ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΑΡΙΑ ΜΕΣΗΜΕΡΗ
Πτυχιούχος Γεωλόγος, MSc Γεωφυσικός

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΜΗΝΟΣΕΙΣΜΩΝ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2018

ΜΑΡΙΑ ΜΕΣΗΜΕΡΗ

Πτυχιούχος Γεωλόγος, MSc Γεωφυσικός

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΜΗΝΟΣΕΙΣΜΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας

Τομέας Γεωφυσικής

Ημερομηνία Προφορικής εξέτασης:24/05/2018

Δημοσίευση του Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ., με κωδικό αριθμό 910

Η διδακτορική διατριβή υλοποιήθηκε με υποτροφία του ΙΚΥ η οποία χρηματοδοτήθηκε από την Πράξη «Πρόγραμμα χορήγησης υποτροφιών για μεταπτυχιακές σπουδές δευτέρου κύκλου σπουδών» από πόρους του ΕΠ «Ανάπτυξη Ανθρωπίνου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση», 2014-2020 με τη συγχρηματοδότηση του Ευρωπαϊκού Κοινωνικού Ταμείου (Ε.Κ.Τ.) και του Ελληνικού Δημοσίου».

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Α.Π.Θ, Επιβλέπων

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

1. Καρακώστας Βασίλειος, Καθηγητής Α.Π.Θ
2. Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ
3. Τσακλίδης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ
4. Καρακαΐσης Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ.
5. Σκορδύλης Εμμανουήλ, Καθηγητής Α.Π.Θ.
6. Καβύρης Γεώργιος, Επίκουρος Καθηγητής, Ε.Κ.Π.Α.
7. Γκανάς Αθανάσιος, Διευθυντής Ερευνών, Γ.Ι. – Ε.Α.Α.

© Μαρία Μεσημέρη, 2018
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΜΗΝΟΣΕΙΣΜΩΝ

ISBN:

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν την χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Whenever you feel like criticizing any one just remember that all the people in this world haven't had the advantages that you've had.

F. Scott Fitzgerald, The Great Gatsby

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ VI

ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ X

ΣΕ ΔΙΕΘΝΗ ΠΕΡΙΟΔΙΚΑ x

ΣΕ ΤΟΜΟΥΣ ΣΥΝΕΔΡΙΩΝ (ΜΕ ΚΡΙΤΕΣ) x

ΠΡΟΛΟΓΟΣ XI

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ XIV

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ 1

1.1 ΟΡΙΣΜΟΙ 1

1.2 ΑΝΑΦΟΡΑ ΣΤΗΝ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΧΕΤΙΚΑ ΜΕ ΤΙΣ ΣΜΗΝΟΣΕΙΡΕΣ 1

1.3 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ 3

1.4 ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ 4

1.4.1 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ 7

1.4.2 ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ 12

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΔΕΔΟΜΕΝΑ 14

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 14

2.2 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ 16

2.2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΦΙΞΕΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ 16

2.2.2 ΕΠΙΛΟΓΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ 17

2.2.3 ΤΕΛΙΚΟ ΑΡΧΕΙΟ ΦΑΣΕΩΝ 22

2.2.4 ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΜΕΓΕΘΩΝ 25

2.2.4.1 Ομογενοποίηση του καταλόγου σε μεγέθη M_L 26

2.2.4.2 Αναγωγή M_D σε M_L 28

2.2.4.3 Τελικός κατάλογος 30
2.3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ 30
2.3.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΤΟΠΙΚΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ 31
2.3.1.1 Υπολογισμός μεγέθους σεισμικής ροπής M_w 33
2.3.2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΟΝΙΜΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ 37

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΩΝ 39

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 39
3.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΩΝ 41
3.2.1 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΛΟΓΟΥ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ (V_P/V_S) 43
3.2.2 ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ 46
3.2.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΙΠΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ 48
3.3 ΣΧΕΤΙΚΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΩΝ 50
3.3.1 ΔΙΑΦΟΡΙΚΟΙ ΧΡΟΝΟΙ ΑΠΟ ΔΙΑΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΩΝ 51
3.3.2 ΔΙΑΦΟΡΙΚΟΙ ΧΡΟΝΟΙ ΑΠΟ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΦΑΣΕΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ 54
3.3.3 ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΩΝ ΔΙΠΛΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ 55
3.4 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΣΦΑΛΜΑΤΩΝ 57
3.4.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΥ BOOTSTRAP 57
3.4.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΥ JACKKNIFE 59
3.5 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΞΑΡΣΗ ΑΙΓΙΟΥ 2013 59
3.6 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ 67
3.6.1 ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΣ - ΔΥΤΙΚΟΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ 68
3.6.2 ΒΔ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ 80
3.7 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ 84
3.7.1 ΜΟΝΙΜΟ ΔΙΚΤΥΟ 85
3.7.2 ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ 89

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ 91

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 91
4.2 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ 92
4.2.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΡΩΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ 92
4.2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΤΑΝΥΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ 93
4.2.3 ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΤΑΝΥΣΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ 96
4.3 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ 97
4.3.1 ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΙ ΑΠΟΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗΣ 97
4.4 ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΞΑΡΣΕΩΝ 101
4.5 ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ 104
4.6 ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΧΡΟΝΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΔΙΑΔΟΧΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ 106
4.7 ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΠΙΔΗΜΙΚΟΥ ΤΥΠΟ (ETAS) 111
4.8 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΞΑΡΣΗ ΑΙΓΙΟΥ 113
4.9 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ 126
4.9.1 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ 126
4.9.2 ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΙ ΑΠΟΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗΣ 129
4.9.3 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΕΞΑΡΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ 137
4.9.4 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΕΞΑΡΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ 165
4.9.5 ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΞΑΡΣΕΩΝ 169
4.9.6 ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΧΡΟΝΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΔΙΑΔΟΧΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ 172
4.9.7 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ETAS 178
4.10 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ 181

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΣΜΗΝΟΣΕΙΡΩΝ 188

5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ 188
5.2 ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB 188
5.3 ΔΙΑΧΥΣΗ ΡΕΥΣΤΩΝ 189
5.4 ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ 192
5.5 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΞΑΡΣΗ ΑΙΓΙΟΥ 196
5.5.1 ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB 197
5.5.2 ΔΙΑΧΥΣΗ ΡΕΥΣΤΩΝ 201
5.6 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ 202

5.6.1 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΡΕΣΥΤΩΝ ΣΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΣΜΗΝΟΣΕΙΣΜΩΝ 202
5.6.2 ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ 211
5.6.2.1 Έλεγχος ακρίβειας επαναπροσδιορισμένου καταλόγου σεισμών 213
5.6.2.2 Χωρο-χρονικές ιδιότητες επαναληπτικών σεισμών 215
5.6.2.3 Υπολογισμός ρυθμού σεισμικής ολίσθησης 218
5.6.2.4 Περίοδοι επανάληψης επαναληπτικών σεισμών 223
5.6.3 ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΡΕΥΣΤΩΝ ΣΤΗ ΓΕΝΕΣΗ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ 226
5.7 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ 233

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 239

ΠΕΡΙΛΗΨΗ 245

ABSTRACT 247

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ 249

Α. ΠΙΝΑΚΕΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ 249
Β. ΠΙΝΑΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΣΥΣΤΑΔΩΝ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ 259
Γ. ΠΙΝΑΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ 263
Δ. ΠΙΝΑΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ 272

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 275

ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ

ΣΕ ΔΙΕΘΝΗ ΠΕΡΙΟΔΙΚΑ

1. Mesimeri, M. and Karakostas, V. Repeating earthquakes in western Corinth Gulf (Greece): Implications for aseismic slip near locked faults (under review in *Geophys J Int.*).
2. Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G. and Jacobs, K. (2018). Relocation of recent seismicity and seismotectonic properties in the Gulf of Corinth (Greece), *Geophys J Int*, 212, 1123-1142. doi:10.1093/gji/ggx450
3. Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G. and Tsapanos, T. (2017). Detailed microseismicity study in the area of Florina (Greece): Evidence for fluid driven seismicity, *Tectonophysics,* 694, 424-435. 10.1016/j.tecto.2016.11.027
4. Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou E., Schaff, D., Tsaklidis, G (2016). Spatio-temporal properties and evolution of the 2013 Aigion earthquake swarm (Corinth Gulf, Greece), *J Seismol,* 20 (2), 595-614. doi: 10.1007/s10950-015-9546-4

ΣΕ ΤΟΜΟΥΣ ΣΥΝΕΔΡΙΩΝ (ΜΕ ΚΡΙΤΕΣ)

1. Mesimeri, M. and Karakostas, V. (2016). Earthquake inter-event times distribution: Application to Corinth Gulf, Proceedings of the 29th Hellenic Conference in Statistics, pp.14
2. Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E, Tsaklidis,G. (2016). Characteristics of seismic excitations in Corinth Gulf (Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, L, pp.10.
3. Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E, Tsaklidis,G. (2015). Spatiotemporal properties of seismicity in Western Corinth Gulf. Proceedings of the 28th Hellenic Conference in Statistics, pp.15. (in Greek)
4. Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E. (2014). Relationship between skewness and kurtosis for characterizing seismic excitations. Proceedings of the 27th Hellenic Conference in Statistics, pp.13. (in Greek)

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στόχο της παρούσας διδακτορικής διατριβής αποτελεί η ενδελεχής μελέτη των σμηνοσειρών, οι οποίες αποτελούν μία κατηγορία σεισμικών ακολουθιών. Η έλλειψη ενός κύριου σεισμού που να υπερέχει σε μέγεθος σε σχέση με τους υπόλοιπους της σεισμικής έξαρσης είναι το κυριότερο χαρακτηριστικό που διαφοροποιεί τις σμηνοσειρές από τις μετασεισμικές ακολουθίες. Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό των σμηνοσειρών είναι ο μηχανισμός δημιουργίας τους και ο χώρος εκδήλωσής τους. Συγκεκριμένα έχει βρεθεί πως σε περιοχές όπου η δραστηριότητα ρευστών είναι έντονη (ηφαιστειακές περιοχές, γεωθερμικά πεδία κτλ) ευνοείται η εκδήλωση συχνών σεισμικών εξάρσεων υπό τη μορφή σμηνοσειρών. Εκτός των περιοχών αυτών, η εκδήλωση τους μπορεί να οφείλεται μόνο σε τεκτονικά αίτια.

Ο προσδιορισμός των ιδιοτήτων των σμηνοσειρών στον ελληνικό χώρο αποτελεί σημαντική συμβολή στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Ένας από τους σημαντικότερους στόχους της παρούσας διατριβής είναι η συσχέτιση των σμηνοσειρών με την εκδήλωση δραστηριότητας ρευστών σε συγκεκριμένες περιοχές στον ελληνικό χώρο. Έναν επιπλέον στόχο αποτελεί η συσχέτισή τους με τη γένεση ισχυρού σεισμού στην περιοχή εκδήλωσής τους. Τέλος, η διάκριση των σεισμικών εξάρσεων σε σμηνοσειρές και μετασεισμικές ακολουθίες με βάση τον τρόπο έκλυσης της σεισμικής ροπής είναι δυνατό να αποτελέσει εργαλείο για την εκτίμηση της εξέλιξης μιας σεισμικής έξαρσης.

Η παρούσα διατριβή διαρθρώνεται σε έξι κεφάλαια. Συγκεκριμένα, στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζεται βιβλιογραφική ανασκόπηση προηγούμενης σχετικής επιστημονικής δραστηριότητας διεθνώς, περιγράφονται τα μοντέλα που έχουν προταθεί και γίνεται αναφορά σε δημοσιευμένα αποτελέσματα από τον ελληνικό χώρο. Επίσης, γίνεται περιγραφή των περιοχών μελέτης με έμφαση στα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά τους.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται με λεπτομέρεια τα σεισμολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν και περιγράφεται η διαδικασία ομογενοποίησης ως προς το μέγεθος των καταλόγων των σεισμών, καθώς και ο υπολογισμός του μεγέθους σεισμικής ροπής με τη μέθοδο της φασματικής ανάλυσης.

Το τρίτο κεφάλαιο περιλαμβάνει τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σμηνοσειρών. Ειδικότερα, σε αυτό περιγράφεται με λεπτομέρεια η μέθοδος του προσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων και ο καθορισμός μονοδιάστατων μοντέλων ταχυτήτων. Επιπλέον, και με στόχο τη βέλτιστη ακρίβεια στον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων, περιγράφεται η μέθοδος του σχετικού προσδιορισμού τους με τις τεχνικές των διπλών διαφορών και της διασυσχέτισης κυματομορφών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα χωρο-χρονικά χαρακτηριστικά των σεισμικών εξάρσεων. Αρχικά, εφαρμόζονται διαφορετικοί αλγόριθμοι αποσυσταδοποίησης και γίνεται επιλογή του βέλτιστου, διερευνώντας την κατανομή των ενδιαμέσων χρόνων του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου, η οποία πρέπει να προσεγγίζει την εκθετική κατανομή. Έπειτα, οι αναγνωρισμένες σεισμικές εξάρσεις εξετάζονται ως προς τα χωρικά τους χαρακτηριστικά και συσχετίζονται με τμήματα ρηγμάτων τα οποία έχουν δραστηριοποιηθεί κατά τη διάρκεια της έξαρσης. Επιπλέον, υπολογίζονται μηχανισμοί γένεσης με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων αλλά και τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής. Με τον τρόπο αυτό προσδιορίζονται τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά των περιοχών μελέτης και συσχετίζονται με τα χωρικά χαρακτηριστικά των σεισμικών εξάρσεων. Στη συνέχεια γίνεται διερεύνηση των χρονικών ιδιοτήτων των σεισμικών εξάρσεων με έμφαση στη διάκρισή τους σε ακολουθίες τύπου σεισμού – μετασεισμών και σε σμηνοσειρές. Η διάκριση αυτή επιτυγχάνεται λαμβάνοντας υπόψη τον χρόνο εκδήλωσης του μέγιστου σεισμού και τη χρονική κατανομή της σεισμικής ροπής σε κάθε έξαρση. Οι σμηνοσεισμοί στη συνέχεια εξετάζονται ως προς την κατανομή των ενδιαμέσων χρόνων και εφαρμόζεται επίσης το στοχαστικό μοντέλο ETAS με σκοπό την εύρεση των παραμέτρων για κάθε σμηνοσειρά και τη συσχέτιση τους.

Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι μηχανισμοί δημιουργίας και εξέλιξης των αναγνωρισμένων σμηνοσειρών. Αρχικά εξετάζεται η επίδραση της κίνησης των ρευστών στην εξέλιξη των σμηνοσειρών και ιδιαίτερα στη μετανάστευση των εστιών. Στη συνέχεια μελετώνται οι επαναληπτικοί σεισμοί, οι οποίοι έχουν κυματομορφές με πολύ υψηλό βαθμό ομοιότητας, προέρχονται από την ίδια πηγή και έχουν τον ίδιο μηχανισμό γένεσης. Οι επαναληπτικοί σεισμοί διερευνώνται ως προς τα χαρακτηριστικά τους όταν αποτελούν μέλη σμηνοσειρών, αλλά και όταν

χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την ασεισμική ολίσθηση σε μία περιοχή. Επιπλέον, διερευνάται η εξέλιξη των σμηνοσειρών με βάση τις μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb.

Τέλος, στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της παρούσας διδακτορικής διατριβής.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ένα πλήθος ατόμων συνέβαλε, ο καθένας με τον δικό του τρόπο, στο 4,5 ετών ταξίδι με τελικό προορισμό την ολοκλήρωση της παρούσας διδακτορικής διατριβής. Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της διδακτορικής μου διατριβής, κ. Βασίλειο Καρακώστα, Καθηγητή Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε με την ανάθεση του θέματος. Όλα αυτά τα χρόνια της συνεργασίας μας, από την περίοδο των μεταπτυχιακών μου σπουδών έως και σήμερα, αποτελεί πρότυπο για εμένα. Τον ευχαριστώ για τη μεθοδικότητα με την οποία με έμαθε να εργάζομαι, για την επιμέλεια, για την προσήλωση στον στόχο, για την προτροπή για δημοσιεύσεις καθώς και την παρότρυνση για την παρακολούθηση συνεδρίων και Workshops όποτε αυτό ήταν οικονομικά εφικτό. Τον ευχαριστώ επίσης για όλες τις διαφωνίες που υπήρξαν οι οποίες πάντα κατέληγαν σε ένα όμορφο επιστημονικό αποτέλεσμα για το οποίο συνήθως είχα άδικο στην αρχή. Θα ήθελα να ευχαριστήσω την κ. Ελευθερία Παπαδημητρίου, Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας, μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, η οποία με εισήγαγε στην επιστήμη της Σεισμολογίας από τις προπτυχιακές μου σπουδές από τη στιγμή που μου ανέθεσε την προπτυχιακή μου διπλωματική εργασία. Όλα αυτά τα χρόνια έως και σήμερα πάντα έδειχνε ειλικρινές ενδιαφέρον για τις σπουδές μου. Την ευχαριστώ για το ενδιαφέρον της στην έρευνά μου όλα αυτά τα χρόνια, για τις παρατηρήσεις της καθώς και για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και τη συνεργασία μας σε ένα πλήθος δημοσιεύσεων. Θα ήθελα να εκφράσω τις ειλικρινείς μου ευχαριστίες στο τρίτο μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, κ Γιώργο Τσακλίδη, Καθηγητή Στατιστικής και Επιχειρησιακής Έρευνας του Τμήματος Μαθηματικών, ο οποίος με εισήγαγε στο κόσμο της Στατιστικής αλλά και σε μια ιδιαίτερη προσωπική κοσμοθεωρία η οποία πλέον σπανίζει. Τον ευχαριστώ ιδιαίτερα για τη συνεργασία μας σε όλα τα θέματα Στατιστικής τα οποία πραγματεύεται η παρούσα διδακτορική διατριβή.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, κ. Γ. Καρακαΐση, Καθηγητή, Ε. Σκορδύλη, Καθηγητή, Γ. Καβύρη Επίκουρο Καθηγητή και Α. Γκανά, Διευθυντή Ερευνών, για τη διόρθωση του τελικού κειμένου και τις παρατηρήσεις τους.

Θεμελιώδες κομμάτι της παρούσας διατριβής αποτελούν τα σεισμολογικά δεδομένα και ειδικότερα οι φάσεις σεισμικών κυμάτων. Ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ σε όλους όσους εργάστηκαν όλα αυτά τα χρόνια (μόνιμο προσωπικό, ΕΔΙΠ, ΔΕΠ, μεταπτυχιακοί φοιτητές, υποψήφιοι διδάκτορες) για τις καθημερινές αναλύσεις των σεισμών στον Ελληνικό χώρο τόσο στον Σεισμολογικό Σταθμό του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου όσο και στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Δίχως την καθημερινή καταγραφή και ανάλυση της σεισμικής δραστηριότητας, ανεξαρτήτως μεγέθους, θα ήταν αδύνατη η ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής.

Όλα αυτά τα χρόνια είχα τη χαρά και τιμή να συνεργαστώ με επιστήμονες πέραν των ελληνικών συνόρων, οι οποίοι ήταν πάντα πρόθυμοι να μοιραστούν τους κώδικές τους και τις γνώσεις τους με εμένα. Συγκεκριμένα, ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στον Dr. David Schaff, Associate Research Professor, του Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia, NY, για τη διάθεση του κώδικα της διασυσχέτισης κυματομορφών, τις συμβουλές του πάνω στην εφαρμογή του καθώς και για τη συνεργασία μας στην πρώτη μου δημοσίευση. Ευχαριστώ επίσης την Dr. Katrina Jacobs, Victoria University of Wellington, New Zealand, για την παραχώρηση του κώδικα αποσυσταδοποίησης σεισμικού καταλόγου CURATE καθώς και για τη συνεργασία μας στην τρίτη μου δημοσίευση.

Το επιστημονικό περιβάλλον στο οποίο εκπονήθηκε η παρούσα διδακτορική διατριβή αποτελεί προνόμιο για κάθε υποψήφιο διδάκτορα. Τόσο το σύνολο των μελών ΔΕΠ του Τομέα Γεωφυσικής, του Τμήματος Γεωλογίας, ΑΠΘ όσο και το προσωπικό του Σεισμολογικού Σταθμού υπήρξαν πάντα δίπλα μου όλα αυτά τα χρόνια και πάντα πρόθυμοι να συζητήσουμε. Θα ήθελα πιο συγκεκριμένα να ευχαριστήσω την Δρ. Δέσποινα (Κόνυ) Κεμεντζετζίδου, μέλος ΕΔΙΠ, η οποία ήταν πρόθυμη να απαντήσει στις χιλιάδες ερωτήσεις μου σχετικά με τα σεισμολογικά δεδομένα στα πρώτα στάδια εκπόνησης της διατριβής αυτής. Επιπλέον με βοήθησε σημαντικά με την παραχώρηση script σχετικά με την επεξεργασία κυματομορφών. Ένα μεγάλο ευχαριστώ στον Δρ. Πέτρο Τριανταφυλλίδη, μέλος ΕΔΙΠ, ο οποίος με βοήθησε με τις συμβουλές του και τις γνώσεις του στην καλύτερη σχεδίαση των προγραμμάτων και των scripts μου. Επίσης τον ευχαριστώ για την επιμονή του να πετάξω τα Windows από πάνω μου και να εμβαθύνω στο ελεύθερο λειτουργικό (Linux).

Οφείλω ένα ευχαριστώ σε όλους τους συναδέλφους με τους οποίους μοιραστήκαμε ανάμεικτες στιγμές όλα αυτά τα χρόνια. Συγκεκριμένα, ένα από καρδιάς ευχαριστώ στον καλό φίλο Κωνσταντίνο Μιχαήλο υποψήφιο διδάκτορα Σεισμολογίας του Victoria University of Wellington, New Zealand, με τον οποίο μοιραστήκαμε σχεδόν ένα χρόνο το ίδιο γραφείο κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών του σπουδών. Ήταν πάντα δίπλα μου όσες φορές και αν χρειάστηκε σε ωραίες και μη στιγμές, ακόμα και τώρα που βρίσκεται στην άλλη πλευρά του πλανήτη. Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον πολύ καλό συνάδελφο Χρήστο Κουρούκλα, υποψήφιο διδάκτορα Σεισμολογίας, για τη βοήθεια του στα θέματα Στατιστικής που πραγματεύεται η παρούσα διατριβή, τη συνεργασία μας σε μία σειρά δημοσιεύσεων αλλά και τις πολύτιμες γνώσεις του σε θέματα λογοτεχνίας και μουσικής. Ευχαριστώ επίσης τους Μαθηματικούς της παρέας υποψήφιους διδάκτορες Σεισμολογίας, Δημήτρη Χορόζογλου και Ράνια Μαγγίρα για τις επιστημονικές και μη συζητήσεις μας.

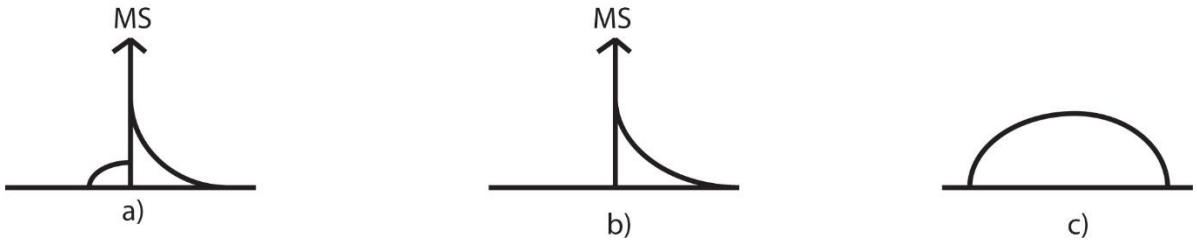
Στην παρούσα διατριβή εκτός του εμπορικού λογισμικού MATLAB, στο οποίο γράφτηκαν οι κώδικες σχεδόν στο σύνολό τους, χρησιμοποιήθηκαν και μία σειρά λογισμικών πακέτων τα οποία διατίθενται δωρεάν από τους δημιουργούς τους. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν το πακέτο *ISOLA* που αφορά τον υπολογισμό του τανυστή σεισμικής ροπής, το πακέτο *FPFIT* για την εύρεση μηχανισμών γένεσης με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων, τα πακέτα απόλυτου (*HYPOINVERSE*) και σχετικού (*hypoDD*) προσδιορισμού εστιακών παραμέτρων, το πακέτο *VELEST*, το λογισμικό πακέτο ανάλυσης σεισμικών καταγραφών *SAC*, το πακέτο Generic Mapping Tools (*GMT*) για τη σχεδίαση χαρτών και διαγραμμάτων, το πακέτο *DIS3d* για τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb, το πακέτο *Zmap* για την αποσυσταδοποίηση των σεισμικών καταλόγων με τη χρήση διαφορετικών αλγορίθμων και το λογισμικό *SASeis2006* για τον υπολογισμό των παραμέτρων του στοχαστικού μοντέλου ETAS.

Τίποτα από όλα αυτά δεν θα είχε επιτευχθεί χωρίς τη συνεχή συμπαράσταση, οικονομική και ηθική, της οικογένειας μου. Τους ευχαριστώ για τη συνεχή τους στήριξη, για την ελευθερία των επιλογών που μου προσέφεραν και για την αποδοχή τους. Τέλος, το μεγαλύτερο ευχαριστώ ανήκει στην Αναστασία Τσιαΐρα, η οποία ήταν δίπλα μου όλα αυτά τα χρόνια με συνεχή στήριξη και παρότρυνση να συνεχίσω κάθε φορά που ένας σκόπελος εμφανιζόταν σε αυτό το μακρύ ταξίδι.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΟΡΙΣΜΟΙ

Οι σεισμοί συνήθως αποτελούν μέλη μιας ακολουθίας και σπανιότερα αναγνωρίζονται ως μεμονωμένα γεγονότα. Στις ακολουθίες διακρίνεται ένας κύριος σεισμός με σημαντικά μεγαλύτερο μέγεθος από τους υπόλοιπους σεισμούς. Διακρίνονται τρεις τύποι ακολουθιών (Σχήμα 1-1) (Mogi, 1963), (a) προσεισμοί-κύριος σεισμός-μετασεισμοί, όπου πριν τον κύριο σεισμό προηγείται μια σεισμική δραστηριότητα και μετά τη γένεσή του συνεχίζεται η μετασεισμική ακολουθία, (b) κύριος σεισμός-μετασεισμοί, χωρίς προσεισμική δραστηριότητα και (c) σμηνοσειρές, χωρίς διακριτό σε μέγεθος κύριο σεισμό καθ' όλη τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης.



Σχήμα 1-1 Σχηματικό διάγραμμα των τριών χαρακτηριστικών τύπων ακολουθιών: a) Προσεισμοί–κύριος σεισμός-μετασεισμική ακολουθία b) κύριος σεισμός-μετασεισμική ακολουθία c) σμηνοσειρά (Mogi, 1963).

Οι σμηνοσειρές παρουσιάζονται σε εξαιρετικά ανομοιογενείς δομές με επίσης ετερογενή κατανομή της τάσης. Επιπρόσθετο χαρακτηριστικό των σμηνοσειρών είναι η μετανάστευση των σεισμικών εστιών που οφείλεται στην ύπαρξη ρευστών στην περιοχή εκδήλωσης.

1.2 ΑΝΑΦΟΡΑ ΣΤΗΝ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΧΕΤΙΚΑ ΜΕ ΤΙΣ ΣΜΗΝΟΣΕΙΡΕΣ

Οι σμηνοσειρές έχουν προσελκύσει το ενδιαφέρον πλήθους ερευνητών κατά τις δεκαετίες της ενόργανης σεισμολογίας. Ο Sykes (1970) παρατήρησε ότι στις περιοχές των μεσο-ωκεάνιων ράχεων γίνονταν συχνά σμηνοσεισμοί. Στη συνέχεια ο Francis (1974) προσπάθησε να δώσει την ερμηνεία γένεσης των σμηνοσειρών, προτείνοντας πως αυτές δημιουργούνται ως αποτέλεσμα της απότομης πτώσης της πίεσης και της κατάρρευσης του μαγματικού θαλάμου. Ο Hill (1977) συνέδεσε τη γένεση σμηνοσειρών με την ύπαρξη φλεβών οι οποίες πληρούνται με μάγμα.

Κατά τις επόμενες δεκαετίες και με τη βοήθεια τόσο των εργαστηριακών πειραμάτων όσο και των σεισμολογικών δεδομένων έγινε προσπάθεια εύρεσης ενός μοντέλου που θα ερμηνεύει ικανοποιητικά τη γένεση των σμηνοσειρών. Ο Yamashita (1999) συνέδεσε τη γένεση των σμηνοσειρών με την εισροή ρευστών στους πόρους. Ο Hainzl (2003) προσπάθησε να ερμηνεύσει τη γένεση των σμηνοσειρών βάσει της αυτό-οργάνωσης. Βασιζόμενος τόσο στις αρχικές ερμηνείες του Hill (1977) όσο και του μοντέλου των Burridge & Knopoff (1967) προσπάθησε να προσομοιώσει θεωρητικά τις ιδιότητες των σμηνοσειρών και να τις συγκρίνει με τις πραγματικές. Μια προσπάθεια ερμηνείας της γένεσης των σμηνοσειρών έγινε από τους Smirnov et al. (2010) με πειράματα που έγιναν τόσο σε μικροκλίμακα (ακουστική εκπομπή) όσο και σε μακροκλίμακα (μικροσεισμοί λόγω εισπίεσης νερού). Για την προσομοίωση των μετασεισμικών ακολουθιών η πίεση που ασκείται τόσο στο δείγμα (μικροκλίμακα) όσο και η εισπίεση νερού στη γεώτρηση γίνεται απότομα. Στην περίπτωση όπου η πίεση αυξάνεται σταδιακά παρουσιάζονται χαρακτηριστικά σμηνοσειρών.

Οι σμηνοσεισμοί έχουν συσχετισθεί με περιοχές έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας και έχουν διερευνηθεί οι ιδιότητες τους (Benoit & McNutt, 1996; Patane et al., 2002; Farrell et al., 2009; Cerdeña et al., 2014 μεταξύ άλλων). Σημαντικό ρόλο στην εξέλιξή τους διαδραματίζουν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb, επιδρώντας θετικά και επισπεύδοντας τη γένεση σεισμών σε γειτονικά τμήματα ρηγμάτων. Δύο χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν σμηνοσεισμοί που έγιναν στην Ιαπωνία όπου η μετανάστευση των επικέντρων ερμηνεύτηκε με βάση τις μεταβολές των τάσεων Coulomb (Aoyama et al., 2002; Toda et al., 2002; Enescu & Ito, 2005).

Πλέον των ηφαιστειακών περιοχών, σμηνοσεισμοί έχουν καταγραφεί και σε περιοχές όπου υπάρχει δραστηριότητα ρευστών (π.χ. γεωθερμικά πεδία) και διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη γένεση των σεισμών (Hainzl, 2004; Kurz et al., 2004; Matsu'ura & Karakama, 2005; Vidale & Shearer, 2006; Shelly, et al., 2013a,b). Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα γένεσης σμηνοσεισμών λόγω ύπαρξης ρευστών αποτελεί η περιοχή της Δυτικής Βοημίας στην Τσεχία (Hainzl et al., 2012; Fischer et al., 2014; Čermáková & Horálek, 2015 μεταξύ άλλων). Επίσης, οι σμηνοσεισμοί έχουν μελετηθεί σε διάφορα τεκτονικά περιβάλλοντα (Zobin & Ivanova, 1994; Seht et al., 2008; Lohman & McGuire, 2007; Roland & McGuire, 2009; Holtkamp et al., 2011; Holtkamp & Brudzinski, 2011;Bisrat et al., 2012; Läderach et al., 2012; Lindenfeld et al., 2012 μεταξύ άλλων) ή σε μεμονωμένες περιπτώσεις εξάρσεων (Jenatton et al., 2007; Hauksson et al., 2013; Hauksson et al., 2016; Suárez et al., 2016 μεταξύ άλλων). Τέλος, έχει προταθεί πως οι

σμηνοσεισμοί μπορεί να αποτελούν πρόδρομο φαινόμενο για τη γένεση ισχυρού σεισμού, το οποίο έχει επαληθευτεί σε διάφορες περιοχές της Γης (Evison & Rhoades, 1993, 1999a, 1999b).

1.3 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Η συνεχής ανάπτυξη του μόνιμου σεισμολογικού δικτύου στον ελληνικό χώρο με την εγκατάσταση νέων σταθμών μαζί με την κατά τόπους λειτουργία προσωρινών σεισμολογικών δικτύων έχει συμβάλλει στην ανίχνευση και κατ' επέκταση στη μελέτη των σμηνοσεισμών κατά τις δύο τελευταίες δεκαετίες. Το μεγαλύτερο τμήμα της έρευνας που έχει διεξαχθεί αφορά τη μοντελοποίηση, τόσο στον χώρο όσο και στον χρόνο, συγκεκριμένων σμηνοσειρών. Επιπλέον, έχουν γίνει προσπάθειες για την πιθανή συσχέτισή τους με την ύπαρξη ρευστών.

Οι Evison & Rhoades (2000) διερεύνησαν την υπόθεση οι σμηνοσεισμοί να αποτελούν πρόδρομο φαινόμενο. Συγκεκριμένα, εστίασαν την έρευνά τους στη ζώνη κατάδυσης στο Ελληνικό Τόξο και βρήκαν πως δέκα σμηνοσειρές συσχετίζονται με αντίστοιχους ισχυρούς σεισμούς. Στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου και έπειτα από τη λειτουργία προσωρινών σεισμολογικών δικτύων μελετήθηκαν οι χωρο-χρονικές ιδιότητες της μικρο-σεισμικότητας. Οι Becker et al. (2006) συγκέντρωσαν δεδομένα από το προσωρινό δίκτυο που εγκαταστάθηκε στην Κρήτη και μελέτησαν τη μετανάστευση των εστιών των σμηνοσεισμών που ανίχνευσαν, συσχετίζοντας την εκδήλωσή τους με τη δραστηριότητα ρευστών. Επιπλέον μελέτες έγιναν βορειότερα, στο ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, όπου και συσχετίσθηκε η μικρο-σεισμικότητα με την ύπαρξη ρευστών (Bohnhoff et al., 2006).

Εκτός από την περιοχή του Νοτίου Αιγαίου, σμηνοσεισμοί έχουν γίνει και γίνονται σε διάφορες περιοχές του ελληνικού χώρου. Συγκεκριμένα, το 2004 έλαβε χώρα μία σμηνοσειρά στην περιοχή των Ψαχνών Ευβοίας, η μελέτη της οποίας συνέβαλε στον καθορισμό της γεωμετρίας των δομών που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της έξαρσης (Benetatos et al., 2004). Τον Απρίλιο του 2006 εκδηλώθηκε μία σμηνοσειρά στην περιοχή νότια της Ζακύνθου για την οποία μελετήθηκαν οι ιδιότητες της σεισμικότητας πριν τη γένεση των ισχυρότερων σεισμών με βάση το στοχαστικό μοντέλο επιδημικού τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (Papadimitriou et al., 2013). Την άνοιξη του 2007, κοντά στη λίμνη Τριχωνίδα, εκδηλώθηκε μία σμηνοσειρά η οποία αποτελούνταν από σειρά σεισμών με μεγέθη 4.1 – 4.8 (Evangelidis et al., 2008; Kiratzi et al., 2008; Kassaras, et al., 2014a).

Κατά το 2011 υπήρξε έντονη σεισμική δραστηριότητα στην Οιχαλία Μεσσηνίας (ΝΔ Πελοπόννησος) η οποία συγκέντρωσε το ενδιαφέρον διαφόρων ερευνητικών ομάδων. Οι

Kyriakopoulos et al. (2013) μελέτησαν τη μετανάστευση των επικέντρων κατά τη διάρκεια της έξαρσης με τη χρήση γεωδαιτικών μεθόδων. Για το διάστημα Αύγουστος- Δεκέμβριος 2011 μελετήθηκε η ίδια έξαρση από τους Kassaras et al. (2014b) οι οποίοι και συμπέραναν πως η δραστηριότητα οφείλεται στην ύπαρξη ρευστών στην περιοχή. Για την ίδια δραστηριότητα οι Chouliaras et al. (2013) βρήκαν πως η συνεχής δραστηριότητα στην περιοχή οφειλόταν στη μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb.

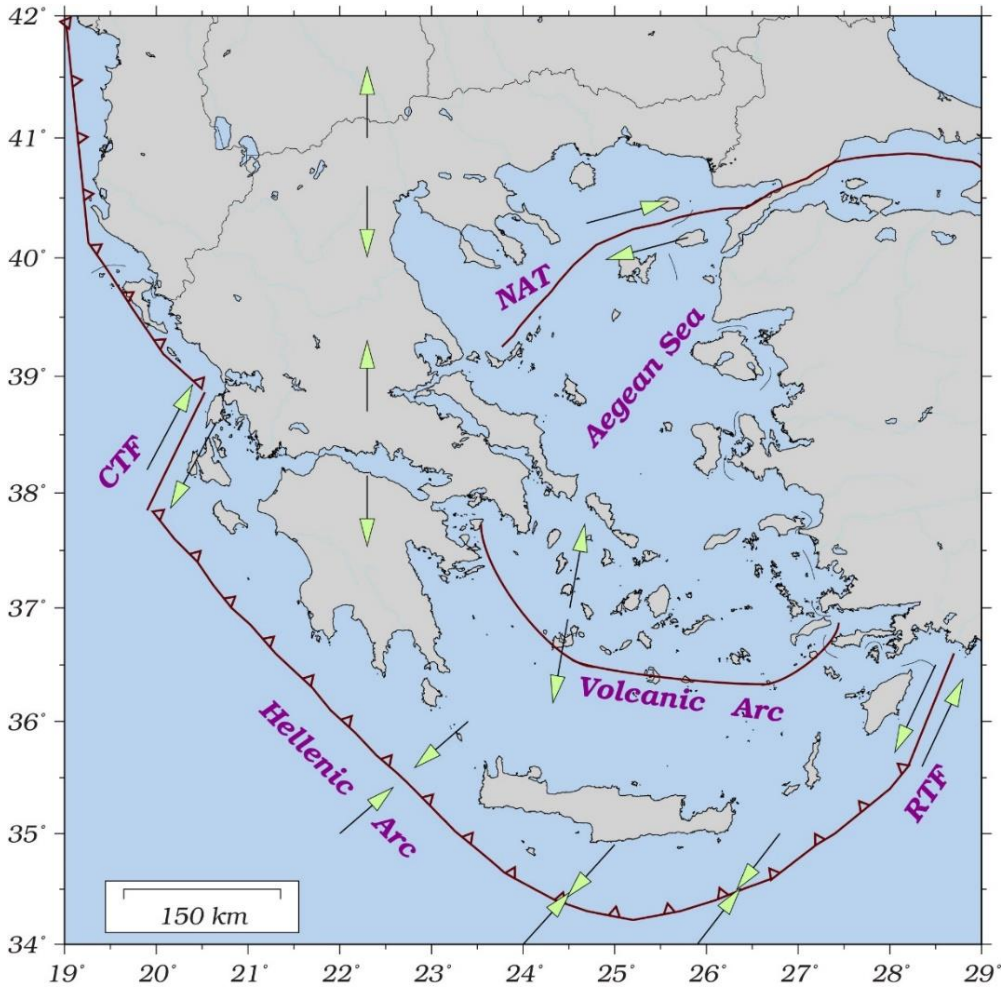
Ο Δυτικός Κορινθιακός κόλπος αποτελεί μία από τις πιο ενεργές σεισμικά περιοχές του ελληνικού χώρου με τη σεισμικότητα να εκδηλώνεται κυρίως υπό τη μορφή σεισμικών εξάρσεων. Από το 2000 έως σήμερα έχουν μελετηθεί πλήθος σεισμικών εξάρσεων οι οποίες καταγράφηκαν τόσο από το μόνιμο εθνικό δίκτυο όσο και από τοπικά σεισμολογικά δίκτυα. Η σμηνοσειρά που έλαβε χώρα το 2001 στον Άγιο Ιωάννη (Pacchiani & Lyon-Caen, 2010) όσο και οι εξάρσεις κατά τις περιόδους 2003-2004 και 2006-2007 (Bourouis & Cornet, 2009; Duverger et al., 2015) αποδόθηκαν στη δραστηριότητα ρευστών στην περιοχή. Οι Potanina et al. (2011) μελέτησαν τη σεισμικότητα στον Δυτικό Κορινθιακό για το διάστημα 2000-2005 με σκοπό την εύρεση χαρακτηριστικών προτύπων στην εκδήλωση των σμηνοσειρών. Ένα ακόμη παράδειγμα σμηνοσειράς αποτελεί η έξαρση του Αιγίου την περίοδο Μάιος – Αύγουστος 2013, η οποία μελετήθηκε λεπτομερώς από διάφορες ερευνητικές ομάδες και η εξέλιξή της συσχετίσθηκε με τη δραστηριότητα ρευστών αλλά και τη μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb (Chouliaras et al., 2015; Kapetanidis et al., 2015; Mesimeri et al., 2016; Kaviris et al., 2017).

1.4 ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Ο ελληνικός χώρος αποτελείται από ένα πολύπλοκο σύμπλεγμα γεωδυναμικών και τεκτονικών δομών (Σχήμα 1-2) το οποίο έχει ως αποτέλεσμα την έντονη παραμόρφωση της περιοχής (McClusky et al., 2000). Κυρίαρχη γεωδυναμική διαδικασία του ελληνικού χώρου αποτελεί η κατάδυση που δημιουργείται από τη σύγκρουση της ωκεάνιας πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου, η οποία βρίσκεται μπροστά από την ηπειρωτική Αφρικανική πλάκα, με την ηπειρωτική μικροπλάκα του Αιγαίου (Papazachos & Delibasis, 1969; Papazachos & Comninakis, 1971). Η ζώνη κατάδυσης οριοθετείται από δύο ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης σε συμφωνία με τη θεωρία των ρηγμάτων Επέκτασης Άκρου Κατάδυσης-Μετασχηματισμού (STEP: Subduction – Transform Edge Propagators) (Govers & Wortel, 2005). Συγκεκριμένα, στο δυτικότερο τμήμα της ζώνης κατάδυσης βρίσκεται το δεξιόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTF) (Scordilis et al., 1985; Louvari et al., 1999) ενώ στο ανατολικό τμήμα της

υπάρχει το αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου (RTF) (Papazachos & Papazachou, 2003).

Στην έντονη παραμόρφωση που λαμβάνει χώρα στον ελληνικό χώρο συμβάλλουν και οι κινήσεις των γειτονικών μικροπλακών (Απουλία, Ανατολία) σε σχέση με την ηπειρωτική μικροπλάκα του Αιγαίου. Συγκεκριμένα, η προς βορρά κίνηση της αραβικής πλάκας και η σύγκρουσή της με τον Καύκασο έχει ως αποτέλεσμα την εξώθηση της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά. Η κίνηση αυτή προστίθεται στον εφελκυσμό με διεύθυνση Β-Ν του Αιγαίου, ο οποίος οφείλεται στην οπισθοκύλιση της Αφρικανικής λιθόσφαιρας λόγω της κατάδυσης που συμβαίνει στο νότιο Αιγαίο. Η αριστερόστροφη κίνηση της πλάκας της Απουλίας η οποία συγκρούεται με την Ευρασιατική πλάκα (ηπειρωτική σύγκλιση), έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μίας ζώνης ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της Δυτικής Ελλάδας.

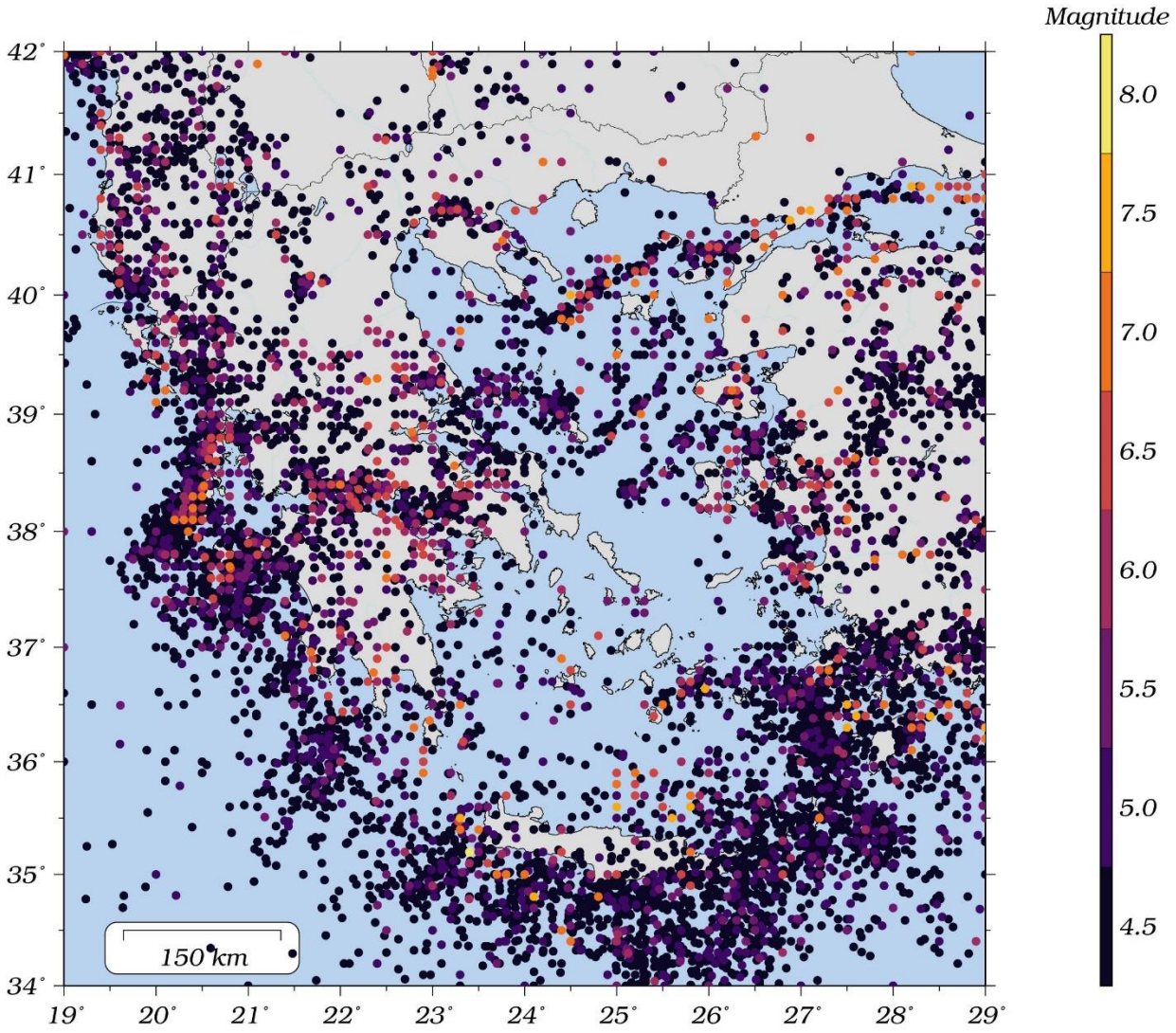


Σχήμα 1-2 Κύριες τεκτονικές δομές του ελληνικού χώρου οι οποίες περιλαμβάνουν: το ελληνικό τόξο (Hellenic Arc) μαζί με την κατάδυση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου, τα δύο ρήγματα μετασχηματισμού (CTF, RTF) τα οποία οριοθετούν τη ζώνη κατάδυσης, το ηφαιστειακό τόξο (Volcanic arc) και την τάφρο του βορείου Αιγαίου (NAT).

Το κινηματικό μοντέλο του ελληνικού χώρου, όπως περιγράφεται προηγουμένως, έχει επαληθευτεί από πληθώρα εργασιών διαφόρων κλάδων των Γεω-επιστημών. Η επίλυση των μηχανισμών γένεσης σεισμών είτε με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων (McKenzie, 1972, 1978) είτε με τη μέθοδο της μοντελοποίησης κυματομορφών (Kiratzi et al., 1991; Taymaz et al., 1991; Papazachos et al., 1998 μεταξύ άλλων) επαληθεύει το πολύπλοκο τεκτονικό καθεστώς του Αιγαίου. Επιπλέον μελέτες που έχουν διεξαχθεί αναφορικά με την παραμόρφωση που συμβαίνει στον χώρο του Αιγαίου(Papazachos et al., 1992; Jackson & McKenzie, 1988 μεταξύ άλλων), αλλά και γεωδαιτικές μελέτες (McClusky et al., 2000; Ganas & Parsons, 2009) δείχνουν πως η ταχύτητα της κίνησης της λιθόσφαιρας της αφρικανικής πλάκας είναι 5 mm/yr ενώ η ταχύτητα της νοτιοδυτικής κίνησης της πλάκας του Αιγαίου είναι 33 mm/yr. Τέλος, παλαιομαγνητικές μελέτες επαληθεύουν τις περιστροφικές κινήσεις των γειτονικών πλακών (Kondopoulou, 2000).

Η έντονη παραμόρφωση που λαμβάνει χώρα στον ευρύτερο ελληνικό χώρο συμβάλλει καθοριστικά στην εμφάνιση έντονης σεισμικής δραστηριότητας (Σχήμα 1-3) η οποία συχνά εκδηλώνεται με τη μορφή σεισμικών εξάρσεων. Οι σμηνοσειρές αποτελούνται κατά κύριο λόγο από μικρούς σε μέγεθος σεισμούς και απαιτείται μεγάλη ακρίβεια στον προσδιορισμό των εστιακών τους συντεταγμένων, ώστε να είναι εφικτή η μελέτη των χωρικών τους ιδιοτήτων. Αυτό προϋποθέτει αφ’ ενός την επιλογή περιοχής με έντονη σεισμική δραστηριότητα και αφ’ ετέρου την ύπαρξη πυκνού σεισμολογικού δικτύου γύρω από αυτήν. Η πλήρωση των προϋποθέσεων αυτών είναι απαραίτητη για την εφαρμογή μεθόδων επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων. Μία περιοχή που έχει αυτά τα χαρακτηριστικά είναι ο Κορινθιακός κόλπος και ειδικότερα το δυτικό τμήμα αυτού. Υψηλή σεισμικότητα, η οποία συμπεριλαμβάνει και μεγάλο αριθμό εξάρσεων με τη μορφή σμηνοσειρών, παρουσιάζει η περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων η οποία προτιμήθηκε να μελετηθεί χωριστά. Η μελέτη σεισμικών εξάρσεων οι οποίες έλαβαν χώρα κατά το διάστημα 2013-2017, παρουσίαζε σημαντικά μειονεκτήματα τα οποία κατά κύριο λόγο σχετίζονται με τη μη επαρκή κάλυψη από το σεισμολογικό δίκτυο αλλά και τον σχετικά περιορισμένο αριθμό σεισμών. Εκτός των περιοχών όπου το μόνιμο σεισμολογικό δίκτυο είναι αρκετά πυκνό, έρευνες πάνω σε σεισμικές εξάρσεις μπορούν να διεξαχθούν και σε περιοχές όπου έχει λειτουργήσει τοπικό δίκτυο σεισμογράφων. Ένα παράδειγμα αποτελεί το τοπικό δίκτυο που λειτούργησε στη Φλώρινα όπου καταγράφηκε σε διάστημα έξι μηνών (07/2013-01/2014) μεγάλος αριθμός σεισμών με ιδιαίτερα χαρακτηριστικά στη χωρο-χρονική τους κατανομή. Για τους λόγους αυτούς επιλέχθηκε να

μελετηθεί και αυτή η μικροσεισμική δραστηριότητα στο πλαίσιο της διατριβής αυτής. Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά των περιοχών μελέτης καθώς και η προηγούμενη έρευνα σε αυτές.



Σχήμα 1-3 Κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών με μεγέθη M≥4.5 από το 550 π.Χ. έως και το 2017.

1.4.1 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ

Ο Κορινθιακός κόλπος (Σχήμα 1-4) αποτελεί μία από τις πιο ενεργές σεισμικά περιοχές της Ελλάδας και της Ευρώπης. Πρόκειται για μία ασύμμετρη τεκτονική τάφρο με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Το πλάτος της δεν είναι σταθερό σε όλο το μήκος της αλλά αυξάνει από τα δυτικά, όπου παρατηρείται το ελάχιστο πλάτος κοντά στο ρήγμα του Ψαθόπυργου, προς τα ανατολικά, όπου το μέγιστο άνοιγμα βρίσκεται στον κεντρικό Κορινθιακό κόλπο κοντά στο ρήγμα του Ξυλοκάστρου (Σχήμα 1-4). Οι γεωδαιτικές μετρήσεις που έχουν διεξαχθεί στην περιοχή

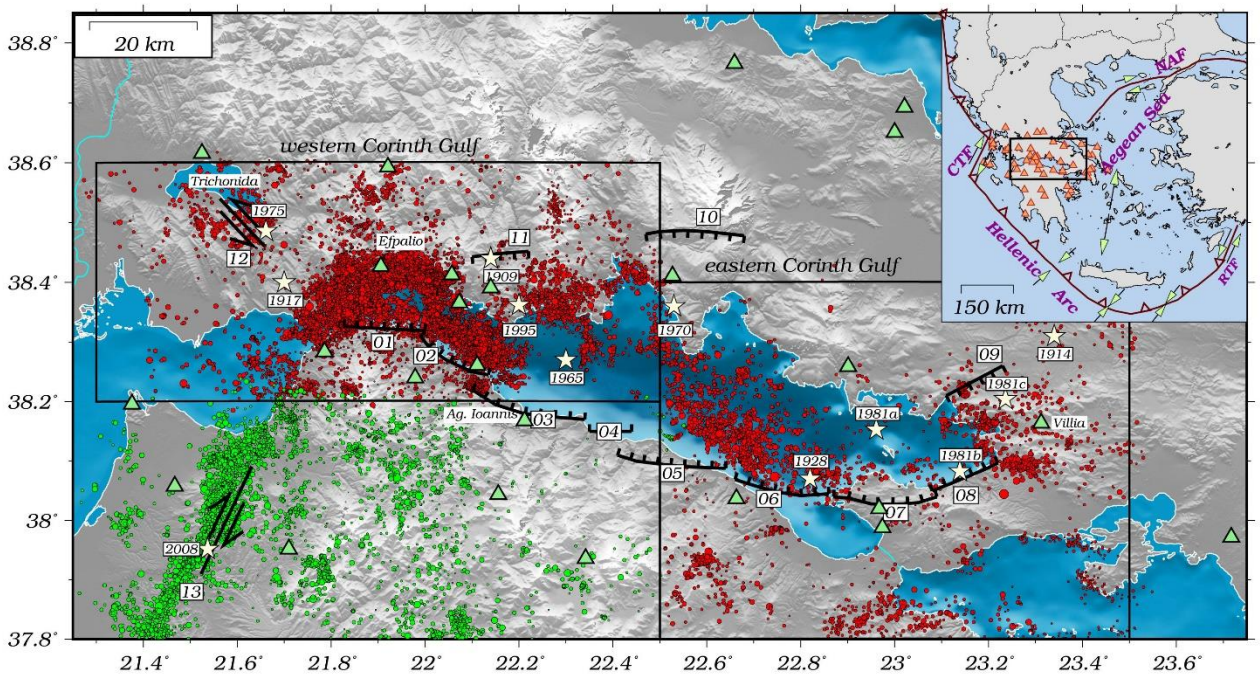
δείχνουν πως ο ρυθμός επέκτασης είναι διαφορετικός στα δύο τμήματα του Κορινθιακού κόλπου (Billiris et al., 1991; Clarke et al., 1998; Briole et al., 2000; Avallone et al., 2004; Chousianitis et al., 2015). Το δυτικό τμήμα του επεκτείνεται με ταχύτητα 13-14 mm/yr, με τη μέγιστη ταχύτητα να παρουσιάζεται κοντά στο Αίγιο (14 mm/yr), ενώ το ανατολικό τμήμα παρουσιάζει μικρότερο ρυθμό επέκτασης, 10-12 mm/yr.

Αρκετοί καταστρεπτικοί σεισμοί έχουν σημειωθεί τόσο κατά τους ιστορικούς χρόνους όσο και κατά την ενόργανη περίοδο (Papazachos & Papazachou, 2003; Markopoulos et al., 2012; Stucchi et al., 2013). Στο δυτικό τμήμα του έχουν γίνει τέσσερις επιφανειακοί σεισμοί με M≥6.0 μετά το 1900 (Σχήμα 1-4 αστερίσκοι). Συγκεκριμένα, το 1909 και το 1917 σεισμοί με M=6.2 και M=6.0 αντίστοιχα, προκάλεσαν σοβαρές καταστροφές στο Δαφνοχώρι και στη Ναύπακτο. Το 1965 ο σεισμός στην Ερατεινή (Φωκίδα) με M=6.3 προκάλεσε καταστροφές στην Αχαΐα και τη Φωκίδα. Ο πιο πρόσφατος καταστροφικός ισχυρός σεισμός στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο έγινε το 1995 με M=6.5 με το επίκεντρό του να βρίσκεται βόρεια του Αιγίου (Bernard et al., 1997). Ο σεισμός προκάλεσε τον θάνατο 26 ανθρώπων καθώς και πολύ σοβαρές ζημιές σε κτίρια κυρίως στο Αίγιο.

Στο ανατολικό τμήμα έχουν γίνει πέντε σεισμοί με M≥6.0 μετά το 1900 (Papazachos & Papazachou, 2003; Markopoulos et al., 2012; Stucchi et al., 2013). Ο ισχυρός σεισμός του 1928 με M=6.3 κατέστρεψε την πόλη της νέας Κορίνθου και το 1970 ένας ισχυρός σεισμός με M=6.2 έπληξε τη Βοιωτία (Αντίκυρα) προκαλώντας σοβαρές καταστροφές. Η πιο πρόσφατη σεισμική ακολουθία στον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο έγινε στον κόλπο των Αλκυονίδων το 1981 με τη γένεση τριών ισχυρών σεισμών (Jackson et al., 1982; Papazachos et al., 1984; King et al., 1985). Η ακολουθία ξεκίνησε στις 24 Φεβρουαρίου 1981 με έναν σεισμό M=6.7 και ακολούθησαν δύο ισχυροί σεισμοί με M=6.4 και M=6.3 στις 25 Φεβρουαρίου και 4 Μαρτίου αντίστοιχα, οι οποίοι προκάλεσαν σοβαρές ζημιές στα κτίρια της ευρύτερης περιοχής.

Το νότιο τμήμα της περιοχής οριοθετείται από μία σειρά κύριων κανονικών ρηγμάτων που κλίνουν προς βορρά, καθώς και ορισμένα κανονικά ρήγματα κατά μήκος των βόρειων ακτών που κλίνουν προς νότο. Κύρια κανονικά ρήγματα των νότιων ακτών, τα οποία έχουν συνδεθεί με τη γένεση ισχυρών σεισμών, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, είναι: το ρήγμα του Ψαθόπυργου (01), του Αιγίου (02), της Ελίκης (03) και του Ξυλόκαστρου (05) (Σχήμα 1-4) (Armijo et al., 1996). Τα ρήγματα αυτά έχουν διεύθυνση σχεδόν Α-Δ (270° - 285°), μήκος 15-25 km και γωνία κλίσης σχεδόν 50° στην επιφάνεια της Γης. Στο ανατολικό τμήμα τα κύρια ρήγματα που βρίσκονται στις νότιες ακτές είναι : της Περαχώρας (06) και του Σκίνου (07) τα

οποία έχουν διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ (250° - 270°) και του Αλεποχωρίου (08) με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ. Βόρεια των βόρειων ακτών υπάρχουν ρήγματα που κλίνουν προς το νότο και σχετίζονται με ισχυρούς σεισμούς, δηλαδή το ρήγμα στο Καπαρέλλι (09), στους Δελφούς (10) και στο Λιδωρίκι (11). Μηχανισμοί γένεσης που προσδιορίστηκαν για την περιοχή συμφωνούν με τις διευθύνσεις των παραπάνω ρηγμάτων (Jackson et al., 1982; Taymaz et al., 1991; Baker et al., 1997; Papazachos et al., 1998). Εκτός της σειράς των κανονικών ρηγμάτων, υπάρχουν και δύο ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στο δυτικότερο όριο του Κορινθιακού κόλπου. Βόρεια, κοντά στη λίμνη Τριχωνίδα, βρίσκεται το αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης το οποίο σχετίζεται με τον σεισμό του 1975 με M=6.0 (Kiratzi et al., 2008). Νότια, τοποθετείται ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης το οποίο σχετίζεται με τον ισχυρό σεισμό (M=6.5) στις 8 Ιουνίου του 2008 στην περιοχή της Αχαΐας (π.χ. Ganas et al., 2009; Serpetsidaki et al., 2014; Karakostas et al., 2017).



Σχήμα 1-4 Μορφολογικός χάρτης του ευρύτερου Κορινθιακού κόλπου και ίχνη στην επιφάνεια των αναγνωρισμένων ρηγμάτων: 01- Ψαθόπυργος, 02- Αίγιο, 03- Ελίκη, 04- Ακράτα, 05- Ξυλόκαστρο, 06- Περαχώρα, 07- Σκίνος, 08- Αλεποχώρι, 09- Καπαρέλλι, 10- Δελφοί, 11- Λιδωρίκι, 12- Τριχωνίδα, 13- Αχαΐα (Armijo et al., 1996; Kiratzi et al., 2008; Console et al., 2013; Karakostas et al., 2017). Με αστερίσκους έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα των σεισμών με M≥6.0 (Papazachos & Papazachou, 2003). Με κόκκινους και πράσινους κύκλους αποτυπώνονται οι σεισμοί που καταγράφηκαν κατά το διάστημα 2008-2014 στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και την περιοχή της ΒΔ Πελοποννήσου αντίστοιχα. Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή συμβολίζονται με πράσινα τρίγωνα. Ο ένθετος χάρτης παρουσιάζει τις κύριες τεκτονικές δομές του ελληνικού χώρου μαζί με τη κατανομή των σεισμολογικών σταθμών του μόνιμου δικτύου σε επικεντρικές αποστάσεις έως 200 km από τον Δυτικό και Ανατολικό Κορινθιακό, αντίστοιχα. (Mesimeri et al., 2018).

Κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες έχει γίνει προσπάθεια ενίσχυσης του δικτύου των σεισμογράφων στην περιοχή με σκοπό τη λεπτομερή και ακριβή καταγραφή της σεισμικής δραστηριότητας. Επιπλέον, έχουν διεξαχθεί τοπικά πειράματα με την εγκατάσταση φορητών σεισμολογικών σταθμών, με σκοπό τη μελέτη των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της περιοχής. Το 1991 εγκαταστάθηκε στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο ένα φορητό δίκτυο σεισμογράφων αποτελούμενο από 51 σταθμούς το οποίο λειτούργησε για δύο μήνες (Rigo et al., 1996; Latorre et al., 2004). Κατά τους καλοκαιρινούς μήνες του 1993 εγκαταστάθηκε ένα φορητό δίκτυο σεισμογράφων στον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο το οποίο ήταν σε λειτουργία για επτά εβδομάδες (Hatzfeld et al., 2000). Από το 2000 και έπειτα είναι σε λειτουργία ένα δίκτυο μόνιμων σεισμογράφων στον Δυτικό Κορινθιακό (Corinth Rift Laboratory) (Lyon-Caen et al., 2004; Bernard et al., 2006; Lambotte et al., 2014). Από το 2008 και έπειτα έχουν εγκατασταθεί σταδιακά μόνιμοι σεισμολογικοί σταθμοί, που ανήκουν το Ελληνικό Ενοποιημένο Σεισμολογικό Δίκτυο (ΕΕΣΔ), γύρω από τον Κορινθιακό κόλπο (Σχήμα 1-4 ένθετος χάρτης). Η πυκνότητα των σταθμών του μόνιμου δικτύου θεωρείται επαρκής για την ανίχνευση μικρών σε μέγεθος σεισμών.

Λόγω της πυκνής κατανομής των σεισμολογικών σταθμών, είναι δυνατή η λεπτομερής σεισμοτεκτονική μελέτη των συχνών σεισμικών εξάρσεων που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή. Στις 8 Απριλίου του 2007 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση κοντά στη λίμνη Τριχωνίδα κατά την οποία σημειώθηκαν δύο ισχυροί σεισμοί με M_w=5.0 και M_w=5.2 (Evangelidis et al., 2008; Kiratzi et al., 2008; Kassaras et al., 2014). Στις 18 Ιανουαρίου 2010 μια σεισμική έξαρση με δύο ισχυρούς σεισμούς (M_w=5.5) έλαβε χώρα στο Ευπάλιο και διήρκησε σχεδόν τρεις μήνες (Karakostas et al., 2012; Sokos et al., 2012; Ganas et al., 2013). Στις 22 Μαΐου 2013 μια σεισμική έξαρση εκδηλώθηκε κοντά στο Αίγιο, η οποία είχε διάρκεια τρεις μήνες κατά τους οποίους αναλύθηκαν περίπου 1500 σεισμοί (Chouliaras et al., 2015; Kapetanidis et al., 2015; Mesimeri et al., 2016; Kaviris et al., 2017).

Η συνεχής σεισμική δραστηριότητα στον Κορινθιακό κόλπο και τα αίτια που την προκαλούν έχουν απασχολήσει πληθώρα ερευνητών από διαφορετικούς κλάδους των Γεω-επιστημών (Rietbrock et al., 1996; Rigo et al., 1996; Sorel, 2000; Sachpazi et al., 2003; Bell et al., 2008; Bell et al., 2009; Taylor et al., 2011; Godano et al., 2014; Lambotte et al., 2014; Beckers et al., 2015). Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της σεισμικότητας στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο αποτελεί η σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης που σχηματίζεται από τους μικρούς σε μέγεθος σεισμούς που γίνονται στην περιοχή. Οι Rigo et al. (1996), με βάση την ανάλυση της σεισμικής

δραστηριότητας που καταγράφηκε από το τοπικό δίκτυο του 1991 και τον καθορισμό των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων, ερμήνευσαν αυτή τη σεισμική ζώνη ως ζώνη αποκόλλησης (detachment zone) πάνω στην οποία καταλήγουν τα ρήγματα που κλίνουν προς βορρά. Σε παρόμοια συμπεράσματα καταλήγουν και οι Lambotte et al. (2014), οι οποίοι αναγνώρισαν συστάδες σεισμών, η γεωμετρία των οποίων συμφωνεί με τη σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης. Σε συμφωνία με τα προηγούμενα, οι Godano et al. (2014) προσδιόρισαν μηχανισμούς γένεσης για τις συστάδες σεισμών και βρήκαν ότι συμφωνούν με τη γεωμετρία της σεισμικής ζώνης.

Μία διαφορετική προσέγγιση του ζητήματος έγινε από τους Hatzfeld et al. (2000), οι οποίοι μετά την σεισμοτεκτονική ανάλυση με βάση τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο του 1993 στο ανατολικό τμήμα, πρότειναν πως η σεισμικότητα που σχηματίζει μία ζώνη με μικρή γωνία κλίσης προσδιορίζει τη ζώνη μετάβασης μεταξύ του σεισμικού και ασεισμικού τμήματος του φλοιού (brittle – ductile transition). Έπειτα από πειράματα σεισμικής ανάκλασης οι Bell et al. (2008) συμφώνησαν με την άποψη πως η σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης προσδιορίζει τη μετάβαση από το σεισμικό στο ασεισμικό τμήμα του φλοιού. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται από την έλλειψη λοιστρικότητας των κύριων ρηγμάτων του Κορινθιακού στα επιφανειακότερα βάθη, όπως προκύπτει από δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Επιπλέον, η ύπαρξη σύμφωνα με τους Bell et al. (2008) κανονικών ρηγμάτων που κλίνουν προς νότο, στις βόρειες ακτές του Κορινθιακού κόλπου, έρχεται σε αντίθεση με την ύπαρξη μίας ζώνης αποκόλλησης.

Η σεισμική ζώνη με τη μικρή γωνία κλίσης που παρατηρείται στον Δυτικό Κορινθιακό μπορεί να συσχετισθεί με τα ρήγματα με μικρή γωνία κλίσης που έχουν παρατηρηθεί κυρίως σε περιοχές εφελκυσμού (Wernicke, 1995; Abers et al., 1997; Axen, 1999; Chiaraluce et al., 2007; Abers, 2009; Collettini, 2011; Lecomte et al., 2012; Anderlini et al., 2016 μεταξύ άλλων). Στην Ιταλία βρέθηκε, έπειτα από συνδυασμό δεδομένων σεισμικής ανάκλασης και μικρο-σεισμικότητας, πως υπάρχει μία σεισμική ζώνη με πάχος 0.5-1 km και γωνία κλίσης 15° η οποία τέμνει τον ανώτερο φλοιό σε βάθη 4 με 16 km (Chiaraluce et al., 2004). Παρ' ότι η σεισμικότητα ήταν έντονη σε αυτή τη ζώνη, δεν παρατηρήθηκε κάποιος ισχυρός σεισμός και τη θεωρούν ως «ανενεργή». Παρόμοια άποψη διατυπώνουν και οι Anderlini et al. (2016), οι οποίοι θεωρούν πως σε επιφανειακότερα βάθη, πάνω από τις επιφάνειες με μικρή γωνία κλίσης, υπάρχουν κλειδωμένα ρήγματα. Αυτά οριοθετούνται στο βάθος από επαναληπτικούς σεισμούς οι οποίοι σχηματίζουν τη σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης. Σύμφωνα με τον Wernicke (1995),

ισχυροί σεισμοί μπορούν να σημειωθούν σε αυτές τις σεισμικές ζώνες, αλλά έχουν μεγάλη περίοδο επανάληψης. Οι Axen (1999) και Abers et al. (1997) μελέτησαν συγκεκριμένα παραδείγματα ισχυρών σεισμών των οποίων οι μηχανισμοί γένεσης έδειξαν πως έχουν προέλθει από κανονικά ρήγματα με μικρή γωνία κλίσης. Παρ' ότι υπάρχει αρκετή συζήτηση στη βιβλιογραφία αναφορικά με το συγκεκριμένο θέμα, η απάντηση στο ερώτημα για το πού γίνονται οι ισχυροί σεισμοί, παραμένει ανοιχτή.

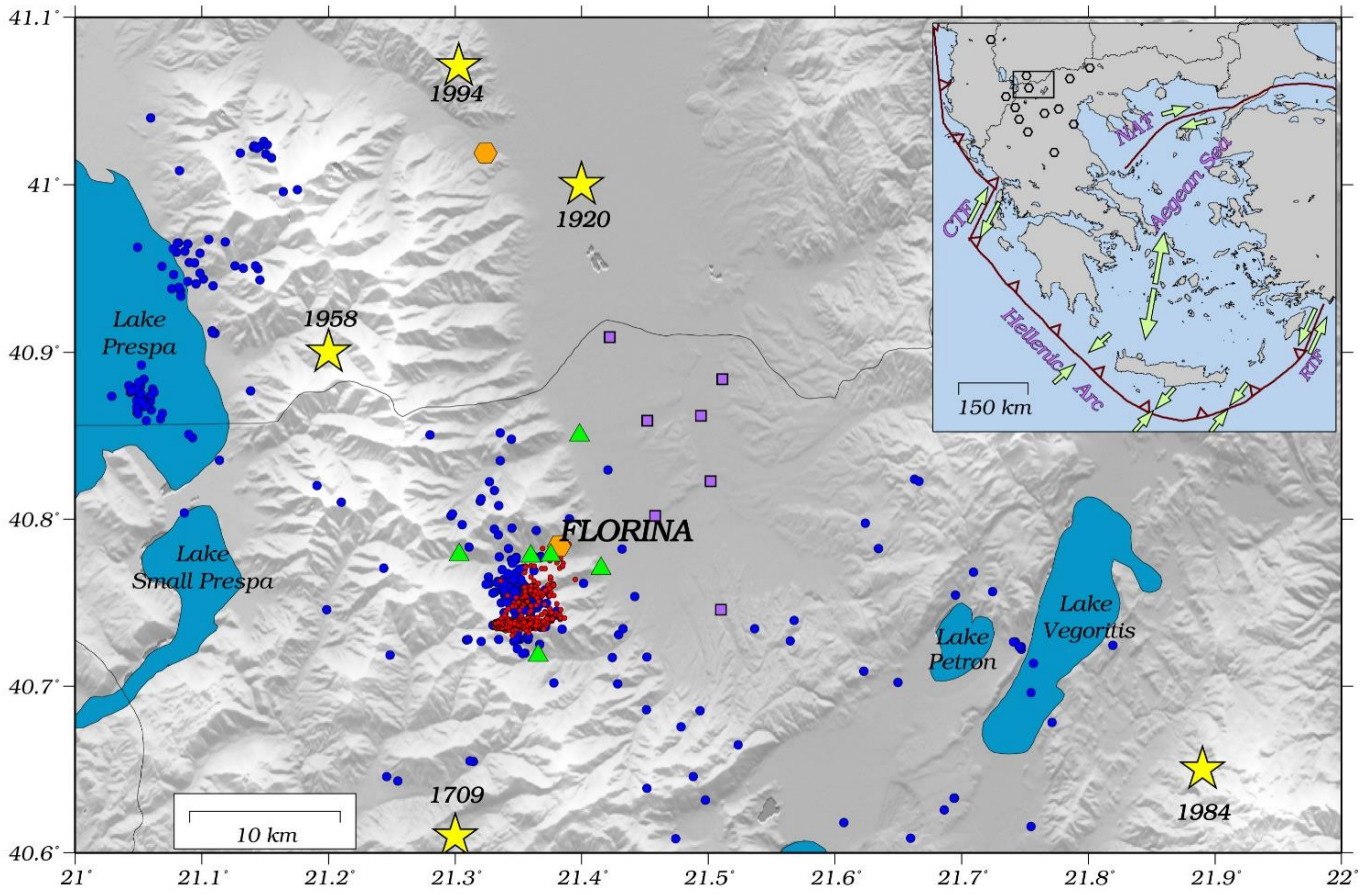
Η υψηλή σεισμικότητα, η οποία εκδηλώνεται κυρίως υπό τη μορφή σεισμικών εξάρσεων, καθιστά τον Κορινθιακό κόλπο ιδανικό για τη μελέτη των χωρικών και χρονικών ιδιοτήτων των σμηνοσειρών. Για τον λόγο αυτόν στην παρούσα διατριβή εξετάζεται η σεισμικότητα για το διάστημα 2008-2014 με σκοπό τον καθορισμό των χαρακτηριστικών των σεισμικών εξάρσεων και τη διερεύνηση των χωρο-χρονικών τους ιδιοτήτων. Ένα επιπλέον ερώτημα αφορά την ύπαρξη ή μη της ζώνης αποκόλλησης και, εφ' όσον υφίσταται, την πιθανή σύνδεσή της με τη γένεση των σμηνοσειρών αλλά και τη γένεση των ισχυρών σεισμών στην περιοχή. Τέλος, διερευνάται η επίδραση των ρευστών στη γένεση και εξέλιξη των σεισμικών εξάρσεων.

1.4.2 ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ

Η λεκάνη της Φλώρινας είναι μία τεκτονική τάφρος η οποία δημιουργήθηκε έπειτα από την επίδραση εφελκυστικών δυνάμεων κατά την Αλπική ορογένεση και χαρακτηρίζεται από ρήγματα διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ (Pavlides & Mountrakis, 1987). Η σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή θεωρείται χαμηλή, όπως προκύπτει και από τη χαρτογράφηση των πρόσφατων σεισμών (Σχήμα 1-5 μπλε κύκλοι). Κατά τους ιστορικούς χρόνους, ένας σεισμός με M=6.0 (Σχήμα 1-5) έγινε κοντά στην Καστοριά προκαλώντας βλάβες σε μερικά τζαμιά (Papazachos & Papazachou, 2003). Στην ενόργανη περίοδο (μετά το 1900), τέσσερις σεισμοί με M≥5.0 έχουν καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή. Τρεις από αυτούς τους σεισμούς είχαν μεγέθη M=5.3-5.4 (1920, 1958, 1994) με επίκεντρα 20 με 30 km βόρεια της Φλώρινας. Ένας ακόμη σεισμός με M=5.2 έγινε το 1984 σε απόσταση 40 km ΑΝΑ της Φλώρινας.

Ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα της περιοχής είναι οι εκπομπές διοξειδίου άνθρακα (CO_2) κατά μήκος της λεκάνης της Φλώρινας (Σχήμα 1-5 τετράγωνα) (Koukouzas et al., 2015). Οι συγκεντρώσεις CO_2 έχουν βρεθεί στα επιφανειακότερα στρώματα, σε βάθη ορισμένων εκατοντάδων μέτρων. Οι εκλύσεις CO_2 παρουσιάζονται με τη μορφή ιαματικών πηγών ή φυσαλίδων αερίου σε πηγάδια και γεωτρήσεις. Επιπλέον, σε ορισμένα σημεία στη λεκάνη της Φλώρινας γίνεται εμπορική εκμετάλλευση του εκλυόμενου CO_2. Σύμφωνα με τους Koukouzas et al. (2015) το CO_2 δεν είναι απαραίτητο να ρέει μόνο μέσα από τον υδροφόρο ορίζοντα

χρησιμοποιώντας το νερό ως μέσο. Ως ρευστό έχει τη δυνατότητα ροής μέσα από διάφορες ασυνέχειες που σχηματίζονται στον φλοιό, όπως για παράδειγμα τα ρήγματα.



Σχήμα 1-5 Μορφολογικός χάρτης της ΒΔ Ελλάδας και τα επίκεντρα των σεισμών που καταγράφηκαν από το μόνιμο δίκτυο (μπλε κύκλοι) και το φορητό δίκτυο (κόκκινοι κύκλοι). Οι σεισμοί με M≥5.0 συμβολίζονται με αστερίσκους και τα σημεία εμπορικής εκμετάλλευσης του CO_2 συμβολίζονται με τετράγωνα. Με εξάγωνα και τρίγωνα συμβολίζονται οι σταθμοί του μόνιμου και φορητού σεισμολογικού δικτύου, αντίστοιχα. Στον ένθετο χάρτη παρουσιάζονται οι κύριες ενεργές δομές του ελληνικού χώρου και η κατανομή των σεισμολογικών σταθμών του μόνιμου δικτύου σε επικεντρικές αποστάσεις έως 150 km (Mesimeri et al., 2017).

Κατά το διάστημα 31/07/2013 – 31/01/2014 λειτούργησε στη Φλώρινα δίκτυο φορητών σεισμογράφων για τη μελέτη της μικρο-σεισμικότητας. Αυτό κρίθηκε αναγκαίο διότι είχε παρατηρηθεί αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας η οποία όμως δεν ήταν δυνατό να καταγραφεί από το μόνιμο δίκτυο σεισμογράφων. Κύριο στόχο αποτελούσε η ερμηνεία του μηχανισμού που δημιουργούσε τη μικοσεισμική δραστηριότητα και η πιθανή συσχέτισή της με την ύπαρξη ρευστών (εκπομπές CO_2).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΔΕΔΟΜΕΝΑ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Από το 2008 λειτουργεί το Ελληνικό Ενοποιημένο Σεισμολογικό Δίκτυο (ΕΕΣΔ) το οποίο αποτελείται από σταθμούς όλων των σεισμολογικών φορέων της χώρας. Συγκεκριμένα στο ΕΕΣΔ γίνεται ανταλλαγή σε πραγματικό χρόνο σεισμολογικών δεδομένων από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (HL), τον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (HT), τον Τομέα Γεωφυσικής και Γεωθερμίας του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών (HA) και το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών (HP). Συνέπεια της ενοποίησης των επιμέρους δικτύων αποτελεί η αύξηση του αριθμού διαθέσιμων σεισμολογικών σταθμών καθώς και η βελτίωση της ανιχνευσιμότητας του δικτύου, λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητάς του. Ένα πρόβλημα που προκύπτει από τη χρήση καταλόγων σεισμών από διαφορετικά Ινστιτούτα είναι η ανομοιογένεια που παρουσιάζεται στον υπολογισμό των μεγεθών λόγω της χρήσης διαφορετικών κλιμάκων.

Ο όρος μέγεθος σεισμού και η βασική μέθοδος προσδιορισμού του προτάθηκαν για πρώτη φορά από τον Richter (1935) με την εισαγωγή του τοπικού μεγέθους ($\mathbf{M_L}$). Ως πρότυπος σεισμός μηδενικού μεγέθους ορίσθηκε ο σεισμός που έχει γραφεί σε σεισμόμετρο τύπου Wood-Anderson (WA) με μέγιστο πλάτος 1 μm και σε απόσταση 100 km από το επίκεντρο του σεισμού. Το τοπικό μέγεθος, $\mathbf{M_L}$, χρησιμοποιείται ευρέως από διάφορα Ινστιτούτα σε καθημερινή βάση και ο υπολογισμός του δεν γίνεται πλέον με τη χρήση των σεισμομέτρων τύπου Wood-Anderson, αλλά με καταγραφές των διαθέσιμων σεισμολογικών σταθμών που μετασχηματίζονται σε καταγραφές σεισμομέτρου τύπου Wood-Anderson. Με τον τρόπο αυτό ο χρήστης έχει τη δυνατότητα της επιλογής των πλατών για κάθε σεισμολογικό σταθμό και στη συνέχεια χρησιμοποιώντας κατάλληλους συντελεστές απόσβεσης υπολογίζεται το τοπικό μέγεθος. Πλέον της κλίμακας του τοπικού μεγέθους προτάθηκαν κι άλλες κλίμακες για τον υπολογισμό του μεγέθους, όπως το επιφανειακό μέγεθος, $\mathbf{M_s}$, (Gutenberg & Richter, 1942, 1945), το χωρικό μέγεθος, $\mathbf{m_b}$, (Gutenberg, 1945a, 1945b; Gutenberg & Richter, 1945), το μέγεθος διάρκειας σήματος, $\mathbf{M_D}$, (Bisztricsany, 1958) και το μέγεθος σεισμικής ροπής, $\mathbf{M_w}$, (Hanks & Kanamori, 1979).

Τα ερωτήματα που προκύπτουν από τη χρήση των διαφορετικών κλιμάκων μεγέθους αφορούν το αν υπάρχουν σχέσεις μετατροπής της μίας κλίμακας στην άλλη και πόσο διαφέρουν αυτές οι σχέσεις ανά περιοχή. Αρχικά ο Kanamori (1983) συνέκρινε τις προαναφερθείσες κλίμακες με το μέγεθος σεισμικής ροπής και βρήκε ότι για ένα εύρος μεγεθών [4 – 6.5] υπάρχει συμφωνία μεταξύ των μεγεθών $\mathbf{M_L}$, $\mathbf{M_s}$ και $\mathbf{M_w}$ εκτός του $\mathbf{m_b}$. Μετέπειτα το θέμα απασχόλησε πληθώρα ερευνητών οι οποίοι αναζήτησαν σχέσεις μεταξύ διαφορετικών κλιμάκων μεγεθών (ή και των ίδιων κλιμάκων όπως προκύπτουν από διαφορετικά Ινστιτούτα) για επιφανειακούς σεισμούς, σεισμούς ενδιαμέσου βάθους και βάθους, ώστε να προκύψει ένας ομογενής ως προς το μέγεθος κατάλογος (Baba et al., 2000; Scordilis, 2006; Ristau, 2009; Hutton et al., 2010; Gasperini et al., 2012; Leptokaropoulos et al., 2013; Civgin, 2015; Tsampas et al., 2016 μεταξύ άλλων).

Έρευνες σχετικά με τις σχέσεις μεταξύ των διαφορετικών κλιμάκων μεγεθών έχουν διεξαχθεί και στον ελληνικό χώρο (Kiratzi & Papazachos, 1984; Scordilis, 1985; Kaviris, 2003; Kaviris et al., 2007). Επιπρόσθετα, έχουν προταθεί σχέσεις υπολογισμού του μεγέθους σεισμικής ροπής και του τοπικού μεγέθους με βάση τις καταγραφές επιταχυνσιογράφων (Hatzidimitriou et al., 1993; Margaris & Papazachos, 1999). Προσπάθειες έχουν γίνει προς την κατεύθυνση εύρεσης σχέσης μεταξύ του τοπικού μεγέθους ($\mathbf{M_L}$) που υπολογίζεται στις αναλύσεις ρουτίνας των Ινστιτούτων που λειτουργούν στον ελληνικό χώρο και του μεγέθους σεισμική ροπής ($\mathbf{M_w}$) (Papazachos et al., 1997, 2002; Roumelioti et al., 2010). Τέλος, έχει ερευνηθεί η προσαρμογή της σχέσης του τοπικού μεγέθους όπως προτάθηκε από τους Bakun & Joyner (1984) στον ελληνικό χώρο (Scordilis et al., 2016).

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα σεισμολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στη διατριβή τα οποία αφορούν δεδομένα αφίξεων σεισμικών κυμάτων και συνεχείς ημερήσιες καταγραφές σεισμολογικών σταθμών. Αρχικά, παρουσιάζεται η συλλογή και επεξεργασία δεδομένων για τον Κορινθιακό κόλπο για το διάστημα 2008-2014. Στη συνέχεια αναφέρεται ο τρόπος συλλογής και επεξεργασίας των δεδομένων του τοπικού πειράματος στη Φλώρινα (07/2013-01/2014), καθώς και των δεδομένων που συλλέχθηκαν από το μόνιμο δίκτυο για την ίδια περιοχή και για το διάστημα 2012-2013. Επίσης, περιγράφεται η δημιουργία ομογενούς ως προς το μέγεθος καταλόγου σεισμών για τον Κορινθιακό κόλπο για το διάστημα μελέτης και η μέθοδος της φασματικής ανάλυσης για τον προσδιορισμό του μεγέθους σεισμικής ροπής ($\mathbf{M_w}$), η οποία εφαρμόστηκε στις καταγραφές των σεισμών του τοπικού δικτύου που λειτούργησε στη Φλώρινα.

2.2 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ

Η σεισμικότητα του Κορινθιακού κόλπου (21.3ºΑ-23.5ºΑ / 37.8ºΒ -38.6ºΒ) μελετήθηκε στο σύνολό της για το χρονικό διάστημα από το 2008 έως το 2014. Εκτός των διαθέσιμων λύσεων χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από αναλύσεις σεισμών, έπειτα από προσεκτική επιλογή των φάσεων σεισμικών κυμάτων, μιας έξαρσης στο Αίγιο (2013), στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο, και μιας έξαρσης στα Βίλια Αττικής (2013), στον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο.

2.2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΦΙΞΕΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Με σκοπό τη συλλογή όσο δυνατόν μεγαλύτερου αριθμού σεισμών για τον Κορινθιακό κόλπο, συνδυάστηκαν όλες οι διαθέσιμες λύσεις σεισμών όπως προκύπτουν από τις αναλύσεις της ημερήσιας σεισμικότητας που πραγματοποιούνται στον Σεισμολογικό Σταθμό του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΣΣ-ΑΠΘ, http://geophysics.geo.auth.gr/ss/) και στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΓΕΙΝ-ΕΑΑ, http://bbnet.gein.noa.gr/HL/). Λόγω τεχνικών δυσκολιών τα μηνιαία δελτία του ΓΕΙΝ-ΕΑΑ για το διάστημα 2008 - 31/01/2011 συλλέχθηκαν από το Ευρω-Μεσογειακό Σεισμολογικό Κέντρο (EMSC, http://www.emsc-csem.org/#2) όπου ήταν διαθέσιμα στην κατάλληλη μορφή (Godey et al., 2013). Οι λύσεις των σεισμών περιλαμβάνουν πληροφορίες για τον χρόνο γένεσης του σεισμού, τις επικεντρικές συντεταγμένες, το μέγεθος, το εστιακό βάθος καθώς και τα σφάλματα στον υπολογισμό τους. Επιπλέον, παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τους χρόνους άφιξης των φάσεων των σεισμικών κυμάτων, τα χρονικά υπόλοιπα των φάσεων και το μέγεθος ανά σεισμολογικό σταθμό. Οι πληροφορίες αυτές αποθηκεύονται σε ένα αρχείο με τη μορφή GSE 2.0 (Σχήμα 2-1), η οποία χρησιμοποιείται διεθνώς.

```
EVENT 20120102184315
   Date       Time        Latitude Longitude    Depth    Ndef Nsta Gap    Mag1  N    Mag2  N    Mag3  N  Author          ID
        rms   OT_Error      Smajor Sminor Az        Err   mdist  Mdist     Err        Err        Err     Quality

2012/01/02 18:43:15.6     38.3182   22.0018      7.1      62   31  30  ML 2.4 29                        HT
      0.41                  0.8    0.3  278    +-  0.8    0.08          +-0.3                            m i ke

CORINTHIAKOS Gulf  - C. GREECE
Sta     Dist  EvAz     Phase       Date       Time     TRes  Azim  AzRes  Slow  Sres Def   SNR       Amp   Per   Mag1   Mag2       ID
LAKA    0.08 194.0 m   P       2012/01/02 18:43:17.6   0.0                          T                                              HA
LAKA    0.08 194.0 m   S       2012/01/02 18:43:19.5   0.4                          T           5612.5       ML 2.5               HA
SERG    0.10  24.0 m   P       2012/01/02 18:43:17.7  -0.2                          T                                              HP
SERG    0.10  24.0 m   S       2012/01/02 18:43:19.8   0.0                          T           7405.0       ML 2.7               HP
KALE    0.13  56.0 m   P       2012/01/02 18:43:18.2  -0.2                          T                                              HA
KALE    0.13  56.0 m   S       2012/01/02 18:43:20.8   0.2                          T           8722.5       ML 2.9               HA
EFP     0.13 326.0 m   P       2012/01/02 18:43:18.2  -0.2                          T                                              HP
EFP     0.13 326.0 m   S       2012/01/02 18:43:20.5  -0.1                          T           6872.5       ML 2.8               HP
UPR     0.17 259.0 m   P       2012/01/02 18:43:19.4   0.3                          T                                              HP
UPR     0.17 259.0 m   S       2012/01/02 18:43:21.8  -0.1                          T                                              HP
ANX     0.28 347.0 m   P       2012/01/02 18:43:20.9  -0.2                          T                                              HP
ANX     0.28 347.0 m   S       2012/01/02 18:43:25.6   0.3                          T           5210.0       ML 3.0               HP
KLV     0.30 156.0 m   P       2012/01/02 18:43:21.1  -0.3                          T                                              HL
KLV     0.30 156.0 m   S       2012/01/02 18:43:26.3   0.4                          T            247.5       ML 1.7               HL
DSF     0.42  77.0 m   P       2012/01/02 18:43:23.1  -0.5                          T                                              HP
DSF     0.42  77.0 m   S       2012/01/02 18:43:30.1   0.2                          T           1092.5       ML 2.6               HP
DRO     0.43 213.0 m   P       2012/01/02 18:43:23.8   0.0                          T                                              HP
DRO     0.43 213.0 m   S       2012/01/02 18:43:30.2   0.0                          T           1615.0       ML 2.8               HP
GUR     0.47 144.0 m   P       2012/01/02 18:43:24.1  -0.4                          T                                              HP
GUR     0.47 144.0 m   S       2012/01/02 18:43:31.4   0.0                          T            607.5       ML 2.4               HP
PVO     0.48 309.0 m   P       2012/01/02 18:43:24.9   0.3                          T                                              HP
PVO     0.48 309.0 m   S       2012/01/02 18:43:32.1   0.4                          T            705.0       ML 2.5               HP
RLS     0.50 239.0 m   P       2012/01/02 18:43:25.1   0.1                          T                                              HL
RLS     0.50 239.0 m   S       2012/01/02 18:43:32.4   0.0                          T            835.0       ML 2.6               HL
```

Σχήμα 2-1 Παράδειγμα αρχείου GSE 2.0.

Ξεκινώντας από τους σεισμούς που έχουν αναλυθεί από το προσωπικό του ΣΣ-ΑΠΘ, συμπληρώθηκαν οι σεισμοί που έχουν αναλυθεί από το ΓΕΙΝ-ΕΑΑ και δεν υπήρχαν στα μηνιαία δελτία του ΣΣ-ΑΠΘ, επιτυγχάνοντας έτσι τον μέγιστο αριθμό των διαθέσιμων σεισμών (Πίνακας 2-1).

Πίνακας 2-1 Αριθμός σεισμών για τα έτη 2008 - 2014 όπως προέκυψαν από τις καθημερινές αναλύσεις των δύο Ινστιτούτων.

	2008	**2009**	**2010**	**2011**	**2012**	**2013**	**2014**	**Σύνολο**
ΣΣ-ΑΠΘ	4533	2446	2367	870	1179	3132	1009	15536
ΓΕΙΝ-ΕΑΑ	1681	2765	4793	4746	6252	6909	5785	32931
Σύνολο	4878	3747	5169	4775	6341	7167	5808	37885

Κατά τους μήνες Μάιο ως Αύγουστο 2013 έλαβε χώρα μία σεισμική έξαρση κοντά στο Αίγιο. Οι σεισμοί που έγιναν κατά το διάστημα αυτό στην ευρύτερη περιοχή αναλύθηκαν έπειτα από προσεκτική επιλογή των αφίξεων των σεισμικών κυμάτων για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής. Συνολικά αναλύθηκαν 1860 σεισμοί από τους οποίους οι 1500 αφορούν τη σεισμική έξαρση. Κατά τον Ιούνιο του ίδιου έτους άλλη μία έξαρση έλαβε χώρα στον Ανατολικό Κορινθιακό στα Βίλια Αττικής (Kaviris, et al., 2014). Η έξαρση ξεκίνησε στις 11 Ιουνίου, είχε διάρκεια 20 ημέρες και οι σεισμοί που έγιναν κατά τη διάρκεια της έξαρσης (342) αναλύθηκαν έπειτα από προσεκτική επιλογή των φάσεων των σεισμικών κυμάτων. Τα αρχεία φάσεων που προέκυψαν ενσωματώθηκαν στο συγκεντρωτικό αρχείο φάσεων των δύο Ινστιτούτων (ΣΣ-ΑΠΘ, ΓΕΙΝ-ΕΑΑ).

2.2.2 ΕΠΙΛΟΓΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ

Από το σύνολο των διαθέσιμων σεισμολογικών σταθμών επιλέχθηκαν μόνο όσοι βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 200 km. Για να εκπληρωθεί καλύτερα το παραπάνω κριτήριο, χωρίσθηκε η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου σε τρεις υπο-περιοχές. Η πρώτη (Α) αφορά τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο (21.3^{o}Α - 23.5 ^{o}Α / 38.2 ^{o}Β -38.6 ^{o}Β), η δεύτερη (Β) τον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο (22.5 ^{o}Α – 23.5 ^{o}Α / 37.8 ^{o}Β – 38.4 ^{o}Β) και η τρίτη (C) αφορά τμήμα της ΒΔ Πελοποννήσου (21.3 ^{o}Α – 22.5 ^{o}Α /37.8 ^{o}Β – 38.2 ^{o}Β). Για κάθε υπο-περιοχή βρέθηκαν οι συντεταγμένες του μέσου της και υπολογίστηκαν οι επικεντρικές αποστάσεις των σεισμολογικών σταθμών από το σημείο αυτό, με σκοπό να χρησιμοποιηθούν σταθμοί που βρίσκονται σε επικεντρική απόσταση έως 200 km.

Συνολικά χρησιμοποιήθηκαν 55 σταθμοί οι οποίοι όμως δεν λειτουργούσαν στο σύνολό τους καθ' όλη τη διάρκεια της εξεταζόμενης περιόδου (2008-2014), αλλά προστίθεντο σταδιακά στο μόνιμο δίκτυο. Στον Πίνακα 2-2 παρουσιάζονται τα στοιχεία των επιλεγμένων

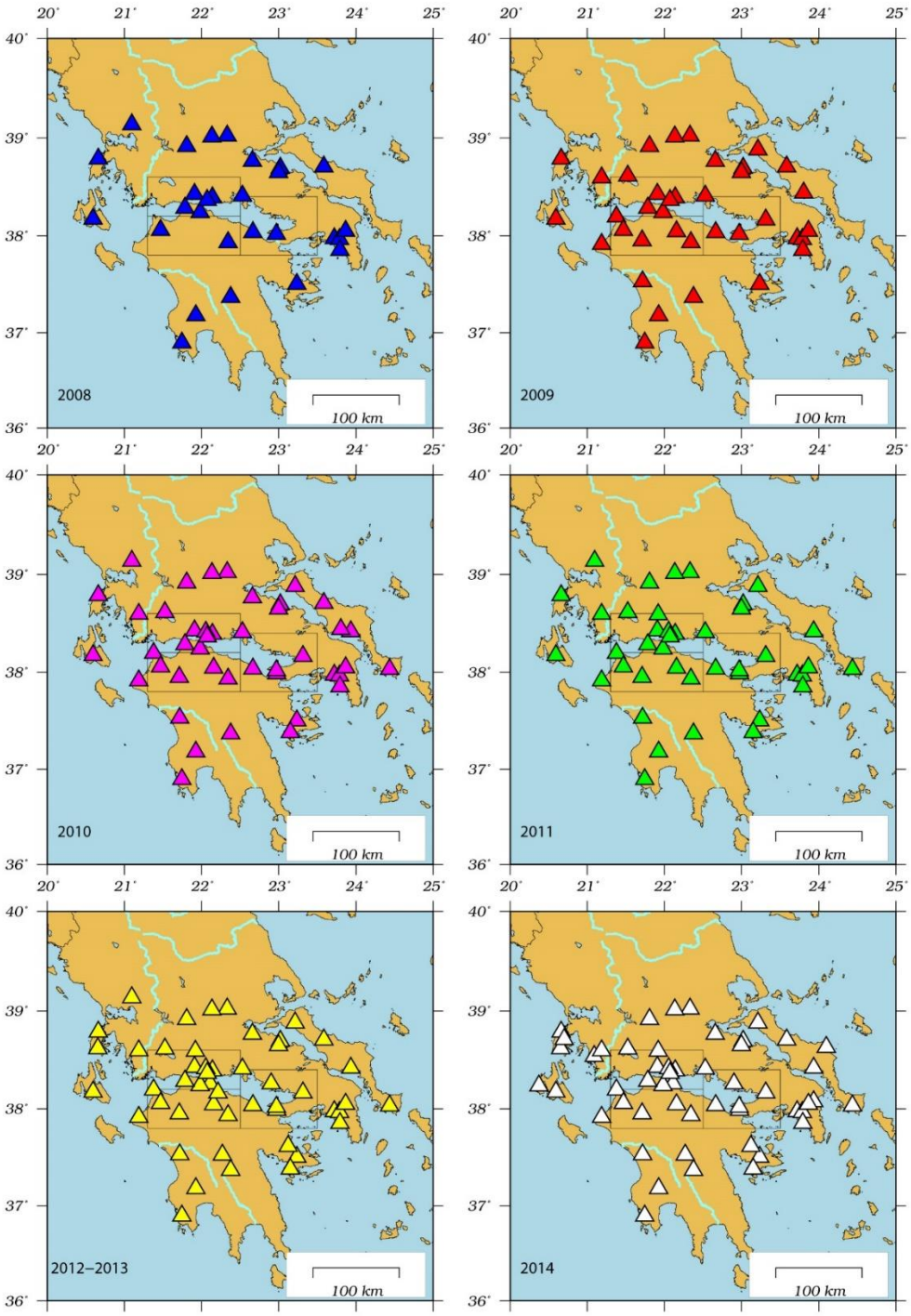
σεισμολογικών σταθμών και στο Σχήμα 2-2 παρουσιάζεται η χωρική τους κατανομή ανά έτος. Κατά το έτος 2008 υπήρχαν 28 σεισμολογικοί σταθμοί σε λειτουργία. Κατά το έτος 2009 προστέθηκαν άλλοι εννέα (9) σταθμοί στο μόνιμο δίκτυο φτάνοντας τους 37 συνολικά. Σταδιακά προστίθεντο επιπλέον σταθμοί, έτσι ώστε στο διάστημα 2011-2013 ο αριθμός αυξήθηκε από 41 σε 49 και τέλος κατά το 2014 σε 52.

Πίνακας 2-2 Πληροφορίες σεισμολογικών σταθμών ΕΕΣΔ.

Κωδική Ονομασία Σταθμού	Γεωγραφικό πλάτος (φ, ^{o}Β)	Γεωγραφικό μήκος (λ, ^{o}Α)	Υψόμετρο (m)	Διαθέσιμα Δεδομένα
AGG	39.022	22.330	540	2008 - 2014
ALIK	38.261	22.111	70	2008 - 2014
AMT	37.532	21.715	482	03/2009 - 2014
ANX	38.593	21.921	1020	09/2011 - 2014
***AST1**	38.541	21.090	12	2014
ATAL	38.693	23.021	290	2008 - 2014
ATH	37.972	23.717	95	2009 - 2014
ATHU	37.966	23.785	308	2008 - 2014
AXAR	38.766	22.659	406	2008 - 2014
AXS	38.196	21.376	97	2010 - 2014
DID	37.504	23.235	553	2008 - 2014
DION	38.078	23.933	460	02/2014
DMLN	38.238	20.373	370	09/2014
DRO	37.952	21.710	465	09/2009 - 2014
DSF	39.134	21.096	701	03/2008 - 2014
DSL	39.134	21.096	525	09/2008 - 2014
EFP	38.427	21.906	135	2008 - 2014
EPID	37.614	23.119	444	04/2012 - 2014
EREA	38.420	23.932	475	06/2010 – 2014
ERET	38.442	23.806	798	2009 – 02/2010
EVGI	38.621	20.656	249	07/2012 - 2014
EVR	38.917	21.809	1050	2008 - 2014
GUR	37.936	22.342	1080	2008 - 2014
ITM	37.180	21.927	400	2008 - 2014
KALE	38.391	22.140	760	2008 - 2014
KARY	38.032	24.437	220	06/2010 - 2014
KLV	38.044	22.156	758	04/2009 - 2014
KRND	37.383	23.150	140	06/2010 - 2014
KYMI	38.633	24.100	259	04-12/2014
LAKA	38.240	21.979	505	2008 - 2014
LKD2	38.789	20.658	485	07/2008 - 2014

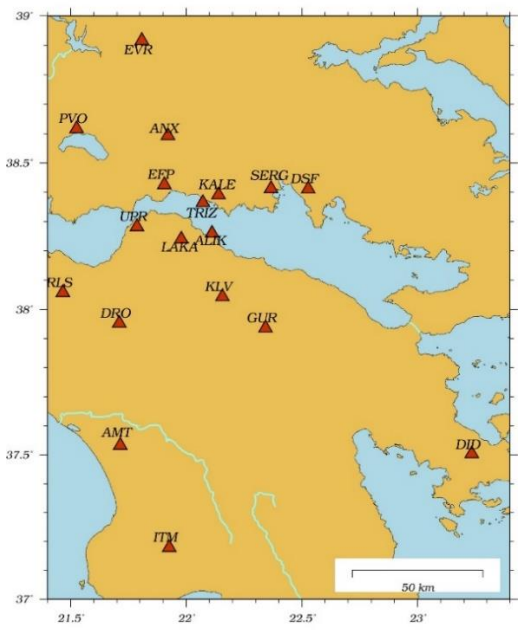
Κωδική Ονομασία Σταθμού	Γεωγραφικό πλάτος (φ, ºΒ)	Γεωγραφικό μήκος (λ, ºΑ)	Υψόμετρο (m)	Διαθέσιμα Δεδομένα
LKR	38.651	23.000	180	06/2009 - 2014
LOUT	37.988	22.974	307	06/2010 - 2014
LTK	38.020	22.967	407	2008 - 2014
MAKR	39.013	22.132	532	07/2008 – 2014
MRKA	38.706	23.587	424	07/2008 - 2014
NYDR	38.714	20.698	14	09/2014
PDO	38.599	21.183	227	10/2009 - 2014
PROD	38.259	22.901	350	04/2012 - 2014
PTL	38.049	23.865	500	2008 - 2014
PVO	38.616	21.525	184	06/2010 - 2014
PYL	36.896	21.742	220	2008 - 2014
RLS	38.058	21.467	100	11/2008 - 2014
SERG	38.413	22.057	480	07/2010 - 2014
SMIA	38.879	23.209	448	2009 - 2014
THAL	38.037	22.663	129	07/2008 - 2014
TRAZ	38.168	22.212	668	07/2012 – 10/2013
TRIP	37.528	22.271	820	04/2012 - 2014
TRIZ	38.366	22.073	57	02/2008 - 2014
UPR	38.284	21.786	138	2008 - 2014
VILL	38.164	23.312	650	10/2009 - 2014
VLS	38.177	20.590	375	2008 - 2014
VLX	37.369	22.374	1035	2008 - 2014
VLY	37.852	23.794	256	02/2008 - 2014
VTN	37.916	21.185	52	06/2010 - 2014

*Ο σταθμός AST1 ανήκει στο δίκτυο επιταχυνσιογράφων του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (ΙΤΣΑΚ) (http://www.itsak.gr/page/networks/acc_network/)



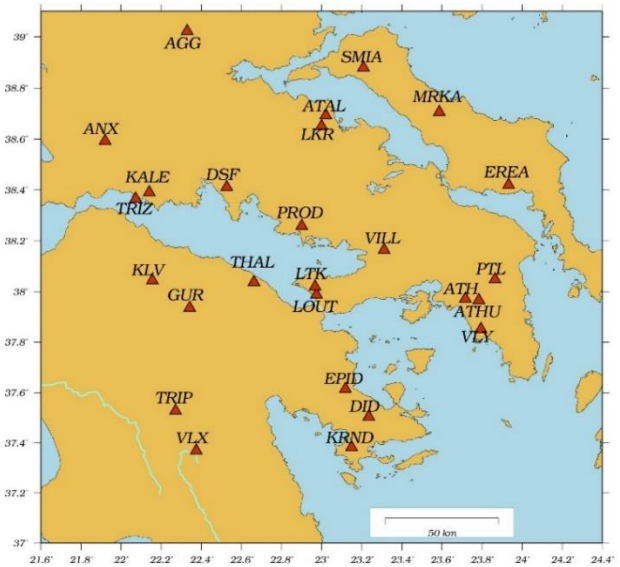
Σχήμα 2-2 Χωρική κατανομή σταθμών ανά έτος (τρίγωνα). Με παραλληλόγραμμα απεικονίζονται οι τρεις υποπεριοχές.

Για τις δύο διακριτές σεισμικές εξάρσεις (Αίγιο 2013, Βίλια 2013) χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικά σύνολα σεισμολογικών σταθμών. Συγκεκριμένα, για τη σεισμική έξαρση στο Αίγιο χρησιμοποιήθηκαν 18 σταθμοί σε επικεντρικές αποστάσεις έως 130 km, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-3.



Σχήμα 2-3 Χωρική κατανομή σταθμών που επιλέχθηκαν για την ακολουθία του 2013 στο Αίγιο.

Οι καταγραφές από 26 σεισμολογικούς σταθμούς (Σχήμα 2-4) σε επικεντρικές αποστάσεις έως 130 km χρησιμοποιήθηκαν για την επιλογή των φάσεων των σεισμικών κυμάτων της σεισμικής έξαρσης στα Βίλια Αττικής.



Σχήμα 2-4 Χωρική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών που επιλέχθηκαν για την ακολουθία του 2013 στα Βίλια Αττικής.

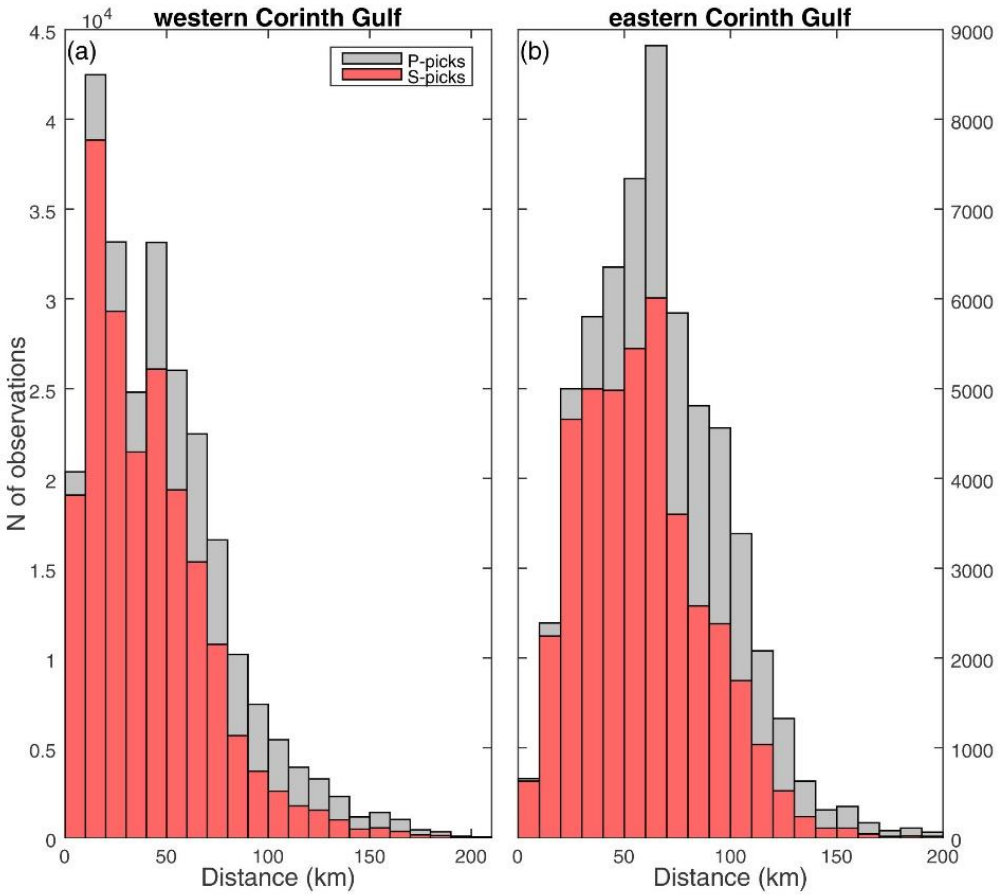
Η συλλογή και αποθήκευση των κυματομορφών έγινε ανά έτος, ανά σταθμό και ανά μήνα και ο συνολικός όγκος των κυματομορφών ανέρχεται σε 3 TB. Για το διάστημα 2008-2010 οι κυματομορφές είναι σε μορφή miniseed ενώ για το διάστημα 2011-2014 σε μορφή seed.

2.2.3 ΤΕΛΙΚΟ ΑΡΧΕΙΟ ΦΑΣΕΩΝ

Κατά το τελικό στάδιο της επεξεργασίας των αρχείων των φάσεων επιλέχθηκαν από τους διαθέσιμους σεισμούς μόνο αυτοί που έχουν εστιακό βάθος ως 30 km σύμφωνα με τις αρχικές τους λύσεις. Στη συνέχεια από τους σεισμούς αυτούς επιλέχθηκαν μόνο οι φάσεις που έχουν γραφτεί στους 55 σεισμολογικούς σταθμούς που προσδιορίσθηκαν προηγουμένως. Έτσι, για κάθε υπο-περιοχή (A, B, C) προέκυψαν τα αντίστοιχα αρχεία φάσεων και οι αντίστοιχοι κατάλογοι σεισμών σύμφωνα με τις διαθέσιμες λύσεις. Ο αριθμός των επιλεγμένων φάσεων για κάθε υπο-περιοχή παρουσιάζεται στον Πίνακα 2-3.

Πίνακας 2-3 Αριθμός σεισμών και σεισμικών φάσεων P και S για τις τρεις υπο-περιοχές.

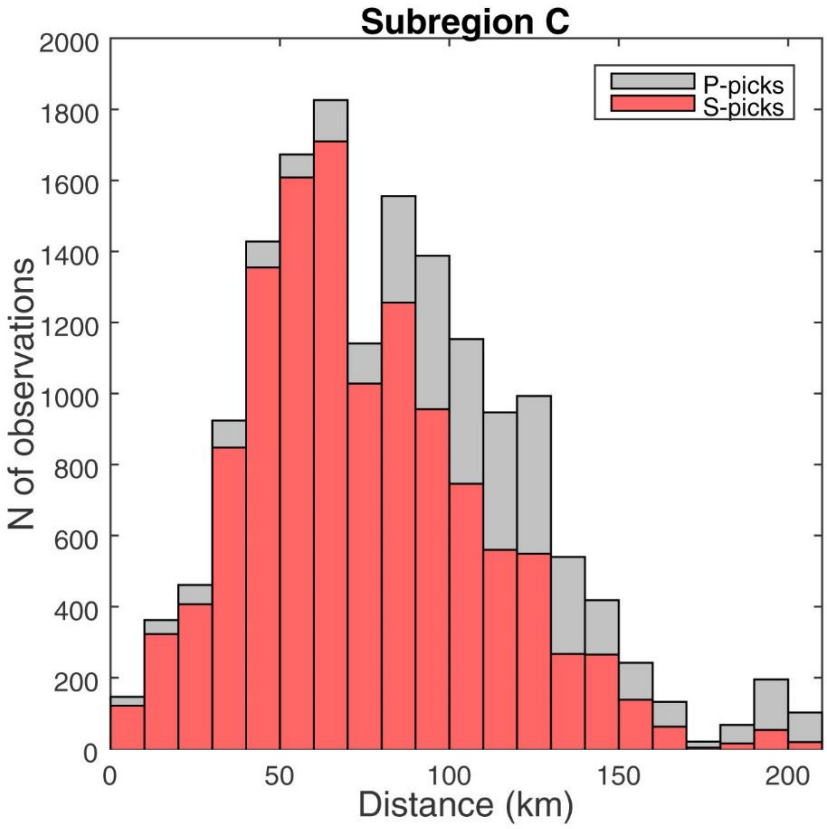
Υπο-περιοχή	Αριθμός σεισμών	P-φάσεις	S-φάσεις
A	24519	257502	199265
B	5301	60300	41511
C	6573	74299	55676
Σύνολο	36393	392101	296452



Σχήμα 2-5 Ιστόγραμμα αριθμού φάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για (α) τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο και (β) τον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο. Με γκρι χρώμα απεικονίζονται οι P-φάσεις και με κόκκινο οι S-φάσεις (Mesimeri et al., 2018).

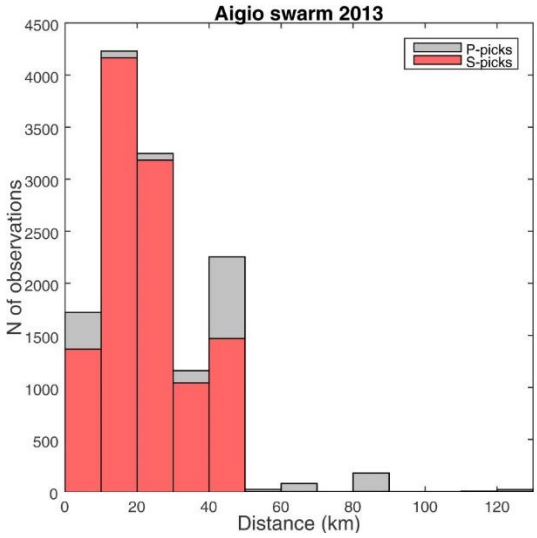
Η κατανομή των φάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση απεικονίζεται στα Σχήματα 2-5 έως 2-8 για όλα τα σύνολα δεδομένων. Συγκεκριμένα, για τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο (Σχήμα 2-5a) παρατηρούμε πως το 60% των P-φάσεων και το 68% των S-φάσεων έχουν καταγραφεί σε σταθμούς που βρίσκονται σε επικεντρική απόσταση έως 50 km. Σχεδόν όλες οι φάσεις (93% των P και 96% των S) προέρχονται από σταθμούς που βρίσκονται σε επικεντρική απόσταση μικρότερη των 100 km. Αυτό οφείλεται στην πυκνή κατανομή του σεισμολογικού δικτύου στον Δυτικό Κορινθιακό. Στον Ανατολικό Κορινθιακό (Σχήμα 2-5b) το 66% και 86%των P-φάσεων βρίσκεται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 50 και έως 100 km, αντίστοιχα. Αναφορικά με τις S-φάσεις, το 75% βρίσκεται έως τα 50 km ενώ το 90% έως τα 100 km.

Η υπο-περιοχή C (ΒΔ Πελοπόννησος) παρουσιάζει διαφορετική κατανομή φάσεων με την επικεντρική απόσταση (Σχήμα 2-6) σε σύγκριση με τον Κορινθιακό κόλπο. Συγκεκριμένα το 21% των P-φάσεων έχει καταγραφεί από σταθμούς σε αποστάσεις έως 50 km, ενώ το 69% σε σταθμούς που βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 100 km. Οι S-φάσεις παρουσιάζουν παρόμοια κατανομή, δηλαδή το 25% έχει καταγραφεί σε σταθμούς που βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 50 km ενώ το 78% έως 100 km. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται στην έλλειψη πολύ κοντινών σταθμών, ειδικότερα στα πρώτα 50 km.

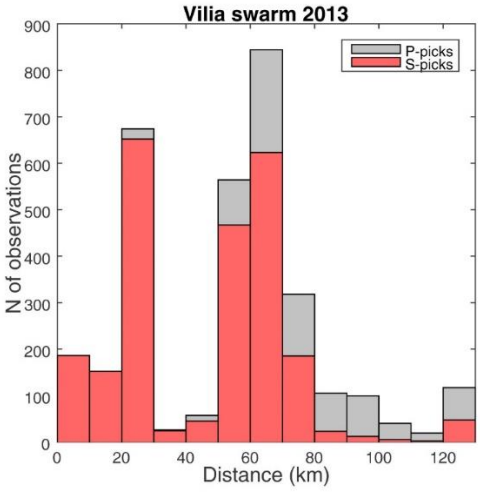


Σχήμα 2-6 Ιστόγραμμα αριθμού φάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για την υπο-περιοχή C.

Για τις δύο σεισμικές εξάρσεις που μελετήθηκαν, χρησιμοποιήθηκαν μόνο πολύ κοντινοί σταθμοί (έως 130 km), με το μεγαλύτερο πλήθος των P και S αφίξεων να συγκεντρώνεται στα πρώτα 50 km. Αναλυτικότερα, για τη σεισμική έξαρση του Αιγίου (Σχήμα 2-7) το 99% των P-φάσεων και το 98% των S-φάσεων βρίσκεται έως τα 50 km. Η κατανομή του πλήθους των φάσεων με την επικεντρική απόσταση για την περίπτωση της έξαρσης στα Βίλια (Σχήμα 2-8) δείχνει πως υπάρχουν δύο σταθμοί κοντά (~25 km), στη συνέχεια υπάρχει ένα κενό και μετά υπάρχουν σταθμοί σε μεγαλύτερες επικεντρικές αποστάσεις (~60 km). Πιο συγκεκριμένα, το 34% και το 44% των P- και S-φάσεων αντίστοιχα έχει καταγραφεί από σταθμούς που βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 50 km, ενώ το 95% των P- και το 97% των S-φάσεων από σταθμούς που βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 100 km.

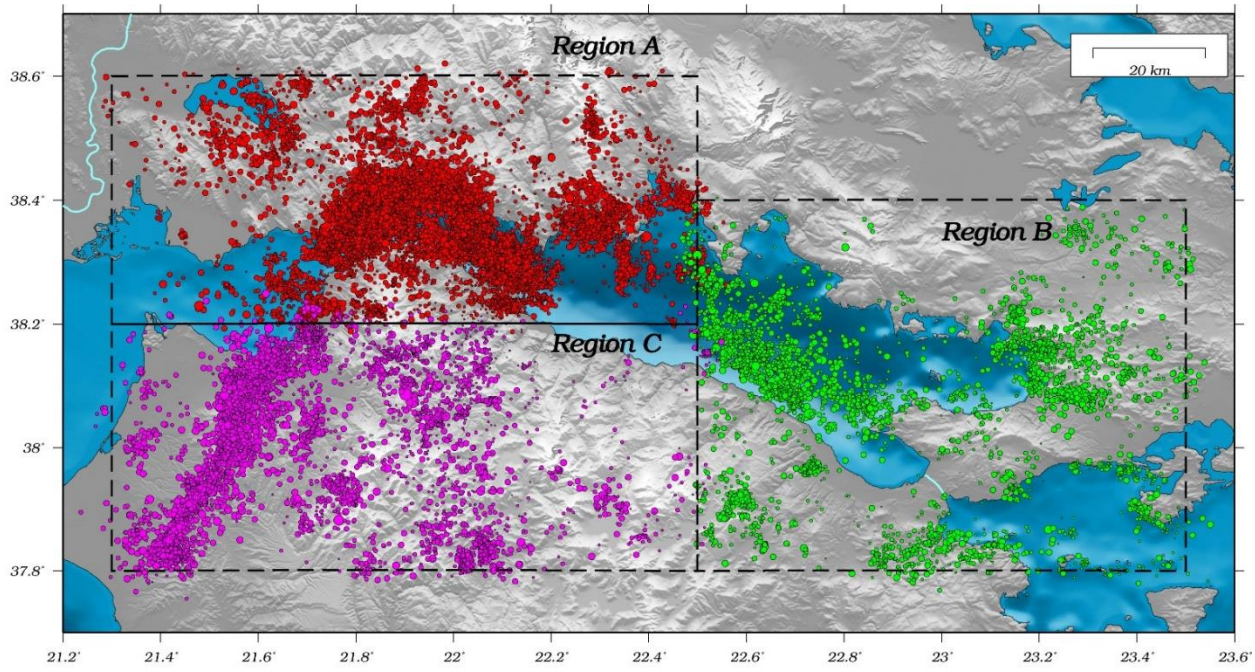


Σχήμα 2-7 Ιστόγραμμα αριθμού φάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για τη σεισμική έξαρση του Αιγίου (2013).



Σχήμα 2-8 Ιστόγραμμα αριθμού φάσεων σε συνάρτηση με την επικεντρική απόσταση για τη σεισμική έξαρση στα Βίλια Αττικής (2013).

Στο Σχήμα 2-9 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών για κάθε υπο-περιοχή. Η πλειονότητα των σεισμών κατανέμεται στον Δυτικό Κορινθιακό (A), ενώ ο Ανατολικός Κορινθιακός κόλπος (B) και η ΒΔ Πελοπόννησος (C) παρουσιάζουν λιγότερο έντονη σεισμική δραστηριότητα. Η διάκριση σε υπο-περιοχές διατηρείται και στα επόμενα κεφάλαια.

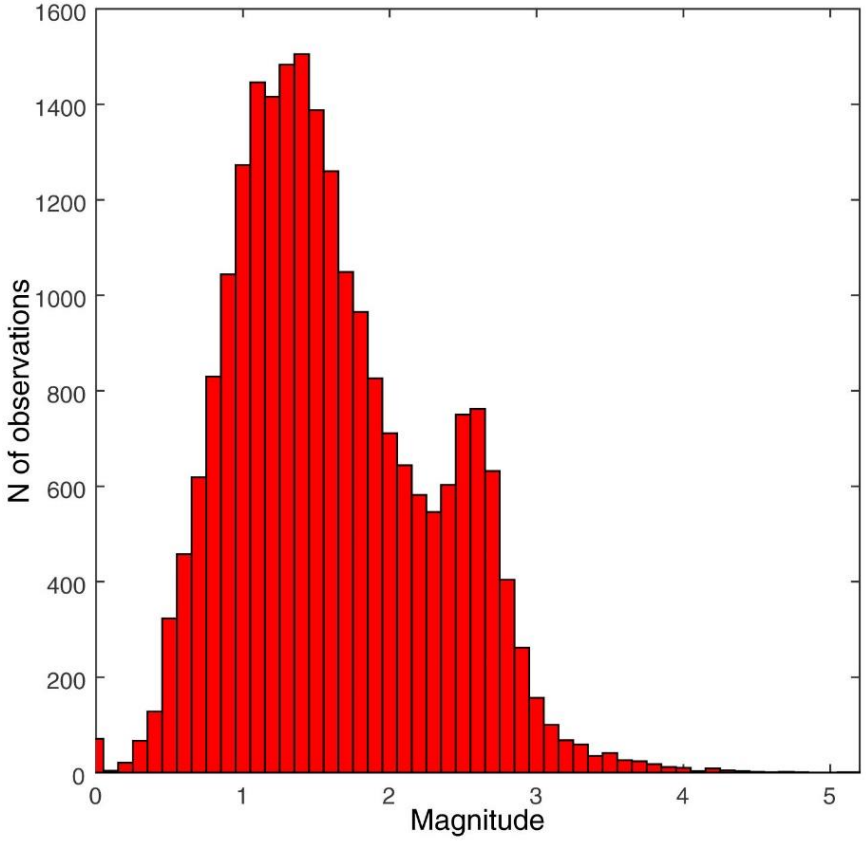


Σχήμα 2-9 Χωρική κατανομή επικέντρων επιφανειακών σεισμών (h≤30 km) για το διάστημα 2008-2014 όπως έχουν προκύψει από τις καθημερινές αναλύσεις των δύο Ινστιτούτων (ΣΣ-ΑΠΘ, ΓΕΙΝ-ΕΑΑ) μαζί με τους σεισμούς που αναλύθηκαν στην παρούσα διατριβή. Με κόκκινο οι σεισμοί που ανήκουν στην υπο-περιοχή A, με πράσινο αυτοί που ανήκουν στην υπο-περιοχή B και με ματζέντα οι σεισμοί της υπο-περιοχής C.

2.2.4 ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΜΕΓΕΘΩΝ

Η κατανομή των μεγεθών των σεισμών που έγιναν στον Κορινθιακό κόλπο για το διάστημα 2008-2014, έδειξε δι-πληθυσμιακή κατανομή (Σχήμα 2-10), δηλαδή την παρουσία δύο τοπικών μεγίστων. Αυτό είναι σοβαρή ένδειξη πως ο κατάλογος είναι ανομοιογενής ως προς την κλίμακα μεγέθους που έχει χρησιμοποιηθεί και έχει ως συνέπεια να καθιστά αδύνατο τον προσδιορισμό του μεγέθους πληρότητας του καταλόγου. Για τον λόγο αυτόν πραγματοποιήθηκε σταδιακός έλεγχος και διαπιστώθηκε ότι για το διάστημα 2008-01/2011 η κατανομή των μεγεθών ήταν δι-πληθυσμιακή. Τα παραπάνω αποδόθηκαν σε δυσλειτουργίες που οφείλονταν στη γρήγορη επέκταση και ενοποίηση του σεισμολογικού δικτύου. Από το Φεβρουάριο του 2011 και έπειτα οι δύο φορείς (ΣΣ-ΑΠΘ, ΓΕΙΝ-ΕΑΑ) χρησιμοποιούν την ίδια σχέση υπολογισμού τοπικού μεγέθους $\mathbf{M_L}$ (Hutton & Boore, 1987) έπειτα από προσομοίωση των καταγραφών των σεισμομέτρων ευρέος φάσματος σε καταγραφή σεισμομέτρου Wood-

Anderson. Στη συνέχεια, παρουσιάζονται αναλυτικά οι σχέσεις μεταξύ των $\mathbf{M_{Dath}}$ και $\mathbf{M_{Lath}}$ σε $\mathbf{M_{Lthe}}$ και η διαδικασία που ακολουθήθηκε με σκοπό την ομογενοποίηση του καταλόγου σεισμών ως προς το μέγεθος.



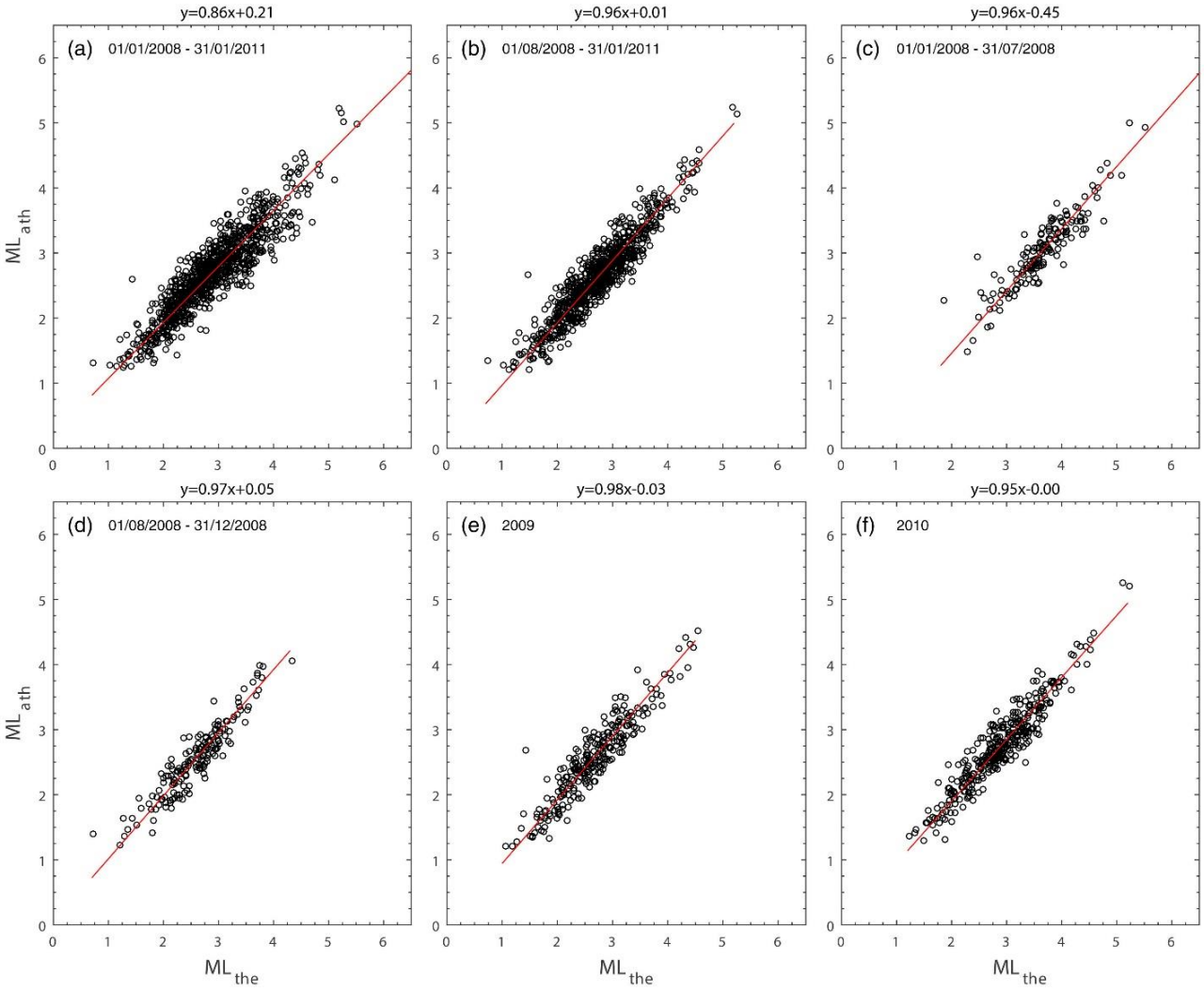
Σχήμα 2-10 Παράδειγμα κατανομής μεγεθών σεισμών για την περιοχή του Δυτικού Κορινθιακού (2008-2014).

2.2.4.1 ΟΜΟΓΕΝΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕ ΜΕΓΕΘΗ M_L

Για τη διερεύνηση της σχέσης μεταξύ $\mathbf{M_{Lath}}$ και $\mathbf{M_{Lthe}}$ επιλέχθηκαν αρχικά οι κοινοί σεισμοί για το διάστημα 2008-01/2011. Από τους σεισμούς αυτούς διατηρήθηκαν όσοι είχαν $\mathbf{M_{Lath}}$ και $\mathbf{M_{Lthe}}$ και στη συνέχεια τοποθετήθηκαν σε διάγραμμα (Σχήμα 2-11a). Με τη χρήση της μεθόδου της γραμμικής παλινδρόμησης (orthogonal regression) υπολογίστηκε η ευθεία που προσεγγίζει τα δεδομένα. Από τη σχέση προκύπτει πως η κλίση της ευθείας είναι μικρότερη από τη μονάδα. Παρ' όλα αυτά, επειδή τα δεδομένα καλύπτουν μεγάλο χρονικό διάστημα και επίσης αφορούν την αρχική περίοδο λειτουργίας του ΕΕΣΔ, θεωρήθηκε αναγκαία η διερεύνηση της μεταξύ τους σχέσης σε μικρότερα χρονικά διαστήματα.

Στο Σχήμα 2-11b παρουσιάζεται το αντίστοιχο διάγραμμα για την περίοδο 01/08/2008 - 31/01/2011, όπου η ευθεία που προσεγγίζει τα δεδομένα έχει κλίση περίπου μονάδα. Κατά το προηγούμενο διάστημα, 01/01/2008 - 31/07/2008, η διαφορά μεταξύ των δύο μεγεθών είναι

αρκετά σημαντική (Σχήμα 2-11c). Για το υπόλοιπο έτος, 01/08/2008 – 31/12/2008, φαίνεται πως τα μεγέθη που υπολογίζονται από τα δύο Ινστιτούτα είναι παρόμοια (Σχήμα 2-11d). Παρόμοια εικόνα παρουσιάζεται και για τα έτη 2009 (Σχήμα 2-11e) και 2010 (Σχήμα 2-11f), αντίστοιχα.



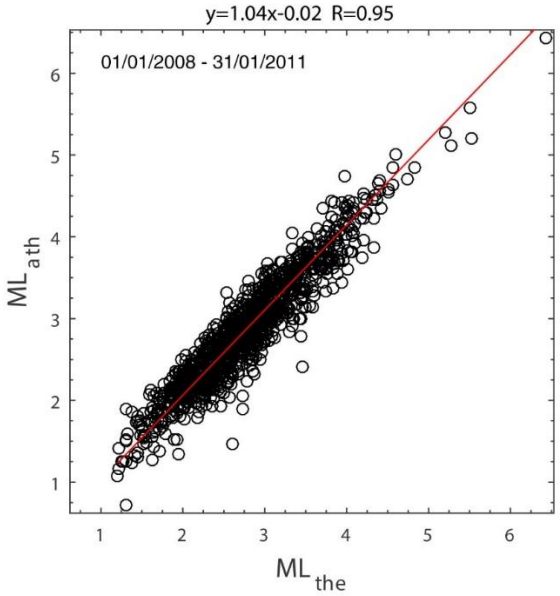
Σχήμα 2-11 Σχέσεις μεταξύ $\mathbf{M_{Lath}}$ και $\mathbf{M_{Lthe}}$ για τα διαστήματα (**a**) 01/01/2008 – 31/01/2011, (**b**) 01/08/2008 – 31/01/2011, (**c**) 01/01/2008 – 31/07/2008, (**d**) 01/08/2008 – 31/12/2008, (**e**) 2009 και (**f**) 2010.

Από την παραπάνω διαδικασία επιλέχθηκε να γίνει αναγωγή των μεγεθών των σεισμών σε $\mathbf{M_{Lthe}}$ σύμφωνα με τη σχέση:

$$M_{Lath} = 0.95 M_{Lthe} - 0.45 \quad (2.1)$$

για το διάστημα 01/01/2008 – 31/07/2008. Έπειτα από τη μετατροπή τοποθετήθηκαν εκ νέου σε διάγραμμα τα μεγέθη των κοινών σεισμών και διερευνήθηκε η μεταξύ τους σχέση. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-12 η ευθεία που προσεγγίζει τα δεδομένα έχει κλίση περίπου ίση με

μονάδα για το διάστημα 01/01/2008 – 31/01/2011 με τη διαφορά στις δύο κλίμακες μεγεθών να είναι αμελητέα.



Σχήμα 2-12 Σχέση μεταξύ $\mathbf{M_{Lath}}$ και $\mathbf{M_{Lthe}}$ όπως προκύπτει έπειτα από την αναγωγή των μεγεθών.

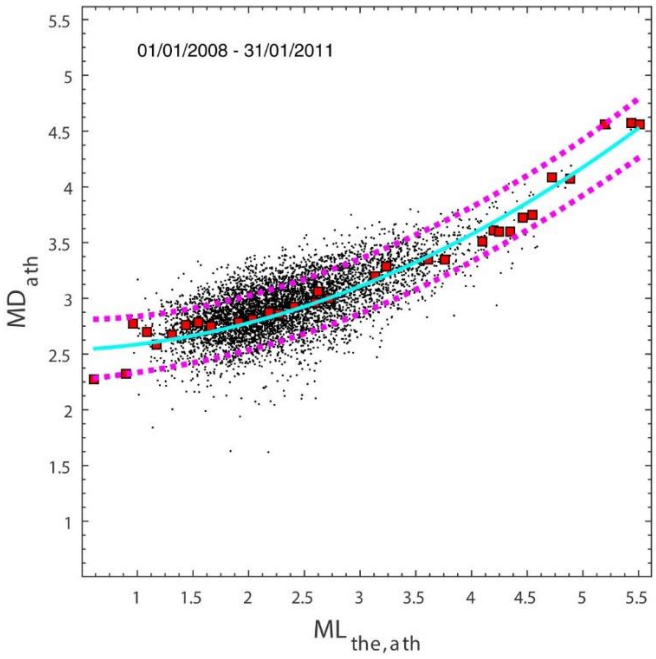
2.2.4.2 ΑΝΑΓΩΓΗ M_D ΣΕ M_L

Πλέον του τοπικού μεγέθους, $\mathbf{M_{Lath}}$, για τους σεισμούς που καταγραφόταν από το ΓΕΙΝ-ΕΑΑ, υπολογιζόταν και το μέγεθος διάρκειας σήματος $\mathbf{M_{Dath}}$. Έτσι χρησιμοποιώντας τα ανηγμένα μεγέθη για το διάστημα 01/01/2008 – 31/07/2008 και τα $\mathbf{M_{Lthe}}$ και $\mathbf{M_{Lath}}$ που υπάρχουν για το υπόλοιπο διάστημα, αναζητήθηκε η σχέση μεταξύ $\mathbf{M_L}$ και $\mathbf{M_D}$. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-13, οι κοινοί σεισμοί (μαύρες τελείες) δεν παρουσιάζουν γραμμική συσχέτιση αλλά η κατανομή τους μπορεί να περιγραφεί από ένα πολυώνυμο δευτέρου βαθμού. Αυτό απεικονίζεται καλύτερα όταν ομαδοποιούνται οι σεισμοί σε κλάσεις με μήκος 0.1 και λάβουμε υπόψη το μέσο όρο των μεγεθών τους (κόκκινα τετράγωνα).

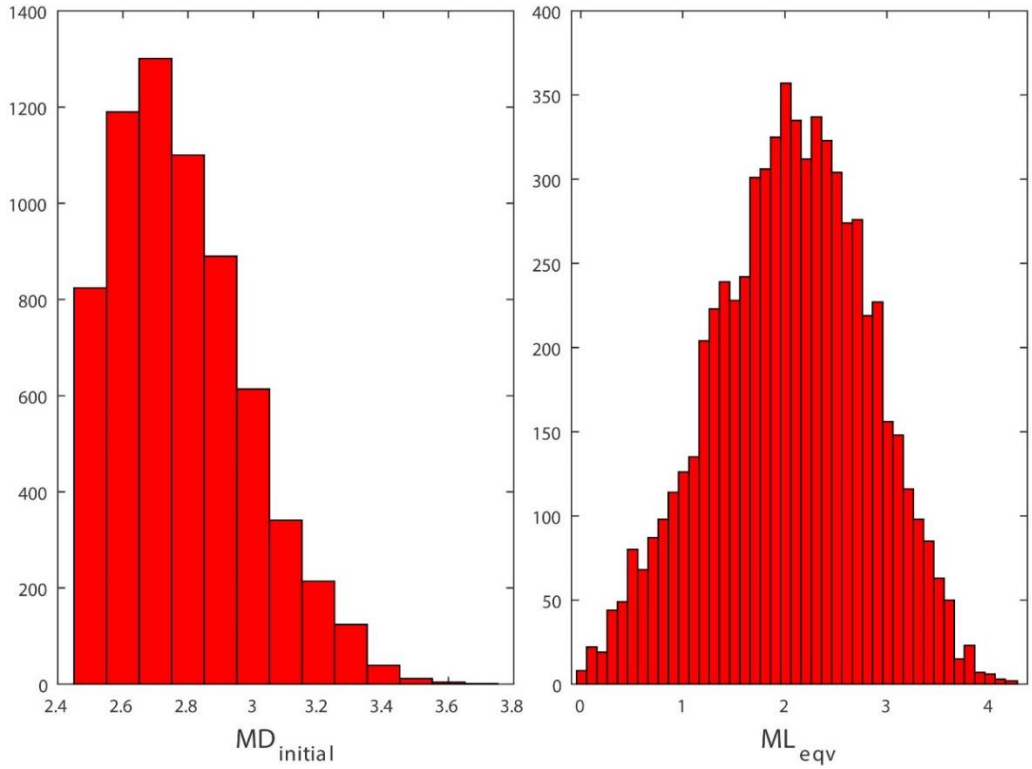
Η παραβολική καμπύλη που προκύπτει είναι της μορφής:

$$M_D = 0.06M_L^2 + 0.02M_L + 2.52 \qquad (2.2)$$

όπου τα διαστήματα εμπιστοσύνης των συντελεστών είναι a (0.059, 0,064), b (0.006, 0.038) και c (2.231, 2.770). Παρατηρείται πως ο συντελεστής a δεν λαμβάνει την τιμή μηδέν, συνεπώς και η σχέση μεταξύ των δύο κλιμάκων είναι παραβολική. Έτσι, χρησιμοποιώντας τη σχέση 2.2 μετατράπηκε το μέγεθος διάρκειας σήματος, $\mathbf{M_D}$, σε ισοδύναμο τοπικό μέγεθος, $\mathbf{M_L}$ για όσους σεισμούς είχαν μόνο $\mathbf{M_D}$ μέγεθος. Στο Σχήμα 2-14 παρουσιάζεται η κατανομή των μεγεθών $\mathbf{M_D}$ πριν και μετά τη μετατροπή τους σε αντίστοιχα $\mathbf{M_L}$.



