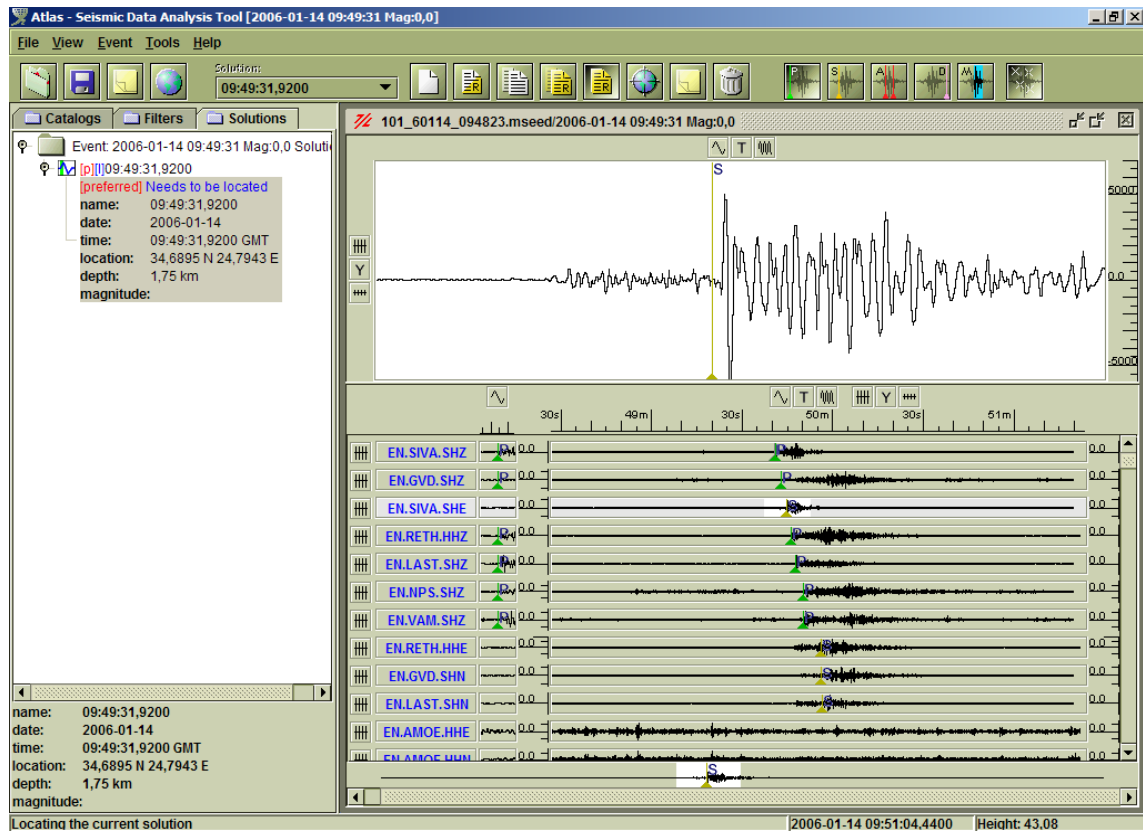
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Στις παρακάτω εικόνες διαφαίνονται οι καταγραφές από τις τρεις συνιστώσες των σειсмоγράφων του EGELADOS για το σεισμό που έλαβε χώρα στις 14/01/2006. Στο αριστερό τμήμα φαίνονται κάποια στοιχεία του σεισμού (ημερομηνία και χρόνος γένεσης του σεισμού, γεωγραφικό μήκος και πλάτος καθώς και το βάθος που διεξήχθη).