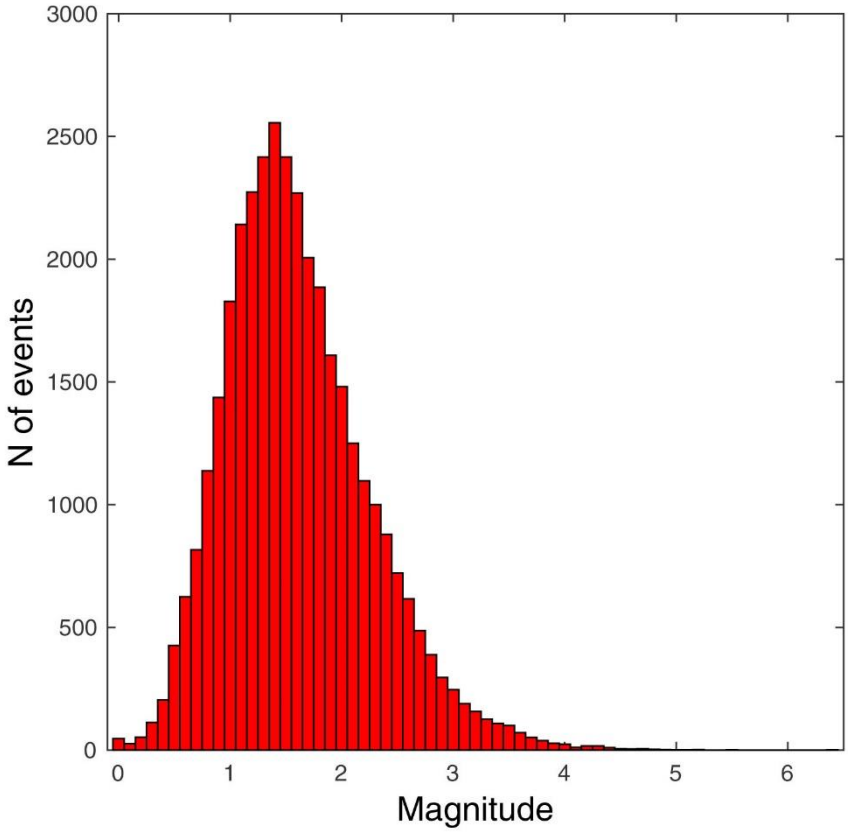
Σχήμα 2-13 Παραβολική σχέση (κυανή καμπύλη) μεταξύ $\mathbf{M_D}$ και $\mathbf{M_L}$ για το διάστημα 01/01/2008 – 31/01/2011 και για διάστημα εμπιστοσύνης 95% (ματζέντα καμπύλες). Με μαύρες τελείες συμβολίζονται οι κοινοί σεισμοί, ενώ με κόκκινα τετράγωνα ο μέσος όρος των μεγεθών με βήμα 0.1.



Σχήμα 2-14 Ιστόγραμμα σεισμών που έχουν μόνο $\mathbf{M_D}$ μέγεθος και η κατανομή του μεγέθους $\mathbf{M_L}$ μετά τη μετατροπή τους σύμφωνα με τη σχέση 2.2.

2.2.4.3 ΤΕΛΙΚΟΣ ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ

Ο τελικός ομογενής, ως προ το μέγεθος, κατάλογος που δημιουργήθηκε για το διάστημα 01/01/2008 – 31/01/2011 αποτελείται από 12951 σεισμούς. Από αυτούς οι 9185 έχουν μέγεθος $\mathbf{M_{Lthe}}$, οι 479 έχουν μέγεθος $\mathbf{M_{Lath}}$ (διάστημα 01/08/2008-31/01/2011), 3287 έχουν ισοδύναμο $\mathbf{M_L}$ και για 802 σεισμούς δεν υπάρχει μέγεθος. Στο Σχήμα 2-15 παρουσιάζεται η κατανομή των μεγεθών μετά τη διόρθωση του καταλόγου σεισμών, όπου παρατηρείται πως η κατανομή τους δεν παρουσιάζει δύο τοπικά μέγιστα, όπως αυτό συνέβαινε πριν τη διόρθωση (Σχήμα 2-10). Έτσι, ο νέος ομογενής ως προς το μέγεθος κατάλογος σεισμών για τον Κορινθιακό κόλπο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής και ιδιαίτερα για τη στατιστική της επεξεργασία.



Σχήμα 2-15 Κατανομή μεγεθών για το διάστημα 2008-2014 μετά τη μετατροπή των μεγεθών.

2.3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ

Η σεισμικότητα στη Φλώρινα μελετήθηκε για το διάστημα 2012-2013 κατά το οποίο συλλέχθηκαν όλα τα διαθέσιμα δεδομένα από το μόνιμο δίκτυο και επεξεργάστηκαν παράλληλα

με τα δεδομένα που προέκυψαν από την εγκατάσταση φορητού δικτύου σεισμογράφων για το διάστημα 29/07/2013-31/01/2014.

2.3.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΤΟΠΙΚΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

Στις 29 Ιουλίου 2013 εγκαταστάθηκε στη Φλώρινα φορητό δίκτυο σεισμογράφων το οποίο λειτούργησε για έξι μήνες (έως 31 Ιανουαρίου 2014). Το δίκτυο αποτελούνταν από έξι σεισμολογικούς σταθμούς με σεισμόμετρα ευρέος φάσματος, 30s – 100 Hz, (Guralp CMG40T). Για την ψηφιοποίηση των καταγραφών χρησιμοποιήθηκαν έξι συστήματα καταγραφής Reftek 130-01 με συχνότητα δειγματοληψίας 125 δείγματα/δευτερόλεπτο (samples/s). Ο προσδιορισμός της θέσης λειτουργίας του κάθε σεισμολογικού σταθμού και η συνεχής διόρθωση του χρόνου έγινε με τη χρήση συστήματος GPS, με το οποίο ήταν εφοδιασμένο κάθε σύστημα καταγραφής ξεχωριστά. Ένα παράδειγμα εγκατάστασης σεισμολογικού σταθμού απεικονίζεται στο Σχήμα 2-16. Οι έξι σεισμολογικοί σταθμοί (Πίνακας 2-4) τοποθετήθηκαν περιμετρικά της Φλώρινας, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-17, με τέτοιο τρόπο, ώστε να καλύπτουν την περιοχή μελέτης αζιμουθιακά ικανοποιητικά, οι εδαφικές συνθήκες να είναι κατάλληλες και οι μεταξύ τους αποστάσεις να μην παρουσιάζουν μεγάλες διαφοροποιήσεις.



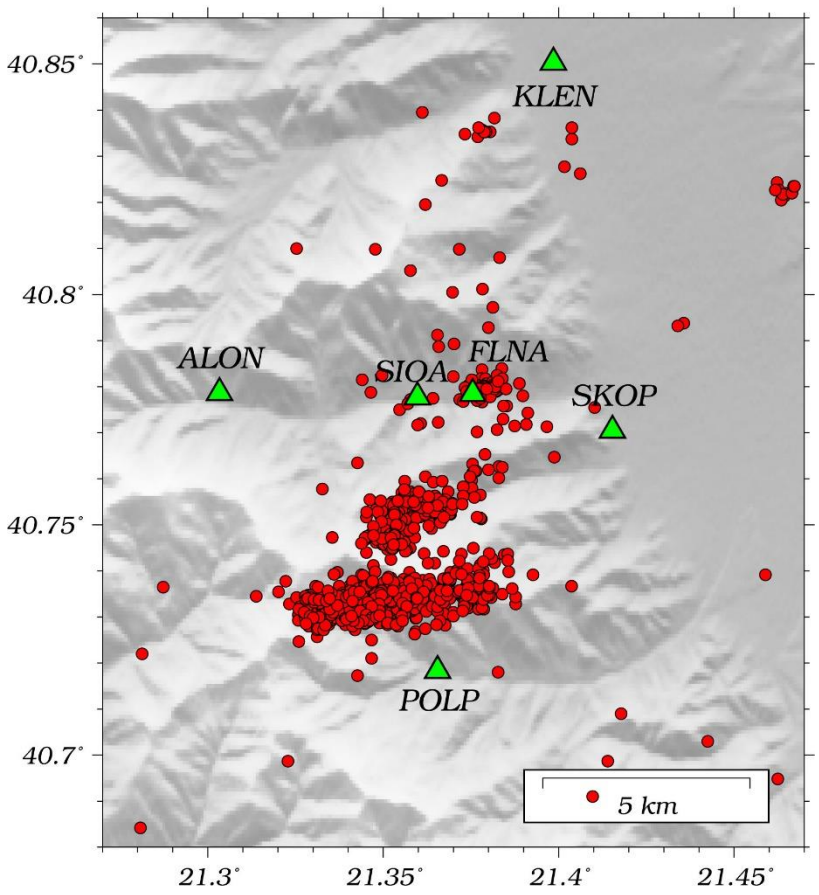
Σχήμα 2-16 Σεισμολογικός σταθμός SIOA: (α) φορτιστής, (β) ψηφιοποιητής, (γ) μπαταρία και (δ) σεισμόμετρο.

Πίνακας 2-4 Στοιχεία των σεισμολογικών σταθμών του φορητού δικτύου σεισμογράφων.

Ονομασία Σταθμού	Κωδική ονομασία σταθμού	Γεωγραφικό πλάτος (φ, ºΒ)	Γεωγραφικό μήκος (λ, ºΑ)	Υψόμετρο (m)
Κλεινές	KLEN	40.850	21.399	633
Άλωνα	ALON	40.779	21.303	1036
Σ. Ιωαννίδης	SIOA	40.778	21.360	759
Φλώρινα	FLNA	40.778	21.375	711
Σκοπιά	SKOP	40.771	21.415	669
Πολυπόταμος	POLP	40.718	21.365	959

Οι καταγραφές του φορητού σεισμολογικού δικτύου αναλύθηκαν με τη χρήση κατάλληλου λογισμικού. Συγκεκριμένα, έγινε λεπτομερής έλεγχος των καταγραφών όλων των σεισμολογικών σταθμών με σκοπό να βρεθούν όλοι οι σεισμοί που έγιναν στον ευρύτερο χώρο της περιοχής έρευνας στο διάστημα που λειτούργησε το δίκτυο. Ως κριτήριο για την επιλογή και ανάλυση ενός σεισμού λήφθηκε η χρονική διαφορά της άφιξης των επιμήκων (P) κυμάτων από την άφιξη των εγκαρσίων (S) κυμάτων. Για να θεωρηθεί ότι ένας σεισμός έγινε στην περιοχή ενδιαφέροντος, έπρεπε η διαφορά αυτή σε έναν τουλάχιστον σεισμολογικό σταθμό να είναι μικρότερη από 5 s. Παρ' ότι αυτό ήταν το αρχικό κριτήριο, όπως διαπιστώθηκε με την ολοκλήρωση της συλλογής των δεδομένων, το σύνολο σχεδόν των σεισμών που αναλύθηκαν, βρίσκεται σε πολύ μικρές επικεντρικές αποστάσεις, με χρονική διαφορά σε όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς μικρότερη από 3 s. Με τον τρόπο αυτόν εξασφαλίστηκε η ανάλυση όλων των σεισμών των οποίων η επικεντρική απόσταση από τον πλησιέστερο σταθμό είναι μέχρι περίπου 10 km. Συνολικά αναλύθηκαν 1494 σεισμοί για το διάστημα της λειτουργίας του φορητού δικτύου (Σχήμα 2-17).

Οι συνεχείς ημερήσιες καταγραφές ήταν της μορφής passcal, όπως καταγράφηκαν από τους ψηφιοποιητές των φορητών σεισμολογικών σταθμών. Με σκοπό την περαιτέρω επεξεργασία τους, οι κυματομορφές αρχικά μετατράπηκαν σε αρχεία της μορφής miniseed και στη συνέχεια ταξινομήθηκαν ανά σταθμό και ανά μήνα λειτουργίας του φορητού δικτύου. Ο συνολικός όγκος των δεδομένων ανέρχεται σε ~140 GB.



Σχήμα 2-17 Χωρική κατανομή φορητού δικτύου σεισμογράφων και επικέντρων σεισμών που καταγράφηκαν από το φορητό δίκτυο.

2.3.1.1 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ Mw

Ως σεισμική ροπή ορίζεται η ποσότητα M_o η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$M_o = \mu L w u \tag{2.3}$$

όπου μ το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού, L το μήκος του ρήγματος, w το πλάτος του ρήγματος και u η μετάθεση (Aki, 1966). Ο υπολογισμός της σεισμικής ροπής βασίζεται στο φάσμα των σεισμικών κυμάτων που προκύπτει από τη φασματική τους ανάλυση (π.χ. Havskov & Ottemoller, 2010). Σύμφωνα με το μοντέλο που προτάθηκε από τον Brune (1970) το φάσμα της μετάθεσης $S(f)$ στην πηγή περιγράφεται από τη σχέση:

$$S(f) = \frac{M_o}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_o}\right)^2\right) 4\pi\rho v^3} \tag{2.4}$$

όπου M_o η σεισμική ροπή (σε N m), ρ η πυκνότητα (kg/m^3), v η ταχύτητα των επιμήκων ή εγκαρσίων κυμάτων και f_o η γωνιακή συχνότητα. Στις χαμηλές συχνότητες το φάσμα είναι οριζόντιο με το πλάτος του να είναι ανάλογο της σεισμικής ροπής, ενώ μετά από μια συχνότητα (γωνιακή συχνότητα) το φάσμα μειώνεται γραμμικά με κλίση -2. Η σχέση 2.4 δεν λαμβάνει υπόψη το δρόμο διάδοσης μεταξύ πηγής (σεισμού) και δέκτη (σεισμογράφου). Ας υποθέσουμε ότι ο σταθμός καταγραφής βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση Δ και η εστία του σεισμού βρίσκεται σε βάθος h. Τα σεισμικά κύματα καθώς διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης υφίστανται γεωμετρική διασπορά $G(\Delta,h)$ και απόσβεση $Q(f)$, έως ότου να φτάσουν από την πηγή στο δέκτη. Λαμβάνοντας υπόψη τις δύο αυτές παραμέτρους, δηλαδή τη μετατροπή της σεισμικής ενέργειας σε άλλη μορφή ενέργειας (π.χ. θερμότητα), η σχέση 2.4 γράφεται ως εξής:

$$D(f,t)=\frac{M_o \Re_{\Theta,\phi} F}{\left(1+\left(\frac{f}{f_o}\right)^2\right)4\pi\rho v^3} G(\Delta,h) e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}} \tag{2.5}$$

όπου t είναι ο χρόνος διαδρομής, $\Re_{\Theta,\phi}$ η διόρθωση για το δρόμο διάδοσης (Aki & Richards, 2002) και F η επίδραση της επιφάνειας (free surface). Εφ' όσον είναι γνωστή η τιμή της απόσβεσης για κάποια περιοχή, τότε το φάσμα της μετάθεσης διορθώνεται για την απόσβεση και λαμβάνει τη μορφή:

$$D_c(f)=\frac{\Omega_o}{\left(1+\left(\frac{f}{f_o}\right)^2\right)}=\frac{M_o \Re_{\theta,\phi} F}{4\pi\rho v^3\left(1+\left(\frac{f}{f_o}\right)^2\right)} G(\Delta,h) \tag{2.6}$$

από την οποία μπορεί να υπολογιστεί η σεισμική ροπή M_o ως:

$$M_o=\frac{\Omega_o 4\pi\rho v^3}{\Re_{\theta,\phi} F G(\Delta,h)} \tag{2.7}$$

Για την απλή περίπτωση όπου η γεωμετρική διασπορά για τα κύματα χώρου είναι της μορφής $\frac{1}{r}$, όπου r η υποκεντρική απόσταση, η σχέση 2.7 γίνεται:

$$M_o=\frac{\Omega_o 4\pi\rho v^3 r}{\Re_{\theta,\phi} F} \tag{2.8}$$

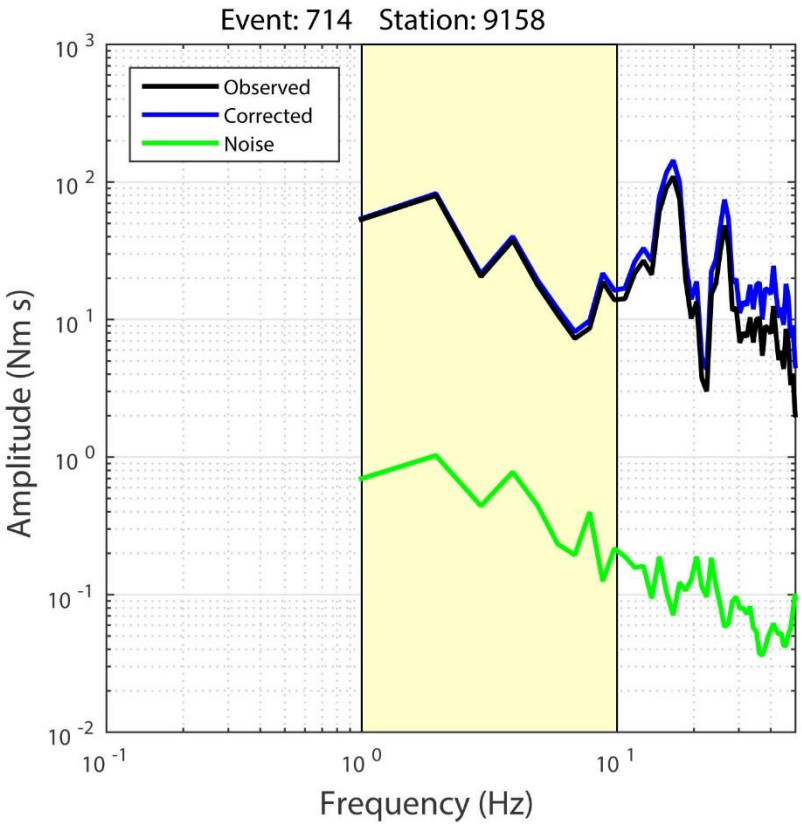
Αφού υπολογιστεί η σεισμική ροπή, προσδιορίζεται το μέγεθος σεισμικής ροπής, από τη σχέση των Hanks & Kanamori (1979):

$$M_w = \frac{\log M_o - 16.1}{1.5} \tag{2.9}$$

Η μέθοδος της φασματικής ανάλυσης εφαρμόστηκε με σκοπό τον υπολογισμό του μεγέθους σεισμικής ροπής για τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το φορητό δίκτυο που εγκαταστάθηκε στη Φλώρινα για το διάστημα 29/07/2013 – 31/01/2014. Αρχικά, επιλέχθηκαν οι σεισμοί που είχαν καταγραφεί σε όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς στην κατακόρυφη συνιστώσα (Z). Τα αρχεία που επιλέχθηκαν ήταν της μορφής sac, με διάρκεια 60 s και περιλαμβάνουν τους χρόνους άφιξης των P- και S- φάσεων. Για κάθε διαθέσιμη καταγραφή αφαιρέθηκε η επίδραση του οργάνου χρησιμοποιώντας τη συνάρτηση μεταφοράς μέσω του λογισμικού πακέτου *SAC* (Goldstein & Snoke, 2005) και τις αποκρίσεις των οργάνων (instrument response).

Στη συνέχεια, αφού διαβάστηκε κάθε κυματομορφή χωριστά μέσα από το λογισμικό SAC, επιλέχθηκαν δύο χρονικά παράθυρα (±0.6s) γύρω από την άφιξη των P-φάσεων. Το παράθυρο πριν την άφιξη των P κυμάτων αφορά τον θόρυβο (noise), ενώ το παράθυρο μετά την άφιξη των P κυμάτων αφορά το σήμα (signal). Η χρήση των δύο χρονικών παραθύρων είναι αναγκαία για να εξετασθεί σε ποιο εύρος συχνοτήτων το φάσμα του σήματος έχει σημαντικά μεγαλύτερο πλάτος σε σχέση με το φάσμα του θορύβου (Signal to Noise Ratio). Για την εύρεση του φάσματος μετάθεσης, το επιλεγμένο τμήμα της κυματομορφής (θόρυβος ή σήμα), μετατράπηκε με ολοκλήρωση, από ταχύτητα σε μετάθεση. Αφού εφαρμόσθηκε μετασχηματισμός Fourier (Fast Fourier Transform) βρέθηκε το φάσμα για κάθε σεισμό και κάθε σταθμό.

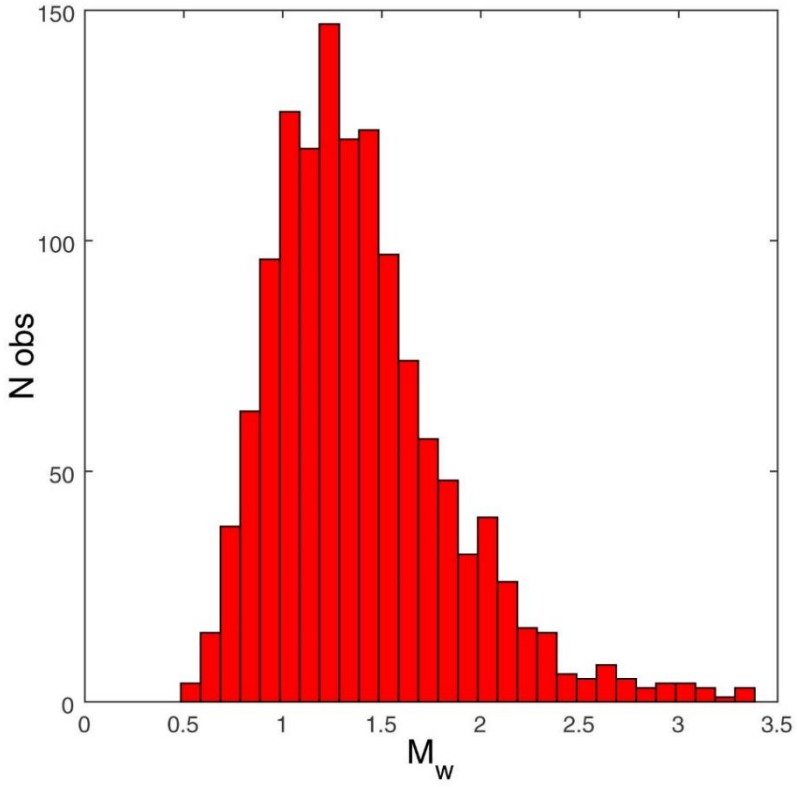
Το φάσμα μετάθεσης του σήματος διορθώθηκε για την απόσβεση Q(f), η οποία θεωρήθηκε σταθερή και ίση με 100, αφού δοκιμάσθηκαν διαφορετικές τιμές [90-250] χωρίς να μεταβάλουν το τελικό αποτέλεσμα σημαντικά. Στο Σχήμα 2-18 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα σεισμού που κατεγράφη στον σταθμό ALON. Συγκεκριμένα έχουν τοποθετηθεί στο διάγραμμα το φάσμα μετάθεσης (μαύρη γραμμή), το διορθωμένο φάσμα μετάθεσης (μπλε γραμμή), καθώς και το φάσμα του θορύβου (πράσινη γραμμή).



Σχήμα 2-18 Παράδειγμα φάσματος μετάθεσης για τον σεισμό με αριθμό 714 που κατεγράφη στον σταθμό 9158 (ALON). Με μαύρη καμπύλη συμβολίζεται το αρχικό φάσμα, με μπλε το διορθωμένο και με πράσινη το φάσμα του θορύβου.

Για την εύρεση της σεισμικής ροπής M_o χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος των πλατών Ω_o για συχνότητες [1-10 Hz], όπως φαίνεται στο Σχήμα 2-18 και η σχέση 2.8 στην οποία έγινε διόρθωση για τη γεωμετρική διασπορά $\left(\frac{1}{r}\right)$. Οι τιμές των $\Re_{\Theta,\phi}$ και F θεωρήθηκαν 0.6 και 2.0, αντίστοιχα. Επιπλέον, θεωρήθηκε πως η πυκνότητα είναι ίση με $\rho = 2750 kg/m^3$ και η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων $v = 6000 m/s$. Έτσι, για κάθε σεισμό υπολογίστηκαν N τιμές της σεισμικής ροπής, όπου N ο αριθμός των σταθμών όπου κατεγράφη. Το μέγεθος σεισμικής ροπής υπολογίστηκε από τη σχέση 2.9 λαμβάνοντας υπόψη το μέσο όρο των τιμών της σεισμικής ροπής σε όλους τους διαθέσιμους σεισμολογικούς σταθμούς.

Συνολικά υπολογίστηκαν μεγέθη για περίπου 1300 σεισμούς οι οποίοι καταγράφηκαν από έξι σεισμολογικούς σταθμούς. Η κατανομή των μεγεθών σεισμικής ροπής παρουσιάζεται στο Σχήμα 2-19, όπου παρατηρείται ότι το εύρος των μεγεθών κυμαίνεται από 0.5 έως 3.5 με τη μεγαλύτερη συγκέντρωση να εμφανίζεται για τιμές μεγέθους 1.0-1.5.



Σχήμα 2-19 Κατανομή μεγεθών ($\mathbf{M_w}$) για τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο στη Φλώρινα.

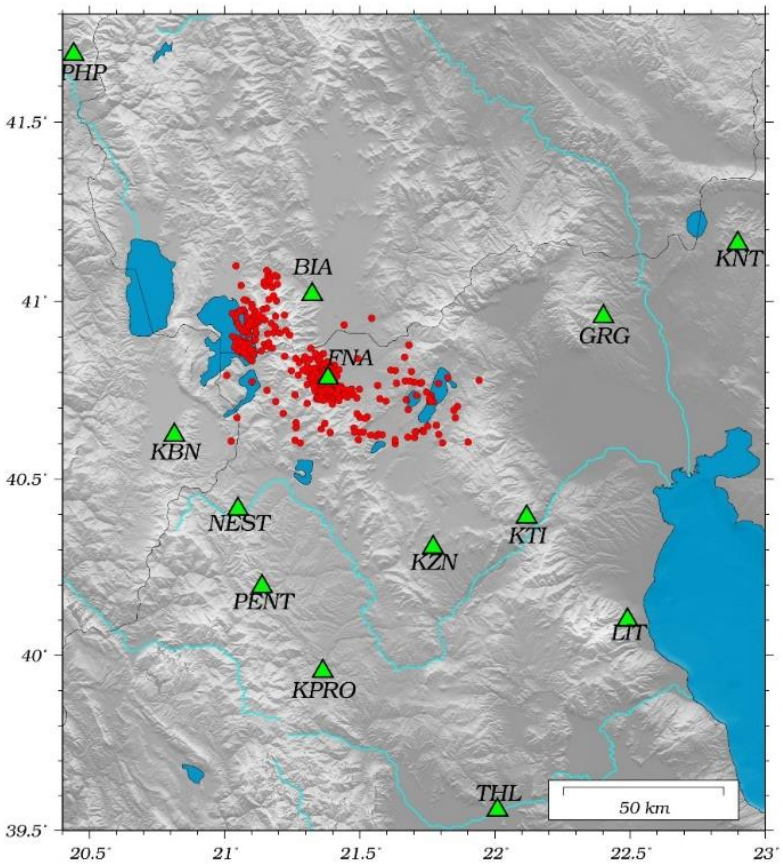
2.3.2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΟΝΙΜΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ

Για το διάστημα 2012-2013 συλλέχθηκαν από το ΣΣ-ΑΠΘ και το ΓΕΙΝ-ΕΑΑ όλα τα διαθέσιμα δεδομένα φάσεων των σεισμών που έγιναν στη ΒΔ Μακεδονία – Φλώρινα (21.0^{o}Α – 22.0^{o}Α/ 40.6^{o}Β-41.1^{o}Β). Επιπρόσθετα, για το ίδιο χρονικό διάστημα και για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής, αναλύθηκαν μετά από προσεκτική επιλογή των φάσεων των σεισμικών κυμάτων, 173 σεισμοί για την ίδια περιοχή. Ο συνολικός αριθμός των σεισμών ανέρχεται σε 521 για το χρονικό διάστημα της μελέτης.

Όπως και στην περίπτωση του Κορινθιακού κόλπου, έτσι και για τη Φλώρινα επιλέχθηκαν σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 150 km. Από τους διαθέσιμους σταθμούς του ΕΕΣΔ επιλέχθηκαν 13 σεισμολογικοί σταθμοί, των οποίων τα ονόματα και οι θέσεις αναφέρονται στον Πίνακα 2-5 και η χωρική τους κατανομή παρουσιάζεται στο Σχήμα 2-20. Ο συνολικός όγκος των δεδομένων ανέρχεται σε 240GB και οι κυματομορφές ταξινομήθηκαν ανά έτος, ανά σταθμό και ανά μήνα.

Πίνακας 2-5 Πληροφορίες για τη θέση των σεισμολογικών σταθμών του ΕΕΣΔ και σταθμών γειτονικών χωρών, οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη σεισμικότητας στη ΒΔ Μακεδονία-Φλώρινα.

Κωδική Ονομασία Σταθμού	Γεωγραφικό πλάτος (φ, ºΒ)	Γεωγραφικό μήκος (λ, ºΑ)	Υψόμετρο (m)
BIA	41.019	21.324	720
FNA	40.784	21.382	750
GRG	40.957	22.401	560
KBN	40.624	20.814	870
KNT	41.162	22.898	380
KPRO	39.955	21.363	837
KTI	40.393	22.117	1329
KZN	40.307	21.771	900
LIT	40.101	22.490	480
NEST	40.415	21.049	1056
PENT	40.196	21.138	1090
PHP	41.688	20.441	728
THL	39.559	22.009	107



Σχήμα 2-20 Χωρική κατανομή σταθμών του μόνιμου δικτύου στη ΒΔ Μακεδονία-Φλώρινα και τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν κατά την περίοδο 2012-2013.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΩΝ

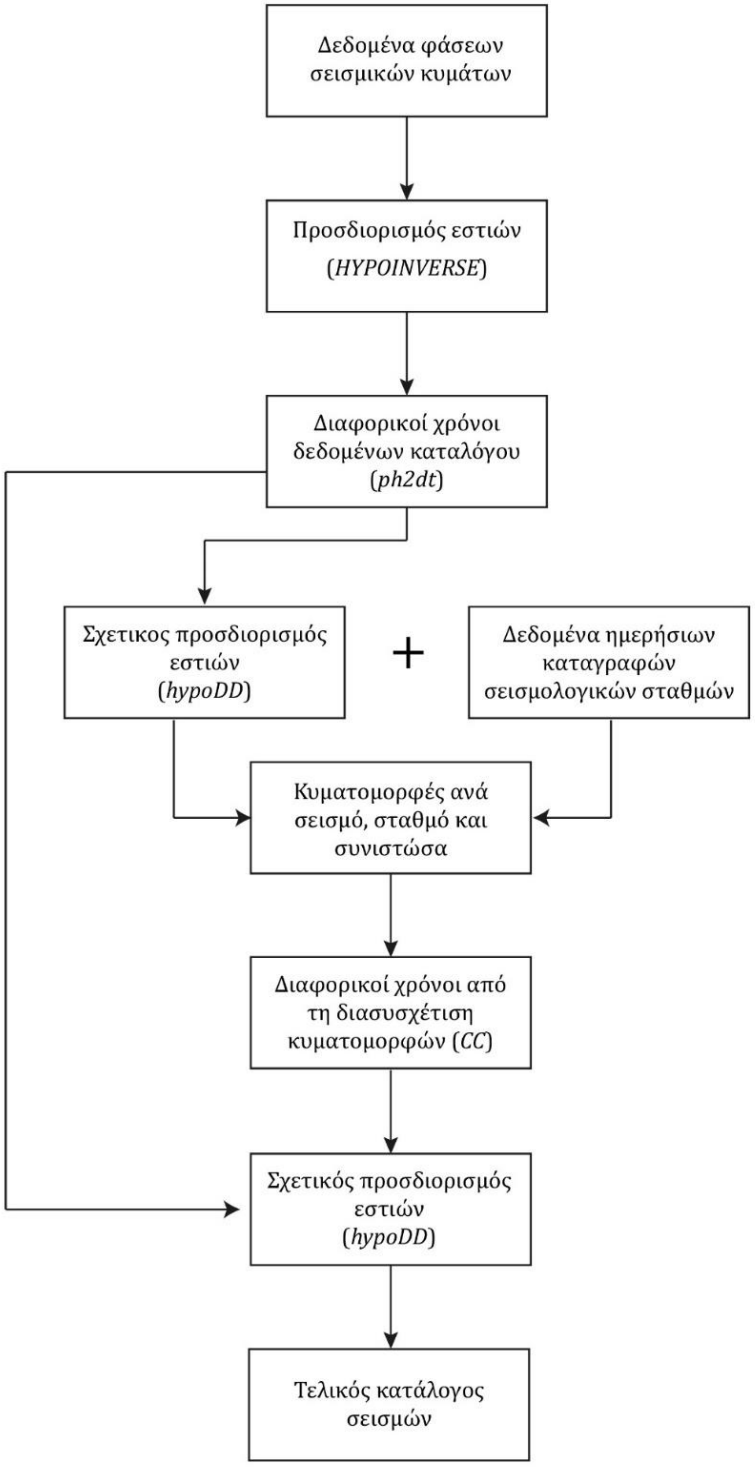
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο ακριβής προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων αποτελεί σημαντικό τμήμα της μελέτης των χωρικών ιδιοτήτων των σμηνοσειρών. Ειδικότερα, ο υπολογισμός τους με ακρίβεια δεκάδων μέτρων, συμβάλλει στη λεπτομερή απεικόνιση των τεκτονικών δομών που ενεργοποιούνται κατά τη διάρκεια των σεισμικών εξάρσεων, καθώς και στη λεπτομερή μελέτη της μετανάστευσης των εστιών, ιδιότητα η οποία αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα των σμηνοσειρών.

Οι αναλύσεις ρουτίνας από τα διάφορα Ινστιτούτα παρέχουν μεν πληροφορίες για τις εστιακές συντεταγμένες των σεισμών, όμως οι αβεβαιότητες των υπολογισμών αυτών είναι συνήθως της τάξεως αρκετών εκατοντάδων μέτρων έως και μερικών χιλιομέτρων. Οι αβεβαιότητες αυτές ξεκινούν από τη χρήση ενός γενικευμένου μονοδιάστατου μοντέλου φλοιού για όλο τον ελληνικό χώρο και ενός εξίσου γενικευμένου λόγου ταχυτήτων επιμήκων προς εγκαρσίων κυμάτων (V_p/V_s). Επιπλέον, υπεισέρχεται και το σφάλμα της μη ορθής αναγνώρισης του χρόνου άφιξης των σεισμικών κυμάτων, ειδικότερα των S-φάσεων, από κάθε αναλυτή. Λόγω αυτών των αβεβαιοτήτων, θεωρείται απαραίτητος ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων, με τη χρήση των πλέον σύγχρονων τεχνικών. Στο παρόν κεφάλαιο αναφέρεται αναλυτικά η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε για τον σκοπό αυτόν (Σχήμα 3-1), με ανάπτυξη των επιμέρους σταδίων σε θεωρητικό επίπεδο, και παρουσίαση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της.

Αρχικά, οι εστιακές συντεταγμένες προσδιορίζονται με τη χρήση του λογισμικού *HYPOINVERSE* (Klein, 2002). Έπειτα, εφαρμόζεται η μέθοδος των διπλών διαφορών σε δύο στάδια. Πρώτα υπολογίζονται με τη χρήση του προγράμματος *ph2dt* οι διαφορές των χρόνων διαδρομής ζευγών σεισμών που έχουν γραφτεί σε κάθε σταθμό και στη συνέχεια εφαρμόζεται ο αλγόριθμος *hypoDD* (Waldhauser, 2001; Waldhauser & Ellsworth, 2000) για τον σχετικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με τη χρήση δεδομένων φάσεων σεισμικών κυμάτων. Ο κατάλογος που προκύπτει χρησιμοποιείται για την προετοιμασία των κυματομορφών οι οποίες εισάγονται στον αλγόριθμο διασυσχέτισης κυματομορφών (Schaff & Waldhauser, 2005). Αφού υπολογισθούν οι διαφορικοί χρόνοι από τη διασυσχέτιση

κυματομορφών, συνδυάζονται με τους διαφορικούς χρόνους των φάσεων και εισάγονται στο πρόγραμμα *hypoDD*. Ο κατάλογος που προκύπτει από αυτό το στάδιο είναι ο τελικός κατάλογος με τις βέλτιστες εστιακές συντεταγμένες για όλους τους σεισμούς. Τέλος, εφαρμόζονται τεχνικές αναδειγματολειψίας (bootstrap, jackknife) για την εκτίμηση των αβεβαιοτήτων.



Σχήμα 3-1 Διάγραμμα ροής επαναπροσδιορισμού εστιακών συντεταγμένων.

3.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΩΝ

Οι εστίες των σεισμών μπορούν να προσδιορισθούν ανά σεισμό ανεξάρτητα από τις εστιακές συντεταγμένες των υπόλοιπων σεισμών σε ορισμένο γεωγραφικό σύστημα συντεταγμένων και σε ορισμένο σύστημα μέτρησης χρόνου (π.χ. UTC). Στη διαδικασία αυτή χρησιμοποιούνται οι χρόνοι άφιξης των P- και S-φάσεων σε όλους τους διαθέσιμους σεισμολογικούς σταθμούς. Προϋπόθεση αποτελεί η γνώση της μεταβολής της ταχύτητας των επιμήκων ή/και των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος στην περιοχή μελέτης. Συγκεκριμένα, ο χρόνος άφιξης των κυμάτων t_i^{arr} σε έναν σταθμό i μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$t_i^{arr} = t_i^{obs}(x_i, y_i, z_i, x_o, y_o, z_o) + t_o = t^{obs} + t_o \tag{3.1}$$

όπου t_o είναι ο χρόνος γένεσης και t^{obs} είναι ο παρατηρηθείς χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με τις συντεταγμένες του κάθε σταθμού (x_i, y_i, z_i), ένα υποθετικό αρχικό επίκεντρο (x_o, y_o, z_o) και ένα μοντέλο φλοιού. Για να προσδιορισθούν οι 4 άγνωστες παράμετροι της σχέσης 3.1 (εστιακές συντεταγμένες και χρόνος γένεσης) είναι αναγκαίο να χρησιμοποιηθούν 4 χρόνοι διαδρομής από τουλάχιστον τρεις σεισμολογικούς σταθμούς. Μία λύση γίνεται αποδεκτή, όταν η διαφορά του θεωρητικού χρόνου (t^{calc}) με τον παρατηρούμενο χρόνο διαδρομής (t^{obs}) είναι όσο το δυνατό μικρότερη. Η διαφορά αυτή είναι το χρονικό υπόλοιπο (residual, r_i) για τον σταθμό i.

Παρ' ότι το αρχικό πρόβλημα φαίνεται απλό, πρέπει να ληφθεί υπόψη πως η συνάρτηση του χρόνου διαδρομής είναι μη γραμμική. Για να είναι εφικτή η λύση της σχέσης 3.1 είναι απαραίτητο να γίνει γραμμικοποίηση του προβλήματος. Αρχικά θέτουμε μία αρχική τιμή για τις εστιακές συντεταγμένες (x_o, y_o, z_o) και τον χρόνο γένεσης (t_o). Οι τιμές αυτές, για περιπτώσεις τοπικών σεισμών, συνήθως είναι οι συντεταγμένες του πλησιέστερου σεισμολογικού σταθμού που έχει καταγράψει την πρώτη σεισμική φάση (P-άφιξη) και ως χρόνος γένεσης χρησιμοποιείται ο χρόνος άφιξης αυτής της σεισμικής φάσης. Για να είναι εφικτή η γραμμικοποίηση του προβλήματος υποθέτουμε ότι η πραγματική εστία είναι αρκετά κοντά σε σχέση με την υποτιθέμενη αρχική τιμή. Ως εκ τούτου τα χρονικά υπόλοιπα αποτελούν γραμμική συνάρτηση των διορθώσεων $(\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t)$ που πρέπει να γίνουν ώστε αυτά να μηδενισθούν. Έτσι τα χρονικά υπόλοιπα δίνονται ως εξής:

$$r_i = \frac{\partial t_i^{obs}}{\partial x_i}\Delta x + \frac{\partial t_i^{obs}}{\partial y_i}\Delta y + \frac{\partial t_i^{obs}}{\partial x_i}\Delta z + \Delta t \quad (3.2)$$

Κατά συνέπεια το πρόβλημα είναι ένα σύστημα γραμμικών εξισώσεων με 4 αγνώστους (διορθώσεις στις εστιακές συντεταγμένες και στον χρόνο γένεσης) και υπάρχει μία εξίσωση για κάθε παρατηρούμενο χρόνο άφιξης. Η εύρεση της βέλτιστης λύσης γίνεται έπειτα από μία επαναληπτική διαδικασία (Geiger, 1912) και χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Συγκεκριμένα, αφού δοθεί η αρχική λύση, διορθώνεται σύμφωνα με τα αποτελέσματα της σχέσης 3.2, χρησιμοποιείται ως αρχική και υπολογίζονται εκ νέου τα χρονικά υπόλοιπα. Η διαδικασία αυτή συνεχίζεται, έως ότου τα χρονικά υπόλοιπα ελαχιστοποιηθούν ή περατωθεί ένας πεπερασμένος αριθμός επαναλήψεων ο οποίος ορίζεται από τον χρήστη.

Στην παρούσα διατριβή ο προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων γίνεται με τη χρήση του λογισμικού HYPOINVERSE, το οποίο χρησιμοποιεί παρόμοια μέθοδο για την εύρεση των εστιακών συντεταγμένων και του χρόνου γένεσης. Στο Σχήμα 3-2 απεικονίζεται το αρχείο παραμέτρων εισαγωγής στο HYPOINVERSE. Αναλυτικά, η πρώτη γραμμή ξεκινά με το 200 και αφορά τη μορφή του αρχείου εισαγωγής (f για παλαιότερη μορφοποίηση), τον προκαθορισμένο αιώνα τον οποίο θα χρησιμοποιεί το πρόγραμμα, όπου στη συγκεκριμένη περίπτωση έχει ορισθεί ο 21ος αιώνας (2000) και τέλος τη μονάδα μέτρησης του πλάτους (0: mm). Η δεύτερη γραμμή ξεκινά με τα αρχικά h71 και αφορά τη μορφή που θα έχει το εξαγόμενο αρχείο (2 για hypo71 μορφοποίηση), τη μορφή που θα έχει το αρχείο εισαγωγής των φάσεων, όπου στην παρούσα διατριβή έχει υιοθετηθεί η μορφή του HYPOINVERSE (1) και η μορφή του αρχείου σταθμών (2: για HYPO71). Οι γραμμές 3 έως 5 (*sta, phs, crh1*) αφορούν τα αρχεία εισαγωγής στο πρόγραμμα HYPOINVERSE και συγκεκριμένα το αρχείο των σεισμολογικών σταθμών, το αρχείο με τις διαθέσιμες φάσεις σεισμικών κυμάτων και το αρχείο με το τοπικό μοντέλο ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων. Στη γραμμή 7 (*pos*) ορίζεται ο λόγος ταχύτητας των επιμήκων ως προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (V_p/V_s), ο οποίος χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος. Η παράμετρος *rep* έχει ορισθεί ως t έτσι ώστε να εκτυπώνεται στην οθόνη η τελική λύση κάθε σεισμού έπειτα από την επαναληπτική διαδικασία. Η παράμετρος *ztr* αφορά το αρχικό βάθος για κάθε σεισμό, το οποίο στην προκειμένη περίπτωση έχει ορισθεί στα 10 km. Τα αρχεία εξόδου από το πρόγραμμα ορίζονται με τις παραμέτρους *prt, sum, arc.* Τα αρχεία αυτά αφορούν τις λύσεις του συστήματος για κάθε σεισμό (**.prt*), τον τελικό κατάλογο των σεισμών (**.sum*) και ένα αρχείο φάσεων συνδυασμένο

με τις τελικές λύσεις (**.arc*). Τέλος, η εντολή *fil* υποδηλώνει πως η μορφή του αρχείου των φάσεων ορίζεται στο αρχείο παραμέτρων εισαγωγής.

```
200 f 2000 0
h71 2 1 2
sta 'hyp.sta'
phs 'local.pha'
crh1 'w_macedonia.crh'
pos 1.807
rep t t
ztr 10
prt 'local.prt'
sum 'local.sum'
arc 'local.arc'
fil
```

Σχήμα 3-2 Αρχείο παραμέτρων εισαγωγής στο HYPOINVERSE.

Όπως γίνεται σαφές από τα παραπάνω, τα βασικά στοιχεία που χρειάζονται για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων, πλέον του απαραίτητου αρχείου φάσεων, είναι το μοντέλο ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων και ο λόγος ταχυτήτων V_p/V_s, ο υπολογισμός των οποίων παρουσιάζεται στη συνέχεια.

3.2.1 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΛΟΓΟΥ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ (V_P/V_S)

Η εύρεση του λόγου ταχυτήτων (V_p/V_s) σε μία περιοχή αποτελεί σημαντικό βήμα για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων από τη στιγμή που χρησιμοποιείται ένα μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων. Συνεπώς, το λογισμικό χρησιμοποιεί τον λόγο ταχυτήτων (V_p/V_s) για να υπολογίσει τις ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων και στη συνέχεια το θεωρητικό χρόνο διαδρομής τους (t_s^{obs}). Για τον υπολογισμό του λόγου ταχυτήτων (V_p/V_s) χρησιμοποιείται η μέθοδος που προτάθηκε από τον Wadati (1933). Συγκεκριμένα, οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων (t_p^{arr}) και εγκαρσίων (t_s^{arr}) κυμάτων δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις 3.3 και 3.4:

$$t_p^{arr} = t_0 + \frac{\Delta}{V_p} \tag{3.3}$$

$$t_s^{arr} = t_0 + \frac{\Delta}{V_s} \tag{3.4}$$

όπου V_p και V_s οι ταχύτητες των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων αντίστοιχα, Δ η επικεντρική απόσταση και t_0 ο χρόνος γένεσης. Αφού έχουμε θεωρήσει πως οι ταχύτητες είναι σταθερές, τότε και ο λόγος αυτών (V_p/V_s) θα είναι σταθερός, οπότε οι 3.3 και 3.4 γράφονται ως εξής:

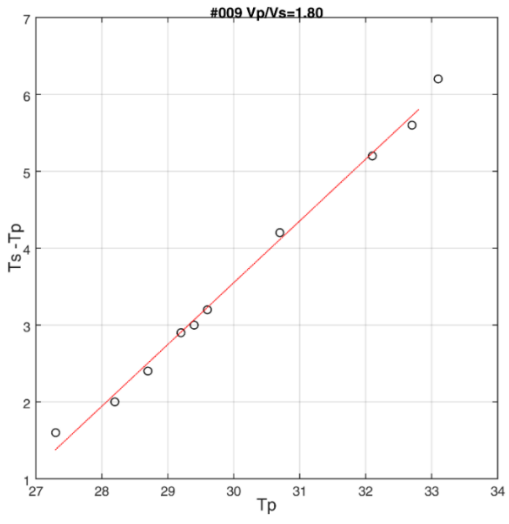
$$t_p^{arr} = t_0 + t_p^{obs}(\Delta) \tag{3.5}$$

$$t_s^{arr} = t_0 + t_p^{obs}(\Delta)\frac{V_p}{V_s} \tag{3.6}$$

Αντικαθιστώντας τον όρο $t_p^{obs}(\Delta)$ προκύπτει πως η διαφορά μεταξύ του χρόνου άφιξης των εγκαρσίων από τα επιμήκη κύματα (S-P) δίνεται από τη σχέση:

$$t_s^{arr} - t_p^{arr} = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1\right)(t_p^{arr} - t_0) \tag{3.7}$$

Η σχέση 3.7 είναι μία ευθεία, από την κλίση της οποίας υπολογίζεται ο λόγος ταχυτήτων (V_p/V_s) και από το σημείο τομής της με τον άξονα των χρόνων άφιξης των επιμήκων κυμάτων (t_p^{arr}) υπολογίζεται ο χρόνος γένεσης, λαμβάνοντας υπόψη ότι η διαφορά $t_s^{arr} - t_p^{arr}$ είναι μηδέν στην εστία. Στο Σχήμα 3-3 παρουσιάζεται το διάγραμμα Wadati για έναν σεισμό με 10 αφίξεις εγκαρσίων και επιμήκων κυμάτων όπου ο λόγος ταχυτήτων (V_p/V_s) ισούται με 1.80, έπειτα από εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων.

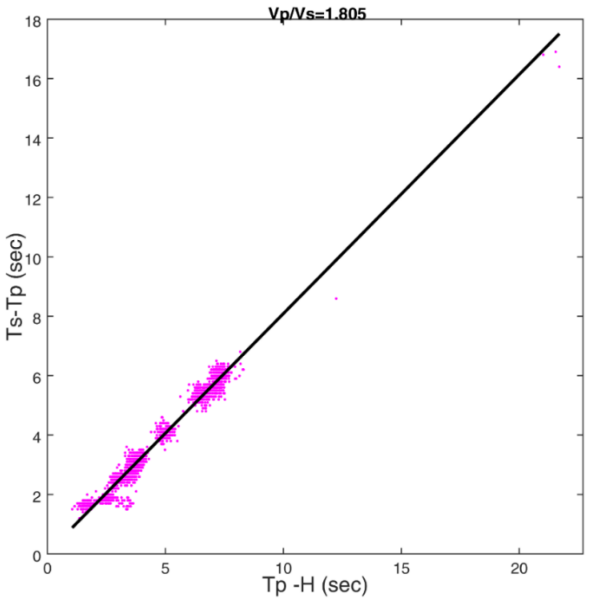


.

Σχήμα 3-3 Παράδειγμα διαγράμματος Wadati για έναν σεισμό.

Ο λόγος ταχυτήτων (V_p/V_s) υπολογίζεται για κάθε σεισμό ξεχωριστά και έπειτα υπολογίζεται η μέση τιμή όλων των παρατηρήσεων καθώς και η τυπική τους απόκλιση. Επιπρόσθετα, για κάθε σεισμό υπολογίζεται ο χρόνος γένεσής του. Είναι σημαντικό να τονισθεί πως η μέθοδος Wadati είναι ανεξάρτητη του μοντέλου φλοιού και μπορεί να προσδιορίσει τόσο τον λόγο ταχυτήτων όσο και τον χρόνο γένεσης ενός σεισμού χωρίς να γνωρίζουμε τη δομή του του φλοιού. Ένα επιπλέον στοιχείο που εξάγεται από τα διαγράμματα Wadati είναι ο οπτικός έλεγχος για πιθανά λάθη στην επιλογή των φάσεων των σεισμικών κυμάτων. Αυτό γίνεται εφικτό όταν παρατηρηθεί μία τιμή η οποία απέχει πολύ από την υπολογισμένη μέση ευθεία.

Ο λόγος ταχυτήτων (V_p/V_s) υπολογίζεται χρησιμοποιώντας και όλα τα διαθέσιμα δεδομένα σε ένα διάγραμμα όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-4. Συγκεκριμένα, υπολογίζεται για κάθε σεισμό ο χρόνος γένεσης και οι χρόνοι διαδρομής των επιμήκων κυμάτων (t_p^{obs}). Αφού χαρτογραφηθούν όλα τα ζεύγη των διαφορών των χρόνων άφιξης $t_s^{arr} - t_p^{arr}$ ως προς τους χρόνους διαδρομής (t_p^{obs}) για όλους τους σεισμούς, τότε από την κλίση της ευθείας που προκύπτει υπολογίζεται ο λόγος ταχυτήτων (V_p/V_s). Ο χρόνος διαδρομής των P κυμάτων, όπως χρησιμοποιείται εδώ, αντιστοιχεί στον χρόνο άφιξης αυτών θεωρώντας ότι όλοι οι σεισμοί έγιναν στο χρόνο μηδέν. Για τον λόγο αυτόν όλα τα δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν μαζί για τους υπολογισμούς. Ο λόγος ταχυτήτων που προκύπτει από τα δύο διαφορετικά διαγράμματα θα πρέπει να είναι ίδιος.



Σχήμα 3-4 Διάγραμμα διαφοράς των χρόνων άφιξης εγκαρσίων και επιμήκων κυμάτων ως προς το χρόνο διαδρομής των επιμήκων κυμάτων.

3.2.2 ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων αποτελούν μια μη-γραμμική συνάρτηση των εστιακών συντεταγμένων και των ταχυτήτων των κυμάτων κατά μήκος του δρόμου διάδοσης. Η εξάρτηση μεταξύ των εστιακών συντεταγμένων και του μοντέλου ταχυτήτων ονομάζεται συζευγμένο πρόβλημα εστίας και μοντέλου ταχυτήτων (coupled hypocenter - velocity model problem) (Crosson, 1976; Kissling, 1988; Thurber, 1992). Συνεπώς, η επιλογή του κατάλληλου μοντέλου φλοιού για μία περιοχή διαδραματίζει πολύ σημαντικό ρόλο, αφού χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, αντίστοιχα. Η αρχική εισαγωγή ενός ακατάλληλου μοντέλου φλοιού στη διαδικασία της αντιστροφής με σκοπό την εύρεση των 4 αγνώστων παραμέτρων (εστιακές συντεταγμένες και χρόνος γένεσης), έχει ως αποτέλεσμα την εσφαλμένη εκτίμησή τους.

Σε περιπτώσεις κατά τις οποίες δεν είναι γνωστή η δομή του ανώτερου φλοιού από τη βιβλιογραφία, τότε υπολογίζεται νέο μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων για την περιοχή μελέτης με το πρόγραμμα *VELEST* (Kissling et al., 1994), το οποίο έπειτα από μία επαναληπτική διαδικασία αντιστροφής ελαχιστοποιεί τα χρονικά υπόλοιπα της σχέσης 3.2 και υπολογίζει τη μεταβολή της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων με το βάθος. Σημειώνεται πως το πρόγραμμα *VELEST* έχει τη δυνατότητα υπολογισμού τόσο της μεταβολής της ταχύτητας των επιμήκων, όσο και των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα επιμήκη κύματα για τον υπολογισμό μοντέλου ταχυτήτων και αυτή η μέθοδος περιγράφεται στη συνέχεια.

Αρχικά επιλέγεται ένα μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων το οποίο είτε προσεγγίζει τη γεωλογία της περιοχής είτε προέρχεται από κοντινή περιοχή. Μία δυσκολία που εισάγεται αφορά τον αριθμό των στρωμάτων και το πάχος τους. Το πρόγραμμα *VELEST* δεν έχει τη δυνατότητα να προσαρμόζει το πάχος των στρωμάτων κατά τη διαδικασία της αντιστροφής ούτε να προσθέτει νέα στρώματα στο υπολογισμένο μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων. Για να μπορέσει να υπερβληθεί αυτό το εμπόδιο προστίθενται στο επιλεγμένο αρχικό μοντέλο επιπλέον ενδιάμεσα στρώματα με πάχος 1 km διατηρώντας τη μεταβολή της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων με το βάθος (a priori μοντέλο).

Χρησιμοποιώντας τις χρονικές αφίξεις των σεισμικών κυμάτων, το a priori μοντέλο και το αρχείο των σεισμολογικών σταθμών, γίνεται προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων με τη χρήση του HYPOINVERSE. Αυτό είναι απαραίτητο γιατί οι λύσεις που προκύπτουν (αρχείο *.arc) δίνονται ως αρχικές λύσεις για την αντιστροφή με το *VELEST*. Για να ξεκινήσει η

αντιστροφή χρειάζονται τρία αρχεία εισαγωγής, δηλαδή το a priori μοντέλο φλοιού, ένα αρχείο σεισμολογικών σταθμών και ένα αρχείο φάσεων. Έτσι από το αρχείο *.arc επιλέγονται σεισμοί οι οποίοι έχουν την καλύτερη αζιμουθιακή κατανομή αλλά και έναν ελάχιστο αριθμό P-φάσεων (συνήθως $N_p \geq 4$). Επιπλέον, δημιουργείται ένα αρχείο με τους διαθέσιμους σεισμολογικούς σταθμούς με έναν αύξοντα αριθμό να λειτουργεί ως βάρος για να μπορέσουν να υπολογιστούν τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών. Συγκεκριμένα, ο σταθμός με το μεγαλύτερο αύξοντα αριθμό θεωρείται ως σταθμός αναφοράς, συνήθως έχει τις περισσότερες παρατηρήσεις και βρίσκεται στο κέντρο του σεισμολογικού δικτύου. Κατά συνέπεια οι χρονικές διορθώσεις του σταθμού αναφοράς είναι ίσες με μηδέν.

Πλέον των αρχείων εισαγωγής ορίζονται και συγκεκριμένες παράμετροι που αφορούν την αντιστροφή. Έτσι, κατά το πρώτο στάδιο, με τη χρήση του a priori μοντέλου ταχυτήτων, θέτουμε έναν συντελεστή απόσβεσης (damping coefficient) 0.01 για τις εστιακές συντεταγμένες και τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών. Για το μοντέλο ταχυτήτων επιλέγεται συντελεστής απόσβεσης ίσος με 0.1. Αφού χρησιμοποιηθούν αρκετές επαναλήψεις, προκύπτει ένα νέο μοντέλο φλοιού μαζί με τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών αλλά και ένα αρχείο το οποίο περιέχει τις νέες λύσεις των εστιακών συντεταγμένων και του χρόνου γένεσης. Όλα αυτά εισάγονται εκ νέου στο πρόγραμμα *VELEST* για τον καθορισμό νέου μοντέλου. Αφού η διαδικασία επαναληφθεί αρκετές φορές, χαρτογραφείται το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (rms) σε κάθε περίπτωση και υπολογίζεται η μέση τιμή του. Από τη μεταβολή της μέσης τιμής του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (rms) ανά επανάληψη επιλέγεται το μοντέλο από το οποίο προκύπτει το μικρότερο σφάλμα.

Το νέο μοντέλο (updated a priori model) μαζί με τις χρονικές διορθώσεις των σεισμολογικών σταθμών εισάγεται στο πρόγραμμα HYPOINVERSE με σκοπό τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων όλων των σεισμών για τους οποίους υπάρχουν διαθέσιμες αφίξεις σεισμικών κυμάτων. Από το βήμα αυτό προκύπτει ξανά το αρχείο της μορφής *.arc από το οποίο επιλέγονται εκ νέου οι σεισμοί με έναν ελάχιστο αριθμό P-φάσεων.

Κατά το δεύτερο στάδιο αντιστροφής με το πρόγραμμα *VELEST* χρησιμοποιείται το updated a priori μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων, το αρχείο των σεισμολογικών σταθμών με τις χρονικές διορθώσεις που υπολογίστηκαν στο προηγούμενο βήμα και οι νέες λύσεις των σεισμών που προέκυψαν από τη χρήση του updated a priori μοντέλου και του HYPOINVERSE. Κατά την αντιστροφή επιλέγονται διαφορετικοί συντελεστές απόσβεσης για τις

εστιακές συντεταγμένες (0.01), τις χρονικές διορθώσεις των σταθμών (0.1) και το μοντέλο ταχυτήτων (1). Η διαδικασία επαναλαμβάνεται αρκετές φορές χρησιμοποιώντας κάθε φορά ως αρχεία εισαγωγής τα καινούργια αποτελέσματα της αντιστροφής. Όταν ολοκληρωθεί η διαδικασία επιλέγεται το μοντέλο με το ελάχιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (rms).

Το τελικό μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων, όπως προκύπτει από την ως άνω διαδικασία, αποτελείται από πολλά στρώματα τα οποία έχουν πάχος 1 km. Στη συνέχεια συγχωνεύονται όσα στρώματα έχουν παρόμοιες ταχύτητες (διαφορές συνήθως <0.05 km/s) και προσδιορίζεται το μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων για την περιοχή μελέτης.

3.2.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΙΠΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ

Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιείται για τον απόλυτο προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE είναι ένα μονοδιάστατο μοντέλο (1D). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μη λαμβάνονται υπόψη οι οριζόντιες μεταβολές της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων και κατά συνέπεια να υπάρχει σφάλμα στην εκτίμηση των εστιακών συντεταγμένων και κυρίως στον προσδιορισμό των βαθών. Μία προσέγγιση για τη λύση του προβλήματος είναι ο υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων των σταθμών (residuals) και η χρήση τους κατά τη διαδικασία του προσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων.

Με τον όρο χρονικά υπόλοιπα σταθμών ορίζουμε τη διαφορά του θεωρητικού χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων (t^{calc}), όπως αυτός έχει υπολογιστεί με τη χρήση του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων, από το παρατηρούμενο χρόνο διαδρομής τους (t^{obs}). Έτσι για ένα σεισμό ο οποίος έχει καταγραφεί στον σταθμό i έχουμε

$$res_i = t_i^{calc} - t_i^{obs} \tag{3.8}$$

όπου res_i το χρονικό υπόλοιπο του i σταθμού. Οι τιμές των χρονικών υπολοίπων μπορεί να είναι θετικές, όταν τα σεισμικά κύματα φθάνουν πιο γρήγορα στον σεισμολογικό σταθμό σε σχέση με το θεωρητικό μοντέλο ή αρνητικές, όταν τα σεισμικά κύματα φθάνουν πιο αργά σε σχέση με το θεωρητικό μοντέλο.

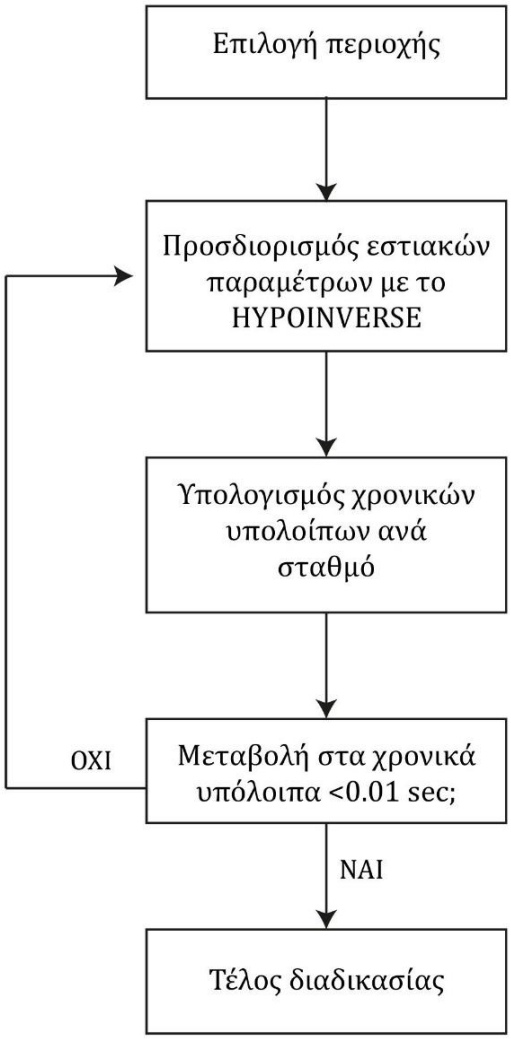
Όπως γίνεται αντιληπτό, ένας σταθμός καταγράφει περισσότερους από έναν σεισμούς οι οποίοι έχουν διατρέξει διαφορετικά τμήματα του ανώτερου φλοιού μίας περιοχής. Συνεπώς, για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων πρέπει να ληφθούν υπόψη όσοι σεισμοί έχουν καταγραφεί σε έναν σταθμό αλλά και η επικεντρική τους απόσταση. Εργαζόμενοι προς αυτή

την κατεύθυνση αρχικά επιλέγουμε σεισμούς οι οποίοι έχουν γίνει σε πολύ κοντινές αποστάσεις, για να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση του δρόμου διάδοσης. Επιπλέον, γίνεται επιλογή σταθμών σε επικεντρικές αποστάσεις έως 150 km, επειδή σε μεγαλύτερες επικεντρικές αποστάσεις φτάνουν διαφορετικές φάσεις P- και S- κυμάτων (π.χ. Pn, Sn). Με τον τρόπο αυτόν εξασφαλίζεται πως τα χρονικά υπόλοιπα θα υπολογιστούν για τις ίδιες φάσεις σεισμικών κυμάτων οι οποίες έχουν διατρέξει παρόμοια διαδρομή.

Με σκοπό να συμπεριληφθούν όσοι σεισμοί έχουν γραφτεί σε έναν σταθμό, τροποποιείται η σχέση 3.8 ως εξής:

$$\overline{res_i} = \frac{\sum (t_{ij}^{calc} - t_{ij}^{obs})}{N},\ j = 1 \ldots N \tag{3.9}$$

όπου $\overline{res_i}$ η μέση τιμή των χρονικών υπολοίπων N σεισμών σε έναν σταθμό i. Για να υπολογιστούν τα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σταθμό χρησιμοποιείται μία επαναληπτική διαδικασία βάσει της σχέσης 3.9 όπως αυτή παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-5 (Karakostas et al., 2012, 2014). Συγκεκριμένα, αφού ορισθεί η περιοχή μελέτης και επιλεγούν οι φάσεις των σεισμών, προσδιορίζονται οι εστιακές τους συντεταγμένες με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE. Έπειτα, υπολογίζονται τα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σταθμό χρησιμοποιώντας όσους σεισμούς έχουν καταγραφεί σε αυτόν και υπολογίζεται η μέση τιμή τους. Αυτή η τιμή εισάγεται στο αρχείο σταθμών έτσι ώστε στην επόμενη επανάληψη να συμπεριληφθούν και τα χρονικά υπόλοιπα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Αφού ολοκληρωθεί η πρώτη επανάληψη, επαναπροσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες με το HYPOINVERSE και υπολογίζεται εκ νέου η μέση τιμή των χρονικών υπολοίπων ανά σταθμό. Η νέα τιμή συγκρίνεται με αυτήν της προηγούμενης επανάληψης και η διαφορά τους προστίθεται αλγεβρικά στα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου οι μεταβολές στα χρονικά υπόλοιπα να είναι της τάξεως των 0.01 s.



Σχήμα 3-5 Διάγραμμα ροής της διαδικασίας υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων.

3.3 ΣΧΕΤΙΚΟΣ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΩΝ

Ο όρος σχετικός προσδιορισμός των εστιών αφορά στη δυνατότητα του επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων ενός σεισμού σε σχέση με έναν κύριο σεισμό (master event) ή σε σχέση με όλους τους διαθέσιμους σεισμούς. Για την εφαρμογή της πρώτης μεθόδου (master event relocation), υπολογίζονται τα χρονικά υπόλοιπα του κύριου σεισμού (master event) τα οποία χρησιμοποιούνται ως χρονικές διορθώσεις στους σεισμολογικούς σταθμούς, ώστε να επαναπροσδιορισθούν οι εστιακές συντεταγμένες των υπολοίπων σεισμών (Ito, 1985; Scherbaum & Wendler, 1986; Frémont & Malone, 1987;Decar & Crosson, 1990; Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992; Lees, 1998). Μειονέκτημα αυτής της μεθόδου αποτελεί ο περιορισμός στη χωρική κατανομή των σεισμών. Συγκεκριμένα, τα χρονικά υπόλοιπα που υπολογίζονται για τον κύριο σεισμό (master event) μπορούν να χρησιμοποιηθούν

μόνο για όσους σεισμούς βρίσκονται σε κοντινές αποστάσεις, επομένως δεν μπορούν να προσδιορισθούν οι εστιακές συντεταγμένες όλων των διαθέσιμων σεισμών.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιείται η δεύτερη μέθοδος, δηλαδή ο σχετικός προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων σε σχέση με όλους τους διαθέσιμους σεισμούς, η οποία είναι γνωστή ως μέθοδος των διπλών διαφορών (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Με τον τρόπο αυτόν αξιοποιείται το γεγονός πως εφ' όσον η απόσταση μεταξύ δύο εστιών είναι μικρή σε σύγκριση με την απόσταση μεταξύ εστίας-σταθμού καταγραφής, τότε ο δρόμος διάδοσης ανάμεσα στην εστία και σε αυτόν τον σταθμό μπορεί να θεωρηθεί πως είναι ίδιος για τους δύο σεισμούς (Frechet, 1985; Got et al., 1994).

Στη μέθοδο αυτή χρησιμοποιούνται οι διαφορές των θεωρητικών t^{cal} από τους παρατηρούμενους t^{obs} χρόνους διαδρομής μεταξύ δύο σεισμών i, j που έχουν καταγραφεί σε έναν σταθμό k και εκφράζονται από τη σχέση:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \tag{3.10}$$

όπου dr_k^{ij} τα χρονικά υπόλοιπα. Έτσι, όταν το πρόβλημα του προσδιορισμού των εστιών γίνεται γραμμικό χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις των διπλών διαφορών, οι οριζόντιες μεταβολές της ταχύτητας ακυρώνονται και η διαφορά στους χρόνους διαδρομής των δύο σεισμών σε έναν σταθμό μπορεί να αποδοθεί στη μεταξύ τους απόσταση.

Ένα από τα βασικά πλεονεκτήματα της μεθόδου είναι πως στη σχέση 3.10 μπορούν να χρησιμοποιηθούν διαφορικοί χρόνοι που προκύπτουν από αφίξεις φάσεων σεισμικών κυμάτων και από διασυσχέτιση κυματομορφών. Με τον τρόπο αυτόν μπορούν να συνδυαστούν όλοι οι διαθέσιμοι διαφορικοί χρόνοι και κατά συνέπεια να προσδιορισθούν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι εστιακές συντεταγμένες. Στη συνέχεια περιγράφεται ο τρόπος υπολογισμού των διαφορικών χρόνων από διασυσχέτιση κυματομορφών και από δεδομένα αφίξεων σεισμικών κυμάτων. Τέλος, περιγράφεται το πρόγραμμα *hypoDD* (Waldhauser, 2001) το οποίο εφαρμόζει τη μέθοδο των διπλών διαφορών για τον σχετικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων.

3.3.1 ΔΙΑΦΟΡΙΚΟΙ ΧΡΟΝΟΙ ΑΠΟ ΔΙΑΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΩΝ

Η μέθοδος της διασυσχέτισης κυματομορφών έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για τη βελτίωση των εστιακών συντεταγμένων μικρού πλήθους σεισμών που βρίσκονται σε κοντινές αποστάσεις (Poupinet et al., 1984; Shearer, 1997; Phillips, 2000; Moriya et al., 2003 μεταξύ άλλων), αλλά και μεγάλου πλήθους σεισμών των οποίων η μεταξύ τους απόσταση είναι

μεγαλύτερη από μερικά μέτρα (Hauksson & Shearer, 2005; Shearer et al., 2005; Waldhauser & Schaff, 2008; Hauksson et al., 2012; Valoroso et al., 2013 μεταξύ άλλων). Η παραπάνω εφαρμογή βασίζεται στο γεγονός ότι οι κυματομορφές που παράγονται από σεισμούς με ίδιο μηχανισμό διάρρηξης και προέρχονται από τον ίδιο εστιακό χώρο είναι κατά κανόνα όμοιες. Από αυτό συνεπάγεται πως η διαδρομή μεταξύ της εστίας και ενός σεισμολογικού σταθμού είναι παρόμοια για δύο σεισμούς οι οποίοι προέρχονται από τον ίδιο εστιακό χώρο. Με τον τρόπο αυτόν μπορούν να υπολογισθούν οι σχετικοί χρόνοι άφιξης μεταξύ δύο σεισμών με μεγαλύτερη ακρίβεια συγκριτικά με τις φάσεις που προσδιορίζονται από τον χρήστη κατά την ανάλυση ενός σεισμού.

Η διασυσχέτιση κυματομορφών μπορεί να εφαρμοσθεί τόσο στο πεδίο του χρόνου (time domain) όσο και στο πεδίο των συχνοτήτων (frequency domain) (Jenkins & Watts, 1968). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η μέθοδος της διασυσχέτισης κυματομορφών στο πεδίο του χρόνου (time domain) σύμφωνα με τον αλγόριθμο των Schaff et al. (2004) και Schaff & Waldhauser (2005), η οποία ορίζεται από τη σχέση:

$$c(\tau) = n\int u_1(t)u_2(t+\tau)dt \tag{3.11}$$

όπου $u_1(t)$ και $u_2(t)$ τα σεισμογράμματα δύο σεισμών και n ο παράγοντας κανονονικοποίησης που δίνεται από τη σχέση:

$$n = \frac{1}{\left[\int u_1^2(t)dt \int u_2^2(t)dt\right]^{\frac{1}{2}}} \tag{3.12}.$$

Η χρονική υστέρηση (delay) τ στον χρόνο όπου ο συντελεστής διασυσχέτισης (CC) λαμβάνει τη μέγιστη τιμή του, προσδιορίζει τον χρόνο υστέρησης (delay time) μεταξύ δύο σεισμογραμμάτων που έχουν καταγραφεί σε έναν σταθμό.

Όπως γίνεται αντιληπτό, οι δύο παράμετροι που προκύπτουν από τη διασυσχέτιση κυματομορφών είναι ο χρόνος υστέρησης (dt) και ο συντελεστής διασυσχέτισης (CC) για τις P- και S- φάσεις ζευγών σεισμών. Ο χρόνος υστέρησης λαμβάνει θετικές ή αρνητικές τιμές, με τιμές κοντά στο μηδέν να υποδηλώνουν ότι οι σεισμοί προέρχονται σχεδόν από την ίδια θέση. Ο συντελεστής διασυσχέτισης (CC) λαμβάνει τιμές από 0 έως 1 (ή 0% - 100%), όπου το μηδέν φανερώνει ασυσχέτιστες κυματομορφές, ενώ για τιμές πλησίον της μονάδας οι κυματομορφές τείνουν να είναι όμοιες.

Για να προσδιορισθούν αυτές οι παράμετροι για κάθε ζεύγος σεισμών και κάθε φάση γίνεται διασυσχέτιση όλων των διαθέσιμων κυματομορφών σε κάθε σταθμό χωριστά σε ορισμένο χρονικό παράθυρο και αφού έχουν φιλτραριστεί σε ένα δεδομένο εύρος συχνοτήτων. Το χρονικό παράθυρο επιλέγεται με τέτοιο τρόπο ώστε να περιλαμβάνονται κάθε φορά μόνο οι P ή μόνο οι S φάσεις. Η χρονική διάρκεια του παραθύρου ορίζεται κατά περίπτωση λαμβάνοντας κυρίως υπόψη τη γεωμετρία του σεισμολογικού δικτύου. Αφού ορισθεί το χρονικό παράθυρο επιλέγεται ένας χρόνος t (lag) στον οποίο μετακινείται το παράθυρο γύρω από τη φάση P ή S. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μπορούν συσχετισθούν όμοιες φάσεις σε περιπτώσεις μη ορθής αναγνώρισής τους από τον χρήστη. Το εύρος φιλτραρίσματος των κυματομορφών επιλέγεται κάθε φορά σύμφωνα με τα σεισμολογικά όργανα τα οποία έχουν χρησιμοποιηθεί αλλά και την περιοχή μελέτης.

Ένας επίσης σημαντικός παράγοντας που λαμβάνεται υπόψη στη δημιουργία ζευγών σεισμών οι οποίοι θα διασυσχετισθούν είναι η μεταξύ τους απόσταση. Οι Geller & Mueller (1980) έδειξαν πως η μέγιστη απόσταση μεταξύ δύο πανομοιότυπων σεισμών δεν μπορεί να ξεπερνά το λ/4, δηλαδή τέσσερις φορές μικρότερη από το επικρατόν μήκος κύματος. Έχει δειχθεί πως ο συντελεστής διασυσχέτισης μειώνεται όσο αυξάνεται η απόσταση μεταξύ των σεισμών (Waldhauser & Schaff, 2008).

Αφού ολοκληρωθεί η διαδικασία της διασυσχέτισης κυματομορφών προκύπτουν τρία αρχεία, ένα για κάθε συνιστώσα, τα οποία περιέχουν τους χρόνους υστέρησης και τους συντελεστές διασυσχέτισης όλων των ζευγών σεισμών που έχουν διασυσχετισθεί σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Από τα ζεύγη που έχουν προκύψει διατηρούνται όσα έχουν συντελεστή διασυσχέτισης πάνω από μία τιμή, η οποία ορίζεται από τον χρήστη και διαφέρει κατά περίπτωση. Το τελικό αρχείο που παράγεται από τη διαδικασία αυτή είναι ένα αρχείο διαφορικών χρόνων όπως φαίνεται στο Σχήμα 3-6. Η πρώτη γραμμή αφορά το ζεύγος σεισμών το οποίο έχει διασυσχετισθεί, στην προκειμένη περίπτωση είναι ο σεισμός 1 και ο σεισμός 2. Το μηδέν ορίζει πως οι χρόνοι γένεσης που έχουν χρησιμοποιηθεί στη διασυσχέτιση κυματομορφών είναι ίδιοι με τα δεδομένα καταλόγου. Από τη δεύτερη γραμμή και έπειτα υπάρχουν πληροφορίες για τον σταθμό, τον χρόνο υστέρησης (dt), τον συντελεστή διασυσχέτισης (CC) και τη φάση (P ή S).

```
#    1      2  0
 KLV    -0.02927  0.96  P
 GUR    -0.02769  0.94  P
KALE    -0.03365  0.96  P
TRIZ    -0.03312  0.96  P
LAKA    -0.03275  0.89  P
SERG    -0.03292  0.96  P
 KLV    -0.02629  0.89  S
KALE    -0.04133  0.92  S
TRIZ    -0.03474  0.86  S
LAKA    -0.03139  0.98  S
SERG    -0.04189  0.96  S
ALIK    -0.02943  0.99  S
 KLV    -0.02625  0.83  S
KALE    -0.04041  0.81  S
TRIZ    -0.03400  0.84  S
LAKA    -0.03283  0.98  S
SERG    -0.04016  0.96  S
ALIK    -0.03407  0.93  S
```

Σχήμα 3-6 Αρχείο με διαφορικούς χρόνους από διασυσχέτιση κυματομορφών.

3.3.2 ΔΙΑΦΟΡΙΚΟΙ ΧΡΟΝΟΙ ΑΠΟ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΦΑΣΕΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Οι διαφορικοί χρόνοι από δεδομένα φάσεων υπολογίζονται με βάση τους χρόνους διαδρομής που έχουν προκύψει από τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων και με τη χρήση του προγράμματος *ph2dt* το οποίο αποτελεί μέρος του πακέτου *hypoDD* (Waldhauser, 2001). Το πρόγραμμα *ph2dt* διατρέχει τον κατάλογο των P και S φάσεων με σκοπό τη δημιουργία ζευγών χρόνων διαδρομής σεισμών που έχουν γραφτεί σε κοινό σταθμό. Σε ιδανική περίπτωση, αναζητείται ένα δίκτυο δεσμών μεταξύ σεισμών, ώστε να δημιουργηθεί μία αλυσίδα συνδεδεμένων σεισμών στη μικρότερη δυνατή απόσταση.

Για να επιτευχθούν όσο το δυνατό περισσότερα ζεύγη σεισμών ορίζεται μία σειρά παραμέτρων. Αρχικά ορίζεται το ελάχιστο βάρος (MINWGHT) το οποίο πρέπει να έχει μία φάση ώστε να μπορεί να επιλεγεί από το πρόγραμμα καθώς και η μέγιστη επιτρεπόμενη επικεντρική απόσταση μεταξύ σεισμού και σταθμού (MAXDIST) σε km. Στη συνέχεια ορίζεται η μέγιστη απόσταση μεταξύ δύο σεισμών (MAXSEP) σε km. Η παράμετρος αυτή είναι πολύ σημαντική, διότι τα κύματα σεισμών, οι οποίοι απέχουν μεγάλες αποστάσεις μεταξύ τους, δεν διατρέχουν

την ίδια διαδρομή. Έτσι αν η παράμετρος MAXSEP λάβει μεγάλες τιμές δεν τηρείται η βασική αρχή της μεθόδου των διπλών διαφορών, δηλαδή τα κύματα σεισμών που είναι σε κοντινές αποστάσεις και γράφονται από ένα σταθμό να έχουν ακολουθήσει τον ίδιο δρόμο διάδοσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να υπεισέρχεται σφάλμα στο πρόγραμμα το οποίο στο δεύτερο βήμα, κατά την εφαρμογή του *hypoDD*, θα δημιουργήσει ένα ασταθές σύστημα εξισώσεων. Συνεπώς, για τη βέλτιστη εφαρμογή του *ph2dt* κρίνεται απαραίτητη μία ενδελεχής μελέτη των μεταβολών της παραμέτρου MAXSEP.

Όσοι σεισμοί βρίσκονται μέσα στην ακτίνα που έχει ορισθεί από την παράμετρο MAXSEP είναι υποψήφιοι για τη δημιουργία ζευγών σεισμών. Για να δημιουργηθεί μία γειτονιά σεισμών χρησιμοποιείται η παράμετρος (MAXNGH), η οποία ορίζει τον μέγιστο αριθμό σεισμών που μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Στη διαδικασία αυτή επιλέγονται μόνο όσοι σεισμοί έχουν συνδεθεί με «ισχυρό» τρόπο, ο οποίος καθορίζεται από την παράμετρο MINLNK, που αφορά τον αριθμό των φάσεων μεταξύ δύο ζευγών σεισμών. Τα ζεύγη που έχουν αριθμό φάσεων μικρότερο από το MINLNK θεωρείται πως έχουν συνδεθεί κατά «αδύναμο» τρόπο. Έτσι, ένας σεισμός μπορεί να θεωρηθεί ζευγάρι με έναν άλλον σεισμό σε έναν χώρο με ακτίνα μικρότερη ή ίση από την τιμή MAXSEP, εφ' όσον ο συνολικός αριθμός των φάσεων των δύο σεισμών είναι μεγαλύτερος από τη τιμή του MINLNK. Ο αριθμός των συνδεδεμένων σεισμών δεν μπορεί να ξεπερνά την τιμή του MAXNGH.

Τέλος, αφού έχουν ορισθεί οι γειτονιές των σεισμών και οι μεταξύ τους συνδέσεις, ορίζονται δύο νέες παράμετροι που αφορούν τον ελάχιστο (MINOBS) και τον μέγιστο αριθμό (MAXOBS) φάσεων σε ένα ζεύγος σεισμών. Αν η παράμετρος MINOBS είναι μικρότερη από τη παράμετρο MINLNK τότε λαμβάνονται υπόψη σεισμοί οι οποίοι έχουν συνδεθεί κατά «αδύναμο» τρόπο. Με τη διαδικασία αυτή δημιουργούνται οι διαφορικοί χρόνοι ζευγών σεισμών οι οποίοι απέχουν μικρή απόσταση μεταξύ τους.

3.3.3 ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΤΩΝ ΔΙΠΛΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ

Ο σχετικός επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων γίνεται με τη χρήση του προγράμματος *hypoDD* (Waldhauser, 2001) και της μεθόδου των διπλών διαφορών. Το σημαντικότερο πλεονέκτημα της μεθόδου των διπλών διαφορών, όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη ενότητα, είναι η χρήση διαφορικών χρόνων τόσο από τη διασυσχέτιση κυματομορφών όσο και από τα δεδομένα φάσεων των σεισμικών κυμάτων. Αυτό αξιοποιείται από το πρόγραμμα *hypoDD* το οποίο παρέχει στον χρήστη τη δυνατότητα να συνδυάσει

διαφορικούς χρόνους από δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και δεδομένα φάσεων με σκοπό τον βέλτιστο σχετικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων.

Αφού δημιουργηθούν ανεξάρτητα τα δύο αρχεία με τους διαφορικούς χρόνους, τότε εισάγονται στο *hypoDD,* όπου ξεκινά η διαδικασία της αντιστροφής για την επίλυση των εξισώσεων των διπλών διαφορών. Το πρόγραμμα παρέχει δύο επιλογές για την επίλυση του συστήματος. Η πρώτη επιλογή, η οποία χρησιμοποιείται περισσότερο στη βιβλιογραφία, αφορά τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων (LSQR) (Paige & Saunders, 1982). Η μέθοδος αυτή προτιμάται όταν το πλήθος των σεισμών είναι μεγάλο και κατά συνέπεια και το πλήθος των εξισώσεων του συστήματος. Για την επίλυση του γραμμικού προβλήματος χρησιμοποιείται ένας παράγοντας απόσβεσης (damping factor), ο οποίος ορίζεται από την παράμετρο DAMP με εμπειρικό τρόπο. Η δεύτερη μέθοδος είναι η μέθοδος της αποσύνθεσης ιδιαζουσών τιμών (Singular Value Decomposition, SVD) και προτείνεται για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων μικρού αριθμού σεισμών.

Το βασικό μειονέκτημα της πρώτης μεθόδου (LSQR) είναι πως τα σφάλματα που προκύπτουν στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων κατά την αντιστροφή δεν αντιστοιχούν στα πραγματικά σφάλματα, αλλά αποτελούν μία μαθηματική λύση του προβλήματος. Για τον λόγο αυτόν χρειάζεται είτε να επαναπροσδιορισθεί ένα μικρό δείγμα σεισμών με τη μέθοδο SVD για τον προσδιορισμό των σφαλμάτων (π.χ. Mesimeri et al., 2016) είτε να υιοθετηθούν στατιστικές μέθοδοι για τον προσδιορισμό των σφαλμάτων, όπως περιγράφεται σε επόμενη ενότητα.

Η διαδικασία της αντιστροφής περιλαμβάνει έναν αριθμό επαναλήψεων οι οποίες επιμερίζονται ανά ομάδα επαναλήψεων. Σε κάθε ομάδα ορίζεται ένας αριθμός παραμέτρων ο οποίος χρησιμοποιείται για τις επαναλήψεις. Αρχικά ορίζεται το βάρος των P (WTCCP, WTCTP) και S (WTCCS, WTCTS) φάσεων για κάθε επανάληψη για τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων, αντίστοιχα. Στην περίπτωση που συνδυάζονται δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων τα βάρη πρέπει να επιλεχθούν με προσοχή. Κατά τις πρώτες επαναλήψεις δίνεται μεγαλύτερο βάρος στα δεδομένα φάσεων, ενώ μειώνεται το αντίστοιχο βάρος στα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών. Με τον τρόπο αυτόν προσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών που απέχουν μεγαλύτερες αποστάσεις. Κατά τις τελευταίες επαναλήψεις, τα βάρη αντιστρέφονται (μικρότερα βάρη στα δεδομένα φάσεων και μεγαλύτερα βάρη στα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών). Έτσι αξιοποιείται η δυνατότητα που παρέχεται από τη διασυσχέτιση κυματομορφών, δηλαδή ο

προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών που βρίσκονται σε πολύ κοντινές αποστάσεις και έχουν υψηλή ομοιότητα.

Σε κάθε ομάδα επαναλήψεων ορίζονται επιπλέον οι παράμετροι WRCC και WRCT που αφορούν τα χρονικά υπόλοιπα για τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων, αντίστοιχα. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιούνται μόνο τα ζεύγη σεισμών που τα χρονικά τους υπόλοιπα είναι WRCC/WRCT φορές η τυπική απόκλιση του δείγματος. Τέλος, ορίζονται οι παράμετροι WDCC και WDCT για τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων, αντίστοιχα. Οι παράμετροι αυτές, και για τις δύο περιπτώσεις, αντιστοιχούν στην παράμετρο MAXSEP η οποία χρησιμοποιείται σε προηγούμενο βήμα (*ph2dt*) και αφορά τη μέγιστη δυνατή απόσταση μεταξύ δύο σεισμών. Έχει δειχθεί πως τα χρονικά υπόλοιπα αυξάνουν όσο αυξάνεται η απόσταση μεταξύ δύο σεισμών (π.χ. Waldhauser & Schaff, 2008; Mesimeri et al., 2016). Κατά συνέπεια η μέγιστη επιτρεπόμενη απόσταση μπορεί να εκτιμηθεί και να επαναπροσδιορισθεί με σκοπό τον βέλτιστο προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων.

3.4 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΣΦΑΛΜΑΤΩΝ

Όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη ενότητα, τα σφάλματα που προκύπτουν από την εφαρμογή του *hypoDD* δεν αντιστοιχούν στα πραγματικά σφάλματα των λύσεων των εστιακών συντεταγμένων. Οι κυριότερες μέθοδοι που έχουν προταθεί αφορούν τον στατιστικό προσδιορισμό των σφαλμάτων στις εστιακές συντεταγμένες με τη χρήση μεθόδων αναδειγματολειψίας (bootstrap) για τον προσδιορισμό των σφαλμάτων στην εκτίμηση των εστιακών συντεταγμένων, καθώς και μέθοδοι jackknifing με σκοπό την εύρεση της επίδρασης της γεωμετρίας του σεισμολογικού δικτύου στις λύσεις των εστιακών συντεταγμένων (Efron, 1982; Billings, 1994; Shearer, 1997; Waldhauser and Ellsworth, 2000; Zanzerkia et al., 2003; Bai et al., 2006; Cerdeña et al., 2014 μεταξύ άλλων). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιούνται δύο μέθοδοι, σε κάθε περίπτωση χωριστά, οι οποίες και περιγράφονται στη συνέχεια.

3.4.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΥ BOOTSTRAP

Κατά την τελική επανάληψη της τελευταίας ομάδας των επαναλήψεων του προγράμματος *hypoDD,* δημιουργείται το αρχείο με ονομασία *.res. Το αρχείο αυτό περιέχει μία σειρά πληροφοριών που αφορούν τα χρονικά υπόλοιπα κάθε ζεύγους σεισμών που έχουν υπολογιστεί σε έναν σταθμό από δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών ή από δεδομένα φάσεων. Αρχικά διαχωρίζονται τα δύο διαφορετικά είδη δεδομένων αφού τα σφάλματα στις εκάστοτε περιπτώσεις είναι διαφορετικά.

Από το διάνυσμα των χρονικών υπολοίπων σε κάθε περίπτωση επιλέγονται με αντικατάσταση κατά τυχαίο τρόπο N τιμές, όπου N ο συνολικός αριθμός των παρατηρήσεων. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται 200 φορές, χωριστά για κάθε ομάδα δεδομένων, με σκοπό να δημιουργηθούν 200 δείγματα που περιέχουν τα σφάλματα. Τα σφάλματα που επιλέχθηκαν με αναδειγματοληψία προστίθενται στους αρχικούς διαφορικούς χρόνους ως θόρυβος κατά περίπτωση. Έτσι, δημιουργούνται 200 νέα αρχεία εισαγωγής διαφορικών χρόνων διασυσχέτισης κυματομορφών και 200 νέα αρχεία διαφορικών χρόνων φάσεων. Στη συνέχεια επαναπροσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών για κάθε δείγμα.

Αφού ολοκληρωθεί ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων, τότε αυτές συγκρίνονται με τις τιμές που προέκυψαν από τους αρχικούς διαφορικούς χρόνους. Έτσι, δημιουργούνται τρία διαφορετικά δείγματα με 200 παρατηρήσεις το καθένα, που αφορούν τη μεταβολή των εστιακών συντεταγμένων (X, Y, Z) κάθε σεισμού. Για την εύρεση του σφάλματος σε κάθε σεισμό και κάθε διεύθυνση εκτιμάται ο πίνακας διακύμανσης-συνδιακύμασης για τα ζεύγη (X-Y):

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx}^2 \sigma_{xy}^2 \\ \sigma_{yx}^2 \sigma_{yy}^2 \end{pmatrix} \tag{3.13}$$

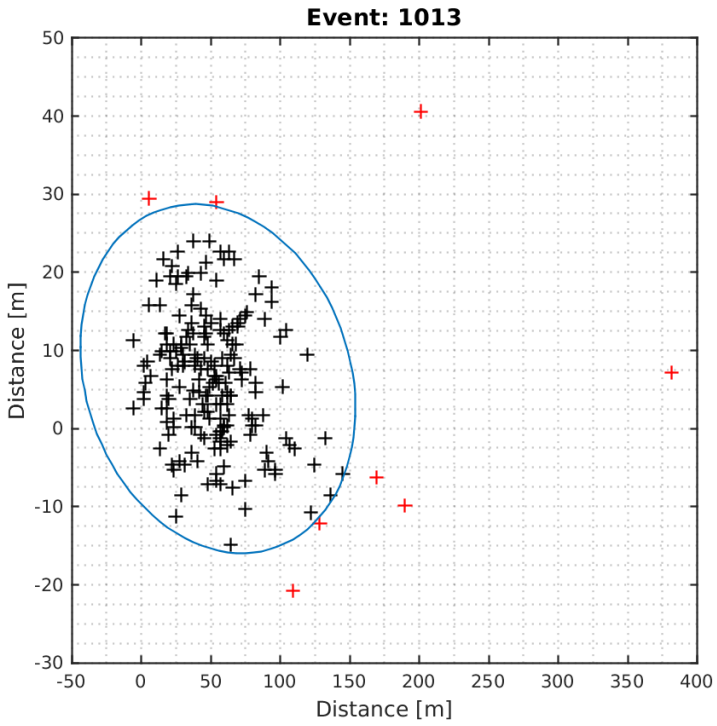
και για τα ζεύγη (X-Z):

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx}^2 \sigma_{xz}^2 \\ \sigma_{zx}^2 \sigma_{zz}^2 \end{pmatrix} \tag{3.14}.$$

Έτσι, το σύνολο σχεδόν των σημείων (x, y) (και αντίστοιχα (x, z)) μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκει σε μία έλλειψη της οποίας οι ημι-άξονες είναι οι τετραγωνικές ρίζες των ιδιοτιμών $\lambda^{(1)}$ και $\lambda^{(2)}$. Η έλλειψη που προκύπτει έχει διεύθυνση ίση με:

$$\tan^{-1}\left(\frac{x_1^{(1)}}{x_2^{(1)}}\right) \tag{3.15}$$

όπου $x_1^{(1)}$ και $x_2^{(1)}$ τα ιδιοδιανύσματα του πίνακα 3.13 (αντίστοιχα 3.14). Η έλλειψη με βάση τα παραπάνω, αφορά το 1σ επίπεδο εμπιστοσύνης, δηλαδή 68%. Αντίστοιχα, μπορεί να βρεθεί η έλλειψη στο 2σ επίπεδο εμπιστοσύνης (95%) ή στο 3σ (99%). Ένα παράδειγμα έλλειψης στο 95% επίπεδο εμπιστοσύνης παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-7. Αφού υπολογιστούν οι αντίστοιχες ελλείψεις για κάθε σεισμό, υπολογίζεται η διάμεσος για κάθε διεύθυνση (X, Y, Z), οι τιμές της οποίας αποτελούν την εκτίμηση του σφάλματος σε κάθε διεύθυνση.



Σχήμα 3-7 Παράδειγμα υπολογισμού έλλειψης στο 95% διάστημα εμπιστοσύνης για τη διεύθυνση Χ-Υ.

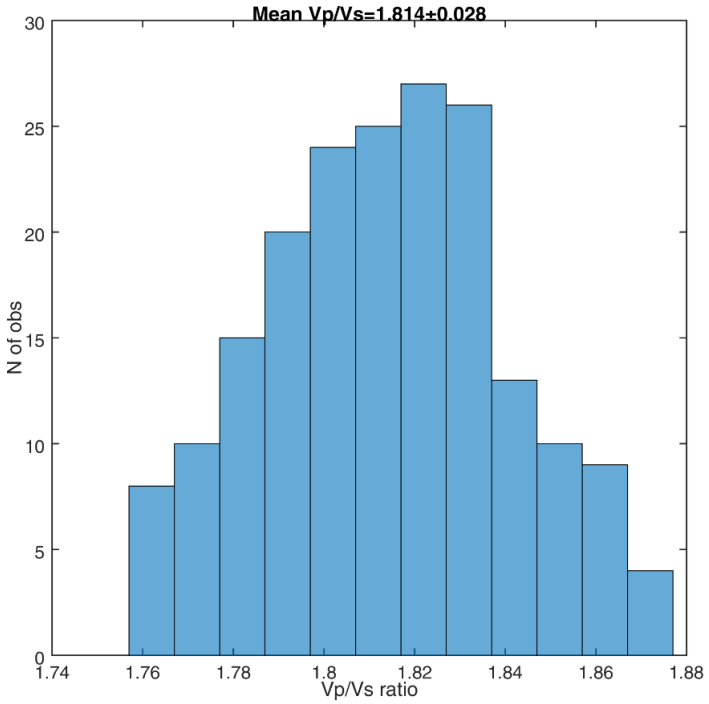
3.4.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΥ JACKKNIFE

Η εφαρμογή της μεθόδου jackknife γίνεται με τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων Ν φορές, όπου Ν ο αριθμός των χρησιμοποιούμενων σεισμολογικών σταθμών. Σε κάθε νέα εφαρμογή του *hypoDD* επαναπροσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες χρησιμοποιώντας Ν-1 σεισμολογικούς σταθμούς. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν σε κάθε περίπτωση συγκρίνονται με τα αποτελέσματα που προέκυψαν χρησιμοποιώντας όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς. Αφού υπολογιστούν οι διαφορές, βρίσκεται η τυπική απόκλιση για κάθε σεισμό, σε κάθε διεύθυνση. Τέλος, για την εύρεση σφάλματος λόγω της επίδρασης της γεωμετρίας του δικτύου υπολογίζεται η διάμεσος όλων των τυπικών αποκλίσεων για κάθε διεύθυνση.

3.5 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΞΑΡΣΗ ΑΙΓΙΟΥ 2013

Η σεισμική έξαρση στην περιοχή του Αιγίου ξεκίνησε στις 21 Μαΐου του 2013, διήρκησε τρεις μήνες (μέχρι 21 Αυγούστου 2013) και αναλύθηκαν 1500 σεισμοί χρησιμοποιώντας καταγραφές 18 σεισμολογικών σταθμών που βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις έως 130 km (βλέπε Κεφάλαιο 2). Αρχικά, για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων υπολογίσθηκε η τιμή του λόγου ταχυτήτων των επιμήκων ως προς αυτήν των εγκαρσίων

κυμάτων (V_p/V_s) χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Wadati και κατασκευάζοντας τα αντίστοιχα διαγράμματα. Από τους 1500 διαθέσιμους σεισμούς επιλέχθηκαν όσοι είχαν περισσότερες από 10 S φάσεις και προέκυψε μία ομάδα με 203 σεισμούς. Αφού κατασκευάσθηκαν τα διαγράμματα Wadati υπολογίστηκε ο λόγος ταχυτήτων με τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης (orthogonal regression) και κατασκευάστηκε το ιστόγραμμα των τιμών των λόγων ταχυτήτων (Σχήμα 3-8), όπου η μέση τιμή τους βρέθηκε ίση με 1.81. Για καλύτερο έλεγχο των αποτελεσμάτων προσδιορίστηκε ο λόγος ταχυτήτων χρησιμοποιώντας όλα τα διαθέσιμα δεδομένα και βρέθηκε ίσος με 1.805. Η τελική τιμή του λόγου ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε ισούται με 1.81.



Σχήμα 3-8 Ιστόγραμμα τιμών λόγου ταχυτήτων Vp/Vs για τους 203 επιλεγμένους σεισμούς.

Για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων που έχει προταθεί από τους Rigo et al. (1996) (Πίνακας 3-1) και ο λόγος ταχυτήτων που υπολογίστηκε προηγουμένως. Αφού προσδιορίσθηκαν αρχικά οι εστιακές συντεταγμένες, στη συνέχεια υπολογίσθηκαν τα χρονικά υπόλοιπα των σεισμολογικών σταθμών (Πίνακας 3-2).

Πίνακας 3-1 Μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων (Rigo et al., 1996).

Ταχύτητα (km/sec)	Βάθος (km)
4.80	0.0
5.20	4.0
5.80	7.2
6.10	8.2
6.30	10.4
6.50	15.0
7.00	30.0
7.90	40.0

Πίνακας 3-2 Χρονικά υπόλοιπα σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση των σεισμών της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου (2013).

Κωδική ονομασία σταθμού	Χρονικά υπόλοιπα (sec)	Κωδική ονομασία σταθμού	Χρονικά υπόλοιπα (sec)
ALIK	+0.21	**ITM**	+0.22
AMT	+0.40	**KALE**	+0.20
ANX	-0.05	**KLV**	+0.05
DID	+0.64	**LAKA**	+0.27
DRO	+0.14	**PVO**	+0.25
DSF	-0.05	**RLS**	+0.14
EFP	+0.00	**SERG**	+0.05
EVR	+0.17	**TRIZ**	+0.08
GUR	-0.01	**UPR**	+0.29

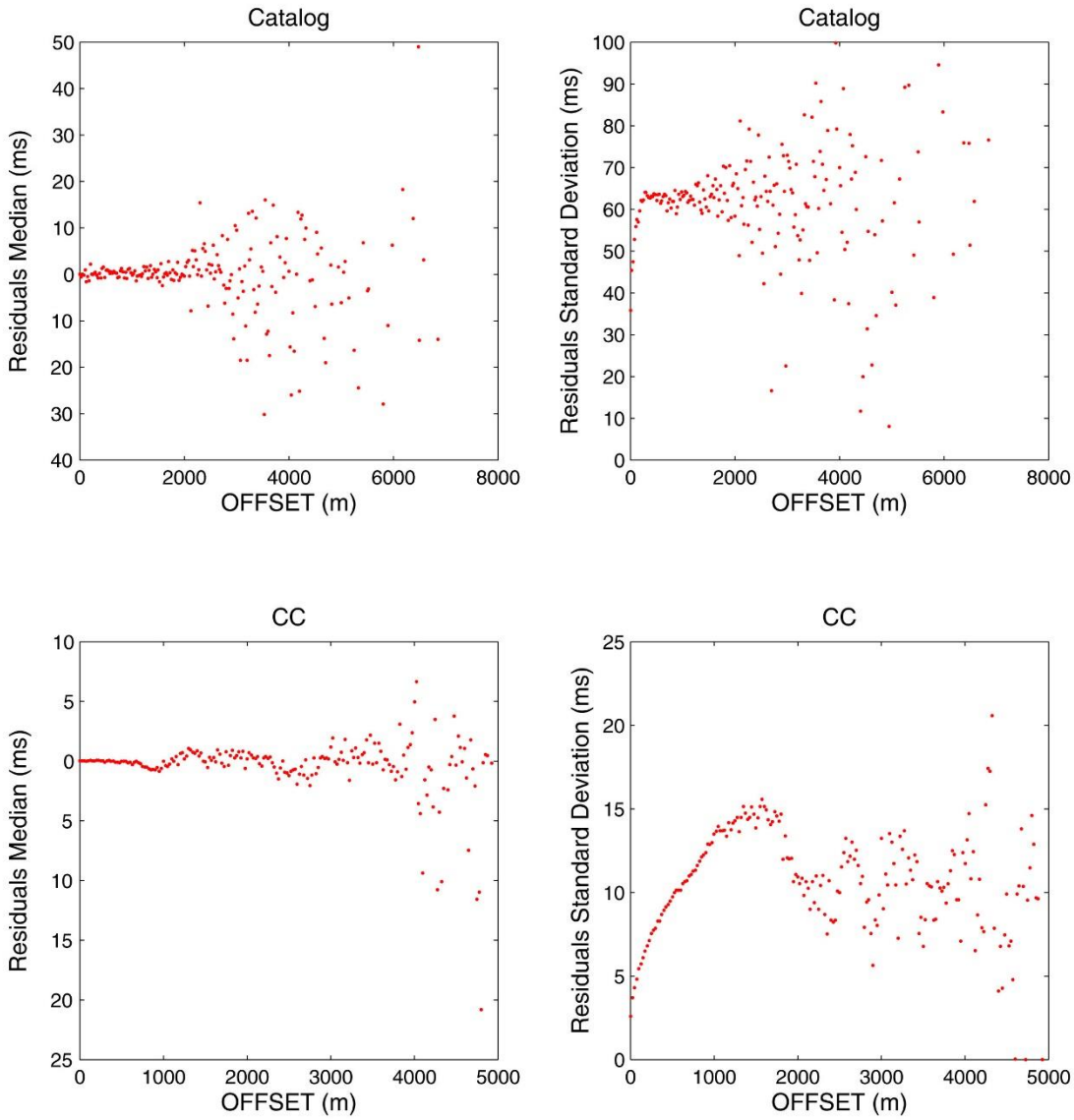
Τα χρονικά υπόλοιπα, το τοπικό μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων και ο λόγος ταχυτήτων χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με το πρόγραμμα *HYPOINVERSE*. Οι λύσεις που προέκυψαν χρησιμοποιήθηκαν ως αρχείο εισαγωγής στο πρόγραμμα *ph2dt* με σκοπό τη δημιουργία διαφορικών χρόνων ζευγών σεισμών σε κοινούς σταθμούς. Όπως έχει αναφερθεί, μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους στο πρόγραμμα *ph2dt* είναι η μέγιστη απόσταση μεταξύ σεισμών οι οποίοι μπορούν να σχηματίσουν ζεύγη (MAXSEP). Έτσι, πριν την τελική εφαρμογή του αλγορίθμου των διπλών διαφορών (*hypoDD*) προηγείται μία διαδικασία εύρεσης της βέλτιστης τιμής της μέγιστης απόστασης των σεισμών.

Αρχικά, λαμβάνοντας υπόψη τη χωρική κατανομή μετά τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων, η παράμετρος MAXSEP ορίζεται στα 10 km με σκοπό τη δημιουργία όσο το δυνατό περισσότερων ζευγών σεισμών. Οι υπόλοιπες παράμετροι για το πρόγραμμα *ph2dt* είναι MINLNK=8, MAXNGH=10, MINOBS=8 και MAXOBS=20. Τα ζεύγη που δημιουργούνται εισάγονται στο πρόγραμμα *hypoDD* με σκοπό τον σχετικό προσδιορισμό των εστιακών

συντεταγμένων. Στο συγκεκριμένο στάδιο επιλέγονται 5 ομάδες επαναλήψεων με 5 επαναλήψεις η καθεμία, δηλαδή συνολικά 25 επαναλήψεις. Σκοπό των πολλαπλών επαναλήψεων αποτελεί η σταδιακή μείωση της παραμέτρου της μέγιστης επιτρεπόμενης απόστασης μεταξύ σεισμών (WDCT στο *hypoDD*) από τα 10 km στα 7 km. Η κατανομή των σφαλμάτων με την απόσταση (Σχήμα 3-9) χρησιμοποιείται για να διαπιστωθεί από ποιά απόσταση και πάνω τα σφάλματα αποκλίνουν από τιμές κοντά στο μηδέν. Παρατηρείται ότι εάν η απόσταση μεταξύ δύο σεισμών είναι πάνω από 3 km, τα χρονικά υπόλοιπα (residuals) αποκτούν μεγάλες τιμές με συνέπεια το μη ακριβή προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων (Σχήμα 3-9 πάνω αριστερά). Αντίστοιχη διακύμανση παρουσιάζει και η τυπική απόκλιση των σφαλμάτων (Σχήμα 3-9 πάνω δεξιά).

Εφ' όσον δείχθηκε ότι η απόσταση μεταξύ των εστιών θα πρέπει να λαμβάνει τιμές έως 3 km, επαναλαμβάνεται η διαδικασία από την αρχή θέτοντας διαφορετικές αρχικές τιμές στις παραμέτρους MAXSEP και WDCT. Συγκεκριμένα, στο πρόγραμμα *ph2dt,* η παράμετρος MAXSEP ορίζεται στα 7 km, ενώ οι υπόλοιπες παράμετροι διατηρούν τις ίδιες τιμές, όπως και στο προηγούμενο βήμα. Από αυτό το βήμα προκύπτουν 9701 ζεύγη σεισμών με 70227 P- και 59553 S- φάσεις, τα οποία και εισάγονται στο πρόγραμμα *hypoDD.* Αυτή τη φορά επιλέγονται 6 ομάδες επαναλήψεων με 5 επαναλήψεις η καθεμία, δηλαδή συνολικά 30 επαναλήψεις. Κατά την πρώτη ομάδα επαναλήψεων ($1^{η}$ - $5^{η}$ επανάληψη), η παράμετρος που αφορά τα χρονικά υπόλοιπα (WRCT) και η παράμετρος που αφορά τη μέγιστη απόσταση ορίζονται ως -9, δηλαδή δε λαμβάνεται υπόψη κάποιος περιορισμός για τις συγκεκριμένες παραμέτρους. Αυτό βοηθά στον αρχικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων όλων των σεισμών χωρίς κάποιο περιορισμό στα χρονικά υπόλοιπα και στις μεταξύ τους αποστάσεις. Στις επόμενες επαναλήψεις ($6^{η}$ - $10^{η}$ επανάληψη) διατηρείται η τιμή -9 για την παράμετρο WRCT, ενώ η απόσταση ορίζεται στα 7 km, τιμή ίδια με αυτή που χρησιμοποιήθηκε στο *ph2dt*. Στο σημείο αυτό ξεκινά η εισαγωγή των περιορισμών με τον καθορισμό της μέγιστης απόστασης μεταξύ των σεισμών. Παρ' όλα αυτά δεν τίθεται κάποιος περιορισμός για τα χρονικά υπόλοιπα επιτρέποντας έτσι τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων για μεγαλύτερο πλήθος σεισμών. Από την $3^{η}$ ομάδα επαναλήψεων ($11^{η}$ – $15^{η}$ επανάληψη) ορίζεται τιμή και για τα χρονικά υπόλοιπα (WRCT=6), ενώ η τιμή της μέγιστης απόστασης μειώνεται κατά 1 km (WDCT=6). Σε αυτή την ομάδα επαναλήψεων εισάγεται περιορισμός και για τα χρονικά υπόλοιπα, βοηθώντας στη σταδιακή επιλογή των καλύτερα επαναπροσδιορισμένων σεισμών. Στις επόμενες τρεις ομάδες

επαναλήψεων (16η – 30η επανάληψη) οι δύο παράμετροι μειώνονται σταδιακά κατά μία μονάδα σε κάθε ομάδα επαναλήψεων έως ότου πάρουν τις τιμές WRCT=4 και WDCT=3.



Σχήμα 3-9 Διάμεσος και τυπική απόκλιση των χρονικών υπολοίπων σε συνάρτηση με την απόσταση μεταξύ των σεισμών για τα δεδομένα καταλόγου (**πάνω**) και δεδομένα από διασυσχέτιση κυματομορφών (**κάτω**) (Mesimeri et al., 2016).

Οι χρόνοι γένεσης των σεισμών που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου των διπλών διαφορών (*hypoDD*) χρησιμοποιήθηκαν μαζί με τις ημερήσιες καταγραφές των σεισμολογικών σταθμών (16 από τους 18 σταθμούς) για τη δημιουργία κυματομορφών διάρκειας 60 s ανά σεισμό, ανά σταθμό και ανά συνιστώσα, από τις διαθέσιμες ημερήσιες καταγραφές. Στις κυματομορφές που προέκυψαν εισάγονται οι χρόνοι άφιξης των P και S κυμάτων, όπου αυτοί ήταν διαθέσιμοι, και στη συνέχεια οι κυματομορφές φιλτράρονται σε ένα εύρος συχνοτήτων 2-10 Hz. Η εφαρμογή της μεθόδου της διασυσχέτισης κυματομορφών έγινε

σε δύο διαφορετικά χρονικά παράθυρα (1 s και 2 s) για τις P και S φάσεις, αντίστοιχα. Αφού συγκρίθηκαν οι χρονικές υστερήσεις που προέκυψαν από τη διασυσχέτιση κυματομορφών για τις δύο περιπτώσεις (1 s και 2 s), επιλέχθηκαν οι μετρήσεις με χρονικό παράθυρο 1 s εφ' όσον η διαφορά ήταν μικρότερη από τον ρυθμό δειγματοληψίας (0.01 s). Με σκοπό τη δημιουργία ενός αξιόπιστου αρχείου δεδομένων διαφορικών χρόνων διασυσχέτισης κυματομορφών, εφαρμόστηκαν περιορισμοί αναφορικά με τον ελάχιστο συντελεστή διασυσχέτισης (CC≥0.8) και τον αριθμό των φάσεων (τουλάχιστον 4P ή 4S).

Το αρχείο των διαφορικών χρόνων που προέκυψε από τη διασυσχέτιση των κυματομορφών, χρησιμοποιήθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων (*hypoDD*) για να εξετασθεί ποια τιμή της παραμέτρου WDCT είναι η καταλληλότερη. Στο Σχήμα 3-9 (κάτω) απεικονίζονται τα χρονικά υπόλοιπα σε σχέση με την απόσταση μεταξύ των σεισμών για τα δεδομένα μόνο από τη διασυσχέτιση κυματομορφών. Παρατηρείται πως ενώ η μέγιστη τιμή της απόστασης ορίσθηκε ίση με 5 km, τα σφάλματα αποκλίνουν από το μηδέν περίπου στα 2 km. Αυτή η τιμή χρησιμοποιείται στο επόμενο στάδιο, όπου και γίνεται ο τελικός προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων.

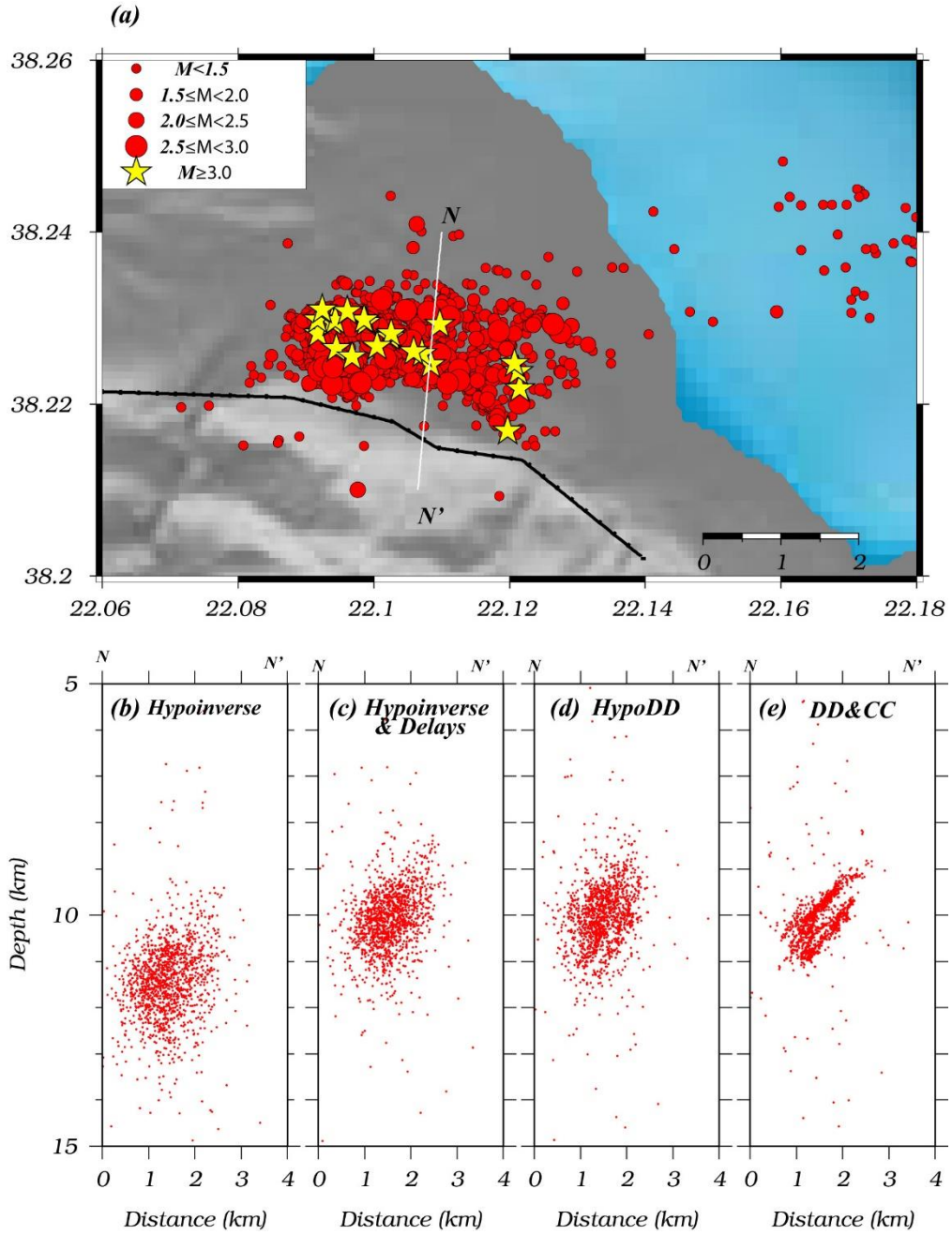
Κατά το τελικό στάδιο προσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων συνδυάστηκαν οι διαφορικοί χρόνοι από τα δεδομένα των φάσεων (*ph2dt)* και από τη διασυσχέτιση κυματομορφών. Για να είναι εφικτή η χρήση των δύο διαφορετικών αρχείων δεδομένων είναι απαραίτητο να χρησιμοποιηθούν κατάλληλα βάρη κατά την αντιστροφή. Έτσι, στις δύο πρώτες ομάδες επαναλήψεων ($1^{η}$ – $10^{η}$ επανάληψη) μειώνεται το βάρος των δεδομένων από τη διασυσχέτιση κυματομορφών κατά 100, με σκοπό τον προσδιορισμό των εστιών από τα δεδομένα φάσεων. Αφού έχουν προσδιορισθεί οι εστιακές συντεταγμένες με τα δεδομένα φάσεων, κατά την τρίτη ομάδα επαναλήψεων ($11^{η}$ – $17^{η}$ επανάληψη) μειώνεται το βάρος των δεδομένων φάσεων για να προσδιορισθούν οι εστιακές συντεταγμένες με τη χρήση δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών. Η απόσταση μεταξύ εστιών ορίζεται στο 1.25 km κατά την τελευταία ομάδα επαναλήψεων.

Με σκοπό να εκτιμηθεί το σφάλμα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων, επιλέχθηκε ένα τυχαίο δείγμα 80 σεισμών και επαναπροσδιορίσθηκαν οι εστιακές συντεταγμένες με τη μέθοδο SVD. Το μέσο σφάλμα στις διευθύνσεις Α-Δ, Β-Ν είναι 3.8 m και 1.8 m, αντίστοιχα, ενώ το μέσο σφάλμα στο βάθος είναι 5.4 m. Οι τιμές που προκύπτουν είναι πάρα πολύ μικρές και δεν αντιπροσωπεύουν το πραγματικό σφάλμα στη μέτρηση. Για το λόγο αυτό εφαρμόστηκαν τεχνικές αναδειγματοληψίας για (i) να βρεθεί η επίδραση της γεωμετρίας του

σεισμολογικού δικτύου στις τελικές θέσεις των εστιών και (ii) να προσεγγισθεί το σφάλμα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Για την εύρεση του σφάλματος λόγω της γεωμετρίας του δικτύου εφαρμόστηκε η μέθοδος jackknife, όπου επαναλήφθηκε η διαδικασία του επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων, αφαιρώντας ένα σταθμό κάθε φορά. Η διάμεσος της τυπικής απόκλισης για τις διευθύνσεις Α-Δ, Β-Ν είναι 72.41 m και 17.47 m, αντίστοιχα, ενώ η διάμεσος της τυπικής απόκλισης του βάθους είναι 91.23 m. Ελαφρώς μικρότερες τιμές υπολογίστηκαν με τη μέθοδο bootstrap, όπου επιλέχθηκαν 200 δείγματα με αντικατάσταση από το τελικό διάνυσμα των σφαλμάτων και προστέθηκαν αλγεβρικά στους διαφορικούς χρόνους. Συγκεκριμένα, η διάμεσος για τις διευθύνσεις Α-Δ, Β-Ν είναι 48.96 m και 18.07 m, αντίστοιχα, ενώ η διάμεσος του βάθους είναι 42.65 m στο 95% επίπεδο εμπιστοσύνης. Παρατηρείται πως η επίδραση της γεωμετρίας του δικτύου εισάγει μεγαλύτερο σφάλμα στις μετρήσεις σε σύγκριση με την προσθήκη θορύβου στα δεδομένα.

Η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών παρουσιάζεται στο Σχήμα 3-10a όπου απεικονίζεται μία σεισμική ζώνη με διεύθυνση ΑΝΑ-ΔΒΔ. Επιπλέον, κατασκευάστηκαν τέσσερις τομές κάθετες στην κύρια διεύθυνση, οι οποίες παρουσιάζουν τα διαφορετικά στάδια του επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων. Συγκεκριμένα, η πρώτη τομή (Σχήμα 3-10b) δείχνει την κατανομή των εστιών κατά τον αρχικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με τη χρήση του λογισμικού *HYPOINVERSE*, τον λόγο ταχυτήτων (V_p/V_s=1.81) και το τοπικό μοντέλο φλοιού. Παρατηρείται πως οι εστίες βρίσκονται σε βάθη μεταξύ 9 και 13 km και σχηματίζουν ένα «σύννεφο», χωρίς να είναι δυνατή η αναγνώριση τεκτονικών δομών. Στη δεύτερη τομή (Σχήμα 3-10c) έχουν υπολογιστεί οι χρονικές διορθώσεις των σεισμολογικών σταθμών και οι εστιακές συντεταγμένες έχουν επαναπροσδιορισθεί με τη χρήση του *HYPOINVERSE*, του τοπικού μοντέλου φλοιού και του λόγου Vp/Vs. Η σημαντικότερη διαφοροποίηση σε σχέση με το προηγούμενο βήμα αφορά τη μεταβολή στα εστιακά βάθη, όπου παρατηρείται πως οι εστίες έχουν μετατοπισθεί σε επιφανειακότερα βάθη (8-12 km). Κατά τα δύο επόμενα στάδια οι εστιακές συντεταγμένες έχουν προσδιορισθεί με τη χρήση της μεθόδου των διπλών διαφορών με δεδομένα χρόνων άφιξης σεισμικών κυμάτων (Σχήμα 3-10d) αλλά και συνδυασμό δεδομένων χρόνων άφιξης σεισμικών κυμάτων και διασυσχέτισης κυματομορφών (Σχήμα 3-10e). Στα δύο αυτά στάδια δεν παρατηρείται μετατόπιση των εστιών, αλλά αυτές ευθυγραμμίζονται ώστε να αποτυπώνουν τις τεκτονικές δομές που δραστηριοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης, ειδικότερα στο τελευταίο στάδιο όπου ο σεισμογόνος χώρος

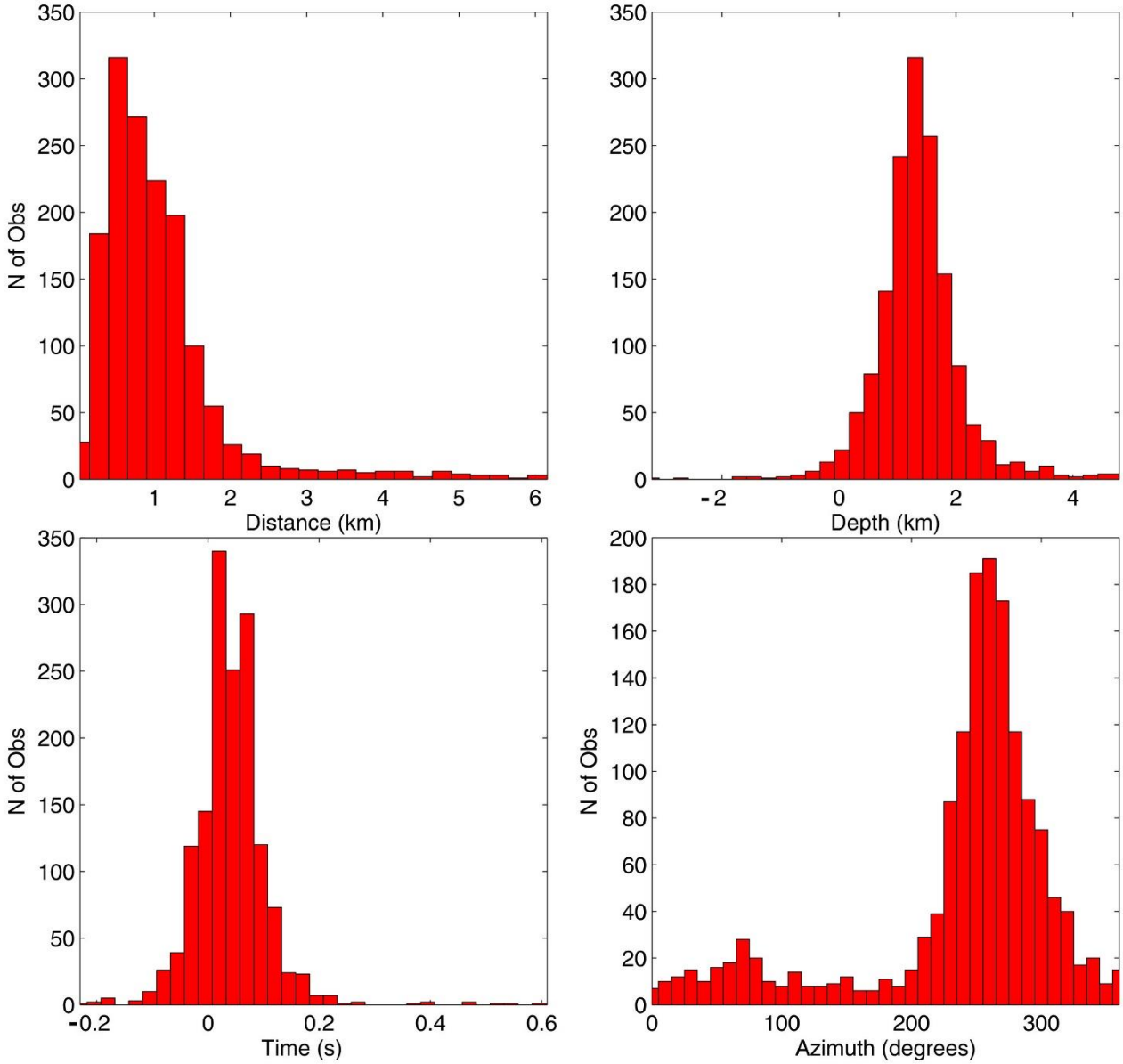
τοποθετείται σε βάθη μεταξύ 9 και 11 km, παρατηρείται δηλαδή σημαντική χωρική συγκέντρωση.



Σχήμα 3-10 (**a**) Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών μετά τον σχετικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών τους συντεταγμένων. (**b, c, d, e**) Κάθετες τομές στη μέση παράταξη για τα τέσσερα στάδια του επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων (Mesimeri et al., 2016).

Στο Σχήμα 3-11 απεικονίζονται ιστογράμματα της διαφοράς των τελικών λύσεων από τις αρχικές αναφορικά με το επίκεντρο, το βάθος, τον χρόνο γένεσης και την κατεύθυνση μεταβολής αζιμουθιακά. Η μέση τιμή των διαφορών στο επίκεντρο είναι 1 km και στο βάθος 1.3 km επιφανειακότερα σε σύγκριση με τις αρχικές. Η μέση διαφορά αναφορικά με τον χρόνο

γένεσης είναι 0.017 s. Η κατανομή της διαφοράς στο αζιμούθιο δείχνει μία συστηματική μετατόπιση των σεισμών προς τα δυτικά, η οποία σχετίζεται με τη μετατόπιση της σεισμικής δραστηριότητας. Σημειώνεται πως οι μεγαλύτερες διαφορές έχουν σημειωθεί μεταξύ πρώτου και δεύτερου σταδίου όπως αυτό φαίνεται και από το σχήμα Σχήμα 3-10c.



Σχήμα 3-11 Ιστογράμματα διαφορών στην επικεντρική απόσταση, βάθος, χρόνο γένεσης και η κατεύθυνση μεταβολής αζιμουθιακά μεταξύ πρώτου και τελευταίου σταδίου επαναπροσδιορισμού εστιακών συντεταγμένων (Mesimeri et al., 2016).

3.6 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ

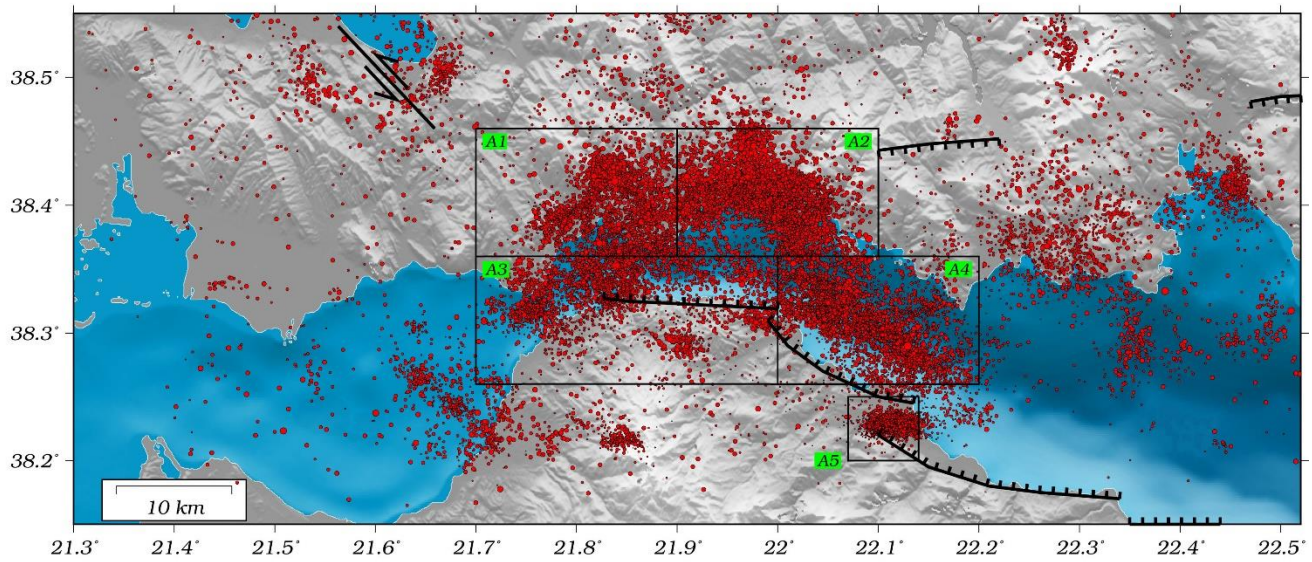
Οι σεισμοί που εκδηλώθηκαν στον Κορινθιακό κόλπο (21.3^{o}Α-23.5^{o}Α / 37.8^{o}Β -38.6^{o}Β) κατά την περίοδο 2008-2014 επιλέχθηκαν, ώστε να επαναπροσδιορισθούν οι εστιακές τους

συντεταγμένες. Λόγω της διαφορετικής κατανομής της σεισμικότητας αλλά και με βάση τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής, διακρίθηκαν τρεις επιμέρους υπο-περιοχές (Δυτικός, Ανατολικός Κορινθιακός και ΒΔ Πελοπόννησος). Ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων έγινε για κάθε περιοχή ξεχωριστά χρησιμοποιώντας όλα τα διαθέσιμα σεισμολογικά δεδομένα (βλέπε κεφάλαιο 2).

3.6.1 ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΣ - ΔΥΤΙΚΟΣ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ

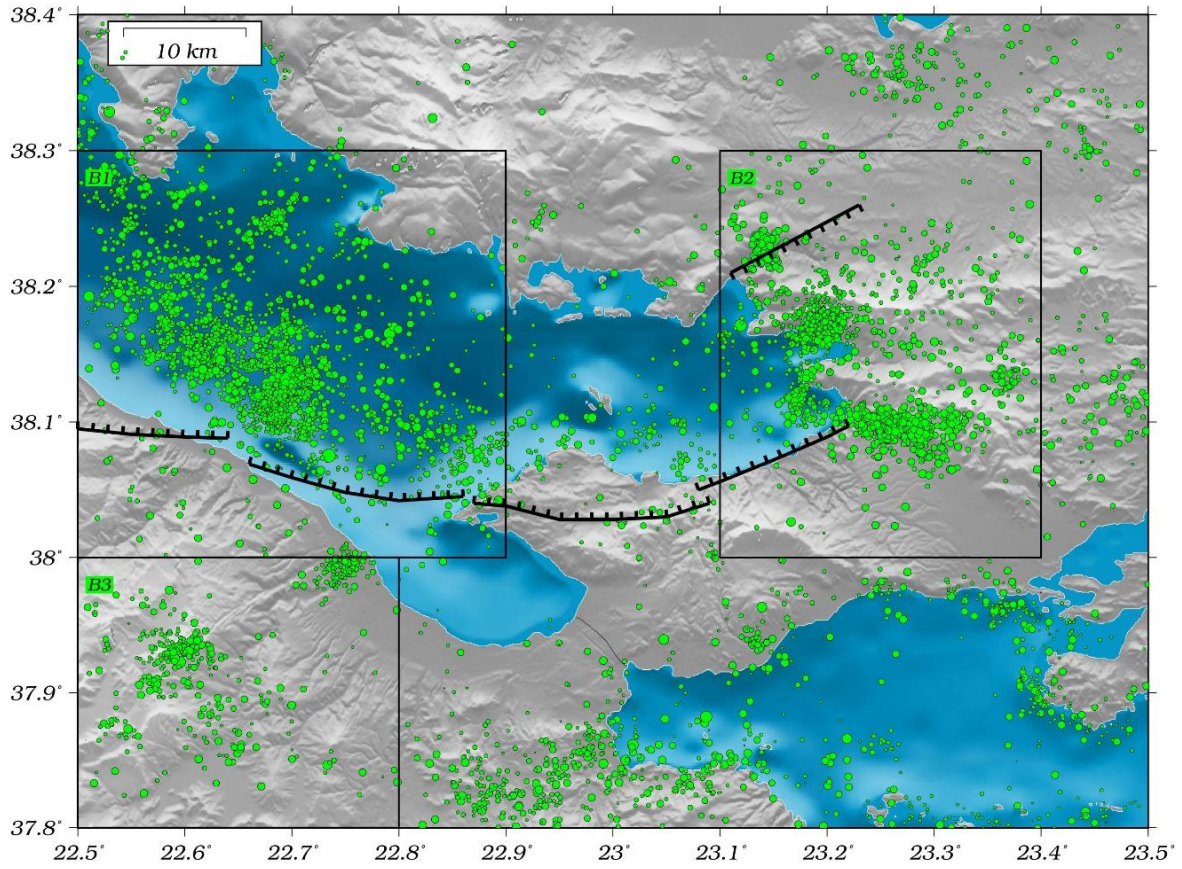
Για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων χρησιμοποιήθηκε αρχικά ένα μικρό δείγμα σεισμών, διαφορετικό για κάθε περιοχή, το οποίο αποτελείται από τους πιο πρόσφατους σεισμούς (2013 – 2014). Αυτό θεωρήθηκε απαραίτητο γιατί το δίκτυο κατά τα τελευταία δύο χρόνια της εξεταζόμενης περιόδου ήταν πυκνότερο (βλέπε Κεφάλαιο 2) και σεισμοί που αναλύθηκαν εκείνη την περίοδο έχουν ικανοποιητικό αριθμό φάσεων. Πρώτα υπολογίστηκε ο λόγος ταχυτήτων V_p/V_s για τις δύο περιοχές χωριστά, έπειτα από επιλογή σεισμών με τουλάχιστον 20 S-φάσεις (411 και 136 σεισμοί, αντίστοιχα), και βρέθηκε ίσος με 1.79 και 1.76 για τον Δυτικό και τον Ανατολικό Κορινθιακό, αντίστοιχα. Έπειτα επιλέχθηκε το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων των Rigo et al. (1996) και για τις δύο περιοχές, για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με το πρόγραμμα *HYPOINVERSE*, αφού εξετάστηκαν και άλλα μοντέλα ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων (Kaviris, 2003; Latorre et al., 2004).

Όπως έχει αναφερθεί και προηγουμένως, τα μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων δεν είναι δυνατό να αποτυπώσουν τις οριζόντιες μεταβολές της ταχύτητας και θεωρείται απαραίτητος ο υπολογισμός χρονικών διορθώσεων στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται. Επιπλέον, είναι σημαντικό οι σεισμοί οι οποίοι χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων να βρίσκονται σε κοντινές αποστάσεις μεταξύ τους για να μπορούν να υπολογιστούν τα χρονικά υπόλοιπα για τις ίδιες φάσεις σεισμικών κυμάτων. Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, οι χρονικές διορθώσεις των σταθμών έγιναν χωριστά για τον Δυτικό και τον Ανατολικό Κορινθιακό.



Σχήμα 3-12 Κατανομή επικέντρων για το Δυτικό Κορινθιακό (2008-2014). Με παραλληλόγραμμα διακρίνονται οι υπό-περιοχές στις οποίες διακρίθηκε ο Δυτικός Κορινθιακός με σκοπό το βέλτιστο υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων των σεισμολογικών σταθμών.

Για τον Δυτικό Κορινθιακό αρχικά διακρίθηκαν 5 υπό-περιοχές (Σχήμα 3-12) με βάση τη χωρική κατανομή των επικέντρων, την πυκνότητα των σεισμών και τις κύριες τεκτονικές δομές. Έτσι, χρησιμοποιώντας το δείγμα δεδομένων που αφορά τους σεισμούς που έγιναν μεταξύ 2013 και 2014 υπολογίστηκαν τα χρονικά υπόλοιπα (Πίνακας 3-3). Για τους υπόλοιπους σεισμούς, οι οποίοι δεν ανήκουν σε κάποια από τις υπό-περιοχές, υπολογίστηκαν χρονικές διορθώσεις λαμβάνοντας υπόψη όλους τους σεισμούς που έγιναν το διάστημα 2013-2014. Επιπλέον, επειδή κάποιοι σταθμοί δεν λειτουργούσαν την περίοδο 2013-2014, επιλέχθηκαν ορισμένοι σεισμοί από παλαιότερα έτη, με αρκετές καταγραφές σε σταθμούς που είχαν υπολογιστεί χρονικές διορθώσεις, ώστε να προσδιορισθούν οι χρονικές διορθώσεις των σταθμών που δεν ήταν πλέον σε λειτουργία. Ο προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων έγινε για κάθε υπο-περιοχή χωριστά χρησιμοποιώντας τις χρονικές διορθώσεις των σταθμών, τον λόγο ταχυτήτων και όλες τις διαθέσιμες φάσεις σεισμικών κυμάτων (2008-2014). Το ίδιο εφαρμόστηκε και για τους σταθμούς που δεν ανήκουν σε κάποια υπό-περιοχή. Έτσι δημιουργήθηκε ένας ενιαίος κατάλογος σεισμών οι οποίοι έχουν προσδιορισθεί με διαφορετικές χρονικές διορθώσεις.



Σχήμα 3-13 Κατανομή επικέντρων σεισμών που έγιναν στον Ανατολικό Κορινθιακό. Με παραλληλόγραμμα ορίζονται οι υπό-περιοχές στις οποίες διακρίθηκε ο Ανατολικός Κορινθιακός για τον βέλτιστο υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων των σεισμολογικών σταθμών.