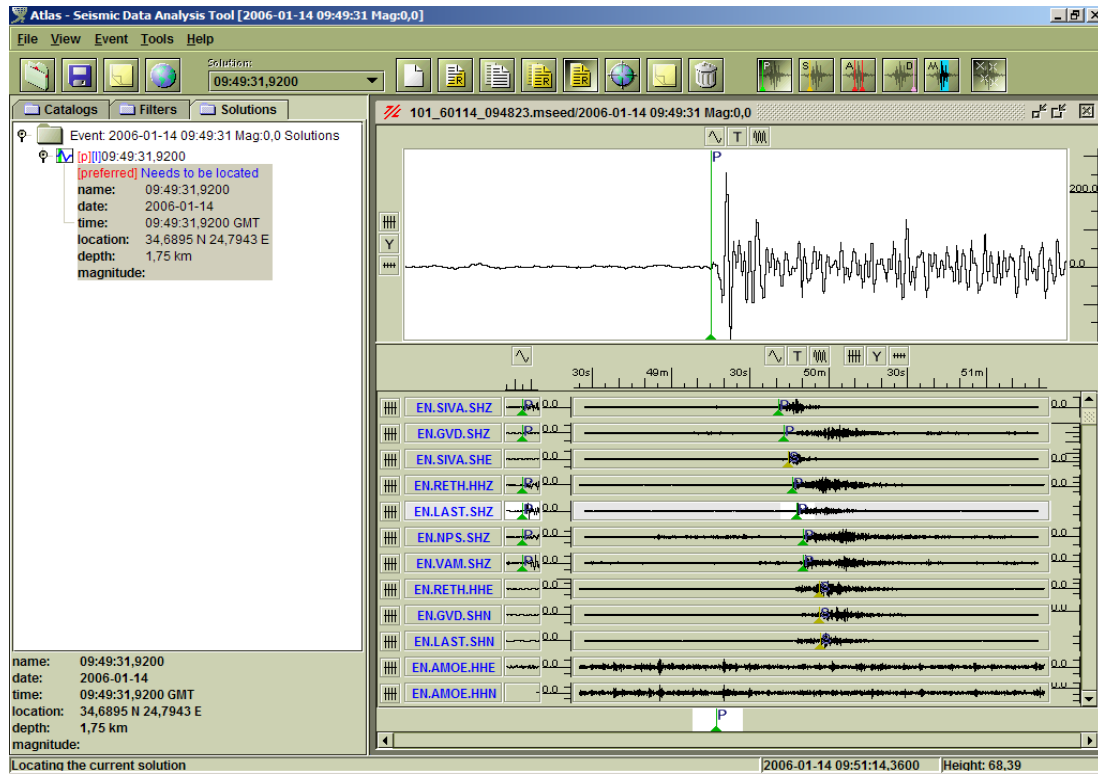
Στα σχήματα 1α – 5α παρουσιάζονται καταγραφές όπου ήταν δυνατή η σημείωση των χρόνων αφίξεων των P και S κυμάτων ενώ στα σχήματα 6α και 7α παρουσιάζονται παραδείγματα καταγραφών που η σημείωσή των δεν ήταν εφικτή λόγω θορύβου.



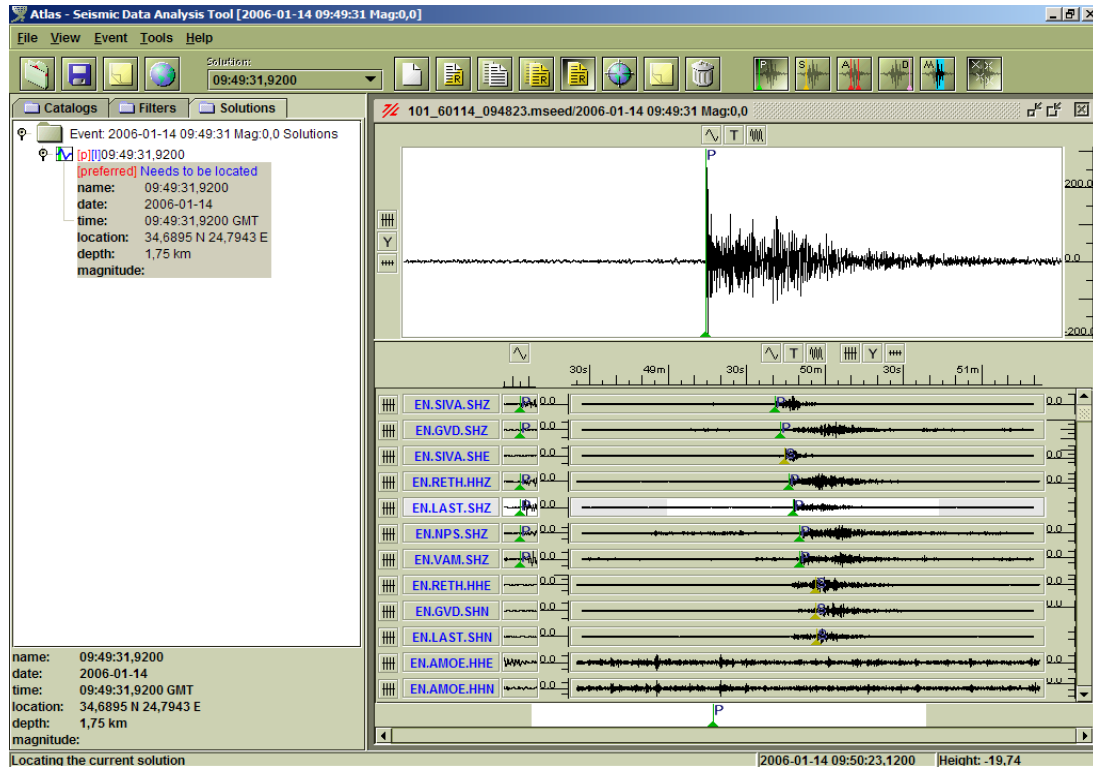