Παρόμοια διαδικασία εφαρμόστηκε και στον Ανατολικό Κορινθιακό, ο οποίος διακρίθηκε σε τρεις υπό-περιοχές (Σχήμα 3-13). Οι χρονικές διορθώσεις των σταθμών παρουσιάζονται στον Πίνακα 3-3, τόσο για κάθε υπό-περιοχή όσο και για τους υπόλοιπους σεισμούς που δεν εντάσσονται σε κάποια από αυτές. Οι εστιακές τους συντεταγμένες προσδιορίσθηκαν για όλους τους σεισμούς χρησιμοποιώντας τις κατάλληλες χρονικές διορθώσεις.

Ένα στοιχείο που είναι σημαντικό να τονισθεί είναι η μεγάλη διαφοροποίηση στις τιμές των χρονικών διορθώσεων των σταθμών τόσο για τα δύο τμήματα του Κορινθιακού (Ανατολικός - Δυτικός) αλλά όσο και για κάθε υπό-περιοχή χωριστά (Πίνακας 3-3). Αυτό φανερώνει πως η χρήση χρονικών διορθώσεων που δεν είναι αντιπροσωπευτικές για την περιοχή εισάγει σφάλμα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Οι κυριότερες μεταβολές μπορούν να παρατηρηθούν στην εκτίμηση του εστιακού βάθους, όπως έχει ήδη δειχθεί και στην περίπτωση της σεισμικής έξαρσης στο Αίγιο 2013.

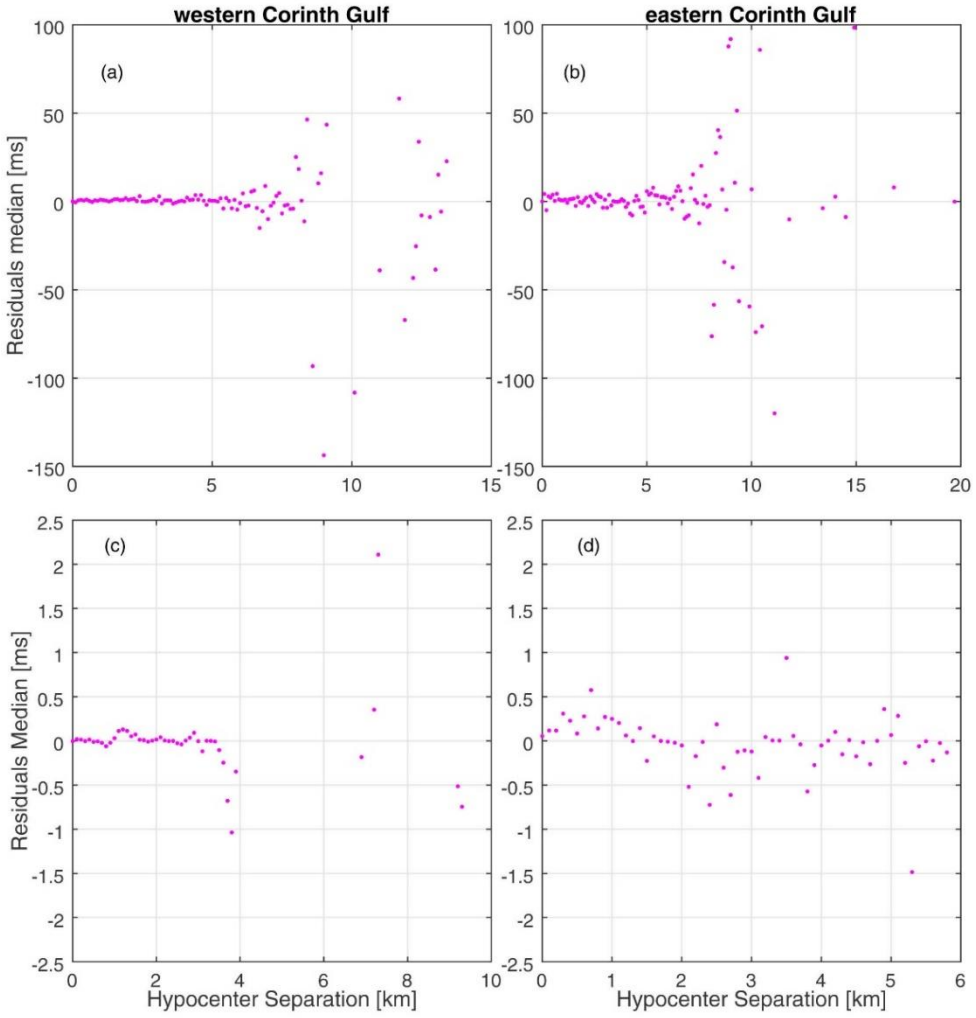
Πίνακας 3-3 Χρονικές διορθώσεις σταθμών για τον Δυτικό και Ανατολικό Κορινθιακό, καθώς και για τις επιμέρους υπό-περιοχές.

Κωδική Ονομασία Σταθμού	Δυτ. Κοριν.	A1	A2	A3	A4	A5	Ανατ. Κοριν.	B1	B2	B3
AGG	0.03	0.12	-0.07	0.16	-0.20	-0.06	0.40	0.35	0.48	0.40
ALIK	0.56	0.34	0.37	0.34	0.29	0.16	0.88	0.50	1.28	0.13
AMT	0.63	0.69	0.54	0.64	0.50	0.33	0.99	0.44	1.50	0.27
ANX	0.15	0.06	0.0	-0.01	-0.02	-0.05	0.56	0.32	0.68	0.26
AST1	0.63	0.08		0.25	0.58					
ATAL	0.24	0.72	0.47	0.66	0.33	-0.06	-0.27	-0.26	-0.18	0.18
ATH	1.05	0.92		0.94	1.17		0.63	0.60	0.18	0.72
ATHU	0.95	0.64	0.83	0.80	0.93		0.48	0.71	0.04	0.61
AXAR	0.58	0.17	0.11	0.05	0.25	0.26	0.28	0.10	0.35	-0.02
AXS	0.53	-0.05	0.03	-0.05	0.17	0.26	1.12			
DID	1.00	1.13	1.17	1.16	1.24	0.93	0.14	0.23	-0.20	-0.16
DION	0.98	0.88		0.75	0.92		0.74	0.80	0.11	0.60
DMLN	0.47									
DRO	0.28	-0.07	-0.06	0.00	0.03	0.06	0.91	0.39	0.89	0.21
DSF	-0.03	-0.16	-0.20	-0.19	-0.06	-0.05	-0.27	-0.12	-0.19	-0.25
DSL	0.93									
EFP	0.24	0.01	-0.02	-0.01	-0.02	-0.03	0.59	0.21	0.72	0.22
EPID	1.03	0.68	1.60	1.86	1.10	0.97	0.31	0.17	0.02	-0.25
EREA	0.85	0.61	0.48	0.06	0.85	0.68	0.44	0.65	0.18	0.27
ERET	1.18						0.37			
EVGI	0.50	0.32	0.54	0.28	0.56	0.73	2.01	1.44		0.05
EVR	0.30	-0.02	0.03	-0.01	0.05	0.14	0.73	0.68	0.64	0.73
GUR	-0.04	-0.20	-0.18	-0.17	-0.09	-0.04	0.44	-0.10	0.51	0.08
ITM	0.51	0.58	0.43	0.73	0.26	0.12	0.87	0.41	0.83	0.04
KALE	0.08	0.09	0.14	0.08	0.19	0.20	0.17	0.00	0.27	0.04
KARY	0.51	0.88		0.60	0.64		0.94	0.92	0.63	0.31
KLV	0.08	-0.16	-0.24	-0.13	-0.15	0.73	0.52	-0.17	0.67	-0.11
KRND	1.08	0.88	1.09	1.00	1.12	0.73	0.45	0.34	0.16	0.11
KYMI	0.46	0.44		0.41	0.26		0.32	0.54	0.19	0.21
LAKA	0.52	0.12	0.13	0.10	0.16	0.22	0.67	0.11	1.18	-0.12
LKD2	0.63	0.32	0.73	0.21	0.63	0.41	2.21	1.50		
LKR	0.21	0.47	0.29	0.39	0.27	0.09	-0.31	-0.45	-0.22	-0.21
LOUT	0.84	0.82	0.65	1.25	0.65	0.55	0.12	-0.14	-0.02	0.02
LTK	0.86	0.87	0.66	0.87	0.59	0.65	0.08	-0.11	-0.04	-0.10
MAKR	0.60	0.34	0.44	0.30	0.51	0.70	0.95	0.71	0.88	1.00
MRKA	0.95	0.90	1.12	0.67	0.98	0.96	0.04	0.57	0.03	0.42
NYDR	0.56									

Κωδική Ονομασία Σταθμού	Δυτ. Κορ.	A1	A2	A3	A4	A5	Ανατ. Κορ.	B1	B2	B3
PDO	0.66	0.03	0.67	0.04	0.68	0.64	1.89	1.18		1.09
PROD	0.55	0.62	0.46	0.69	0.47	0.61	-0.04	0.04	0.05	0.05
PTL	0.83	0.68	0.79	0.67	0.85	0.67	0.58	0.79	0.15	0.64
PVO	0.40	-0.12	0.14	-0.05	0.35	0.31	1.16	1.13	0.92	0.83
PYL	0.76	0.50	0.46	0.64	0.49	0.55	1.21	0.82	1.50	0.41
RLS	0.46	0.11	0.28	0.14	0.18	0.09	0.73	0.40		-0.16
SERG	0.28	0.15	0.16	0.12	0.08	0.05	0.35	0.03	0.44	0.09
SMIA	0..65	1.21	0.69		0.80	0.42	0.23	0.46	0.34	0.24
THAL	0.58	0.24	0.51	0.33	0.41	0.56	0.34	0.15	0.31	0.06
TRAZ	0.47	0.23	0.25	0.08	0.35	0.39	0.52	0.15	1.13	-0.01
TRIP	0.34	0.24	0.03	0.22	0.04	0.05	0.82	0.11	0.88	0.01
TRIZ	0.32	0.20	0.16	0.18	0.04	0.07	0.46	0.16	0.60	0.13
UPR	0.58	0.14	0.24	0.07	0.27	0.15	1.26	0.86		0.71
VILL	1.06	1.32	1.25	1.35	1.21	1.14	0.42	0.18	0.12	0.25
VLS	0.18	-0.09		0.01	0.12	0.24	1.67	0.80		
VLX	0.35	0.25	0.12	0.31	0.05		0.72	0.03	0.82	-0.12
VLY	1.03	0.60	0.51	0.60	0.83	0.91	0.52	0.80	0.08	0.68
VTN	1.33	0.72	0.96	0.93	0.97					

Οι λύσεις που προέκυψαν από τον αρχικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων εισάγονται στο πρόγραμμα *ph2dt* με σκοπό τη δημιουργία διαφορικών χρόνων από δεδομένα φάσεων. Οι ίδιες παράμετροι ορίσθηκαν και για τις δύο περιοχές του Κορινθιακού, δηλαδή, MAXSEP=10 km, MAXNGH=10, MINOBS=8 και MAXOBS=40. Η εφαρμογή του *ph2dt* είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός εκατομμυρίου ζευγών P-φάσεων και 740000 ζευγών S-φάσεων για τον Δυτικό Κορινθιακό, ενώ για τον Ανατολικό δημιουργήθηκαν 230000 ζεύγη P-φάσεων και 145000 ζεύγη S-φάσεων. Στη συνέχεια, τα ζεύγη των σεισμών εισάγονται στο πρόγραμμα *hypoDD,* ώστε να προσδιορισθούν οι εστιακές συντεταγμένες μόνο από τα δεδομένα φάσεων. Όπως και στην έξαρση του Αιγίου, έτσι και εδώ εφαρμόζεται η ίδια διαδικασία για την εύρεση της βέλτιστης τιμής της μέγιστης απόστασης των σεισμών (MAXSEP-WDCT).

Στα διαγράμματα (Σχήμα 3-14) απεικονίζονται τα χρονικά υπόλοιπα που προκύπτουν από τα δεδομένα φάσεων και από τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών σε σχέση με την απόσταση μεταξύ των σεισμών για τις δύο περιοχές. Παρατηρείται πως μετά από ορισμένη απόσταση τα χρονικά υπόλοιπα παρουσιάζουν διασπορά. Πιο συγκεκριμένα, για τα δεδομένα των φάσεων οι τιμές της μέγιστης απόστασης λήφθηκαν ίσες με 5 και 6 km για την κάθε περιοχή με βάση το Σχήμα 3-14a και το Σχήμα 3-14b.



Σχήμα 3-14 Διάμεσος των χρονικών υπολοίπων σε συνάρτηση με την απόσταση μεταξύ των σεισμών **(a,b)** για τα δεδομένα φάσεων και **(c,d)** για τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών για τον Δυτικό και Ανατολικό Κορινθιακό αντίστοιχα (Mesimeri et al., 2018).

Ο κατάλογος που έχει προκύψει από τη διαδικασία του *hypoDD* με τη χρήση μόνο δεδομένων φάσεων σεισμικών κυμάτων, χρησιμοποιείται στη συνέχεια για την επεξεργασία των κυματομορφών. Για την εφαρμογή της διασυσχέτισης κυματομορφών επιλέγονται κυματομορφές διάρκειας 60 s με έναρξη τον χρόνο γένεσης κάθε σεισμού σε κάθε σεισμολογικό σταθμό και συνιστώσα. Ο συνολικός όγκος της βάσης των κυματομορφών ανέρχεται στα 65 GB και για τις δύο εξεταζόμενες περιοχές. Στις κυματομορφές προστίθενται οι αφίξεις των P και S κυμάτων, όπως αυτές έχουν επιλεγεί από τον εκάστοτε αναλυτή, και φιλτράρονται σε ένα εύρος συχνοτήτων 2-10 Hz. Η διασυσχέτιση κυματομορφών έγινε σε δύο διαφορετικά χρονικά παράθυρα, 1 s και 2 s, χωριστά για κάθε φάση και με αναζήτηση ±1 s γύρω από κάθε φάση. Τέλος, συγκρίθηκαν τα χρονικά παράθυρα και διατηρήθηκαν οι χρόνοι υστέρησης από το

παράθυρο του ενός δευτερολέπτου, εφ' όσον η διαφορά ήταν μικρότερη του ρυθμού δειγματοληψίας.

Από την παραπάνω διαδικασία προκύπτουν ζεύγη σεισμών με συντελεστές διασυσχέτισης που έχουν εύρος τιμών από 0.00 έως 0.99. Επιπλέον, οι παρατηρήσεις σε κάθε ζεύγος σεισμών ποικίλουν με ελάχιστη τιμή τη μία παρατήρηση. Με σκοπό τη δημιουργία ενός όσο το δυνατό πιο εύρωστου δείγματος διαφορικών χρόνων από διασυσχέτιση κυματομορφών εφαρμόζονται δύο περιορισμοί αναφορικά με τον συντελεστή διασυσχέτισης και τον αριθμό των παρατηρήσεων σε κάθε ζεύγος (Waldhauser & Schaff, 2008; Valoroso et al., 2013). Έτσι, αρχικά επιλέγονται μόνο όσα ζεύγη έχουν συντελεστή διασυσχέτισης μεγαλύτερο από 0.8 (ή 80%) τόσο για τις P- όσο και για τις S- φάσεις. Έπειτα, διατηρούνται μόνο όσα ζεύγη έχουν πάνω από 4P ή 4S φάσεις.

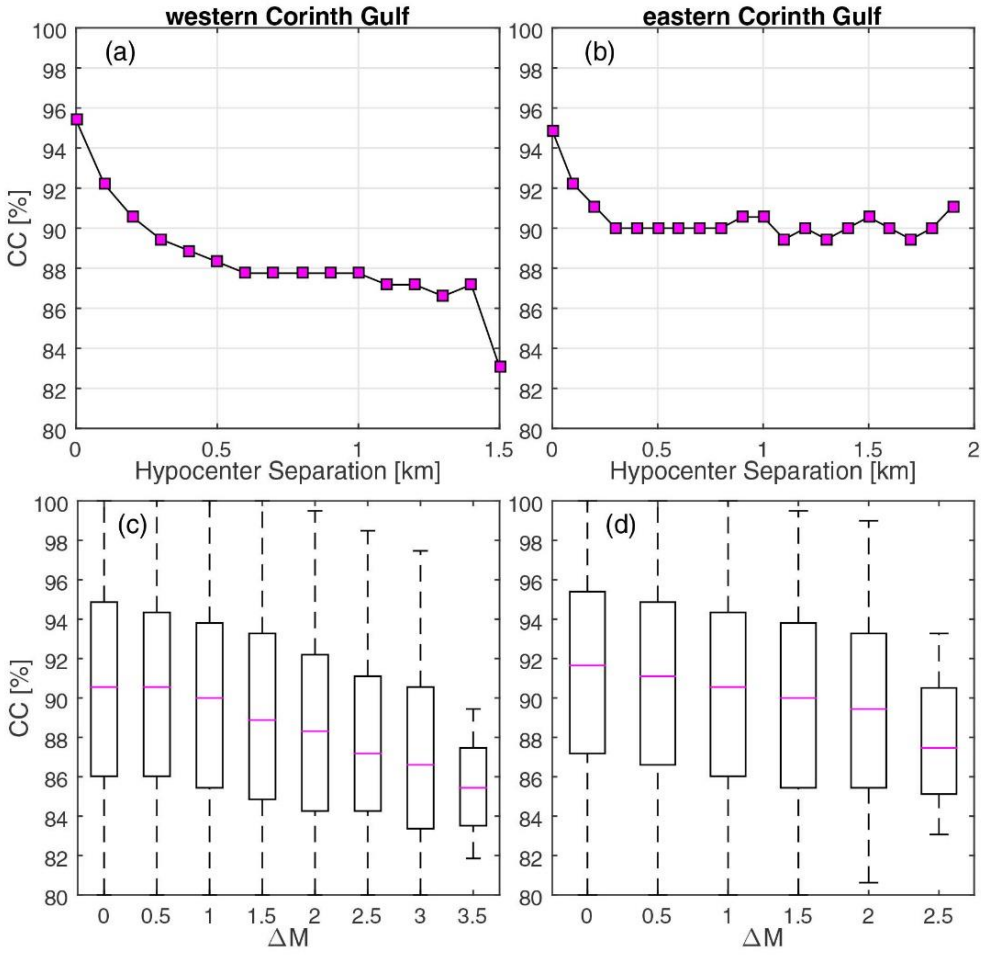
Με σκοπό τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της διασυσχέτισης των κυματομορφών με τα δεδομένα φάσεων, προσδιορίστηκαν οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών μόνο με τη χρήση δεδομένων από τη διασυσχέτιση κυματομορφών. Στο Σχήμα 3-14c και Σχήμα 3-14d έχει χαρτογραφηθεί η διάμεσος των χρονικών υπολοίπων των χρόνων διαδρομής ως προς την απόσταση μεταξύ των σεισμών. Όπως και στα δεδομένα των φάσεων έτσι και εδώ παρατηρείται πως τα σφάλματα παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά όσο αυξάνεται η απόσταση μεταξύ των σεισμών. Ως ανώτερο κατώφλι μπορεί να θεωρηθεί η τιμή μεταξύ 2 και 4 km για τις δύο περιοχές.

Το τελικό στάδιο του σχετικού επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του προγράμματος *hypoDD* έπειτα από συνδυασμό των δεδομένων φάσεων σεισμικών κυμάτων και των δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών, για κάθε περιοχή χωριστά. Όπως έχει αναφερθεί, για να είναι δυνατός ο συνδυασμός των διαφορετικών αρχείων διαφορικών χρόνων πρέπει το σύστημα να σταθμιστεί κατάλληλα. Έτσι, χρησιμοποιήθηκε η ίδια διαδικασία στάθμισης όπως και στην περίπτωση της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου με μόνη διαφορά την τιμή της παραμέτρου WDCT (μέγιστη απόσταση μεταξύ σεισμών). Συγκεκριμένα, κατά την τελευταία ομάδα επαναλήψεων για τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο ορίστηκε η τιμή WDCT=1.5 km ενώ για τον Ανατολικό Κορινθιακό WDCT=5 km, σε συμφωνία με τα αντίστοιχα διαγράμματα χρονικών υπολοίπων-απόστασης μεταξύ σεισμών.

Κατά τον σχετικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με το *hypoDD* είναι δυνατό σεισμοί να μην λαμβάνονται υπόψη είτε λόγω του αρχικού μικρού αριθμού των φάσεων είτε λόγω μικρού αριθμού δεσμών μετά την εφαρμογή της σταθμισμένης αντιστροφής. Κατά

συνέπεια, ο τελικός κατάλογος αποτελείται από 22078 σεισμούς που έγιναν στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο, σχεδόν το 90% των αρχικών σεισμών, και 4323 σεισμούς που έγιναν στον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο, 88% των αρχικών σεισμών. Επιπλέον, η χρήση διαφορετικών δεδομένων αποτυπώνεται και στον τελικό κατάλογο με ένα ποσοστό των σεισμών να έχει προσδιορισθεί με δεδομένα από διασυσχέτιση κυματομορφών και φάσεων σεισμικών κυμάτων, ενώ οι υπόλοιποι έχουν προσδιορισθεί μόνο από δεδομένα φάσεων. Στον Δυτικό Κορινθιακό το 64% των σεισμών έχει προσδιορισθεί από δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων ενώ το 36% μόνο από δεδομένα φάσεων. Αντίθετα, για τον Ανατολικό Κορινθιακό το 63% των σεισμών έχει προσδιορισθεί μόνο με δεδομένα φάσεων, ενώ το 37% με δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων. Η διαφοροποίηση αυτή αποδίδεται κατά κύριο λόγο στη μικρότερη πυκνότητα των σεισμών στον Ανατολικό Κορινθιακό, γεγονός το οποίο συνεπάγεται και λιγότερα ζεύγη σεισμών με υψηλό συντελεστή διασυσχέτισης.

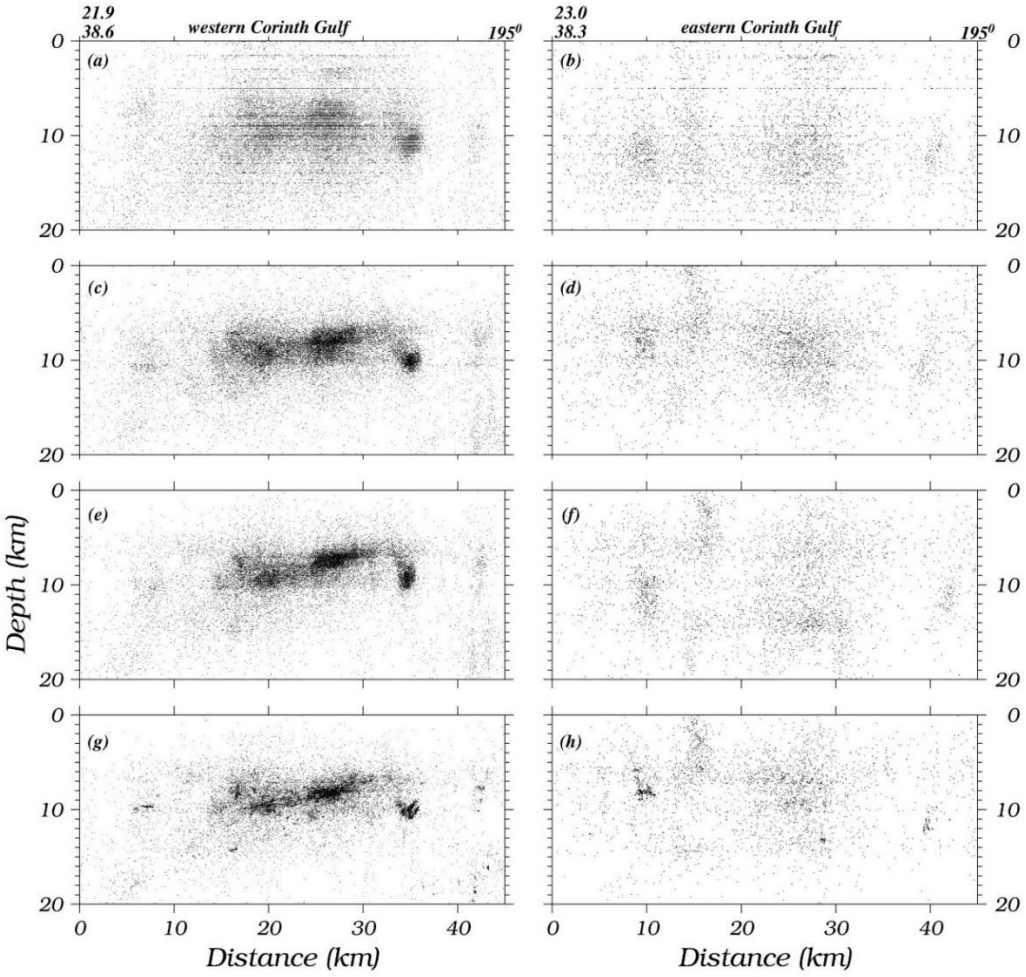
Στο Σχήμα 3-15 παρουσιάζεται η επίδραση της απόστασης μεταξύ των σεισμών και της διαφοράς του μεγέθους των ζευγών σεισμών στον συντελεστή διασυσχέτισης. Για το δυτικό τμήμα, ο συντελεστής διασυσχέτισης μειώνεται όσο αυξάνεται η απόσταση μεταξύ των σεισμών (Σχήμα 3-15a). Παρόμοια μεταβολή παρουσιάζεται και για τον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο (Σχήμα 3-15b) όπου παρατηρούνται όμως μεγαλύτερες τιμές του συντελεστή διασυσχέτισης οι οποίες οφείλονται στην ύπαρξη συγκεκριμένων σεισμικών εξάρσεων. Μείωση του συντελεστή διασυσχέτισης παρατηρείται επίσης και όταν αυξάνεται η διαφορά του μεγέθους των ζευγών σεισμών (Σχήμα 3-15c, d). Πιο συγκεκριμένα, στο δυτικό τμήμα, η διάμεσος του συντελεστή διασυσχέτισης είναι περίπου 90% για $\Delta M \leq 1.5$, ενώ στο ανατολικό τμήμα η τιμή της διάμεσου είναι σχεδόν 92% για $\Delta M \leq 1.5$.



Σχήμα 3-15 (a, b) Μέσος συντελεστής διασυσχέτισης σε συνάρτηση με την απόσταση μεταξύ των σεισμών και **(c, d)** θηκογράμματα του συντελεστή διασυσχέτισης σε σχέση με τη διαφορά στο μέγεθος μεταξύ ζευγών σεισμών.

Στο Σχήμα 3-16 παρουσιάζεται η κατανομή των εστιών σε τομές κάθετες στην κύρια διεύθυνση του Κορινθιακού για τα διαφορετικά στάδια του επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων και για κάθε περιοχή χωριστά. Οι αρχικές θέσεις των εστιών σύμφωνα με τις αναλύσεις ρουτίνας των δύο Ινστιτούτων (ΣΣ-ΑΠΘ, ΓΕΙΝ-ΕΑΑ) απεικονίζονται στο Σχήμα 3-16a για τον Δυτικό και στο Σχήμα 3-16b για τον Ανατολικό Κορινθιακό, αντίστοιχα. Παρατηρείται πως οι εστίες δημιουργούν ένα «σύννεφο» και κατανέμονται σε βάθη από 0-20 km. Επιπλέον, εμφανίζονται οριζόντιες γραμμώσεις σε συγκεκριμένα βάθη, το οποίο οφείλεται είτε σε προκαθορισμένο βάθος εστίας είτε σε δημοσίευση μόνο του ακεραίου μέρους των υπολογισμένων βαθών. Η εικόνα βελτιώνεται αισθητά όταν λαμβάνονται υπόψη οι χρονικές διορθώσεις των σεισμολογικών σταθμών, ένα τοπικό μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων και ο λόγος ταχυτήτων για κάθε περιοχή (Σχήμα 3-16 c, d). Οι εστίες στο δυτικό τμήμα της περιοχής συγκεντρώνονται σε μια σεισμική ζώνη πλάτους 5 km (6-11 km βάθος), παρουσιάζοντας μία μετατόπιση προς επιφανειακότερα βάθη σε σύγκριση με τα αρχικά

δεδομένα. Παρόμοια μετατόπιση των εστιών παρουσιάζεται και στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού χωρίς όμως αυτές να συγκεντρώνονται σε μία σεισμική ζώνη. Στο Σχήμα 3-16 (e, f) παρουσιάζονται σε κάθετες τομές τα αποτελέσματα από τον σχετικό προσδιορισμό των εστιών με τη χρήση δεδομένων μόνο από φάσεις σεισμικών κυμάτων. Παρατηρείται πως οι διαφοροποιήσεις είναι μικρότερες σε σχέση με τα προηγούμενα στάδια με μόνο τις αποστάσεις μεταξύ των εστιών να έχουν μειωθεί αισθητά. Αυτό παρατηρείται κυρίως στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού όπου το πλάτος της σεισμικής ζώνης έχει μειωθεί. Οι εστίες που προσδιορίστηκαν με τον συνδυασμό δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων απεικονίζονται στο Σχήμα 3-16 (g, h) όπου η βελτίωση των εστιών σε σύγκριση με τις αρχικές λύσεις είναι εμφανής. Η σεισμική ζώνη στο δυτικό τμήμα ορίζεται μεταξύ των βαθών 6 και 11 km. Στο ανατολικό τμήμα οι αποστάσεις μεταξύ των εστιών έχουν μειωθεί αλλά οι εστίες καταλαμβάνουν χώρο μεταξύ των 3 και 13 km.



Σχήμα 3-16 Τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση του Κορινθιακού κόλπου για τα διαφορετικά στάδια του επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων για τον Δυτικό και Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο, αντίστοιχα (Mesimeri et al., 2018).

Όπως έχει αναφερθεί, τα σφάλματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου των διπλών διαφορών δεν αντιπροσωπεύουν το πραγματικό σφάλμα αλλά αποτελούν μία μαθηματική προσέγγισή του. Για τον λόγο αυτόν εφαρμόστηκαν οι τεχνικές bootstrap και jackknife για τα δύο τμήματα του Κορινθιακού κόλπου χωριστά. Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της τεχνικής bootstrap σε κάθε περιοχή και για κάθε διεύθυνση και είδος δεδομένων συνοψίζονται στον Πίνακα 3-4. Παρατηρείται πως στον Ανατολικό Κορινθιακό τα σφάλματα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων είναι μεγαλύτερα ενώ στο δυτικό τμήμα είναι της τάξεως μερικών εκατοντάδων μέτρων. Επιπρόσθετα, είναι εμφανής η διαφορά των σφαλμάτων όταν οι εστιακές συντεταγμένες έχουν προσδιορισθεί με δεδομένα μόνο σεισμικών αφίξεων σε αντίθεση με τις περιπτώσεις όπου έχουν χρησιμοποιηθεί κατά κύριο λόγο δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών.

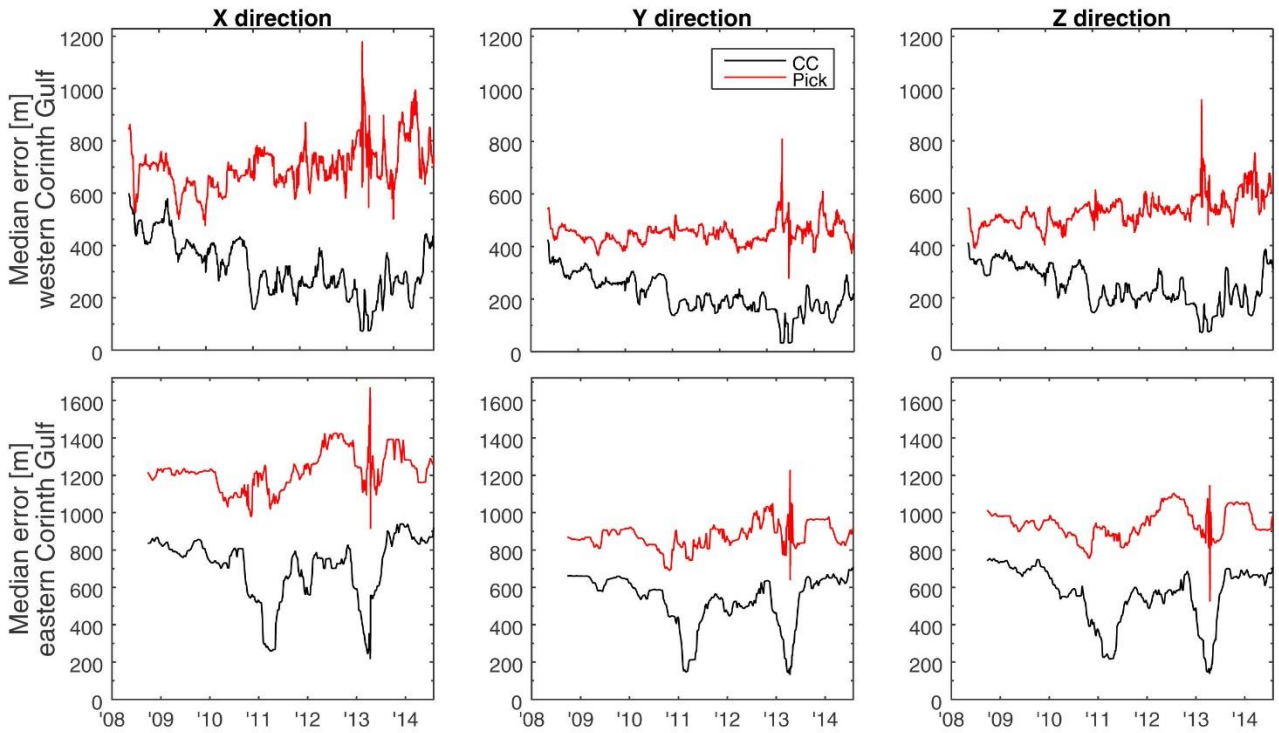
Πίνακας 3-4 Διάμεσος σφαλμάτων (σε μέτρα) στις τρεις διευθύνσεις για τα δύο τμήματα του Κορινθιακού κόλπου και τα διαφορετικά είδη δεδομένων, φάσεις σεισμικών κυμάτων (phase-pick) και διασυσχέτιση κυματομορφών (CC).

	Δυτικός Κορινθιακός			**Ανατολικός Κορινθιακός**		
Διεύθυνση	**Σύνολο σεισμών**	**Phase-pick**	**CC**	**Σύνολο σεισμών**	**Phase-pick**	**CC**
X	380	660	282	856	1230	617
Y	260	439	190	629	864	441
Z	300	513	221	655	933	436

Η κατανομή των σεισμολογικών σταθμών δεν ήταν η ίδια για όλη την περίοδο μελέτης (2008-2014), αλλά ο αριθμός τους αυξανόταν σταδιακά με συνέπεια την πύκνωση του δικτύου ειδικότερα μετά το 2011 (βλέπε Κεφάλαιο 2). Στο Σχήμα 3-17 παρουσιάζονται οι διάμεσοι των σφαλμάτων που προέκυψαν για τα δεδομένα φάσεων και για τα δεδομένα από διασυσχέτιση κυματομορφών σε συνάρτηση με τον χρόνο. Η διάμεσος των σφαλμάτων έχει υπολογιστεί σε μετακινούμενο παράθυρο το οποίο περιλαμβάνει 300 σεισμούς και μετακινείται με βήμα 5 σεισμών. Για τον Δυτικό Κορινθιακό παρατηρείται πως τα σφάλματα μειώνονται με την πάροδο του χρόνου ειδικότερα για τους σεισμούς που έχουν προσδιορισθεί με δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων σεισμικών κυμάτων. Οι σεισμοί που προσδιορίσθηκαν μόνο από δεδομένα φάσεων παρουσιάζουν μεγαλύτερο σφάλμα το οποίο αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου. Στο Ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού παρατηρούνται δύο τοπικά ελάχιστα τα οποία συσχετίζονται με συγκεκριμένες εξάρσεις, οι οποίες έγιναν σε μικρό χώρο, με μικρές αποστάσεις μεταξύ των σεισμών και κατά συνέπεια μικρότερο σφάλμα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Εκτός των δύο αυτών περιπτώσεων τα σφάλματα παραμένουν σχεδόν

σταθερά στον χρόνο με τιμές πολύ μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο.

Τέλος, εφαρμόστηκε και η μέθοδος jackknife για την εύρεση της επίδρασης της γεωμετρίας του δικτύου στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Για τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο, εφαρμόζοντας την ίδια μέθοδο με την περίπτωση της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου, βρέθηκε πως η διάμεσος των τυπικών αποκλίσεων για κάθε διεύθυνση είναι 101, 68 και 79 m, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές είναι κατά μία τάξη μεγέθους μικρότερες από τις τιμές των σφαλμάτων που προκύπτουν με τη μέθοδο bootstrap, δηλαδή προσθέτοντας θόρυβο στα δεδομένα. Αντίθετα, στον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο η διάμεσος των τυπικών αποκλίσεων είναι 123, 132 και 446 m για τις διευθύνσεις X, Y και Z, αντίστοιχα. Από τα αποτελέσματα για τον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο γίνεται αντιληπτό πως η γεωμετρία του δικτύου επηρεάζει τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων και ειδικότερα τον προσδιορισμό του βάθους, όπου το σφάλμα είναι μεγαλύτερο. Η διαφοροποίηση μεταξύ Δυτικού και Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου οφείλεται στην κατανομή των σεισμολογικών σταθμών, με το δίκτυο στο ανατολικό τμήμα να είναι πιο αραιό σε σύγκριση με το δυτικό.



Σχήμα 3-17 Διάμεσος του σφάλματος συναρτήσει του χρόνου για τα δεδομένα φάσεων (κόκκινη γραμμή) και για τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών (μαύρη γραμμή) για τις δύο περιοχές του Κορινθιακού κόλπου και για τις διευθύνσεις X, Y, Z (Mesimeri et al., 2018).

3.6.2 ΒΔ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΣ

Η περιοχή της ΒΔ Πελοποννήσου εξετάστηκε χωριστά λόγω των διαφορετικών σεισμοτεκτονικών της χαρακτηριστικών (βλέπε Κεφάλαιο 1) και επειδή δεν τοποθετείται γεωγραφικά μέσα στον Κορινθιακό κόλπο, αλλά εντοπίζεται στην ευρύτερη περιοχή του. Ακολουθώντας την ίδια μεθοδολογία όπως και στον Κορινθιακό κόλπο, επιλέχθηκε ένα αρχικό δείγμα δεδομένων αποτελούμενο από τους πιο πρόσφατους σεισμούς και υπολογίστηκε ο λόγος ταχυτήτων (V_p/V_s) ο οποίος βρέθηκε ίσος με 1.79.

Για την περιοχή έχουν προταθεί και χρησιμοποιηθεί διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων (Rigo et al, 1996; Melis & Tselentis, 1998; Haslinger et al., 1999; Novotný et al., 2008; Segou et al., 2014). Αφού έγινε προσπάθεια επιλογής από τα ήδη γνωστά μοντέλα ταχυτήτων, κρίθηκε αναγκαίο να γίνει επανεκτίμησή τους χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα *VELEST* (Kissling et al., 1994) μαζί με τα δεδομένα φάσεων από τους πιο πρόσφατους σεισμούς με αριθμό P-αφίξεων N_p>4. Ως αρχικό μοντέλο ταχυτήτων επιλέχθηκε αυτό των Melis & Tselentis (1998). Η διαδικασία που εφαρμόστηκε με τη χρήση των προγραμμάτων *VELEST* και *HYPOINVERSE* περιγράφεται αναλυτικά σε προηγούμενη ενότητα και τα αποτελέσματα του νέου μοντέλου φλοιού παρουσιάζονται στον Πίνακα 3-5.

Πίνακας 3-5 Μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων (Rigo et al., 1996; Melis & Tselentis, 1998) τα οποία λήφθηκαν υπόψη για τον υπολογισμό του προτεινόμενου μοντέλου φλοιού (Karakostas et al., 2017).

Rigo et al., 1996		**Melis and Tselentis,1998**		**Προτεινόμενο μοντέλο**	
Ταχύτητα (km/s)	**Βάθος (km)**	**Ταχύτητα (km/s)**	**Βάθος (km)**	**Ταχύτητα (km/s)**	**Βάθος (km)**
4.80	0.0	4.8	0.0	4.74	0.0
5.20	4.0	5.7	2.0	6.18	4.0
5.80	7.2	5.8	4.0	6.24	9.00
6.10	8.2	6.1	9.0	6.52	15.0
6.30	10.4	6.4	15.0	6.99	35.0
6.50	15.0	6.7	20.0	7.86	38.0
7.00	30.0	6.9	24.0		
7.90	40.0	7.2	28.0		
		7.4	31.0		
		7.6	35.0		
		7.8	38.0		

Μαζί με τον υπολογισμό του νέου μοντέλου ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων υπολογίστηκαν και οι χρονικές διορθώσεις των σταθμών με το πρόγραμμα *VELEST*. Για επιπλέον έλεγχο των διορθώσεων αυτών εφαρμόστηκε η μέθοδος που προτείνεται σε

προηγούμενη ενότητα και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 3-6. Για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων χρησιμοποιήθηκαν όλες οι διαθέσιμες φάσεις των σεισμικών κυμάτων των σεισμών (6417 σεισμοί), ο λόγος ταχυτήτων, το νέο μοντέλο φλοιού και οι χρονικές διορθώσεις των σταθμών.

Πίνακας 3-6 Χρονικές διορθώσεις σεισμολογικών σταθμών.

Κωδική Ονομασία Σταθμού	Χρονικές διορθώσεις (sec)	Κωδική Ονομασία Σταθμού	Χρονικές διορθώσεις (sec)	Κωδική Ονομασία Σταθμού	Χρονικές διορθώσεις (sec)
AGG	+0.45	**ERET**	+1.04	**PROD**	+1.04
ALIK	+0.36	**EVGI**	+0.23	**PTL**	+1.39
AMT	+0.87	**EVR**	+0.38	**PVO**	+0.41
ANX	+0.12	**GUR**	+0.22	**PYL**	+1.08
AST1	+0.64	**ITM**	+0.92	**RLS**	+0.04
ATAL	+0.84	**KALE**	+0.14	**SERG**	+0.11
ATH	+1.67	**KARY**	+1.04	**SMIA**	+0.68
ATHU	+1.42	**KLV**	+0.08	**THAL**	+0.65
AXAR	+0.55	**KRND**	+1.65	**TRAZ**	+0.26
AXS	+0.01	**KYMI**	+0.79	**TRIP**	+0.86
DID	+1.10	**LAKA**	+0.04	**TRIZ**	+0.08
DION	+1.38	**LKD2**	+0.25	**UPR**	+0.32
DMLN	+0.26	**LKR**	+0.82	**VILL**	+1.48
DRO	+0.22	**LOUT**	+1.17	**VLS**	+0.05
DSF	+0.19	**LTK**	+0.83	**VLX**	+0.96
DSL	+0.57	**MAKR**	+0.86	**VLY**	+1.26
EFP	+0.10	**MRKA**	+0.87	**VTN**	+0.95
EPID	+1.05	**NYDR**	+0.04		
EREA	+1.09	**PDO**	+0.40		

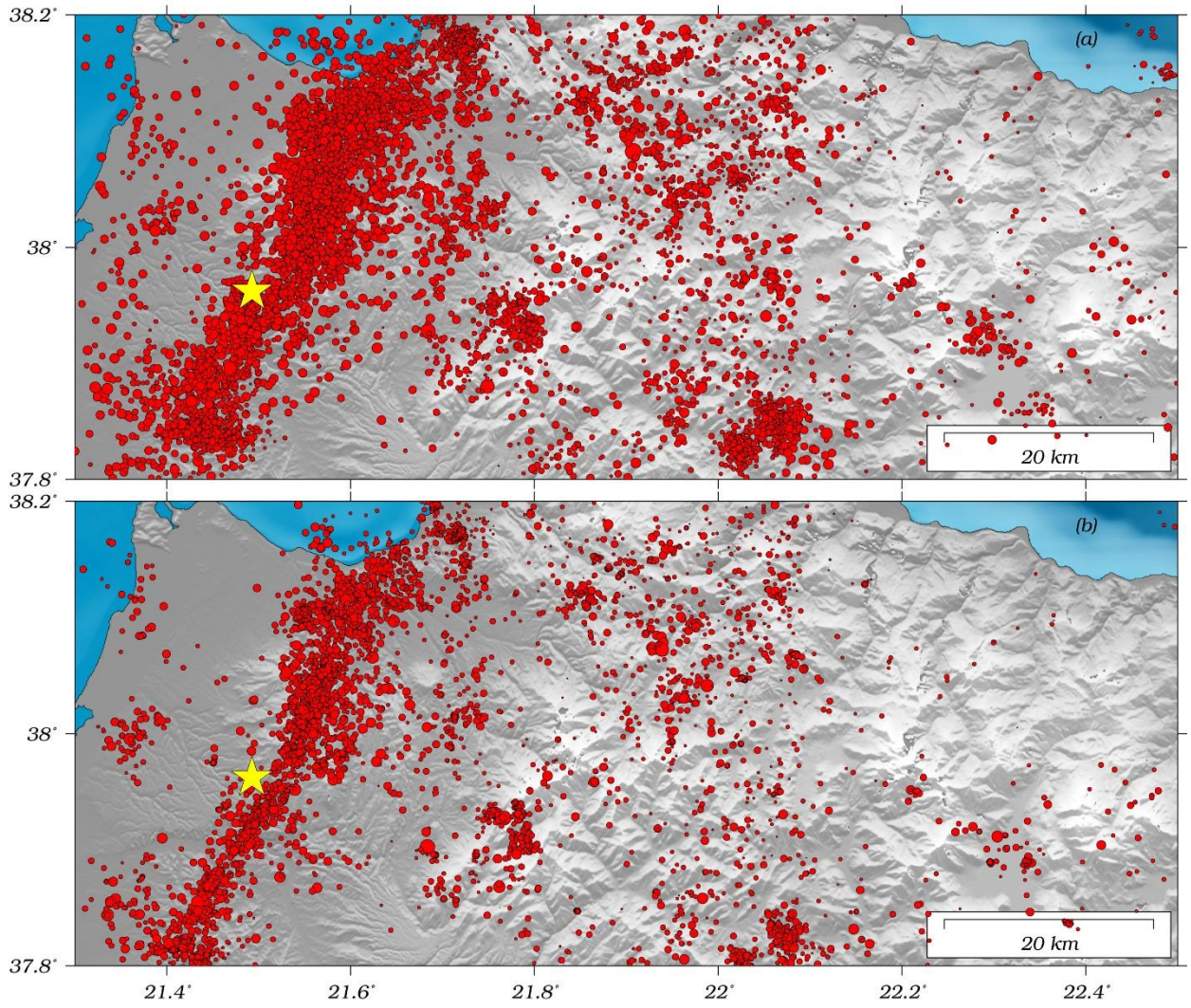
Από τις διαθέσιμες καταγραφές των σεισμολογικών σταθμών επιλέχθηκαν κυματομορφές διάρκειας 60 s για κάθε σεισμό, σταθμό και συνιστώσα. Οι κυματομορφές αυτές φιλτραρίστηκαν σε ένα εύρος συχνοτήτων 2-10 Hz και προστέθηκαν οι αφίξεις των P και S φάσεων από τις αναλύσεις ρουτίνας, όπου αυτές ήταν διαθέσιμες. Όπως και στον Κορινθιακό κόλπο έτσι και εδώ επιλέχθηκαν για τη διασυσχέτιση κυματομορφών δύο διαφορετικά χρονικά παράθυρα (1s και 2s) γύρω από κάθε φάση, παρέχοντας τη δυνατότητα για μετακίνηση του παραθύρου ±1s. Έπειτα διατηρήθηκαν οι διαφορικοί χρόνοι των ζευγών από το παράθυρο του 1s με συντελεστή διασυσχέτισης CC≥0.8 και ελάχιστο αριθμό φάσεων 4P ή 4S.

Για τον σχετικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων χρησιμοποιήθηκαν τόσο οι διαφορικοί χρόνοι από τη διασυσχέτιση κυματομορφών όσο και αυτοί που προέκυψαν από τα δεδομένα φάσεων με τη χρήση του προγράμματος *ph2dt*. Για την αντιστροφή επιλέχθηκαν 20

επαναλήψεις, επιμερισμένες σε τέσσερις ομάδες, οι οποίες σταθμίστηκαν με κατάλληλο τρόπο, ώστε να είναι εφικτή η χρήση των διαφορετικών διαφορικών χρόνων. Ο τελικός κατάλογος αποτελείται από 5203 σεισμούς, οι οποίοι αντιστοιχούν στο 81% των αρχικών δεδομένων.

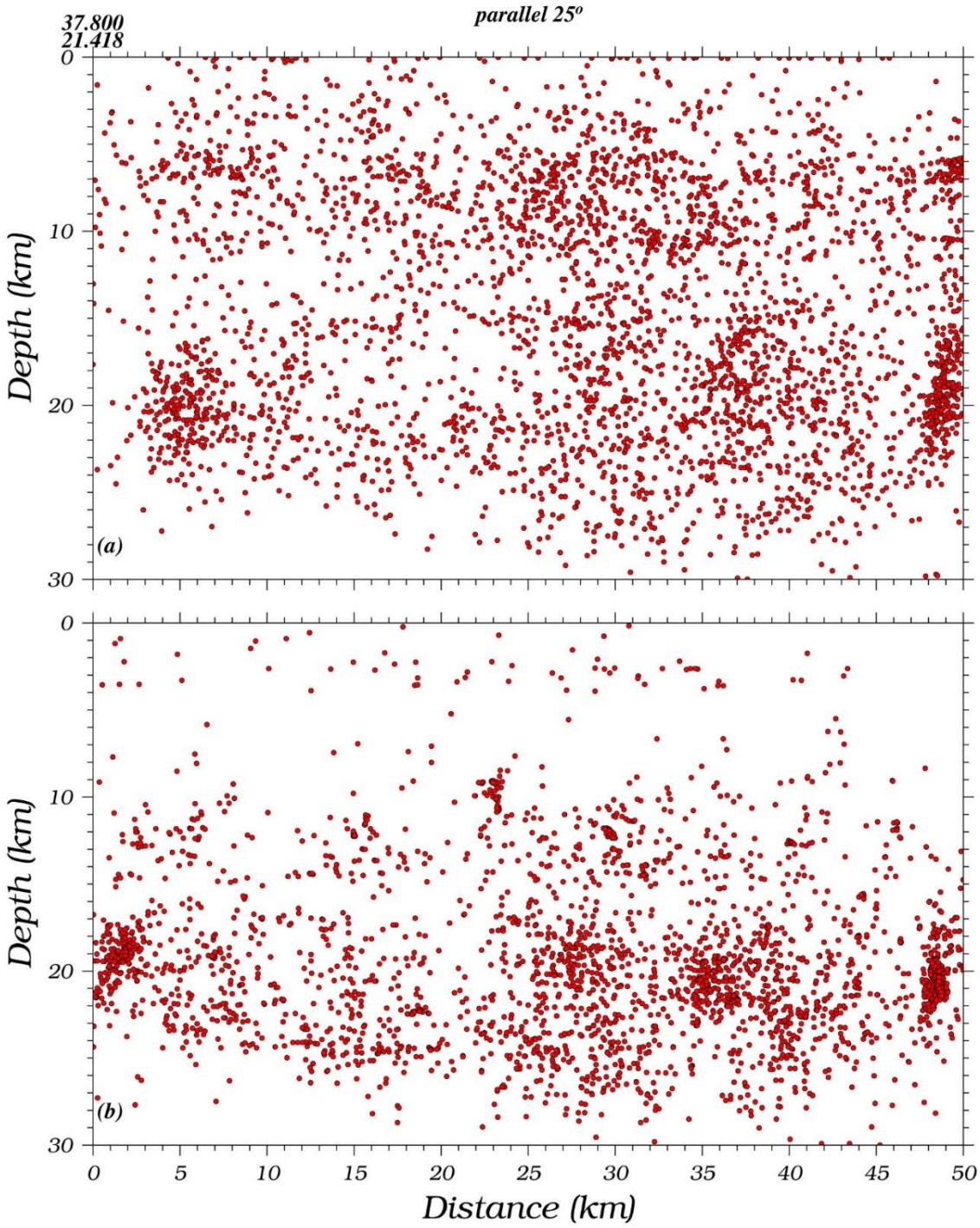
Τα σφάλματα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων εκτιμήθηκαν αρχικά εφαρμόζοντας τη μέθοδο bootstrap και υπολογίζοντας τις ελλείψεις στο 95% επίπεδο εμπιστοσύνης. Η διάμεσος για τις τρεις διευθύνσεις (X, Y, Z) είναι 769, 526 και 580 m, αντίστοιχα. Διαφοροποίηση στο εκτιμώμενο σφάλμα παρατηρείται μεταξύ των δεδομένων που έχουν προσδιορισθεί, μόνο με δεδομένα αφίξεων σεισμικών κυμάτων ή με δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων, όπως παρατηρήθηκε και στον Κορινθιακό κόλπο. Έτσι, για την περιοχή της ΒΔ Πελοποννήσου η διάμεσος για τους σεισμούς που έχουν προσδιορισθεί με δεδομένα φάσεων είναι 1055, 725 και 781 m για τις διευθύνσεις X, Y και Z, αντίστοιχα. Για τους σεισμούς οι οποίοι έχουν προσδιορισθεί με δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών τα σφάλματα είναι μικρότερα και συγκεκριμένα η διάμεσος βρέθηκε 588, 404 και 444 m για τις διευθύνσεις X, Y, και Z, αντίστοιχα. Τέλος, εφαρμόστηκε και η μέθοδος jackknife για την εύρεση της επίδρασης της γεωμετρίας του δικτύου στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Η διάμεσος της τυπικής απόκλισης του σφάλματος βρέθηκε ίση με 123 m και 108 m για τις οριζόντιες διευθύνσεις (X και Y) και 292 m για την κατακόρυφη διεύθυνση (Z). Παρατηρείται πως τα σφάλματα λόγω της επίδρασης της γεωμετρίας του δικτύου είναι πολύ μικρότερα σε σχέση με τα σφάλματα που υπολογίζονται με τη μέθοδο bootstrap.

Στο Σχήμα 3-18 παρουσιάζεται η κατανομή των επικέντρων των σεισμών στην περιοχή της ΒΔ Πελοποννήσου σύμφωνα με τις δημοσιευμένες λύσεις των Ινστιτούτων (ΣΣ-ΑΠΘ, ΓΕΙΝ-ΕΑΑ) (Σχήμα 3-18a) και έπειτα από τον τελικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων (Σχήμα 3-18b). Τα επίκεντρα των σεισμών στην πρώτη περίπτωση τοποθετούνται σε μία ζώνη με μήκος 50 km και πλάτος σχεδόν 10 km. Στη δεύτερη περίπτωση παρατηρείται αισθητή μείωση του πλάτους της σεισμικής ζώνης (<5 km), με την απόσταση μεταξύ των σεισμών να έχει ελαττωθεί αρκετά.



Σχήμα 3-18 Κατανομή επικέντρων για τη ΒΔ Πελοπόννησο (2008-2014) όπως αυτά προκύπτουν **(a)** από τις αναλύσεις ρουτίνας και **(b)** μετά τον τελικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων.

Η διαφοροποίηση στα εστιακά βάθη είναι εμφανής και αποτυπώνεται στο Σχήμα 3-19. Συγκεκριμένα οι αρχικές λύσεις τοποθετούνται σε βάθη από 0 έως 30 km και παρατηρείται μία τάση συσταδοποίησης σε βάθη μικρότερα των 10 km και μεγαλύτερα των 10 km. Έπειτα από τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με τη χρήση των διπλών διαφορών και του νέου μοντέλου ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων παρατηρείται μία μετατόπιση των εστιών σε μεγαλύτερα βάθη. Η πλειονότητα των εστιών καταλαμβάνει έναν χώρο μεταξύ των 15-30 km, με ορισμένους μόνο σεισμούς να τοποθετούνται επιφανειακότερα. Συγκριτικά με τον Κορινθιακό κόλπο παρατηρείται διαφοροποίηση των εστιακών βαθών στη ΒΔ Πελοπόννησο, με το σεισμογόνο χώρο να τοποθετείται βαθύτερα και να φτάνει περίπου έως τα 23 km βάθος.



Σχήμα 3-19 Κατανομή εστιών σε παράλληλες τομές **(a)** σύμφωνα με τις αρχικές λύσεις και **(b)** έπειτα από τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων.

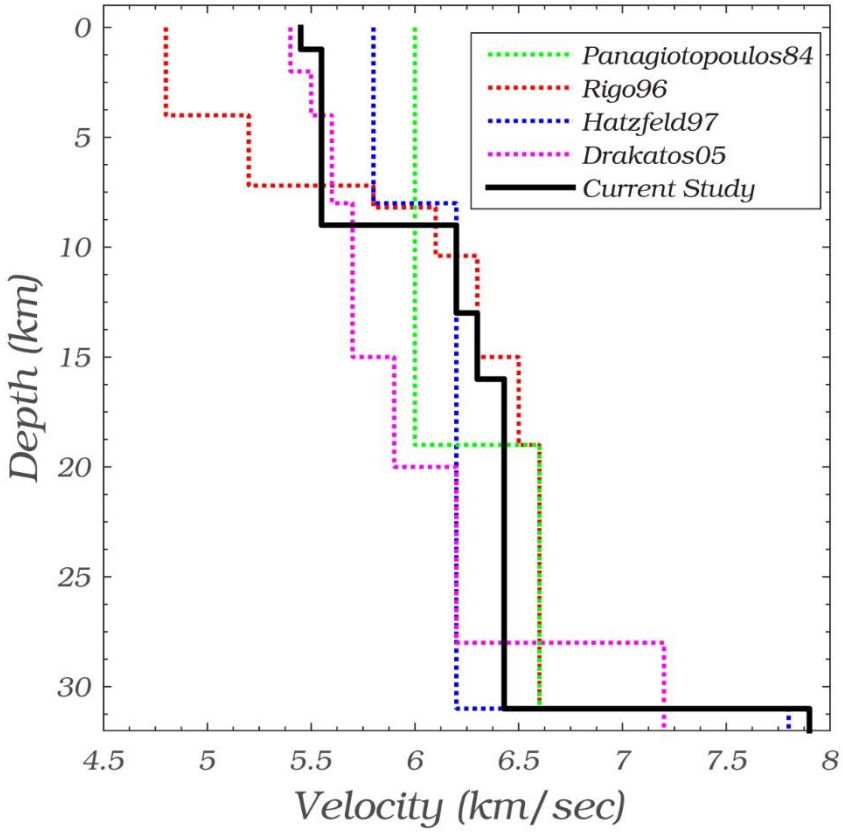
3.7 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ

Οι σεισμοί που εκδηλώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της ΒΔ Μακεδονίας για το διάστημα 2012-2013 και καταγράφηκαν από το μόνιμο εθνικό δίκτυο, επαναπροσδιορίστηκαν ως προς τις εστιακές τους συντεταγμένες. Επαναπροσδιορισμός διενεργήθηκε και για τις

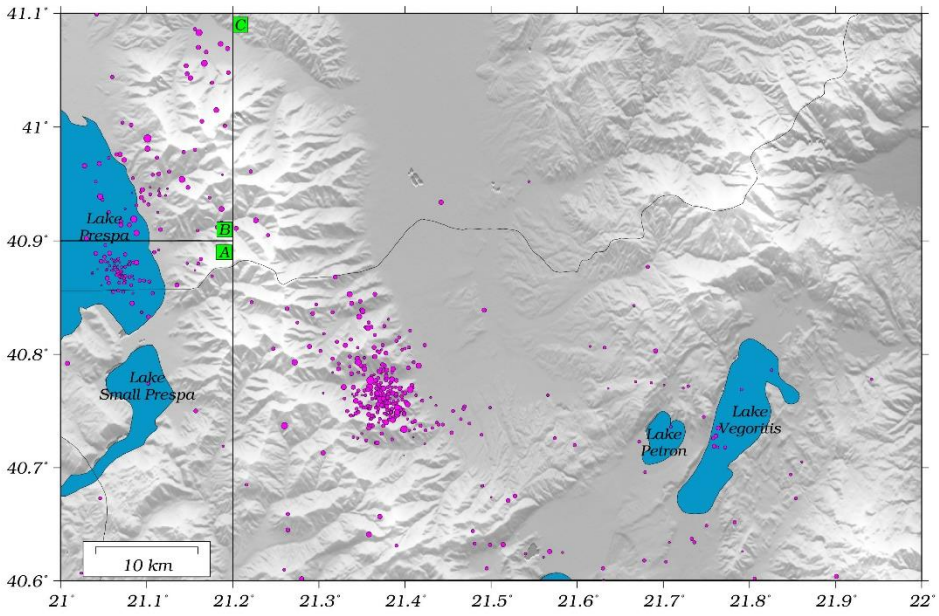
εστιακές συντεταγμένες των σεισμών που καταγράφηκαν από το φορητό δίκτυο σεισμογράφων που λειτούργησε στη Φλώρινα για έξι μήνες (07/2013-01/2014). Οι δύο ομάδες δεδομένων μελετήθηκαν χωριστά λόγω των διαφορετικών σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε περίπτωση.

3.7.1 ΜΟΝΙΜΟ ΔΙΚΤΥΟ

Αρχικά, για τον υπολογισμό του λόγου ταχυτήτων (V_p/V_s) επιλέχθηκαν σεισμοί με τουλάχιστον 7 S φάσεις (88 σεισμοί), και αφού δημιουργήθηκαν τα αντίστοιχα διαγράμματα Wadati για κάθε σεισμό, βρέθηκε η μέση τιμή ίση με 1.79. Για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων, πλέον του λόγου ταχυτήτων, είναι απαραίτητο να χρησιμοποιηθεί και ένα μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων το οποίο να προσεγγίζει τη δομή του ανώτερου φλοιού της περιοχής. Για την περιοχή της ΒΔ Μακεδονίας έχουν χρησιμοποιηθεί διάφορα μοντέλα ταχυτήτων (Panagiotopoulos & Papazachos, 1985; Rigo et al., 1996; Hatzfeld et al., 1997; Drakatos et al., 2005), τα οποία όμως αφορούν την ευρύτερη περιοχή της ΒΔ Ελλάδας και απέχουν αρκετά από την περιοχή μελέτης. Για τον λόγο αυτόν κρίθηκε απαραίτητο να υπολογισθεί ένα νέο μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων το οποίο θα είναι αντιπροσωπευτικό της περιοχής. Ο υπολογισμός του μοντέλου ταχυτήτων έγινε με το πρόγραμμα *VELEST,* χρησιμοποιώντας 425 σεισμούς οι οποίοι έχουν καταγραφεί από το μόνιμο δίκτυο και έχουν τουλάχιστον 4 P φάσεις. Ως αρχικό μοντέλο χρησιμοποιήθηκε ένα μοντέλο που αποτελείτο από 31 στρώματα με 1 km πάχος το καθένα με την ταχύτητα να αυξάνεται με το βάθος σύμφωνα με τα ήδη υπάρχοντα μοντέλα που έχουν χρησιμοποιηθεί για την ευρύτερη περιοχή. Το τελικό μοντέλο ταχυτήτων που προέκυψε αποτελείται από 4 στρώματα έως τα 16 km βάθος με ταχύτητες που ξεκινούν από τα 5.45 km/sec και φτάνουν στα 6.43 km/sec (Σχήμα 3-20) (Mesimeri et al., 2017).



Σχήμα 3-20 Μοντέλα ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων που έχουν χρησιμοποιηθεί για την περιοχή της ΒΔ Μακεδονίας. Με διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζονται τα μοντέλα που υπάρχουν στη βιβλιογραφία (Panagiotopoulos & Papazachos, 1985; Rigo et al., 1996; Hatzfeld et al., 1997; Drakatos et al., 2005), ενώ με συνεχή μαύρη γραμμή απεικονίζεται το μοντέλο ταχυτήτων που υπολογίστηκε στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 3-21 Κατανομή επικέντρων των σεισμών που έχουν καταγραφεί από το μόνιμο δίκτυο σεισμογράφων. Οι υπό-περιοχές στις οποίες χωρίστηκε η περιοχή μελέτης ορίζονται με συνεχή γραμμή (A, B, C).

Όπως παρατηρείται στο Σχήμα 3-21 οι σεισμοί ομαδοποιήθηκαν σε τρεις περιοχές, οι οποίες και διαχωρίσθηκαν ώστε να εφαρμοσθεί η μεθοδολογία επαναπροσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων χωριστά σε κάθε περίπτωση. Λαμβάνοντας υπόψη το νέο μοντέλο φλοιού για την περιοχή και τον λόγο ταχυτήτων, υπολογίστηκαν οι χρονικές διορθώσεις των σταθμών για κάθε υπό-περιοχή χωριστά (Πίνακας 3-7).

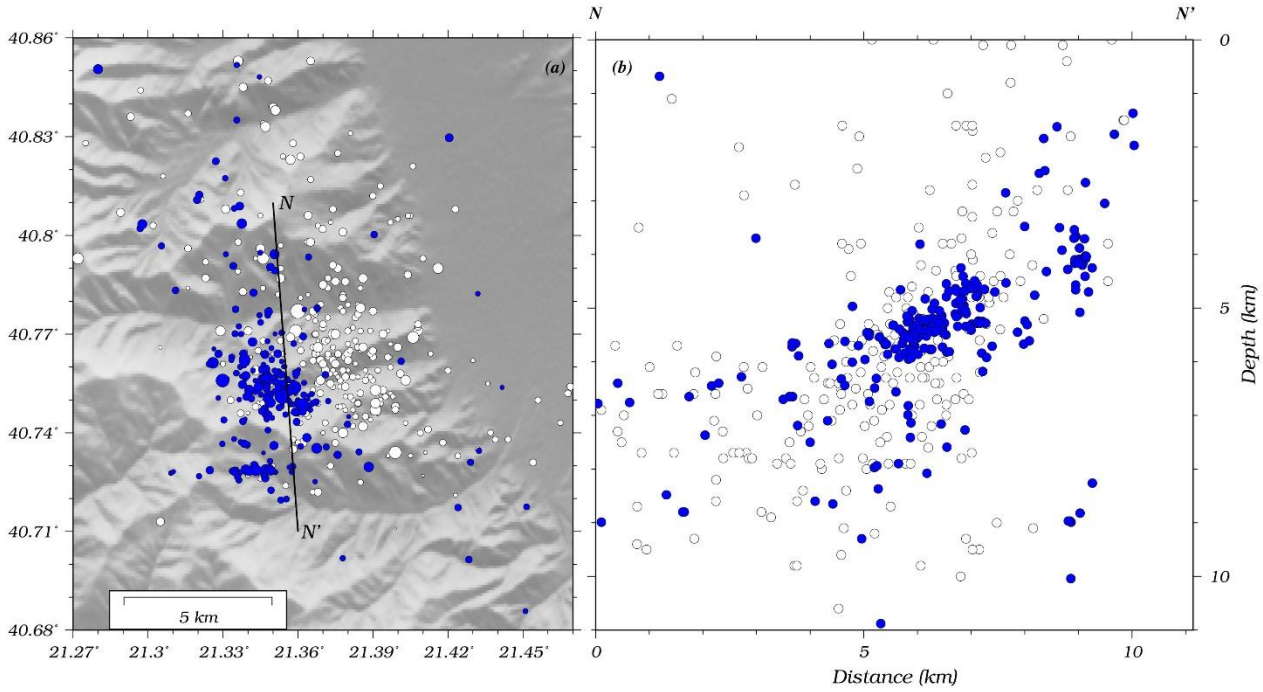
Πίνακας 3-7 Χρονικές διορθώσεις σεισμολογικών σταθμών μόνιμου δικτύου.

Κωδική Ονομασία Σταθμού	Χρονικές Διορθώσεις - A (sec)	Χρονικές Διορθώσεις - B (sec)	Χρονικές Διορθώσεις - C (sec)
BIA	+0.29	+0.30	+0.19
FNA	-0.02	-0.03	+0.04
GRG	-0.49	-0.45	-0.57
KBN	+0.33	+0.34	+0.54
KNT	-0.39	+0.07	-0.24
KPRO	-0.09	+0.21	+0.01
KTI	-0.24	-0.23	-0.22
KZN	-0.41	-0.35	-0.34
LIT	+0.35	+0.73	-0.07
NEST	-0.09	-0.26	-0.15
PENT	-0.02	-0.05	-0.03
PHP	-1.17	-1.33	-1.10
THL	+0.35	+0.53	-0.27

Η διασυσχέτιση κυματομορφών εφαρμόστηκε για κάθε περιοχή χωριστά, λαμβάνοντας υπόψη τις λύσεις που προέκυψαν κατά τον αρχικό προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων και τις διαθέσιμες καταγραφές των σεισμολογικών σταθμών. Οι κυματομορφές που επιλέχθηκαν είχαν διάρκεια 60 s, φιλτραρίστηκαν σε εύρος συχνοτήτων 2-10 Hz και προστέθηκαν οι αφίξεις των P και S φάσεων. Η διασυσχέτιση κυματομορφών έγινε σε παράθυρο 2 s γύρω από κάθε σεισμική φάση για κάθε υπό-περιοχή χωριστά. Από τους διαφορικούς χρόνους που προέκυψαν, διατηρήθηκαν τα ζεύγη των σεισμών τα οποία έχουν CC≥0.7. Η διαφοροποίηση στο χρονικό παράθυρο σε σύγκριση με τον Κορινθιακό κόλπο έγκειται στο γεγονός ότι η επικεντρική απόσταση των σταθμών είναι μεγαλύτερη, συνεπώς τα 2 s θεωρείται αρκετό διάστημα ώστε να περιέχει το μεγαλύτερο τμήμα κάθε φάσης. Επιπλέον, λόγω του μεγαλύτερου χρονικού παραθύρου επιλέγεται συντελεστής διασυσχέτισης μικρότερος σε σύγκριση με τον Κορινθιακό κόλπο, για να ληφθούν υπόψη όσο το δυνατό περισσότερα ζεύγη σεισμών.

Ο σχετικός προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων πραγματοποιήθηκε για κάθε υπό-περιοχή χωριστά με τη χρήση τόσο δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών, όσο και

δεδομένων φάσεων. Ο τελικός κατάλογος αποτελείται από 411 σεισμούς (80% των αρχικών σεισμών) από τους οποίους 77 βρίσκονται στην περιοχή Α, 48 στην περιοχή Β και 286 στην περιοχή C. Είναι φανερό πως η υπο-περιοχή C, γύρω από την οποία τοποθετήθηκε το προσωρινό δίκτυο, παρουσιάζει την πιο έντονη δραστηριότητα σε σύγκριση με τις υπόλοιπες δύο υπό-περιοχές. Λόγω του μεγαλύτερου πλήθους των σεισμών στην υπό-περιοχή C, εκτιμήθηκαν τα σφάλματα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων με τη μέθοδο bootstrap. Από την εφαρμογή της μεθόδου προέκυψε ότι η διάμεσος για τις τρεις διευθύνσεις (X, Y, X) είναι 688, 128 και 164 m, αντίστοιχα. Επιπλέον, εκτιμήθηκαν τα σφάλματα στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων που σχετίζονται με την επίδραση της γεωμετρίας του δικτύου στις τελικές λύσεις των σεισμών. Η διάμεσος της τυπικής απόκλισης είναι 253 m για τη διεύθυνση X, τιμή κατά πολύ μικρότερη σε σύγκριση με τα αποτελέσματα της μεθόδου bootstrap. Αντίθετα, η διάμεσος της τυπικής απόκλισης για τις διευθύνσεις Y και Z είναι 172 και 201 m, αντίστοιχα, τιμές μεγαλύτερες από αυτές που προκύπτουν από τη μέθοδο bootstrap.



Σχήμα 3-22 **(a)** Κατανομή επικέντρων και **(b)** κατανομή εστιών σε τομή ΝΝ'κάθετη στην κύρια διεύθυνση που σχηματίζουν τα επίκεντρα των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο Σχήμα 3-23. Με άσπρους κύκλους συμβολίζονται οι αρχικές λύσεις των σεισμών, ενώ με μπλε οι λύσεις μετά τον σχετικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταμένων.

Στο Σχήμα 3-22 συγκρίνονται οι αρχικές λύσεις των εστιακών συντεταγμένων, όπως προκύπτουν από τα δύο Ινστιτούτα (ΣΣ-ΑΠΘ, ΓΕΙΝ-ΕΑΑ) (άσπροι κύκλοι), με τις τελικές λύσεις έπειτα από τον σχετικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων (μπλε κύκλοι). Η

κατανομή των επικέντρων (Σχήμα 3-22a) παρουσιάζει μετατόπιση προς τα ΝΝΔ με τους σεισμούς να διακρίνονται σε δύο συστάδες. Τα εστιακά βάθη, όπως απεικονίζονται σε τομή σχεδόν κάθετη στην κύρια διεύθυνση που σχηματίζουν τα επίκεντρα των σεισμών του τοπικού δικτύου (βλέπε Σχήμα 3-23), παρουσιάζουν κι αυτά μετατόπιση. Συγκεκριμένα, οι αρχικές εστίες κατανέμονταν σε βάθη 0-11 km, ενώ μετά τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων το εύρος των βαθών περιορίστηκε στα 3 με 8 km, με λίγες εξαιρέσεις σεισμών οι οποίοι τοποθετούνται σε μικρότερα ή μεγαλύτερα βάθη.

3.7.2 ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

Για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο χρησιμοποιήθηκαν το νέο μοντέλο ταχυτήτων, που προέκυψε από τα δεδομένα του μόνιμου δικτύου, και ο λόγος ταχυτήτων που υπολογίστηκε από τα δεδομένα του τοπικού δικτύου (V_p/V_s=1.807). Επιπλέον, υπολογίστηκαν οι χρονικές διορθώσεις για τους σταθμούς του τοπικού δικτύου (Πίνακας 3-8) με τη χρήση του προγράμματος *HYPOINVERSE*.

Πίνακας 3-8 Χρονικές διορθώσεις σταθμών τοπικού δικτύου.

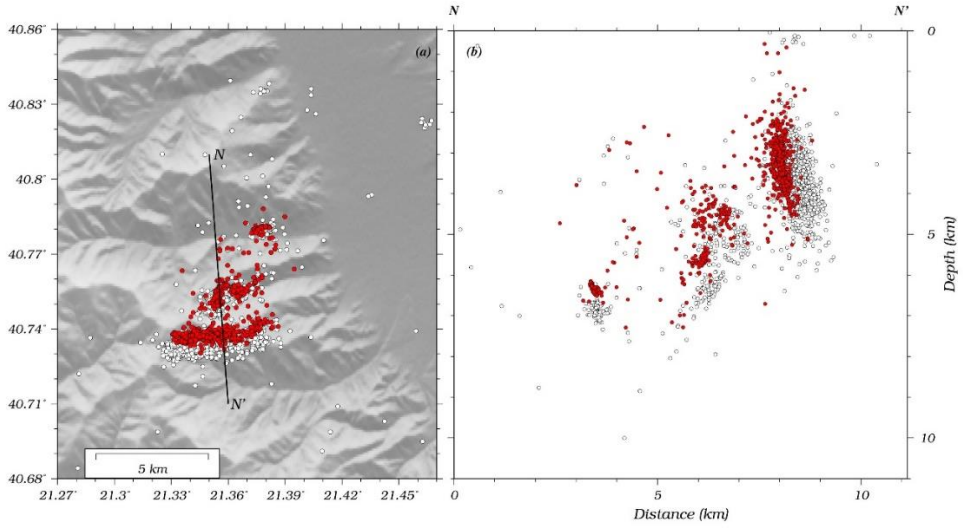
Κωδική ονομασία σταθμού	Χρονικές διορθώσεις (sec)
KLEN	-0.05
ALON	-0.01
SIOA	+0.05
FLNA	-0.01
SKOP	-0.02
POLP	+0.02

Λόγω της μικρής επικεντρικής απόστασης των σταθμών του τοπικού δικτύου και κατά συνέπεια της μικρής διαφοράς S-P, τα χρονικά παράθυρα που επιλέχθηκαν για τη διασυσχέτιση κυματομορφών είναι διαφορετικά από τις περιπτώσεις που έχουν αναφερθεί προηγουμένως. Έτσι, έπειτα από δοκιμές διαφορετικών τιμών επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο των 0.6 s μετακινούμενο κατά ±0.1 s. Ο μικρός χρόνος μετακίνησης οφείλεται στο γεγονός ότι μόνο οι σαφείς αφίξεις (P και S) είχαν επιλεχθεί, έπειτα από προσεκτική αναγνώριση τους από τον χρήστη. Η διάρκεια των επιλεγμένων κυματομορφών ανά σεισμό, σταθμό και συνιστώσα είναι 60 s. Οι κυματομορφές φιλτραρίστηκαν σε εύρος συχνοτήτων 2-10 Hz και προστέθηκαν οι αφίξεις των P- και S- φάσεων, όπου αυτό ήταν εφικτό.

Για τον σχετικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων συνδυάστηκαν τα δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών και οι διαφορικοί χρόνοι από τα δεδομένα φάσεων

(*hypoDD*). Ο τελικός κατάλογος αποτελείται από 1330 σεισμούς, δηλαδή το 90% των αρχικών σεισμών. Εφαρμόζοντας την τεχνική bootstrap εκτιμήθηκαν τα σφάλματα στις τρεις διευθύνσεις (X, Y, Z), με τη διάμεσο να υπολογίζεται σε 46, 19 και 20 m, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές είναι οι μικρότερες από όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν στην παρούσα διατριβή και οφείλεται κυρίως στο ότι οι αποστάσεις μεταξύ εστιών και σταθμών είναι πολύ μικρές (<10 km) αλλά και στη μεγάλη πυκνότητα των σεισμών. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα σφάλματα που εκτιμήθηκαν με τη μέθοδο jackknife και αφορούν την επίδραση της γεωμετρίας του δικτύου στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Συγκεκριμένα, η διάμεσος της τυπικής απόκλισης για τις τρεις διευθύνσεις βρέθηκε ίση με 67, 40 και 53 m, αντίστοιχα. Παρατηρείται πως τα σφάλματα είναι σχεδόν διπλάσια σε σχέση με τα σφάλματα που προέκυψαν από τη μέθοδο bootstrap. Στην προκειμένη περίπτωση αυτό μπορεί να θεωρηθεί ως αναμενόμενο, αφού οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν ήταν έξι και ως εκ τούτου η αφαίρεση ενός σταθμού από τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων επηρεάζει αρκετά τις τελικές λύσεις των σεισμών.

Στο Σχήμα 3-23 παρουσιάζονται οι διαφορές στις εστιακές συντεταγμένες μεταξύ των αρχικών (άσπροι κύκλοι) δεδομένων και των τελικών (κόκκινοι κύκλοι). Όπως και στις προηγούμενες περιπτώσεις, έτσι και εδώ παρατηρείται μία μετατόπιση των εστιών σε επιφανειακότερα βάθη (Σχήμα 3-23b), το οποίο στο χάρτη παρουσιάζεται ως μία μετατόπιση προς τα βόρεια (Σχήμα 3-23a). Επιπλέον, παρατηρείται μείωση των αποστάσεων μεταξύ των εστιών, συμβάλλοντας στην αναγνώριση και τον καθορισμό των ενεργών δομών.



Σχήμα 3-23 (**a**) Κατανομή επικέντρων και (**b**) εστιών σε τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση που σχηματίζουν τα επίκεντρα που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο. Με άσπρους κύκλους συμβολίζονται οι αρχικές λύσεις των εστιακών συντεταγμένων, ενώ με κόκκινους οι λύσεις μετά τον σχετικό επαναπροσδιορισμό τους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις σεισμοτεκτονικές μελέτες γίνεται προσπάθεια ερμηνείας των σεισμολογικών παρατηρήσεων, δηλαδή της χωρο-χρονικής κατανομής κυρίως των εστιών, σε συνδυασμό με άλλα διαθέσιμα δεδομένα που αφορούν την τεκτονική, τη γεωλογία της περιοχής, καθώς και τις γεωφυσικές ιδιότητες σε αυτήν (Udias, 1999). Βασική προϋπόθεση για τη βέλτιστη συσχέτιση των σεισμών με τα ενεργά ρήγματα αποτελεί η ακρίβεια των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Εφ' όσον πληρείται αυτό το κριτήριο, με τη χρήση αλγορίθμων αποσυσταδοποίησης ή με τη μελέτη της χωρο-χρονικής κατανομής των σεισμών, προσδιορίζονται οι ενεργές δομές. Επιπλέον στοιχείο για τη διερεύνηση των σεισμοτεκτονικων ιδιοτήτων αποτελεί ο προσδιορισμός των μηχανισμών γένεσης. Συνδυάζοντας όλα τα παραπάνω αποτυπώνονται οι ενεργές δομές και προσδιορίζεται το πεδίο τάσεων σε μία περιοχή. Οι χρονικές ιδιότητες των σεισμικών εξάρσεων διαφέρουν ανάλογα με τον εάν πρόκειται για μετασεισμικές ακολουθίες ή για σμηνοσειρές. Επίσης, διαφέρουν από τις ιδιότητες που παρουσιάζει στο σύνολό της η χρονική κατανομή της σεισμικότητας μίας περιοχής.

Κύριο στόχο του κεφαλαίου αποτελεί αρχικά ο προσδιορισμός των μηχανισμών γένεσης και η συσχέτιση των σεισμικών εξάρσεων, που αναγνωρίζονται με την εφαρμογή αλγορίθμων αποσυσταδοποίησης, με ενεργές τεκτονικά δομές. Για τη βέλτιστη επιλογή του αλγορίθμου πραγματοποιείται σύγκριση μεταξύ τους με διερεύνηση της κατανομής της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών. Στη συνέχεια γίνεται διάκριση των σεισμικών εξάρσεων με βάση κυρίως τα χρονικά τους χαρακτηριστικά σε σμηνοσειρές και ακολουθίες του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών. Σημειώνεται ότι κατά τη διάρκεια της μελέτης δεν έγινε ισχυρός σεισμός στον Κορινθιακό κόλπο και για αυτό οι μετασεισμικές ακολουθίες που μελετήθηκαν διαφέρουν από τις μετασεισμικές ακολουθίες των ισχυρών σεισμών. Η διάκριση αυτή λαμβάνει υπόψη τη διαφορά των δύο μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών (ΔM), τον χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού σε σχέση με τους υπόλοιπους σεισμούς της σεισμικής έξαρσης (t_{max}) και τους συντελεστές λοξότητας (*skewness*) και κύρτωσης (*kurtosis*) της σεισμικής ροπής ως προς τον χρόνο. Οι παραπάνω

παράμετροι χρησιμοποιούνται, διότι λαμβάνουν διαφορετικές τιμές για τις ακολουθίες του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών και διαφορετικές τιμές για τις σμηνοσειρές. Αφού διακριθούν οι σεισμικές εξάρσεις, διερευνάται η σχέση αριθμού σεισμών ως προς το μέγιστο μέγεθος. Ακόμη, μελετάται η κατανομή της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών και εφαρμόζονται στοχαστικά μοντέλα επιδημικού τύπου (ETAS) με σκοπό τη στοχαστική προσομοίωση των σεισμικών εξάρσεων.

4.2 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ

Οι μηχανισμοί γένεσης προσδιορίζουν τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης του σεισμού, δηλαδή, τη γεωμετρία του επιπέδου διάρρηξης, τα χαρακτηριστικά της ολίσθησης, τη διεύθυνση και κλίση των αξόνων τάσης (P, T). Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης δίνουν στοιχεία για τα δύο ορικά επίπεδα, δηλαδή το επίπεδο του ρήγματος και το βοηθητικό. Η εύρεση του επιπέδου του ρήγματος απαιτεί τον συνδυασμό των μηχανισμών γένεσης με άλλα στοιχεία, όπως για παράδειγμα την κατανομή της σεισμικότητας. Για τον προσδιορισμό των μηχανισμών γένεσης έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι που βασίζονται στις καταγραφές των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων. Στην παρούσα διατριβή προσδιορίσθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων για σεισμούς με M>2.0, και με την αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής για σεισμούς με M>3.0. Οι λύσεις των μηχανισμών γένεσης που προσδιορίστηκαν με την αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής.

4.2.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΡΩΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων βασίζεται στη διαφορετική πολικότητα των πρώτων αφίξεων των επιμήκων κυμάτων στην κατακόρυφη συνιστώσα, η οποία μπορεί να είναι είτε θετική (συμπίεση) είτε αρνητική (αραίωση) ανάλογα με τον τύπο της διάρρηξης και τη θέση του σταθμού σε σχέση με την εστία του σεισμού (αζιμούθιο και απόσταση). Για τον προσδιορισμό των μηχανισμών γένεσης με αυτή τη μέθοδο έχουν προταθεί διάφορα προγράμματα όπως τα *HASH*, *FOCMEC*, *FPFIT* (Reasenberg & Oppenheimer, 1985; Hardebeck & Shearer, 2002; Snoke, 2003) τα οποία χρησιμοποιούνται ευρέως στη βιβλιογραφία. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *FPFIT*.

Η διαδικασία περιλαμβάνει αρχικά την αναγνώριση των πρώτων αποκλίσεων (αραίωση ή συμπίεση) σε όσο το δυνατό περισσότερους σεισμολογικούς σταθμούς, οι οποίες σημειώνονται με κατάλληλο συμβολισμό (C ή D) στο αρχείο των φάσεων. Το αρχείο αυτό

εισάγεται στο πρόγραμμα *HYPOINVERSE,* ώστε να γίνει ο προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων και των τιμών της γωνίας αναχώρησης. Το παραγόμενο αρχείο, στο οποίο περιλαμβάνονται όλες οι απαραίτητες πληροφορίες, χρησιμοποιείται ως αρχείο εισαγωγής στο πρόγραμμα *FPFIT*.

Για τον προσδιορισμό των δύο επιπέδων χρησιμοποιείται η μέθοδος αναζήτησης πλέγματος (grid search method) για ένα εύρος τιμών της παράταξης, γωνίας κλίσης και γωνίας ολίσθησης, τα οποία ορίζονται από τον χρήστη ανά περίπτωση. Για κάθε επίπεδο ρήγματος σημειώνεται πόσες από τις πραγματικές πολικότητες αποκλίνουν από τις αναμενόμενες. Συνεπώς, ως βέλτιστη λύση ορίζεται αυτή στην οποία τα δύο επίπεδα έχουν τις λιγότερες απορριπτέες πολικότητες.

Παρ' ότι οι αβεβαιότητες στον προσδιορισμό των επιπέδων μπορεί να είναι σημαντικές (αντίστροφη πολικότητα σταθμού, σφάλματα στον καθορισμό της πολικότητας), η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων είναι γενικά αποδεκτή για μικροσεισμικές μελέτες. Εφ' όσον υπάρχει ένας ικανός αριθμός σταθμών με επαρκή αζιμουθιακή κάλυψη, είναι ευκολότερο να προσδιορισθούν μηχανισμοί γένεσης με αυτή τη μέθοδο παρά με τη μέθοδο συνθετικών σεισμογραμμάτων κυματομορφών η οποία, για μικρούς σεισμούς (M<3.0), προϋποθέτει την πολύ καλή γνώση της δομής του φλοιού.

4.2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΤΑΝΥΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο *ISOLA* (Sokos & Zahradnik, 2008, 2013) για την εύρεση του τανυστή σεισμικής ροπής για επικεντρικές αποστάσεις Δ<150 km. Ο αλγόριθμος βασίζεται στη μέθοδο που προτάθηκε από τους Kikuchi & Kanamori (1991), προσαρμοσμένη για μικρότερες επικεντρικές αποστάσεις, ενώ οι συναρτήσεις Green υπολογίζονται κάθε φορά σύμφωνα με τη μέθοδο του Bouchon (1981).

Για την εφαρμογή της μεθόδου αρχικά απαιτείται ένα σύνολο κυματομορφών που έχουν καταγραφεί σε ένα πλήθος σεισμολογικών σταθμών. Στις επιλεγμένες κυματομορφές εφαρμόζεται διόρθωση για την επίδραση του οργάνου και στη συνέχεια μετατρέπονται με ολοκλήρωση σε μετάθεση. Για τον υπολογισμό των συναρτήσεων Green λαμβάνεται υπόψη το μοντέλο δομής φλοιού της εκάστοτε περιοχής, οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών, καθώς και τιμές για την απόσβεση των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων (Q_p, Q_s). Κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, οι κυματομορφές φιλτράρονται σε ένα ορισμένο εύρος συχνοτήτων (συνήθως

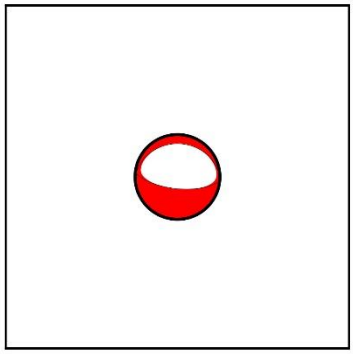
0.03 – 0.08 Hz) και ορίζεται το είδος της αντιστροφής (full, deviatoric, double couple (DC), fixed), το πλήθος των συμβάντων (sub-events) και το μεταξύ τους χρονικό διάστημα.

Για τον έλεγχο των λύσεων που προκύπτουν έχουν προταθεί μία σειρά από ποσοτικούς παράγοντες (Sokos & Zahradnik, 2013). Αρχικά υπολογίζεται η παράμετρος CN (Condition Number) η οποία είναι η τετραγωνική ρίζα της μέγιστης ως προς την ελάχιστη ιδιοτιμή. Όσο μικρότερη είναι η τιμή αυτή τόσο πιο σταθερή θεωρείται η λύση. Η σύγκριση των πραγματικών με τα συνθετικά σεισμογράμματα γίνεται με τη χρήση της παραμέτρου VR (Variance reduction) η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$VR = 1 - \frac{\sum (o - s)^2}{\sum o^2} \tag{4.1}$$

όπου o οι πραγματικές κυματομορφές και s οι συνθετικές. Παρ' ότι πολύ υψηλές τιμές του VR (VR~1) δείχνουν μεγάλη ομοιότητα μεταξύ πραγματικών και συνθετικών κυματομορφών, πρέπει να λαμβάνεται υπόψη και ο αριθμός των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με τη χρήση λίγων σταθμών (3-4 σταθμοί) μπορεί να επιτυγχάνεται υψηλή ομοιότητα, όμως η λύση δεν είναι αξιόπιστη.

Δύο επιπλέον κριτήρια αφορούν (i) τη μεταβολή του μηχανισμού γένεσης από ένα ποσοστό διασυσχέτισης και άνω (FMVAR) και (ii) τη χωρο-χρονική μεταβολή του μηχανισμού γένεσης (STVAR). Οι μηχανισμοί γένεσης στην πρώτη περίπτωση συγκρίνονται με τη βέλτιστη λύση και υπολογίζεται η γωνία Kagan (Kagan, 1991), όπου μικρές τιμές της γωνίας, και κατά συνέπεια της παραμέτρου FMVAR, υποδηλώνουν πως η λύση του μηχανισμού γένεσης είναι σταθερή. Η παράμετρος STVAR, η οποία θεωρείται συμπληρωματική της FMVAR, υπολογίζεται λαμβάνοντας υπόψη την επιφάνεια του χωρο-χρονικού διαγράμματος των λύσεων στην οποία η τιμή του συντελεστή διασυσχέτισης είναι ανώτερη μίας ορισμένης τιμής, κανονικοποιημένη ως προς τη συνολική επιφάνεια. Όπως και στην περίπτωση της παραμέτρου FMVAR, έτσι και εδώ ως πιο σταθερές λύσεις θεωρούνται αυτές που έχουν τις μικρότερες τιμές.



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (THE)

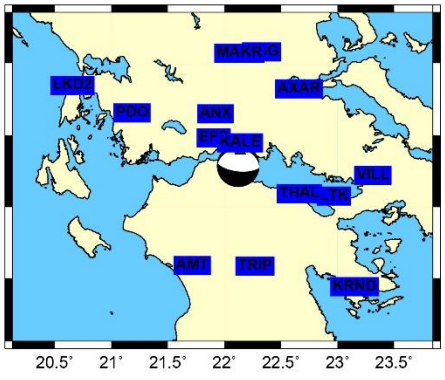
Origin time 20141107 17:12:59.68
Lat 38.289 Lon 22.1226 Depth 8.51

CENTROID

Trial source number : 1 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)38.289 Lon (E)22.1226
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : +1.65 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 3.261e+16
Mw : 4.9
VOL% :0
DC% :90.5
CLVD% :9.5

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.75	NaN	3.0	3±2	0.07
Var.red.(for all stations) :0.67				



Strike	Dip	Rake
270	23	-96
Strike	Dip	Rake
96	67	-88

P-axis	Azimuth	Plunge
	10	67
T-axis	Azimuth	Plunge
	184	22

Mrr	Mtt	Mpp
-2.383	2.226	0.157
Mrt	Mrp	Mtp
-2.280	0.305	-0.105

Exponent (Nm): 16

Frequency band used in inversion (Hz)
0.04 - 0.05 -- 0.08 - 0.09

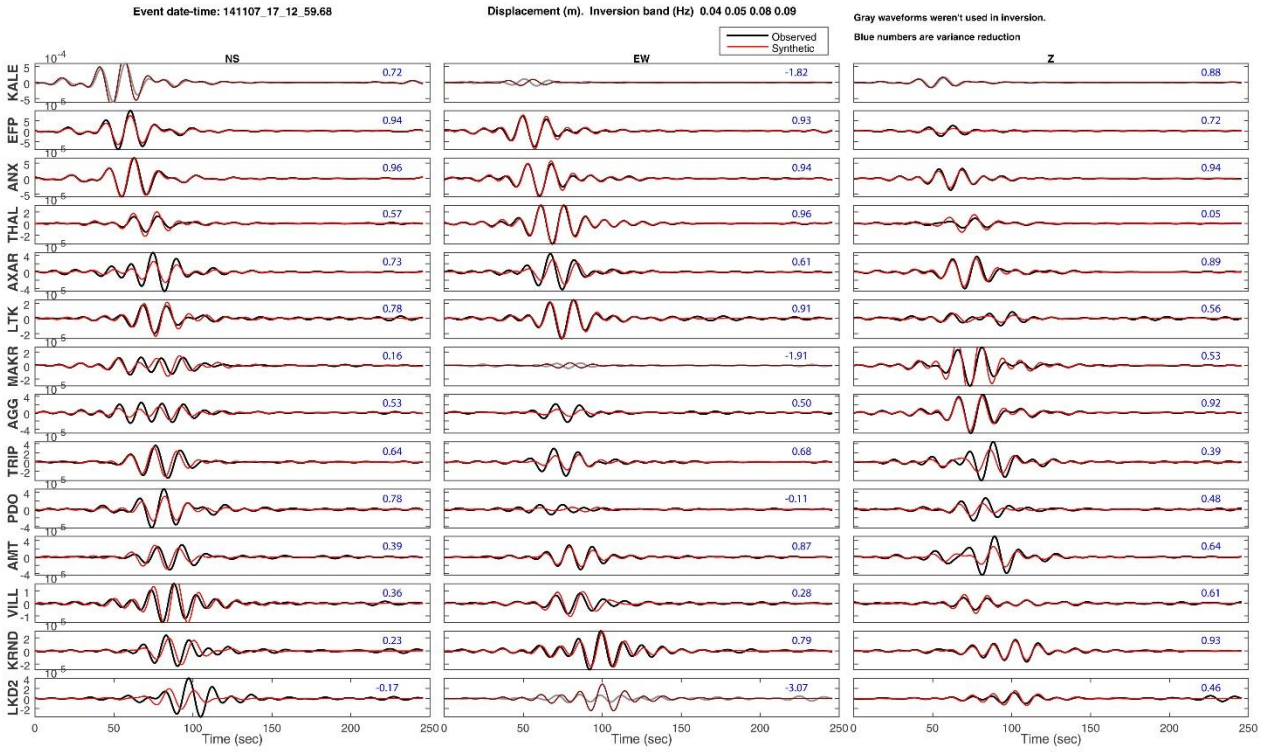
Stations-Components Used-Distance

	NS	EW	Z	D(km)	Station	NS	EW	Ver
KALE	-	-	-	LKD2	+	-	+	
EFP	+	+	+					
ANX	+	+	+					
THAL	+	+	+					
AXAR	+	+	+					
LTK	+	+	+					
MAKR	+	-	+					
AGG	+	+	+					
TRIP	+	+	+					
PDO	+	+	+					
AMT	+	+	+					
VILL	+	+	+					
KRNI	+	+	+					

Σχήμα 4-1 Παράδειγμα λύσης τανυστή σεισμικής ροπής για σεισμό που έγινε στον Κορινθιακό κόλπο.

Αφού ολοκληρωθεί η αντιστροφή, παράγονται διαγράμματα που δίνουν πληροφορίες σχετικά με τη λύση του τανυστή σεισμικής ροπής (Σχήμα 4-1) και την προσαρμογή των συνθετικών σεισμογραμμάτων στα πραγματικά (Σχήμα 4-2). Πιο συγκεκριμένα, στο Σχήμα 4-1 απεικονίζεται ο προσδιορισμένος μηχανισμός γένεσης του εξεταζόμενου σεισμού (πάνω αριστερά). Η χωρική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών που έχουν χρησιμοποιηθεί καθώς και ο μηχανισμός γένεσης, απεικονίζονται σε χάρτη (κάτω αριστερά). Στο δεξί μέρος δίνονται πληροφορίες που αφορούν το χρόνο γένεσης του εξεταζόμενου σεισμού και τις εστιακές του συντεταγμένες. Επιπλέον, παρέχονται πληροφορίες για το υπολογισμένο κεντροειδές (Centroid), τη σεισμική ροπή, το ποσοστό DC και CLVD της λύσης, το ποσοστό ομοιότητας των πραγματικών με τις συνθετικές κυματομορφές (VAR) και τους ποσοτικούς παράγοντες (CN, FMVAR, STVAR). Πληροφορίες υπάρχουν και για τη λύση του μηχανισμού γένεσης με τα στοιχεία των δύο επιπέδων, καθώς και των δύο αξόνων τάσης (P και T). Τέλος, αναφέρεται το εύρος φιλτραρίσματος των κυματομορφών και ποιες συνιστώσες χρησιμοποιήθηκαν από κάθε σταθμό.

Στο Σχήμα 4-2 σε κάθε σειρά παρουσιάζονται οι τρεις συνιστώσες κάθε σταθμού. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι συνθετικές κυματομορφές, ενώ με μαύρο χρώμα οι πραγματικές καταγραφές. Ο βαθμός ομοιότητας των δύο κυματομορφών ανά συνιστώσα και ανά σταθμό αναγράφεται σε κάθε παραλληλόγραμμο με μπλε χρώμα. Τέλος, οι συνιστώσες οι οποίες δεν λήφθηκαν υπόψη στην αντιστροφή παρουσιάζονται με γκρι γραμμές, μαζί με τον βαθμό ομοιότητάς τους.



Σχήμα 4-2 Σύγκριση συνθετικών (κόκκινων γραμμών) με πραγματικές (μαύρες γραμμές) κυματομορφές για όλους τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με γκρι χρώμα παρουσιάζονται οι συνιστώσες οι οποίες δεν λήφθηκαν υπόψη στην αντιστροφή.

4.2.3 ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΤΑΝΥΣΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ

Οι μηχανισμοί γένεσης που προκύπτουν για κάθε σεισμό προσδιορίζουν τις ιδιότητες της διάρρηξης. Για τον προσδιορισμό όμως του συνολικού πεδίου τάσεων μίας περιοχής δεν αρκούν μόνοι οι επιμέρους λύσεις των μηχανισμών γένεσης, αλλά είναι απαραίτητη η γνώση ενός αντιπροσωπευτικού μηχανισμού. Για τον σκοπό αυτόν χρησιμοποιείται ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής (Buforn et al., 2004), ο οποίος ορίζεται ως:

$$M_{ij}^{total} = \sum_{k=1}^{N} M_o^k m_{ij}^k \qquad (4.2)$$

όπου k ο αριθμός των σεισμών, M_o η σεισμική ροπή κάθε σεισμού και m_{ij} ο τανυστής σεισμικής ροπής για κάθε σεισμό. Το πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου σε σύγκριση με άλλες (Frohlich & Apperson, 1992) είναι ότι το μέγεθος κάθε σεισμού (σεισμική ροπή) λαμβάνεται υπόψη ως βάρος, παρέχοντας αντιπροσωπευτικότερη λύση του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής, δεδομένου ότι οι ισχυρότεροι σεισμοί γίνονται στα κύρια ρήγματα μίας περιοχής.

Για την εύρεση του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής σε μία περιοχή χρησιμοποιούνται όλοι οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης. Λόγω της ανομοιογένειας των λύσεων, η οποία προκύπτει από τις διάφορες τεκτονικές δομές που ενεργοποιούνται σε μία περιοχή, σε αρκετές περιπτώσεις είναι αναγκαία η διάκριση της περιοχής σε υπο-περιοχές. Η διάκριση αυτή γίνεται με γνώμονα την ομοιότητα των λύσεων των μηχανισμών γένεσης, καθώς και των κύριων τεκτονικών χαρακτηριστικών μίας περιοχής.

4.3 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ

Για τον προσδιορισμό ενεργών τεκτονικών δομών που συνδέονται με σεισμικές εξάρσεις εφαρμόστηκαν δύο προσεγγίσεις. Η πρώτη αφορά τη χωρο-χρονική κατανομή της εξεταζόμενης έξαρσης με σκοπό τη διάκρισή της σε επιμέρους συστάδες σε διαφορετικά τμήματα ρηγμάτων. Αφού διακριθούν χωρο-χρονικά οι σεισμοί, αναγνωρίζεται η γεωμετρία κάθε δομής (γωνία κλίσης, διεύθυνση) με την κατασκευή κατάλληλων τομών κάθετων προς τη διεύθυνση που σχηματίζουν τα επίκεντρα των σεισμών της έξαρσης.

Η δεύτερη προσέγγιση αφορά την αναγνώριση των ενεργών τεκτονικών δομών έπειτα από την αποσυσταδοποίηση ενός καταλόγου σεισμών για μία περιοχή. Με τον τρόπο αυτόν αναγνωρίζονται όλες οι σεισμικές εξάρσεις και αφού χαρτογραφηθούν και κατασκευαστούν οι κατάλληλες τομές, συσχετίζονται με συγκεκριμένα τμήματα ρηγμάτων. Για τον σκοπό αυτόν χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικοί αλγόριθμοι αποσυσταδοποίησης, όπως αυτοί παρουσιάζονται στη συνέχεια.

4.3.1 ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΙ ΑΠΟΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Οι αλγόριθμοι αποσυσταδοποίησης (declustering algorithms) παρέχουν τη δυνατότητα της διάκρισης ενός καταλόγου σεισμών σε δύο επιμέρους καταλόγους, δηλαδή, σε έναν κατάλογο που περιέχει μόνο τις σεισμικές εξάρσεις και σε έναν που προσεγγίζει τη σεισμικότητα υποβάθρου μιας περιοχής (declustered κατάλογος). Η διάκριση αυτή είναι χρήσιμη αφ' ενός για τον προσδιορισμό των σεισμικών εξάρσεων, και κατ' επέκταση της

μελέτης των χαρακτηριστικών τους, και αφ' ετέρου για τη μελέτη της σεισμικότητας υποβάθρου μιας περιοχής.

Διαφορετικοί αλγόριθμοι έχουν προταθεί, οι οποίοι κατά κύριο λόγο προσπαθούν να συνδέσουν τους κύριους σεισμούς (σεισμοί με μεγαλύτερο μέγεθος) με τους υπόλοιπους σεισμούς, μέλη μιας έξαρσης χρησιμοποιώντας χωρο-χρονικά κριτήρια ή στοχαστικές διαδικασίες (van Stiphout et al., 2012 και περιεχόμενες αναφορές). Στην παρούσα εργασία εξετάστηκαν τρεις αλγόριθμοι αποσυσταδοποίησης και συγκεκριμένα ο αλγόριθμος των Gardner & Knopoff (1974) (*GK*), ο αλγόριθμος του Reasenberg (1985) (*RSB*) και ο αλγόριθμος *CURATE* (Jacobs et al., 2013), τα χαρακτηριστικά των οποίων παρουσιάζονται στη συνέχεια.

Ο αλγόριθμός *GK* (Gardner & Knopoff, 1974) αποτελεί έναν απλό αλγόριθμο αποσυσταδοποίησης ο οποίος βασίζεται στη χρήση χωρο-χρονικών παραθύρων για την εύρεση των μετασεισμικών ακολουθιών. Συγκεκριμένα, για κάθε σεισμό με μέγεθος **M** σε έναν κατάλογο σεισμών, προσδιορίζεται ένα χρονικό παράθυρο **t** και ένα χωρικό παράθυρο **d** τα οποία καθορίζουν ποιοι σεισμοί ανήκουν στη μετασεισμική ακολουθία του σεισμού με μέγεθος **M** και δίνονται από τις σχέσεις:

$$d(M) = 10^{0.1238M+0.983}[km] \tag{4.3}$$

$$t(M) = \begin{cases} 10^{0.032M+2.7389}, M \geq 6.5 \\ 10^{0.5409M-0.547}, M < 6.5 \end{cases} \tag{4.4}$$

Παρ' ότι ο αλγόριθμος *GK* είναι πολύ απλός στη χρήση, παρουσιάζει αδυναμία στην αναγνώριση μετασεισμών δεύτερης γενιάς (μετασεισμοί των μετασεισμών). Αυτό το πρόβλημα προσπαθεί να ξεπεράσει ο αλγόριθμος *RSB* (Reasenberg, 1985) ο οποίος επιτρέπει τη σύνδεση μεταξύ κύριου σεισμού και μετασεισμών σε μία μετασεισμική ακολουθία. Επιπλέον, χρησιμοποιεί το νόμο του Omori για τον καθορισμό της χρονικής διάρκειας της σεισμικής ακολουθίας. Συγκεκριμένα, η χρονική διάρκεια **τ** μιας σεισμικής έξαρσης δίνεται από τη σχέση:

$$\tau = \frac{-\ln(1-p_1)t}{10^{\frac{2(\Delta M-1)}{3}}} \tag{4.5}$$

όπου $\mathbf{p_1}$ η πιθανότητα ενός σεισμού να είναι μέλος μίας σεισμικής έξαρσης, με τιμές στο διάστημα [0 1], και ΔM είναι η διαφορά μεταξύ του κύριου σεισμού και του μεγέθους πληρότητας. Το εύρος της παραμέτρου **τ** ορίζεται από τον χρήστη και λαμβάνει μία μέγιστη ($\boldsymbol{\tau}_{\mathbf{max}}$) και μία ελάχιστη τιμή ($\boldsymbol{\tau}_{\mathbf{min}}$). Οι τιμές αυτές προσδιορίζουν το ελάχιστο και μέγιστο

επιτρεπόμενο χρονικό διάστημα μεταξύ δύο σεισμών, ώστε αυτοί να θεωρηθούν μέλη της ίδιας συστάδας.

Εκτός από τα χρονικά κριτήρια, ένας σεισμός για να θεωρηθεί μέλος μίας συστάδας πρέπει να βρίσκεται σε απόσταση **r** από τον κύριο σεισμό. Η απόσταση αυτή δίνεται από τη σχέση:

$$r = 0.011 \cdot 10^{0.4M} \cdot R_{fact} \tag{4.6}$$

όπου **M** το μέγεθος του κύριου σεισμού (ή του μεγαλύτερου σεισμού σε μία έξαρση) και $\mathbf{R_{fact}}$ παράγοντας με τον οποίο πολλαπλασιάζεται το μήκος της σεισμικής ζώνης.

Από την περιγραφή των δύο αλγορίθμων (*GK*, *RSB*) προκύπτει πως αυτοί εστιάζουν σχεδόν αποκλειστικά στις μετασεισμικές ακολουθίες, αφού χρησιμοποιούν σχέσεις οι οποίες συνδέουν το μέγεθος του μέγιστου σεισμού με τη διάρκεια και τον χώρο γύρω από τον οποίο λαμβάνει χώρα η μετασεισμική ακολουθία. Όμως, παρ' ότι έχει αποδειχθεί πως οι σχέσεις αυτές προσδιορίζουν τα χωρο-χρονικά χαρακτηριστικά των μετασεισμικών ακολουθιών, δεν ισχύει το ίδιο για τις περιπτώσεις των σμηνοσειρών στις οποίες δεν υπάρχει σεισμός ο οποίος να υπερέχει σε μέγεθος από τους υπόλοιπους της σμηνοσειράς και τα αίτια γένεσής τους είναι σε αρκετές περιπτώσεις διαφορετικά από αυτά των μετασεισμικών ακολουθιών (π.χ. διάχυση ρευστών).

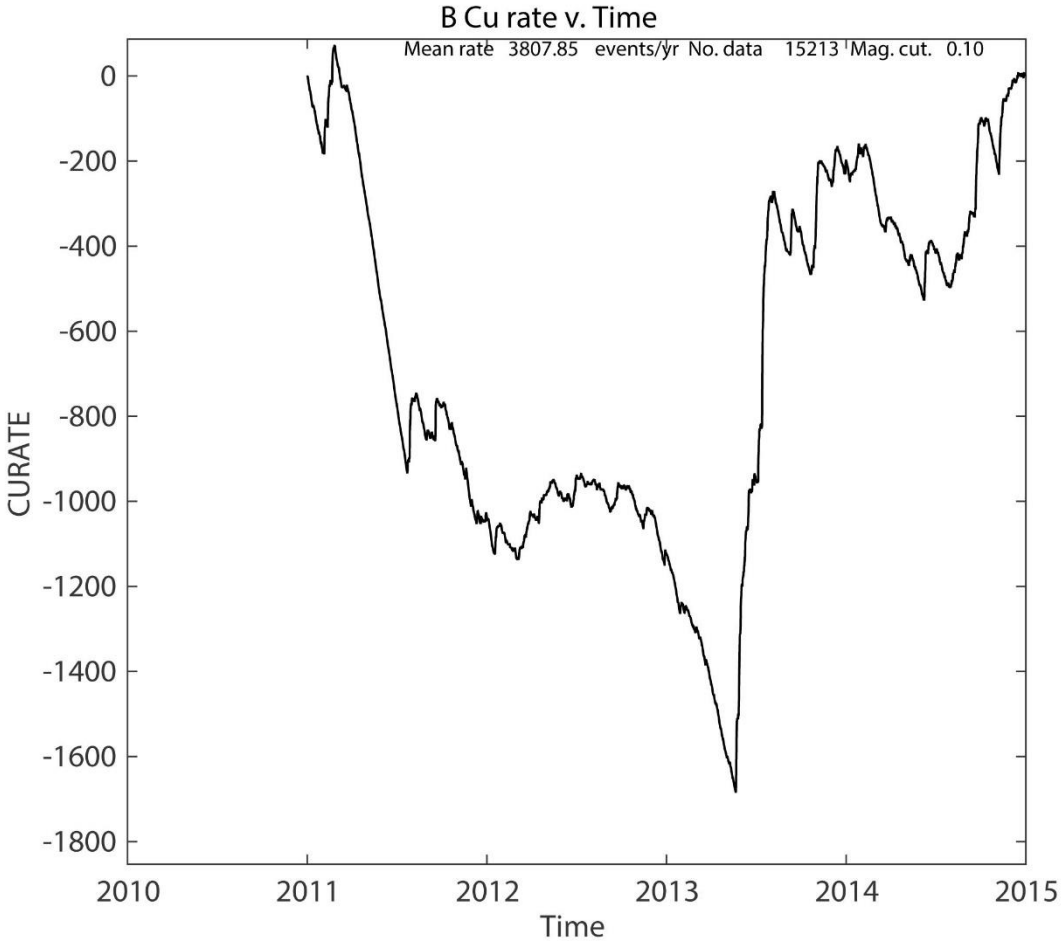
Το πρόβλημα αυτό προσπαθεί να λύσει ο αλγόριθμος *CURATE* (Jacobs et al., 2013), ο οποίος χρησιμοποιεί διαφορετική προσέγγιση για την αναγνώριση των σεισμικών εξάρσεων στο σύνολό τους, δηλαδή τόσο των μετασεισμικών ακολουθιών όσο και των σμηνοσεισμών. Ο αλγόριθμος βασίζεται στην ανίχνευση των διαστημάτων όπου παρατηρείται αύξηση του ρυθμού σεισμικότητας σε μία περιοχή ανεξάρτητα από τα μεγέθη σεισμών, χρησιμοποιώντας τις σχέσεις:

$$D = \frac{N(t_s, t_f)}{t_f - t_s} \tag{4.7}$$

$$CURATE = N(t_s, t_i) - D(t_i - t_s) \text{ για } t_s \le t_i \le t_f \tag{4.8}$$

όπου D είναι ο μέσος ημερήσιος αριθμός σεισμών, t_s είναι ο χρόνος γένεσης του πρώτου σεισμού στον κατάλογο, t_i είναι ο χρόνος που απέχει ένας σεισμός i του καταλόγου από την αρχή του καταλόγου, t_f είναι ο χρόνος του τελευταίου σεισμού στον κατάλογο και $N(t_s,t)$ είναι ο αριθμός των σεισμών στο χρονικό διάστημα $[t_s, t]$. Από τις σχέσεις αυτές αναγνωρίζονται οι σεισμοί των

οποίων ο χρόνος μεταξύ των διαδοχικών σεισμών είναι μικρότερος από τον λόγο 1/μέσο ρυθμό σεισμικότητας. Σχηματικά αυτό αντιστοιχεί στις περιόδους όπου η κλίση της καμπύλης είναι θετική (Σχήμα 4-3). Έτσι, από τους παραπάνω υπολογισμούς προκύπτει μία αρχική ομάδα πιθανών σεισμικών εξάρσεων, οι οποίες μπορεί να είναι είτε μετασεισμικές ακολουθίες είτε σμηνοσειρές.



Σχήμα 4-3 Παράδειγμα εφαρμογής του αλγορίθμου *CURATE* στον Δυτικό Κορινθιακό για το διάστημα 2011 – 2014.

Για την αναγνώριση των σεισμικών εξάρσεων εφαρμόζονται δύο κανόνες που αφορούν τη μέγιστη δυνατή απόσταση από το μέσο της σεισμικής έξαρσης σε km και τον μέγιστο δυνατό χρόνο μεταξύ δύο διαδοχικών σεισμών. Αφού εφαρμοσθούν στις αρχικές σεισμικές εξάρσεις τα δύο αυτά χωρο-χρονικά κριτήρια, προσδιορίζονται οι σεισμικές εξάρσεις του καταλόγου.

Οι αλγόριθμοι που παρουσιάστηκαν σε αυτήν την ενότητα, εφαρμόστηκαν σε έναν πλήρη κατάλογο σεισμών και συγκρίθηκαν ως προς τον παραγόμενο αποσυσταδοποιημένο κατάλογο. Ο κατάλογος αυτός εξετάστηκε ως προς τη χρονική κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών για να βρεθεί κατά πόσο προσεγγίζει την κατανομή Poisson. Από τη

διαδικασία αυτή επιλέχθηκε ο καταλληλότερος αλγόριθμος για την αποσυσταδοποίηση και την εύρεση των σεισμικών εξάρσεων.

4.4 ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΞΑΡΣΕΩΝ

Η διάκριση των σεισμικών εξάρσεων σε μετασεισμικές ακολουθίες και σμηνοσειρές θεμελιώνεται με ένα αριθμό κριτηρίων που βασίζονται στην ύπαρξη ή μη σεισμού που υπερέχει σε μέγεθος, καθώς και στον χρόνο γένεσης των ισχυρότερων σεισμών σε σχέση με τους υπόλοιπους σεισμούς στη σεισμική έξαρση. Σύμφωνα με τον Båth (1965) στις μετασεισμικές ακολουθίες η διαφορά των δύο μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών (ΔΜ) είναι σχεδόν 1.2. Συνεπώς για τις σμηνοσειρές αναμένεται μία τιμή ΔΜ<1.2 η οποία θα πρέπει να τείνει στο μηδέν. Επιπλέον, έχει παρατηρηθεί πως οι μετασεισμικές ακολουθίες ξεκινούν συνήθως με τον μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό, ενώ στις σμηνοσειρές ο σεισμός με το μεγαλύτερο μέγεθος γίνεται αργότερα στην ακολουθία.

Με σκοπό την ποσοτικοποίηση των παραπάνω παρατηρήσεων, εκτός του ΔΜ το οποίο προκύπτει άμεσα από τα δεδομένα κάθε έξαρσης, έχει προταθεί η μελέτη της χρονικής μεταβολής της σεισμικής ροπής (Roland & McGuire, 2009; Chen & Shearer, 2011; Mesimeri et al., 2013, 2014, 2015, 2016; Zhang & Shearer, 2016). Αρχικά οι Roland & McGuire (2009) προτείνουν τη χρήση του συντελεστή λοξότητας της χρονικής κατανομής της σεισμικής ροπής με σκοπό να διακρίνουν τις σεισμικές εξάρσεις σε μετασεισμικές ακολουθίες και σμηνοσειρές. Βασιζόμενοι στο γεγονός πως στις μετασεισμικές ακολουθίες ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός γίνεται στην αρχή της, θεωρούν πως η χρονική κατανομή της σεισμικής ροπής θα έχει θετική λοξότητα, δηλαδή οι περισσότερες τιμές βρίσκονται στα αριστερά της κατανομής. Αντίθετα, στις σμηνοσειρές δεν παρουσιάζεται αυτή η εικόνα, αλλά συνήθως οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί γίνονται αργότερα στη σεισμική έξαρση. Κατά συνέπεια η λοξότητα της κατανομής της σεισμικής ροπής θα είναι αρνητική ή κοντά στο μηδέν, δηλαδή με τις περισσότερες παρατηρήσεις να βρίσκονται δεξιά στην κατανομή.

Συμπληρωματικά με το συντελεστή λοξότητας, οι Chen & Shearer (2011) και Zhang & Shearer (2016) εισάγουν τον υπολογισμό της παραμέτρου t_{max} που εκφράζει τον χρόνο που αντιστοιχεί στον μεγαλύτερο σεισμό της ακολουθίας. Μικρές τιμές του t_{max} είναι ενδεικτικές των εξάρσεων του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών, ενώ μεγάλες τιμές του t_{max} αντιστοιχούν στις σμηνοσειρές. Παρ' ότι η λοξότητα της χρονικής κατανομής της σεισμικής ροπής παρέχει πληροφορίες για τη συμμετρία ολόκληρης της κατανομής, οι τιμές εξαρτώνται άμεσα από τη

διάρκεια της έξαρσης και για αυτόν τον λόγο θεωρείται απαραίτητη η χρήση και των δύο παραμέτρων (λοξότητα και t_{max}) (Zhang & Shearer, 2016).

Ένα επιπλέον κριτήριο το οποίο συμβάλλει στη διάκριση των σεισμικών εξάρσεων αφορά τον υπολογισμό του συντελεστή κύρτωσης της σεισμικής ροπής, ως προς το χρόνο, για κάθε σεισμική έξαρση (Mesimeri et al., 2013, 2014, 2015, 2016). Η κύρτωση δείχνει κατά πόσο οι τιμές των παρατηρήσεων υπερέχουν σε σχέση με τις υπόλοιπες τιμές. Συγκεκριμένα η κατανομή μπορεί να χαρακτηριστεί ως λεπτόκυρτη, όταν υπάρχει τιμή που υπερέχει στο δείγμα ή ως πλατύκυρτη όταν αρκετές παρατηρήσεις έχουν παρόμοιες τιμές. Ο υπολογισμός του συντελεστή κύρτωσης της σεισμικής ροπής, ως προς τον χρόνο, ποσοτικοποιεί την ύπαρξη ενός μόνο ισχυρού σεισμού που υπερέχει σε σχέση με τους υπόλοιπους (μεγάλη τιμή της κύρτωσης), το οποίο χαρακτηρίζει τις μετασεισμικές ακολουθίες. Αντίθετα, στις σμηνοσειρές που δεν υπάρχει σεισμός να υπερέχει σε μέγεθος ο συντελεστής κύρτωσης λαμβάνει μικρές τιμές (πλατύκυρτη κατανομή). Επιπλέον, έχει δειχθεί εμπειρικά πως οι συντελεστές κύρτωσης και λοξότητας συνδέονται με παραβολική σχέση (Cristelli et al., 2012; Sattin et al., 2009). Στις περιπτώσεις των σεισμικών εξάρσεων έχει δειχθεί πως η παραβολική σχέση υφίσταται και συγκεκριμένα οι μετασεισμικές ακολουθίες βρίσκονται στα δεξιά της παραβολής ενώ οι σμηνοσειρές στα αριστερά της (Mesimeri et al., 2013, 2014, 2015, 2016).

Για την εύρεση της παραμέτρου t_{max} και των συντελεστών λοξότητας και κύρτωσης για κάθε σεισμική έξαρση χρησιμοποιείται η παρακάτω διαδικασία. Αρχικά τίθεται ως σημείο εκκίνησης ο πρώτος χρονικά σεισμός (T_o) και υπολογίζονται τα ενδιάμεσα διαστήματα (T_o-T_i), όπου T_i ο χρόνος του i σεισμού από την αρχή της έξαρσης. Στη συνέχεια κανονικοποιείται ο χρόνος διαιρώντας με τη μέση τιμή των διαφορών αυτών:

$$t_i = \frac{(T_i - T_o)}{mean(T_i - T_o)}, \text{ i=1,...,N} \tag{4.9}$$

Ως t_{max} ορίζεται ο κανονικοποιημένος χρόνος t_i που αντιστοιχεί στον σεισμό με το μεγαλύτερο μέγεθος. Έπειτα, θεωρώντας πως το τοπικό μέγεθος M_L που υπολογίζεται για τον ελληνικό χώρο είναι ισοδύναμο του M_w (Scordilis et al., 2016), υπολογίζεται η σεισμική ροπή (M_o) από τη σχέση των Hanks and Kanamori (1979):

$$M_o(i) = 10^{1.5M_w(i)+16.1} \tag{4.10}$$

όπου M_w είναι το μέγεθος του i σεισμού της σεισμικής έξαρσης. Στη συνέχεια υπολογίζεται ο κεντροειδής χρόνος (centroid time), $\bar{t}$, της σεισμικής ροπής, ο οποίος προκύπτει από τον σταθμισμένο μέσο χρόνο (weighted mean time):

$$\bar{t} = \frac{\sum_{1}^{N} t_i M_o(i)}{\sum_{1}^{N} M_o(i)} \tag{4.11}$$

Επιπλέον, οι επιμέρους σεισμικές ροπές (M_o) κανονικοποιούνται σύμφωνα με τη σχέση:

$$m_o(i) = \frac{M_o(i)}{\sum_{1}^{N} M_o(i)} \tag{4.12}$$

έτσι ώστε $F(t \to \infty) = 1$, όπου F(t) η συνάρτηση κατανομής της κανονικοποιημένης πλέον σεισμικής ροπής.

Η σταθμισμένη ως προς τη σεισμική ροπή, ροπή τρίτης (m_3) και τέταρτης (m_4) τάξης, καθώς και η τυπική απόκλιση (s) της κάθε σεισμικής έξαρσης υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$m_3 = \sum_{1}^{N} (t_i - \bar{t})^3 m_o(i) \tag{4.13}$$

$$m_4 = \sum_{1}^{N} (t_i - \bar{t})^4 m_o(i) \tag{4.14}$$

$$s = \sqrt{\sum_{1}^{N} (t_i - \bar{t})^2 m_o(i)} \tag{4.15}$$

και οι συντελεστές λοξότητας και κύρτωσης υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$skewness = \frac{m_3}{s^3} \tag{4.16}$$

$$kurtosis = \frac{m_4}{s^4} \tag{4.17}$$

Αφού διακριθούν οι σεισμικές εξάρσεις σε σμηνοσειρές και ακολουθίες του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών, συγκρίνεται ο αριθμός των σεισμών σε μία έξαρση με το μέγιστο μέγεθος (Vidale et al., 2006; Vidale & Shearer, 2006; Holtkamp et al., 2011; Holtkamp & Brudzinski, 2011). Μία εξ' ορισμού διαφορά των σμηνοσειρών με τις μετασεισμικές ακολουθίες είναι η διαφοροποίηση στις τιμές της παραμέτρου b. Η παράμετρος αυτή λαμβάνει τιμές κοντά

στη μονάδα όταν πρόκειται για μετασεισμικές ακολουθίες είτε για τη σεισμικότητα μίας περιοχής. Στις σμηνοσειρές όμως, οι τιμές είναι κατά πολύ μεγαλύτερες της μονάδας, φτάνοντας σε ορισμένες περιπτώσεις ηφαιστειακών περιοχών το 2.5 (Farrell et al., 2009). Όλα τα παραπάνω διερευνώνται και στην παρούσα εργασία για τις σεισμικές εξάρσεις που αναγνωρίστηκαν στον Κορινθιακό κόλπο, με σκοπό να προσδιορισθούν τα χαρακτηριστικά τους.

4.5 ΠΛΗΡΟΤΗΤΑ ΚΑΤΑΛΟΓΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Για τη διερεύνηση των χρονικών ιδιοτήτων των σεισμικών εξάρσεων ή του καταλόγου των σεισμών μιας περιοχής είναι απαραίτητη η σωστή εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας (M_c). Ως μέγεθος πληρότητας ορίζεται το ελάχιστο μέγεθος πάνω από το οποίο θεωρητικά έχουν αναλυθεί όλοι οι σεισμοί που έγιναν σε συγκεκριμένο χώρο και χρόνο. Η εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας πρέπει να γίνει με πολύ προσοχή, αφού πιθανή εσφαλμένη εκτίμηση οδηγεί σε καταλόγους με λιγότερα δεδομένα (υπερεκτίμηση M_c) ή σε καταλόγους οι οποίοι περιέχουν μη πλήρη δεδομένα (υποεκτίμηση M_c).

Για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας ενός καταλόγου σεισμών έχουν προταθεί διαφορετικές μεθοδολογίες (Mignan & Woessner, 2012). Συνοπτικά, οι μεθοδολογίες αυτές αφορούν την εύρεση της μέγιστης καμπυλότητας της συχνότητας των σεισμών ορισμένου μεγέθους (Maximum Curvature Technique) (Wiemer & Wyss, 2000), τη μέθοδο της καλής προσαρμογής (Goodness of Fit Test) (Wiemer & Wyss, 2000), τη μέθοδο που βασίζεται στη σταθερότητα της παραμέτρου *b* (Cao & Gao, 2002), τη μέθοδο υπολογισμού του μεγέθους πληρότητας λαμβάνοντας υπόψη όλο το εύρος μεγεθών (Entire Magnitude Range) (Ogata & Katsura, 1993; Woessner & Wiemer, 2005), τη μέθοδο ανίχνευσης σημείων μεταβολής της καμπύλης της συχνότητας των σεισμών (Median-based analysis of the segment slope) (Amorèse, 2007), την Μπεϋσιανή μέθοδο εκτίμησης του μεγέθους πληρότητα (BMC) (Mignan et al., 2011), η οποία έχει εφαρμοστεί στον ελληνικό χώρο (Mignan & Chouliaras, 2014), και τη σύγκριση μεταξύ των σεισμών που ανιχνεύονται την ημέρα σε σύγκριση με αυτούς που ανιχνεύονται βραδινές ώρες (day to night noise modulation) (Rydelek & Sacks, 1989).

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιείται η μέθοδος της καλής προσαρμογής (Goodness Of Fit, GOF) (Wiemer & Wyss, 2000). Η μέθοδος αυτή συγκρίνει την κατανομή της συχνότητας των μεγεθών (Frequency Magnitude Distribution, FMD) που προκύπτει από τους σεισμούς που

ανήκουν στον εξεταζόμενο κατάλογο σεισμών με τη θεωρητική κατανομή των μεγεθών η οποία προκύπτει από τη δημιουργία συνθετικού καταλόγου.

Αρχικά υπολογίζονται οι τιμές των παραμέτρων *a* και *b* σε συνάρτηση με το ελάχιστο μέγεθος M_i, λαμβάνοντας υπόψη τον αριθμό των σεισμών με $M \geq M_i$, όπου i το εύρος μεγεθών του καταλόγου σεισμών. Η εκτίμηση των παραμέτρων *a* και *b* γίνεται με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (Aki, 1965; Bender, 1983; Shi & Bolt, 1982) σύμφωνα με τη σχέση:

$$b = \frac{\log e}{\overline{M} - M_c} \tag{4.18}$$

όπου $\overline{M}$ είναι το μέσο μέγεθος και M_c το μέγεθος πληρότητας των διαθέσιμων δεδομένων. Το τυπικό σφάλμα της εκτίμησης προσεγγίζεται για μεγάλο αριθμό σεισμών, N, από την ποσότητα:

$$S_b = \frac{b}{\sqrt{N}} \tag{4.19}$$

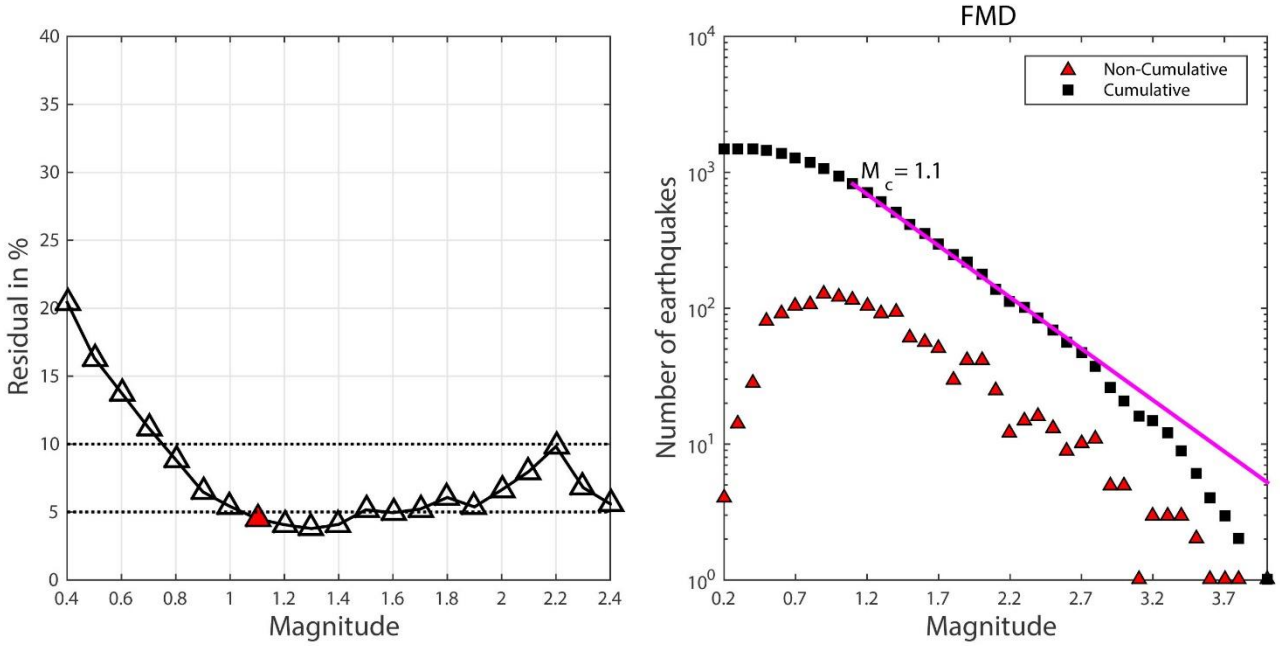
Στη συνέχεια, χρησιμοποιώντας τις τιμές *a* και *b* που προκύπτουν από τον κατάλογο σεισμών και το μέγεθος M_i υπολογίζεται η θεωρητική κατανομή των μεγεθών η οποία αντιπροσωπεύει την τέλεια εφαρμογή του νόμου δύναμης. Για την εκτίμηση της καλής προσαρμογής, υπολογίζεται η επί τοις εκατό διαφορά (R) μεταξύ του θεωρητικού και πραγματικού αριθμού σεισμών για μεγέθη $M \geq M_i$ σύμφωνα με τη σχέση:

$$R(a,b,M_i) = 100 - \left(\frac{\sum_{M_i}^{M_{\max}} |B_i - S_i|}{\sum_i B_i} 100 \right) \tag{4.20}$$

όπου B_i και S_i είναι ο παρατηρούμενος και θεωρητικός αθροιστικός αριθμός σεισμών για μέγεθος M_i.

Ένα παράδειγμα της εφαρμογής της μεθόδου στη σεισμική έξαρση του Αιγίου (2013) παρουσιάζεται στο Σχήμα 4-4. Τα υπόλοιπα μεταξύ της παρατηρούμενης και θεωρητικής κατανομής του αριθμού σεισμών έχουν υπολογιστεί για ένα εύρος μεγεθών M στο διάστημα [0.4, 2.4] με βήμα 0.1. Το εύρος μεγεθών αντιστοιχεί σε [MAXC-0.5, MAXC+1.5], όπου MAXC το μέγεθος πληρότητας με τη μέθοδο της εύρεσης του ολικού μέγιστου της συχνότητας των σεισμών (Wiemer & Wyss, 2000). Από το διάγραμμα προκύπτει πως για μικρά μεγέθη τα υπόλοιπα (R) λαμβάνουν μεγάλες τιμές, ενώ όσο αυξάνεται το μέγεθος τα υπόλοιπα μειώνονται έως ένα σημείο πέρα από το οποίο παρουσιάζεται εκ νέου αύξηση των τιμών αυτών. Ως μέγεθος

πληρότητας θεωρείται αυτό που αντιστοιχεί στο μικρότερο μέγεθος για το οποίο τα υπόλοιπα είναι μικρότερα του 5% (95%) και συμβολίζεται με το κόκκινο τρίγωνο (Σχήμα 4-4). Είναι πιθανό τα υπόλοιπα να μην γίνονται μικρότερα του 5% λόγω προβλημάτων στον κατάλογο σεισμών. Σε αυτές τις περιπτώσεις χρησιμοποιείται το μέγεθος το οποίο έχει τα μικρότερα υπόλοιπα στο εύρος [90% - 95%). Όταν δεν υπάρχει μέγεθος όπου τα υπόλοιπα να είναι πάνω από 90%, τότε χρησιμοποιείται η μέθοδος της μέγιστης καμπυλότητας (Maximum Curvature).



Σχήμα 4-4 Εφαρμογή της μεθόδου GOF για τη σεισμική έξαρση του Αιγίου. (**αριστερά**) Κατανομή υπολοίπων (residuals) σε συνάρτηση με το μέγεθος. Με κόκκινο τρίγωνο συμβολίζεται το μέγεθος στο οποίο τα υπόλοιπα είναι κάτω από 5% για πρώτη φορά. (**δεξιά**) Η κατανομή της αθροιστικής συχνότητας (τετράγωνα) και της συχνότητας (τρίγωνα) των σεισμών ως προς το μέγεθος μαζί με την ευθεία που προκύπτει με την εφαρμογή της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας.

Έπειτα από την επιλογή του καταλληλότερου μεγέθους πληρότητας από τον χρήστη, με βάση τα υπόλοιπα των δύο κατανομών, δημιουργείται το διάγραμμα κατανομής συχνότητας σεισμών συναρτήσει του μεγέθους (Σχήμα 4-4 δεξιά). Στο διάγραμμα παρουσιάζεται η συχνότητα (τρίγωνα) και η αθροιστική συχνότητα (τετράγωνα) των σεισμών του δείγματος. Με βάση το μέγεθος πληρότητας υπολογίζεται η ευθεία που προσαρμόζεται στα δεδομένα, αφού υπολογιστούν οι παράμετροι *a* και *b* με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας.

4.6 ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΧΡΟΝΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΔΙΑΔΟΧΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Οι σεισμοί θεωρείται ότι γίνονται είτε ως ανεξάρτητα μεμονωμένα γεγονότα ακολουθώντας κατανομή Poisson (Gardner & Knopoff, 1974) είτε ως αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης μεταξύ σεισμών, η χρονική κατανομή των οποίων για τις μετασεισμικές

ακολουθίες συνήθως περιγράφεται από τον νόμο του Omori (Utsu et al., 1995). Οι κατανομές των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών έχουν απασχολήσει πληθώρα ερευνητικών ομάδων και έχουν διερευνηθεί με σκοπό να δειχθεί εάν οι σεισμοί γίνονται τυχαία στο χρόνο (διαδικασία Poisson) ή όχι. Στην περίπτωση που οι διαδοχικοί σεισμοί προέρχονται από μία διαδικασία Poisson, τότε η κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών περιγράφεται από την εκθετική κατανομή. Γενικότερα μπορεί να θεωρηθεί ως γενίκευση της ανωτέρω διαδικασίας μία διαδικασία με ανεξάρτητα γεγονότα σε ξένα μεταξύ τους διαστήματα και κατανομή χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών που περιγράφονται από κατανομές της ομάδας των εκθετικών κατανομών (πχ. Γάμμα κατανομή, Weibull κατανομή με b=1). Όμως, στις περιπτώσεις όπου οι σεισμοί δεν είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους (π.χ σεισμικές εξάρσεις), η κατανομή θεωρούμε ότι διαφέρει από την εκθετική.

Οι Bak et al. (2002) εξέτασαν την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών που έγιναν στην Καλιφόρνια για το διάστημα 1984-2000 και βρήκαν ότι ακολουθεί νόμο δύναμης. Με σκοπό τη διερεύνηση της ύπαρξης μίας κοινής κατανομής οι Davidsen & Goltz (2004) εξέτασαν τη σεισμικότητα στην Καλιφόρνια και την Ισλανδία. Τα αποτελέσματα έδειξαν πως η κατανομή είναι διαφορετική για τους σεισμούς με μικρό μεταξύ τους χρόνο και διαφορετική για αυτούς με μεγαλύτερο μεταξύ τους χρόνο. Ο Corral (2004, 2006) εξέτασε την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών από διάφορες περιοχές και βρήκε πως περιγράφεται από την ίδια κατανομή. Αυτό επιτυγχάνεται εάν πολλαπλασιαστούν οι επιμέρους κατανομές με τον ρυθμό σεισμικότητάς τους. Η κατανομή που προκύπτει περιγράφεται καλύτερα από την κατανομή Γάμμα (Gamma). Στα ίδια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Hainzl et al. (2006) οι οποίοι εξέτασαν την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών για την Καλιφόρνια (1980-2004).

Ο Molchan (2005) διαφώνησε με την προσέγγιση του Corral (2004) και απέδειξε πως η γενικευμένη κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών δεν ισχύει για όλα τα χρονικά διαστήματα, ενώ πρότεινε μία νέα εμπειρική κατανομή για τον σκοπό αυτόν. Σε συνέχεια της παραπάνω εργασίας, οι Saichev & Sornette (2007) απορρίπτουν την υπόθεση ότι δεν υπάρχει μία γενικευμένη κατανομή. Οι Touati et al. (2009, 2011) έδειξαν πως η κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών δεν περιγράφεται από μία γενικευμένη κατανομή, αλλά από δύο διαφορετικές κατανομές. Συγκεκριμένα, οι σεισμοί που έχουν μικρούς μεταξύ τους χρόνους περιγράφονται καλύτερα από τη λογαριθμοκανονική κατανομή, ενώ όταν αυξάνεται ο χρόνος μεταξύ διαδοχικών σεισμών, αυτοί περιγράφονται από την εκθετική κατανομή. Ένα νέο μεικτό

μοντέλο ανεξάρτητης και εξαρτώμενης σεισμικότητας προτάθηκε από τους Talbi & Yamazaki (2010) για την περιγραφή της κατανομής των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών και εφαρμόστηκε σε διάφορες περιοχές ανά τον κόσμο (Ιαπωνία, Καλιφόρνια, Τουρκία).

Σε περιπτώσεις όπου η σεισμικότητα προέρχεται από την εισπίεση ρευστών έχει δειχτεί πως η κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών περιγράφεται από την εκθετική κατανομή (Langenbruch et al., 2011; Hajati et al., 2015). Πρακτικά αυτό σημαίνει πως οι διαδοχικοί σεισμοί είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους και ο ρυθμός σεισμικότητας είναι σταθερός και εξαρτάται από τον ρυθμό εισπίεσης του ρευστού. Επιπλέον, έχει προταθεί πως η κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών μελών σμηνοσειρών, που οφείλονται σε διάχυση ρευστών, ακολουθεί νόμο δύναμης (Hainzl & Fischer, 2002; Hainzl, 2004; Hainzl & Ogata, 2005).

Οι Davidsen & Kwiatek (2013) χρησιμοποίησαν σεισμούς που έγιναν σε διαφορετικές περιοχές, λόγω διαφορετικών αιτιών (τεκτονικά αίτια, επαγόμενη σεισμικότητα) και διαφορετικών μεγεθών, για να διερευνήσουν την ύπαρξη μίας κοινής κατανομής που να περιγράφει τους χρόνους μεταξύ διαδοχικών σεισμών σε όλες τις περιπτώσεις. Κανονικοποιώντας τους επιμέρους χρόνους με τον μέσο χρόνο, βρήκαν πως η κατανομή τους περιγράφεται καλύτερα από τη Γάμμα κατανομή. Οι Chen et al. (2013) δοκίμασαν διάφορες κατανομές (εκθετική, Γάμμα, Λογαριθμοκανονική και Weibull) στους χρόνους μεταξύ διαδοχικών σεισμών του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου της Ταϊβάν για διάστημα 110 ετών. Έπειτα από δοκιμές καλής προσαρμογής βρήκαν ότι η Γάμμα κατανομή περιγράφει καλύτερα την κατανομή τους. Μία νέα τροποποιημένη Γάμμα κατανομή προτάθηκε από τον Godano (2015) για να περιγράψει την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών που έχουν γίνει σε διαφορετικά τεκτονικά περιβάλλοντα. Μία άλλη προσέγγιση του προβλήματος προέρχεται από τη γενίκευση της στατιστικής φυσικής των Bolzmann-Gibbs, η οποία είναι γνωστή ως μη-εκτατική στατιστική φυσική (Vallianatos et al., 2016 και περιεχόμενες αναφορές).

Για τον ελληνικό χώρο έχουν γίνει προσπάθειες για την εύρεση της βέλτιστης κατανομής των χρόνων επανάληψης των ισχυρών σεισμών σε περιοχές όπως το Κεντρικό Ιόνιο, ο Κορινθιακός κόλπος και το Βόρειο Αιγαίο, με τη χρήση τόσο ιστορικών σεισμών, όσο και σεισμών από την ενόργανη περίοδο (Kourouklas et al., 2014, 2016a, b). Επιπλέον έρευνες έχουν διεξαχθεί για την εύρεση της κατανομής της συνολικής σεισμικότητας, αλλά και της σεισμικότητας υποβάθρου για τις περιοχές της Μυγδονίας και του Κορινθιακού κόλπου (Gkarlaouni et al., 2015).

Στην παρούσα εργασία εξετάζονται (i) η κατανομή που ακολουθούν οι χρόνοι μεταξύ διαδοχικών σεισμών ενός αποσυσταδοποιημένου καταλόγου και (ii) η κατανομή που ακολουθούν οι χρόνοι μεταξύ διαδοχικών σεισμών στις σεισμικές εξάρσεις. Για την πρώτη περίπτωση σκοπό αποτελεί η εύρεση του αλγορίθμου αποσυσταδοποίησης ο οποίος προσεγγίζει καλύτερα τη σεισμικότητα υποβάθρου. Έτσι, υποθέτουμε πως εφ' όσον η κατανομή των χρόνων ανήκει στην ομάδα των εκθετικών κατανομών, έχουν αναγνωρισθεί από τον αλγόριθμο όλες οι σεισμικές εξάρσεις. Για τη δεύτερη περίπτωση εξετάζεται εάν η κατανομή των χρόνων δείχνει το κατά πόσο αλληλεπιδρούν οι σεισμοί μεταξύ τους.

Για τον υπολογισμό της εμπειρικής κατανομής της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας χρησιμοποιείται ο ορισμός που δόθηκε από τον Corral (2006). Συγκεκριμένα, ως χρόνος μεταξύ δύο διαδοχικών σεισμών ορίζεται η ποσότητα τ_i που προκύπτει από τη σχέση:

$$\tau_i \equiv t_i - t_{i-1} \tag{4.21}$$

όπου t_i και t_{i-1} οι χρόνοι των i^{th} και $(i-1)^{th}$ σεισμών. Η εμπειρική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας ορίζεται ως ο αριθμός των σεισμών σε μία κλάση μικρού μήκους, κανονικοποιημένος ως προς τον συνολικό αριθμό των παρατηρήσεων και διαιρεμένος με το μήκος της κλάσης και δίνεται από τη σχέση:

$$D(\tau) \equiv \frac{\mathrm{Pr}ob\left[\tau \le rec.time < \tau + d\tau\right]}{d\tau} \tag{4.22}$$

όπου $\mathrm{Pr}ob$ η πιθανότητα, τ ο χρόνος μεταξύ διαδοχικών σεισμών και $d\tau$ το μήκος της κλάσης. Για τους χρόνους μεταξύ διαδοχικών σεισμών χρησιμοποιούνται κλάσεις σε λογαριθμική κλίμακα οι οποίες ορίζονται ως εξής:

$$[\tau, \tau + d\tau) = [1, c), [c, c^2), [c^2, c^3),\ c>1 \tag{4.23}$$

Αφού υπολογιστεί η εμπειρική κατανομή της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας, συγκρίνεται με γνωστές στατιστικές κατανομές οι παράμετροι των οποίων προκύπτουν από το δείγμα των διαδοχικών χρόνων. Στην παρούσα διατριβή δοκιμάσθηκαν η λογαριθμοκανονική (lognormal), η Weibull, η Γάμμα (gamma) και η εκθετική (exponential), ώστε να βρεθεί ποια είναι η καταλληλότερη τόσο για την περιγραφή των διαδοχικών χρόνων των επιμέρους εξάρσεων, όσο και των διαδοχικών χρόνων των αποσυσταδοποιημένων καταλόγων που προκύπτουν από διαφορετικούς αλγόριθμους. Οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας για τις τέσσερις κατανομές δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις, αντίστοιχα:

$$f(x|\mu,\sigma)=\frac{1}{\chi\sigma\sqrt{2\pi}}e^{\frac{-(\ln x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \tag{4.24}$$

όπου μ είναι η μέση τιμή και σ η τυπική απόκλιση,

$$f(x|a,b)=\left(\frac{b}{a}\right)\left(\frac{x}{a}\right)^{b-1}e^{-\left(\frac{x}{a}\right)^b} \quad ,x>0 \tag{4.25}$$

όπου a είναι η παράμετρος κλίμακας και b η παράμετρος σχήματος,

$$f(x|a,b)=\frac{1}{b^a\Gamma(a)}x^{a-1}e^{\frac{-x}{b}} \tag{4.26}$$

όπου $\Gamma(.)$ η συνάρτηση Γάμμα.

$$f(x|\mu)=\frac{1}{\mu}e^{\frac{-x}{\mu}}, \tag{4.27}$$

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων σε κάθε κατανομή χρησιμοποιείται η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας (Maximum Likelihood Estimation, MLE) (Johnson et al., 1994).

Αφού υπολογισθούν όλες οι παράμετροι των κατανομών της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας, συγκρίνονται με την εμπειρική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας για να επιλεχθεί αυτή που την προσεγγίζει καλύτερα. Για τον σκοπό αυτόν επιλέγεται ο στατιστικός έλεγχος Kolmogorov – Smirnov (K-S test), ως έλεγχος καλής προσαρμογής, ο οποίος υπολογίζει τη μέγιστη απόσταση μεταξύ της εμπειρικής και της θεωρητικής αθροιστικής κατανομής σύμφωνα με τη σχέση:

$$D=\max\left(\left|\hat{F}(x)-G(x)\right|\right) \tag{4.28}$$

όπου $\hat{F}(x)$ η εμπειρική (cdf) και $G(x)$ η θεωρητική αθροιστική κατανομή. Επιπρόσθετα, χρησιμοποιούνται και τα δύο κριτήρια πληροφορίας (AIC και BIC) για τον καθορισμό της βέλτιστης κατανομής, τα οποία δίνονται από τις σχέσεις:

$$AIC=-2\ln(L)+2k \tag{4.29}$$

όπου $\ln(L)$ η συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας και k ο αριθμός των παραμέτρων, και:

$$BIC=-2\ln(L)+k\ln(n) \tag{4.30}$$

όπου $\ln(L)$ η συνάρτηση λογαριθμικής πιθανοφάνειας, k ο αριθμός των παραμέτρων και n ο αριθμός των παρατηρήσεων.

4.7 ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΠΙΔΗΜΙΚΟΥ ΤΥΠΟ (ETAS)

Το στοχαστικό μοντέλο ETAS (Epidemic Type Aftershock Sequence) αποτελεί μία σημειακή διαδικασία η οποία ορίζει το ρυθμό σεισμικότητας σε μία περιοχή ως το άθροισμα του ρυθμού σεισμικότητας των ανεξάρτητων σεισμών (σεισμικότητα υποβάθρου) και των εξαρτημένων σεισμών (σεισμικές εξάρσεις) (Ogata, 1988). Σύμφωνα με το μοντέλο ETAS κάθε σεισμός εν δυνάμει έχει τη δική του μετασεισμική ακολουθία. Συνεπώς, θεωρώντας ότι ο σεισμός i με μέγεθος M_i έγινε σε χρόνο t_i πριν από τον χρόνο t, ο ρυθμός σεισμικότητας λ για χρόνο t δίνεται από τη σχέση:

$$\lambda(t) = \mu + \sum_{\{i:t_i<t\}} \frac{Ke^{a(M_i - M_c)}}{(t - t_i + c)^p} \tag{4.31}$$

όπου μ είναι ο ρυθμός σεισμικότητας υποβάθρου, Κ είναι μία παράμετρος που συνδέεται με το μέγεθος του κύριου σεισμού και το κατώτερο όριο μεγέθους των μετασεισμών, η παράμετρος α προσδιορίζει τη δυνατότητα ενός σεισμού να διεγείρει τη δική του μετασεισμική ακολουθία σε σχέση με το μέγεθός του. Οι παράμετροι c και p είναι οι ίδιες που υπολογίζονται και για τον νόμο του Omori και αφορούν τη φθίνουσα μεταβολή του ρυθμού σεισμικότητας μετά από έναν κύριο σεισμό. Συγκεκριμένα, η παράμετρος c εξασφαλίζει ότι ο ρυθμός σεισμικότητας παραμένει πεπερασμένος χρονικά πολύ κοντά στον κύριο σεισμό και η παράμετρος p προσδιορίζει πόσο γρήγορα φθίνει η μετασεισμική δραστηριότητα. Οι παράμετροι μ, Κ, α, c, και p υπολογίζονται με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE).

Ο αριθμός των σεισμών που γίνονται σε χρόνο [0, t_i] υπολογίζεται με το ολοκλήρωμα:

$$\tau_i = \int_0^{t_i} \lambda(t)dt \tag{4.32}$$

όπου t_i ο μετασχηματισμένος χρόνος. Σε περιπτώσεις όπου το μοντέλο ETAS επιτυγχάνει απόλυτα την εκτίμηση του ρυθμού σεισμικότητας σε μία περιοχή, ο μετασχηματισμένος χρόνος είναι μία διαδικασία Poisson με σταθερό ρυθμό. Έτσι, ο παρατηρούμενος αριθμός σεισμών προς τον θεωρητικό αριθμό σεισμών (μετασχηματισμένος χρόνος) σχηματίζουν μία ευθεία, με κλίση ίση με τη μονάδα. Θετικές αποκλίσεις από την ευθεία αυτή υποδεικνύουν ότι ο πραγματικός ρυθμός σεισμικότητας έχει υπό-εκτιμηθεί από το θεωρητικό μοντέλο, ενώ αντίθετα αρνητικές

αποκλίσεις υποδεικνύουν πως ο ρυθμός σεισμικότητας έχει υπέρ-εκτιμηθεί από το θεωρητικό μοντέλο.

Όταν η εφαρμογή του στοχαστικού μοντέλου ETAS γίνεται σε έναν κατάλογο σεισμών με διάρκεια πολλών ετών μπορεί να υποδείξει χρονικά σημεία όπου η σεισμικότητα υποβάθρου παρουσιάζει αποκλίσεις από τον αναμενόμενο ρυθμό σεισμικότητας. Αυτό συμβαίνει διότι το μοντέλο ETAS δεν μπορεί να προσομοιώσει τις περιπτώσεις αύξησης της σεισμικότητας λόγω της ύπαρξης σεισμικών εξάρσεων και συγκεκριμένα σμηνοσειρών (Llenos et al., 2009). Πέρα από αυτό, είναι δύσκολη και η προσομοίωση του ρυθμού σεισμικότητας των σμηνοσειρών με βάση το μοντέλο ETAS, λόγω των διαφορών στον μηχανισμό δημιουργίας τους σε σχέση με τις μετασεισμικές ακολουθίες (Llenos et al., 2009; Roland & McGuire, 2009).

Βασιζόμενοι σε αυτή τη διαφορά, δηλαδή στο ότι τα αίτια της δημιουργίας και εξέλιξης των σμηνοσειρών είναι κυρίως η διάχυση ρευστών και κατά δεύτερο λόγο η αλληλεπίδραση των σεισμών μεταξύ τους, οι Hainzl & Ogata (2005) πρότειναν τη χρονικά εξαρτώμενη μεταβολή των παραμέτρων του μοντέλου ETAS. Συγκεκριμένα, εξέτασαν την περίπτωση της σμηνοσειράς στο Vogtland (Γερμανία), όπου εφάρμοσαν το μοντέλο ETAS σε συνεχόμενα χρονικά παράθυρα των 10 ημερών υπολογίζοντας κάθε φορά όλες τις παραμέτρους ή θέτοντας σταθερές τις παραμέτρους a, K, c, p και υπολογίζοντας μόνο την παράμετρο μ. Έτσι έφτασαν στο συμπέρασμα πως η παράμετρος μ, δηλαδή ο ρυθμός σεισμικότητας υποβάθρου, μεταβάλλεται και ειδικότερα αυξάνεται με έντονο ρυθμό τις περιόδους, όπου υπήρχε διάχυση ρευστών. Οι Lombardi et al. (2006) εφάρμοσαν παρόμοια μεθοδολογία για την περίπτωση της σμηνοσειράς που έγινε το 2000 στα νησιά Izu (Ιαπωνία). Εκτός από τη χρονική εξάρτηση της παραμέτρου μ βρήκαν επίσης και εξάρτηση της παραμέτρου p που σχετίζεται με την απόσβεση της σεισμικής έξαρσης.

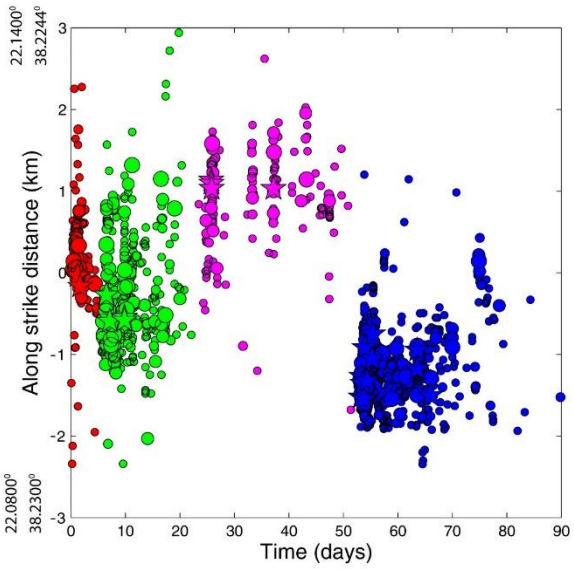
Οι Marsan et al. (2013) πρότειναν έναν αλγόριθμο για την εύρεση της χρονικής μεταβολής της παραμέτρου μ. Ο αλγόριθμος βασίζεται στην εύρεση των παραμέτρων a, K, p, c για ένα χρονικό παράθυρο και στη συνέχεια κρατώντας σταθερές τις τιμές, υπολογίζεται η τιμή του μ. Εφαρμογές της μεθόδου έγιναν τόσο σε συνθετικά δεδομένα (Hainzl et al., 2013) όσο και σε περιπτώσεις σμηνοσειρών (Yazdi et al., 2017). Παρόμοια ήταν η προσέγγιση για τη χρονική μεταβολή της παραμέτρου μ στην περίπτωση της σεισμικής έξαρσης στο Colfiorito (Ιταλία) το διάστημα 1997-1998 (Lombardi et al., 2010; Touati et al., 2014).

Στην παρούσα διατριβή γίνεται διερεύνηση των μεταβολών των παραμέτρων του μοντέλου ETAS με τον χρόνο. Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται σε σεισμικές εξάρσεις οι οποίες

διαθέτουν ικανό αριθμό σεισμών, ώστε να μπορεί να γίνει η εκτίμηση των παραμέτρων με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας (MLE).

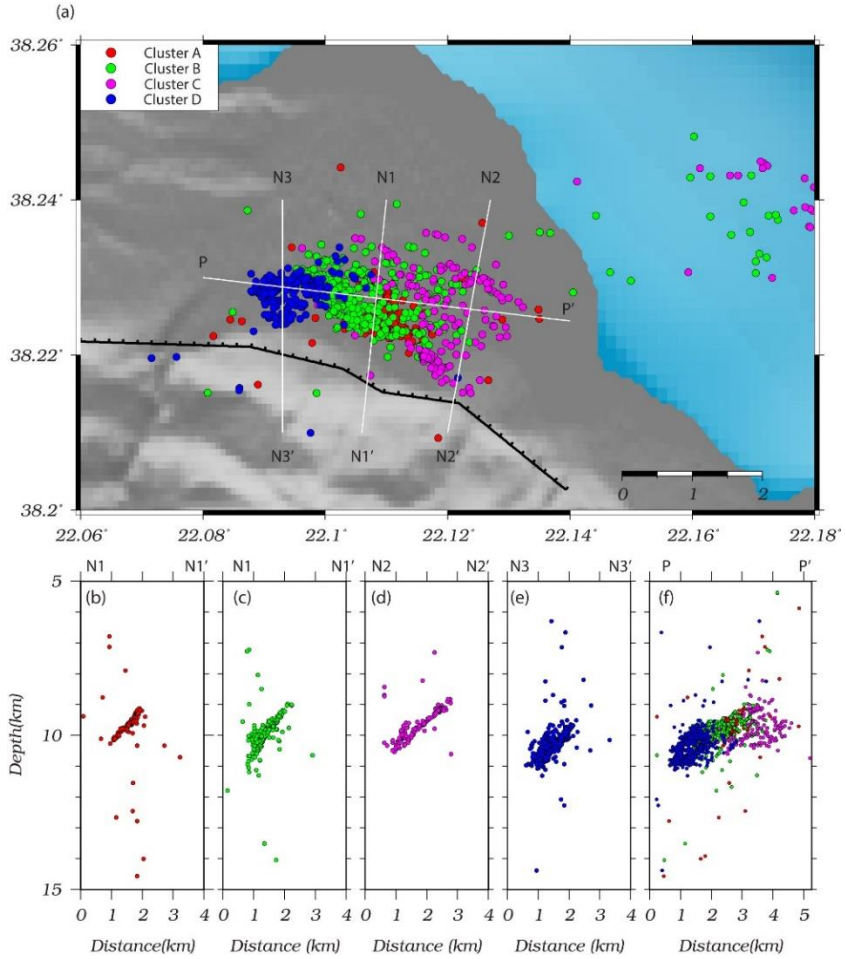
4.8 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΞΑΡΣΗ ΑΙΓΙΟΥ

Η σεισμική έξαρση του Αιγίου έλαβε χώρα σε έναν χώρο διαστάσεων 6 x 2 km^2, ο οποίος δραστηριοποιήθηκε σταδιακά κατά τη διάρκεια της έξαρσης. Για την αναγνώριση των τμημάτων των ρηγμάτων που δραστηριοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της έξαρσης εξετάζεται η χωρο-χρονική κατανομή των επικέντρων των σεισμών τα οποία προβάλλονται σε διεύθυνση παράλληλη στη διεύθυνση διάρρηξης (Σχήμα 4-5). Τα επίκεντρα προβάλλονται πάνω στην παράλληλη γραμμή που ορίζεται ως η διεύθυνση του μέγιστου άξονα της σεισμικής ζώνης και απεικονίζεται στο Σχήμα 4-6 (P-P'). Από το Σχήμα 4-5 παρατηρείται μετανάστευση των επικέντρων, ένδειξη ενεργοποίησης πολλαπλών τεκτονικών δομών. Αρχικά, τις πρώτες πέντε ημέρες παρατηρείται πως τα επίκεντρα καταλαμβάνουν χώρο με μήκος σχεδόν 1 km (κόκκινα σύμβολα στο Σχήμα 4-5). Έπειτα από μία μικρή παύση, από την 5η ημέρα έως και την 23η, είναι εμφανής η επέκταση της δραστηριότητας δυτικότερα με τη δραστηριοποίηση ενός τμήματος ρήγματος με συνολικό μήκος 2 km (πράσινα σύμβολα στο Σχήμα 4-5). Από την 23η έως την 52η ημέρα η δραστηριότητα μετατοπίζεται σταδιακά ανατολικότερα (ματζέντα σύμβολα στο Σχήμα 4-5) σε συγκεκριμένα τμήματα ρηγμάτων. Τέλος, από την 53η ημέρα έως και το τέλος της έξαρσης, η δραστηριότητα μετατοπίζεται προς τα δυτικά (μπλε σύμβολα) σε ένα νέο τμήμα ρήγματος με μήκος σχεδόν 2 km.



Σχήμα 4-5 Χωρο-χρονική κατανομή σεισμών της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου. Με διαφορετικό χρώμα ορίζονται οι τέσσερις συστάδες στις οποίες διακρίνεται η σεισμική έξαρση.

Αφού διακρίθηκαν χωρο-χρονικά οι συστάδες σεισμών, οι οποίες αποτελούν μέρη της συνολικής έξαρσης του Αιγίου έγιναν τομές κάθετες στη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης για την εύρεση της γεωμετρίας των τμημάτων ρηγμάτων που ενεργοποιήθηκαν. Στο Σχήμα 4-6 παρουσιάζεται η κατανομή των επικέντρων των σεισμών για κάθε συστάδα. Για την εύρεση της βέλτιστης διεύθυνσης κατασκευάστηκαν διάφορες κάθετες τομές σε ένα εύρος παρατάξεων [300° - 240°] με βήμα 5°. Έτσι, για κάθε συστάδα επιλέχθηκε, ως βέλτιστη διεύθυνση, αυτή όπου η σεισμική ζώνη έχει το μικρότερο πάχος. Τα στοιχεία για κάθε συστάδα παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.1.



Σχήμα 4-6 (a) Κατανομή επικέντρων των σεισμών των διαφορετικών αναγνωρισμένων συστάδων. (**b-e**) κάθετες τομές για κάθε συστάδα και (**f**) παράλληλη τομή για το σύνολο της σεισμικής έξαρσης (Mesimeri et al., 2016).

Οι εστίες της πρώτης συστάδας (Σχήμα 4-6b) κατανέμονται σε βάθη 9.1 – 10.2 km ορίζοντας ένα τμήμα ρήγματος με κλίση 50° προς βορρά. Η δεύτερη συστάδα (Σχήμα 4-6c) αποτελεί ουσιαστικά προέκταση του τμήματος του ρήγματος της πρώτης συστάδας με τα ίδια γεωμετρικά χαρακτηριστικά, δηλαδή διεύθυνση 275° και κλίση 50°. Το τμήμα ρήγματος που ορίζεται από την τρίτη συστάδα (Σχήμα 4-6d) παρουσιάζει διαφορετικά χαρακτηριστικά, με

διεύθυνση στις 280° ενώ η γωνία κλίσης είναι η μικρότερη (40° προς βορρά). Τα βάθη στα οποία κατανέμονται οι εστίες των σεισμών είναι 9.1 - 10.2 km. Τέλος, η τέταρτη συστάδα (Σχήμα 4-6e) προσδιορίζει ένα τμήμα ρήγματος με διεύθυνση 270° και γωνία κλίσης 50°. Μία σημαντική διαφορά της τελευταίας συστάδας σεισμών σε σύγκριση με τις προηγούμενες είναι η μετατόπιση των εστιών σε μεγαλύτερα βάθη. Ενώ οι υπόλοιπες συστάδες καταλαμβάνουν βάθη μεταξύ των 9 - 10 km, οι σεισμοί της τέταρτης συστάδας βρίσκονται σε βάθη 10 - 11 km. Μία συνολική εικόνα της κατανομής των εστιών της σεισμικής έξαρσης δίνεται στο Σχήμα 4-6f όπου έχει κατασκευαστεί τομή παράλληλη στη διεύθυνση P-P'. Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, είναι εμφανής η μετατόπιση των εστιών τόσο προς τα δυτικά όσο και προς μεγαλύτερα βάθη.

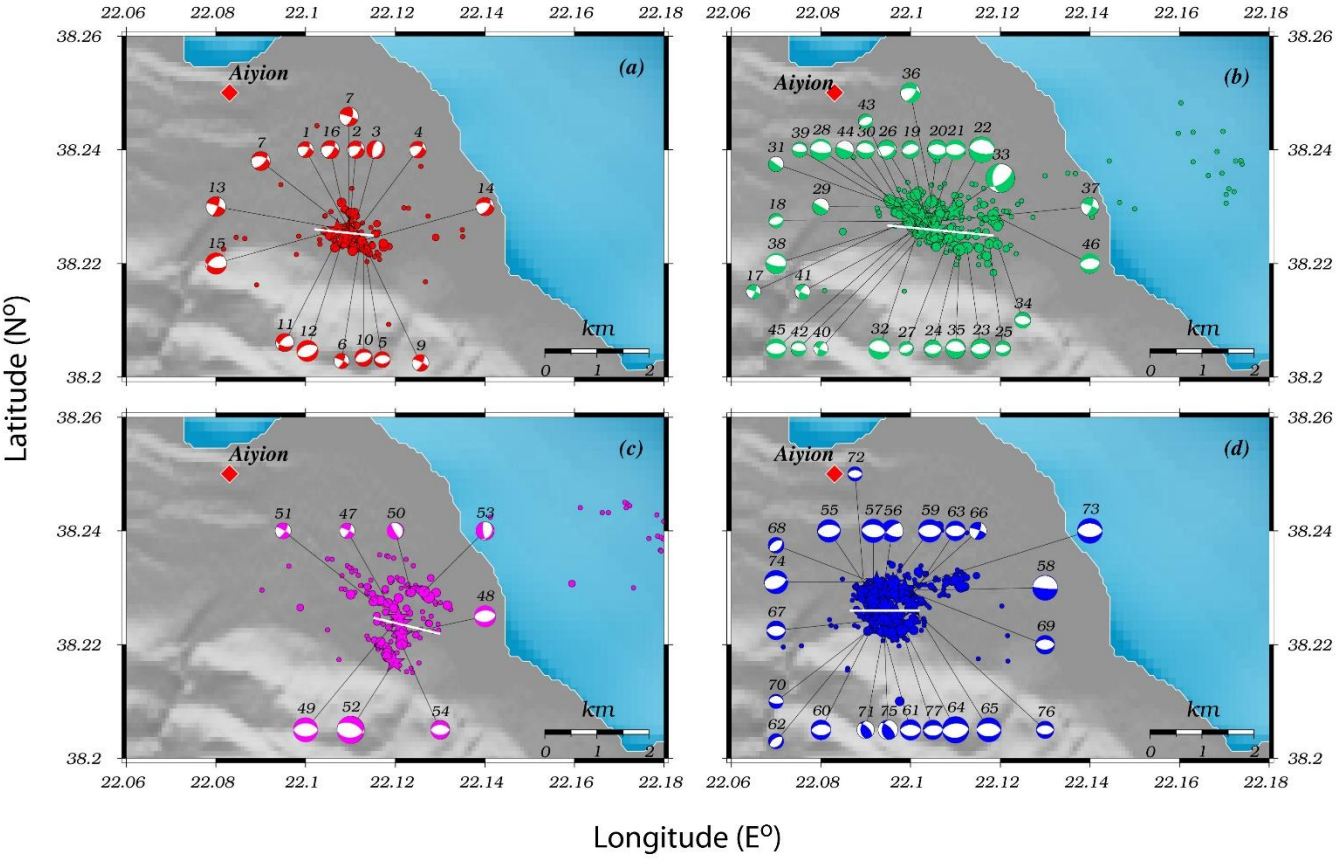
Πίνακας 4-1 Βασικά στοιχεία των συστάδων στις οποίες διακρίθηκε η έξαρση του Αιγίου μαζί με τα γεωμετρικά στοιχεία των αναγνωρισμένων τμημάτων ρηγμάτων.

	Έναρξη συστάδας	**Διάρκεια (days)**	**M_{max}**	**N**	**%**	**Παράταξη (^{o})**	**Κλίση (^{o})**	**Ρήγματα**
A	2013/05/21 13:28	4.76	3.0 2013/05/22	200	13	275	50	22.1038 - 38.2266 22.1164 - 38.2238
B	2013/05/27 02:07	16.52	4.0 2013/05/27	435	29	275	50	22.0948 – 38.2267 22.120– 38.2238
C	2013/06/14 00:32	27.86	3.8 2013/06/27	182	12	280	40	22.1152 – 38.2257 22.130– 38.228
D	2013/07/13 14:07	40.15	3.7 2013/07/15	684	46	270	50	22.0864 – 38.229 22.102 - 38.229

Για κάθε συστάδα, μέλος της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου, προσδιορίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης για τους σεισμούς με M≥2.0, εφαρμόζοντας τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων και το λογισμικό FPFIT (Reasenberg & Oppenheimer, 1985). Για την εφαρμογή της μεθόδου εφαρμόστηκε περιορισμός αναφορικά με τον ελάχιστο αριθμό των πρώτων αποκλίσεων (9). Αρχικά καθορίστηκαν 88 μηχανισμοί γένεσης από τους οποίους οι 11 απορρίφθηκαν γιατί είχαν μία ή περισσότερες μη συμβατές πολικότητες. Τελικά, διατηρήθηκαν 77 μηχανισμοί γένεσης οι λεπτομέρειες των οποίων παρουσιάζονται στο Παράρτημα Α1.

Στο Σχήμα 4-7 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των σεισμών μαζί με τους προσδιορισμένους μηχανισμούς γένεσης για κάθε συστάδα και τα τμήματα των ρηγμάτων που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της έξαρσης. 72 από τους προσδιορισμένους μηχανισμούς γένεσης υποδηλώνουν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ, ενώ μόνο 5 περιπτώσεις δείχνουν ανάστροφη διάρρηξη. Δεν μπορεί να αποκλειστεί οι μηχανισμοί αυτοί να προέρχονται

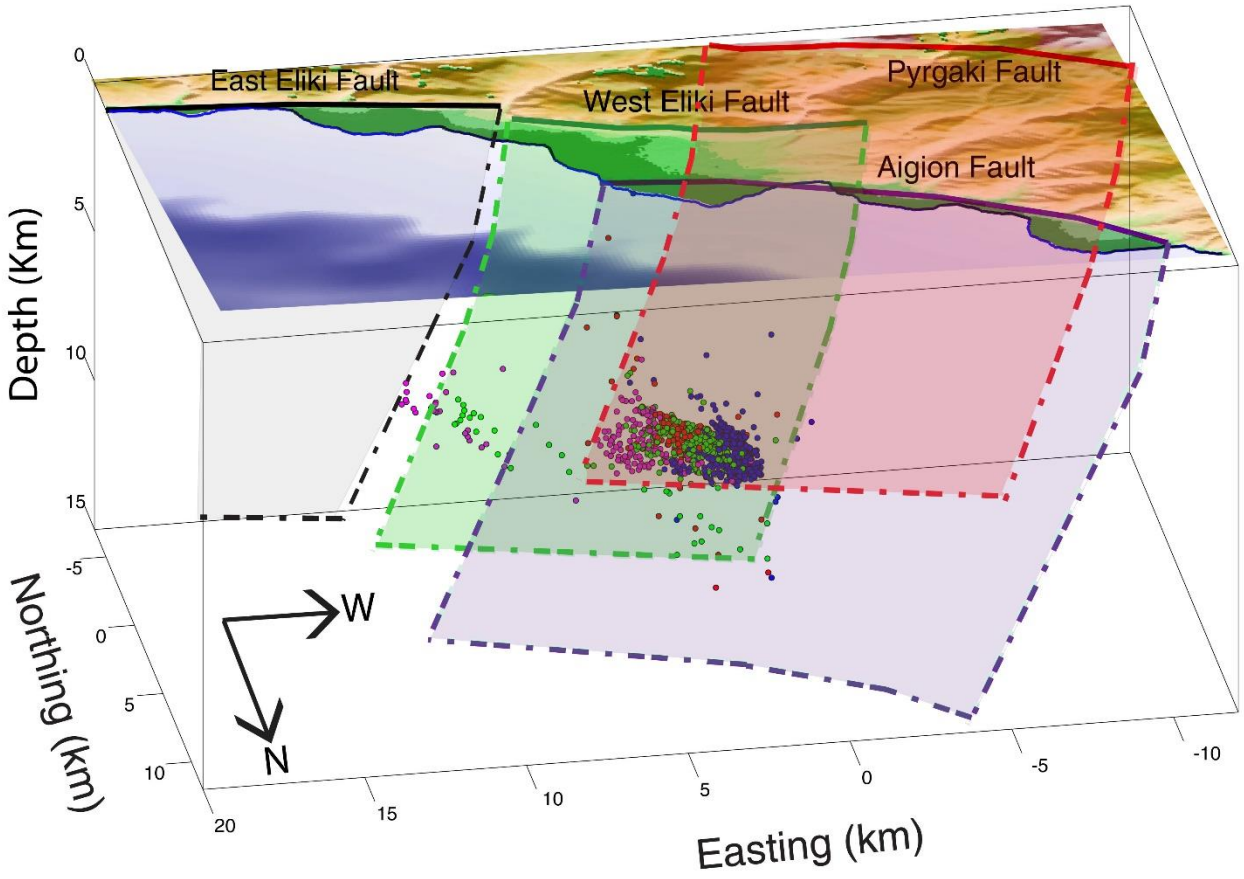
από μικρότερες διαρρήξεις του τύπου αυτού σε κάποια μικρά κλείθρα. Όμως για να βεβαιωθεί αυτό είναι απαραίτητο να γίνουν περαιτέρω έλεγχοι με εφαρμογή άλλων μεθόδων. Λαμβάνοντας υπόψη και τις τομές που κατασκευάστηκαν προηγουμένως (Σχήμα 4-6), θεωρείται πως το επίπεδο του ρήγματος είναι αυτό που κλίνει προς βορρά. Το 81% των μηχανισμών γένεσης έχει παράταξη 250° - 290° με μέση τιμή στις 270°. Οι γωνίες κλίσης του 68% των μηχανισμών γένεσης είναι 40° – 60°. Τέλος, το 68% των γωνιών ολίσθησης λαμβάνει τιμές από -70° έως -100°.



Σχήμα 4-7 Κατανομή επικέντρων των σεισμών για κάθε συστάδα μαζί με τους μηχανισμούς γένεσης που καθορίστηκαν στην παρούσα διατριβή. Τα τμήματα των ρηγμάτων σημειώνονται με λευκή γραμμή στο βάθος των 9 km (Mesimeri et al., 2016).

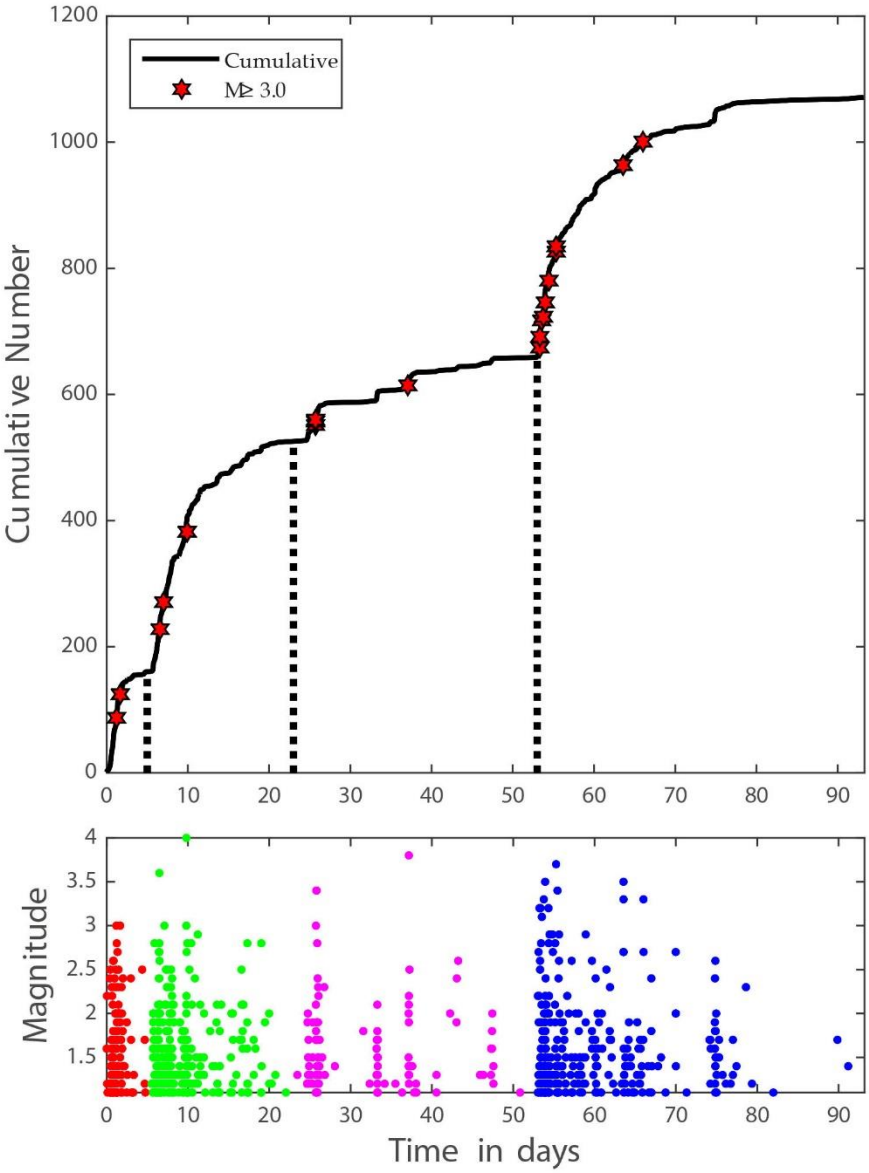
Στο Σχήμα 4-8 παρουσιάζεται στις τρεις διαστάσεις το μοντέλο με τις αναγνωρισμένες τεκτονικές δομές του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου, δηλαδή, τα κύρια ρήγματα που βρίσκονται στις νότιες ακτές (Αίγιο, Ανατολική Ελίκη, Δυτική Ελίκη), καθώς και το ρήγμα στο Πυργάκι το οποίο βρίσκεται νοτιότερα. Η κατανομή των εστιών δείχνει πως έχει δραστηριοποιηθεί το νοτιότερο ρήγμα (Πυργάκι). Η γωνία κλίσης που σχηματίζουν όλες οι τεκτονικές δομές που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης είναι 40° - 50°, γεγονός το οποίο

αποδεικνύει πως η δραστηριότητα δεν σχετίζεται με τη σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης, που έχει παρατηρηθεί στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο.



Σχήμα 4-8 Τρισδιάστατη απεικόνιση των κύριων τεκτονικών δομών του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου μαζί με τις εστίες των σεισμών της σεισμικής έξαρσης διακρινόμενες σε τέσσερις επιμέρους συστάδες (Mesimeri et al., 2016).

Για να μελετηθεί η σεισμική έξαρση ως προς τις χρονικές της ιδιότητες υπολογίστηκε το μέγεθος πληρότητας. Ο υπολογισμός έγινε με τη μέθοδο της καλής προσαρμογής (Goodness of Fit) (Wiemer & Wyss, 2000) και το μέγεθος πληρότητας βρέθηκε ίσο με 1.1. Ο πλήρης κατάλογος εξετάστηκε ως προς τα χρονικά του χαρακτηριστικά. Αρχικά στο Σχήμα 4-9 παρουσιάζεται η αθροιστική κατανομή του πλήρους καταλόγου των σεισμών της έξαρσης σε συνάρτηση με τον χρόνο καθώς και η κατανομή των μεγεθών με τον χρόνο. Από την κατανομή των σεισμών ως προς τον χρόνο είναι εμφανής η ύπαρξη τεσσάρων επιμέρους συστάδων σεισμών. Οι απότομες μεταβολές της καμπύλης στο Σχήμα 4-9 αποτυπώνουν τη χρονική έναρξη της κάθε συστάδας. Αξίζει να σημειωθεί πως κάθε συστάδα ξεκινά με έναν σημαντικό αριθμό μικρών σε μέγεθος σεισμών, ενώ οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί γίνονται αργότερα (Σχήμα 4-9 αστερίσκοι).



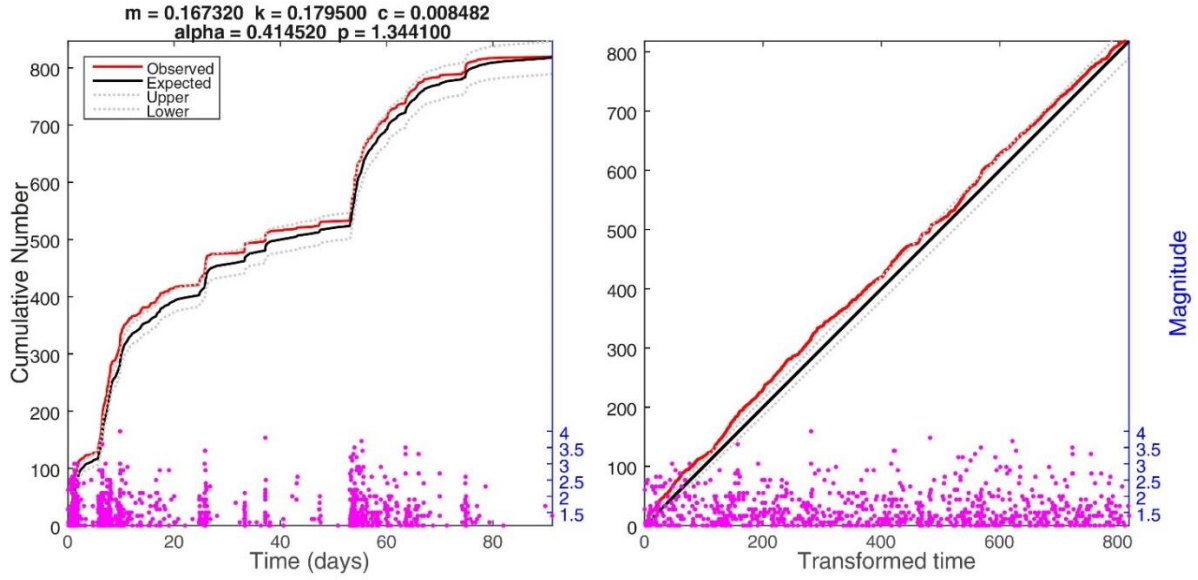
Σχήμα 4-9 (**πάνω**) Αθροιστικός αριθμός σεισμών του πλήρους καταλόγου ως προς τον χρόνο και (**κάτω**) κατανομή μεγεθών ως προς τον χρόνο. Με διαφορετικά χρώματα απεικονίζονται οι σεισμοί μέλη των συστάδων που αποτελούν τη σεισμική έξαρση, ενώ με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0 (Mesimeri et al., 2016)

Αναλυτικότερα, η πρώτη συστάδα ξεκίνησε στις 22 Μαΐου με μικρούς σε μέγεθος σεισμούς και είχε διάρκεια πέντε ημέρες. Αργότερα, μετά από 1.19 ημέρες, έγινε ένας σεισμός με M≥3.0 μετά τον οποίο ακολούθησε μικροσεισμική δραστηριότητα έως την 1.66 ημέρα όπου έγινε άλλος ένας σεισμός με M≥3.0. Από την ημέρα 4.75 έως την 5.52, δηλαδή από το τέλος της πρώτης συστάδας έως την αρχή της δεύτερης, δεν υπήρχε κάποιος σεισμός στον πλήρη κατάλογο. Από την 5.52 ημέρα ξεκίνησε εκ νέου η δραστηριότητα με μικρούς σε μέγεθος σεισμούς τους οποίους ακολούθησαν τρεις σεισμοί με M≥3.0 στις 6.48, 7.10 και 9.80 ημέρα. Η τρίτη συστάδα ξεκινά την 23η ημέρα και διαρκεί ως την 52η ημέρα διάστημα κατά το οποίο η

σεισμικότητα δεν είναι συνεχώς έντονη, αλλά παρουσιάζονται επιμέρους μικρο-εξάρσεις. Από την 53η ημέρα ξεκίνησε η τέταρτη κατά σειρά συστάδα σεισμών, η οποία αποτελείται από τους περισσότερους σεισμούς, με έντεκα από αυτούς να έχουν M≥3.0. Από την κατανομή των μεγεθών καθ' όλη τη διάρκεια της έξαρσης παρατηρείται πως ο μεγαλύτερος σεισμός έχει μέγεθος M=4.0 και ανήκει στην τρίτη συστάδα.

Στη συνέχεια επιχειρήθηκε να περιγραφεί η σεισμική έξαρση στο σύνολό της με βάση το στοχαστικό μοντέλο ETAS και να εκτιμηθούν οι παράμετροι του μοντέλου. Στο Σχήμα 4-10 απεικονίζεται ο παρατηρούμενος αριθμός σεισμών ως προς τον χρόνο σε σύγκριση με τον θεωρητικό αριθμό σεισμών ο οποίος προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου ETAS. Είναι φανερό και από τα δύο διαγράμματα (κανονικός χρόνος, μετασχηματισμένος χρόνος) ότι το μοντέλο ETAS δεν περιγράφει με επιτυχία τη γένεση των σεισμών στη σεισμική έξαρση του Αιγίου, αντίθετα υποεκτιμά τον ρυθμό γένεσης σεισμών στην έξαρση καθ' όλη τη διάρκεια της. Σημαντικά μικρή είναι και η τιμή της παραμέτρου μ, η οποία έχει δειχθεί ότι μεταβάλλεται με τον χρόνο, υποδεικνύοντας με αυτόν τον τρόπο το ποσοστό των σεισμών που γίνονται από αίτια πέραν της τεκτονικής φόρτισης (Hainzl and Ogata, 2005; Lombardi et al., 2006; Llenos et al., 2009 και περιεχόμενες αναφορές).

Με σκοπό τη διερεύνηση τόσο της χρονικής μεταβολής της παραμέτρου μ όσο και των υπολοίπων παραμέτρων του μοντέλου ETAS, εφαρμόστηκε η διαδικασία για κάθε μία συστάδα ξεχωριστά, διατηρώντας την παραπάνω διάκριση. Τα αποτελέσματα για όλες τις εφαρμογές του μοντέλου ETAS παρουσιάζονται στον Πίνακα 4-2. Οι μεγαλύτερες αποκλίσεις παρουσιάζονται στην εκτίμηση της παραμέτρου μ η οποία λαμβάνει τιμές από 0.13 έως 3 (σεισμοί/ημέρα). Ειδικότερα, η τιμή παίρνει τη μέγιστη τιμή τις πρώτες ημέρες της έξαρσης, παρέχοντας ένδειξη πως οι σεισμοί που έγιναν εκείνη την περίοδο δεν είναι αποτέλεσμα μόνο της μεταξύ τους αλληλεπίδρασης, αλλά επίδρασης και εξωτερικών αιτιών ώστε να ξεκινήσει η έξαρση. Η τιμή της παραμέτρου μ μειώνεται στις υπόλοιπες συστάδες μέχρι να λάβει την ελάχιστη τιμή της κατά την τελευταία συστάδα. Συγκεκριμένα, στην τελευταία συστάδα το πλήθος των σεισμών είναι μεγάλο και έχουν γίνει οι περισσότεροι με M≥3.0 σε σύγκριση με τις υπόλοιπες συστάδες, συμβάλλοντας στη γένεση πολλών μικρών σε μέγεθος σεισμών.



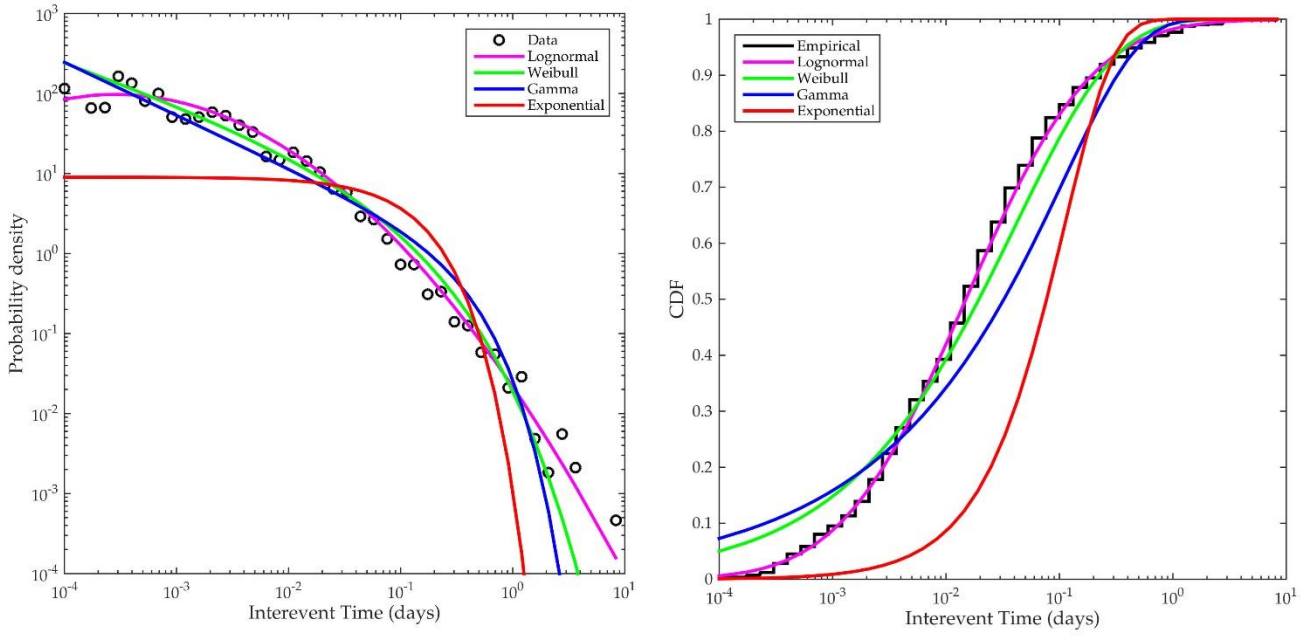
Σχήμα 4-10 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για το σύνολο της σεισμικής έξαρσης. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς το χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς το μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς το χρόνο και το μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται αντίστοιχα στα διαγράμματα.

Αναφορικά με τις υπόλοιπες παραμέτρους η τιμή της α έχει εύρος τιμών [0.2 – 0.5], σύμφωνη με άλλες περιοχές όπου συμβαίνουν σμηνοσειρές (Ogata, 1992; Hainzl & Ogata, 2005), σε αντίθεση με τις μετασεισμικές ακολουθίες οι οποίες έχουν α>1. Η παράμετρος p, η οποία καθορίζει τον ρυθμό απόσβεσης της σεισμικής έξαρσης, λαμβάνει τιμές μεγαλύτερες από το 1 σε όλες τις περιπτώσεις. Η μέγιστη τιμή του p παρουσιάζεται στην πρώτη συστάδα (2.70) και δείχνει μία ραγδαία μείωση του ρυθμού σεισμικότητας με τον χρόνο. Παρόμοιες τιμές του p έχουν υπολογιστεί σε σμηνοσειρές οι οποίες έχουν γίνει κοντά σε ηφαίστεια και έχουν συσχετισθεί άμεσα με την άνοδο μάγματος και την επίδραση ρευστών (Toda et al., 2002; Lombardi et al., 2006). Όλα τα παραπάνω δείχνουν ότι οι επιμέρους συστάδες σεισμών που έγιναν κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου αλλά και η σεισμική έξαρση στο σύνολό της διαφέρουν από τις τυπικές μετασεισμικές ακολουθίες οι οποίες παρουσιάζουν p=1 (νόμος Omori) και α>1.

Πίνακας 4-2 Παράμετροι του μοντέλου ETAS οι οποίες υπολογίστηκαν για όλη τη σεισμική έξαρση καθώς και για τις επιμέρους συστάδες.

	μ	K	c	alpha	p	N
Σύνολο σεισμών	0.1673	0.1795	0.0084	0.4145	1.3441	820
A	3.3481	0.0151	0.0745	0.2634	2.7079	127
B	1.1299	0.0510	0.0070	0.4499	1.330	292
C	0.7669	0.0173	0.0141	0.3138	1.809	114
D	0.1387	0.0588	0.0083	0.5245	1.267	287

Στη συνέχεια εξετάστηκε η κατανομή των χρόνων των διαδοχικών σεισμών της σεισμικής έξαρσης στο σύνολό της, αλλά και των επιμέρους συστάδων, με σκοπό την εύρεση της στατιστικής κατανομής που περιγράφει καλύτερα τα δεδομένα. Αρχικά, υπολογίζεται η εμπειρική κατανομή και στη συνέχεια εφαρμόζονται τέσσερις στατιστικές κατανομές (Λογαριθμοκανονική, Weibull, Γάμμα και εκθετική). Από τις κατανομές αυτές επιλέγεται ως βέλτιστη αυτή που έχει μικρότερη τιμή AIC, BIC και τη μικρότερη απόσταση, σύμφωνα με τον έλεγχο καλής προσαρμογής Kolmogorov-Smirnov. Σύμφωνα με την παραπάνω διαδικασία, δεκτές γίνονται οι κατανομές που έχουν p-τιμή μεγαλύτερη από 0.05, δηλαδή 95% επίπεδο εμπιστοσύνης (confidence level).

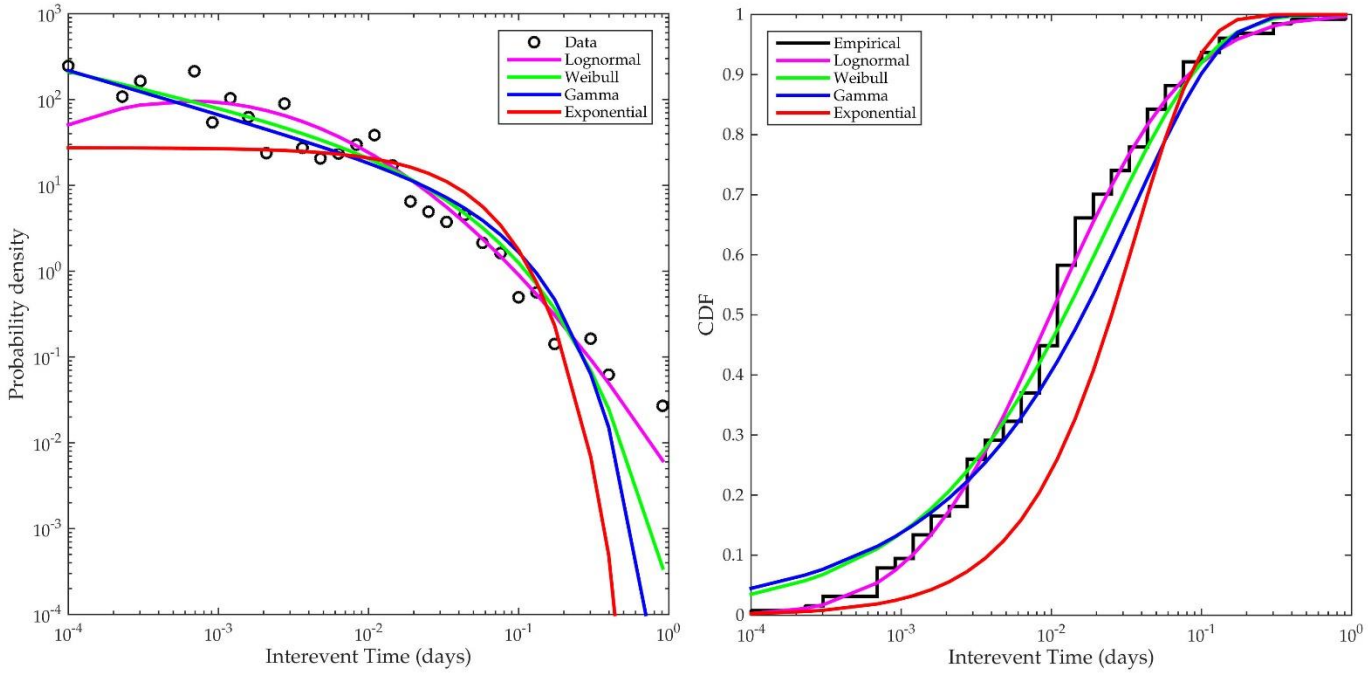


Σχήμα 4-11 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για το σύνολο της σεισμικής έξαρσης στο Αίγιο για το 95% διάστημα εμπιστοσύνης.

Αρχικά, η μέθοδος εφαρμόζεται σε όλη τη σεισμική έξαρση και οι συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας και η αθροιστική κατανομή παρουσιάζονται στο Σχήμα 4-11. Παρατηρείται πως η εκθετική κατανομή δεν προσεγγίζει την εμπειρική κατανομή και απέχει αρκετά από αυτή. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τις τιμές της p-τιμής όπου η εκθετική κατανομή απορρίπτεται (p-τιμή<0.05) (Πίνακας 4-3). Η Γάμμα κατανομή έχει αρκετά μικρή p-τιμή, οριακά δεν απορρίπτεται και είναι η κατανομή με τη λιγότερο καλή προσαρμογή. Οι δύο κατανομές με την καλύτερη προσαρμογή είναι η Λογαριθμοκανονική και η Weibull. Η Λογαριθμοκανονική κατανομή έχει τη βέλτιστη προσαρμογή με τις μικρότερες τιμές AIC, BIC και τη μικρότερη απόσταση με βάση τον έλεγχο καλής προσαρμογής (K-S test). Σημειώνεται πως η Weibull κατανομή δεν ανήκει στην ομάδα των εκθετικών, καθώς η παράμετρος b είναι μικρότερη από

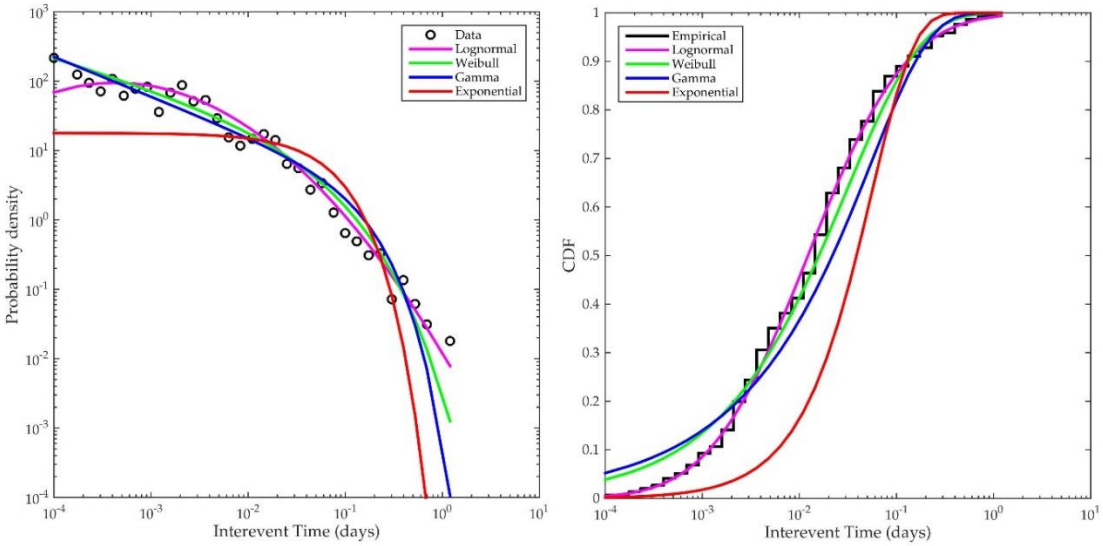
τη μονάδα, ένδειξη ότι οι σεισμοί αλληλοεπιδρούν μεταξύ τους και δεν γίνονται ως ανεξάρτητα γεγονότα.

Στην περίπτωση της πρώτης συστάδας σεισμών (Cluster A, Σχήμα 4-12, Πίνακας 4-3) μόνο η εκθετική κατανομή απορρίπτεται από τη δοκιμασία καλής προσαρμογής (κρίσιμη τιμή=0.2614). Οι υπόλοιπες τρεις κατανομές περνούν τη δοκιμασία, με τη Λογαριθμοκανονική να εφαρμόζει καλύτερα και τη Γάμμα να έχει τη χειρότερη προσαρμογή, χωρίς να απορρίπτεται οριακά.



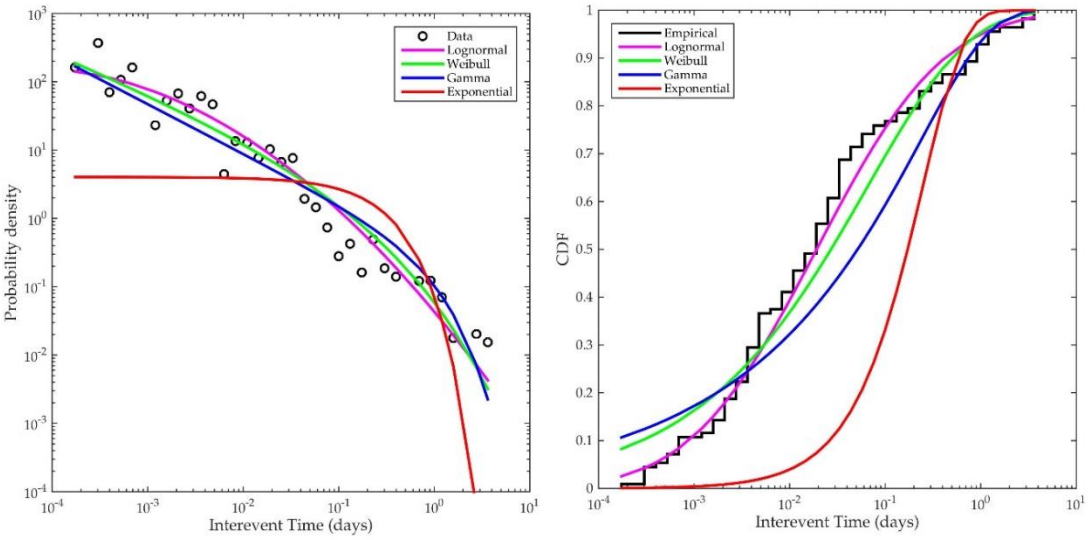
Σχήμα 4-12 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για την πρώτη συστάδα σεισμών.

Στη δεύτερη περίπτωση (Cluster B, Σχήμα 4-13, Πίνακας 4-3) τα αποτελέσματα είναι παρόμοια, με τις τρεις (Λογαριθμοκανονική, Weibull, Γάμμα) από τις τέσσερις κατανομές να περνούν τη δοκιμασία K-S, ενώ μόνο η εκθετική κατανομή απορρίπτεται (κρίσιμη τιμή =0.2364). Όπως προηγουμένως, έτσι και για την περίπτωση της δεύτερης συστάδας η βέλτιστη κατανομή είναι η Λογαριθμοκανονική, ενώ τη χειρότερη προσαρμογή παρουσιάζει η Γάμμα, χωρίς όμως να απορρίπτεται οριακά από τη μηδενική υπόθεση.



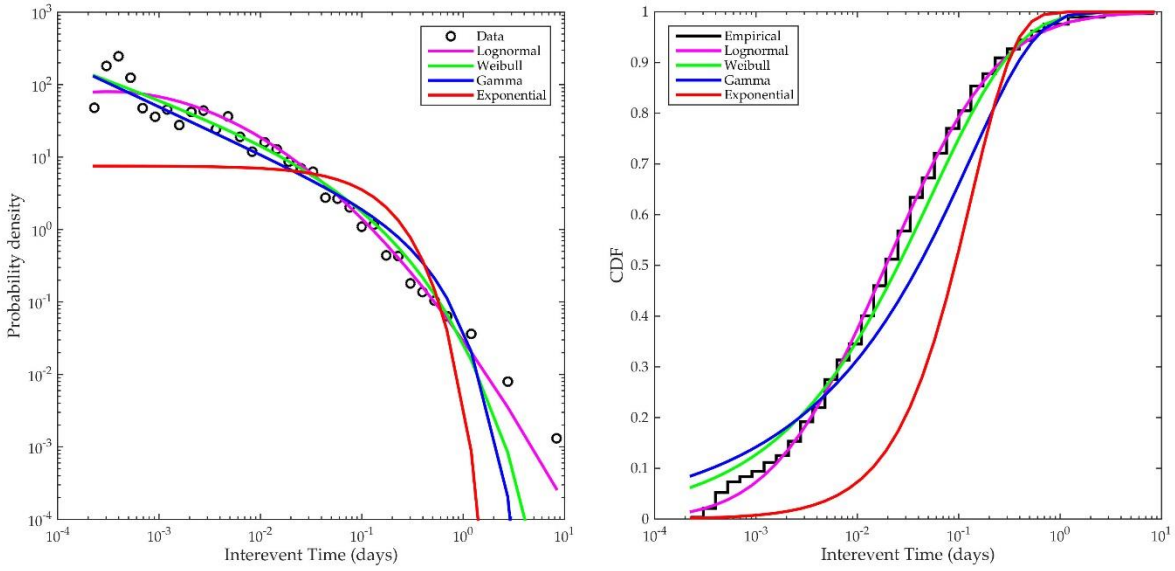
Σχήμα 4-13 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για τη δεύτερη συστάδα σεισμών.

Στην περίπτωση της τρίτης συστάδας σεισμών (Cluster C, Σχήμα 4-14, Πίνακας 4-3), απορρίπτονται από τη δοκιμασία καλής προσαρμογής ,η εκθετική και η Γάμμα κατανομή, καθώς η p-τιμή είναι μικρότερη από 0.05 (επίπεδο εμπιστοσύνης). Η Λογαριθμοκανονική και η Weibull κατανομές περνούν τη δοκιμασία K-S, όμως η Weibull κατανομή έχει p-τιμή κοντά στην κρίσιμη τιμή. Από τις εξεταζόμενες κατανομές η Λογαριθμοκανονική περιγράφει καλύτερα την κατανομή των χρόνων μεταξύ των σεισμών της τρίτης συστάδας.



Σχήμα 4-14 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για την τρίτη συστάδα σεισμών.

Τέλος, στην περίπτωση της τέταρτης συστάδας σεισμών (Σχήμα 4-15, Πίνακας 4-3), οι τρεις (Λογαριθμοκανονική, Weibull, Γάμμα) από τις τέσσερις κατανομές περνούν τη δοκιμασία K-S και μόνο η εκθετική κατανομή απορρίπτεται. Η κατανομή που περιγράφει καλύτερα τους χρόνους μεταξύ διαδοχικών σεισμών είναι η Λογαριθμοκανονική, ενώ τη χειρότερη προσαρμογή έχει η Γάμμα κατανομή (χωρίς όμως να απορρίπτεται).



Σχήμα 4-15 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για την τέταρτη συστάδα σεισμών.

Συμπερασματικά, από τις κατανομές των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών τόσο ολόκληρης της σεισμικής έξαρσης όσο και των επιμέρους συστάδων προκύπτει πως αυτοί περιγράφονται καλύτερα από τη Λογαριθμοκανονική κατανομή. Σε όλες τις περιπτώσεις απορρίπτεται η εκθετική κατανομή, η οποία αναμένεται να περιγράφει καλύτερα τους διαδοχικούς χρόνους χρονικά ανεξάρτητων σεισμών (σεισμικότητα υποβάθρου). Σε μία από τις πέντε περιπτώσεις απορρίπτεται η Γάμμα κατανομή, ενώ στις τέσσερις, στις οποίες δεν απορρίπτεται παρουσιάζει τη χειρότερη προσαρμογή. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα αποτελέσματα για τη Weibull κατανομή, η οποία μάλιστα σε περιπτώσεις όπου η παράμετρος b είναι μεγαλύτερη ή ίση από τη μονάδα έχει ρυθμό επικινδυνότητας που αυξάνεται με το χρόνο. Σε όλες τις εξεταζόμενες περιπτώσεις η Weibull κατανομή ήταν αρκετά κοντά με τη Λογαριθμοκανονική παρουσιάζοντας καλή προσαρμογή στην εμπειρική κατανομή. Επιπλέον, σε όλες τις περιπτώσεις η Weibull έχει τιμή b μικρότερη της μονάδας και συγκεκριμένα λαμβάνει τιμές [0.412, 0.545]. Αυτό δείχνει πως στις περιπτώσεις των σεισμικών εξάρσεων η Weibull δεν είναι της μορφής των εκθετικών κατανομών, αντίθετα με αυτό που συμβαίνει, όταν περιγράφεται η σεισμικότητα υποβάθρου, όπως θα δειχθεί και στη συνέχεια.

Πίνακας 4-3 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC).

Σύνολο σεισμών (κρίσιμη τιμή=0.2175)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-4.20 [-4.33 -4.06] σ=1.99 [1.90, 2.09]	0.045	0.9999	-3429	-3426	-1.716
Weibull	a=0.04 [0.035, 0.047] b=0.49 [0.469, 0.517]	0.105	0.738	-3272	-3268	-1638
Gamma	a=0.337 [0.312, 0.364] b=0.329 [0.286, 0.379]	0.195	0.083	-3027	-3023	-1515
Exponential	μ=0.111 [0.103, 0.119]	0.441	$2.5\ 10^{-7}$	-1960	-1958	-981
Συστάδα A (κρίσιμη τιμή = 0.2614)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-4.619 [-4.909, -4.329] σ=1.651 [1.470, 1.884]	0.0890	0.9701	-682	-679	-343
Weibull	a=0.022 [0.016, 0.030] b=0.616 [0.545, 0.698]	0.1269	0.7308	-664	-662	-334
Gamma	a=0.488 [0.398, 0.597] b=0.074 [0.054, 0.102]	0.1851	0.2777	-643	-640	-323
Exponential	μ=0.036 [0.0308, 0.043]	0.3337	0.0035	-585	-584	-293
Συστάδα B (κρίσιμη τιμή = 0.2364)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-4.401 [-4.613, -4.190] σ=1.829 [1.691, 1.991]	0.0721	0.9906	-1381	-1378	-692
Weibull	a=0.030 [0.024, 0.037] b=0.565 [0.520, 0.615]	0.0931	0.9119	-1345	-1342	-674
Gamma	a=0.428 [0.375, 0.488] b=0.130 [0.104, 0.162]	0.1564	0.3574	-1295	-1292	-649
Exponential	μ=0.056 [0.050, 0.063]	0.3405	$6.43\ 10^{-4}$	-1093	-1092	-547
Συστάδα C (κρίσιμη τιμή = 0.2364)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.953 [-4.404, -3.501] σ=2.410 [2.130, 2.774]	0.0980	0.8787	-367	-364	-185
Weibull	a=0.065 [0.040, 0.106] b=0.412 [0.360, 0.472]	0.1587	0.3402	-345	-342	-174
Gamma	a=0.273 [0.222, 0.335]] b=0.908 [0.603, 1.368]	0.2427	0.0339	-316	-313	-160
Exponential	μ=0.248 [0.208, 0.301]	0.5627	$5.86\ 10^{-10}$	-85	-84	-43
Συστάδα D (κρίσιμη τιμή = 0.2364)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.956 [-4.191, -3.721] σ=2.025 [1.872, 2.206]	0.0468	0.9999	-1048	-1045	-526
Weibull	a=0.05 [0.041, 0.066] b=0.504 [0.464, 0.547]	0.0861	0.9495	-1009	-1006	-506
Gamma	a=0.347 [0.305. 0.396] b=0.381 [0.301, 0.482]	0.1650	0.2965	-929	-926	-466
Exponential	μ=0.132 [0.118, 0.149]	0.4132	$1.299\ 10^{-5}$	-583	-582	-292

4.9 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ

Ο Κορινθιακός κόλπος μελετήθηκε στο σύνολο του για το διάστημα 2008-2014. Αρχικά προσδιορίστηκαν μηχανισμοί γένεσης για σεισμούς με $M_L \geq 3.0$ και βρέθηκε ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής. Τα δύο τμήματα του Κορινθιακού κόλπου (Δυτικός – Ανατολικός) μελετήθηκαν χωριστά, προσδιορίσθηκαν οι σεισμικές εξάρσεις με τη χρήση αλγορίθμων αποσυσταδοποίησης και συσχετίσθηκαν με τμήματα ρηγμάτων. Στη συνέχεια έγινε διάκριση των σεισμικών εξάρσεων σε ακολουθίες του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών και σμηνοσειρών με σκοπό τη μελέτη των χρονικών τους ιδιοτήτων.

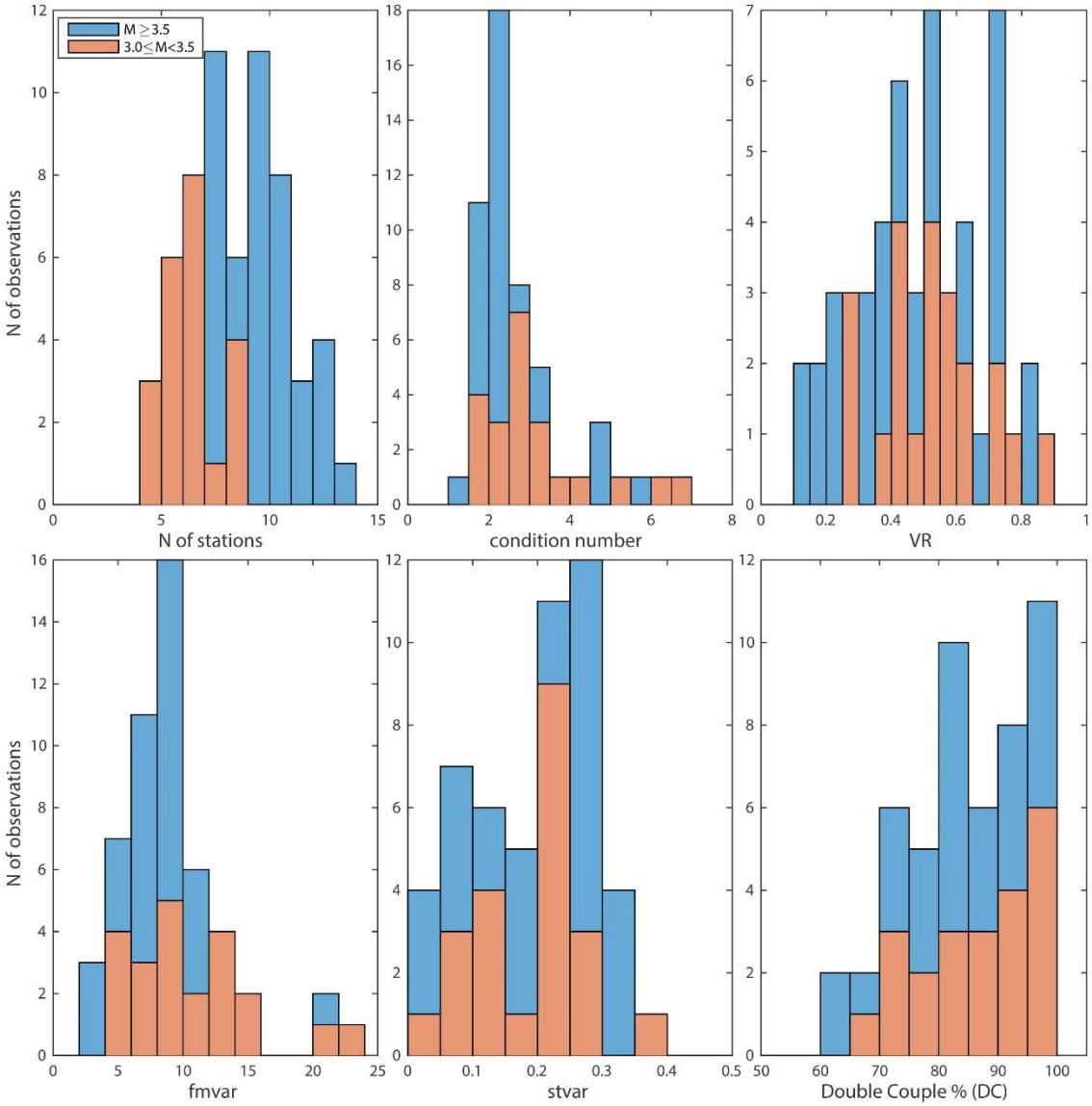
4.9.1 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ

Στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου έχουν διεξαχθεί αρκετές έρευνες οι οποίες παρείχαν πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης στην περιοχή (Hatzfeld et al., 1996, 2000; Rigo et al., 1996; Baker et al., 1997; Evangelidis et al., 2008; Zahradnik et al., 2008; Karakostas et al., 2012; Sokos et al., 2012; Godano et al., 2014 μεταξύ άλλων). Οι παραπάνω εργασίες είτε αφορούσαν συγκεκριμένες σεισμικές εξάρσεις είτε εκπονήθηκαν στο πλαίσιο τοπικών πειραμάτων. Για τον προσδιορισμό των μηχανισμών γένεσης, στις παραπάνω εργασίες, χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικές μέθοδοι (πρώτες αποκλίσεις, αντιστροφή τανυστή σεισμικής ροπής).

Με σκοπό τη δημιουργία ενός αξιόπιστου και ομογενούς καταλόγου μηχανισμών γένεσης για το διάστημα 2008-2014 χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο *ISOLA* για σεισμούς με $M_L \geq 3.0$. Αρχικά προσδιορίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης για σεισμούς με $M_L \geq 3.5$. Για τους 58 διαθέσιμους σεισμούς προσδιορίστηκαν 50 μηχανισμοί γένεσης (86%). Στη συνέχεια έγινε προσπάθεια να προσδιορισθούν μηχανισμοί γένεσης και για σεισμούς με μικρότερο μέγεθος $3.0 \leq M_L < 3.5$. Επειδή το δίκτυο των σεισμολογικών σταθμών είναι αρκετά πυκνό, κατέστη δυνατό από τους 116 σεισμούς με $3.0 \leq M_L < 3.5$ να προσδιοριστούν 22 μηχανισμοί γένεσης. Οι λύσεις όλων των μηχανισμών γένεσης παρουσιάζονται στο παράρτημα Α2.

Εφαρμόστηκαν και εδώ τα ίδια κριτήρια αξιοπιστίας που αναφέρθηκαν σε προηγούμενη ενότητα και προσδιορίστηκαν 77 μηχανισμοί γένεσης (Σχήμα 4-16). Όλες οι λύσεις έχουν CN<7 με μέση τιμή 2.74, ενώ η μέση τιμή της παραμέτρου VR είναι 0.5. Οι παράμετροι FMVAR και STVAR λαμβάνουν μικρές τιμές με μέση τιμή 9.0 και 0.19, αντίστοιχα. Για το 82% των λύσεων χρησιμοποιήθηκαν τουλάχιστον 6 σεισμολογικοί σταθμοί, που θεωρείται ικανοποιητικός

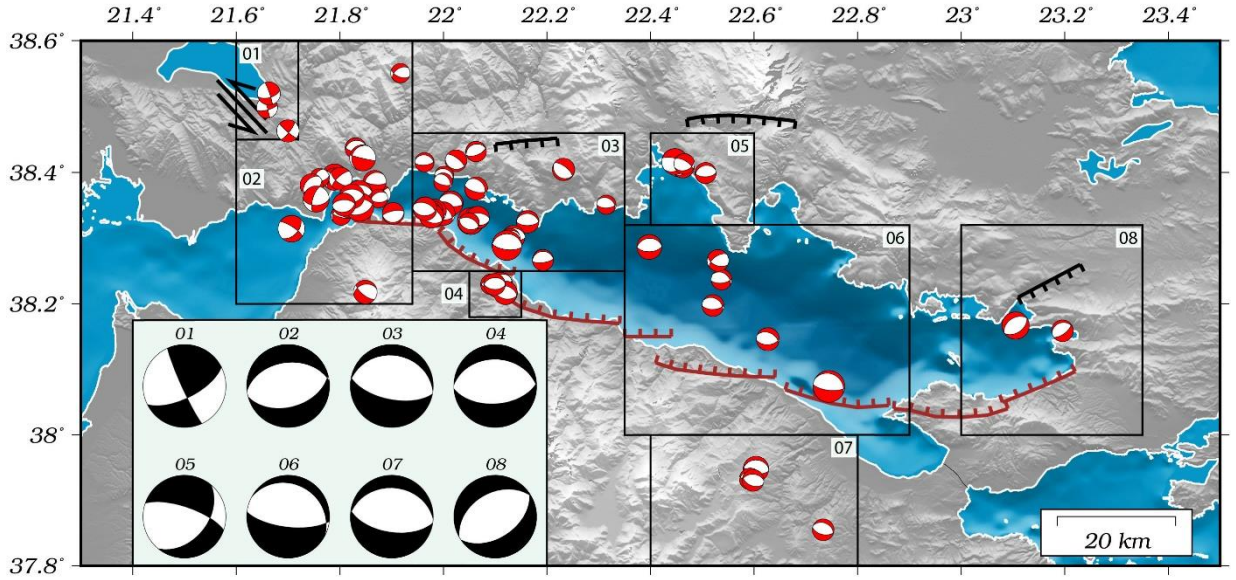
αριθμός για την εφαρμογή της μεθόδου. Τέλος, ο μέσος όρος του ποσοστού Double Couple των λύσεων είναι 85%.



Σχήμα 4-16 Ιστογράμματα με πληροφορίες για τον αριθμό των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στον προσδιορισμό κάθε μηχανισμού γένεσης, την παράμετρο CN, την ομοιότητα μεταξύ συνθετικών και πραγματικών σεισμογραμμάτων (VR), τις παραμέτρους FMVAR και STVAR, και το ποσοστό Double Couple κάθε λύσης. Με κυανό χρώμα παρουσιάζονται οι λύσεις που αφορούν τους σεισμούς με $M_L \geq 3.5$, ενώ με καφέ οι λύσεις των σεισμών με $3.0 \leq M_L < 3.5$.

Λαμβάνοντας υπόψη τους μηχανισμούς γένεσης και τη γεωμετρία των κύριων ρηγμάτων του Κορινθιακού κόλπου, η περιοχή διακρίθηκε σε οχτώ υπο-περιοχές με σκοπό την εύρεση του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής (Σχήμα 4-17). Η πρώτη υπο-περιοχή (01) βρίσκεται στο δυτικότερο άκρο της περιοχής μελέτης, βόρεια του Πατραϊκού κόλπου, όπου η κύρια δομή είναι το αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (Evangelidis et al., 2008; Kiratzi et al., 2008; Kassaras et al., 2014b). Από τον συνολικό τανυστή σεισμικής ροπής προκύπτει πως υπάρχει

δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης κάθετο στην κύρια δομή της περιοχής, όπως θα δειχθεί και στη συνέχεια με την εξέταση της χωρικής κατανομής της σεισμικής έξαρσης που συνδέεται με τη δομή αυτή.



Σχήμα 4-17 Χωρική κατανομή των μηχανισμών γένεσης όπως καθορίστηκαν στην παρούσα εργασία. Στο χάρτη αποτυπώνονται οι οχτώ υπο-περιοχές στις οποίες διακρίθηκε η περιοχή για τον υπολογισμό του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής, οι λύσεις των οποίων παρουσιάζονται σε ένθετο διάγραμμα.

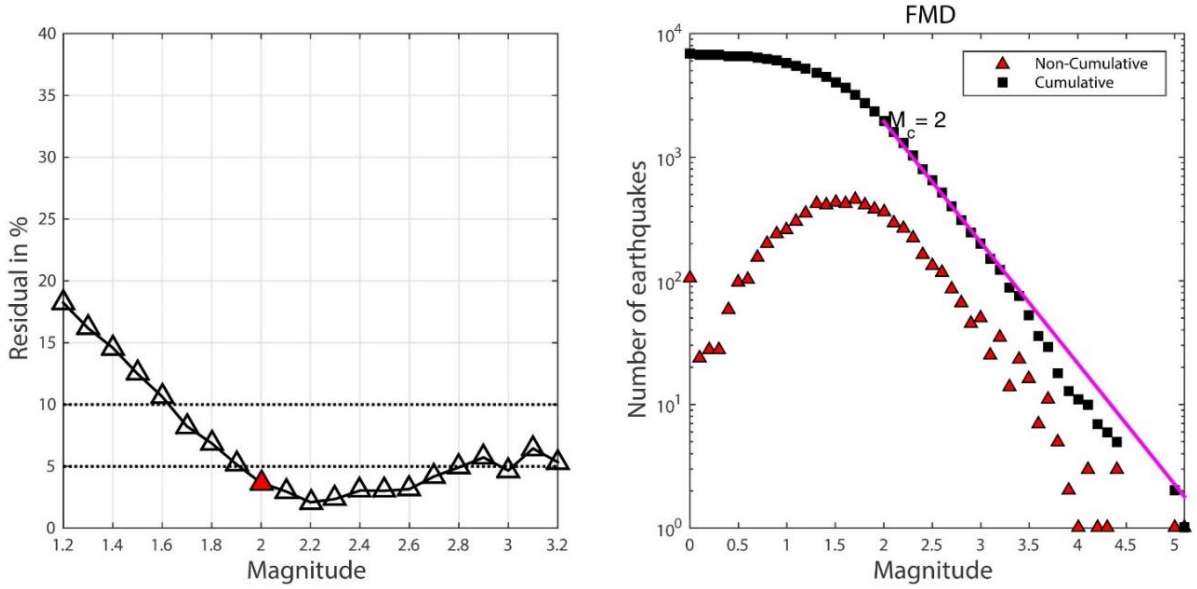
Στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο κυριαρχούν κανονικά ρήγματα με διευθύνσεις 260° – 280°. Η μέση διεύθυνση στην υπο-περιοχή 02, στην οποία βρίσκεται και το ρήγμα του Ψαθόπυργου είναι 260°. Στην τρίτη περιοχή (03), στην οποία η κύρια τεκτονική δομή είναι το ρήγμα του Αιγίου, η μέση διεύθυνση είναι 277°. Η υπο-περιοχή 04 εξετάζεται χωριστά, διότι αφορά τη σεισμική έξαρση του Αιγίου (2013). Εκτός των μηχανισμών γένεσης που προσδιορίστηκαν με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων και παρουσιάστηκαν σε προηγούμενη ενότητα, προσδιορίστηκαν και μηχανισμοί γένεσης με τη μέθοδο αντιστροφής τανυστή σεισμικής ροπής. Οι λύσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής, ο οποίος υποδεικνύει δομές με διεύθυνση Α-Δ, σε συμφωνία με τα προηγούμενα αποτελέσματα. Η περιοχή 05 βρίσκεται στις βόρειες ακτές του κεντρικού Κορινθιακού κόλπου και ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής δείχνει μία διεύθυνση ~290°. Οι κύριες τεκτονικές δομές, οι οποίες στην περιοχή 06 είναι τα ρήγματα της Ακράτας, του Ξυλόκαστρου και της Περαχώρας, έχουν διεύθυνση ~270°. Η περιοχή 07 βρίσκεται νότια του Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου με τον συνολικό τανυστή σεισμικής ροπής να δείχνει πως η κύρια διεύθυνση στην περιοχή είναι ~270°. Τέλος, στο ανατολικότερο τμήμα του Κορινθιακού

κόλπου (υπό-περιοχή 08) ο συνολικός τανυστής σεισμικής ροπής δείχνει την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση 240°. Λεπτομέρειες για τους συνολικούς τανυστές σεισμικής ροπής των οχτώ υπό-περιοχών παρέχονται στο παράρτημα Α3.

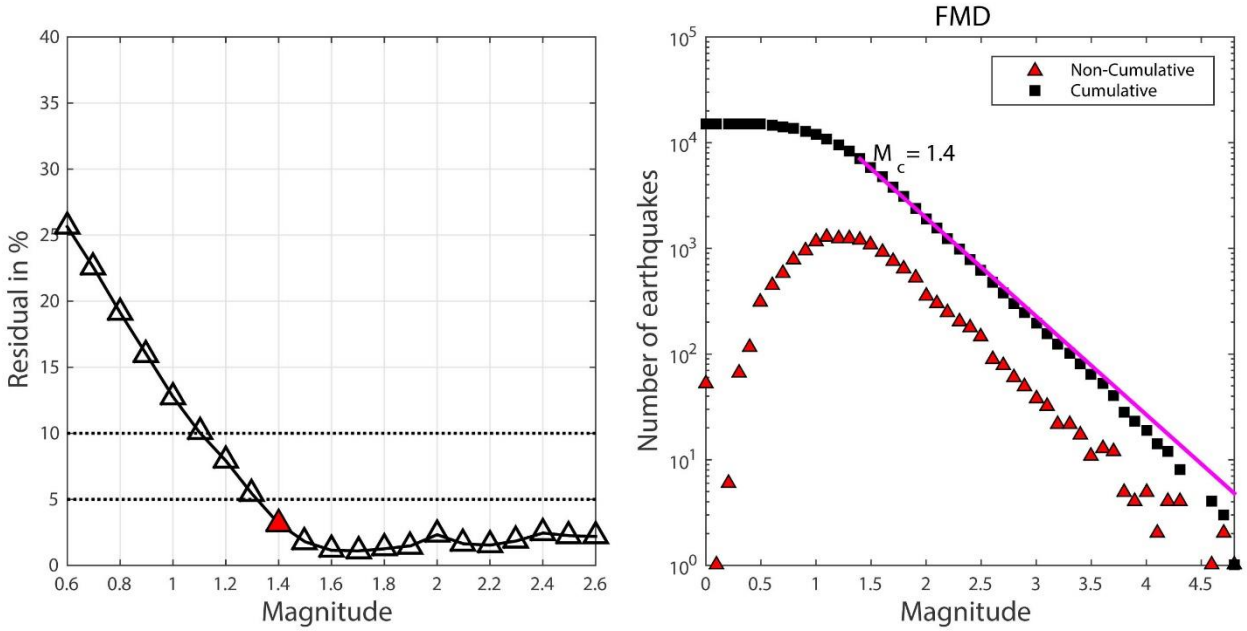
4.9.2 ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΙ ΑΠΟΣΥΣΤΑΔΟΠΟΙΗΣΗΣ

Για την εύρεση των σεισμικών εξάρσεων εξετάστηκαν διαφορετικοί αλγόριθμοι αποσυσταδοποίησης ενός καταλόγου σεισμών, από τους οποίους επιλέχθηκε ο καταλληλότερος χρησιμοποιώντας δύο κριτήρια. Το πρώτο κριτήριο αφορά την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου και το δεύτερο αφορά τον αριθμό των σεισμών στους δύο επιμέρους καταλόγους (αποσυσταδοποιημένος κατάλογος, κατάλογος σεισμικών εξάρσεων). Η εφαρμογή των παραπάνω έγινε στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο διότι το πλήθος των σεισμών είναι αρκετά μεγάλο για όλο το διάστημα μελέτης (2008-2014) και το πλήθος των σεισμικών εξάρσεων είναι μεγαλύτερο.

Για να εξεταστούν οι επιμέρους αλγόριθμοι αποσυσταδοποίησης είναι απαραίτητος ο προσδιορισμός του μεγέθους πληρότητας (M_c). Στον Δυτικό Κορινθιακό εξετάστηκε η μεταβολή του μεγέθους πληρότητας με τον χρόνο για το διάστημα 2008-2014. Προκύπτει πως το μέγεθος πληρότητας μεταβάλλεται με τον χρόνο και μπορεί να διακριθεί σε δύο επιμέρους διαστήματα, 2008-2010 με πληρότητα M_c=2.0 (Σχήμα 4-18) και 2011-2014 με M_c =1.4 (Σχήμα 4-19).



Σχήμα 4-18 Εφαρμογή της μεθόδου GOF για το διάστημα 2008-2010. (**αριστερά**) Κατανομή υπολοίπων (residuals) σε συνάρτηση με το μέγεθος. Με κόκκινο τρίγωνο συμβολίζεται το μέγεθος στο οποίο τα υπόλοιπα είναι κάτω από 5% για πρώτη φορά. (**δεξιά**) Η κατανομή της αθροιστικής συχνότητας (τετράγωνα) και της συχνότητας (τρίγωνα) των σεισμών ως προς το μέγεθος μαζί με την ευθεία που προκύπτει με την εφαρμογή της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας.



Σχήμα 4-19 Εφαρμογή της μεθόδου GOF για το διάστημα 2011-2014. (**αριστερά**) Κατανομή υπολοίπων (residuals) σε συνάρτηση με το μέγεθος. Με κόκκινο τρίγωνο συμβολίζεται το μέγεθος στο οποίο τα υπόλοιπα είναι κάτω από 5% για πρώτη φορά. (**δεξιά**) Η κατανομή της αθροιστικής συχνότητας (τετράγωνα) και της συχνότητας (τρίγωνα) των σεισμών ως προς το μέγεθος μαζί με την ευθεία που προκύπτει με την εφαρμογή της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας.

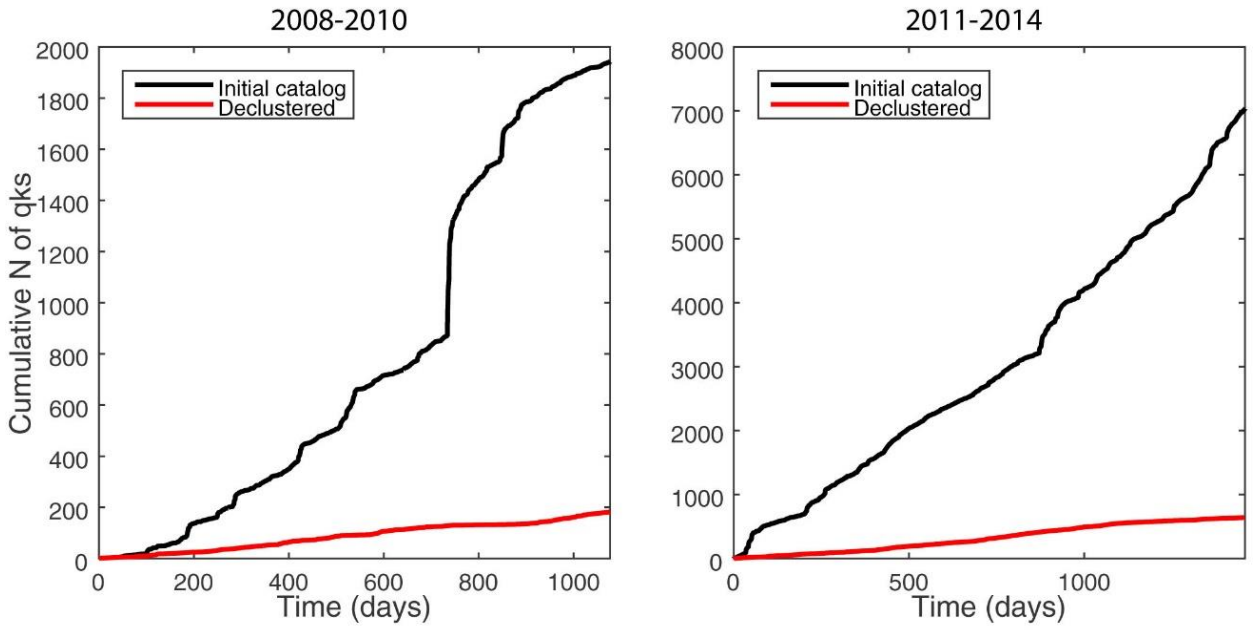
Οι τρεις διαφορετικοί αλγόριθμοι (*GK, RSB, CURATE*) εφαρμόστηκαν για τα δύο επιμέρους διαστήματα (2008-2010 και 2011-2014) (Mesimeri & Karakostas, 2016). Αρχικά εφαρμόζεται ο αλγόριθμος *GK* με τη χρήση του λογισμικού πακέτου *ZMAP* (Wiemer, 2001) για τα δύο χρονικά διαστήματα ξεχωριστά και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 4-4.

Πίνακας 4-4 Αριθμός σεισμών των διαφορετικών καταλόγων που προκύπτουν από την εφαρμογή του αλγορίθμου *GK* στον Δυτικό Κορινθιακό για τις δύο χρονικές περιόδους.

Κατάλογος	Αριθμός σεισμών (2008-2010)	Αριθμός σεισμών (2011-2014)
Αρχικός	1943	7032
Αποσυσταδοποιημένος	183	644
Συστάδων	1632	5816
Αριθμός Συστάδων (N≥10)	27	69

Παρατηρείται και στις δύο περιπτώσεις (2008-2010, 2011-2014) πως ο αποσυσταδοποιημένος κατάλογος (declustered catalog) περιέχει μόνο το 9% του συνόλου των αρχικών σεισμών, ενώ σχεδόν όλοι οι σεισμοί έχουν ταξινομηθεί σε συστάδες. Το ίδιο φαίνεται και στο Σχήμα 4-20 στο οποίο απεικονίζεται ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών δύο καταλόγων ως προς τον χρόνο. Είναι σαφές πως ο αλγόριθμος *GK* ο οποίος χρησιμοποιεί σχέσεις μεταξύ μέγιστου μεγέθους σεισμού-μήκους σεισμικής ζώνης και χρονικά παράθυρα που

εξαρτώνται από το μέγιστο μέγεθος του σεισμού, αναγνωρίζει σχεδόν όλους τους σεισμούς ως μέλη σεισμικών εξάρσεων.



Σχήμα 4-20 Αθροιστικός αριθμός σεισμών του αρχικού και του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου (αλγόριθμος *GK*) ως προς τον χρόνο και για τις δύο εξεταζόμενες περιόδους.

Πίνακας 4-5 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC).

2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2772)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=1.139 [0.95, 1.32] σ=1.278 [1.158, 1.424]	0.1146	0.8759	1023	1025	509
Weibull	a=5.682 [4.817, 6.701] b=0.929 [0.832, 1.038]	0.0794	0.9950	1011	1014	503
Gamma	a=0.919 [0.768, 1.100] b=6.403 [5.062, 8.099]	0.0855	0.9882	1012	1014	504
Exponential	μ=5.889 [5.119, 6.84]	0.0898	0.9807	1014	1012	504
2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2567)						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=0.209 [0.110, 0.309] σ=1.285 [1.218, 1.359]	0.1033	0.8962	2419	2422	1207
Weibull	a=2.221 [2.0471, 2.415] b=0.968 [0.9120, 1.028]	0.0585	0.9999	2336	2336	1164
Gamma	a=0.961 [0.873, 1.058] b=2.342 [2.069, 2.652]	0.0604	0.9998	2334	2336	1165
Exponential	μ=2.253 [2.088, 2.438]	0.0640	0.9994	2332	2334	1165

Αφού βρεθεί η εμπειρική κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου, ο οποίος θεωρητικά προσδιορίζει τη σεισμικότητα

υποβάθρου της περιοχής, εξετάζονται τέσσερις γνωστές στατιστικές κατανομές (Λογαριθμοκανονική, Weibull, Γάμμα και Εκθετική) με σκοπό να βρεθεί αυτή που περιγράφει καλύτερα την εμπειρική κατανομή. Από την εφαρμογή για τα δύο χρονικά διαστήματα προκύπτει πως και οι τέσσερις κατανομές περνούν τη δοκιμασία καλής προσαρμογής (K-S) (Πίνακας 4-5). Τη χειρότερη προσαρμογή παρουσιάζει η Λογαριθμοκανονική κατανομή, και στις δύο περιπτώσεις, έχοντας μικρότερη p-τιμή και μεγαλύτερη τιμή AIC και BIC. Οι υπόλοιπες τρεις κατανομές, Weibull, Γάμμα και Εκθετική παρουσιάζουν παρόμοιες τιμές χωρίς να διακρίνεται κάποια, διότι η διαφορά μεταξύ των τιμών AIC και BIC είναι ίση με δύο μονάδες. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η τιμή της παραμέτρου b για την κατανομή Weibull η οποία είναι οριακά κάτω από τη μονάδα αλλά η τιμή 1 εμπεριέχεται στο διάστημα εμπιστοσύνης.

Ο δεύτερος αλγόριθμος που εξετάστηκε είναι ο αλγόριθμος *RSB,* ο οποίος περιέχεται στο λογισμικό πακέτο *ZMAP*. Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη ενότητα, οι κυριότερες παράμετροι εισαγωγής στον αλγόριθμο αφορούν τον ελάχιστο και μέγιστο χρόνο (T_{min}, T_{max}) μεταξύ σεισμών ώστε να θεωρηθεί ότι ανήκουν στην ίδια συστάδα σεισμών και η παράμετρος που ορίζει το μήκος της σεισμικής ζώνης (R_{fact}) και εξαρτάται από το μέγιστο μέγεθος του σεισμού σε μία έξαρση. Με σκοπό τη διερεύνηση της επίδρασης των τιμών των παραμέτρων αυτών στους παραγόμενους καταλόγους σεισμών (αποσυσταδοποιημένος κατάλογος και κατάλογος σεισμικών εξάρσεων) χρησιμοποιήθηκαν έξι διαφορετικά σύνολα παραμέτρων (Πίνακας 4-6) για τις δύο χρονικές περιόδους (2008-2010, 2011-2014). Στη συνέχεια, οι κατάλογοι που προέκυψαν εξετάστηκαν ως προς την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών και συγκρίθηκαν τα αποτελέσματα μεταξύ τους.

Πίνακας 4-6 Διαφορετικά σύνολα παραμέτρων εισαγωγής στον αλγόριθμο *RSB*.

Παράμετροι	**A**	**B**	**C**	**D**	**E**	**F**
$\mathbf{T_{min}}$	1	1	1	1	1	1
$\mathbf{T_{max}}$	3	3	4	5	4	5
$\mathbf{R_{fact}}$	5	10	5	5	10	10

Στους Πίνακες 4-7 και 4-8 παρουσιάζεται ο αριθμός των σεισμών σε κάθε κατάλογο για το διάστημα 2008-2010 και 2011-2014, καθώς και ο αριθμός των συστάδων που αναγνωρίστηκαν. Παρατηρείται ότι ο αριθμός των σεισμών στον αποσυσταδοποιημένο κατάλογο είναι κατά πολύ μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο που προέκυψε μετά την εφαρμογή του αλγορίθμου *GK*. Συγκεκριμένα για την περίοδο 2008-2010 το 49% των σεισμών του αρχικού καταλόγου περιλαμβάνονται στον αποσυσταδοποιημένο κατάλογο σεισμών. Για την περίοδο

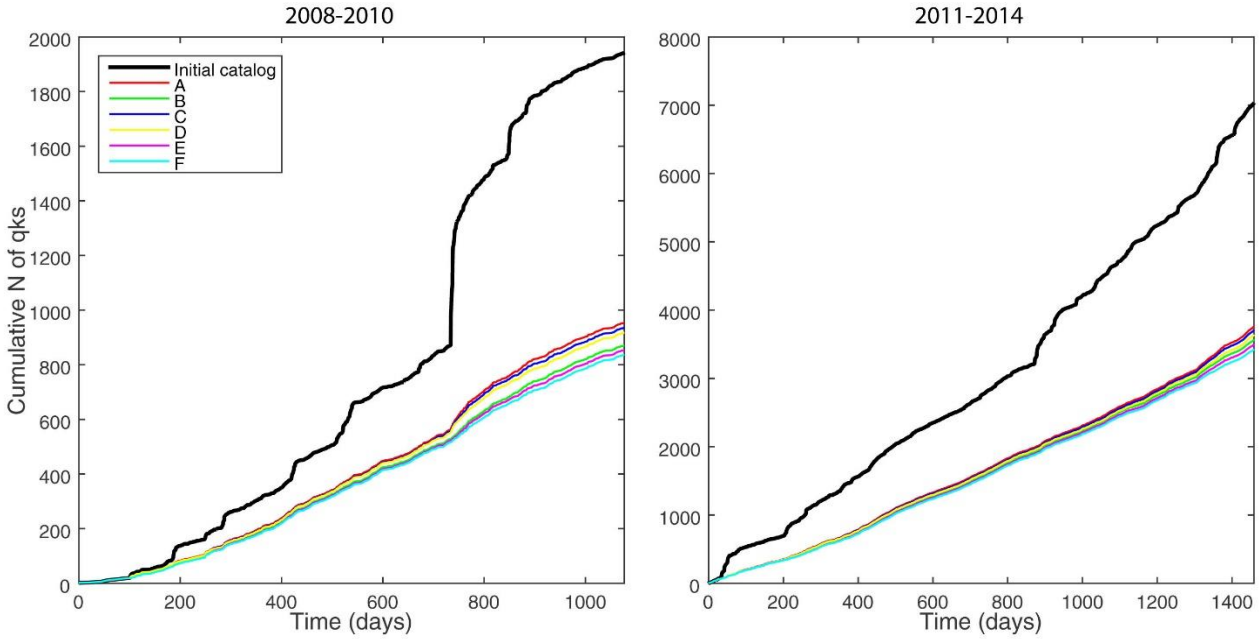
2011-2014 το 53% των σεισμών θεωρούνται ως σεισμικότητα υποβάθρου (declustered catalog).

Πίνακας 4-7 Αριθμός σεισμών των διαφορετικών καταλόγων που προκύπτουν από την εφαρμογή του αλγορίθμου *RSB* στον Δυτικό Κορινθιακό για το διάστημα 2008-2010.

Κατάλογος	A	B	C	D	E	F
Αρχικός	1943	1943	1943	1943	1943	1943
Αποσυσταδοποιημένος	955	872	937	919	855	838
Συστάδων (N≥10)	781	867	829	846	907	939
Αριθμός συστάδων (N≥10)	17	19	16	16	17	17

Πίνακας 4-8 Αριθμός σεισμών των διαφορετικών καταλόγων που προκύπτουν από την εφαρμογή του αλγορίθμου *RSB* στον Δυτικό Κορινθιακό για το διάστημα 2011-2014.

Κατάλογος	A	B	C	D	E	F
Αρχικός	7032	7032	7032	7032	7032	7032
Αποσυσταδοποιημένος	3763	3568	3709	3638	3501	3427
Συστάδων	2528	2771	2625	2754	2890	3001
Αριθμός συστάδων (N≥10)	58	64	58	51	64	56



Σχήμα 4-21 Αθροιστικός αριθμός σεισμών του αρχικού καταλόγου και των αποσυσταδοποιημένων καταλόγων (αλγόριθμος *RSB*) ως προς τον χρόνο και για τις δύο εξεταζόμενες περιόδους.

Η αθροιστική κατανομή των σεισμών του αρχικού καταλόγου αλλά και των αποσυσταδοποιημένων καταλόγων ως προς τον χρόνο παρουσιάζεται στο Σχήμα 4-21 για τις δύο χρονικές περιόδους χωριστά. Για το διάστημα 2008-2010 παρατηρείται πως σε όλες τις περιπτώσεις ο αποσυσταδοποιημένος κατάλογος παρουσιάζει απότομες αυξήσεις στον ρυθμό

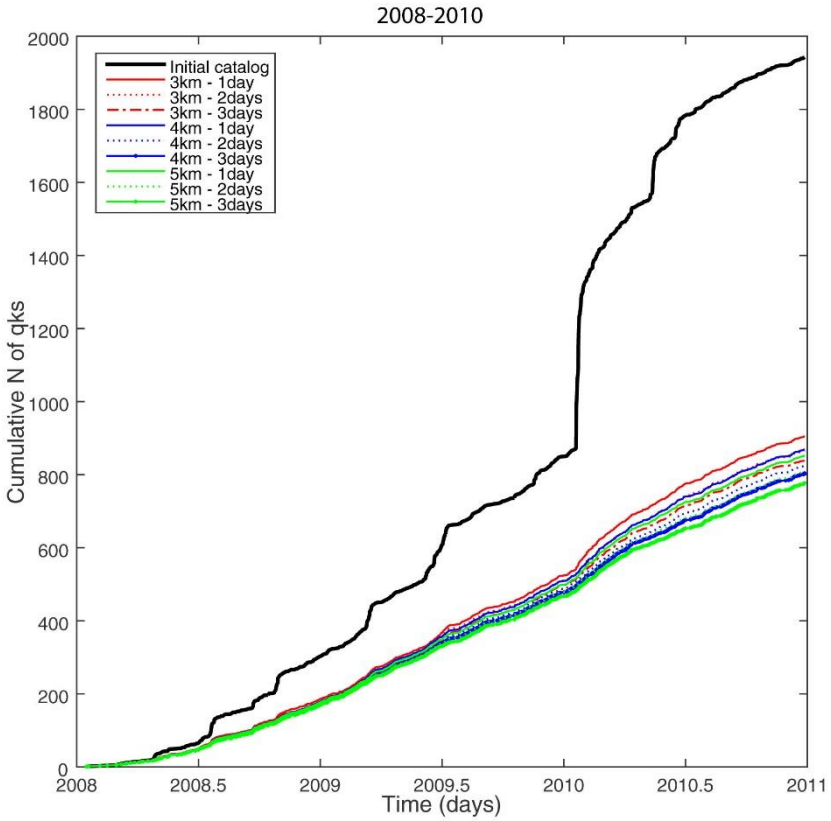
σεισμικότητας, ένδειξη πως ένα τμήμα των σεισμικών εξάρσεων δεν αναγνωρίσθηκε με επιτυχία. Παρόμοια εικόνα παρουσιάζεται και για το διάστημα 2011-2014 με μικρές απότομες μεταβολές σε όλη τη διάρκεια μελέτης, λιγότερο εμφανείς σε σχέση με το προηγούμενο διάστημα.

Στη συνέχεια, εξετάστηκαν οι κατανομές των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών όλων των συνόλων που χρησιμοποιήθηκαν και για κάθε χρονική περίοδο χωριστά. Αφού υπολογίστηκε η εμπειρική κατανομή, δοκιμάσθηκαν οι τέσσερις στατιστικές κατανομές που εφαρμόστηκαν και στην περίπτωση του αλγορίθμου *GK*, οι λεπτομέρειες των οποίων παρουσιάζονται στο Παράρτημα Γ1. Σε όλες τις εξεταζόμενες περιπτώσεις καμία στατιστική κατανομή δεν απορρίπτεται έπειτα από τη δοκιμασία καλής προσαρμογής (K-S test). Η κατανομή που περιγράφει καλύτερα την εμπειρική για όλες τις περιπτώσεις είναι η Weibull, δεύτερη καλύτερη προσαρμογή έχει η Γάμμα κατανομή και τρίτη κατά σειρά η εκθετική κατανομή. Παρ' ότι η Weibull υπό προϋποθέσεις (b≥1) μπορεί να ανήκει στην ομάδα των εκθετικών κατανομών, σε καμία από τις εξεταζόμενες περιπτώσεις η παράμετρος b δεν λαμβάνει τιμή ίση ή μεγαλήτερη της μονάδας, ούτε οι τιμές αυτές βρίσκονται στο διάστημα εμπιστοσύνης για όλες τις περιπτώσεις. Αντίθετα η παράμετρος b έχει εύρος τιμών [0.831, 0.943] που δείχνει πως σε όλες τις περιπτώσεις η Weibull δεν ανήκει στην ομάδα των εκθετικών. Πρακτικά αυτό φανερώνει ότι σε όλους τους αποσυσταδοποιημένους καταλόγους έχει παραμείνει ένα τμήμα των σεισμικών εξάρσεων το οποίο δεν έχει αναγνωρισθεί. Έτσι, από τη μία περίπτωση ο αλγόριθμος *GK* αναγνωρίζει πάρα πολλούς σεισμούς ως σεισμικές εξάρσεις οι οποίοι κατ' επέκταση καταλαμβάνουν μεγάλο χώρο και από την άλλη ο αλγόριθμος *RSB* δεν αναγνωρίζει όλες τις σεισμικές εξάρσεις. Αυτό οδηγεί στην αναγκαιότητα εφαρμογής και τρίτου αλγορίθμου ο οποίος εστιάζει στις σεισμικές εξάρσεις καθ' αυτές.

Ο επόμενος αλγόριθμος που εφαρμόζεται στον Δυτικό Κορινθιακό είναι ο αλγόριθμος *CURATE*. Η εφαρμογή έγινε για τα δύο χρονικά διαστήματα χωριστά δοκιμάζοντας τιμές από 3 έως 5 km για το κριτήριο της απόστασης, ενώ για το κριτήριο του χρόνου χρησιμοποιήθηκε ένα εύρος τιμών 1-3 ημέρες. Αρχικά για την περίοδο 2008-2010 (Πίνακας 4-9) ο αλγόριθμος αναγνώρισε 20-29 συστάδες ανάλογα με τις παραμέτρους που επιλέχθηκαν για την απόσταση και τον χρόνο. Παρατηρείται πως συγκριτικά με τον αλγόριθμο *RSB* αναγνωρίζονται περισσότερες σεισμικές εξάρσεις.

Πίνακας 4-9 Αριθμός σεισμών των διαφορετικών καταλόγων που προκύπτουν από την εφαρμογή του αλγορίθμου *CURATE* στον Δυτικό Κορινθιακό για το διάστημα 2008-2010.

Κατάλογος	3km 1day	3km 2days	3km 3days	4km 1day	4km 2days	4km 3days	5km 1day	5km 2days	5km 3days
Αρχικός	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943	1943
Αποσυσταδοποιημένος	906	866	839	870	826	804	853	809	777
Συστάδων	733	787	794	791	882	906	816	902	939
Αριθμός συστάδων (N≥10)	25	29	27	20	23	21	21	25	20



Σχήμα 4-22 Αθροιστικός αριθμός σεισμών του αρχικού και του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου (αλγόριθμός *CURATE*) ως προς το χρόνο για το διάστημα 2008-2010.

Στο Σχήμα 4-22 παρουσιάζεται το διάγραμμα του αθροιστικού αριθμού σεισμών ως προς το χρόνο για όλες τις περιπτώσεις. Παρ' ότι η καμπύλη του αθροιστικού αριθμού των σεισμών του αρχικού καταλόγου (μαύρη γραμμή, Σχήμα 4-22) παρουσιάζει σε αρκετά σημεία απότομες μεταβολές, αυτό φαίνεται να μην υπάρχει, τουλάχιστον στον ίδιο βαθμό, σε όλες τις περιπτώσεις των αποσυσταδοποιημένων καταλόγων. Σε γενικές γραμμές παρατηρείται μία ομαλή αύξηση του αθροιστικού αριθμού των σεισμών των αποσυσταδοποιημένων καταλόγων.

Στη συνέχεια, εξετάστηκε η κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών για όλους τους αποσυσταδοποιημένους καταλόγους που προέκυψαν και δοκιμάσθηκαν η Λογαριθμοκανονική, η Weibull, η Γάμμα και η Εκθετική κατανομή (Παράρτημα Γ2). Σε όλες τις

περιπτώσεις, πέρασαν τη δοκιμασία καλής προσαρμογής όλες οι κατανομές χωρίς να απορρίπτεται κάποια από αυτές. Τη χειρότερη προσαρμογή έχει η Λογαριθμοκανονική κατανομή, ενώ οι υπόλοιπες τρεις κατανομές (Weibull, Γάμμα, Εκθετική) προσεγγίζουν εξίσου καλά την εμπειρική κατανομή των χρόνων καθώς η διαφορά που έχουν στις τιμές AIC και BIC είναι ίση με δύο μονάδες για τάξεις μεγέθους 250 και πάνω.

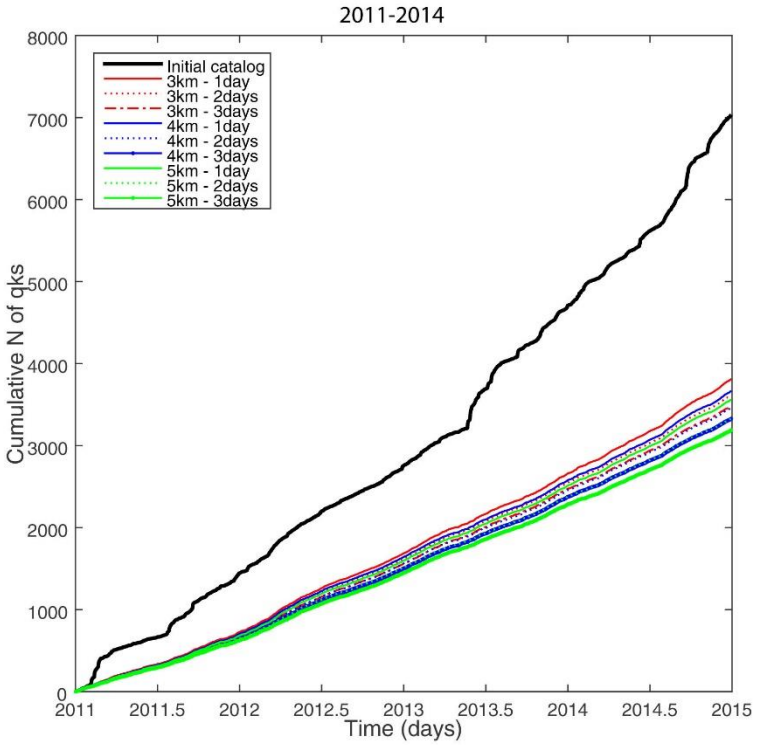
Αντίστοιχα για το διάστημα 2011-2014 εφαρμόστηκαν τα ίδια κριτήρια και αναγνωρίσθηκαν από 71 έως 76 σεισμικές εξάρσεις (Πίνακας 4-10). Συγκριτικά με τον αλγόριθμο *RSB* αναγνωρίσθηκαν 18%- 40 % περισσότερες σεισμικές εξάρσεις. Παρατηρείται επίσης πως ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο, για όλες τις περιπτώσεις, δεν παρουσιάζει απότομες μεταβολές, αλλά αυξάνεται ομαλά με τον χρόνο, ειδικότερα όταν αυξάνεται η απόσταση και ο χρόνος (Σχήμα 4-23).

Η κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών των αποσυσταδοποιημένων καταλόγων έδειξε πως την καλύτερη προσαρμογή έχουν οι κατανομές Weibull, Γάμμα και Εκθετική ενώ τη χειρότερη η Λογαριθμοκανονική (Παράρτημα Γ2). Επιπλέον, σε όλες τις περιπτώσεις η παράμετρος b της κατανομής Weibull έχει τιμή μεγαλύτερη από 1.

Από τους τρεις αλγόριθμους αποσυσταδοποίησης που εξετάστηκαν για τον Δυτικό Κορινθιακό ο αλγόριθμος *CURATE* αναγνώρισε τις περισσότερες σεισμικές εξάρσεις. Επιπλέον, οι χρόνοι μεταξύ των διαδοχικών σεισμών του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου ακολουθούν ως επί το πλείστον εκθετική κατανομή. Από τα παραπάνω προκύπτει πως ο αλγόριθμος *CURATE* έχει την καλύτερη εφαρμογή στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο.

Πίνακας 4-10 Αριθμός σεισμών των διαφορετικών καταλόγων που προκύπτουν από την εφαρμογή του αλγορίθμου *CURATE* στον Δυτικό Κορινθιακό για το διάστημα 2011-2014.

Κατάλογος	3km 1day	3km 2days	3km 3days	4km 1day	4km 2days	4km 3days	5km 1day	5km 2days	5km 3days
Αρχικός	7032	7032	7032	7032	7032	7032	7032	7032	7032
Αποσυσταδοποιημένος	3814	3610	3477	3669	3464	3329	3564	3330	3189
Συστάδων (N≥10)	2315	2661	2866	2422	2751	2957	2449	2861	3051
Αριθμός συστάδων (N≥10)	72	73	72	74	71	73	75	76	73

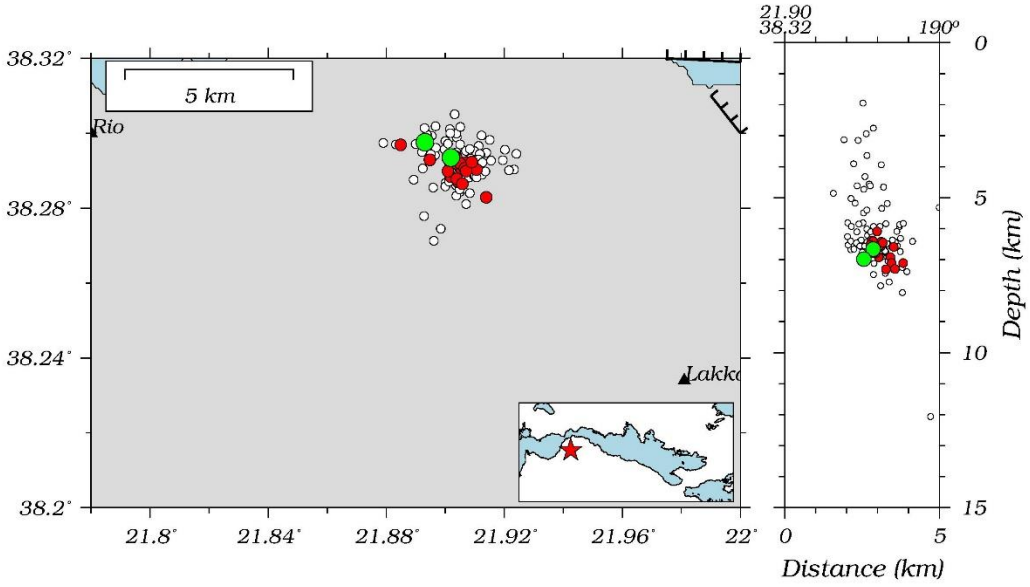


Σχήμα 4-23 Αθροιστικός αριθμός σεισμών του αρχικού και του αποσυσταδοποιημένου καταλόγου ως προς το χρόνο για το διάστημα 2011-2014 (αλγόριθμος *CURATE*).

4.9.3 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΕΞΑΡΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ

Στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο αναγνωρίσθηκαν με τον αλγόριθμο *CURATE* 185 συστάδες σεισμών με N≥10, θέτοντας στον αλγόριθμο ως μέγιστη απόσταση τα 2 km από το κέντρο της συστάδας και μέγιστο χρόνο μεταξύ διαδοχικών σεισμών τις δύο ημέρες. Οι τιμές αυτές επιλέχθηκαν αφού δείχθηκε πως από αυτές και έπειτα ο αποσυσταδοποιημένος κατάλογος προσεγγίζει την εκθετική κατανομή αλλά και με οπτικό έλεγχο των επιμέρους αναγνωρισμένων συστάδων. Η επιλογή αυτή είναι επιτρεπτή δεδομένου ότι τα σφάλματα στην εκτίμηση των εστιακών συντεταγμένων, όπως αυτά υπολογίσθηκαν στο Κεφάλαιο 3, είναι πολύ μικρότερα σε σχέση με την τιμή αυτή. Οι 185 συστάδες χαρτογραφήθηκαν ώστε να προσδιοριστεί η χωρική τους κατανομή και στη συνέχεια για κάθε μία από αυτές κατασκευάστηκαν τομές κάθετες σε ένα εύρος παρατάξεων [240°-300°]. Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι εστίες των σεισμών προσδιορίζουν τα τμήματα των ρηγμάτων που έχουν δραστηριοποιηθεί σε κάθε έξαρση, επιλέχθηκαν οι συστάδες σεισμών των οποίων τα επίκεντρα σχηματίζουν ζώνες στις οποίες μπορεί να διακριθεί ένας μέγιστος άξονας. Στη συνέχεια, παρουσιάζονται, σε χρονολογική σειρά, οι 47 συστάδες σεισμών που προσδιορίστηκαν στον

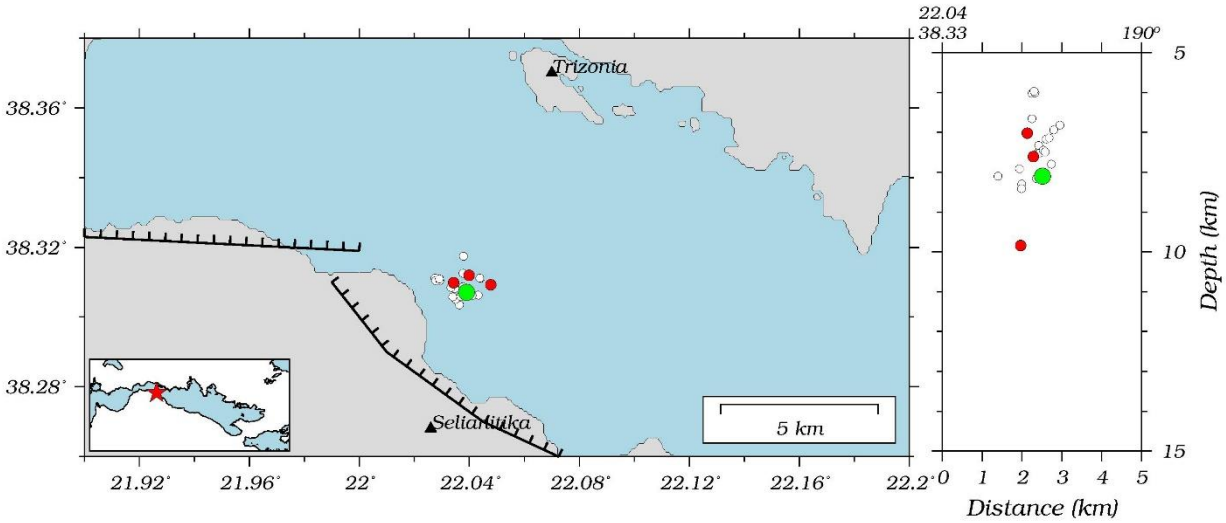
Δυτικό Κορινθιακό κόλπο, οι οποίες συσχετίσθηκαν με συγκεκριμένες τεκτονικές δομές. Οι λεπτομέρειες για κάθε συστάδα σεισμών παρέχονται στο παράρτημα Β1.



Σχήμα 4-24 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W01.**

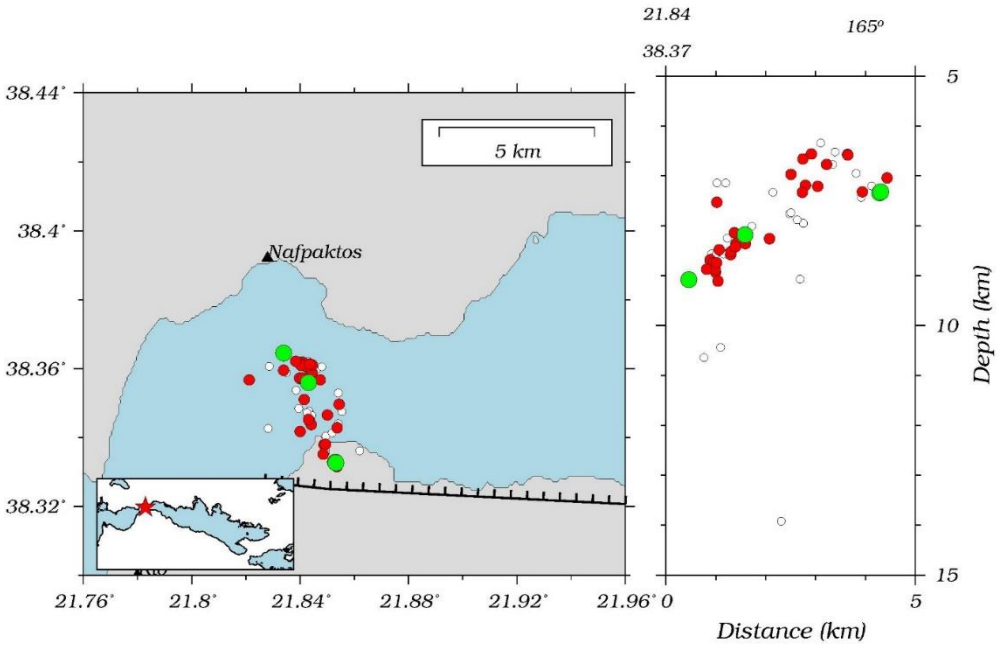
Στις 19 Ιουλίου 2008 ξεκίνησε έντονη σεισμική δραστηριότητα στην ξηρά νότια του ρήγματος του Ψαθόπυργου (Σχήμα 4-24). Η σεισμική έξαρση (W01) διήρκησε έως τις 30 Ιουλίου και έγιναν 113 σεισμοί με μεγαλύτερο μέγεθος M=3.7. Όπως φαίνεται από την τομή του Σχήματος 4-24 όλοι οι μεγαλύτεροι σεισμοί βρίσκονται στο κατώτερο τμήμα της σεισμικής ζώνης (M>2.0 κόκκινοι και M>3.0 πράσινοι κύκλοι, αντίστοιχα). Η κατανομή των εστιών στον χώρο αυτό είναι πιο πυκνή και προσδιορίζει ένα ρήγμα το οποίο κλίνει προς νότο με γωνία κλίσης 40°. Η χωρική κατανομή των εστιών δείχνει ότι το μήκος της σεισμικής ζώνης που δραστηριοποιήθηκε είναι 2.5 km και έχει παράταξη 100°.

Το έτος 2009 αναγνωρίσθηκαν τρεις συστάδες στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο. Στις 10 Ιανουαρίου 2009 ξεκίνησε μία σεισμική δραστηριότητα στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου (Σχήμα 4-25). Η έξαρση (W02) διήρκησε τρεις ημέρες κατά τις οποίες έγιναν 27 σεισμοί με τον μεγαλύτερο να έχει μέγεθος M=3.1. Οι εστίες της σεισμικής έξαρσης όλων των σεισμών, πλην μίας που βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος, δείχνουν ένα ρήγμα που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης >50°. Η διεύθυνση της σεισμικής ζώνης θεωρήθηκε 280° με βάση κυρίως τους μεγαλύτερους σεισμούς και έχει μήκος 2.3 km.



Σχήμα 4-25 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W02.**

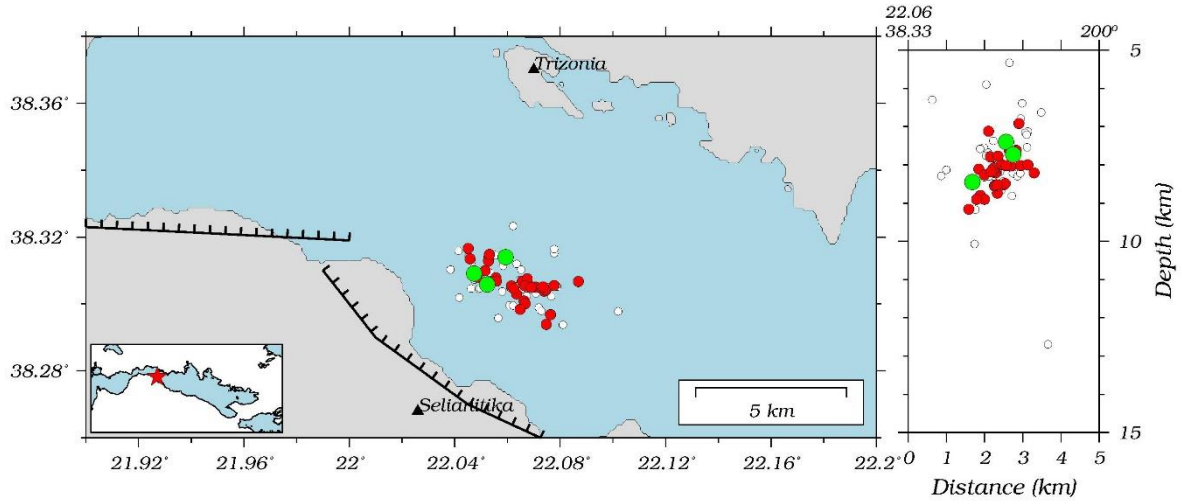
Δυτικότερα, στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου ξεκίνησε στις 10 Μαρτίου 2009 μία σεισμική έξαρση (W03) με διάρκεια έξι ημέρες (Σχήμα 4-26) και έγιναν συνολικά 56 σεισμοί, με μέγιστο μέγεθος M=3.9. Αρχικά φαίνεται μία ζώνη διεύθυνσης σχεδόν B-N, όμως οι τομές που κατασκευάστηκαν δείχνουν πως πρόκειται για μία ζώνη διεύθυνσης 255° και κλίσης 45° προς βορρά, αρκετά καλά προσδιορισμένη.



Σχήμα 4-26 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W03.**

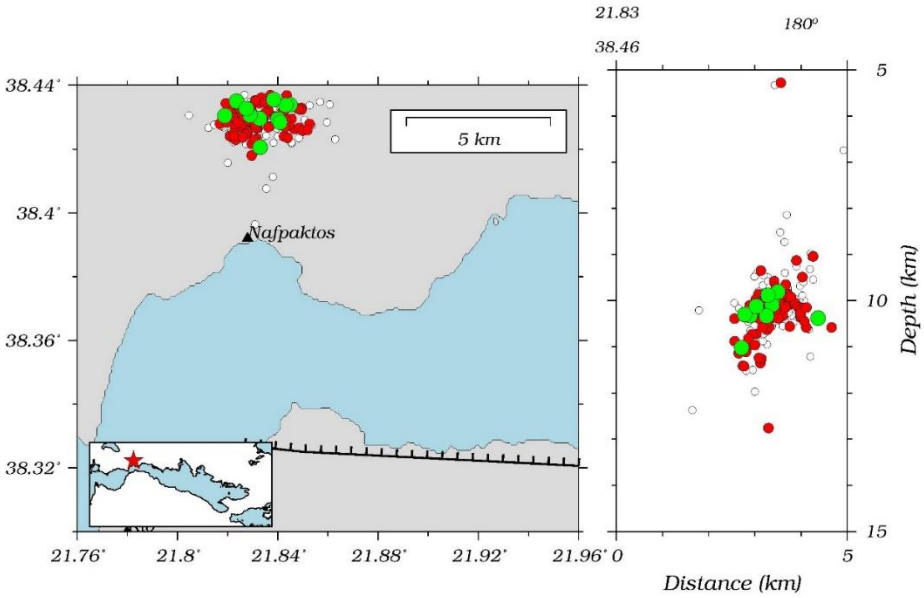
Η τελευταία έξαρση (W04) για το 2009 έγινε μεταξύ της 23ης Ιουνίου και 10ης Ιουλίου με την εκδήλωση συνολικά 72 σεισμών στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του Αιγίου (Σχήμα 4-27). Η

σεισμική ζώνη που προσδιορίζεται από τα επίκεντρα των μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών έχει μήκος 4.1 km και διεύθυνση 290ο. Η κατανομή των εστιών δείχνει πως η δομή που δραστηριοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της έξαρσης κλίνει προς βορρά με γωνία 45ο.



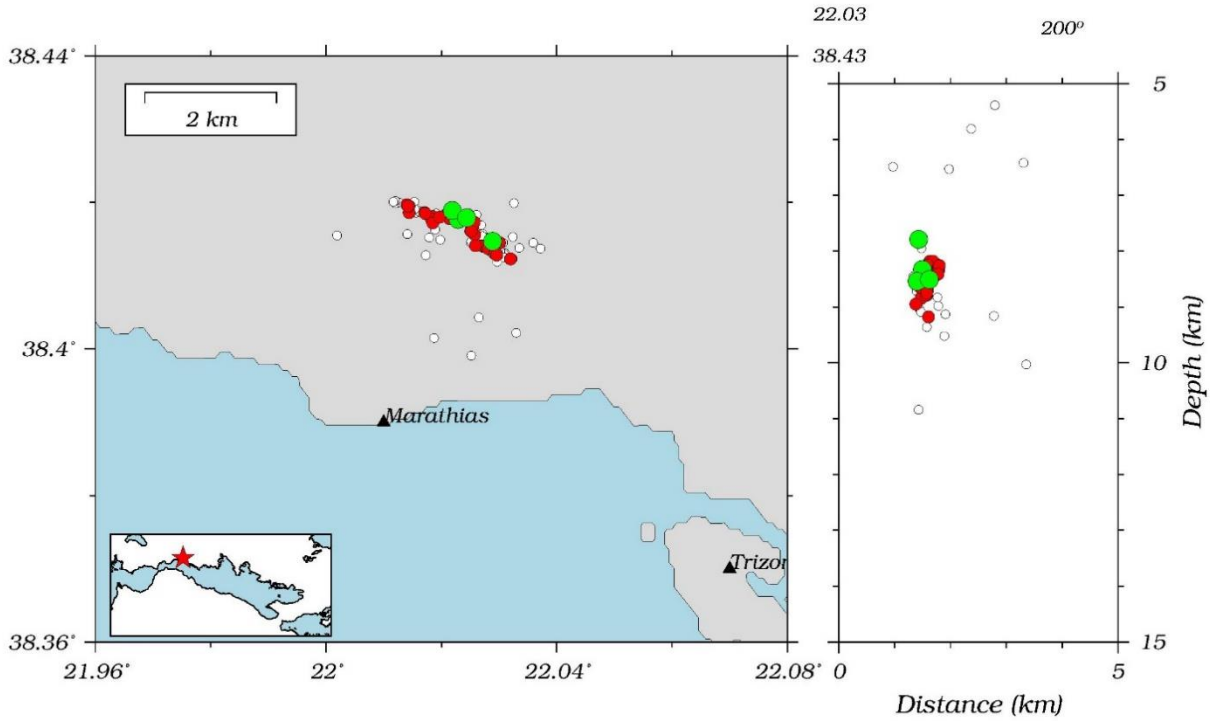
Σχήμα 4-27 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W04.**

Για το έτος 2010 αναγνωρίσθηκε μία συστάδα σεισμών (W05) η οποία έλαβε χώρα το διάστημα από 6 έως 27 Μαΐου στην ξηρά βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου (Σχήμα 4-28). Κατά το διάστημα της έξαρσης έγιναν 229 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.8. Η κατανομή των εστιών δείχνει πως δραστηριοποιήθηκε ένα ρήγμα που κλίνει προς βορρά με γωνία 55ο. Η σεισμική ζώνη έχει μήκος 3.3 km και διεύθυνση ~270ο.



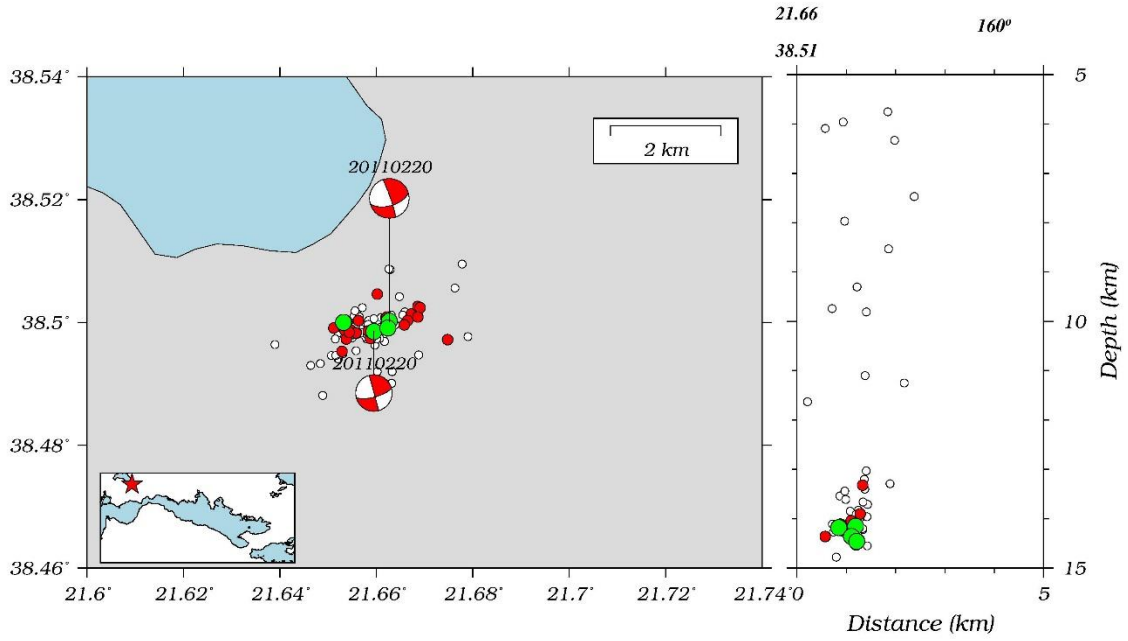
Σχήμα 4-28 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W05**.

Δέκα σεισμικές εξάρσεις αναγνωρίσθηκαν για το έτος 2011 και συσχετίσθηκαν με αντίστοιχα τμήματα ρηγμάτων. Στις 4 Φεβρουαρίου 2011 ξεκίνησε μία δραστηριότητα (W07) η οποία διήρκησε τρεις ημέρες και περιλάμβανε 109 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=3.5 (Σχήμα 4-29). Η σεισμική ζώνη που ορίζεται από την κατανομή των επικέντρων έχει μήκος 2.0 km και διεύθυνση 290°, ενώ οι εστίες δείχνουν μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης, σχεδόν κατακόρυφη.