Σχήμα 1α. Καταγραφή του σταθμού SIVA για την κάθετη συνιστώσα και σημείωση του χρόνου άφιξης P κύματος στην αρχή της διατάραξης.



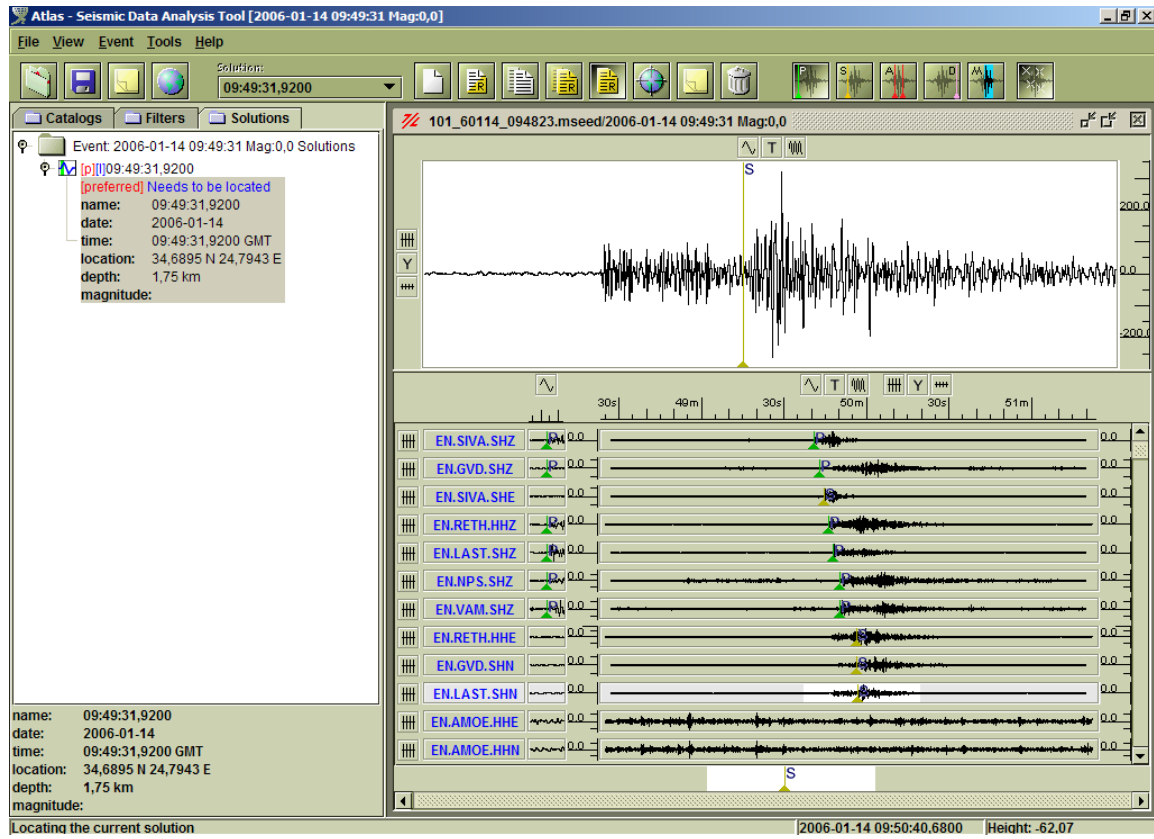
Σχήμα 2α. Καταγραφή του σταθμού SIVA για μια οριζόντια συνιστώσα και σημείωση του χρόνου άφιξης S κύματος στην μεταβολή του πλάτους και της συχνότητας της διατάραξης.