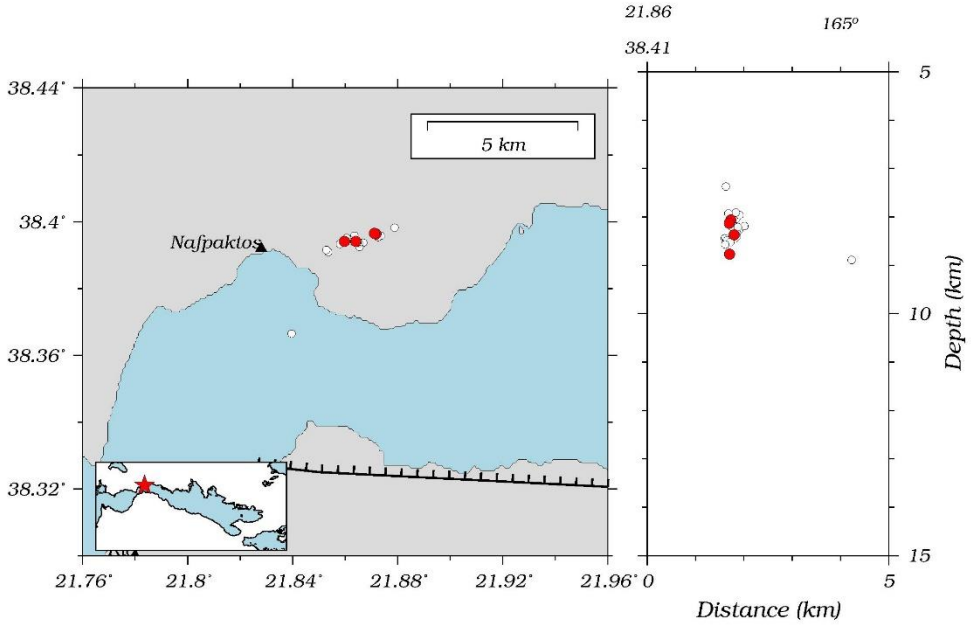
Σχήμα 4-29 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W07**.

Από τις 19 έως της 25 Φεβρουαρίου σημειώθηκε μία σεισμική έξαρση (W08) κοντά στη λίμνη Τριχωνίδα (Σχήμα 4-30). Η σεισμική έξαρση αποτελείται από 103 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=3.7. Η διεύθυνση της σεισμικής ζώνης είναι 250°, ενώ οι μηχανισμοί γένεσης έχουν προσδιοριστεί στην παρούσα διατριβή δείχνουν πως έχει ενεργοποιηθεί ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Επιπλέον, παρατηρείται πως τα βάθη των εστιών είναι μεγαλύτερα σε σύγκριση με τις συστάδες που έχουν αναγνωρισθεί στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο. Η κατανομή των εστιών δεν παρέχει σαφή εικόνα για την κλίση, η οποία από τους δύο μηχανισμούς γένεσης προκύπτει ότι είναι σχεδόν κατακόρυφη.



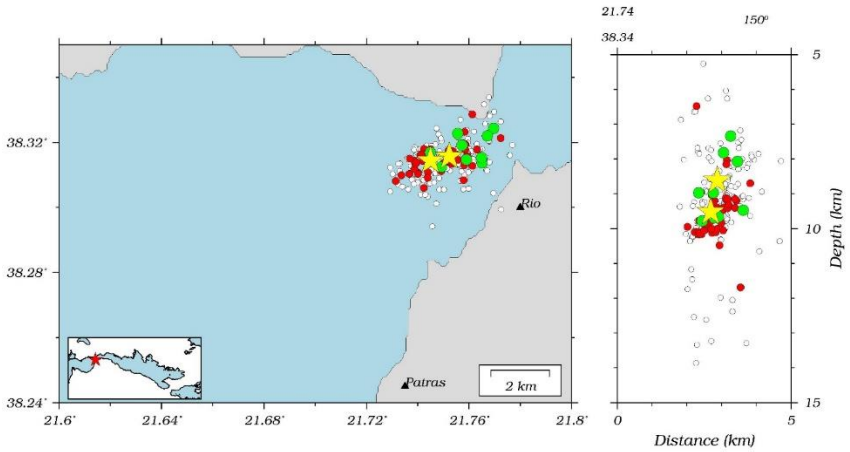
Σχήμα 4-30 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W08.**

Στις 19 Μαρτίου 2011 ξεκίνησε μία δραστηριότητα (W09) στην περιοχή βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου η οποία διήρκησε πέντε ημέρες (Σχήμα 4-31) με 25 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=2.9. Η κατανομή των εστιών προσδιορίζει μία δομή που είναι σχεδόν κατακόρυφη, ενώ η κατανομή των επικέντρων δείχνει μία σεισμική ζώνη με διεύθυνση 255° και μήκος 2.4 km.



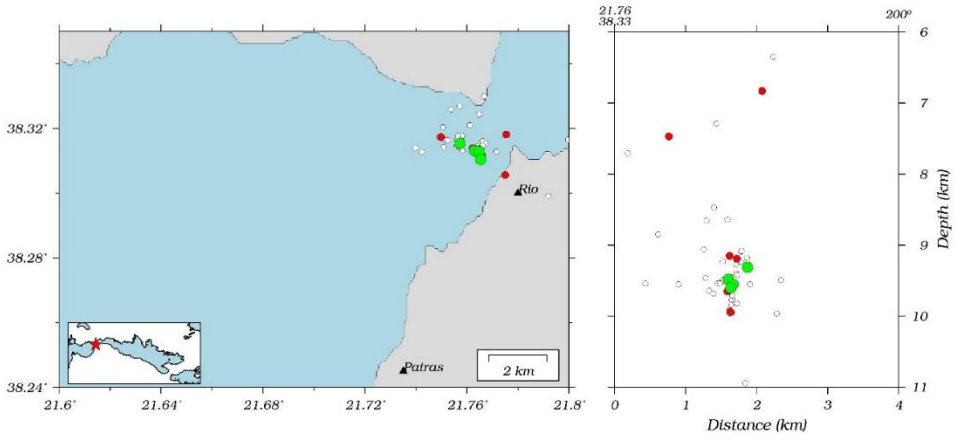
Σχήμα 4-31 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W09.**

Στις 23 Ιουλίου 2011 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W10) στον θαλάσσιο χώρο ΒΔ του Ρίου με διάρκεια 19 ημέρες (Σχήμα 4-32). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης σημειώθηκαν δύο σεισμοί με μέγεθος M≥4.0 (αστερίσκοι, Σχήμα 4-32) με το μέγιστο μέγεθος να είναι M=4.3. Η κατανομή των εστιών δείχνει πως έχει ενεργοποιηθεί μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης ίση με 60ο. Επιπλέον η κατανομή των εστιών προσδιορίζει μία σεισμική ζώνη με διεύθυνση 240ο και μήκος 4.5 km.



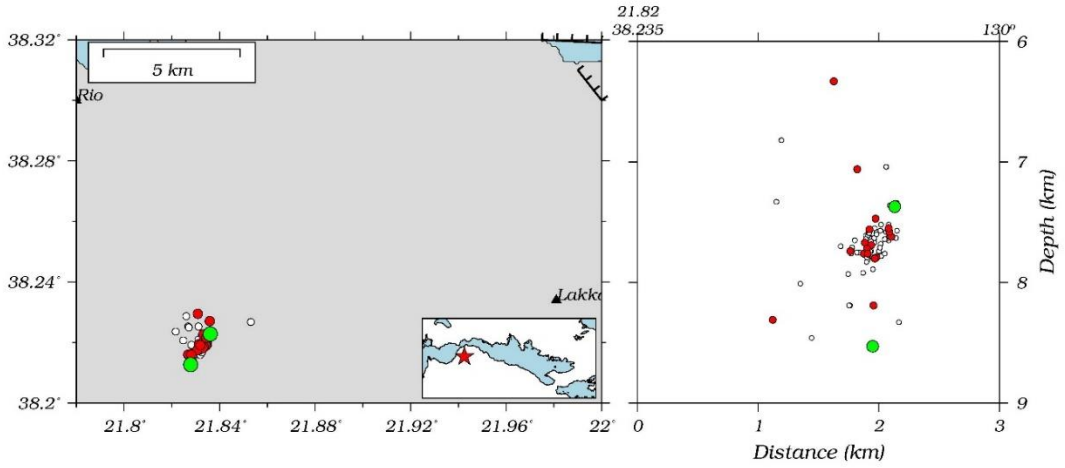
Σχήμα 4-32 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W10.**

Δεκαεννέα (19) ημέρες μετά τη λήξη της προηγούμενης σεισμικής έξαρσης, στις 30 Αυγούστου δραστηριοποιήθηκε εκ νέου η ίδια περιοχή (W11) (Σχήμα 4-33). Η δραστηριότητα διήρκησε έως τις 21 Σεπτεμβρίου με 56 σεισμούς και με μέγιστο μέγεθος M=3.4. Από την κατανομή των εστιών των μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών σε βάθος 9-10 km, προκύπτει πως το ρήγμα που δραστηριοποιήθηκε κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης (>50ο). Η κατανομή των επικέντρων δείχνει πως η σεισμική ζώνη που ενεργοποιήθηκε δεν είναι η ίδια με την προηγούμενη συστάδα σεισμών αλλά έχει διεύθυνση 290ο και μήκος 2.4 km.



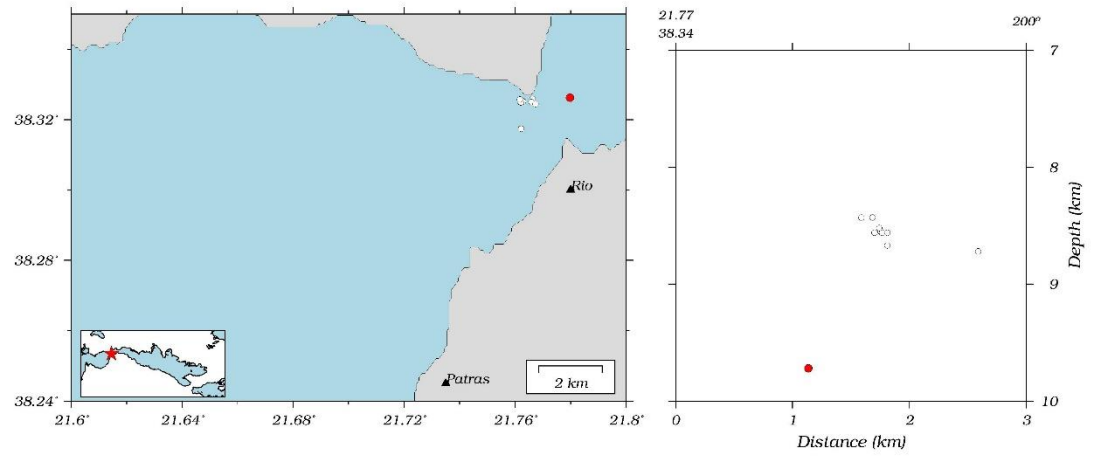
Σχήμα 4-33 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W11.**

Στο μεσοδιάστημα (18-21 Σεπτεμβρίου 2011) έλαβε χώρα μία σεισμική έξαρση νότια της προηγούμενης περιοχής (Σχήμα 4-34), η οποία αποτελείται από 91 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=3.3 (W12). Από την κατανομή των επικέντρων προκύπτει πως η σεισμική ζώνη έχει μήκος 2.0 km και διεύθυνση 220ο. Οι εστίες, στο χώρο που η κατανομή τους είναι πιο πυκνή (σε βάθη 7.5-8.0 km), υποδεικνύουν μία δομή που κλίνει προς βορρά με γωνία κλίσης ~50ο.



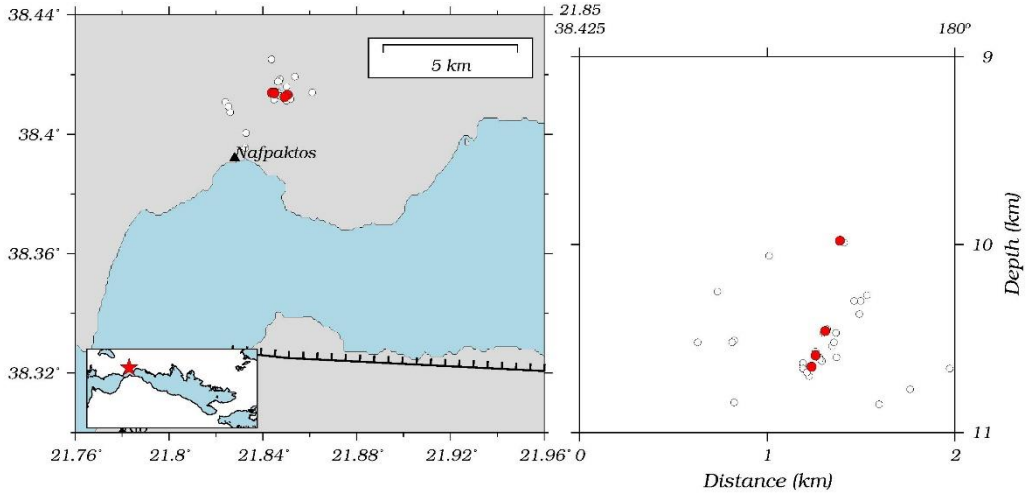
Σχήμα 4-34 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W12.**

Η δραστηριότητα συνεχίζεται στην περιοχή που βρίσκεται στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του Ρίου με μία νέα έξαρση (W13) η οποία ξεκίνησε την 1η Οκτωβρίου 2011 και είχε διάρκεια τρεις ημέρες (Σχήμα 4-35). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 10 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος 2.4. Η κατανομή των εστιών των σεισμών με μεγέθη M<2.0 δείχνει μία συγκέντρωση σε βάθος ~8.5 km. Θα μπορούσε να θεωρηθεί πως οι εστίες προσδιορίζουν μία δομή με κλίση προς το νότο σε αντίθεση με τις δύο προηγούμενες συστάδες και μικρότερη γωνία κλίσης 45ο. Η σεισμική ζώνη, σύμφωνα με την κατανομή των επικέντρων έχει μήκος 1 km και διεύθυνση 110ο.



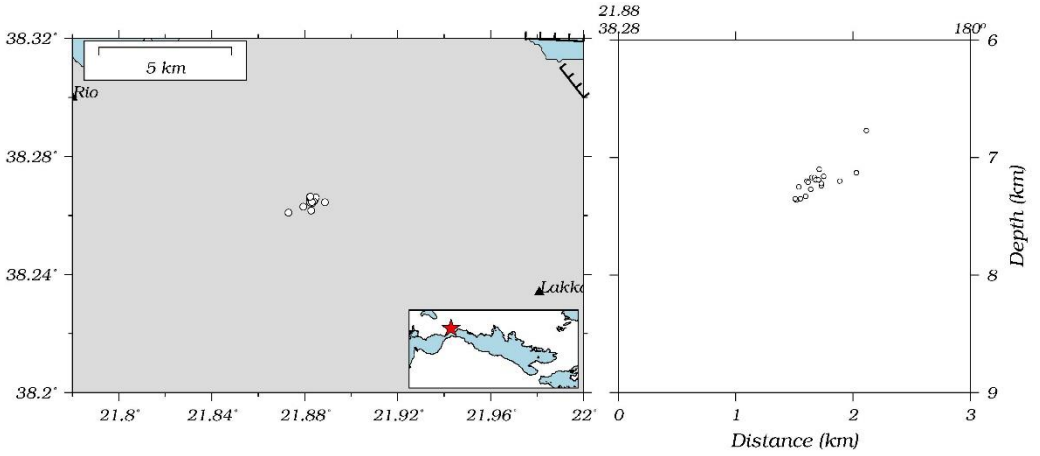
Σχήμα 4-35 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W13.**

Από τις 16 έως τις 20 Νοεμβρίου, 2011 έλαβε χώρα μία σεισμική έξαρση (W15) βόρεια της Ναυπάκτου (Σχήμα 4-36). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 40 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.2. Η κατανομή των επικέντρων προσδιορίζει μία σεισμική ζώνη με μήκος 1.5 km και διεύθυνση Α-Δ (270ο). Από την κατανομή των εστιών φαίνεται πως η δομή που δραστηριοποιήθηκε κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης (~ 50ο).



Σχήμα 4-36 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W15.**

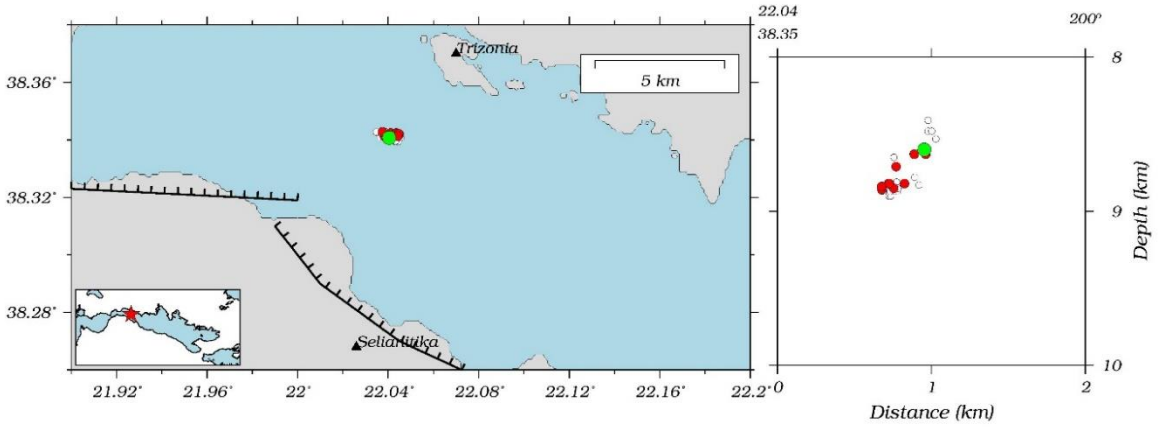
Στην ξηρά, ΝΝΑ του Ρίο, στις 30 Νοεμβρίου ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W16) η οποία διήρκησε έως την 1η Δεκεμβρίου 2011 (Σχήμα 4-37). Συνολικά έγιναν 20 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=1.7. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε έχει μήκος 0.7 km και διεύθυνση 270ο, ενώ το τμήμα του ρήγματος κλίνει προς βορρά με γωνία 30ο.



Σχήμα 4-37 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W16.**

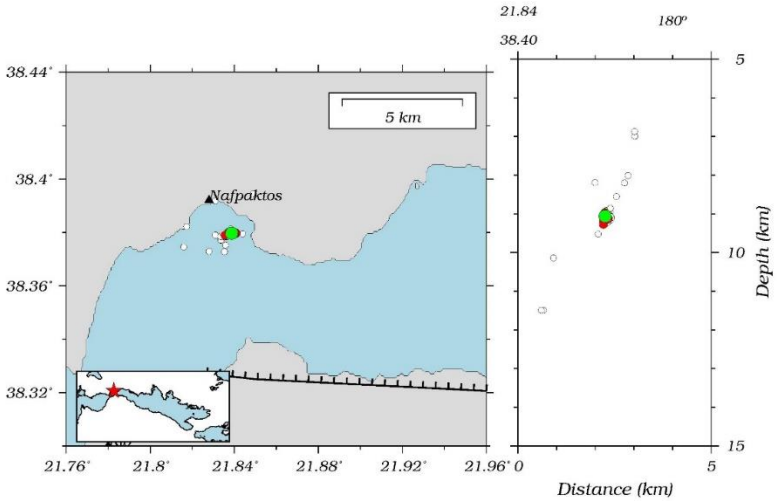
Η τελευταία σεισμική έξαρση (W17) που αναγνωρίστηκε για το 2011 ξεκίνησε στις 19 Δεκεμβρίου 2011 και διήρκησε έως τις 22 Δεκεμβρίου του ίδιου έτους (Σχήμα 4-38). Η

δραστηριότητα, κατά την οποία έγιναν 25 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.3 τοποθετείται στον θαλάσσιο χώρο βόρεια των ρηγμάτων του Ψαθόπυργου και του Αιγίου. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε έχει διεύθυνση 280ο, μήκος 1.3 km, ενώ σύμφωνα με την κατανομή των εστιών βυθίζεται προς βορρά με γωνία 65ο.



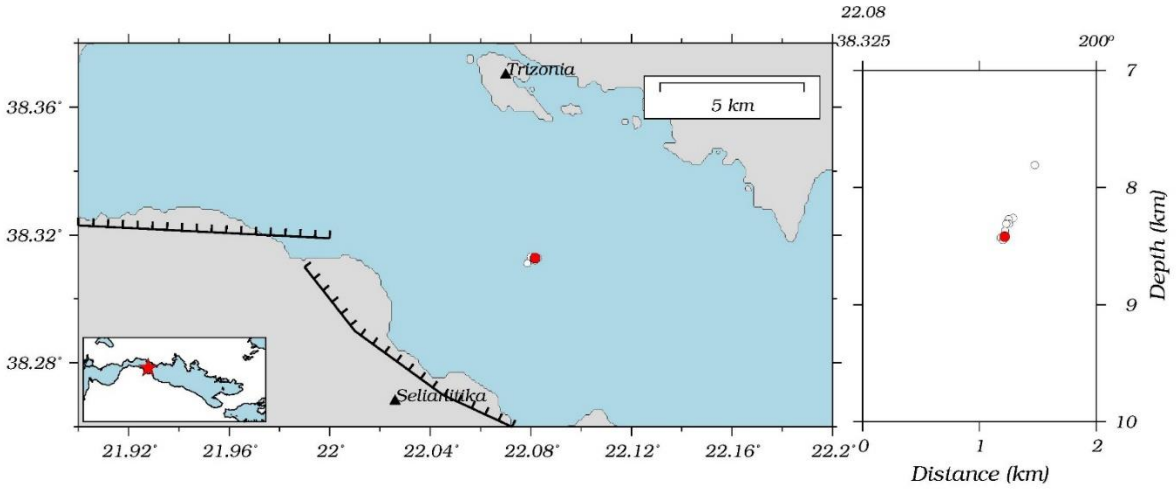
Σχήμα 4-38 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W17.**

Το έτος 2012 αναγνωρίσθηκαν επτά σεισμικές εξάρσεις οι οποίες συσχετίσθηκαν με αντίστοιχα τμήματα ρηγμάτων. Στις 17 Ιανουαρίου ξεκίνησε μία σεισμική δραστηριότητα (W18) στις βόρειες ακτές του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου, βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου (Σχήμα 4-39). Η σεισμική έξαρση αποτελείται από 62 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=3.1 και διάρκεια τέσσερις ημέρες. Από την κατανομή των επικέντρων προκύπτει πως οι σεισμοί κατανέμονται σε μία σεισμική ζώνη με μήκος 1.5 km και διεύθυνση Α-Δ (270ο). Οι εστίες των μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών και μερικών μικρών που βρίσκονται κοντά στους μεγαλύτερους προσδιορίζουν μία δομή που κλίνει προς βορρά με γωνία 65ο.



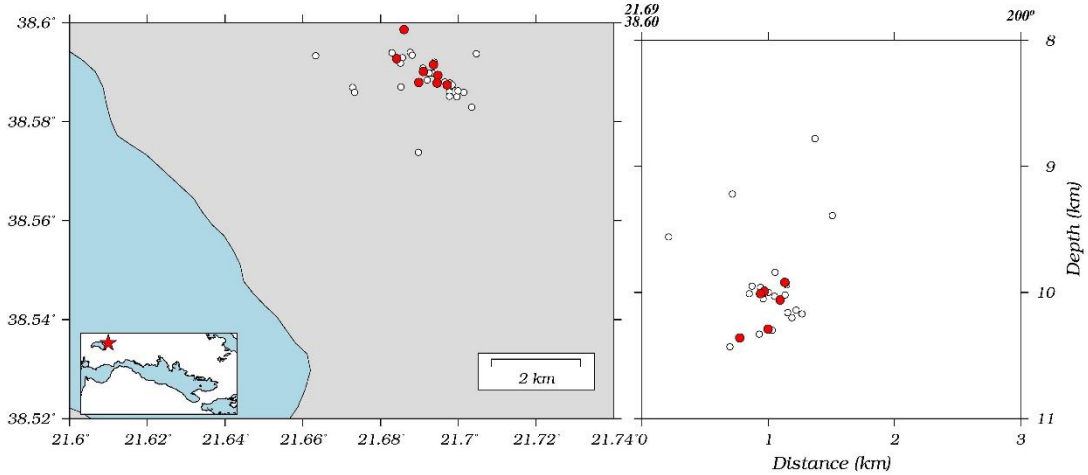
Σχήμα 4-39 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W18.**

Στις 25 Φεβρουαρίου, 2012 έλαβε χώρα μία σεισμική έξαρση (W19) στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου (Σχήμα 4-40). Η σεισμική έξαρση ήταν μικρής διάρκειας (2 ημερών) και αποτελείται από 11 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=2.3. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε, αν και πολύ μικρή σε διαστάσεις, φαίνεται να έχει μήκος 0.9 km και η κάθετη στη διεύθυνση 290° τομή προσδιορίζει μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης 60°.



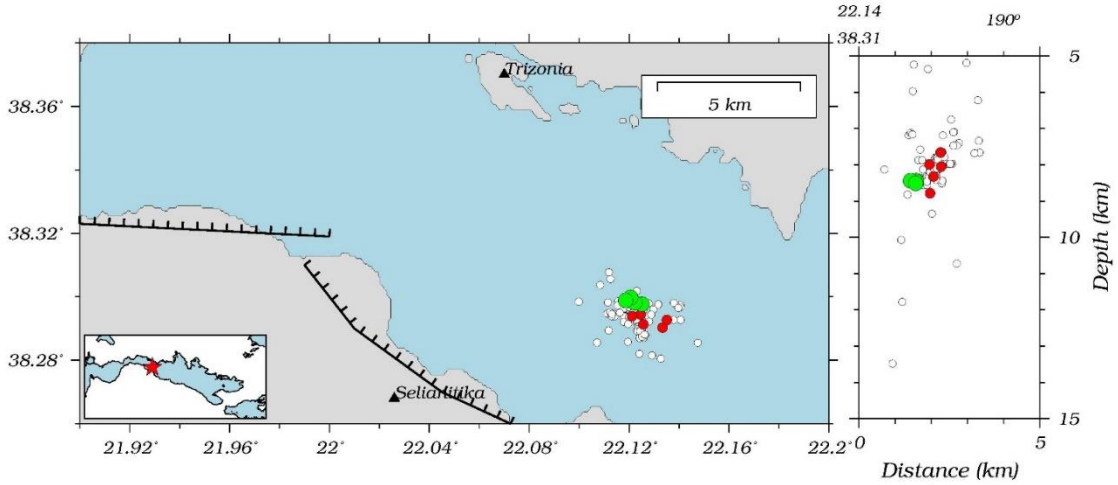
Σχήμα 4-40 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W19.**

Στις 11 Μαρτίου, 2012 ξεκίνησε μία σεισμική δραστηριότητα (W20) κοντά στη λίμνη Τριχωνίδα, η οποία είχε διάρκεια 13 ημέρες (Σχήμα 4-41). Κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης έγιναν 37 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.8. Οι σεισμοί κατανέμονται σε μία σεισμική ζώνη με μήκος 1.5 km και διεύθυνση 110°. Η μεγαλύτερη συγκέντρωση των εστιών βρίσκεται σε βάθος ~10 km και προσδιορίζει μία δομή που κλίνει προς νότο με μικρή γωνία κλίσης ~30°.



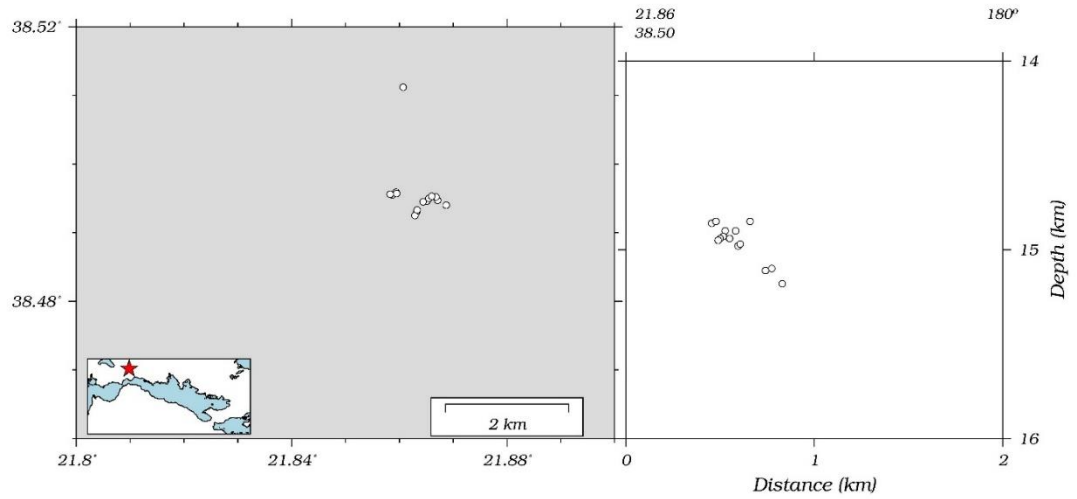
Σχήμα 4-41 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W20.**

Στις 15 Απριλίου 2012, στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου, σημειώθηκε μία σεισμική έξαρση (W21) που διήρκησε έως τις 24 Απριλίου (Σχήμα 4-42). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης σημειώθηκαν 91 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.8, σε μία σεισμική ζώνη μήκους 2.4 km και διεύθυνσης 280°. Από την κατανομή των εστιών, τόσο των μεγαλύτερων σεισμών όσο και των μικρότερων που βρίσκονται κοντά σε αυτούς, προκύπτει πως η δομή που δραστηριοποιήθηκε κλίνει προς βορρά με γωνία κλίσης 60°.



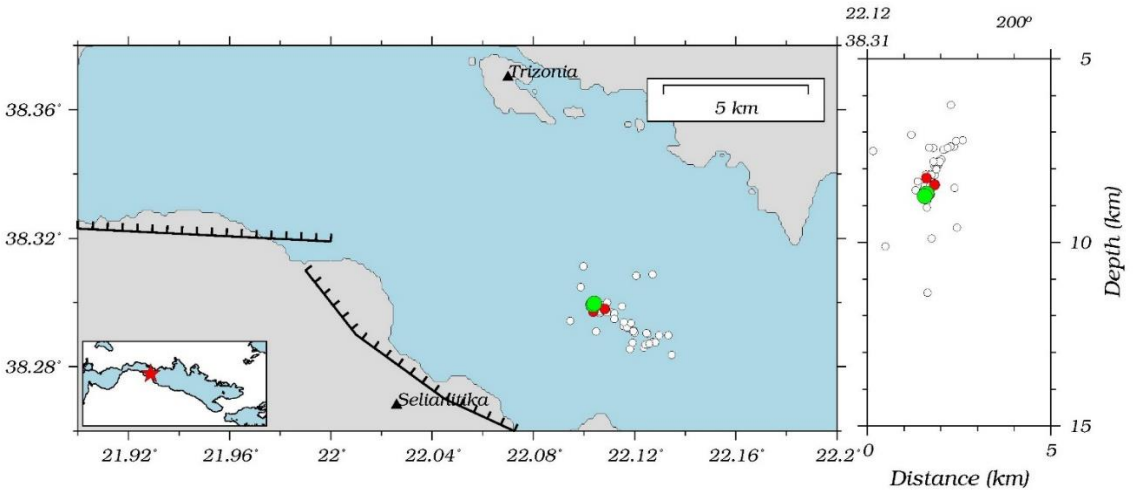
Σχήμα 4-42 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W21.**

Στις 24 Ιουνίου 2012 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W24) κοντά στην περιοχή της λίμνης Τριχωνίδας (Σχήμα 4-43). Η σεισμική έξαρση αποτελείται από σεισμούς με μεγέθη έως M=1.7 και είχε διάρκεια τρεις ημέρες. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε έχει μήκος 0.8 km και διεύθυνση Α-Δ (90°). Όπως προκύπτει από την κατανομή των εστιών, η δομή που ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της έξαρσης κλίνει προς νότο με γωνία 40°.

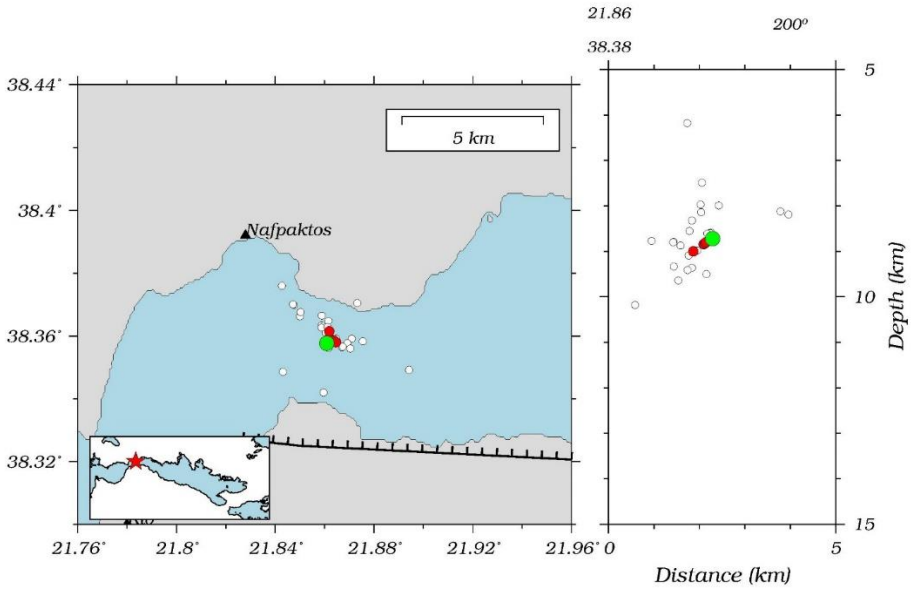


Σχήμα 4-43 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W24.**

Στις 12 Αυγούστου 2012, η σεισμική δραστηριότητα (W25), υπό τη μορφή σεισμικής έξαρσης, μεταφέρθηκε ξανά στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου και διήρκησε 11 ημέρες (Σχήμα 4-44). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 64 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος 3.1 σε μία σεισμική ζώνη μήκους 3 km και διεύθυνση 280°. Από την κατανομή των εστιών των μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών προκύπτει πως η δομή που δραστηριοποιήθηκε κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης (60°), ενώ κάποιοι σεισμοί, μικρότεροι σε μέγεθος, τοποθετούνται σε επιφανειακότερα βάθη.



Σχήμα 4-44 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W25.**



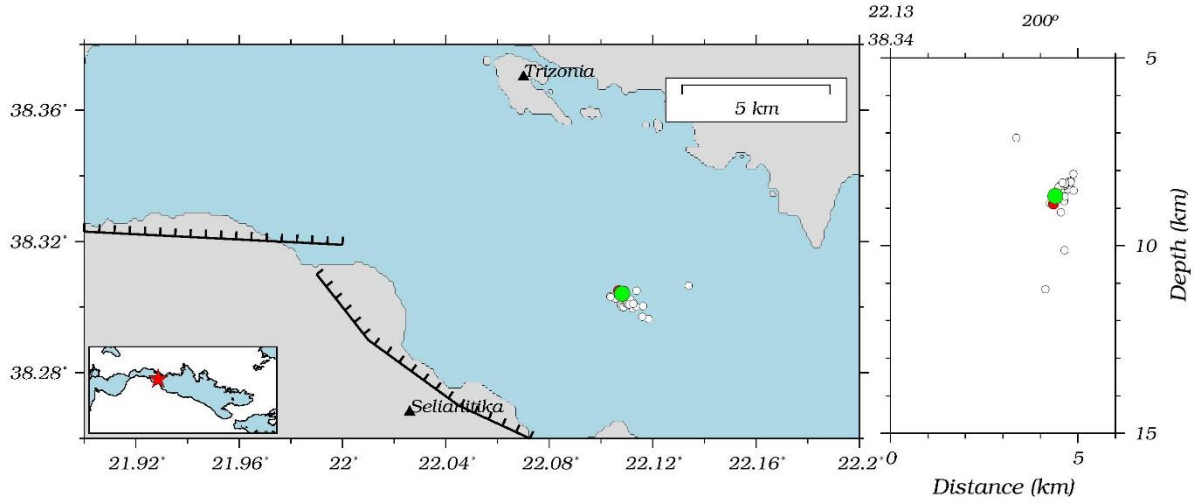
Σχήμα 4-45 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W26.**

Στις 6 Σεπτεμβρίου 2012, ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W26) στον θαλάσσιο χώρο ΝΝΑ της Ναυπάκτου (Σχήμα 4-45). Η σεισμική έξαρση είχε διάρκεια 12 ημέρες στις οποίες έγιναν 32

σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.1. Από την κατανομή των εστιών των μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών προκύπτει πως δραστηριοποιήθηκε μία σεισμική ζώνη που κλίνει προς βορρά με γωνία 50°, ενώ οι μικρότεροι σε μέγεθος σεισμοί σχηματίζουν μία ευρεία ζώνη που περιβάλλει τους πρώτους. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε έχει μήκος 2.2 km και διεύθυνση 290°.

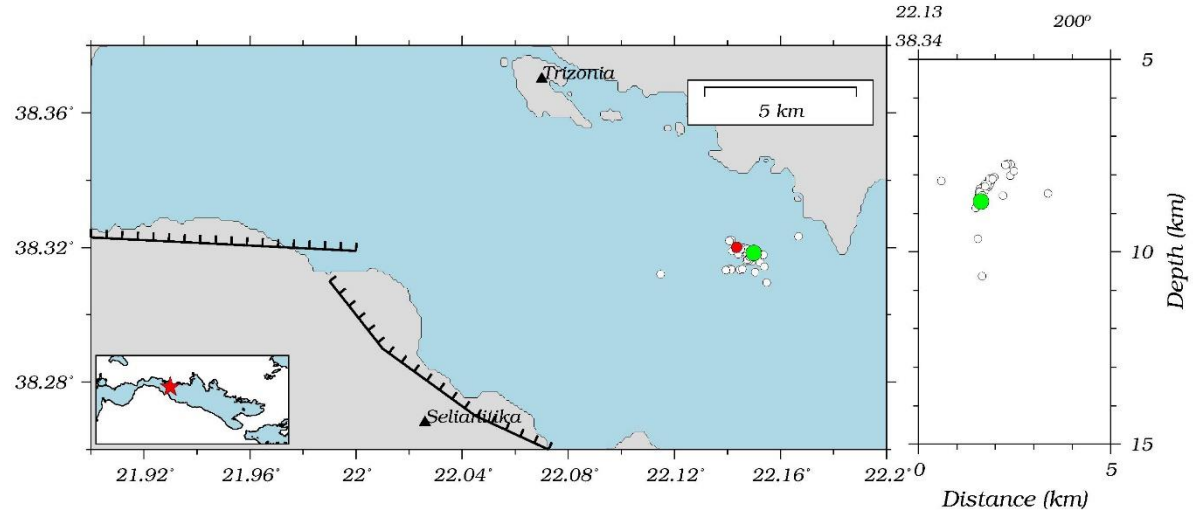
Κατά το έτος 2013 αναγνωρίσθηκαν 10 σεισμικές εξάρσεις οι οποίες συσχετίσθηκαν με αντίστοιχα τμήματα ρηγμάτων. Σημειώνεται πως με τη χρήση του αλγορίθμου *CURATE* αναγνωρίσθηκε, υπό τη μορφή τεσσάρων συστάδων ,η σεισμική έξαρση που έγινε στο Αίγιο (Μάιος-Αύγουστος 2013), επαληθεύοντας τον διαχωρισμό που έγινε με βάση τη χωρο-χρονική κατανομή της σεισμικότητας κατά τη διάρκεια της έξαρσης. Η σεισμική έξαρση του Αιγίου δεν αναπτύσσεται περαιτέρω σε αυτό το σημείο καθ' ότι έχει αναλυθεί με μεγάλη λεπτομέρεια σε προηγούμενη παράγραφο.

Στις 27 Ιανουαρίου 2013 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W27) στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου (Σχήμα 4-46). Η σεισμική έξαρση είχε διάρκεια τρεις ημέρες στις οποίες έγιναν 30 σεισμοί με μέγεθος M=3.2. Η κατανομή των εστιών δείχνει πως δραστηριοποιήθηκε μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης 60°. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε έχει μήκος 1.8 km και διεύθυνση 290°.



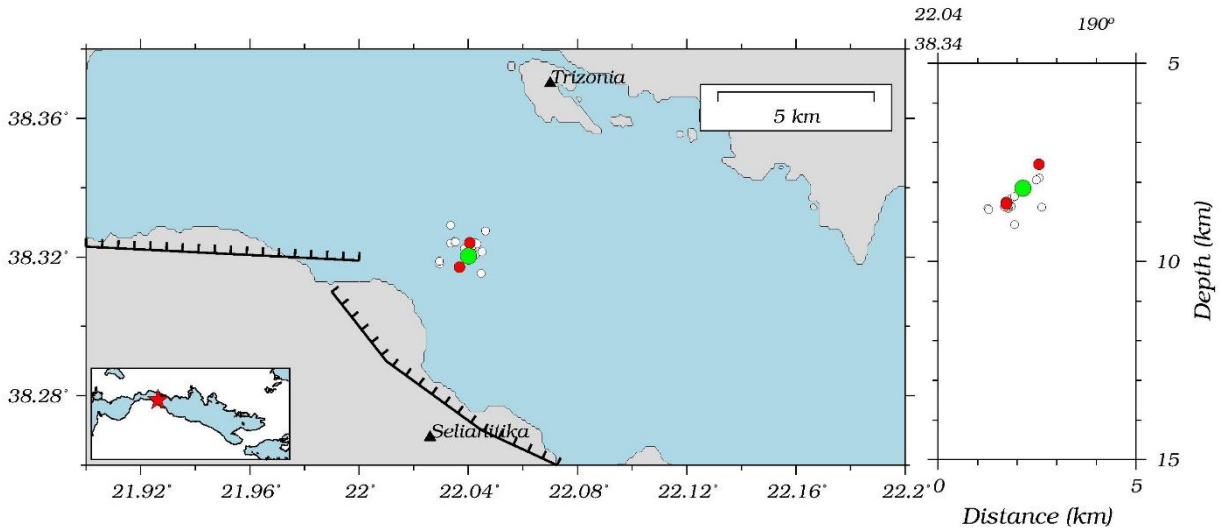
Σχήμα 4-46 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W27.**

Βορειότερα, στην ίδια περιοχή έγινε μία σεισμική έξαρση (W28) η οποία ξεκίνησε στις 28 Ιανουαρίου 2013 και διήρκησε έως τις 14 Φεβρουαρίου 2013 (Σχήμα 4-47). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 44 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.6 σε μία σεισμική ζώνη μήκους 1.7 km και διεύθυνσης 290°. Η δομή που προσδιορίστηκε από την κατανομή των εστιών κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης 60°.



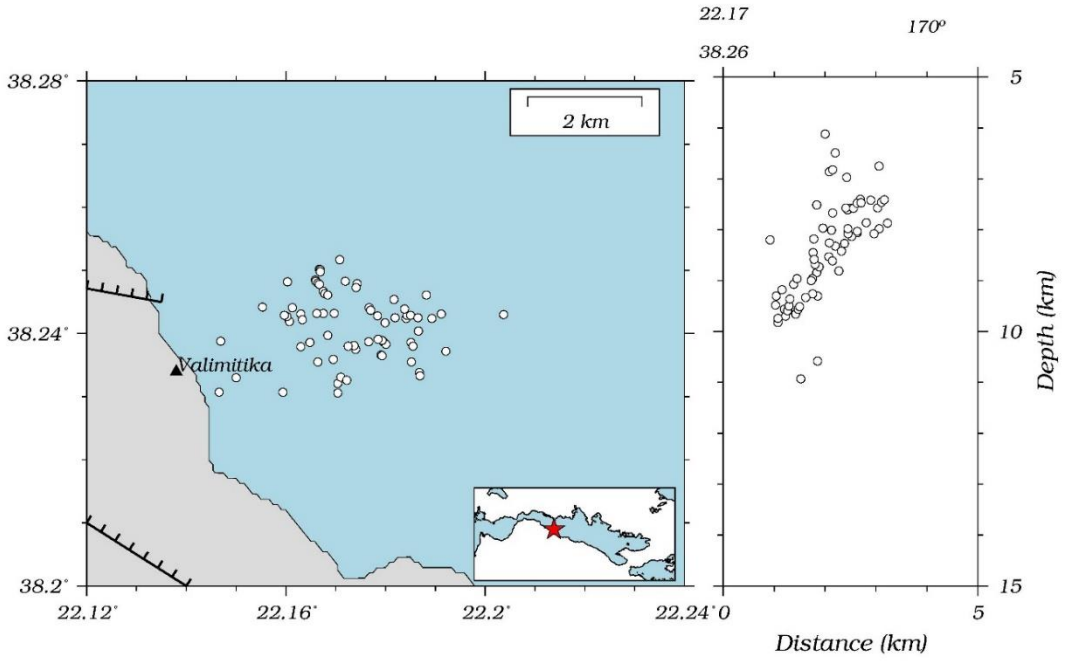
Σχήμα 4-47 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W28.**

Νοτιοδυτικά της ίδιας περιοχής, στις 20 Μαρτίου 2013, ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W29) η οποία και σταμάτησε στις 24 Μαρτίου (Σχήμα 4-48). Συνολικά έγιναν 23 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος 3.3 σε μία σεισμική ζώνη μήκους 1.3 km και διεύθυνσης 280°. Η κατανομή των εστιών δείχνει μία δομή που κλίνει προς βορρά με γωνία 40°.



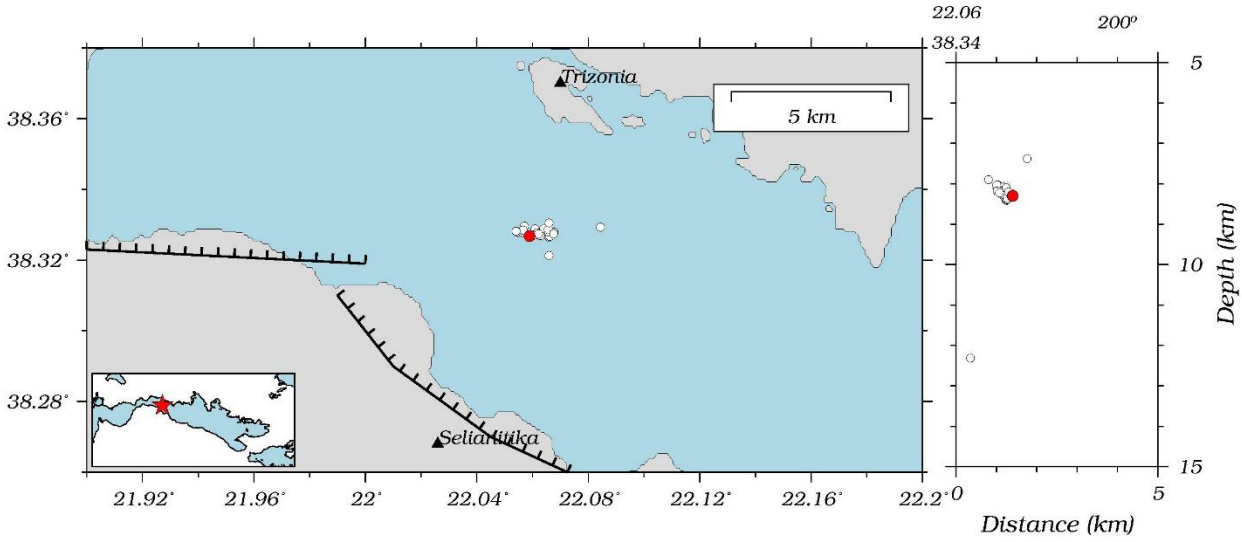
Σχήμα 4-48 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W29.**

Στις 14 Ιουνίου 2013, κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου, δραστηριοποιήθηκε η περιοχή στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του δυτικού τμήματος του ρήγματος της Ελίκης (Σχήμα 4-49) Η σεισμική αυτή έξαρση (W30), που είχε διάρκεια πέντε ημέρες, αποτελείται από 71 μικρούς σε μέγεθος σεισμούς που δεν ξεπερνούν το M=1.9. Η σεισμική ζώνη που δραστηριοποιήθηκε έχει διεύθυνση 260° και μήκος 3.0 km, ενώ η κατανομή των εστιών δείχνει πως η δομή κλίνει προς βορρά με γωνία κλίσης 45°.



Σχήμα 4-49 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W30.**

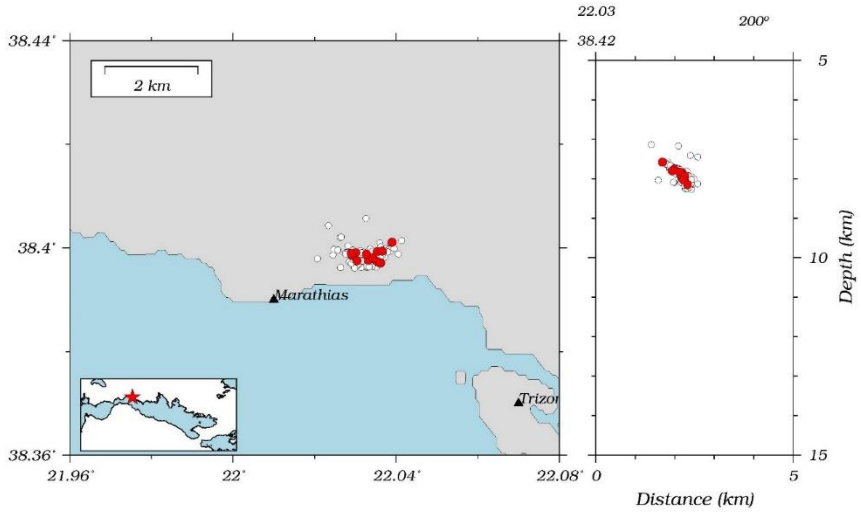
Στις 5 Ιουλίου 2013 μία σεισμική έξαρση (W31) ξεκίνησε στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου (Σχήμα 4-50). Συνολικά έγιναν 53 σεισμοί σε δύο ημέρες με μέγιστο μέγεθος M=2.7. Όπως φαίνεται από την κατανομή των εστιών η δομή που δραστηριοποιήθηκε είναι τμήμα ενός αντιθετικού ρήγματος το οποίο κλίνει προς νότο με γωνία 50°. Η σεισμική ζώνη που ενεργοποιήθηκε έχει μήκος 1.5 km και διεύθυνση Α-Δ (90°).



Σχήμα 4-50 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W31.**

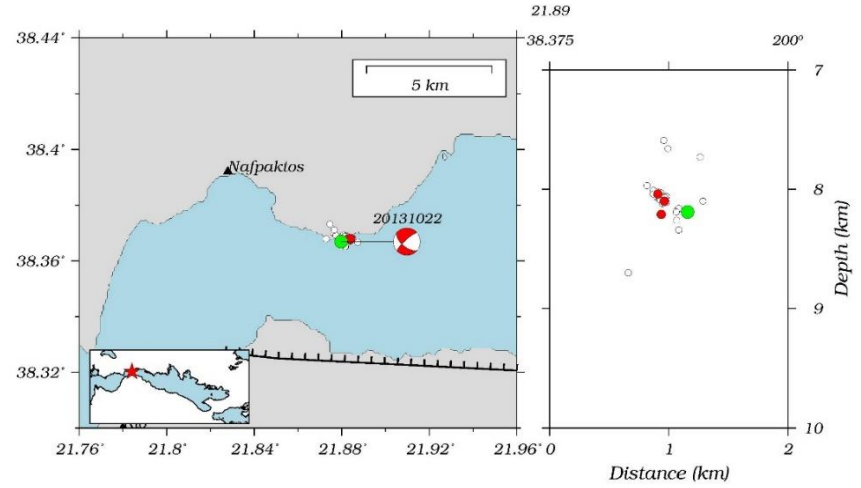
Άλλο ένα τμήμα αντιθετικού ρήγματος προσδιορίζεται από τη σεισμική έξαρση που ξεκίνησε στις 9 Σεπτεμβρίου 2013 στο βόρειο τμήμα του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου (Σχήμα

4-51). Συγκεκριμένα, η σεισμική έξαρση (W32) είχε διάρκεια πέντε ημέρες κατά τις οποίες έγιναν 131 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.8. Η κατανομή των εστιών δείχνει μία δομή που κλίνει προς νότο με 50ο γωνία κλίσης, ενώ σύμφωνα με την κατανομή των επικέντρων η σεισμική ζώνη έχει μήκος 1.6 km και διεύθυνση 110ο.



Σχήμα 4-51 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W32**.

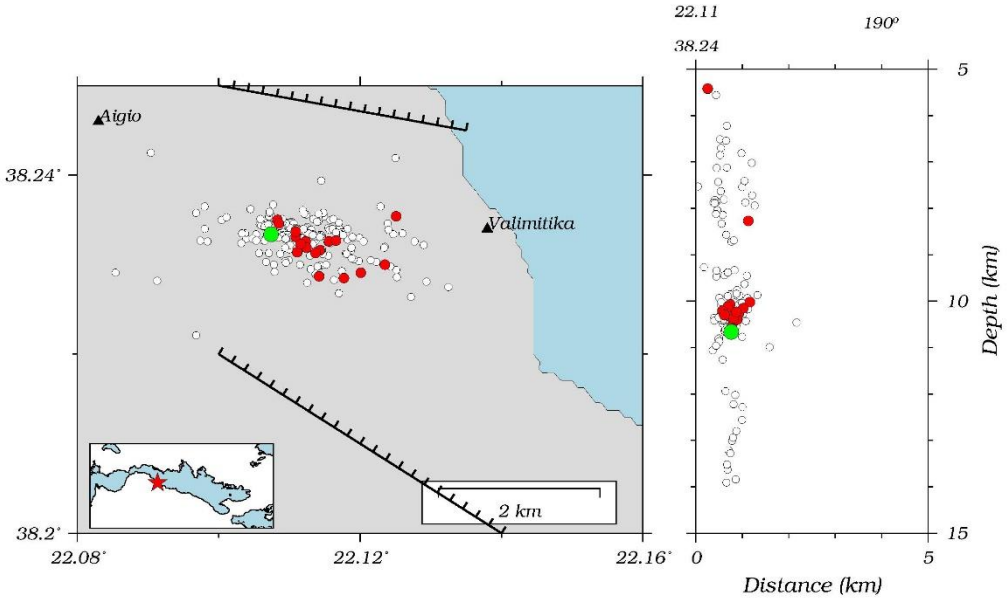
Στις 22 Οκτωβρίου 2013 ξεκίνησε λίγο δυτικότερα, βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου, μία σεισμική έξαρση (W33) που είχε διάρκεια επτά ημέρες (Σχήμα 4-52). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 29 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.1 σε μία σεισμική ζώνη με μήκος 1.2 km και διεύθυνση 110ο. Από την κατανομή των εστιών προκύπτει πως έχει δραστηριοποιηθεί μία δομή που κλίνει προς νότο με γωνία κλίσης 30ο.



Σχήμα 4-52 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W33.**

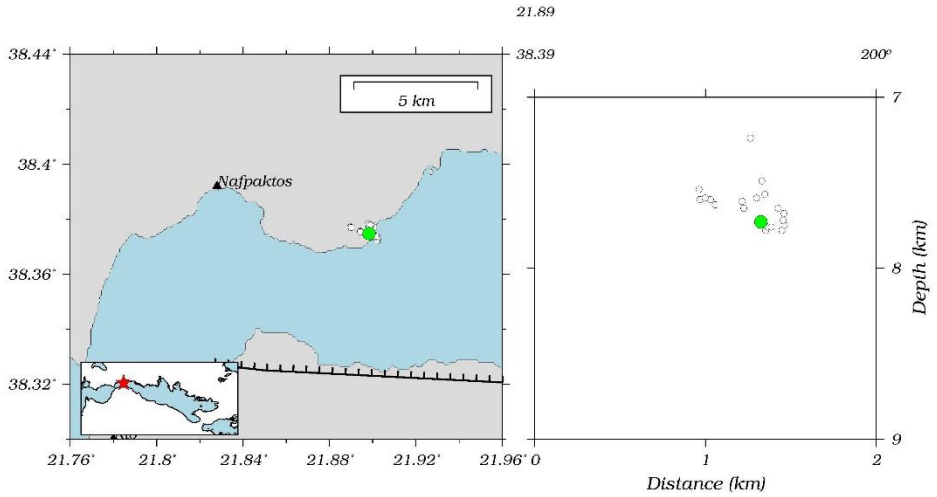
Στις 26 Οκτωβρίου 2013 δραστηριοποιήθηκε εκ νέου η περιοχή όπου είχε εκδηλωθεί η σεισμική έξαρση του Αιγίου (Μάιος – Αύγουστος 2013) (Σχήμα 4-53). Η νέα αυτή σεισμική

έξαρση (W34) έγινε λίγο βορειότερα από εκείνη του Μαΐου - Αυγούστου και είχε συνολική διάρκεια σχεδόν ένα μήνα, αποτελούμενη από 249 σεισμούς και μέγιστο μέγεθος M=3.1. Παρατηρείται επίσης πως οι μικρότεροι σε μέγεθος σεισμοί (άσπροι κύκλοι) κατανέμονται σε βάθη τόσο επιφανειακότερα όσο και βαθύτερα της κύριας συγκέντρωσης. Η διασπορά αυτή είναι αποτέλεσμα του σφάλματος στον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων των μικρών σε μέγεθος σεισμών λόγω του μικρού αριθμού αφίξεων σεισμικών κυμάτων. Η σεισμική ζώνη στην οποία κατανέμονται οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί έχει μήκος 1.5 km και διεύθυνση σχεδόν Α-Δ (280°).



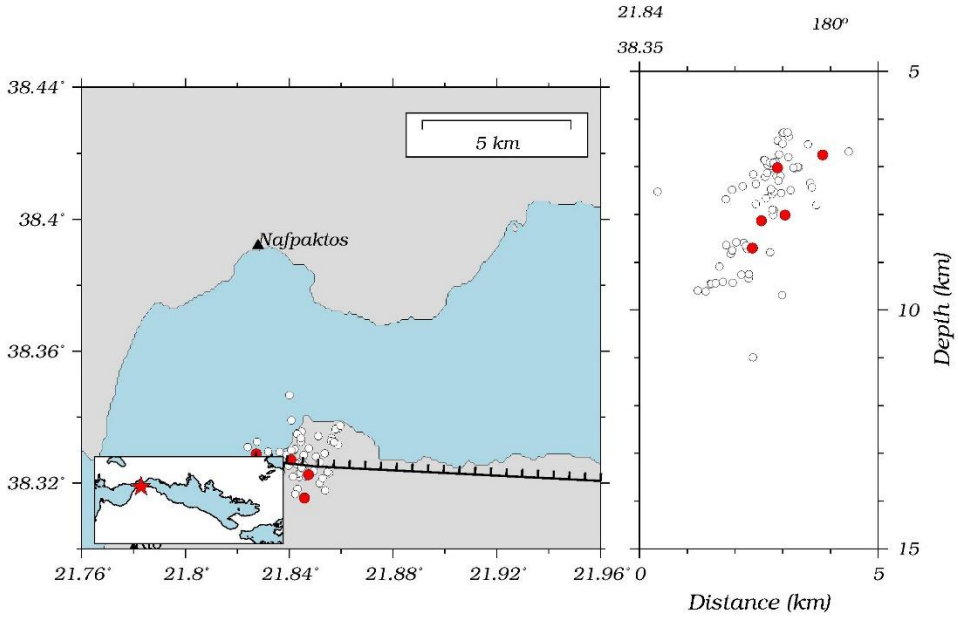
Σχήμα 4-53 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W34**.

Την ίδια χρονική περίοδο, στις 26 Οκτωβρίου, αλλά με διάρκεια μόλις δύο ημέρες, σημειώθηκε μία σεισμική έξαρση (W35) ΔΝΔ της Ναυπάκτου (Σχήμα 4-54). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 22 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.1. Η κατανομή των εστιών παρ' ότι παρουσιάζει διασπορά δείχνει μία τάση ευθυγράμμισης των εστιών προσδιορίζοντας μία δομή που κλίνει προς νότο με γωνία κλίσης 40°. Η σεισμική ζώνη που προσδιορίζεται από την κατανομή των επικέντρων έχει μήκος 1.4 km και διεύθυνση 110°.



Σχήμα 4-54 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W35.**

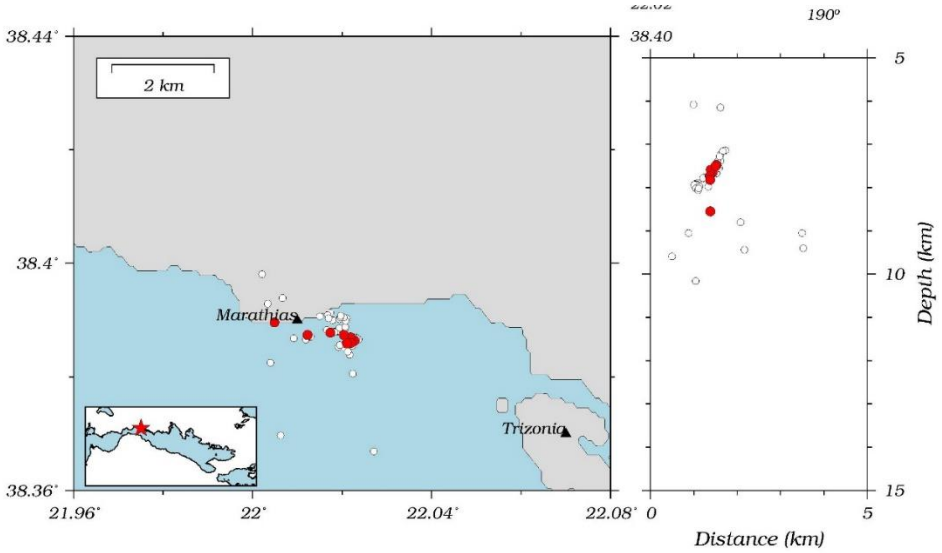
Νοτιότερα, στις 2 Δεκεμβρίου 2013, ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W36) στις νότιες ακτές του δυτικού Κορινθιακού κόλπου (Σχήμα 4-55). Η έξαρση είχε διάρκεια 13 ημέρες και έγιναν 79 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.8. Η κατανομή των εστιών δείχνει μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης 60° ενώ η κατανομή των επικέντρων προσδιορίζει μία σεισμική ζώνη με μήκος 3.3 km και διεύθυνση Α-Δ (270°).



Σχήμα 4-55 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W36.**

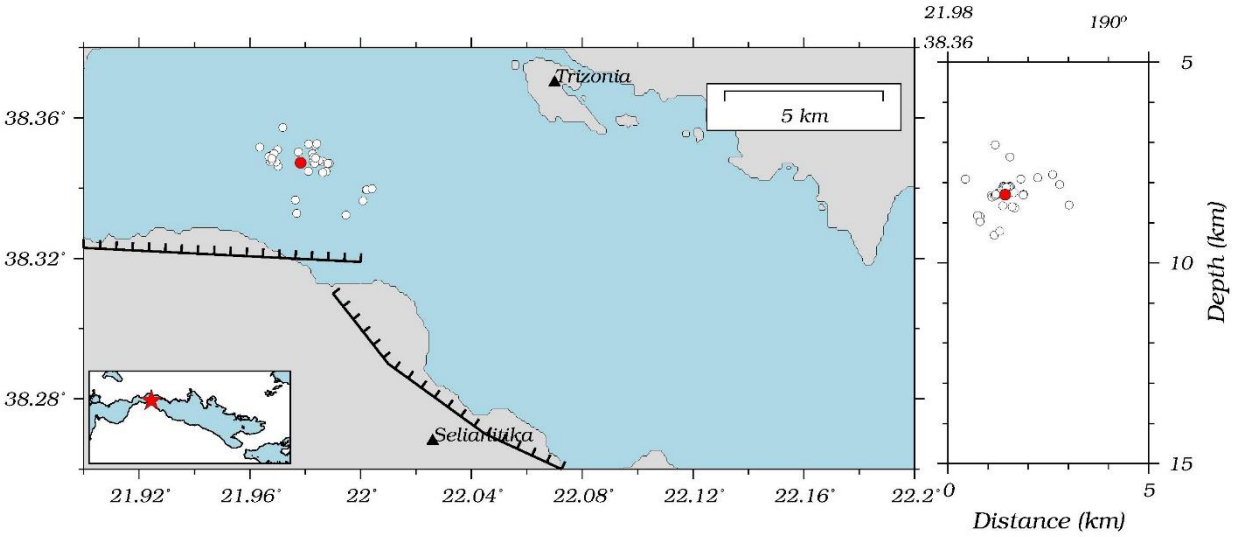
Κατά το τελευταίο έτος της εξεταζόμενης περιόδου (2014), αναγνωρίσθηκαν 10 σεισμικές εξάρσεις οι οποίες και συσχετίσθηκαν με αντίστοιχα τμήματα ρηγμάτων. Αρχικά στις 7 Ιανουαρίου 2014 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W37) δυτικά του Μαραθιά (Σχήμα 4-56). Η διάρκεια της έξαρσης ήταν 15 ημέρες κατά τις οποίες έγιναν 53 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος

M=2.9. Οι εστίες των μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών, μαζί με ένα αριθμό μικρότερων σεισμών, σχηματίζουν μία λεπτή ζώνη με κλίση 60ο προς βορρά, ενώ η σεισμική ζώνη σύμφωνα με την κατανομή των επικέντρων έχει μήκος 1.0 km και διεύθυνση 280ο.



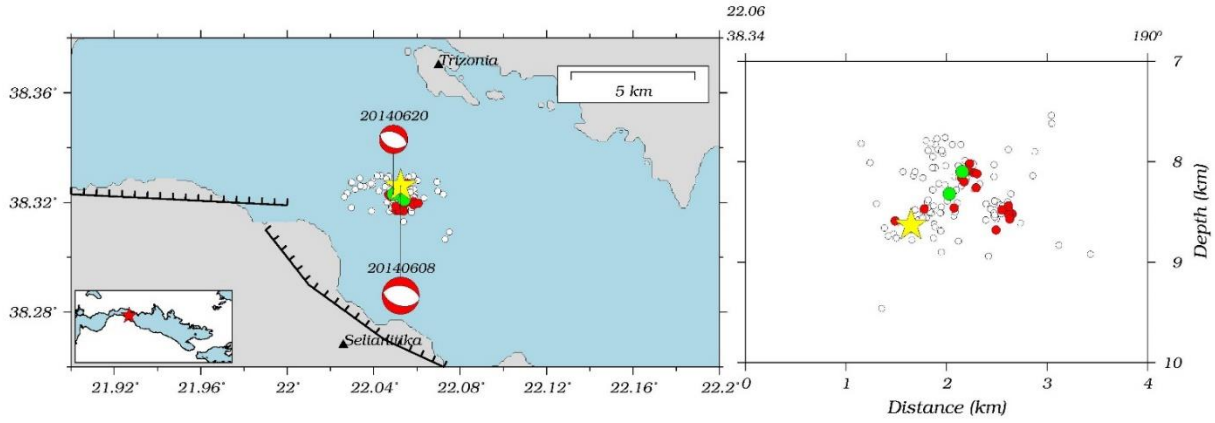
Σχήμα 4-56 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W37**.

Νοτιότερα και μερικές ημέρες αργότερα στις 16 Ιανουαρίου 2014, ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W38) στον θαλάσσιο χώρο βόρεια των νότιων ακτών του Δυτικού Κορινθιακού (Σχήμα 4-57). Η σεισμική έξαρση είχε διάρκεια 10 ημέρες και αποτελείται από 37 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=2.6. Η κατανομή των εστιών προσδιορίζει μία δομή που κλίνει προς βορρά με γωνία 40ο και η κατανομή των επικέντρων δείχνει πως η σεισμική ζώνη έχει μήκος 2.1 km και διεύθυνση 280ο.



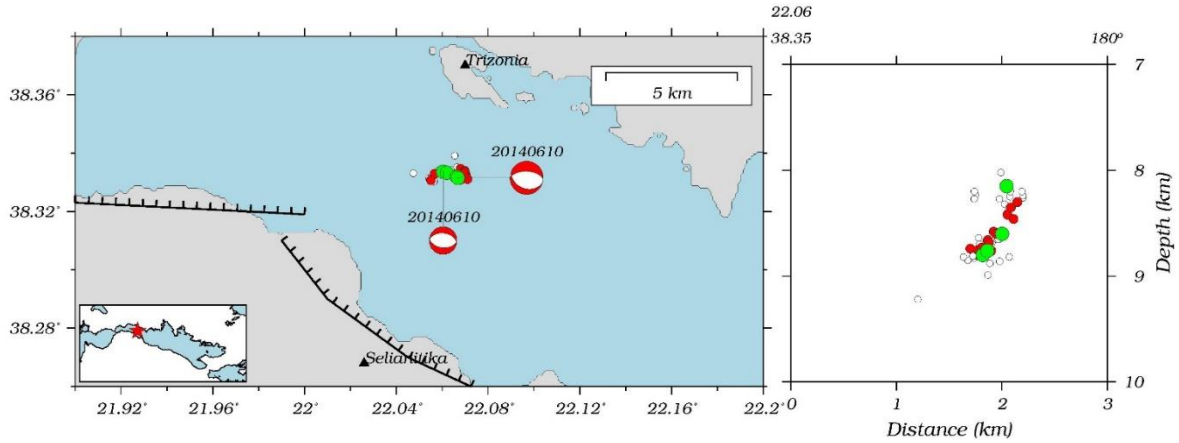
Σχήμα 4-57 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W38.**

Στις 8 Ιουνίου 2014 ξεκίνησε μία δραστηριότητα στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου (Σχήμα 4-58). Η σεισμική έξαρση (W39) είχε διάρκεια 16 ημέρες κατά τις οποίες εκδηλώθηκαν 132 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=4.3. Από την κατανομή των εστιών προκύπτουν τουλάχιστον δύο ομάδες σεισμών. Αυτή που περιλαμβάνει τον μεγαλύτερο σε μέγεθος σεισμό, δείχνει ένα ρήγμα που κλίνει προς βορρά με γωνία κλίσης 50ο. Η κατανομή των επικέντρων προσδιορίζει μία σεισμική ζώνη μήκους 1.6 km με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ (280ο). Όλα τα παραπάνω έρχονται σε συμφωνία με τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης των δύο μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών που παρουσιάζονται στο Σχήμα 4-58.



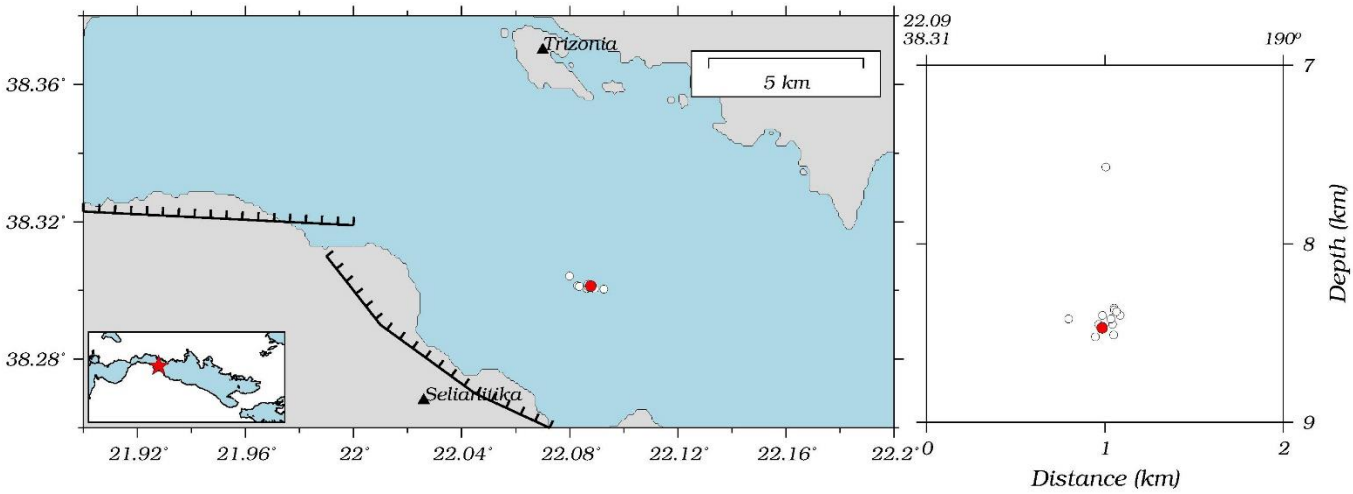
Σχήμα 4-58 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W39**.

Την ίδια ημέρα ξεκίνησε και μία άλλη σεισμική έξαρση (W40) βορειότερα της προηγούμενης, η οποία διήρκεσε εννέα ημέρες (Σχήμα 4-59). Η σεισμική αυτή έξαρση αποτελείται από 67 σεισμούς με μέγιστο μέγεθος M=3.6. Σύμφωνα με την κατανομή των εστιών, η δραστηριότητα εκδηλώθηκε πάνω σε μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης 50ο. Η κατανομή των επικέντρων δείχνει πως η σεισμική ζώνη έχει μήκος 1.7 km και διεύθυνση Α-Δ σε συμφωνία με τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης.



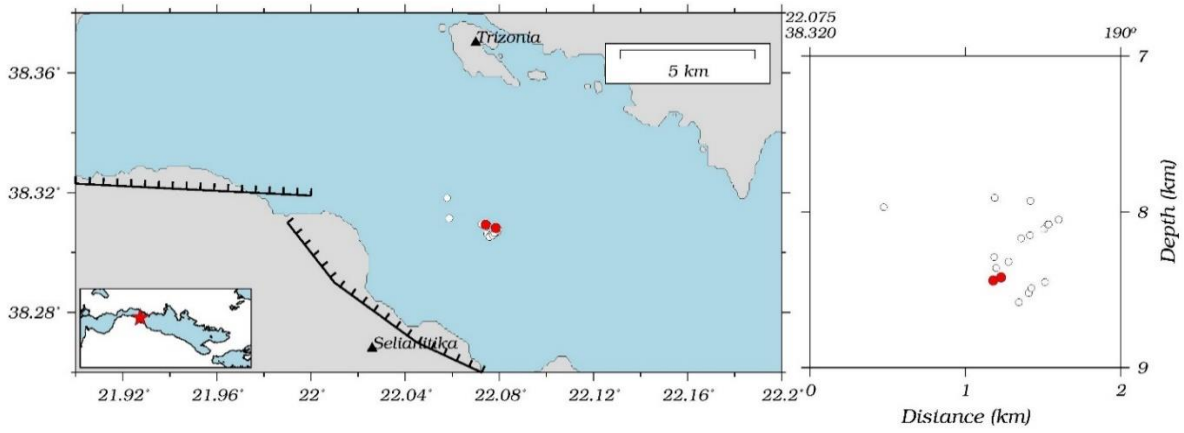
Σχήμα 4-59 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W40**.

Στην ίδια ακριβώς περιοχή σημειώθηκαν δύο σεισμικές εξάρσεις με διαφορά ορισμένων ημερών. Συγκεκριμένα στις 25 Ιουλίου 2014 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W41) κατά την οποία έγιναν 13 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.2 και είχε διάρκεια τέσσερις ημέρες (Σχήμα 4-60). Η δομή που δραστηριοποιήθηκε, αν και πολύ μικρών διαστάσεων, φαίνεται να κλίνει προς βορρά με γωνία 50ο και διεύθυνση 280ο ενώ το μήκος της σεισμικής ζώνης είναι 1.1 km.



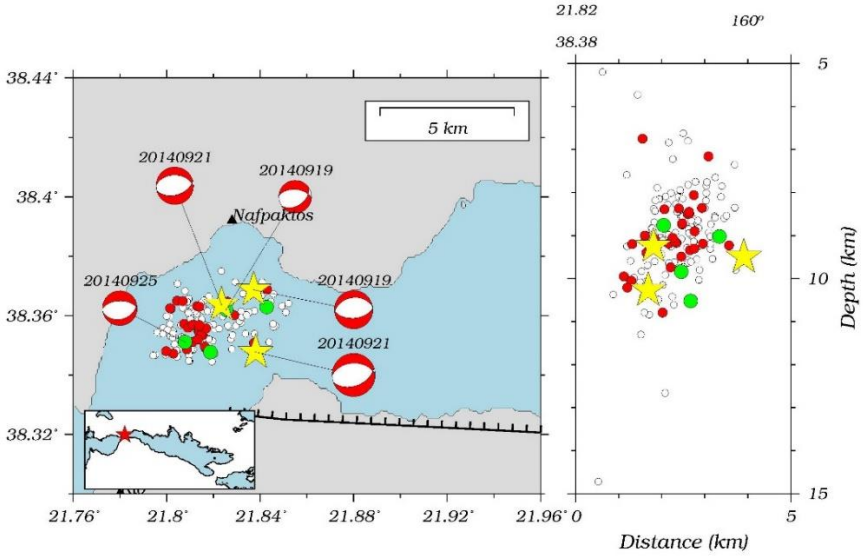
Σχήμα 4-60 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W41.**

Στις 23 Αυγούστου 2014 ξεκίνησε μία νέα σεισμική έξαρση (W42) στην περιοχή η οποία είχε διάρκεια τέσσερις ημέρες (Σχήμα 4-61). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 18 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.4. Ο χώρος που καταλαμβάνει η συστάδα αυτή είναι πολύ μικρός και δύσκολα μπορεί να προσδιοριστεί η γεωμετρία του ρήγματος. Παρ' όλα αυτά, τα χαρακτηριστικά της φαίνεται να είναι παρόμοια με αυτά της προηγούμενης έξαρσης. Συγκεκριμένα, παρατηρείται μία τάση ευθυγράμμισης των εστιών σε μία ζώνη μήκους 0.9 km με κλίση προς βορρά με γωνία 45ο και διεύθυνση 280ο.

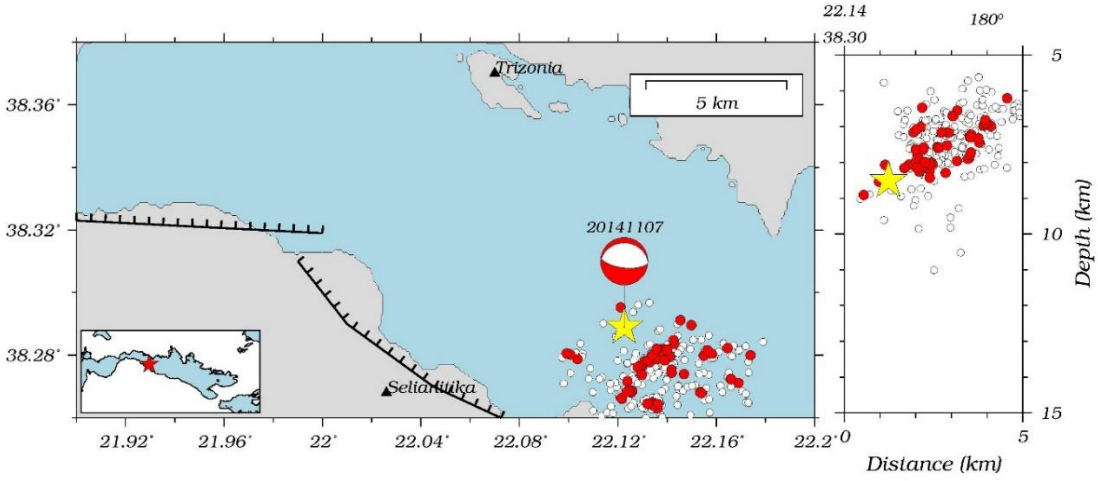


Σχήμα 4-61 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W42**.

Στις 18 Σεπτεμβρίου 2014 ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W43) στον θαλάσσιο χώρο ΝΝΔ της Ναυπάκτου (Σχήμα 4-62). Η συγκεκριμένη σεισμική έξαρση αποτελείται από 170 σεισμούς με τρεις σεισμούς με M≥4.0 και με μέγιστο μέγεθος M=4.6. Η κατανομή των εστιών δείχνει πως έχει ενεργοποιηθεί μία δομή που κλίνει προς βορρά με μεγάλη γωνία κλίσης 55ο. Η σεισμική ζώνη έχει μήκος 5.0 km και διεύθυνση 250ο σε συμφωνία με τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης που παρουσιάζονται στο Σχήμα 4-62.



Σχήμα 4-62 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W43**.

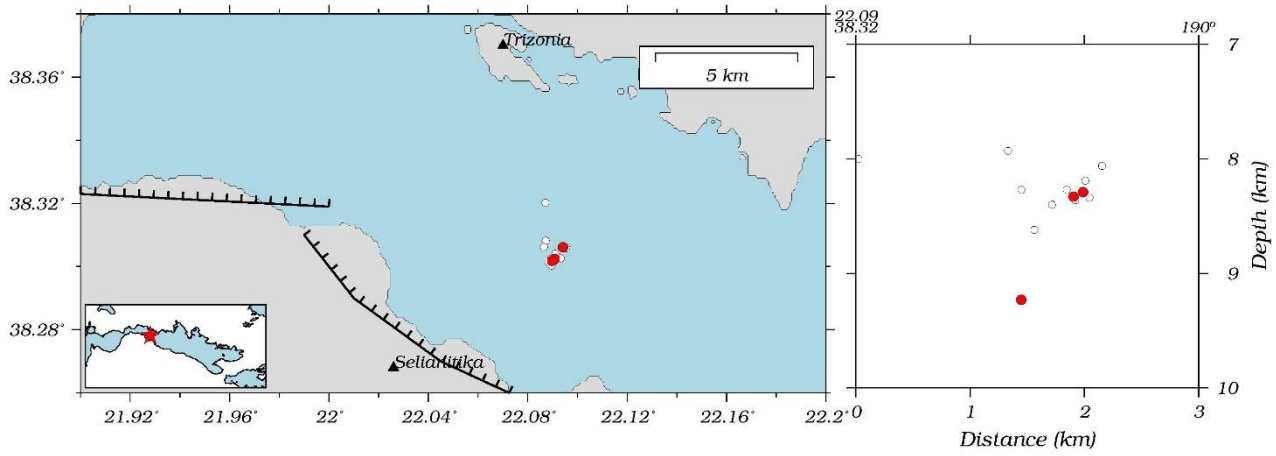


Σχήμα 4-63 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W44**.

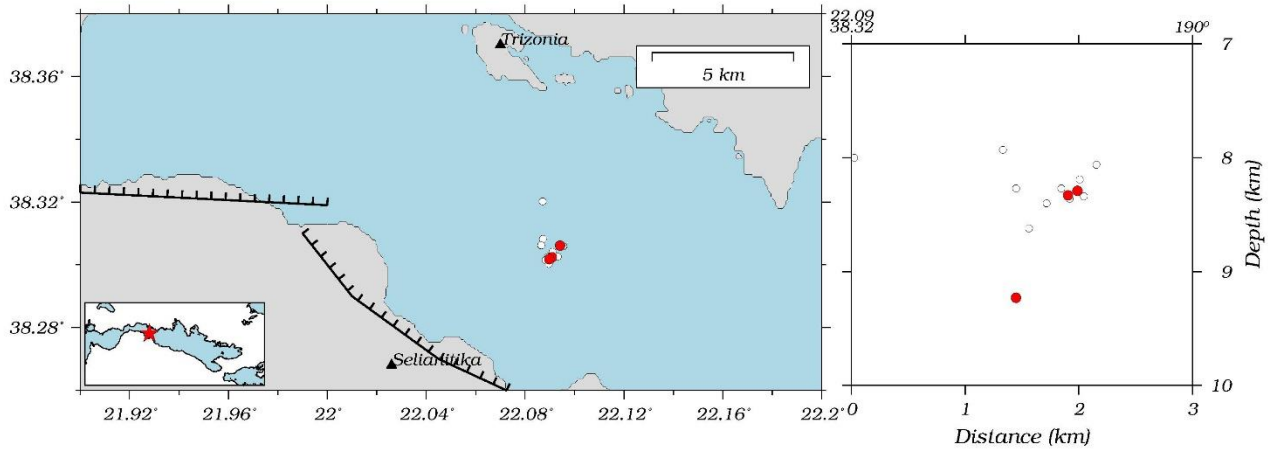
Ανατολικότερα, στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ανατολικότερου τμήματος του ρήγματος του Αιγίου, ξεκίνησε μία σεισμική έξαρση (W44) στις 7 Νοεμβρίου 2014 (Σχήμα 4-63). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 270 σεισμοί με έναν σεισμό να έχει μέγεθος M=4.9 και οι υπόλοιποι M<3. Από την κατανομή των εστιών προκύπτει πως η δομή που ενεργοποιήθηκε

κλίνει προς βορρά με μία γωνία 35°. Η κατανομή των επικέντρων δείχνει μία σεισμική ζώνη με διεύθυνση Α-Δ, σε συμφωνία με τον μηχανισμό γένεσης που υπολογίστηκε στην παρούσα διατριβή και παρουσιάζεται στο Σχήμα 4-63, και μήκος 3.5 km.

Οι τελευταίες δύο προσδιορισμένες σεισμικές εξάρσεις για το έτος 2014 έγιναν δυτικότερα, στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του κεντρικού τμήματος του ρήγματος του Αιγίου (Σχήμα 4-64 και Σχήμα 4-65). Αρχικά, στις 24 Νοεμβρίου 2014 ξεκίνησε μία σεισμική δραστηριότητα (W45) η οποία διήρκησε τρεις ημέρες κατά τις οποίες έγιναν 14 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.5 (Σχήμα 4-64). Η κατανομή των εστιών σε βάθη ~8.2 km δείχνει μία τάση ευθυγράμμισης πάνω σε μία δομή που κλίνει προς βορρά με γωνία ~45°. Από την κατανομή των επικέντρων προκύπτει μία σεισμική ζώνη μήκους ~1 km και διεύθυνσης Α-Δ.



Σχήμα 4-64 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W45**.

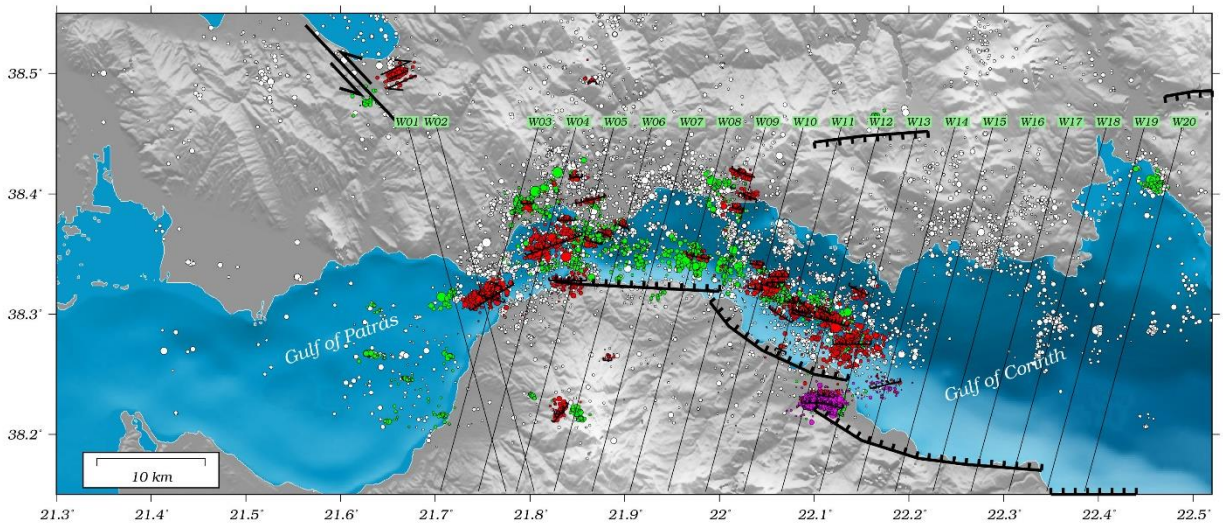


Σχήμα 4-65 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **W46**.

Στις 9 Δεκεμβρίου 2014 ξεκίνησε μία σεισμική δραστηριότητα (W46) με διάρκεια έξι ημέρες (Σχήμα 4-65). Κατά τη διάρκειά της έγιναν 22 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=2.2. Η δομή

που ενεργοποιήθηκε αφορά ένα τμήμα ρήγματος που κλίνει προς βορρά με γωνία 40ο, ενώ η σεισμική ζώνη έχει μήκος 2.3 km και διεύθυνση 290ο.

Συνοπτικά, 42 σεισμικές εξάρσεις συσχετίσθηκαν με τμήματα ρηγμάτων και ήταν δυνατόν να προσδιορισθεί η γεωμετρία τους με την κατασκευή κάθετων τομών. Επιπλέον, έχουν συμπεριληφθεί πέντε σεισμικές εξάρσεις που έγιναν πάνω σε τμήματα ρηγμάτων, αλλά από τις κάθετες τομές δεν ήταν εφικτή η σαφής αναγνώριση της γωνίας κλίσης. Για τον λόγο αυτόν, τα χαρακτηριστικά τους έχουν υπολογιστεί με τη βοήθεια του συνολικού τανυστή σεισμικής ροπής, ανάλογα με την περιοχή στην οποία ανήκουν. Οι σεισμικές εξάρσεις που προσδιορίστηκαν αφορούν τμήματα ρηγμάτων που κλίνουν προς βορρά (37) με εύρος διευθύνσεων 220ο – 300ο και προς νότο (10) με 90ο – 110ο, ενώ έχουν γωνίες κλίσης από 30ο έως 65ο. Αξίζει να σημειωθεί πως 42 από τις 47 συνολικά συστάδες σεισμών έγιναν κατά το διάστημα 2011-2014, συνηγορώντας στο γεγονός πως ο κατάλογος σεισμών έχει πληρότητα για μικρότερα μεγέθη και μεγαλύτερη ακρίβεια κατά τα τελευταία έτη της εξεταζόμενης περιόδου.



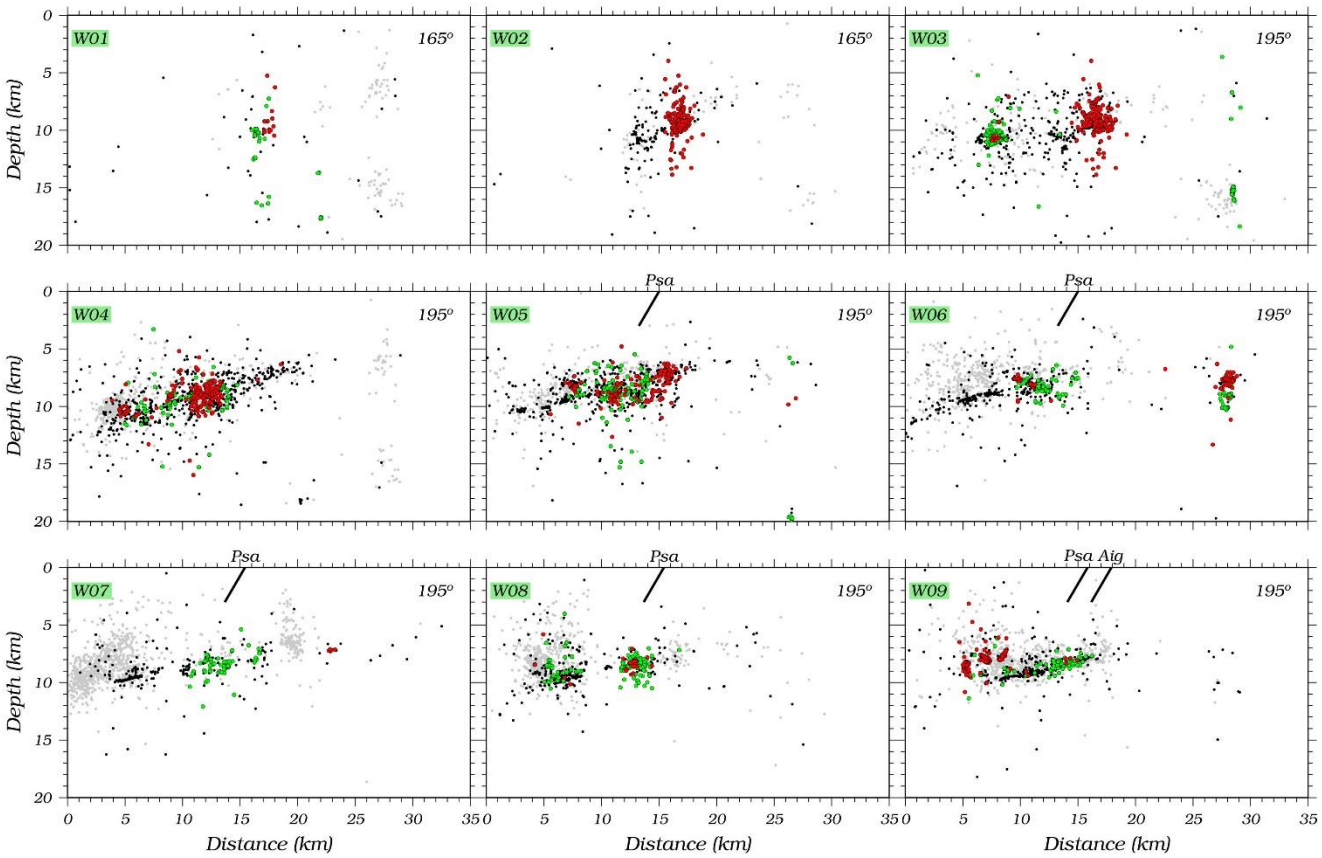
Σχήμα 4-66 Χωρική κατανομή των σεισμών στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο για το διάστημα 2011-2014 μαζί με τα κύρια ρήγματα της περιοχής. Με άσπρους κύκλους απεικονίζονται οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε κάποια συστάδα σεισμών, με πράσινους κύκλους οι σεισμοί που ανήκουν σε συστάδες με N≥10 αλλά δεν προσδιορίζουν κάποια δομή και με κόκκινο οι σεισμοί που ανήκουν σε συστάδες και μπορούν να συσχετισθούν με τμήματα ρηγμάτων. Με ματζέντα παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών από την έξαρση στο Αίγιο (Mesimeri et al., 2016). Τα τμήματα των ρηγμάτων έχουν χαρτογραφηθεί στο μέσο βάθος των σεισμών κάθε συστάδας και απεικονίζονται με έντονη μαύρη γραμμή, ενώ με λεπτές μαύρες γραμμές παρουσιάζονται οι γραμμές πάνω στις οποίες κατασκευάστηκαν κατακόρυφες τομές (Mesimeri et al., 2018).

Στο Σχήμα 4-66 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των σεισμικών εξάρσεων που αναφέρθηκαν προηγουμένως και έγιναν μετά το 2011, μαζί με τα τμήματα ρηγμάτων που

προσδιορίστηκαν με βάση την κατανομή των εστιών τους. Επιπλέον, στον ίδιο χάρτη έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν κατά το διάστημα 2011 - 2014 και δεν ανήκουν σε κάποια σεισμική έξαρση, καθώς και οι σεισμοί οι οποίοι αναγνωρίστηκαν ως εξάρσεις αλλά δεν προσδιορίζουν κάποια τεκτονική δομή. Παρατηρείται πως οι περισσότερες σεισμικές εξάρσεις συγκεντρώνονται στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου, ενώ αντίθετα δεν παρατηρούνται σεισμικές εξάρσεις στις βόρειες ακτές, βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου.

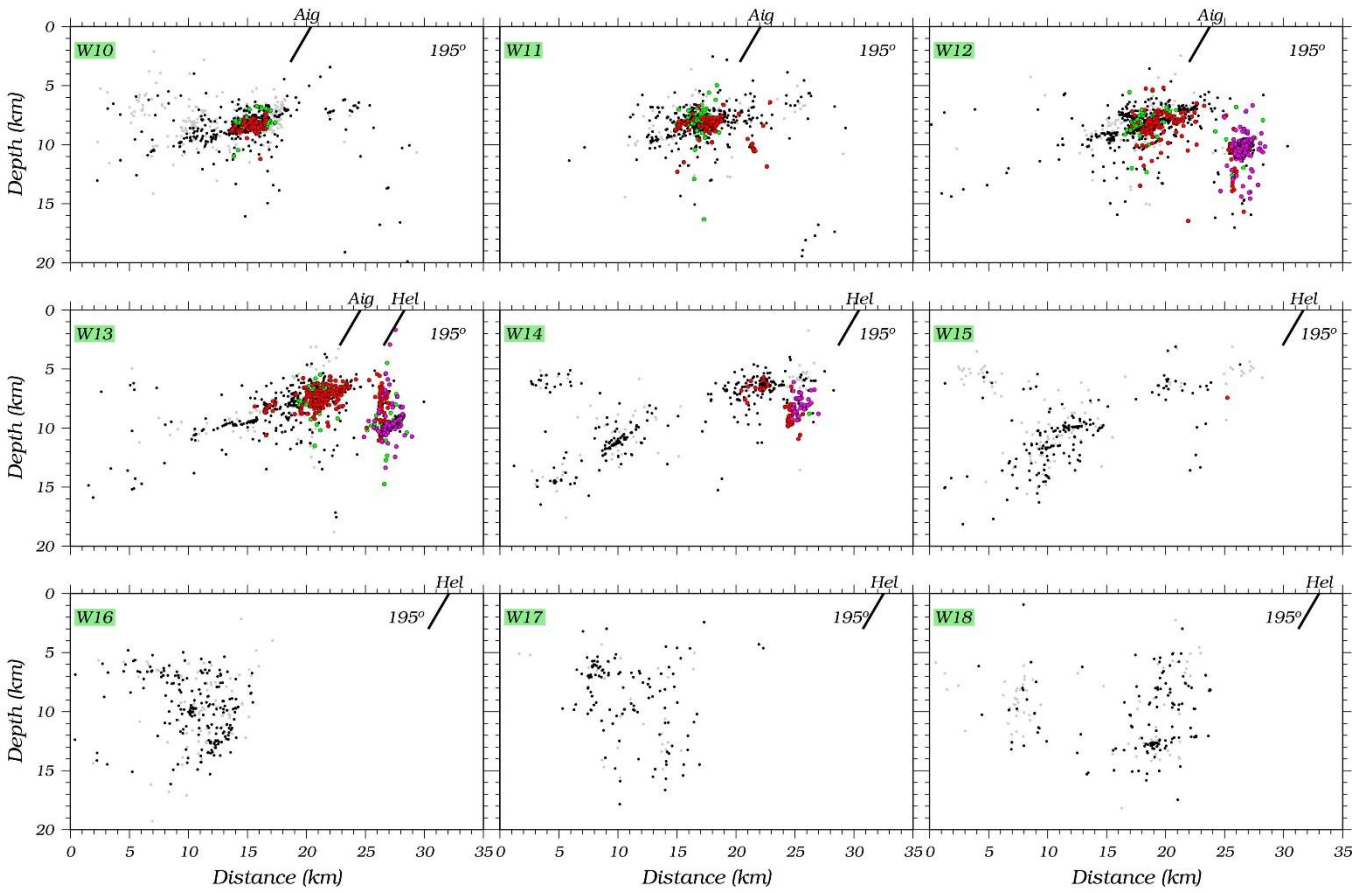
Για την εύρεση της χωρικής σχέσης της εκδήλωσης των σεισμικών εξάρσεων σε σύγκριση με τη σεισμικότητα που δεν συμβαίνει σε συστάδες, κατασκευάστηκαν 20 τομές κάθετες στη κύρια διεύθυνση του δυτικού Κορινθιακού κόλπου (Σχήμα 4-67 έως Σχήμα 4-69). Στις τομές οι σεισμικές εξάρσεις συμβολίζονται με κόκκινους κύκλους, ενώ έγινε διάκριση των σεισμών που δεν ανήκουν σε συστάδες ανάλογα με τη χρονική τους εκδήλωση σε γκρι (2008-2010) και μαύρους (2011-2014) κύκλους. Αυτό θεωρήθηκε αναγκαίο γιατί, όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, τα σφάλματα στην εκτίμηση των εστιακών συντεταγμένων μειώνονται σημαντικά από το 2011. Επιπλέον, χαρτογραφήθηκαν με πράσινους κύκλους οι σεισμοί που είναι μέλη συστάδων με N≥10 αλλά δεν προσδιορίζουν κάποια δομή.

Οι σεισμοί των δύο πρώτων τομών (W01 - W02) τοποθετούνται στον Πατραϊκό κόλπο όπου η σεισμικότητα ακολουθεί διαφορετική διεύθυνση σε σύγκριση με τον Δυτικό Κορινθιακό (Σχήμα 4-67). Οι εστίες σχηματίζουν σχεδόν κατακόρυφες δομές, ενώ οι σεισμικές εξάρσεις έχουν διεύθυνση 250° – 260°. Οι υπόλοιπες τομές έχουν κατασκευαστεί σε διεύθυνση κάθετη στη μέση παράταξη του Κορινθιακού κόλπου (285°). Στις τομές W03 – W05 τόσο οι σεισμοί που είναι μέλη σεισμικών εξάρσεων, όσο και οι υπόλοιποι κατανέμονται σε βάθη 7 – 12 km. Η εικόνα είναι διαφορετική στις τομές W06 έως W09 όπου οι πιο πρόσφατοι σεισμοί (μαύρους κύκλους) σχηματίζουν μία σεισμική ζώνη που κλίνει προς βορρά με πολύ μικρή γωνία κλίσης. Αρχικά η ζώνη έχει μικρότερο μήκος το οποίο αυξάνεται προς τα ανατολικά και αποκτά τις μεγαλύτερες του διαστάσεις στην τομή W09. Αντίθετα με αυτή την κατανομή της σεισμικότητας, οι σεισμικές εξάρσεις τοποθετούνται σε επιφανειακότερα βάθη, σχεδόν κάθετα σε αυτή τη σεισμική ζώνη.

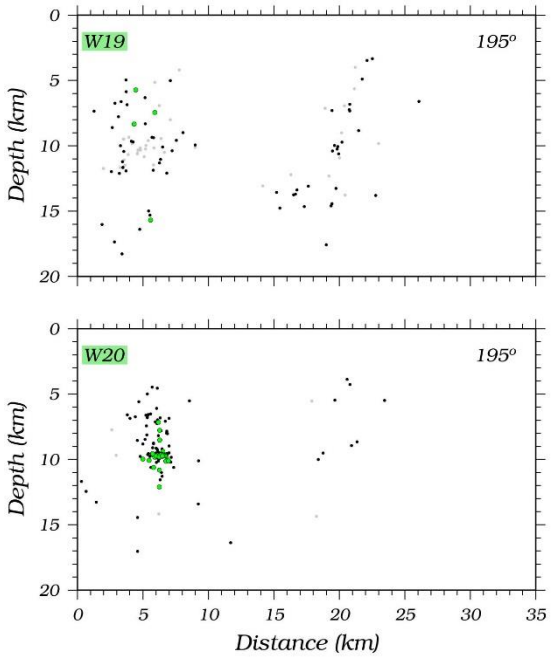


Σχήμα 4-67 Κατανομή εστιών σε κατακόρυφες τομές σύμφωνα με το Σχήμα 4-66. Ο συμβολισμός διατηρείται όπως και στο Σχήμα 4-66 (Mesimeri et al., 2018).

Ανατολικότερα, στις τομές W10 – W14 (Σχήμα 4-68) κατά μήκος του ρήγματος του Αιγίου, παρατηρείται και πάλι πως οι σεισμικές εξάρσεις και οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε κάποια έξαρση βρίσκονται στα ίδια βάθη. Μία διαφορετική εικόνα παρουσιάζεται στις τομές W12 και W13 στις οποίες παρουσιάζονται οι εστίες της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου. Η κατανομή των εστιών φανερώνει μία δομή που κλίνει προς βορρά με γωνία σχεδόν 40-50° και δεν συνδέεται ούτε με τη σεισμική ζώνη μικρής γωνίας κλίσης ούτε με τη δραστηριότητα στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του ρήγματος του Αιγίου. Τέλος, στις τομές W15 έως W20 παρατηρείται μία αξιοσημείωτη μεταβολή στην κατανομή της σεισμικότητας. Λόγω της μεγάλης διασποράς των σεισμών στις τελευταίες τομές δεν ήταν εφικτή η αναγνώριση κάποιας σεισμικής έξαρσης η οποία να συνδέεται με τμήμα ρήγματος.



Σχήμα 4-68 Όμοια με το Σχήμα 4-67 για τις τομές W10-W18.

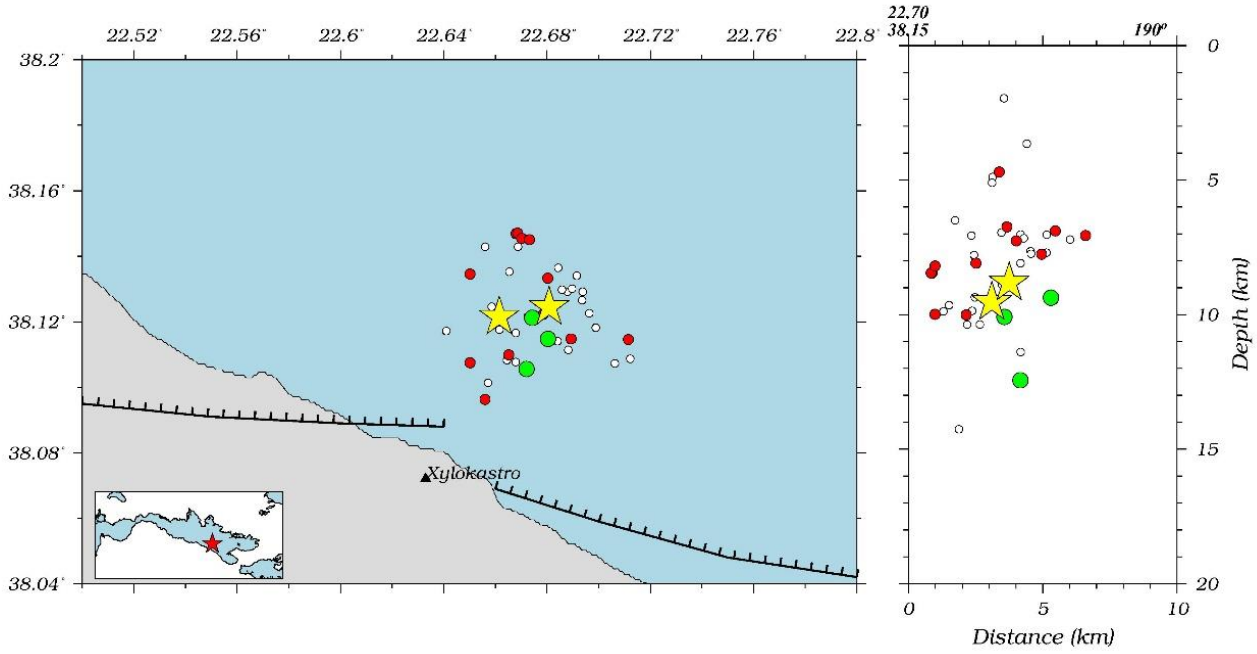


Σχήμα 4-69 Όμοια με το Σχήμα 4-67 για τις τομές W19-W20.

4.9.4 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΕΞΑΡΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ

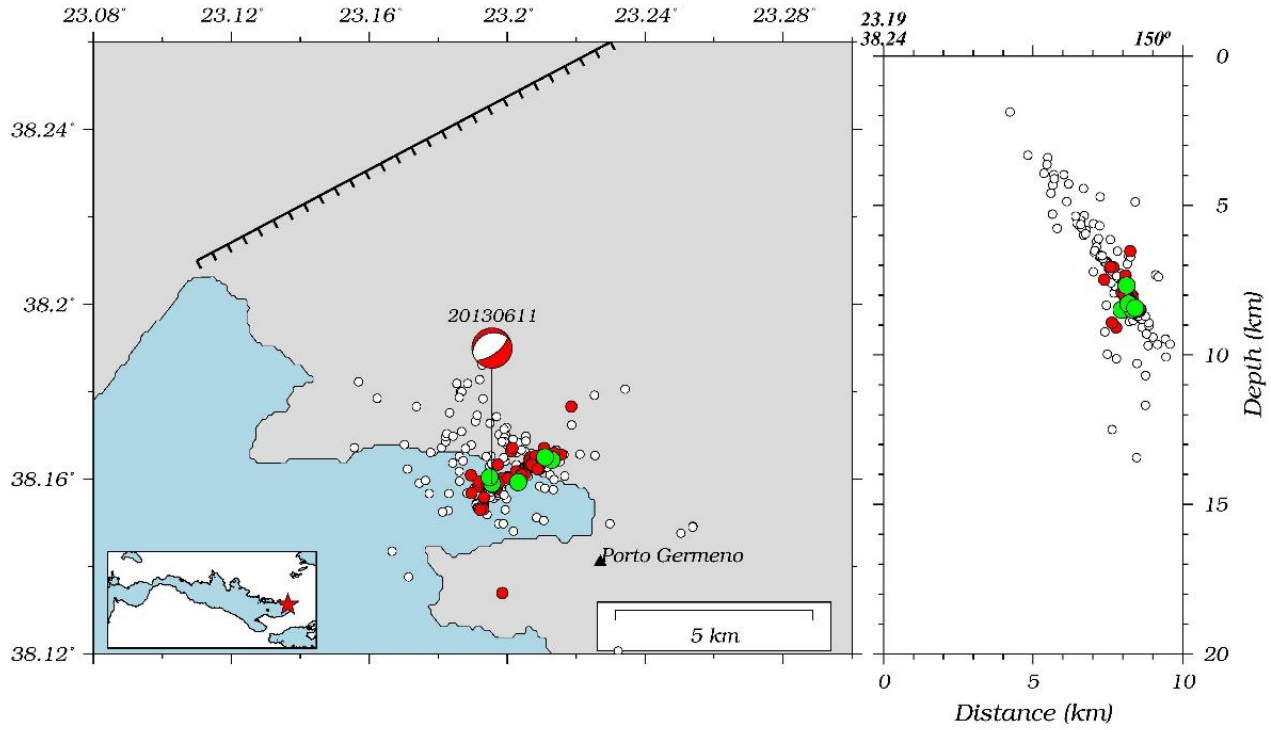
Ίδια μεθοδολογία εφαρμόστηκε στον Ανατολικό Κορινθιακό κόλπο, για τον οποίον αναγνωρίσθηκαν συνολικά 25 συστάδες σεισμών με N≥10. Έπειτα από χαρτογράφησή τους δύο από αυτές συσχετίσθηκαν με τμήματα ρηγμάτων (Παράρτημα Β1).

Η έξαρση (Ε01) που ξεκίνησε 16 Μαΐου 2009 και διήρκησε έξι ημέρες, συσχετίσθηκε με μία δομή η οποία κλίνει προς βορρά με γωνία 50° και έχει παράταξη 280°. Συνολικά έγιναν 43 σεισμοί με τους δύο ισχυρότερους με μεγέθη M=4.4 και M=4.1, αντίστοιχα (Σχήμα 4-70).



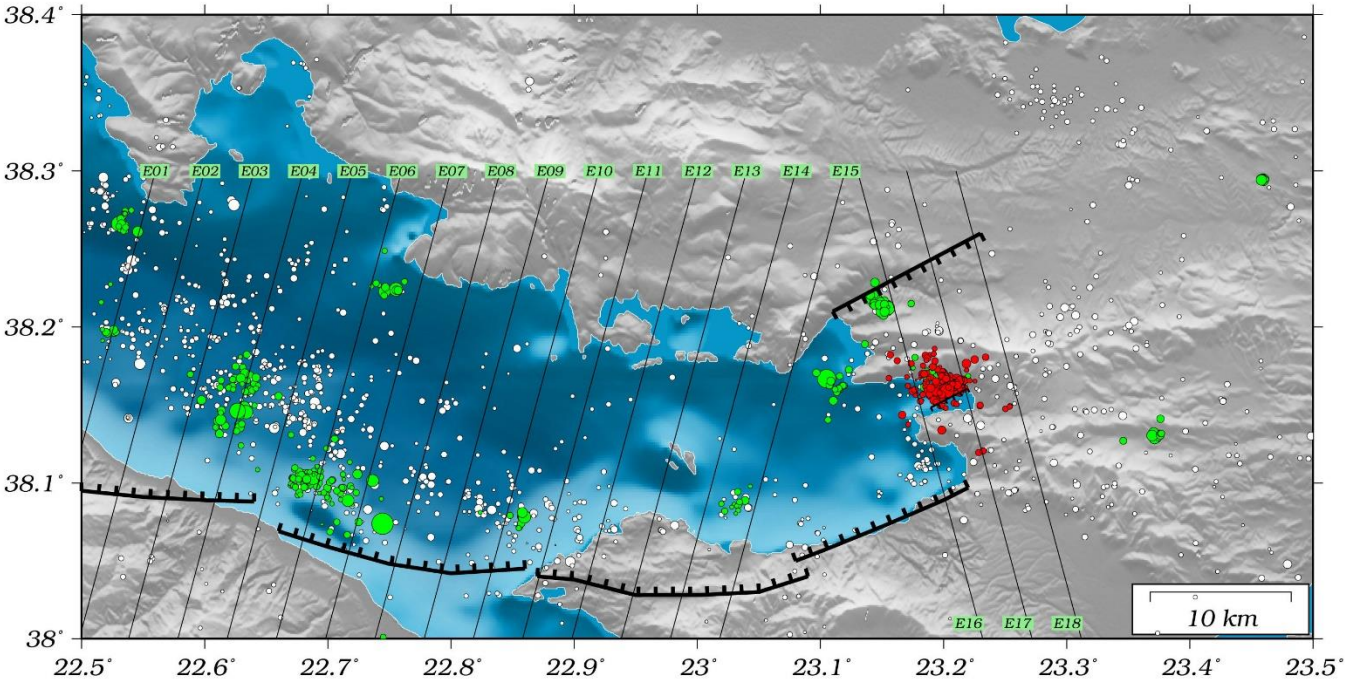
Σχήμα 4-70 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **Ε01**.

Η πιο πρόσφατη σεισμική έξαρση (Ε02) ξεκίνησε στις 10 Ιουνίου 2013 στην περιοχή νότια από το ρήγμα στο Καπαρέλλι, κοντά στο Πόρτο Γερμενό, και είχε διάρκεια σχεδόν 19 ημέρες (Σχήμα 4-71). Δεδομένα αυτής της ακολουθίας έχουν χρησιμοποιηθεί για μελέτη σεισμικής ανισοτροπίας ανώτερου φλοιού (Kaviris et al., 2014). Κατά τη διάρκεια της έξαρσης έγιναν 332 σεισμοί με μέγιστο μέγεθος M=3.5. Όπως παρατηρείται από την κατανομή των εστιών, η δομή που ενεργοποιήθηκε κλίνει προς νότο με γωνία κλίσης 55°. Η κατανομή των επικέντρων δείχνει πως η σεισμική ζώνη έχει μήκος 2.90 km και διεύθυνση 60°.



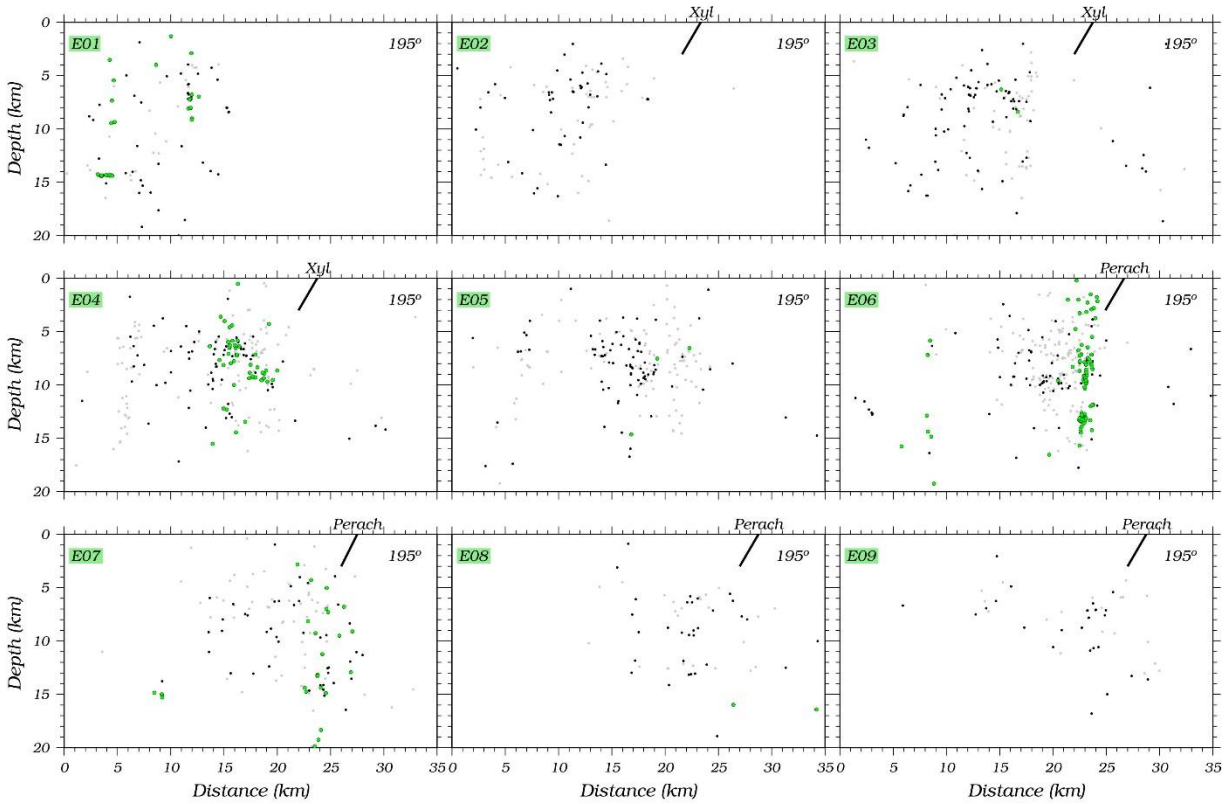
Σχήμα 4-71 Συστάδα σεισμών με κωδική ονομασία **E02**.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4-72 η σεισμικότητα στον Ανατολικό Κορινθιακό παρουσιάζει μεγάλη διασπορά σε αντίθεση με τη σεισμικότητα στον Δυτικό, η οποία σε επιμέρους χώρους είναι αρκετά πυκνή. Στο Σχήμα 4-73 και στο Σχήμα 4-74 παρουσιάζονται 18 τομές οι οποίες κατασκευάστηκαν κάθετα προς τη μέση διεύθυνση του Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου και συνδυάζουν την αναγνωρισμένη σεισμική έξαρση με την υπόλοιπη σεισμικότητα η οποία είτε δεν κατανεμήθηκε σε συστάδες είτε οι συστάδες δεν προσδιόριζαν κάποια τεκτονική δομή. Στις πρώτες 15 τομές δεν ήταν εφικτή η αναγνώριση κάποιας τεκτονικής δομής με βάση την κατανομή των εστιών. Παρ' όλα αυτά, παρατηρείται πως οι εστίες σχηματίζουν κατακόρυφες συγκεντρώσεις. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα φαίνεται στην τομή E06 όπου παρατηρούνται δύο κατακόρυφες συγκεντρώσεις σεισμών. Οι περισσότεροι από τους σεισμούς έγιναν το Σεπτέμβριο του 2012 έπειτα από έναν σεισμό με M_w=5.1 που συνέβη στις 22 Σεπτεμβρίου στον θαλάσσιο χώρο βόρεια του Κιάτου.

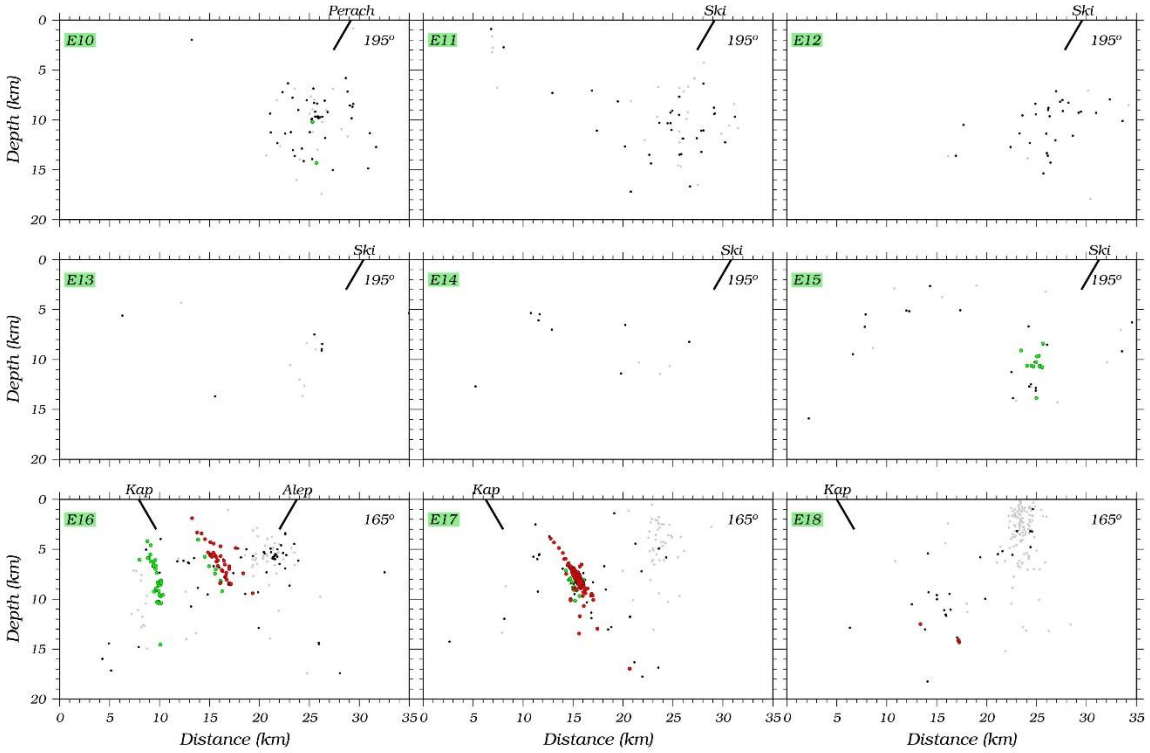


Σχήμα 4-72 Χωρική κατανομή των σεισμών για το διάστημα 2011-2014 μαζί με τις κύριες τεκτονικές δομές του Ανατολικού Κορινθιακού κόλπου. Ο συμβολισμός διατηρείται όπως και στο Σχήμα 4-66 (Mesimeri et al., 2018).

Οι τρεις τελευταίες τομές (Σχήμα 4-74, E16 – E18) αφορούν το ανατολικότερο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής και περιλαμβάνουν την αναγνωρισμένη σεισμική έξαρση που έγινε στα Βίλια το 2013 και δύο επιπλέον εξάρσεις που έγιναν το 2009 (γκρι κύκλοι) και το 2013 (πράσινοι κύκλοι). Από τις τομές προκύπτει μία δομή που κλίνει προς νότο και συνδέεται με τη σεισμική έξαρση στα Βίλια η οποία τοποθετείται σε βάθη μεταξύ 7-9 km. Νωρίτερα, κατά το έτος 2009, νότια της περιοχής, είχε σημειωθεί μία σεισμική έξαρση σε πολύ επιφανειακότερα βάθη. Από την κατανομή των εστιών, οι οποίες παρουσιάζουν μία κατακόρυφη κατανομή, δεν μπορεί να προσδιοριστεί κάποια δομή.



Σχήμα 4-73 Κατανομή εστιών σε κατακόρυφες τομές σύμφωνα με τις γραμμές του Σχήμα 4-72. Ο συμβολισμός διατηρείται όπως και στο Σχήμα 4-66 (Mesimeri et al., 2018).



Σχήμα 4-74 Όμοια με το Σχήμα 4-73 για τις τομές E10-E18. Ο συμβολισμός διατηρείται όπως και στο Σχήμα 4-66 (Mesimeri et al., 2018).

4.9.5 ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΞΑΡΣΕΩΝ

Οι σεισμικές εξάρσεις που αναγνωρίσθηκαν στον Κορινθιακό κόλπο και συσχετίσθηκαν με συγκεκριμένα τμήματα ρηγμάτων εξετάζονται με σκοπό τη διάκρισή τους. Σημειώνεται πως οι σεισμικές εξάρσεις που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της εξεταζόμενης περιόδου (2008-2014) δεν αποτελούν χαρακτηριστικά παραδείγματα μετασεισμικών ακολουθιών καθ' ότι δεν έχουν γίνει ισχυροί σεισμοί στην περιοχή του Ανατολικού και Δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Ως εκ τούτου, η διάκριση των εξάρσεων γίνεται σε σμηνοσειρές και σε ακολουθίες του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών.

Αρχικά, για κάθε σεισμική έξαρση υπολογίστηκαν οι συντελεστές λοξότητας και κύρτωσης της σεισμικής ροπής ως προς το χρόνο (Παράρτημα Β1). Από τη χαρτογράφηση των τιμών αυτών (Σχήμα 4-75) προκύπτει πως η μεταξύ τους σχέση προσεγγίζεται καλύτερα με την εξίσωση της παραβολής. Συγκεκριμένα, αν με K συμβολίζεται η κύρτωση και με S η λοξότητα τότε αναζητούμε σχέση μεταξύ αυτών της μορφής:

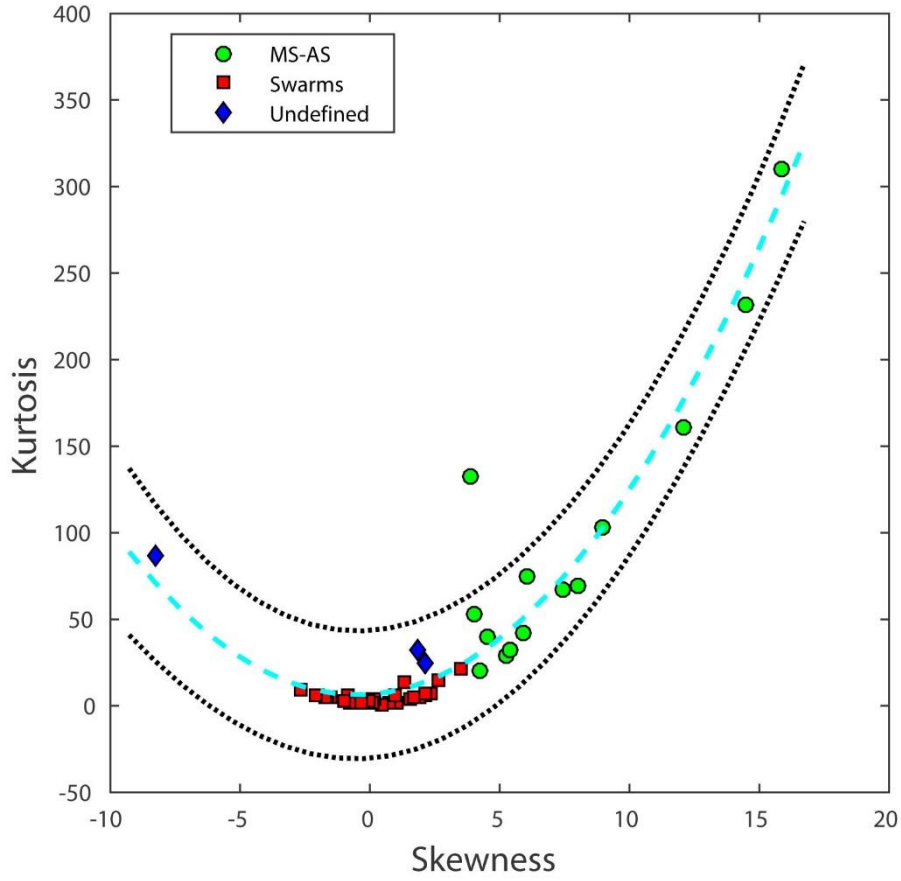
$$K = aS^2 + bS + c + e \tag{4.33}$$

όπου $a,b,c,e \in \Re$ και το e δηλώνει το τυχαίο σφάλμα (με μέση τιμή 0 και διακύμανση σταθερή). Με χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων προσδιορίζονται οι εκτιμητές $\hat{a},\hat{b},\hat{c}$ και το μοντέλο $\hat{K} = \hat{a}S^2 + \hat{b}S + \hat{c}$ προκύπτει να είναι το:

$$\hat{K} = 1.0750S^2 + 1.0761S + 6.5864 \tag{4.34}$$

Τα 95% διαστήματα εμπιστοσύνης για τους συντελεστές a,b και c είναι α: (1.0203, 1.1296), b: (0.6313, 1.5210) και c: (-30.4675, 43.6403).

Από τις 49 σεισμικές εξάρσεις που εξετάστηκαν οι 32 χαρακτηρίζονται ως σμηνοσειρές και έχουν μικρές τιμές λοξότητας (<3.5) και κύρτωσης (<21.4) (τετράγωνα, Σχήμα 4-75). Δεκατέσσερις (14) από τις σεισμικές εξάρσεις έχουν χαρακτηριστικά του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών, δηλαδή μεγάλες τιμές λοξότητας και κύρτωσης (κύκλοι, Σχήμα 4-75), ενώ τρεις (3) σεισμικές εξάρσεις δεν ήταν εφικτό να καταταχθούν σε μία από τις δύο κατηγορίες (ρόμβοι, Σχήμα 4-75). Παρατηρείται πως οι εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών τοποθετούνται στο δεξί τμήμα της παραβολικής καμπύλης, ενώ οι σμηνοσειρές τοποθετούνται στο μέσο-αριστερό τμήμα της καμπύλης.

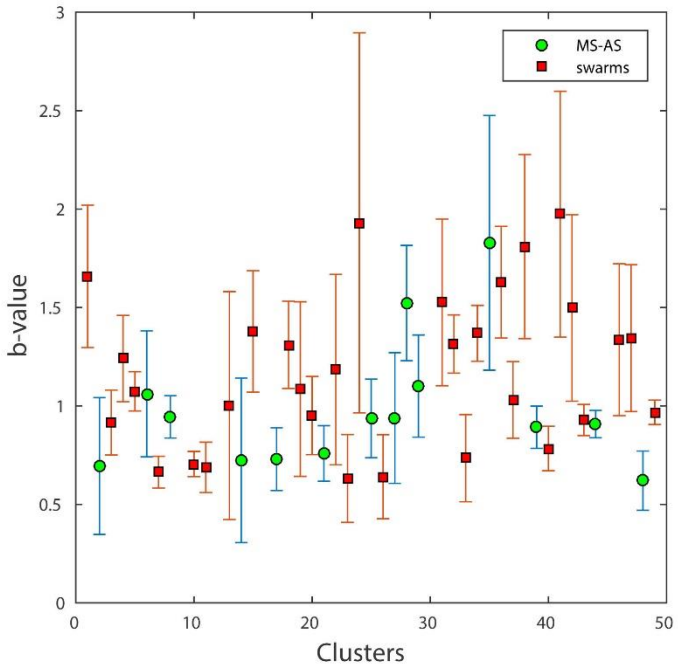


Σχήμα 4-75 Παραβολική σχέση μεταξύ λοξότητας και κύρτωσης.

Εκτός από τη σαφή διαφοροποίηση που υπάρχει στις τιμές των συντελεστών λοξότητας και κύρτωσης μεταξύ των εξάρσεων του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών και των σμηνοσειρών, παρατηρείται και σαφής διαχωρισμός στον χρόνο εκδήλωσης του μεγαλύτερου σεισμού στην ακολουθία. Η ποσοτικοποίηση αυτής της διαφοροποίησης γίνεται με τη χρήση της παραμέτρου t_{max}. Από τις 32 σμηνοσειρές οι 24 (75%) έχουν τιμή t_{max}>0.5, με τη μέση διαφορά των δύο μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών (ΔΜ) για τις σμηνοσειρές να είναι 0.33. Αντίθετα, 12 από τις 14 αναγνωρισμένες εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών έχουν t_{max}<0.5 ενώ το μέσο ΔΜ είναι 0.84. Τα παραπάνω επαληθεύουν πως η διάκριση με βάση τον συντελεστή λοξότητας και κύρτωσης της σεισμικής ροπής ως προς τον χρόνο προσδιορίζει με καλή ακρίβεια τα δύο είδη σεισμικών εξάρσεων.

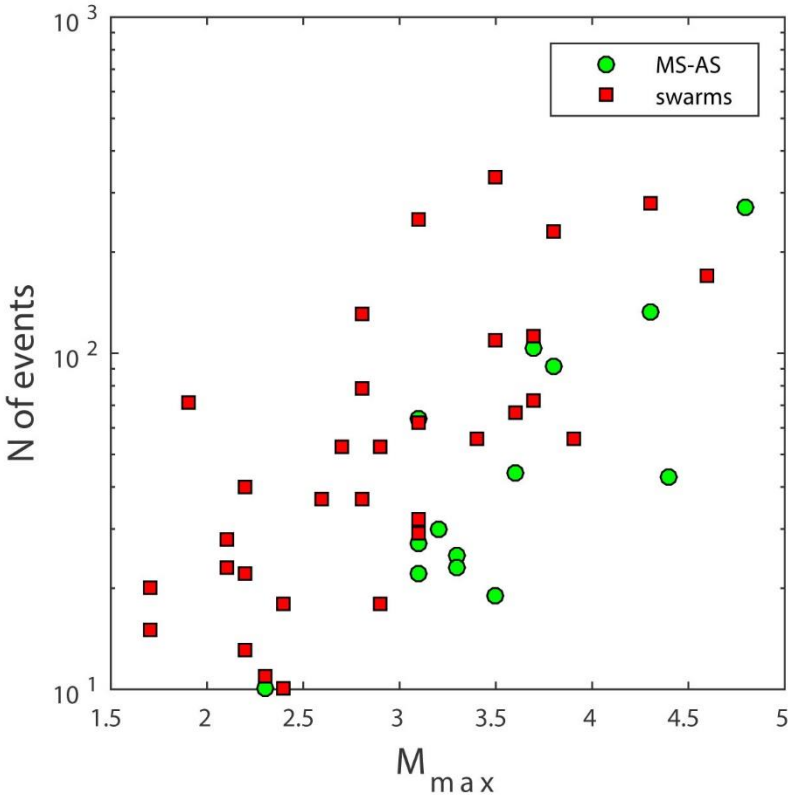
Για κάθε σεισμική έξαρση υπολογίστηκε η παράμετρος b λαμβάνοντας υπόψη την πληρότητα, ανάλογα με το χρονικό διάστημα στο οποίο είχε εκδηλωθεί (2008-2010 ή 2011-2014). Στο Σχήμα 4-76 παρουσιάζονται οι τιμές της παραμέτρου b μαζί με τα εκτιμώμενα σφάλματα. Παρατηρείται πως οι εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (κύκλοι,

Σχήμα 4-76) παρουσιάζουν τιμές της παραμέτρου b<1.0, ενώ μεγαλύτερη διασπορά παρουσιάζεται για τις αντίστοιχες τιμές στις σμηνοσειρές (τετράγωνα Σχήμα 4-76). Σημειώνεται πως τα σφάλματα σε ορισμένες περιπτώσεις είναι πολύ μεγάλα. Αυτό οφείλεται κατά κύριο λόγο στον μικρό αριθμό των παρατηρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν λόγω της χρήσης κατώτερης τιμής στα μεγέθη σεισμών.



Σχήμα 4-76 Τιμές της παραμέτρου b για τους σμηνοσεισμούς (τετράγωνα) και τις ακολουθίες του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (κύκλοι) μαζί με τις ράβδους σφαλμάτων.

Με σκοπό την πιθανή εύρεση σχέσεων μεταξύ αριθμού σεισμών σε κάθε έξαρση και μέγιστου μεγέθους, τοποθετήθηκαν σε διάγραμμα οι επιμέρους τιμές (Σχήμα 4-77). Παρατηρείται πως οι σμηνοσειρές (τετράγωνα, Σχήμα 4-77) παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά, αν και μπορεί να θεωρηθεί πως υπάρχει μία τάση για γραμμική συσχέτιση. Μικρότερη είναι η διασπορά που παρατηρείται στις εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (κύκλοι). Όπως προκύπτει από την κατανομή των δεδομένων του ίδιου σχήματος, επαληθεύτεται πως ο αριθμός των σεισμών στις σμηνοσειρές είναι συστηματικά μεγαλύτερος από αυτόν του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών για το ίδιο μέγεθος του ισχυρότερου σεισμού.



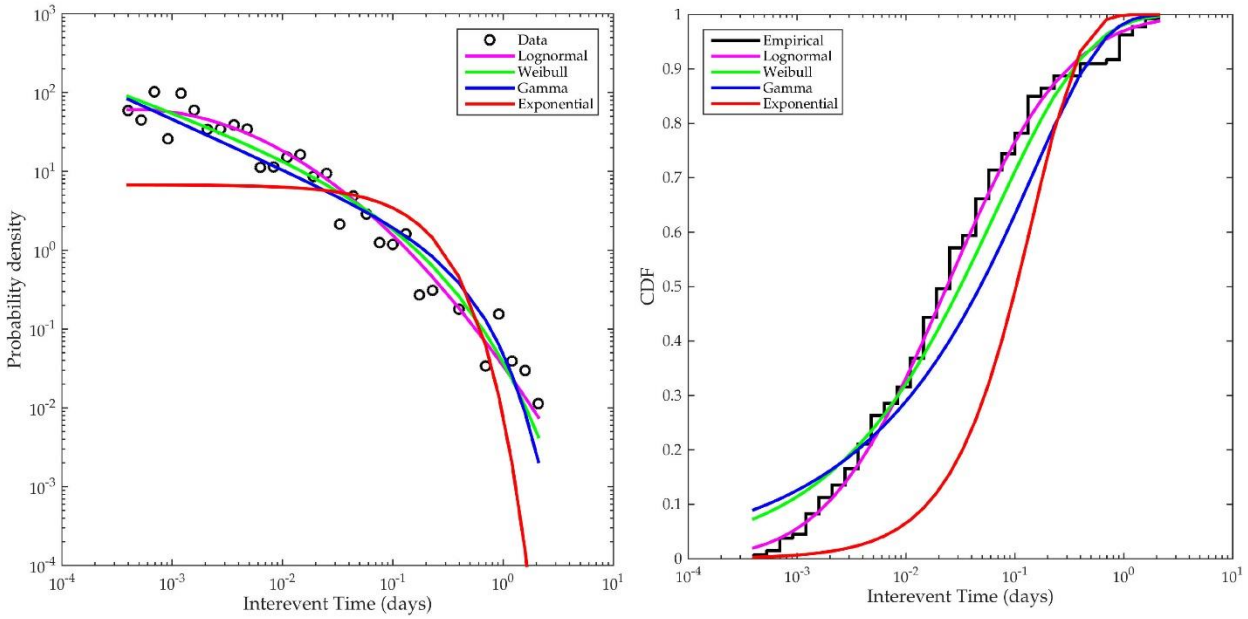
Σχήμα 4-77 Αριθμός σεισμών σε κάθε έξαρση του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (κύκλοι) και σμηνοσειρά (τετράγωνα) σε σχέση με το μέγιστο μέγεθος κάθε αντίστοιχης έξαρσης.

4.9.6 ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ ΧΡΟΝΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΔΙΑΔΟΧΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Από τις σεισμικές εξάρσεις που χαρακτηρίστηκαν προηγουμένως ως τύπου μετασεισμικών ακολουθιών και σμηνοσειρές, επιλέχθηκαν όσες περιελάμβαναν τουλάχιστον 100 σεισμούς για να μελετηθούν ως προς την κατανομή των διαδοχικών χρόνων των σεισμών μελών τους. Για τις 11 αυτές σεισμικές εξάρσεις (W01, W05, W07, W08, W10, W32, W34, W39, W43, W44, E02) υπολογίστηκε το μέγεθος πληρότητας και διατηρήθηκαν μόνο οι σεισμοί που ήταν πάνω από αυτό. Κατά συνέπεια, ο αριθμός των σεισμών μειώθηκε και από τις παραπάνω 11 σεισμικές εξάρσεις μόνο οι πέντε είχαν περισσότερους από 100 σεισμούς πάνω από το μέγεθος πληρότητας (W05, W10, W43, W44, E02).

Η έξαρση με κωδική ονομασία W05, η οποία έχει χαρακτηριστεί ως σμηνοσειρά, έχει μέγεθος πληρότητας 1.9 και ο πλήρης κατάλογος της περιλαμβάνει 134 σεισμούς. Αφού υπολογίστηκε η εμπειρική κατανομή των ενδιαμέσων χρόνων, διερευνήθηκε ποια από τις τέσσερις κατανομές (Λογαριθμοκανονική, Weibull, Γάμμα, Εκθετική) προσεγγίζει καλύτερα την εμπειρική (Σχήμα 4-78). Οι δύο (Γάμμα, Εκθετική) από τις τέσσερις εξεταζόμενες στατιστικές κατανομές απορρίπτονται με βάση τη δοκιμασία καλής προσαρμογής (Πίνακας 4-11). Η

Λογαριθμοκανονική κατανομή έχει τη βέλτιστη προσαρμογή, ενώ την αμέσως καλύτερη την έχει η Weibull. Η απόρριψη των δύο εκθετικού τύπου στατιστικών κατανομών δείχνει πως οι σεισμοί στη σεισμική έξαρση δεν προέρχονται από μία διαδικασία Poisson. Από την άλλη μεριά, η εύρεση ως βέλτιστων στατιστικών κατανομών της Λογαριθμοκανονικής και της Weibull με b<1 φανερώνει πως υπάρχει αλληλεπίδραση μεταξύ των σεισμών μελών της σεισμικής έξαρσης.



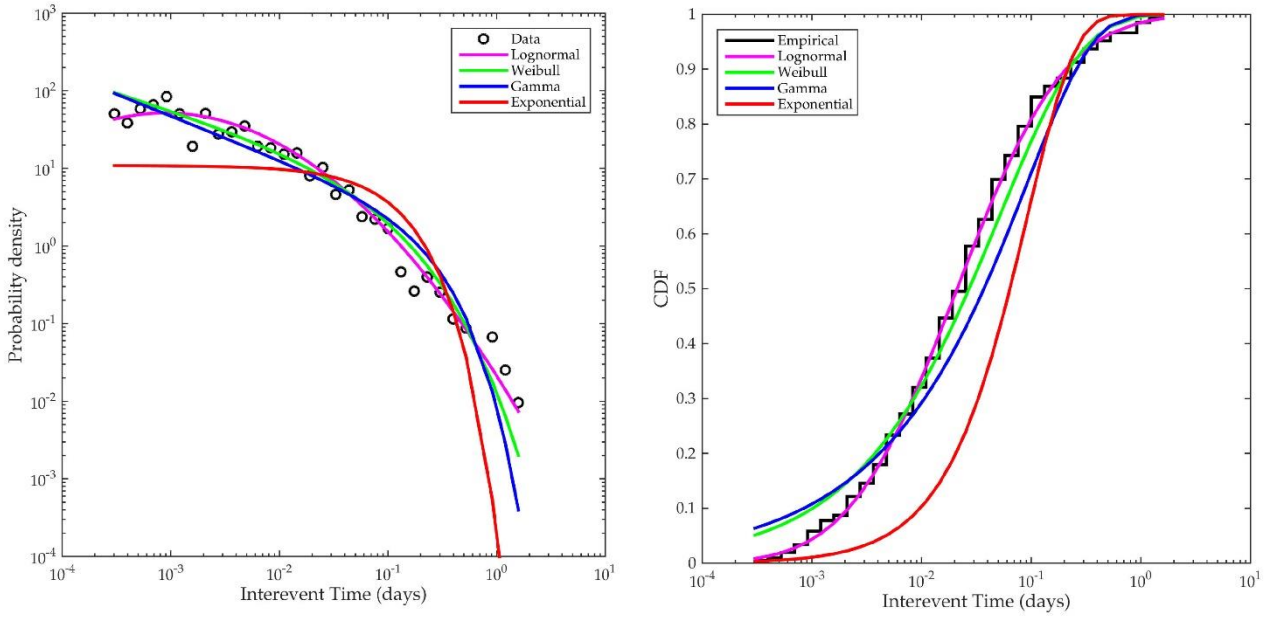
Σχήμα 4-78 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για για τη συστάδα με κωδικό W05.

Πίνακας 4-11 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC). Η κρίσιμη τιμή είναι ίση με 0.2480.

Συστάδα W05						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.742 [-4.083, -3.401] σ=1.986 [1.773, 2.259]	0.0598	0.9997	-432	-429	-218
Weibull	a=0.064 [0.045, 0.092] b=0.505 [0.446, 0.572]	0.1102	0.8207	-408	-405	-206
Gamma	a=0.364 [0.300, 0.442] b=0.405 [0.288, 0.571]	0.1831	0.2363	-381	-378	-192
Exponential	μ=0.148 [0.125, 0.176]	0.4154	$3.354\ 10^{-05}$	-240	-238	-121

Η σεισμική έξαρση W10, που χαρακτηρίστηκε ως σμηνοσειρά, έχει μέγεθος πληρότητας 1.0 και ο πλήρης κατάλογος περιλαμβάνει 207 σεισμούς. Από τις τέσσερις κατανομές μόνο η εκθετική κατανομή απορρίπτεται έπειτα από τον στατιστικό έλεγχο K-S (Σχήμα 4-79, Πίνακας 4-12). Η Λογαριθμοκανονική κατανομή είναι η στατιστική κατανομή με τη βέλτιστη

προσαρμογή, ενώ η Weibull έχει τη δεύτερη καλύτερη προσαρμογή. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η Γάμμα κατανομή, η οποία δεν απορρίπτεται αλλά έχει τη χειρότερη προσαρμογή.

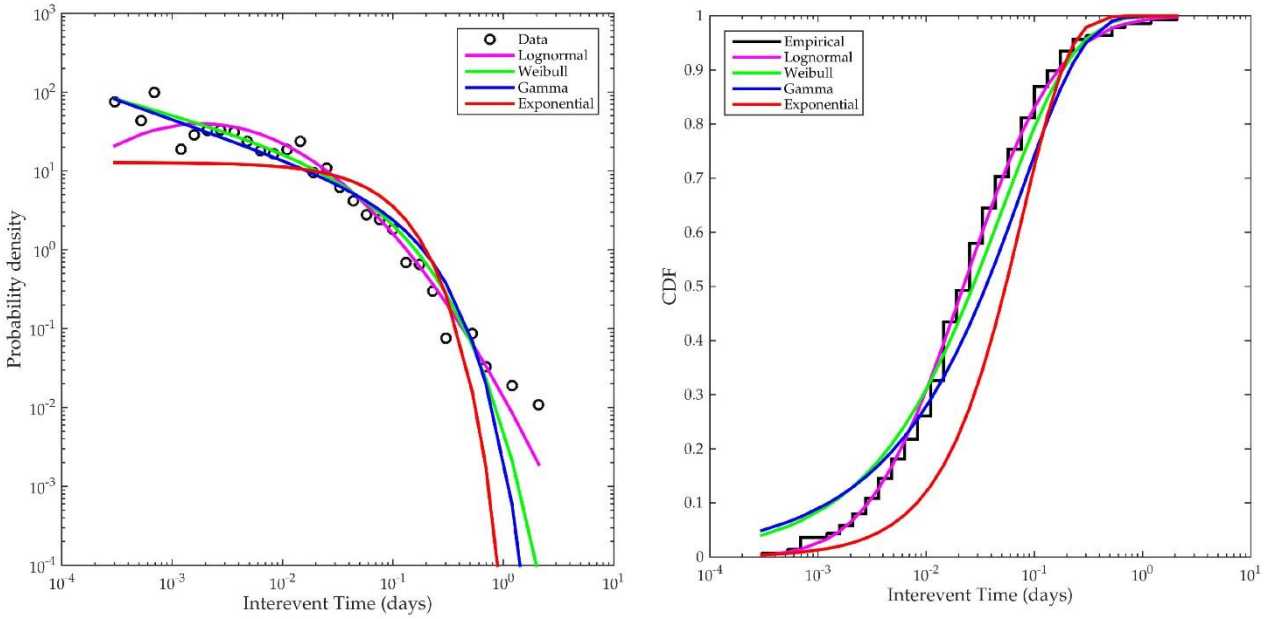


Σχήμα 4-79 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για τη συστάδα με κωδικό W10.

Πίνακας 4-12 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC). Η κρίσιμη τιμή είναι ίση με 0.2439.

Συστάδα W10						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.859 [-4.104, -3.615] σ=1.778 [1.621, 1.969]	0.0442	0.9999	-765	-762	-384
Weibull	a=0.051 [0.039, 0.066] b=0.574 [0.519, 0.633]	0.1011	0.8780	-734	-732	-369
Gamma	a=0.439 [0.375, 0.514] b=0.209 [0.161, 0.272]	0.1665	0.3202	-700	-697	-352
Exponential	μ=0.092 [0.807, 0.106]	0.3391	0.0011	-568	-566	-285

Η σμηνοσειρά W43 έχει μέγεθος πληρότητας 1.4 και ο πλήρης κατάλογος αποτελείται από 139 σεισμούς. Τα αποτελέσματα της προσαρμογής των στατιστικών κατανομών των ενδιαμέσων χρόνων των σεισμών είναι παρόμοια με τη σμηνοσειρά W10 (Σχήμα 4-80, Πίνακας 4-13). Συγκεκριμένα, μόνο η εκθετική κατανομή απορρίπτεται, ενώ τη βέλτιστη προσαρμογή έχει η Λογαριθμοκανονική κατανομή. Τη δεύτερη καλύτερη προσαρμογή την έχει η κατανομή Weibull, η οποία έχει τιμή b<1, ενώ τρίτη στη σειρά έρχεται η Γάμμα κατανομή.

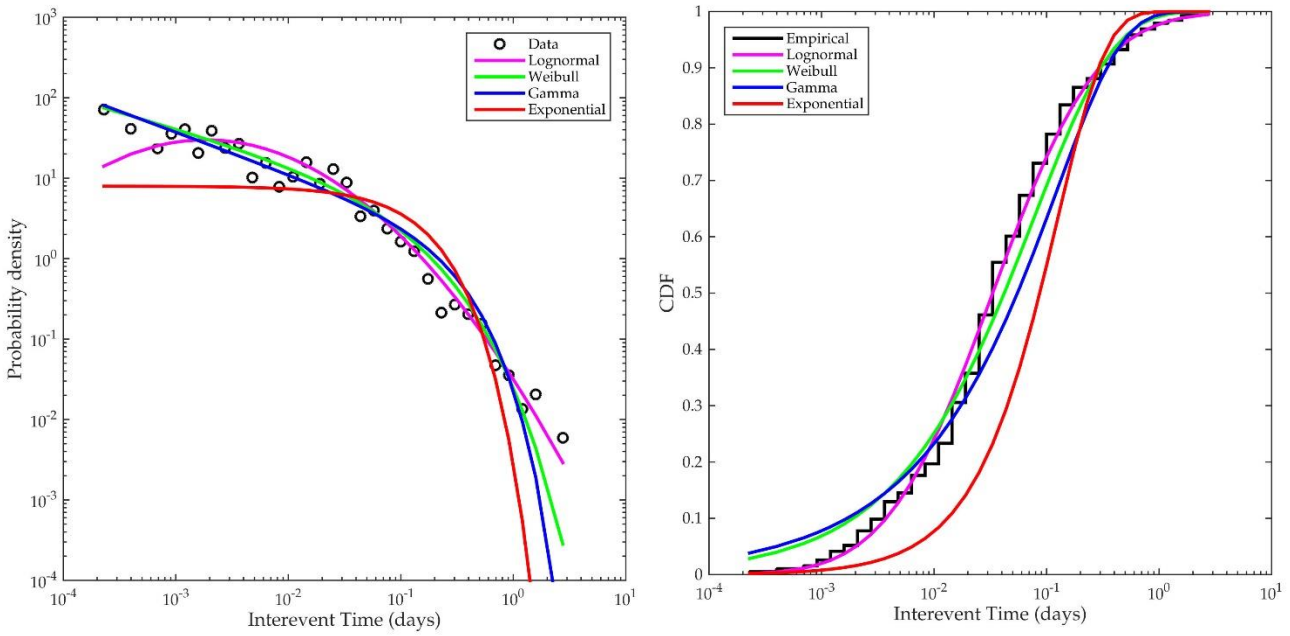


Σχήμα 4-80 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για τη συστάδα με κωδικό W43.

Πίνακας 4-13 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογή (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC). Η κρίσιμη τιμή είναι ίση με 0.2567.

Συστάδα W43						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.812 [-4.078, -3.546] σ=1.579 [1.412, 1.791]	0.0680	0.9984	-531	-528	-267
Weibull	a=0.048 [0.036, 0.064] b=0.628 [0.559, 0.706]	0.1001	0.9151	-507	-505	-255
Gamma	a=0.502 [0.413, 0.610] b=0.155 [0.114, 0.211]	0.1610	0.4179	-482	-479	-243
Exponential	μ=0.078 [0.066, 0.093]	0.3050	0.0083	-425	-424	-213

Η έξαρση του τύπου μετασεισμικής ακολουθίας W44 έχει μέγεθος πληρότητας 1.3 με τον πλήρη κατάλογο να έχει 194 σεισμούς. Η εκθετική κατανομή απορρίπτεται και σε αυτήν την περίπτωση, ενώ τη βέλτιστη προσαρμογή έχει η Λογαριθμοκανονική κατανομή (Σχήμα 4-81, Πίνακας 4-14). Η κατανομή Weibull παρουσιάζει τη δεύτερη καλύτερη προσαρμογή με παράμετρο b μικρότερη από τη μονάδα. Η Γάμμα κατανομή έχει τη χειρότερη προσαρμογή, χωρίς όμως να απορρίπτεται από τη δοκιμασία καλής προσαρμογής.

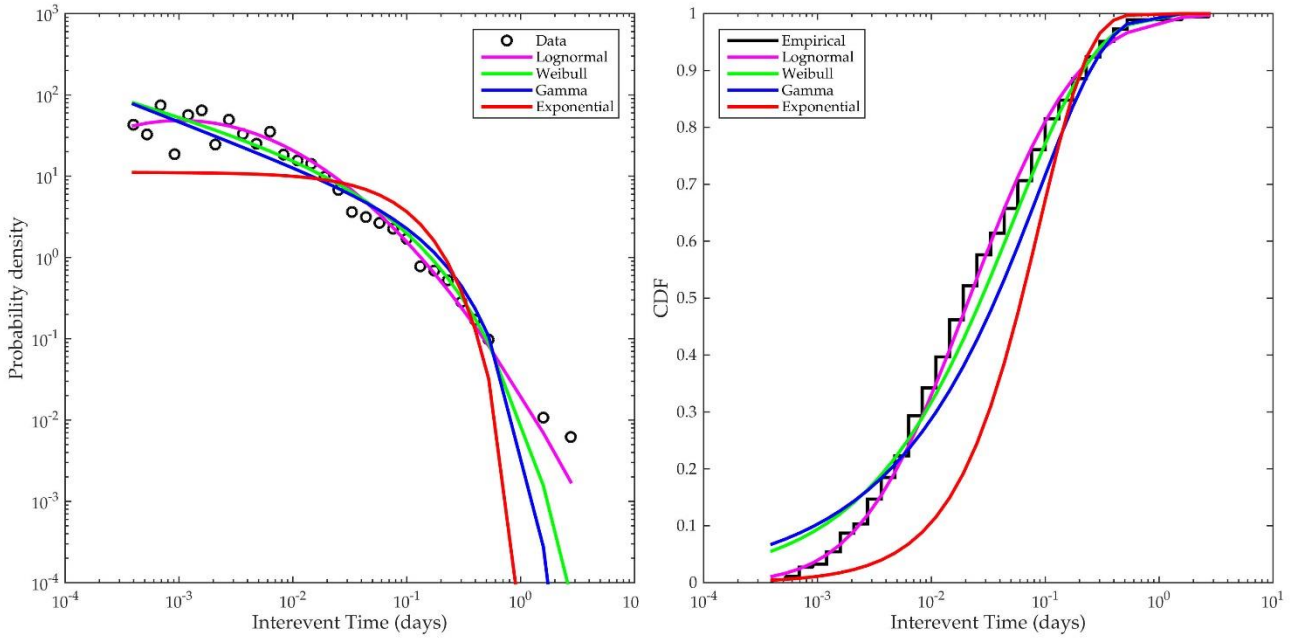


Σχήμα 4-81 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για τη συστάδα με κωδικό W44.

Πίνακας 4-14 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC). Η κρίσιμη τιμή είναι ίση με 0.2401.

Συστάδα W44						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.404 [-3.646, -3.163] σ=1.699 [1.545, 1.888]	0.0791	0.9787	-558	-555	-281
Weibull	a=0.076 [0.0601, 0.098] b=0.609 [0.550, 0.674]	0.1060	0.8278	-535	-532	-269
Gamma	a=0.480 [0.407, 0.566] b=0.261 [0.201, 0.339]	0.1645	0.3161	-506	-503	-255
Exponential	μ=0.125 [0.109, 0.145]	0.3227	0.0018	-412	-411	-207

Η σεισμική έξαρση Ε02, η οποία αναγνωρίσθηκε στο ανατολικό τμήμα του Κορινθιακού, χαρακτηρίστηκε ως σμηνοσειρά και αποτελείται από 185 σεισμούς με μέγεθος πληρότητας 1.6 (Σχήμα 4-82, Πίνακας 4-15). Η μοναδική κατανομή που απορρίπτεται, όπως και σε όλες τις προηγούμενες περιπτώσεις, είναι η εκθετική κατανομή. Την καλύτερη προσαρμογή έχει η Λογαριθμοκανονική κατανομή, την αμέσως επόμενη η κατανομή Weibull (b<1) και τη χειρότερη προσαρμογή η Γάμμα κατανομή.



Σχήμα 4-82 Κατανομή συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας (PDF) και αθροιστικής κατανομής για τη συστάδα με κωδικό E01.

Πίνακας 4-15 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC). Η κρίσιμη τιμή είναι ίση με 0.2522.

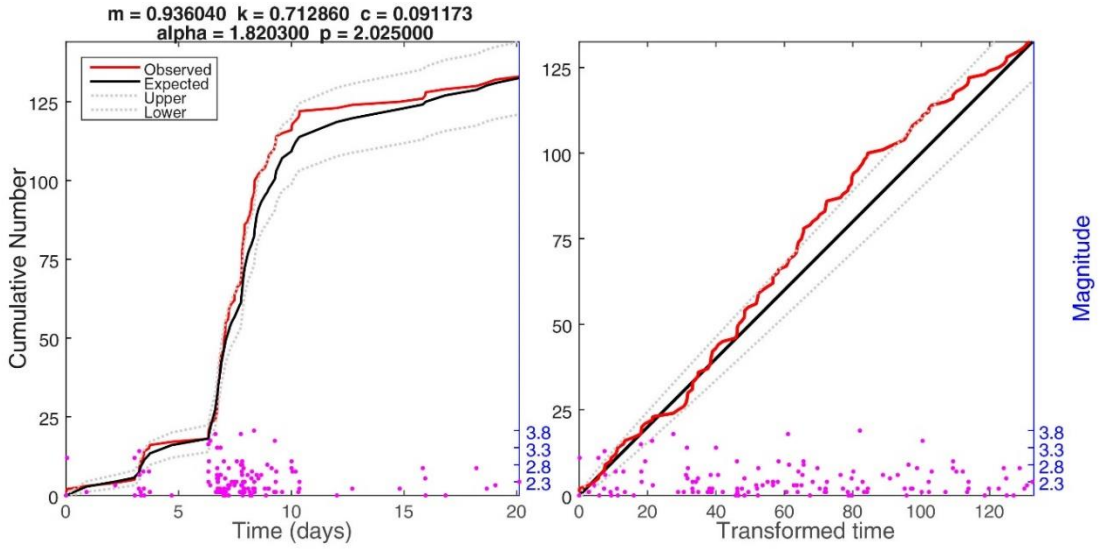
Συστάδα E02						
Κατανομή	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.835 [-4.089, -3.582] σ=1.74 [1.581, 1.942]	0.0580	0.9999	-681	-679	-342
Weibull	a=0.051 [0.039, 0.066] b=0.587 [0.529, 0.652]	0.0957	0.9303	-655	-652	-329
Gamma	a=0.4531 [0.383, 0.535] b=0.197 [0.150, 0.259]	0.1497	0.4878	-624	-622	-314
Exponential	μ=0.089 [0.077, 0.104]	0.3317	0.0024	-517	-516	-259

Συμπερασματικά, και στις πέντε εξεταζόμενες περιπτώσεις η εκθετική κατανομή απορρίπτεται (p-τιμή<0.05) υποδεικνύοντας πως οι σεισμοί που γίνονται σε μία σεισμική έξαρση, και ειδικότερα στις σμηνοσειρές, δεν αποτελούν ανεξάρτητα γεγονότα. Την καλύτερη προσαρμογή σε όλες τις περιπτώσεις είχε η Λογαριθμοκανονική κατανομή με δεύτερη καλύτερη τη Weibull, για την οποία η παράμετρος b ήταν μικρότερη από τη μονάδα. Τέλος, η Γάμμα κατανομή απορρίπτεται σε μία περίπτωση ενώ στις υπόλοιπες τέσσερις παρουσιάζει τη χειρότερη προσαρμογή.

4.9.7 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ETAS

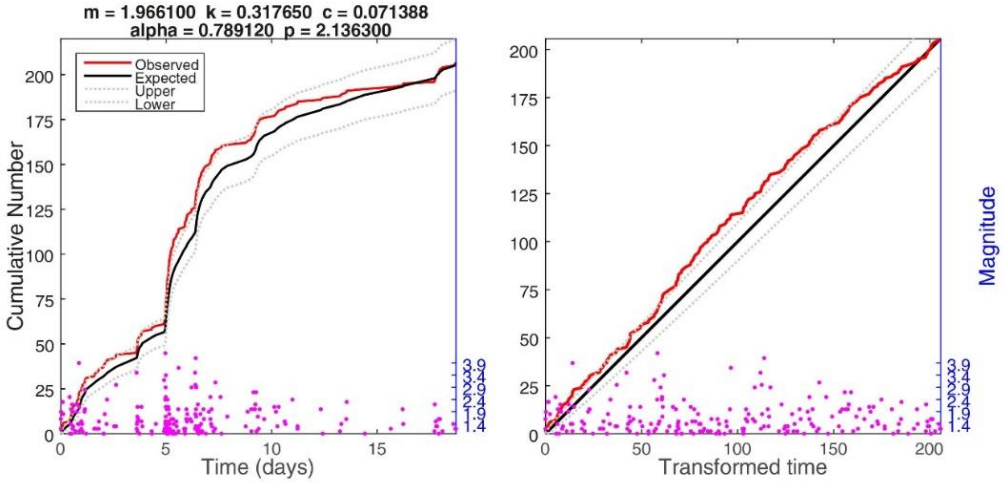
Με σκοπό τη διερεύνηση των μεταβολών των παραμέτρων του στοχαστικού μοντέλου ETAS ανάλογα με το είδος της σεισμικής έξαρσης (τύπου μετασεισμικής ακολουθίας, σμηνοσειρά), αυτό εφαρμόστηκε στις παραπάνω σεισμικές εξάρσεις (W05, W10, W10, W43, W44 και E02). Για κάθε σεισμική έξαρση χρησιμοποιήθηκε ο πλήρης κατάλογος και ως μέγεθος αναφοράς το μέγιστο μέγεθος κάθε σεισμικής έξαρσης, ανεξάρτητα του χρόνου εκδήλωσής του κατά τη διάρκεια της ακολουθίας. Τα αποτελέσματα για κάθε σεισμική έξαρση παρουσιάζονται στον Πίνακα 4-16 ενώ τα αντίστοιχα διαγράμματα του αθροιστικού αριθμού σεισμών και του μετασχηματισμένου χρόνου παρουσιάζονται για κάθε έξαρση στο Σχήμα 4-83 έως το Σχήμα 4-87.

Η σμηνοσειρά W05 (Σχήμα 4-83) περιγράφεται σε ορισμένα χρονικά διαστήματα ικανοποιητικά από το μοντέλο ETAS, ειδικότερα μετά την εκδήλωση ενός ισχυρού σεισμού. Η παράμετρος μ είναι κοντά στη μονάδα, ένδειξη της ύπαρξης εξωτερικού παράγοντα που συμβάλλει στην έναρξη της δραστηριότητας, ενδεχομένως ρευστών, όπως θα δειχθεί και στο επόμενο κεφάλαιο. Επίσης, η παράμετρος p είναι κατά πολύ μεγαλύτερη από τη μονάδα και αυτό συναντάται κυρίως σε περιοχές όπου οι σεισμοί εκδηλώνονται λόγω διάχυσης ρευστών. Παρ' ότι οι παραπάνω τιμές των παραμέτρων μ και p είναι τυπικές των σμηνοσειρών, η παράμετρος α διαφέρει από τις τυπικές τιμές που λαμβάνει σε αντίστοιχες περιπτώσεις [0.35, 0.85]. Η μεγάλη τιμή της παραμέτρου α (1.82) παραπέμπει σε τυπική μετασεισμική ακολουθία.



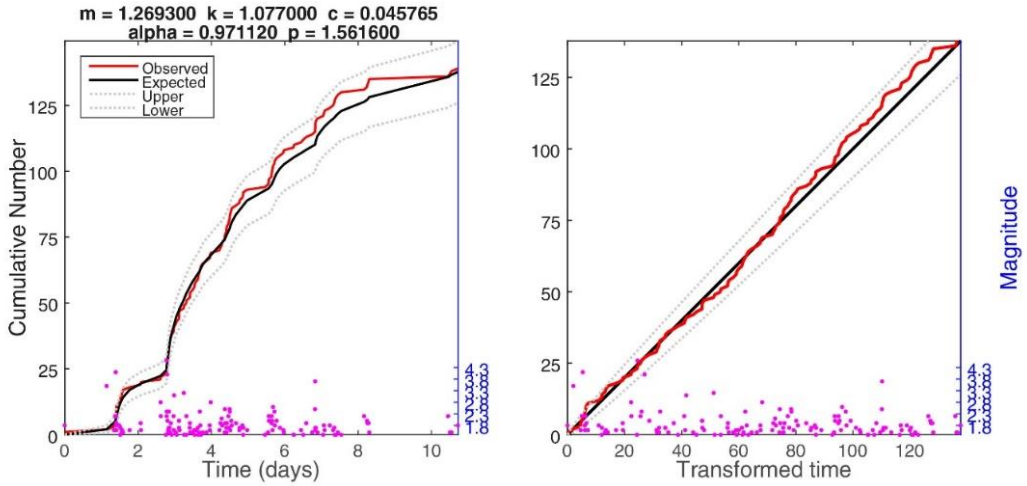
Σχήμα 4-83 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για τη συστάδα με κωδικό W05. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Η σμηνοσειρά W10 (Σχήμα 4-84) παρουσιάζει υψηλές τιμές των παραμέτρων μ και p και χαμηλή τιμή της παραμέτρου α, τυπική για τις σμηνοσειρές. Επιπλέον, παρατηρείται πως το μοντέλο ETAS αποτυγχάνει να προσεγγίσει την κατανομή του αθροιστικού αριθμού των σεισμών στη σμηνοσειρά.



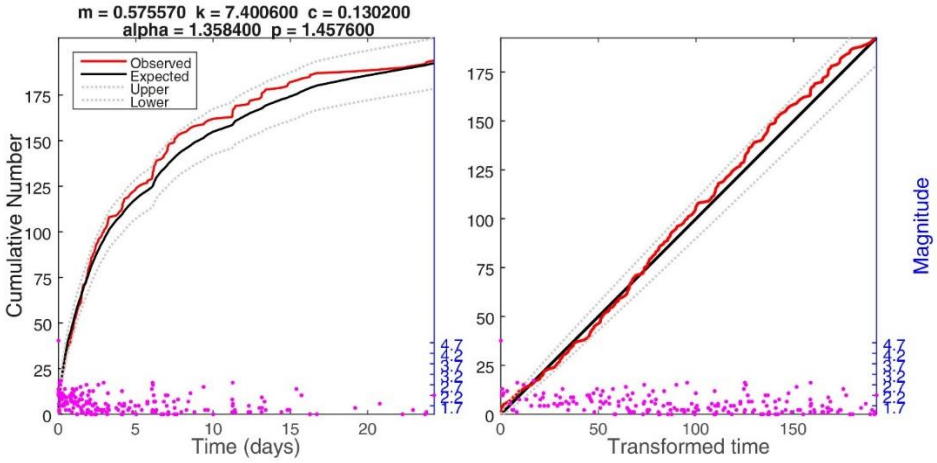
Σχήμα 4-84 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για τη συστάδα με κωδικό W10. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Παρόμοιες τιμές παρατηρούνται και στην περίπτωση της σμηνοσειράς W43 (Σχήμα 4-85) για τις παραμέτρους μ και α. Η παράμετρος p σε αυτή τη σμηνοσειρά είναι μικρότερη από 2 αλλά διαφέρει από τη μονάδα. Επιπλέον, το μοντέλο ETAS προσεγγίζει ικανοποιητικά κατά διαστήματα τον παρατηρούμενο ρυθμό σεισμικότητας στην έξαρση.



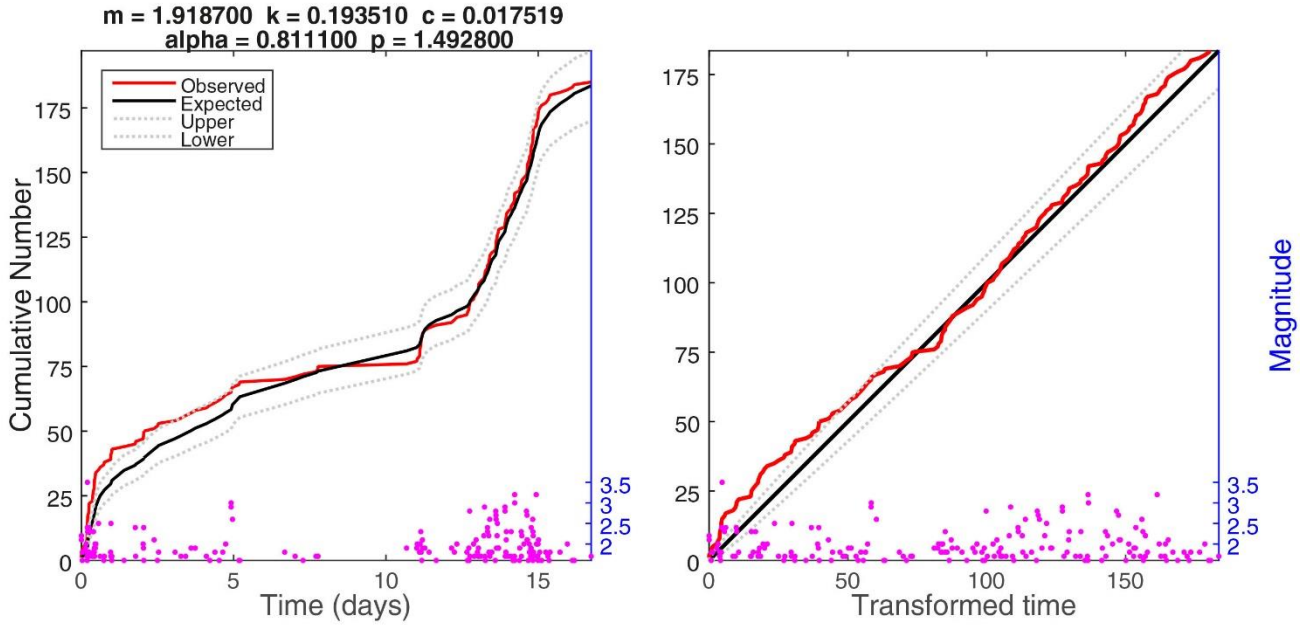
Σχήμα 4-85 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για τη συστάδα με κωδικό W43. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Μία πιο τυπική μετασεισμική ακολουθία (W44), η οποία ξεκινά με έναν σεισμό με μέγεθος M=4.9, παρουσιάζεται στο Σχήμα 4-86. Παρατηρείται πως η παράμετρος μ έχει τιμή 0.5, ενώ η παράμετρος α έχει τιμή 1.3, τυπική των μετασεισμικών ακολουθιών. Η παράμετρος p έχει τιμή 1.45, διαφέροντας από τη μονάδα, δηλαδή από τον νόμο του Omori. Συνεπώς, η μετασεισμική αυτή ακολουθία είναι ένα τυπικό παράδειγμα εφαρμογής του ETAS, όπου περιγράφεται ικανοποιητικά η χρονική της εξέλιξη. Διαφορές παρατηρούνται προς το τέλος της ακολουθίας, όπου το μοντέλο ETAS υποεκτιμά την άνοδο του ρυθμού σεισμικότητας που λαμβάνει χώρα από την 5η ημέρα και έπειτα.



Σχήμα 4-86 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για τη συστάδα με κωδικό W44. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Τέλος, για την περίπτωση της σμηνοσειράς Ε02 (Σχήμα 4-87), παρατηρούνται τυπικές τιμές των παραμέτρων μ και α οι οποίες προσδιορίζουν τις σμηνοσειρές. Η παράμετρος p είναι μικρότερη από 2 χωρίς όμως να είναι κοντά στη μονάδα. Από το διάγραμμα της κατανομής του παρατηρούμενου και θεωρητικού αθροιστικού χρόνου ως προς τον χρόνο, παρατηρείται πως το μοντέλο ETAS δεν περιγράφει ικανοποιητικά τον ρυθμό σεισμικότητας. Επιπλέον, η σμηνοσειρά μπορεί να διακριθεί σε δύο επιμέρους εξάρσεις, καθώς υπάρχει μία περίοδος «ησυχίας» μετά την οποία ο ρυθμός σεισμικότητας αυξάνεται ξανά. Παρ' όλα αυτά, επειδή ο αριθμός των σεισμών είναι μικρός (<100 για κάθε περίοδο) επιλέγουμε να μην εφαρμόσουμε τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας επειδή δεν έχουμε τουλάχιστον 25 παρατηρήσεις ανά παράμετρο.



Σχήμα 4-87 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για τη συστάδα με κωδικό W48. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Πίνακας 4-16 Παράμετροι του μοντέλου ETAS οι οποίες υπολογίστηκαν για κάθε συστάδα σεισμών.

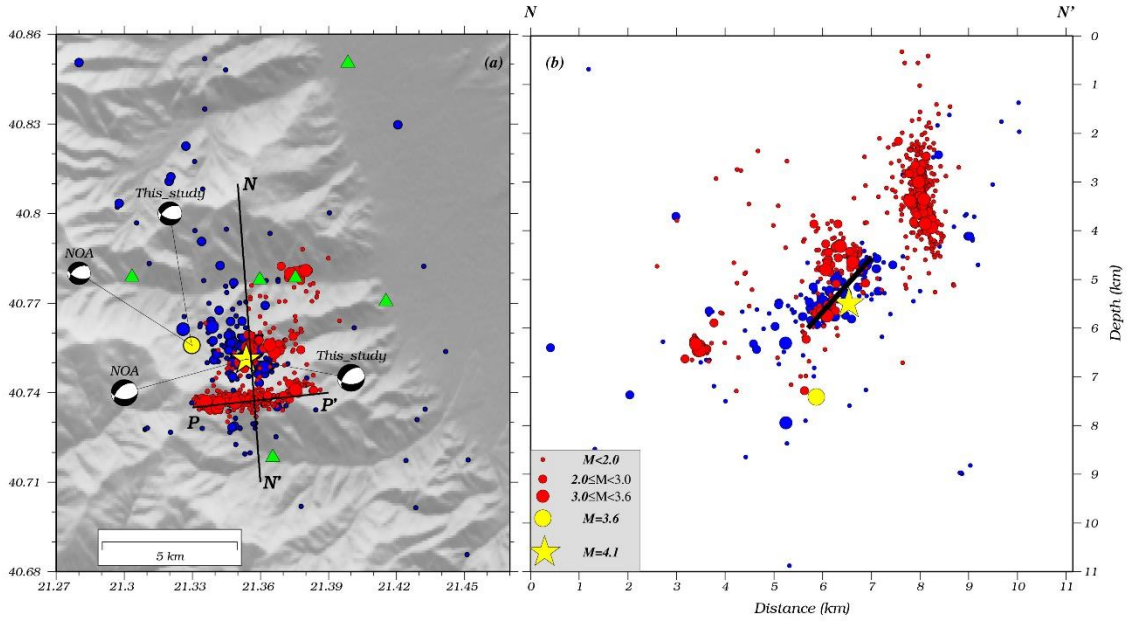
Cluster	μ	K	c	alpha	p	N	Type
W05	0.936	0.712	0.091	1.820	2.025	134	Swarm
W10	1.966	0.317	0.071	0.789	2.136	207	Swarm
W43	1.269	1.077	0.045	0.971	1.561	139	Swarm
W44	0.575	7.400	0.130	1.358	1.457	194	MS-AS
E01	1.918	0.193	0.017	0.811	1.492	185	Swarm

4.10 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ

Σε μία προσπάθεια εύρεσης των ενεργών τεκτονικών δομών στη Φλώρινα, χαρτογραφήθηκαν και συνδυάστηκαν οι σεισμοί που καταγράφηκαν από το μόνιμο (μπλε κύκλοι) και το προσωρινό (κόκκινοι κύκλοι) σεισμολογικό δίκτυο. Στο Σχήμα 4-88a παρουσιάζεται σε χάρτη η κατανομή των επικέντρων, η οποία δείχνει πως η σεισμική δραστηριότητα μπορεί να διακριθεί κυρίως σε δύο συστάδες σεισμών. Η συστάδα με το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών βρίσκεται στο νότιο τμήμα της περιοχής και αποτελείται από σεισμούς που έχουν καταγραφεί κυρίως από το τοπικό δίκτυο, δημιουργώντας μία σεισμική ζώνη με μήκος σχεδόν 5 km η οποία έχει διεύθυνση σχεδόν Α-Δ. Μία δεύτερη συστάδα σεισμών βρίσκεται βορειότερα και περιλαμβάνει τους δύο μεγαλύτερους σε μέγεθος σεισμούς που έγιναν στην περιοχή (M_w=3.6, M_w=4.1). Λαμβάνοντας υπόψη τη χωρική κατανομή των σεισμών που ανήκουν στη συστάδα που βρίσκεται νοτιότερα, κατασκευάστηκε κάθετη τομή (Σχήμα

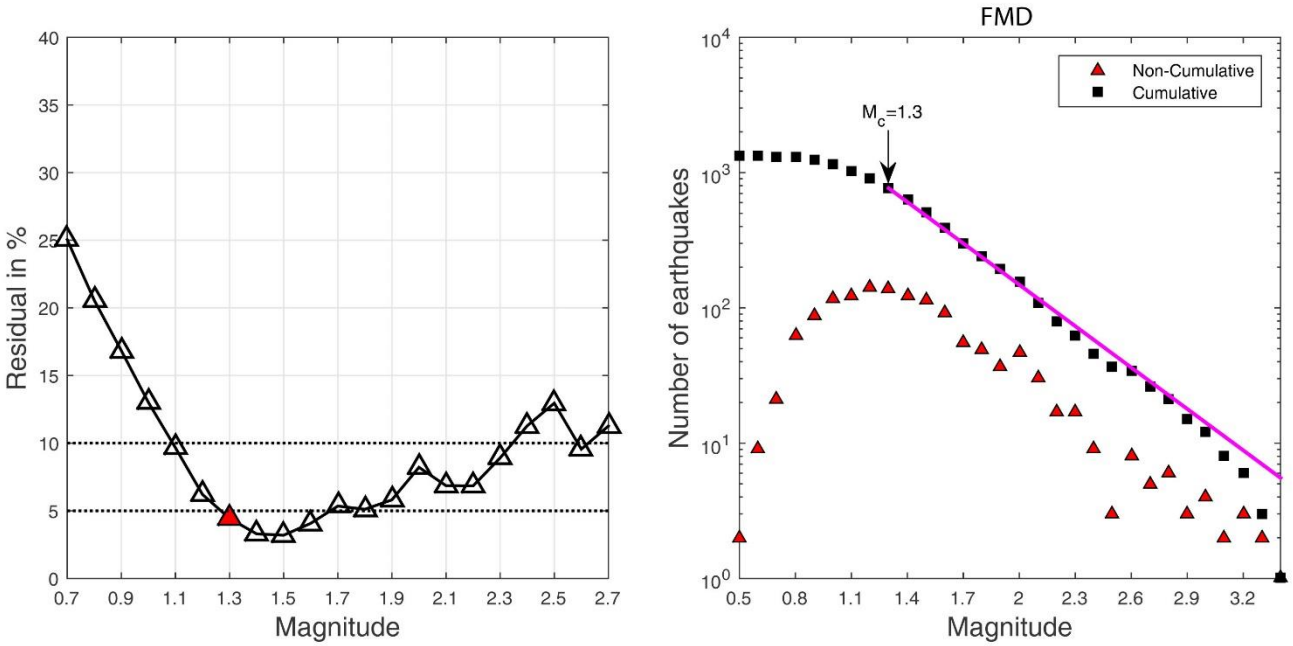
4-88b). Η κατανομή των εστιών κατά μήκος της τομής προσδιορίζει μία σεισμική ζώνη που κλίνει προς βορρά με τις εστίες να βρίσκονται σε βάθη από 2 έως 8 km. Επιπλέον, παρατηρείται πως οι σεισμοί που αποτελούν τη νότια συστάδα διαφέρουν σημαντικά από την υπόλοιπη σεισμικότητα στην περιοχή.

Η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή ξεκίνησε στην κεντρική συστάδα, η οποία περιλαμβάνει τους δύο μεγαλύτερους σε μέγεθος σεισμούς, με τις εστίες να βρίσκονται σε βάθη 4.5 με 6 km. Από την κατανομή αυτή παρατηρείται πως οι σεισμοί που καταγράφηκαν από το μόνιμο δίκτυο (μπλε κύκλοι) σχηματίζουν μία δομή η οποία κλίνει προς βορρά με γωνία 45° και έχει διαστάσεις 2x2 km^2, σε συμφωνία με τους καθορισμένους σε αυτή την εργασία μηχανισμούς γένεσης (Παράρτημα Α4). Σε αντίθεση με τη δραστηριότητα που περιγράφηκε προηγουμένως, οι εστίες των σεισμών της νότιας συστάδας συγκεντρώνονται σε επιφανειακότερα βάθη (2 – 4 km) και σχηματίζουν μία σχεδόν κατακόρυφη δομή η οποία κλίνει ελαφρώς προς νότο. Η συστηματική δραστηριότητα στο νότιο τμήμα της περιοχής είναι αξιοσημείωτη και θα διερευνηθεί στη συνέχεια ως προς τα χωρο-χρονικά της χαρακτηριστικά και ως προς το μηχανισμό εξέλιξής της.



Σχήμα 4-88 (**a**) Επικεντρική κατανομή εστιών για την περιοχή της Φλώρινας (2012-2014). Με μπλε και κόκκινους κύκλους οι σεισμοί που καταγράφηκαν από το μόνιμο και το τοπικό δίκτυο, αντίστοιχα, ενώ με κίτρινο χρώμα παρουσιάζονται οι δύο μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί. (**b**) Κατανομή εστιών σε τομή κάθετη στη μέση διεύθυνση της κύριας συγκέντρωσης σεισμών (Mesimeri et al., 2017).

Αρχικά υπολογίστηκε το μέγεθος πληρότητας για τους σεισμούς του τοπικού δικτύου με τη μέθοδο της καλής προσαρμογής (GOF). Από το Σχήμα 4-89 προκύπτει πως το μέγεθος πληρότητας είναι ίσο με 1.3.



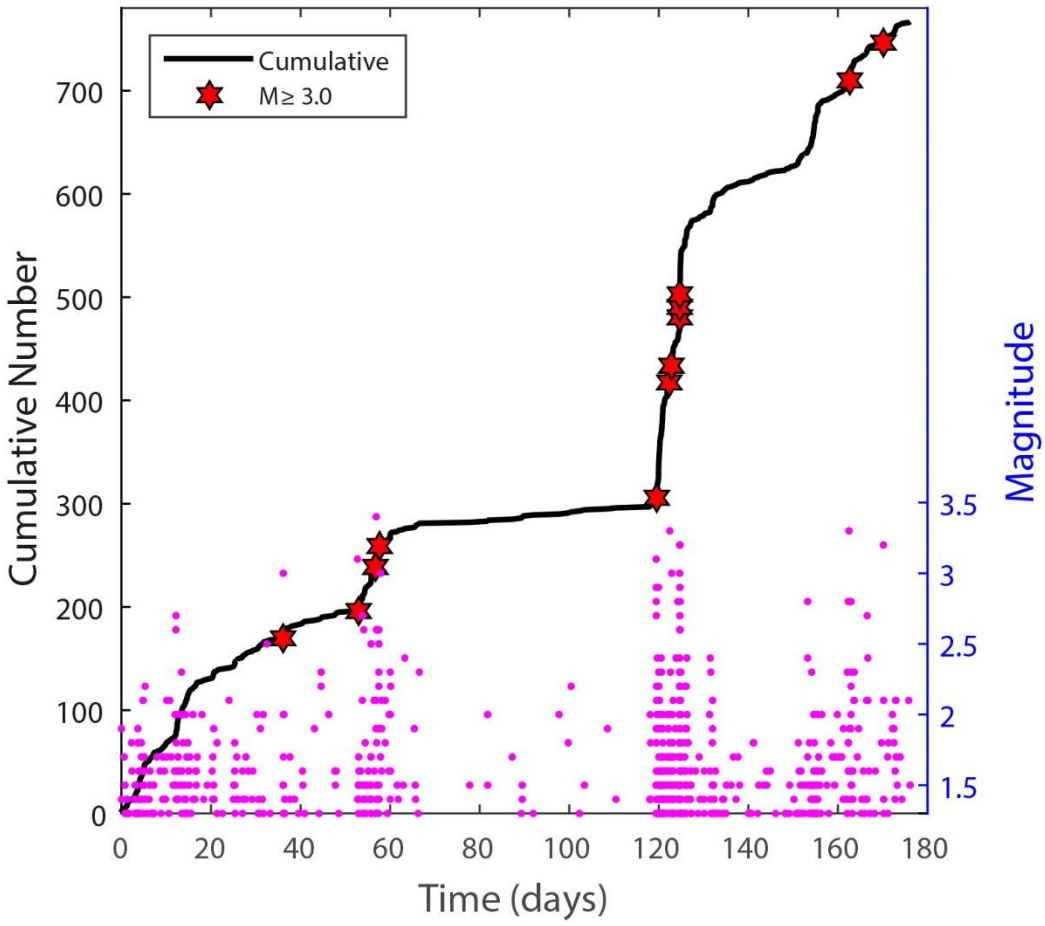
Σχήμα 4-89 Εφαρμογή της μεθόδου GOF για τη σεισμικότητα που καταγράφηκε από το τοπικό δίκτυο στη Φλώρινα. (**αριστερά**) Κατανομή υπολοίπων (residuals) σε συνάρτηση με το μέγεθος, με κόκκινο τρίγωνο συμβολίζεται το μέγεθος στο οποίο τα υπόλοιπα είναι κάτω από 5% για πρώτη φορά. (**δεξιά**) Η κατανομή της συχνότητας (τετράγωνα) και της αθροιστικής συχνότητας (τρίγωνα) των σεισμών ως προς το μέγεθος μαζί με την ευθεία που προκύπτει με την εφαρμογή της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας (Mesimeri et al., 2017).

Στο Σχήμα 4-90 παρουσιάζεται η χρονική εξέλιξη της σεισμικότητας που καταγράφηκε από το τοπικό δίκτυο για το διάστημα έξι μηνών κατά το οποίο ήταν σε λειτουργία, λαμβάνοντας υπόψη τον πλήρη κατάλογο. Ο ρυθμός σεισμικότητας δεν παραμένει σταθερός για όλο το διάστημα, αλλά παρατηρούνται αυξομειώσεις, καθώς και περίοδοι όπου δεν έχουν καταγραφεί σεισμοί. Από το σχήμα προκύπτει πως είναι δυνατή η διάκριση της σεισμικής δραστηριότητας σε δύο επιμέρους περιόδους.

Η πρώτη περίοδος (A) ξεκινά με μικρούς σε μέγεθος σεισμούς (M_w<3.0) για τις πρώτες 35 ημέρες. Κατά την 36η ημέρα γίνεται ένας σεισμός με M_w=3.0 ο οποίος ακολουθείται από μικροσεισμική δραστηριότητα. Την 53η ημέρα ένας δεύτερος σεισμός με M_w=3.1 γίνεται στην περιοχή και στη συνέχεια γίνονται δύο ακόμα σεισμοί με M_w=3.4 και M_w=3.0 την 56η και 57η ημέρα, αντίστοιχα. Στη συνέχεια, ο ρυθμός σεισμικότητας μειώνεται αισθητά και μεσολαβεί μία περίοδος σεισμικής ησυχίας, η οποία διαρκεί από την 66η έως την 118η ημέρα, δηλαδή σχεδόν δύο μήνες.

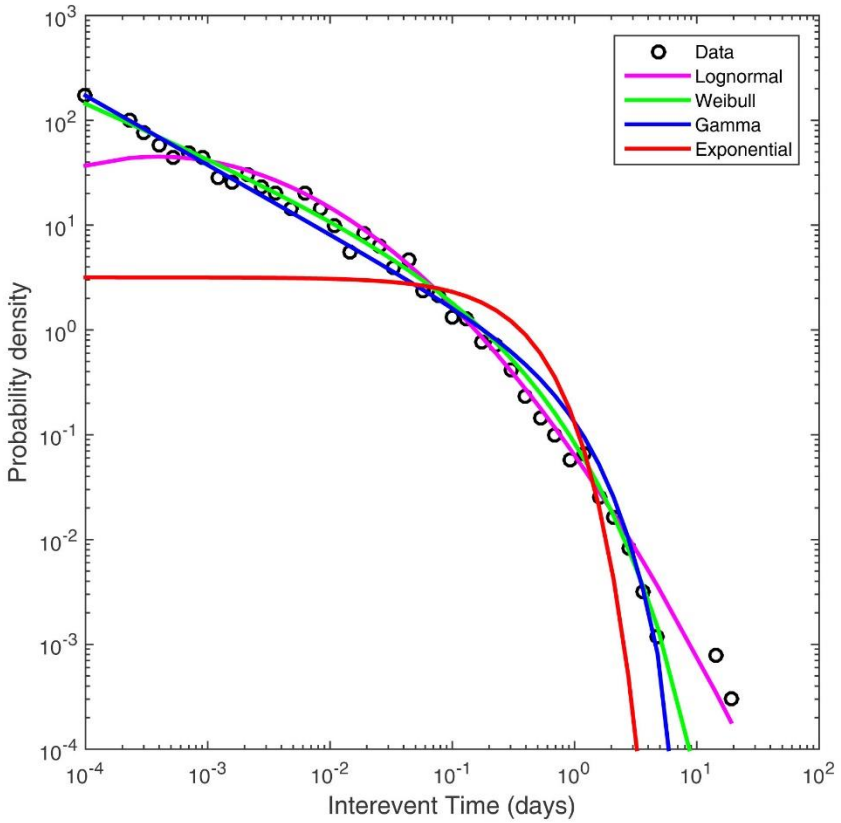
Η δεύτερη περίοδος (B) ξεκινά την 118η ημέρα, με το τέλος της περιόδου ησυχίας, και παρουσιάζει πολύ έντονο ρυθμό σεισμικότητας. Τις πρώτες επτά ημέρες της δεύτερης περιόδου (118-125 ημέρα) έγιναν έξι σεισμοί με μέγεθος M_w>3.0, οι οποίοι συνοδεύτηκαν από πλήθος

μικρών σε μέγεθος σεισμών. Από την 126η ημέρα ο ρυθμός σεισμικότητας μειώνεται, ενώ εκδηλώνονται λίγοι μικροί σε μέγεθος σεισμοί.



Σχήμα 4-90 Αθροιστικός αριθμός σεισμών (αριστερός άξονας) και κατανομή μεγεθών (δεξιός άξονας) σε συνάρτηση με τον χρόνο για τον πλήρη κατάλογο. Με αστερίσκους παρουσιάζονται οι σεισμοί με μεγέθη $M_w \geq 3.0$ (Mesimeri et al., 2017).

Από την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο προκύπτει πως η Λογαριθμοκανονική κατανομή περιγράφει καλύτερα την εμπειρική κατανομή των ενδιαμέσων χρόνων, με δεύτερη καλύτερη τη Weibull με b<1 (Σχήμα 4-91, Πίνακας 4-17). Η εκθετική κατανομή απορρίπτεται έπειτα από τη δοκιμασία καλής προσαρμογής, ενώ η κατανομή Γάμμα, παρ' ότι δεν απορρίπτεται, έχει τη χειρότερη προσαρμογή.



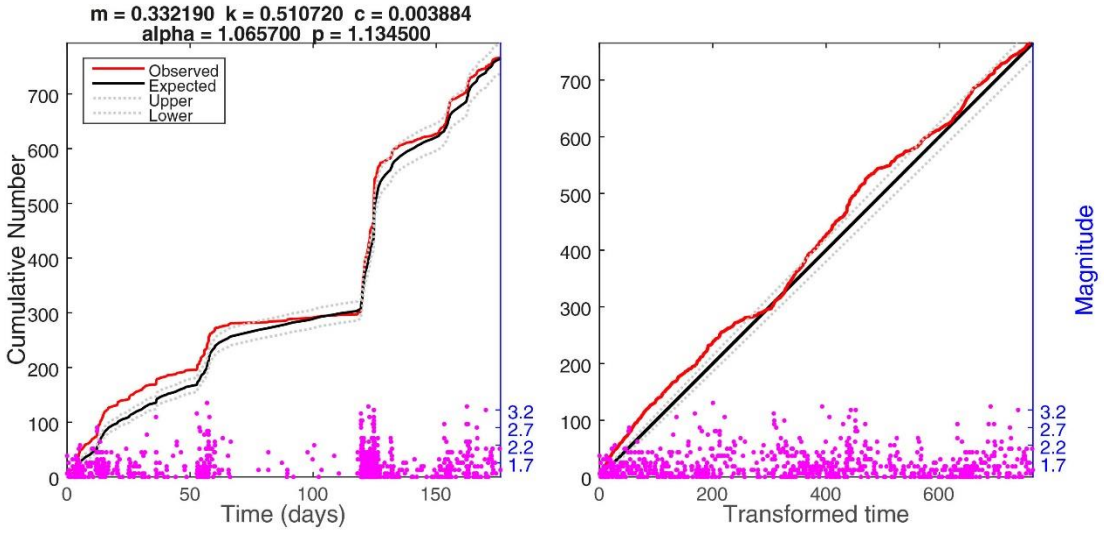
Σχήμα 4-91 Συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας των ενδιαμέσων χρόνων των σεισμών που έγιναν νότια της Φλώρινας. Με διαφορετικό χρώμα παρουσιάζονται οι τέσσερις εξεταζόμενες στατιστικές κατανομές που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα (Mesimeri et al., 2017).

Πίνακας 4-17 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC). Η κρίσιμη τιμή είναι ίση με 0.2147 (Mesimeri et al., 2017).

Τοπικό Δίκτυο						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-3.15 [-3.33, -2.97] σ=2.16 [2.04, 2.30]	0.024	0.99	-1052	-1049	-528
Weibull	a=0.12 [0.10, 0.14] b=0.49 [0.46, 0.52]	0.065	0.99	-1009	-1006	-506
Gamma	a=0.33 [0.30, 0.37] b=0.93 [0.78, 1.10]	0.147	0.32	-876	-873	-440
Exponential	μ=0.31 [0.29, 0.34]	0.393	$3.3\ 10^{-6}$	-168	-166	-85

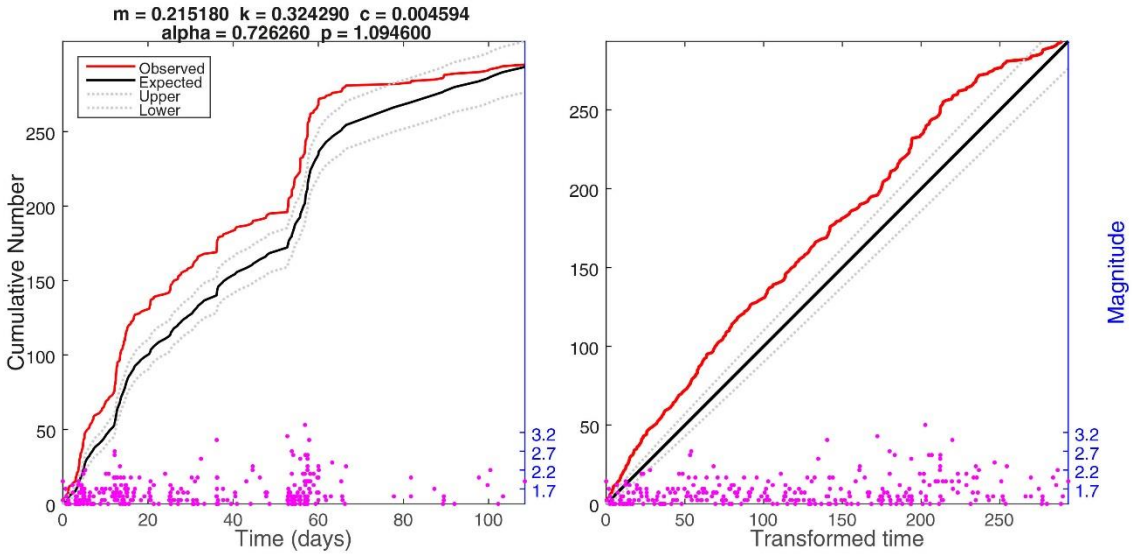
Τέλος, εφαρμόστηκε το στοχαστικό μοντέλο ETAS για όλη τη περίοδο που ήταν σε λειτουργία το τοπικό δίκτυο αλλά και για τις δύο επιμέρους περιόδους (A, B), τα αποτελέσματα των οποίων παρουσιάζονται στο Σχήμα 4-92 έως το Σχήμα 4-94 και στον Πίνακα 4-18. Αναλυτικότερα για το σύνολο της σεισμικής δραστηριότητας (Σχήμα 4-92) παρατηρείται πως το μοντέλο ETAS προσομοιάζει καλύτερα από την 118η ημέρα και έπειτα, υποεκτιμώντας όμως

τη σεισμικότητα τις πρώτες 100 ημέρες. Η παράμετρος μ είναι αρκετά μικρή, ενώ η παράμετρος α είναι στο εύρος τιμών των σμηνοσεισμών.



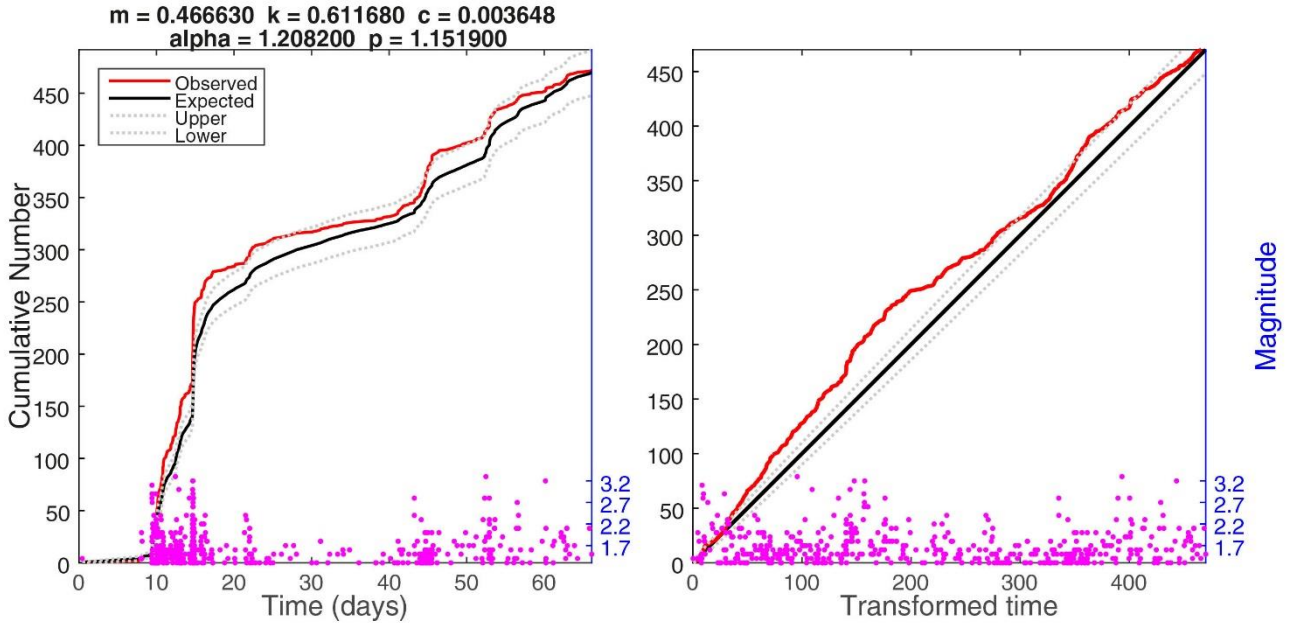
Σχήμα 4-92 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για το σύνολο των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Η πρώτη περίοδος (Σχήμα 4-93) δεν μπορεί να περιγραφεί με επιτυχία από το στοχαστικό μοντέλο ETAS. Η παράμετρος α έχει τιμή χαρακτηριστική για τις σμηνοσειρές, όμως η τιμή μ παραμένει μικρή.



Σχήμα 4-93 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για την πρώτη περίοδο (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Τέλος, κατά τη δεύτερη περίοδο η εφαρμογή του μοντέλου ETAS στην παρατηρούμενη σεισμικότητα δεν είναι καλή (Σχήμα 4-94). Η παράμετρος α έχει τυπική τιμή για μετασεισμική ακολουθία, ενώ η τιμή του p είναι κοντά στην μονάδα. Επιπλέον, η παράμετρος μ παραμένει χαμηλή σε σχέση με τυπικές σμηνοσειρές, όπου είναι μεγαλύτερη της μονάδας.



Σχήμα 4-94 Εφαρμογή του μοντέλου ETAS για τη δεύτερη περίοδο. (**Αριστερά**) Ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών ως προς τον χρόνο. (**Δεξιά**) Ο αριθμός των σεισμών ως προς τον μετασχηματισμένο (transformed) χρόνο. Η κατανομή των μεγεθών ως προς τον χρόνο και τον μετασχηματισμένο χρόνο περιέχεται στα αντίστοιχα διαγράμματα.

Πίνακας 4-18 Παράμετροι του μοντέλου ETAS οι οποίες υπολογίστηκαν για κάθε περίοδο.

Period	μ	K	c	alpha	p	N
ALL	0.033	0.510	0.003	1.06	1.134	767
A	0.21	0.324	0.004	0.726	1.094	295
B	0.466	0.611	0.003	1.208	1.151	472

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΣΜΗΝΟΣΕΙΡΩΝ

5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζονται τρεις διαφορετικοί μηχανισμοί οι οποίοι μπορούν να συμβάλουν στην εξέλιξη των σμηνοσειρών. Αρχικά μελετάται η αλληλεπίδραση μεταξύ των σεισμών λόγω των μεταβολών των τάσεων Coulomb κατά τη γένεση ενός σεισμού. Στη συνέχεια, δίνεται έμφαση στη μετανάστευση των εστιών που αποτελεί χαρακτηριστική ιδιότητα των σμηνοσειρών. Ειδικότερα, μελετάται η επίδραση των ρευστών στη χωρική εξέλιξη των σεισμικών εξάρσεων, με έμφαση στις περιπτώσεις των σμηνοσειρών. Τέλος, αναγνωρίζονται οι επαναληπτικοί σεισμοί, οι καταγραφές των οποίων παρουσιάζουν υψηλό βαθμό ομοιότητας, με διασυσχέτιση των κυματομορφών και διακρίνονται σε ομάδες οι οποίες συγκρίνονται με τις αναγνωρισμένες σεισμικές εξάρσεις και προσδιορίζονται τα χωρο-χρονικά τους χαρακτηριστικά.

5.2 ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB

Οι σεισμοί γίνονται πάνω σε επιφάνειες ρηγμάτων οι οποίες ολισθαίνουν όταν οι διατμητικές τάσεις ξεπεράσουν τις δυνάμεις στατικής τριβής μεταξύ των δύο τεμαχών τους. Αντίθετα, οι κάθετες τάσεις σε συνδυασμό με την τριβή διατηρούν το ρήγμα «κλειδωμένο» αποτρέποντας την ολίσθηση και κατά συνέπεια τη γένεση σεισμών. Η σχέση μεταξύ των διατμητικών και κάθετων τάσεων περιγράφεται από το τροποποιημένο κριτήριο θραύσης Coulomb (Scholz, 2002):

$$\sigma_c = \tau - \mu(\sigma_n - p) \tag{5.1}$$

όπου σ_c η αντοχή του πετρώματος, τ η διατμητική τάση, σ_n η κάθετη τάση, p η πίεση των πόρων και μ ο συντελεστής τριβής. Συνεπώς, σύμφωνα με τη σχέση 5.1, ένα ρήγμα μπορεί να ολισθήσει όταν η διατμητική τάση αυξάνεται ή όταν η κάθετη τάση μειώνεται.

Η παραπάνω θεώρηση έχει αποδειχτεί σε εργαστηριακά πειράματα στα οποία έχουν μετρηθεί με ακρίβεια οι διατμητικές και κάθετες τάσεις σε δείγματα πετρωμάτων. Στις περιπτώσεις όμως των σεισμών, όπου ενεργοποιούνται μεγάλες τεκτονικές δομές, δεν είναι εφικτός ο υπολογισμός τους. Παρ' όλα αυτά, είναι δυνατός ο υπολογισμός των μεταβολών των

τάσεων Coulomb κατά τη γένεση ενός σεισμού στον γύρω χώρο και συνεπώς σε γειτονικά ρήγματα. Έτσι, λαμβάνοντας υπόψη τις μεταβολές αυτές η σχέση 5.1 γίνεται:

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p) \tag{5.2}$$

από την οποία προκύπτει ότι ένα ρήγμα έρχεται πιο κοντά στην ολίσθηση όταν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb λαμβάνουν θετικές τιμές (Harris, 1998; Freed, 2005 και περιεχόμενες αναφορές). Αντίστοιχα, οι αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb υποδεικνύουν πως η περιοχή έχει «ανακουφιστεί» και κατά συνέπεια τα ρήγματα πάνω στα οποία παρουσιάζονται οι αρνητικές μεταβολές δεν είναι υποψήφια για την άμεση γένεση ενός ισχυρού σεισμού.

Σημαντικό ρόλο στη μεταβολή των τάσεων Coulomb διαδραματίζει και η μεταβολή της πίεσης των πόρων (Δp) η οποία, σύμφωνα με τους Rice & Cleary (1976), δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta p = -B\frac{\Delta\sigma_{\kappa\kappa}}{3} \tag{5.3}$$

όπου B ο συντελεστής Skempton ($0 \le B < 1$) και $\Delta\sigma_{\kappa\kappa}$ είναι το ίχνος του τανυστή τάσης. Σε περιπτώσεις όπου οι πόροι των πετρωμάτων δεν περιέχουν νερό, η τιμή του B είναι κοντά στο 0. Αντίθετα, όταν οι πόροι πληρούνται με νερό ο συντελεστής B λαμβάνει τιμές μεταξύ 0.5 και 1. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν κατά κύριο λόγο οι τιμές B =0.5 και μ =0.75 για τους υπολογισμούς των μεταβολών των τάσεων Coulomb (Robinson & McGinty, 2000; Karakostas et al., 2014 μεταξύ άλλων). Επιπλέον, όπως θα δειχθεί στα αντίστοιχα παραδείγματα, έγιναν δοκιμές για ένα εύρος τιμών [0-1] τόσο του συντελεστή τριβής όσο και του συντελεστή B με σκοπό τη διερεύνηση της μεταβολής των ποσοστών των θετικών μεταβολών των τάσεων Coulomb κατά περίπτωση.

Για τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *DIS3D* (Erickson, 1986; Deng & Sykes, 1997). Το λογισμικό *DIS3D* δίνει τη δυνατότητα στον χρήστη να υπολογίσει τις μεταβολές των τάσεων που προκαλούνται σε ένα οποιοδήποτε επίπεδο ή/και σημείο έπειτα από μία διάρρηξη. Ως παράμετροι εισόδου στο λογισμικό *DIS3D* χρησιμοποιούνται τα στοιχεία της γεωμετρίας της διάρρηξης και της επιφάνειας ως προς την οποία υπολογίζονται οι μεταβολές των στατικών τάσεων.

5.3 ΔΙΑΧΥΣΗ ΡΕΥΣΤΩΝ

Η ύπαρξη ρευστών σε μία περιοχή όπου υπάρχουν ενεργές τεκτονικές δομές συμβάλλει στην ελάττωση των κάθετων τάσεων. Αυτό με τη σειρά του ανατρέπει την ισορροπία των

τάσεων πάνω στο ρήγμα και το οδηγεί σε ολίσθηση. Η προέλευση των ρευστών αυτών μπορεί να είναι είτε τεχνητή, λόγω της εισπίεσης ρευστών για εμπορική εκμετάλλευση, είτε φυσική (ύπαρξη ρευστών στην περιοχή, π.χ. CO_2). Η χωρο-χρονική εξέλιξη των σεισμών σε αυτές τις περιπτώσεις είναι άμεσα συνυφασμένη με τη διάχυση των ρευστών στην περιοχή. Συγκεκριμένα, σε χρόνο t_o από την έναρξη της εισπίεσης ή της διείσδυσης ρευστών στους πόρους, αναμένεται εκδήλωση έντονης μικροσεισμικής δραστηριότητας σε αποστάσεις ίσες ή μικρότερες από την περιοχή ανακούφισης (relaxation zone). Αντίστοιχα, η απομάκρυνση των ρευστών από το σημείο διείσδυσης μειώνει την πιθανότητα εκδήλωσης μικροσεισμών. Η χωρο-χρονική μεταβολή των εστιών προσδιορίζεται από μία μετωπική περιβάλλουσα (triggering front) (Shapiro et al., 1997, 1999, 2002, 2003; Parotidis et al., 2003; Shapiro, 2015).

Θεωρώντας τη Γη ως ένα ομογενές και ισότροπο μέσο, η μετωπική περιβάλλουσα (triggering front) είναι της μορφής:

$$r = \sqrt{4\pi D t} \tag{5.4}$$

όπου r είναι η ακτίνα της, η οποία σε ομογενές και ισότροπο μέσο είναι σφαίρα, t είναι ο χρόνος από τη στιγμή της εισπίεσης ή διείσδυσης των ρευστών και D ο συντελεστής διάχυσης ο οποίος δίνεται από τη σχέση:

$$D = \frac{\kappa}{\eta S} \tag{5.5}$$

όπου κ η διαπερατότητα, η το ιξώδες του ρευστού και S ο συντελεστής αποθήκευσης (storage coefficient).

Ο συντελεστής διάχυσης κάτω από φυσιολογικές συνθήκες έχει μεγάλο εύρος τιμών [10^{-4} m^2/s – 10 m^2/s], το οποίο είναι συνέπεια της άμεσης εξάρτησής του από τη διαπερατότητα (σχέση 5.5). Το εύρος τιμών της διαπερατότητας είναι εξίσου μεγάλο, με μικρότερες τιμές να εμφανίζονται σε γρανιτικά πετρώματα, ενώ μεγαλύτερες τιμές χαρακτηρίζουν τις άμμους και τους ψαμμίτες (Talwani & Acree, 1984; Kümpel, 1991; Wang, 2000). Επιπλέον, τα πιο διαπερατά ρήγματα είναι αυτά τα οποία βρίσκονται σε κρίσιμη κατάσταση (Ito & Zoback, 2000). Συνεπώς, η ανίχνευση περιοχών ή ρηγμάτων στα οποία η διαπερατότητα ή ο συντελεστής διάχυσης λαμβάνουν υψηλές τιμές, αποτελεί ένδειξη ότι στην περιοχή έχουν αυξηθεί οι τάσεις.

Σε περιπτώσεις μελέτης της χωρο-χρονικής κατανομής των εστιών των σμηνοσειρών ή των σεισμικών εξάρσεων οι τιμές του συντελεστή διάχυσης ποικίλουν. Από τη μελέτη της σμηνοσειράς του 2000 στο Vogtland (Γερμανία), όπου η σεισμικότητα οφείλεται κυρίως σε

εκπομπές CO_2, βρέθηκε πως ο συντελεστής διάχυσης παίρνει τιμές από 0.3 έως 10 m^2/s (Parotidis et al., 2005). Για την ίδια περιοχή αλλά για διαφορετικές χρονικές περιόδους (2000, 2008) ο συντελεστής διάχυσης βρέθηκε ίσος με 0.3 m^2/s (Hainzl & Ogata, 2005; Hainzl et al., 2012). Στην Καλιφόρνια, όπου εξετάστηκαν οι χωρο-χρονικές ιδιότητες 18 σμηνοσειρών, βρέθηκε πως ο συντελεστής διάχυσης λαμβάνει ακόμα μικρότερες τιμές σε σύγκριση με τα προηγούμενα παραδείγματα (0.01 - 0.08 m^2/s) (Chen et al., 2012). Ο συντελεστής διάχυσης έχει βρεθεί ίσος με 1-2 m^2/s σε περιοχές όπου υπάρχει ηφαιστειακή δραστηριότητα ή διείσδυση ρευστών άλλης προέλευσης (Shelly et al., 2013a,b, 2016). Στην Οκλαχόμα, έπειτα από συσχέτιση της σεισμικής δραστηριότητας σε απόσταση μεγαλύτερη των 40 km από τις γεωτρήσεις όπου γινόταν εισπίεση νερού, βρέθηκε πως ο συντελεστής διάχυσης έχει τιμές 0.1-2 m^2/s (Goebel et al., 2017). Τέλος, στον ελληνικό χώρο, και συγκεκριμένα στον Κορινθιακό κόλπο, η τιμή του συντελεστή διάχυσης έχει βρεθεί ίση με 0.001 - 1 m^2/s για περιπτώσεις σεισμικών εξάρσεων κατά το διάστημα 2000-2007 (Bourouis & Cornet, 2009; Pacchiani & Lyon-Caen, 2010; Duverger et al., 2015).

Η μετωπική περιβάλλουσα προσδιορίζει τη χωρο-χρονική κατανομή της σεισμικότητας κατά τη διάρκεια της εισπίεσης ή της διείσδυσης ρευστών. Τι συμβαίνει όμως αφ' ότου σταματήσει η εισροή ρευστών από την πηγή; Έχει παρατηρηθεί πως η εκδήλωση σεισμών συνεχίζεται και μετά το πέρας της εισπίεσης ρευστών σε μία περιοχή. Για τον λόγο αυτόν προτάθηκε η πίσω περιβάλλουσα (back front) (Parotidis et al., 2004, 2005), σύμφωνα με την οποία σε μικρές αποστάσεις από την πηγή του ρευστού η εκδήλωση σεισμών σταματά μόλις σταματήσει η διείσδυση του ρευστού. Αντίθετα, σε μεγαλύτερες από την πηγή αποστάσεις, η πίεση στους πόρους αυξάνει σταδιακά έως ότου λάβει τη μέγιστη τιμή της σε χρόνο t_1, ο οποίος είναι μεγαλύτερος από το χρόνο t_o ο οποίος αντιστοιχεί στη συνολική διάρκεια της εισπίεσης ρευστών. Κατά συνέπεια, για το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί έως τον χρόνο t_1, η γένεση σεισμών συνεχίζεται παρ' ότι παύουν να τροφοδοτούνται οι πόροι με ρευστά από την πηγή. Η πίσω περιβάλλουσα καμπύλη περιγράφεται από τη σχέση:

$$r = \sqrt{6Dt\left(\frac{t}{t_o} - 1\right)\ln\left(\frac{t}{t - t_o}\right)} \tag{5.6}$$

όπου t_o η διάρκεια της εισπίεσης ρευστών.

Για τον υπολογισμό της περιβάλλουσας σε περιπτώσεις εισπίεσης ρευστών θεωρείται ως αρχικό σημείο η έναρξη της εισπίεσης. Στις περιπτώσεις των συστάδων σεισμών δεν υπάρχει

σταθερό σημείο από το οποίο γίνεται η εισπίεση ρευστών ή η πηγή καθ' αυτή είναι άγνωστη. Συνεπώς, για τον υπολογισμό της μετωπικής περιβάλλουσας λαμβάνεται ως αρχικό σημείο ο πρώτος σεισμός της εξεταζόμενης συστάδας σεισμών ανά περίπτωση. Στη συνέχεια, υπολογίζεται η απόσταση και ο χρόνος όλων των σεισμών μελών μίας συστάδας από τον πρώτο σεισμό λαμβάνοντας υπόψη το χρόνο γένεσης, το επίκεντρο και την εστία του κάθε σεισμού, αντίστοιχα. Επιπλέον, δίνονται θεωρητικές τιμές στον συντελεστή διάχυσης οι οποίες εμπίπτουν στο εύρος τιμών που αναφέρθηκε προηγουμένως. Για την πίσω περιβάλλουσα ως χρόνος t_1 ορίζεται ο χρόνος εκδήλωσης του τελευταίου σεισμού που βρίσκεται σε μικρή απόσταση από το πρώτο σημείο. Σύμφωνα με τα παραπάνω, για να θεωρηθεί πως οι σεισμοί μιας σεισμικής έξαρσης εκδηλώνονται λόγω διάχυσης ρευστών, θα πρέπει οι αποστάσεις τους από τον πρώτο σεισμό της έξαρσης να οριοθετούνται από τη μετωπική και την πίσω περιβάλλουσα.

5.4 ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Ως επαναληπτικοί σεισμοί ορίζονται οι σεισμοί που γίνονται στον ίδιο χώρο, πάνω στο ίδιο τμήμα του ρήγματος, έχουν τον ίδιο μηχανισμό γένεσης αλλά διαφέρουν ως προς τον χρόνο εκδήλωσής τους (Beroza et al., 1995). Από τον ορισμό αυτόν προκύπτει πως δύο επαναληπτικοί σεισμοί οι οποίοι έχουν καταγραφεί σε έναν σταθμό θα έχουν πανομοιότυπα σεισμογράμματα αφού ο δρόμος διάδοσης και η πηγή θα είναι ίδια. Τα θεωρητικά μοντέλα που έχουν προταθεί για την ερμηνεία των επαναληπτικών σεισμών τους συνδέουν με ερπυσμό στη γειτονιά κλειδωμένων ρηγμάτων. Οι Anooshehpoor & Brune (2001) προβλέπουν πως ένα κλείθρο πάνω σε ένα ρήγμα περιβάλλεται από μία ζώνη ερπυσμού, η οποία με τη σειρά της περιβάλλεται από μία μεγαλύτερη ζώνη που θεωρείται κλειδωμένη. Παρόμοιες είναι και οι ερμηνείες ενός ασθενούς κλείθρου στα όρια μεταξύ του πολύ μεγαλύτερου κλειδωμένου και του ασεισμικά ολισθαίνοντος τμήματος του ρήγματος (Sammis & Rice, 2001; Beeler et al., 2001). Οι Uchida et al. (2003) έδωσαν την ερμηνεία ότι οι επαναληπτικοί σεισμοί προκαλούνται από διαδοχικές ολισθήσεις σε μικρά κλείθρα τα οποία βρίσκονται σε έναν χώρο σταθερής ασεισμικής ολίσθησης και τους θεωρεί ως μέτρο του ερπυσμού στον χώρο αυτόν. Παρόμοια είναι και η άποψη των Igarashi et al. (2003) οι οποίοι προβλέπουν ότι αν η ασεισμική ολίσθηση σε αυτά τα μικρά κλείθρα είναι αμελητέα, είναι δυνατό να υπολογιστεί η αθροιστική ποσότητα της ασεισμικής ολίσθησης στην περιοχή που περιβάλλει το κλείθρο.

Η πλειονότητα των εργασιών σχετικά με τους επαναληπτικούς σεισμούς αφορά την Καλιφόρνια και συγκεκριμένα το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα (Vidale et al., 1994; Nadeau & Johnson, 1998; Nadeau & McEvilly, 1999; Rubin et al., 1999; Schaff et al., 2002; Waldhauser et al., 2004; Waldhauser & Schaff, 2008). Στις παραπάνω εργασίες έχει βρεθεί πως οι επαναληπτικοί σεισμοί σχηματίζουν χαρακτηριστικές ζώνες κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα. Οι ζώνες αυτές θεωρείται πως αποτελούν ένδειξη της ασεισμικής ολίσθησης που λαμβάνει χώρα στο ρήγμα και έχουν συσχετισθεί με τον ερπυσμό στην επιφάνεια, σε συμφωνία με τα θεωρητικά μοντέλα που έχουν προταθεί. Επίσης, χαρακτηριστικό των επαναληπτικών σεισμών είναι πως η χωρική τους κατανομή οριοθετεί τις κλειδωμένες περιοχές του ρήγματος, πάνω στις οποίες συσσωρεύεται η ανηγμένη παραμόρφωση και δεν παρατηρείται μικροσεισμική δραστηριότητα.

Εκτός των χωρικών ιδιοτήτων των επαναληπτικών σεισμών, οι έρευνες έχουν επικεντρωθεί και στο κατά πόσο οι επαναληπτικοί σεισμοί εκδηλώνονται σε καθορισμένα χρονικά διαστήματα (Nadeau & Johnson, 1998; Rubinstein et al., 2012), ή ακολουθούν τον νόμο του Omori (Schaff et al., 1998), ή επηρεάζονται από τη γένεση σεισμών κοντά σε αυτούς (Chen et al., 2013). Ένα επιπρόσθετο στοιχείο αποτελεί το γεγονός ότι οι κυματομορφές σε ορισμένους σεισμολογικούς σταθμούς μπορεί να παρουσιάζουν μεγάλο βαθμό ομοιότητας αλλά να μην είναι πανομοιότυπες. Αυτό παρουσιάζεται στη διαφορά στους διαφορικούς χρόνους των σεισμικών φάσεων των επαναληπτικών σεισμών και μπορεί να δώσει πληροφορίες για μικρές μεταβολές στη δομή του μέσου στο οποίο διαδίδονται τα σεισμικά κύματα (Schaff & Beroza, 2004; Zhang et al., 2008; Zhao & Peng, 2008; Kanu et al., 2013).

Στην παρούσα διατριβή, η εύρεση των επαναληπτικών σεισμών έγινε με τη μέθοδο της διασυσχέτισης κυματομορφών στο πεδίο του χρόνου (Schaff et al., 2004; Schaff & Waldhauser, 2005), έπειτα από κατάλληλο φιλτράρισμα των κυματομορφών. Η διαφορά σε σχέση με την εφαρμογή της μεθόδου διασυσχέτισης κυματομορφών για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων είναι πως στην περίπτωση των επαναληπτικών σεισμών αναζητείται η ομοιότητα (συντελεστής διασυσχέτισης, CC) σε σχεδόν ολόκληρο το σεισμόγραμμα και όχι σε μικρά τμήματα αυτού (P ή S φάσεις). Η επιλογή του παραθύρου ποικίλει κατά περίπτωση και σχετίζεται άμεσα με τη γεωμετρία του εκάστοτε δικτύου σεισμογράφων. Για την αναζήτηση του καταλληλότερου παραθύρου χρησιμοποιείται παρόμοια προσέγγιση με τους Becker et al.. (2006). Αρχικά, υπολογίζεται η μέση τιμή και η διάμεσος των διαφορών των χρονικών αφίξεων των S και P κυμάτων (S-P). Στη συνέχεια η τιμή που προκύπτει πολλαπλασιάζεται με τον λόγο

ταχυτήτων (V_p/V_s) που έχει υπολογιστεί για την περιοχή μελέτης. Έτσι, η τιμή αυτή αποτελεί το αρχικό χρονικό παράθυρο το οποίο επιλέγεται από το χρονικό σημείο της άφιξης των P κυμάτων. Επιπλέον, δοκιμές γίνονται και για χρόνους ±3 s του υπολογισμένου χρονικού παραθύρου σε όλους τους διαθέσιμους σεισμολογικούς σταθμούς. Η τελική τιμή του επιλέγεται έπειτα από συνδυασμό των αποτελεσμάτων της διασυσχέτισης των κυματομορφών και οπτικό έλεγχο των κυματομορφών. Εκτός από το χρονικό παράθυρο επιλέγεται ένας χρόνος t (lag), ο οποίος μετακινεί τα δύο σεισμογράμματα ώστε να βρεθεί σε ποιο χρονικό σημείο βρίσκεται η μέγιστη ομοιότητα.

Από τα ζεύγη σεισμών που προκύπτουν διατηρούνται μόνο όσα έχουν συντελεστή διασυσχέτισης (CC) μεγαλύτερο από ορισμένη τιμή. Η τιμή αυτή διαφέρει ανάλογα με τις ανάγκες της έρευνας αλλά και ανάλογα με το είδος κυμάτων που χρησιμοποιούνται. Συγκεκριμένα, μπορεί να λάβει τιμές πάνω από 0.8 για διασυσχέτιση Lg κυμάτων (Schaff & Richards, 2004, 2011), ενώ στις περιπτώσεις των κυμάτων χώρου ως κατώφλι θεωρείται η τιμή 0.9, η οποία μπορεί να αυξηθεί ανάλογα με τις ανάγκες της έρευνας (Igarashi et al., 2003; Valoroso et al., 2013; Dominguez et al., 2016; Yao et al., 2017). Με τον τρόπο αυτόν προκύπτουν ζεύγη σεισμών, που έχουν καταγραφεί σε έναν σταθμό, και έχουν σχεδόν πανομοιότυπα σεισμογράμματα.

Στη συνέχεια, εφαρμόζεται μέθοδος συσταδοποίησης των επαναληπτικών σεισμών με βάση τη μεταξύ τους ομοιότητα, όπως αυτή καθορίστηκε από τη διασυσχέτιση κυματομορφών. Σύμφωνα με τους Got et al. (1994), ένας επαναληπτικός σεισμός θεωρείται μέλος μίας ομάδας όταν αποτελεί ζεύγος με τουλάχιστον έναν σεισμό στη συστάδα. Εξ' ορισμού, γίνεται αντιληπτό πως ο ελάχιστος αριθμός επαναληπτικών σεισμών σε μία ομάδα είναι δύο, ενώ ο μέγιστος αριθμός των σεισμών μελών σε μία ομάδα μπορεί να είναι οποιοσδήποτε ακέραιος μεγαλύτερος του 2.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι επαναληπτικοί σεισμοί γίνονται σχεδόν στην ίδια θέση. Σύμφωνα με τους Geller & Mueller (1980) η απόσταση μεταξύ δύο επαναληπτικών σεισμών δεν ξεπερνά το ¼ του μέγιστου μήκους κύματος. Κατά συνέπεια οι επαναληπτικοί σεισμοί μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως μέτρο της ακρίβειας των εστιακών συντεταγμένων. Οι Schaff & Richards (2011) χρησιμοποίησαν ζεύγη επαναληπτικών σεισμών στην Κίνα και υπολόγισαν τη διαφορά των εστιακών τους συντεταγμένων στις τρεις διευθύνσεις. Από τους υπολογισμούς αυτούς προέκυψε πως ενώ θεωρητικά οι σεισμοί προέρχονται από την ίδια θέση, αφού οι κυματομορφές είναι πανομοιότυπες, οι διαφορές των εστιακών συντεταγμένων για τα

ζεύγη αυτά είναι της τάξεως έως και μερικών δεκάδων χιλιομέτρων. Συνεπώς, για την περίπτωση αυτή, όπου οι εστιακές συντεταγμένες προέρχονται από τις αναλύσεις ρουτίνας, προκύπτει πως αυτές δεν ανταποκρίνονται στην πραγματική θέση των σεισμών. Στην παρούσα εργασία υπολογίζονται οι διαφορές των εστιακών συντεταγμένων των ζευγών επαναληπτικών σεισμών με σκοπό τον έλεγχο της ακρίβειας των εστιακών συντεταγμένων, οι οποίες έχουν ήδη προσδιορισθεί με τις μεθόδους των διπλών διαφορών και της διασυσχέτισης κυματομορφών.

Η εκδήλωση των επαναληπτικών σεισμών έχει συσχετισθεί με την επαναλαμβανόμενη ολίσθηση συγκεκριμένων κλείθρων πάνω σε τμήματα ρηγμάτων, τα οποία αποτελούν μόνο ένα μικρό τμήμα του ρήγματος στο οποίο εκδηλώνονται. Άρα, η γνώση του ρυθμού σεισμικής ολίσθησης (slip rate) μίας ομάδας επαναληπτικών σεισμών οδηγεί στην εκτίμηση του ποσοστού της ασεισμικής ολίσθησης (aseismic slip) (Nadeau & Johnson, 1998; Igarashi et al., 2003; Dominguez et al., 2016; Yao et al., 2017). Για την εύρεση του ρυθμού ολίσθησης κάθε συστάδας επαναληπτικών σεισμών εφαρμόστηκε η ακόλουθη μεθοδολογία.

Αρχικά για κάθε σεισμό μέλος μιας ομάδας επαναληπτικών σεισμών υπολογίστηκε η σεισμική ροπή χρησιμοποιώντας τη σχέση των Hanks & Kanamori (1979):

$$M_o = 10^{(1.5M+9.1)} \tag{5.7}$$

Στη συνέχεια υπολογίστηκε η αθροιστική σεισμική ροπή για κάθε ομάδα επαναληπτικών σεισμών (ΣM_o), αθροίζοντας τις αντίστοιχες σεισμικές ροπές για κάθε σεισμό μέλος μίας συστάδας επαναληπτικών σεισμών. Έπειτα, θεωρώντας πως η διάρρηξη είναι κυκλική και η πτώση τάσης ($\Delta\sigma$) είναι ίση με 3MPa (Keilis-Borok, 1959) υπολογίζεται η επιφάνεια της διάρρηξης (A) σύμφωνα με τη σχέση:

$$A = \pi r^2 \tag{5.8}$$

όπου r η ακτίνα η οποία υπολογίζεται από τη σχέση:

$$r = \left(\frac{7\Sigma M_o}{17\Delta\sigma} \right)^{\frac{1}{3}} \tag{5.9}$$

Η σεισμική ολίσθηση (D) για κάθε συστάδα επαναληπτικών σεισμών υπολογίζεται από τον ορισμό της σεισμικής ροπής:

$$M_o = \mu A D \tag{5.10}$$

όπου μ το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού. Τέλος, για τον υπολογισμό του ρυθμού ολίσθησης διαιρείται η υπολογισμένη σεισμική ολίσθηση κάθε συστάδας επαναληπτικών σεισμών με τη χρονική διάρκεια αυτής και γίνεται αναγωγή σε ένα έτος.

Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό των ομάδων επαναληπτικών σεισμών αποτελεί ο χρόνος εκδήλωσης των σεισμών μελών σε σχέση με τους υπόλοιπους σεισμούς της κάθε ομάδας. Η ποσοτικοποίηση γίνεται με τον υπολογισμό του συντελεστή μεταβλητότητας COV (Coefficient Of Variation), ο οποίος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$COV = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(Tr_i - \overline{Tr}\right)^2}{N}}}{\overline{Tr}} \tag{5.11}$$

όπου Tr ο χρόνος επανάληψης μεταξύ δύο διαδοχικών επαναληπτικών σεισμών, $\overline{Tr}$ ο μέσος χρόνος επανάληψης για κάθε συστάδα επαναληπτικών σεισμών και N ο αριθμός των χρονικών διαστημάτων. Σύμφωνα με τους Kagan & Jackson (1991) όταν ο συντελεστής μεταβλητότητας έχει τιμές πλησίον του 0 σημαίνει πως τα χρονικά διαστήματα μεταξύ διαδοχικών επαναληπτικών σεισμών είναι ίδια άρα το φαινόμενο είναι περιοδικό, ενώ όταν οι τιμές του COV πλησιάζουν το 0.5 τότε το φαινόμενο γίνεται ημί-περιοδικό. Τιμές του COV κοντά στη μονάδα, υποδεικνύουν πως τα χρονικά διαστήματα είναι τυχαία, δηλαδή η εκδήλωση των επαναληπτικών σεισμών σε μία ομάδα ακολουθεί διαδικασία Poisson. Υπάρχουν, όμως, και περιπτώσεις όπου ο συντελεστής COV λαμβάνει πολύ μεγάλες τιμές. Αυτό πρακτικά σημαίνει πως ο μέσος χρόνος επανάληψης σε κάθε ομάδα είναι πολύ μικρός, δηλαδή υπάρχει χρονική συσταδοποίηση των επαναληπτικών σεισμών.

5.5 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΞΑΡΣΗ ΑΙΓΙΟΥ

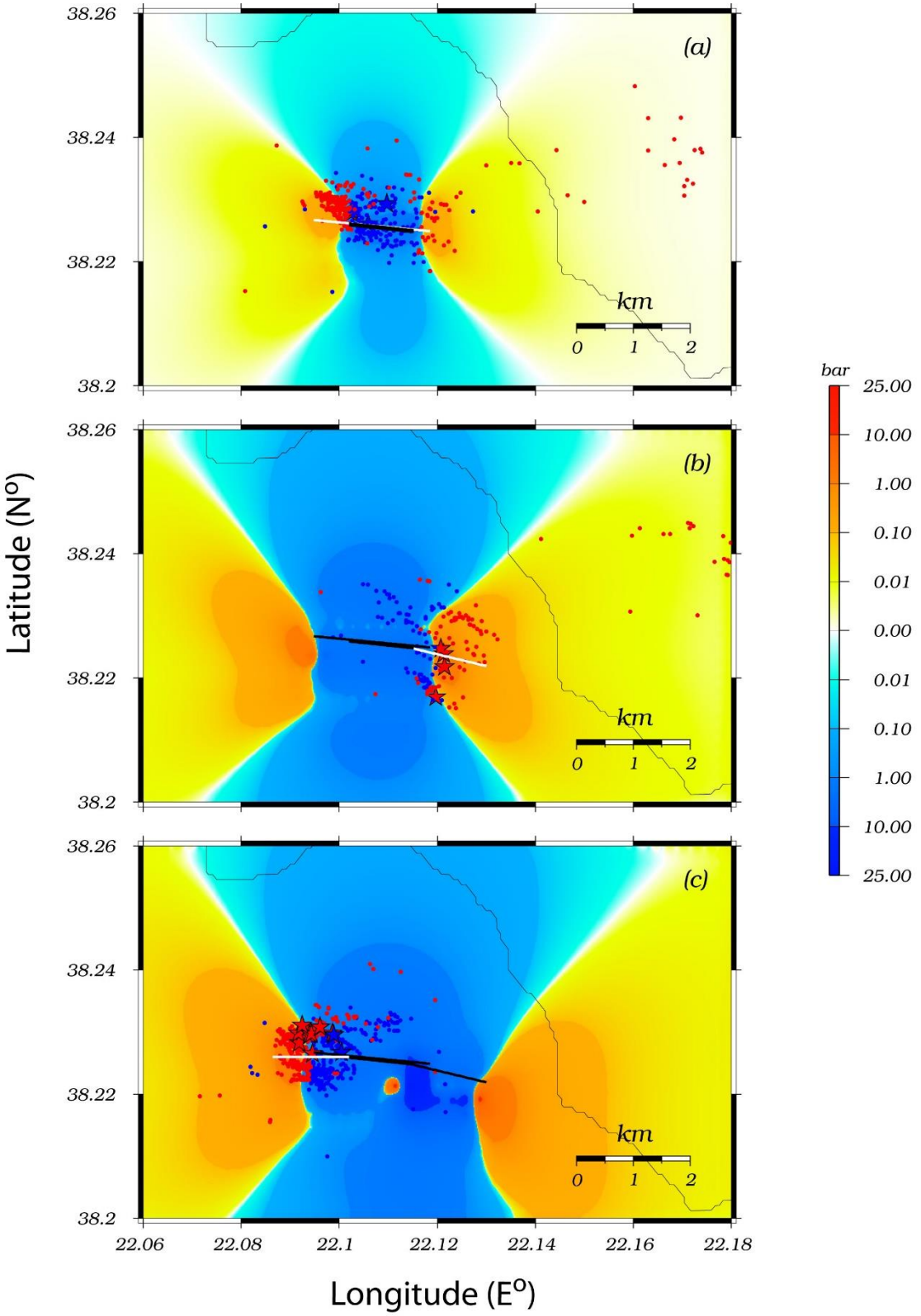
Η σεισμική έξαρση του Αιγίου αποτελείται από τέσσερις συστάδες σεισμών οι οποίες διακρίθηκαν με βάση τα χωρο-χρονικά τους χαρακτηριστικά (βλέπε Κεφάλαιο 4). Με σκοπό τη διερεύνηση των αιτιών της χωρο-χρονικής εξέλιξης της έξαρσης, εξετάστηκε το κατά πόσο συμβάλλουν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb που προκαλούνται από την εκδήλωση μίας συστάδας σεισμών στη γένεση νέων συστάδων σεισμών. Επίσης, έγινε προσπάθεια συσχέτισης της χωρο-χρονικής εξέλιξης κάθε συστάδας με την πιθανή ύπαρξη ρευστών στην περιοχή.

5.5.1 ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB

Η αρχική διάρρηξη στην περιοχή έλαβε χώρα σε ένα πολύ μικρό τμήμα ρήγματος με μήκος 1.1 km (Πίνακας 5-1). Στη συνέχεια ενεργοποιήθηκε ένα ακόμη τμήμα του ίδιου ρήγματος φτάνοντας τα 2.2 km μήκος. Με σκοπό την εύρεση πιθανής σχέσης της δεύτερης συστάδας με την πρώτη, υπολογίστηκαν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb που προκλήθηκαν από την εκδήλωση της πρώτης ως προς τα ρήγμα που ορίζεται από τη δεύτερη συστάδα σεισμών. Οι υπολογισμοί έγιναν σε οριζόντια επιφάνεια στο βάθος των 10 km, και σε κάθε εστία των σεισμών. Στο Σχήμα 5-1a παρουσιάζονται σε χάρτη τα αποτελέσματα των υπολογισμών με χρωματική κλίμακα, καθώς και η κατανομή των επικέντρων. Συγκεκριμένα τα θερμά χρώματα συμβολίζουν περιοχές, όπου οι μεταβολές των στατικών τάσεων είναι θετικές, ενώ αντίθετα τα ψυχρά χρώματα συμβολίζουν τις αρνητικές μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb. Έτσι, παρατηρείται ότι το δυτικότερο και ανατολικότερο τμήμα του ρήγματος που σχετίζεται με τη δεύτερη συστάδα σεισμών βρίσκεται σε περιοχές όπου οι μεταβολές των τάσεων είναι θετικές.

Ακολούθησε παρόμοιος υπολογισμός των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb λαμβάνοντας υπόψη τους σεισμούς που έγιναν στις δύο πρώτες συστάδες ως προς την επιφάνεια πάνω στην οποία εκδηλώθηκε η τρίτη συστάδα. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο Σχήμα 5-1b μαζί με τη χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών της τρίτης συστάδας. Τα επίκεντρα των σεισμών βρίσκονται ανατολικότερα από τα επίκεντρα της πρώτης συστάδας και η πλειονότητα τους βρίσκεται σε περιοχές όπου οι μεταβολές των τάσεων Coulomb είναι θετικές.

Έπειτα, λαμβάνοντας υπόψη όσους σεισμούς έγιναν μέχρι το τέλος της τρίτης συστάδας, υπολογίστηκαν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb ως προς την επιφάνεια που ορίζεται από την τέταρτη και τελευταία συστάδα (Σχήμα 5-1c). Στην περίπτωση αυτή παρατηρείται πως η σεισμικότητα μετατοπίζεται προς τα δυτικά σε σχέση με την κατανομή των επικέντρων της πρώτης συστάδας. Οι περισσότεροι σεισμοί βρίσκονται και πάλι σε περιοχές με θετικές μεταβολές των τάσεων Coulomb, δείχνοντας την αλληλεπίδραση μεταξύ των συστάδων σεισμών.

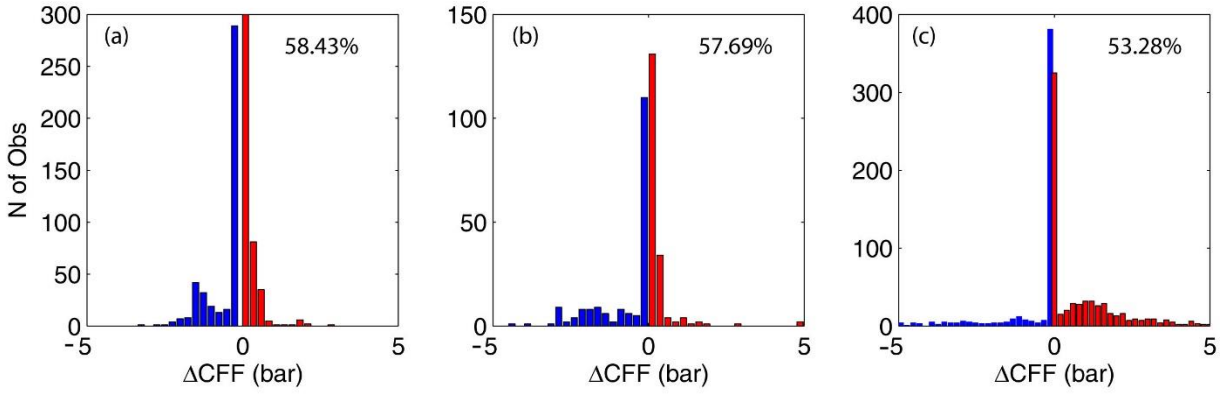


Σχήμα 5-1 Μεταβολές των τάσεων Coulomb **(a)** για την πρώτη συστάδα σε σχέση με τη δεύτερη, **(b)** για τις δύο πρώτες συστάδες σχέση με την τρίτη και **(c)** για τις τρεις πρώτες συστάδες σε σχέση με την τέταρτη. Οι θετικές μεταβολές των τάσεων σε κάθε εστία συμβολίζονται με κόκκινο ενώ με μπλε συμβολίζονται οι αρνητικές τιμές τους. Με άσπρες και μαύρες γραμμές αποτυπώνονται τα ίχνη των ρηγμάτων σε βάθος 10 km ενώ με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0 (Mesimeri et al., 2016).

Πίνακας 5-1 Γεωμετρία των τμημάτων ρηγμάτων που συσχετίζονται με την εκδήλωση κάθε συστάδας σεισμών (Mesimeri et al., 2016).

Συστάδα	Παράταξη (°)	Γωνία (°)	Μήκος (km)	Πλάτος (km)	Βάθη (km)	Γωνία ολίσθησης (°)	Διάρρηξη παράταξης (cm)	Διάρρηξη κλίσης (cm)
A	275	50	1.1	1.4	9.1 – 10.2	-71	0.17	0.50
B	275	50	2.2	1.8	9.2 – 10.6	-76	0.66	2.66
C	280	40	1.4	1.7	9.1 – 10.2	-82	0.45	3.23
D	270	50	1.5	1.8	9.7 – 11.1	-84	0.21	2.06

Στο Σχήμα 5-2 παρουσιάζονται τα ιστογράμματα των μεταβολών των τάσεων Coulomb σε κάθε εστία ξεχωριστά για τις προαναφερθείσες περιπτώσεις. Στην πρώτη περίπτωση (Σχήμα 5-2a), σχεδόν το 58% των σεισμών που έγιναν κατά τη διάρκεια της δεύτερης συστάδας βρίσκεται σε περιοχές με θετικές μεταβολές τάσεων. Παρόμοιο είναι και το ποσοστό των θετικών μεταβολών των τάσεων των σεισμών που ανήκουν στη τρίτη συστάδα, όταν υπολογίζονται οι μεταβολές των τάσεων από τις δύο πρώτες συστάδες (Σχήμα 5-2b). Ελαφρώς μικρότερο είναι το ποσοστό για την τελευταία περίπτωση (Σχήμα 5-2c), όμως παραμένει πάνω από το 50 % των περιπτώσεων.

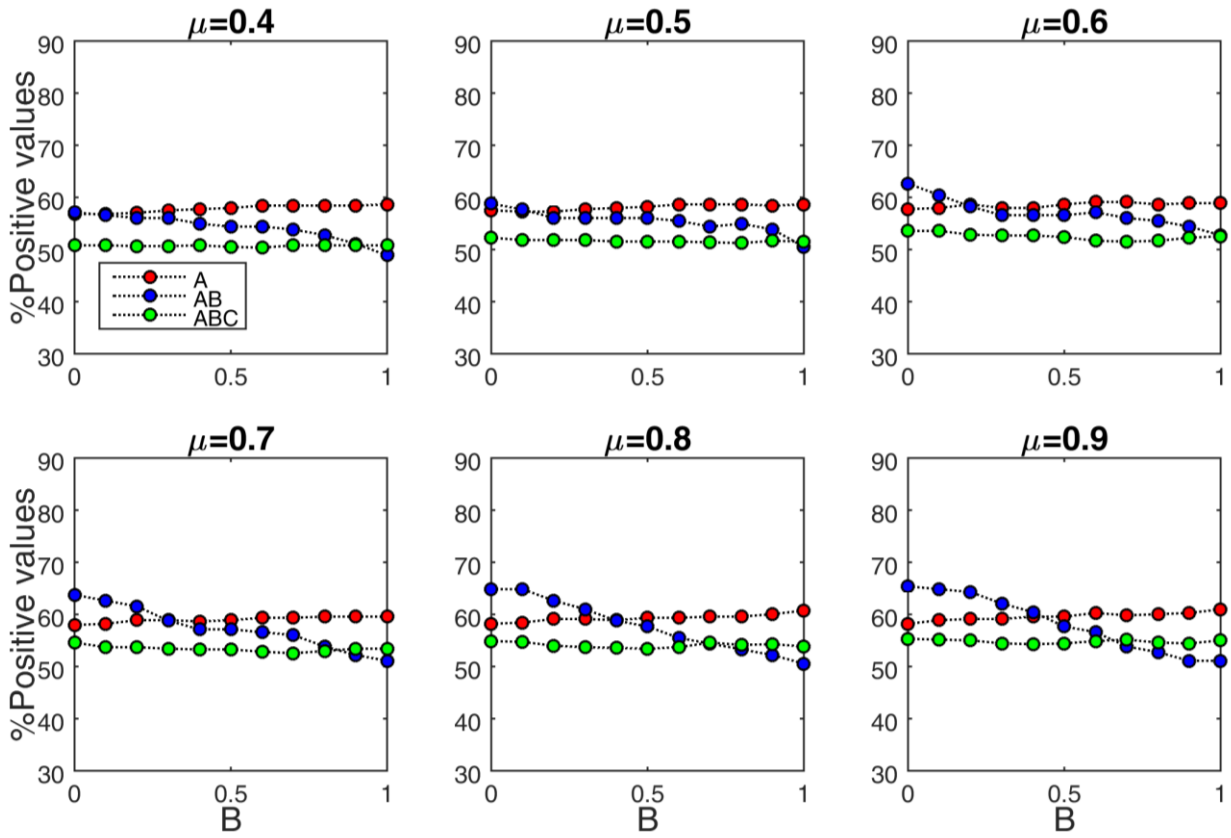


Σχήμα 5-2 Ιστογράμματα των μεταβολών των τάσεων Coulomb μαζί με το ποσοστό των σεισμών με θετικές μεταβολές τάσεων **(a)** για την πρώτη συστάδα σε σχέση με τη δεύτερη, **(b)** για τις δύο πρώτες συστάδες σε σχέση με την τρίτη και **(c)** για τις τρεις πρώτες συστάδες σε σχέση με την τέταρτη. Οι θετικές μεταβολές των τάσεων συμβολίζονται με κόκκινο, ενώ με μπλε συμβολίζονται οι αρνητικές τιμές αυτών (Mesimeri et al., 2016).

Συνολικά το 50% των σεισμών έγινε σε περιοχές όπου οι μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb ήταν μεγαλύτερες από 0.1 bar, ενώ το 15% των σεισμών έγινε σε περιοχές όπου οι μεταβολές των τάσεων ήταν μεγαλύτερες από 1.0 bar. Αυτό δείχνει πως τα τμήματα των ρηγμάτων δραστηριοποιήθηκαν λόγω των μεταβολών των τάσεων Coulomb ξεκινώντας από τη διάρρηξη του πρώτου τεμάχους. Οι τιμές αυτές έχουν δειχθεί και πειραματικά πως είναι

δυνατό να φέρουν γειτονικά ρήγματα πιο κοντά στην ολίσθηση (Parsons et al., 1999;Orlecka-Sikora, 2010).

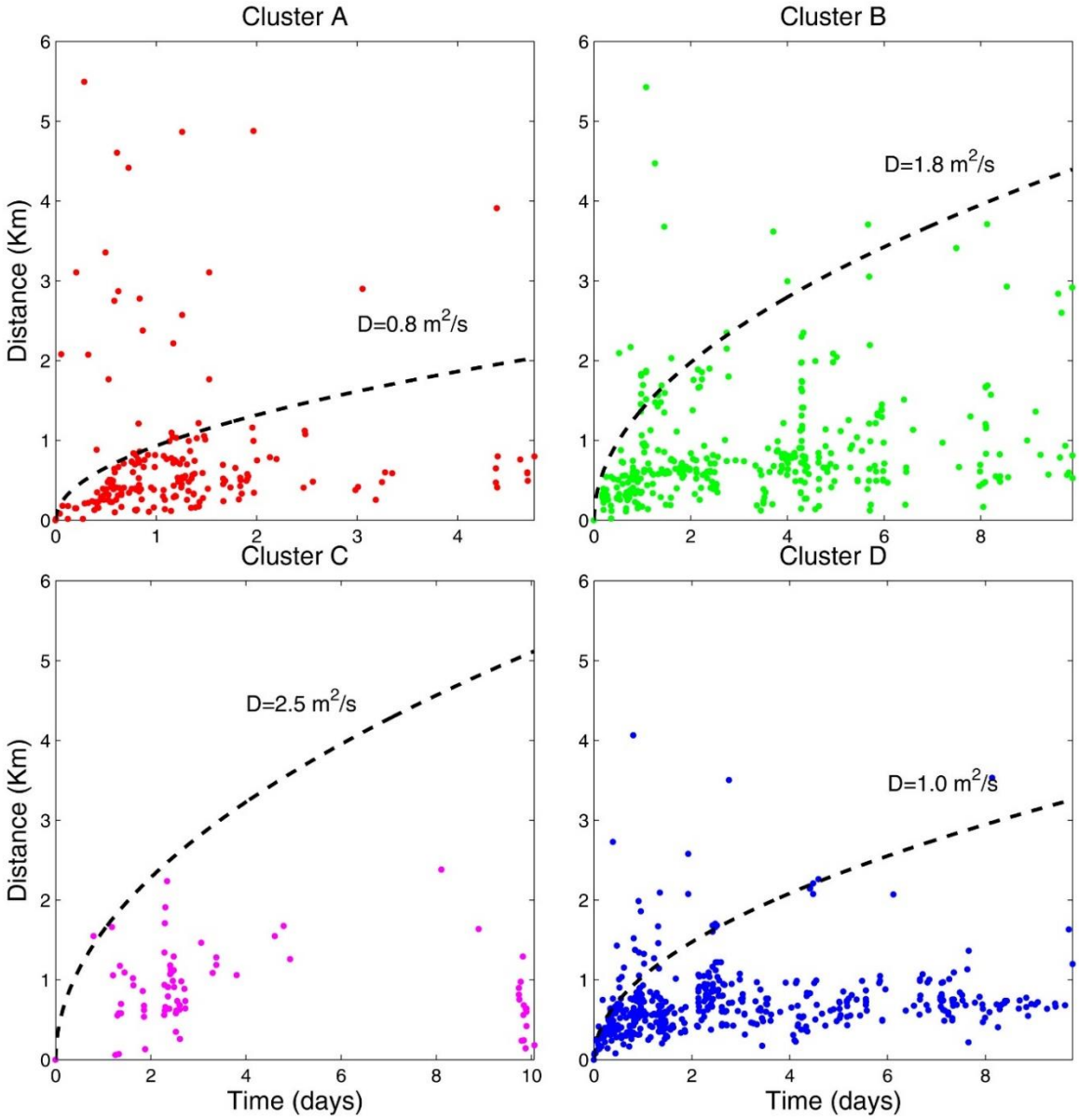
Για τους παραπάνω υπολογισμούς θεωρήθηκαν πως οι τιμές B=0.5 και μ=0.75 για τον συντελεστή Skempton και τον συντελεστή τριβής, αντίστοιχα, είναι ικανοποιητικές. Παρ' όλα αυτά, έγιναν δοκιμές για διάφορες τιμές τους και υπολογίσθηκε το ποσοστό των σεισμών που σχετίζεται με θετικές μεταβολές των τάσεων Coulomb. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 5-3 όπου ο συντελεστής τριβής λαμβάνει τιμές από 0.4 έως 0.9, ενώ στον συντελεστή Skempton δίνονται τιμές από 0 έως 1. Παρατηρείται πως δεν υπάρχει κάποια έντονη θετική μεταβολή των ποσοστών όσο μεταβάλλονται οι δύο εξεταζόμενοι συντελεστές για την πρώτη και τρίτη περίπτωση. Για τη δεύτερη περίπτωση όμως, δηλαδή για την εκδήλωση της τρίτης συστάδας σε σχέση με τις δύο πρώτες, παρατηρείται μία μείωση των θετικών ποσοστών όσο αυξάνεται ο συντελεστής Skempton. Η μείωση αυτή είναι πιο έντονη για τιμές του συντελεστή τριβής από 0.7 έως 0.9, το οποίο υποδηλώνει ότι η τρίτη συστάδα είναι αποτέλεσμα διέγερσης από τις δύο προηγούμενες συστάδες παρά αποτέλεσμα διείσδυσης ρευστών στην περιοχή.



Σχήμα 5-3 Διαγράμματα των θετικών τιμών των μεταβολών των τάσεων Coulomb για τις τρεις εξεταζόμενες περιπτώσεις θέτοντας διαφορετικές τιμές για το συντελεστή τριβής και το συντελεστή Skempton.

5.5.2 ΔΙΑΧΥΣΗ ΡΕΥΣΤΩΝ

Η πιθανή επίδραση ρευστών στη χωρο-χρονική εξέλιξη των σεισμών μελετήθηκε σε κάθε συστάδα χωριστά. Συγκεκριμένα, δημιουργήθηκαν τα διαγράμματα απόστασης - χρόνου (r-t plots) και υπολογίστηκε η μετωπική περιβάλλουσα, θέτοντας θεωρητικές τιμές για τον συντελεστή διάχυσης (D) (Σχήμα 5-4). Σε όλες τις περιπτώσεις παρατηρείται πως το χρονικό διάστημα το οποίο απαιτείται, ώστε να ενεργοποιηθεί όλο το τμήμα του ρήγματος είναι 1.5 με 2 ημέρες. Από τα δεδομένα προκύπτει πως ο συντελεστής διάχυσης κυμαίνεται από 0.8 έως 2.5 m^2/s, σε συμφωνία με το εύρος τιμών που έχει παρατηρηθεί διεθνώς.



Σχήμα 5-4 Διαγράμματα απόστασης χρόνου κάθε σεισμού μέλους μίας συστάδας από τον πρώτο σεισμό αυτής για τις τέσσερις συστάδες σεισμών. Με μαύρη διακεκομμένη γραμμή συμβολίζεται η μετωπική περιβάλλουσα μαζί με την τιμή του συντελεστή διάχυσης D(m^2/s) (Mesimeri et al., 2016).

Αναλυτικότερα, στην πρώτη περίπτωση, η οποία και παρουσιάζει τον μικρότερο συντελεστή διάχυσης, παρατηρείται μετανάστευση των επικέντρων με τον χρόνο. Αυτό είναι φανερό από τη συνεχόμενη αύξηση με τον χρόνο της απόστασης από τον πρώτο σεισμό της συστάδας. Η δεύτερη περίπτωση, σε αντίθεση με την πρώτη, φανερώνει πως έπειτα από πολύ μικρό χρονικό διάστημα τα επίκεντρα των σεισμών έφτασαν σε αποστάσεις έως 2 km με συνεχή εκδήλωση έως το τέλος της έξαρσης. Στην τρίτη περίπτωση, όπου οι σεισμοί είναι ποσοτικά λιγότεροι, παρατηρείται η μεγαλύτερη τιμή του συντελεστή διάχυσης (D=2.5 m^2/s). Όπως και προηγουμένως, το μέγιστο μήκος διάρρηξης επιτυγχάνεται γρήγορα χωρίς να είναι φανερή σταδιακή μετανάστευση των επικέντρων. Τέλος, στην τελευταία περίπτωση (τέταρτη συστάδα σεισμών), αρχικά διαφαίνεται μία μετανάστευση των επικέντρων σε μεγαλύτερες αποστάσεις, όμως γρήγορα η διάρρηξη φτάνει και εδώ στο μέγιστο μήκος της (~2 km). Η δραστηριότητα συνεχίζεται σε όλο το μήκος του ρήγματος, έως ότου σταματήσει η σεισμική έξαρση. Από τα παραπάνω δεν μπορεί να εξαχθεί σαφώς ένα συμπέρασμα για το κατά πόσο η εξέλιξη της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου αποτελεί συνέπεια της επίδρασης των ρευστών στην περιοχή.

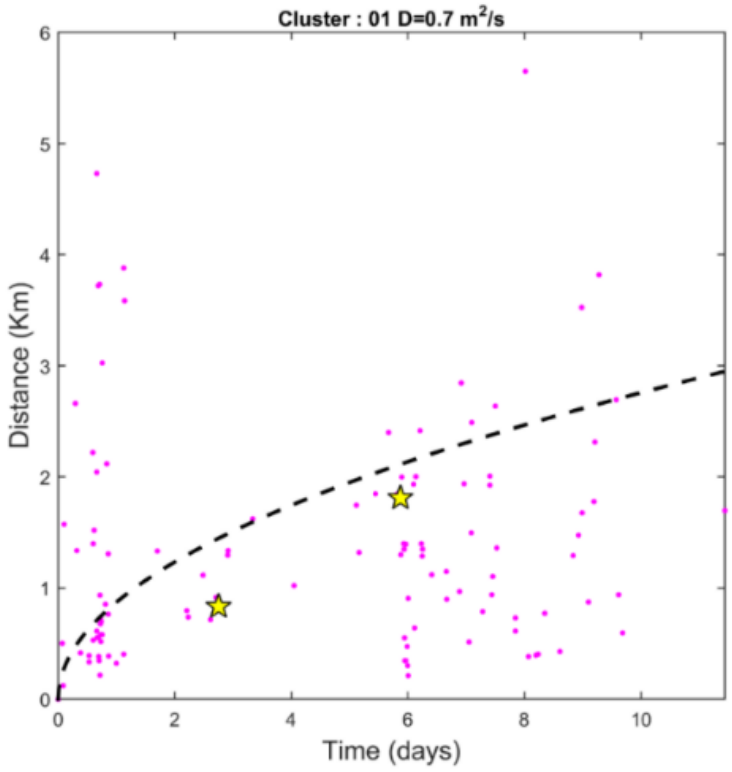
5.6 ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ

Η μελέτη των πιθανών μηχανισμών εξέλιξης των σμηνοσειρών στον Κορινθιακό κόλπο πραγματοποιήθηκε σε τρία στάδια. Αρχικά διερευνήθηκε η πιθανή επίδραση των ρευστών στην εξέλιξη των σμηνοσειρών που αναγνωρίσθηκαν σε όλο τον Κορινθιακό κόλπο για το διάστημα 2008-2014. Στη συνέχεια, η έρευνα επικεντρώθηκε στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο, λόγω της έντονης σεισμικότητας, με σκοπό την εύρεση επαναληπτικών σεισμών και τη μελέτη των ιδιοτήτων τους. Τέλος, έγινε συσχέτιση των ομάδων επαναληπτικών σεισμών με τις περιπτώσεις των συστάδων σεισμικών εξάρσεων, οι οποίες οφείλονται στην επίδραση των ρευστών στην περιοχή.

5.6.1 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΡΕΣΥΤΩΝ ΣΤΗΝ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΣΜΗΝΟΣΕΙΣΜΩΝ

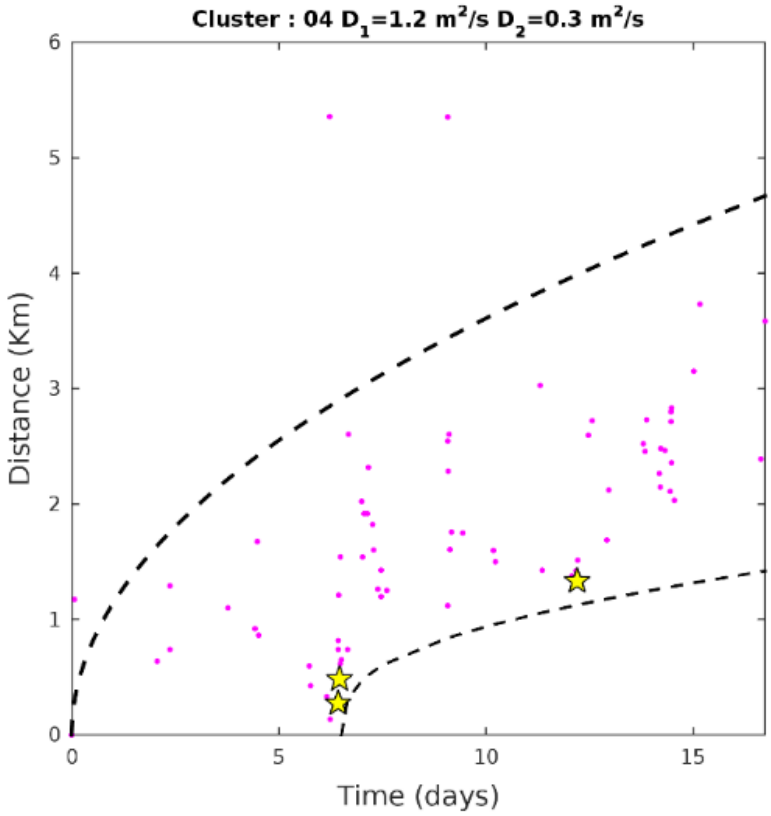
Οι σεισμικές εξάρσεις οι οποίες αναγνωρίστηκαν και διακρίθηκαν σε σμηνοσειρές και εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (Κεφάλαιο 4), εξετάζονται ως προς τη χωρο-χρονική τους εξέλιξη, με σκοπό τη συσχέτισή τους με την πιθανή ύπαρξη ρευστών στην περιοχή εκδήλωσής τους. Αφού έγιναν τα αντίστοιχα διαγράμματα για κάθε συστάδα σεισμών, βρέθηκε πως η εξέλιξη της γένεσης των σεισμών σε 12 από τις 49 συστάδες φαίνεται να σχετίζεται με την ύπαρξη ρευστών.

Για τη συστάδα με κωδική ονομασία W01, η οποία έχει χαρακτηριστεί ως σμηνοσειρά, παρατηρείται πως η μετωπική περιβάλλουσα με συντελεστή διάχυσης D=0.7 m^2/s περιγράφει ικανοποιητικά τη χωρό-χρονική εξέλιξη των σεισμών (Σχήμα 5-5). Συγκεκριμένα, την πρώτη ημέρα της εκδήλωσης της σμηνοσειράς η απόσταση των σεισμών από το αρχικό σημείο (πρώτος σεισμός της σμηνοσειράς) αυξάνει με τον χρόνο. Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται έπειτα από την 6η ημέρα με τη διαφορά πως η δραστηριότητα λαμβάνει χώρα σε όλο το μήκος της σεισμικής ζώνης.

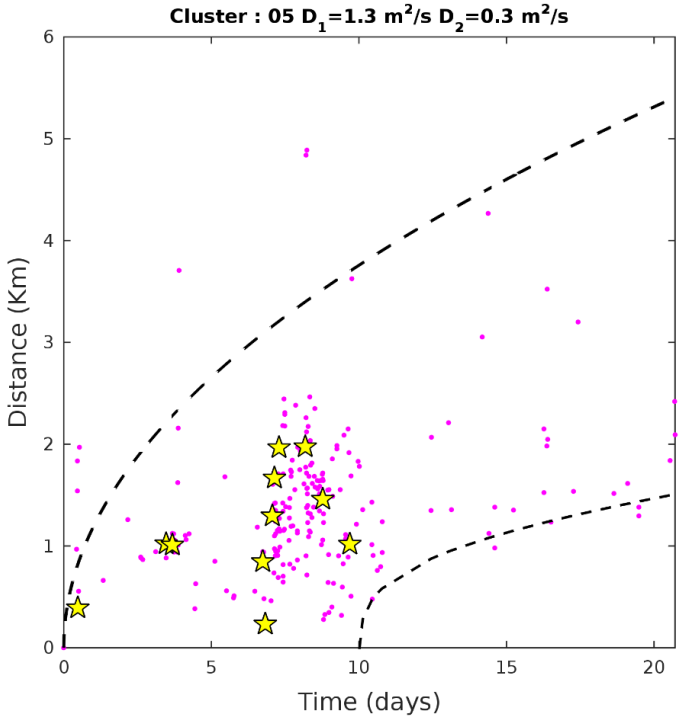


Σχήμα 5-5 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W01 μαζί με τη μετωπική περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

Οι σεισμοί της σμηνοσειράς με την κωδική ονομασία W04 εκδηλώνονται σε αποστάσεις που οριοθετούνται από τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα, αντίστοιχα, (Σχήμα 5-6) με συντελεστές διάχυσης D=1.2 m^2/s και D=0.3 m^2/s, αντίστοιχα. Από την 6η ημέρα παρατηρείται πως οι σεισμοί γίνονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις δημιουργώντας το χαρακτηριστικό κενό σεισμικότητας που περιγράφει η πίσω περιβάλλουσα.



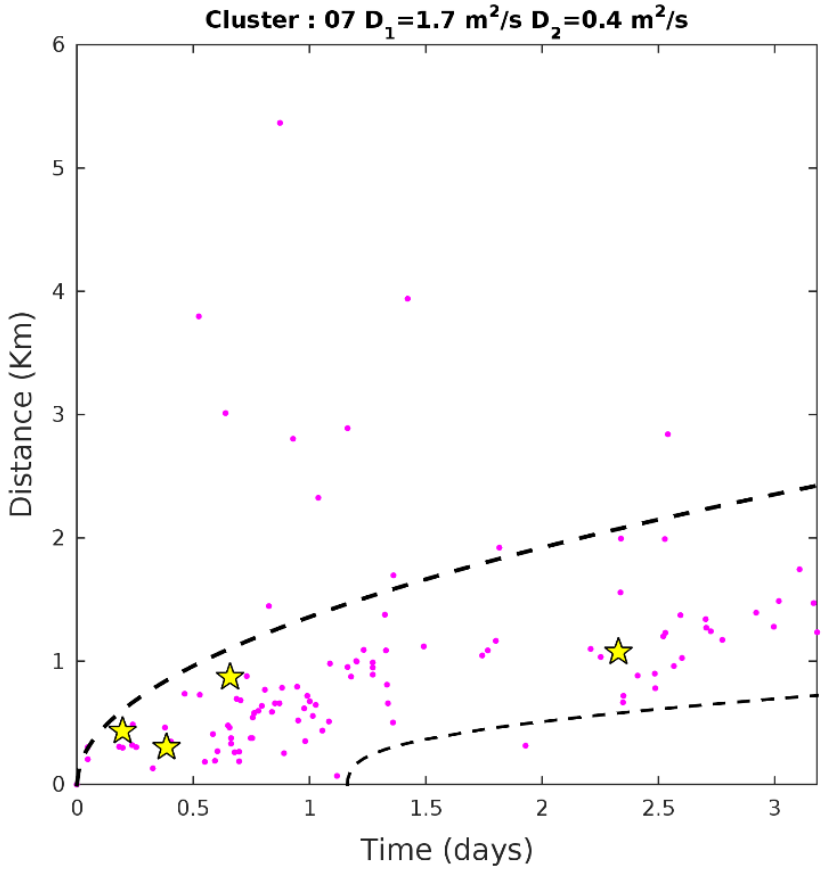
Σχήμα 5-6 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W04 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.



Σχήμα 5-7 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W05 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

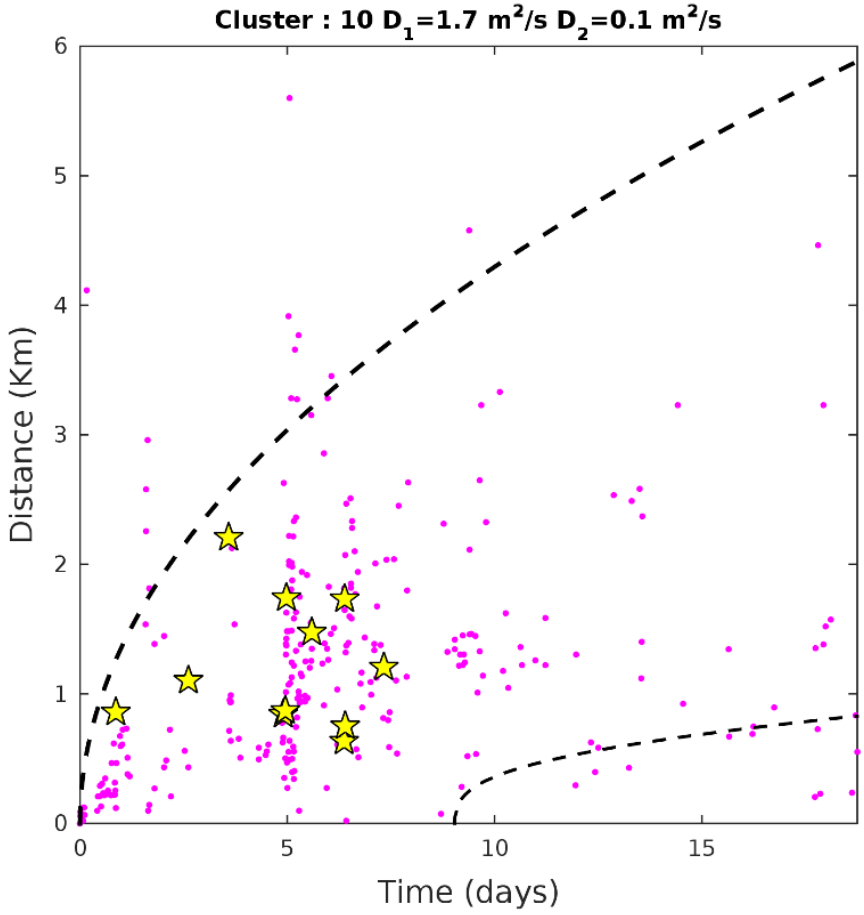
Στο Σχήμα 5-7 παρουσιάζεται η σμηνοσειρά με κωδική ονομασία W05, η οποία αποτελείται από 229 σεισμούς και περιλαμβάνει 11 σεισμούς με μεγέθη M≥3.0. Σχεδόν το σύνολο των σεισμών τοποθετούνται ανάμεσα από τις δύο περιβάλλουσες, υποδεικνύοντας την πιθανότητα συμβολής των ρευστών στην εξέλιξη της σμηνοσειράς. Συγκεκριμένα, η μετωπική περιβάλλουσα έχει συντελεστή διάχυσης D=1.3 m^2/s, ενώ η αντίστοιχη πίσω περιβάλλουσα D=0.3 m^2/s. Από την 10η ημέρα και έπειτα παρατηρούνται σεισμοί σε αποστάσεις μεγαλύτερες από 500 m από τον πρώτο σεισμό της σμηνοσειράς.

Παρόμοια συμπεριφορά συναντάται και στην περίπτωση της σμηνοσειράς με κωδική ονομασία W07 (Σχήμα 5-8). Η διάρκεια της είναι μόλις τρεις ημέρες αλλά παρατηρείται ξεκάθαρα πως οι σεισμοί τοποθετούνται ανάμεσα στις δύο περιβάλλουσες. Από την έναρξη της σμηνοσειράς η απόσταση των σεισμών αυξάνει από το αρχικό σημείο με τη μετωπική περιβάλλουσα να έχει D=1.7 m^2/s. Από την πρώτη ημέρα και έπειτα παρατηρούνται σεισμοί μόνο σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 500 m από την αρχή της σμηνοσειράς. Έτσι, οι τελευταίες ημέρες της σμηνοσειράς περιγράφονται από την πίσω περιβάλλουσα με D=0.4 m^2/s.



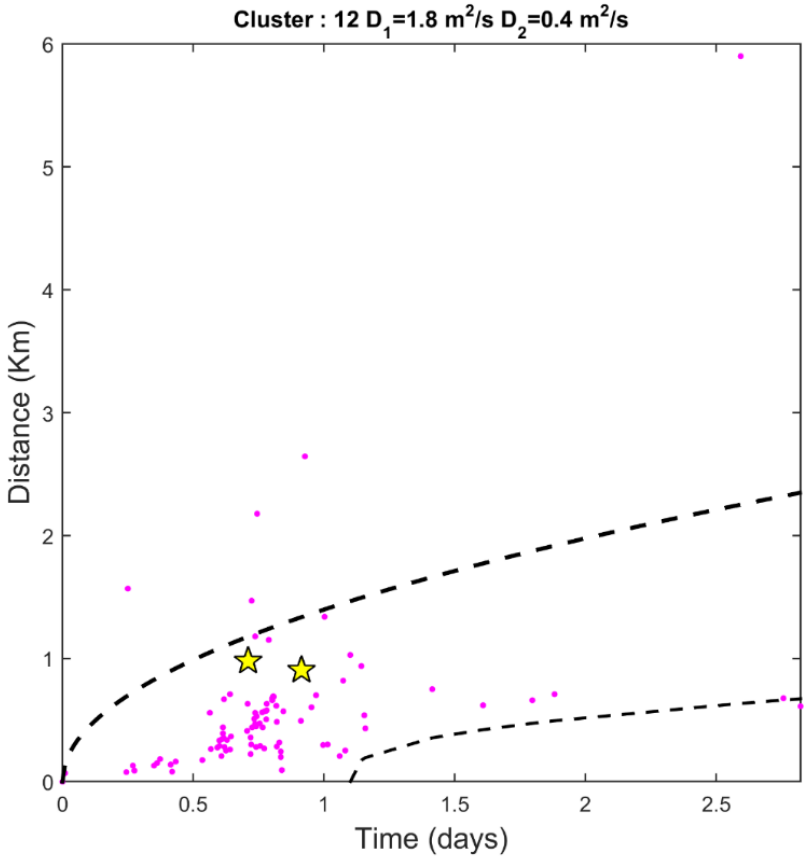
Σχήμα 5-8 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W07 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

Στο Σχήμα 5-9, παρουσιάζεται το διάγραμμα απόστασης χρόνου για τη σμηνοσειρά με κωδική ονομασία (W10), όπου και εδώ οι σεισμοί τοποθετούνται ανάμεσα από τις δύο περιβάλλουσες. Η τιμή του συντελεστή διάχυσης για τη μετωπική περιβάλλουσα είναι D=1.7 m^2/s, ίδια με την περίπτωση της σμηνοσειράς W07. Η πίσω περιβάλλουσα έχει τιμή D=0.1 m^2/s, μία τάξη μεγέθους μικρότερη από τη μετωπική.



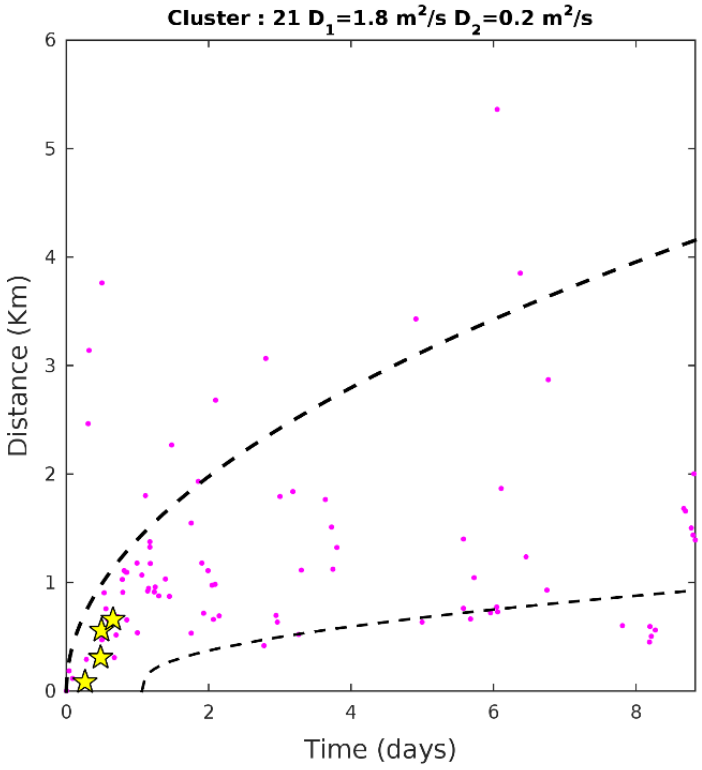
Σχήμα 5-9 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W10 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

Η συστάδα με την κωδική ονομασία W12 δεν ήταν εφικτό να καταταχθεί σε μία από τις δύο κατηγορίες σεισμικών εξάρσεων (τύπου μετασεισμικών ακολουθιών, σμηνοσειρά). Παρ' όλα αυτά από το διάγραμμα απόστασης χρόνου προκύπτει ότι η εξέλιξη της έξαρσης μπορεί να οφείλεται στην ύπαρξη των ρευστών (Σχήμα 5-10). Η πλειονότητα των σεισμών της έξαρσης γίνεται σε αποστάσεις έως 1 km, σε απόλυτη συμφωνία με τη μετωπική περιβάλλουσα (D=1.8 m^2/s). Η πίσω περιβάλλουσα ξεκινά μετά το τέλος της πρώτης ημέρας και έχει συντελεστή διάχυσης D=0.4 m^2/s.

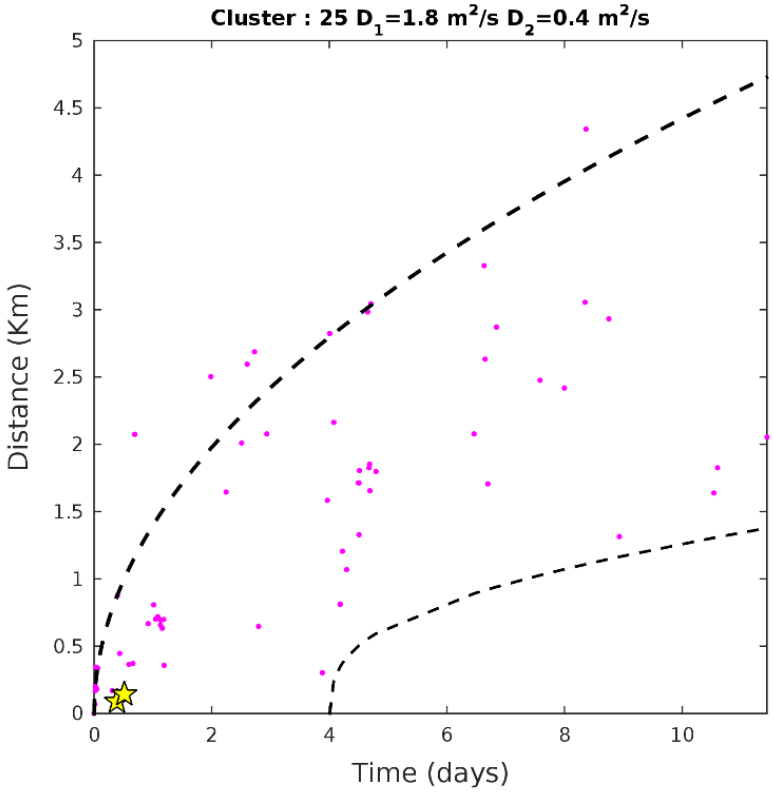


Σχήμα 5-10 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W12 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα καμπύλη. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

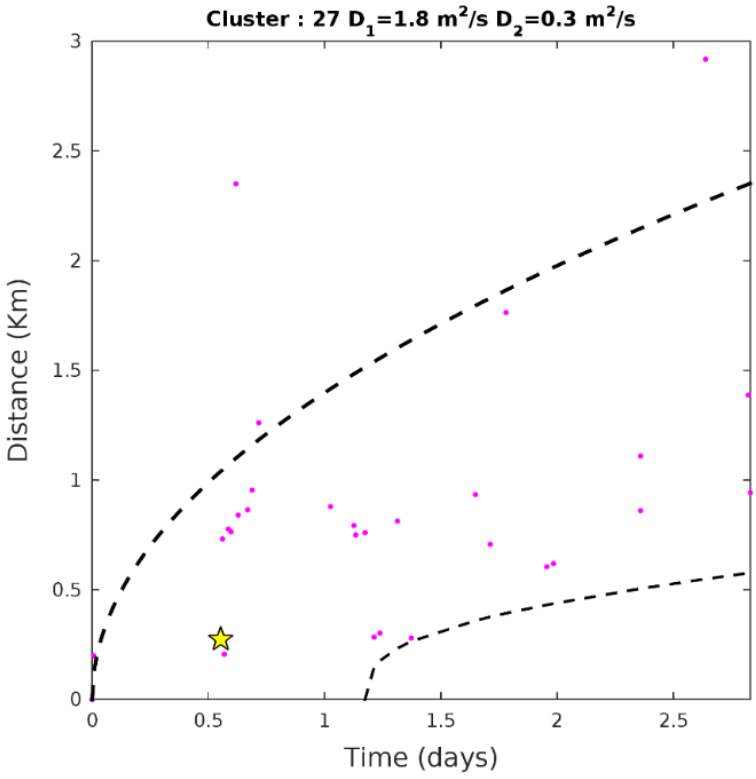
Οι επόμενες τρεις περιπτώσεις (Σχήμα 5-11 έως Σχήμα 5-13) αφορούν τρεις σεισμικές εξάρσεις οι οποίες χαρακτηρίστηκαν ως μετασεισμικές ακολουθίες (W21, W25 και W27). Παρατηρείται πως η κατανομή των σεισμών προσεγγίζεται ικανοποιητικά από τις περιβάλλουσες, υποδεικνύοντας την πιθανή ύπαρξη ρευστών. Οι τιμές του συντελεστή διάχυσης στις μετωπικές περιβάλλουσες είναι D=1.8 m^2/s και για τις τρεις περιπτώσεις, ενώ στις πίσω περιβάλλουσες οι τιμές είναι D=0.2 m^2/s, D=0.4 m^2/s και D=0.3 m^2/s, αντίστοιχα.