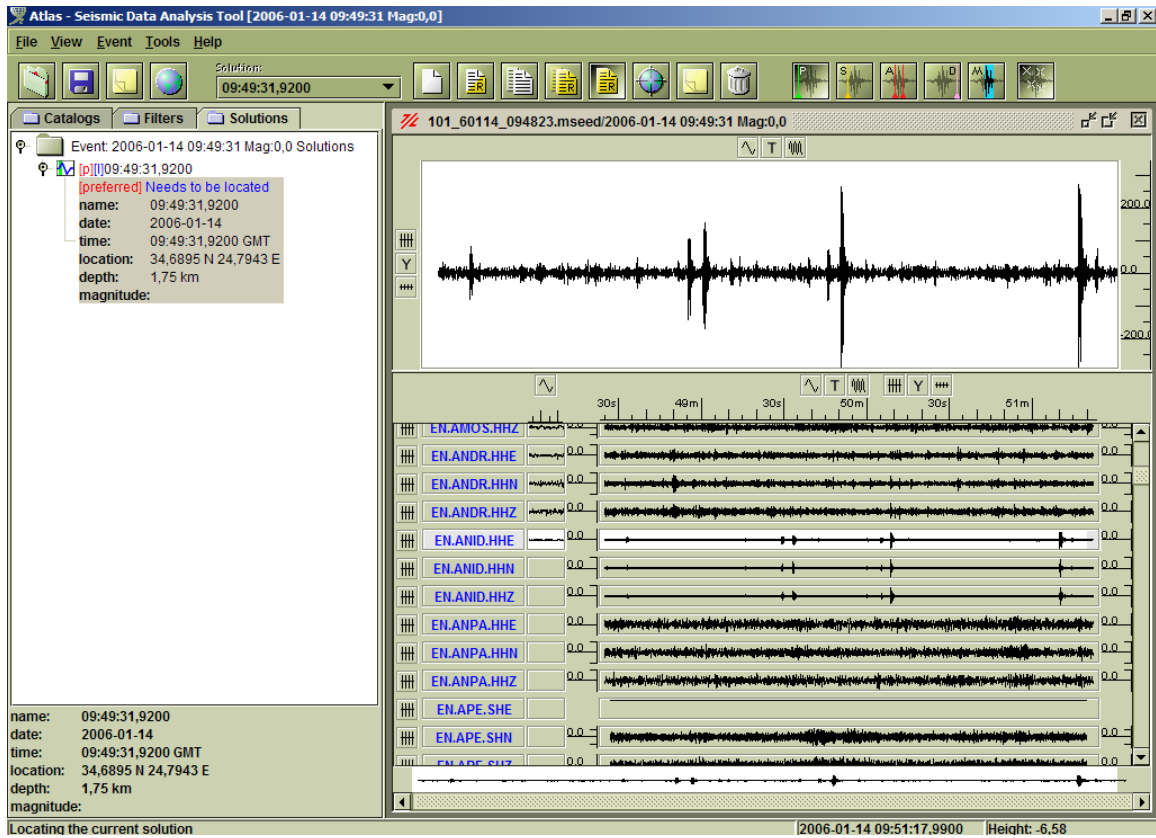
Σχήμα 3α. Καταγραφή του σταθμού LAST για την κάθετη συνιστώσα και σημείωση του χρόνου άφιξης P κύματος στην αρχή της διατάραξης.