Σχήμα 5-11 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W21 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

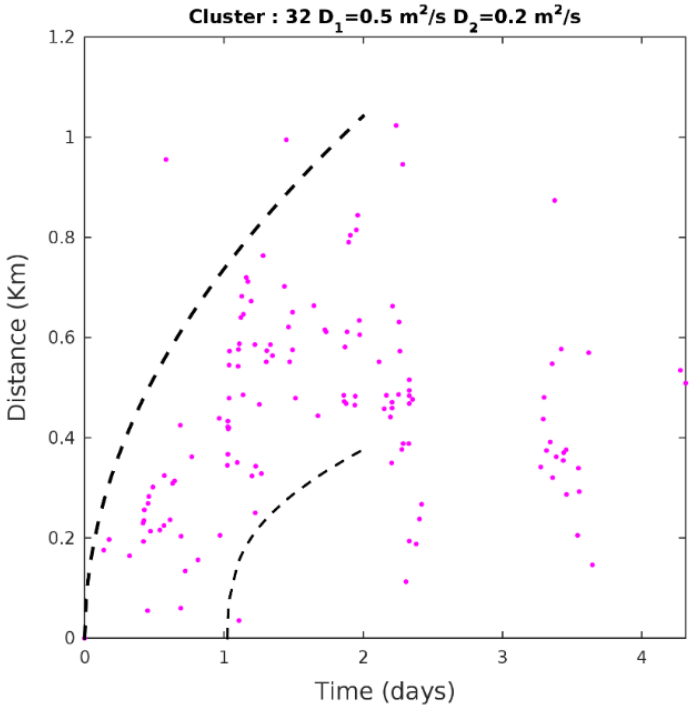


Σχήμα 5-12 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W25 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

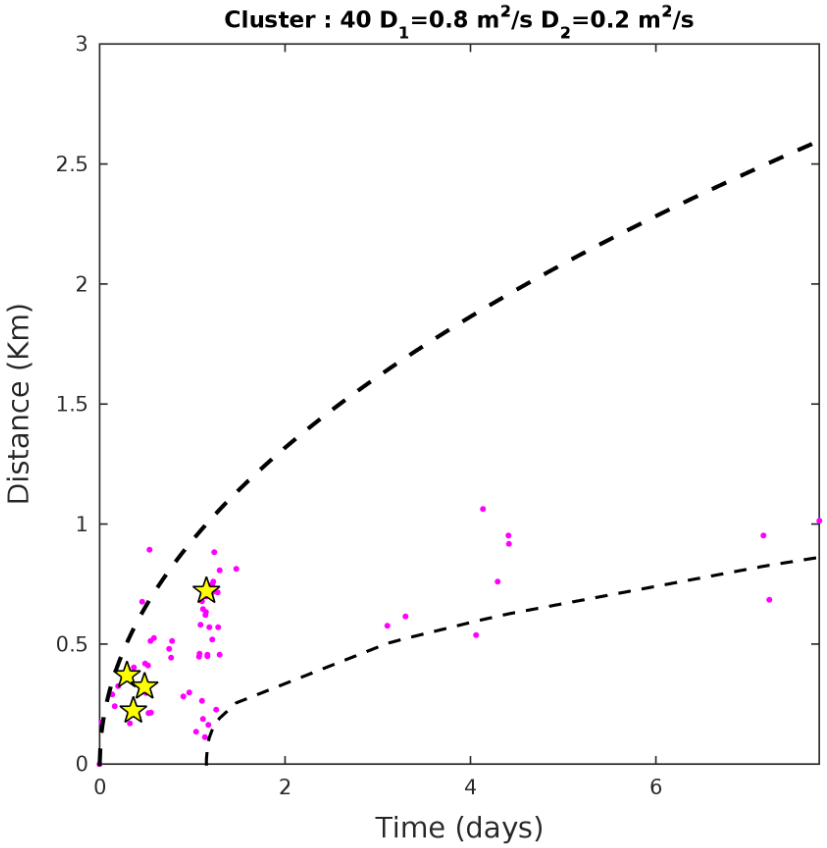


Σχήμα 5-13 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W27 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.

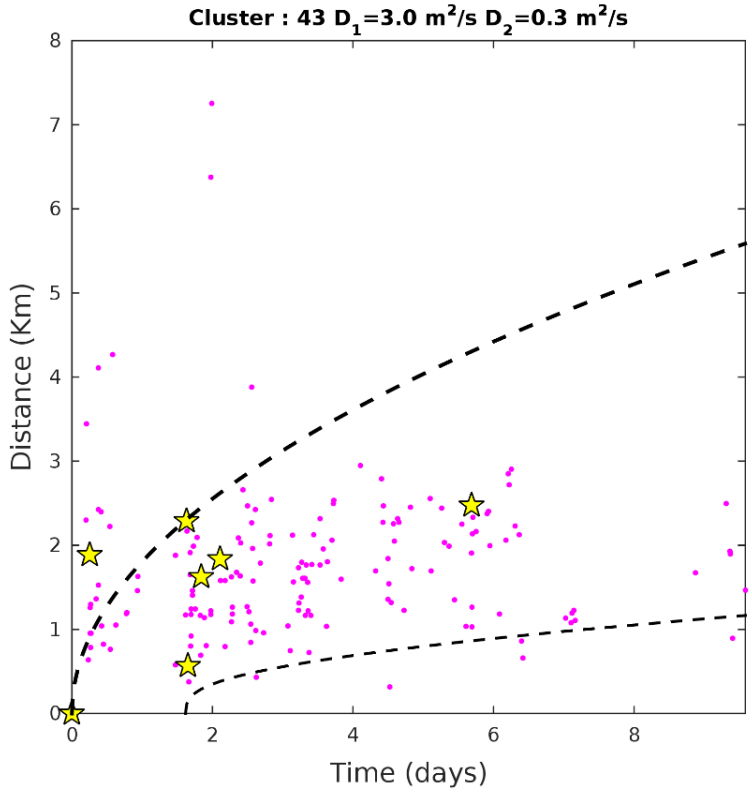
Οι τελευταίες εξεταζόμενες περιπτώσεις αφορούν τις σμηνοσειρές W32, W40 και W43 (Σχήμα 5-14 έως Σχήμα 5-16). Στις περιπτώσεις των σμηνοσειρών W32 και W40 οι συντελεστές διάχυσης για τις μετωπικές περιβάλλουσες έχουν τιμές D=0.5 m^2/s και D=0.8 m^2/s, αντίστοιχα. Συγκριτικά με τις προηγούμενες περιπτώσεις αποτελούν τις πιο χαμηλές τιμές του συντελεστή διάχυσης. Αντίθετα, για την περίπτωση της σμηνοσειράς W43 παρατηρείται ο μεγαλύτερος συντελεστής διάχυσης (D=3.0 m^2/s). Οι πίσω περιβάλλουσες και στις τρεις περιπτώσεις έχουν πολύ χαμηλές τιμές του συντελεστή διάχυσης (D=0.2 m^2/s και D=0.3 m^2/s).



Σχήμα 5-14 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W32 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.



Σχήμα 5-15 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W40 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με M≥3.0.



Σχήμα 5-16 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W43 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με Μ≥3.0.

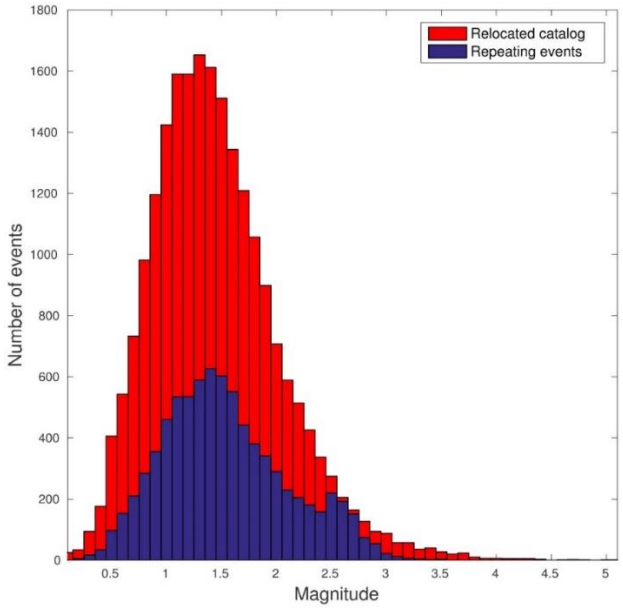
5.6.2 ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΟΝ ΔΥΤΙΚΟ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟ ΚΟΛΠΟ

Για την εύρεση των επαναληπτικών σεισμών στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο χρησιμοποιήθηκαν οι κυματομορφές 55 σεισμολογικών σταθμών για το διάστημα 2008 - 2014 (βλέπε Κεφάλαιο 2), καθώς και ο επαναπροσδιορισμένος ως προς τις εστιακές συντεταγμένες κατάλογος σεισμών (βλέπε Κεφάλαιο 3). Οι κυματομορφές που επιλέχθηκαν έχουν διάρκεια 60 s και αφορούν περίπου 22000 σεισμούς. Για τις ανάγκες της μεθόδου της διασυσχέτισης κυματομορφών, η κάθε κυματομορφή φιλτραρίστηκε σε ένα εύρος συχνοτήτων 2-10 Hz και έπειτα πραγματοποιήθηκε η διασυσχέτιση στο πεδίο του χρόνου (Schaff et al., 2004; Schaff & Waldhauser, 2005). Στοχεύοντας στην εύρεση της ομοιότητας στο μεγαλύτερο τμήμα του σεισμογράμματος (P- και S- φάσεις), επιλέχθηκε μετά από δοκιμές, χρονικό παράθυρο ίσο με 8 s από την άφιξη των P κυμάτων μαζί με ένα χρονικό παράθυρο αναζήτησης ±1 s. Από τα ζεύγη σεισμών που προκύπτουν από τη διασυσχέτιση κυματομορφών επιλέγονται μόνο όσα έχουν συντελεστή διασυσχέτισης μεγαλύτερο από 95% και εφαρμόζεται μέθοδος συσταδοποίησης (Got et al., 1994). Ένα επιπλέον κριτήριο που επιλέγεται για την αποφυγή εσφαλμένων ανιχνεύσεων επαναληπτικών σεισμών αφορά τον αριθμό των σταθμών όπου έχει καταγραφεί

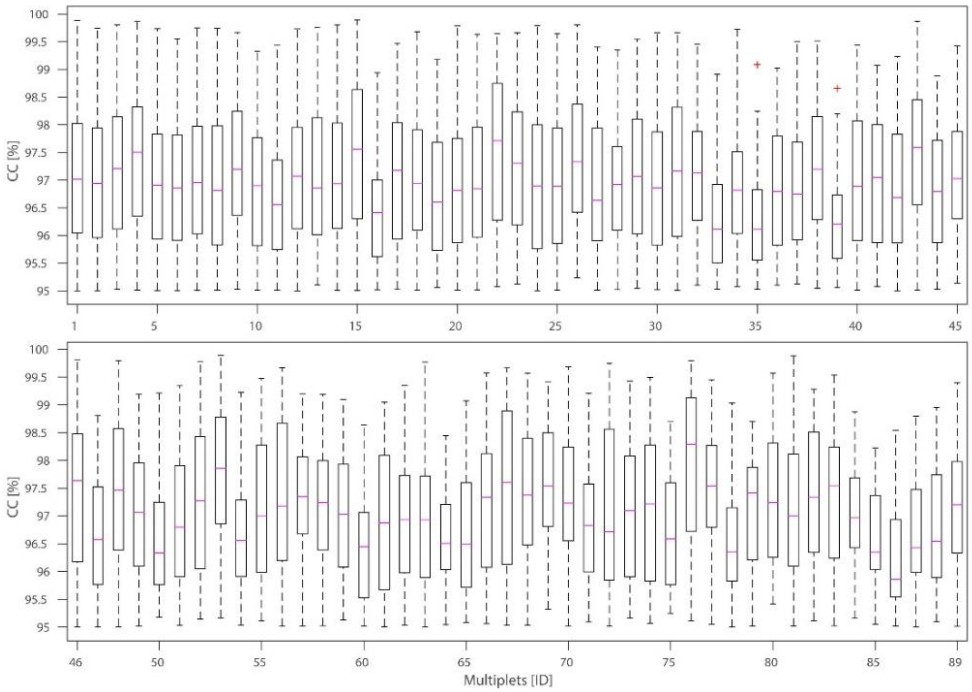
το ζεύγος επαναληπτικών σεισμών. Στην περίπτωση του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου επιλέχθηκαν για περαιτέρω συσταδοποίηση τα ζεύγη των επαναληπτικών σεισμών που είχαν καταγραφεί σε τουλάχιστον δύο σταθμούς.

Από την παραπάνω εφαρμογή προέκυψε πως 8034 σεισμοί, οι οποίοι αποτελούν σχεδόν το ένα τρίτο του αρχικού καταλόγου, έχουν αναγνωρισθεί ως επαναληπτικοί σεισμοί και ταξινομούνται σε 2150 ομάδες επαναληπτικών σεισμών. Οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών ποικίλουν ως προς το πλήθος των σεισμών τους, με την πλειονότητά τους να αποτελείται από δύο σεισμούς (1320). Υπάρχουν επίσης αρκετές ομάδες επαναληπτικών σεισμών με τρεις ή τέσσερις σεισμούς, ενώ 89 ομάδες αποτελούνται από τουλάχιστον 10 σεισμούς.

Στο Σχήμα 5-17 έχει κατασκευαστεί το ιστόγραμμα των μεγεθών των σεισμών μελών ομάδων επαναληπτικών σεισμών συγκριτικά με την κατανομή των μεγεθών των σεισμών ολόκληρου του καταλόγου. Παρατηρείται πως το εύρος των μεγεθών του καταλόγου σεισμών είναι 0.1 με 5.0 ενώ οι σεισμοί που ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών έχουν εύρος μεγεθών 0.2 με 3.4. Αυτό δείχνει πως οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών αποτελούνται κυρίως από μικρούς σε μέγεθος σεισμούς. Η μεγάλη ομοιότητα των ζευγών σεισμών που ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών απεικονίζεται με θηκογράμματα (Σχήμα 5-18). Συγκεκριμένα, για τις ομάδες επαναληπτικών σεισμών με N≥10 προκύπτει ότι η διάμεσος του συντελεστή διασυσχέτισης κυμαίνεται από 96% έως 98%, υψηλότερα από το προκαθορισμένο κατώφλι (95%).



Σχήμα 5-17 Ιστόγραμμα μεγεθών για τους σεισμούς του επαναπροσδιορισμένου καταλόγου (κόκκινες ράβδοι) και των σεισμών μελών σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών (μπλε ράβδοι) (Mesimeri and Karakostas, submitted).



Σχήμα 5-18 Θηκογράμματα του συντελεστή διασυσχέτισης για κάθε συστάδα επαναληπτικών σεισμών με N≥10. Με ματζέντα συμβολίζεται η διάμεσος για κάθε περίπτωση (Mesimeri and Karakostas, submitted).

5.6.2.1 ΕΛΕΓΧΟΣ ΑΚΡΙΒΕΙΑΣ ΕΠΑΝΑΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΕΝΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕΙΣΜΩΝ

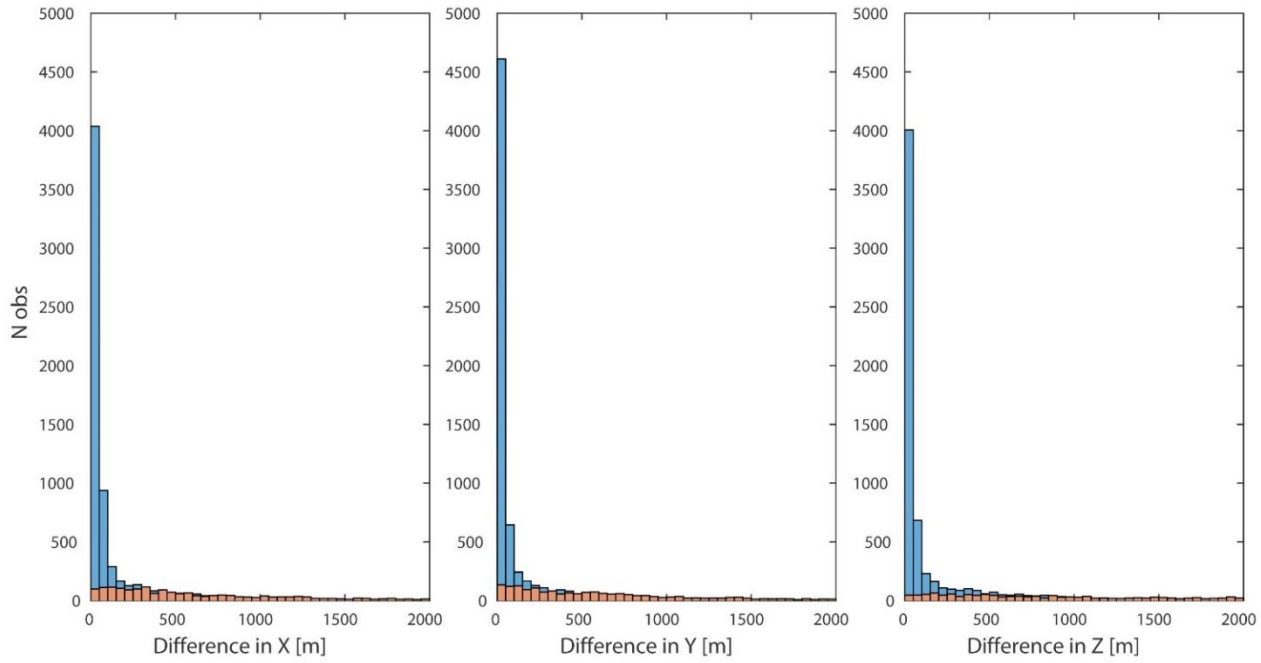
Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη ενότητα, οι επαναληπτικοί σεισμοί απέχουν μεταξύ τους απόσταση το πολύ ίση με το ¼ του μέγιστου μήκους κύματος (Geller & Mueller, 1980), η οποία πρακτικά είναι μερικές δεκάδες μέτρα. Στην παρούσα εργασία το ¼ του μήκους κύματος βρέθηκε ίσο με 150 m για συχνότητα ίση με 10 Hz, η οποία αποτελεί και το κατώφλι συχνοτήτων, θεωρώντας την ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων ίση με 6 km/s. Συνεπώς αναμένεται η απόσταση μεταξύ των ζευγών επαναληπτικών σεισμών να είναι μικρότερη των 150 m.

Με σκοπό την εύρεση της ακρίβειας στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων, υπολογίστηκαν οι διαφορές στις διευθύνσεις X, Y, Z μεταξύ των επαναληπτικών σεισμών χρησιμοποιώντας τις λύσεις του επαναπροσδιορισμένου καταλόγου (Βλέπε Κεφάλαιο 3). Σημειώνεται πως οι εστιακές συντεταγμένες έχουν προσδιορισθεί είτε με τη χρήση μόνο δεδομένων φάσεων είτε με τη χρήση δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων. Για τον λόγο αυτόν πραγματοποιείται διάκριση μεταξύ των διαφορετικών δεδομένων διότι όπως έχει δειχθεί (Κεφάλαιο 3) τα σφάλματα είναι διαφορετικά κατά περίπτωση. Τα αποτελέσματα των διαφορών συνοψίζονται στον Πίνακα 5-2 για κάθε διεύθυνση και είδος δεδομένων και τα αντίστοιχα ιστογράμματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 5-19.

Πίνακας 5-2 Διαφορές των επαναληπτικών σεισμών που προσδιορίστηκαν με τη χρήση δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων (CC & PP) και σεισμών που προσδιορίστηκαν με τα δεδομένα μόνο φάσεων (PP) για τις τρεις διευθύνσεις X, Y, και Z. Οι διαφορές είναι υπολογισμένες σε μέτρα.

	X		Y		Z	
Διαφορές (m)	**CC & PP (%)**	**PP (%)**	**CC & PP (%)**	**PP (%)**	**CC & PP (%)**	**PP (%)**
0-150	82	16	85	19	76	7
150-1000	16	52	14	51	18	34
>1000	2	32	1	30	6	59

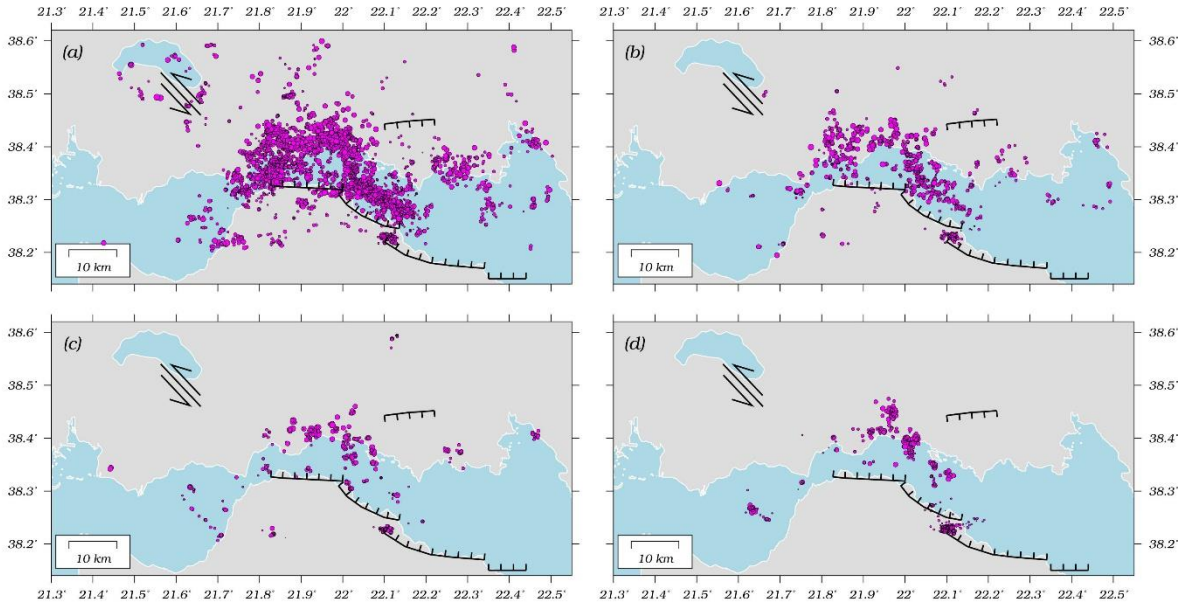
Η διάμεσος των αποστάσεων μεταξύ των σεισμών που έχουν προσδιορισθεί με τη χρήση δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων είναι 33, 22 και 31 m, αντίστοιχα, για τις τρεις διευθύνσεις. Η πλειονότητα των διαφορών (76-82%) για τους σεισμούς που προσδιορίστηκαν με τη χρήση δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων είναι μικρότερη από το ¼ του μέγιστου μήκους κύματος (150 m), υποδεικνύοντας την ακρίβεια στον προσδιορισμό τους. Αντίθετα, οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με τη χρήση μόνο δεδομένων φάσεων σεισμικών κυμάτων έχουν μεγαλύτερα σφάλματα με τη διάμεσο να λαμβάνει τιμές 553, 573 και 1300 m αντίστοιχα για κάθε διεύθυνση (X, Y, Z). Επιπλέον, μόνο ένα μικρό μέρος των ζευγών επαναληπτικών σεισμών (7-16%) έχει διαφορές μικρότερες από 150 m. Από τα παραπάνω προκύπτει πως στην περίπτωση του δυτικού Κορινθιακού κόλπου η ακρίβεια στον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων είναι της τάξεως μερικών δεκάδων μέτρων.



Σχήμα 5-19 Ιστογράμματα των διαφορών των εστιακών συντεταγμένων των ζευγών σεισμών με συντελεστή διασυσχέτισης μεγαλύτερο από 95% για τους σεισμούς που προσδιορίστηκαν με τη χρήση δεδομένων διασυσχέτισης κυματομορφών και φάσεων (κυανές ράβδοι) και των σεισμών που προσδιορίστηκαν μόνο με δεδομένα φάσεων (καφέ ράβδοι) (Mesimeri and Karakostas, submitted).

5.6.2.2 ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Τα επίκεντρα των σεισμών που ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών τοποθετούνται σχεδόν σε όλο το εύρος του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου (Σχήμα 5-20). Όμως, στις περιπτώσεις ομάδων με μεγαλύτερο αριθμό σεισμών παρατηρείται συγκέντρωση των επικέντρων των σεισμών σε συγκεκριμένες περιοχές. Ειδικότερα, για τις περιπτώσεις όπου ο αριθμός των σεισμών είναι μικρότερος από 10, παρατηρείται πως οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών κατανέμονται σε όλο τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο (Σχήμα 5-20a, b). Όταν ο αριθμός των σεισμών μελών σε μία ομάδα επαναληπτικών σεισμών είναι πάνω από 10 (Σχήμα 5-20c) ή πάνω από 20 (Σχήμα 5-20d) παρατηρείται πως τα επίκεντρα των επαναληπτικών σεισμών τοποθετούνται κυρίως σε δύο περιοχές, νότια του ρήγματος του Αιγίου, στον χώρο όπου έλαβε χώρα η σεισμική έξαρση του Αιγίου (2013), και βόρεια του ρήγματος του Ψαθόπυργου.

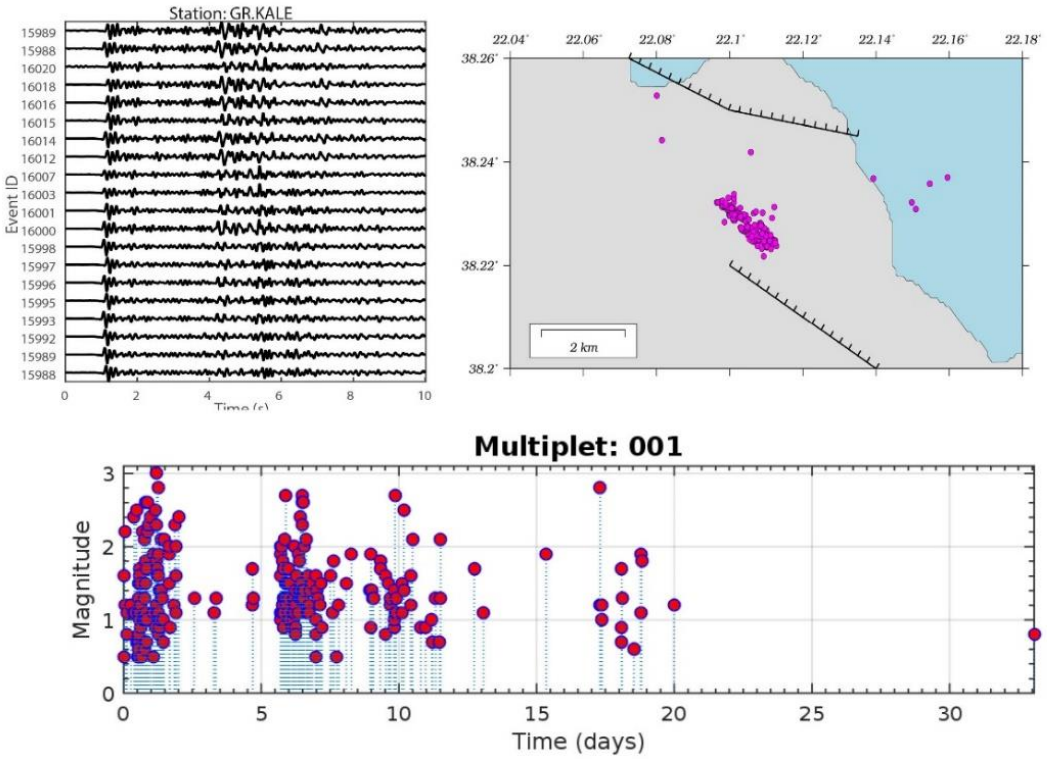


Σχήμα 5-20 Χωρική κατανομή των συστάδων επαναληπτικών σεισμών με αριθμό σεισμών (**a**) 2≤N<5 (**b**) 5≤N<10 (**c**) 10≤N<20 (**d**) N≥20 (Mesimeri and Karakostas, submitted).

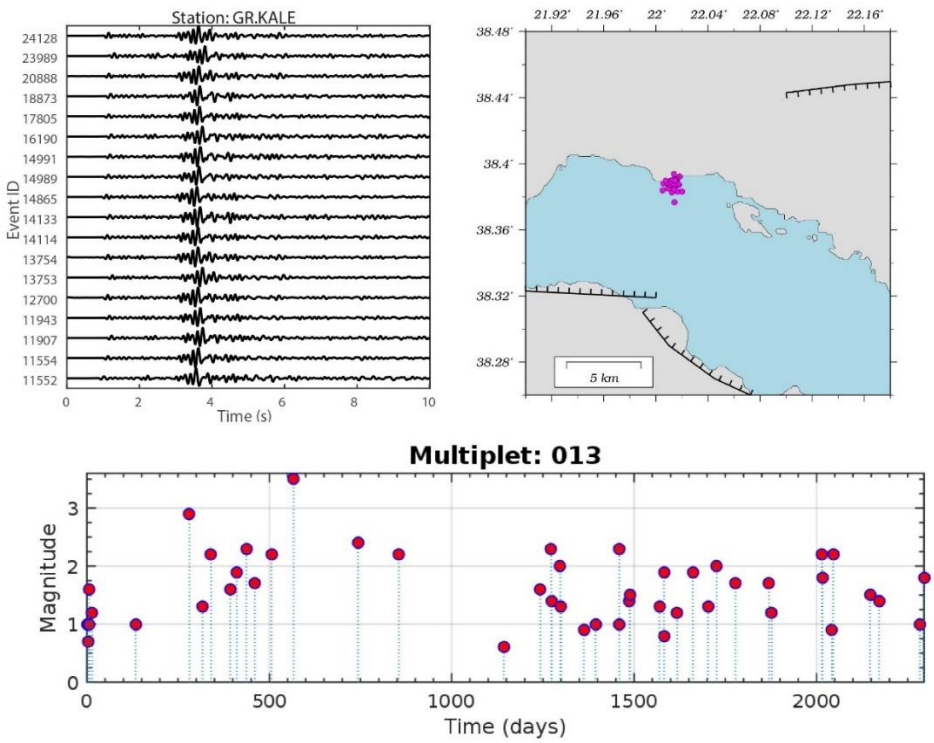
Εκτός της διαφοροποίησης ως προς τη χωρική κατανομή, οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών μπορούν να διακριθούν και με βάση τη χρονική τους διάρκεια. Ειδικότερα, αυτές που βρίσκονται στην περιοχή της έξαρσης του Αιγίου έχουν μικρή διάρκεια, η οποία κυμαίνεται από μερικές ώρες έως και μερικές ημέρες. Οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών που βρίσκονται στο βόρειο τμήμα του Δυτικού Κορινθιακού παρουσιάζουν μεγαλύτερη χρονική διάρκεια η οποία σε πολλές περιπτώσεις καλύπτει όλη τη διάρκεια της εξεταζόμενης περιόδου (7 έτη).

Δύο χαρακτηριστικά παραδείγματα του παραπάνω διαχωρισμού παρουσιάζονται στα Σχήματα 5-21 και 5-22. Η ομάδα επαναληπτικών σεισμών με τον μεγαλύτερο αριθμό σεισμών

(229 σεισμοί, Σχήμα 5-21) διαρκεί 35 ημέρες και κατά το διάστημα αυτό εκδηλώνονται επιμέρους μικρο-εξάρσεις. Οι σεισμοί έχουν μεγέθη M≤3.0, με τους περισσότερους να έχουν M≤2.0 και καλύπτουν έναν χώρο σχεδόν 2 km. Αντίθετη εικόνα παρατηρείται για την περίπτωση της ομάδας με αύξοντα αριθμό 48 η οποία ανήκει στη δεύτερη κατηγορία επαναληπτικών σεισμών (Σχήμα 5-22). Η χρονική διάρκεια της ομάδας είναι 2600 ημέρες (σχεδόν 7 έτη) και αποτελείται από μικρούς σε μέγεθος σεισμούς, με μόνο ένα σεισμό να έχει M>3.0. Επιπλέον, οι σεισμοί μέλη των ομάδων επαναληπτικών σεισμών τοποθετούνται στις βόρειες ακτές του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου σε ένα χώρο που δεν ξεπερνά το 1 km. Οι κυματομορφές των επαναληπτικών σεισμών, και στις δύο περιπτώσεις, είναι σχεδόν πανομοιότυπες, όπως αυτό φαίνεται από τις καταγραφές που παρουσιάζονται από τον σταθμό KALE.

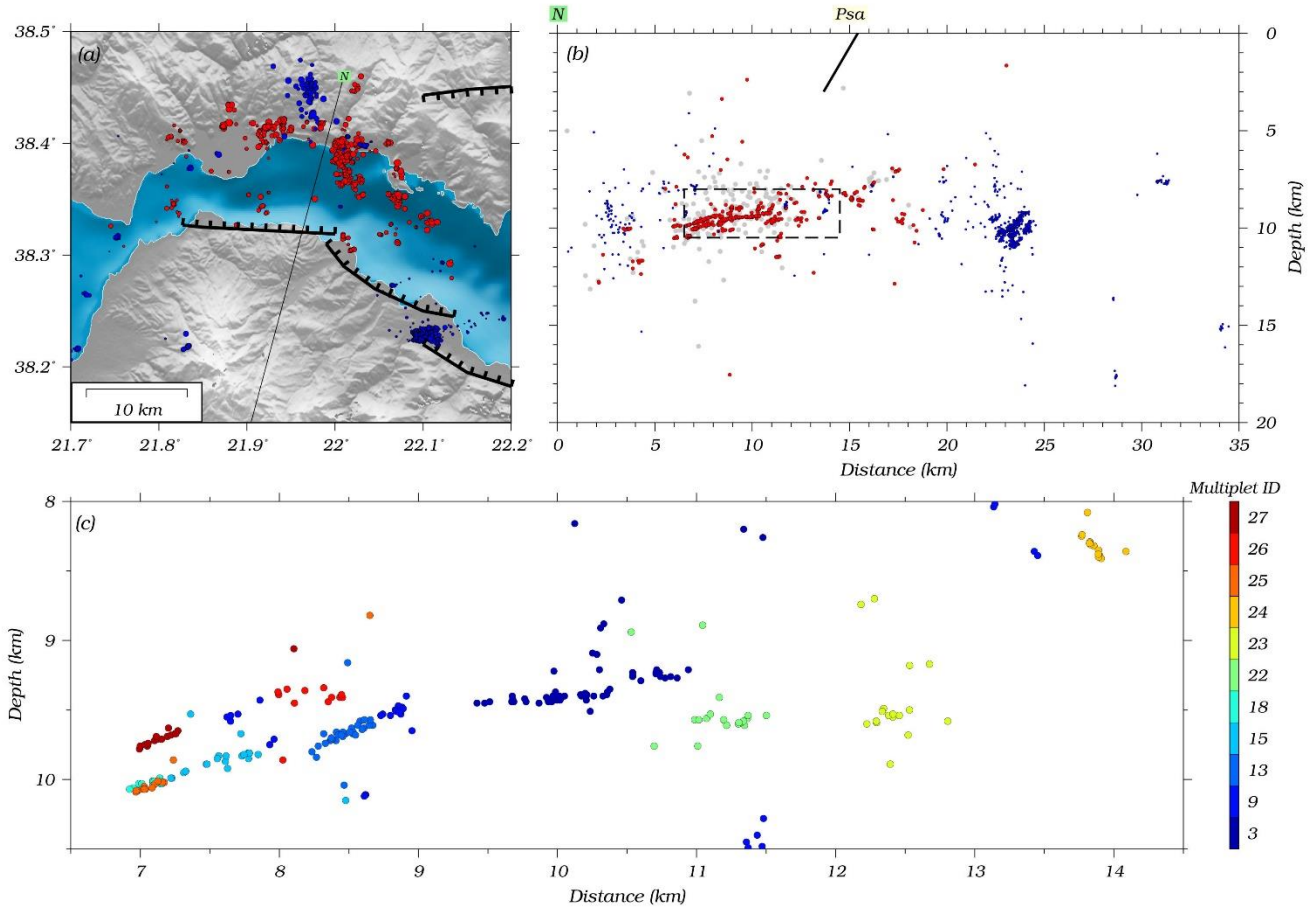


Σχήμα 5-21 Παράδειγμα ομάδας επαναληπτικών σεισμών με 229 σεισμούς στην περιοχή της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου (2013). (**πάνω**) Η χωρική κατανομή των σεισμών απεικονίζεται στον χάρτη μαζί με τις κυματομορφές για ένα μέρος των σεισμών μελών της ομάδας. (**κάτω**) Χρονική κατανομή των μεγεθών των σεισμών μελών της ομάδας (Mesimeri and Karakostas, submitted).



Σχήμα 5-22 Ομοίως με το Σχήμα 5-21 για την περίπτωση της ομάδας 48 η οποία τοποθετείται στο βόρειο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου (Mesimeri and Karakostas, submitted).

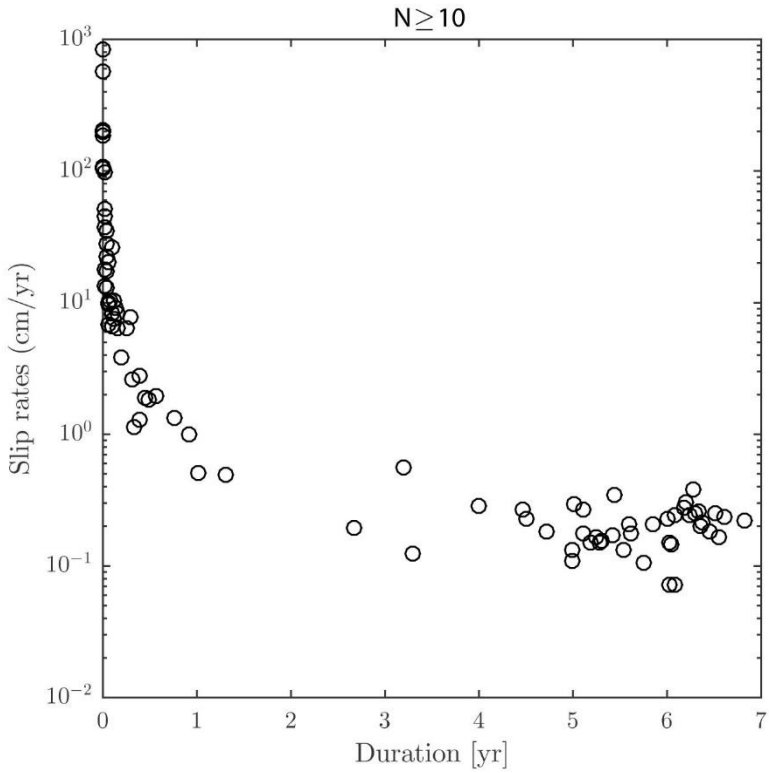
Μία καθαρότερη εικόνα των δύο διαφορετικών τύπων επαναληπτικών σεισμών εμφανίζεται στο Σχήμα 5-23, όπου έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα των επαναληπτικών σεισμών με διαφορετικό συμβολισμό. Επίσης, έχει κατασκευαστεί τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Από την τομή (Σχήμα 5-23b) προκύπτει πως οι επαναληπτικοί σεισμοί που ανήκουν σε ομάδες με μεγάλη χρονική διάρκεια σχηματίζουν μία σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης. Αντίθετα, οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών με μικρή διάρκεια τοποθετούνται κυρίως στο ρήγμα που σχετίζεται με την έξαρση του Αιγίου (2013) ή σε μικρότερες δομές σε επιφανειακότερα βάθη συγκριτικά με τη σεισμική ζώνη μικρής γωνίας κλίσης. Στο Σχήμα 5-23c έχουν χαρτογραφηθεί οι ομάδες των επαναληπτικών σεισμών που ανήκουν στη σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης. Παρατηρείται πως οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών καταλαμβάνουν μικρά τμήματα της ζώνης αυτής, τα οποία ενεργοποιούνται καθ' όλη την εξεταζόμενη περίοδο.



Σχήμα 5-23 (**a**) Χωρική κατανομή των μικρής διάρκειας (μπλε κύκλοι) και των μεγάλης διάρκειας (κόκκινοι κύκλοι) ομάδων επαναληπτικών σεισμών (**b**) Κατανομή των εστιών σε τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Με γκρι κύκλους συμβολίζονται οι σεισμοί που έγιναν πριν το 2011 (**c**) Εστίαση στις ομάδες επαναληπτικών σεισμών που περικλείονται από το παραλληλόγραμμο στο σχήμα **b** (Mesimeri and Karakostas, submitted).

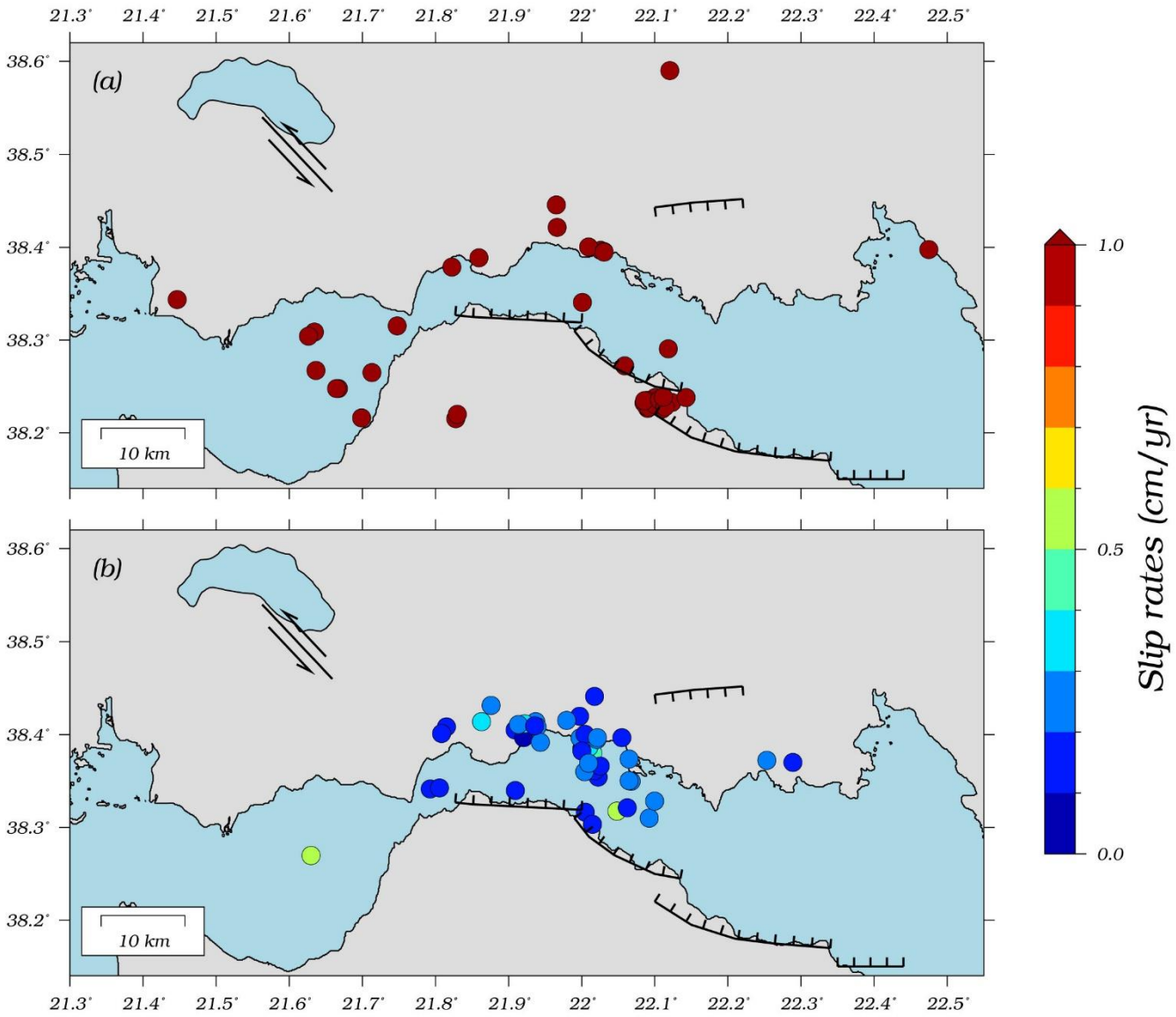
5.6.2.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΡΥΘΜΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ

Για κάθε συστάδα επαναληπτικών σεισμών υπολογίστηκε ο ρυθμός ολίσθησης όπως περιγράφηκε σε προηγούμενη ενότητα. Οι υπολογισμοί έγιναν για τις ομάδες με αριθμό σεισμών N≥10 και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα Δ1 του παραρτήματος. Από το διάγραμμα ρυθμού ολίσθησης – διάρκειας (Σχήμα 5-24) παρατηρείται ότι οι ομάδες με διάρκεια μεγαλύτερη από 4 έτη έχουν ρυθμό ολίσθησης <0.5 cm/yr ενώ πολύ μεγαλύτερες τιμές (>>0.5 cm/yr) παρατηρούνται για τις περιπτώσεις των ομάδων με μικρή διάρκεια.



Σχήμα 5-24 Διάγραμμα σεισμικής ολίσθησης ως προς τη διάρκεια για τις ομάδες επαναληπτικών σεισμών με N≥10 (Mesimeri and Karakostas, submitted).

Συσχέτιση επίσης παρατηρείται και στη χωρική κατανομή της σεισμικής ολίσθησης για τις ομάδες επαναληπτικών σεισμών με N≥10 και μικρή ή μεγάλη διάρκεια αντίστοιχα (Σχήμα 5-25). Για τις ομάδες με μικρή χρονική διάρκεια (Σχήμα 5-25a), οι οποίες στην πλειονότητά τους τοποθετούνται στην περιοχή της έξαρσης του Αιγίου και στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, υπολογίστηκε αρχικά η αθροιστική ολίσθηση που αντιστοιχεί στους σεισμούς που έγιναν κατά τη διάρκεια της έξαρσης. Στη συνέχεια έγινε αναγωγή σε ένα έτος και παρατηρούνται πολύ μεγάλες τιμές της σεισμικής ολίσθησης (>> 1 cm/yr), οι οποίες σε μερικές περιπτώσεις ξεπερνούν τα 100 cm/yr. Οι τιμές αυτές δεν αντιστοιχούν σε καμία περίπτωση στον ρυθμό τεκτονικής φόρτισης και τα αίτια που προκαλούν αυτές τις σεισμικές εξάρσεις είναι διαφορετικά, όπως θα δειχθεί και στη συνέχεια.



Σχήμα 5-25 Χωρική κατανομή της σεισμικής ολίσθησης (cm/yr) στη θέση του μέσου επικέντρου για τις ομάδες επαναληπτικών σεισμών με N≥10 και διάρκεια (**a**) μικρότερη από ένα έτος και (**b**) μεγαλύτερη από ένα έτος (Mesimeri and Karakostas, submitted).

Στο Σχήμα 5-25b έχουν χαρτογραφηθεί τα μέσα επίκεντρα των ομάδων επαναληπτικών σεισμών που διαρκούν πάνω από ένα έτος μαζί με το ρυθμό ολίσθησης που έχει υπολογιστεί για τις ομάδες αυτές. Οι τιμές του ρυθμού ολίσθησης κυμαίνονται από 0.1 έως 0.4 cm/yr με μέση τιμή 0.26 cm/yr και η πλειονότητα των περιπτώσεων τοποθετούνται υποθαλάσσια και στο βόρειο τμήμα του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Σε αντίθεση με τις ομάδες μικρής χρονικής διάρκειας, ο ρυθμός ολίσθησης για τις ομάδες μεγάλης διάρκειας είναι κατά πολύ μικρότερος από τον ρυθμό τεκτονικής φόρτισης.

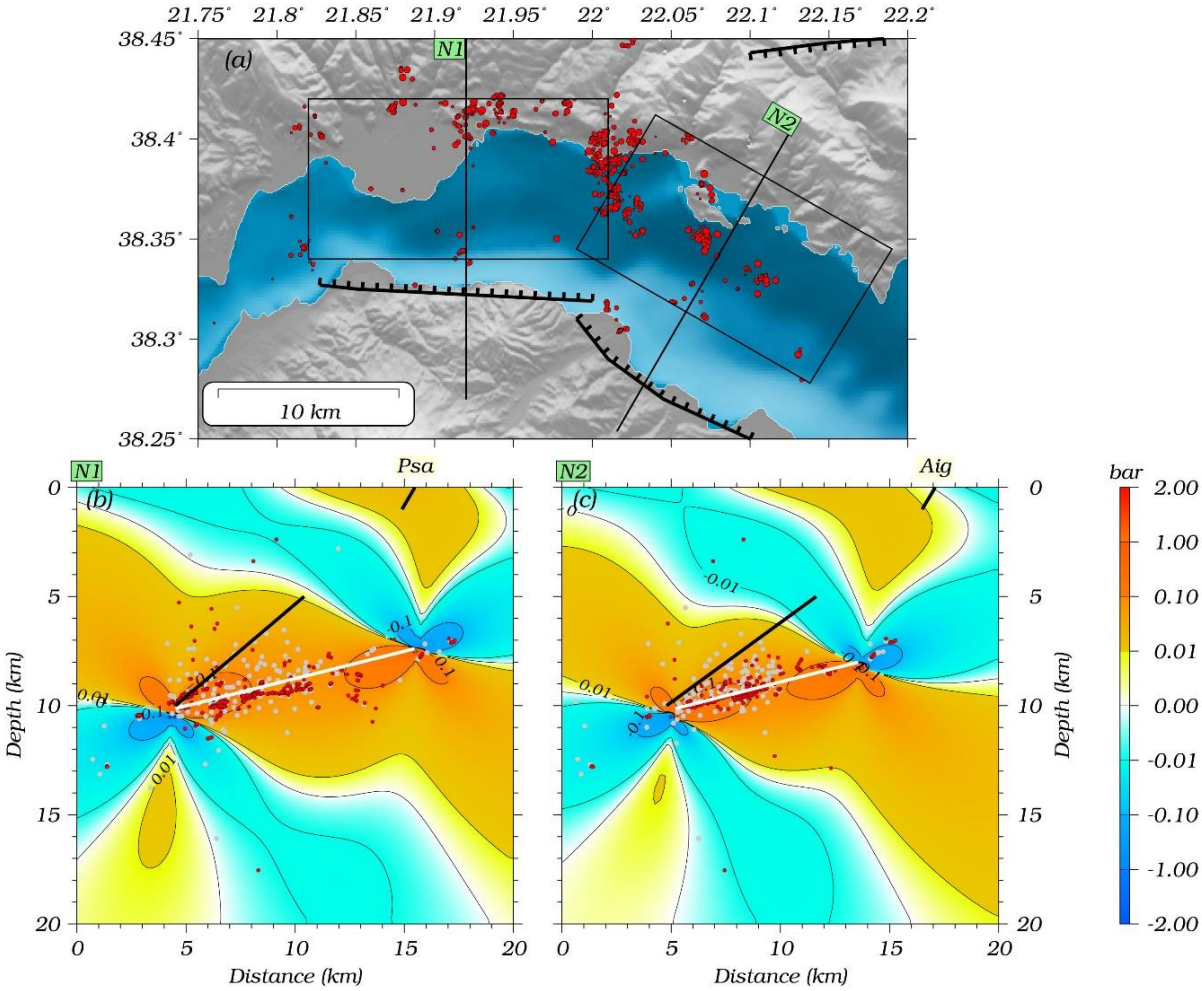
Όπως δείχθηκε προηγουμένως, οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών μεγάλης διάρκειας σχηματίζουν μία ζώνη με μικρή γωνία κλίσης στον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο. Παρόμοιες ζώνες,

οι οποίες αποτελούνται από ομάδες επαναληπτικών σεισμών, έχουν βρεθεί σε περιοχές όπου έχει παρατηρηθεί ερπυσμός και οριοθετούν τα κλειδωμένα τμήματα του ρήγματος (π.χ. Rubin et al., 1999; Waldhauser & Ellsworth, 2002; Chiaraluce et al., 2007; Anderlini et al., 2016). Στον Κορινθιακό κόλπο η ζώνη αυτή έχει ερμηνευτεί είτε ως μία ζώνη αποκόλλησης (Rigo et al., 1996; Lambotte et al., 2014;) είτε ως μία ζώνη που οριοθετεί τη μετάβαση από το σεισμικό στο ασεισμικό τμήμα του φλοιού (Hatzfeld et al., 2000; Mesimeri et al., 2018).

Σε μία προσπάθεια να υπολογιστεί ο ρυθμός της σεισμικής ολίσθησης στην περιοχή, χρησιμοποιήθηκαν οι σεισμοί που έγιναν στην περιοχή από το 1700 με M≥6.0, θεωρώντας πως ο κατάλογος είναι πλήρης (Ambraseys & Jackson, 1997; Console et al., 2013). Για τον υπολογισμό του ρυθμού ολίσθησης χρησιμοποιήθηκε παρόμοια μεθοδολογία όπως περιγράφεται στην ενότητα 5.4. Ο ρυθμός ολίσθησης βρέθηκε ίσος με 0.62 cm/yr, δηλαδή περίπου το 45-62% της τεκτονικής φόρτισης, θεωρώντας πως ο ρυθμός επέκτασης είναι 1.0-1.4 cm/yr. Το αποτέλεσμα αυτό δεν συνηγορεί υπέρ της ύπαρξης ενός ενεργού ρήγματος με μικρή γωνία κλίσης στην περιοχή, το οποίο θα συνέβαλε στην εκδήλωση μεγαλύτερου αριθμού ισχυρών σεισμών από αυτόν που αναμένεται με βάση τον ρυθμό ολίσθησης που έχει μετρηθεί γεωδαιτικά.

Με σκοπό να διερευνηθεί η επίδραση της ζώνης με μικρή γωνία κλίσης πάνω στα δύο κύρια ρήγματα της περιοχής (Ψαθόπυργος, Αίγιο), υπολογίστηκαν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb σύμφωνα με το μοντέλο της αντίστροφης ολίσθησης. Συγκεκριμένα, θεωρήθηκε πως η ζώνη με μικρή γωνία κλίσης μπορεί να διακριθεί σε δύο τμήματα (παραλληλόγραμμα Σχήμα 5-26a) με διεύθυνση 270° και 300°. Τα δύο επίπεδα βρίσκονται στον υποθαλάσσιο χώρο του δυτικού Κορινθιακού κόλπου, όπου έχει βρεθεί πως εκεί συσσωρεύεται το μεγαλύτερο μέρος της ανηγμένης παραμόρφωσης (Briole et al., 2000). Το πρώτο επίπεδο, το οποίο βρίσκεται κάτω από το ρήγμα του Ψαθόπυργου, θεωρήθηκε πως έχει μήκος 17 km, πλάτος 12 km και γωνία κλίσης 15°. Το ρήγμα του Ψαθόπυργου έχει διεύθυνση 280° με γωνία κλίσης 40°, μήκος 16 km και πλάτος 8 km. Αναφορικά με το δεύτερο επίπεδο το οποίο τοποθετείται κάτω από το ρήγμα του Αιγίου, θεωρήθηκε πως έχει γωνία κλίσης 15° με 15 km μήκος και 9 km πλάτος. Το ρήγμα του Αιγίου, σύμφωνα με τη λύση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού του 1995 (Bernard et al., 1997), έχει διεύθυνση 280°, γωνία κλίσης 35°, μήκος 15 km και πλάτος 9 km. Οι υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων Coulomb έγιναν ως προς το κάθε ρήγμα χωριστά πάνω σε δύο κάθετα επίπεδα (N1, N2, Σχήμα 5-26a) θεωρώντας πως ο ρυθμός ολίσθησης πάνω στη ζώνη με μικρή γωνία κλίσης είναι 0.26 cm/yr.

Τα αποτελέσματα των υπολογισμών αποτυπώνονται σε τομές στο Σχήμα 5-26. Το μοντέλο της αντίστροφης ολίσθησης, λόγω της επίδρασης του πρώτου οριζόντιου επιπέδου, δείχνει πως το ρήγμα του Ψαθόπυργου βρίσκεται σε χώρο όπου οι μεταβολές των τάσεων είναι θετικές (Σχήμα 5-26b). Παρόμοια, το μοντέλο αντίστροφης ολίσθησης για το δεύτερο οριζόντιο επίπεδο δείχνει πως σχεδόν ολόκληρο το ρήγμα του Αιγίου τοποθετείται σε θετικές μεταβολές των τάσεων Coulomb (Σχήμα 5-26c). Μόνο το ανώτερο τμήμα του βρίσκεται σε περιοχές όπου οι μεταβολές των τάσεων είναι αρνητικές. Από τους παραπάνω υπολογισμούς προκύπτει πως στην περίπτωση όπου η ζώνη με μικρή γωνία κλίσης λειτουργούσε ως ενεργή ζώνη, τα δύο κύρια ρήγματα θα επηρεάζονταν θετικά. Κατά συνέπεια αυτό θα είχε ως αποτέλεσμα την πιο συχνή εκδήλωση ισχυρών σεισμών (M>6.0) στα δύο ρήγματα σε σχέση με την αναμενόμενη σύμφωνα με τις γεωδαιτικές μετρήσεις.

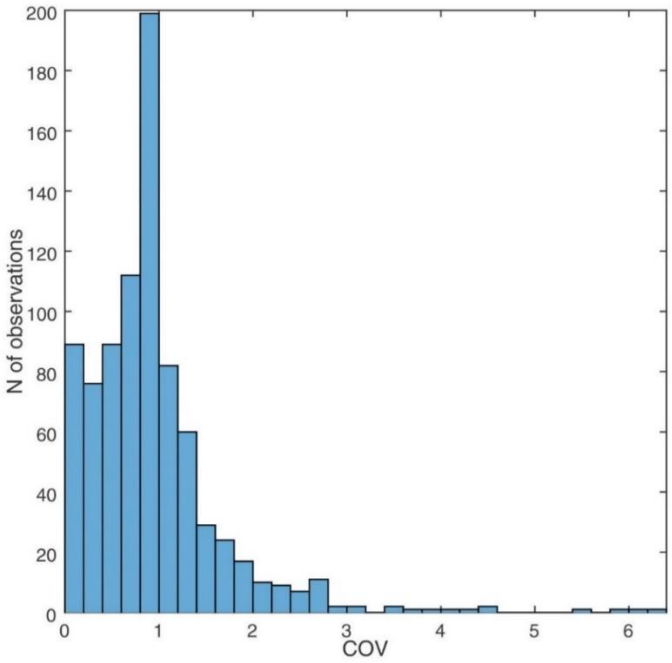


Σχήμα 5-26 (a) Χωρική κατανομή των σεισμών που ανήκουν στις ομάδες επαναληπτικών σεισμών μεγάλης διάρκειας. Με παραλληλόγραμμα συμβολίζονται τα δύο οριζόντια επίπεδα. **(b, c)** Μεταβολές των τάσεων Coulomb σύμφωνα με το μοντέλο αντίστροφης ολίσθησης της ζώνης με μικρή γωνία κλίσης ως προς τα δύο κύρια ρήγματα της περιοχής (Αίγιο – Ψαθόπυργος) υπολογισμένο πάνω σε δύο κατακόρυφα επίπεδα.

Τα προηγούμενα ενισχύουν την άποψη ότι ο ρυθμός ολίσθησης που υπολογίστηκε με βάση την εκδήλωση των επαναληπτικών σεισμών μεγάλης διάρκειας (0.26 cm/yr) αντιστοιχεί στην ασεισμική ολίσθηση στην περιοχή και αποτελεί το 19%-26% της γεωδαιτικά μετρούμενης τεκτονικής φόρτισης. Το υπόλοιπο ~15% είτε συσσωρεύεται σε τμήματα ρηγμάτων τα οποία σχετίζονται με σεισμούς με M<6.0 είτε εκλύεται ασεισμικά.

5.6.2.4 ΠΕΡΙΟΔΟΙ ΕΠΑΝΑΛΗΨΗΣ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

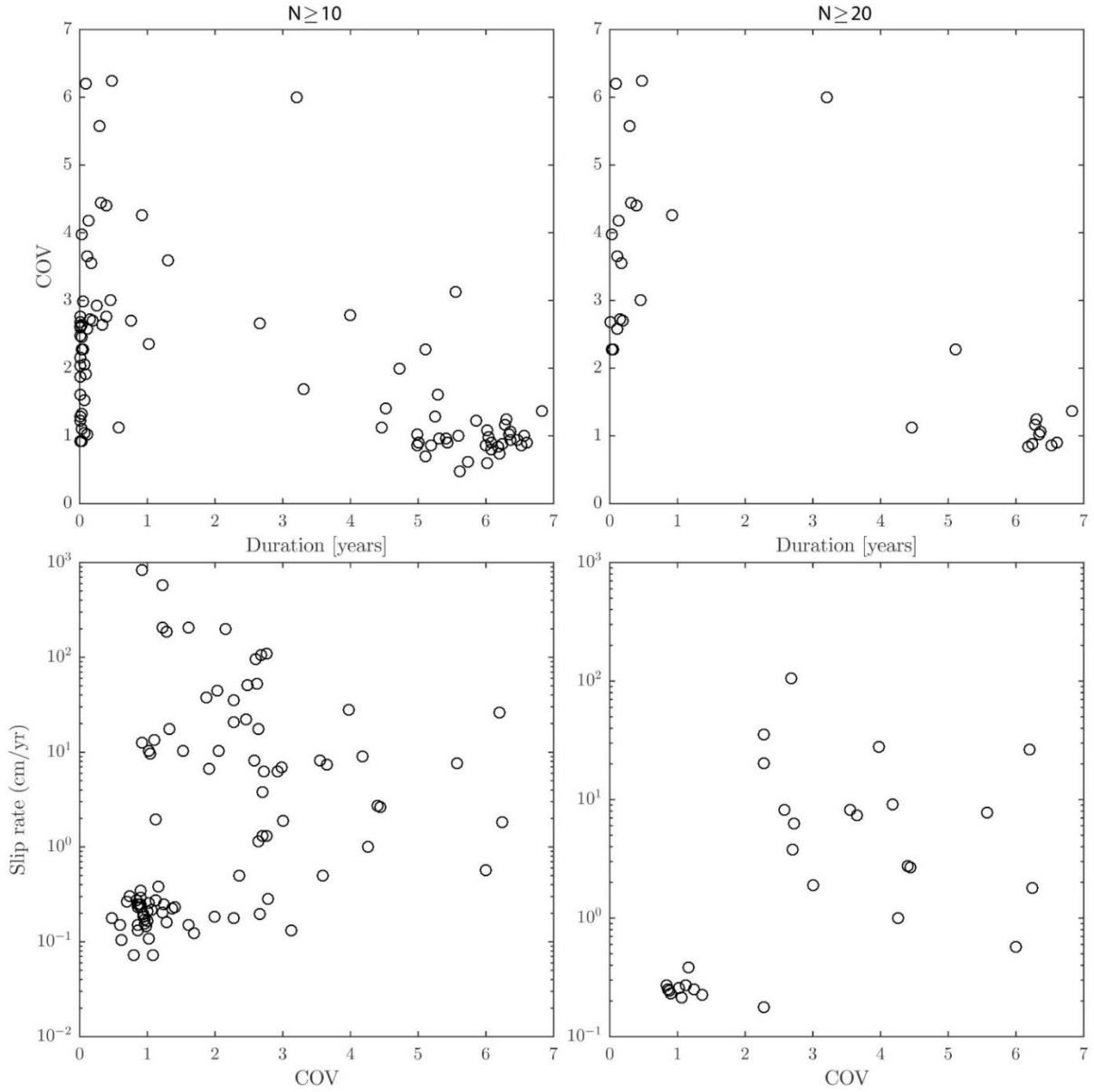
Με σκοπό τη μελέτη των χρόνων επανάληψης των σεισμών σε μία ομάδα επαναληπτικών σεισμών, υπολογίστηκε ο συντελεστής μεταβλητότητας (COV) για κάθε μία από αυτές. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 5-27 για τις ομάδες σεισμών με N≥3 (για N=2 COV=0), όπου και παρατηρείται μεγάλο εύρος τιμών της παραμέτρου COV. Συγκεκριμένα, 44% των ομάδων επαναληπτικών σεισμών έχουν τιμές COV [0 - 0.8], το οποίο υποδεικνύει απόλυτα περιοδική έως ημί-περιοδική επανάληψη. Το 34% των περιπτώσεων φανερώνει πως η επανάληψη των σεισμών σε μία ομάδα αποτελεί μία διαδικασία Poisson [0.8 - 1.2]. Τέλος, το 22% των περιπτώσεων έχουν τιμές του συντελεστή μεταβλητότητας πολύ μεγαλύτερες από τη μονάδα [1.2 - 6.4], υποδεικνύοντας πως υπάρχει μεγάλος βαθμός συσταδοποίησης.



Σχήμα 5-27 Ιστόγραμμα των τιμών του συντελεστή μεταβλητότητας (COV) για τις 830 ομάδες επαναληπτικών σεισμών με N≥3 (Mesimeri and Karakostas, submitted).

Στοχεύοντας στη σύγκριση και την πιθανή εύρεση προτύπων μεταξύ των τιμών του συντελεστή μεταβλητότητας, της χρονικής διάρκειας και των υπολογισμένων τιμών του

ρυθμού ολίσθησης για κάθε ομάδα επαναληπτικών σεισμών δημιουργήθηκαν τα παρακάτω διαγράμματα (Σχήμα 5-28). Αρχικά αναζητήθηκε η σχέση μεταξύ του συντελεστή μεταβλητότητας και της χρονικής διάρκεια για τις περιπτώσεις με αριθμό σεισμών N≥10 και N≥20, αντίστοιχα (Σχήμα 5-28 πάνω). Παρατηρείται ομαδοποίηση των τιμών σε δύο επιμέρους ομάδες οι οποίες τοποθετούνται αριστερά και δεξιά στο διάγραμμα. Η πρώτη ομάδα έχει τιμές COV>1 και μικρή χρονική διάρκεια ενώ η δεύτερη ομάδα έχει μεγάλη διάρκεια και τιμές COV~1.

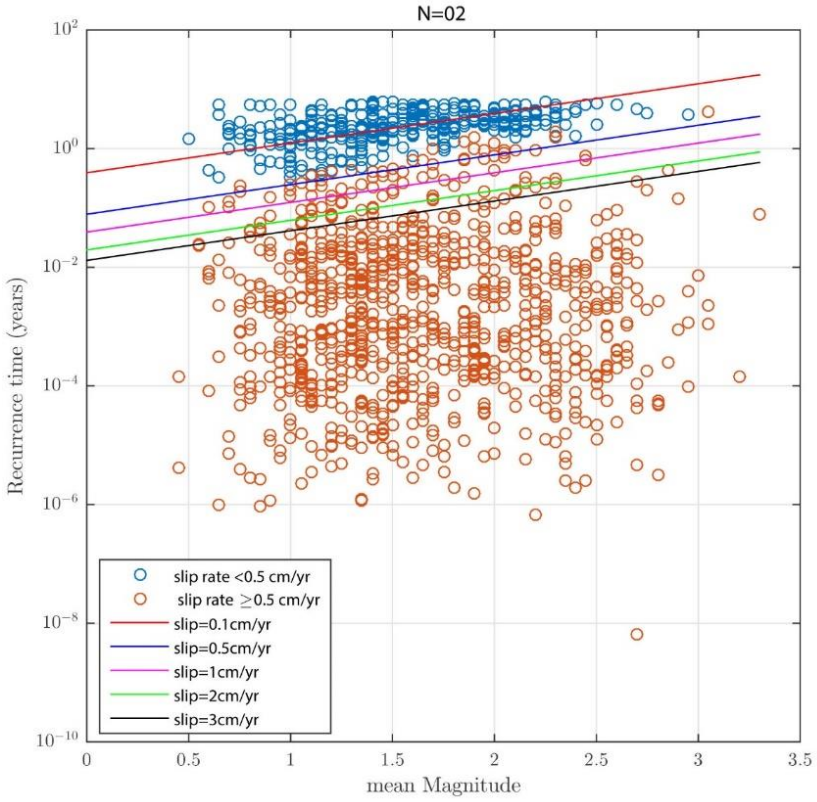


Σχήμα 5-28 (**πάνω**) COV σε συνάρτηση με τη διάρκεια και (**κάτω**) σεισμική ολίσθηση σε συνάρτηση με το COV για ομάδες επαναληπτικών σεισμών με περισσότερους από 10 και 20 σεισμούς, αντίστοιχα (Mesimeri and Karakostas, submitted).

Παρόμοια ομαδοποίηση παρατηρείται και στα διαγράμματα συντελεστή μεταβλητότητας - ρυθμού ολίσθησης (Σχήμα 5-28 κάτω). Συγκεκριμένα, η ομάδα με COV~1

παρουσιάζει μικρές τιμές του ρυθμού ολίσθησης (<0.5 cm/yr) ενώ για τιμές COV>>1 ο ρυθμός ολίσθησης είναι >>0.5 cm/yr.

Για τις περιπτώσεις των ομάδων επαναληπτικών σεισμών με δύο σεισμούς εφαρμόστηκε παρόμοια μέθοδος με αυτή των Schaff & Richards (2011), δηλαδή η τοποθέτηση σε διάγραμμα των χρόνων επανάληψης ως προς το μέσο μέγεθος για κάθε ομάδα. Επιπλέον, στο διάγραμμα έχουν τοποθετηθεί οι θεωρητικές ευθείες υποθέτοντας διαφορετικούς ρυθμούς τεκτονικής φόρτισης (0.1 - 3 cm/yr). Όπως και προηγουμένως, έτσι και σε αυτή την περίπτωση οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών ομαδοποιούνται σε δύο κατηγορίες. Η μία κατηγορία αφορά τις ομάδες με μικρό ρυθμό ολίσθησης (μπλε κύκλοι, Σχήμα 5-29), ενώ η δεύτερη κατηγορία αφορά αυτές με ρυθμό ολίσθησης >>0.5 cm/yr (πορτοκαλί κύκλοι, Σχήμα 5-29). Τα αποτελέσματα δείχνουν πως εάν μόνο η τεκτονική φόρτιση συνέβαλε στην εκδήλωση των ομάδων επαναληπτικών σεισμών με υψηλό ρυθμό ολίσθησης τότε θα απαιτούνταν τιμές μεγαλύτερες των 3 cm/yr. Από την άλλη, για τις συστάδες επαναληπτικών σεισμών με μικρό ρυθμό ολίσθησης απαιτείται τεκτονική φόρτιση μικρότερη από 0.5 cm/yr.



Σχήμα 5-29 Διαστήματα επανάληψης ως προς το μέσο μέγεθος για ομάδες επαναληπτικών σεισμών με δύο σεισμούς. Με μπλε και πορτοκαλί κύκλους απεικονίζονται οι συστάδες με ρυθμό ολίσθησης <0.5 cm/yr και ≥0.5 cm/yr, αντίστοιχα (Mesimeri and Karakostas, submitted).

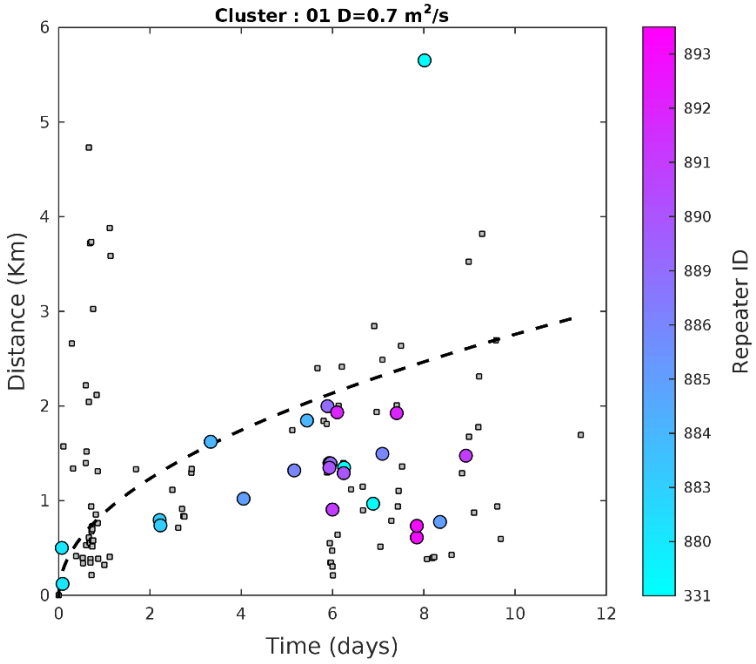
5.6.3 ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΡΕΥΣΤΩΝ ΣΤΗ ΓΕΝΕΣΗ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών με μικρή διάρκεια απαιτούν να έχουν συσσωρευθεί τάσεις τουλάχιστον μίας τάξης μεγέθους μεγαλύτερες από αυτές που αντιστοιχούν στον ρυθμό τεκτονικής φόρτισης της περιοχής. Τα αίτια που προκαλούν αυτό το είδος επαναληπτικών σεισμών μπορεί να οφείλονται στην αλληλεπίδραση των σεισμών μεταξύ τους μέσω των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb ή στην επίδραση των ρευστών. Στην παρούσα διατριβή εξετάζεται, αν η γένεση των επαναληπτικών σεισμών, σχετίζεται με τη διείσδυση ρευστών. Για τον σκοπό αυτόν δημιουργήθηκαν εκ νέου τα διαγράμματα απόστασης – χρόνου, όπως και στην ενότητα 5.6.1, για τις συστάδες που αναγνωρίστηκαν στο κεφάλαιο 3. Η διαφορά είναι πως στα νέα διαγράμματα προστέθηκαν οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών με διαφορετική χρωματική κλίμακα, όπως αυτές αναγνωρίστηκαν στο παρόν κεφάλαιο.

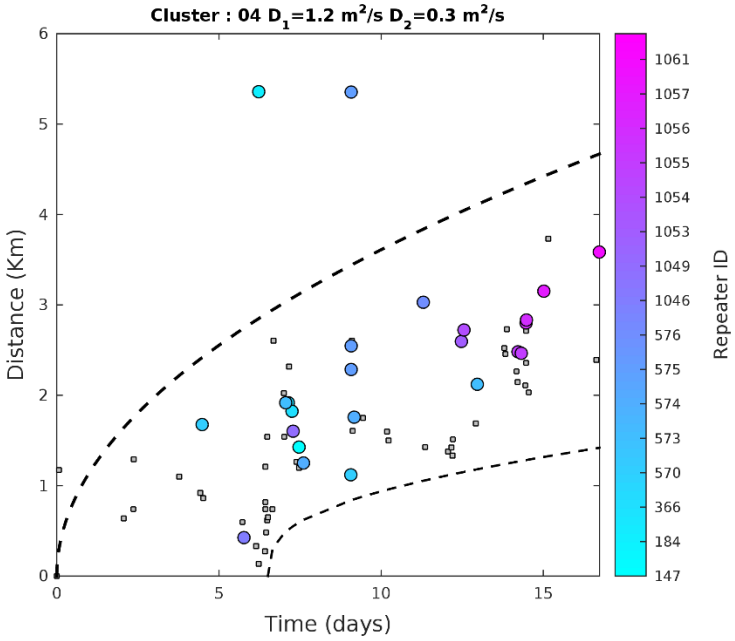
Συγκεκριμένα κατασκευάστηκαν 12 διαγράμματα απόστασης χρόνου τα οποία παρουσιάζονται στα Σχήματα 5-30 - 5-41, χρησιμοποιώντας τους ίδιους συντελεστές διάχυσης όπως και στην ενότητα 5.6.1. Κοινό στοιχείο όλων των διαγραμμάτων αποτελεί η ύπαρξη τουλάχιστον 5 ομάδων επαναληπτικών σεισμών, καθώς και η διαφορετική τους χωρική κατανομή. Στην πρώτη περίπτωση (Σχήμα 5-30), η συστάδα με κωδική ονομασία W01 αποτελείται από 11 ομάδες επαναληπτικών σεισμών. Παρατηρείται πως η διασπορά των διαφορετικών ομάδων επαναληπτικών σεισμών είναι μεγάλη, υποδεικνύοντας πως κάθε ομάδα δραστηριοποιείται σε διαφορετικό τμήμα του ρήγματος.

Παρόμοια εικόνα αποτυπώνεται και στην περίπτωση της συστάδας W04 η οποία αποτελείται από 16 ομάδες επαναληπτικών σεισμών (Σχήμα 5-31). Η συστάδα W05 αποτελείται από 30 ομάδες επαναληπτικών σεισμών οι οποίες συγκεντρώνονται κυρίως από την 6η έως την 10η ημέρα, οπότε και το πλήθος των σεισμών είναι μεγαλύτερο (Σχήμα 5-32). Ένα ακόμη χαρακτηριστικό παράδειγμα της δραστηριοποίησης του ίδιου σχεδόν σημείου αποτελεί η συστάδα W07, η οποία αποτελείται από 16 ομάδες επαναληπτικών σεισμών (Σχήμα 5-33). Η συστάδα με το μεγαλύτερο πλήθος επαναληπτικών σεισμών απεικονίζεται στο Σχήμα 5-34 και αποτελείται από 37 ομάδες επαναληπτικών σεισμών. Στο Σχήμα 5-35 παρουσιάζεται η συστάδα W12 η οποία αποτελείται από 7 ομάδες επαναληπτικών σεισμών. Παρατηρείται πως οι επαναληπτικοί σεισμοί καταλαμβάνουν συγκεκριμένο χώρο παρ' ότι γίνονται σε διαφορετικό χρόνο ο οποίος όμως δεν ξεπερνά τις μερικές ώρες. Στα Σχήματα 5-36 και 5-37 παρουσιάζονται οι συστάδες W21 και W25, οι οποίες αποτελούνται από 14 και 13 ομάδες επαναληπτικών

σεισμών, αντίστοιχα. Η περίπτωση με τον ελάχιστο αριθμό επαναληπτικών σεισμών (5) αποτυπώνεται στο Σχήμα 5-38. Τέλος, οι τελευταίες τρεις συστάδες (Σχήμα 5-39 έως Σχήμα 5-41) αποτελούνται από 12, 10 και 21 ομάδες επαναληπτικών σεισμών, αντίστοιχα.

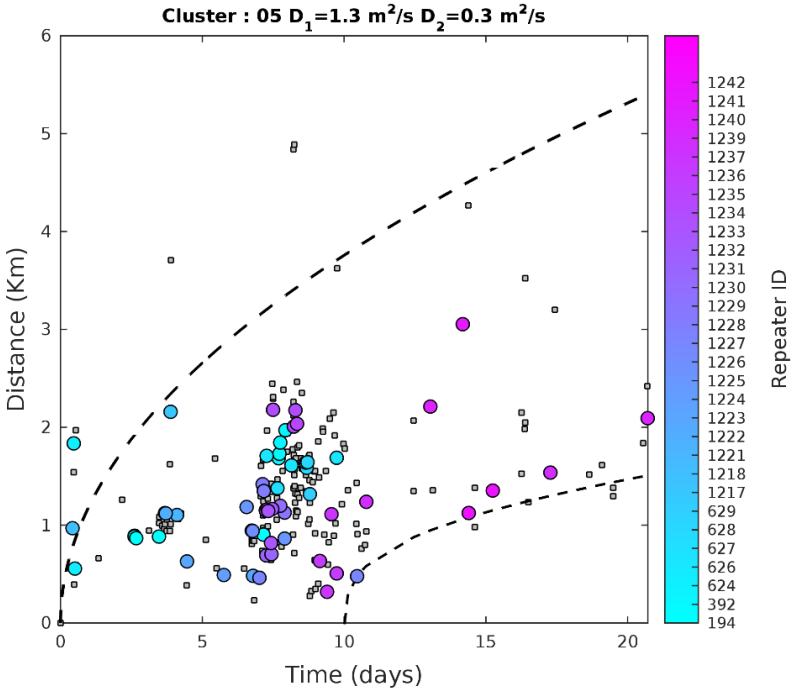


Σχήμα 5-30 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W01 μαζί με τη μετωπική περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.

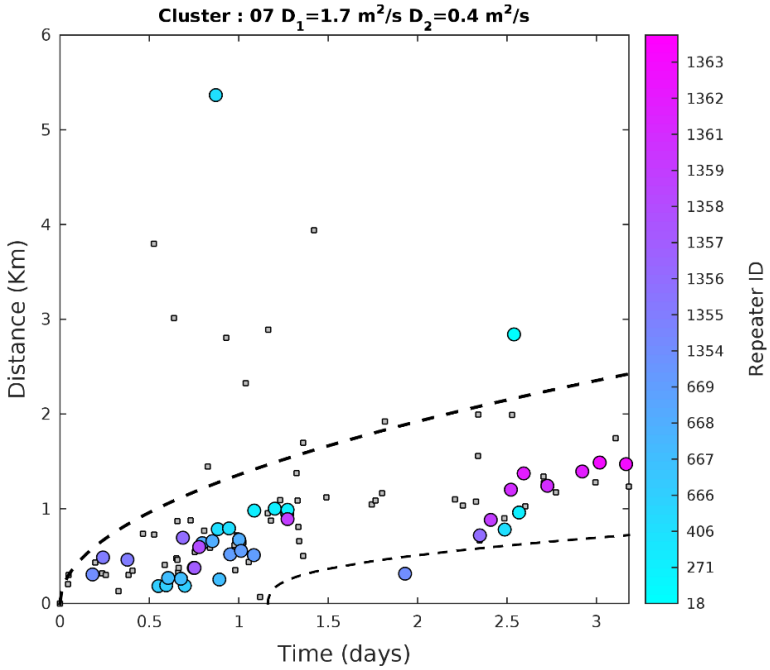


Σχήμα 5-31 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W04 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών

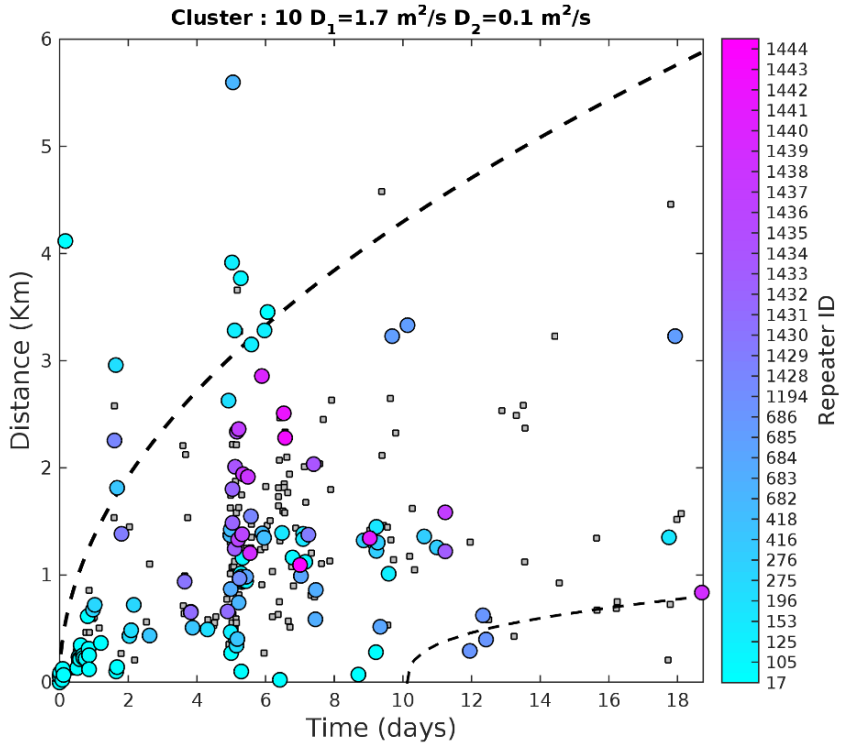
σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



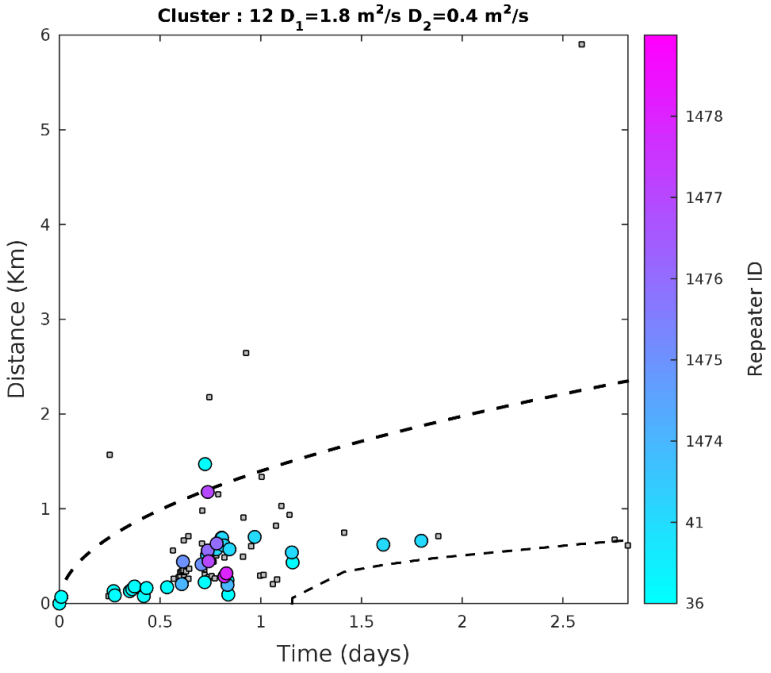
Σχήμα 5-32 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W05 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



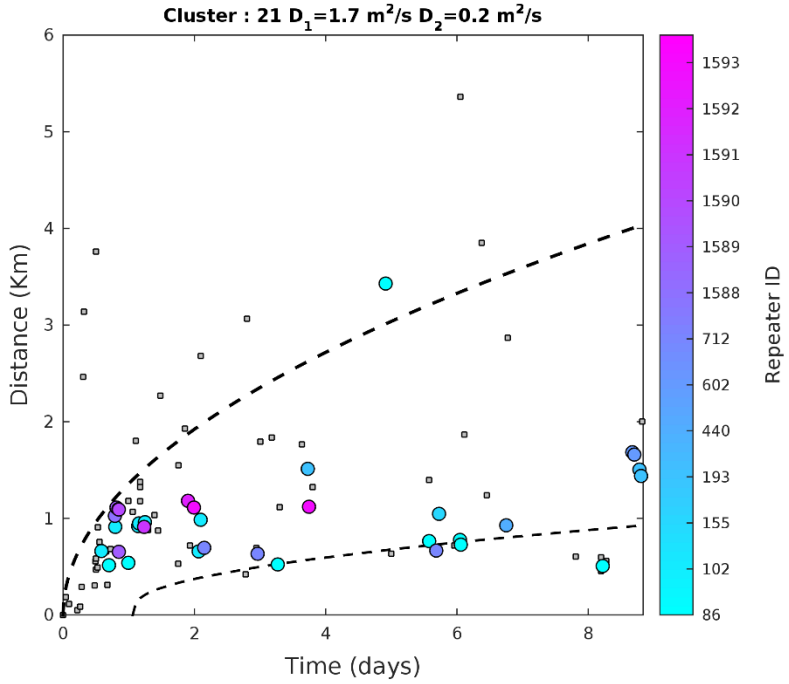
Σχήμα 5-33 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W07 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



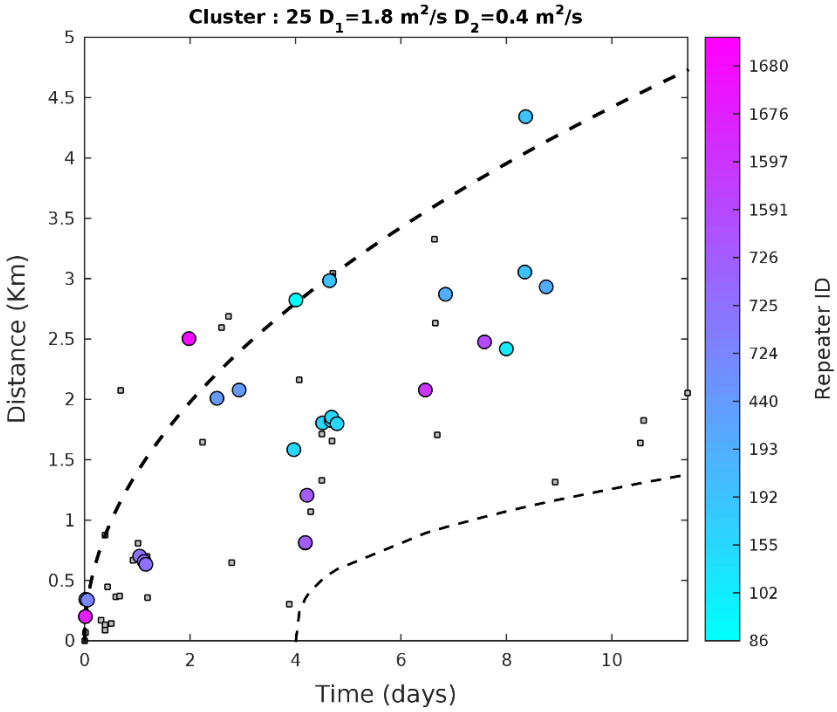
Σχήμα 5-34 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W10 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



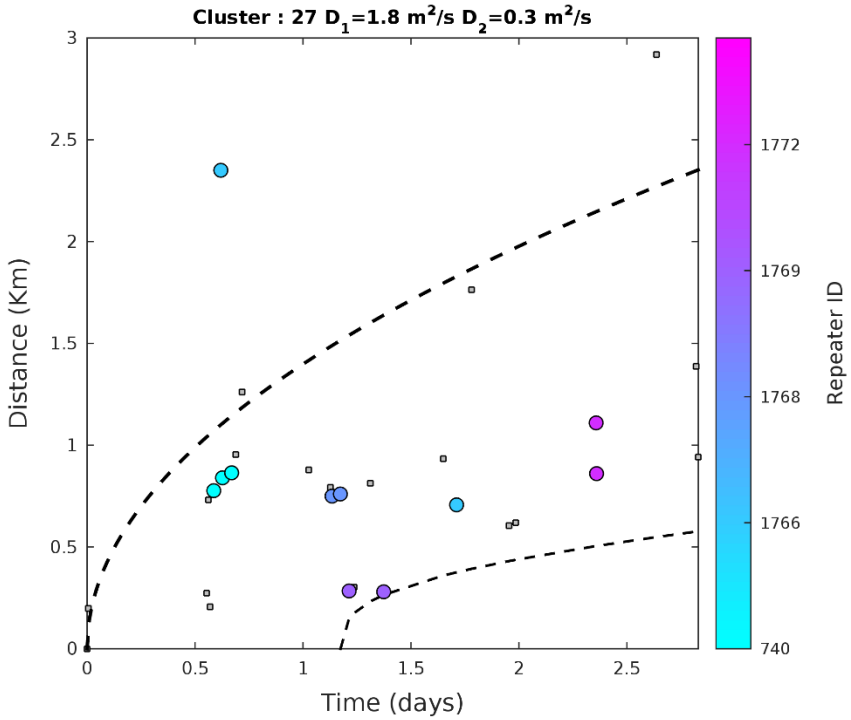
Σχήμα 5-35 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W12 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



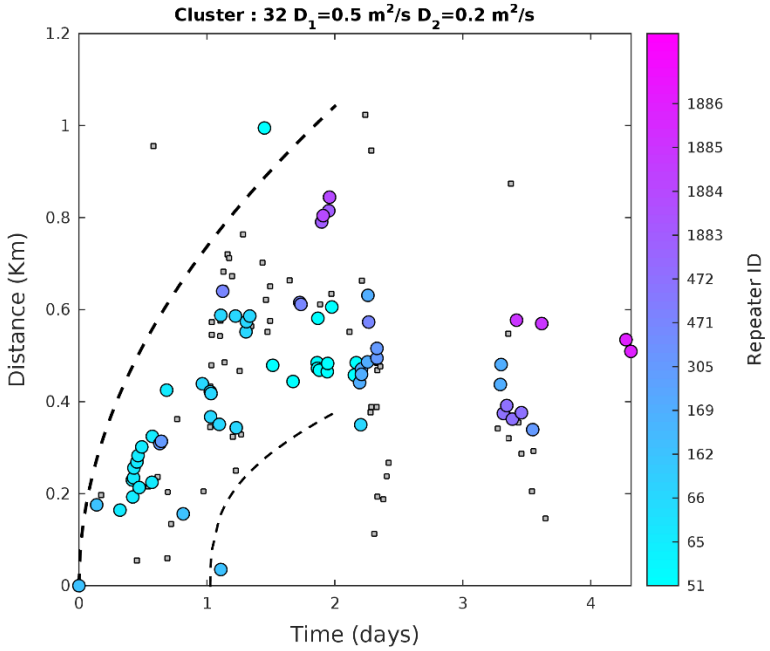
Σχήμα 5-36 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W21 μαζί με την εμπρόσθια και οπίσθια περιβάλλουσα καμπύλη. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



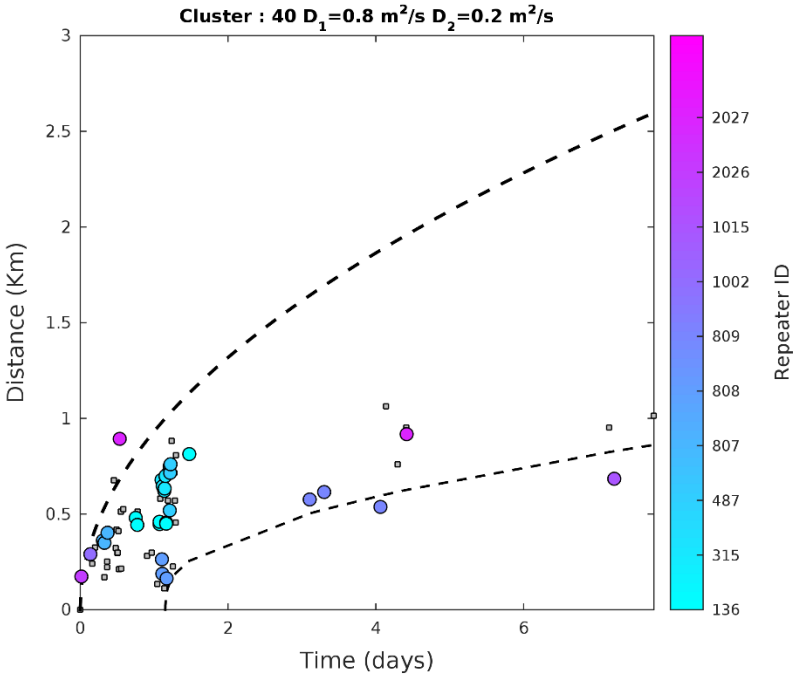
Σχήμα 5-37 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W25 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



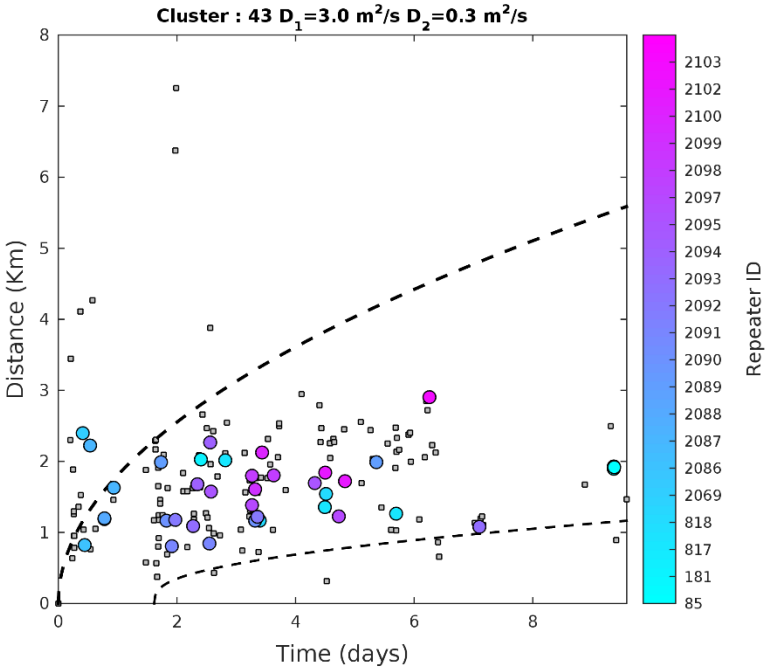
Σχήμα 5-38 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W27 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



Σχήμα 5-39 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W32 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



Σχήμα 5-40 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W40 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα καμπύλη. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.



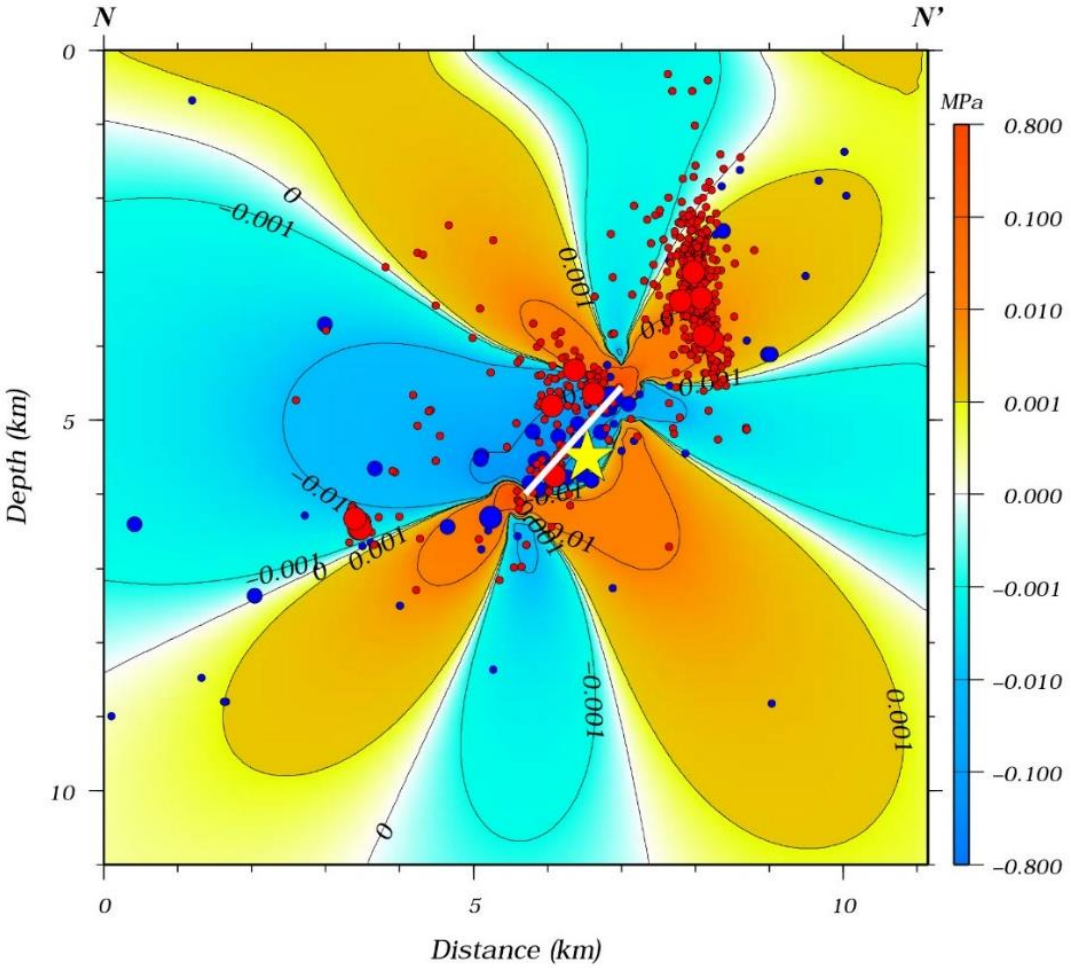
Σχήμα 5-41 Διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τη συστάδα με κωδική ονομασία W43 μαζί με τη μετωπική και πίσω περιβάλλουσα. Με χρωματική κλίμακα συμβολίζονται οι διαφορετικές ομάδες επαναληπτικών σεισμών που εμπεριέχονται στην έξαρση, ενώ με τετράγωνα οι σεισμοί που δεν ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών.

Από τα παραπάνω συμπεραίνεται πως οι σεισμικές εξάρσεις, η εξέλιξη των οποίων μπορεί να ερμηνευτεί με βάση τη διάχυση ρευστών, αποτελούνται από ομάδες επαναληπτικών σεισμών του τύπου μικρής διάρκειας.

5.7 ΠΕΡΙΟΧΗ ΦΛΩΡΙΝΑΣ

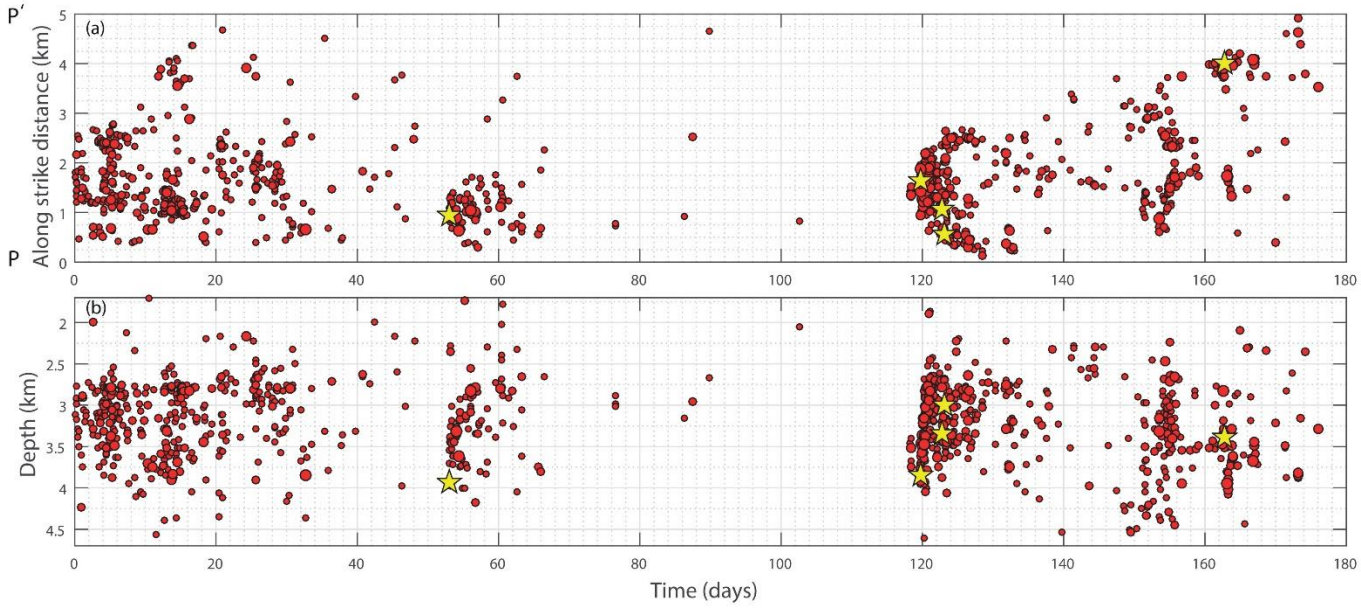
Στη Φλώρινα διερευνήθηκε η υπόθεση αν ο σεισμός με M_w=4.1 που έγινε στις 17 Φεβρουαρίου 2013 μπορεί να προκάλεσε τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο σεισμογράφων κατά το διάστημα 07/2013-01/2014. Για τον σκοπό αυτόν, αφού προσδιορίσθηκαν τα χαρακτηριστικά του ρήγματος από το οποίο προήλθε ο κύριος σεισμός και υπολογίστηκαν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb. Για τους υπολογισμούς θεωρήθηκε πως το ρήγμα έχει μήκος 3 km, παράταξη 260° και κλίση 45°. Ο λόγος Poisson τέθηκε ίσος με 0.25, ο συντελεστής δυσκαμψίας του υλικού θεωρήθηκε ίσος με 3.3 10^4 MPa και οι τιμές των συντελεστών τριβής και Skempton 0.75 και 0.5, αντίστοιχα. Οι μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb υπολογίστηκαν ως προς τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της νότιας δομής όπου συγκεντρώνονται οι περισσότεροι σεισμοί που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται σε κατακόρυφη τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση της κατανομής των επικέντρων στο Σχήμα 5-42. Παρατηρείται πως οι σεισμοί που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο (κόκκινα σύμβολα) και βρίσκονται νότια της κύριας διάρρηξης βρίσκονται σε περιοχές θετικών μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb. Οι μεταβολές αυτές ξεπερνούν τα 0.01 MPa και μπορούν να προκαλέσουν τη διέγερση της νότιας περιοχής.

Στη συνέχεια, η έρευνα επικεντρώνεται στους σεισμούς που έγιναν νότια της κύριας διάρρηξης και καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο, με σκοπό τη διερεύνηση των μηχανισμών εξέλιξής τους. Στο Σχήμα 5-43 παρουσιάζονται η κατανομή τον σεισμών με τον χρόνο κατά μήκος παράλληλης, ως προς την κύρια διεύθυνση τομής, καθώς και η κατανομή των βαθών με τον χρόνο. Κατά τις πρώτες είκοσι ημέρες της λειτουργίας του τοπικού δικτύου η δραστηριότητα καταλαμβάνει χώρο 2.5 km (Σχήμα 5-43a). Στη συνέχεια, η σεισμικότητα μεταναστεύει κατά 1 km τόσο προς τα δυτικά όσο και προς τα ανατολικά. Με το πέρας της περιόδου ησυχίας, η οποία διαρκεί 60 ημέρες, ξεκινά η δεύτερη περίοδος έντονης σεισμικής δραστηριότητας. Την ημέρα 118, παρατηρείται πως η δραστηριότητα επεκτείνεται κατά μήκος όλης της σεισμικής ζώνης σχεδόν ταυτόχρονα (~ 3 km). Τέλος, κατά την $162^η$ ημέρα και ως το τέλος της λειτουργίας του τοπικού δικτύου, η δραστηριότητα μετατοπίστηκε στο δυτικότερο σημείο της, ενεργοποιώντας μία δομή μήκους σχεδόν 1 km.



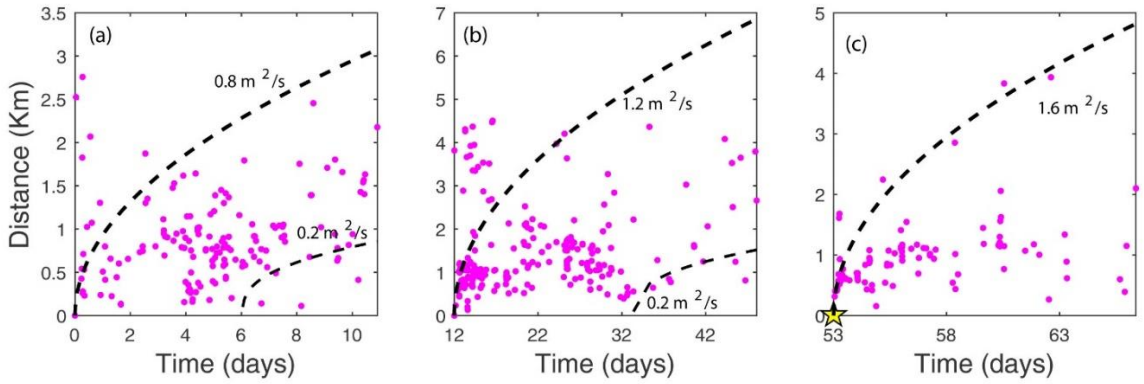
Σχήμα 5-42 Απεικόνιση των μεταβολών των τάσεων Coulomb λόγω της σεισμικής ολίσθησης που προκλήθηκε από τον σεισμό της 17ης Φεβρουαρίου 2013 με M_w=4.1 πάνω σε κατακόρυφο επίπεδο (Mesimeri et al., 2017).

Η εξέλιξη της κατανομής των βαθών με τον χρόνο παρουσιάζεται στο Σχήμα 5-43b, όπου φαίνεται πως η κύρια συγκέντρωση των εστιών βρίσκεται σε βάθη 2-4 km με τους μεγαλύτερους σε μέγεθος σεισμούς να γίνονται στα βαθύτερα σημεία (αστερίσκοι). Μία χαρακτηριστική περίπτωση της μετατόπισης των εστιών προς επιφανειακότερα βάθη, γεγονός το οποίο αποτελεί και ένδειξη πιθανής ύπαρξης ρευστών στην περιοχή, αποτυπώνεται κατά την 50η ημέρα. Αφού αρχικά γίνεται ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός σε βάθος 4 km, όλοι οι υπόλοιποι σεισμοί που ακολουθούν γίνονται σε επιφανειακότερα βάθη. Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό παράδειγμα φαίνεται κατά την ημέρα 118, όπου και ξεκινά η δεύτερη περίοδος έντονης δραστηριότητας. Αρχικά σε βάθος 4 km γίνεται ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός και οι υπόλοιποι κατανέμονται σε επιφανειακότερα βάθη.



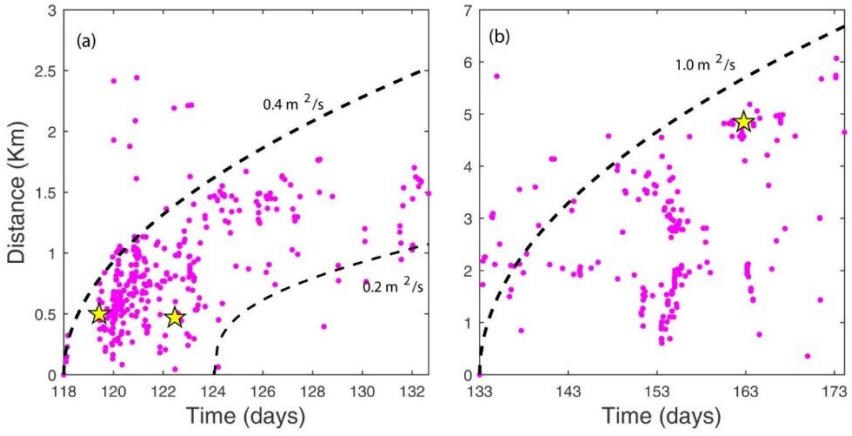
Σχήμα 5-43 (**a**) Τομή παράλληλη στη διεύθυνση των σεισμών του τοπικού δικτύου και (**b**) χρονική κατανομή των εστιών των σεισμών του τοπικού δικτύου. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με $M_w \geq 3.0$ (Mesimeri et al., 2017).

Από τα παραπάνω γίνεται σαφές πως υπάρχει μετανάστευση των επικέντρων κατά μήκος της σεισμικής ζώνης. Με σκοπό την εύρεση της πιθανής συσχέτισης της εξέλιξης της μικρο-δραστηριότητας με την ύπαρξη ρευστών, δημιουργούνται τα διαγράμματα απόστασης – χρόνου για τις δύο διαφορετικές περιόδους χωριστά. Για την πρώτη περίοδο (Σχήμα 5-44) οι πρώτες 65 ημέρες έχουν διακριθεί σε επιμέρους υπό-περιόδους. Συγκεκριμένα, κατά τις πρώτες 11 ημέρες η χρονική κατανομή της σεισμικότητας περιγράφεται ικανοποιητικά από τη μετωπική περιβάλλουσα με συντελεστή διάχυσης $D=0.8\ m^2/s$ (Σχήμα 5-44a). Από την 6η ημέρα παρουσιάζεται και η πίσω περιβάλλουσα, η οποία περιγράφει τη διαδικασία λήξης της έξαρσης με συντελεστή διάχυσης $D=0.2\ m^2/s$ (Σχήμα 5-44b). Από τη 12η ημέρα έως και την 52η η σεισμικότητα οριοθετείται από τις δύο περιβάλλουσες με συντελεστές διάχυσης $D=1.2\ m^2/s$ για τη μετωπική και $D=0.2\ m^2/s$ για την πίσω. Από την 53η ημέρα και ως τη λήξη της πρώτης περιόδου, πριν την έναρξη της σεισμικής ησυχίας, παρατηρείται μόνο η μετωπική περιβάλλουσα με συντελεστή διάχυσης $D=1.6\ m^2/s$ (Σχήμα 5-44c). Η περίπτωση αυτή διαφέρει από τις δύο προηγούμενες καθώς η έξαρση ξεκίνησε με έναν σεισμό με $M_w=3.1$ και επεκτάθηκε κατά τις πρώτες ώρες σε μία σεισμική ζώνη μήκους 2 km. Στη συνέχεια η ίδια περιοχή δραστηριοποιούταν συνεχώς, χωρίς να γίνεται φανερή κάποια μετανάστευση των επικέντρων σε μεγαλύτερες αποστάσεις.



Σχήμα 5-44 Διαγράμματα απόστασης χρόνου για την πρώτη περίοδο. Οι μετωπικές και πίσω περιβάλλουσες απεικονίζονται με διακεκομμένη γραμμή μαζί με την τιμή του συντελεστή διάχυσης κατά περίπτωση. Με αστερίσκους συμβολίζονται οι σεισμοί με $M_w \geq 3.0$ (Mesimeri et al., 2017).

Η δεύτερη περίοδος ξεκινά την 118η ημέρα και διαρκεί έως το τέλος της λειτουργίας του τοπικού δικτύου. Τα διαγράμματα απόστασης – χρόνου κατασκευάστηκαν για τα διαστήματα των 118-132 και 133-176 ημερών (Σχήμα 5-45). Κατά το πρώτο διάστημα (Σχήμα 5-45a) παρατηρείται μία δραστηριότητα μικρών σε μέγεθος σεισμών, η οποία ακολουθείται από μία μικρή περίοδο ησυχίας διάρκειας ορισμένων ωρών. Στη συνέχεια λαμβάνει χώρα ένας σεισμός με M_w=3.1 ο οποίος ακολουθείται από πολύ έντονη μικροσεισμική δραστηριότητα. Έξι ημέρες αργότερα (ημέρα 124) η σεισμικότητα άρχισε να φθίνει σε κοντινές αποστάσεις, ενώ για μεγαλύτερες αποστάσεις χρειάστηκε περισσότερος χρόνος. Η εξέλιξη της χωρο-χρονικής κατανομής της σεισμικότητας για τις πρώτες 15 ημέρες της δεύτερης περιόδου περιγράφεται πολύ καλά από τις δύο περιβάλλουσες (μετωπική και πίσω) οι οποίες έχουν συντελεστή διάχυσης D=0.4 m^2/s και D=0.2 m^2/s, αντίστοιχα. Τέλος, από την 133η ημέρα και ως το τέλος της λειτουργίας του τοπικού δικτύου παρατηρείται μόνο η μετωπική περιβάλλουσα με συντελεστή διάχυσης D=1.0 m^2/s.



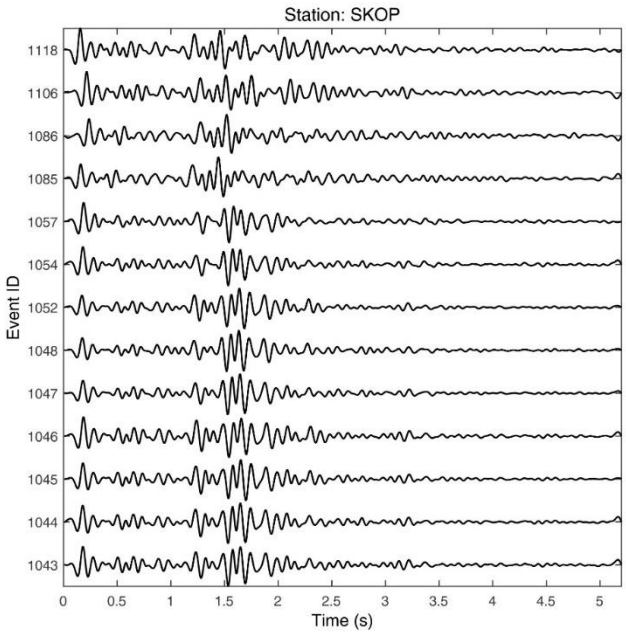
Σχήμα 5-45 Ομοίως όπως στο Σχήμα 5-44 για τη δεύτερη περίοδο (Mesimeri et al., 2017).

Ένα επιπλέον στοιχείο που διερευνήθηκε για την περίπτωση των σεισμών του τοπικού δικτύου είναι η ύπαρξη επαναληπτικών σεισμών, καθώς και η χωρική τους κατανομή. Για τον σκοπό αυτόν επαναλήφθηκε η διασυσχέτιση κυματομορφών για χρονικό παράθυρο 5 s, ώστε να περιλαμβάνονται οι φάσεις τόσο των επιμήκων όσο και των εγκαρσίων κυμάτων. Έπειτα επιλέχθηκαν τα ζεύγη σεισμών με συντελεστή διασύσχετισης CC≥96% και ταξινομήθηκαν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών. Από την παραπάνω εφαρμογή προέκυψε πως το 82% των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο σεισμογράφων ανήκουν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών (Πίνακας 5-3). Σχεδόν το 86% των ομάδων επαναληπτικών σεισμών έχουν αριθμό σεισμών N>10, ενώ ο μεγαλύτερος αριθμός σε μία ομάδα είναι 661 σεισμοί.

Πίνακας 5-3 Ομάδες επαναληπτικών σεισμών.

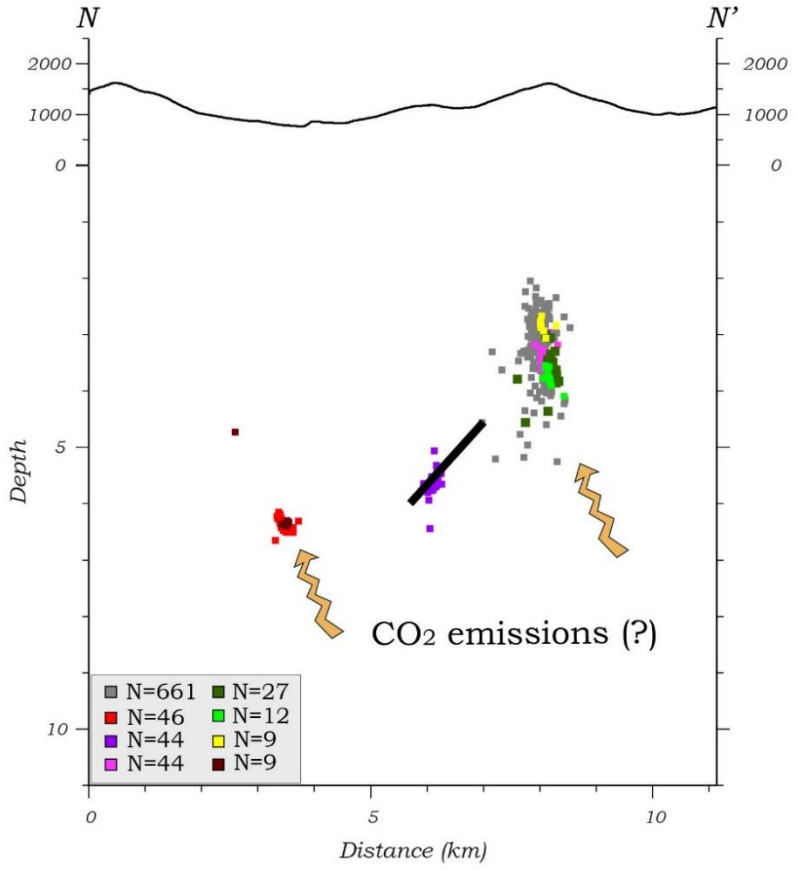
Αριθμός επαναληπτικών σεισμών	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**9**	**11**	**12**	**27**	**44**	**46**	**661**
Αριθμός ομάδων επαναληπτικών σεισμών	41	18	8	5	2	3	2	1	1	1	2	1	1
Ποσοστό (%)	7.5	5.0	2.9	2.3	1.1	1.9	1.7	1.0	1.1	2.5	8.1	4.2	60.7

Στο Σχήμα 5-46 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα 13 σεισμών μελών της δεύτερης μεγαλύτερης ομάδας επαναληπτικών σεισμών, όπως αυτοί καταγράφηκαν στον σταθμό SKOP. Από το διάγραμμα αποτυπώνεται με σαφήνεια ο πολύ μεγάλος βαθμός ομοιότητας των κυματομορφών.



Σχήμα 5-46 Κυματομορφές των σεισμών μελών της δεύτερης ομάδας επαναληπτικών σεισμών όπως αυτές καταγράφηκαν στον σταθμό SKOP (Mesimeri et al., 2017)**.**

Τέλος, η χωρική κατανομή των εστιών των ομάδων επαναληπτικών σεισμών παρουσιάζεται σε κατακόρυφη τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο (Σχήμα 5-47). Παρατηρείται πως υπάρχει μία ομάδα επαναληπτικών σεισμών με 44 σεισμούς (με ματζέντα), η οποία συσχετίζεται χωρικά με το ρήγμα το οποίο ενεργοποιήθηκε κατά τη γένεση του σεισμού με M_w=4.1 στις 17 Φεβρουαρίου 2017. Οι υπόλοιπες ομάδες επαναληπτικών σεισμών κατανέμονται εκατέρωθεν της κύριας διάρρηξης με τις περισσότερες να τοποθετούνται νοτιότερα αυτής. Η νότια περιοχή, φαίνεται πως επαναδραστηριοποιείται συνεχώς με τη γένεση πολλών και διαφορετικών ομάδων επαναληπτικών σεισμών σε μικρά τμήματα αυτής. Επιπλέον, η ομάδα επαναληπτικών σεισμών με τους περισσότερους σεισμούς τοποθετείται στο νότιο τμήμα. Δύο ακόμη ομάδες επαναληπτικών σεισμών με αριθμό σεισμών 46 και 9, αντίστοιχα, τοποθετούνται βόρεια της κύριας διάρρηξης σχηματίζοντας μία δομή που κλίνει προς νότο. Όπως γίνεται αντιληπτό, οι περισσότερες ομάδες επαναληπτικών σεισμών τοποθετούνται στα δύο άκρα της ζώνης διάρρηξης του κύριου σεισμού υποδεικνύοντας πως υπάρχει ενδεχομένως παρόμοιος μηχανισμός εξέλιξης και δημιουργίας των επαναληπτικών αυτών σεισμών.



Σχήμα 5-47 Κατανομή των εστιών των ομάδων επαναληπτικών σεισμών σε τομή κάθετη στην κύρια διεύθυνση της συγκέντρωσης των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο (Mesimeri et al., 2017).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σκοπός της διατριβής αυτής ήταν η μελέτη των ιδιοτήτων των σμηνοσειρών οι οποίες έλαβαν χώρα κατά το διάστημα 2008-2014 στον ελληνικό χώρο. Οι σμηνοσειρές χαρακτηρίζονται κυρίως από μικρά μεγέθη σεισμών και κατανέμονται σε περιοχές μικρών διαστάσεων. Επομένως, η μελέτη της χωρικής τους εξέλιξης απαιτεί σημαντική ακρίβεια στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Για τον σκοπό αυτόν χρησιμοποιήθηκαν διάφορες σύγχρονες τεχνικές των οποίων η ακρίβεια των αποτελεσμάτων εξαρτάται από το σεισμολογικό δίκτυο που χρησιμοποιείται και τον αριθμό των σεισμών που εξετάζεται. Θεωρήθηκε ότι στον ελληνικό χώρο ο Κορινθιακός κόλπος και πιο συγκεκριμένα η σεισμικότητα σε αυτόν από το 2008 και μετά έχει τα απαιτούμενα χαρακτηριστικά για τη μελέτη αυτή. Για τον λόγο αυτόν χρησιμοποιήθηκαν όλοι οι σεισμοί του Κορινθιακού κόλπου στο διάστημα 2008-2014. Θεωρήθηκε, επίσης, σκόπιμο να μελετηθούν οι ιδιότητες μιας σεισμικής έξαρσης στη Φλώρινα, περιοχή στην οποία η σεισμικότητα γενικά είναι χαμηλή. Η σεισμική έξαρση καταγράφηκε από πυκνό τοπικό δίκτυο σεισμογράφων που εγκαταστάθηκε ειδικά για τον σκοπό αυτόν στην περιοχή.

Για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων έγινε χρήση συμβατικών μεθόδων και της μεθόδου των διπλών διαφορών, τόσο για δεδομένα φάσεων όσο και για δεδομένα διασυσχέτισης κυματομορφών. Πρώτο στόχο της μεθοδολογίας που εφαρμόστηκε αποτελεί ο καλός προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων κάθε σεισμού ξεχωριστά με τη χρήση συμβατικών μεθόδων. Αυτό επιτυγχάνεται με τη χρήση φάσεων επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων οι οποίες έχουν επιλεγεί από τον χρήστη. Έπειτα, για την κάθε περιοχή προσδιορίζεται το μοντέλο φλοιού και υπολογίζονται τα χρονικά υπόλοιπα των σεισμολογικών σταθμών. Ο δεύτερος στόχος αφορά την εφαρμογή πλέον σύγχρονων τεχνικών (διασυσχέτιση κυματομορφών και μέθοδο των διπλών διαφορών) με σκοπό να επιτευχθεί μεγάλη ακρίβεια στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων της τάξεως δεκάδων έως μερικών εκατοντάδων μέτρων.

Από τον επαναπροσδιορισμένο κατάλογο σεισμών και με τη χρήση του αλγορίθμου αποσυσταδοποίησης *CURATE*, έπειτα από σύγκριση με άλλους αλγόριθμους αποσυσταδοποίησης (Κεφάλαιο 4), αναγνωρίστηκαν οι σεισμικές εξάρσεις και μελετήθηκαν ως προς τα χωρο-χρονικά τους χαρακτηριστικά. Συγκεκριμένα, μελετήθηκαν μία προς μία, ώστε να διερευνηθεί η πιθανή συσχέτισή τους με ενεργές δομές. Η προσπάθεια αυτή είχε ως αποτέλεσμα

να διακριθούν 49 σεισμικές εξάρσεις οι οποίες έγιναν στον Κορινθιακό κόλπο για το διάστημα 2008-2014 (47 στον Δυτικό και 2 στον Ανατολικό Κορινθιακό, αντίστοιχα) (Mesimeri et al., 2018).

Οι παραπάνω τεκτονικές δομές είναι σε συμφωνία με τους μηχανισμούς γένεσης που προσδιορίστηκαν στην παρούσα εργασία. Συγκεκριμένα, καθορίστηκαν 77 μηχανισμοί γένεσης με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων για την περίπτωση της σεισμικής έξαρσης στο Αίγιο, οι οποίοι και συμφωνούν με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των τμημάτων ρηγμάτων που δραστηριοποιήθηκαν κατά τη διάρκειά της. Για τον Κορινθιακό κόλπο καθορίστηκαν 72 μηχανισμοί γένεσης για το διάστημα 2011-2014 με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής. Από τους μηχανισμούς αυτούς εξήχθησαν συμπεράσματα για τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του Κορινθιακού κόλπου.

Με βάση το μέγεθος και τον χρόνο γένεσης του μεγαλύτερου σεισμού σε σχέση με τους υπόλοιπους, οι σεισμικές εξάρσεις διακρίθηκαν σε τύπου μετασεισμικής ακολουθίας και σμηνοσειρές. Με σκοπό την ποσοτικοποίηση της διάκρισης αυτής, χρησιμοποιήθηκαν οι συντελεστές λοξότητας και κύρτωσης της σεισμικής ροπής ως προς τον χρόνο, ο συντελεστής t_{max}, ο οποίος είναι ο κανονικοποιήμενος, ως προς τη μέση τιμή, χρόνος εκδήλωσης ενός σεισμού σε μία έξαρση σε σχέση με τον πρώτο σεισμό αυτής, και η διαφορά στο μέγεθος των δύο μεγαλύτερων σεισμών κάθε σεισμικής έξαρσης. Έτσι, αφού υπολογίστηκαν οι συντελεστές αυτοί, παρατηρήθηκε πως 32 περιπτώσεις χαρακτηρίζονται ως σμηνοσειρές και παρουσιάζουν μικρές τιμές λοξότητας (<3.5) και κύρτωσης (<2.14), ενώ αντίθετα 13 περιπτώσεις είναι του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών και παρουσιάζουν πολύ μεγάλες τιμές των συντελεστών αυτών. Το 75% των αναγνωρισμένων σμηνοσειρών έχει τιμή t_{max}>0.5, ενώ ο μέσος χρόνος εκδήλωσης του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού είναι 0.90. Επιπλέον, η μέση διαφορά των μεγεθών των δύο μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών είναι 0.33. Αντίθετα, 11 από τις 13 σεισμικές εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών έχουν t_{max}<0.5, με μέση τιμή 0.23 και μέση διαφορά μεγεθών 0.88. Επίσης, με βάση την παραπάνω διάκριση αναζητήθηκε πιθανή συσχέτιση μεταξύ του μεγαλύτερου σε μέγεθος σεισμού της κάθε έξαρσης και του αριθμού των σεισμών σε αυτή. Από τη σύγκριση αυτή επαληθεύτηκε πως συνήθως οι σμηνοσειρές έχουν μεγαλύτερο πλήθος σεισμών από τις εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών για σεισμούς με ίδιο μέγιστο μέγεθος. Η παράμετρος b υπολογίστηκε για κάθε έξαρση και βρέθηκε πως οι σμηνοσειρές έχουν μεγαλύτερες τιμές (b>1) από τις εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών (b<1).

Ένα επιπλέον στοιχείο που μελετήθηκε αναφορικά με τις χρονικές ιδιότητες των σμηνοσειρών αποτελεί η διερεύνηση της κατανομής των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών μίας έξαρσης καθώς και η ερμηνεία της χρονικής τους εξέλιξης με βάση το στοχαστικό μοντέλο επιδημικού τύπου ETAS. Συνολικά για τον Κορινθιακό κόλπο προκύπτει πως η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας των χρόνων γένεσης διαδοχικών σεισμών περιγράφεται καλύτερα από τη Λογαριθμοκανονική κατανομή, υποδηλώνοντας την εξάρτηση της γένεσης ενός σεισμού από τον προηγούμενο. Οι παράμετροι που μελετήθηκαν κατά την εφαρμογή του στοχαστικού μοντέλου ETAS είναι οι α και μ, οι οποίες αφορούν τη δυνατότητα ενός σεισμού να διεγείρει τη δική του μετασεισμική ακολουθία και τον ρυθμό σεισμικότητας υποβάθρου, αντίστοιχα. Έτσι, για την περίπτωση του Αιγίου η τιμή α κυμαίνεται από 0.2 έως 0.5, ενώ σε δύο από τις τέσσερις περιπτώσεις η τιμή του μ υπερβαίνει τη μονάδα, υποδεικνύοντας την ύπαρξη εξωτερικών αιτίων (επίδραση ρευστών). Αντίστοιχα, στις περιπτώσεις των εξάρσεων στον Κορινθιακό κόλπο οι 3 από τις 5 είχαν τιμή του α μικρότερη από τη μονάδα και τιμή του μ μεγαλύτερη από τη μονάδα, ένδειξη της επίδρασης ρευστών στην περιοχή.

Για τη διερεύνηση του μηχανισμού εξέλιξης των σμηνοσειρών μελετήθηκε η επίδραση των μεταβολών των τάσεων Coulomb στη γένεση των σεισμικών εξάρσεων και η επίδραση των ρευστών στην εξέλιξη αυτών. Εξετάστηκε, επίσης, η γένεση επαναληπτικών σεισμών σε σχέση με την ύπαρξη ρευστών. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της γένεσης των σεισμικών εξάρσεων και της μετανάστευσης των επικέντρων με βάση τις μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb αποτελεί η περίπτωση της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου (2013). Η δραστηριότητα ξεκινά από ένα μικρό τμήμα ρήγματος και επεκτείνεται πάνω σε αυτό μετά από λίγες ημέρες. Στη συνέχεια δραστηριοποιείται η περιοχή ανατολικά της αρχικής διάρρηξης η οποία βρίσκεται σε περιοχή θετικών μεταβολών των τάσεων Coulomb. Τέλος, η τελευταία συστάδα γίνεται δυτικότερα της αρχικής διάρρηξης σε μία περιοχή με αυξημένες θετικές στατικές τάσεις λόγω της γένεσης των προηγούμενων τριών εξάρσεων.

Η εξέλιξη των σμηνοσειρών με βάση την πιθανή ύπαρξη ρευστών στην περιοχή εκδήλωσής τους εξετάστηκε τόσο για την έξαρση του Αιγίου όσο και για τις 49 σεισμικές εξάρσεις στον Κορινθιακό κόλπο. Από τα διαγράμματα απόστασης-χρόνου για τις τέσσερις επιμέρους συστάδες που αποτελούν την έξαρση του Αιγίου δεν προέκυψε σαφής εικόνα σχετικά με την ύπαρξη ρευστών. Αντίθετα, όταν εξετάστηκαν οι συστάδες στον Κορινθιακό κόλπο παρατηρήθηκε πως 12 από αυτές υποδεικνύουν την ύπαρξη ρευστών στην περιοχή. Οι συντελεστές διάχυσης για τις μετωπικές περιβάλλουσες έχουν εύρος τιμών [0.5 – 0.8 m^2/s] για

τρεις σεισμικές εξάρσεις, 3.0 m^2/s για μία, ενώ 8 σεισμικές εξάρσεις έχουν εύρος τιμών [1.2 – 1.8 m^2/s]. Σε 11 από τις 12 αυτές περιπτώσεις, πλέον της μετωπικής περιβάλλουσας παρατηρήθηκε και η πίσω περιβάλλουσα με τιμές του συντελεστή διάχυσης [0.1 – 0.4 m^2/s] ο οποίος ήταν μικρότερος από τον αντίστοιχο της μετωπικής περιβάλλουσας καμπύλης σε όλες τις περιπτώσεις. Η ύπαρξη των περιβαλλουσών αποτελεί σημαντική ένδειξη για την ύπαρξη ρευστών στην περιοχή εκδήλωσης των σεισμικών εξάρσεων.

Για τη μελέτη των επαναληπτικών σεισμών, πραγματοποιήθηκε εκ νέου διασυσχέτιση κυματομορφών σε χρονικό παράθυρο ικανό ώστε να συμπεριλάβει το μεγαλύτερο τμήμα της καταγραφής. Αφού διατηρήθηκαν οι σεισμοί με πολύ υψηλή ομοιότητα (CC≥95%) ταξινομήθηκαν σε ομάδες επαναληπτικών σεισμών. Για τον Δυτικό Κορινθιακό κόλπο αναγνωρίστηκαν 2150 ομάδες επαναληπτικών σεισμών οι οποίες αποτελούνται από ~8000 σεισμούς, δηλαδή το 1/3 του καταλόγου σεισμών (Mesimeri and Karakostas, submitted). Από τη μελέτη των χωρο-χρονικών ιδιοτήτων των ομάδων επαναληπτικών σεισμών προέκυψαν δύο επιμέρους κατηγορίες, (1) ομάδες επαναληπτικών σεισμών μεγάλης διάρκειας και (2) ομάδες επαναληπτικών σεισμών μικρής διάρκειας.

Οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών μεγάλης διάρκειας τοποθετούνται χωρικά στο βόρειο τμήμα του Κορινθιακού κόλπου και χρονικά εκτείνονται σε όλο το διάστημα μελέτης (4-7 έτη). Χαρακτηριστικό των ομάδων αυτών αποτελεί η κατανομή των εστιών τους, η οποία σχηματίζει μία σεισμική ζώνη με μικρή γωνία κλίσης πάχους μερικών δεκάδων έως εκατοντάδων μέτρων και καθορίζει το όριο μεταξύ του σεισμικού (brittle) και ασεισμικού (ductile) τμήματος του άνω φλοιού. Η ζώνη αυτή δείχθηκε ότι δεν επιδρά με θετικό τρόπο στα δύο κύρια ρήγματα της περιοχής (Αίγιο - Ψαθόπυργος), καθώς αυτό έρχεται σε αντίθεση με το ρυθμό έκλυσης της σεισμικής ολίσθησης στην περιοχή. Το σημαντικότερο χαρακτηριστικό της ζώνης αυτής είναι πως οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών που την αποτελούν έχουν μικρό ρυθμό ολίσθησης, της τάξεως του 0.26 cm/yr το οποίο και αποτελεί το 20-25% του ρυθμού τεκτονικής φόρτισης της περιοχής και αντιστοιχεί στο ποσοστό της ασεισμικής ολίσθησης. Προτείνεται ότι οι επαναληπτικοί σεισμοί που παρουσιάζουν συνεχή δραστηριότητα αποτελούν μέτρο της ασεισμικής ολίσθησης στη ζώνη με πολύ μικρή γωνία κλίσης η οποία βρίσκεται περίπου στο βάθος των 10 km και έχει αναγνωρισθεί από τη δεκαετία του 1990. Με τον τρόπο αυτό οι επαναληπτικοί σεισμοί, μπορούν να αποκαλύψουν διαδικασίες οι οποίες συνδέονται με τη γένεση των ισχυρών σεισμών και να συμβάλλουν στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Τέλος, ο χρόνος επανάληψης των σεισμών μελών των συστάδων

επαναληπτικών σεισμών υποδεικνύει πως για τη γένεση αυτών ακολουθείται διαδικασία Poisson (COV~1).

Οι ομάδες επαναληπτικών σεισμών μικρής διάρκειας κατανέμονται σε όλο το τμήμα του Δυτικού Κορινθιακού κόλπου, εκτός της περιοχής της σεισμικής ζώνης με μικρή γωνία κλίσης, με τις περισσότερες περιπτώσεις να συσχετίζονται με την έξαρση του Αιγίου. Οι τιμές της σεισμικής ολίσθησης είναι πολύ μεγάλες (>>0.5 cm/yr), σε ορισμένες περιπτώσεις φτάνουν μέχρι και τα 100 cm/yr, και σε καμία περίπτωση δεν είναι αντιπροσωπευτικές του ρυθμού τεκτονικής φόρτισης της περιοχής και τα αίτια δημιουργίας τους είναι υπό διερεύνηση. Προς την κατεύθυνση αυτή εξετάστηκε η συσχέτιση των 12 σεισμικών εξάρσεων οι οποίες παρουσιάζουν εξέλιξη που υποδεικνύει την ύπαρξη ρευστών με τις αναγνωρισμένες ομάδες επαναληπτικών σεισμών μικρής διάρκειας. Σε όλες τις περιπτώσεις βρέθηκε πως τουλάχιστον πέντε ομάδες επαναληπτικών σεισμών ανήκουν σε μία αναγνωρισμένη σεισμική έξαρση. Επιπλέον, δείχθηκε πως οι επαναληπτικοί σεισμοί καταλαμβάνουν ορισμένο χώρο σε μία συστάδα ο οποίος επαναδραστηριοποιείται με την πάροδο του χρόνου από όμοιους σεισμούς. Ο συντελεστής μεταβλητότητας (COV) των χρόνων επανάληψης των σεισμών μελών μίας συστάδας επαναληπτικών σεισμών δείχνει πως υπάρχει ισχυρή συσταδοποίηση (COV>1).