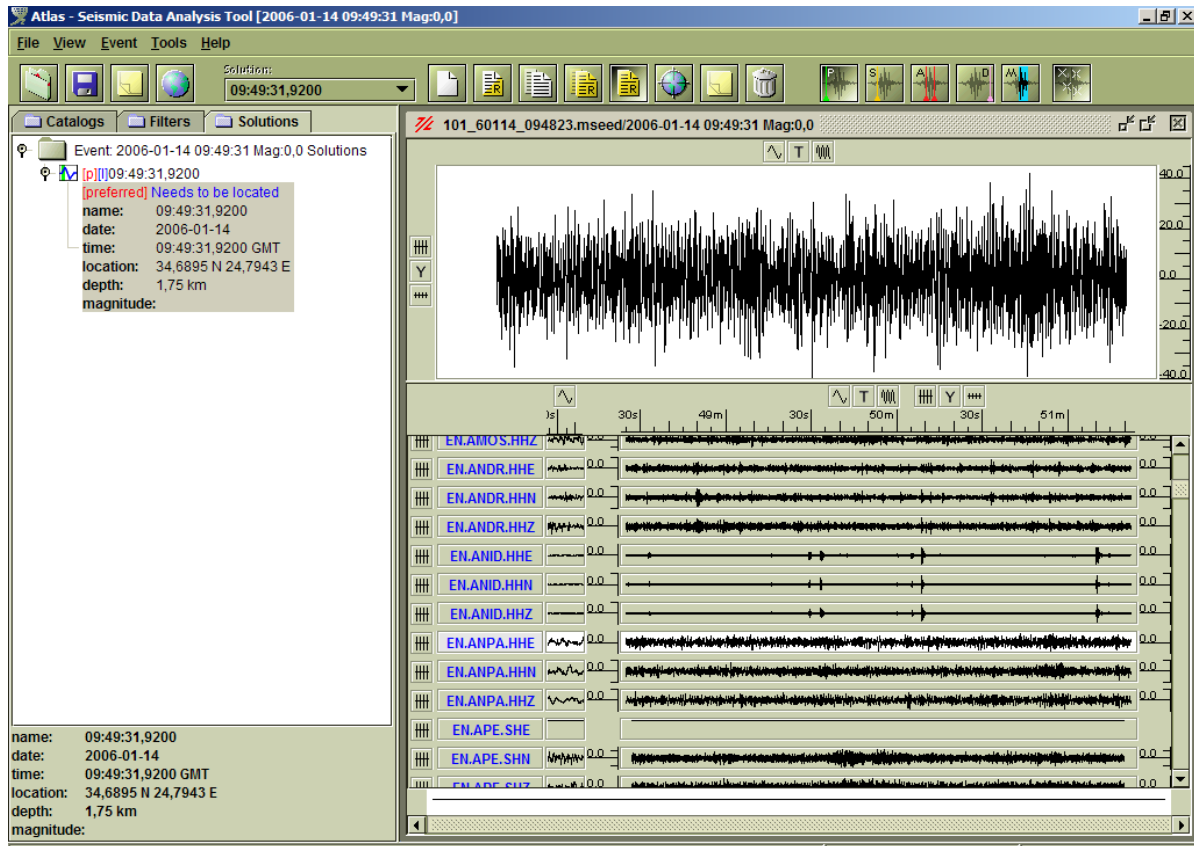
Σχήμα 4α. Η ίδια καταγραφή του σταθμού LAST για την κάθετη συνιστώσα και σημείωση του χρόνου άφιξης P κύματος στην αρχή της διατάραξης.



Σχήμα 5α. Καταγραφή του σταθμού LAST για μια οριζόντια συνιστώσα και σημείωση του χρόνου άφιξης S κύματος στην μεταβολή του πλάτους και της συχνότητας της διατάραξης.



Σχήμα 6α. Καταγραφή του σταθμού ANID για μια οριζόντια συνιστώσα. Παρατηρείται ότι η συγκεκριμένη καταγραφή είναι θόρυβος και έτσι δεν είναι εφικτή η σημείωση χρόνου άφιξης P και S κυμάτων



Σχήμα 7α. Καταγραφή του σταθμού ANPA για μια οριζόντια συνιστώσα. Παρατηρείται ότι η συγκεκριμένη καταγραφή είναι θόρυβος και έτσι δεν είναι εφικτή η σημείωση χρόνου άφιξης P και S κυμάτων