Η σεισμική έξαρση του 2013 στη Φλώρινα αποτελεί ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα γένεσης μικροσεισμικής δραστηριότητας υπό τη μορφή σεισμικών εξάρσεων λόγω της διάχυσης ρευστών στην περιοχή (Mesimeri et al., 2017). Αρχικά ο σεισμός με M_w=4.1 στις 17 Φεβρουαρίου 2013 έφερε πιο κοντά στη διάρρηξη την περιοχή νότια του ρήγματος που σχετιζόταν με τον σεισμό αυτόν. Αυτό αποδεικνύεται και από τη χωρική κατανομή της σεισμικότητας που καταγράφηκε από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο, η οποία τοποθετείται κατά κύριο λόγο στο νότιο τμήμα της περιοχής. Η συνεχιζόμενη δραστηριοποίηση της νότιας περιοχής υπό τη μορφή μικρών σεισμικών εξάρσεων έθεσε τις βάσεις για περαιτέρω διερεύνηση των ιδιοτήτων της μικροσεισμικής δραστηριότητας. Από τη χωρο-χρονική κατανομή των σεισμών προέκυψε πως η περιοχή δραστηριοποιήθηκε σε δύο διαφορετικές χρονικές περιόδους μεταξύ των οποίων υπήρξε μία περίοδος σεισμικής ησυχίας. Από τα διαγράμματα απόστασης – χρόνου έγινε φανερή η ύπαρξη των δύο χαρακτηριστικών περιβάλλουσών καμπυλών (μετωπική και πίσω), οι οποίες αποτελούν σημαντική ένδειξη για την ύπαρξη ρευστών στην περιοχή. Η ύπαρξη ομάδων επαναληπτικών σεισμών σε δομές εκατέρωθεν της κύριας διάρρηξης ενισχύει αυτή την άποψη και φανερώνει πως ο μηχανισμός δημιουργίας των εξάρσεων ήταν όμοιος. Έτσι, γνωρίζοντας πως η περιοχή είναι πλούσια σε εκπομπές διοξειδίου

του άνθρακα και συνδυάζοντας όλα τα παραπάνω συμπεραίνεται πως τα ρευστά χρησιμοποίησαν ρήγματα που προϋπήρχαν στην περιοχή ως δίοδο για να φτάσουν στην επιφάνεια. Η άποψη αυτή ενισχύεται από την επιφανειακή εκδήλωση των σεισμών [2 – 4 km] αλλά και τη μετανάστευση των εστιών σε επιφανειακότερα βάθη με την πάροδο του χρόνου.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η μελέτη των σμηνοσειρών αποτελεί ένα από τα πλέον σύγχρονα πεδία έρευνας στον τομέα της Σεισμολογίας, λόγω των ιδιαίτερων χωρο-χρονικών τους χαρακτηριστικών και του τρόπου δημιουργίας και εξέλιξής τους. Οι σμηνοσειρές συνιστούν μία κατηγορία σεισμικών εξάρσεων στην οποία απουσιάζει «ο κύριος σεισμός», δηλαδή αυτός που υπερέχει σε μέγεθος σε σχέση με τους υπόλοιπους σεισμούς της έξαρσης. Τα αίτια που προκαλούν τις σμηνοσειρές μπορεί να οφείλονται στην τεκτονική φόρτιση της περιοχής αλλά επίσης και στην ύπαρξη ρευστών ή σε ανθρωπογενείς παράγοντες, όπως στη διάνοιξη γεωτρήσεων και εισπίεση ρευστών που στοχεύει στην οικονομική εκμετάλλευση. Σκοπό της παρούσας διατριβής αποτελεί η διερεύνηση των ιδιοτήτων των σμηνοσειρών στον ελληνικό χώρο με βάση τη μεταβολή των χωρο-χρονικών τους ιδιοτήτων στοχεύοντας στη συσχέτισή τους με τις διαδικασίες γένεσης των ισχυρών σεισμών και τελικό σκοπό τη συμβολή στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Ο κύριος όγκος της έρευνας αφορά την περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, με έμφαση στο δυτικό τμήμα του, ο οποίος αποτελεί μία από τις πιο ενεργά σεισμικές περιοχές του ελληνικού χώρου. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τοπικό πείραμα στην περιοχή της Φλώρινας (ΒΔ Ελλάδα) με σκοπό την ερμηνεία του μηχανισμού δημιουργίας των σμηνοσειρών στην περιοχή. Αρχικά, συλλέγονται τα απαραίτητα σεισμολογικά δεδομένα με σκοπό τη σύνταξη καταλόγων σεισμών για κάθε περιοχή, οι οποίοι ελέγχονται ως προς τις κλίμακες μεγεθών που έχουν χρησιμοποιηθεί και ανάγονται σε μία κλίμακα. Το σημαντικότερο τμήμα της διατριβής αποτελεί ο προσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων με μεγάλη ακρίβεια, χρησιμοποιώντας τις μεθόδους των διπλών διαφορών και της διασυσχέτισης κυματομορφών. Η ακρίβεια στις εστιακές συντεταγμένες κάνει εφικτή τη μελέτη των χωρο-χρονικών ιδιοτήτων των σμηνοσειρών. Έτσι, χρησιμοποιώντας κατάλληλους αλγορίθμους αποσυσταδοποίησης καταλόγων σεισμών, αναγνωρίζονται οι σεισμικές εξάρσεις. Οι σεισμικές εξάρσεις συσχετίζονται με τμήματα ρηγμάτων και προσδιορίζονται οι γεωμετρικές τους ιδιότητες με βάση τη χωρική κατανομή των σεισμών στις τρεις διαστάσεις. Σημαντικό εργαλείο για την επαλήθευση της γεωμετρίας αυτής αποτελούν οι μηχανισμοί γένεσης οι οποίοι συμβάλλουν επιπλέον στην ερμηνεία του πεδίου τάσεων στην περιοχή μελέτης. Ως προς τις χρονικές ιδιότητες οι σεισμικές εξάρσεις διακρίθηκαν σε σμηνοσειρές και εξάρσεις του τύπου μετασεισμικών ακολουθιών με κυριότερο κριτήριο την έκλυση της σεισμικής ροπής σε μία έξαρση. Στη συνέχεια, εξετάστηκαν ενδελεχώς οι χρονικές ιδιότητες κυρίως των σμηνοσειρών

εφαρμόζοντας τόσο στοχαστικά μοντέλα, όσο και μελετώντας την κατανομή των χρόνων μεταξύ διαδοχικών σεισμών. Αναφορικά με τον μηχανισμό δημιουργίας και εξέλιξης των σμηνοσειρών, γίνεται συσχέτιση της ύπαρξης ρευστών στις περιοχές μελέτης με την εκδήλωση σμηνοσειρών. Το κυριότερο χαρακτηριστικό που οδηγεί σε αυτή την ερμηνεία είναι η μετανάστευση των εστιών, η οποία παρατηρείται κατά την εκδήλωση των σμηνοσεισμών. Επίσης, σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb στη χωρο-χρονική εξέλιξη των σμηνοσειρών. Κατά τη διάρκεια των σμηνοσειρών, ειδικότερα σε περιπτώσεις όπου η εκδήλωση τους οφείλεται σε ύπαρξη ρευστών, παρατηρούνται επαναληπτικοί σεισμοί, δηλαδή σεισμοί οι οποίοι έχουν όμοια σεισμογράμματα.

ABSTRACT

The study of earthquake swarms is one of the most modern topics in the field of Seismology due to their unique triggering and evolution mechanisms. Earthquake swarms are a type of earthquake sequence, where a dominant in magnitude earthquake is absent. The triggering mechanism of earthquake swarms could be either due to tectonic loading or to the existence of fluids or anthropogenic activity in an area, such as fluid intrusion in wells for commercial use. The main goal of this study is to investigate the spatiotemporal properties of earthquake swarms in Greece aiming to associate their occurrence with the triggering of strong earthquakes and contribute to the seismic hazard assessment. The main study area is the Gulf of Corinth, and especially its western part, where frequent seismic excitations occur. This study also uses data from a local network that operated in the area of Florina (NW Greece) for six months, in order to interpret the triggering mechanism of earthquake swarms. First, all available seismological data are gathered in order to compile earthquake catalogs for each area. These catalogs are checked regarding the magnitude scales that were used and are homogenized into one. The fundamental part of this thesis is the relocation of the earthquakes using the double difference method and waveform cross correlation techniques. The high accuracy in earthquake location allows the study of the spatiotemporal properties of earthquake swarms. It was then possible to identify seismic excitations using declustering algorithms. The identified seismic excitations are associated with certain fault segments and their characteristics are defined based on the three dimensional distribution of the earthquake focal parameters. An important tool in order to verify the geometry of the identified fault segments is the computation of fault plane solutions, which also contribute to the understanding of the stress field in the study area. Regarding the temporal properties, seismic excitations are distinguished into earthquake swarm and mainshock – aftershock sequences, taking into account the seismic moment release history in each excitation. Then, the temporal properties of the identified earthquake swarms are investigated in detail by applying stochastic models and examining the interevent time distribution. Regarding the triggering mechanism and the evolution of earthquake swarms, an attempt to associate their occurrence with the existence of fluids is made. The migration of the epicenters, which is commonly observed in earthquake swarms, is investigated in this study. Coulomb stress changes could also play an important role to earthquake triggering and the evolution of an earthquake swarm. Repeating earthquakes (i.e. earthquakes with identical seismograms) are observed

during the evolution of earthquake swarms, especially when their occurrence is due to fluid intrusion.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

Α. ΠΙΝΑΚΕΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ

Α1. Λύσεις μηχανισμών γένεσης για 77 σεισμούς που έγιναν κατά τη διάρκεια της σεισμικής έξαρσης του Αιγίου (2013) (Mesimeri et al., 2016).

	Χρόνος Γένεσης		Επίκεντρο				Μηχανισμός Γένεσης			P		T	
A/A	**Ημερομηνία**	**Χρόνος**	**Γεωγρ. Μήκος(°A)**	**Γεωγρ. Πλάτος(°B)**	**Βάθος (km)**	**M**	**Παράταξη(°)**	**Κλίση(°)**	**Γωνία Ολίσθησης(°)**	**Azimuth**	**Dip**	**Azimuth**	**Dip**
1	21 May	14:29:16	22.1095	38.2262	9.77	2.2	284	59	-30	249	42	155	4
2	21 May	22:46:01	22.1098	38.2259	9.76	2.4	275	55	-45	245	55	155	0
3	22 May	00:37:06	22.1106	38.2254	9.67	2.5	192	62	-101	78	71	290	16
4	22 May	04:21:25	22.1109	38.2251	9.65	2.3	278	52	-39	251	52	155	5
5	22 May	05:42:23	22.1131	38.2231	9.43	2.2	263	45	-95	88	86	356	0
6	22 May	07:43:11	22.1120	38.2228	9.32	2.1	295	80	-20	250	21	343	7
7	22 May	08:27:00	22.1097	38.2259	9.75	2.6	284	48	-42	262	55	162	7
8	22 May	10:00:41	22.1096	38.2249	9.65	2.6	287	86	-30	240	24	338	17
9	22 May	11:33:42	22.1136	38.2225	9.36	2.3	295	80	-20	250	21	343	7
10	22 May	13:08:52	22.1129	38.2234	9.45	2.4	250	40	-90	340	85	160	5
11	22 May	17:02:58	22.1083	38.2261	9.77	2.5	221	58	-138	75	51	342	2
12	22 May	18:11:15	22.1084	38.2246	9.64	3.0	250	45	-90	48	90	160	0
13	22 May	21:50:11	22.1098	38.2258	9.72	2.7	290	80	-15	246	18	337	3
14	23 May	00:34:42	22.1126	38.2240	9.48	2.5	275	55	-45	245	55	155	0

	Χρόνος Γένεσης		Επίκεντρο				Μηχανισμός Γένεσης			P		T	
A/A	**Ημερομηνία**	**Χρόνος**	**Γεωγρ. Μήκος(ºA)**	**Γεωγρ. Πλάτος(ºB)**	**Βάθος (km)**	**M**	**Παράταξη(º)**	**Κλίση(º)**	**Γωνία Ολίσθησης(º)**	**Azimuth**	**Dip**	**Azimuth**	**Dip**
15	23 May	05:31:39	22.1071	38.2259	9.79	3.0	235	45	-126	67	65	169	6
16	25 May	22:34:51	22.1080	38.2307	10.27	2.5	280	54	-31	250	45	153	6
17	27 May	20:35:21	22.0992	38.2275	9.88	2.0	290	80	-15	246	18	337	3
18	27 May	22:39:44	22.0990	38.2274	9.88	2.0	255	45	-90	53	90	165	0
19	27 May	23:49:15	22.1033	38.2281	10.02	2.4	255	40	-90	345	85	165	5
20	27 May	23:51:00	22.1039	38.2280	9.97	2.7	275	45	-90	61	90	185	0
21	28 May	01:12:02	22.1046	38.2271	9.92	2.8	275	45	-85	273	86	181	0
22	28 May	01:13:00	22.1059	38.2261	9.85	3.6	275	25	-95	15	70	189	20
23	28 May	01:18:59	22.1126	38.2228	9.38	2.7	265	45	-90	63	90	175	0
24	28 May	01:23:22	22.1105	38.2225	9.30	2.4	265	50	-90	175	85	355	5
25	28 May	01:34:19	22.1176	38.2234	9.56	2.1	275	45	-80	271	83	178	0
26	28 May	01:42:44	22.1047	38.2270	9.91	2.6	275	55	-65	240	69	347	7
27	28 May	03:08:46	22.1085	38.2244	9.62	2.0	250	45	-90	48	90	160	0
28	28 May	16:04:36	22.1024	38.2278	10.10	3.0	275	25	-90	5	70	185	20
29	28 May	23:47:42	22.0980	38.2299	10.43	2.3	300	90	90	3	45	210	45
30	29 May	01:30:58	22.1017	38.2253	9.65	2.5	285	30	-80	349	74	188	15
31	29 May	19:10:58	22.0955	38.2305	10.60	2.1	305	90	90	35	45	215	45
32	31 May	08:56:38	22.1026	38.2282	10.13	3.0	275	25	-95	15	70	189	20
33	31 May	08:57:25	22.1097	38.2293	10.14	4.0	181	45	-135	16	59	121	9

Παραρτήματα

	Χρόνος Γένεσης		Επίκεντρο				Μηχανισμός Γένεσης			P		T	
A/A	**Ημερομηνία**	**Χρόνος**	**Γεωγρ. Μήκος(ºA)**	**Γεωγρ. Πλάτος(ºB)**	**Βάθος (km)**	**M**	**Παράταξη(º)**	**Κλίση(º)**	**Γωνία Ολίσθησης(º)**	**Azimuth**	**Dip**	**Azimuth**	**Dip**
34	31 May	09:14:51	22.1194	38.2233	9.62	2.2	275	45	-90	61	90	185	0
35	31 May	10:01:44	22.1109	38.2224	9.27	2.7	275	25	-90	5	70	185	20
36	31 May	11:34:14	22.1047	38.2309	10.21	2.8	278	52	-39	251	52	155	5
37	31 May	17:48:00	22.1056	38.2274	9.92	2.5	290	80	-15	246	18	337	3
38	01 June	18:39:55	22.0996	38.2272	9.92	2.9	275	20	-95	13	65	189	25
39	02 June	01:48:05	22.1052	38.2260	9.81	2.1	275	25	-90	5	70	185	20
40	02 June	13:06:53	22.1025	38.2251	9.71	2.0	209	70	-169	70	21	163	7
41	04 June	03:05:18	22.1019	38.2261	9.84	2.1	210	65	-169	70	25	164	10
42	04 June	15:48:22	22.1016	38.2257	9.78	2.1	275	25	-90	5	70	185	20
43	05 June	21:51:01	22.0987	38.2302	10.40	2.0	250	45	-90	48	90	160	0
44	07 June	03:36:19	22.0953	38.2311	10.52	2.5	290	90	90	20	45	200	45
45	07 June	20:53:45	22.1033	38.2280	10.04	2.8	270	45	-90	56	90	180	0
46	09 June	13:59:11	22.1184	38.2285	9.79	2.8	265	50	-90	175	85	355	5
47	16 June	07:15:54	22.1183	38.2273	9.97	2.1	295	80	-20	250	21	343	7
48	16 June	07:23:52	22.1215	38.2218	9.49	3.0	295	80	-20	250	21	343	7
49	16 June	09:15:49	22.1207	38.2247	9.77	3.4	265	45	-90	63	90	175	0
50	16 June	13:50:57	22.1235	38.2292	9.78	2.3	270	45	-90	56	90	180	0
51	16 June	14:58:50	22.1151	38.2276	10.00	2.2	335	10	-85	59	55	241	35
52	27 June	17:24:43	22.1197	38.2169	9.18	3.8	290	50	-75	261	78	9	4

	Χρόνος Γένεσης		Επίκεντρο				Μηχανισμός Γένεσης			P		T	
A/A	**Ημερομηνία**	**Χρόνος**	**Γεωγρ. Μήκος(ºA)**	**Γεωγρ. Πλάτος(ºB)**	**Βάθος (km)**	**M**	**Παράταξη(º)**	**Κλίση(º)**	**Γωνία Ολίσθησης(º)**	**Azimuth**	**Dip**	**Azimuth**	**Dip**
53	27 June	19:25:25	22.1264	38.2293	9.84	2.5	172	71	-107	261	78	9	4
54	03 July	19:02:07	22.1214	38.2201	9.35	2.6	270	45	-90	56	90	180	0
55	13 July	19:02:00	22.0918	38.2282	10.28	3.2	265	45	-90	251	90	355	0
56	14 July	02:06:26	22.0939	38.2295	10.73	3.1	227	62	-139	84	48	349	4
57	14 July	07:46:58	22.0917	38.2298	10.95	3.3	275	45	-90	61	90	185	0
58	14 July	11:50:42	22.0989	38.2295	10.41	3.5	275	5	-90	5	50	185	40
59	14 July	21:38:01	22.0943	38.2297	10.81	3.2	270	45	-90	56	90	180	0
60	14 July	22:20:10	22.0926	38.2249	10.16	2.8	263	45	-95	88	86	356	0
61	15 July	00:44:09	22.0929	38.2254	10.31	2.9	270	50	-90	180	85	360	5
62	15 July	16:42:04	22.0924	38.2243	10.20	2.1	237	56	-83	172	78	322	10
63	15 July	17:17:22	22.0997	38.2279	10.39	2.8	270	45	-90	256	90	360	0
64	15 July	20:07:55	22.0968	38.2255	10.23	3.7	265	50	-90	175	85	355	5
65	16 July	00:11:30	22.1005	38.2267	10.29	3.4	275	45	-85	273	86	181	0
66	16 July	03:19:15	22.0997	38.2292	10.55	2.4	290	80	-15	246	18	337	3
67	16 July	04:50:33	22.0927	38.2243	10.20	2.6	270	50	-90	180	85	360	5
68	17 July	04:58:12	22.0927	38.2306	10.90	2.2	238	51	-82	192	82	322	5
69	17 July	18:05:32	22.0982	38.2298	10.61	2.6	270	45	-90	256	90	360	0
70	18 July	14:31:36	22.0905	38.2224	10.08	2.0	275	25	-90	5	70	185	20
71	20 July	16:45:47	22.0939	38.2223	10.00	2.4	315	60	65	63	12	179	65

	Χρόνος Γένεσης		Επίκεντρο				Μηχανισμός Γένεσης			P		T	
A/A	**Ημερομηνία**	**Χρόνος**	**Γεωγρ. Μήκος(ºA)**	**Γεωγρ. Πλάτος(ºB)**	**Βάθος (km)**	**M**	**Παράταξη(º)**	**Κλίση(º)**	**Γωνία Ολίσθησης(º)**	**Azimuth**	**Dip**	**Azimuth**	**Dip**
72	20 July	22:21:21	22.0896	38.2297	10.98	2.0	270	45	-90	56	90	180	0
73	24 July	02:55:49	22.0986	38.2298	10.98	3.5	270	40	-90	0	85	180	5
74	26 July	13:55:21	22.0924	38.2310	11.04	3.3	270	45	-70	263	76	166	2
75	26 July	14:15:24	22.0940	38.2243	10.17	2.7	315	65	65	63	16	186	62
76	27 July	13:03:09	22.0999	38.2266	10.24	2.4	270	45	-90	56	90	180	0
77	30 July	13:08:59	22.0981	38.2225	9.88	2.7	263	50	-94	144	84	356	5

Α2. Λύσεις μηχανισμών γένεσης για 72 σεισμούς που έγιναν στον Κορινθιακό κόλπο το διάστημα 2008-2014 (Mesimeri et al., 2018).

									Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			P		T						
Έτος	**Ημερομηνία**	**Χρόνος Γένεσης**	**Γεωγρ. Πλάτος (°Β)**	**Γεωγρ. Μήκος (°Α)**	**Βάθος (km)**	**M_L**	**M_w**	**M_o (N m)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**VR**	**CN**	**N**	**FMVAR**	**STVAR**
2011	0205	02:52:38.47	38.4179	22.0244	7.79	3.5	3.6	$3.662\ 10^{14}$	307	70	-79	97	22	-118	234	63	28	25	0.18	3.4	7	8	0.12
2011	0211	17:56:56.00	38.3932	21.7899	10.12	4.2	4.0	$1.407\ 10^{15}$	129	90	-25	219	65	-180	81	17	176	17	0.70	2.1	10	9	0.24
2011	0212	11:37:36.58	38.3897	21.7895	10.99	3.6	3.7	$3.999\ 10^{14}$	224	71	168	319	78	20	91	5	183	22	0.32	1.9	9	10	0.23
2011	0220	19:24:07.94	38.4991	21.6624	14.46	3.3	3.6	$2.842\ 10^{14}$	75	72	-179	344	89	-18	298	14	31	12	0.5	2.3	8	8	0.24
2011	0220	21:57:16.62	38.5002	21.6627	14.36	3.7	3.7	$3.958\ 10^{14}$	341	85	-31	74	59	-174	293	25	31	18	0.54	2.3	9	9	0.23
2011	0224	23:29:46.08	38.3904	21.8013	10.71	3.7	3.6	$3.390\ 10^{14}$	126	59	-22	228	71	-147	91	36	355	7	0.27	3.0	7	21	0.33
2011	0413	02:32:27.09	38.2667	22.1924	9.68	3.4	3.4	$1.394\ 10^{14}$	269	19	-84	83	71	-92	349	64	174	26	0.27	2.6	5	7	0.09
2011	0504	12:39:42.86	38.2867	22.3976	13.27	4.0	3.8	$6.153\ 10^{14}$	89	60	-88	264	31	-94	5	75	177	15	0.62	1.9	7	7	0.20
2011	0504	14:35:15.76	38.3457	21.8141	9.90	3.6	3.4	$1.881\ 10^{14}$	242	23	-140	114	75	-72	48	56	190	28	0.42	4.0	7	9	0.11
2011	0606	11:06:01.57	38.4366	21.8307	13.09	3.4	3.4	$1.672\ 10^{14}$	257	26	-106	94	65	-83	19	69	178	20	0.54	2.6	5	6	0.24
2011	0607	23:39:15.06	38.4318	22.0633	6.55	3.3	3.2	$7.355\ 10^{13}$	256	28	-83	68	63	-94	330	72	161	18	0.62	5.4	5	9	0.03
2011	0718	03:58:51.62	38.2368	22.5373	19.19	3.3	3.3	$9.813\ 10^{13}$	305	34	-54	83	63	-111	316	65	189	16	0.43	1.9	6	13	0.21
2012	0716	20:26:48.44	38.3947	22.0013	9.64	3.1	3.3	$1.161\ 10^{14}$	291	28	-79	99	63	-96	356	72	193	18	0.57	2.1	6	5	0.26
2012	0816	21:22:54.36	38.2661	22.5302	14.40	3.5	3.7	$4.153\ 10^{14}$	234	57	-131	111	50	-45	87	57	351	4	0.36	1.7	9	7	0.26
2012	0908	16:40:14.70	38.3757	22.0631	10.59	3.7	3.5	$2.456\ 10^{14}$	322	30	-56	104	66	-108	343	65	207	19	0.28	1.8	8	8	0.30
2012	0919	00:55:36.94	38.351	22.3146	15.51	3.1	3.3	$1.239\ 10^{14}$	299	31	-64	89	63	-105	330	69	190	17	0.53	1.9	4	9	0.28
2012	0921	15:21:21.12	38.3534	22.0147	8.41	3.9	3.9	$8.287\ 10^{14}$	292	23	-75	95	67	-96	354	67	190	22	0.59	1.9	10	7	0.20
2012	0922	03:52:24.52	38.0740	22.7446	15.99	5.1	4.9	$2.660\ 10^{16}$	300	21	-68	96	71	-98	353	63	193	25	0.60	1.7	12	8	0.29
2012	1018	19:27:53.28	38.5509	21.9171	18.69	3.1	3.3	$1.319\ 10^{14}$	238	48	-131	110	56	-54	77	61	175	4	0.44	1.9	5	4	0.22
2012	1209	01:23:06.11	37.9479	22.6038	10.28	4.1	4.0	$1.313\ 10^{15}$	271	30	-97	99	60	-86	19	75	186	15	0.46	1.8	9	5	0.21
2012	1227	23:20:53.86	38.2181	21.8490	9.06	3.8	3.9	$9.652\ 10^{14}$	255	35	-138	128	68	-63	76	58	198	18	0.80	2.0	10	13	0.26
2013	0128	04:14:06.67	38.3250	22.1627	9.52	3.6	3.7	$4.707\ 10^{14}$	277	27	-83	89	63	-94	351	72	182	18	0.54	2.1	12	11	0.21
2013	0519	12:00:41.08	38.3916	21.7607	13.88	3.1	3.3	$1.013\ 10^{14}$	203	46	-135	78	60	-54	40	58	143	8	0.27	2.4	8	11	0.23

									Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			P		T						
Έτος	**Ημερομηνία**	**Χρόνος Γένεσης**	**Γεωγρ. Πλάτος (°B)**	**Γεωγρ. Μήκος (°A)**	**Βάθος (km)**	**M_L**	**M_w**	**M_o (N m)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**VR**	**CN**	**N**	**FMVAR**	**STVAR**
2013	0528	01:13:00.49	38.2261	22.1059	9.85	3.6	3.6	$3.109\ 10^{14}$	287	42	-67	78	52	-109	290	74	181	5	0.44	2.7	9	8	0.17
2013	0531	08:57:25.28	38.2293	22.1097	10.14	4.0	3.7	$3.856\ 10^{14}$	226	26	-112	71	66	-79	0	67	153	20	0.44	2.2	10	5	0.23
2013	0611	19:36:16.60	38.1590	23.1956	10.00	3.5	3.6	3.128 1014	252	26	-73	54	65	-98	307	69	150	20	0.36	1.8	8	10	0.25
2013	0627	17:24:43.40	38.2169	22.1197	9.18	3.8	3.8	5.454 1014	103	48	-91	285	42	-89	358	87	194	3	0.53	2.0	7	8	0.24
2013	0709	21:46:19.96	38.4156	21.9633	9.8	3.1	3.2	8.332 1013	282	26	-75	85	65	-97	340	70	181	19	0.44	3	6	13	0.27
2013	0714	07:46:58.39	38.2298	22.0917	10.95	3.3	3.5	2.006 1014	256	40	-105	95	51	-78	57	79	176	5	0.85	3.2	5	24	0.22
2013	0724	02:55:49.81	38.2298	22.0986	10.98	3.5	3.7	4.312 1014	263	39	-98	94	51	-83	41	82	179	6	0.70	2.1	9	6	0.16
2013	0920	02:05:19.26	38.1670	23.1052	13.42	4.4	4.4	4.304 1015	56	47	-92	238	43	-88	301	87	147	2	0.34	2.0	11	6	0.25
2013	0926	02:34:36.34	38.3019	22.1353	8.39	3.7	3.8	7.233 1014	261	25	-103	95	65	-84	17	69	181	20	0.81	2.5	6	6	0.13
2013	0926	05:25:12.02	38.2999	22.1292	8.85	3.1	3.1	6.028 1013	246	21	-121	99	73	-79	26	61	180	27	0.4	2.5	5	12	0.21
2013	1022	03:38:57.90	38.3669	21.8797	8.19	3.1	3.1	9.891 1013	131	59	-13	227	79	-148	93	30	355	13	0.76	2.7	6	13	0.22
2013	1209	08:59:35.62	38.3807	21.7454	14.54	3.7	3.6	3.308 1014	64	47	-74	221	45	-106	47	78	143	1	0.54	1.7	7	6	0.19
2013	1222	18:04:02.94	37.8548	22.7335	13.74	3.5	3.6	3.080 1014	293	36	-82	103	54	-96	349	80	197	9	0.23	1.4	6	5	0.29
2014	0124	22:08:48.30	38.3374	21.9980	7.91	3.8	3.8	6.244 1014	311	49	-65	96	47	-115	291	72	24	1	0.48	3.6	9	9	0.09
2014	0129	09:14:23.47	38.3411	21.9822	8.48	3.9	4.1	1.637 1015	306	52	-72	98	41	-112	273	75	24	5	0.72	5.6	7	8	0.06
2014	0129	18:23:44.88	38.342	21.9804	8.47	3.1	3.3	1.31 1014	310	60	-66	88	38	-125	264	66	23	12	0.53	6.3	6	15	0.11
2014	0130	23:48:14.98	38.3857	21.8672	9.04	3.7	3.7	4.311 1014	231	26	-132	96	71	-72	31	60	172	24	0.57	2.9	7	11	0.22
2014	0204	18:19:32.44	38.3397	21.9749	8.94	3.4	3.5	2.501 1014	311	58	-57	81	45	-131	275	62	18	7	0.63	6.8	6	9	0.06
2014	0204	22:49:01.50	38.3339	21.9769	8.67	3.9	3.9	7.897 1014	111	45	-93	296	45	-87	282	88	23	0	0.73	5.1	7	9	0.04
2014	0207	01:21:53.22	38.3144	21.7066	16.29	4.3	4.2	2.221 1015	303	77	-41	44	51	-163	255	37	359	17	0.65	2.1	9	12	0.28
2014	0212	07:41:01.26	37.9327	22.5926	11.70	3.5	3.5	2.315 1014	264	29	-109	105	63	-80	36	70	188	18	0.13	2.1	5	6	0.22
2014	0228	22:13:55.08	38.1975	22.5207	8.14	3.5	3.7	3.920 1014	300	33	-63	88	61	-107	323	69	190	14	0.24	2.1	8	9	0.15
2014	0321	18:35:49.92	38.4122	22.4547	10.21	4.0	3.9	7.537 1014	25	41	-171	288	84	-49	234	37	347	27	0.51	2.0	10	11	0.27
2014	0407	20:15:11.86	38.3348	21.8022	9.29	3.2	3.3	1.01 1014	232	25	-140	105	74	-70	41	57	179	26	0.74	3.5	4	11	0.14

									Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			P		T						
Έτος	**Ημερομηνία**	**Χρόνος Γένεσης**	**Γεωγρ. Πλάτος (°B)**	**Γεωγρ. Μήκος (°A)**	**Βάθος (km)**	**M_L**	**M_w**	**M_o (N m)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**VR**	**CN**	**N**	**FMVAR**	**STVAR**
2014	0410	17:40:45.16	37.9305	22.5980	10.47	3.5	3.5	2.577 1014	110	48	-78	273	43	-103	84	81	192	3	0.12	1.7	5	8	0.25
2014	0417	07:04:04.56	38.4092	22.4625	9.57	3.7	3.8	5.569 1014	281	64	-56	44	42	-138	237	57	347	12	0.20	1.9	10	20	0.28
2014	0418	05:07:36.39	38.4223	21.8443	11.25	4.2	3.9	7.888 1014	102	86	-72	204	18	-168	30	46	176	39	0.63	3.0	7	13	0.33
2014	0510	03:04:50.13	38.4164	22.4471	9.99	4.2	4.1	1.889 1015	286	69	-64	53	33	-138	232	58	357	19	0.31	2.2	9	11	0.35
2014	0511	17:34:06.24	38.4361	21.6997	15.02	3.6	3.6	2.879 1014	38	78	173	130	83	12	264	3	354	13	0.73	2.7	8	8	0.27
2014	0608	15:10:51.81	38.3260	22.0525	4.30	4.3	4.2	2.506 1015	105	46	-84	276	45	-97	95	85	191	0	0.53	2.1	12	4	0.09
2014	0610	02:14:30.72	38.3332	22.062	8.76	3.3	3.5	1.96 1014	95	46	-91	277	44	-89	328	89	186	1	0.3	2.5	8	7	0.14
2014	0610	22:52:42.08	38.3315	22.0668	8.15	3.6	3.5	2.196 1014	272	57	-100	110	34	-75	154	76	9	12	0.51	2.2	5	12	0.18
2014	0620	01:53:28.78	38.323	22.0492	8.32	3.3	3.4	1.754 1014	112	41	-90	291	49	-90	200	86	22	4	0.39	4.3	8	5	0.07
2014	0625	09:21:41.85	38.3597	21.7543	17.93	4.2	4.1	1.605 1015	197	69	-136	88	50	-28	60	45	318	12	0.40	2.1	9	14	0.29
2014	0627	00:47:23.63	38.3852	21.9995	9.44	3.0	3.2	8.258 1013	325	31	-53	104	66	-110	341	64	209	19	0.49	2.6	7	9	0.35
2014	0730	07:56:35.32	38.3487	21.8156	9.74	3.4	3.4	1.877 1014	239	24	-125	97	70	-76	29	62	176	24	0.40	2.5	10	9	0.16
2014	0809	22:22:24.28	38.3603	21.8744	8.51	3.0	3.0	4.529 1013	236	39	-120	93	57	-67	53	69	167	9	0.56	2.9	4	15	0.17
2014	0812	04:06:16.20	38.3992	22.5064	10.05	3.4	3.4	1.462 1014	255	30	-101	87	60	-84	14	74	173	15	0.56	1.9	6	5	0.24
2014	0828	04:11:12.25	38.4129	22.4655	10.62	3.3	3.4	1.451 1014	302	65	-61	69	38	-136	254	59	11	15	0.7	3.1	6	21	0.1
2014	0903	00:58:47.98	38.3379	21.9031	6.85	3.5	3.8	5.454 1014	78	18	-91	259	72	-90	169	63	348	27	0.36	4.7	5	9	0.08
2014	0919	09:33:24.85	38.3620	21.8255	8.76	3.5	3.7	4.038 1014	274	53	-65	56	44	-119	243	69	346	5	0.41	3.1	11	6	0.12
2014	0919	15:35:08.84	38.3687	21.8372	10.27	4.1	4.1	1.619 1015	86	54	-88	262	37	-93	7	81	174	9	0.60	2.8	8	4	0.11
2014	0921	00:43:39.42	38.3477	21.8381	9.50	4.6	4.8	1.780 1016	70	47	-102	268	44	-77	269	81	169	2	0.74	4.9	10	3	0.04
2014	0921	01:13:26.45	38.3637	21.8235	9.25	4.0	4.3	3.008 1015	271	42	-78	74	49	-101	283	81	172	3	0.70	2.9	11	5	0.08
2014	0925	02:04:24.34	38.3511	21.8079	10.52	3.7	3.9	9.637 1014	269	55	-82	76	35	-101	206	78	354	10	0.39	4.6	12	7	0.03
2014	0926	04:33:32.17	38.3447	21.9647	9.38	3.8	3.9	8.386 1014	293	51	-73	88	41	-110	260	76	11	5	0.56	2.4	9	7	0.03
2014	1030	06:09:09.20	38.1461	22.6267	9.18	3.7	3.9	8.056 1014	293	42	-70	87	51	-107	298	76	189	5	0.19	2.6	7	2	0.09
2014	1107	17:12:59.68	38.2890	22.1226	8.51	4.8	4.9	3.261 1016	270	23	-96	96	67	-88	10	67	184	22	0.75	3.0	13	3	0.07

									Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			P		T						
Έτος	**Ημερομηνία**	**Χρόνος Γένεσης**	**Γεωγρ. Πλάτος (°B)**	**Γεωγρ. Μήκος (°A)**	**Βάθος (km)**	**M_L**	**M_w**	**M_o (N m)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία Ολίσθησης (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Γωνία (°)**	**VR**	**CN**	**N**	**FMVAR**	**STVAR**
2014	1209	17:08:29.00	38.4047	22.2319	14.68	3.6	3.5	1.890 1014	122	23	-94	307	67	-88	220	68	36	22	0.48	2.0	8	5	0.30

Α3. Πίνακας με τους συνολικούς τανυστές σεισμικής ροπής για τις οχτώ υπο-περιοχές στις οποίες διακρίθηκε ο Κορινθιακός κόλπος (Mesimeri et al., 2018).

			Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			T		P	
Υπο-περιοχή	**Ν μηχανισμών**	**CLVD (%)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία ολίσθησης (°)**	**Παράταξη (°)**	**Κλίση (°)**	**Γωνία ολίσθησης (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Κλίση (°)**	**Διεύθυνση (°)**	**Κλίση (°)**
01	3	16	63	66	174	155	85	25	21	69	286	77
02	23	15	263	43	-84	76	48	-95	169	87	292	5
03	24	3	277	27	-86	93	63	-92	185	72	359	18
04	5	1.5	271	36	-86	87	54	-92	179	81	347	9
05	5	2	289	71	-49	40	44	-152	351	74	242	43
06	6	1	298	22	-70	96	70	-98	193	66	354	25
07	4	5	273	31	-95	98	59	-87	186	76	16	14
08	2	2	240	42	-87	56	48	-93	148	87	297	4

Α4. Πίνακας με τους μηχανισμούς γένεσης που καθορίστηκαν για τη περιοχή της Φλώρινας (Mesimeri et al., 2017).

Χρόνος Γένεσης		**Επίκεντρο**		**Βάθος**	**Mo**		**Μηχανισμός Γένεσης**			**P**		**T**	
Ημερομηνία	**Χρόνος**	**Γεωγρ. Μήκος(°Α)**	**Γεωγρ. Πλάτος(°Β)**	**(km)**	**(N x m)**	**Mw**	**Παράταξη(°)**	**Κλίση(°)**	**Γωνία Ολίσθησης(°)**	**Διεύθυνση**	**Κλίση**	**Διεύθυνση**	**Κλίση**
17 Feb 2013	12:06:47	21.3298	40.7559	6.0	$3.5\ 10^{14}$	3.6	233	50	-132	77	59	172	3
17 Feb 2013	16:48:49	21.3537	40.7512	5.0	$1.8\ 10^{15}$	4.1	224	49	-124	66	65	158	1

Β. ΠΙΝΑΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΣΥΣΤΑΔΩΝ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Β1. Πίνακας με τα στοιχεία για κάθε αναγνωρισμένη συστάδα σεισμών με πληροφορίες για το χρόνο έναρξης (START) και λήξης (END) της έξαρσης, τη διάρκεια της έξαρσης σε ημέρες (Duration), τον αριθμό των σεισμών (N), τη διαφορά των 2 μεγαλύτερων σε μέγεθος σεισμών (ΔM), το μέγιστο μέγεθος σεισμού, το χρόνο που έγινε ο μεγαλύτερος σε μέγεθος σεισμός στην έξαρση (t_{max}), τους συντελεστές λοξότητας (S) και κύρτωσης (K), την τιμή της παραμέτρου b μαζί με το σφάλμα, τη διάκριση της σεισμικής έξαρσης σε σμηνοσειρά (S) ή μετασεισμική ακολουθία (MS), το μήκος της σεισμικής ζώνης (L), το μέσο γεωγραφικό μήκος (Longitude) και πλάτος (Latitude), το μέσο βάθος (Depth), την παράταξη (strike) και τη γωνία κλίσης (dip) του αναγνωρισμένου τμήματος ρήγματος, τις συντεταγμένες του ρήγματος (Fault trace), την υποπεριοχή στην οποία ανήκουν (Βλέπε Πίνακα Α3) και την απόλυτη διαφορά μεταξύ της παράταξης (ΔS) και της γωνίας κλίσης (ΔD) από το συνολικό τανυστή σεισμικής ροπής για την περιοχή (Mesimeri et al., 2018).

Α/Α	Έναρξη	Λήξη	N	ΔM	M_{max}	t_{max}	S	K	b	Τύπος	L (km)	Γεωγρ. Μήκος (°Α)	Γεωγρ. πλάτος (°Β)	Βάθος (km)	Παράταξη (°)	Κλίση (°)	Ίχνος ρήγματος (°Α, °Β)	Υπο-περιοχη	ΔS (°)	ΔD (°)
W01	2008/07/19 00:21:22	2008/07/30 10:54:24	113	0.5	3.7	1.33	-1.52	4.69	1.65 ±0.36	S	2.5	21.9046	38.2919	7	100	40	21.8887 – 21.9171 38.2935 – 38.2874	02	24	8
W02	2009/01/10 13:31:41	2009/01/13 05:05:03	27	0.5	3.1	0.01	7.98	69.51	0.69±0.34	MS	2.27	22.0364	38.3089	8	280	50	22.0235 – 22.0493 38.3108 – 38.3067	03	3	23
W03	2009/03/10 00:18:42	2009/03/16 20:46:13	56	0.1	3.9	0.18	2.09	5.57	0.91±0.16	S	1.75	21.8442	38.3513	8.5	255	45	21.8301 – 21.8537 38.3544 – 38.3590	02	8	5
W04	2009/06/23 10:11:21	2009/07/10 03:45:52	72	0.3	3.7	1.32	-0.87	2.87	1.24±0.21	S	4.09	22.0621	38.3064	8	290	45	22.0390 – 22.0801 38.3149 – 38.3006	03	13	18
W05	2010/05/06 10:08:17	2010/05/27 03:11:32	229	0.1	3.8	1.05	1.30	14.26	1.07±0.09	S	3.25	21.8318	38.4289	10	270	55	21.8178 – 21.8556 38.4278	02	7	15
W06	2011/02/01 19:52:23	2011/02/03 17:58:26	19	1.4	3.5	0.00	7.46	67.19	1.06±0.32	MS	1.08	21.7981	38.3903	10.5	270	-	21.7908 – 21.8037 38.3920	02	7	10
W07	2011/02/04 11:05:46	2011/02/07 15:27:39	109	0.3	3.5	0.50	1.55	4.20	0.66±0.08	S	2.0	22.0236	38.4158	8.5	290	65	22.0127 – 22.0337 38.4208 – 38.4140	03	13	38
W08	2011/02/19 19:04:32	2011/02/25 19:26:46	103	0.3	3.7	0.61	4.50	39.51	0.94±0.10	MS	2.0	21.6590	38.4988	14.5	75	84	21.6513 – 21.6715 38.4951 – 38.5024	01	12	8
W09	2011/03/19 03:33:33	2011/03/24 06:33:46	25	0.7	2.9	0.98	1.81	31.92	1.11±0.27	-	2.39	21.8636	38.3933	8.5	255	60	21.8487 – 21.8791 38.392 – 38.398	02	8	17
W10	2011/07/23 10:20:18	2011/08/11 04:15:37	279	0.2	4.3	0.78	-0.85	6.33	0.70±0.06	S	4.52	21.7514	38.3149	9	240	60	21.7371 – 21.7828 38.3033 – 38.3249	02	23	17

A/A	Έναρξη	Λήξη	N	ΔM	M_{max}	t_{max}	S	K	b	Τύπος	L (km)	Γεωγρ. Μήκος (°A)	Γεωγρ. πλάτος (°B)	Βάθος (km)	Παράταξη (°)	Κλίση (°)	Ίχνος ρήγματος (°A, °B)	Υπο-περιοχη	ΔS (°)	ΔD (°)
W11	2011/08/30 05:09:32	2011/09/21 03:40:04	56	0.2	3.4	2.20	-0.98	2.61	0.68±0.12	S	2.38	21.7599	38.3157	9.5	290	55	21.7452 – 21.7726 38.3163 – 38.3098	02	17	12
W12	2011/09/18 05:43:49	2011/09/21 01:29:14	91	0.3	3.3	0.86	2.10	24.83	0.93±0.12	-	2.0	21.8316	38.2193	7.5	220	50	21.8252 – 21.8403 38.2101 – 38.2253	02	43	7
W13	2011/10/01 21:06:19	2011/10/03 03:02:14	10	0.8	2.4	0.00	2.38	6.92	1.00±0.57	S	0.95	21.7653	38.3245	8.5	110	45	21.7589 – 21.7698 38.3270 – 38.3227	02	34	3
W14	2011/10/04 18:28:25	2011/10/05 05:26:43	10	0.2	2.3	0.29	5.89	41.52	0.73±0.41	MS	0.72	21.8300	38.2168	8	270	-	21.8259 – 21.8346 38.2171	02	7	3
W15	2011/11/16 09:04:18	2011/11/20 00:15:24	40	0.1	2.2	0.90	0.10	4.19	1.37±0.30	S	1.52	21.8452	38.4131	10.5	270	50	21.8422 – 21.8551 38.4140	02	7	7
W16	2011/11/30 03:16:36	2011/12/01 07:34:25	20	0.2	1.7	0.99	-0.53	4.36	5.21±2.12	S	0.72	21.8826	38.2647	7.5	270	30	21.8775 – 21.8860 38.2616	02	7	13
W17	2011/12/19 23:41:38	2011/12/22 12:22:22	25	0.7	2.3	0.43	5.24	29.04	0.72±0.15	MS	1.25	22.0413	38.3417	8.5	280	65	22.0324 – 22.0454 38.3422 – 38.3405	03	3	38
W18	2012/01/17 17:13:01	2012/01/21 22:15:16	62	0.6	3.1	1.83	-1.67	4.97	1.31±0.22	S	1.52	21.8365	38.3795	9	270	65	21.8294 – 21.8474 38.378	02	7	22
W19	2012/02/25 11:01:13	2012/02/27 00:53:16	11	0.4	2.3	1.53	-2.66	9.54	1.08±0.44	S	0.89	22.0812	38.3126	8.5	290	60	22.0762 – 22.0804 38.3126 – 38.3093	03	13	33
W20	2012/03/11 23:49:25	2012/03/24 05:44:52	37	0.1	2.8	1.35	0.18	1.75	0.95±0.19	S	1.47	21.6914	38.5893	10	110	30	21.690- -21.7008 38.5903 – 38.585	02	34	18
W21	2012/04/15 21:03:53	2012/04/24 17:07:35	91	0.5	3.8	0.16	14.45	231.71	0.75±0.14	MS	2.40	22.1226	38.2934	8.0	280	60	22.1059 – 22.1318 38.296 – 38.2908	03	3	33
W22	2012/06/12 08:34:06	2012/06/14 03:08:59	23	0.2	2.1	0.25	1.01	2.11	1.18±0.48	S	0.86	22.0666	38.2721	10.5	110	-	22.0596 – 22.0705 38.2720 – 38.2685	03	17	8
W23	2012/06/21 15:37:15	2012/06/28 22:24:51	18	0.1	2.9	1.30	-0.30	1.30	0.63±0.22	S	2.31	22.0951	38.3029	8.0	290	-	22.0822 – 22.0992 38.3123– 38.3005	03	13	28
W24	2012/06/24 02:14:30	2012/06/27 20:42:11	15	0.3	1.7	0.05	0.73	1.91	1.93±0.96	S	0.82	21.8633	38.4957	15	90	40	21.8614 – 21.8700 38.4933	02	14	8

A/A	Έναρξη	Λήξη	N	ΔM	M_{max}	t_{max}	S	K	b	Τύπος	L (km)	Γεωγρ. Μήκος (°A)	Γεωγρ. πλάτος (°B)	Βάθος (km)	Παράταξη (°)	Κλίση (°)	Ίχνος ρήγματος (°A, °B)	Υπο-περιοχη	ΔS (°)	ΔD (°)
W25	2012/08/12 08:07:46	2012/08/23 18:40:45	64	0.1	3.1	0.10	5.40	32.73	0.93±0.19	MS	2.96	22.1127	38.2953	8.25	280	60	22.1004 – 22.1356 38.2977 – 38.290	03	3	33
W26	2012/09/06 01:43:47	2012/09/18 02:03:35	32	0.6	3.1	0.49	1.89	5.23	0.64±0.21	S	2.17	21.8616	38.3603	8.7	290	50	21.8577 – 21.8757 38.362 – 38.358	02	27	7
W27	2013/01/27 15:47:35	2013/01/30 11:44:12	30	0.8	3.2	0.43	4.03	52.63	0.93±0.33	MS	1.76	38.3017	23.1105	8.5	290	60	22.1363 – 22.1563 38.3239 – 38.3160	03	13	33
W28	2013/01/28 08:43:15	2013/02/14 13:09:31	44	1.5	3.6	0.92	3.83	132.17	1.52±0.29	MS	1.69	22.1469	38.3173	8.5	290	60	22.1018 – 22.1200 38.3066 – 38.2988	03	13	33
W29	2013/03/20 22:41:31	2013/03/24 18:27:53	23	1.0	3.3	0.00	8.93	103.05	1.10±0.25	MS	1.34	22.0391	38.3229	8.0	280	40	22.0302 – 22.0448 38.3217 – 38.3200	03	3	13
W30	2013/06/14 21:09:36	2013/06/19 05:52:13	71	0.4	1.9	1.38	-0.75	2.04	3.61±1.61	S	2.93	22.1730	38.2420	8.5	260	45	22.1594 – 22.1913 38.2382 – 38.2441	04	11	9
W31	2013/07/05 17:23:49	2013/07/07 10:15:56	53	0.9	2.7	1.45	-2.00	6.49	1.52±0.42	S	1.53	22.0629	38.3277	8.5	90	50	22.0497 – 22.0686 38.3268	03	3	13
W32	2013/09/09 16:26:48	2013/09/14 00:00:09	131	0.4	2.8	0.59	1.72	5.14	1.31±0.14	S	1.62	22.0326	38.3984	8	110	50	22.0215 – 22.0395 38.4011 – 38.3952	03	17	13
W33	2013/10/22 03:38:57	2013/10/29 23:06:54	29	0.2	3.1	0.00	0.43	1.20	0.73±0.22	S	1.19	21.8812	38.3682	7.5	110	30	21.8909 – 21.9045 38.3753 – 38.3710	02	34	18
W34	2013/10/26 09:26:47	2013/11/12 12:25:18	249	0.6	3.1	0.69	0.95	5.89	1.36±0.14	S	1.52	22.1119	38.2331	10.5	280	45	22.1036 – 22.1209 38.2328 – 38.2307	04	9	9
W35	2013/10/26 09:33:11	2013/10/28 11:27:31	22	1.6	3.1	0.00	12.08	160.93	1.82±0.64	MS	1.42	21.8983	38.3753	8	110	40	21.8718 – 21.8854 38.3689 – 38.3641	02	34	8
W36	2013/12/02 21:02:46	2013/12/15 18:27:06	79	0.4	2.8	0.79	0.14	3.69	1.62±0.28	S	3.33	21.8422	38.3267	8	270	60	21.820 – 21.860 38.328	02	7	17
W37	2014/01/07 23:41:30	2014/01/22 06:09:05	53	0.1	2.9	1.20	0.08	1.65	1.03±0.19	S	1.0	22.0175	38.3872	7.5	280	60	22.0133 – 22.0251 38.3885 – 38.3862	03	3	33
W38	2014/01/16 22:53:58	2014/01/26 07:49:42	37	0.7	2.6	1.42	-1.75	5.15	1.80±0.46	S	2.1	21.9802	38.3465	8.25	280	40	21.9653 – 21.9880 38.3495 – 38.3459	03	3	13

A/A	Έναρξη	Λήξη	N	ΔM	M_{max}	t_{max}	S	K	b	Τύπος	L (km)	Γεωγρ. Μήκος (°A)	Γεωγρ. πλάτος (°B)	Βάθος (km)	Παράταξη (°)	Κλίση (°)	Ίχνος ρήγματος (°A, °B)	Υπο-περιοχη	ΔS (°)	ΔD (°)
W39	2014/06/08 00:32:41	2014/06/24 19:34:06	132	1.0	4.3	0.10	4.24	20.04	0.89±0.10	MS	1.60	22.0545	38.3221	8.5	280	50	22.0441 – 22.0627 38.3248 – 38.3216	03	3	23
W40	2014/06/08 16:49:41	2014/06/17 13:30:32	67	0.3	3.6	0.89	3.48	21.41	0.78±0.11	S	1.69	22.0645	38.3328	8.5	270	50	22.0524 – 22.0731 38.3313	03	7	23
W41	2014/07/25 09:56:50	2014/07/29 06:08:57	13	0.3	2.2	0.28	2.13	6.84	1.97±0.62	S	1.07	22.0862	38.3013	8.5	280	50	22.0808 – 22.0931 38.3021 – 38.3005	03	3	23
W42	2014/08/23 21:00:15	2014/08/27 21:47:26	18	0.3	2.4	0.91	-0.05	3.01	1.49±0.47	S	0.92	22.0749	38.3079	8.5	280	45	22.0683 – 22.0791 38.3107 – 38.3090	03	3	18
W43	2014/09/18 05:43:21	2014/09/28 23:34:54	170	0.5	4.6	0.62	2.62	14.66	0.92±0.07	S	5.0	21.8181	38.3573	10	250	55	21.796 – 21.8551 38.349 – 38.36	02	13	12
W44	2014/11/07 17:12:59	2014/12/02 00:33:13	270	1.9	4.8	0.00	15.85	309.88	0.90±0.06	MS	3.53	22.1380	38.2745	7.5	270	35	22.12 – 22.16 38.275	03	7	8
W45	2014/11/24 12:32:39	2014/11/27 04:52:27	14	0.3	2.5	1.10	-8.27	86.97	0.77±0.34	-	0.96	22.0902	38.3046	8.5	270	45	22.0765 – 22.0960 38.3039 – 38.3005	03	7	18
W46	2014/12/09 14:06:05	2014/12/15 02:27:30	22	0.1	2.2	1.18	-0.97	2.72	1.33±0.38	S	2.3	22.0705	38.3035	8.0	290	40	22.052 – 22.0762 38.3052 – 38.2930	03	13	13
W47	2014/12/17 18:20:15	2014/12/24 22:09:10	28	0.2	2.1	1.32	-2.05	5.90	1.34±0.37	S	1.69	22.0817	38.2991	8.25	280	-	22.0770 – 22.0967 38.3005 – 38.2971	03	3	23
E01	2009/05/16 12:56:19	2009/05/22 17:13:19	43	0.3	4.4	0.39	6.034	75.212	0.62±0.15	MS	4.4	22.6764	38.1230	9.0	280	50	22.6542 – 22.7014 38.1245 – 38.1143	06	18	23
E02	2013/06/10 04:53:57	2013/06/29 02:55:05	332	0.3	3.5	0.15	-0.32	1.23	0.96±0.06	S	2.90	23.1999	38.1615	8.0	60	55	23.1896 – 23.2193 38.1484 – 38.1606	08	4	7

Γ. ΠΙΝΑΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΝΟΜΩΝ

Πίνακας Γ-1 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC)

A: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή= 0.2329)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.660 [-0.754, -0.565] σ=1.492 [1.428, 1.562]	0.1100	0.7648	2215	2218	1105
Weibull	a=1.018 [0.939, 1.103] b=0.831 [0.792, 0.873]	0.0625	0.9982	2080	2083	1038
Gamma	a=0.765 [0.708, 0.826] b=1.474 [1.326, 1.638]	0.0750	0.9833	2091	2094	1043
Exponential	μ=1.27 [1.059, 1.202]	0.1059	0.8021	2136	2141	1068
A: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.599 [-1.642, -1.556] σ=1.342 [1.313, 1.373]	0.1029	0.8037	865	869	430
Weibull	a=0.372 [0.359, 0.386] b=0.928 [0.906, 0.951]	0.0546	0.997	333	336	164
Gamma	a=0.902 [0.867, 0.938] b=0.428 [0.406, 0.450]	0.0608	0.9982	342	346	169
Exponential	μ=0.386 [0.374, 0.398]	0.0746	0.9792	367	369	182
B: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.471 [-0.561, -0.381] σ=1.356 [1.295, 1.423]	0.1048	0.8380	2185	2187	1090
Weibull	a=1.164 [1.075, 1.259] b=0.890 [0.846, 0.936]	0.0741	0.9891	2093	2096	1044
Gamma	a=0.859 [0.792, 0.932] b=1.437 [1.289, 1.602]]	0.0815	0.9719	2102	2105	1049
Exponential	μ=1.236 [1.158, 1.322]	0.0923	0.9247	2113	2115	1055
B: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.528 [-1.572, -1.485] σ=1.325 [1.295, 1.356]	0.1047	0.7862	1228	1231	612

Weibull	a=0.396 [0.382, 0.411] b=0.943 [0.920, 0.968]	0.0542	0.9997	705	708	350
Gamma	a=0.924 [0.888, 0.963] b=0.440 [0.417, 0.464]	0.0594	0.9987	711	714	353
Exponential	μ=0.407 [0.394, 0.420]	0.0691	0.9907	723	725	360
C: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2329)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.640 [-0.736, -0.544] σ=1.49 [1.427, 1.562]	0.1099	0.7653	2209	2212	1102
Weibull	a=1.037 [0.956, 1.125] b=0.833 [0.793, 0.875]	0.0633	0.9979	2075	2078	1035
Gamma	a=0.766 [0.709, 0.828]] b=1.497 [1.345, 1.666]	0.0759	0.9813	2086	2089	1041
Exponential	μ=1.148 [1.077, 1.225]	0.1085	0.7781	2132	2134	1065
C: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.585 [-1.628, -1.542] σ=1.342 [1.312, 1.373]	0.1043	0.7901	953	956	474
Weibull	a=0.378 [0.364, 0.392] b=0.927 [0.904, 0.950]	0.0538	0.9998	436	440	216
Gamma	a=0.901 [0.866, 0.937] b=0.434 [0.412, 0.458]	0.603	0.9984	446	450	221
Exponential	μ=0.391 [0.379,0.404]	0.0744	0.9798	472	473	235
D: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2329)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.608 [-0.704, -0.513] σ=1.480 [1.415, 1.551]	0.1102	0.7630	2210	2213	1103
Weibull	a=1.064 [0.981, 1.153] b=0.841 [0.800, 0.883]	0.0654	0.9966	2075	2078	1035
Gamma	a=0.778 [0.719, 0.841] b=1.503 [1.350, 1.674]	0.0776	0.9768	2085	2088	1040
Exponential	μ=1.169 [1.097, 1.249]	0.1036	0.8224	2125	2127	1061
D: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**

Lognormal	μ=-1.566 [-1.610, -1.523] σ=1.344 [1.314, 1.375]	0.1042	0.7916	1080	1083	538
Weibull	a=0.385 [0.371, 0.399] b=0.927 [0.904, 0.951]	0.0525	0.9999	563	566	279
Gamma	a=0.901 [0.865, 0.938] b=0.442 [0.420, 0.466]	0.0589	0.9989	572	575	284
Exponential	μ=0.399 [0.386, 0.412]	0.0729	0.9836	597	598	297
E: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.452 [-0.544, -0.361] σ=1.357 [1.295, 1.425]	0.1019	0.8608	2175	2178	1085
Weibull	a=1.185 [1.095, 1.283] b=0.891 [0.847, 0.937]	0.0736	0.9899	2083	2086	1039
Gamma	a=0.860 [0.792, 0.934] b=1.462 [1.310, 1.631]	0.0807	0.9743	2091	2094	1043
Exponential	μ=1.258 [1.178, 1.347]	0.0920	0.9264	2103	2104	1050
E: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.514 [-1.558, -1.469] σ=1.330 [1.299, 1.362]	0.1050	0.7843	1336	1339	665
Weibull	a=0.403 [0.388, 0.418] b=0.940 [0.916, 0.964]	0.0523	0.9999	822	826	409
Gamma	a=0.919 [0.882, 0.957] b=0.451 [0.427, 0.476]	0.0578	0.9992	829	832	412
Exponential	μ=0.414 [0.401, 0.429]	0.0687	0.9913	844	845	421
F: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.425 [-0.517, -0.334] σ=1.350 [1.288, 1.418]	0.1035	0.848	2168	2171	1082
Weibull	a=1.213 [1.213, 1.314] b=0.897 [0.852, 0.944]	0.0741	0.9892	2077	2080	1036
Gamma	a=0.869 [0.799, 0.944] b=1.475 [1.321, 1.648]	0.0821	0.9700	2084	2087	1040
Exponential	μ=1.283 [1.200, 1.374]	0.0932	0.9198	2093	2095	1045
F: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						

Κατανομές	Παράμετροι	K-S	p-τιμή	AIC	BIC	-lnL
Lognormal	μ=-1.493 [-1.538, -1.440] σ=1.335 [1.304, 1.367]	0.1067	0.7674	1470	1474	733
Weibull	a=0.411 [0.396, 0.427] b=0.939 [0.916, 0.964]	0.0513	0.9999	951	954	473
Gamma	a=0.917 [0.880, 0.986] b=0.461 [0.437, 0.487]	0.0567	0.9994	956	960	476
Exponential	μ=0.423 [0.409, 0.438]	0.0684	0.9917	971	973	484

Πίνακας Γ-2 Παράμετροι που εκτιμήθηκαν για κάθε εξεταζόμενη στατιστική κατανομή μαζί με τα διαστήματα εμπιστοσύνης στο 95% και τις τιμές των δοκιμών καλής προσαρμογής (K-S, p-τιμή) και των κριτηρίων πληροφορίας (AIC, BIC)

3km 1day: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2329)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.492 [-580, -404]] σ=1.352 [1.293, 1418]	0.1260	0.6085	2226	2296	1111
Weibull	a=1.127 [1.045, 1.217] b=0.904 [0.860, 0.949]	0.0848	0.9501	2108	2111	1052
Gamma	a=0.881 [0.813, 0.955] b=1.346 [1.211, 1.497]]	0.0936	0.9002	2115	2118	1055
Exponential	μ=1.187 [1.113, 1.269]	0.1015	0.8402	2123	2124	1060
3km 1day: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2233)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.539 [-1.580, -1.498] σ=1.282 [1.254, 1.312]	0.1278	0.5386	984	987	490
Weibull	a=0.380 [0.368, 0.393] b=0.999 [0.975, 1.024]	0.0645	0.9953	264	267	130
Gamma	a=1.005 [0.966, 1.046] b=0.378 [0.359, 0.398]	0.0648	0.9950	264	267	130
Exponential	μ=0.380 [0.368, 0.393]	0.0645	0.9952	262	264	130
3km 2days: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2439)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.388 [-0.472, -0.305] σ=1.253 [1.196, 1.315]]	0.1208	0.7110	2175	2178	1085
Weibull	a=1.206 [1.1202, 1299]	0.0938	0.9245	2101	2104	1048

	b=0.94 [0.900, 0.994]					
Gamma	a=0.9603 [0.884, 1.043] b=1.291 [1.159, 1.436]	0.0977	0.9006	2105	2108	1050
Exponential	μ=1.239 [1.161, 1.326]	0.1006	0.8814	2104	2105	1051
3km 2days: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.448 [-1.488, -1.408] σ=1.236 [1.208, 1.265]	0.1329	0.5061	1321	1324	658
Weibull	a=0.408 [0.394, 0.421] b=1.036 [1.011, 1.063]	0.0680	0.9923	637	640	316
Gamma	a=1.066 [1.023, 1.110] b=0.377 [0.358, 0.397]	0.0664	0.9942	636	639	316
Exponential	μ=0.402 [0.389, 0.415]	0.0754	0.9770	643	645	320
3km 3days: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.3601 [-0.447, -0.273] σ=1.280 [1.222, 1.345]	0.1293	0.6127	2192	2195	1094
Weibull	a=1.247 [1.156, 1.344] b=0.949 [0.902, 0.998]	0.0964	0.8995	2088	2091	1042
Gamma	a=0.957 [0.879, 1.040] b=1.336 [1.198, 1.490]	0.1002	0.8734	2091	2094	1043
Exponential	μ=1.279 [1.196, 1.370]	0.1011	0.8668	2090	2091	1044
3km 3days: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2296)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.391 [-1.432, -1.351] σ=1.213 [1.185, 1.242]	0.1373	0.4824	1535	1538	765
Weibull	a=0.427 [0.413, 0.441] b=1.057 [1.030, 1.084]	0.0707	0.9897	870	873	433
Gamma	a=1.099 [1.054, 1.146] b=0.379 [0.360, 0.400]	0.0696	0.9914	868	872	432
Exponential	μ=0.417 [0.404, 0.432]	0.0862	0.9370	886	888	442
4km 1 day: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.426 [-0.514, -0.339]	0.1153	0.7458	2198	2201	1097

	σ=1.311 [1.252, 1.376]					
Weibull	a=1.187 [1.100, 1.281] b=0.921 [0.876, 0.968]	0.0895	0.9395	2101	2104	1048
Gamma	a=0.911 [0.839, 0.989] b=1.357 [1.218, 1.511]	0.0947	0.9108	2107	2110	1051
Exponential	μ=1.237 [1.159, 1.324]	0.0961	0.9020	2110	2112	1054
4km 1day: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2233)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.486 [-1.527, -1.445] σ=1.271 [1.243, 1.301]	0.1333	0.4853	1270	1273	633
Weibull	a=0.398 [0.385, 0.412] b=1.014 [0.989, 1.039]	0.0645	0.9953	544	548	270
Gamma	a=1.026 [0.985, 1.068] b=0.385 [0.366, 0.406]	0.0641	0.9956	544	547	270
Exponential	μ=0.396 [0.383, 0.409]	0.0684	0.9904	544	545	271
4km 2days: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2439)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.339 [-0.426, -0.252] σ=1.268 [1.210, 1.332]	0.1201	0.7178	2176	2179	1086
Weibull	a=1.272 [1.179, 1.372] b=0.948 [0.900, 0.997]	0.0955	0.9145	2089	2092	1042
Gamma	a=0.956 [0.879, 1.041] b=1.364 [1.222, 1.522]	0.0996	0.8883	2093	2095	1044
Exponential	μ=1.305 [1.220, 1.399]	0.1007	0.8809	2092	2093	1045
4km 2days: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.395 [-1.436, -1.354] σ=1.231 [1.203, 1.261]	0.1381	0.4574	1604	1607	800
Weibull	a=0.427 [0.413, 0.441] b=1.051 [1.025, 1.079]	0.0681	0.9921	889	892	442
Gamma	a=1.087 [1.042, 1.133] b=0.385 [0.365, 0.406]	0.0699	0.9895	889	892	442
Exponential	μ=0.418 [0.405, 0.433]	0.0845	0.9401	902	903	450
4km 3days: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2439)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**

Lognormal	μ=-0.304 [-0.391, -0.216] σ=1.269 [1.210, 1.334]	0.1190	0.7283	2176	2179	1086
Weibull	a=1.314 [1.218, 1.418] b=0.957 [0.908, 1.008]	0.0957	0.9132	2080	2082	1038
Gamma	a=0.968 [0.888, 1.055] b=1.386 [1.240, 1.549]	0.0994	0.889	2082	2085	1039
Exponential	μ=1.342 [1.254, 1.440]	0.1003	0.8834	2080	2082	1039
4km 3days: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.338 [-1.379, -1.297] σ=1.213 [1.184, 1.243]	0.1428	0.4164	1825	1828	910
Weibull	a=0.448 [0.433, 0.463] b=1.072 [1.044, 1.100]	0.0727	0.9840	1109	1112	552
Gamma	a=1.120 [1.073, 1.169] b=0.389 [0.369, 0.410]	0.0752	0.9775	1109	1112	552
Exponential	μ=0.436 [0.421, 0.451]	0.0957	0.8652	1133	1135	565
5km 1day :2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.398 [-0.486, -0.310] σ=1.307 [1.248, 1.372]	0.1144	0.7540	2198	2201	1097
Weibull	a=1.217 [1.127, 1.313] b=0.928 [0.882, 0.976]	0.0885	0.0944	2096	2099	1046
Gamma	a=0.921 [0.848, 1.001] b=1.369 [1.228, 1.526]	0.0934	0.9185	2101	2104	1048
Exponential	μ=1.262 [1.182, 1.352]	0.0949	0.9094	2103	2105	1050
5km 1day: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2233)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.447 [-1.489, -1.406] σ=1.268 [1.239, 1.298]	0.1394	0.4296	1489	1492	742
Weibull	a=0.412 [0.398, 0.426] b=1.027 [1.001, 1.053]	0.0689	0.9896	728	731	362
Gamma	a=1.0439 [1.001, 1.087] b=0.390 [0.370, 0.411]	0.0702	0.9873	728	731	362
Exponential	μ=0.407 [0.394, 0.421]	0.0775	0.9668	730	732	364
5km 2days: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2401)						

Κατανομές	Παράμετροι	K-S	p-τιμή	AIC	BIC	-lnL
Lognormal	μ=-0.322 [-0.411, -0.232] σ=1.294 [1.234, 1.360]	0.1244	0.6595	2192	2195	1094
Weibull	a=1.300 [1.204, 1.404] b=0.949 [0.901, 0.999]	0.0926	0.9229	2081	2084	1038
Gamma	a=0.951 [1.204, 1.404] b=1.401 [1.253, 1.565]	0.0966	0.8987	2083	2086	1039
Exponential	μ=1.333 [1.246, 1.430]	0.0980	0.8891	2083	2084	1040
5km 2days: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.345 [-1.387, -1.303] σ=1.226 [1.198, 1.257]]	0.1451	0.3966	1853	1856	924
Weibull	a=0.446 [0.432, 0.462] b=1.067 [1.039, 1.095]	0.0741	0.9805	1107	1110	551
Gamma	a=1.108 [1.062, 1.156] b=0.393 [0.372, 0.414]	0.0770	0.9720	1108	1111	552
Exponential	μ=0.435 [0.421, 0.450]	0.0956	0.8660	1128	1129	563
5km 3days: 2008-2010 (κρίσιμη τιμή = 0.2480)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-0.259 [-0.349, -0.169] σ=1.274 [1.213, 1.340]	0.1283	0.6598	2178	2181	1087
Weibull	a=1.369 [1.268, 1.478] b=0.969 [0.919, 1.021]	0.0918	0.9420	2065	2068	1030
Gamma	a=0.982 [0.900, 1.072] b=1.414 [1.263, 1.582]	0.0948	0.9268	2066	2069	1031
Exponential	μ=1.389 [1.296, 1.492]	0.0954	0.9234	2064	2066	1031
5km 3days: 2011-2014 (κρίσιμη τιμή = 0.2264)						
Κατανομές	**Παράμετροι**	**K-S**	**p-τιμή**	**AIC**	**BIC**	**-lnL**
Lognormal	μ=-1.287 [-1.329, -1.245] σ=1.213 [1.184, 1244]	0.1496	0.3597	2074	2077	1035
Weibull	a=0.469 [0.453, 0.485] b=1.085 [1.057, 1.115]	0.0787	0.9664	1320	1323	658
Gamma	a=1.138 [1.089, 1.189] b=0.399 [0.378, 0.421]	0.0822	0.9515	1322	1326	659
Exponential	μ=0.454 [0.439, 0.470]	0.1062	0.7720	1353	1355	675

Δ. ΠΙΝΑΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

Πίνακας Δ1 Χαρακτηριστικά των αναγνωρισμένων συστάδων επαναληπτικών σεισμών: Αριθμός σεισμών, Συντελεστής μεταβλητότητας, ρυθμός ολίσθησης, διάρκεια σε έτη, διάρκεια σε ημέρες, μέσο γεωγραφικό μήκος, μέσο γεωγραφικό πλάτος (Mesimeri and Karakostas, submitted.)

Αριθμός σεισμών	COV	Ρυθμός ολίσθησης (cm/yr)	Διάρκεια (Έτη)	Διάρκεια (Ημέρες)	Μέσο Γεωγρ. Μήκος	Μέσο Γεωγρ. Πλάτος
229	6.179	26.156	0.091	33.069	22.1020	38.2315
109	6.217	1.810	0.485	177.098	22.1118	38.2387
88	1.356	0.223	6.833	2493.899	22.0095	38.3692
83	5.536	7.683	0.291	106.288	21.9655	38.4457
81	2.254	35.375	0.034	12.337	22.0888	38.2282
75	4.420	2.643	0.312	113.844	22.0862	38.2346
72	4.150	9.120	0.140	50.991	22.1038	38.2318
68	3.518	8.272	0.165	60.371	22.1009	38.2304
55	1.014	0.257	6.333	2311.436	21.9434	38.3918
51	4.361	2.760	0.389	141.839	22.1065	38.2355
50	5.935	0.567	3.203	1169.059	21.6298	38.2698
49	2.259	20.483	0.053	19.236	22.0916	38.2278
48	1.146	0.383	6.286	2294.500	22.0100	38.3866
36	4.202	1.005	0.912	332.771	21.6649	38.2479
35	3.916	27.904	0.037	13.615	22.0949	38.2330
35	0.827	0.274	6.179	2255.153	21.9980	38.3964
32	3.587	7.453	0.111	40.625	21.7478	38.3154
31	1.224	0.247	6.308	2302.274	22.0208	38.3949
29	2.654	3.812	0.188	68.657	21.8227	38.3787
28	2.677	6.307	0.151	55.006	22.1112	38.2349
27	2.534	8.213	0.106	38.654	22.0891	38.2351
26	0.849	0.248	6.520	2379.837	22.0650	38.3503
24	0.863	0.244	6.232	2274.498	22.0999	38.3284
22	2.216	0.179	5.117	1867.669	22.0626	38.3211
21	0.885	0.232	6.607	2411.482	22.0214	38.3967

20	2.931	1.882	0.453	165.491	22.1140	38.2280
20	1.038	0.216	6.370	2324.977	21.9136	38.4108
20	1.088	0.270	4.469	1631.258	21.9371	38.4139
20	2.607	105.358	0.006	2.117	22.0590	38.2723
19	0.922	0.199	6.362	2321.984	22.0045	38.4004
18	0.960	0.146	6.047	2207.046	22.0253	38.3663
18	0.713	0.304	6.202	2263.840	21.9219	38.4119
18	2.395	22.270	0.040	14.564	21.8595	38.3888
17	2.400	50.779	0.011	4.125	22.0855	38.2323
17	0.917	0.183	6.457	2356.951	22.0003	38.3823
17	1.967	44.724	0.017	6.205	21.7131	38.2651
17	2.521	97.218	0.010	3.796	21.8300	38.2201
16	2.288	0.504	1.013	369.672	22.0482	38.3175
16	0.838	0.231	6.008	2192.847	22.253	38.3724
16	2.619	1.328	0.752	274.298	22.475	38.3975
15	2.888	6.935	0.051	18.542	22.1082	38.2320
15	3.475	0.494	1.303	475.595	22.0152	38.3800
15	1.559	203.313	0.003	1.059	21.8277	38.2153
14	1.840	6.608	0.099	36.026	22.1100	38.2256
14	0.970	0.165	6.561	2394.583	21.9358	38.4096
14	0.670	0.265	5.104	1863.033	21.9796	38.4153
14	0.872	0.293	5.017	1831.096	22.0679	38.3498
14	1.974	10.170	0.067	24.601	22.121	38.59
13	1.272	17.819	0.022	7.921	22.1007	38.2381
13	0.865	0.244	6.083	2220.259	22.0649	38.3737
13	1.225	183.271	0.003	1.168	22.0308	38.3954
13	2.645	108.163	0.009	3.212	21.6991	38.2161
12	1.472	10.425	0.070	25.623	22.1235	38.2329
12	2.646	1.302	0.388	141.547	22.1428	38.2380
12	2.520	17.463	0.038	13.688	22.0937	38.2317
12	0.564	0.151	6.016	2195.986	22.0552	38.3967
12	0.917	0.153	5.311	1938.661	21.9091	38.4050
12	1.031	0.072	6.016	2195.877	22.0002	38.3855

12	2.997	0.130	5.545	2023.925	21.9095	38.3399
12	1.542	0.150	5.289	1930.339	22.0148	38.3033
12	1.169	574.348	0.001	0.365	22.0261	38.3967
12	2.059	197.254	0.003	1.241	22.0308	38.3948
12	0.957	0.210	5.594	2041.920	21.8761	38.4314
12	0.833	0.132	4.986	1820.036	21.8057	38.3425
12	0.999	9.682	0.067	24.346	21.6364	38.2674
12	1.232	0.163	5.251	1916.652	22.289	38.37
11	1.794	37.182	0.012	4.307	22.0903	38.2263
11	1.164	0.206	5.854	2136.820	22.0043	38.3602
11	0.451	0.179	5.623	2052.322	22.0179	38.3612
11	1.894	0.181	4.719	1722.399	22.0048	38.3165
11	2.797	6.340	0.259	94.353	21.9665	38.4214
11	2.656	0.281	4.005	1461.789	22.0926	38.3101
11	0.885	840.865	0.001	0.256	22.0097	38.4005
11	1.069	1.983	0.573	209.291	21.6263	38.3044
11	0.975	10.317	0.114	41.428	21.447	38.3436
10	2.495	51.843	0.014	4.964	22.0957	38.2302
10	0.913	0.172	5.414	1976.220	22.0175	38.4413
10	0.815	0.149	5.189	1894.095	22.0226	38.3543
10	0.762	0.072	6.077	2218.069	21.9207	38.3967
10	0.961	0.108	4.983	1818.832	21.9973	38.4197
10	1.333	0.229	4.513	1647.318	21.9391	38.4085
10	2.498	1.135	0.334	121.764	22.1184	38.2906
10	1.164	204.466	0.002	0.584	22.0011	38.3408
10	0.594	0.106	5.743	2096.013	21.8084	38.4012
10	0.855	0.345	5.441	1985.965	21.8632	38.4141
10	1.609	0.124	3.301	1204.902	21.8151	38.4085
10	0.875	12.760	0.039	14.089	21.6673	38.2477
10	2.523	0.197	2.670	974.696	21.7930	38.3415
10	1.046	13.487	0.025	9.016	21.6342	38.3087

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Abers, G. A. (2009). Slip on shallow-dipping normal faults. *Geology*, *37* (8), 767–768, 10.1130/focus082009.1.

Abers, G. A., Mutter, C. Z., & Fang, J. (1997). Shallow dips of normal faults during rapid extension: Earthquakes in the Woodlark-D'Entrecasteaux rift system, Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research*, *102* (B7), 15, 301-315.

Aki, K. (1965). Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula logN=a-bM and its Confidence Limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute,* (43), 237-239.

Aki, K. (1966). Generation an propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, (44), 23–88.

Aki, K., & Richards, P. G. (2002). *Quantitative Seismology* (2nd ed.). University Science Books.

Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A. (1997). *Seismicity and Strain in the Gulf of Corinth (Greece) Since 1694*. *Journal of Earthquake Engineering* (Vol. 1), 10.1080/13632469708962374

Amorèse, D. (2007). Applying a Change-Point Detection Method on Frequency-Magnitude Distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *97*(5), 1742–1749, 10.1785/0120060181

Anderlini, L., Serpelloni, E., & Belardinelli, M. E. (2016). Creep and locking of a low-angle normal fault: Insights from the Altotiberina fault in the Northern Apennines (Italy). *Geophysical Research Letters*, *43*(9), 4321–4329, 10.1002/2016GL068604

Anooshehpoor, A., & Brune, J. N. (2001). Quasi-Static slip-rate shielding by locked and creeping zones as an explanation for small repeating earthquakes at parkfield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *91*(2), 401–403, 10.1785/0120000105

Aoyama, H., Takeo, M., & Ide, S. (2002). Evolution mechanisms of an earthquake swarm under the Hida Mountains, central Japan, in 1998. *Journal of Geophysical Research*, *107*, 10.1029/2001JB000540.

Armijo, R., Meyer, B., King, G. C. P., Rigo, A., & Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, *126*(1), 11–53.

Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A. M., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, C., Nercessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D., & Veis, G. (2004). Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *Comptes Rendus - Geoscience*, *336*(4–5), 301–311, 10.1016/j.crte.2003.12.007

Axen, G. J. (1999). Low-angle normal fault earthquakes and triggering. *Geophysical Research Letters*, *26*(24), 3693–3696.

Baba, A. B., Papadimitriou, E. E., Papazachos, B. C., Papaioannou, C. A., & Karakostas, B. G. (2000). Unified Local Magnitude Scale for Earthquakes of South Balkan Area. *Pure and Applied Geophysics*, *157*(5), 765–783, 10.1007/PL00001117

Bai, L., Wu, Z., Zhang, T., & Kawasaki, I. (2006). The effect of distribution of stations upon location error: Statistical tests based on the double-difference earthquake location algorithm and the bootstrap method. *Earth, Planets and Space*, *58*(12), 58–61.

Bak, P., Christensen, K., Danon, L., & Scanlon, T. (2002). Unified Scaling law for Eartquakes. *Physical Review Letters*, *88*(17), 10–13, 10.1103/PhysRevLett.88.178501

Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E., & Rigo, A. (1997). Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction-continental collision transition. *Geophysical Journal International*, *131*(3), 559–594, 10.1111/j.1365-246X.1997.tb06600.x

Bakun , W.H & Joyner, W.B. (1984). The ML scale in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America, 74*(5), 1827-1843.

Båth, M. (1965). Lateral inhomogeneities of the upper mantle. *Tectonophysics*, *2*(6), 483–514, 10.1016/0040-1951(65)90003-X

Becker, D., Meier, T., Rische, M., Bohnhoff, M., & Harjes, H. P. (2006). Spatio-temporal microseismicity clustering in the Cretan region. *Tectonophysics*, *423*(1–4), 3–16, 10.1016/j.tecto.2006.03.022

Beckers, A., Hubert-Ferrari, A., Beck, C., Bodeux, S., Tripsanas, E., Sakellariou, D., & De Batist, M. (2015). Active faulting at the western tip of the Gulf of Corinth, Greece, from high-resolution seismic data. *Marine Geology*, *360*, 55–69, 10.1016/j.margeo.2014.12.003

Beeler, N.M, Lockner, D.L. & Hickman, S.H. (2001). A simple stick-slip and creep-slip model for repeating earthquakes and its implication for microearthquakes at Parkfield. *Bulletin of the*

Seismological Society of America, 91(6), 1797-1804.

Bell, R. E., McNeill, L. C., Bull, J. M., & Henstock, T. J. (2008). Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *Bulletin of the Geological Society of America*, *120*(1–2), 156–178, 10.1130/B26212.1

Bell, R. E., McNeill, L. C., Bull, J. M., Henstock, T. J., Collier, R. E. L., & Leeder, M. R. (2009). Fault architecture, basin structure and evolution of the Gulf of Corinth rift, central Greece. *Basin Research*, *21*(6), 824–855, 10.1111/j.1365-2117.2009.00401.x

Bender, B. (1983). Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *73*(3), 831–851.

Benetatos, C., Kiratzi, A., Kementzetzidou, K., Roumelioti, Z., Karakaisis, G., Scordilis, E., Latoussakis, I., & Drakatos, G. (2004). The Psachna (Evia Island) Earthquake Swarm of June 2003. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *XXXVI*, 1379–1388.

Benoit, J., & McNutt, S. (1996). Global volcanic earthquake swarms database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration. *Annali Di Geofisica*, *XXXIX*(2), 221–229.

Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Gomez, J., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Dechamps, A., Courboulex, F., Larroque, C., Rigo, A., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, I., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastasiou, D., Couliaras, M., & Stavrakakis, G. (1997). The Ms=6.2 June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle. *Journal of Seismology*, *1*, 131–150.

Bernard, P., Lyon-Caen, H., Briole, P., Deschamps, A., Boudin, F., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Lemeille, F., Patau, G., Billiris, H., Paradissis, D., Papazissi, D., Castarede, H., Charade, O., Nercessian, A., Avallone, A., Pacchiani, F., Zahradnik, J., Sacks, S., & Linde, A. (2006). Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, *426*(1–2), 7–30.

Beroza, G. C., Cole, A. T., & Ellsworth, W. L. (1995). Stability of coda wave attenuation during the Loma-Prieta, California, earthquake sequence. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, *100*(B3), 3977–3987, 10.1029/94JB02574

Billings, S. D. (1994). Simulated annealing for earthquake location. *Geophysical Journal International*, *118*(3), 680–692, 10.1111/j.1365-246X.1994.tb03993.x

Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Seleers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J., & Ambraseys N. (1991). Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, *350*, 124–129.

Bisrat, S., DeShon, H. R., & Rowe, C. (2012). Microseismic Swarm Activity in the New Madrid Seismic Zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *102*(3), 1167–1178, 10.1785/0120100315

Bisztricsany, E. (1958). A new method for the determination of the magnitude of earthquakes. Geof. Kozl., 1, 69-96.

Bohnhoff, M., Rische, M., Meier, T., Becker, D., Stavrakakis, G., & Harjes, H. P. (2006). Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini-Amorgos zone. *Tectonophysics*, *423*(1–4), 17–33, 10.1016/j.tecto.2006.03.024

Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of Seismological Society of America*, *71*(4), 959–971.

Bourouis, S., & Cornet, F. H. (2009). Microseismic activity and fluid fault interactions : some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL),Greece. *Geophysical Journal International*, *178*, 561–580.

Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J. C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., & Deschamps, A. (2000). Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated global positioning system surveys between 1990 and 1995. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, *105*(B11), 25605–25625.

Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *75*(26), 4997, 10.1029/JB075i026p04997

Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., & Pro, C. (2004). Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, *161*(3), 623–646, 10.1007/s00024-003-2466-1

Burridge, R., & Knopoff, L. (1967). Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *57*(3), 341–371.

Cao, A., & Gao, S. (2002). Temporal variation of seismic b -values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical Research Letters*, *29*(9), 10–12, 10.1029/2001GL013775

Čermáková, H., & Horálek, J. (2015). The 2011 West Bohemia (Central Europe) earthquake swarm compared with the previous swarms of 2000 and 2008. *Journal of Seismology*, *19*(4), 899–913, 10.1007/s10950-015-9502-3

Chen, C.-H., Wang, J.-P., Wu, Y.-M., Chan, C.-H., & Chang, C.-H. (2013). A study of earthquake inter-occurence times distribution models in Taiwan. *Natural Hazards*, *69*, 1335–1350.

Chen, X., & Shearer, P. M. (2011). Comprehensive analysis of earthquake source spectra and swarms in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research*, *116*(B09), doi:10.1029/2011JB008263.

Chen, X., Shearer, P. M., & Abercrombie, R. E. (2012). Spatial migration of earthquakes within seismic clusters in Southern California: Evidence for fluid diffusion. *Journal of Geophysical Research*, *117*(4), 1–7, 10.1029/2011JB008973

Chiaraluce, L., Amato, A., Cocco, M., Chiarabba, C., Selvaggi, G., Di Bona, M., Piccinini, D., Dechamps, A., Margheriti, F., Courboulex, F., & Ripepe, M. (2004). Complex normal faulting in the Apennines thrust-and-fold belt: The 1997 seismic sequence in central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(1), 99–116, 10.1785/0120020052

Chiaraluce, L., Chiarabba, C., Collettini, C., Piccinini, D., & Cocco, M. (2007). Architecture and mechanics of an active low-angle normal fault: Alto Tiberina Fault, northern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, *112*(10), 10.1029/2007JB005015

Chouliaras, G., Drakatos, G., Pavlou, K., & Makropoulos, K. (2013). Stress distribution and seismicity patterns of the 2011 seismic swarm in the Messinia basin, (South-Western Peloponnesus), Greece. *Natural Hazards and Earth System Science*, *13*(1), 45–51, 10.5194/nhess-13-45-2013

Chouliaras, G., Kassaras, I., Kapetanidis, V., Petrou, P., & Drakatos, G. (2015). Seismotectonic analysis of the 2013 seismic sequence at the western Corinth Rift. *Journal of Geodynamics*, *90*, 42–57, 10.1016/j.jog.2015.07.001

Chousianitis, K., Ganas, A., & Evangelidis, C. P. (2015). Strain and rotation rate patterns of mainland Greece from continuous GPS data and comparison between seismic and geodetic moment release. *Journal of Geophysical Research*, *120*(5), 3909–3931, 10.1002/2014JB011762

Civgin, B. (2015). Regression Relations for Conversion of Various Magnitude Types and Catalogs

for the Earthquakes of Turkey and Vicinity. *Seismological Research Letters*, *86*(3), 876–889, 10.1785/0220140154

Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H. G., Muller, M.V., & Briole, P. (1998). Crustal strain in Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophysical Journal International*, *135*(1), 195–214,10.1046/j.1365-246X.1998.00633.x

Collettini, C. (2011). The mechanical paradox of low-angle normal faults: Current understanding and open questions. *Tectonophysics*, *510*(3–4), 253–268, 10.1016/j.tecto.2011.07.015

Console, R., Falcone, G., Karakostas, V., Murru, M., Papadimitriou, E., & Rhoades, D. (2013). Renewal models and coseismic stress transfer in the Corinth Gulf, Greece, fault system. *Journal of Geophysical Research, 118*(7), 3655–3673.

Corral, A. (2004). Long-Term Clustering, Scaling, and Universality in the Temporal Occurrence of Earthquakes. *Physical Review Letters*, *92*(10), 10.1103/PhysRevLett.92.108501

Corral, A. (2006). Dependence of earthquake recurrence times and independence of magnitudes on seismicity history. *Tectonophysics*, *424*(3–4), 177–193, 10.1016/j.tecto.2006.03.035

Cristelli, M., Zaccaria, A., & Pietronero, L. (2012). Universal relation between skewness and kurtosis in complex dynamics. *Physical Review E - Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, *85*(6), doi:10.1103/PhysRevE.85.066108.

Crosson, R. S. (1976). Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters. *Journal of Geophysical Research*, *81*(17), 3036–3046.

Davidsen, J., & Goltz, C. (2004). Are seismic waiting time distributions universal? *Geophysical Research Letters*, *31*(21), 1–4., 10.1029/2004GL020892

Davidsen, J., & Kwiatek, G. (2013). Earthquake interevent time distribution for induced micro-, nano-, and picoseismicity. *Physical Review Letters*, *110*(6), 1–5, 10.1103/PhysRevLett.110.068501

van Decar, J. C., & Crosson, R. S. (1990). Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channnel cross-correlation and least-squares. *Bulletin of Seismological Society of America*, (80), 150–169.

Deichmann, N., & Garcia-Fernandez, M. (1992). Rupture geometry from high-precision relative

hypocentre locations of microearthquake clusters. *Geophysical Journal International*, *110*(3), 501–517, 10.1111/j.1365-246X.1992.tb02088.x

Deng, J., & Sykes, L. R. (1997). Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200-year perspective. *Journal of Geophysical Research*, *102*(B5), 9859–9886.

Dominguez, L. A., Taira, T., & Santoyo, M. A. (2016). Spatiotemporal variations of characteristic repeating earthquake sequences along the Middle America Trench in Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 1–16, 10.1002/2016JB013242

Domínguez Cerdeña, I., del Fresno, C., & Gomis Moreno, A. (2014). Seismicity patterns prior to the 2011 El Hierro eruption. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *104*(1), 567–575, 10.1785/0120130200

Drakatos, G., Voulgaris, N., Pirli, M., Melis, N., & Karakostas, B. (2005). 3-D Crustal Velocity Structure in Northwestern Greece. *Pure and Applied Geophysics*, *162*(1), 37–51, 10.1007/s00024-004-2578-2

Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., Lyon-caen, H., & Lambotte, S. (2015). The 2003-2004 seismic swarm in the western Corinth rift: Evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system. *Geophysical Research Letters*, *42*(18), 1–9, 10.1002/2015GL065298

Efron, B. (1982). *The Jackknife, the Bootstrap and Other Resampling Plans*. *SIAM*. Philadelphia, 10.1137/1.9781611970319

Enescu, B., & Ito, K. (2005). The 1998 Hida Mountain, Central Honshu, Japan, earthquake swarm: Double-difference event relocation, frequency-magnitude distribution and Coulomb stress changes. *Tectonophysics*, *409*(1–4), 147–157, 10.1016/j.tecto.2005.08.013

Erickson, L. (1986). *User's manual for DIS3D: a three dimensional dislocation program with applications to faulting in the Earth*. Stanford University.

Evangelidis, C. P., Konstantinou, K. I., Melis, N. S., Charalambakis, M., & Stavrakakis, G. N. (2008). Waveform relocation and focal mechanism analysis of an earthquake swarm in Trichonis Lake, Western Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*(2), 804–811, 10.1785/0120070185

Evison, F. F., & Rhoades, D. A. (1993). The precursory earthquake swarm in New Zealand :

hypothesis tests. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *36*, 51–60.

Evison, F. F., & Rhoades, D. A. (1999a). The precursory earthquake swarm and the inferred precursory quarm. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *42*, 229–236.

Evison, F. F., & Rhoades, D. A. (1999b). The precursory earthquake swarm in Japan: Hypothesis test. *Earth, Planets and Space*, *51*(12), 1267–1277.

Evison, F., & Rhoades, D. (2000). The Precursory Earthquake Swarm in Greece. *Annali Di Geofisica*, *43*(5), 991–1009.

Farrell, J., Husen, S., & Smith, R. B. (2009). Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *188*(1–3), 260–276, 10.1016/j.jvolgeores.2009.08.008

Fischer, T., Horálek, J., Hrubcová, P., Vavryčuk, V., Bräuer, K., & Kämpf, H. (2014). Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. *Tectonophysics*, *611*, 1–27., 10.1016/j.tecto.2013.11.001

Francis, T. J. G. (1974). A New Interpretation of the 1968 Fernandina Caldera Collapse and its Implications for the Mid-Oceanic Ridges. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, *39*(2), 301–318, 10.1111/j.1365-246X.1974.tb05456.x

Frechet, J. (1985). *Simsogene et doublets sismiques*. Universite Scientifique et MEdicale de Grenoble.

Freed, A. M. (2005). Earthquake Triggering By Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *33*(1), 335–367, 10.1146/annurev.earth.33.092203.122505

Frémont, M.-J., & Malone, S. D. (1987). High precision relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington. *Journal of Geophysical Research*, *92*(B10), 10,223-10,236, 10.1029/JB092iB10p10223

Frohlich, C., & Apperson, D. K. (1992). Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, *11*(2), 279–296.

Ganas, A., & Parsons, T. (2009). Three-dimensional model of hellenic arc deformation and origin of the cretan uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(6), 1–14, 10.1029/2008JB005599

Ganas, A., Serpelloni, E., Drakatos, G., Kolligri, M., Adamis, I., Tsimi, Ch. & Batsi, E. (2009). The Mw 6.4 SW Achaia (Western Greece) earthquake of 8 June 2008Q Seismological, Field, GPS observations, and Stress Modeling.*Journal of Earthquake Engineering,13*(8),1101-1124.

Ganas, A., Chousianitis, K., Batsi, E., Kolligri, M., Agalos, A., Chouliaras, G., & Makropoulos, K. (2013). The January 2010 Efpalion earthquakes (Gulf of Corinth, Central Greece): Earthquake interactions and blind normal faulting. *Journal of Seismology*, *17*(2), 465–484, 10.1007/s10950-012-9331-6

Gardner, J., & Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, *64*(5), 1363–1367.

Gasperini, P., Lolli, B., Vannucci, G., & Boschi, E. (2012). A comparison of moment magnitude estimates for the European-Mediterranean and Italian regions. *Geophysical Journal International*, *190*(3), 1733–1745, 10.1111/j.1365-246X.2012.05575.x

Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article). *Bulletin of St. Louis University*, *8*(1), 56–71.

Geller, R. J., & Mueller, C. S. (1980). Four similar earthquakes in central California. *Geophysical Research Letters*, *7*(10), 821–824.

Gkarlaouni, C., Lasocki, S., & Papadimitriou, E. (2015). Investigation of earthquake magnitude and interevent time distribution in Corinth Gulf and Mygdonia Basin with the use of stochastic tools. *Proceedings of the 28th Panhellenic Statistics Conference* (pp. 385–399).

Godano, C. (2015). A new expression for the earthquake interevent time distribution. *Geophysical Journal International*, *202*(1), 219–223. https://doi.org/10.1093/gji/ggv135

Godano, M., Deschamps, A., Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., & Pacchiani, F. (2014). Focal mechanisms of earthquake multiplets in the western part of the Corinth Rift (Greece): Influence of the velocity model and constraints on the geometry of the active faults. *Geophysical Journal International*, *197*(3), 1660–1680, 10.1093/gji/ggu059

Godey, S., Bossu, R. & Guilbert, J. (2013). Improving the Mediterranean seismicity picture thanks to international collaborations. *Physics and Chemistry of the Earth*, *63*, 3-11, 10.1016/j.pce.2013.04.012

Goebel, T. H. W., Weingarten, M., Chen, X., Haffener, J., & Brodsky, E. E. (2017). The 2016 Mw5 . 1 Fairview , Oklahoma earthquakes : Evidence for long-range poroelastic triggering at > 40 km from fluid disposal wells. *Earth and Planetary Science Letters*, *472*, 50–61, 10.1016/j.epsl.2017.05.011

Goldstein, P., & Snoke, A. (2005). SAC availability for the IRIS Community. Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter (http://www.iris.edu).

Got, J.-L., Fréchet, J., & Klein, F. W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *Journal of Geophysical Research*, *99*(B8), 15375–15386, 10.1029/94JB00577

Govers, R., & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(1–2), 505–523, 10.1016/j.epsl.2005.03.022

Gutenberg, B. (1945a). Amplitude of surface waves and magnitudes of shallow earhtquakes. *Bulletinof the Seismological Society of America*, *35*, 57–69.

Gutenberg, B. (1945b). Magnitude determination for deep-focus earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *35*, 117–130.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1942). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *32*, 163–191.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1945). Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics*, *53*(1), 1–15, 10.1126/science.83.2147.183

Hainzl, S., & Fischer, T. (2002). Indications for a successively triggered rupture growth underlying the 2000 earthquake swarm in Vogtland/NW Bohemia. *Journal of Geophysical Research*, *107*(B12), 1–9, 10.1029/2002JB001865

Hainzl, S. (2003). Self-organization of earthquake swarms. *Journal of Geodynamics*, *35*, 157–172.

Hainzl, S. (2004). Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering. *Geophysical Journal International*, *159*(3), 1090–1096, 10.1111/j.1365-246X.2004.02463.x

Hainzl, S., & Ogata, Y. (2005). Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *Journal of Geophysical Research*, *110*(5), 1–10,

10.1029/2004JB003247

Hainzl, S., Scherbaum, F., & Beauval, C. (2006). Estimating background activity based on interevent-time distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(1), 313–320, 10.1785/0120050053

Hainzl, S., Fischer, T., & Dahm, T. (2012). Seismicity-based estimation of the driving fluid pressure in the case of swarm activity in Western Bohemia. *Geophysical Journal International*, *191*(1), 271–281, 10.1111/j.1365-246X.2012.05610.x

Hainzl, S., Zakharova, O., & Marsan, D. (2013). Impact of aseismic transients on the estimation of aftershock productivity parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *103*(3), 1723–1732, 10.1785/0120120247

Hajati, T., Langenbruch, C., & Shapiro, S. A. (2015). A statistical model for seismic hazard assessment of hydraulic-fracturing-induced seismicity, 601–606, 10.1002/2015GL066652.Received

Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A Moment Magnitude Scale. *Journal of Geophysical Research*, *84*(B5), 2348–2350.

Hardebeck, J. L., & Shearer, P. M. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *92*(6), 2264–2276, 10.1785/0120010200

Harris, R. A. (1998). Introduction to Special Section: Stress Triggers, Stress Shadows, and Implications for Seismic Hazard. *Journal of Geophysical Research*, *103*(B10), 24347–24358, 10.1029/98JB01576

Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Markopoulos, K., Kahle, H.G., & Peter, Y. (1999). 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics*, *304*(3), 201–218, 10.1016/S0040-1951(98)00298-4

Hatzfeld, D., Kementzetzidou, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, P., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M. P., & Bernard, P. (1996). The Galaxidi earthquake of 18 November 1992: A possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bulletin of the Seismological Society of America*, *86*(6), 1987–1991.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., & Makropoulos, K. (1997). The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of 13 May 1995 Reviseted from a Detailed Seismological Study. *Bulletin of Seismological Society of America*, *87*(2), 463–473.

Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N., & Papaioannou, C. (2000). Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophysical Journal International*, *141*(2), 438–456.

Hatzidimitriou, P., Papazachos, C., Kiratzi, A., & Theodulidis, N. (1993). Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece. *Tectonophysics*, *217*(3–4), 243–253, 10.1016/0040-1951(93)90008-8

Hauksson, E., & Shearer, P. (2005). Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, part 1: Results using the double-difference method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *95*(3), 896–903, 10.1785/0120040167

Hauksson, E., Yang, W., & Shearer, P. M. (2012). Waveform relocated earthquake catalog for Southern California (1981 to June 2011). *Bulletin of the Seismological Society of America*, *102*(5), 2239–2244, 10.1785/0120120010

Hauksson, E., Stock, J., Bilham, R., Boese, M., Chen, X., Fielding, E. J., Galetzka, J., Hudnut, K. W., Hutton, K., Jones, L. M., Kanamori, H., Shearer, P. M., Steidl, J., Treiman, J., Wei, S., & Yang, W. (2013). Report on the August 2012 Brawley Earthquake Swarm in Imperial Valley, Southern California. *Seismological Research Letters*, *84*(2), 177–189, 10.1785/0220120169

Hauksson, E., Andrews, J., Plesch, A., Shaw, J. H., & Shelly, D. R. (2016). The 2015 Fillmore Earthquake Swarm and Possible Crustal Deformation Mechanisms near the Bottom of the Eastern Ventura Basin , California. *Seismological Research Letters*, *87*(4), 10.1785/0220160020

Havskov, J., & Ottemoller, L. (2010). *Routine data processing in earthquake seismology: With sample data, exercises and software*. *Routine Data Processing in Earthquake Seismology: With Sample Data, Exercises and Software*, 10.1007/978-90-481-8697-6

Hill, D. P. (1977). A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research*, *82*(8), 1347, 10.1029/JB082i008p01347

Holtkamp, S. G., & Brudzinski, M. R. (2011). Earthquake swarms in circum-Pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, *305*(1–2), 215–225, 10.1016/j.epsl.2011.03.004

Holtkamp, S. G., Pritchard, M. E., & Lohman, R. B. (2011). Earthquake swarms in South America. *Geophysical Journal International*, *187*(1), 128–146, 10.1111/j.1365-246X.2011.05137.x

Hutton, L. K., & Boore, D. M. (1987). The Ml Scale in Southern California. *Bulletin Of The Seismological Society Of America*, *77*(6), 2074–2094.

Hutton, K., Woessner, J., & Hauksson, E. (2010). Earthquake monitoring in southern California for seventy-seven years (1932-2008). *Bulletin of the Seismological Society of America*, *100*(2), 423–446, 10.1785/0120090130

Ibs-von Seht, M., Plenefish, T., & Klinge, K. (2008). Earthquake swarms in continental rifts- A comparison of selected cases in America,Africa and Europe. *Tectonophysics*, *452*, 66–77.

Igarashi, T., Matsuzawa, T. & Hasegawa, A. (2003). Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, *108*(B5), 2249, 10.1029/2002JB001920

Ito, A. (1985). High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method. *Journal of Physics of the Earth*, *33*(4), 279–294, 10.4294/jpe1952.33.279

Ito, T., & Zoback, M. D. (2000). Fracture permeability and in situ stress to 7 km depth in the KTB Scientific Drillhole. *Geophysical Research. Letters*, *27*(7), 1045–1048.

Jackson, J. A., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G. C. P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., & Virieux, J. (1982). Seismicity, normal faulting, and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, *57*(2), 377–397, 10.1016/0012-821X(82)90158-3

Jackson, J., & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International*, *93*(1), 45–73, 10.1111/j.1365-246X.1988.tb01387.x

Jacobs, K. M., Smith, E. G. C., Savage, M. K., & Zhuang, J. (2013). Cumulative rate analysis (CURATE): A clustering algorithm for swarm dominated catalogs. *Journal of Geophysical Research*, *118*(2), 553–569, 10.1029/2012JB009222

Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., & Daix, N. (2007). The 16,000-event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps). *Journal of Geophysical Research*, *112*(11), 1–13, 10.1029/2006JB004878

Jenkins, G. M., & Watts, D. G. (1968). *Spectral Analysis and Its Applications*. San Francisco: Holden-

Day.

Johnson, N. L., Kotz, S., & Balakrishnan, N. (1994). *Continuous Univariate Distributions*.

Kagan, Y. Y. (1991). 3D rotation of double - couple earthquake sources. *Geophysical Journal International*, *106*(3), 709–716, 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06343.x

Kagan, Y. Y., & Jackson, D. D. (1991). Long-Term Earthquake Clustering. *Geophysical Journal International*, *104*(1), 117–134, 10.1111/j.1365-246X.1991.tb02498.x

Kanamori, H. (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, *93*(3–4), 185–199, 10.1016/0040-1951(83)90273-1

Kanu, C. O., Snieder, R., & O'Connell, D. (2013). Estimation of velocity change using repeating earthquakes with different locations and focal mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, *118*(6), 2905–2914, 10.1002/jgrb.50206

Kapetanidis, V., Deschamps, A., Papadimitriou, P., Matrullo, E., Karakonstantis, A., Bozionelos, G., Kaviris, G., Serpetsidaki, A., Lyon-Caen, H., Voulgaris, N., Bernard, P., Sokos, E. & Makropoulos, K. (2015). The 2013 earthquake swarm in Helike, Greece: seismic activity at the root of old normal faults. *Geophysical Journal International*, *202*(3), 2044–2073, 10.1093/gji/ggv249

Karakostas, V., Karagianni, E., & Paradisopoulou, P. (2012). Space-time analysis, faulting and triggering of the 2010 earthquake doublet in western Corinth Gulf. *Natural Hazards*, *63*(2), 1181–1202.

Karakostas, V., Papadimitriou, E., & Gospodinov, D. (2014). Modelling the 2013 North Aegean (Greece) seismic sequence: Geometrical and frictional constraints, and aftershock probabilities. *Geophysical Journal International*, *197*(1), 525–541, 10.1093/gji/ggt523

Karakostas, V., Mirek, K., Mesimeri, M., Papadimitriou, E., & Mirek, J. (2017). The Aftershock Sequence of the 2008 Achaia, Greece, Earthquake: Joint Analysis of Seismicity Relocation and Persistent Scatterers Interferometry. *Pure and Applied Geophysics*, *174*(1), 151–176, 10.1007/s00024-016-1368-y

Kassaras, I., Kapetanidis, V., Karakonstantis, A., Kouskouna, V., Ganas, A., Chouliaras, G., Drakatos, G., Moshou, A., Mitropoulou, V., Argyrakis, P., Lekkas, E., & Makropoulos, K. (2014b). Constraints on the dynamics and spatio-temporal evolution of the 2011 Oichalia seismic swarm (SW Peloponnesus, Greece). *Tectonophysics*, *614*, 100–127,

10.1016/j.tecto.2013.12.012

Kassaras, I., Kapetanidis, V., Karakonstantis, A., Kaviris, G., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., Markopoulos, K., Popandopoulos, G., & Moshou, A. (2014a). The April-June 2007 Trichonis Lake earthquake swarm (W. Greece): New implications toward the causative fault zone. *Journal of Geodynamics*, *73*, 60–80, 10.1016/j.jog.2013.09.004

Kaviris, G. (2003). *Study of seismic source properties of the eastern Gulf of Corinth*. National and Kapodistrian University of Athens.

Kaviris, G., Papadimitriou, P. & Makropoulos K. (2007). Magnitudes scales in Central Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece,* XXXX, 1114-1124.

Kaviris, G., Kapetanidis, V., Kravvariti, Ph., Karakonstantis, A., Bozionelos, G., Papadimitriou, P., Voulgaris, N. & Makropoulos, K. (2014). Anisotropy study in Villia (E. Corinth Gulf, Greece). *Full Paper, 2nd ECEES*, Istanbul, Turkey.

Kaviris, G., Spingos, I., Kapetanidis, V., Papadimitriou, P., Voulgaris, N., & Makropoulos, K. (2017). Upper crust seismic anisotropy study and temporal variations of shear-wave splitting parameters in the Western Gulf of Corinth (Greece) during 2013. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *269*, 10.1016/j.pepi.2017.06.006

Keilis-Borok, V. I. (1959). On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Annals of Geophysics.*, *12*, 205–214.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of Complex Body Waves-III. *Bulletin of the Selsmologmal Socmty of America*, *81*(6), 2335–2350.

King, G. C. P., Ouyang, Z. X., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Gagnepain, J., Houseman, G., Jackson, J.,A, Soufleris, C., & Virieux, J. (1985). The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, *80*, 677–693.

Kiratzi, A. A., & Papazachos, B. C. (1984). Magnitude scales for earthquakes in Greece. *Bulletin of the Seismoligal Society of America*, *74*, 969–985.

Kiratzi, A.A., Wagner, G.S. & Langston, C.A. (1991). Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform inversion. *Pure and Applied Geophysics, 135*(4), 515-527.

Kiratzi, A., Sokos, E., Ganas, A., Tselentis, A., Benetatos, C., Roumelioti, Z., Serpetsidaki, A.,

Andriopoulos, G., Galanis, O., & Petrou, P. (2008). The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece. *Tectonophysics*, *452*(1–4), 51–65, 10.1016/j.tecto.2008.02.009

Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics*, *26*(4), 659–698.

Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, *99*(B10), 19,635-19,646.

Klein, F. W. (2002). User's guide to *HYPOINVERSE*-2000, a Fortran program to solve earthquakes locations and magnitudes. U.S. Geological Survey Open File Report 02-171,version 1.0.

Kondopoulou, D. (2000). Palaeomagnetism in Greece: Cenozoic and Mesozoic components and their geodynamic implications. *Tectonophysics*, *326*(1–2), 131–151, 10.1016/S0040-1951(00)00150-5

Koukouzas, N., Tasianas, A., Gemeni, V., Alexopoulos, D., & Vasilatos, C. (2015). Geological modelling for investigating CO2 emissions in Florina basin, Greece. *Open Geosciences*, *7*(1), 465–489, 10.1515/geo-2015-0039

Kourouklas, C., Papadimitriou, E., & Karakostas, V. (2014). Στατιστικές Κατανομές των χρόνων επανάληψης των σεισμών στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων. *Πρακτικά 27ου Πανελληνίου Συνεδρίου Στατιστικής* (pp. 117–129).

Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Karakostas, V. (2016a). Statistics of earthquake recurrence time in North Aegean trough. *Bulletin of the Geological Society of Greece,* Vol. L, pp. 1349–1358.

Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Karakostas, V., & Tsaklidis, G. (2016b). Long range correlations and probability distribution of the earthquake interevent time in Greece. *Proceedings of the 29th Panhellenic Statistics Conference* (pp. 307–321).

Kümpel, H. -J. (1991). Poroelasticity: parameters reviewed. *Geophysical Journal International*, *105*(3), 783–799, 10.1111/j.1365-246X.1991.tb00813.x

Kurz, J. H., Jahr, T., & Jentzsch, G. (2004). Earthquake swarm examples and a look at the generation mechanism of the Vogtland/Western Bohemia earthquake swarms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *142*(1–2), 75–88, 10.1016/j.pepi.2003.12.007

Kyriakopoulos, C., Chini, M., Bignami, C., Stramondo, S., Ganas, A., Kolligri, M., & Moshou, A.

(2013). Monthly migration of a tectonic seismic swarm detected by DInSAR: Southwest Peloponnese, Greece. *Geophysical Journal International*, *194*(3), 1302–1309, 10.1093/gji/ggt196

Läderach, C., Korger, E. I. M., Schlindwein, V., Müller, C., & Eckstaller, A. (2012). Characteristics of tectonomagmatic earthquake swarms at the Southwest Indian Ridge between 16°E and 25°E. *Geophysical Journal International*, *190*(1), 429–441, 10.1111/j.1365-246X.2012.05480.x

Lambotte, S., Lyon-Caen, H., Bernard, P., Deschamps, A., Patau, G., Nercessian, A., Pacchiani, F., Bourouis, S., Drilleau, M., & Adamova, P. (2014). Reassessment of the rifting process in the Western Corinth Rift from relocated seismicity. *Geophysical Journal International*, *197*(3), 1822–1844, 10.1093/gji/ggu096

Langenbruch, C., Dinske, C., & Shapiro, S. A. (2011). Inter event times of fluid induced earthquakes suggest their Poisson nature. *Geophysical Research Letters*, *38*(21), 1–6, 10.1029/2011GL049474

Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J. L., & Lyon-Caen, H. (2004). A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set. *Geophysical Journal International*, *159*(3), 1013–1031, 10.1111/j.1365-246X.2004.02412.x

Lecomte, E., Le Pourhiet, L., & Lacombe, O. (2012). Mechanical basis for slip along low-angle normal faults. *Geophysical Research Letters*, *39*(3), 1–6, 10.1029/2011GL050756

Lees, J. M. (1998). Multiplet analysis at Coso geothermal. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *88*(5), 1127–1143.

Leptokaropoulos, K. M., Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Adamaki, A. K., Tan, O., & Inan, S. (2013). A homogeneous earthquake catalog for western Turkey and magnitude of completeness determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *103*(5), 2739–2751, 10.1785/0120120174

Lindenfeld, M., Rümpker, G., Link, K., Koehn, D., & Batte, A. (2012). Fluid-triggered earthquake swarms in the Rwenzori region, East African Rift-Evidence for rift initiation. *Tectonophysics*, *566–567*, 95–104, 10.1016/j.tecto.2012.07.010

Llenos, A. L., McGuire, J. J., & Ogata, Y. (2009). Modeling seismic swarms triggered by aseismic transients. *Earth and Planetary Science Letters*, *281*(1–2), 59–69,

10.1016/j.epsl.2009.02.011

Lohman, R. B., & McGuire, J. J. (2007). Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(4), 1–10, 10.1029/2006JB004596

Lombardi, A. M., Marzocchi, W., & Selva, J. (2006). Exploring the evolution of a volcanic seismic swarm: The case of the 2000 Izu Islands swarm. *Geophysical Research Letters*, *33*(7), 2–5, 10.1029/2005GL025157

Lombardi, M., Cocco, M., & Marzocchi, W. (2010). On the Increase of Background Seismicity Rate during the 1997 – 1998 Umbria-Marche , Central Italy , Sequence : Apparent Variation or Fluid-Driven Triggering ?, *100*(3), 1138–1152, 10.1785/0120090077

Louvari, E., Kiratzi, A. A., & Papazachos, B. C. (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics*, *308*(1–2), 223–236, 10.1016/S0040-1951(99)00078-5

Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F., & Patau, G. (2004). First results of the CRLN seismic network in the western Corinth Rift: Evidence for old-fault reactivation. *Geoscience*, *336*(4–5), 343–351.

Margaris, B. N., & Papazachos, C. B. (1999). Moment-magnitude relations based on strong-motion records in Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *89*(2), 442–455.

Makropoulos, K., Kaviris, G. & Kouskouna, V. (2012). An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *12*(5), 1425–1430. http://dx.doi.org/10.5194/nhess-12-1425-2012.

Marsan, D., Prono, E., & Helmstetter, A. (2013). Monitoring Aseismic Forcing in Fault Zones Using Earthquake Time Series, *103*(1), 169–179, 10.1785/0120110304

Matsu'ura, R. S., & Karakama, I. (2005). A point-process analysis of the Matsushiro earthquake swarm sequence: The effect of water on earthquake occurrence. *Pure and Applied Geophysics*, *162*(6–7), 1319–1345, 10.1007/s00024-005-2672-0

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Relinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N., Veis, G. (2000). Global Positioning System constrains

on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, *105*(B3), 5,695-5,719.

McKenzie, D. P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, *30*, 109–185.

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, *55*, 217–254.

Melis, N. S., & Tselentis, G. A. (1998). 3-D P-wave velocity structure in western Greece determined from tomography using earthquake data recorded at the University of Patras Seismic Network (PATNET). *Pure and Applied Geophysics*, *152*(2), 329–348, 10.1007/s000240050157

Mesimeri, M., Papadimitriou, E., Karakostas, V., & Tsaklidis, G. (2013). Earthquake clusters in NW Peloponnese. In *Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XLVII*.

Mesimeri, M., Karakostas, V., & Papadimitriou, E. (2014). Σχέση κύρτωσης και λοξότητας για τον χαρακτηρισμό των σεισμικών εξάρσεων. *Πρακτικά 27ου Πανελληνίου Συνεδρίου Στατιστικής* (pp. 142–154).

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., & Tsaklidis, G. (2015). Χωροχρονικές ιδιότητες σεισμικότητας στο δυτικό Κορινθιακο Κόλπο. *Πρακτικά 28ου Πανελληνίου Συνεδρίου Στατιστικής* (pp. 222–235).

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Schaff, D., & Tsaklidis, G. (2016). Spatio-temporal properties and evolution of the 2013 Aigion earthquake swarm (Corinth Gulf, Greece). *Journal of Seismology*, *20*(2), 595–614, 10.1007/s10950-015-9546-4

Mesimeri, M., & Karakostas, V. (2016). Earthquake Interevent times distribution: Application to Corinth Gulf. *Proceedings of the 29th Panhellenic Statistics Conference* (pp. 360–372).

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., & Tsaklidis, G. (2016). Characteristics of seismic excitations in corinth gulf (Greece), *L*.

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Tsapanos, T. (2017). Detailed microseismicity study in the area of Florina (Greece): Evidence for fluid driven seismicity. *Tectonophysics*, *694*, 424–435, 10.1016/j.tecto.2016.11.027

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Jacobs, K. (2018). Relocation of recent seismicity and seismotectonic properties in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophysical*

Journal International, *212*(2), 1123–1142, 10.1093/gji/ggx450

Mesimeri, M. & Karakostas V. Repeating earthquakes in western Corinth Gulf (Greece): Implications for aseismic slip near locked faults (under review in *Geophysical Journal International).*

Mignan, A. Werner, M. J., Wiemer, S., Chen, C. C., & Wu, Y. M. (2011). Bayesian estimation of the spatially varying completeness magitude of earthquake catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America, 101,*1371-1385, doi: 10.1785/0120100223

Mignan, A., & Woessner, J. (2012). Estimating the magnitude of completeness in earthquake catalogs. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, 1–32, 10.5078/corssa-00180805.

Mignan, A. & Chouliaras, G. (2014). Fifty years of seismic network performance in Greece (1964-2013): Spaiotemporal evolution of the completeness magnitude. *Seismological Research Letters, 85*(3), 657-667, doi: 10.1785/0220130209

Mogi, K. (1963). 38. Some discussions on Afterschocks, Foreshocks and Earthquake Swarms- the Fracture of a Semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, *41*, 615–658.

Molchan, G. (2005). Interevent time distribution in seismicity: A theoretical approach. *Pure and Applied Geophysics*, *162*(6–7), 1135–1150, 10.1007/s00024-004-2664-5

Moriya, H., Niitsuma, H., & Baria, R. (2003). Multiplet-Clustering Analysis Reveals Structural Details within the Seismic. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *93*(4), 1606–1620, 10.1785/0120020072

Nadeau, R. M., & Johnson, L. R. (1998). Seismological studies at Parkfield VI: moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *88*(3), 790–814.

Nadeau, R. M., & McEvilly, T. V. (1999). Fault Slip Rates at Depth from Recurrence Intervals of Repeating Microearthquakes. *Science*, *285*(5428), 718–721, 10.1126/science.285.5428.718

Novotný, O., Janskü, J., Plicka, V., & Lyon-Caen, H. (2008). A layered model of the upper crust in the Aigion region of Greece, inferred from arrival times of the 2001 earthquake sequence. *Studia Geophysica et Geodaetica*, *52*(1), 123–131, 10.1007/s11200-008-0009-z

Ogata, Y. (1988). Statistical Models for Earthquake Occurences and Residual Analysis for Point

Processes. *Journal of the American Statistical Association*, *83*(401), 9–27.

Ogata, Y. (1992). Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model. *Journal of Geophysical Research*, *97*(B13), 19845, 10.1029/92JB00708

Ogata, Y., & Katsura, K. (1993). Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues. *Geophysical Journal International*, *113*, 727–738.

Orlecka-Sikora, B. (2010). The role of static stress transfer in mining induced seismic events occurrence, a case study of the Rudna mine in the Legnica-Glogow Copper District in Poland. *Geophysical Journal International*, *182*(2), 1087–1095, 10.1111/j.1365-246X.2010.04672.x

Pacchiani, F., & Lyon-Caen, H. (2010). Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece). *Geophysical Journal International*, *180*(1), 59–72, 10.1111/j.1365-246X.2009.04409.x

Paige, C., & Saunders, M. (1982). LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares. *ACM Trans. MAth. Softw.*, *8*(1), 43–71.

Panagiotopoulos, D. G., & Papazachos, B. C. (1985). Travel times of Pn -waves in the Aegean and surrounding area. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *80*, 165–176.

Papadimitriou, E., Gospodinov, D., Karakostas, V., & Astiopoulos, A. (2013). Evolution of the vigorous 2006 swarm in Zakynthos (Greece) and probabilities for strong aftershocks occurrence. *Journal of Seismology*, *17*(2), 735–752, 10.1007/s10950-012-9350-3

Papazachos, B. C., & Delibasis, N. D. (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, *7*(3), 231–255, 10.1016/0040-1951(69)90069-9

Papazachos, B. C., & Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic Features of the Aegean arc. *Journal of Geophysical Research*, *76*(35), 8517–8533, 10.1029/JB076i035p08517

Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., Papadimitriou, E. E., & Scordilis, E. M. (1984). Properties of the February-March 1981 seismic sequence in the Alkyonides gulf in central Greece. *Annales Geophysicae*, *2*(5), 537–544.

Papazachos, C. B., Kiratzi, A. A., & Papazachos, B. C. (1992). Rates of active crustal deformation in the Aegean and the surrounding area. *Journal of Geodynamics*, *16*(3), 147–179, 10.1016/0264-3707(92)90024-M

Papazachos, B. C., Kiratzi, a. a., & Karacostas, B. G. (1997). Toward a homogeneous moment-magnitude determination for earthquakes in Greece and the surrounding area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *87*(2), 474–483.

Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A. A., Papazachos, C. B., & Louvari, E. K. (1998). Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Bollotino Geofisica Teorica Applicata*, *39*(3), 199–218.

Papazachos, B. C., Karakostas, V. G., Kiratzi, A. A., Margaris, B. N., Papazachos, C. B., & Scordilis, E. M. (2002). Uncertainties in the estimation of earthquake magnitudes in Greece. *Journal of Seismology*, *6*(4), 557–570, 10.1023/A:1021214126748

Papazachos, B. C., & Papazachou. (2003). *The earthquakes of Greece*. Thessaloniki: Ziti publications.

Parotidis, M., Rothert, E., & Shapiro, S. A. (2003). Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe. *Geophysical Research Letters*, *30*(20), 10–13, 10.1029/2003GL018110

Parotidis, M., Shapiro, S. A., & Rothert, E. (2004). Back front of seismicity induced after termination of borehole fluid injection. *Geophysical Research Letters*, *31*(2), 1–5, 10.1029/2003GL018987

Parotidis, M., Shapiro, S. A., & Rothert, E. (2005). Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion. *Journal of Geophysical Research, 110*(5), 1–12, 10.1029/2004JB003267

Parsons, T., Stein, R. S., Simpson, R. W., & Reasenberg, P. A. (1999). Stress sensitivity of fault seismicity: A comparison between limited-offset oblique and major strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, *104*(B9), 20183, 10.1029/1999JB900056

Patane, D., Chiarabba, C., Cocina, O, De Gori, P., Moretti, M. & Boschi, E. (2002). Tomographic images and 3D earthquake locations of the seismic swarm preceding the 2001 Mt. Etna eruption: Evidence for a dyke intrusion. *Geophysical Research Letters*, *29*(10), 3–6, 10.1029/2001GL014391

Pavlides, S. B., & Mountrakis, D. M. (1987). Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *Journal of Structural Geology*, *9*(4), 385–392, 10.1016/0191-8141(87)90115-5

Phillips, W. S. (2000). Precise microearthquake locations and fluid flow in the geothermal reservoir at Soultz-sous-Forets, France. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *90*(1), 212–228, 10.1785/0119990047

Potanina, M. G., Smirnov, V. B., & Bernard, P. (2011). Patterns of seismic swarm activity in the Corinth Rift in 2000-2005. *Izvestiya - Physics of the Solid Earth*, *47*(7), 610–622.

Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California. *Journal of Geophysical Research*, *89*(B7), 5719, 10.1029/JB089iB07p05719

Reasenberg, P. (1985). Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *Journal of Geophysical Research*, *90*(B7), 5479–5495.

Reasenberg, P., & Oppenheimer, D. H. (1985). FPFIT, FPPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. U.S. Geological Survey Open File Report.

Rice, J. R., & Cleary, M. P. (1976). Some Basic Stress Diffusion Solutions for Fluid-Saturated Elastic Porous Media With Compressible Constituents. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *14*(2), 227–241.

Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of Seismological Society of America*, *25*, 1–32.

Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., & Lyon-caen, H. (1996). Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: Evidence from high-resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophysical Research Letters*, *23*(14), 1817–1820.

Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., … Kassaras, I. (1996). A microseismic study in the western part of the Gulf of Corinth (Greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, *126*, 663–688.

Ristau, J. (2009). Comparison of magnitude estimates for New Zealand earthquakes: Moment magnitude, local magnitude, and teleseismic body-wave magnitude. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *99*(3), 1841–1852, 10.1785/0120080237

Robinson, R., & McGinty, P. J. (2000). The enigma of the Arthur's Pass, New Zealand, earthquake: 2. The aftershock distribution and its relation to regional and induced stress fields. *Journal*

of Geophysical Research, *105*(B7), 16139, 10.1029/2000JB900012

Roland, E., & McGuire, J. J. (2009). Earthquake swarms on transform faults. *Geophysical Journal International*, *178*(3), 1677–1690.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A., & Benetatos, C. (2010). The instability of the MW and ML comparison for earthquakes in Greece for the period 1969 to 2007. *Journal of Seismology*, *14*(2), 309–337, 10.1007/s10950-009-9167-x

Rubin, A. A. M., Gillard, D., & Got, J. J. (1999). Streaks of microearthquakes along creeping faults. *Nature*, *400*, 635–641, 10.1038/23196

Rubinstein, J. L., Ellsworth, W. L., Chen, K. H., & Uchida, N. (2012). Fixed recurrence and slip models better predict earthquake behavior than the time-and slip-predictable models: 1. Repeating earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(2), 1–13, 10.1029/2011JB008724

Rydelek, P. A., & Sacks, I. S. (1989). Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature*, *337*, 251–253.

Sachpazi, M., Clement, C., Laigle, M., Hirn, A., & Roussos, N. (2003). Rift structure, evolution, and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, *216*(3), 243–257, 10.1016/S0012-821X(03)00503-X

Saichev, A., & Sornette, D. (2007). Theory of earthquake recurrence times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(4), 1–26, 10.1029/2006JB004536

Sammis, C. G., & Rice, J. R. (2001). Repeating earthquakes as low-stress-drop events at a border etween locked and creeping fault patches. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *91*(3), 532–537, 10.1785/0120000075

Sattin, F., Agostini, M., Cavazzana, R., Serianni, G., Scarin, P., & Vianello, N. (2009). About the parabolic relation existing between the skewness and the kurtosis in time series of experimental data. *Physica Scripta*, *79*.

Schaff, D. P., Beroza, G. C., & Shaw, B. E. (1998). Postseismic response of repeating aftershocks. *Geophysical Research Letters*, *25*(24), 4549, 10.1029/1998GL900192

Schaff, D. P., Bokelmann, G. H. R., Beroza, G. C., Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2002). High-resolution image of Calaveras Fault seismicity. *Journal of Geophysical Research*, *107*(B9), 1–16, 10.1029/2001JB000633

Schaff, D. P., & Beroza, G. C. (2004). Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, *109*(10), 10.1029/2004JB003011

Schaff, D. P., Bokelmann, G. H. R., Ellsworth, W. L., Zanzerkia, E., Waldhauser, F., & Beroza, G. C. (2004). Optimizing correlation techniques for improved earthquake location. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(2), 705–721.

Schaff, D. P., & Richards, P. G. (2004). Repeating Seismic Events in China. *Science*, *303*, 1176–1179.

Schaff, D. P., & Waldhauser, F. (2005). Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the northern California seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *95*(6), 2446–2461.

Schaff, D. P., & Richards, P. G. (2011). On finding and using repeating seismic events in and near China. *Journal of Geophysical Research*, *116*(3), 1–20, 10.1029/2010JB007895

Scherbaum, F., & Wendler, J. (1986). Cross spectral analysis of Swabian Jura (SW Germany) three-component microearthquake recordings. *Journal of Geophysics*, *60*, 157–166.

Scholz, C. H. (2002). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting* (2nd Edition). Cambridge University Press.

Scordilis, E.M. (1985) *Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών.* Aristotle University of Thessaloniki.

Scordilis, E. M. (2006). Empirical global relations converting MS and mbto moment magnitude. *Journal of Seismology*, *10*(2), 225–236, 10.1007/s10950-006-9012-4

Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., Karacostas, B. G., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E., & B.C., P. (1985). Evidence for Transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island Earthquake Sequence of 1983. *Pure and Applied Geophysics*, *123*, 388–397.

Scordilis, E. M., Kementzetzidou, D., & Papazachos, B. C. (2016). Local magnitude calibration of the Hellenic Unified Seismic Network. *Journal of Seismology*, *20*(1), 319–332, 10.1007/s10950-015-9529-5

Segou, M., Ellsworth, W. L., & Parsons, T. (2014). Stress Transfer by the 2008 Mw 6.4 Achaia Earthquake to the Western Corinth Gulf and Its Relation with the 2010 Efpalio Sequence, Central Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *104*(4), 1723–1734, 10.1785/0120130142

Serpetsidaki, A., Elias, P., Ilieva, M., Bernard, P., Briole, P., Deschamps, A., … Tselentis, G. A. (2014). New constraints from seismology and geodesy on the Mw = 6.4 2008 Movri (Greece) earthquake: Evidence for a growing strike-slip fault system. *Geophysical Journal International*, *198*(3), 1373–1386, 10.1093/gji/ggu212

Shapiro, S. A. (2015). *Fluid-Induced Seismicity*. Cambridge University Press.

Shapiro, S. A., Huenges, E., & Borm, G. (1997). Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophysical Journal International*, *131*(2), F15–F18, 10.1111/j.1365-246X.1997.tb01215.x

Shapiro, S. A., Rothert, E., Rath, V., & Rindschwentner, J. (2002). Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics*, *67*(1), 212, 10.1190/1.1451597

Shapiro, S. A., Patzig, R., Rothert, E., & Rindschwentner, J. (2003). Triggering of Seismicity by Pore-pressure Perturbations: Permeability-related Signatures of the Phenomenon. *Pure and Applied Geophysics*, *160*(5), 1051–1066, 10.1007/PL00012560

Shapiro, S. a., Audigane, P., & Royer, J. J. (1999). Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity. *Geophysical Journal International*, *137*(1), 207–213, 10.1046/j.1365-246X.1999.00781.x

Shearer, P., Hauksson, E., & Lin, G. (2005). Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, part 2: Results using source-specific station terms and cluster analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *95*(3), 904–915, 10.1785/0120040168

Shearer, P. M. (1997). Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation: Application to the Whittier aftershock sequence Narrows California, aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research*, *102*(134), 8269–8283.

Shelly, D. R., Ellsworth, W. L., & Hill, D. P. (2016). Fluid-faulting evolution in high definition: Connecting fault structure and frequency-magnitude variations during the 2014 Long Valley Caldera, California, earthquake swarm. *Journal of Geophysical Research*, *121*, 1776–1795, 10.1002/2015JB012719.Received

Shelly, D. R., Hill, D. P., Massin, F., Farrell, J., Smith, R. B., & Taira, T. (2013a). A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera. *Journal of Geophysical*

Research E: Planets, *118*(9), 4872–4886, 10.1002/jgrb.50362

Shelly, D. R., Moran, S. C., & Thelen, W. A. (2013b). Evidence for fluid-triggered slip in the 2009 Mount Rainier, Washington earthquake swarm. *Geophysical Research Letters*, *40*(8), 1506–1512, 10.1002/grl.50354

Shi, Y.-L., & Bolt, A. (1982). The standard error of the magnitude-frequency b value. *Bulletin of Seismological Society of America*, *72*(5), 1677–1687.

Smirnov, V. B., Ponomarev, A. V., Benard, P., & Patonin, A. V. (2010). Regularities in transient modes in the seismic process according to the laboratory and natural modeling. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, *46*(2), 104–135, 10.1134/S1069351310020023

Snoke, A. (2003). FOCMEC: FOCal MEChanism determinations. In W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, & C. Kisslinger (Eds.), *International handbook of earthquake and engineering seismology*. San Diego: Academic Press.

Sokos, E. N., & Zahradnik, J. (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers and Geosciences*, *34*(8), 967–977, 10.1016/j.cageo.2007.07.005

Sokos, E. N., & Zahradnik, J. (2013). Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software. *Seismological Research Letters*, *84*(4), 656–665, 10.1785/0220130002

Sokos, E., Zahradník, J., Kiratzi, A., Janský, J., Gallovič, F., Novotny, O., Kostelecky, J., Serpetsidaki, A., Tselentis, G. A. (2012). The January 2010 Efpalio earthquake sequence in the western Corinth Gulf (Greece). *Tectonophysics*, *530–531*(January 2010), 299–309, 10.1016/j.tecto.2012.01.005

Sorel, D. (2000). A Pleistocene and still-active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, *28*(1), 83–86.

Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J.M., Scotti, O.,Zˇivcic , M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D. & Giardini, D. (2013). The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology*, *17*(2), 523–544. http://dx.doi.org/10.1007/s10950-

012-9335-2.

van Stiphout, T., Zhuang, J., & Marsan, D. (2012). Seismicity declustering. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, *doi:10.507*, 1–25, 10.5078/corssa-52382934.

Suárez, G., Sánchez-Alvaro, E., Lomas-Delgado, E., & Arvizu-Lara, G. (2016). The 2013 Seismic Swarm in Chihuahua, Mexico: Evidence of Active Extensional Deformation in the Southern Basin and Range. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *106*(6), 2686–2694, 10.1785/0120160179

Sykes, L. (1970). Earthquake swarms and sea floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, *75*(32), 6598–6611.

Talbi, A., & Yamazaki, F. (2010). A mixed model for earthquake interevent times, 289–307, 10.1007/s10950-009-9166-y

Talwani, P., & Acree, S. (1984). Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, *122*(6), 947–965, 10.1007/BF00876395

Taylor, B., Weiss, J. R., Goodliffe, A. M., Sachpazi, M., Laigle, M., & Hirn, A. (2011). The structures, stratigraphy and evolution of the Gulf of Corinth rift, Greece. *Geophysical Journal International*, *185*(3), 1189–1219, 10.1111/j.1365-246X.2011.05014.x

Taymaz, T., Jackson, J. A., & McKenzie, D. P. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, *106*, 433–490.

Thurber, C. H. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *75*(1–3), 55–62, 10.1016/0031-9201(92)90117-E

Toda, S., Stein, R. S., & Sagiya, T. (2002). Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity. *Nature*, *419*, 58–61.

Touati, S., Naylor, M., & Main, I. G. (2009). Origin and nonuniversality of the earthquake interevent time distribution. *Physical Review Letters*, *102*(16), 1–4, 10.1103/PhysRevLett.102.168501

Touati, S., Naylor, M., Main, I. G., & Christie, M. (2011). Masking of earthquake triggering behavior by a high background rate and implications for epidemic-type aftershock sequence inversions. *Journal of Geophysical Research*, *116*(B03304), 1–16, 10.1029/2010JB007544

Touati, S., Naylor, M., & Main, I. G. (2014). Statistical Modeling of the 1997 – 1998 Colfiorito Earthquake Sequence : Locating a Stationary Solution within Parameter Uncertainty. *Bulletin of Seismological Society of America*, *104*(2), 885–897, 10.1785/0120130270

Tsampas, A. D., Scordilis, E. M., Papazachos, C. B., & Karakaisis, G. F. (2016). Global-magnitude scaling relations for intermediate-depth and deep-focus earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *106*(2), 418–434, 10.1785/0120150201

Uchida, N., MAtsuzawa, T. & Hasegawa, A. (2003). Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, *30*(15), 1801, 10.1029/2003GL017452

Udias, A. (1999). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.

Utsu, T., Ogata, Y., S, R., & Matsu'ura. (1995). The Centenary of the Omori Formula for a Decay Law of Aftershock Activity. *Journal of Physics of the Earth*, *43*(1), 1–33, 10.4294/jpe1952.43.1

Vallianatos, F., Michas, G., & Papadakis, G. (2016). A Description of Seismicity Based on Non-extensive Statistical Physics: A Review. In S. D'Amico (Ed.), *Earthquakes and Their Impact on Society* (pp. 1–41). Cham: Springer International Publishing, 10.1007/978-3-319-21753-6_1

Valoroso, L., Chiaraluce, L., Piccinini, D., Di Stefano, R., Schaff, D., & Waldhauser, F. (2013). Radiography of a normal fault system by 64,000 high-precision earthquake locations: The 2009 L'Aquila (central Italy) case study. *Journal of Geophysical Research*, *118*(3), 1156–1176, 10.1002/jgrb.50130

Vidale, J. E., Ellsworth, W. L., Cole, A., & Marone, C. J. (1994). Variations in rupture process with recurrence interval in a repeated small earthquake. *Nature*, *368*(6472), 624–626, 10.1038/368624a0

Vidale, J. E., & Shearer, P. M. (2006). A survey of 71 earthquake bursts across southern California: Exploring the role of pore fluid pressure fluctuations and aseismic slip as drivers. *Journal of Geophysical Research*, *111*, doi:10.1029/2005JB004034.

Vidale, J. E., Boyle, K. L., & Shearer, P. M. (2006). Crustal earthquake bursts in California and Japan: Their patterns and relation to volcanoes. *Geophysical Research Letters*, *33*(20), 1–5, 10.1029/2006GL027723

Wadati, K. (1933). On the travel time of earthquake waves. Part II. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, (7), 101–111.

Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *90*(6), 1353–1368, 10.1785/0120000006

Waldhauser, F. (2001). HypoDD - a program to compute double-difference hypocenter locations. 01-113.

Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2002). Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations. *Journal of Geophysical Research*, *107*(B3), 10.1029/2000JB000084

Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., Schaff, D. P., & Cole, A. (2004). Streaks, multiplets, and holes: High-resolution spatio-temporal behavior of Parkfield seismicity. *Geophysical Research Letters*, *31*(18), 2–5, 10.1029/2004GL020649

Waldhauser, F., & Schaff, D. P. (2008). Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *113*(8), 1–15, 10.1029/2007JB005479

Wang, H. (2000). *Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology*. Princeton University Press.

Wernicke, B. (1995). Low-angle normal faults and seismicity: A review. *Journal of Geophysical Research*, *100*(B10), 20159, 10.1029/95JB01911

Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, *72*(3), 373–382.

Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *90*(4), 859–869, 10.1785/0119990114

Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *95*(2), 684–698, 10.1785/0120040007

Yamashita, T. (1999). Pore Creation due to Fault Slip in a Fluid-permeated Fault Zone and its Effect on Seismicity: Generation Mechanism of Earthquake Swarm. *Pure and Applied*

Geophysics, *155*(2–4), 625–647, 10.1007/s000240050280

Yao, D., Walter, J. I., Meng, X., Hobbs, T. E., Peng, Z., Newman, A. V. & Protti, M. (2017). Detailed Spatio-Temporal Evolution of Microseismicity and Repeating Earthquakes following the 2012 M $_{w}$ 7.6 Nicoya Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 524–542, 10.1002/2016JB013632

Yazdi, P., Hainzl, S., & Gaspar-Escribano, J. M. (2017). Statistical analysis of the 2012–2013 Torreperogil–Sabiote seismic series, Spain. *Journal of Seismology*, 1–13, 10.1007/s10950-016-9630-4

Zahradnik, J., Jansky, J., & Plicka, V. (2008). Detailed waveform inversion for moment tensors of M~4 events: Examples from the Corinth Gulf, Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *98*(6), 2756–2771, 10.1785/0120080124

Zanzerkia, E. E., Beroza, G. C., & Vidale, J. E. (2003). Waveform analysis of the 1999 Hector Mine foreshock sequence. *Geophysical Research Letters*, *30*(8), 1429, 10.1029/2002GL016383

Zhang, J., Richards, P. G., & Schaff, D. P. (2008). Wide-scale detection of earthquake waveform doublets and further evidence for inner core super-rotation. *Geophysical Journal International*, *174*(3), 993–1006, 10.1111/j.1365-246X.2008.03856.x

Zhang, Q., & Shearer, P. M. (2016). A new method to identify earthquake swarms applied to seismicity near the San Jacinto Fault, California. *Geophysical Journal International*, *205*(2), 995–1005, 10.1093/gji/ggw073

Zhao, P., & Peng, Z. (2008). Velocity contrast along the Calaveras fault from analysis of fault zone head waves generated by repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, *35*(1), 1–5, 10.1029/2007GL031810

Zobin, V. M., & Ivanova, E. I. (1994). Earthquake Swarms In the Kamchatka-Commander Region. *Geophysical Journal International*, *117*(1), 33–47, 10.1111/j.1365-246X.1994.tb03302.x